



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: «Климатическая изменчивость динамического режима стратосферы в
зимние месяцы в Северном Полушарии»

Исполнитель Штанг Анна Алексеевна
(фамилия, имя, отчество)

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

«К защите допускаю»
заведующий кафедрой

(подпись)

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

Анискина Ольга Георгиевна
(фамилия, имя, отчество)

« 17 » июня 2022 г.

Санкт-Петербург
2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
1. Стратосферный климат	5
1.1 История наблюдений за атмосферой	5
1.2 Моделирование атмосферных процессов	6
1.3 Внезапные стратосферные потепления	8
2. Используемые данные	11
2.1 JRA-55.....	11
2.2 Индекс солнечной активности	12
3. Полученные результаты	14
3.1 Анализ меридиональной компоненты ветра в Северном полушарии в зимние месяцы на высотах стратосферы	14
3.2 Анализ зональной компоненты ветра в Северном полушарии в зимние месяцы на высотах стратосферы	29
3.3 Анализ температуры в Северном полушарии в зимние месяцы на высотах стратосферы	40
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	54
Список использованных источников:	56

ВВЕДЕНИЕ

Атмосфера Земли - важный компонент климатической системы. Углубление знаний о естественной изменчивости и тенденциях изменения температуры атмосферы имеет жизненно важное значение для лучшего понимания изменения климата и его причин. Следовательно, для обнаружения и определения характера изменения климата, а также для проверки моделирования климатических моделей требуются последовательные долгосрочные данные наблюдений за основными климатическими переменными, такими как температура верхних слоев воздуха.

Эта тема является одним из направлений исследований международного климатологического сообщества, действующего в рамках Всемирной программы исследований климата (ВПИК), и имеет важное значение для Межправительственной группы экспертов по изменению климата (МГЭИК). Обеспечение устойчивости глобальных климатических данных является специальной целью Всемирной метеорологической организации (ВМО) посредством внедрения Глобальной системы наблюдения за климатом (ГСНК), основанной на принципах для систем мониторинга климата и для создания записей климатических данных (ЗКД) [1].

В этом контексте деятельность по атмосферным изменениям температуры и их факторам является давней деятельностью в рамках программы ВПИК / Стратосферно-тропосферные процессы и их роль в климате (СТПИРК). Эта деятельность внесла существенный вклад в оценку тенденций стратосферной температуры, основанную на анализе наблюдений и моделировании, с регулярным вкладом в научные оценки разрушения озонового слоя ВМО / Программы Организации Объединенных Наций по окружающей среде (ЮНЕП) [4-5].

Целью данной работы является изучение климатической изменчивости стратосферы через анализ меридиональной и зональной компоненты ветра, а также температуры на высотах стратосферы в холодный период в Северном полушарии с 1959 по 2018 год. Для осуществления обозначенной цели служат следующие задачи:

- 1) Исследовать изменение температуры, зональной и меридиональной компоненты ветра в каждое десятилетие с 1959 по 2018 год
- 2) Исследовать изменение температуры, зональной и меридиональной компоненты ветра относительно соседних десятилетий в период с 1959 по 2018 год
- 3) Исследовать изменение температуры, зональной и меридиональной компоненты ветра относительно климатической составляющей

1. Стратосферный климат

1.1 История наблюдений за атмосферой

Наблюдения с метеорологических спутников стали важным источником аэрологических данных в течение более чем 40 лет, в то время как радиозонды, измеряемые с помощью метеорологических аэростатов, доступны с 1950-х годов и ранее. Оценка долгосрочных изменений температуры на основе этих данных является сложной задачей, поскольку приборы в основном предназначались для наблюдения за погодой. Климатический мониторинг требует более высокой точности [6]. Неопределенности, обусловленные такими факторами, как изменения в приборах с течением времени, межспутниковые смещения, изменения в суточной выборке и другие изменения в наблюдательной сети, требуют процедур гомогенизации и интеркалибрации для построения ЗКД.

Значительные усилия были приложены для согласования тенденций атмосферных температур с различными платформами наблюдений [2]. Данные гомогенизированного радиозонда [7] и откалиброванные записи из микроволновых зондов [8] подтвердили тропосферное потепление и стратосферное похолодание с середины двадцатого века. Было установлено, что температурные тренды в диапазоне от низкого до среднего уровня в результате независимых наблюдений и моделей являются последовательными, но различия сохраняются в верхней тропосфере и стратосфере [9,10]. Независимые оценки температуры наблюдений из стратосферного зондирующего устройства показали большие расхождения, а также отличались от модельных тенденций [3]. **Ошибка! Источник ссылки не найден.**

Вертикальные профили атмосферной температуры можно получить с помощью спутниковых зондов и наземных наблюдений, в частности радиозондовых и лидарных измерений. Эталонные радиозондовые станции были созданы в течение последнего десятилетия в рамках Справочной аэрологической сети ГСНК, в соответствии с принципами мониторинга климата [11]. Однако

такие ряды все еще слишком короткие для извлечения трендов. Недавно были обновлены записи радиозондов с координатной привязкой [7], а также данные наблюдений с помощью приборов обнаружения света и дальномера (лидары) [12].

С 2001 года для изучения атмосферы и климата стали доступны новые спутниковые наблюдения с помощью радиозатменной Глобальной системы позиционирования (ГСП), обычно называемой Глобальной навигационной спутниковой системой (ГНСС) [13,14] и были определены как ключевой компонент для ГСНК [15]. Эти долгосрочные стабильные наблюдения предоставляют профильную информацию с высоким вертикальным разрешением в верхней тропосфере и нижней стратосфере и хорошо подходят для климатических исследований [13].

1.2 Моделирование атмосферных процессов

Существует значительный интерес к сопоставлениям смоделированных и наблюдаемых тенденций температуры тропосферы. Основная теория влажных адиабатических процессов предсказывает более сильное потепление в тропической свободной тропосфере по сравнению с приповерхностным слоем, называемое усилением тропической тропосферы [16**Ошибка! Источник ссылки не найден.**]. Ряд предыдущих исследований показал, что большинство наборов данных наблюдений, по-видимому, демонстрируют более слабое усиление тропической тропосферы для тенденций декадного масштаба, в то время как это остается надежной особенностью для нескольких поколений моделирования моделей [17**Ошибка! Источник ссылки не найден.**]. Хотя различные усилия по гомогенизации и переработке в целом уменьшили различия между наблюдениями и моделями, оценки усиления тенденций, полученные с помощью радиозондов и большинства переработанных спутниковых продуктов микроволнового зондирования, обычно остаются меньшими, чем оценки климатических моделей и оценки влажной адиабатической скорости градиента

[9]. Факторы, которые следует учитывать при интерпретации различий между моделью и наблюдениями, включают возможные ошибки в воздействиях модели климата [18], различия между смоделированной и наблюдаемой морской поверхностью закономерности тенденций температуры [19], внутренняя изменчивость [20], а также для поиска спутников, эффекты от широких функций вертикального взвешивания [17].

Хотя вертикальный профиль температурных тенденций является важным признаком изменения климата [21], величина и вертикальная структура трендов часто зависят от деталей наборов данных и деталей гомогенизации [22], «ограничивая возможность черпать надежные и последовательные выводы об истинных долгосрочных тенденциях». Пятый доклад МГЭИК об оценке [22] заявил, что это является ключевой неопределенностью:

Существует лишь средняя и низкая уверенность в скорости изменения тропосферного потепления и его вертикальной структуры. Оценки скорости потепления тропосферы охватывают оценки скорости потепления поверхностной температуры. Существует низкая уверенность в скорости и вертикальной структуре охлаждения стратосферы.

Несмотря на эти неопределенности, по-прежнему трудно объяснить наблюдаемую картину изменения температуры стратосферы и тропосферы без антропогенного воздействия [10].

В последние годы значительные усилия привели к дальнейшему улучшению усредненных по слоям температур в результате наблюдений с помощью микроволнового зондирующего устройства [23]. Было создано несколько объединенных наборов спутниковых данных для обеспечения непрерывных климатических записей в стратосфере с 1979 года по настоящее время [24]. Пересмотр и переработка стратосферных наблюдений [25] привели к улучшению согласованности пересмотренных версий данных; однако некоторые различия остаются [4]. Тенденции изменения температуры в стратосфере, полученные в результате повторно обработанных наблюдений и новых моделей в рамках СТПИРК инициатива по созданию химической климатической модели,

свидетельствуют о существенном улучшении согласованности между моделируемыми и наблюдаемыми тенденциями, главным образом благодаря обновлению спутниковых наблюдений. Диапазон моделируемых тенденций был аналогичен диапазону в моделях предыдущего поколения [26].

Работа авторов [5] также внесла вклад в недавний доклад об оценке озона [26]. Результаты подтвердили охлаждение стратосферы и увеличение охлаждения стратосферы с высотой; этот эффект в основном обусловлен увеличением парниковых газов и модулируется эволюционирующими изменениями озона. Было установлено, что в верхних слоях стратосферы охлаждению способствуют как парниковые газы, так и озон, в то время как в средней части стратосферы парниковые газы являются доминирующими. В нижней стратосфере было установлено, что разрушение озонового слоя было доминирующим фактором охлаждения до середины 1990-х годов. Наблюдаемые тенденции охлаждения стратосферы слабее с 1998 года [24], что отражает снижение содержания озоноразрушающих веществ и начало восстановления озонового слоя [27].

1.3 Внезапные стратосферные потепления

С момента первого наблюдения автора [28] внезапные стратосферные потепления (ВСП) остаются проблемой для прогнозирования атмосферы. Основные ВСП характеризуются разрушением полярного вихря, связанным с нагреванием полюса, достаточным по величине, чтобы изменить средние ветры с западного на восточный. Воздействие этих событий является значительным из-за их планетарного масштаба и длительного влияния на циркуляцию тропосферы и погоду [29]. Теоретические и численные модели ВСП давно признали решающую роль, которую играют потоки волновой активности и индуцированные остаточные циркуляции, которые модифицируют распределения импульса и температуры [30]. Авторы [31-29] продемонстрировали, что температура полярной стратосферы весной

коррелирует с предшествующим интегрированным волновым воздействием из тропосферы. Последующие попытки по прогнозированию быстрых изменений температуры и импульса, связанных с ВСП, основывались на этом результате авторов [31], несмотря на использование стационарной аппроксимации в этом исследовании [32]. Кроме того, авторы [31] утверждают, что временная шкала, по которой должны быть интегрированы потоки волн, определяется временной шкалой радиационной релаксации в стратосфере. Для 10 гПа авторы [33] определили, что шкала времени релаксации составляет 15 дней, однако последующие авторы, следующие за этой работой, настойчиво интегрируют потоки в течение месяца или более [34], предположительно потому, что корреляция с зональным средним ветром улучшается для этого более длительного периода интеграции. Напротив, вместо того чтобы сосредоточиться на предшествующих тропосферных потоках волновой активности, в настоящем документе рассматривается мгновенное распределение плотности волновой активности в стратосфере, величина, которая может быть связана с изменением зонального среднего ветра посредством сохранения циркуляции Кельвина [35].

Традиционный анализ взаимодействий атмосферной волны и среднего потока основывается на соотношении между тенденцией среднезонального ветра и сходимостью волнового импульса. Тесно связанный бюджет волновой активности (отрицательный угловой псевдомоментум) имеет более простое уравнение, поскольку он не зависит от индуцированной остаточной циркуляции [35]. Каждую зиму в Северном полушарии стратосферный полярный вихрь испытывает эпизоды повышенной волновой активности (ПВА), характеризующиеся увеличением плотности псевдомоментов, перемежающимися максимумом и последующим снижением волновой активности. Чуть менее 20% ПВА (23 из 119 событий), определенных в рамках повторного анализа Временного Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды с 1979 по 2011 год связаны с ВСП, центральные даты которых (день смены ветра на 10 гПа) проксимальнее по времени относительных максимумов волновой активности. Еще 26 ПВА связаны с незначительными потеплениями,

при которых градиент температуры на уровне 10 гПа меняет знак, и полярный вихрь быстро замедляется, но средний зональный ветер не становится восточным. Двадцать финальных потеплений (дата, когда полярный вихрь весной становится восточнее) также связаны с ПВА. Остальные события меньше по величине, но следуют той же эволюции, что и более экстремальные большие и малые потепления полярного вихря. Мы увидим, что консервативная адиабатическая динамика объясняет, почему изменения в среднем зональном ветре прямо пропорциональны изменениям в волновой активности, и обеспечивает связь между волновой активностью и интегрированной во времени сходимостью потока Элиассена – Палма. В отсутствие диссипации плотность волновой активности представляет собой просто интегрированную по времени сходимостью потока волновой активности, которая должна обеспечивать контекст для понимания этих результатов в связи с предыдущими работами [34].

2. Используемые данные

2.1 JRA-55

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.

Японское Метеорологическое Агентство (JMA) провело второй Японский глобальный атмосферный реанализ, названный JRA-55[36]. Он охватывает период с 1958 года, когда начались проводиться глобальные регулярные радиозондовые наблюдения. Основными целями JRA-55 были решение вопросов, возникших в предыдущих реанализах, изучение межгодовых изменчивостей и изменение климата.

JRA-55 был запущен с версией системы усваивания оперативных данных JMA, которое было улучшено в сравнении с JRA-25. Основные проблемы JRA-25 были связаны холодным уклоном в нижней стратосфере, который уменьшился, и сухим уклоном в бассейне реки Амазонка, который был смягчен. Временная последовательность анализа температуры существенно улучшились по сравнению с предыдущими результатами реанализа. JRA-55 является самым долгосрочным реанализом третьего поколения, который использует полную систему наблюдений, современную систему усвоения данных, увеличенную модель разрешения (с уменьшенной Гауссовой сеткой).

Реанализ прошлых наблюдений с современной системой ассимиляции данных направлен на создание высококачественного набора климатических данных. Он может производить набор данных для различных типов метеорологических переменных, включая те, для которых наблюдения разрежены. Данные реанализа были широко использованы для исследований в механизмах климатической системы Земли, исследований прогноза, и мониторинга климата. Реанализ внес значительный вклад в исследование 15 явления планетарного масштаба как квазидвухлетние колебания. Продолжение совершенствования реанализа имеет важное значение для развития исследования климата.

Параметрами исследования в данной работе являются температура воздуха, а также зональная и меридиональная компоненты скорости ветра. В расчётах использовались данные реанализа с ноября по апрель в период с 1959 по 2018 год, и были разделены на 6 десятилетий:

- | | |
|--------------|--------------|
| 1) 1959-1968 | 4) 1989-1998 |
| 2) 1969-1978 | 5) 1999-2008 |
| 3) 1979-1988 | 6) 2009-2018 |

2.2 Индекс солнечной активности

С помощью радиотелескопов, регистрирующих интегральный поток радиоизлучения Солнца, ведутся патрульные наблюдения на ряде выбранных частот в диапазонах от метрового до сантиметрового. Станции расположены на разных долготах и распределены по всему земному шару.

После открытия радиоизлучения Солнца в 1947 г. введён новый индекс солнечной активности – поток радиоизлучения F10.7 с длиной волны 10.7 см

(2800 МГц). Результаты измерений выражают в solar flux units — sfu — солнечных единицах потока — сеп (с.е.п.):

$$1 \text{ с.е.п.} = 10^{-22} \text{ Вт/(м}^2 \cdot \text{Гц)}.$$

Интегральный поток солнечного радиоизлучения на волне 10,7 см, F10.7, является одним из важнейших индексов, широко используемым для диагностики солнечной активности и в моделях состояния космической погоды. Индекс F10.7 является наиболее точным среди других индексов и имеет прозрачный физический смысл, характеризуя состояние корональной плазмы. В задачи наблюдений на волне 10,7 см входят продолжение ряда F10.7, характеризующего медленно меняющийся компонент солнечного радиоизлучения, т. е. общее состояние солнечной короны, и мониторинг вспышечных процессов. Данные наблюдений на патрульных радиотелескопах могут использоваться и в исследованиях конкретных вспышечных событий.

Данный индекс характеризует изменения температуры и плотности на всём видимом диске Солнца. Его изменения хорошо коррелируют с изменениями чисел Вольфа и суммарной площади пятен и является удобной ежедневной характеристикой солнечной активности.

Ежедневные измерения интегрированного излучения от солнечного диска на частоте 2800 МГц (длине волны 10.7 см) выполняются по программе радиомониторинга Солнца, проводимой Национальным Исследовательским Советом Канады с 1947 г. До 31 мая 1991 года наблюдения проводились в радиообсерватории Алгонквин (Algonquin), недалеко от Оттавы. С 1 июня 1991 года наблюдения ведутся в Радиоастрофизической обсерватории Доминиона, расположенной недалеко от Пентиктона (Penticton), Британская Колумбия.

Результаты наблюдений в виде ежедневных, среднемесячных и среднегодовых значений потока радиоизлучения F10.7 публикуются на сайте Национальных центров экологической информации Национального Департамента по океану и атмосфере США (National Centers for Environmental Information, NOAA в разделе Solar Indices.

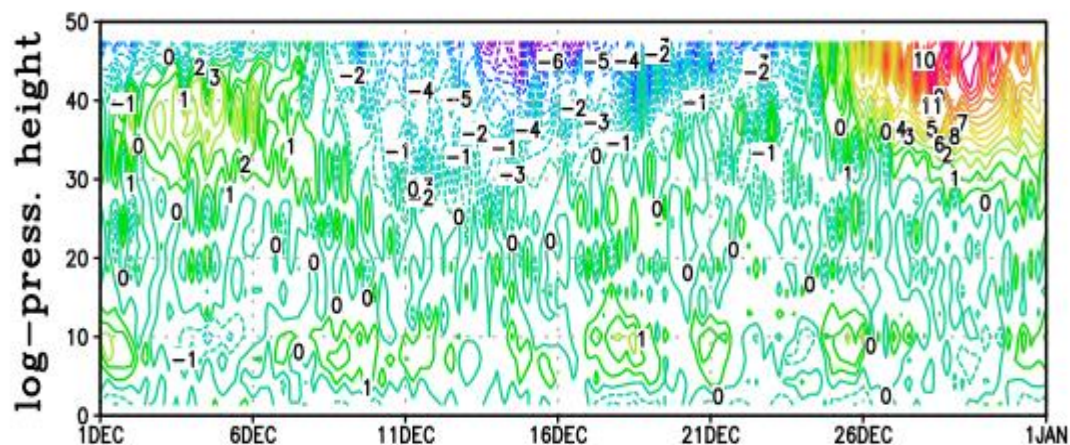
3. Полученные результаты

3.1 Анализ меридиональной компоненты ветра в Северном полушарии в зимние месяцы на высотах стратосферы

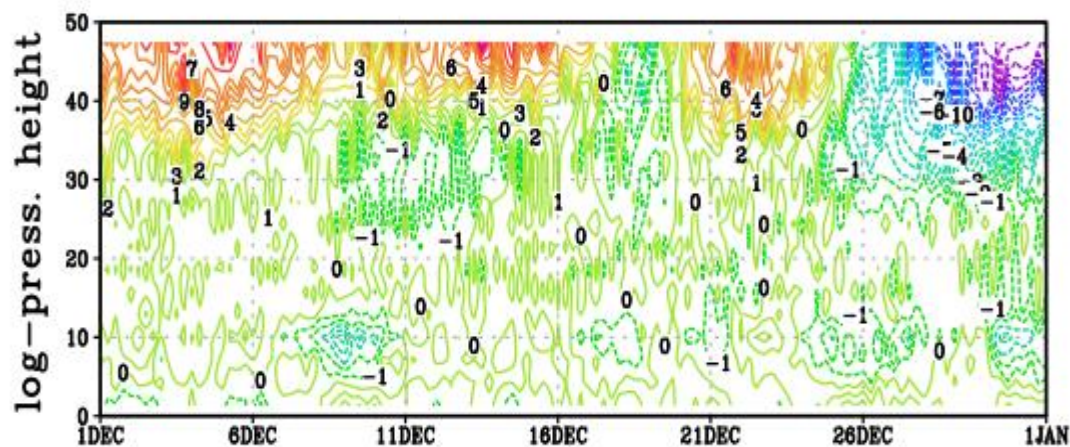
Так как меридиональная составляющая скорости ветра невелика по сравнению с зональной, то все полученные значения для удобства были домножены на 10. Проанализировав значения осреднений меридиональной компоненты ветра за каждое десятилетие, а также её отклонение от климатических значений, было установлено, что её изменчивость незначительна. Однако, в данную работу включены наиболее интересные случаи распределения меридиональной компоненты.

Результаты данных лет показали, что наиболее высокие значения меридиональной компоненты наблюдаются, как правило, недолго. При вычитании из десятилетий среднего климатического значения, экстремумы фиксируются с высоты 30 км.

Difference between 1959–1968 and climate (*10), December, LAT=65N



Difference between 1969–1978 and climate (*10), December, LAT=65N



Difference between 1979–1988 and climate (*10), December, LAT=65N

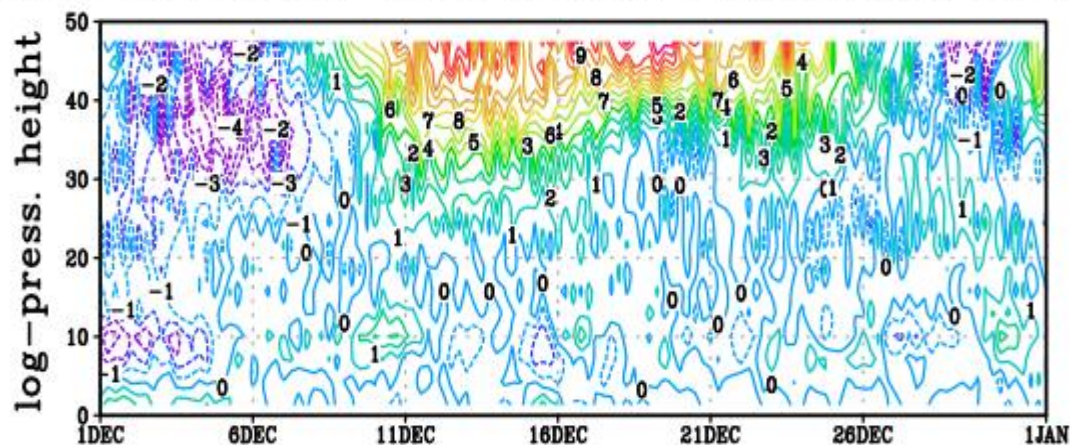
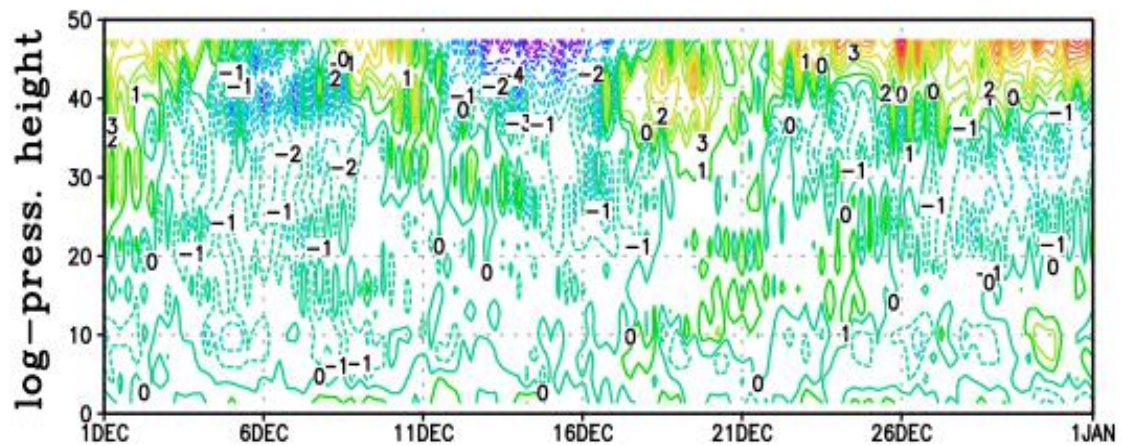
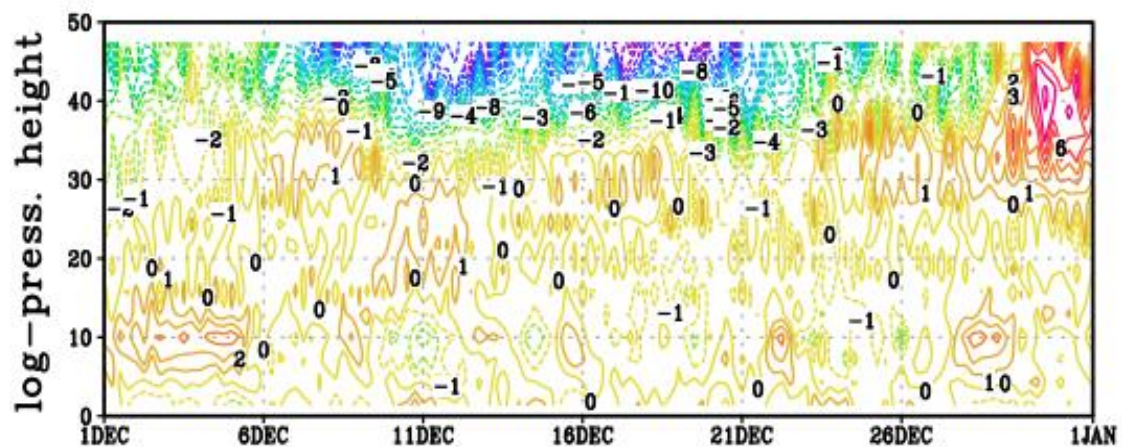


Рисунок 1: Отклонение меридиональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1959 по 1988гг, январь, 65° с.ш..

Difference between 1989–1998 and climate (*10), December, LAT=65N



Difference between 1999–2008 and climate (*10), December, LAT=65N



Difference between 2009–2018 and climate (*10), December, LAT=65N

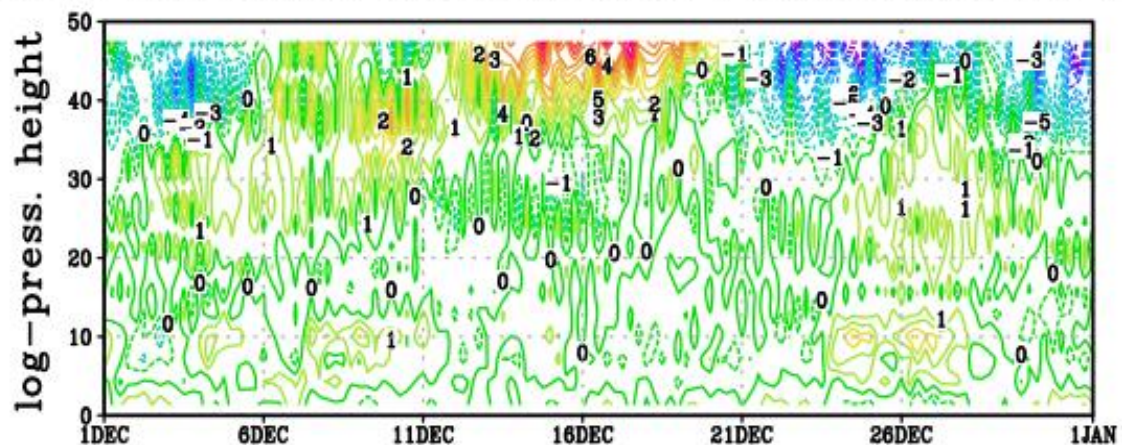
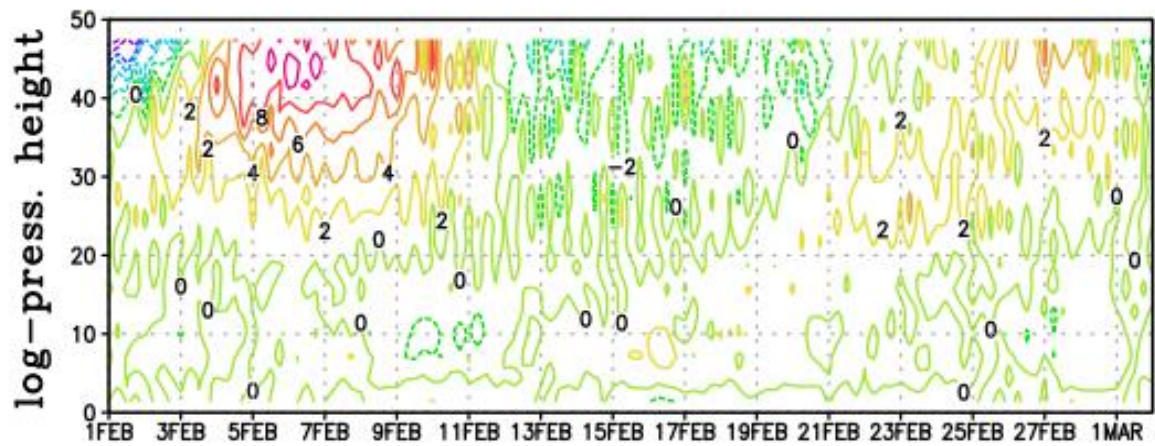
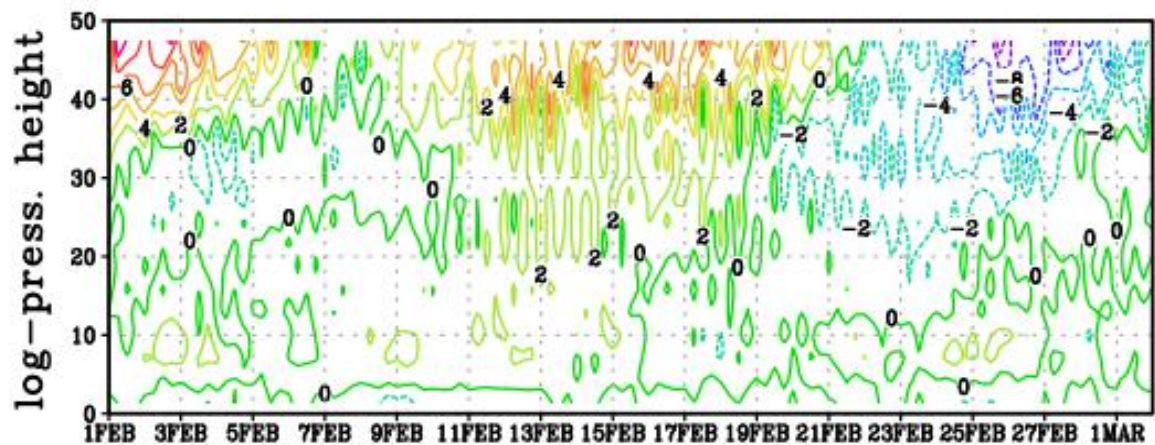


Рисунок 2: Отклонение меридиональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1989 по 2018гг, декабрь, 65° с.ш..

Difference between 1959–1968 and climate (*10), February, LAT=65N



Difference between 1969–1978 and climate (*10), February, LAT=65N



Difference between 1979–1988 and climate (*10), February, LAT=65N

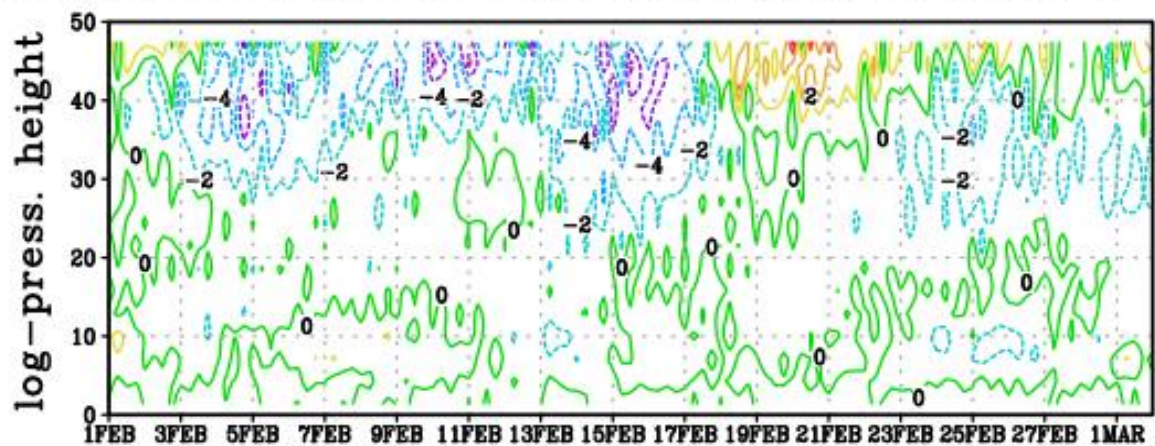
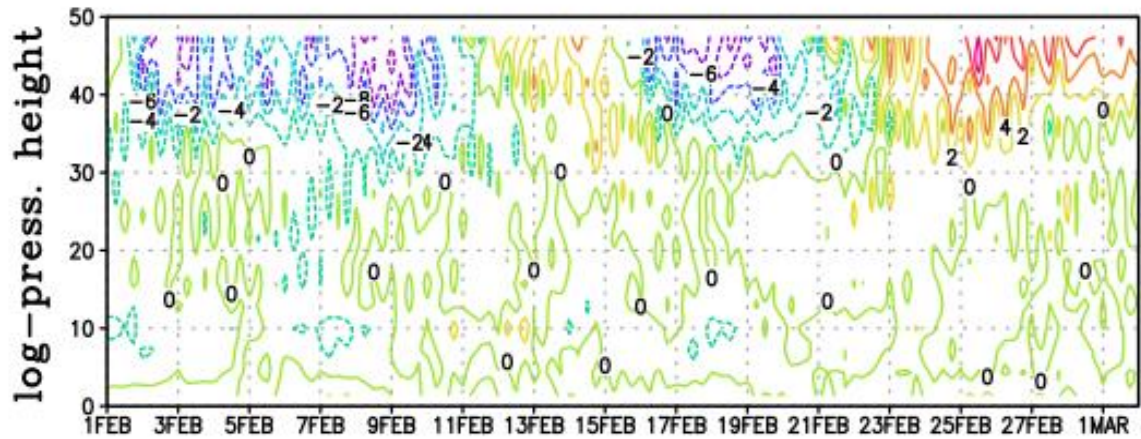
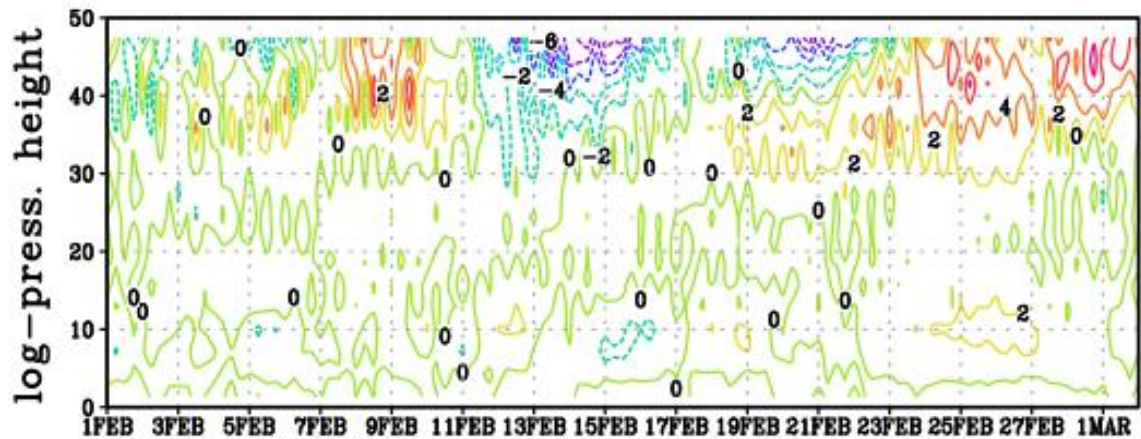


Рисунок 3: Отклонение меридиональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1959 по 1988гг, февраль, 65° с.ш..

Difference between 1989–1998 and climate (*10), February, LAT=65N



Difference between 1999–2008 and climate (*10), February, LAT=65N



Difference between 2009–2018 and climate (*10), February, LAT=65N

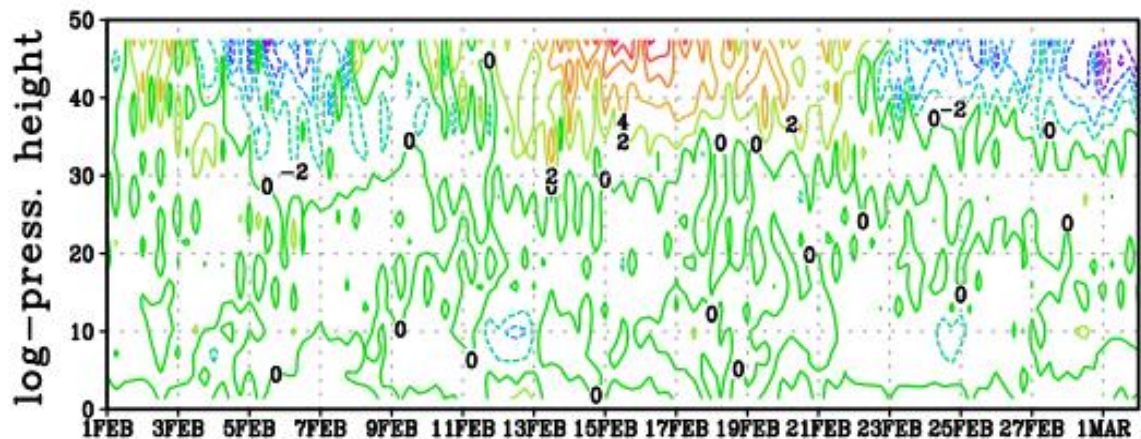
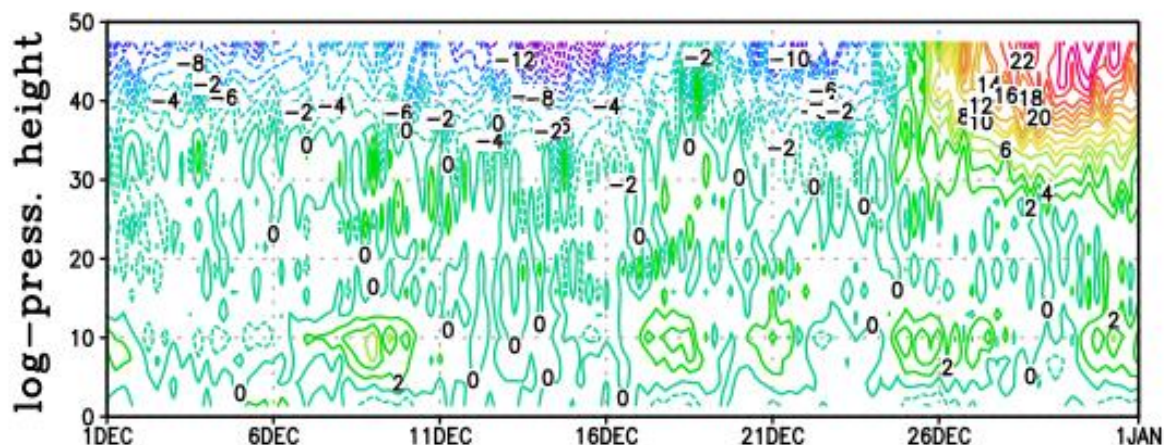


Рисунок 4: Отклонение меридиональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1989 по 2018гг, февраль, 65° с.ш..

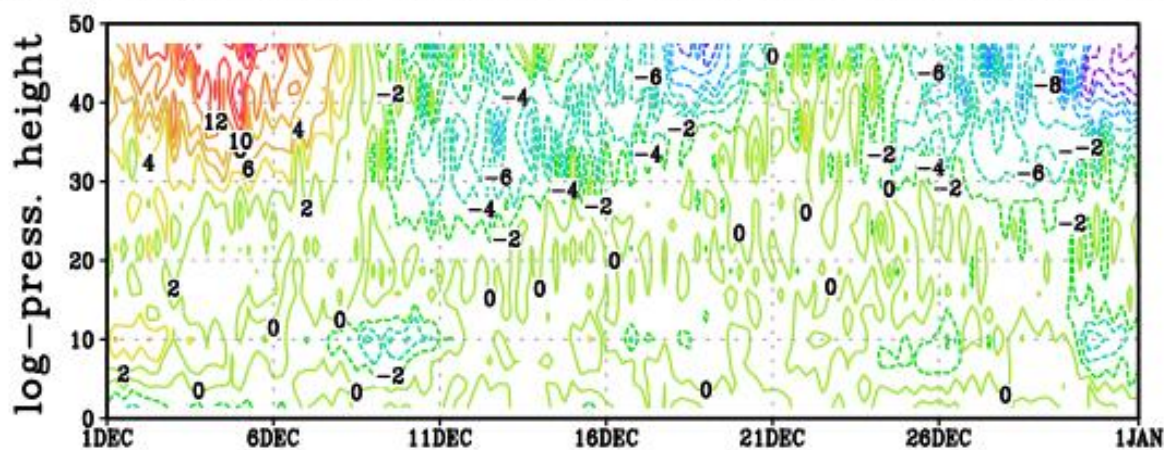
В декабре 1959/68 (верхняя панель, рисунок 1) положительная разница от среднего климатического значения фиксируется в конце месяца с 24 декабря на высоте 40 км и составляет 1,2 м/с. При рассмотрении следующего десятилетия (средняя панель, рисунок 1) примерно на этом же участке фиксируются такие же значения отклонений, только с противоположным знаком. А в первой половине месяца фиксируются положительные отклонения, составляющие 1,1 м/с. В следующем десятилетии (нижняя панель, рисунок 1), экстремумы наблюдаются с 11 декабря по 21 декабря, максимум приходится на 16 декабря и составляет 1 м/с. При анализе отклонения 1989/98 гг. от среднего климатического значения (верхняя панель, рисунок 2), значения экстремумов очень низкие и в среднем по модулю составляют 0,4 м/с, фиксирующиеся с высоты 45 км. В значениях отклонений 1999/08 (средняя панель, рисунок 2), наблюдается увеличение меридиональной составляющей скорости ветра. Очаги высоких значений прослеживаются на протяжении практически всего месяца начиная с 7 декабря и заканчивая 21 декабря, с высоты 40 км. В конце месяца также видно небольшое увеличение отклонения, простирающееся с высоты 30 км, и составляющее 0,7 м/с. В последнее десятилетие (нижняя панель, рисунок 2), экстремум отклонения зональной компоненты фиксируются с 15 по 17 декабря, на высоте 45 км и составляет 0,6 м/с.

При рассмотрении отклонения меридиональной компоненты ветра от климатических значений в феврале месяце, стоит отметить снижение показателей. В первое десятилетие (верхняя панель, рисунок 3), они наблюдались с 4 по 9 февраля с высоты 35 км, максимум составил 0,8 м/с. Во второе десятилетие 1969/78 (средняя панель, рисунок 3), высокая разница от климатического значения наблюдалась в начале и в конце месяца, в среднем по модулю составила 0,7 м/с. Разница между 1979/88 и средним климатическим (нижняя панель, 3 рисунок), в течении всего месяца в среднем по модулю составила 0,3 м/с и наблюдалась с высоты 20 км.

Difference between 1959–1968 and 1969–1978 (*10), December, LAT=65N



Difference between 1969–1978 and 1979–1988 (*10), December, LAT=65N



Difference between 1979–1988 and 1989–1998 (*10), December, LAT=65N

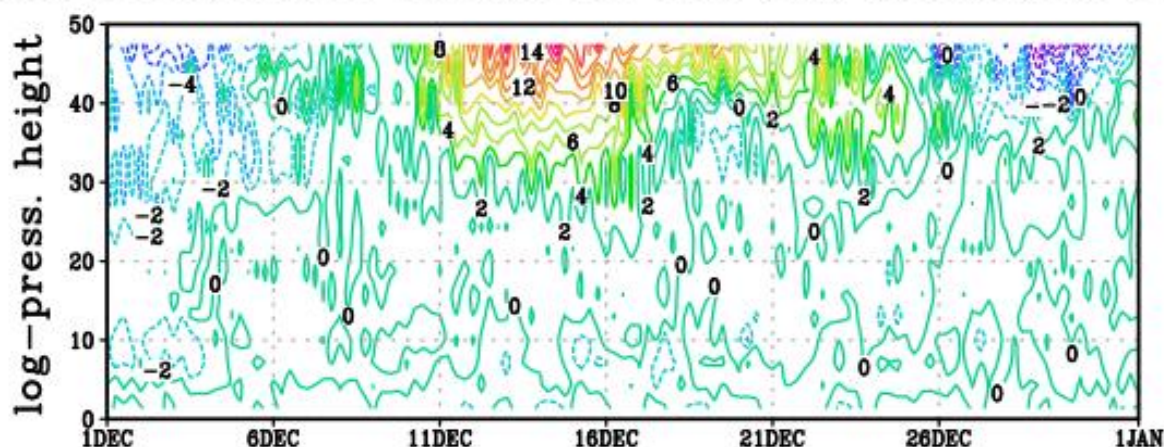
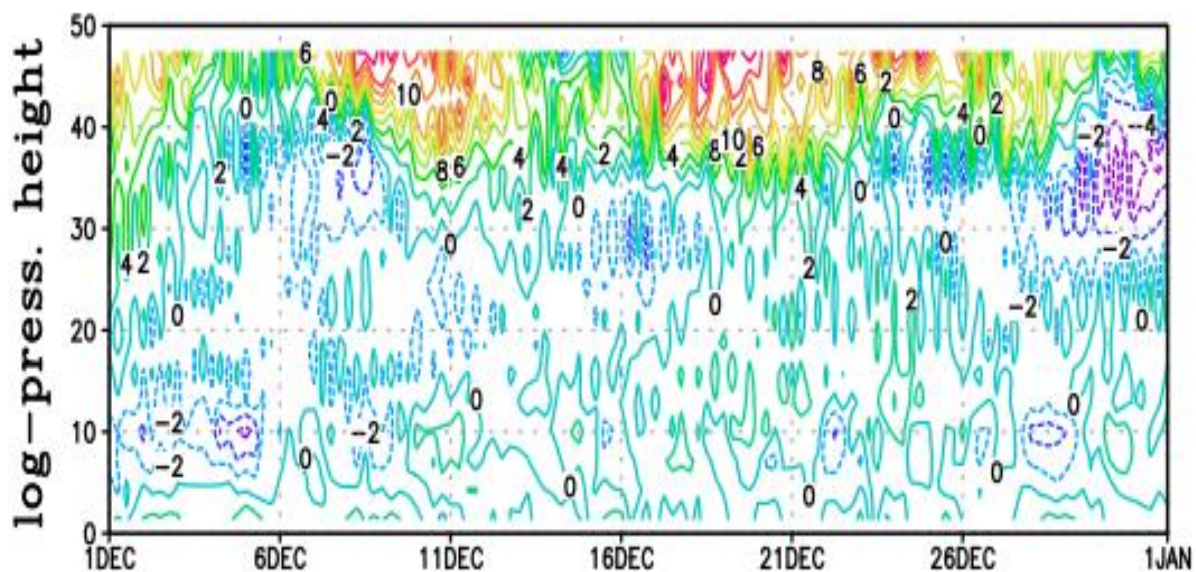


Рисунок 5: Разница меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями, в период с 1959 по 1998гг, декабрь, 65° с.ш..

Difference between 1989–1998 and 1999–2008 (*10), December, LAT=65N



Difference between –2008 and 2009–2018 (*10), December, LAT=65N

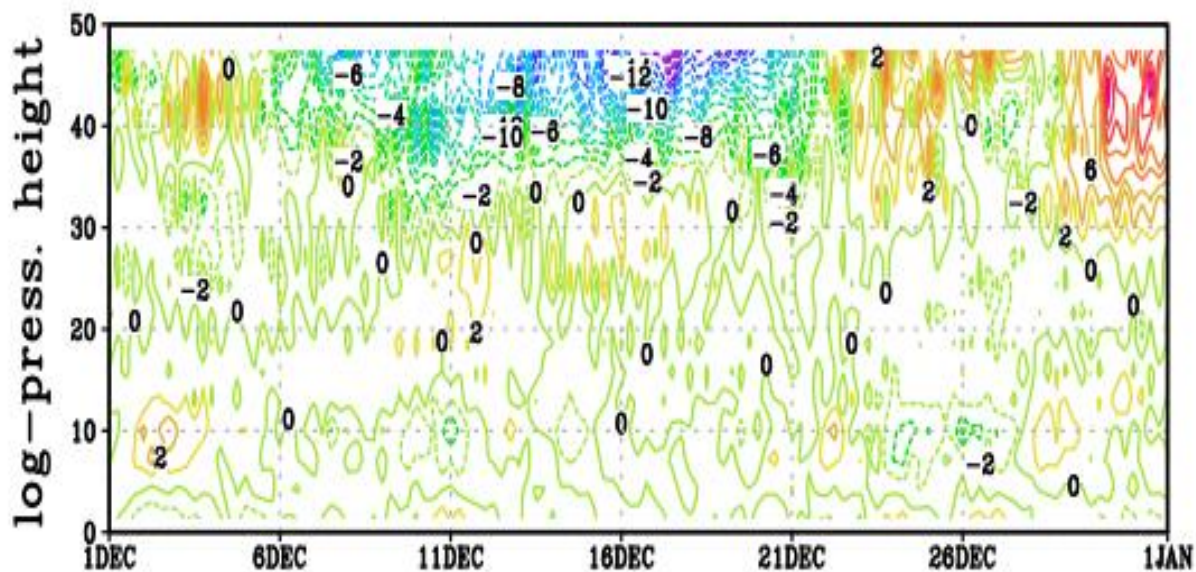
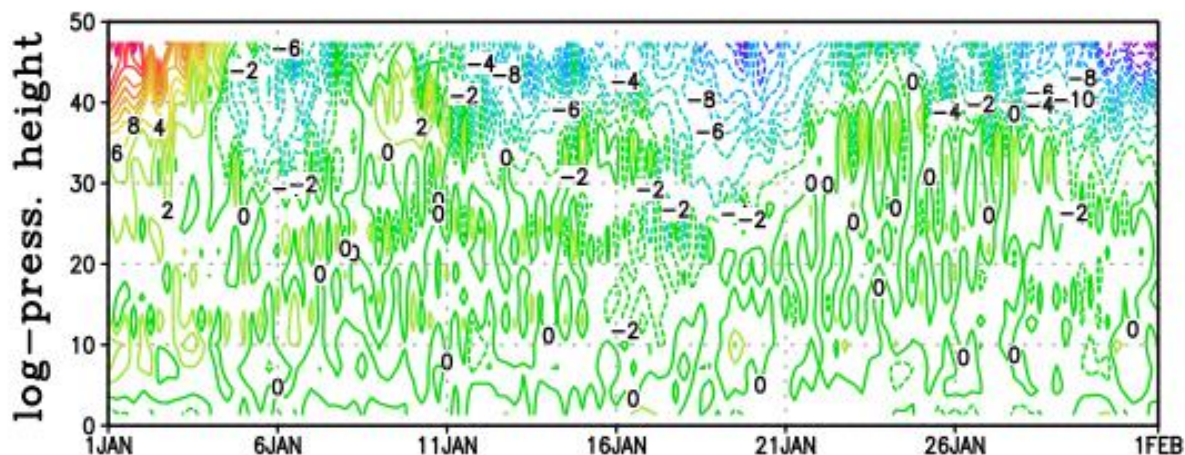
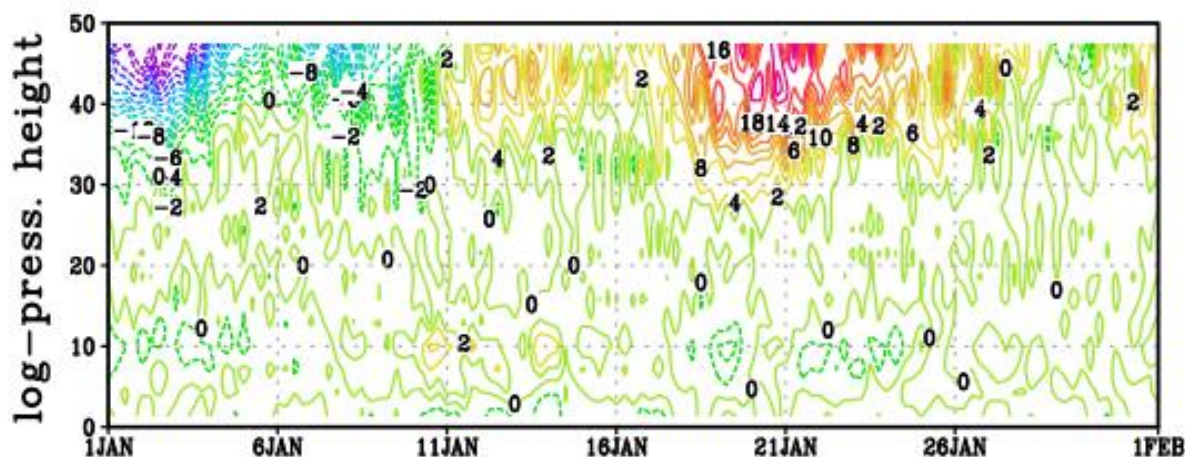


Рисунок 6: Разница меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями, в период с 1989 по 2018гг, декабрь, 65° с.ш..

Difference between 1959–1968 and 1969–1978 (*10), January, LAT=65N



Difference between 1969–1978 and 1979–1988 (*10), January, LAT=65N



Difference between 1979–1988 and 1989–1998 (*10), January, LAT=65N

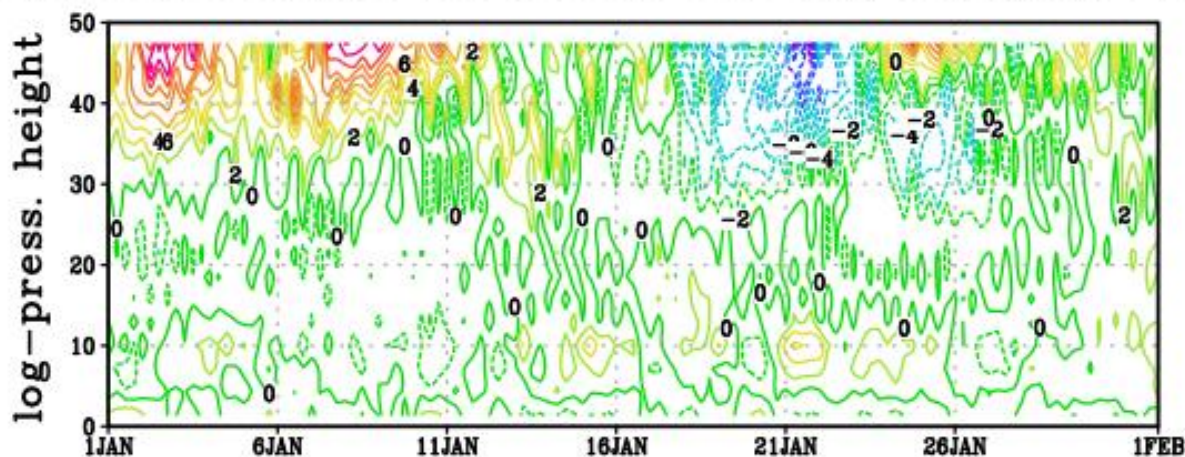
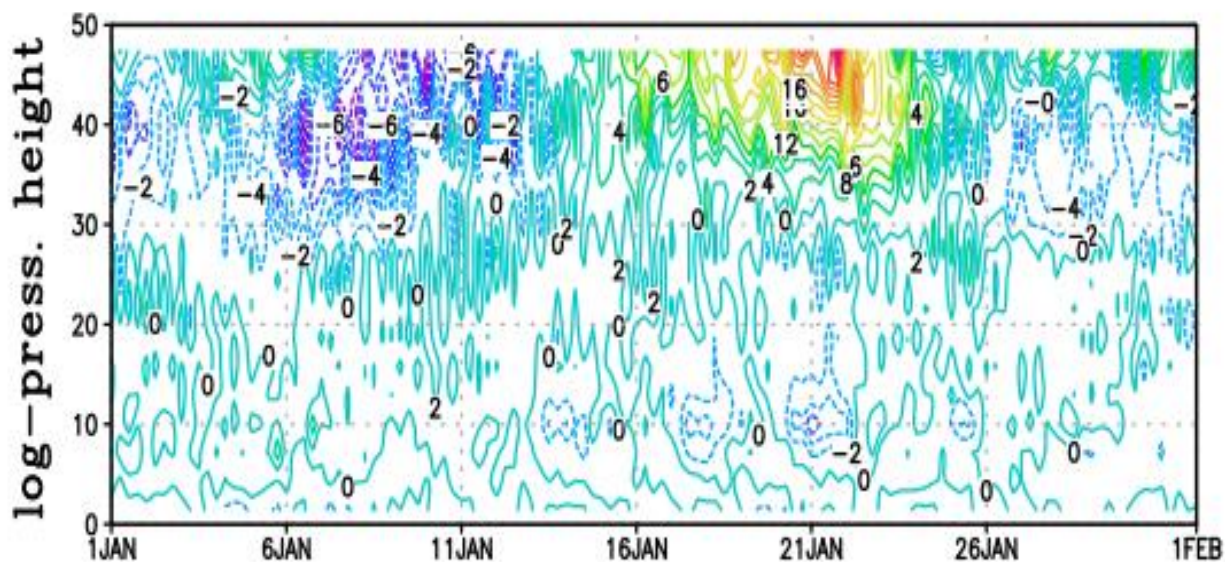


Рисунок 7: Разница меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями, в период с 1959 по 1998гг, январь, 65° с.ш..

Difference between 1989–1998 and 1999–2008 (*10), January, LAT=65N



Difference between –2008 and 2009–2018 (*10), January, LAT=65N

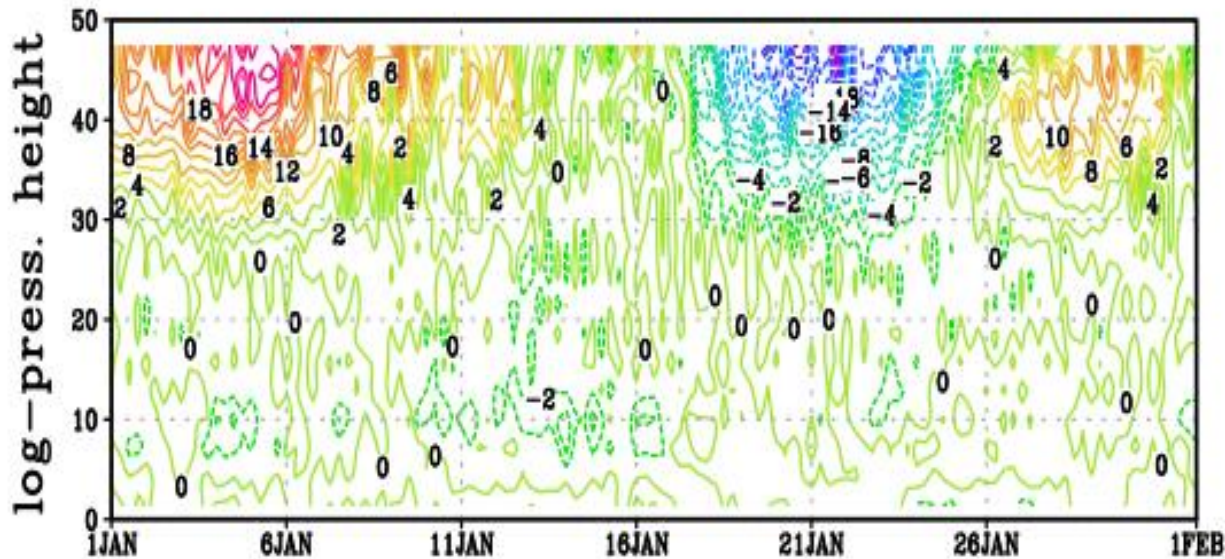


Рисунок 8: Разница меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями, в период с 1989 по 2018гг, январь, 65° с.ш..

Также в данной работе была рассмотрена разница меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями, наиболее яркими месяцами, представленными в данной работе выступают декабрь и январь (рис. 5-8).

В декабре разница между 1959/68 и 1969/78 (верхняя панель, рисунок 5) наблюдалась на протяжении всего месяца в верхних слоях стратосферы. Максимум наблюдается с 28 декабря и составляет 2, 2 м/с, этот очаг простирается с высоты 38км. При вычитании 1969/78-1979/88 (средняя панель, рисунок 5) высокие значения в разнице меридиональной компоненты отмечается в период со 2 по 6 декабря на высоте 35-50 км, скорость составила 1,2 м/с. Рассмотрев разницу между 1979/88-1989/98 (нижняя панель, рисунок 5), можно выделить участок распространения наибольших значений разницы, наблюдающийся с 12 по 16 декабря, в верхних слоях стратосферы, максимум составил 1,4 м/с. При вычитании 1989/98-1999/08 (верхняя панель, рисунок 6), высокая разница в зональной компоненте скорости ветра наблюдается практически на протяжении всего месяца в верхнем слое стратосферы, и в среднем составляет 0,8 м/с. В декабре разница между 1999/08-2009/18 (нижняя панель, рисунок 6) преимущественно наблюдалась в середине месяца, на высоте 40-50 км, по модулю скорость составила 1,2 м/с, также в последних числах месяца наблюдается небольшой очаг высоких значений, простирающийся с высоты 37 км и составляющий 0,8 м/с.

В январе, наиболее высокие значения разницы в зональной компоненте скорости ветра отмечаются при вычитании 1969/78-1979/88 (средняя панель, рисунок 7), 1989/98-1999/08 (верхняя панель, рисунок 8), 1999/08-2009/18 (нижняя панель, рисунок 8), значения экстремумов наблюдаются в верхних слоях стратосферы, на высоте 37-50 км. При вычитании двух последних десятилетий также отмечается два больших очага, один из них наблюдался с 1 по 7 января и максимум составил 1,8 м/с, а второй с 17 по 24 января, значения компоненты отличаются на 1,6 м/с (по модулю).

При определении разницы в скорости меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями, значения были выше, чем при разнице со средним климатическим, на основании полученных данных были оформлены таблицы и столбчатые диаграммы экстремумов меридиональной компоненты ветра на высотах стратосферы (табл.1, табл.2, рис.9, рис.10).

Таблица 1: значение экстремумов меридиональной компоненты ветра (*10) на высоте от 20 до 50 км (положительные)

+	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
(1959/68)-(1969/78)	4	22	14	12	14	14
(1969/78)-(1979/88)	4	18	18	10	14	1
(1979/88)-(1989/98)	8	14	12	9	2	6
(1989/98)-(1999/08)	8	14	18	18	14	2
(1999/08)-(2009/18)	6	10	6	20	14	16

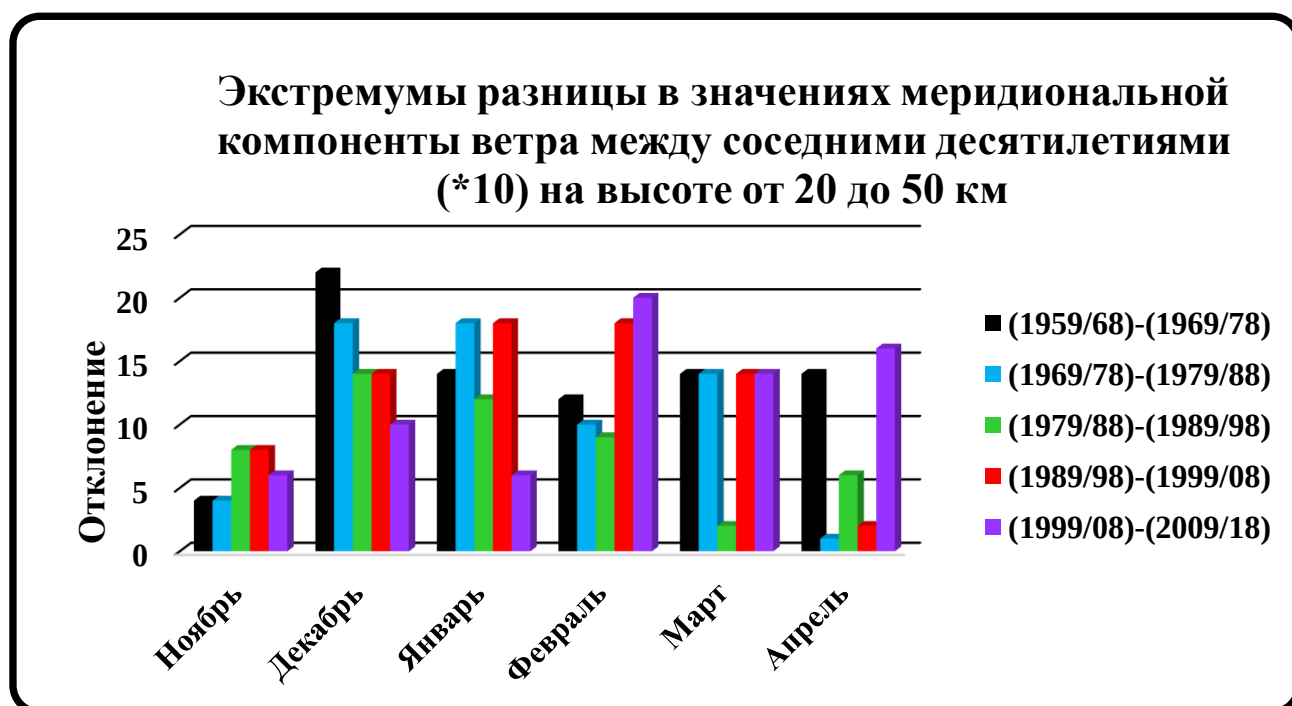


Рисунок 9: Столбчатая диаграмма – экстремумы разницы в значениях меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями (*10) на высоте от 20 до 50 км (положительный знак).

Исходя из рисунка (рис.9), можно сделать вывод, что наиболее отличительной разницей между десятилетиями является 1965/68-1969/78 в декабре и составляет 2,2 м/с, в марте разница между всеми десятилетиями кроме 1979/88-1989/98 одинакова (1,4 м/с), в апреле значительно отличаются 1999/08-2009/18, разница составляет (1,6 м/с). Менее существенная разница наблюдается в ноябре, максимум достигает 0,8 м/с.

Таблица 2: значение экстремумов меридиональной компоненты ветра (*10) на высоте от 20 до 50 км (отрицательные)

-	Ноябрь	Декабрь	Январь	Февраль	Март	Апрель
(1959/68)-(1969/78)	-4	-12	-2	-4	-1	-4
(1969/78)-(1979/88)	-4	-2	-16	-10	-1	-6
(1979/88)-(1989/98)	-4	-4	-6	-11	-16	-8
(1989/98)-(1999/08)	-12	-8	-2	-4	-10	-14
(1999/08)-(2009/18)	-8	-12	-18	-16	-8	-2

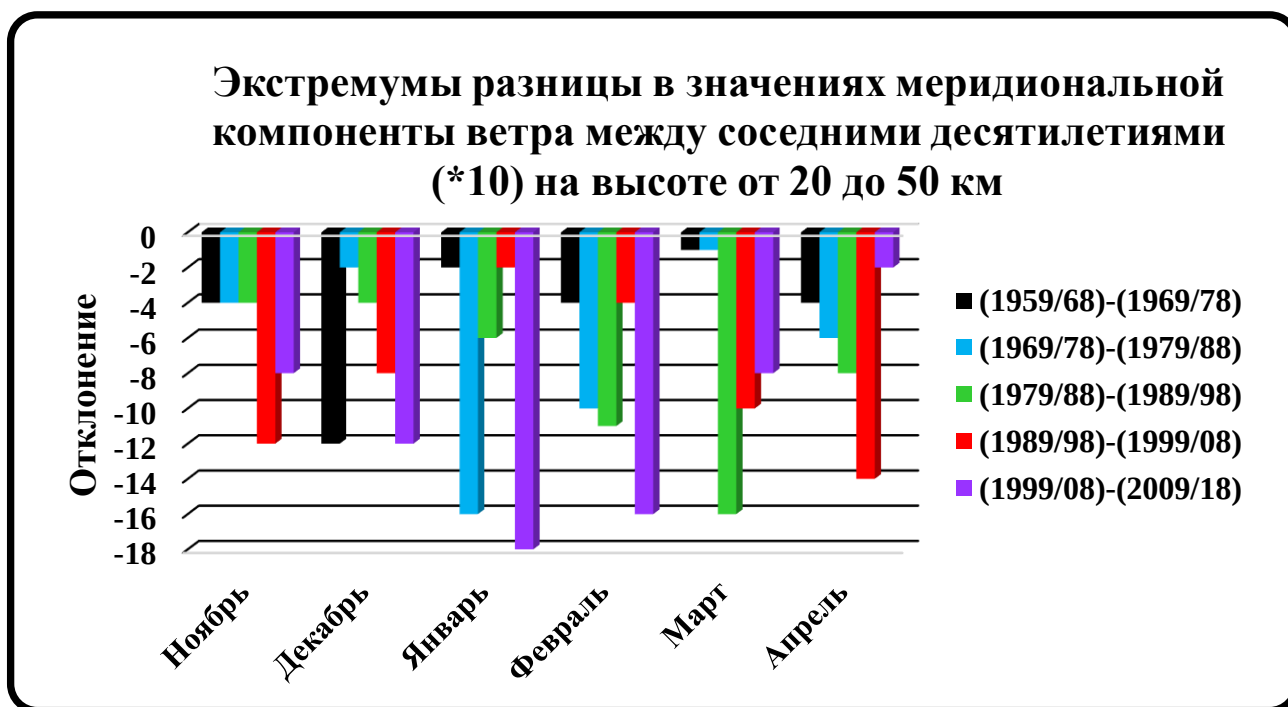


Рисунок 10: Столбчатая диаграмма – экстремумы разницы в значениях меридиональной компоненты ветра между соседними десятилетиями (*10) на высоте от 20 до 50 км (отрицательный знак)

Исходя из рисунка (рис.10), можно сделать вывод, что наиболее отличительной разницей между десятилетиями является 1969/78-1979/88 январе, 1999/08-2009/18 в январе и феврале, а также 1979/88-1989/98 в марте, разница составила 1,6 м/с по модулю. Менее существенная разница также наблюдается в ноябре и апреле.

Для наиболее детального рассмотрения распределения меридиональной компоненты с высотой был совершён переход к одномерным графикам. Исходя из полученных результатов (рис. 11), можно сделать вывод, что изменение разницы в скорости меридиональной компоненты ветра на протяжении всего зимнего периода невелико. Наибольшая разница между десятилетиями отмечается в декабре, январе и феврале. Также стоит отметить, что при осреднении за весь месяц все значения экстремумов были сглажены.

Наибольшая разница наблюдается в декабре с высоты 40 км и по модулю составляет 0,7 м/с. Значения остальных месяцев в среднем по модулю составило от 0,2 до 0,5 м/с.

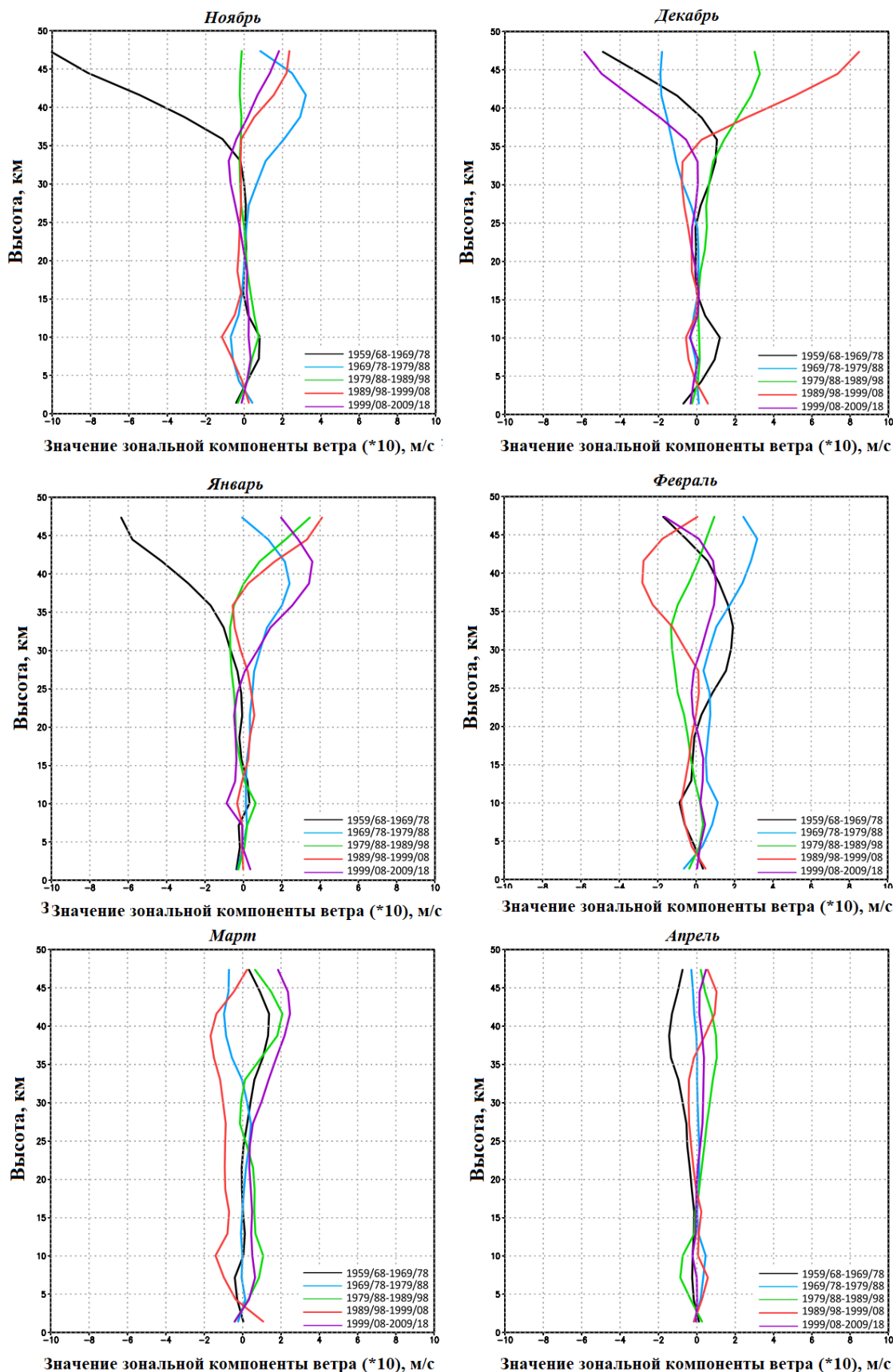


Рисунок 11: Разница в скорости меридиональной компоненты ветра (м/с) между соседними десятилетиями, в период с ноября по апрель

3.2 Анализ зональной компоненты ветра в Северном полушарии в зимние месяцы на высотах стратосферы

Используя данные реанализа за все зимы в период с 1959 года, для каждого десятилетия было построено распределение средних значений зональной компоненты скорости ветра u , отклонения средне-зональной составляющей ветра от климатических значений, разница зональной компоненты ветра между двумя соседними десятилетиями, а также вертикальный профиль разницы в скорости зональной компоненты ветра между соседними десятилетиями. Климатическими значениями выступают осреднённые значения переменных за весь период с 1959 по 2018гг.

Из всех проанализированных данных в работу были включены наиболее интересные месяцы, а именно январь, февраль и март.

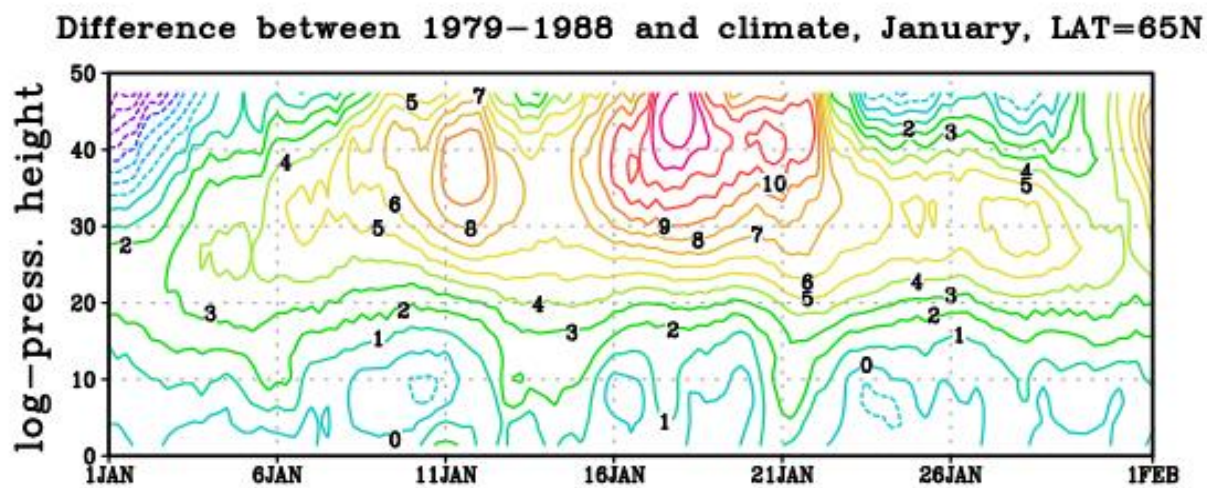
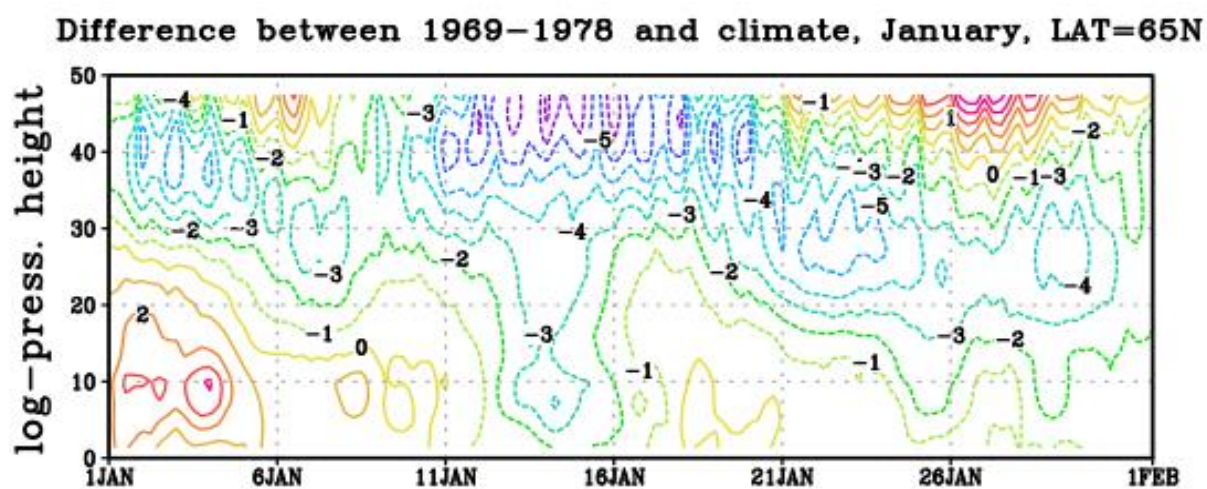
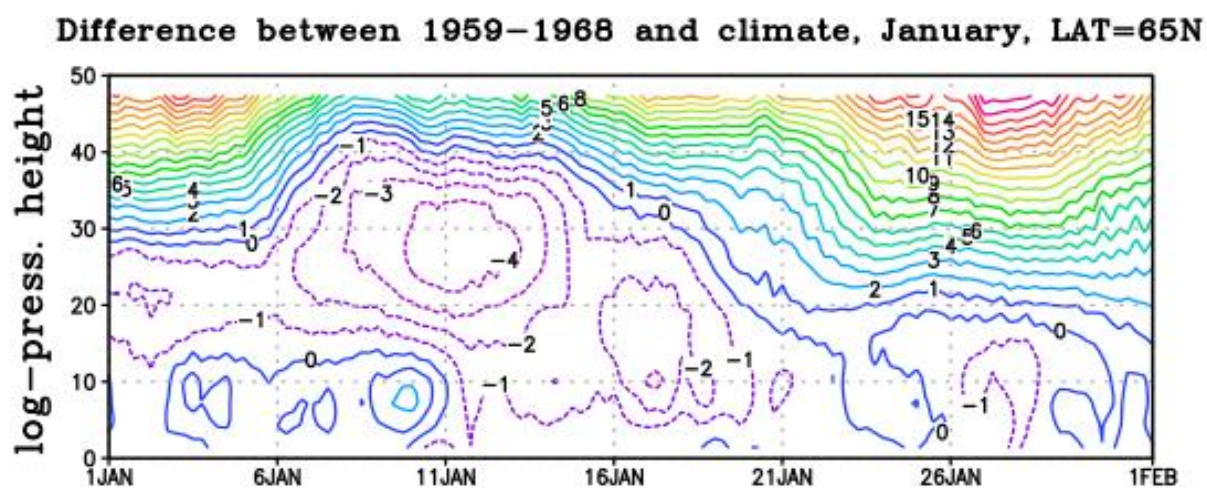


Рисунок 12: Отклонение средне-зональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1959 по 1988гг, январь, 65° с.ш..

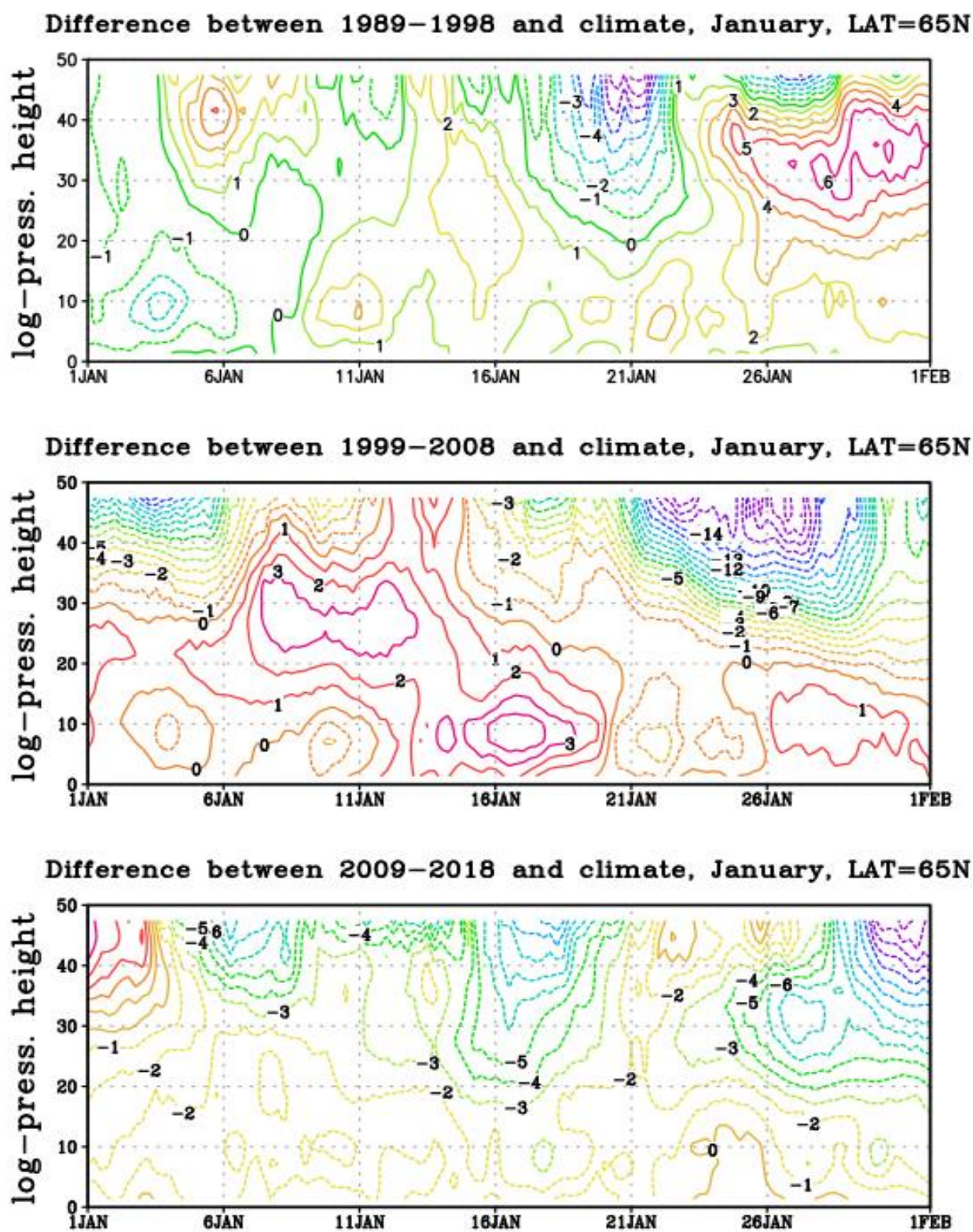
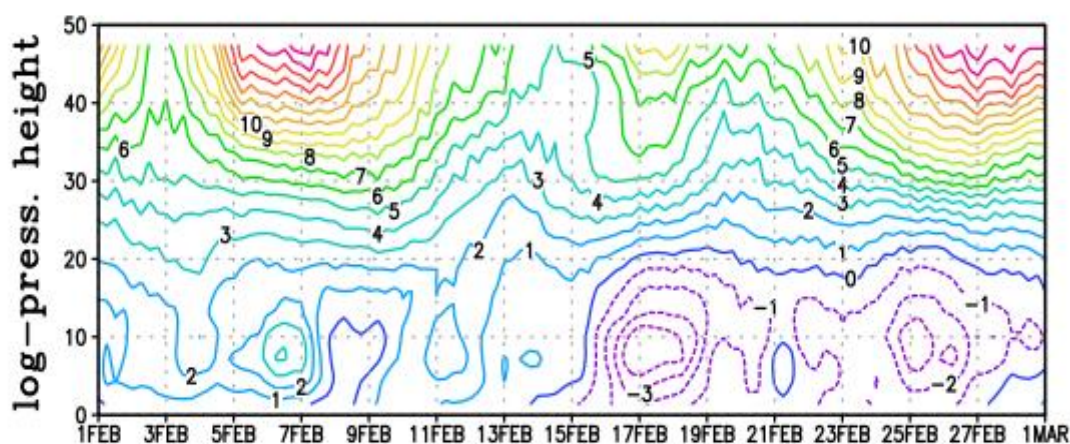
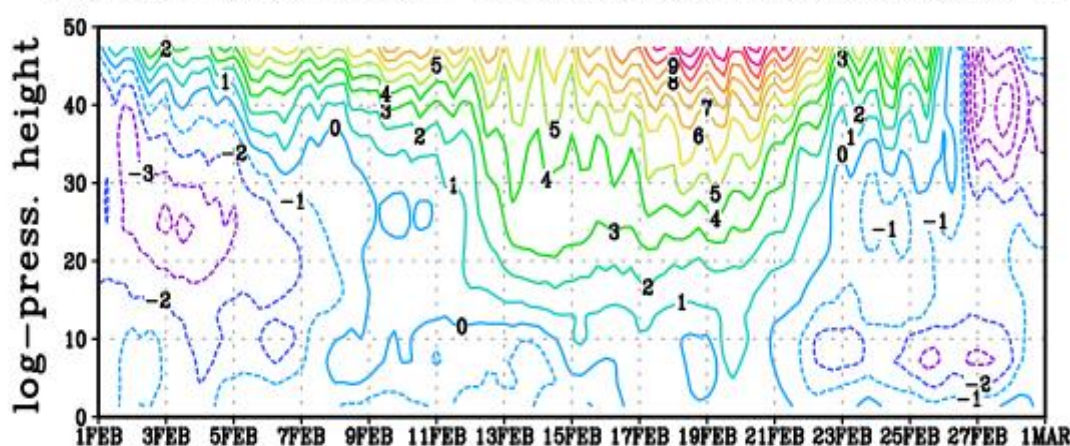


Рисунок 13: Отклонение средне-зональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1989 по 2018гг, январь, 65° с.ш.

Difference between 1959–1968 and climate, February, LAT=65N



Difference between 1969–1978 and climate, February, LAT=65N



Difference between 1979–1988 and climate, February, LAT=65N

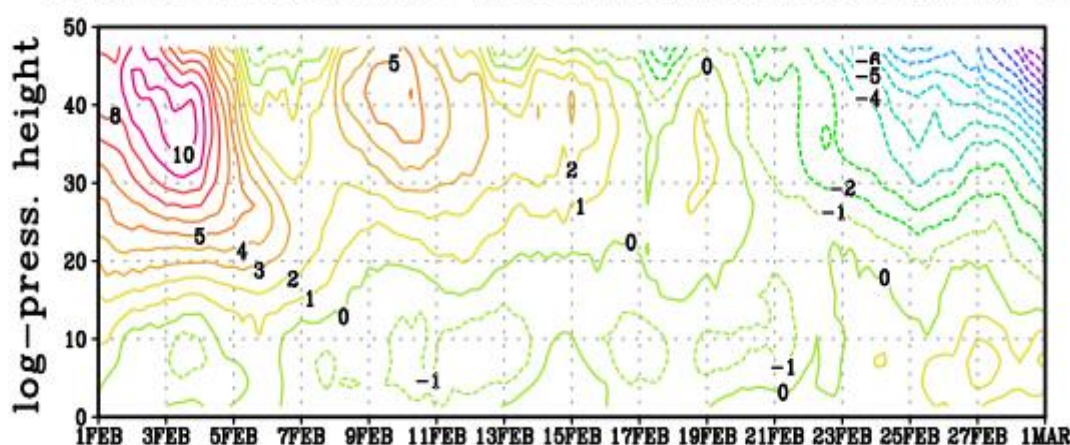


Рисунок 14: Отклонение средне-зональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1959 по 1988гг, февраль, 65° с.ш..

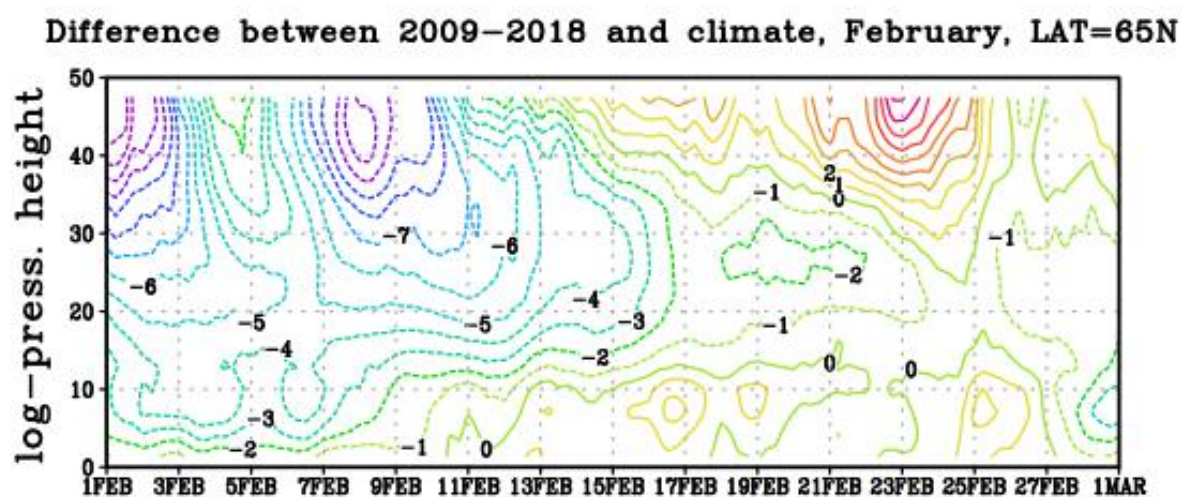
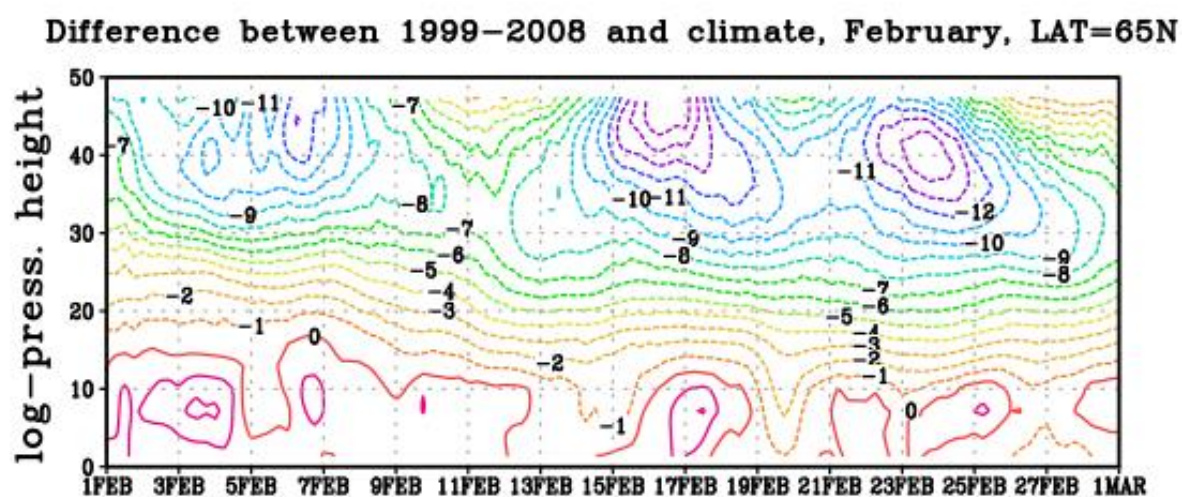
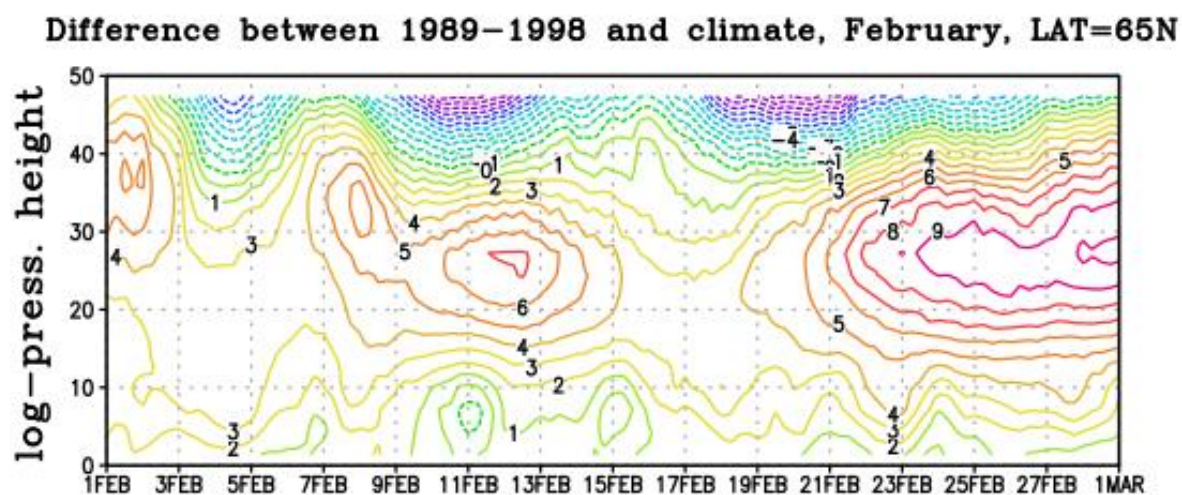


Рисунок 15: Отклонение средне-зональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1989 по 2018гг, февраль, 65° с.ш..

Проанализировав рисунки за январь (рис. 12-13), было установлено, что на высотах стратосферы (от 20 до 50 км) наибольшее положительное отклонение от климатических данных наблюдалось в период с 1959-1968 годов на высоте выше 40км и составило 16 м/с.

Высокие показатели отрицательного отклонения и компоненты от среднего климатического значения в январе 1999/08 на высоте выше 40 км, составляет -15 м/с.

В январе за все десятилетия наибольшие значения отклонения наблюдаются во второй половине месяца на высотах 40-50км, кроме 1989/98 десятилетия – тогда максимальные отклонения наблюдались на высотах 30-40км.

Изучив все данные десятилетий за февраль (рис.14-15), удалось установить, что наиболее отличающимся десятилетием от среднего климатического значения является 1959/68, разница от среднего составила 12 м/с. В общем и целом, наибольшие отклонения от среднеклиматических наблюдаются в последних числах месяца на высотах 40-50км, кроме 1989/98 десятилетия – тогда максимальные отклонения наблюдались на высоте 20-30км.

В целом можно отметить, что при вычитании климатических значений из каждого десятилетия существенных различий между ними не наблюдается.

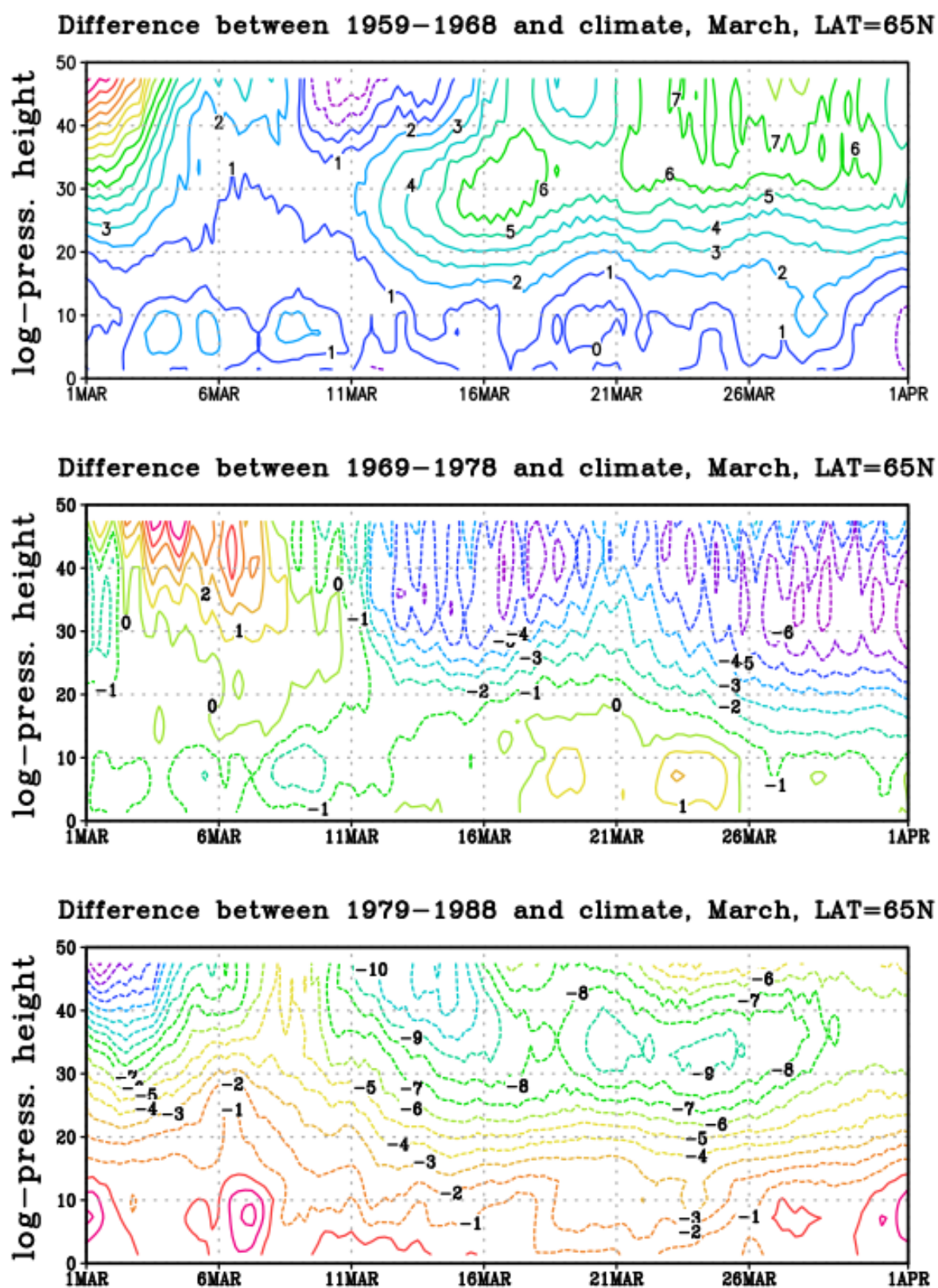


Рисунок 16: Отклонение средне-зональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1959 по 1988гг, март, 65° с.ш

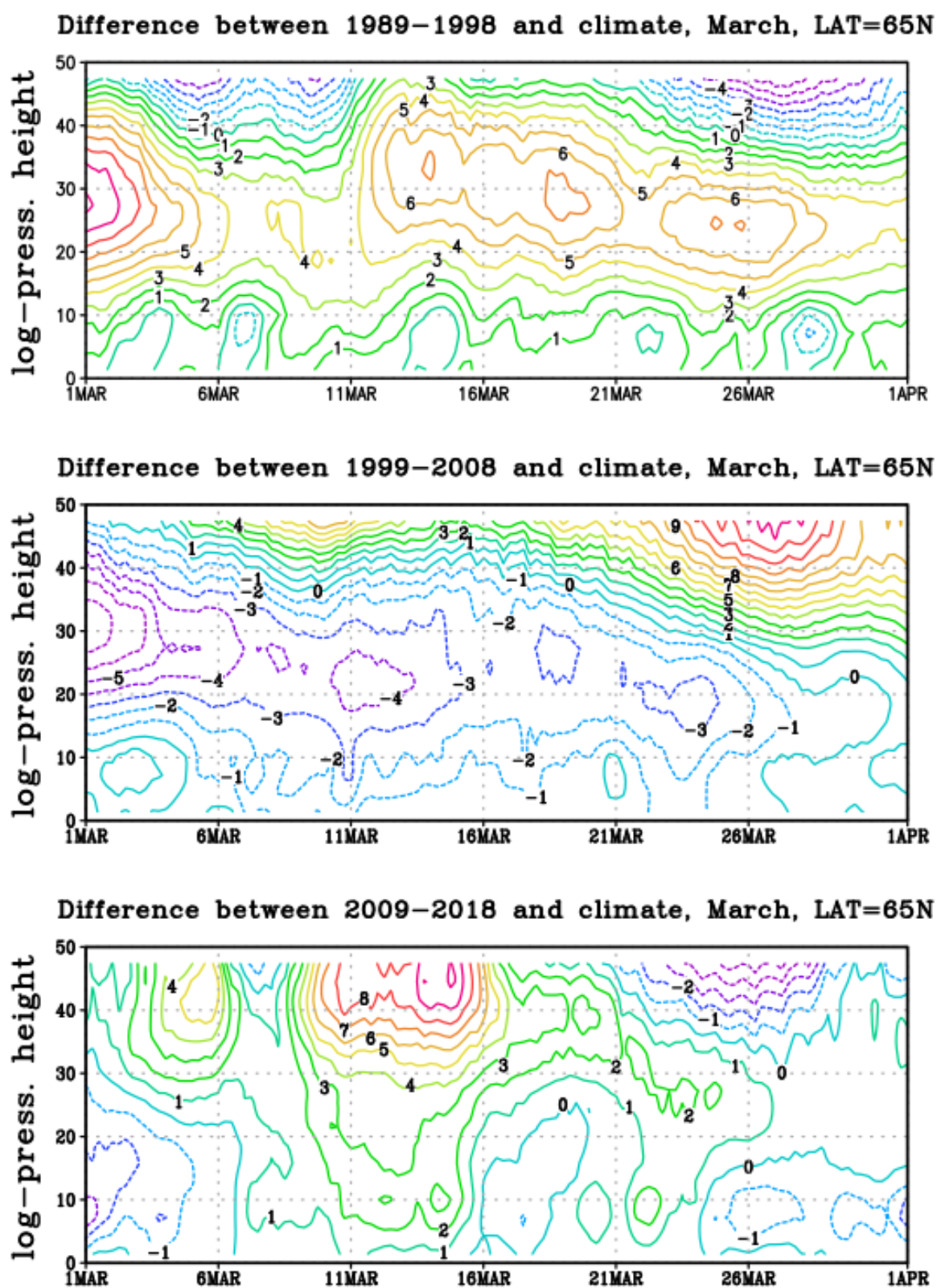


Рисунок 17: Отклонение средне-зональной компоненты ветра от климатических значений, в период с 1989 по 2018гг, март, 65° с.ш.

При анализе марта месяца (рис.16-17), можно прийти к выводу, что разница между 1979/88, 1989/98 и 1999/08 по модулю практически идентичны и в среднем от климатического отличаются на 10-12 м/с.

Наибольшие отклонения фиксируются на высотах 40-50км, точной средний временной промежуток их наличия отсутствует, так как они возникали как в начале, так и в середине, и в конце месяца.

Для анализа разницы в зональной компоненте ветра между соседними десятилетиями представлены диаграммы экстремумов (рис.18, рис.19). Стоит отметить, что в обоих случаях самыми показательными месяцами являются январь, февраль и март.

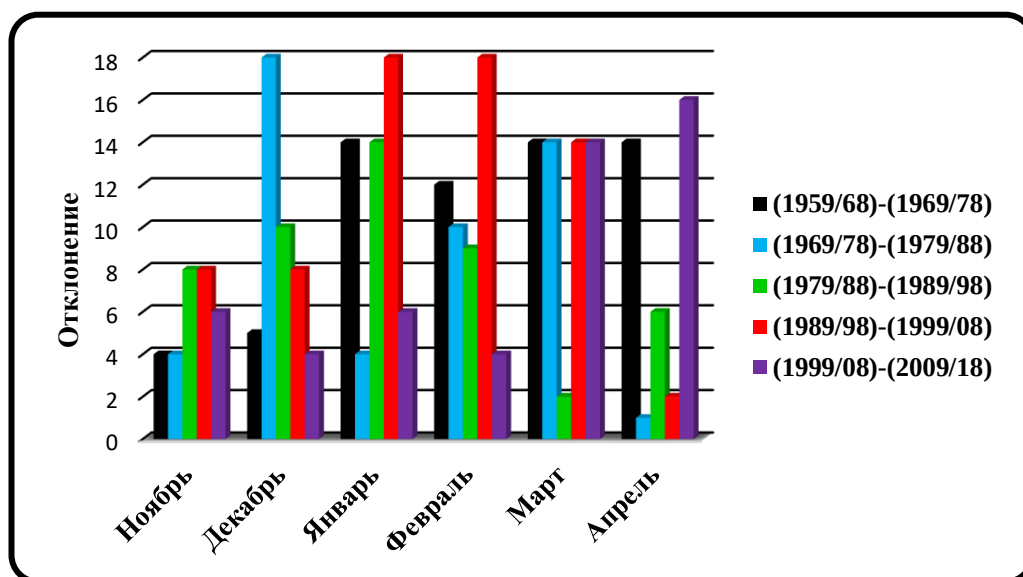


Рисунок 18: Столбчатая диаграмма – экстремумы разницы в значениях зональной компоненты ветра между соседними десятилетиями на высоте от 20 до 50 км (положительный знак)

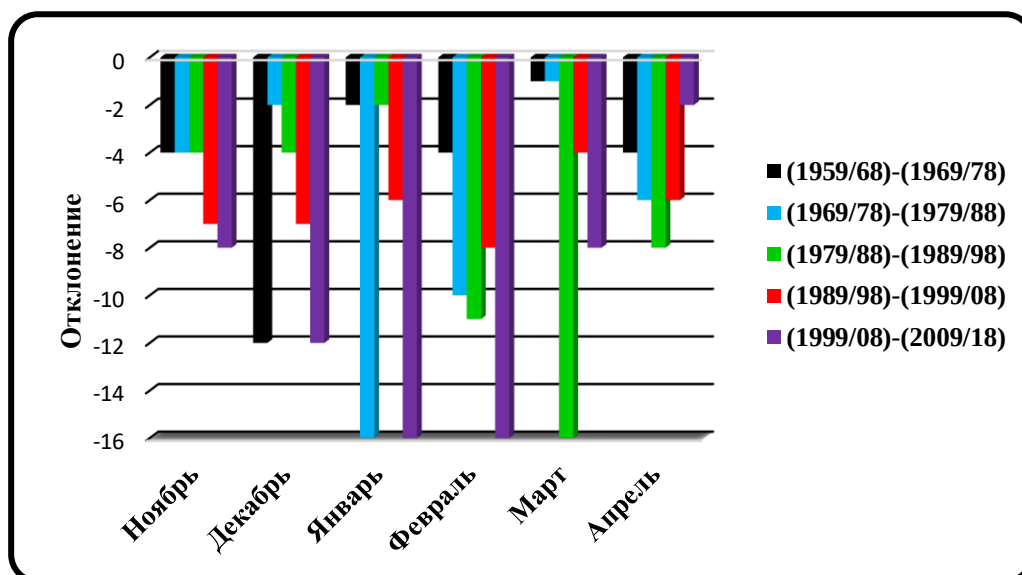


Рисунок 19: Столбчатая диаграмма – экстремумы разницы в значениях зональной компоненты ветра между соседними десятилетиями на высоте от 20 до 50 км (отрицательный знак)

Исходя из рисунка (рис.18), можно сделать вывод, что наиболее отличительной разницей между десятилетиями является 1969/78-1979/88 в декабре, 1989/98-1999/08 в январе и феврале, в марте разница между всеми десятилетиями кроме 1979/88-1989/98 одинакова (4 м/с), в апреле значительно отличаются 1999/08-2009/18, разница составляет (16 м/с). Менее существенная разница наблюдается в ноябре, максимум достигает 8 м/с.

Исходя из рисунка (рис.19), можно сделать вывод, что наиболее отличительной разницей между десятилетиями является 1969/78-1979/88 январе, 1999/08-2009/18 в январе и феврале, а также 1979/88-1989/98 в марте, разница составила 16 м/с по модулю. Менее существенная разница также наблюдается в ноябре и апреле.

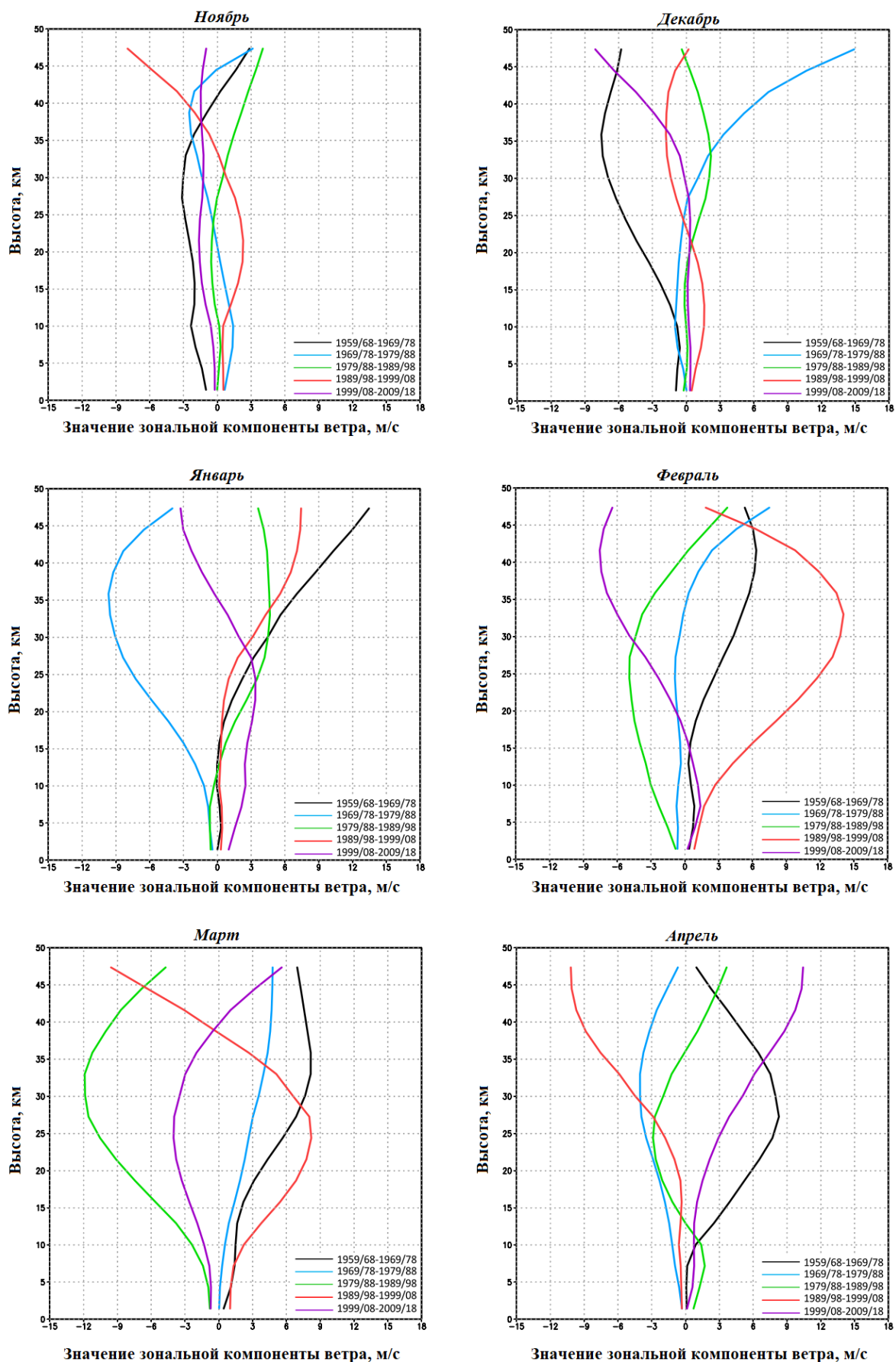


Рисунок 20: Разница в скорости зональной компоненты ветра (м/с) между соседними десятилетиями, в период с ноября по апрель

Проведя анализ графиков распределения зональной компоненты ветра с высотой (рис.20), можно говорить о том, что самые большие отклонения зональной компоненты ветра между двумя соседними десятилетиями наблюдаются с января по март при вычитании 1989/98-1999/08 и в среднем по модулю составляют 11 м/с. Также разница между десятилетиями в ноябре и декабре наблюдается в верхней стратосфере, а в последующие месяцы в нижней стратосфере.

При сравнении со средне-климатическими данными значения ниже, и составляют 8 м/с. Следовательно, можно говорить о том, что каждое десятилетие уникально.

3.3 Анализ температуры в Северном полушарии в зимние месяцы на высотах стратосферы

При анализе отклонения температуры от среднего климатического значения были выявлены наиболее интересные месяцы, а именно январь и февраль(рис.21-24). В 1959-1968г. (верхняя панель, рисунок 21), аномалия температуры была отмечена на высоте 45 км и достигла -8 К, с 1 по 7 января. В целом на протяжении всего десятилетия во всём слое стратосферы, наблюдаются отрицательные значения аномалии температуры.

При рассмотрении второго десятилетия 1969/78 (средняя панель, рисунок 21) на протяжении практически всего месяца с 1 по 21 января, на высоте от 20 до 50 км фиксировались положительные аномалии температуры, максимум составил 4 К. В конце месяца наблюдаются отрицательное значение аномалии на высоте 45 км и составляет -4К.

Третье десятилетие 1979/88 (нижняя панель, рисунок 21) незначительно отличается от значения климатического среднего. Стоит отметить, что теперь экстремумы наблюдаются в верхней стратосфере на высоте 45 км и максимальное значение составляет 8 К.

Самые незначительные изменения прослеживаются в четвёртое десятилетие 1989/98 (верхняя панель, рисунок 22), максимальная аномалия от средне-климатического составила 8 К в конце месяца на высоте 45 км.

При вычитании из пятого десятилетия 1999/08 (средняя панель, рисунок 22) среднего климатического значения, наибольшая разница составила 7 К, очаг аномалии распространился с высоты 25-35 км, в период с 22 по 26 января.

В последнее десятилетие 2009/18 (нижняя панель, рисунок 22), аномалия температуры наблюдалась в конце месяца в верхних слоях стратосферы и составила -7 К.

Первое десятилетие февраля (верхняя панель, рисунок 23) по сравнению с предыдущим месяцем имеет более низкие значения аномалии температуры, максимум составил -4 К и наблюдался с 6 по 9 февраля на высоте 30-40 км, а также с 24 по 28 февраля на высоте 27-35 км.

Во втором десятилетии 1969/78 (средняя панель, рисунок 23), большую часть месяца наблюдается аномалия отрицательного значения температуры, экстремум располагается на высоте 40-45 км и составляет -5 К.

В феврале 1979/88 (нижняя панель, рисунок 23) положительные отклонения температур от среднего климатического значения начинаются в нижних слоях стратосферы и фиксируются на протяжении всего месяца, максимум достигает 7 К в конце месяца.

В 1989/98 (верхняя панель, рисунок 24), на протяжении всего месяца наблюдаются положительные значения аномалии температуры, примерно с 30 км, экстремум отклонения от средне-климатического значения составили 11 К, в верхнем слое стратосферы на высоте 45 км 10-11 февраля.

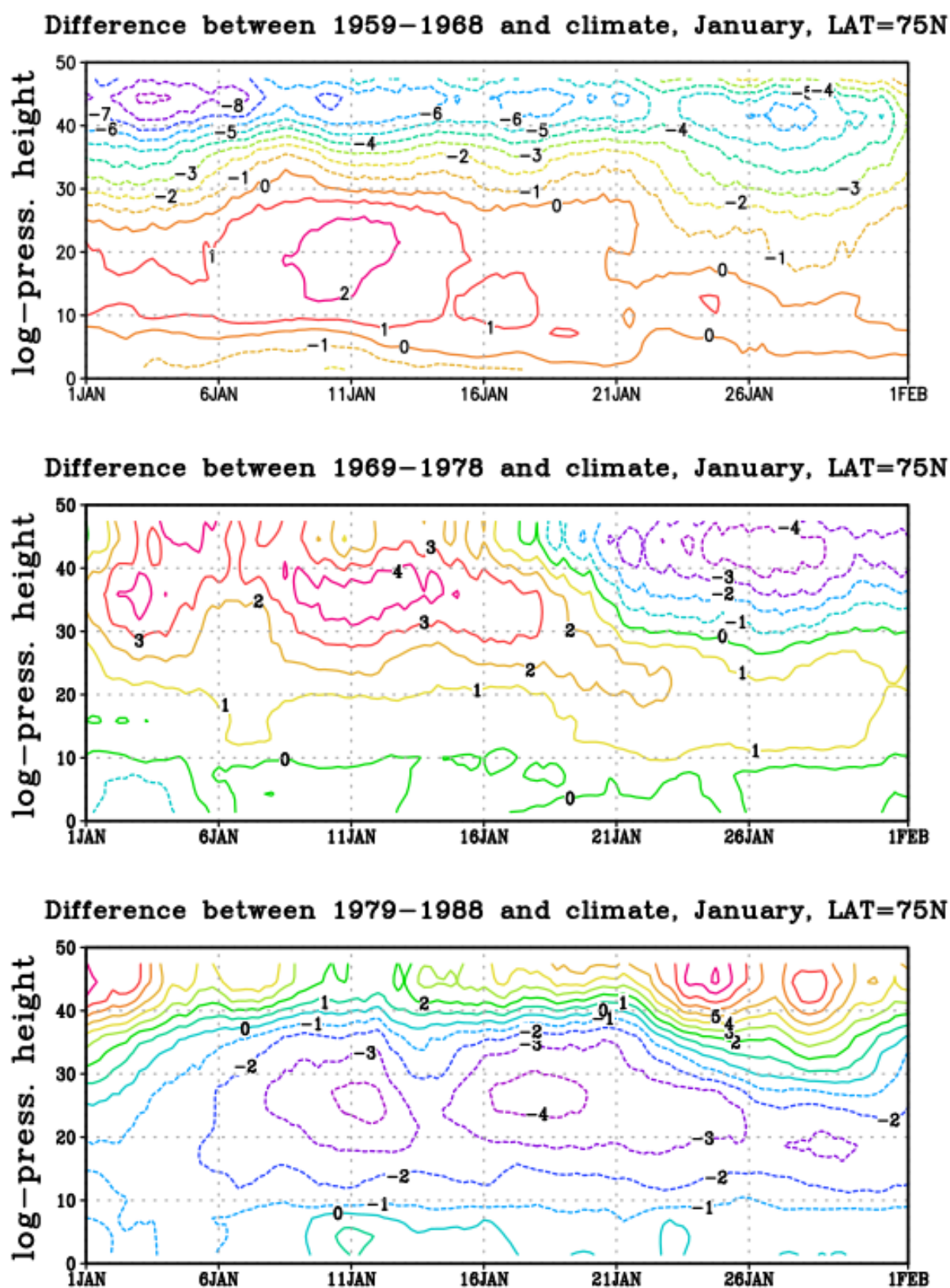


Рисунок 21: Разница температуры между десятилетиями и средним климатическим значением, в период с 1959 по 1988гг, январь, 75° с.ш..

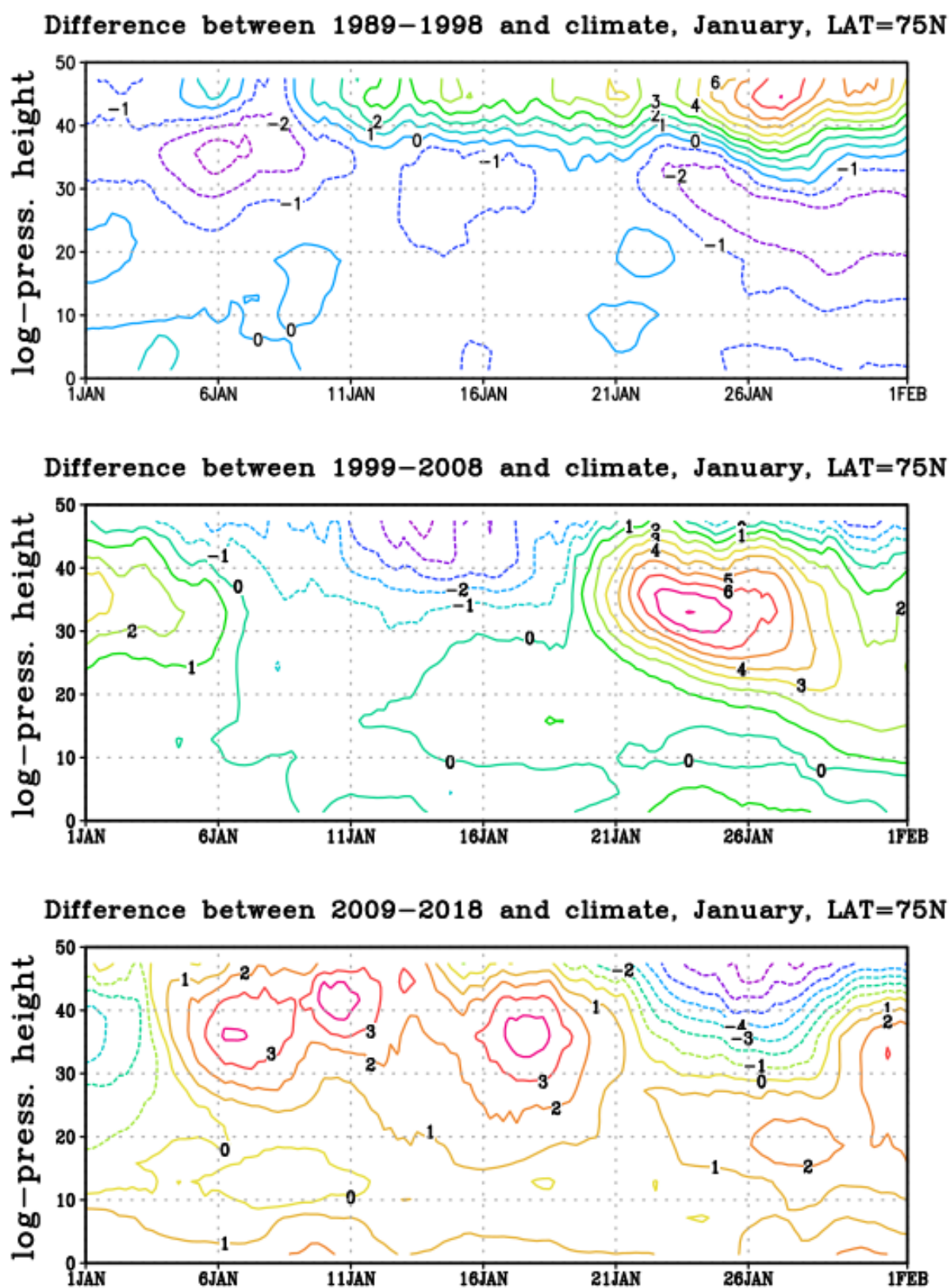


Рисунок 22: Разница температуры между десятилетиями и средним климатическим значением, в период с 1999 по 2018гг, январь, 75° с.ш..

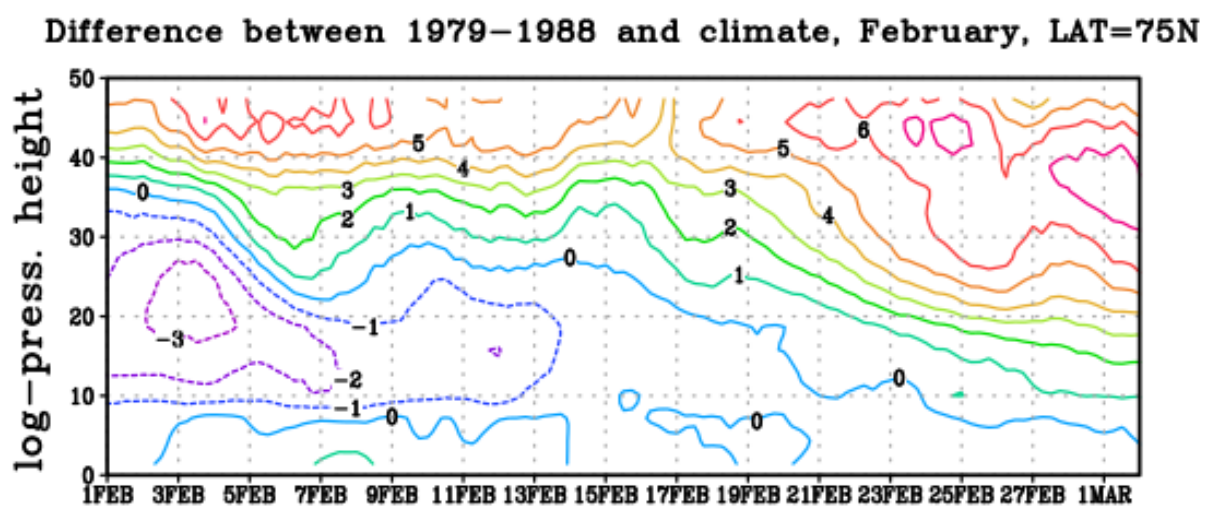
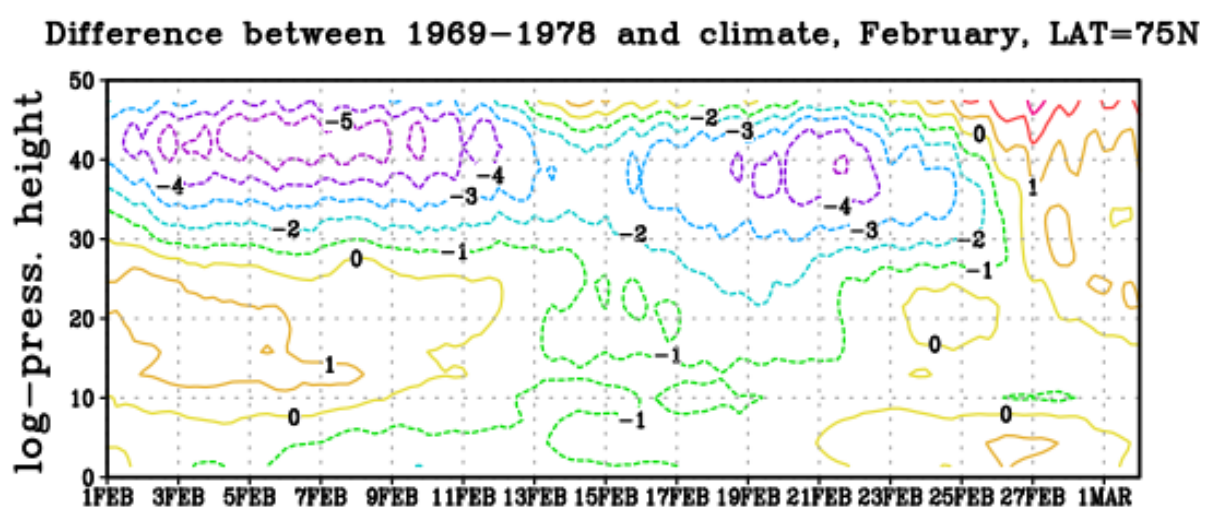
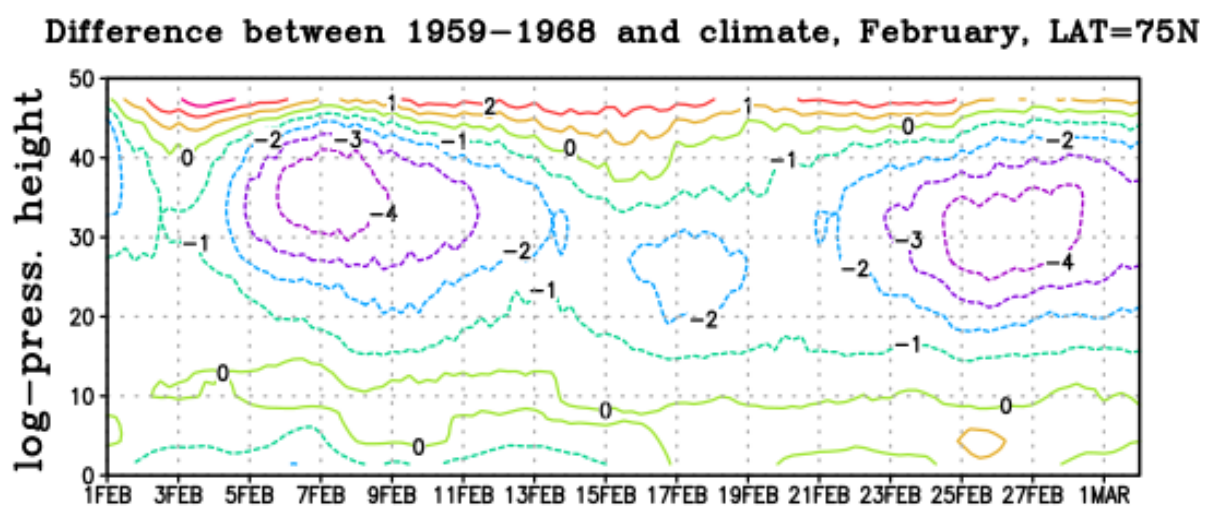


Рисунок 23: Разница температуры между десятилетиями и средним климатическим значением, в период с 1959 по 1988гг, февраль, 75° с.ш..

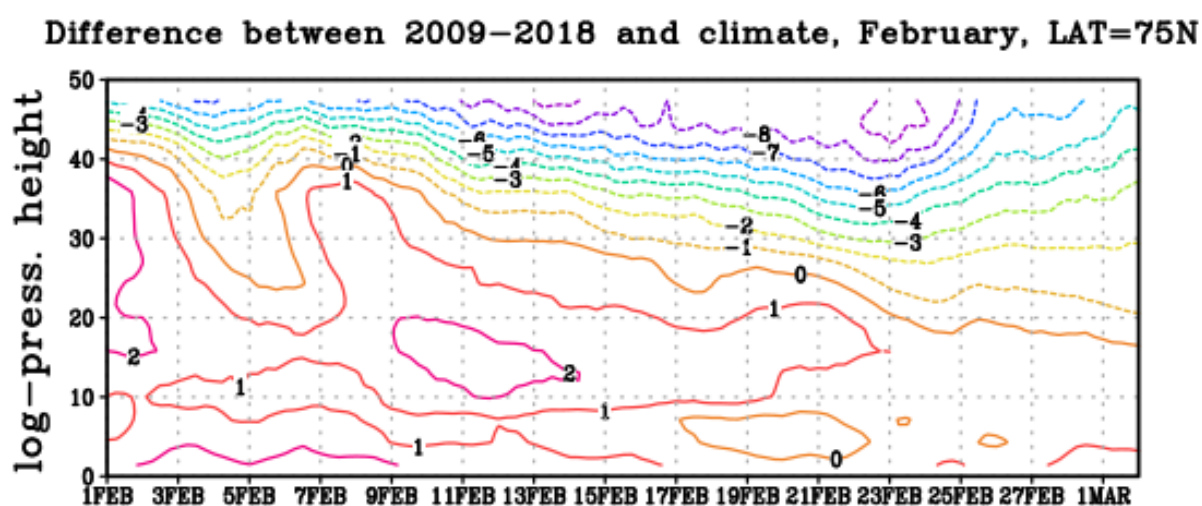
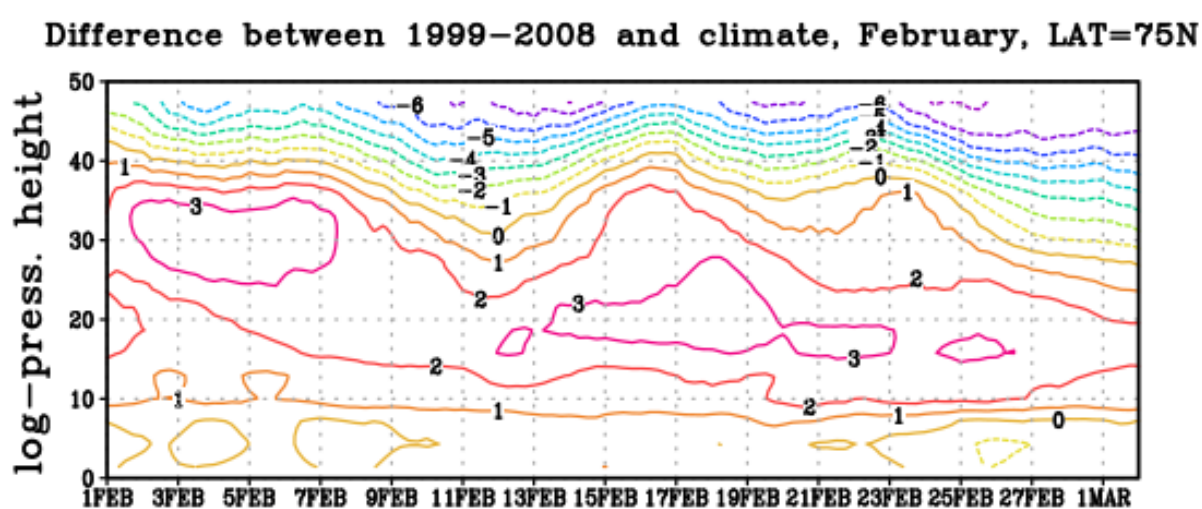
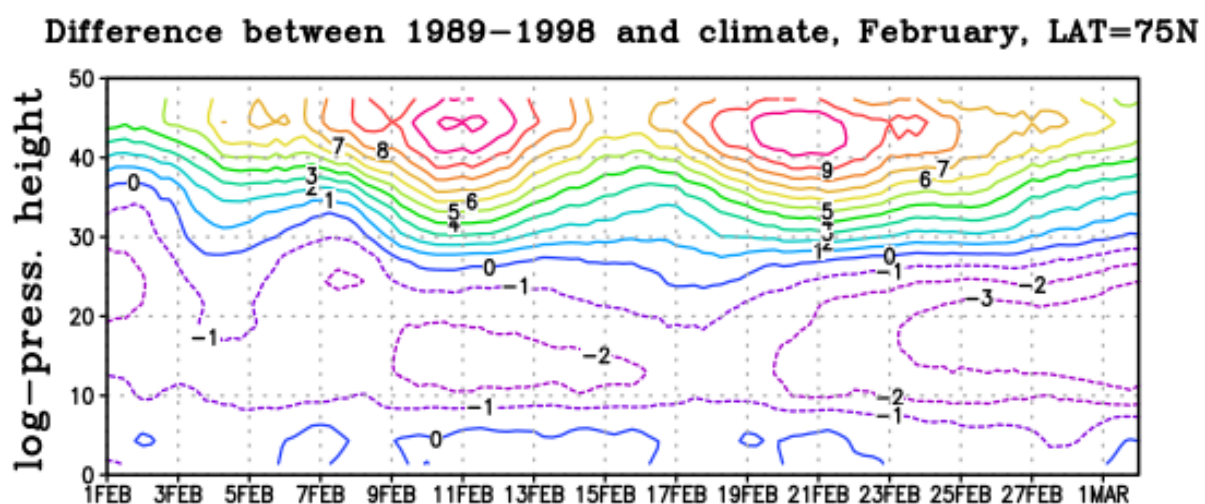


Рисунок 24: Разница температуры между десятилетиями и средним климатическим значением, в период с 1989 по 2018гг, февраль, 75° с.ш..

На рисунках 25-28 изображена разница температур между соседними десятилетиями за декабрь и февраль.

В декабре наиболее отличительными являются второе/третье (рисунок 25, средняя панель) и пятое/шестое (рисунок 26, нижняя панель) десятилетия, где максимальное отклонения составили -16К и 11К соответственно. В остальных случаях (рисунок 25, верхняя и нижняя панели; рисунок 26, верхняя панель) максимальная разница составила 8К, которая наблюдалась в начале месяца. Во всех случаях наибольшее отклонение фиксировалось на высотах около 40км.

В феврале же наиболее отличительными являются второе/третье (рисунок 27, средняя панель) и четвертое/пятое (рисунок 28, верхняя панель) десятилетия, где наибольшее отклонение достигало -12К и 16К соответственно. В случае между первым и вторым десятилетием (рисунок 27, верхняя панель) максимальное отклонение составило -5К на высоте 30 км в конце месяца. Между третьим и четвертым десятилетием отклонение достигло 7К на высотах 20-25км в конце месяца. В случае между пятым и шестым (рисунок 28, нижняя панель) максимальное отклонение также составило 7К и наблюдалось на высоте 40км в последней трети месяца.

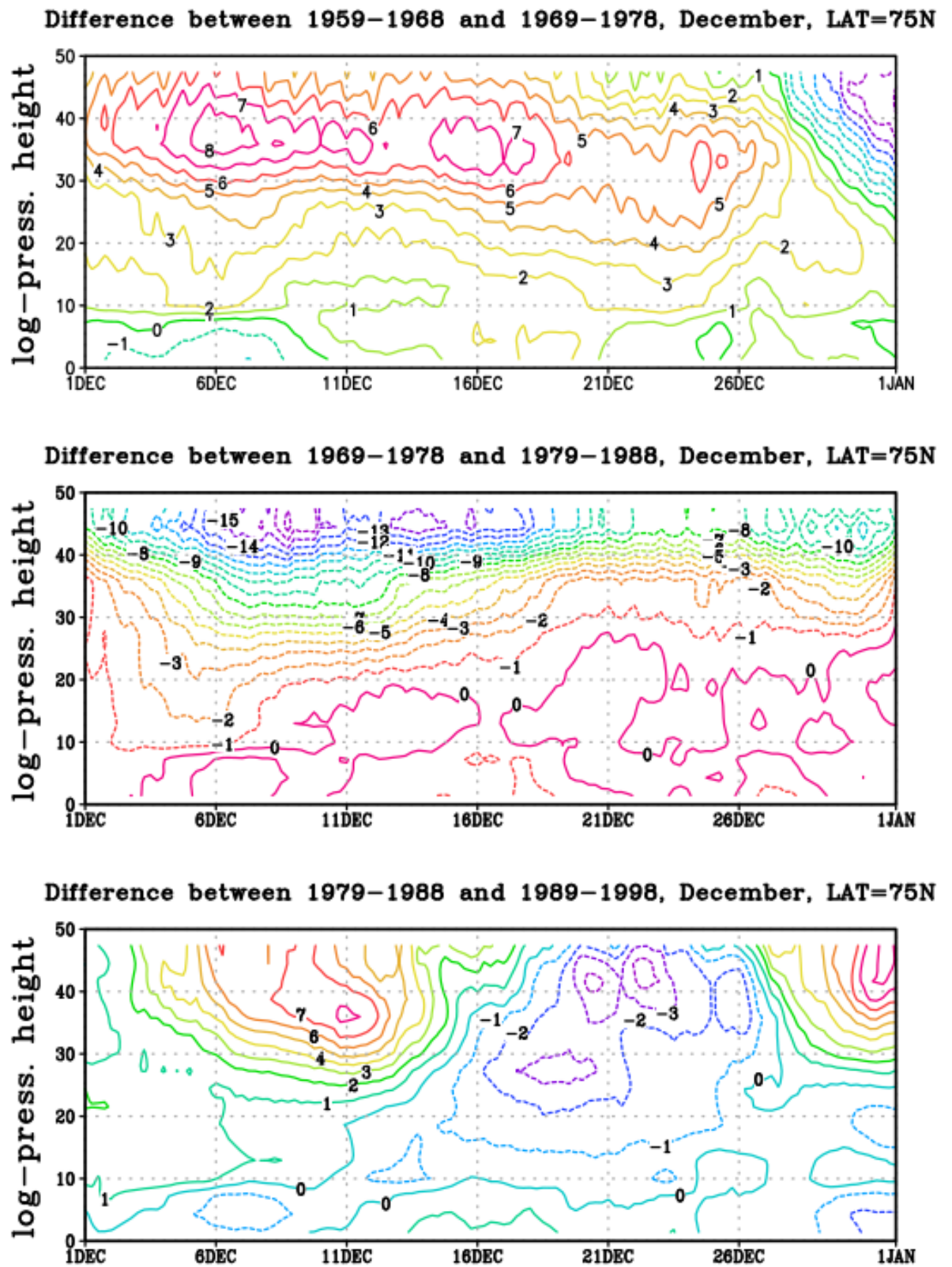


Рисунок 25: Разница температуры между соседними десятилетиями, в период с 1959 по 1998гг, декабрь, 75° с.ш..

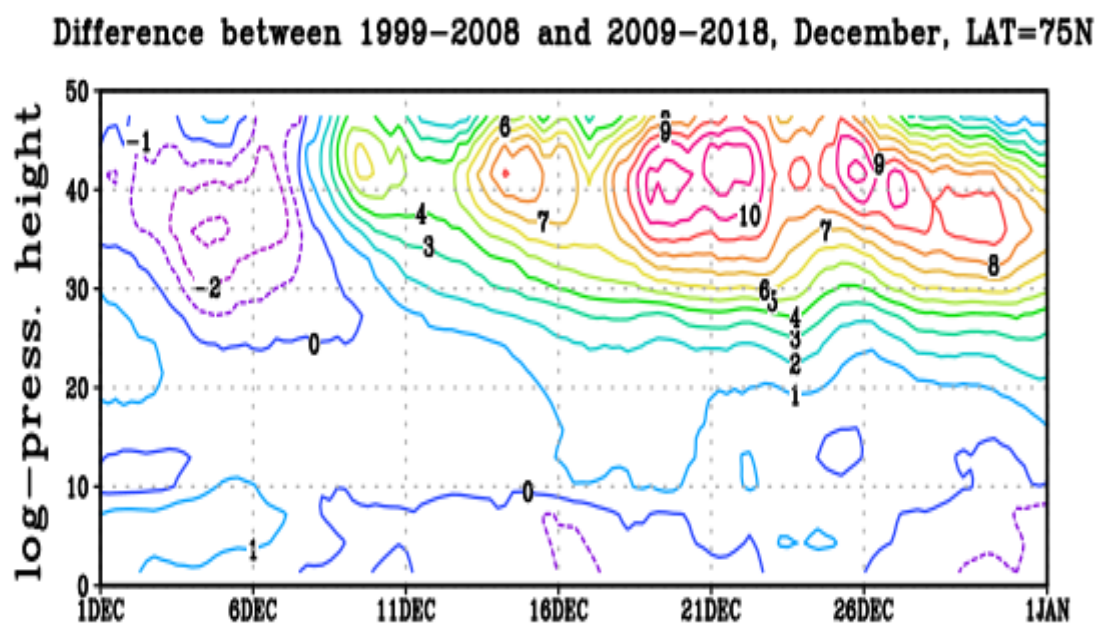
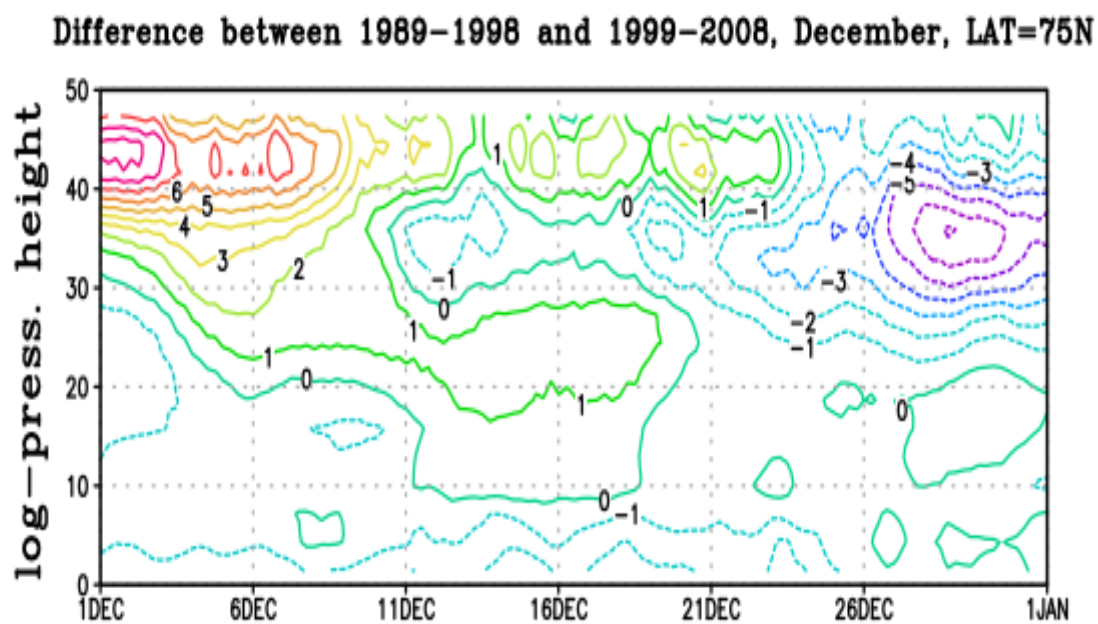


Рисунок 26: Разница температуры между соседними десятилетиями, в период с 1989 по 2018гг, декабрь, 75° с.ш..

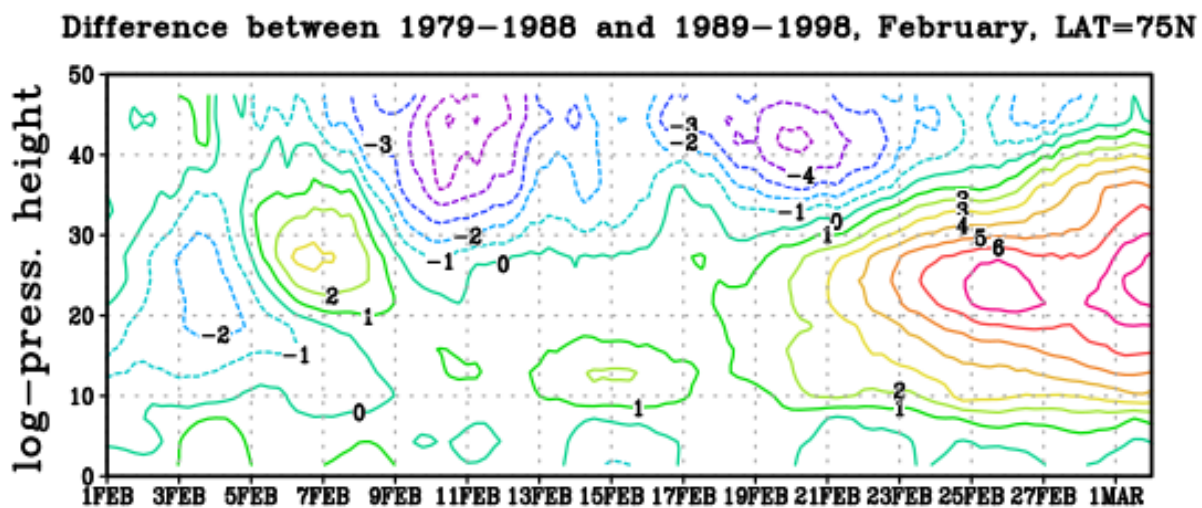
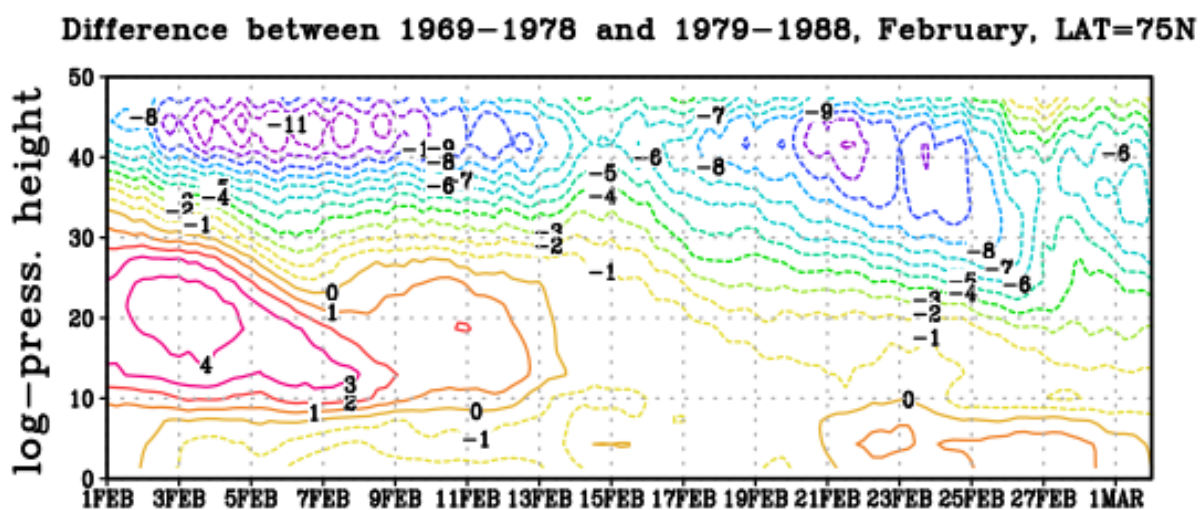
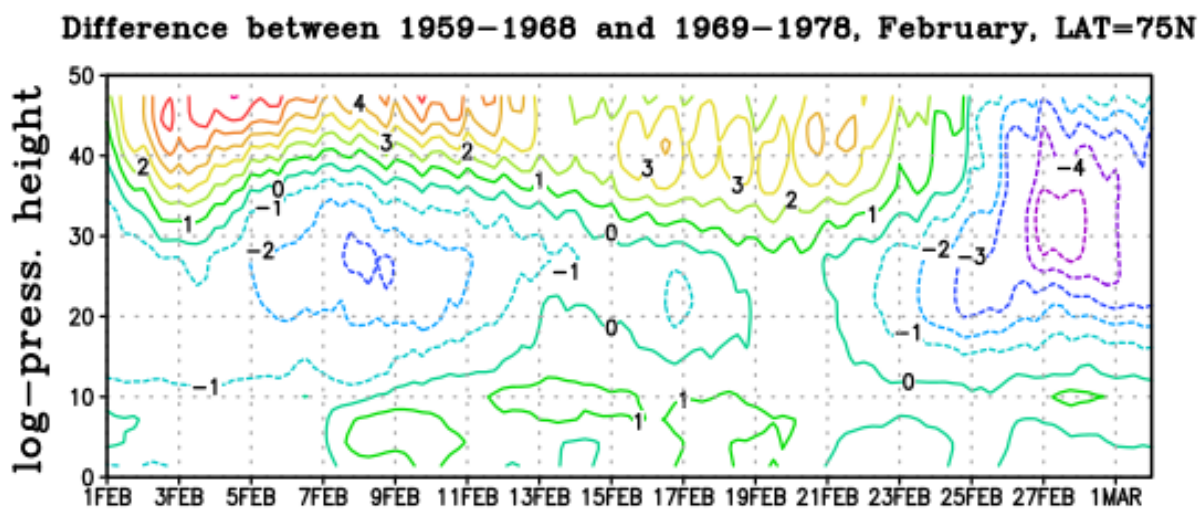


Рисунок 27: Разница температуры между соседними десятилетиями, в период с 1959 по 1998гг, февраль, 75° с.ш..

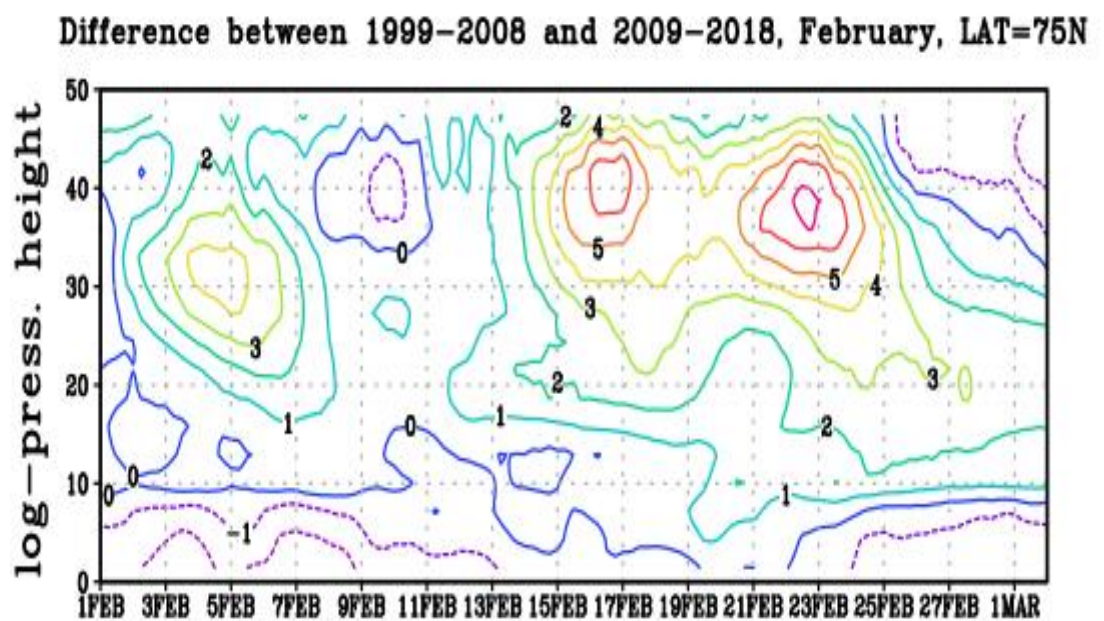
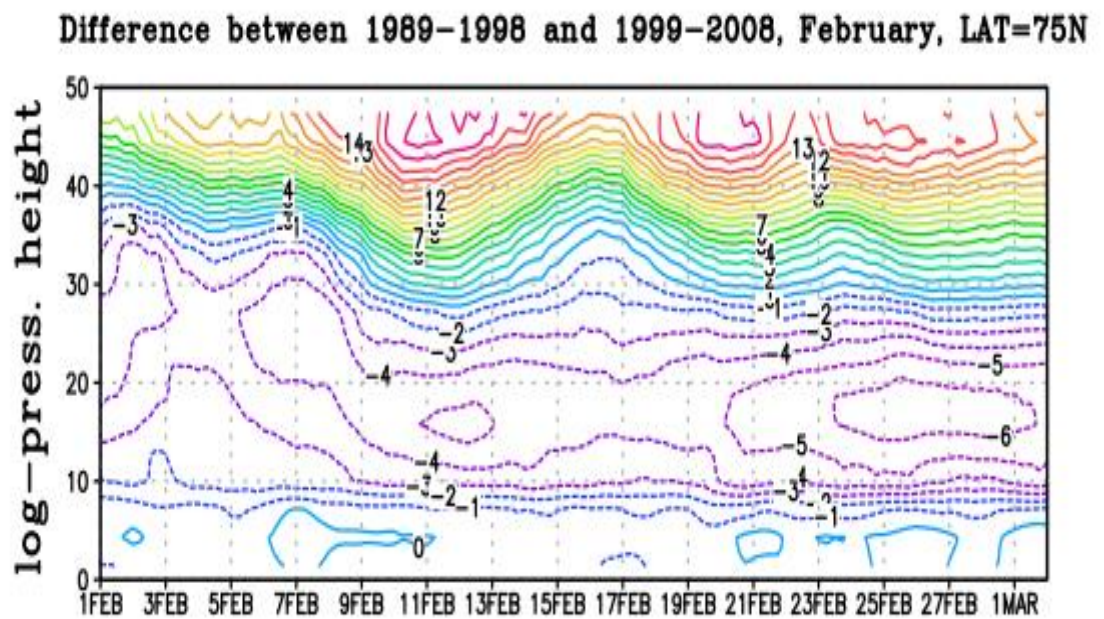


Рисунок 28: Разница температуры между соседними десятилетиями, в период с 1989 по 2018 гг февраль, 75° с.ш..

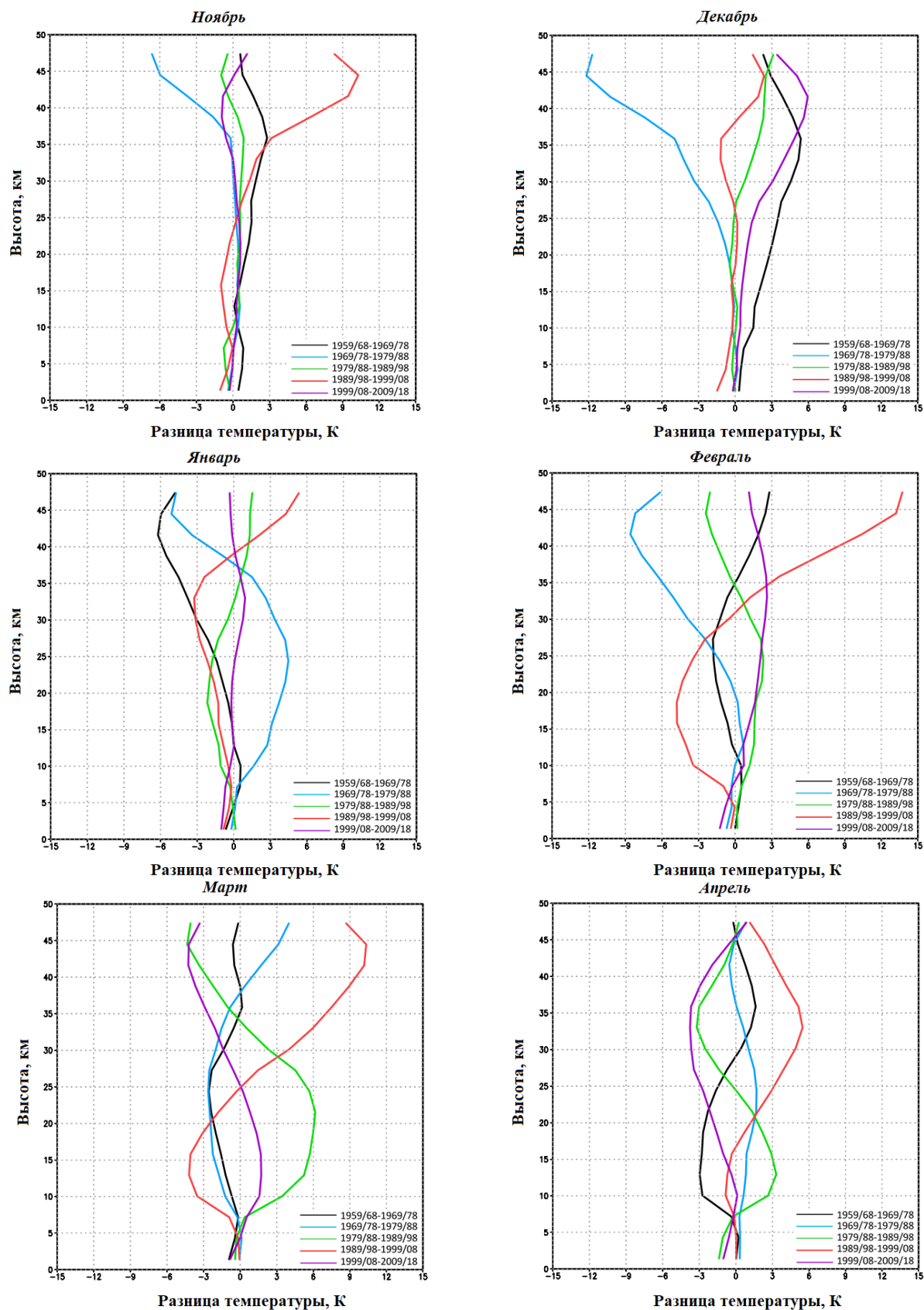


Рисунок 29: Разница в температуре (К) между соседними десятилетиями, в период с ноября по апрель

Для наиболее точного понимания разницы между соседними десятилетиями были построены графики осреднения температуры с высотой, в холодное время года (рис.29).

Изучив данные графики за весь период, можно прийти к выводу, что от месяца к месяцу разницы между десятилетиями практически не менялись, а менялись лишь только высота расхождения изолиний. В ноябре высокие значения расхождения разницы температур между соседними десятилетиями фиксировались с высоты 37 км. В декабре эти расхождения фиксируются гораздо раньше, с высоты 27 км. В январе разница 1969/78-1979/88 с высоты 10 км начинает отклоняться в положительную сторону, а на высоте 37 км приобретает отрицательную разницу значений. Остальные значения изолиний заметно отклоняются относительно друг друга на высоте 40 км.

В феврале высота расхождения разницы между десятилетиями наблюдается гораздо ниже, на высоте 27 км. В марте разница температур между соседними десятилетиями начинают заметно отклоняться с высоты 7 км, а схождение наблюдается в верхних слоях стратосферы. В апреле расхождение изолиний началось с 7 км, затем на высоте 25-30 км наблюдается их схождение, а далее с этой высоты до верхних слоёв стратосферы изолинии снова расходятся.

Наиболее интересными и изменчивыми разностями между десятилетиями являются 1969/78-1979/88 и 1989/98-1999/08. В первом случае наибольшая разница была в декабре и составила -12 К, а во втором случае в феврале и составила 13 К.

Среднемесячные значения потока радиоизлучения Солнца (рис.30) были разделены на 6 десятилетий, в соответствии с выбранными в данной работе. Стоит отметить, что в первые четыре десятилетия Солнечная активность (СА), распространялась от максимума к максимум на протяжении рассматриваемого времени. В пятое десятилетие наблюдается смещение СА, к концу наблюдается спад значений потока радиоизлучения, а на начало приходится пик. В последнем десятилетии на протяжении всего периода наблюдается высокая амплитуда СА. В периоды высоких значений амплитуды СА (3, 4 и 5 десятилетия) фиксируются высокие значения температуры в стратосфере.

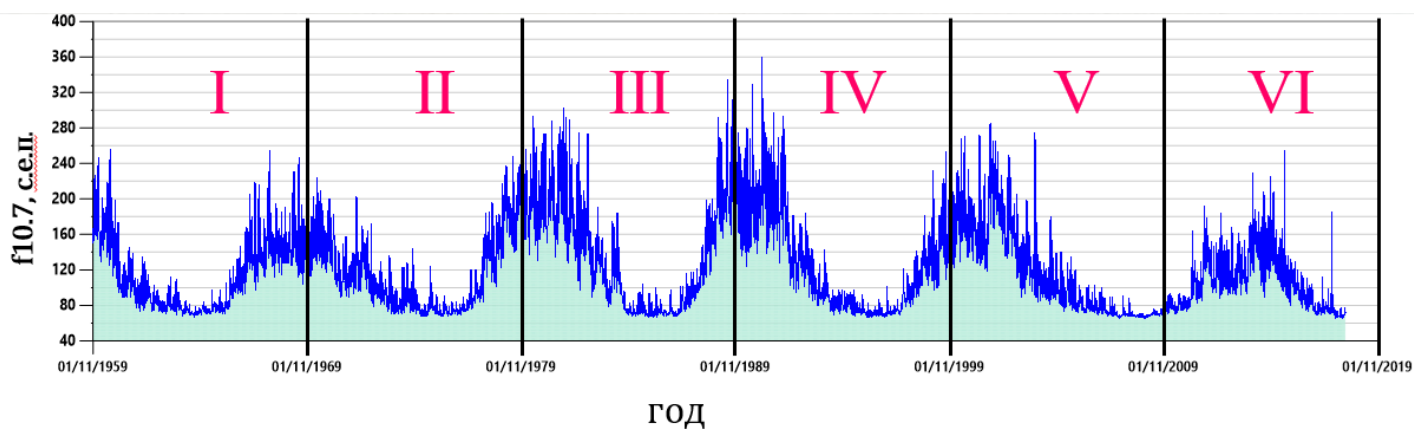


Рисунок 30: Среднемесячные значения потока радиоизлучения Солнца,
с 1959 по 2018 год

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были проанализированы температура, зональная и меридиональная компоненты ветра на высотах стратосферы в период с ноября 1959 по апрель 2018. Исследование вышеобозначенных метеорологических параметров проводилось для холодного времени года (с ноября по апрель) в Северном полушарии. Весь исследуемый период был разделён на 6 интервалов, 1959-1968, 1969-1978, 1979-1988, 1989-1998, 1999-2008, 2009-2018. Анализировалась изменчивость каждой метеорологической величины относительно климатического среднего и относительно соседнего десятилетия для каждого месяца отдельно.

По итогам проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Самые большие отклонения зональной компоненты ветра в средних широтах между двумя соседними десятилетиями наблюдаются с января по март при вычитании 1989/98-1999/08 и в среднем по модулю составляют 11 м/с. При сравнении со средне-климатическими данными значения ниже, и составляют 8 м/с.
2. Изменение разницы в скорости меридиональной компоненты ветра в средних широтах на протяжении всего зимнего периода невелико. Изменения меридиональной компоненты ветра между средне-климатическим значением не имело высоких значений отклонений и максимум составил 1,2 м/с в декабре 1959-1968. Все максимумы значений распространялись в основном в верхних слоях стратосферы на высоте 37-50 км.
3. Наибольшая разница в скорости меридиональной компоненты между десятилетиями наблюдается в декабре с высоты 40 км и по модулю составляет 0,7 м/с. Значения остальных месяцев в среднем по модулю составило от 0,2 до 0,5 м/с.
4. Разница температуры в высоких широтах между средне-климатическим значением невысока на протяжении всего рассмотренного периода,

экстремумы фиксировались в верхних слоях стратосферы, наибольшие значения составили 10 К в декабре 1979/88гг и феврале 1989/98гг.

5. Разница в значениях температуры между двумя соседними десятилетиями, выше, чем при сравнении со средне-климатической нормой. Наибольшие отклонения наблюдались в декабре 1969/78-1979/88 и феврале 1989/98-1999/08. В декабре отклонение достигло -12К на высоте примерно 45 км, а в феврале 13К на высоте 47,5 км.

6. В начале холодного периода (ноябрь) разница температуры между соседними десятилетиями фиксировалась в основном в верхних слоях стратосферы, с высоты 37 км. С января по февраль, отмечается большая разница на более низких высотах с 27 км, а с высоты 47 км разница минимальна.

Список использованных источников:

1. GCOS, 2016: The global observing system for climate: Implementation needs. World Meteorological Organization, accessed 3 September 2019, https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=3417.
2. Randel, W. J., and et al. , 2009: An update of observed stratospheric temperature trends. *J. Geophys. Res.*, 114, D02107, <https://doi.org/10.1029/2008JD010421>.
3. Thompson, D. W. J., and et al. , 2012: The mystery of recent stratospheric temperature trends. *Nature*, 491, 692–697, <https://doi.org/10.1038/nature11579>.
4. Seidel, D. J., and et al. , 2016: Stratospheric temperature changes during the satellite era. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 664–681, <https://doi.org/10.1002/2015JD024039>.
5. Maycock, A. C., and et al. , 2018: Revisiting the mystery of recent stratospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, 45, 9919–9933, <https://doi.org/10.1029/2018GL078035>.
6. Trenberth, K. E., and et al. , 2013: Challenges of a sustained climate observing system. *Climate Science for Serving Society*, G. R. Asrar and J. W. Hurrell, Eds., Springer, 13–50.
7. Haimberger, L., C. Tavalato, and S. Sperka, 2012: Homogenization of the global radiosonde temperature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *J. Climate*, 25, 8108–8131, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00668.1>.
8. Zou, C.-Z., M. Gao, and M. D. Goldberg, 2009: Error structure and atmospheric temperature trends in observations from the Microwave Sounding Unit. *J. Climate*, 22, 1661–1681, <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2233.1>.
9. Mitchell, D. M., P. W. Thorne, P. A. Stott, and L. J. Gray, 2013: Revisiting the controversial issue of tropical tropospheric temperature trends. *Geophys. Res. Lett.*, 40, 2801–2806, <https://doi.org/10.1002/grl.50465>.
10. Lott, F. C., P. A. Stott, D. M. Mitchell, N. Christidis, N. P. Gillett, L. Haimberger, J. Perlwitz, and P. W. Thorne, 2013: Models versus

- radiosondes in the free atmosphere: A new detection and attribution analysis of temperature. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 118, 2609–2619, <https://doi.org/10.1002/jgrd.50255>.
11. Bodeker, G. E., and et al. , 2016: Reference upper-air observations for climate: From concept to reality. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 97, 123–135, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00072.1>.
 12. Wing, R., A. Hauchecorne, P. Keckhut, S. Godin-Beekmann, S. Khaykin, E. M. McCullough, J.-F. Mariscal, and É. d’Almeida, 2018a: Lidar temperature series in the middle atmosphere as a reference data set—Part 1: Improved retrievals and a 20-year cross-validation of two co-located French lidars. *Atmos. Meas. Tech.*, 11, 5531–5547, <https://doi.org/10.5194/amt-11-5531-2018>.
 13. Steiner, A. K., B. C. Lackner, F. Ladstädter, B. Scherllin-Pirscher, U. Foelsche, and G. Kirchengast, 2011: GPS radio occultation for climate monitoring and change detection. *Radio Sci.*, 46, RS0D24, <https://doi.org/10.1029/2010RS004614>.
 14. Ho, S.-P., and et al. , 2020: The COSMIC/FORMOSAT-3 radio occultation mission after 12 years: Accomplishments, remaining challenges, and potential impacts of COSMIC-2. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 101, E1107–E1136, <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0290.1>.
 15. GCOS, 2011: Systematic observation requirements for satellite-based data products for climate. World Meteorological Organization, accessed 3 September 2019, https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=3710.
 16. Stone, P. H., and J. H. Carlson, 1979: Atmospheric lapse rate regimes and their parameterization. *J. Atmos. Sci.*, 36, 415–423, [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1979\)036<0415:ALRRAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1979)036<0415:ALRRAT>2.0.CO;2).
 17. Santer, B. D., and et al. , 2017b: Comparing tropospheric warming in climate models and satellite data. *J. Climate*, 30, 373–392, <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0333.1>.

18. Santer, B. D., and et al. , 2017a: Causes of differences in model and satellite tropospheric warming rates. *Nat. Geosci.*, 10, 478–485, <https://doi.org/10.1038/ngeo2973>.
19. Tuel, A., 2019: Explaining differences between recent model and satellite tropospheric warming rates with tropical SSTs. *Geophys. Res. Lett.*, 46, 9023–9030, <https://doi.org/10.1029/2019GL083994>.
20. Santer, B. D., J. C. Fyfe, S. Solomon, J. F. Painter, C. Bonfils, G. Pallotta, and M. D. Zelinka, 2019: Quantifying stochastic uncertainty in detection time of human-caused climate signals. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 116, 19 821–19 827, <https://doi.org/10.1073/pnas.1904586116>.
21. Santer, B. D., and et al. , 2013: Human and natural influences on the changing thermal structure of the atmosphere. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 110, 17 235–17 240, <https://doi.org/10.1073/pnas.1305332110>.
22. Hartmann, D. L., and et al. , 2013: Observations: Atmosphere and surface. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, T. F. Stocker et al., Eds., Cambridge University Press, 159–254.
23. Zou, C.-Z., M. D. Goldberg, and X. Hao, 2018: New generation of U.S. satellite microwave sounder achieves high radiometric stability performance for reliable climate change detection. *Sci. Adv.*, 4, eaau0049, <https://doi.org/10.1126/sciadv.aau0049>.
24. Zou, C.-Z., and H. Qian, 2016: Stratospheric temperature climate data record from merged SSU and AMSU-A observations. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 33, 1967–1984, <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-16-0018.1>.
25. Nash, J., and R. Saunders, 2015: A review of Stratospheric Sounding Unit radiance observations for climate trends and reanalyses. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 141, 2103–2113, <https://doi.org/10.1002/qj.2505>.
26. Karpechko, A. Y., A. C. Maycock, M. Abalos, H. Akiyoshi, J. M. Arblaster, C. I. Garfinkel, K. H. Rosenlof, and M. Sigmond, 2019: Stratospheric ozone and climate. *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018*. Global Ozone Research

- Monitoring Project 58, WMO, accessed 21 December 2019, <http://eprints.whiterose.ac.uk/142289>.
27. Solomon, S., and et al. , 2017: Mirrored changes in Antarctic ozone and stratospheric temperature in the late 20th versus early 21st centuries. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 8940–8950, <https://doi.org/10.1002/2017JD026719>.
 28. Scherhag, R., 1952: Die explosionsartigen Stratosphärenenerwärmungen des Spätwinters 1951/52 (The explosive stratospheric warmings of the late winter of 1951/52). *Ber. Dtsch. Wetterdienstes*, **6** (38), 51–63.
 29. Baldwin, M. P., , and T. J. Dunkerton, 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, **294**, 581–584, doi:10.1126/science.1063315.
 30. Fels, S. B., 1982: A parameterization of scale-dependent radiative damping rates in the middle atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 1141–1152.
 31. Newman, P. A., , E. R. Nash, , and J. E. Rosenfield, 2001: What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *J. Geophys. Res.*, **106**, 19 999–20 010, doi:10.1029/2000JD000061.
 32. Haynes, P., , M. McIntyre, , T. Shepherd, , C. Marks, , and K. P. Shine, 1991: On the downward control of extratropical diabatic circulations by eddy-induced mean zonal forces. *J. Atmos. Sci.*, **48**, 651–678, doi:10.1175/1520-0469(1991)048<0651:OTCOED>2.0.CO;2.
 33. Newman, P. A., , and J. E. Rosenfield, 1997: Stratospheric thermal damping times. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 433–436, doi:10.1029/96GL03720.
 34. Sjöberg, J. P., , and T. Birner, 2012: Transient tropospheric forcing of sudden stratospheric warmings. *J. Atmos. Sci.*, **69**, 3420–3432, doi:10.1175/JAS-D-11-0195.1.
 35. Nakamura, N., , and A. Solomon, 2010: Finite-amplitude wave activity and mean flow adjustments in the atmospheric general circulation. Part I: Quasigeostrophic theory and analysis. *J. Atmos. Sci.*, **67**, 3967–3983, doi:10.1175/2010JAS3503.1.
 36. Chen and Robinson, 1992; Perlwitz and Harnik, 2003