



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 «Влияние солнечной активности на частоту внезапных
стратосферных потеплений»

Исполнитель Карелина Екатерина Андреевна ПМ-Б17-1-3

(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат физико - математических наук, доцент

(ученая степень, ученое звание)

доцент 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)

«28» мая 2021 г.

Санкт-Петербург

2021

Содержание

Введение.....	3
1. Внезапные стратосферные потепления.....	5
1.1 Возникновение ВСП.....	5
1.2 Влияние ВСП на атмосферу Земли.....	7
1.3 Влияние солнечной активности на ВСП.....	8
2. Используемые данные.....	10
2.1 Данные, характеризующие солнечную активность.....	10
2.1.1 Индекс солнечной активности.....	10
2.1.2 Солнечное радиоизлучение.....	13
2.1.3 Измерение индекса солнечной активности.....	15
2.1.4 Индекс солнечной активности как показатель поведения солнца.....	16
2.2 Солнечные пятна.....	17
2.3 Реанализ MERRA-2.....	19
3. Определение дат ВСП. Выявление взаимосвязи между индексом солнечной активности и частотой ВСП.....	21
3.1 Определение дат ВСП по температуре в стратосфере.....	21
3.2 Связь между индексом солнечной активности и частотой ВСП.....	49
Заключение.....	52
Список используемой литературы.....	53

Введение

Вся погода на Земле, от поверхности планеты до космоса, начинается с Солнца. Космическая погода и земная погода (погода, которую мы наблюдаем на поверхности) зависят от небольших изменений, которые происходят на Солнце в течение своего солнечного цикла.

Взаимодействие тропосферы, стратосферы и мезосферы в Северном полушарии (СП) ограничено зимним сезоном (который обычно длится с ноября по апрель), когда западные зональные ветры в стратосфере способствуют вертикальному распространению планетарных волн из тропосферы в стратосферу [1]. Одним из наиболее ярких примеров взаимодействия тропосферы, стратосферы и мезосферы в зимний период является сильное внезапное стратосферное потепление (ВСП) [2], которое оказывает сильное влияние на среднюю атмосферу и дает ценную информацию об атмосферном вертикальном обмене. Несмотря на то, что ВСП представляет собой зимнее явление в полярных широтах Северного полушария, вся атмосфера Земли реагирует на эти крупномасштабные метеорологические явления [3].

Целью данной выпускной квалификационной работы является выявление влияния солнечной активности на частоту ВСП. Для достижения поставленной цели были поставлены и выполнены следующие задачи:

- 1) анализ данных по температуре на высотах стратосферы с использованием данных реанализа MERRA-2.
- 2) построение графиков распределения аномалий температуры на высотах стратосферы с учетом климатической составляющей.
- 3) определение даты ВСП по рассчитанной производной при интерполяции данных методом сплайна и сравнение с опубликованными данными.
- 4) построение данных об индексе среднемесячной солнечной активности и дат ВСП.

5) выявление взаимосвязи между изменением солнечной активности и появлением случаев ВСП.

1. Внезапные стратосферные потепления

В середине прошлого века авторы работ [4] и [5] независимо друг от друга обнаружили случайность ВСП. Соответствующие мезосферные охлаждения были обнаружены вскоре после этого автором [6]. В полярном СП при 10 гПа типичные температуры составляют примерно от 208 до 218 К. Эффекты ВСП проявляются во внезапном и коротком (несколько дней) увеличении температуры (до 60 К) в стратосфере и взаимном охлаждении в мезосфере высоких и средних широт в течение зимы. Можно найти более строгое определение ВСП в работах авторов [7]. Согласно имеющимся знаниям [8] и [9], возникновение эффекта начинается в области мезопаузы в высоких широтах в направлении стратосферы в средних широтах с пиком интенсивности вблизи 65° с.ш. Эти события в основном являются масштабными явлениями СП [10], поскольку более неоднородная топография в северных средних широтах вызывает более сильную планетарную волновую активность, чем в Южном полушарии.

Существуют два вида ВСП: незначительное потепление и сильное потепление. Незначительное потепление также представляет собой увеличение температуры, но на высоте 10 гПа оно на 30 К меньше, чем для сильных потеплений. Главное различие в том, что в отличие от сильных потеплений, на протяжении незначительного потепления, зональные ветра ослабляются, но не меняют своего направления [10]. Главные ВСП примерно происходят со средней частотой 0,62 за зимний сезон СП (или шесть событий за десятилетие) [11]. Климатология ВСП была представлена авторами [2], а подробная информация о недавних основных особенностях ВСП была описана авторами [12].

1.1 Возникновение ВСП

Случаи ВСП играют довольно важную роль в исследованиях атмосферы, не только потому что вышеупомянутые случаи влияют на все процессы в средней атмосфере, но также потому что они предоставляют естественное исследование

наших знаний об атмосферных взаимодействиях. Первым шагом для понимания природы ВСП была теория о распространении планетарных волн (ПВ). Прямое распространение колебаний крупномасштабных планетарных волн (ПВ) (периоды в диапазоне от 2 до 30 дней), которые в основном генерируются в тропосфере, в верхних слоях атмосферы крайне маловероятно [13]. Однако считается, что они могут влиять на верхние слои атмосферы, модулируя более короткопериодические гравитационные волны и приливы [14]. Гравитационные волны и приливы с большими горизонтальными длинами волн могут распространяться в верхние слои атмосферы при благоприятных условиях, тем самым обеспечивая передачу крупномасштабных нижних атмосферных волн в верхние слои атмосферы. Во время случаев ВСП амплитуды ПВ увеличиваются и стратосферные и мезосферные зональные ветры также резко изменяются, создавая условия, способствующие распространению мелкомасштабных волн, которые уже модулируются ПВ [15].

Авторы работы [8], получили дисперсионные связи для вертикально распространяющихся волн Россби. Эта теория была подтверждена имитационным моделированием [12, 13]. Считается, что ВСП возникают в результате зимнего вертикального распространения тропосферных квазистационарных ПВ в стратосферу и их взаимодействия со средним зональным потоком, что приводит к диссипации волн в стратосфере [17]. Из-за этой диссипации энергия и импульс накапливаются в стратосфере, которые изменяют обычный зимний восточный зональный ветер и повышают температуру стратосферы. В настоящее время это объяснение является общепринятым, тем не менее, следует отметить, что есть альтернативы. Например, автор работ [14] и [15] на основании имитационного моделирования обнаружил, что эффекты, подобные ВСП, могут возникать из-за нелинейных волновых взаимодействий, которые создают дополнительные волны в сумме и разницу частот двух исходных волн [18], которые попадают в основном в область приливов. Во время случаев ВСП взаимодействие между усиленными планетарными волнами и приливами и взаимодействие между приливами и

измененной средней атмосферой модулирует приливные компоненты, которые регистрируют свои признаки в верхних атмосферных параметрах [19].

1.2 Влияние ВСП на атмосферу Земли

Авторы [20] описали основные характеристики различных типов ВСП на основе данных реанализа с 1958 по 2002 г. Они разработали алгоритм, основанный на определении ВМО [21], который идентифицирует ВСП и классифицирует их на события, которые либо расщепляют, либо не расщепляют стратосферный полярный вихрь. Они обеспечили динамическое различие двух типов ВСП на основе их различного воздействия на вертикальные и горизонтальные структуры стратосферы и тропосферы. В частности, событие расщепления вихря требует гораздо более сильного зонального потока в тропосфере и оказывает большее баротропное влияние в начальную дату, чем событие смещения вихря, которое имеет тенденцию иметь долгосрочное тропосферное влияние. Также было описано существование колоколообразного «континуума» событий потепления без различия между различными типами ВСП, особенно с точки зрения динамической связи между стратосферой и тропосферой [22].

События ВСП могут значительно влиять на всю среднюю атмосферу, вызывая изменения тепловой и динамической структуры в стратосфере, мезосфере и областях нижней термосферы, как было показано наблюдениями [23] и численными моделями [24]. Тем не менее, влияние события ВСП в разные годы также широко варьируется в зависимости от степени возмущения вихря. На уровне стратопаузы происходят впечатляющие изменения. Разрушение стратопаузы и ее последующее преобразование на очень больших (~ 75–80 км) высотах наблюдаются через несколько дней после даты центрального ВСП, а затем стратопауза нагревается и медленно спадает по мере развития ВСП [20].

Так как ВСП наблюдались и моделировались в многочисленных работах [25], тема вызвала неподдельный интерес во всех областях науки об атмосфере.

Используя трехмерную модель, авторы работы [26] изучали распределения незначительных химических примесей в области мезопаузы во время события ВСП. Самое подробное исследование изменчивости гидроксильного слоя свечения неба во время ВСП было представлено в работе [27]. Реакция ОН и инфракрасной атмосферной полосы была обнаружена с помощью спутниковых наблюдений авторами работ [28] и [8], которые исследовали влияние этого явления в распределениях СО и NO_x на основе совместного анализа моделирования и спутниковых наблюдений. Влияние ВСП на вторичный озоновый слой было выделено в работе авторов [29] на основе моделирования моделей и в работе авторов [30] на основе данных с прибора SABRE (зондирование атмосферы с использованием широкополосной эмиссионной радиометрии) на борту спутника TIMED. Температура и динамическая структура области мезопаузы во время ВСП были исследованы с помощью данных реанализа [31] и основаны на модели циркуляции [32]. Большое количество работ посвящено роли и распространению гравитационных волн во время ВСП [33]. В последнее время влияние на тропосферу и экваториальные широты были обнаружены авторами [34] и [35]. Подробнее о ВСП в смежных областях можно найти в обзорах этой темы [7].

1.3 Влияние солнечной активности на ВСП.

Солнечное излучение сильно влияет на атмосферу Земли и климат [36]; следовательно, естественно, возникает вопрос о влиянии любых изменений на Солнце. Самое сильное солнечное изменение – это 11-летний солнечный цикл. Авторы работы [37] не обнаружили какую-либо значительную корреляцию между 11-летним солнечным циклом и сильным ВСП (СВСП) на основе их анализа 10,7 см потока солнечной радиации. Тем не менее, автор работы [38] показал, что такая корреляция существует для случаев СВСП, распределенных по фазам КДК (квазидвухлетнее колебание). Это частично противоречит работе авторов [39], которые нашли такую корреляцию без учета связи с фазами КДК на основе

анализа числа потоков серии Лаймана и солнечных пятен. Причиной расхождения является либо разница в потоках, либо в методах.

Используя данные по ветру в стратосфере, сила экваториального потока электронов (ЭПЭ), общее содержание электронов (ОСЭ) и многоволновые интенсивности дневного свечения, которые происходят на разных высотах атмосферы, было показано, что влияние ПВ на верхние слои атмосферы зависит от солнечной активности [40]. Представлены четкие признаки взаимодействия между усиленными ПВ и приливами во время ВСП и результирующее влияние на силу ЭПЭ в верхней атмосфере и значения ОСЭ, чтобы продемонстрировать вертикальную связь атмосферы и ее зависимость от солнечной активности и активности планетарных волн в нижних слоях атмосферы.

Это исследование послужило стимулом для настоящей работы с использованием данных при различных уровнях силы и проявления ВСП и солнечной активности (от минимальной до максимальной).

2. Используемые данные

2.1 Данные, характеризующие солнечную активность

2.1.1 Индекс солнечной активности

Индекс интегральной солнечной активности на длине волны 10,7 см (F10.7) – один из наиболее широко используемых индексов солнечной активности. Его используют в качестве простого индикатора уровня активности и как промежуточное звено для других солнечных выбросов или количеств, которые труднее получить, а также в качестве общедоступной базы данных для калибровки антенны.

Каждое значение F10.7 представляет собой измерение полного излучения на длине волны 10,7 см от всех источников, присутствующих на солнечном диске, с периодичностью в 1 час. Эта величина на самом деле является плотностью потока, а не потоком, хотя ее принято называть потоком. Стало ясно, что длины волн в районе 10 см лучше всего подходят для мониторинга уровня солнечной активности, поскольку солнечные излучения на этих длинах волн очень чувствительны к условиям в верхней хромосфере и в основании короны. Однако выбор длины волны 10,7 см оказался совершенно случайным. Корни программы (теперь известной как Программа солнечного радиомониторинга) и выбор длины волны лежат в истории разработки радаров во время Второй мировой войны.

Солнечные радиоизлучения на сантиметровых длинах волн были впервые описаны автором [41], хотя во время Второй мировой войны пользователи сантиметровых радарных систем сделали ряд случайных открытий. Например, операторы радаров заметили «солнечные вспышки» (повышенный уровень шума приемника) на их индикаторах, когда антенна сканировала по азимуту восход или заход Солнца. Распространение этой информации в то время было строго ограничено, поэтому подробные отчеты стали доступны только через некоторое время после прекращения боевых действий.

В Канаде, как и во многих других странах, широкая доступность новых знаний и подходящего оборудования привела к росту интереса к радиоастрономии. Артур Ковингтон и его коллеги из Национального исследовательского совета в Оттаве, потратившие военные годы на разработку радаров, использовали детали из остатков радиолокационных систем для создания первого канадского радиотелескопа. Первые наблюдения были сделаны в 1946 году. Расчетная рабочая длина волны используемых деталей радара составляла 10,7 см (частота 2,8 ГГц), что устанавливало рабочую длину волны радиотелескопа. Из-за ограниченной чувствительности прибора можно было регистрировать только солнечное излучение. Когда в течение многих дней была проведена серия калиброванных измерений, выяснились две вещи: измеренные значения потока соответствовали яркостным температурам диска, намного превышающим 6000 К (температура фотосферы), и, что не менее удивительно, плотности солнечного потока на этой длине волны менялись день ото дня. Связь между солнечными пятнами и солнечным сантиметровым излучением была независимо открыта авторами [42] и [43], а также статистическим исследованием автора [44]. Автор [42] использовал лимб Луны во время солнечного затмения, чтобы определить значительный вклад излучения, связанный с большой активной областью. Использование того, что стало известно как F10.7 в качестве индикатора уровня солнечной активности, привело к продолжению измерений до наших дней и к превращению программы в службу данных.

Последовательные измерения F10.7 в Канаде начались в 1947 году, измерения проводились на участке к югу от Оттавы, в провинции Онтарио. Однако вторжение в город и внедрение все более мощных радаров в международном аэропорту Оттавы привело к ухудшению помеховой обстановки, и в 1962 году новый объект был построен в Алгонкинской радиообсерватории, расположенной в провинциальном парке примерно в 250 км к западу от Оттавы. Затем предприятие в Оттаве было закрыто. Второй монитор потока был установлен в Радиоастрофизической обсерватории Доминиона, недалеко от Пентиктона, Британская Колумбия, чтобы обеспечить дополнительные 3 часа

наблюдений каждый день. В 1979 году Артур Ковингтон ушел в отставку, а в 1983 году, когда вышли в отставку последние члены его первоначальной группы, была сформирована новая группа с наставлениями по анализу и обновлению всех аспектов программы. В 1990 году, после закрытия Алгонкинской радиообсерватории, программа вместе с модернизированными инструментами была перенесена в Радиоастрофизическую обсерваторию Доминиона. Первоначальный прибор Радиоастрофизической обсерватории Доминиона был закрыт. Программа остается на этом месте по сей день.

Первые измерения солнечного сантиметрового излучения проводились с использованием относительно небольших антенн, имеющих лучи, уменьшающие телесные углы, больше, чем те, которые уменьшаются солнечным диском, поэтому невозможно было определить распределение излучения на какой-либо обычной основе. Эти пространственно интегрированные излучения были классифицированы на основе их характерного временного масштаба изменения на три идентифицируемых компонента: быстро меняющийся или R-компонент, включающий излучения, изменяющиеся с течением времени в диапазоне секунды или минуты, а иногда, возможно, до одного часа. Более медленные вариации были объединены в медленно меняющуюся или S-составляющую. Экстраполяция к нулевой активности предполагает основную постоянную, базовый уровень, который стал называться спокойным солнцем или Q-компонентом. Термины R и Q вышли из употребления, и теперь эти компоненты известны как всплески и фоновое излучение тихого солнца. Медленно изменяющийся компонент возникает в основном в активных областях; его интенсивность является мерой общего уровня солнечной магнитной активности и имеет широкий спектральный максимум на длине волны около 10 см. Значения F10.7 включают вклады S-компоненты и фона спокойного солнца, а иногда и радиовсплесков. Новая группа исследователей (сформированная в 1983 г.) имела меньше кадровых ресурсов, чем исходная группа, поэтому одним неудачным изменением было неизбежное снижение уровня ручной обработки данных в повседневной работе программы, особенно с учетом требуемого уровня подготовки и необходимости в

долгосрочной согласованности данных. Для продолжения работы потребуется гораздо более высокий уровень автоматизации. При долгосрочной использовании любых расширенных временных рядов данных критическими проблемами являются доступность, абсолютная точность калибровки, согласованность данных и статистическая однородность. Они сильно зависят от используемого оборудования и его развития, методов анализа данных и обновления.

2.1.2 Солнечное радиоизлучение

Измерение интегрального излучения солнечного потока на длине волны 10,7 см - это определение силы солнечного радиоизлучения в полосе шириной 100 МГц с центром на 2800 МГц (длина волны 10,7 см), усредненная за 1 час. Он выражается в единицах солнечного потока (е.с.п.), где $1 \text{ е.с.п.} = 10^{-22} * \text{Вт} * \text{м}^{-2} * \text{Гц}^{-1}$. Он включает в себя изменяющееся во времени сочетание до трех основных механизмов излучения, которые могут по-разному распределяться по солнечному диску и могут изменяться независимо со временем. Он содержит тепловое свободное излучение от хромосферы и короны, а также от концентраций плазмы, поддерживаемых в хромосфере и короне магнитными полями активной области. Над солнечными пятнами, где магнитные поля достаточно сильны, чтобы гирочастота электронов превышала примерно треть наблюдаемой частоты, тепловой гирорезонанс значительно увеличивает оптическую толщину излучающей среды, создавая яркие компактные источники. Кроме того, могут присутствовать нетепловые выбросы. Солнечное радиоизлучение подробно описано в монографиях авторов [45] и [46]. Более ранние обсуждения F10.7 даны авторами [47], [48] и [49]. Полное излучение солнечного диска на сантиметровых длинах волн может изменяться по интенсивности в широком диапазоне временных масштабов, от долей секунды до нескольких лет. Переходные выбросы от вспышек часто изменяются за миллисекунды. Большинство всплесков также различаются по интенсивности в минутных временных масштабах. Изменения в течение нескольких часов могут быть связаны с эволюцией структур активной

области или затуханием нетеплового излучения ускоренных электронов, образовавшихся вспышками и пойманными в ловушки. Развитие активных областей может вызывать колебания от нескольких дней до месяца или около того. Авторы [50] показали, что активные области образуются и распадаются в комплексах активности, которые могут сохраняться в течение нескольких месяцев. Наконец, глобальные приливы и отливы активности в течение солнечного цикла измеряются годами. Этот широкий диапазон временных масштабов предполагает, что, в зависимости от уровня и характера активности, F10.7 страдает от различной степени недостаточной выборки.

В первые годы программы были предприняты попытки убрать всплески и другие быстро меняющиеся выбросы из определений потока. Это было сделано вручную персоналом, хорошо знакомым с данными и процедурами наблюдений. Некоторые выбросы, связанные с вспышками, легко идентифицировать, другие нет. Хотя повышенное излучение из-за остаточных нетепловых электронов может быть подходящим для удаления, период нагрева и охлаждения в активной области является допустимым вкладом в S-компонент и величину потока. Более того, эти вклады может быть очень трудно различить. Эта процедура фильтрации данных была прекращена по двум причинам: первая была связана с кадровой проблемой, упомянутой ранее. Во-вторых, для многих приложений требуется измеренное значение магнитного потока, а не значение, которое было изменено. Впоследствии деятельность заключалась в том, чтобы распространять данные в том виде, в каком они были измерены, и предоставлять вспомогательные данные, чтобы пользователи могли применять любые требуемые им процедуры изменения данных. Это файлы непрерывной записи, которые представляют собой записи выходных сигналов монитора потока с частотой дискретизации 1 образец/с, взятых каждый день, пока Солнце находится над горизонтом, которые показывают ситуацию трех определений потока.

2.1.3 Измерение индекса солнечной активности

Ежедневные измерения интегрального излучения солнечного диска на частоте 2800 МГц (длина волны 10,7 см) были проведены Национальным исследовательским советом Канады (НИСК) начиная с 1947 года. До 31 мая 1991 г. наблюдения велись на Алгонкинской радиообсерватории, недалеко от Оттавы. В 1990-1991 гг. программа была переведена в радиоастрофизическую обсерваторию Доминион, недалеко от Пентиктон, Британская Колумбия. С 1 июня 1991 г. данные были получены из этого места.

Точное определение потока 10,7 см (фактически плотность потока) производится в полдень местного времени; ранее 17:00 UT в Оттаве и сейчас 20:00 UT в Пентиктоне. Мониторы потока имеют параболидальные антенны диаметром 1,8 м, которые одинаково чувствительны ко всем точкам на солнечном диске и оборудованы для измерения выбросов, линейно-поляризованных на Северо- Южном значении. При расчете потока 10,7 см мы предполагаем, что интегральное излучение солнечного диска на этой длине волны не имеет чистого линейной поляризации. Значения потока выражены в единицах солнечного потока. ($1 \text{ е.с.п.} = 10^{-22} * \text{Вт} * \text{м}^{-2} * \text{Гц}^{-1}$).

Данные представлены в двух формах: «наблюдаемый поток» (S) и «скорректированный поток» (Sa). Первые являются фактическими измеренными значениями и зависят от изменяющегося расстояния между Землей и Солнцем на всем протяжении года, тогда как последние масштабируются до стандартного расстояния в 1 астрономическую единицу.

Значения «наблюдаемого потока» полезны в физике ионосферы и других наземных последствиях солнечной активности. «Скорректированные потоки» наиболее чисто описывают поведение Солнца. За длительные периоды времени среднеквадратичные относительные ошибки не превышают плюс или минус 1% или е.с.п., в зависимости от того, что больше. Абсолютная точность представляет собой более сложный вопрос. Благодаря обширным перекалибровкам и сравнениям между обсерваториями между 1951 и 1971 годами, наилучшая

согласованность между потоком 10,7 см и наблюдениями на других длинах волн получается путем умножения данных о потоке 10,7 см на коэффициент 0,9. Потоки, масштабированные таким образом, обозначены URSI Series D. Они не включены в эти отчеты, но легко рассчитываются. История процесса калибровки солнечного потока рассмотрен автором [51].

В зависимости от уровня активности и, возможно, фазы солнечного цикла потоки содержат различные вклады от активных областей, областей повышенного излучения вне активных областей и постоянный вклад от спокойного солнца. Источники и механизмы выбросов, способствующие потоку 10,7 см обсуждается автором [52]. Определения потока иногда содержат вклады от переходных событий.

Используя эмпирические критерии, их можно отфильтровать из данных, хотя степень их удаления варьируется от примера к примеру. Однако исследование [53] предполагает, что в целом точечные измерения находятся в пределах 1% от осредненного потока за все дни наблюдений после того, как переходные события были устранены.

Уровень спокойного солнца — это плотность потока, которая наблюдалась бы в отсутствие активности. Это редко достигается. Даже при солнечном минимуме обычно существует некоторая активность; самые низкие наблюдаемые потоки обычно составляют от 65 до 67 е.с.п. Наблюдаемое превышение потока на уровне 10,7 см над уровнем спокойного Солнца известно как медленно меняющийся (S-) компонент.

2.1.4 Индекс солнечной активности как показатель поведения солнца

Исторические данные различного качества, в некоторых случаях данные за тысячи лет, показывают, что поведение Солнца иногда значительно изменялось. Однако не все изменения можно однозначно идентифицировать с помощью анализа отдельных индексов. Поскольку различные индексы солнечной активности, измеряемые в настоящее время, позволяют количественно оценить

различные явления на Солнце, они представляют собой стетоскопы для различных аспектов солнечной активности, и сравнения между ними могут использоваться в качестве чувствительных детекторов изменений в поведении Солнца. Например, вскоре после пика цикла 23 произошло изменение во взаимосвязи между F10.7 и значениями числа солнечных пятен, которое продолжается до цикла 24 [54]. Точно так же F10.7 играет важную роль в текущих спорах относительно текущего снижения темноты солнечных пятен. Уменьшение контраста солнечных пятен на фоне окружающей (более яркой) фотосферы предполагает ослабление магнитных полей пятен и, как следствие, меньшее подавление конвективного теплового потока снизу.

2.2 Солнечные пятна

Солнечные пятна — это темные области, которые становятся заметными в фотосфере Солнца в результате интенсивного магнитного потока, поднимающегося изнутри Солнца. Области вдоль этого магнитного потока в верхней фотосфере и хромосфере нагреваются и обычно становятся видимыми в виде факелов и пластин, часто называемых активными областями. Это вызывает более холодные (4145 К), менее плотные и более темные области в центре этих магнитных полей, чем в окружающей фотосфере (5810 К), которые воспринимаются как солнечные пятна. Активные области, связанные с группами солнечных пятен, обычно видны как яркие усиления в короне в диапазоне длин EUV-волн и рентгеновского излучения. Быстрые изменения в выравнивании магнитного поля активных областей, связанных с группами солнечных пятен, являются наиболее вероятными источниками значительных явлений космической погоды, таких как солнечные вспышки, корональные выбросы массы, радиационные бури и радиовсплески.

Солнечные пятна бывают самых разных видов и форм. Самая темная область пятна (также наблюдаемая первой) называется тенью. По мере того, как пятно развивается (становится более интенсивным), вокруг тени появляется менее

темная, отдаленная область с четко определенной волокнистой структурой, называемая полутенью. Солнечные пятна могут вырасти из отдельного однополярного пятна в более организованные группы биполярных пятен; или даже превратиться в огромные, очень сложные группы солнечных пятен со смешанной магнитной полярностью по всей группе. Самые большие группы солнечных пятен могут покрывать большие участки поверхности Солнца и во много раз превышать размеры Земли.

Группам солнечных пятен, которые четко видны и наблюдаются наземными наземными обсерваториями, присваивается 4-значный номер региона NOAA / SWPC, чтобы официально регистрировать и отслеживать группу солнечных пятен, когда она вращается по видимому диску Солнца. Группы солнечных пятен анализируются и характеризуются в зависимости от их размера и сложности прогнозистами SWPC каждый день с использованием модифицированной шкалы классификации Цюриха и магнитной системы классификации Mount Wilson. Этот ежедневный анализ солнечных пятен и классификация представляются в конце каждого дня по всемирному координированному времени в виде сводного отчета по солнечной области.

Солнечные пятна могут меняться непрерывно и могут длиться от нескольких часов до нескольких дней; или даже месяцы для более интенсивных групп. Давно известно, что общее количество солнечных пятен колеблется примерно с 11-летним циклом, известным как солнечный цикл. Пик активности солнечных пятен называется солнечным максимумом, а затишье - солнечным минимумом. Солнечным циклам стали присваиваться порядковые номера. Это присвоение номеров началось с солнечного цикла 1 в 1755 году, а самым последним из них был цикл 24, который начался в декабре 2008 года и сейчас приближается к солнечному минимуму. Новый солнечный цикл считается начавшимся, когда группы солнечных пятен появляются на более высоких широтах с магнитной полярностью ведущих пятен, противоположной полярности предыдущего цикла. График изменения числа солнечных пятен для предыдущего и текущего солнечного цикла, на котором сравниваются наблюдаемые и

сглаженные значения с официальным прогнозом числа солнечных пятен, предоставленным группой прогнозирования солнечного цикла, представляющей NOAA,

Официальные суточные и ежемесячные числа солнечных пятен определяются Мировым центром данных - индексом солнечных пятен и долгосрочными солнечными наблюдениями (WDC-SILSO) Королевской обсерватории Бельгии. Обычно отчеты о солнечных пятнах от обсерваторий рассчитывают количество солнечных пятен, при этом каждая группа солнечных пятен считается за 10, а каждая тень в каждой группе пятен индивидуально рассматривается как 1. Следовательно, никакие солнечные пятна на видимом Солнце не будут считаться нулевыми; в то время как следующее возможное число может быть только 11 или больше.

2.3 Реанализ MERRA-2

Ретроспективный анализ современной эпохи для исследований и приложений, версия 2 (MERRA-2) — это глобальный атмосферный реанализ, подготовленный Управлением глобального моделирования и ассимиляции НАСА. Он охватывает эпоху спутниковых наблюдений с 1980 года по настоящее время. Цели MERRA-2 заключаются в том, чтобы обеспечить систематизированную, однородную запись глобальной атмосферы и включить дополнительные аспекты климатической системы, включая газовые следы (стратосферный озон), а также улучшенное представление поверхности суши и криосферных процессов. MERRA-2 также является первым глобальным реанализом спутниковой эры, который ассимилирует космические наблюдения за аэрозолями и представляет их взаимодействие с другими физическими процессами в климатической системе. Включение этих дополнительных компонентов согласуется с общими целями Комплексного анализа системы Земли.

MERRA-2 призван заменить исходный продукт MERRA и отражает последние достижения в области моделирования атмосферы и усвоения данных. Современные гиперспектральные наблюдения излучения и микроволновые наблюдения, а также наборы данных GPS-радиопокрытие и НАСА по озону теперь ассимилированы в MERRA-2. Большая часть структуры файлов данных остается неизменной в MERRA-2. В то время как исходный формат данных MERRA был HDF-EOS, предоставленный MERRA-2 формат двоичных данных теперь NetCDF4 (со сжатием с потерями для экономии места).

3. Определение дат ВСП. Выявление взаимосвязи между индексом солнечной активности и частотой ВСП

3.1 Определение дат ВСП по температуре в стратосфере

Были использованы данные реанализа MERRA-2 с 1979 по 2018 гг. для выявления дат ВСП.

Уже существуют опубликованные данные о датах ВСП, в том числе и определенные по данным реанализа MERRA-2 (Табл. 3.1.1). В классической теории ВСП регистрируются на высоте 10 гПа, но, все больше ученых склоняются к тому, что они происходят и на бóльших высотах. В этой работе мы рассмотрим ВСП на уровне 10 гПа и будем называть их низкими, а также на уровне 1 гПа и будем называть их высокими. В этой работе мы рассмотрим еще и ранние канадские внезапные стратосферные потепления (КВСП) в ноябре и начале декабря. Для нас эти ВСП также важны, потому что несмотря на то, что эти потепления являются ранними и увеличение температуры в это время кажется незначительным, динамика атмосферы все равно на них реагирует.

Опубликованные данные мы используем для сравнения с полученными нами датами ВСП.

Был выбран реанализ MERRA-2, так как данные этого реанализа предоставлены на высотах до 65 км, что позволяет нам использовать их для изучения высоких потеплений на уровне 1 гПа.

Табл. 3.1.1 - Центральные даты ВСП в Северном полушарии, обнаруженные каждой моделью реанализа. Красным цветом выделен столбец с датами ВСП, определенными по данным реанализа MERRA-2. Звездочками обозначены зимы, когда ВСП не было.

№	ERA-40	ERA-interim	JRA-55	MERRA-2	NCEP-NCAR I
1	22.фев.79	22.фев.79	22.фев.79		22.фев.79
2	29.фев.80	29.фев.80	29.фев.80	29.фев.80	29.фев.80
3	****	****	06.фев.81	****	****
4	04.мар.81	04.мар.81	04.мар.81	****	****
5	04.дек.81	04.дек.81	04.дек.81	04.дек.81	04.дек.81
6	24.фев.84	24.фев.84	24.фев.84	24.фев.84	24.фев.84
7	01.январ.85	01.январ.85	01.январ.85	01.январ.85	02.январ.85
8	23.январ.87	23.январ.87	23.январ.87	23.январ.87	23.январ.87
9	08.дек.87	08.дек.87	08.дек.87	08.дек.87	08.дек.87
10	14.мар.88	14.мар.88	14.мар.88	14.мар.88	14.мар.88
11	21.фев.89	21.фев.89	21.фев.89	21.фев.89	22.фев.89
12	15.дек.98	15.дек.98	15.дек.98	15.дек.98	15.дек.98
13	26.фев.99	26.фев.99	26.фев.99	26.фев.99	25.фев.99
14	20.мар.00	20.мар.00	20.мар.00	20.мар.00	20.мар.00
15	11.фев.01	11.фев.01	11.фев.01	11.фев.01	11.фев.01
16	31.дек.01	30.дек.01	31.дек.01	30.дек.01	02.январ.02
17	18.фев.02	****	****	17.фев.02	****
18		18.январ.03	18.январ.03	18.январ.03	18.январ.03
19		05.январ.04	05.январ.04	05.январ.04	07.январ.04
20		21.январ.06	21.январ.06	21.январ.06	21.январ.06
21		24.фев.07	24.фев.07	24.фев.07	24.фев.07
22		22.фев.08	22.фев.08	22.фев.08	22.фев.08
23		24.январ.09	24.январ.09	24.январ.09	24.январ.09
24		09.фев.10	09.фев.10	09.фев.10	09.фев.10
25		24.мар.10	24.мар.10	24.мар.10	24.мар.10
26		06.январ.13	07.январ.13	06.январ.13	07.январ.13

На основе данных реанализа были построены графики распределения температуры в точке с координатами 0° в.д. и 87,5° с.ш. и производной, полученной при интерполяции данных методом сплайна отдельно на уровне 10 гПа (рис. 3.1.1) отдельно на уровне 1 гПа (рис. 3.1.2), а также графики распределения аномалий температур с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы (рис. 3.1.3).

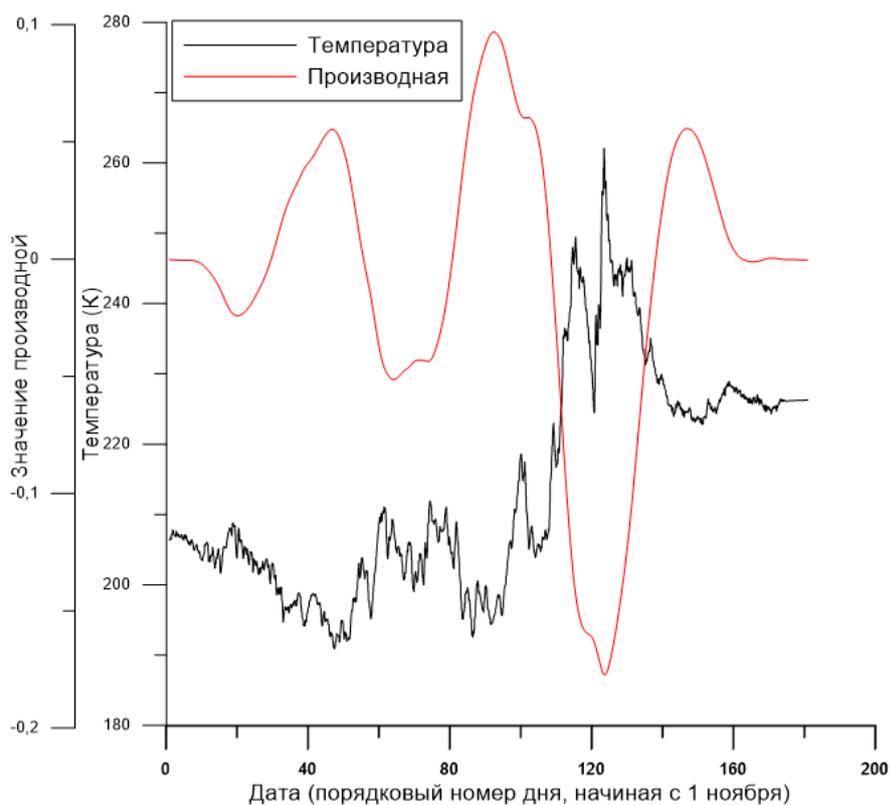


Рис.3.1.1 - График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 1983-1984 гг.

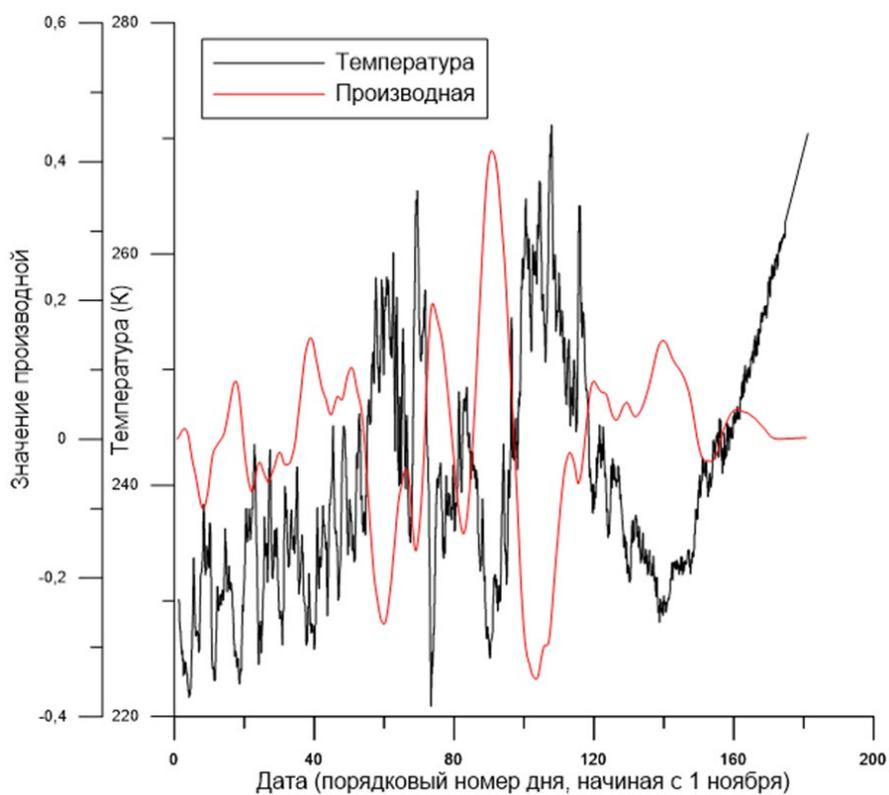


Рис.3.1.2 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 1983-1984 гг.

На графиках распределения температуры и производной, полученной при интерполяции данных методом сплайна минимальное значение производной соответствует повышению температуры, это и есть ВСП. Графики распределения температуры и производной регистрируют тот день, когда наблюдалась наибольший рост температуры.

На рисунках 3.1.1 и 3.1.2 приведены распределения температуры и производной зимой 1983-1984 гг. Исходя из рисунка 3.1.1 можно сказать, что минимальное значение производной соответствует 121-му порядковому дню, а это означает, что наибольший рост температуры на уровне 10 гПа был зарегистрирован 2 марта 1984 г. На уровне 1 гПа наблюдалось два потепления и минимальное значение производной соответствует 61-му и 103-му дню, это означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 31 декабря 1983 г. и 11 февраля 1984 г. соответственно.

Как уже говорилось ранее, на основе данных реанализа MERRA-2 были построены графики распределения аномалий температур на высотах стратосферы с учетом климатической составляющей, зонально осредненной с 1979 по 2018 гг. Эти графики использовались для подтверждения или опровержения факта случая ВСП, определенного по графикам распределения температуры и производной.

На рис. 3.1.3 можно увидеть, что даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной (2 марта 1984 г., 31 декабря 1983 г. и 11 февраля 1984 г.) действительно совпадают с потеплениями. Также можно отметить, что потепления 11 февраля и 2 марта это одно и то же потепление, которое началось на больших высотах и со временем опускалось ниже, таким образом 11 февраля 1984 г. оно было зафиксировано на высоте в районе 45 км, а 2 марта 1984 г. на высоте около 30 км.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 1983-1984 гг.

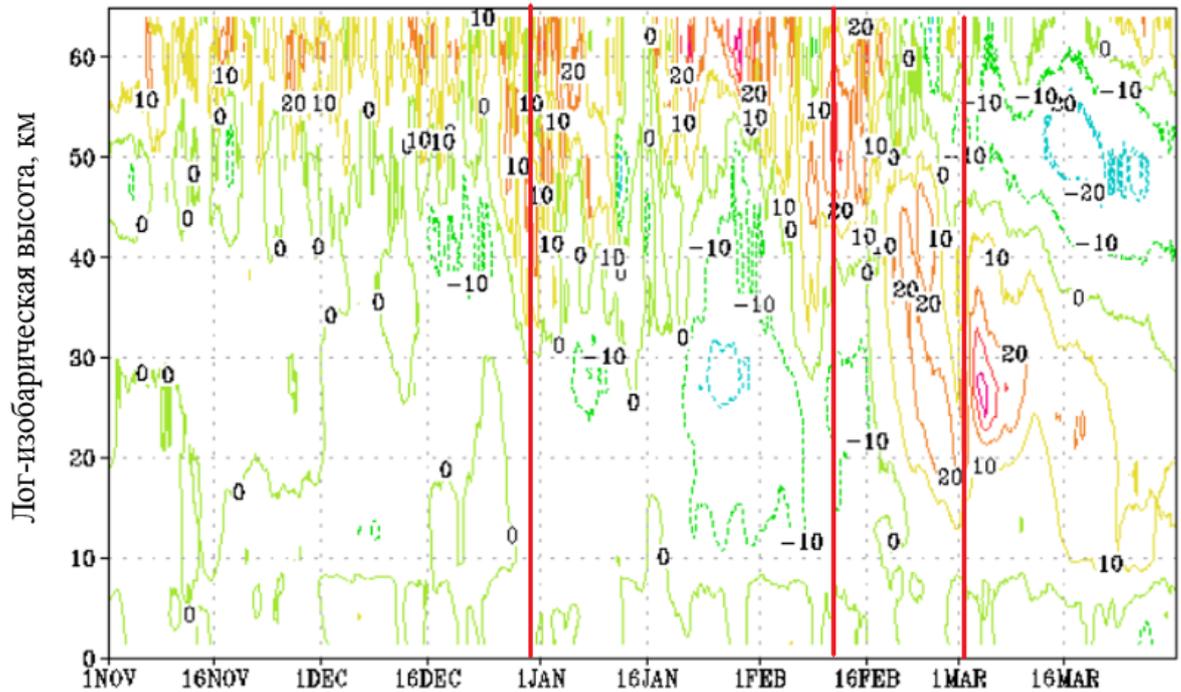


Рис. 3.1.3 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 1983-1984 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

Рассмотрим распределение температуры в зимы последнего десятилетия, например, 2016 – 2017 гг.

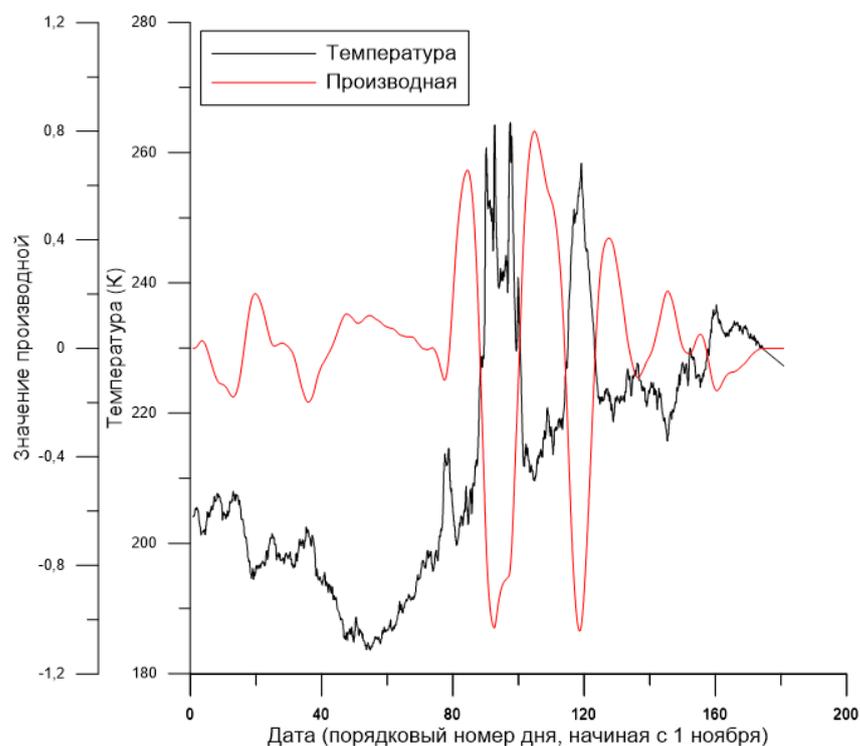


Рис.3.1.4 - График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 2016-2017 гг.

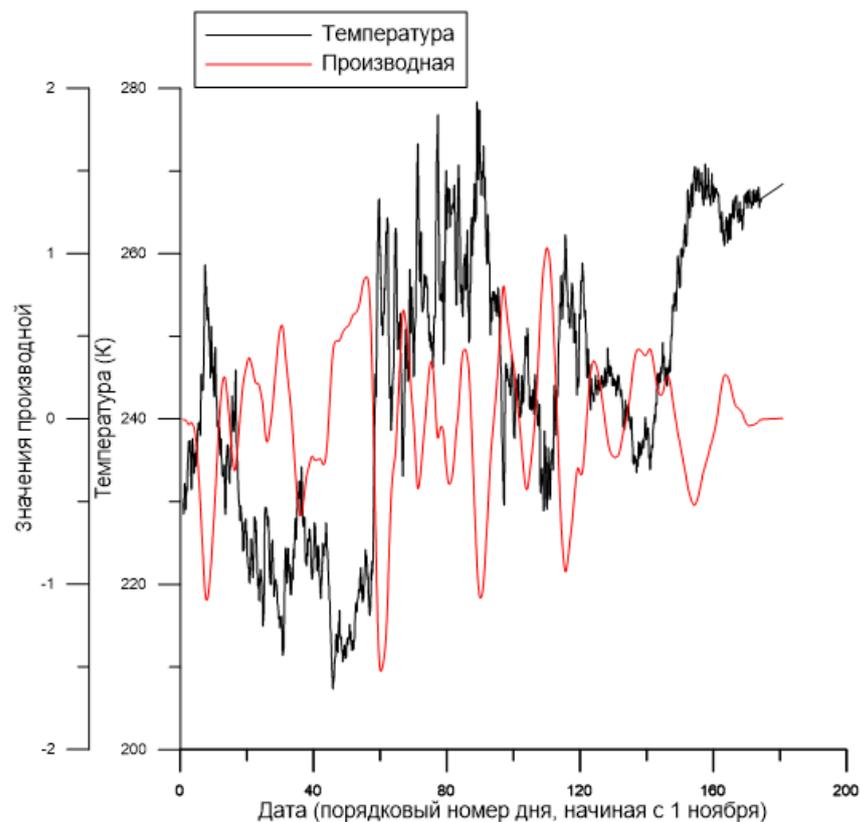


Рис.3.1.5 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 2016-2017 гг.

На рисунке 3.1.4 минимальное значение производной соответствует 93-му и 119-у дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 10 гПа был зарегистрирован дважды 1 февраля 2017 г. и 27 февраля 2017 г. А на уровне 1 гПа (см.рис.3.1.5) минимальное значение производной соответствует 60-му, 92-у и 118-му дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован три раза 30 декабря 2016 г., 31 января 2017 г. и 26 февраля 2017 г.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 2016-2017 гг.

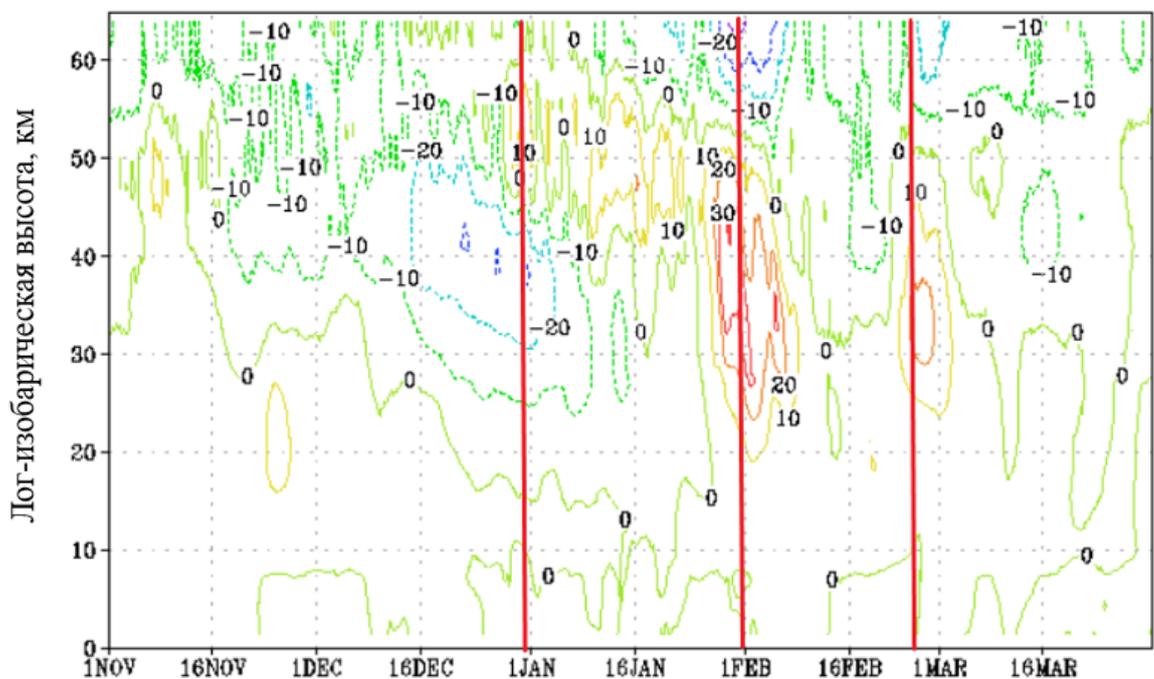


Рис. 3.1.6 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 2016-2017 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

Исходя из рисунка можно сделать вывод, что график распределения температуры и производной зафиксировал начало потепления 30 декабря 2016 г. на уровне 1 гПа, которое со временем опускалось, при этом рост температуры

увеличивался и также практически одновременно было зафиксировано на высоте 1 гПа и 10 гПа 31 января 2017 г. и 1 февраля 2017 г. соответственно. Помимо этого, график распределения температуры и производной зафиксировал отдельное потепление практически одновременно на высоте 1 гПа и 10 гПа 26 февраля 2017 г. и 27 февраля 2017 г. соответственно.

Как уже говорилось в главе 1 ВСП разделяются на две основные группы: сильные потепления и незначительные. Рассмотрим, как выглядят на графиках распределения температур и производной, а также на графике распределения аномалий температур на высотах стратосферы с учетом климатической составляющей сильные потепления до 40 К.

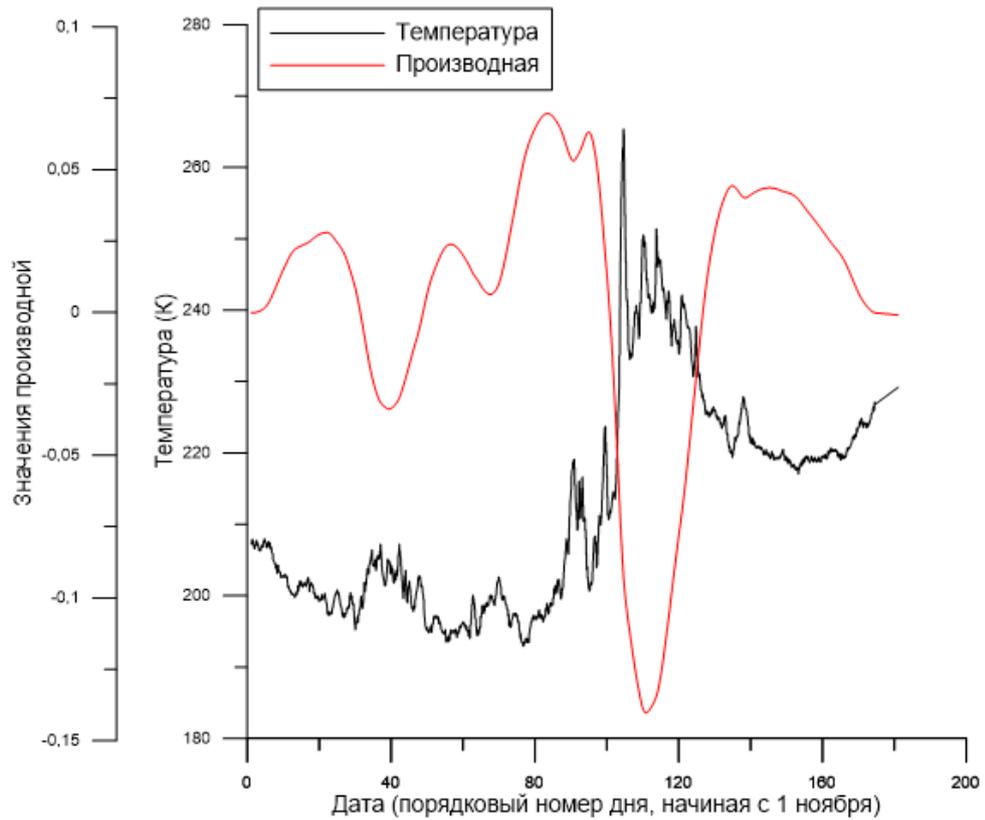


Рис.3.1.7 - График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 1988-1989 гг.

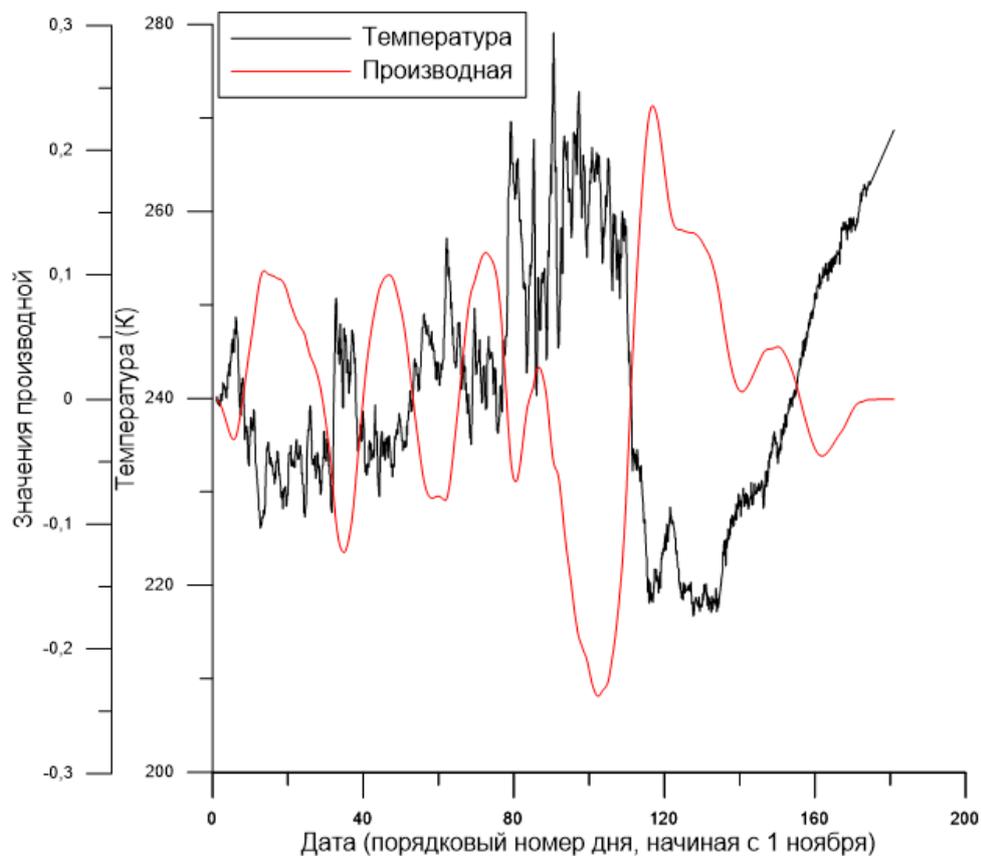


Рис.3.1.8 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 1988-1989 гг.

На рисунке 3.1.7 можно увидеть большую амплитуду графика распределения температуры и минимальное значение производной соответствует 111-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 10 гПа был зарегистрирован 19 февраля 1989 г. На рисунке 3.1.8 заметен извилистый график производной, что означает серию потеплений. Минимальное значение производной соответствует 92-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 31 января 1989 г.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 1988-1989 гг.

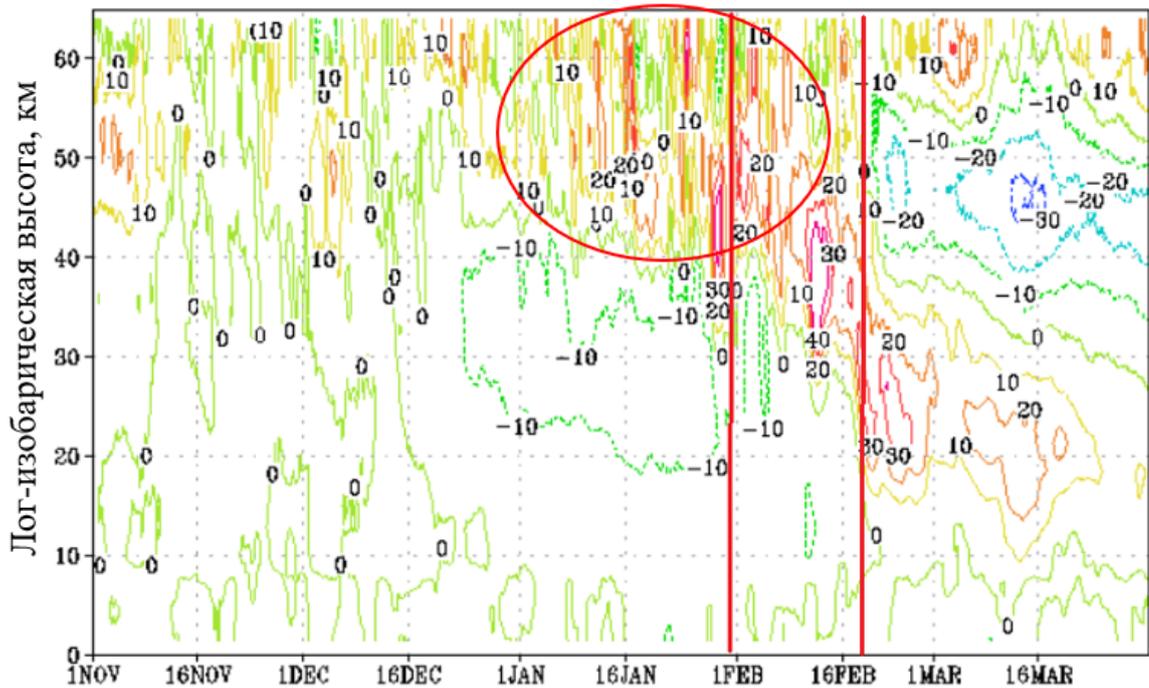


Рис. 3.1.9 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 1988-1989 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной, а также серия потеплений.

На рисунке 3.1.9 можно увидеть, как выглядят сильные потепления до 40 К и серия потеплений, зафиксированная на графике распределения температуры и производной на уровне 1 гПа (область выделена красным цветом). Также можно отметить, что рисунки 3.1.7 и 3.1.8 зафиксировали одно и то же потепление, которое началось высоко и со временем опускалось ниже.

Еще одним примером сильного потепления может служить зима 2008-2009 гг. когда повышение температуры достигало 40 К.

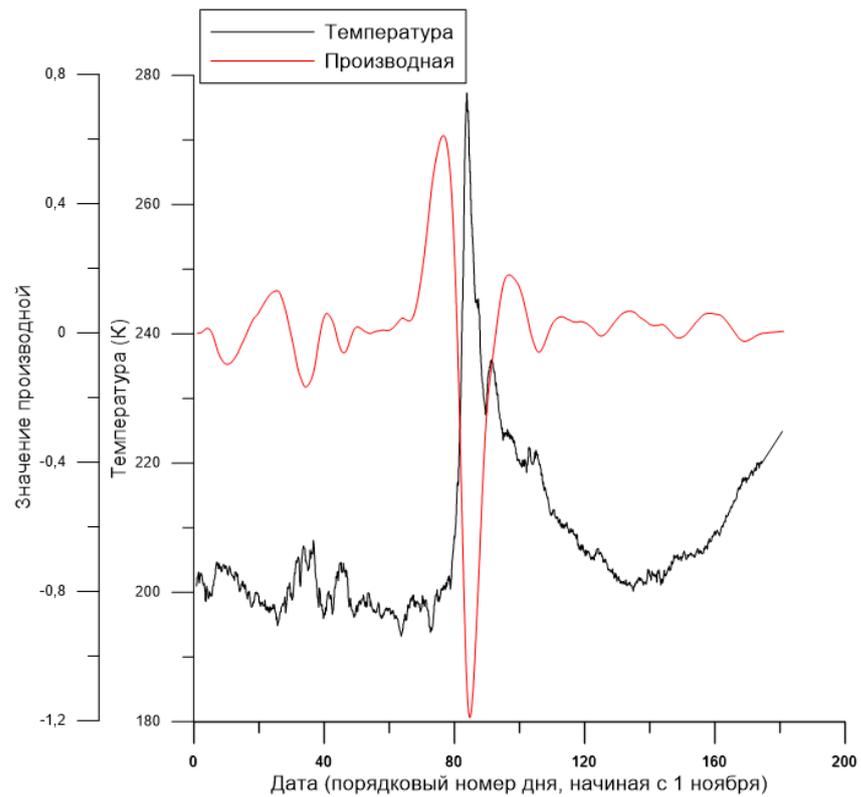


Рис. 3.1.10. График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 2008-2009 гг.

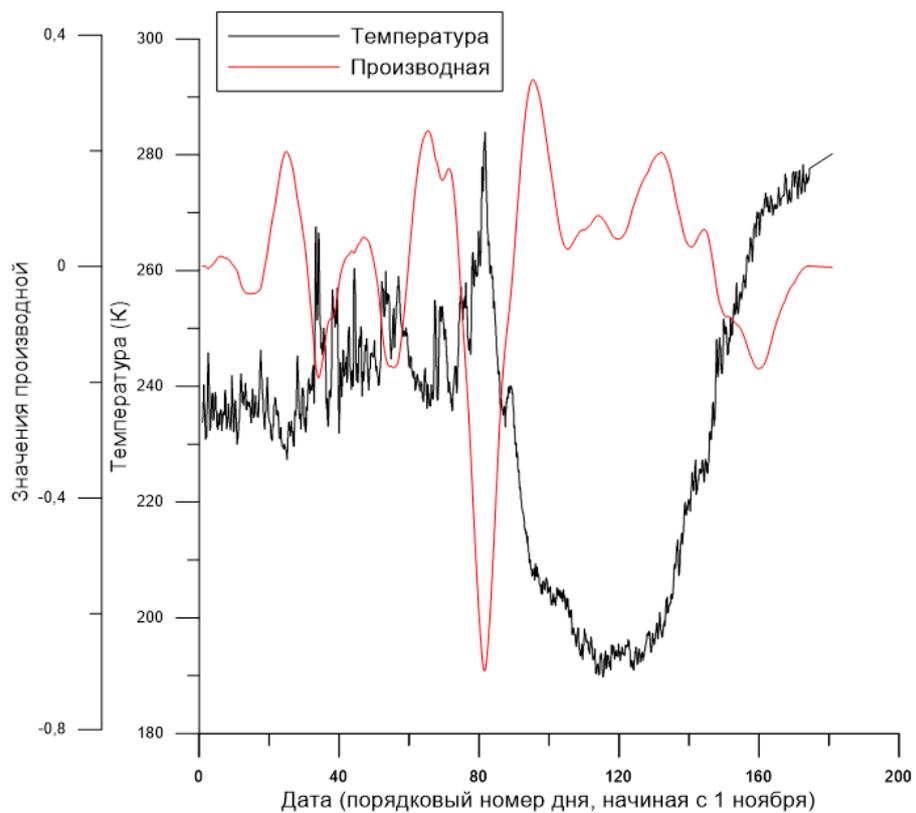


Рис. 3.1.11. График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 2008-2009 гг.

На рисунке 3.1.10 наблюдается очень большая амплитуда графика распределения температуры и минимальное значение температуры соответствует 86-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры 10 гПа был зарегистрирован 25 января 2009 г. На рисунке 3.1.11 также очень большая амплитуда графика распределения температуры и минимальное значение температуры соответствует 82-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 21 января 2009 г.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 2008-2009 гг.

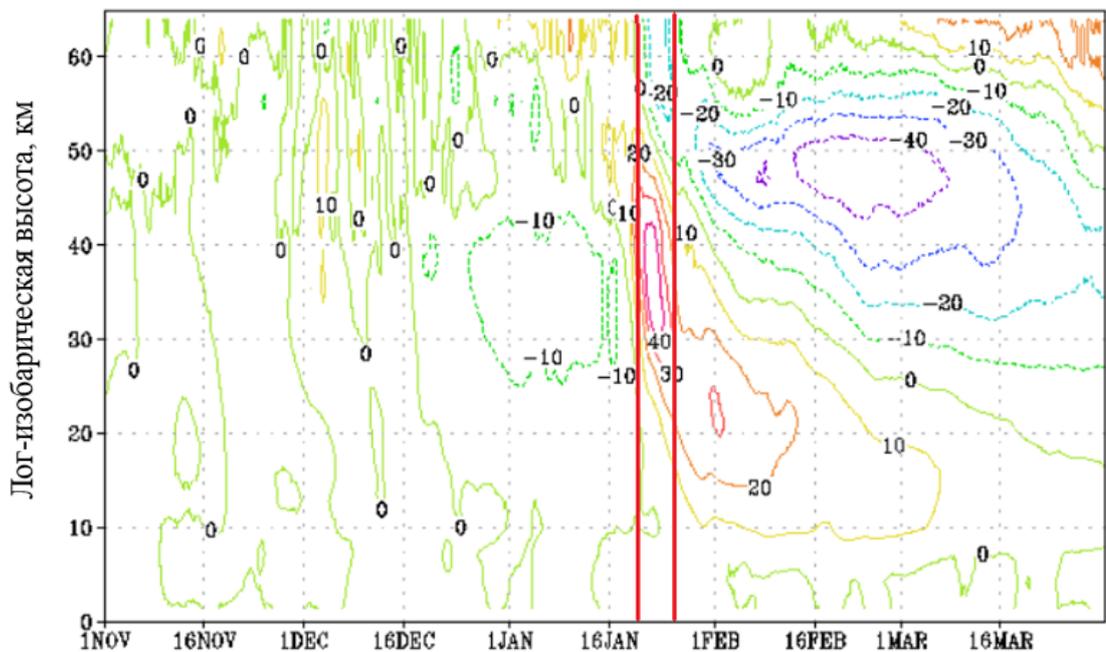


Рис. 3.1.12 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 2008-2009 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

На рисунке 3.1.12 можно увидеть, как выглядит сильное потепление до 40 К в поле распределения аномалий температуры. Можно заметить, что график распределения температуры и производной зафиксировал одно и тоже потепление на разных высотах с разницей в 4 дня.

Как уже говорилось ранее, потепления могут быть как сильными, так и незначительными, когда увеличение температуры очень мало. Рассмотрим незначительные потепления на примере зимы 2014-2015 гг., когда повышение температуры не превышало 20 К.

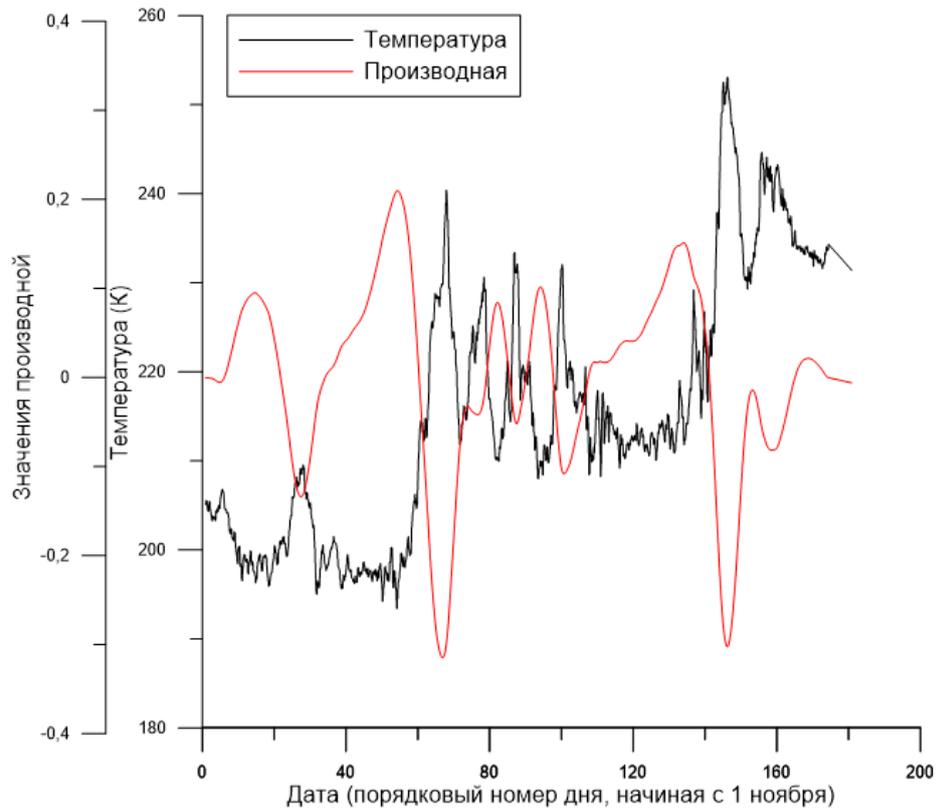


Рис. 3.1.13. График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 2014-2015 гг.

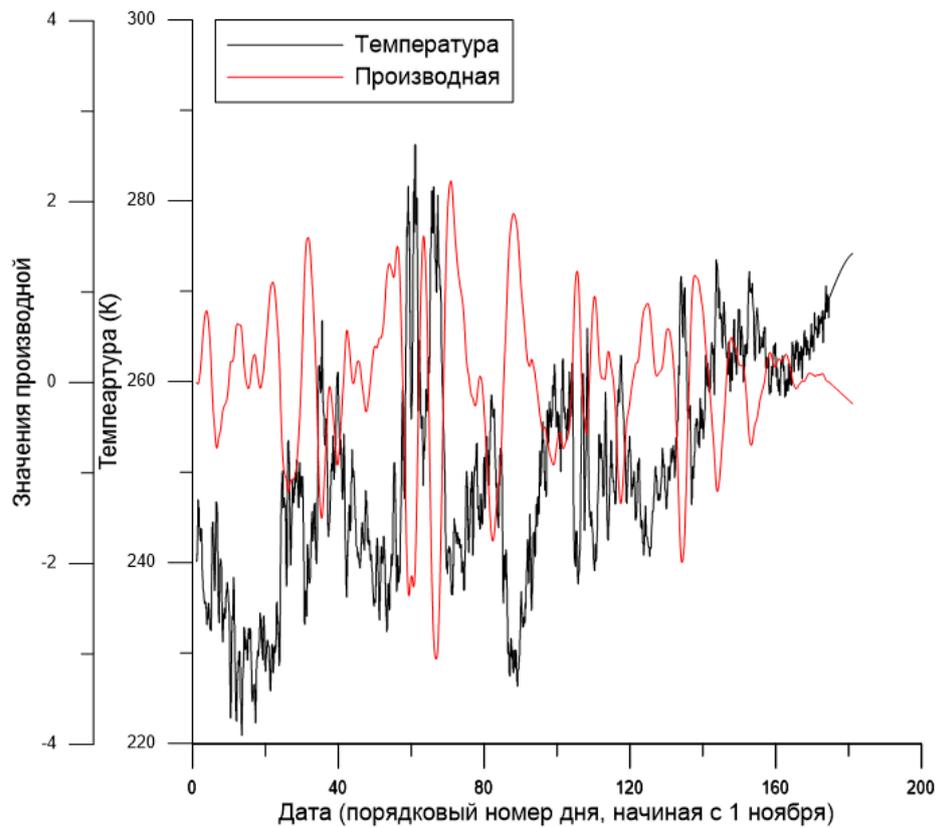


Рис. 3.1.14. График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 2014-2015 гг.

На рисунке 3.1.13 наблюдается два минимальных значения производной, которые соответствуют 69-му и 147-му порядковому дню, что означает, что наибольшая аномалия температур на уровне 10 гПа была зарегистрирована 8 января 2015 г. и 27 марта 2015 г. соответственно. На рисунке 3.1.14 минимальное значение производной соответствует 65-у порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 4 января 2015 г.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 2014-2015 гг.

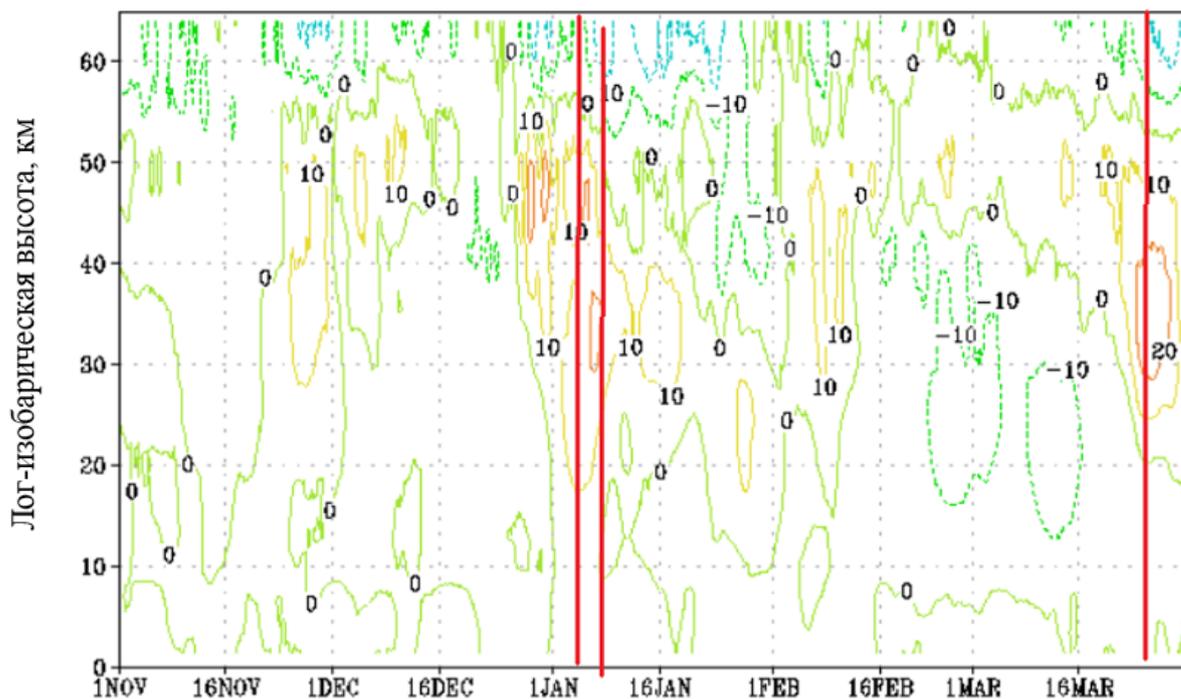


Рис. 3.1.15 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 2014-2015 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

Так на графике распределения аномалий температур выглядят незначительные потепления, повышение которых не превышает 20 К. И на высоте 1 гПа, и на высоте 10 гПа также наблюдаются серии потеплений, которые также зафиксированы графиками распределения температуры и производной.

Приведем еще один пример незначительного потепления, в этом случае на протяжении всей зимы 2004-2005 повышение температуры не превышало 10 К.

Исходя из рисунков 3.1.16 и 3.1.17 можно сделать вывод, графики распределения температуры и производной фиксируют настолько незначительные потепления. График на рисунке 3.1.16 зафиксировал настолько незначительное потепление 28 февраля 2005, которое не отображается на рисунке 3.1.18. В свою очередь, график производной на уровне 1 гПа отображает серию потеплений, которые можно наблюдать на рисунке 3.1.18.

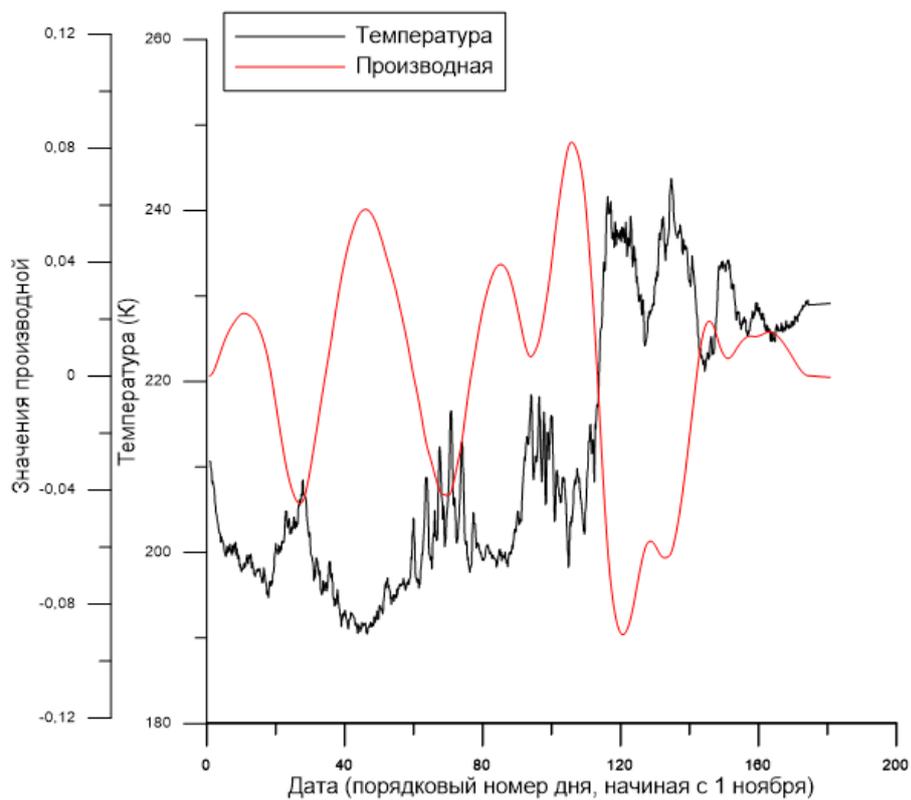


Рис. 3.1.16. График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 2004-2005 гг.

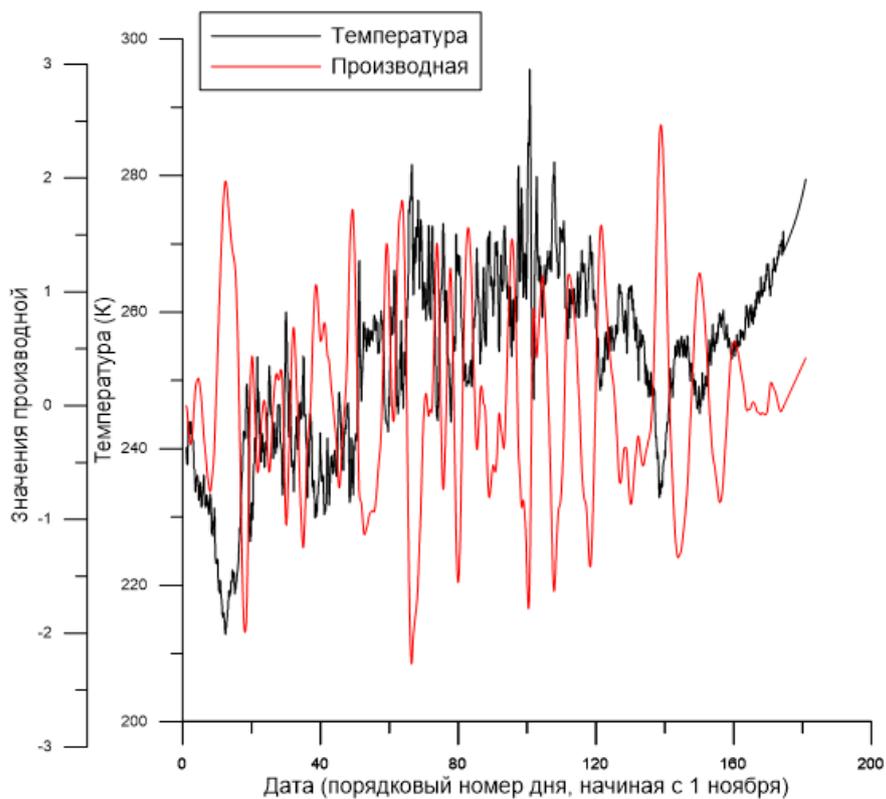


Рис. 3.1.17. График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 2004-2005 гг.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 2004-2005 гг.

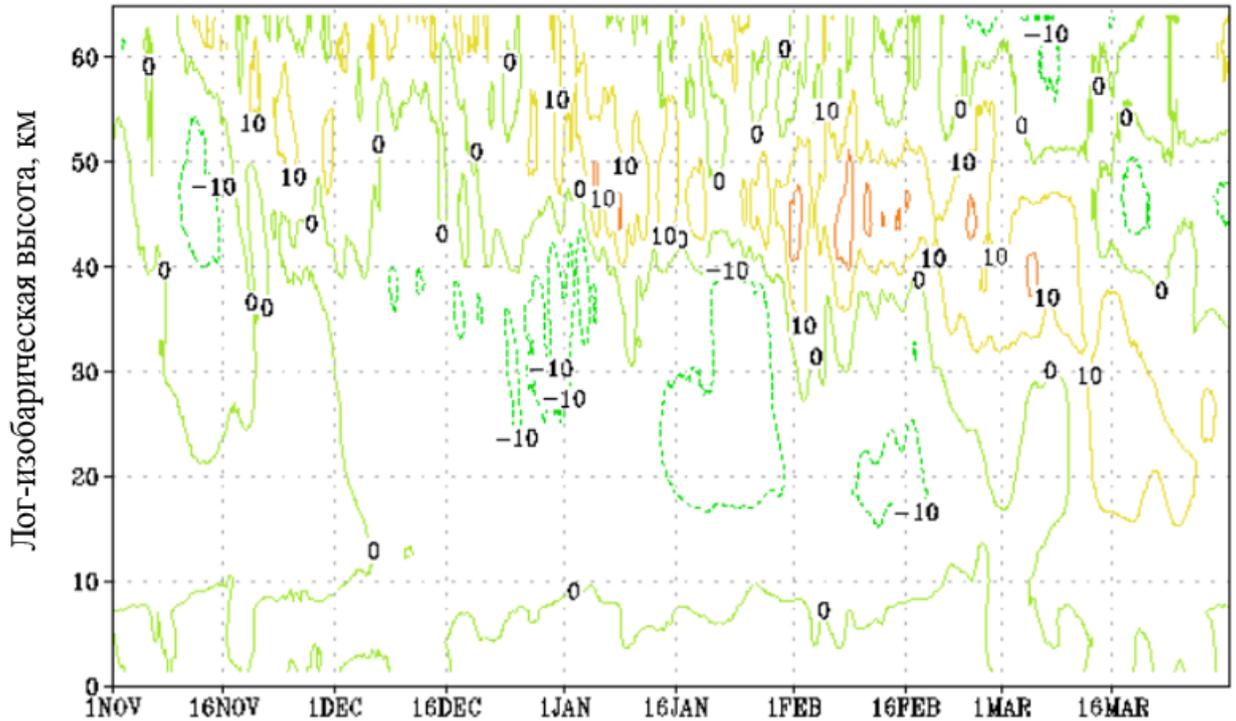


Рис. 3.1.18 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 2004-2005 гг.

На рисунке 3.1.18 можно видеть, что действительно повышение температуры в течении зимы не превышало 10 К.

Потепления могут быть как единичными, так и происходить на протяжении всей зимы в виде целых серий потеплений. Прекрасным примером для этого является зима 1993-1994 гг., когда на протяжении всей зимы происходили потепления на больших высотах. Рассмотрим графики распределения температуры и производной, а также графики распределения аномалий температуры на высотах стратосферы с учетом климатической составляющей.

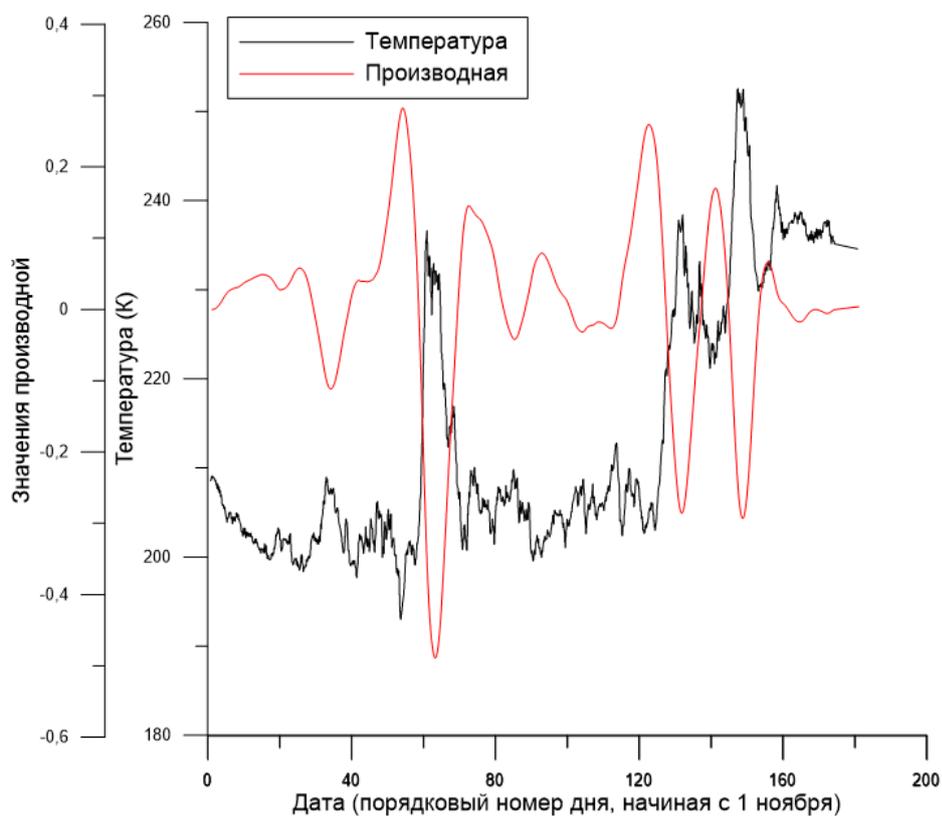


Рис.3.1.19 - График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 1993-1994 гг.

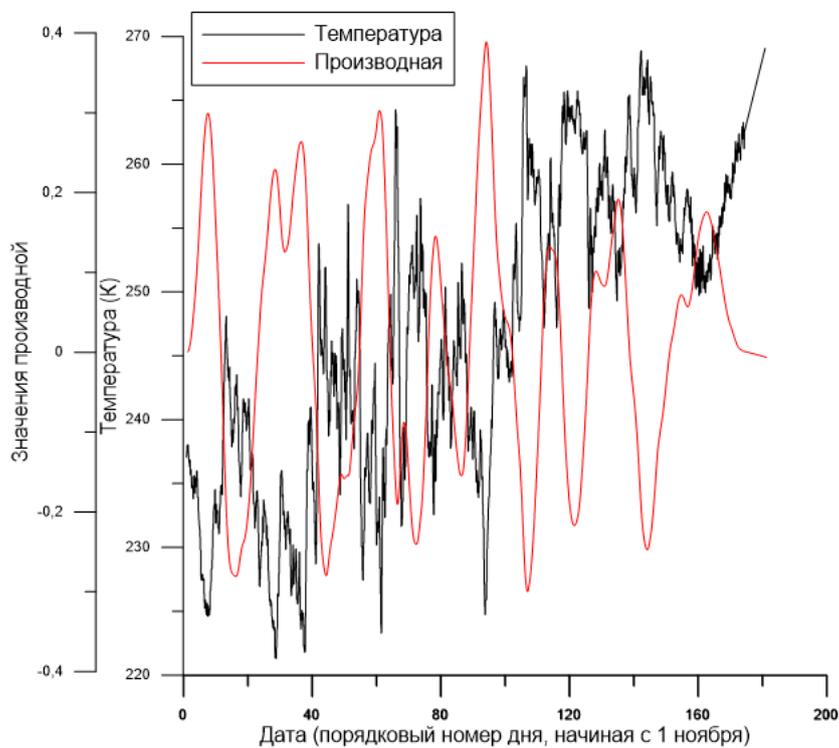


Рис.3.1.20– График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 1993-1994 гг.

На рисунке 3.1.19 очень большая амплитуда графика распределения температуры и минимальное значение производной соответствует 65-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 10 гПа был зарегистрирован 4 января 1994 г. Если обратить внимание на рисунок 3.1.20, график распределения производной настолько извилистый, что трудно определить ее минимальное значение и определить дату, когда рост температуры был наибольший. Для этого воспользуемся распределением аномалий температур на высотах стратосферы с учетом климатической составляющей (см. рис. 3.1.21)

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 1993-1994 гг.

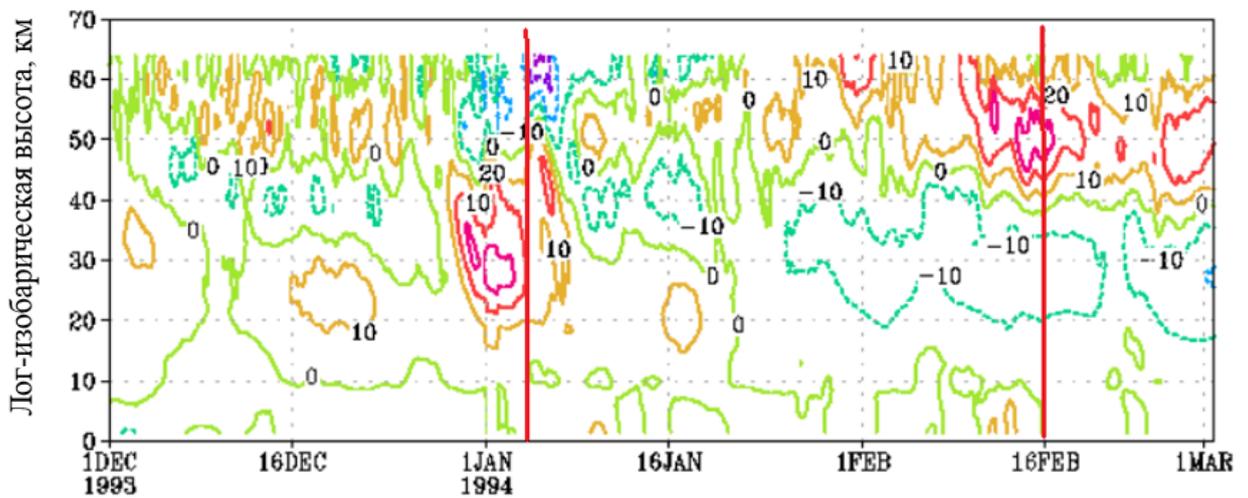


Рис. 3.1.21 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 1993-1994 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

На рисунке 3.1.21 сразу можно увидеть, что потепление на уровне 1 гПа наблюдалось с середины февраля до начала марта. Если снова обратиться к рисунку 3.1.20 можно увидеть, что в указанный период минимальное значение производной соответствовало 108-му порядковому дню, а значит, что что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 16 февраля 1994 г.

Серии потеплений интересны для рассмотрения, поэтому изучим еще один пример – зиму 2007-2008 гг.

На рисунке 3.1.22 зафиксировано три минимальных значения производной, это означает серию потеплений и что наибольшая аномалия температур на уровне 10 гПа была зарегистрирована 26 января 2008 г., 8 февраля 2008 г. и 26 февраля. На уровне 1 гПа (рис.3.1.23) потепления зарегистрированы практически одновременно с потеплениями на уровне 10 гПа.

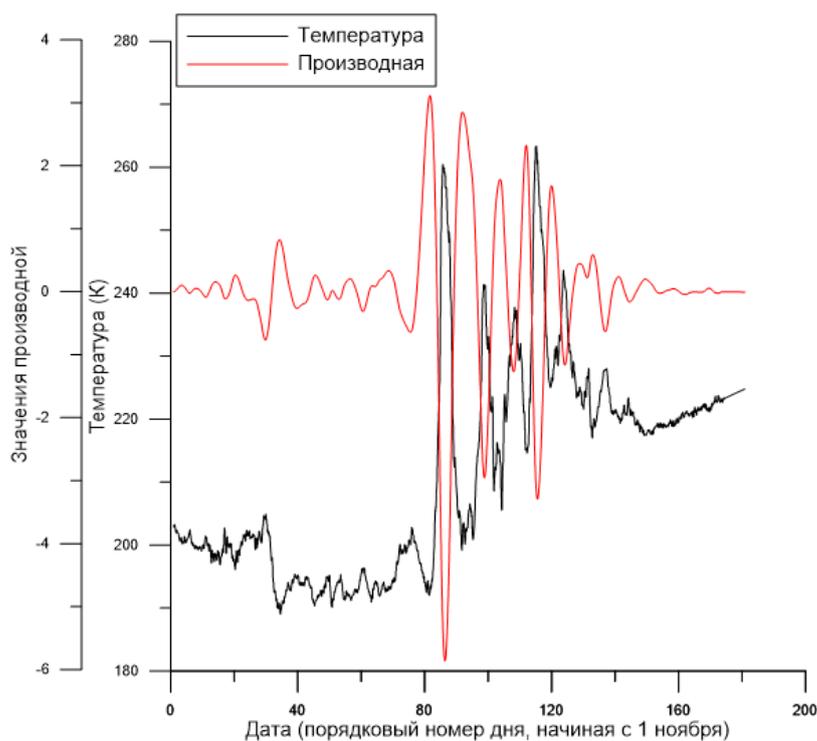


Рис.3.1.22 - График распределения температуры и производной на уровне 10 гПа зимой 2007-2008 гг.

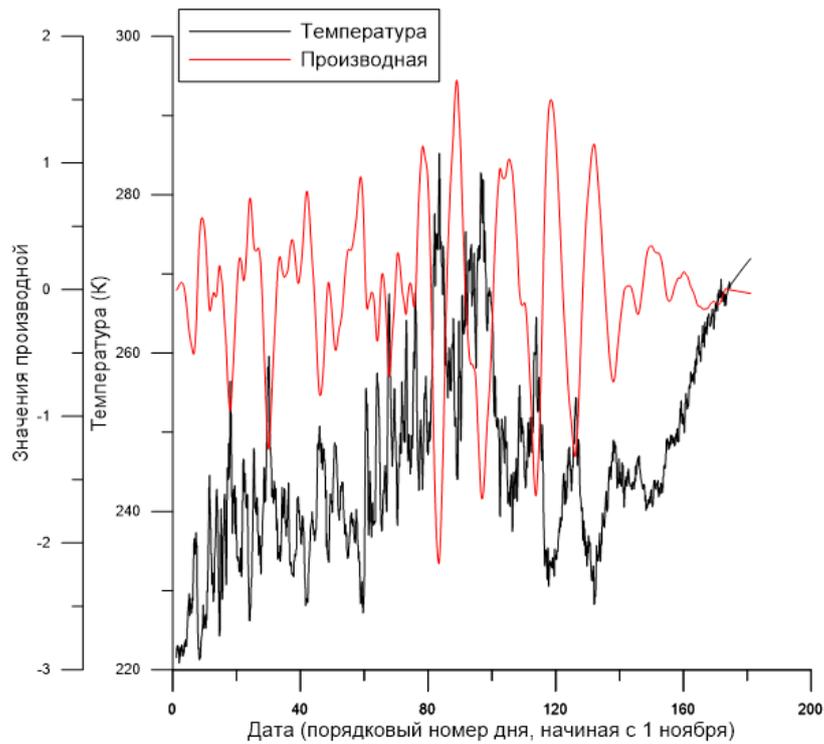


Рис.3.1.23 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 2007-2008 гг.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 2007-2008 гг.

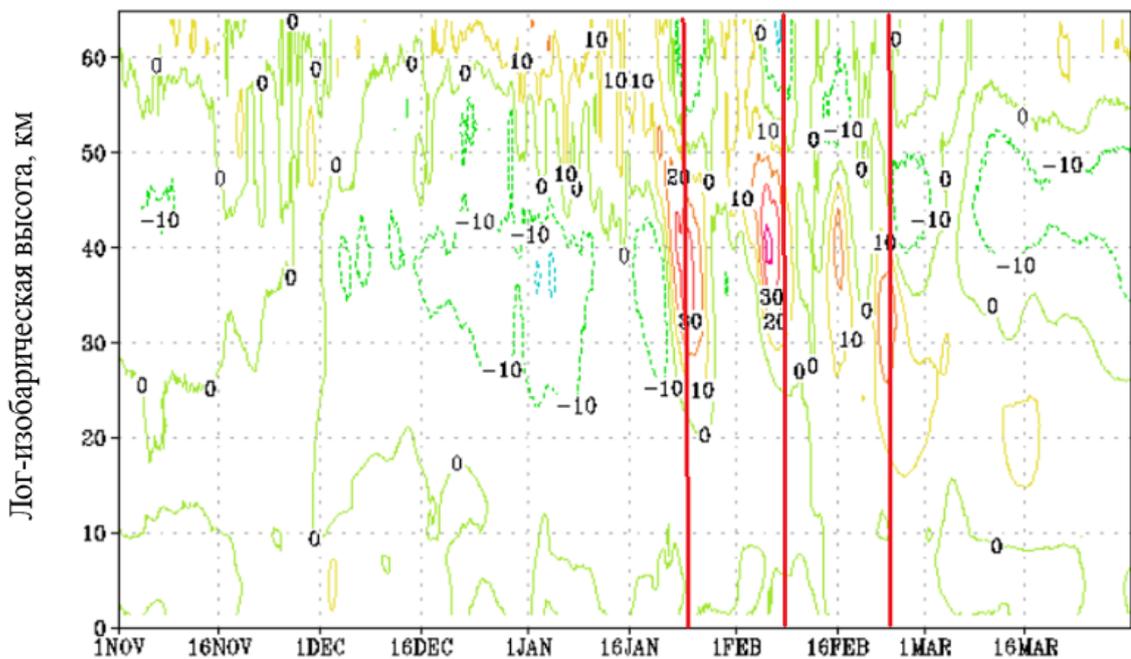


Рис. 3.1.24 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 2007-2008 гг. Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

Если взглянуть на рисунок 3.1.24, можно увидеть, как выглядит серия потеплений, зарегистрированная графиками распределения температуры и производной. Также можно заметить, что потепления действительно наблюдались практически одновременно на высоте 1 гПа и 10 гПа.

Аномалии температур бывают не только положительными, но и отрицательными и графики распределения температур и производной их фиксируют.

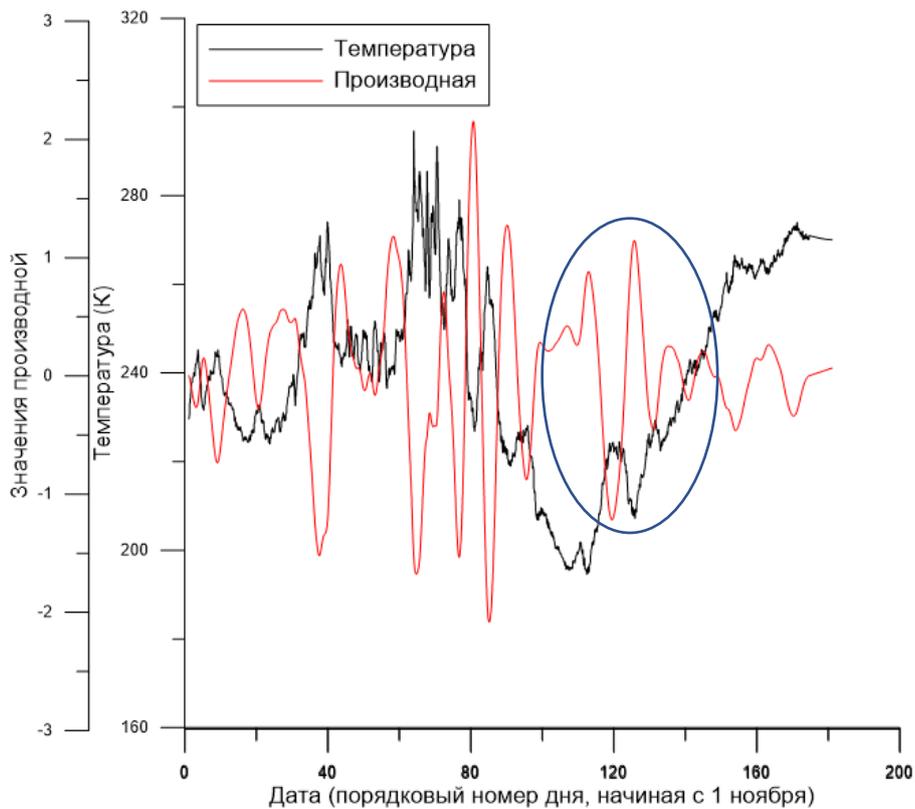


Рис.3.1.25 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 1986-1987 гг. Синим выделен всплеск, характеризующий отрицательную аномалию.

На рисунке 3.1.25 синим цветом выделен всплеск и минимальное значение производной соответствует 18 февраля 1987 г. Если обратить внимание на рисунок 3.1.26 можно увидеть, что 18 февраля 1987 г. наблюдалось сильное похолодание и график распределения температуры и производной зафиксировало этот случай, как сильную аномалию температуры.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 1986-1987 гг.

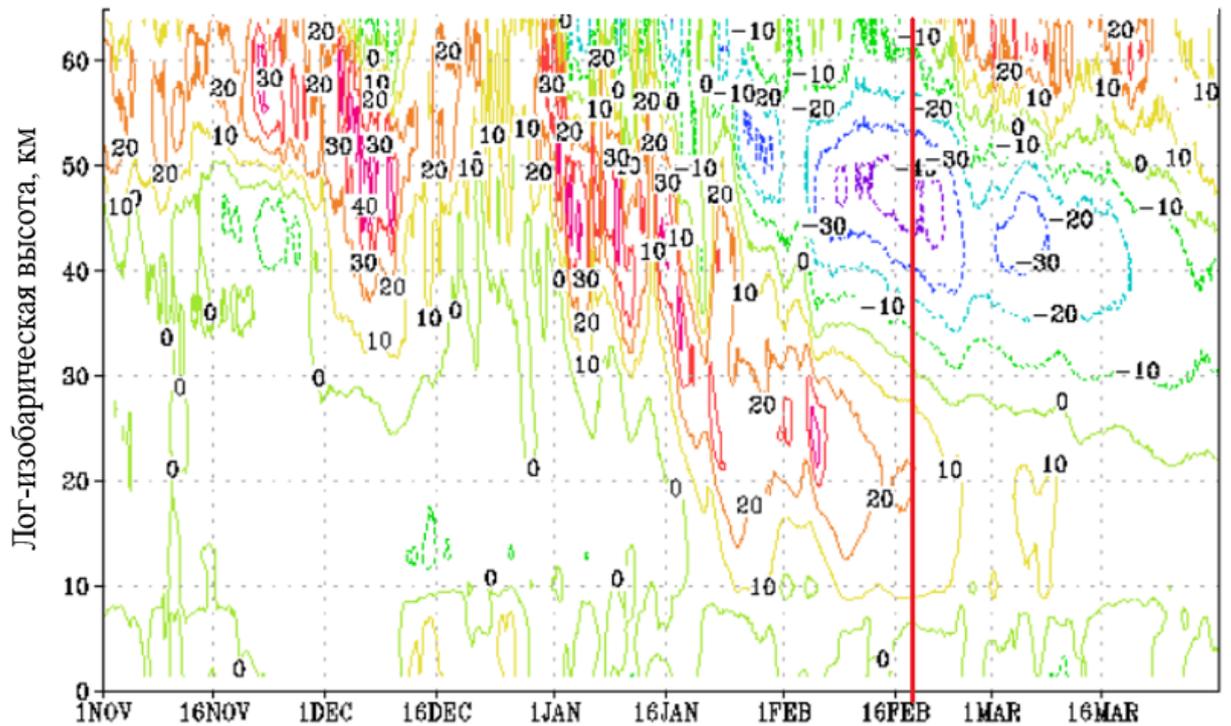


Рис.3.1.26 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 1986-1987 гг.

Красным выделена дата сильного похолодания.

В данной работе были учтены такие возможности и все даты с максимальной аномалией, зарегистрированные с помощью графиков распределения температуры и производной были проверены с помощью графиков распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей и были выявлены сильные похолодания, таких оказалось четыре случая.

Рассмотрим еще один пример зимой 2015-2016 года.

На рисунке 3.1.27 синим цветом выделен всплеск и минимальное значение производной соответствует 13 декабря 2015 г. Если обратить внимание на рисунок 3.1.28 можно увидеть, что 13 декабря 2015 г. наблюдалось сильное похолодание и график распределения температуры и производной зафиксировало этот случай, как сильную аномалию температуры.

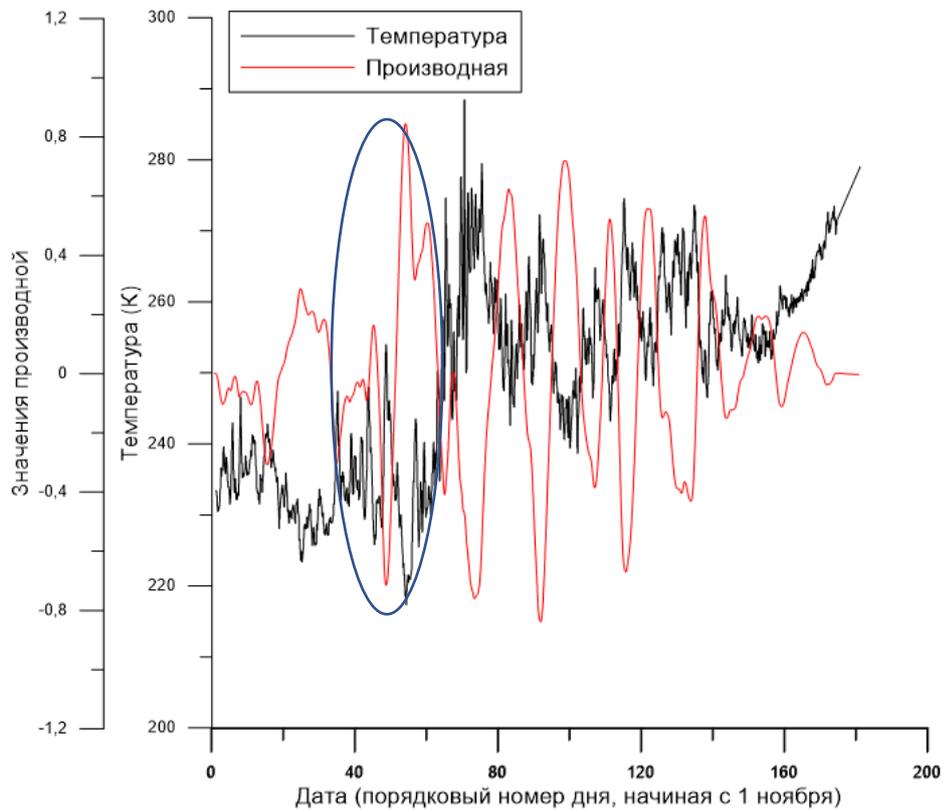


Рис.3.1.27 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 2015-2016 гг. Синим выделен всплеск, характеризующий отрицательную аномалию.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 2015-2016 гг.

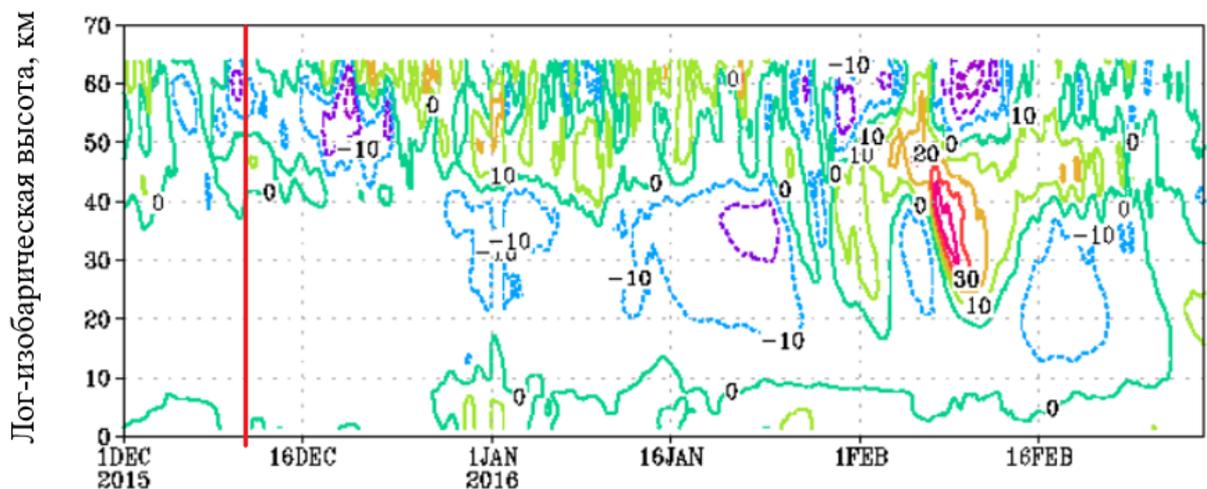


Рис.3.1.28 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 2015-2016 гг.

Красным выделена дата сильного похолодания.

Как уже говорилось ранее, в этой работе мы рассматриваем также КВСП в ноябре и начале декабря, повышения температуры при данных потеплениях в основном незначительны, но и бывают исключения. Можно увидеть, как они выглядят на графиках распределения температуры и производной, а также на графиках распределения аномалий температур с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы.

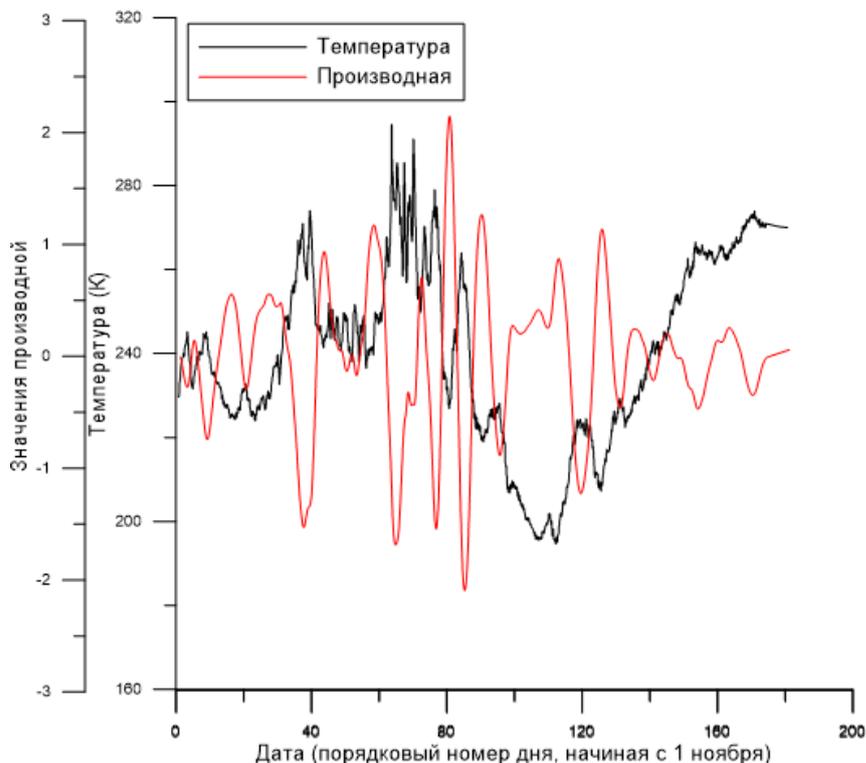


Рис.3.1.29 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 1986-1987 гг.

Исходя из рисунка 3.1.29 можно увидеть извилистый график производной, первый всплеск соответствует 39-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 9 декабря 1986 г.

На рисунке 3.1.30 видно, что потепление в начале декабря является высоким и очень сильным (повышение температуры доходит до 40 K), что является исключением, т. к. в это время стратосфера еще достаточно теплая и потепления

не сильно заметны в поле распределения аномалий температуры на высотах стратосферы.

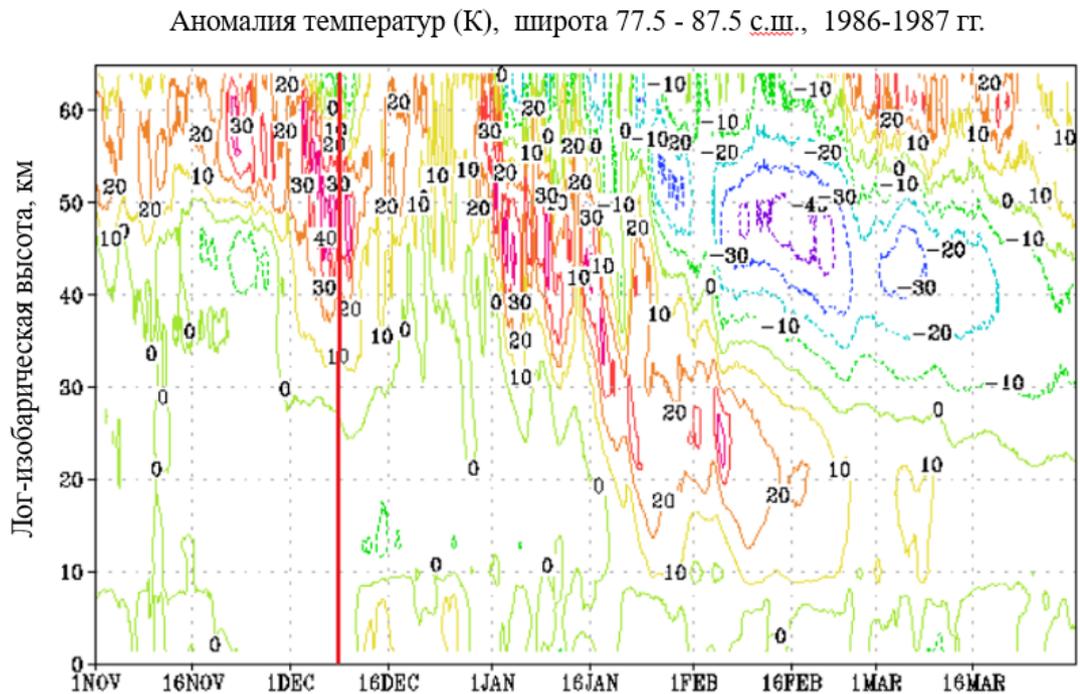


Рис. 3.1.30 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 1986-1987 гг.

Красными линиями выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной.

Рассмотрим классический вариант КВСП в ноябре и начале декабря.

Исходя из рисунка 3.1.31 можно увидеть извилистый график производной, первый всплеск соответствует 24-му порядковому дню, что означает, что наибольший рост температуры на уровне 1 гПа был зарегистрирован 24 ноября 1997 г.

Если взглянуть на рисунок 3.1.32 можно увидеть, что потепление 24 ноября 1997 г. является незначительным и повышение температуры не превышает 10 К.

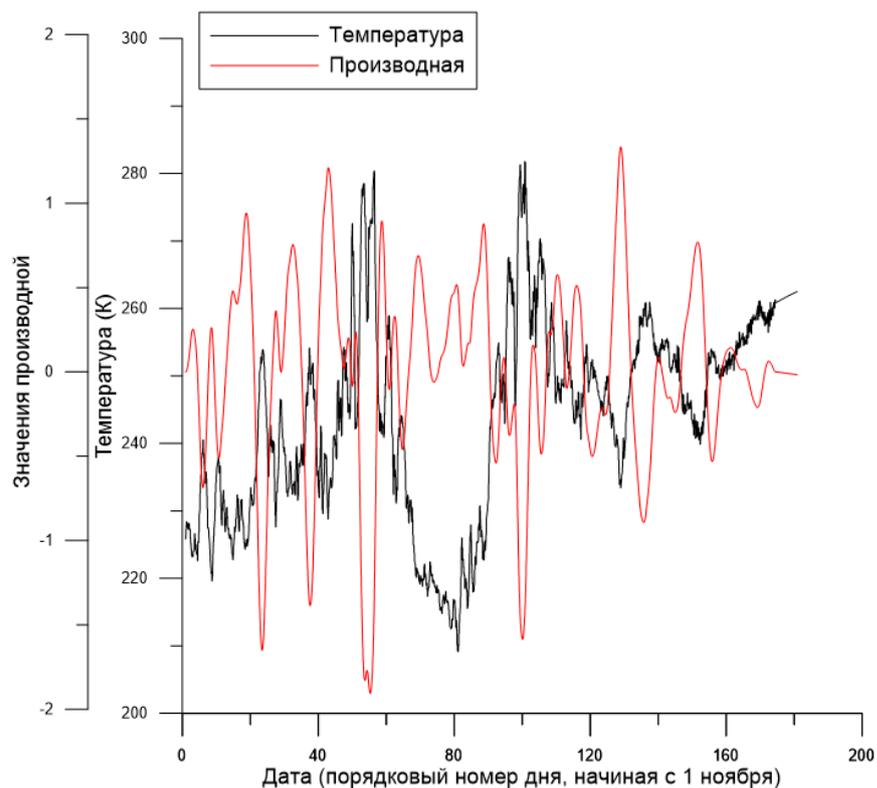


Рис.3.1.31 - График распределения температуры и производной на уровне 1 гПа зимой 1997-1998 гг.

Аномалия температур (К), широта 77.5 - 87.5 с.ш., 1997-1998 гг.

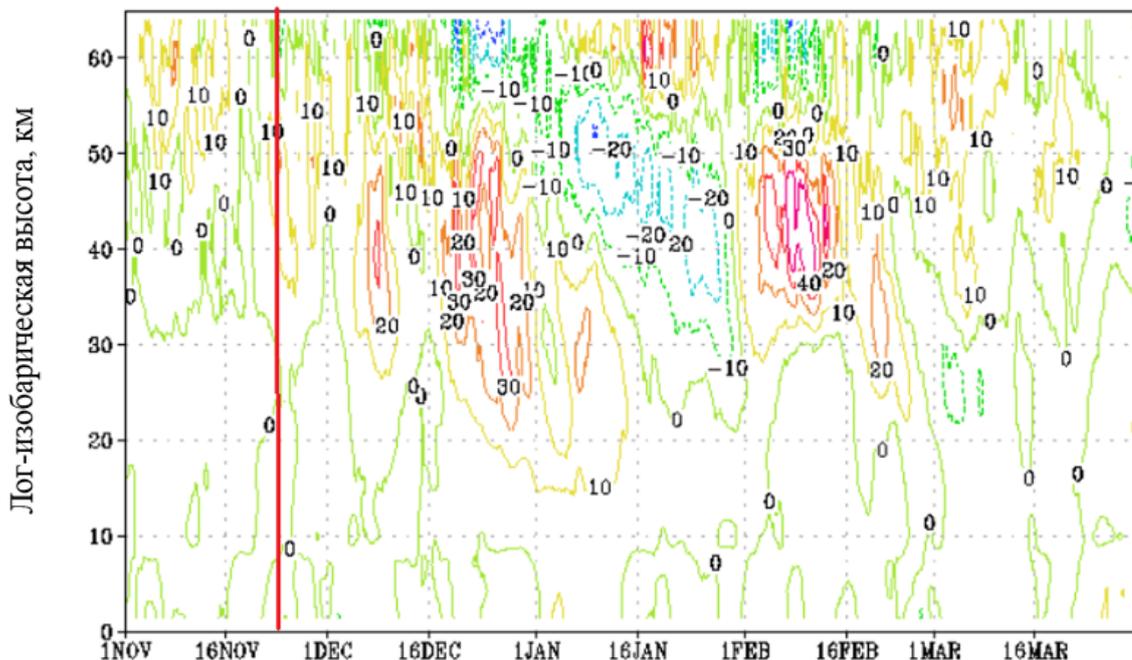


Рис. 3.1.32 - График распределения аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы зимой 1997-1998 гг.

Красной линией выделена дата незначительного КВСП.

Все даты, полученные при построении графиков распределения температуры и производной, и графиков распределения аномалий температур на высотах стратосферы с учетом климатической составляющей были сформированы в таблицу 3.1.2.

Табл.3.1.2 - даты ВСП в период с 1981 по 2020 гг. на уровне 10 гПа и 1 гПа, выявленные на основе графиков производной.

1 гПа			10 гПа			КВСП	
18 янв 82	23.фев.93	20.ноя.04	28.янв.82	20.дек.00	18.фев.18	ноя.79	ноя.14
31.дек.83	18.ноя.93	06.янв.05	02.мар.84	05.фев.01	31.дек.18	дек.81	ноя.16
11.фев.84	16.фев.94	04.янв.06	07.янв.86	29.дек.01	01.дек.19	ноя.82	дек.18
31.дек.84	27.янв.95	24.ноя.06	28.янв.87	01.янв.03	06.фев.20	ноя.83	
17.мар.85	20.янв.96	10.фев.07	11.дек.87	29.дек.03	24.мар.20	дек.84	
29.дек.85	20.фев.96	24.янв.08	19.фев.89	01.мар.05		дек.86	
09.дек.86	09.дек.96	21.янв.09	13.фев.90	26.янв.06		ноя.87	
04.янв.87	21.янв.97	09.дек.09	18.ноя.90	03.янв.07		ноя.88	
09.дек.87	24.ноя.97	21.янв.10	14 янв 91	26.янв.08		дек.89	
31.янв.89	10.фев.98	15.янв.11	07.апр.91	24.янв.09		ноя.90	
04.дек.89	13.дек.98	01.янв.12	17.янв.92	01.фев.10		ноя.91	
10.фев.90	21.фев.99	09.дек.12	01.янв.94	03.фев.11		ноя.92	
18.ноя.90	23.янв.00	07.янв.13	13.мар.94	09.апр.11		ноя.93	
18.дек.90	12.дек.00	29.дек.14	31.янв.95	19.янв.12		ноя.94	
14.янв.91	30.янв.01	06.фев.16	01.фев.96	14.янв.13		ноя.95	
07.апр.91	27.ноя.01	31.дек.16	22.фев.97	10.фев.14		ноя.96	
23.ноя.91	23.дек.01	05.дек.17	28.дек.97	08.янв.15		ноя.97	
14.янв.92	29.дек.02	28.дек.18	10.дек.98	25.мар.15		ноя.98	
09.мар.92	25.дек.03	17.янв.20	06.фев.00	11.фев.16		ноя.00	
18.ноя.92	03.мар.04	25.мар.20	22.мар.00	01.фев.17		ноя.09	

В таблице 3.1.2 отдельно вынесены высокие потепления на уровне 1 гПа, низкие потепления на уровне 10 гПа и КВСП в ноябре и начале декабря. Синим цветом выделены потепления, происходящие и на уровне 1 гПа и на уровне 10 гПа (как говорилось ранее, некоторые ВСП возникают на больших высотах и со временем опускаются ниже). Красным цветом выделены высокие потепления, происходящие только на уровне 1 гПа. Черным цветом выделены низкие потепления, происходящие только на высоте 10 гПа.

3.2 Связь между индексом солнечной активности и частотой ВСП

Для наглядности изменения солнечной активности в последние десятилетия прошлого столетия и в начале этого был построен график среднемесячных значения индекса F10.7 с нанесенными датами случаев ВСП, выявленными на основе графиков распределения температуры и производной, а также отдельно нанесенными датами КВСП в ноябре и начале декабря.



Рис.3.2.1 - Среднемесячные значения индекса F10.7 с нанесенными датами случаев ВСП, выявленными на основе графиков распределения температуры и производной, а также отдельно нанесенными датами КВСП в ноябре. Синим цветом изображен график значений индекса солнечной активности F10.7. Синими треугольниками выделены даты ВСП, определенные по графикам распределения температуры и производной. Зелеными квадраты выделены даты КВСП в ноябре и начале декабря. Красным цветом выделены периоды повышения и понижения значений индекса солнечной активности.

Исходя из рисунка 3.2.1 можно сделать вывод, что при большой изменчивости амплитуды графика значений солнечной активности наблюдается большее количество КВСП в ноябре и начале декабря. В периоды понижения или повышения значений индекса солнечной активности (выделены красным цветом) высокие ВСП случаются реже.

Также был построен аналогичный график для среднемесячного числа солнечных пятен (см. рис.3.2.2)

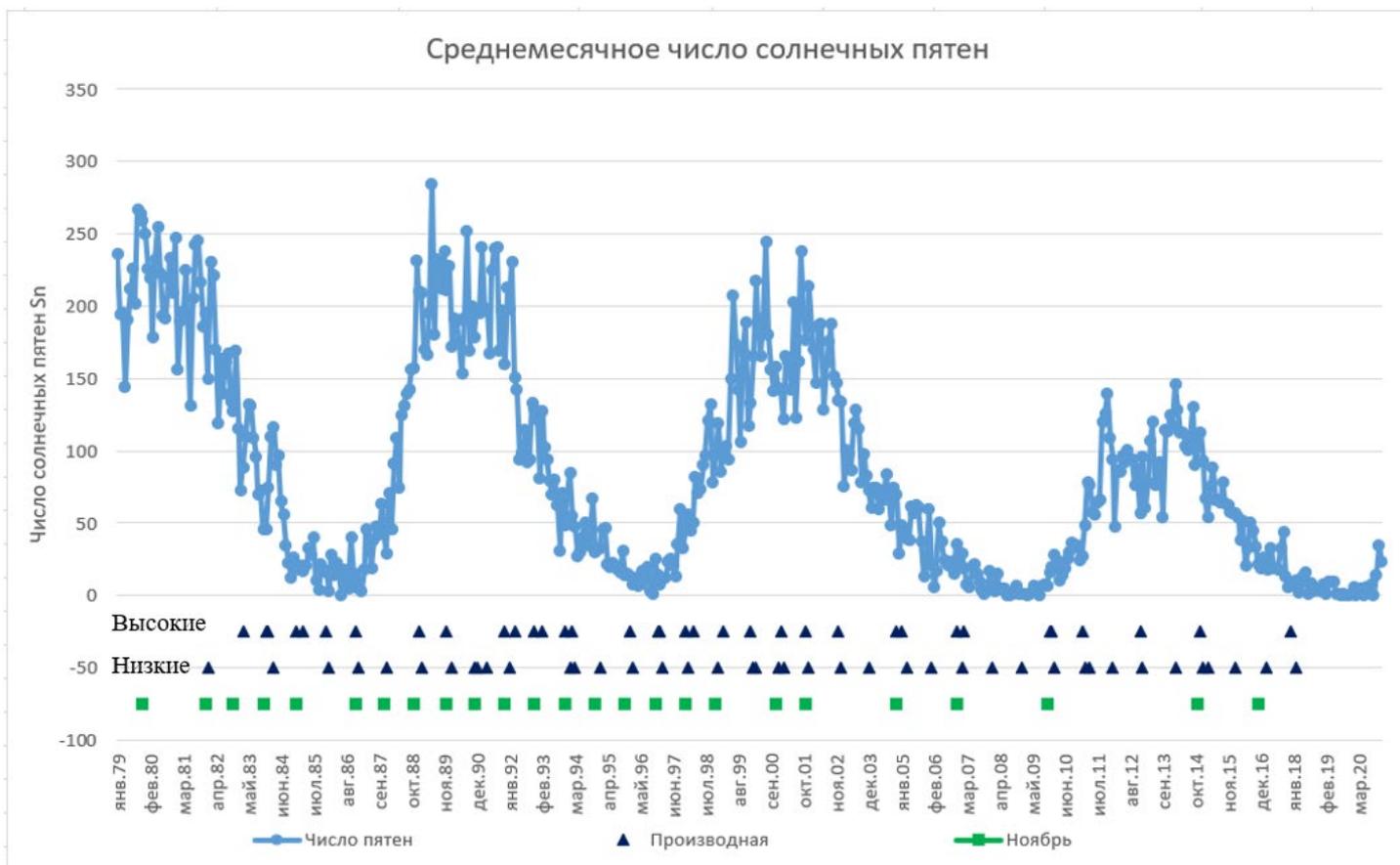


Рис.3.2.2 - Среднемесячные значения числа солнечных пятен с нанесенными датами случаев ВСП, выявленными на основе графиков распределения температуры и производной, а также отдельно нанесенными датами КВСП в ноябре. Оформление аналогично рис. 3.2.1

На рисунке 3.2.2 график среднемесячных чисел солнечных пятен повторяет график среднемесячных значений индекса солнечной активности и не несет никакой информационной ценности.

Также была сформирована таблица распределения случаев ВСП по градациям значения индекса солнечной активности (см. табл.3.2.1). Градации были выбраны произвольно: до 100 е.с.п. – низкие значения индекса солнечной активности, от 100 до 200 е.с.п. – средние, больше 200 е.с.п. – высокие значения индекса солнечной активности.

Табл.3.2.1 - Распределение случаев ВСП по градациям значения индекса солнечной активности.

Значения индекса F10.7	Высокие (1 гПа)	Низкие (10 гПа)	КВСП (ноябрь)
до 100	19	17	12
от 100 до 200	14	19	9
200 и больше	5	5	4
Всего	38	41	25

Исходя из этой таблицы можно сделать вывод, что при увеличении значения индекса солнечной активности общее количество ВСП уменьшается.

Заключение

В данной работе был рассмотрен период с 1979 по 2018 гг. На основе данных реанализа MERRA-2 по всем годам были построены графики распределений температуры и производной, полученной при интерполяции данных методом сплайна, а также графики распределений аномалий температуры с учетом климатической составляющей на высотах стратосферы.

За весь период было зафиксировано 104 потепления, из них 38 высоких, 41 низкое и 25 канадских потеплений в ноябре и начале декабря.

На основе архивных данных об индексе F10.7 был построен график распределения среднемесячных значений индекса солнечной активности с нанесенными датами ВСП, определенными с помощью графиков распределения температуры и производной; и даты КВСП в ноябре и начале декабря.

Также была сформирована таблица распределения ВСП по трем градациям.

Исходя из проделанной работы можно сделать следующие выводы:

- 1) при большой изменчивости амплитуды солнечной активности наблюдается большее количество КВСП в ноябре и начале декабря.
- 2) в периоды понижения или повышения солнечной активности высокие ВСП случаются реже.
- 3) с повышением солнечной активности общее число ВСП уменьшается.

Список используемой литературы:

1. Matsuno, T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.* 1971, 28, 1479–1494.
2. Butler, A.H.; Gerber, E.P. Optimizing the definition of a Sudden Stratospheric Warming. *J. Clim.* 2018, 31, 2337–2344.
3. Maury, P.; Claud, C.; Manzini, E.; Hauchecorne, A.; Keckhut, P. Characteristics of stratospheric warming events during Northern winter. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016, 121, 5368–5380.
4. Scherhag, R.: Die explosionsartige Stratosphärenenerwärmung des Spätwinters 1951/1952, *Ber. Deut. Wetterdienst*, 6, 51–63, 1952.
5. Scrase, F. J.: Relatively high stratospheric temperatures of February 1951, *Meteorol. Mag.*, 82, 19–27, 1953.
6. Quiroz, R. S.: The warming of the upper stratosphere in February 1966 and the associated structure of the mesosphere, *Mon. Weather Rev.*, 97, 541, [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1969\)097<0541:TWOTUS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1969)097<0541:TWOTUS>2.3.CO;2), 1969.
7. Butler, A. H., Seidel, D., Hardiman, S., Butchart, N., Birner, T., and Match, A.: Defining sudden stratospheric warmings, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 96, 1913–1928, <https://doi.org/10.1175/BAMSD-13-00173.1>, 2015.
8. Shepherd, M. G., Beagley, S. R., and Fomichev, V. I.: Stratospheric warming influence on the mesosphere/lower thermosphere as seen by the extended CMAM, *Ann. Geophys.*, 32, 589–608, <https://doi.org/10.5194/angeo-32-589-2014>, 2014.
9. Zülicke, C., Becker, E., Matthias, V., Peters, D. H. W., Schmidt, H., Liu, H.-Li, de la Torre-Ramos, H., and Mitchell, D. M.: Coupling of stratospheric warmings with mesospheric coolings in observations and simulations, *J. Climate*, 31, 1107–1133, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0047.1>, 2018.

10. Labitzke, K.: Stratospheric-mesospheric midwinter disturbance: A summary of characteristics, *J. Geophys. Res.*, 86, 9665–9678, <https://doi.org/10.1029/JC086iC10p09665>, 1981.
11. 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.
12. Butler, A.H.; Lawrence, Z.D.; Lee, S.H.; Lillo, S.P.; Long, C.S. Differences between the 2018 and 2019 stratospheric polar vortex split events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 2020, 1–19.
13. Pancheva D, Mukhtarov P: Planetary wave coupling of the atmosphere–ionosphere system during the Northern winter of 2008/2009. *Adv Space Res* 2012, 50(9):1189–1203. [10.1016/j.asr.2012.06.023](https://doi.org/10.1016/j.asr.2012.06.023)
14. Lastovicka J: Forcing of the ionosphere by waves from below. *J Atmos Sol–Terr Phys* 2006, 68: 479–497. [10.1016/j.jastp.2005.01.018](https://doi.org/10.1016/j.jastp.2005.01.018)
15. Liu H-L, Roble RG: Dynamical coupling of the stratosphere and mesosphere in the 2002 Southern Hemisphere major stratospheric sudden warming. *Geophys Res Lett* 2005, 32: L13804. [doi:10.1029/2005GL022939](https://doi.org/10.1029/2005GL022939)
16. Fuller–Rowell T, Akmaev R, Wu F, Fedrizzi M, Viereck RA, Wang H: Did the January 2009 sudden stratospheric warming cool or warm the thermosphere? *Geophys Res Lett* 2011, 38: L18104. [doi:10.1029/2011GL048985](https://doi.org/10.1029/2011GL048985)
17. Matsuno T: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. *J Atmos Sci* 1971, 28(8):1479–1494. [doi:10.1175/1520-0469\(1971\)028<1479:ADMOT S>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOT S>2.0.CO;2)
18. Teitelbaum H, Vial F: On tidal variability induced by nonlinear interaction with planetary waves. *J Geophys Res* 1991, 96(A8):14169–14178. [doi:10.1029/91JA01019](https://doi.org/10.1029/91JA01019)
19. Jin H, Miyoshi Y, Pancheva D, Mukhtarov P, Fujiwara H, Shinagawa H: Response of migrating tides to the stratospheric sudden warming in 2009 and their effects on the ionosphere studied by a whole atmosphere–ionosphere

- model GAIA with COSMIC and TIMED/SABER observations. *J Geophys Res Space Physics* 2012, 117: A10. doi:10.1029/2012JA017650
20. 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.
 21. WMO (World Meteorological Organization); Commission for Atmospheric Sciences. Abridged Final Report of the Seventh Session, Manila, 27 February–10 March 1978, WMO—No. 509; Secretariat of the World Meteorological Organization: Geneva, Switzerland, 1978; p. 113.
 22. Maury, P.; Claud, C.; Manzini, E.; Hauchecorne, A.; Keckhut, P. Characteristics of stratospheric warming events during Northern winter. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2016, 121, 5368–5380.
 23. Hoffmann, C.G.; Raffalski, U.; Palm, M.; Funke, B.; Golchert, S.H.W.; Hochschild, G.; Notholt, J. Observation of strato-mesospheric CO above Kiruna with ground-based microwave radiometry–retrieval and satellite comparison. *Atmos. Meas. Tech.* 2011, 4, 2389–2408.
 24. Chandran, A.; Collins, R.L.; Garcia, R.R.; Marsh, D.R.; Harvey, V.L.; Yue, J.; de la Torre, L. A climatology of elevated stratopause events in the whole atmosphere community climate model. *J. Geophys. Res. Atmos.* 2013, 118, 1234–1246.
 25. Smith, A. K., Garcia, R. R., Marsh, D. R., and Richter, J. H.: WACCM simulations of the mean circulation and trace species transport in the winter mesosphere, *J. Geophys. Res.*, 116, D20115, <https://doi.org/10.1029/2011JD016083>, 2011.
 26. Sonnemann, G. R., Grygalashvyly, M., and Berger, U.: Impact of a stratospheric warming event in January 2001 on the minor constituents in the MLT region calculated on the basis of a new 3D-model LIMA of the dynamics and chemistry of the middle atmosphere, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phy.*, 68, 2012–2025, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2006.04.005>, 2006.
 27. Shepherd, M. G., Cho, Y.-M., Shepherd, G. G., Ward, W., and Drummond, J. R.: Mesospheric temperature and atomic oxygen response during the

- January 2009 major stratospheric warming, *J. Geophys. Res.*, 115, A07318, <https://doi.org/10.1029/2009JA015172>, 2010.
28. Gao, H., Xu, J., Ward, W., and Smith, A. K.: Temporal evolution of nightglow emission responses to SSW events observed by TIMED/SABER, *J. Geophys. Res.*, 116, D19110, <https://doi.org/10.1029/2011JD015936>, 2011.
29. Tweedy, O. V., Limpasuvan, V., Orsolini, Y. J., Smith, A. K., Garcia, R. R., Kinnison, D., Randall, C. E., Kvissel, O.-K., Stordal, F., Harvey, V. L., and Chandran, A.: Nighttime secondary ozone layer during major stratospheric sudden warmings in specified dynamics WACCM, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 8346–8358, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50651>, 2013.
30. Smith, A. K., López-Puertas, M., García-Comas, M., and Tukiainen, S.: SABER observations of mesospheric ozone during NH late winter 2002–2009, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L23804, <https://doi.org/10.1029/2009GL040942>, 2009, 2009.
31. Siskind, D. E., Eckermann, S. D., McCormack, J. P., Coy, L., Hoppel, K. W., and Baker, N. L.: Case studies of the mesospheric response to recent minor, major, and extended stratospheric warmings, *J. Geophys. Res.*, 115, D00N03, <https://doi.org/10.1029/2010JD014114>, 2010.
32. Zülicke, C. and Becker, E.: The structure of the mesosphere during sudden stratospheric warmings in a global circulation model, *J. Geophys. Res.*, 118, 2255–2271, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50219>, 2013.
33. Ern, M., Trinh, Q. T., Kaufmann, M., Krisch, I., Preusse, P., Ungermann, J., Zhu, Y., Gille, J. C., Mlynarczyk, M. G., Russell III, J. M., Schwartz, M. J., and Riese, M.: Satellite observations of middle atmosphere gravity wave absolute momentum flux and of its vertical gradient during recent stratospheric warmings, *Atmos. Chem. Phys.*, 16, 9983–10019, <https://doi.org/10.5194/acp-16-9983-2016>, 2016.
34. Hinssen, Y., van Delden, A., and Opsteegh, T.: Influence of sudden stratospheric warmings on tropospheric winds, *Meteorol. Z.*, 20, 259–266, <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2011/0503>, 2011.

35. Bal, S., Schimanke, S., Spangehl, T., and Cubasch, U.: Variable influence on the equatorial troposphere associated with SSW using ERA-Interim, *J. Earth Syst. Sci.*, 126, 1–13, <https://doi.org/10.1007/s12040-017-0802-6>, 2017.
36. Seppälä, A., Matthes, K., Randall, C. E., and Mironova, I. A.: What is the solar influence on climate? Overview of activities during CAWSES-II, *Prog. Earth Planet. Sc.*, 1, 24, <https://doi.org/10.1186/s40645-014-0024-3>, 2014.
37. Labitzke, K. and van Loon, H.: The state of the atmosphere on the Northern Hemisphere at solar maximum, July 1989–February 1990, Beilage zur Berliner Wetterkarte, SO 6/90, in: *Meteorolog. Abh.*, FU-Berlin, Band 64, No. 4, 1990.
38. Labitzke, K.: On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere over the Antarctic and its modulation by the Quasi-Biennial Oscillation, *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 66, 1151–1157, <https://doi.org/10.1016/j.jastp.2004.05.011>, 2004.
39. Sonnemann, G. R. and Grygalashvyly, M.: The relationship between the occurrence rate of major stratospheric warmings and solar Lyman-alpha flux, *J. Geophys. Res.*, 112, D20101, <https://doi.org/10.1029/2007JD008718>, 2007.
40. Laskar FI, Pallamraju D, Lakshmi TV, Reddy MA, Pathan BM, Chakrabarti S: Investigations on vertical coupling of atmospheric regions using combined multiwavelength optical dayglow, magnetic, and radio measurements. *J Geophys Res Space Physics* 2013, 118: 4618–4627. doi:10.1002/jgra.50426
41. Southworth, G. C. (1945), Microwave radiation from the Sun, *J. Franklin Inst.*, 239, 285– 297.
42. Covington, A. E. (1947), Microwave solar noise observations during the eclipse of November 23, 1946, *Nature*, 159, 405– 406.
43. Lehaney, F. J., and D. E. Yabsley (1949), Solar radiation at 1200 Mc/s, 600 Mc/s and 200 Mc/s, *Aust. J. Sci. Res. Ser. A*, 2, 48– 62.

44. Denisse, J. -F. (1948), Etude des émissions radioélectriques solaires d'origine purement thermique, PhD thesis, Univ. de Paris, Paris.
45. Kundu, M. R. (1965), Solar Radio Astronomy, John Wiley, New York.
46. Kruger, A. (1979), Introduction to solar radio astronomy and radio physics, Geophys. and Astrophys. Monogr., vol. 16 , D. Reidel, Dordrecht, Netherlands.
47. Tapping, K. F. (1987), Recent solar radio astronomy at centimeter wavelengths: The variability of the 10.7 cm flux, J. Geophys. Res., 92, 829–838.
48. Tapping, K. F., and B. DeTracey (1990), The origin of the 10.7 cm solar flux, Sol. Phys., 127, 321– 332.
49. Tapping, K. F., and D. P. Charrois (1994), Limits to the accuracy of the 10.7 cm flux, Sol. Phys., 150, 305– 315.
50. Gaizauskas, V., K. L. Harvey, J. W. Harvey, and C. Zwaan (1983), Large-scale patterns in solar activity during the ascending phase of cycle 21, Astrophys. J., 65, 1056– 1065.
51. H. Tanaka et al., "Absolute calibration of solar radio flux density in the microwave region", Solar Physics, Vol. 29, 243, 1973
52. K.F. Tapping "Recent Solar Radio Astronomy at Centimeter Wavelengths: The Temporal Variability of the 10.7-cm Flux", J. Geophys. Res., Vol. 92, D1, 829-838, 1987
53. K.F. Tapping and D.P. Charrois "Limits to the Accuracy of the 10.7cm Flux", Solar Physics, 150, pp 305-315, 1994
54. Tapping, K. F., and J. J. Valdes (2011), Did the Sun change its behaviour during the decline of cycle 23 and into cycle 24, Sol. Phys., 272, 337– 350