

ПРАВИТЕЛЬСТВО РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
«САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»

Институт Наук о Земле

Мурадянц Георгий Валерьевич

Выпускная квалификационная работа

"Сравнительный анализ характеристик внезапных стратосферных потеплений
северного полушария (1980-2020)"

Уровень: бакалавриат

Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»

Профиль «Метеорология и климатология»

Научный руководитель: профессор, доктор
физико-математических наук,
Лукьянова Рената Юрьевна

Рецензент: старший научный сотрудник
НИИФ СПбГУ, кандидат химических наук,
Кеворкянц Руслан Эдуардович

Санкт-Петербург

2021

Содержание

Введение.....	3
Список сокращений.....	4
Глава 1. Физика внезапного стратосферного потепления.....	5
1.1 Стратосфера.....	5
1.2 Внезапное стратосферное потепление.....	6
1.3 Образование ВСП.....	9
1.3.1 Волна первого типа: смещение вихря.....	12
1.3.2 Волна первого типа: расщепление вихря.....	15
1.4 Краткая история открытия внезапных стратосферных потеплений.....	17
Глава 2. Сравнительный анализ ВСП в северном полушарии с 1980 по 2020.....	20
2.1 Статистика ВСП в северном полушарии.....	20
2.2 Анализ больших ВСП. Взаимосвязь между пиком температуры и изменением зонального ветра.....	47
Глава 3. Спутниковый мониторинг стратосферных потеплений.....	50
3.1 Лимбовый метод зондирования.....	50
3.2 Спутник TIMED.....	51
3.3 Внезапное стратосферное потепление зимы 2018-2019 гг. по данным радиометра SABER и сравнение его характеристик с данными предпикового состояния.....	56
Заключение.....	59
Список литературы.....	60

Введение

Цель данной выпускной квалификационной работы заключается в прослеживании эволюции вертикального распределения температуры, скорости зонального ветра, площади полярного вихря и содержания озона в полярной атмосфере и выявлении возмущений, связанных с событиями больших внезапных стратосферных потеплений (ВСП).

В связи с этим были поставлены следующие **задачи**:

1. Проанализировать данные реанализа NOAA NCEP (National Oceanic and Atmospheric Administration, National Centers for Environmental Prediction) для северной полярной области за 40 лет.
2. Построить сводную таблицу с результатами наблюдений над аномалиями зонально осредненной температуры на высоте 10 гПа, аномалиями скорости зонального ветра и изменением площади полярного вихря во время ВСП в период с 1980 по 2020. Также проиллюстрировать межгодовой ход каждой характеристики за весь период наблюдения.
3. Показать зависимость между аномалиями зонально осредненной температуры на высоте 10 гПа и аномалиями скорости зонального ветра во время больших ВСП (major SSW). Также произвести корреляционный анализ и показать тесноту связей (её отсутствие) между этими двумя характеристиками.
4. Сравнить профили температуры и содержания озона по данным радиометра SABER в предпиковый период и во время пика большого ВСП зимой 2019 года.

Объектом нашего исследования является полярная стратосфера северного полушария, **предметом** – внезапные стратосферные потепления за период с 1980 по 2020 годы.

Выпускная квалификационная работа изложена на 63 страницах печатного текста, состоит из содержания, списка сокращений, введения, трёх глав, девяти подглав, заключения и списка литературы в составе 49 наименований. Во введении сформированы цели и задачи исследования. В заключении подведены итоги работы и сделаны выводы, связанные с ней.

Список сокращений

ВСП – внезапное стратосферное потепление

СА – солнечная активность

КДК – квазидвухлетнее колебание

ПСО – полярные стратосферные облака

МНТ – мезосфера и нижняя термосфера

PVU – единица потенциальной завихренности

NCEP - National Centers for Environmental Prediction

CPC - Climate Prediction Center

NWS - National Weather Service

NCAR – National center for atmospheric research

GEOS-5 – Goddard Earth observing system model

UCAR – University Corporation for Atmospheric Research

КДО – квазивухлетняя осцилляция

СТВ – стратосферно-тропосферное взаимодействие

ОРС – озоноразрушающее соединение

УФ – ультрафиолетовое излучение

ИК – инфракрасное излучение

SABER - Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry

TIMED - Thermosphere • Ionosphere • Mesosphere • Energetics and Dynamics

NASA - National Aeronautics and Space Administration

STP - Solar Terrestrial Probes

MLTI - Mesosphere and Lower-Thermosphere/Ionosphere

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

1. Физика внезапного стратосферного потепления

1.1. Стратосфера

Стратосфера находится выше тропопаузы и простирается до высот 50-60 км. Температура воздуха в стратосфере постепенно увеличивается до 273 К в стратопаузе, где происходит смена знака температурного градиента. Содержание водяного пара в стратосфере мало, а основную роль в регулировании ее температурного режима играет озон. Когда озон поглощает УФ радиацию, солнечная энергия преобразуется в кинетическую энергию молекул, что и ведет к разогреву стратосферы. Температура стратосферы увеличивается с ростом концентрации озона как по высоте, так и по географической широте. В экваториальной стратосфере доминирует квазидвухлетняя осцилляция, наиболее четко проявляющаяся в экваториальном стратосферном ветре [1]. В частности, она оказывает существенное влияние на глобальную циркуляцию на высотах нижней стратосферы и воздействует на планетарные волны. Стратосфера также испытывает воздействие 11-летнего цикла солнечной активности (СА) [2]. Один из механизмов воздействия связан с влиянием изменений потока ультрафиолетовой солнечной радиации на зональный ветер через изменение меридионального градиента температуры в субтропической верхней стратосфере, что, в свою очередь, влияет на условия распространения планетарных волн. На основе данных реанализа ERA-Interim показано [3], что в арктической стратосфере весной усиливается волновая активность, а потенциальная завихренность в стратосфере в холодный период года ослабевает с ростом уровня СА. Результаты модельных расчетов указывают на значительное влияние планетарных волн на циркуляцию атмосферы в высоких широтах Северного полушария и на ослабление зимнего стратосферного вихря в течение максимума 11-летнего цикла СА [4].

Полярная стратосфера – одна из наиболее сложных и изменчивых областей. В период полярной ночи, когда солнечный свет не достигает полюса, в стратосфере развивается мощный циркумполярный ветер – полярное струйное течение. Оно изолирует приполярный воздух, который в отсутствие солнечного света становится внутри полярного вихря очень холодным (рис. 1.1.1). Изоляция полярного воздуха позволяет процессам потери озона идти интенсивно, при этом пополнение запасов озона путем вторжения обогащенного озоном воздуха из средних широт очень ограничено. Если температура внутри джета падает ниже -80°C , то формируется особый вид стратосферных перламутровых облаков. Вследствие различного распределения суши и океана в Арктическом регионе полярный джет не так четко выражен, как в Антарктике, и

арктическая стратосфера теплее антарктической. Положение джета оказывает влияние на изменчивость погодных условий во всем Северном полушарии [5].

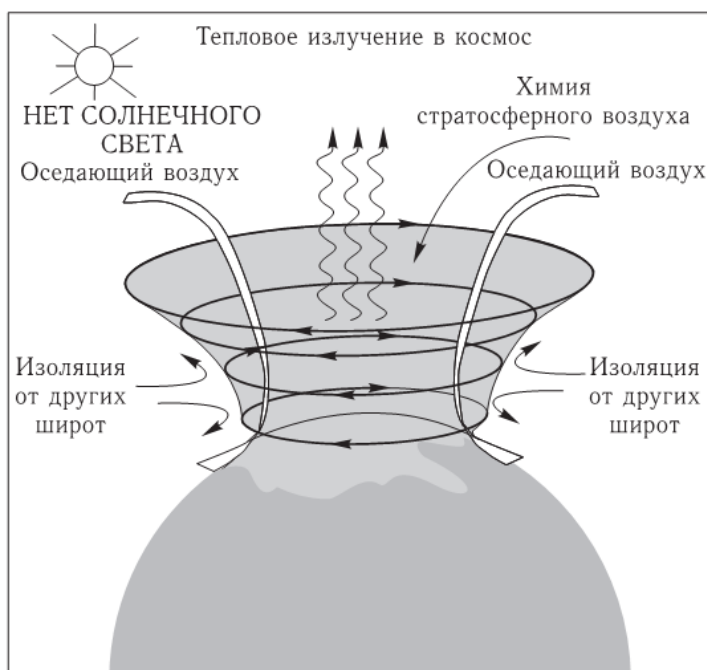


Рис. 1. Схема полярного вихря (Hays, deMenocal, Columbia University)

1.2. Внезапное стратосферное потепление

Внезапное стратосферное потепление (ВСП) представляет собой повышение температуры «взрывного характера» в полярной и субполярной стратосфере зимой в течение нескольких (порядка десяти) суток. ВСП развиваются на высотах от 10 до 50 км, при этом меняется знак меридионального градиента температуры над полушарием, формируется стратосферный антициклон, а зональные ветры могут изменить направление с западного на восточное. Возвращение к нормальному зимнему режиму протекает медленнее, чем развитие потепления.

В 1978 году ВМО дало определение для ВСП. Были утверждены критерии оценивания стратосферного потепления. В результате были выделены: (а) «малые» потепления при повышении температуры минимум на 25 °С, которые наблюдаются в течение недели и менее и фиксируются на любом уровне стратосферы; (б) «большие» потепления при повышении температуры не менее чем на 30 °С, которые наблюдаются в течение недели и более и фиксируются на высоте 10 гПа или ниже, также они могут происходить на высоте выше уровня 10 гПа на 40° и (с) «Канадские» потепления, которые возникают в результате пульсации Алеутского антициклона с разворотом градиента температуры к полюсу от 60° с.ш. Исследование организации показало, что удалось найти

простые критерии оповещения для всех типов возбуждений в середине зимы. Поэтому Комиссия рекомендовала продолжить работу системы с существующей схемой оповещения [48].

Исследование внезапных стратосферных потеплений началось в середине прошлого столетия. Впервые стратосферное потепление было зарегистрировано немецким метеорологом Шерхагом в 1952 г. по радиозондовым наблюдениям над Берлином [6]. Большой интерес представляет изучение изменений ВСП на длительных интервалах времени, сопоставимых с масштабами времени климатических изменений. Однако работ, посвященных изучению этих вариаций, совсем немного. Можно отметить серию работ Погорельцева, посвященных анализу изменений стационарных волн 1 и 2, которые считаются основным фактором, определяющим возникновение ВСП [7].

Полярная и субполярная зимняя стратосфера Северного полушария характеризуется весьма динамичным поведением, связанным с взаимодействием распространяющихся в тропосфере планетарных волн со стоячей волной орографического происхождения, также средним зональным потоком. При определенных условиях это взаимодействие приводит к явлению т.н. внезапного стратосферного потепления. ВСП характеризуются резким повышением температуры в стратосфере (на десятки градусов в течение нескольких суток) и наблюдаются в зимний период (с декабря по март) в полярных и субполярных зонах. В зависимости от величины потепления и наличия обращения направления среднего зонального ветра с западного на восточное его подразделяют на типы «major» и «minor» [8]. Они сопровождаются существенным замедлением зонального потока на высотах верхней стратосферы (~30 км или 10 гПа) в случае малых, или минорных, ВСП или даже изменением его направления с западного на восточное в случае больших, или мажорных, ВСП. В периоды крупнейших ВСП полярная, а также среднеширотная стратосфера может прогреваться на 60 и более градусов в течение примерно недели [9].

Наиболее сильные ВСП, возникающие в среднем каждую вторую зиму, приводят к изменению направления зонального ветра и повышению температуры в средней стратосфере с широтой к северу от 60° с.ш., то есть к формированию аномального меридионального градиента температуры. Именно от возникновения ВСП зависит, насколько активным и изолированным будет стратосферный полярный вихрь в целом за зимний сезон, а это, в свою очередь, определяет, насколько сильным будет разрушение озона в полярной стратосфере [10].

Влияние ВСП на динамику может быть обнаружено даже в низких широтах [11]. Связанные с этими событиями изменения термодинамического режима происходят как в

мезосфере, так и тропосфере, хотя потенциальное воздействие ВСП на погоду остается спорным [12]. Имеются свидетельства, что ВСП могут оказывать влияние на термо- и ионосферу [13].

В последние годы, связанные с ВСП изменения циркуляции стратосферы распространяются не только на средние широты, но и на тропики, где вызванное ВСП усиление меридиональной циркуляции приводит к снижению температуры нижней стратосферы, что уменьшает её влажность. Установлено, что изменения стратосферного полярного вихря, в том числе обусловленные ВСП, затрагивают тропосферу, где они могут на протяжении последующих двух месяцев оказывать влияние на погодные условия в средних и высоких широтах Северного полушария. Например, анализ метеорологических данных с 1958 по 2009 г. и расчётов климатических моделей показал, что при ослаблении стратосферного полярного вихря в ряде регионов вероятность резких похолоданий увеличивается на 50% [14]. На основе анализа результатов модельного расчёта за 500 лет для доиндустриального периода (до 1750 г.) установлено, что около 40% резких зимних похолоданий на севере Европы объясняется ослаблением стратосферного полярного вихря [15].

Связанные с ВСП возмущения температурного режима распространяются до высот мезосферы и термосферы (на высотах 60–90 км), где состав атмосферы во многом определяется солнечным УФ излучением, кинетикой химических процессов, а также переносом активных газовых компонентов из нижних слоёв, вызванным различными метеорологическими явлениями, среди которых ВСП являются наиболее значимыми.

Также важно отметить проявление ВСП в СТВ. Внезапное стратосферное потепление происходит вследствие быстрого усиления планетарных волн, распространяющихся вверх из тропосферы. Планетарные волны вносят направленный к западу импульс и создают интенсивную меридиональную циркуляцию. Благодаря адиабатическому нагреванию в высоких широтах происходит сильное потепление.

В период северной зимы тропосферные планетарные волны распространяются в стратосферу вдоль западного струйного потока. В обратном направлении аномалии зонального ветра медленно распространяются из субтропической верхней стратосферы в полярную нижнюю стратосферу и тропосферу. Было показано, что ВСП происходят в связи с медленно распространяющимися аномалиями зонального ветра, а соответствующие тропосферные изменения имеют структуру кольцевой моды [23]. Было показано также [24], что вместе с ВСП происходит распространение Арктической осцилляции из стратосферы в тропосферу. [5]

Несмотря на пристальное внимание учёных к ВСП с момента их открытия более 60

лет назад, до настоящего времени их прогнозирование ограничивается несколькими сутками. Так, американская система анализа GEOS5 с верхней границей на 0.01 гПа (~80 км) и разрешением по долготе– широте $0.3^\circ \times 0.25^\circ$ предсказала главное ВСП с разделением полярного вихря в январе 2013 г. за пять суток. Иногда, как в январе 2009 г., главное ВСП может произойти при неблагоприятных внешних факторах, к которым относятся фаза квазидвухлетнего колебания (КДК) зонального ветра на экваторе и фаза 11-летнего солнечного цикла (главные ВСП чаще возникают в годы минимума этого цикла и восточной фазы КДК, а в годы максимума – при западной фазе). Актуальным остаётся возможное изменение частоты и времени возникновения ВСП в условиях ожидаемого в ближайшие десятилетия роста концентраций парниковых газов в атмосфере. Представляет интерес изучение особенностей циркуляции тропосферы, а также аномалий температуры поверхности суши и океана в средних и высоких широтах, которые могут способствовать возникновению ВСП. Актуальность исследования динамических процессов в стратосфере Арктики получила дополнительное подтверждение весной 2011 г., когда в отсутствие ВСП устойчивый стратосферный полярный вихрь с температурой внутри ниже -80°C наблюдался до середины апреля, что привело к образованию значительной области полярных стратосферных облаков (ПСО), на которой в присутствии солнечного света в марте–апреле усилилась активизация озоноразрушающих соединений [16]. В результате произошло рекордное за все годы наблюдений разрушение стратосферного озона в Арктике, сравнимое с аналогичным процессом в Антарктиде в 2005 году.

1.3 Образование ВСП

ВСП возникают в результате диссипации в верхней стратосфере планетарных волн, генерируемых в тропосфере. Потепление начинается в слое верхней стратосферы и нижней мезосферы и развивается вниз до нижней стратосферы. В стратосферу из тропосферы в основном проникают наиболее длинные волны с волновыми числами 1–3. Амплитуда планетарных волн в нижней стратосфере перед ВСП может возрасти в 2 раза по сравнению с ее среднемесячными значениями. Большие ВСП бывают в основном в Северном полушарии в связи с большей активностью в нем планетарных волн по сравнению с Южным полушарием. В среднем в Северном полушарии происходят два больших ВСП в течение трех лет. При больших ВСП происходит значительное ослабление

циркумполярного стратосферного вихря и его смещение в сторону от полюса, а в ряде случаев – расщепление. ВСП приводят к значительным крупномасштабным изменениям в стратосфере, и их следует рассматривать в контексте общей циркуляции атмосферы. ВСП чаще происходят при сочетании западной фазы КДК с высоким уровнем СА и при сочетании восточной фазы КДК с низким уровнем СА.

ВСП развивается в условиях тёмной полярной ночи без какого-либо явного внешнего источника нагрева. Однако, в случае большого стратосферного потепления, температура стратосферы увеличивается со скоростью $10^{\circ}\text{C}/\text{сут}$ в течение недели, и обычный северо-южный градиент меняет знак. Считается, что это происходит главным образом из-за конвергенции потоков тепла и импульса, связанной с усиленными неустановившимися волнами планетарного масштаба. Это возбуждает меридиональную циркуляцию, которая замедляет полярное струйное течение (джет).

Ранние исследования были посвящены поиску находящегося сверху источника, поскольку имели место очевидное распространение потепления вниз и появление восточных ветров. Впоследствии было показано [17], что источник энергии находится в тропосфере. В этой теории объяснялось, что внезапное увеличение амплитуды стационарной планетарной волны в тропосфере сопровождается вертикальным распространением энергии неустановившейся волны в стратосферу. Энергия неустановившихся волн проходит через стратосферу без поглощения, но становится захваченной в мезосфере, приводя к конвергенции тепла и импульса. Из-за меньшей плотности в верхних слоях влияние на температуру и ветер оказывается значительным. Градиент температуры перед потеплением становится небольшим и меняет направление на противоположное. Западный джет ослабляется и может замениться восточным ветром.

Образование восточного течения выше западного может привести к появлению критического уровня с нулевой скоростью ветра в среднем течении там, где горизонтальная скорость течения равна горизонтальной фазовой скорости стационарных волн в тропосфере. Восточный режим опускается ниже по мере распада западных ветров. При этом и критический уровень для волновой энергии смещается вниз. Процессы поглощения энергии и последовательность событий могут быть настолько быстрыми и перемешанными, что появление восточных ветров может показаться происходящим одновременно во всей стратосфере.

Вертикально восходящая из тропосферы волновая энергия распределяется в диапазоне волн планетарного и синоптического масштаба. Так как стратосфера непрозрачна для синоптических волн, пропускательность планетарных волн увеличивается. В результате волны с волновыми числами 1 и 2 доминируют в распространении волновой

энергии вверх из тропосферы в стратосферу. Считается, что волна 1 подготавливает условия, благоприятные для внезапного стратосферного потепления, а волна 2 действует как эффективный источник энергии для него.

Перед началом действия ВСП стратосфера уже так настроена, что относительно небольшое возмущение многократно усиливается за короткий промежуток времени, подобно тому, как это происходит при резонансе. Связанные между собой блокирующая ситуация в тропосфере, усиление стационарных планетарных волн в тропосфере и нижней стратосфере и последующее появление внезапного потепления в стратосфере представляются чертами одного и того же феномена в тропосфере, стратосфере и, до определённой степени, в мезосфере. Различия между проявлениями этого феномена лежат в области различной глубины условий настройки системы, более или менее благоприятных для резонанса.

Так как источник энергии находится в тропосфере, то именно настройка тропосферы приводит там к резонансу и появлению блокирующей ситуации. Если средняя атмосфера в это время тоже готова к резонансу и к блокирующей ситуации, то будет резонансный отклик и в средней атмосфере. Это может являться причиной того, что все стратосферные потепления обязательно сопровождаются или предвосхищаются феноменом блокирования в тропосфере, но не все тропосферные блокирования сопровождаются ВСП.

Выдвигалась гипотеза [17], что внезапное увеличение амплитуды планетарных волн в тропосфере в зимний период запускает вертикальное распространение энергии неустановившихся волн. Можно считать, что тропосфера с средняя атмосфера образуют единую систему, настроенную на развитие резонанса, а восходящий поток энергии из верхней тропосферы в нижнюю стратосферу нельзя рассматривать как нижнее граничное условие для стратосферного потепления. Поэтому, восходящий поток можно считать внутренним явлением тропосферно-стратосферно-мезосферной системы. [5].

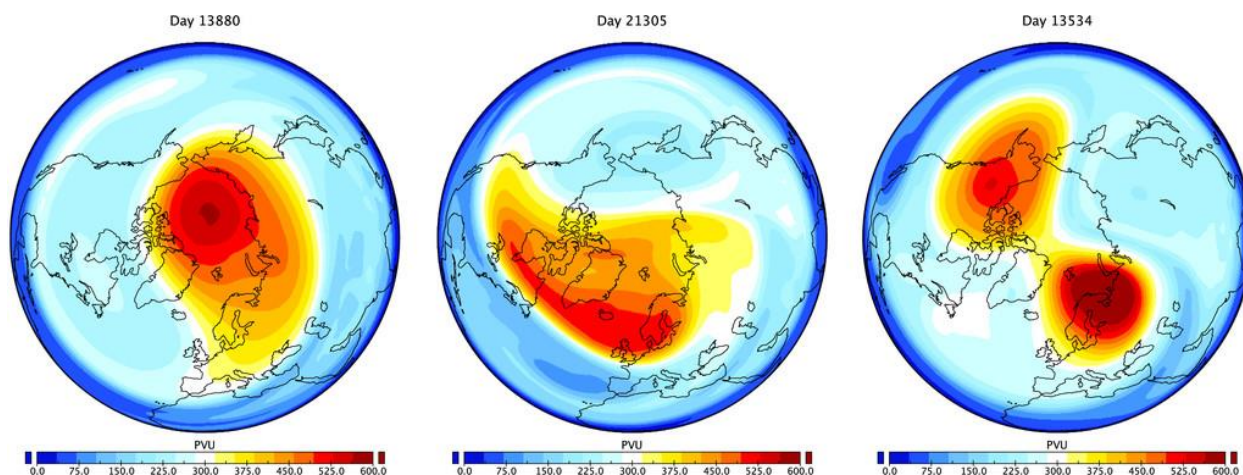


Рис. 2. Распад полярного вихря в процессе протекания ВСП [18]

На данном рисунке мы видим фазы распада полярного вихря при внезапном стратосферном потеплении: 1. Нормальный полярный вихрь на высоте 10 мбар; 2. Смещение вихря на четвёртые сутки после начала ВСП; 3. Разделение вихря на две практически изолированные друг от друга части на девятые сутки после начала ВСП. Данный рисунок был получен при расчёте модельного эксперимента по снимкам Ertel PV (PVU).

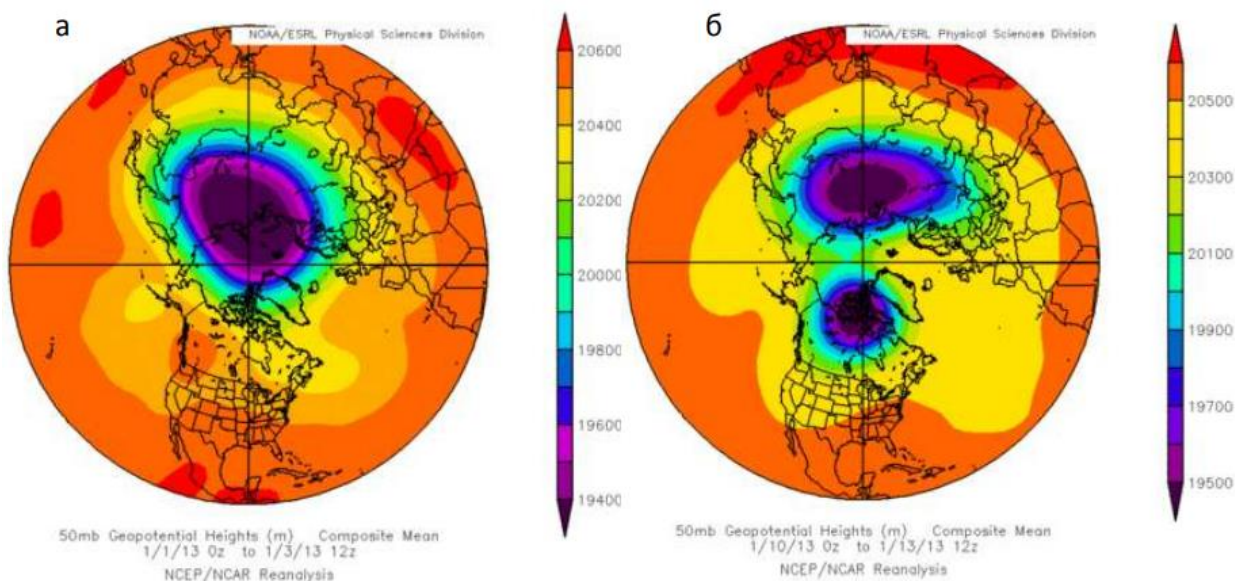


Рис. 3. Распад полярного вихря в процессе протекания ВСП [19]

Данный рисунок был получен при обработке данных с сайта реанализа NCEP. На нём так же мы можем видеть распад полярного вихря в результате внезапного стратосферного потепления в период с 1 по 10 января 2013 года.

1.3.1. Волна первого типа: смещение вихря

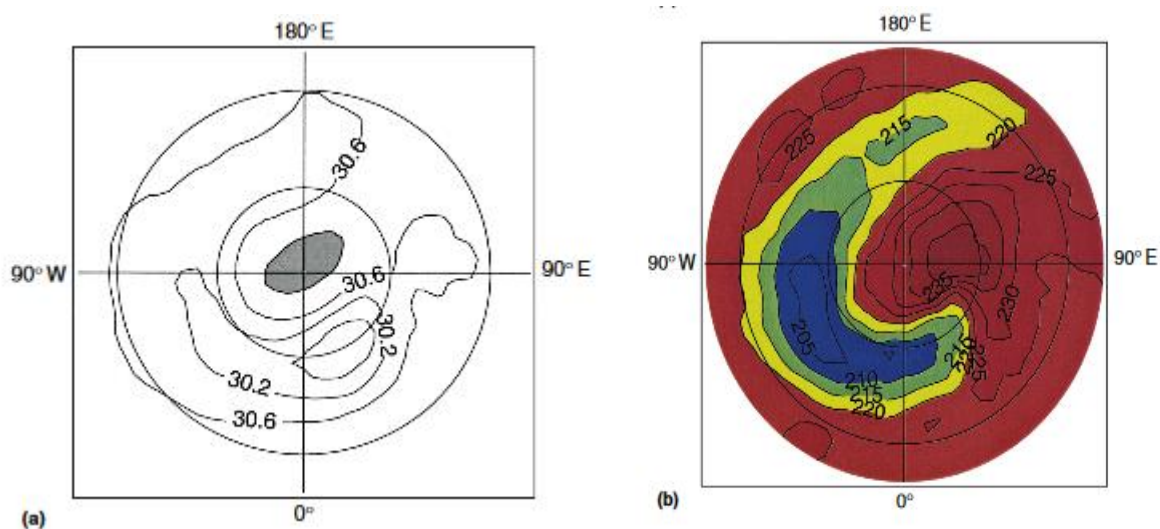


Рис. 4. Поля геопотенциальной высоты (а) и температуры (б) для Северного полушария на уровне 10 гПа. 10 декабря 1987 г. в разгар сильного потепления волны типа-1. Алеутский максимум (серая штриховка) переместился за полюс; полярный вихрь смещен от полюса и намного слабее нормального. Температуры над полярной шапкой в данном случае выше, чем на более низких широтах, что противоположно нормальным условиям в зимней стратосфере. Единицы: км для геопотенциальной высоты; К для температуры.

Данный рисунок иллюстрирует классический пример ВСП с волной первого типа, который произошел зимой 1986/87 года. Алеутский максимум (около линии дат) усилился, вытеснив полярный вихрь и связанный с ним холодный воздух с полюса. Такое усиление часто является результатом слияния квазистационарного Алеутского максимума и движущегося на восток антициклона, который формируется на западе (около 0 в.д.), а затем перемещается на восток вокруг полярного вихря. Температура резко повышается в усиливающемся струйном потоке между полярным вихрем и Алеутским максимумом. Это повышение температуры является результатом адиабатического сжатия воздуха по мере его опускания (примерно на 2 км) при входе в струю. Полярный вихрь характеризуется высокими значениями потенциальной завихренности. Он быстро ослабевает, когда воздух с высокими значениями потенциальной завихренности втягивается в антициклоническую циркуляцию (см. рис. 1.3.1.2). Когда потепление спадает, полярный вихрь восстанавливается за счет радиационного охлаждения полярного воздуха. На рис. 1.3.1.3 показана сопутствующая эволюция при 10 гПа среднезональных ветров и температур (величины, усредненные по кругам широт). В декабре наблюдается резкое повышение

полярных температур, что приводит к изменению температурного градиента с севера на юг и сопровождается быстрым замедлением среднезональных ветров. Ветры меняются с запада на восток до 60° северной широты, поэтому событие было классифицировано, как «большое».

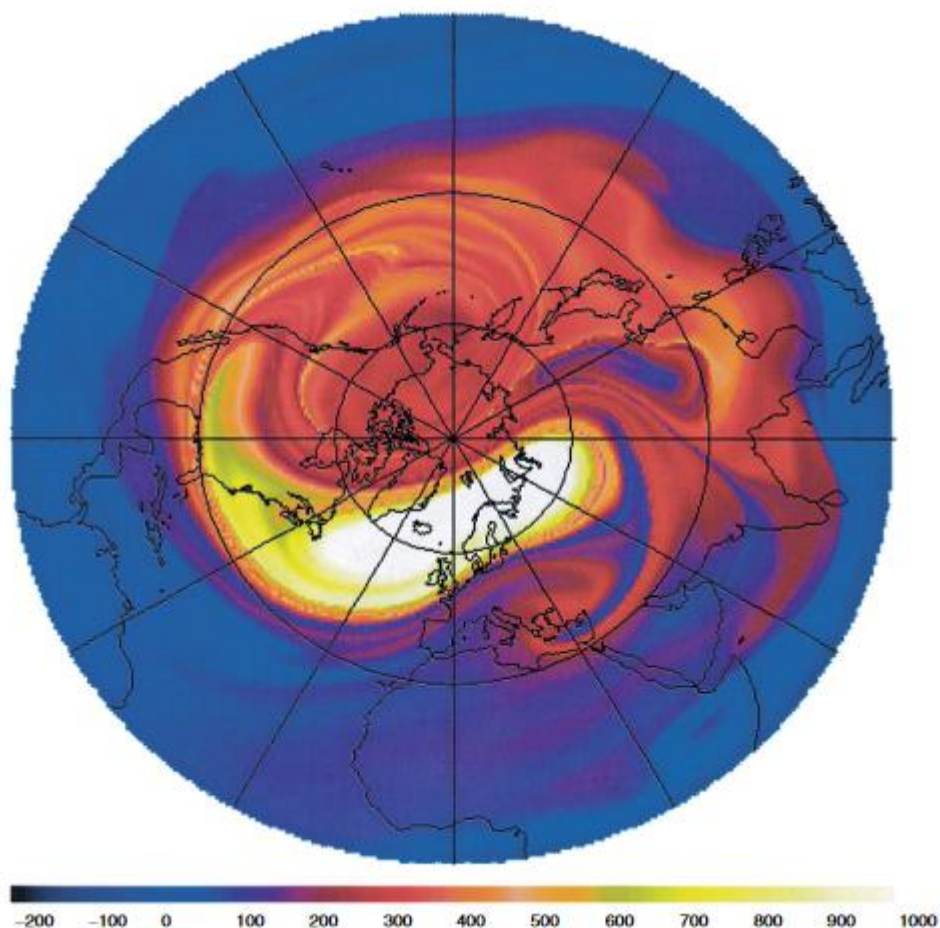


Рис. 5. Этот рисунок иллюстрирует сильное квазигоризонтальное перемешивание воздуха, которое происходит в стратосфере во время ВСП. Он был получен с помощью метода Лагранжа высокого разрешения, в котором было вычислено движение многих тысяч участков воздуха. Стримеры воздуха (обозначенные синей штриховкой) тянутся из низких широт в Алеутский максимум. Воздух из полярного водоворота, окрашенного в желтый цвет, также втягивается в Алеутский максимум, где он смешивается с воздухом из низких широт. Из-за этой потери Алеутским максимумом воздуха, имеющего высокие значения потенциальной завихренности, полярный вихрь ослабевает во время ВСП.

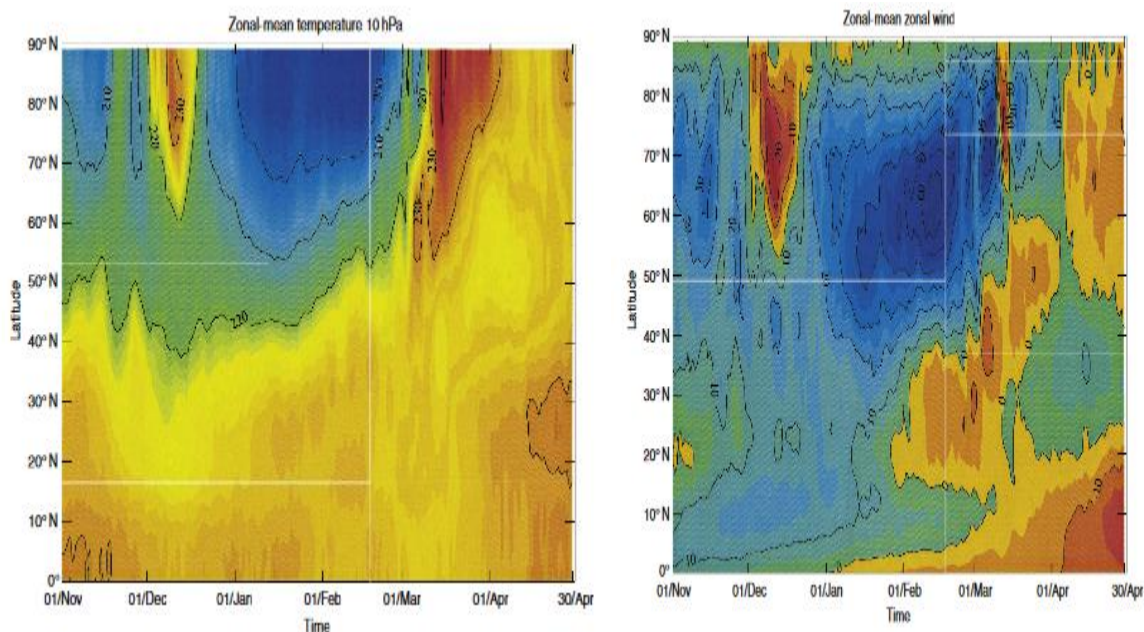


Рис. 6. Эволюция средней зональной температуры и среднего зонального ветра для северного полушария на уровне 10 гПа с ноября 1987 г. по апрель 1988 г. Быстрое повышение средней зональной температуры в начале декабря сопровождается быстрым замедлением средне-зонального ветра, который меняет направление с запада на восток до 60 с.ш. Последующее полярное охлаждение и восстановление западных ветров на средних широтах соответствуют восстановлению полярного вихря радиационным охлаждением после внезапного стратосферного потепления.

1.3.2 Волна второго типа: расщепление вихря

Наиболее драматические крупные потепления включают в себя полное разделение полярного вихря с последующим быстрым разрушением одного или обоих из двух циклонических вихрей, возникающих в результате этого разделения. Рост Алеутского максимума сопровождается развитием второго антициклона в окрестности Гринвичского меридиана в районе 0 восточной долготы. Необычно симметричный пример сильного потепления второй волны произошел зимой 1984/85 года. Его эволюция проиллюстрирована на рис. 1.3.2.1. Есть два развивающихся антициклона: Алеутский антициклон около 180 в.д. и другой (неклиматологический) антициклон около 0 в.д. Полярный вихрь был разделен на 2 части, вследствие чего образовались 2 антициклона, которые затем слились над полюсом, как показано на рис. 1.3.2.2, перенеся теплый воздух над полярной шапкой. Впоследствии оба антициклона быстро ослабли, поскольку они растянулись вокруг сильного циклона над полюсом. Часто событиям расщепления вихря предшествует предварительное кондиционирование вихря, при котором он смещается от полюса и удлиняется. Это предварительное кондиционирование имеет сильную сигнатуру

в поле геопотенциальной высоты волнового числа один, что означает, что разделение событий смещения вихрей и расщепления вихрей исключительно на основе амплитуд первого волнового числа и поля геопотенциальной высоты два может быть затруднено. Вместо этого альтернативные методы, которые сосредоточены на изучении двух- и трехмерной структуры полей потенциальной завихренности, оказались полезным дополнением к традиционным методам классификации и понимания ВСП в последние годы.

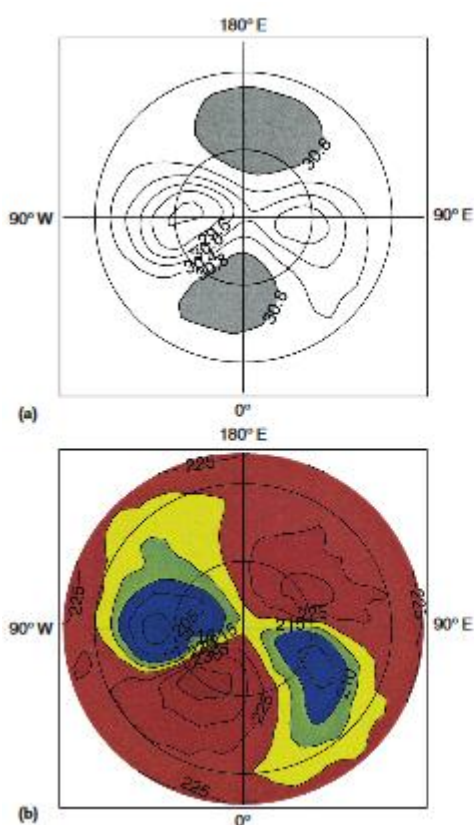


Рис. 7. Поля геопотенциальной высоты (а) и температуры (б) для северного полушария на уровне 10 гПа 28 декабря 1984 г., во время нарастания большого потепления с волной второго типа. Алеутский максимум (заштрихован) сопровождается вторым (неклиматологическим) антициклоном вблизи долготы 0 восточной долготы. Полярный вихрь находится в процессе разделения на два антициклона.

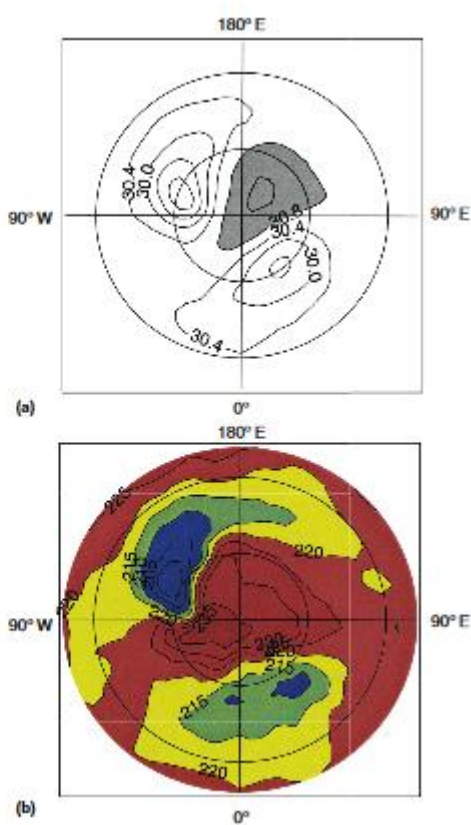


Рис. 1.3.2.2. Поля геопотенциальной высоты (а) и температуры (б) для северного полушария на уровне 10 гПа 2 января 1985 года в разгар основной фазы стратосферного потепления с волной второго типа. Два антициклона, показанные на рисунке 1.3.2.1, соединились над полюсом, а теплый воздух распространился по полярной шапке. Два циклона быстро ослабевают,

Единицы: км для геопотенциальной высоты;
К для температуры.

поскольку они тянутся на запад вокруг антициклона (по часовой стрелке на рисунке). Единицы: км для геопотенциальной высоты; К для температуры.

1.4 Краткая история открытия внезапных стратосферных потеплений

В начале 1950-х годов знания о стратосфере все еще были крайне недостаточными. Ричард Шерхаг из недавно созданного Свободного университета Западного Берлина использовал радиозонды для построения среднемесячных карт стратосферы на высоте 22 км. Он понял, что новый американский радиозонд, в котором исправлены некоторые недостатки более ранних моделей, позволит производить надежные измерения температуры на высоте 40 км и более. Начиная с января 1951 года было принято решение о регулярном запуске этих радиозондов из аэропорта Темпельхоф в Берлине. Он стал свидетелем первого «взрывного потепления» 27 января 1952 года; это стало полной неожиданностью. Он отметил, что температуры поднялись до значений, недостижимых даже в разгар лета. Шерхаг создал группу стратосферных метеорологов в Свободном университете Берлина. На протяжении десятилетий, используя данные с радиозондов и ракет, эта группа тщательно строила карты для северного полушария геопотенциальной высоты и температуры при выбранных уровнях давления в стратосфере до 10 гПа. (Малочисленность зондов означала, что такие карты не могли быть построены в Южном полушарии). Благодаря усилиям этой группы были раскрыты природа, протяженность и эволюция ВСП. Сегодня радиосеть значительно улучшена, а спутники обеспечивают непрерывный глобальный обзор состояния атмосферы, в том числе стратосферы. Тем не менее, важное открытие ВСП стало результатом единственного измерения, проведенного в подходящих обстоятельствах [20].

Сильные зональные ветры полярного вихря создают канал для восходящего распространения волн Россби из тропосферы. Чарни и Дразин [34] впервые показали, что только волны Россби планетарного масштаба могут распространяться в сильные западные полярные вихревые ветры зимой. Также волны Россби синоптического масштаба, ответственные за большую часть тропосферной изменчивости, будут захвачены в тропосфере [21].

В 1979 году, когда началась эра спутников, метеорологические измерения стали намного более частыми. Хотя спутники в основном использовались для исследования тропосферы, они также записывали данные для стратосферы. Сегодня и спутники, и

стратосферные радиозонды используются для измерения характеристик внезапных стратосферных потеплений в том числе.

Впервые учёные обратили внимание на важность зональной циркуляции в работах Чарни и Дразина [34], Мацуно [35] и других [36,37], которые продемонстрировали, что стационарные волны планетарного масштаба не могут разворачиваться в восточный поток выше определённого уровня. Таким образом, в процессе крупного ВСП, в котором стратосферные ветры меняют направление от среднеклиматического западного потока к восточному потоку, волны больше не могут распространяться вверх над уровень разворота и, следовательно, происходит прорыв на все более низкие уровни в стратосфере, обращая ветер вниз из верхней стратосферы к нижней стратосфере. Таким образом, обращение зональной циркуляции является фундаментальной характеристикой основных ВСП и связанной с ними динамики.

Эффекты ВСП на высотах верхней мезосферы и нижней термосферы (МНТ) были выявлены по данным спектрометрических наблюдений излучения молекулы гидроксила [38; 39; 40], данным измерений при помощи метеорных радаров и лидаров [41], спутниковым температурным данным [42] и т.д.

Авторы работы [40] по данным наблюдений на станции Eureka (80° с.ш., 86° з.д.) обнаружили значительные вариации интенсивностей атмосферных эмиссий и вращательных температур молекул OH(6-2) и O₂(0,1) в период стратосферного потепления в январе 2009 г. в зависимости от фазы ВСП.

П.Н. Варгин и И.В. Медведева [38], используя данные спектрометрических наблюдений излучения OH(6-2) и O₂(0,1) на средних широтах (52° с.ш., 103° з.д.), обнаружили увеличение интенсивностей этих эмиссий в 2–2,5 раза относительно невозмущённых условий и уменьшение температуры в верхней мезосфере в период ВСП в январе 2013 г.

Авторы исследования [42] показали, что связанное с событиями ВСП охлаждение атмосферы на мезосферных высотах происходит в достаточно узком слое и не распространяется на всю область мезосферы. С помощью радиофизических измерений параметров ионосферной плазмы были выявлены ионосферные эффекты стратосферных потеплений в большом диапазоне широт — от высоких до экваториальных [43, 44, 45]. В работах [44,45] по данным радаров некогерентного рассеяния в периоды действия внезапных стратосферных потеплений в 2008 и 2013 гг. выявлено значительное уменьшение температуры ионов в F₂-области ионосферы на средних широтах.

Г. Чен с коллегами [43], анализируя данные среднеширотной меридиональной цепочки ионозондов, обнаружили, что ВСП в январе 2013 г. вызвало увеличение максимума электронной концентрации F2-области ионосферы более чем на 80 %.

Авторы работы [46], проведя анализ данных сети российских ионозондов, расположенных в высоких и средних широтах, в периоды действия ВСП в 2009 и 2013 гг., пришли к выводу, что ионосферный отклик на события ВСП зависит от расположения станции наблюдения относительно картины стратосферной циркуляции.

Несмотря на явный прогресс в области исследования стратосферных потеплений, механизм влияния данного явления на состояние нейтральной и ионизованной частей верхней атмосферы окончательно пока не ясен. В большинстве экспериментальных работ, посвящённых исследованию отклика МНТ и ионосферы на ВСП, анализируются события ВСП мажорного (major) типа [47], сопровождающиеся сменой направления среднезонального (60° с.ш., 10 гПа) зонального ветра с западного на восточное [22].

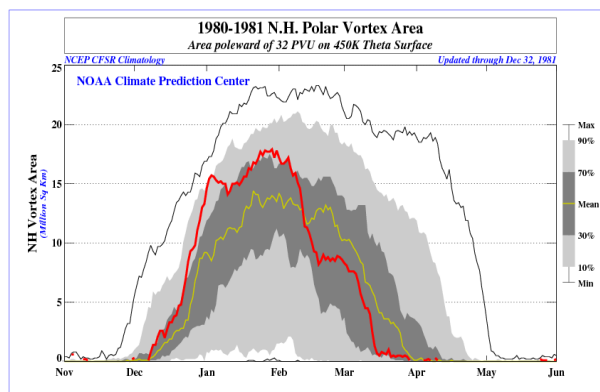
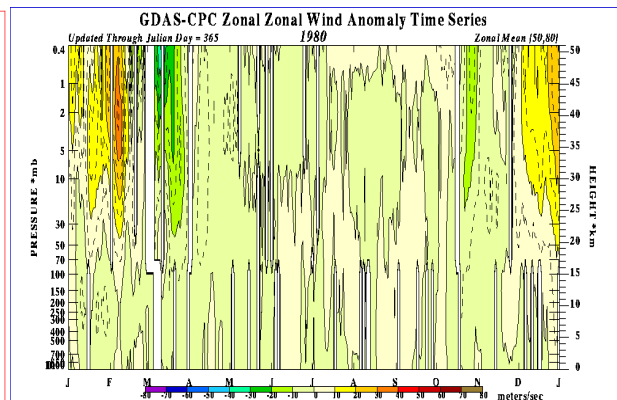
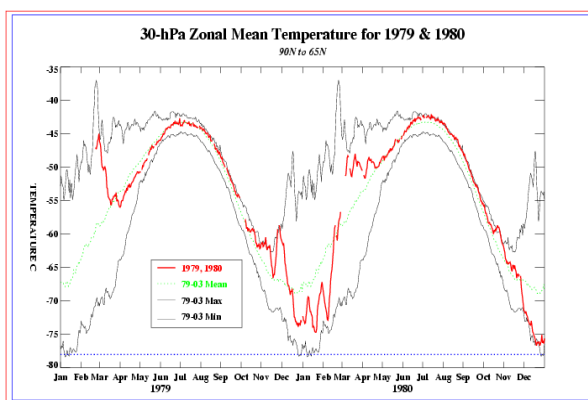
2. Сравнительный анализ внезапных стратосферных потеплений в северном полушарии с 1980 по 2020 г.

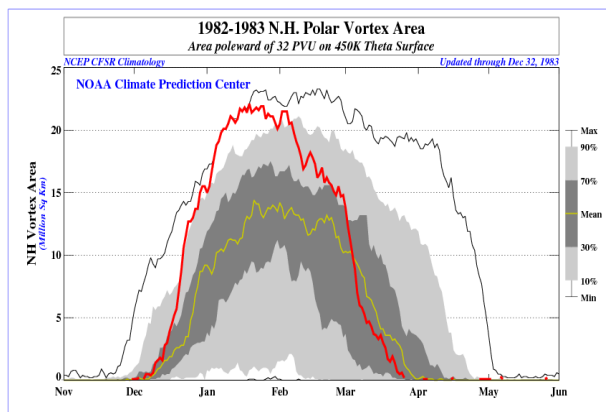
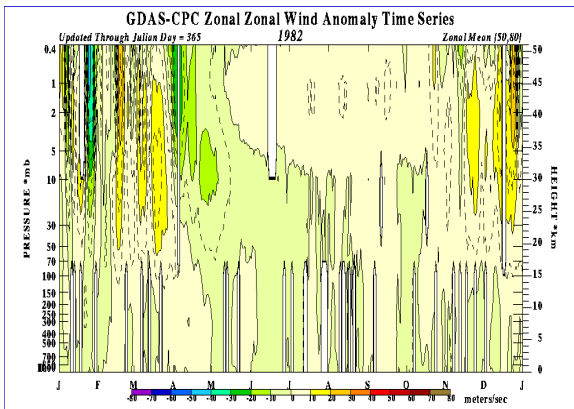
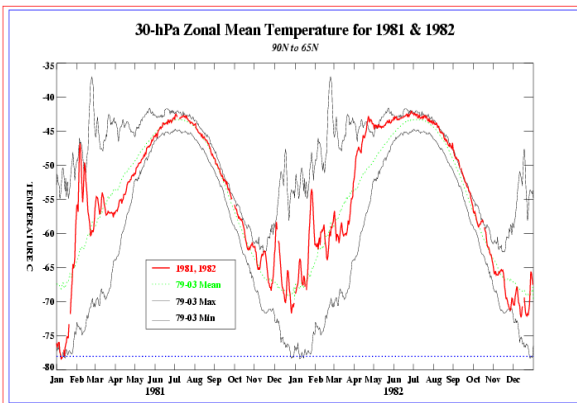
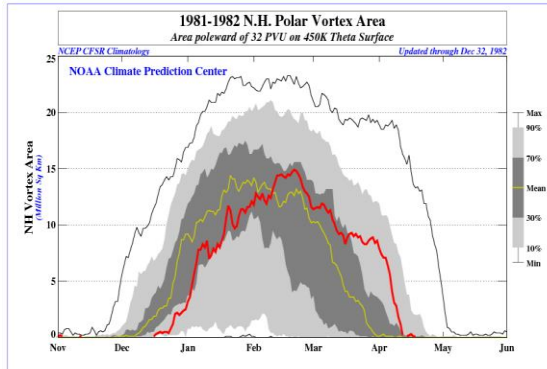
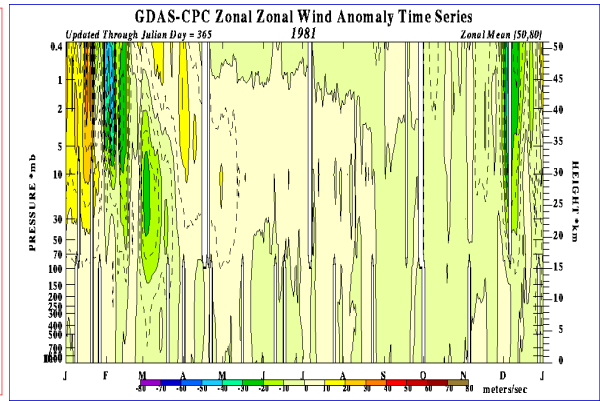
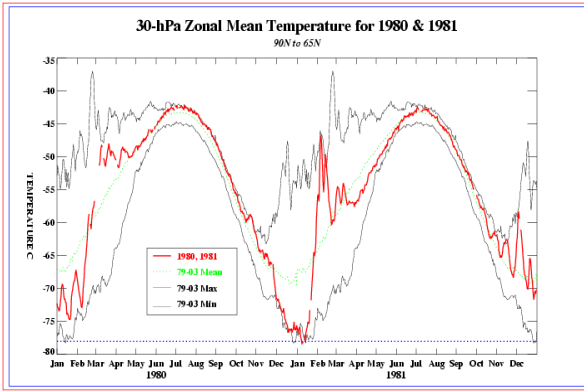
2.1 Статистика ВСП в северном полушарии

В данной работе нами будут проанализированы данные реанализа NCEP по температуре воздуха, зональному ветру и объёму полярного вихря во время внезапных стратосферных потеплений в северном полушарии за период с 1980 по 2020 г.

Сайт Центра предсказания климата (CPC) Национальной службы погоды (NWS) США предоставляет доступ к ежегодным композитам температуры [31] и ветра [32], построенным по данным реанализа NCEP. В композит входят вертикальные профили этих параметров от поверхности Земли до высоты 50 км. В базе данных также имеются ежегодные, с ноября по май, данные о площади, охватываемой полярным джетом [33]. Этот параметр представляет собой площадь к полюсу от изолинии 32 PVU (единиц потенциальной завихренности) на θ -поверхности 450 К.

Для удобства нами будут рассмотрены 9 наборов из 4 ВСП и 1 – из 5, начиная с 1980 года.





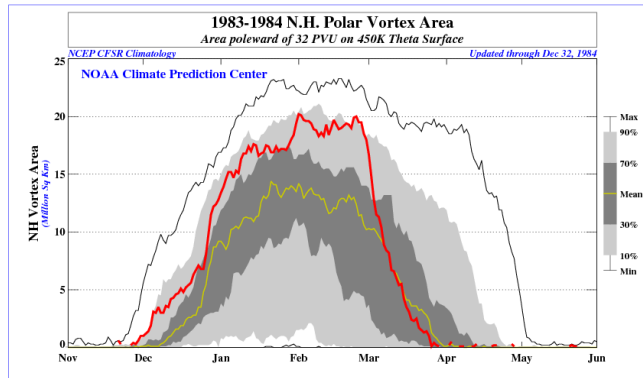
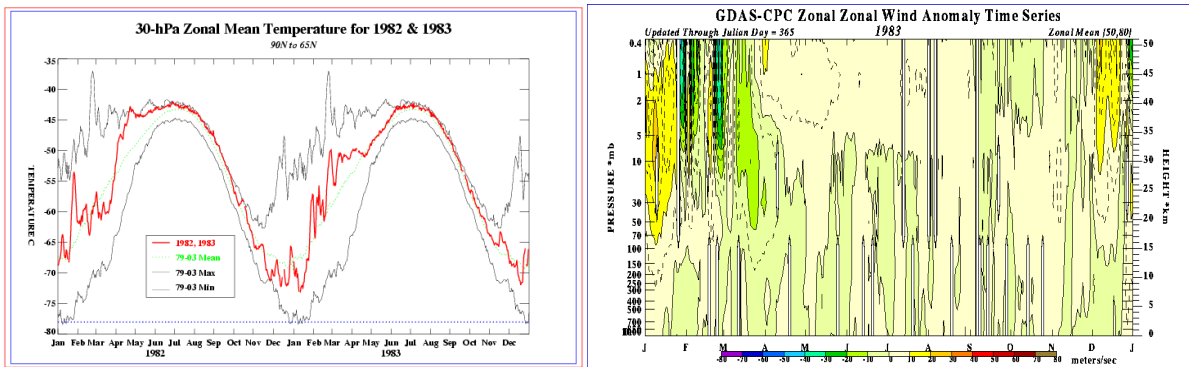
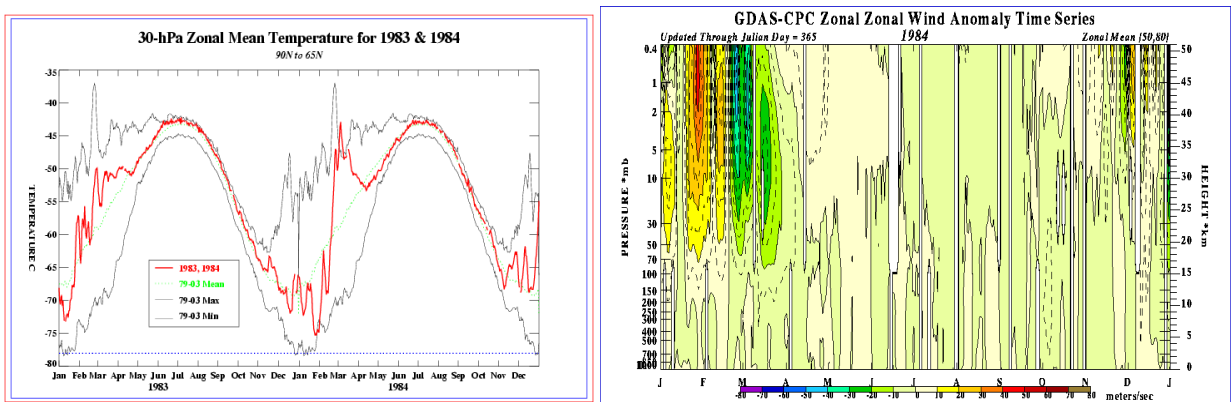
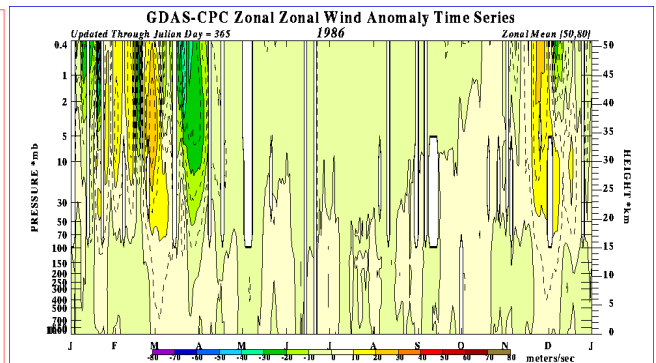
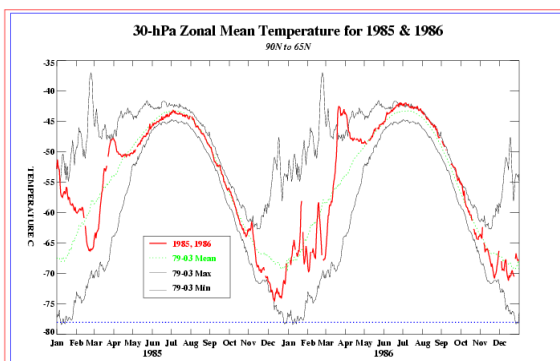
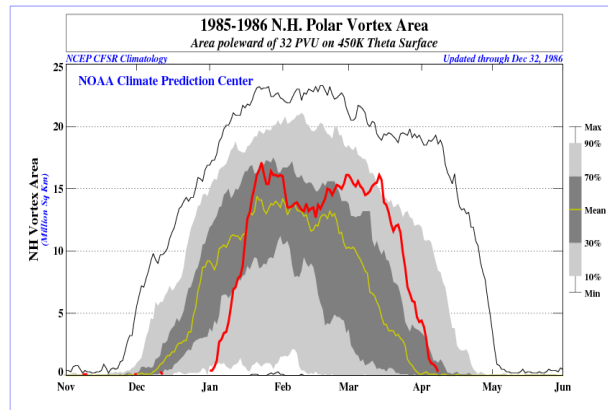
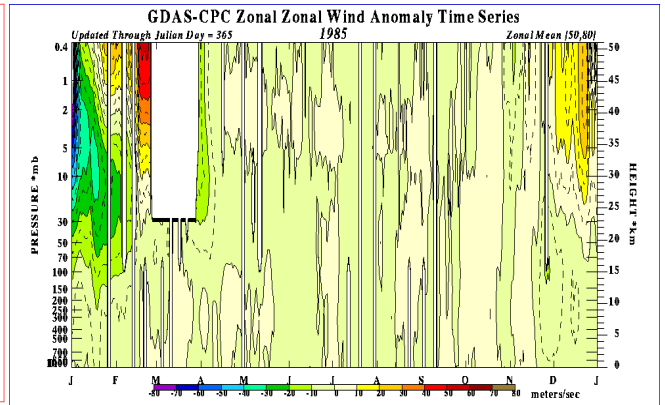
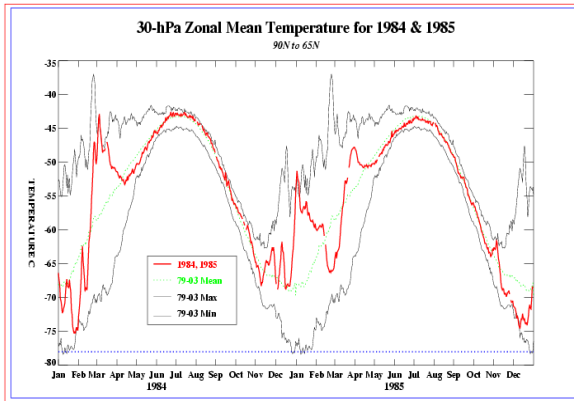
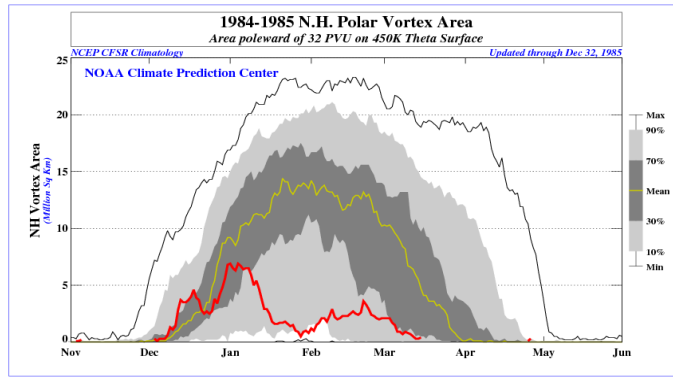


Рис. 8. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (1980-1983)

Рассмотрев первые 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 1981 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный также в 1981, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 1982 году.





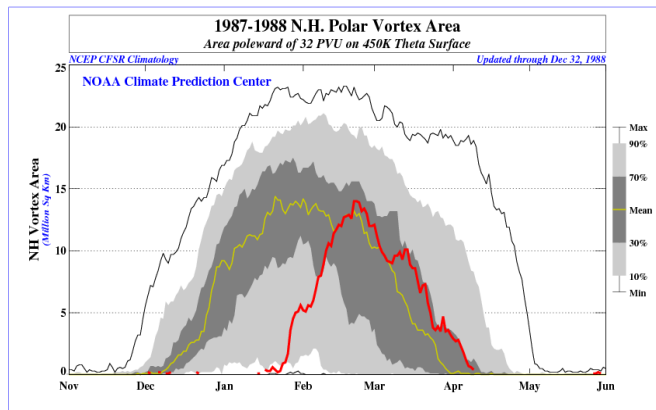
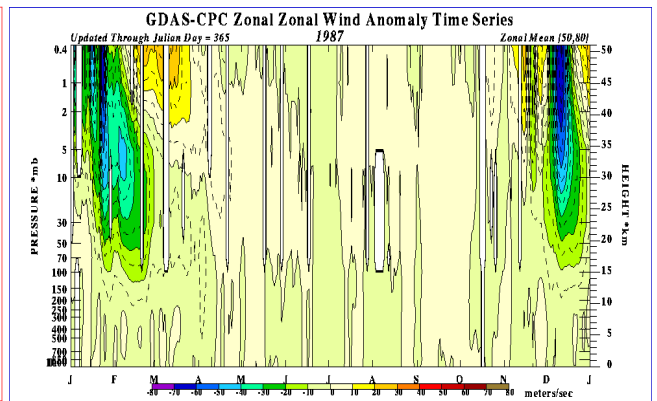
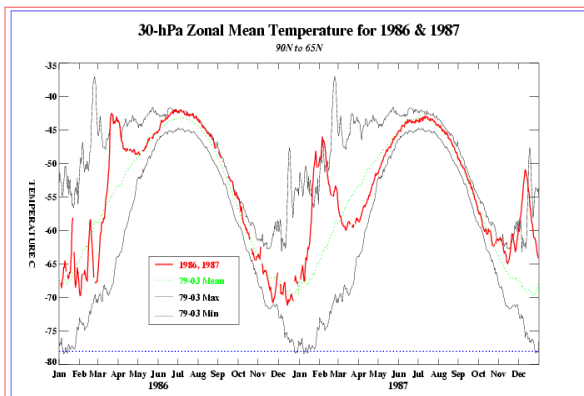
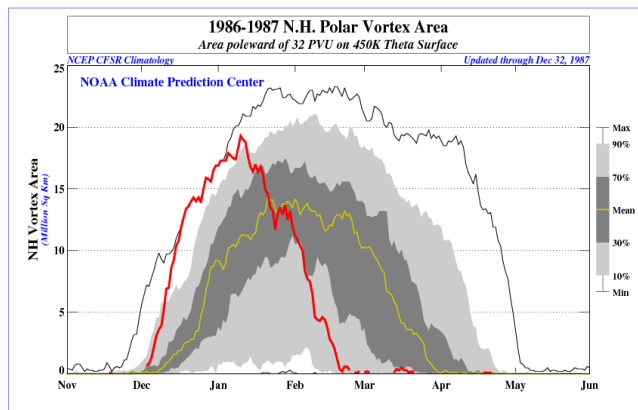
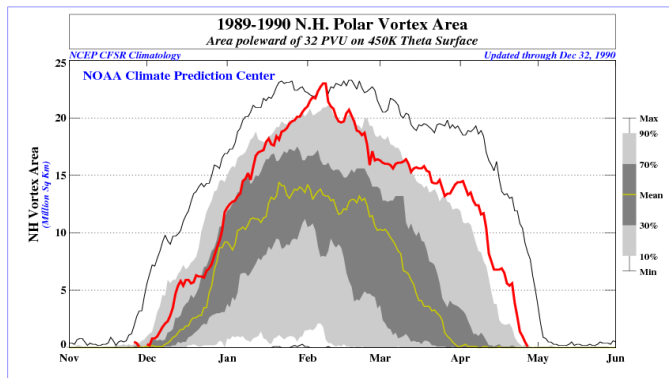
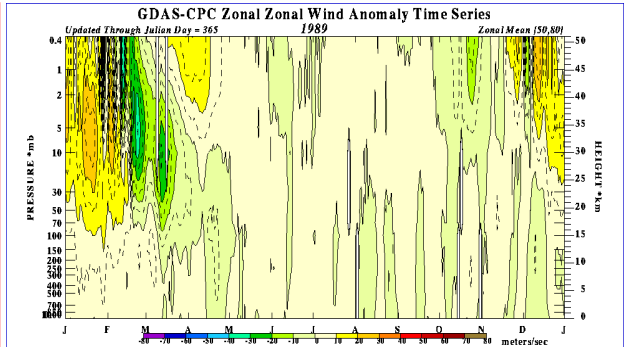
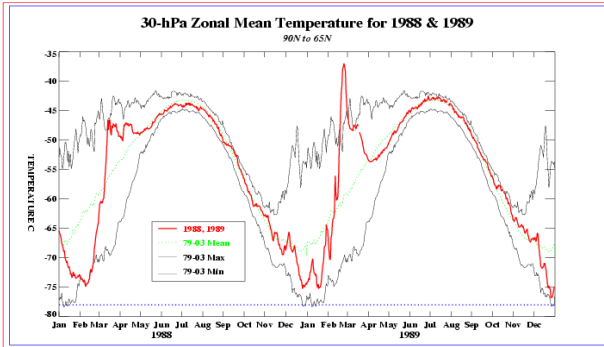
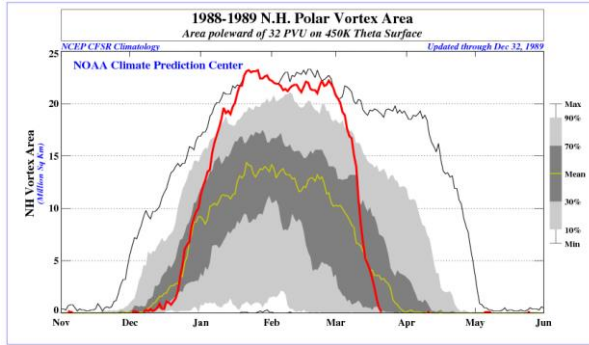
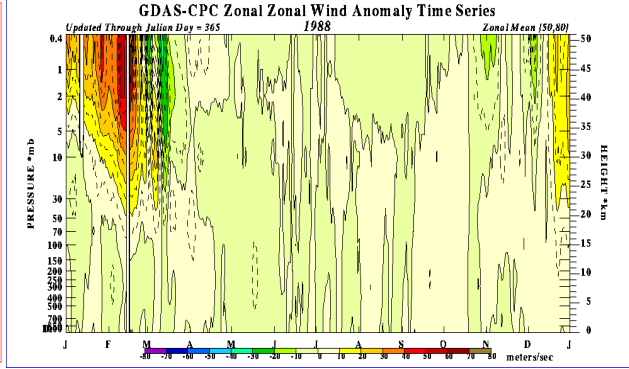
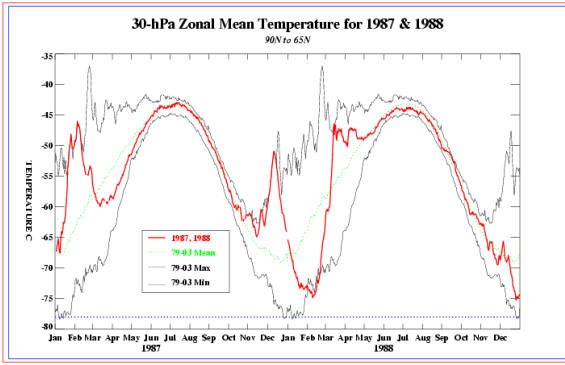


Рис. 9. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (1984-1987)

Рассмотрев вторые 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 1984 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 1987, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 1986 году.



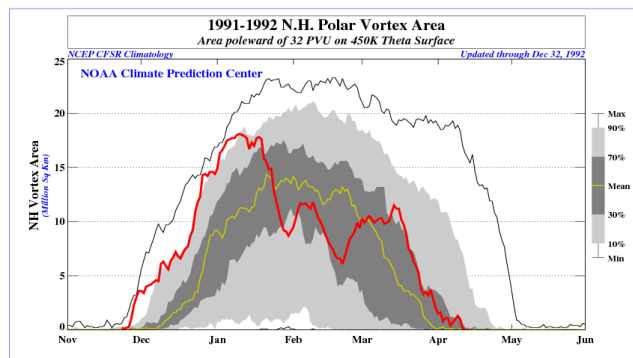
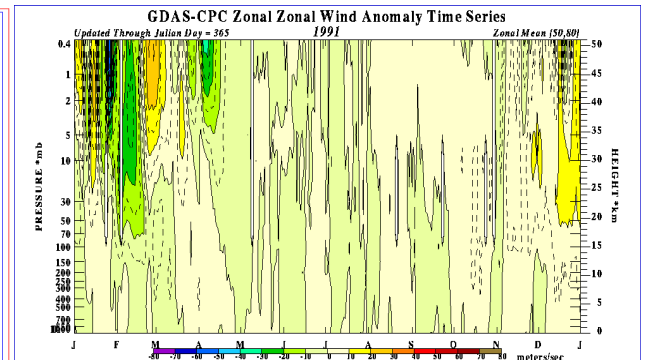
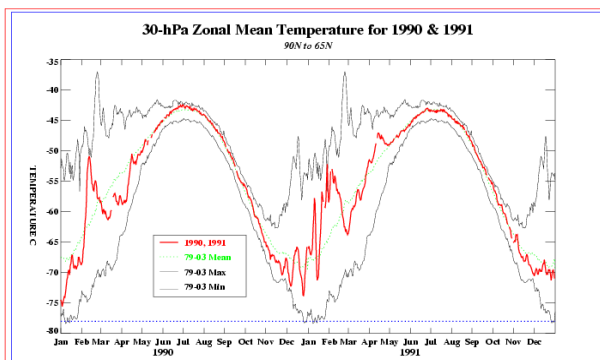
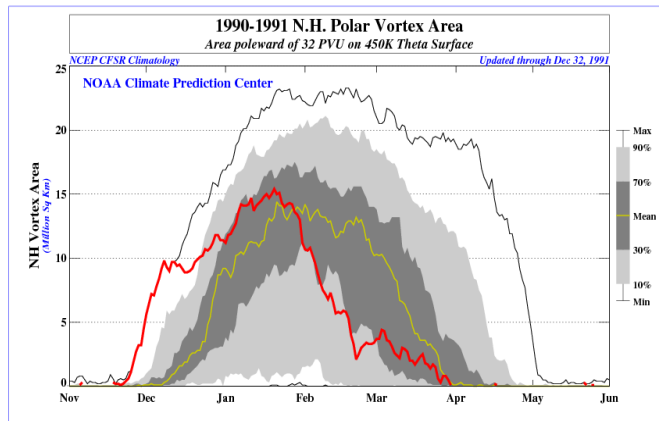
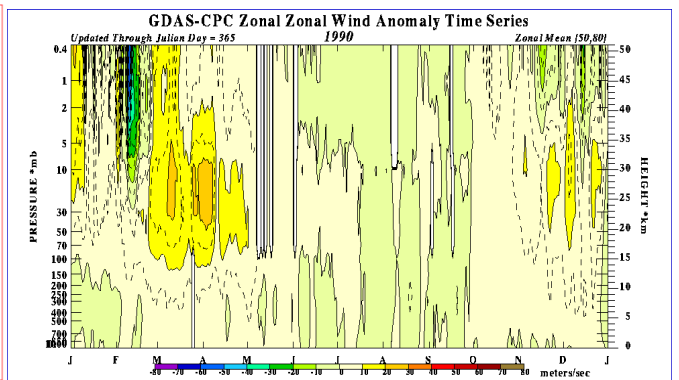
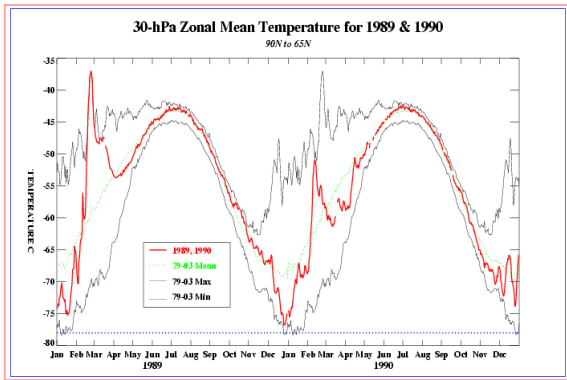
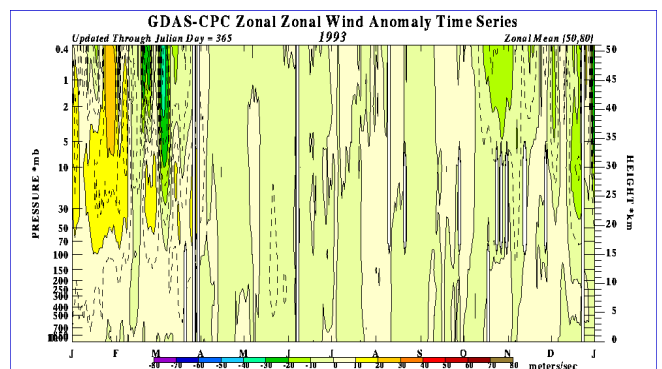
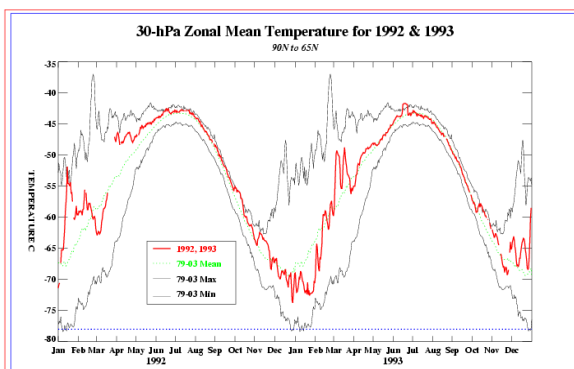
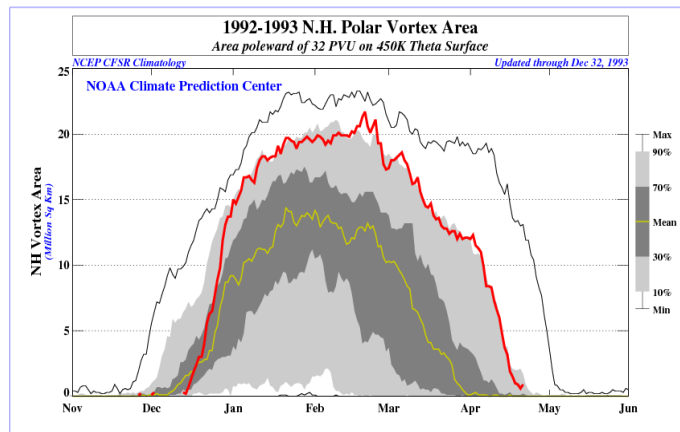
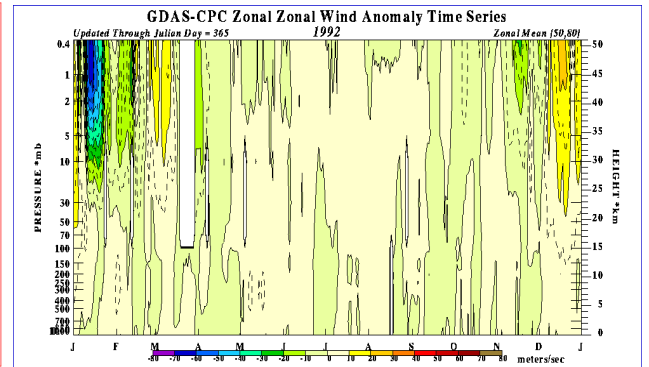
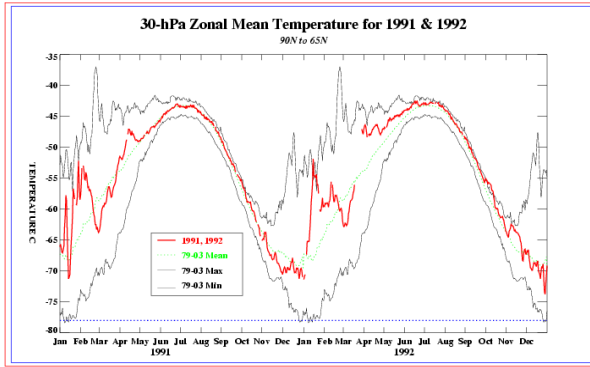
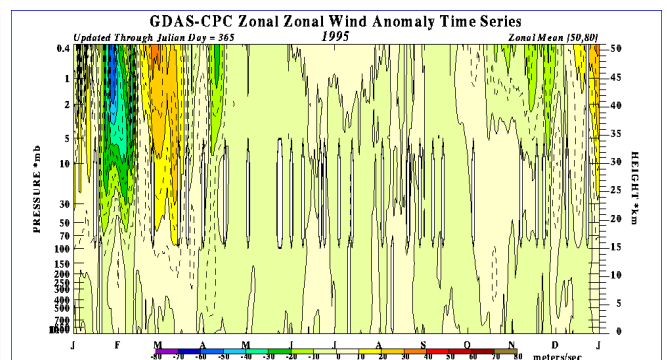
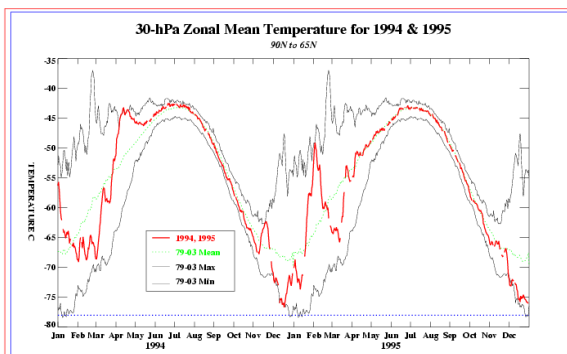
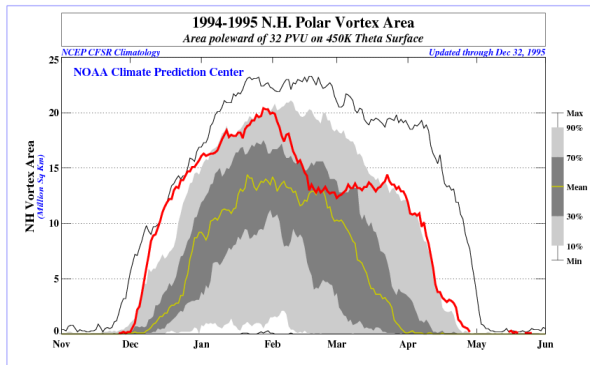
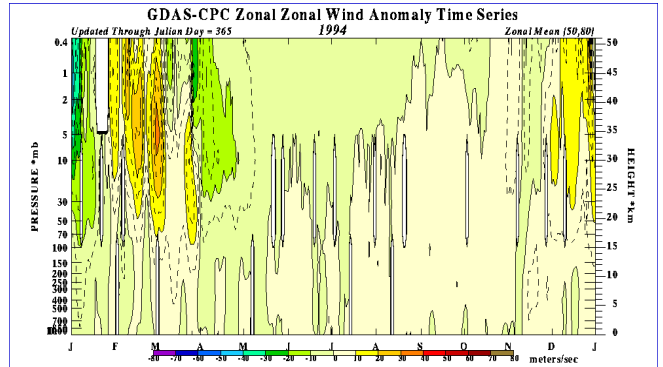
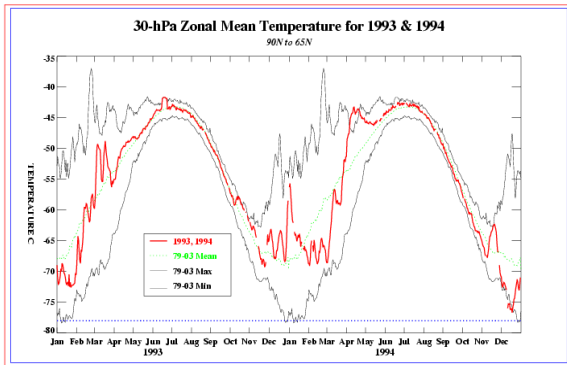
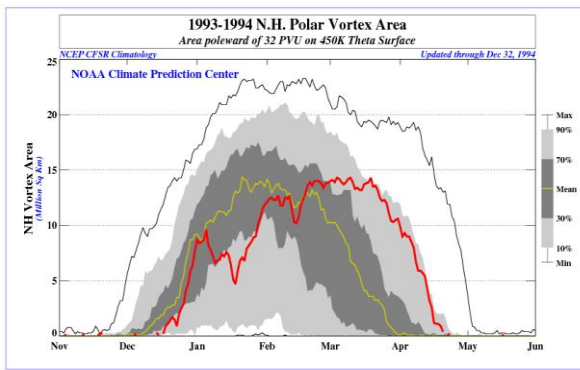


Рис. 10. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (1988-1991)

Рассмотрев третьи 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 1989 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 1991, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 1989 году.





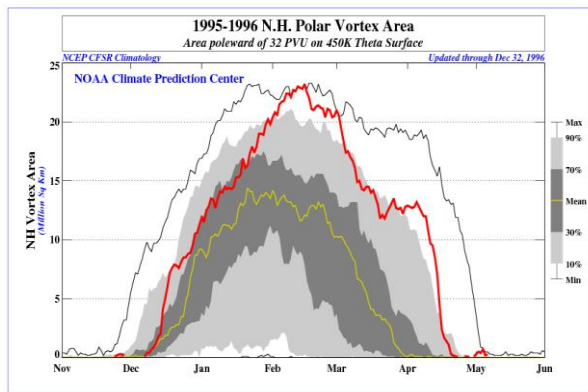
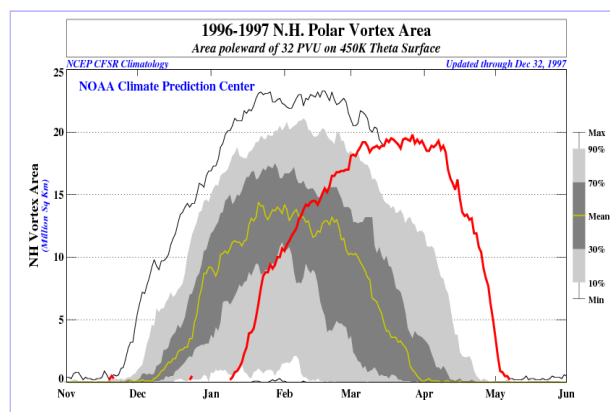
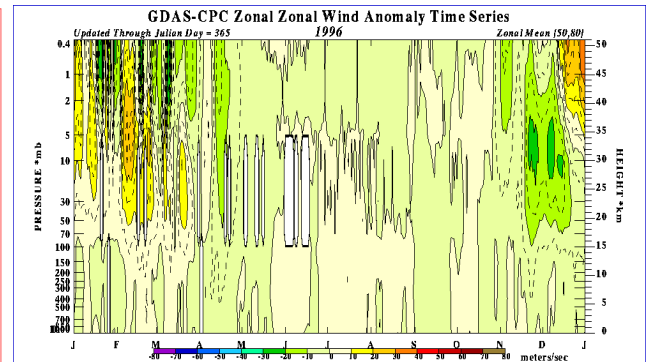
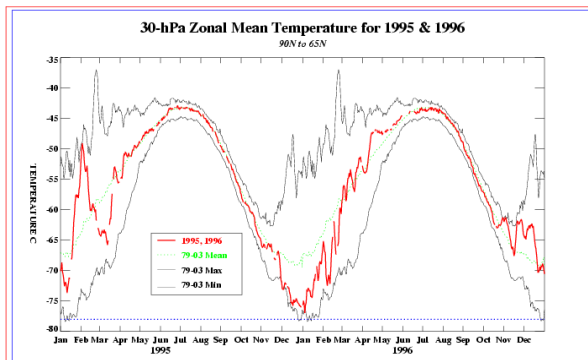
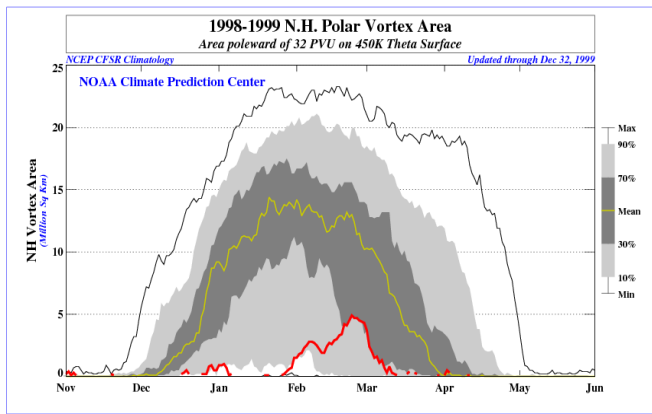
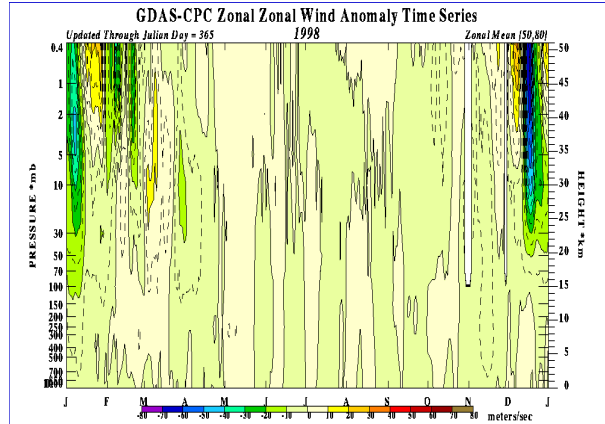
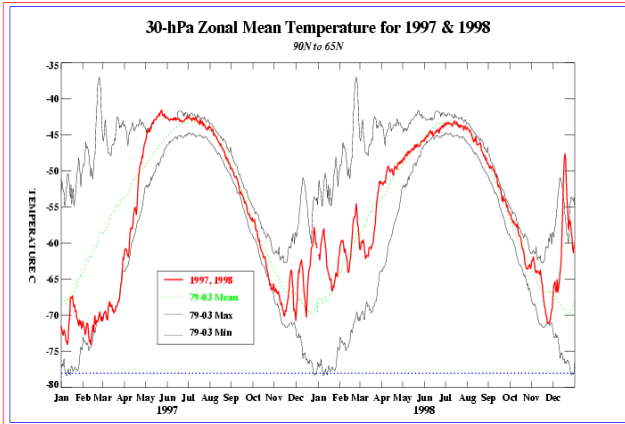
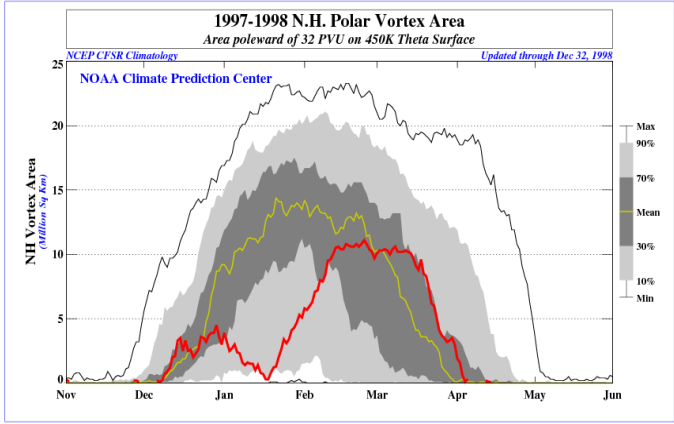
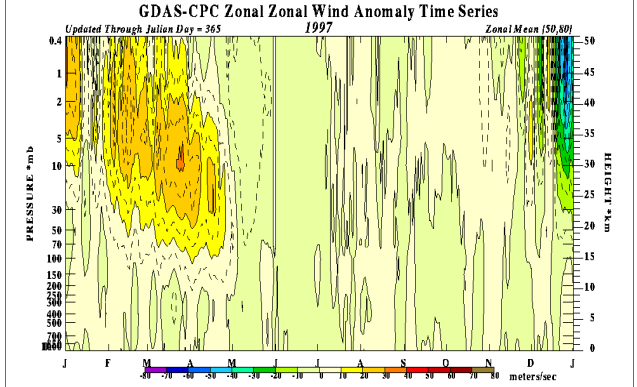
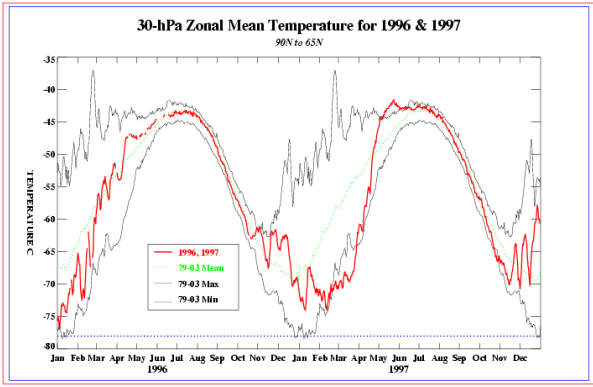


Рис. 11. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (1982-1985)

Рассмотрев четвёртые 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 1995 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 1995, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 1995 году.





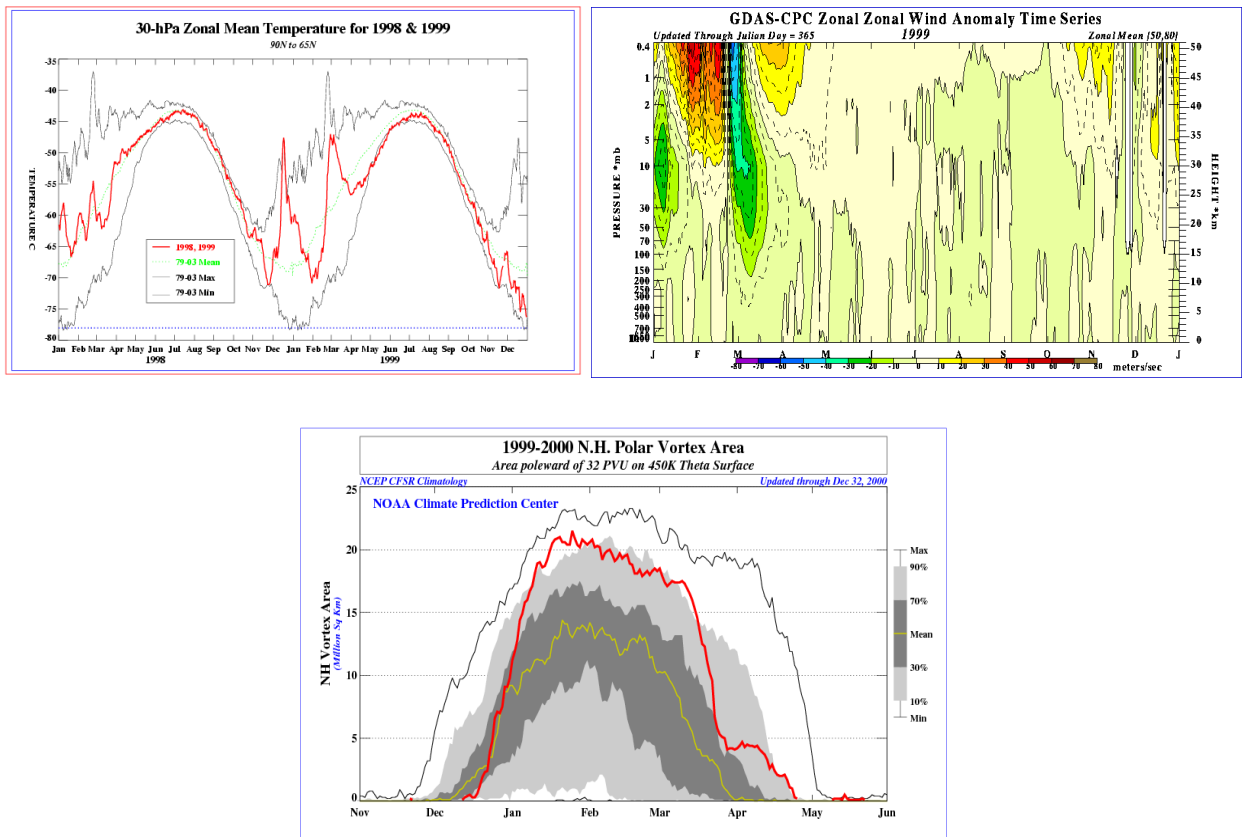
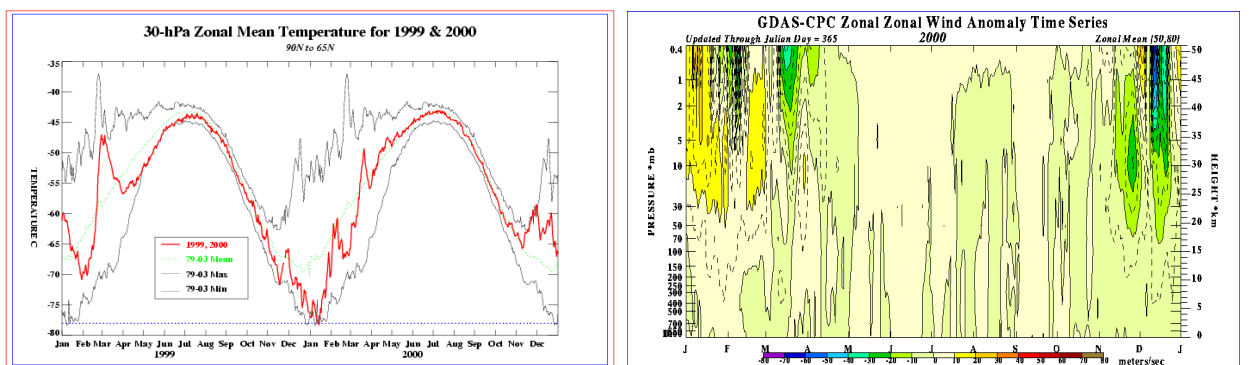
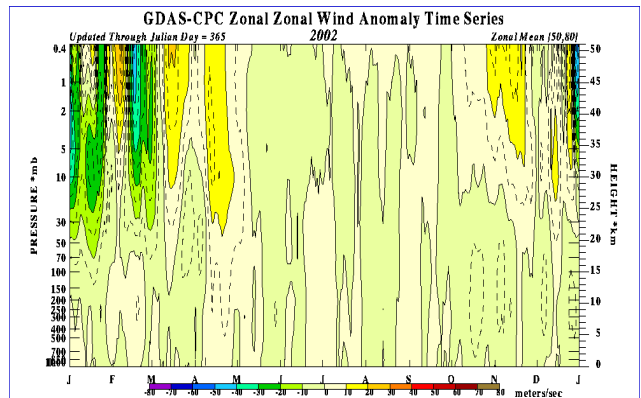
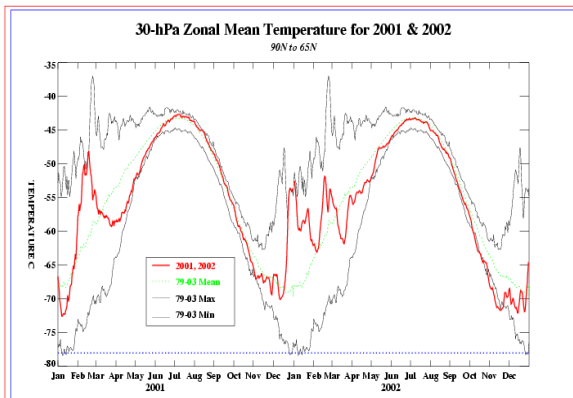
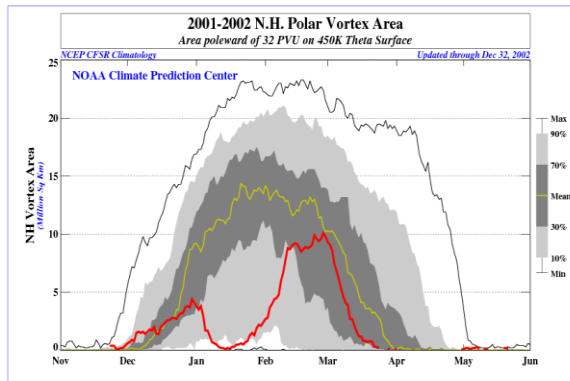
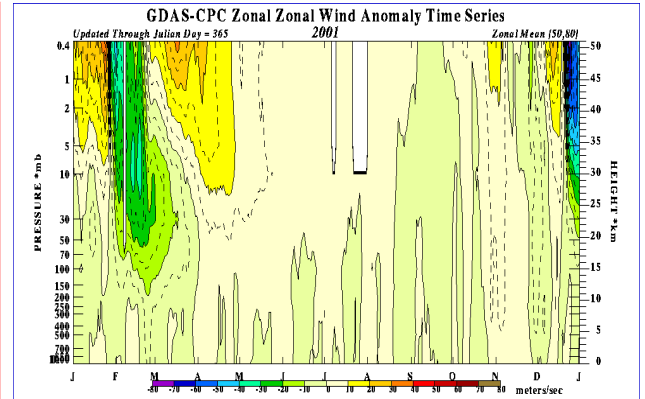
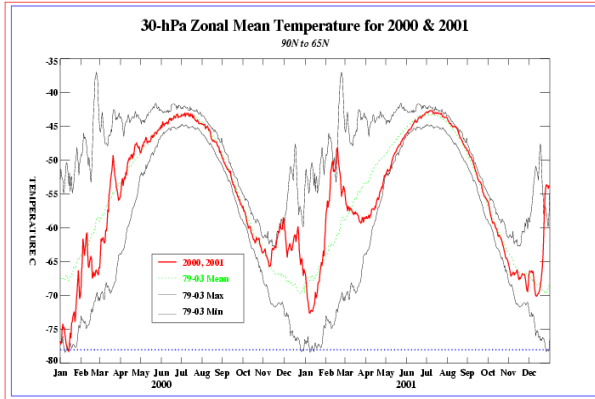
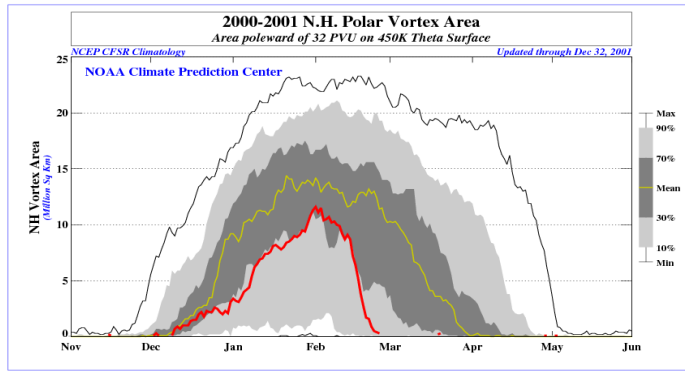


Рис. 12. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (1996-1999)

Рассмотрев пять 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 1999 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 1998, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 1998 году.





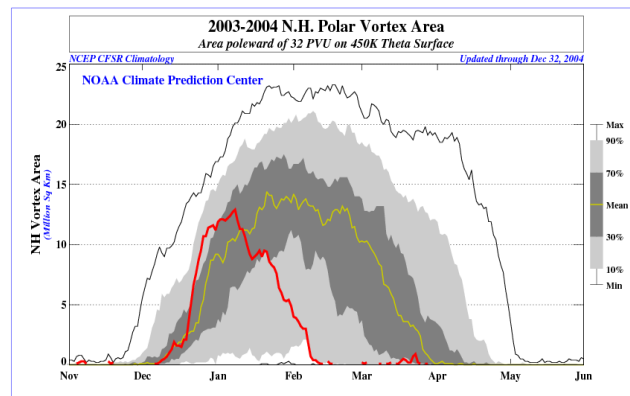
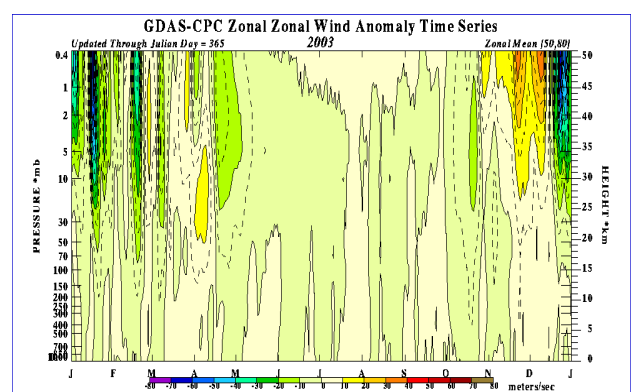
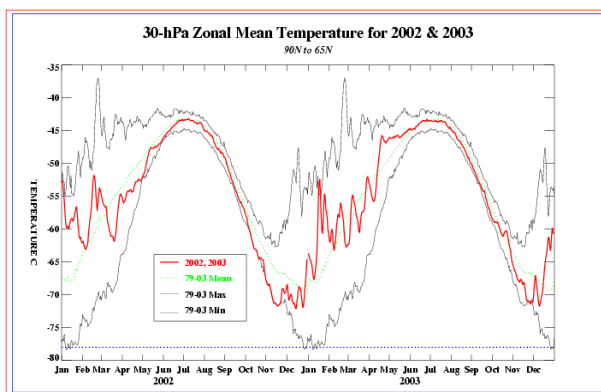
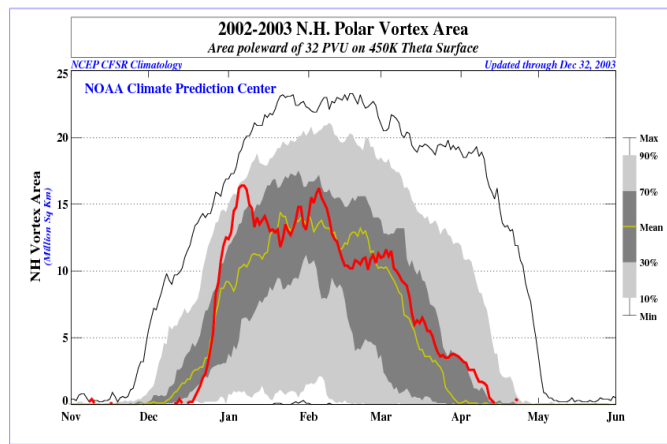
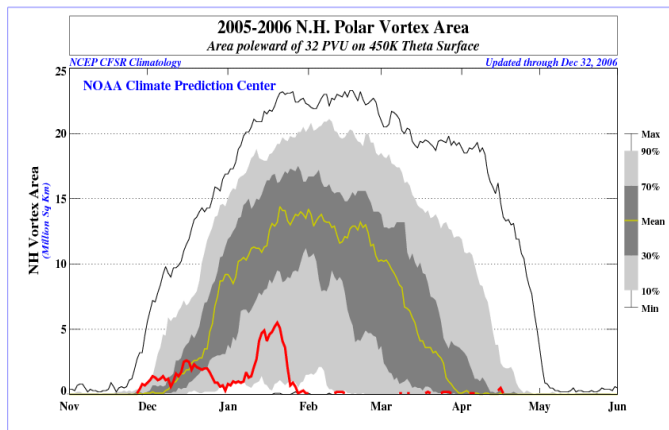
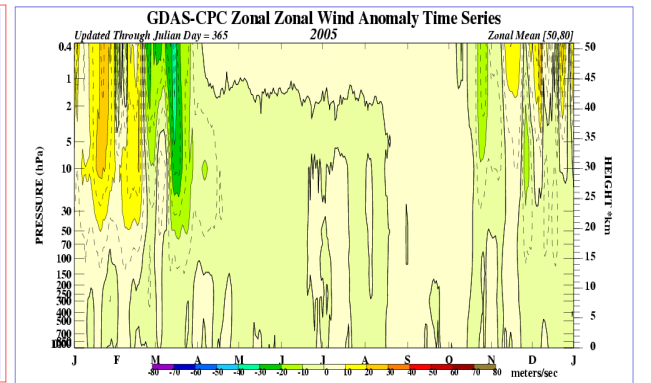
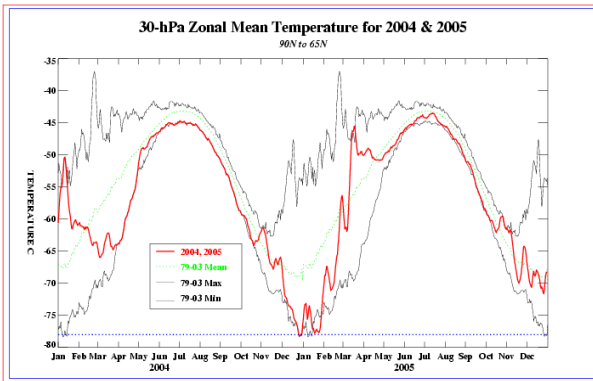
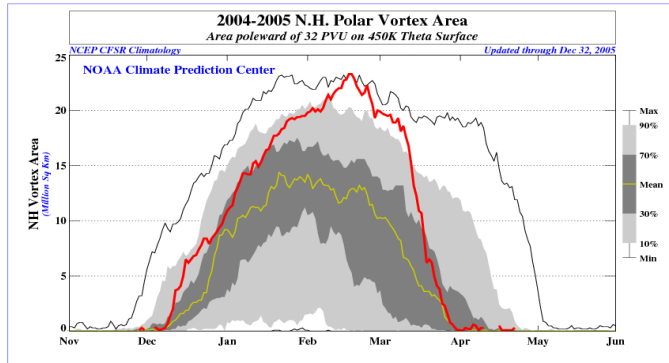
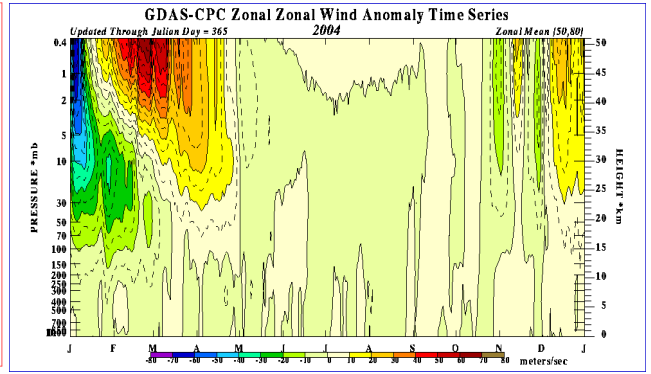
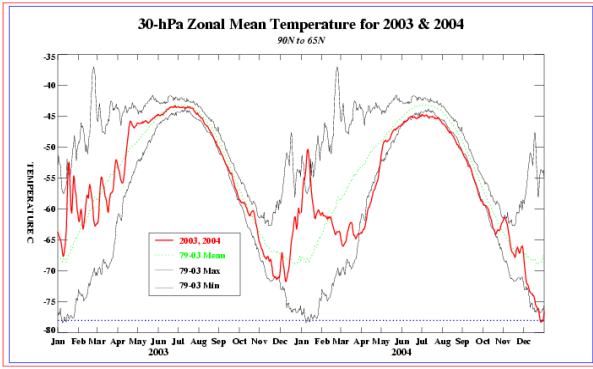


Рис. 13. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (2000-2003)

Рассмотрев шестые 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 2001 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 2001, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 2001 году.



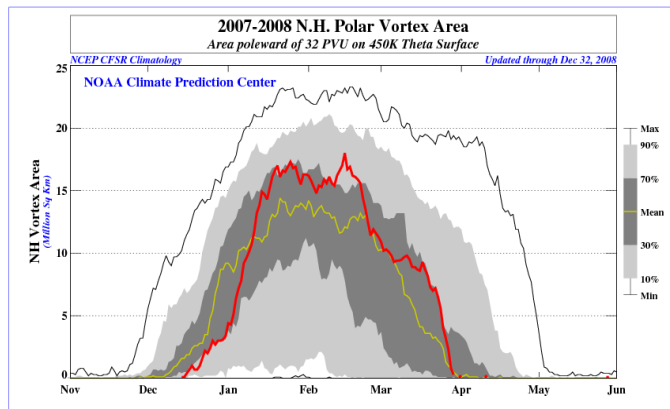
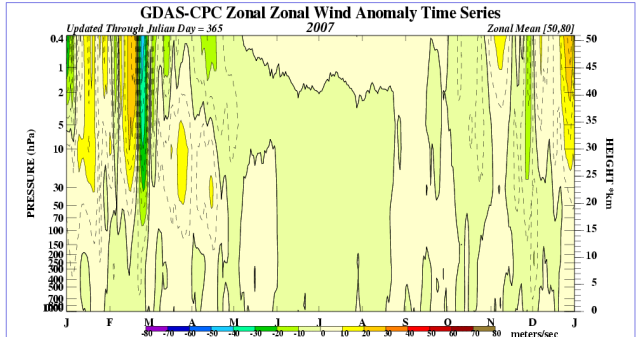
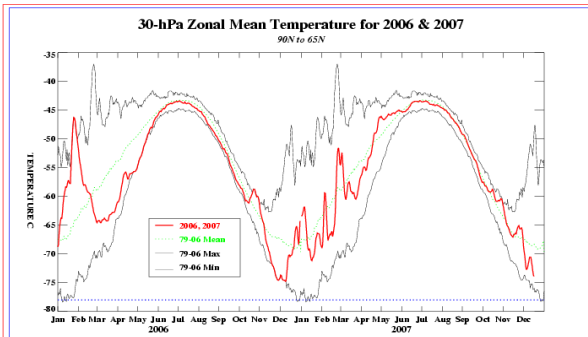
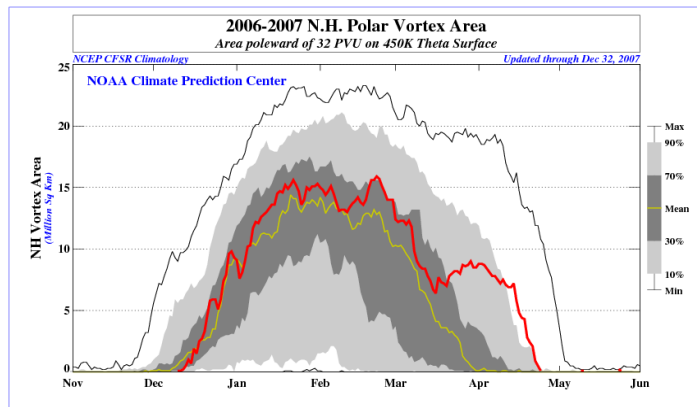
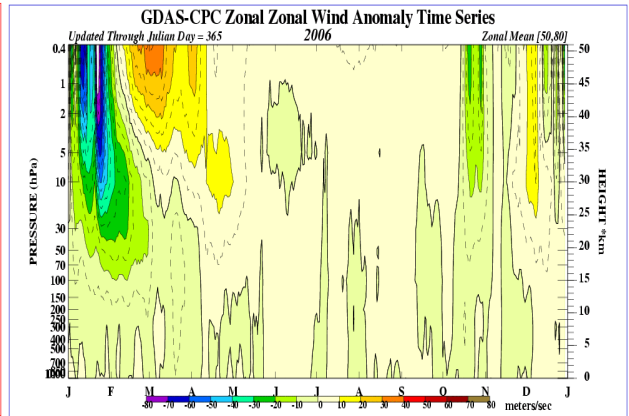
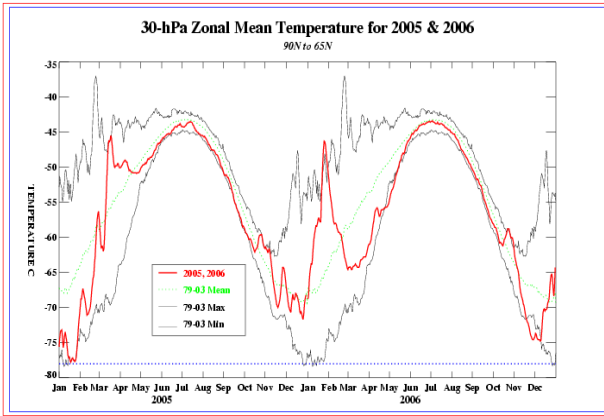
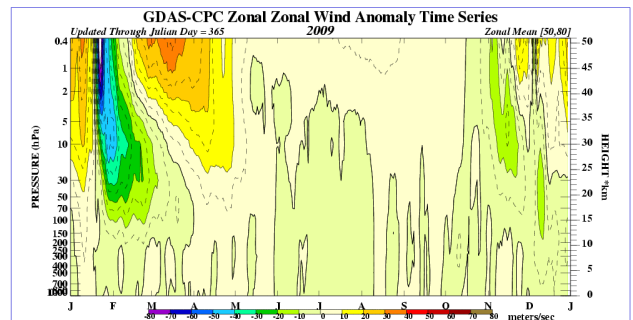
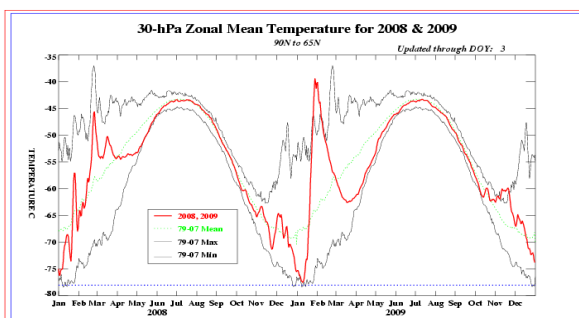
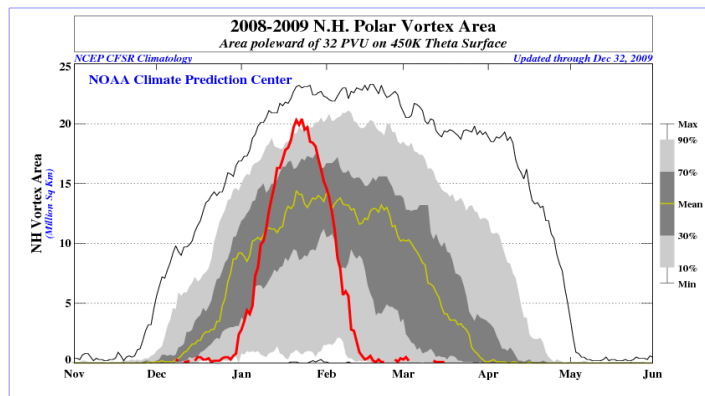
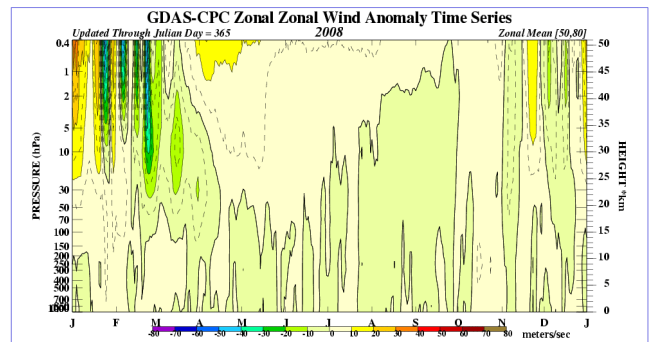
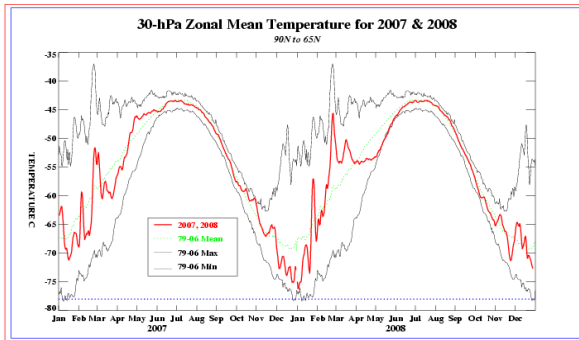
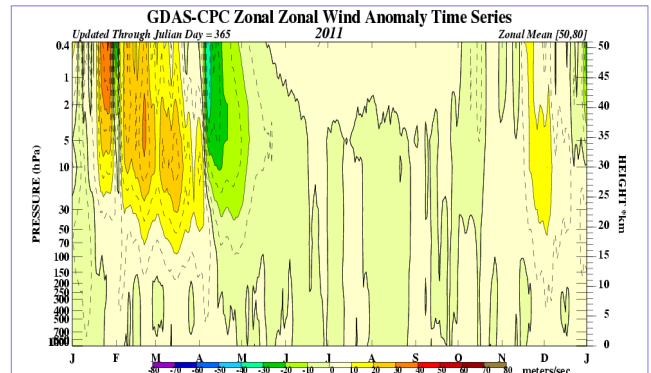
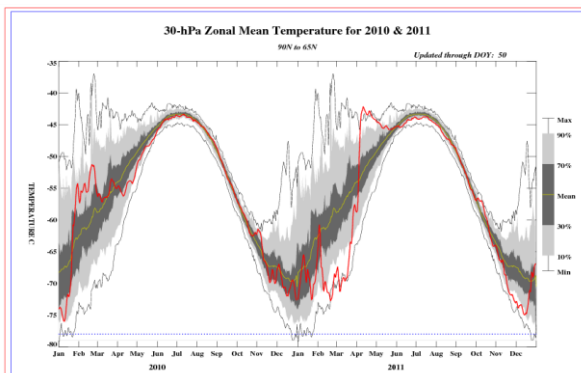
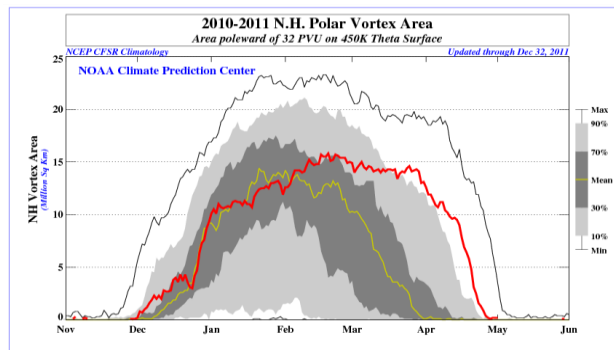
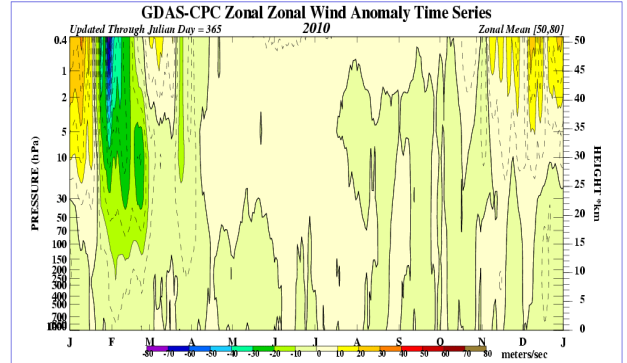
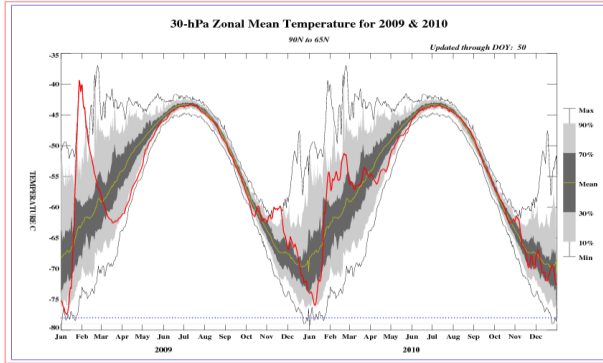
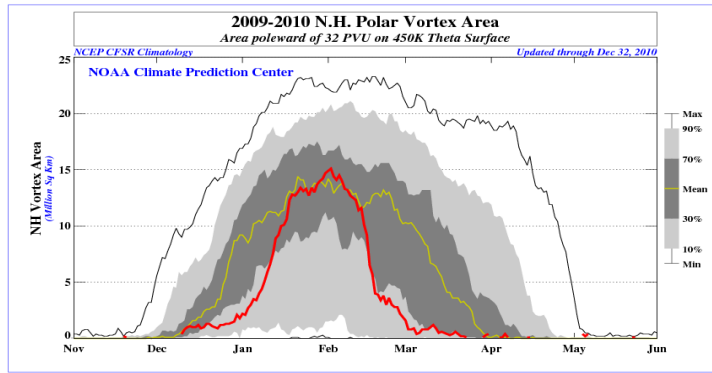


Рис. 14. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (2004-2007)

Рассмотрев последние 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 2006 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 2006, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 2005 году.





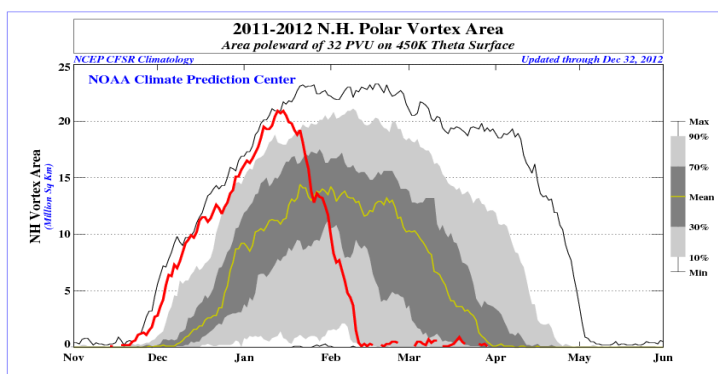
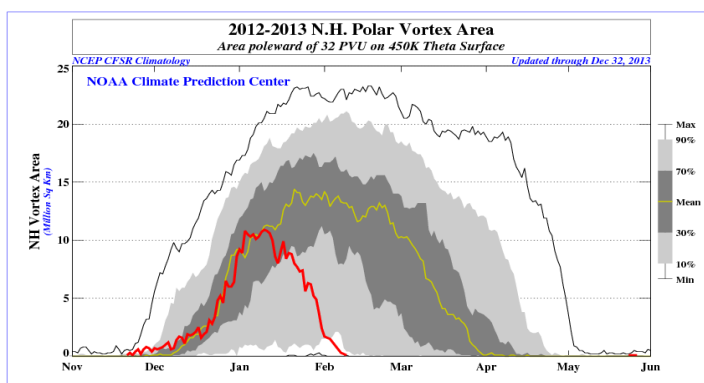
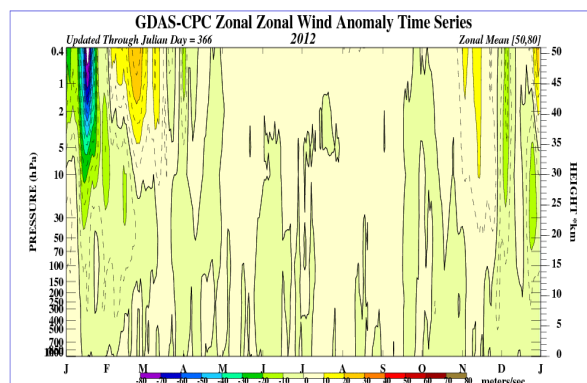
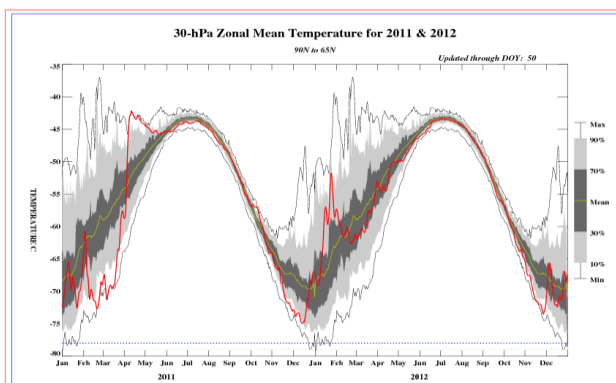
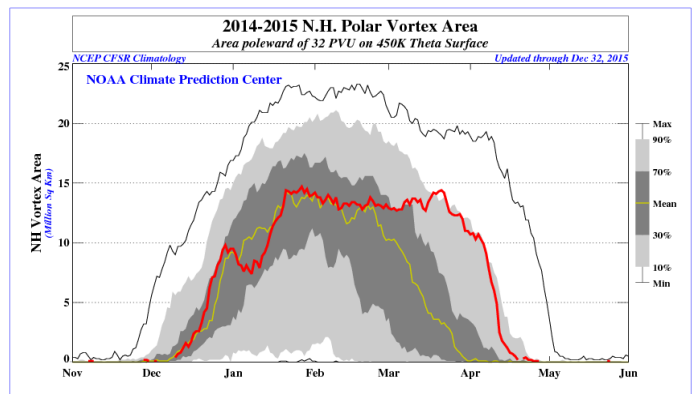
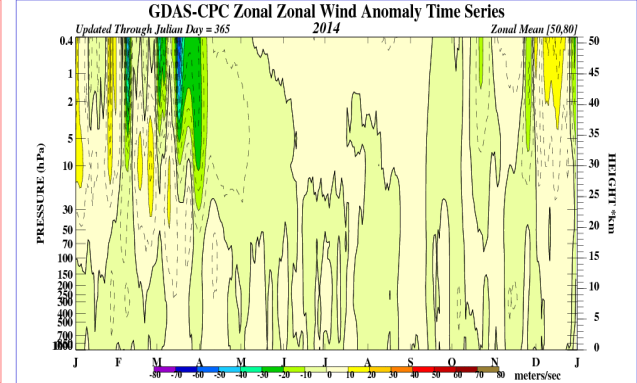
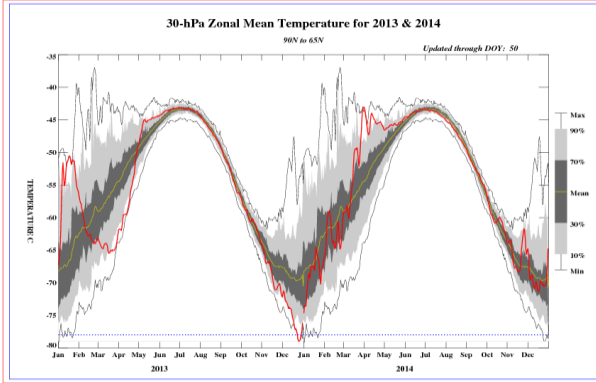
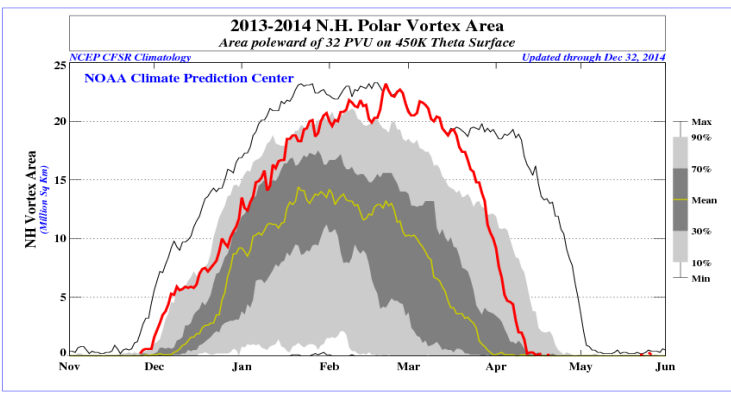
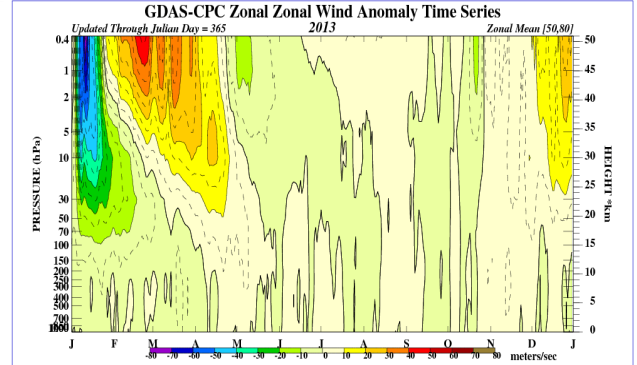
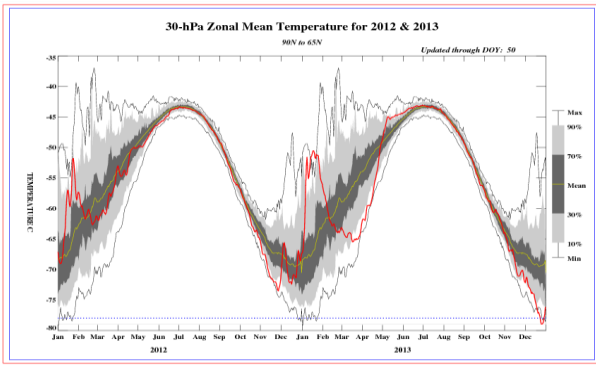


Рис. 15. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (2008-2011)

Рассмотрев восемь 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 2009 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 2009, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 2009 году.





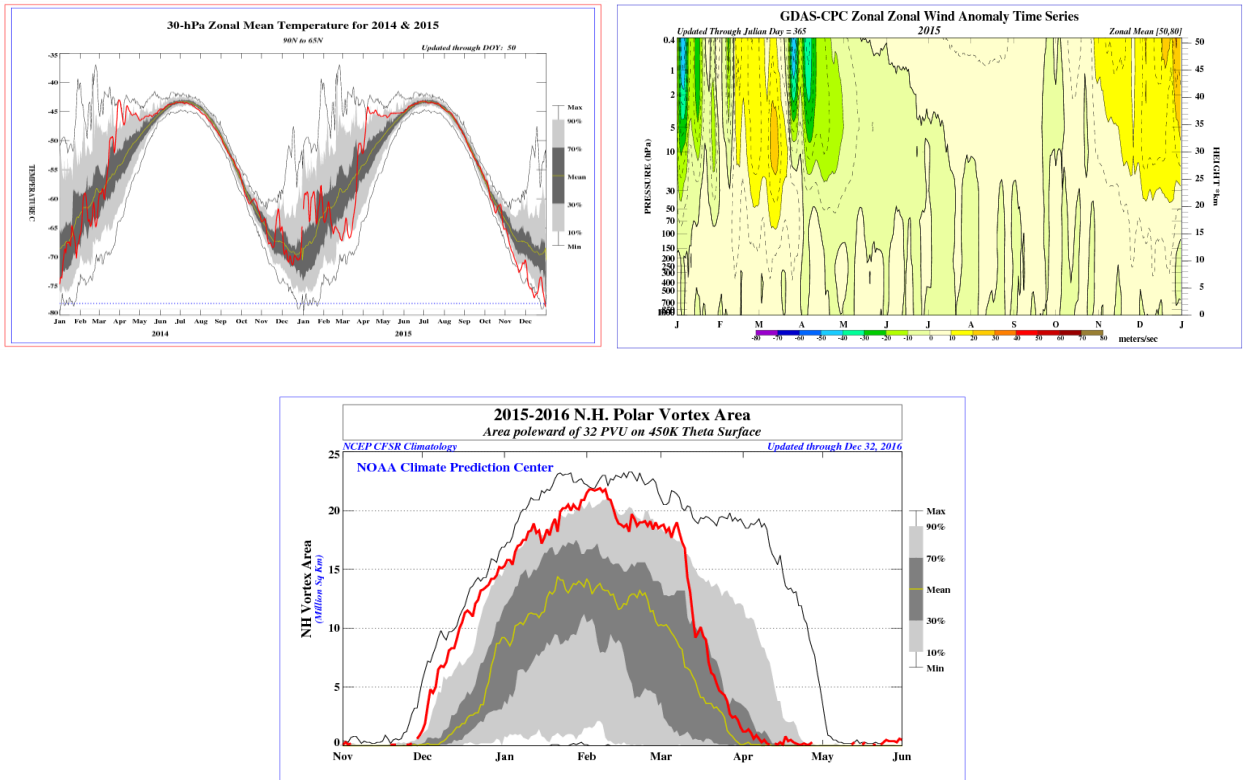
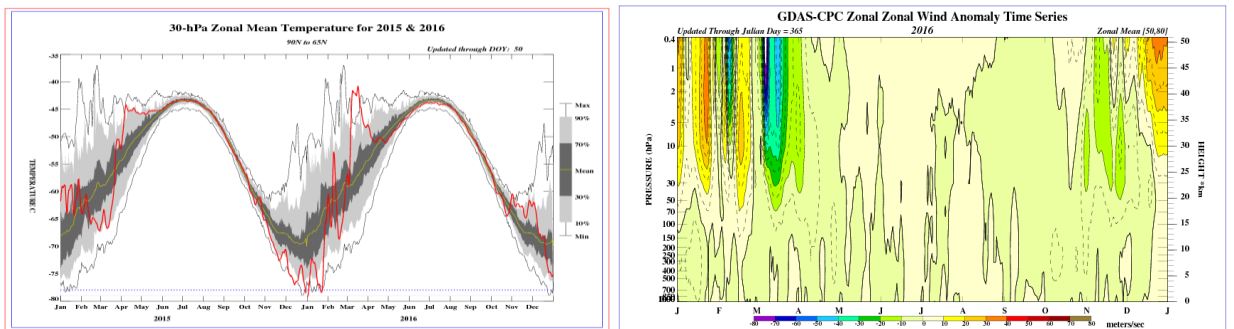
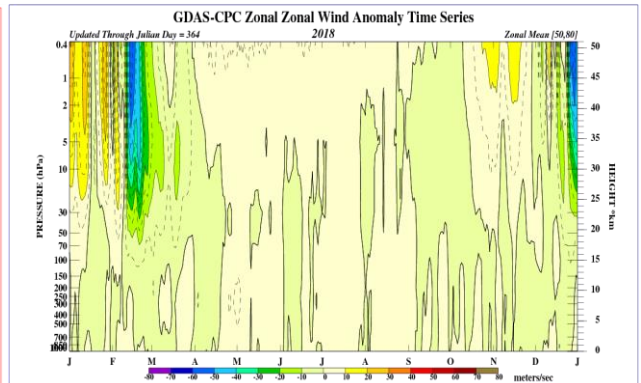
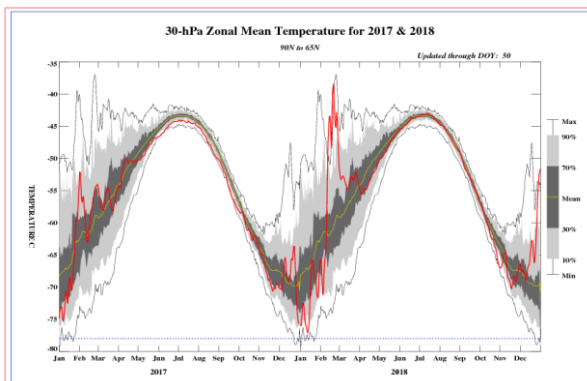
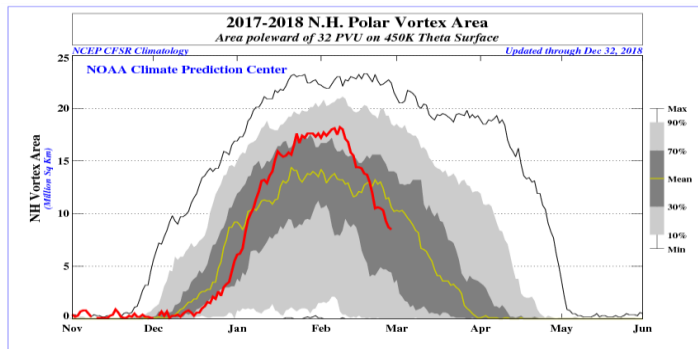
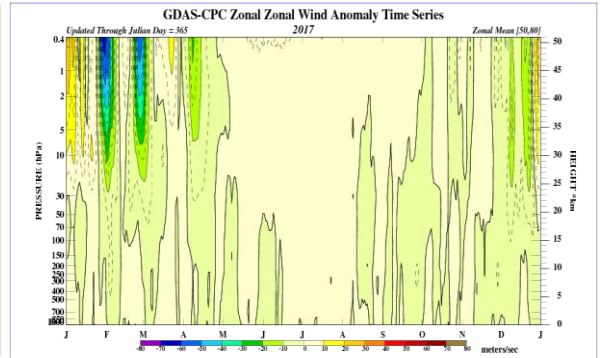
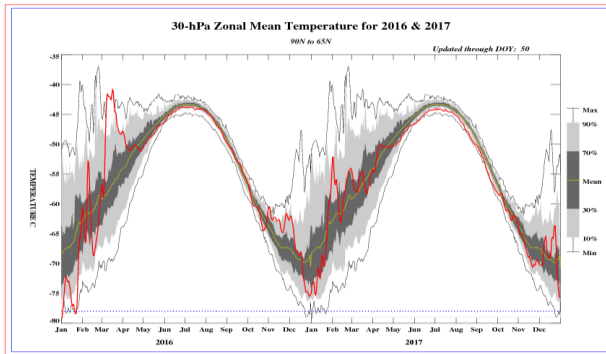
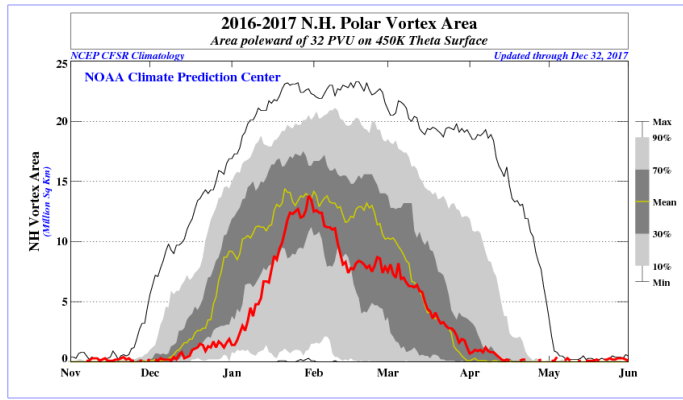
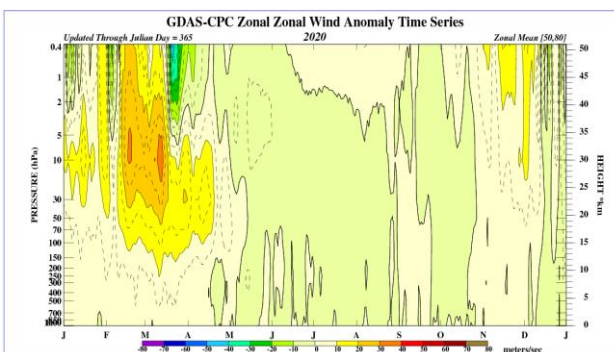
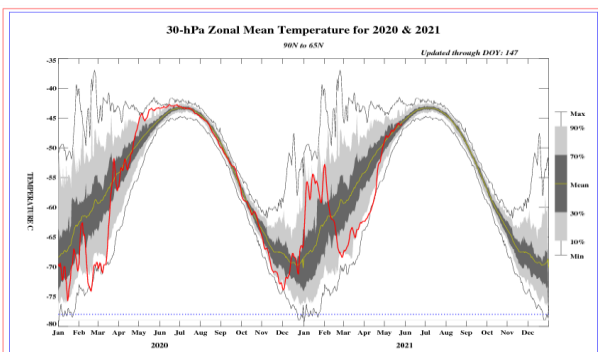
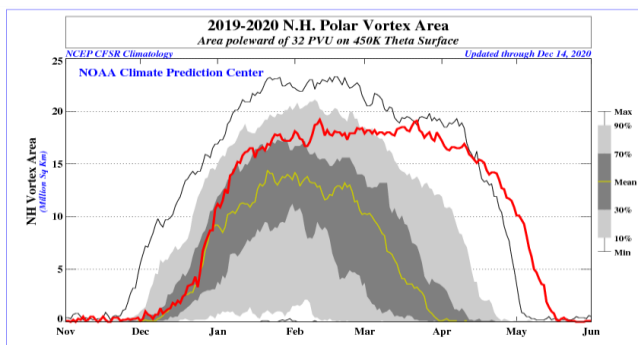
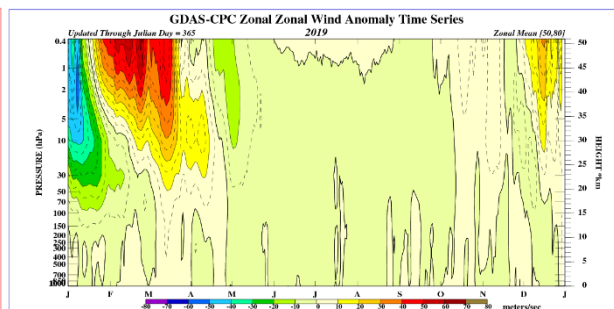
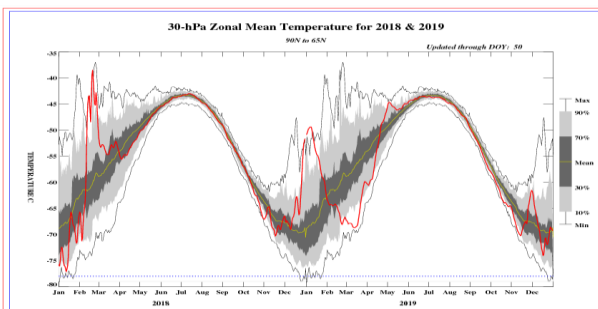
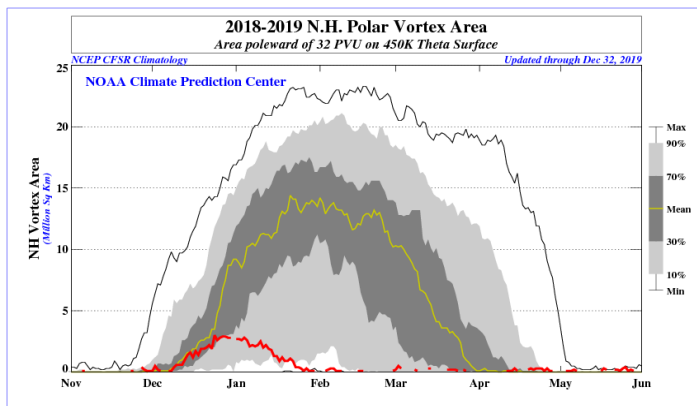


Рис. 16. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (2012-2015)

Рассмотрев девятые 4 года, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 2013 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 2013, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 2012 году.







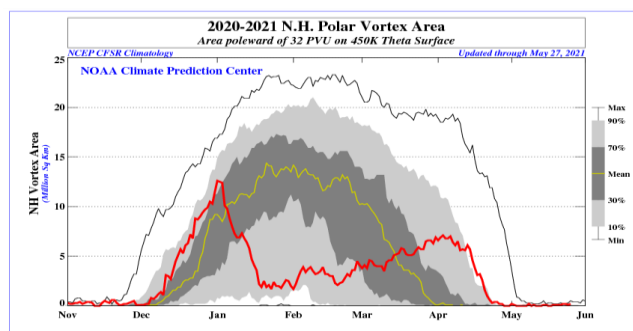


Рис. 17. Аномалии температуры воздуха, скорости зонального ветра и площади полярного вихря (2016-2020)

Рассмотрев последние 5 лет, мы можем видеть, что наиболее существенное потепление произошло в 2018 году, сильнее всего ветер поменялся с западного на восточный в 2018, наибольшее уменьшение полярного вихря произошло в 2018 году.

Таблица 1. Сводная таблица результатов обработки данных реанализа NCEP по температуре, ветру и площади полярного вихря за период 1980-2020

Годы	Пик зимней температуры (С)	Скорость зонального ветра (м/с)	Мах площади полярного вихря (млн. км ²)	Площадь полярного вихря в пике ВСП или в середине февраля	Уменьшение площади вихря (%)
1980	-67	25	17	14	18
1981	-44	-20*	16	12	25
1982	-53	-15	17	12	29
1983	-56	-8	17	13	23
1984	-43	-40	17	14	18
1985	-52	-35	16	13	19
1986	-60	15	19	14	26
1987	-46	-43	17	13	23

1988	-61	15	23	13	43
1989	-36	25	24	12	50
1990	-51	-15	16	11	31
1991	-55	-25	17	11	35
1992	-54	-15	22	13	41
1993	-58	15	17	10	41
1994	-65	-5	20	12	40
1995	-49	-25	26	13	50
1996	-65	5	20	14	30
1997	-68	15	16	10	37
1998	-61	-10	17	5	71
1999	-48	-8	21	14	33
2000	-62	15	18	11	39
2001	-47	-25	15	8	47
2002	-53	-18	17	13	23
2003	-51	-12	16	9	44
2004	-52	-35	23	14	39
2005	-56	15	17	5	71
2006	-46	-60	21	12	43
2007	-53	5	19	14	26
2008	-57	-8	20	11	45
2009	-40	-47	21	4	81
2010	-52	-25	19	15	21

2011	-60	15	21	13	38
2012	-53	-15	14	6	57
2013	-51	-28	24	14	42
2014	-58	8	22	15	32
2015	-56	-5	21	13	38
2016	-53	-5	19	14	26
2017	-51	-28	17	8	53
2018	-38	-45	13	3	77
2019	-49	-8	19	12	37
2020	-53	15	16	9	44

*В данной таблице знак минус в скорости ветра показывает смену западного зонального ветра на восточный

Рассматривая данную таблицу, мы можем отметить, что:

- 1) во время внезапного стратосферного потепления не всегда происходит изменение направления зонального ветра с западного на восточный
- 2) в процессе ВСП изменение площади полярного вихря может быть несущественным
- 3) также на протяжении наблюдаемого отрезка времени в 40 лет следует обратить внимание на то, что произошло смещение срока наступления ВСП с примерно середины января (в первой половине) на конец февраля-начало марта (во второй половине), что мы можем заметить на вышеозначенных рисунках.



Рис. 18. Межгодовой ход пика зимней температуры при ВСП в период (1980-2020)

Наиболее значительное повышение температуры произошло в 1989 (до -36°C), 2009 (до -40°C) и в 2018 (до -38°C) годах. Здесь же мы можем видеть возрастающий линейный тренд, что говорит нам в среднем о росте значений пика температуры с момента наблюдений по сегодняшний день.



Рис. 19. Межгодовой ход скорости зонального ветра при ВСП (1980-2020)

Наиболее значительное изменение зонального ветра произошло в 1987 (до -43 м/с), 2006 (до -60 м/с), в 2009 (до -47 м/с) и в 2018 (до -45 м/с) годах. Здесь же мы можем видеть убывающий линейный тренд, что говорит нам в среднем об увеличении количества случаев перехода западного зонального ветра в восточный с момента наблюдений по сегодняшний день.



Рис. 20. Межгодовой ход изменения площади полярного вихря при ВСП (1980-2020)

Наиболее значительное уменьшение площади полярного вихря произошло в 1991 (до 71%), 2005 (до 71%), в 2009 (до 81%) и в 2018 (до 77%) годах. Здесь же мы можем видеть возрастающий линейный тренд, что говорит нам в среднем о росте уменьшения площади полярного вихря с момента наблюдений по сегодняшний день.

2.2 Анализ больших ВСП. Взаимосвязь между пиком температуры и изменением зонального ветра.

Для начала мы отсортируем те внезапные стратосферные потепления, которые являются “большими”. Из полученного набора данных составим таблицу.

Таблица 2. Сводная таблица характеристик больших ВСП (1980-2020)

Годы	Пик зимней температуры (С)	Скорость зонального ветра (м/с)	Мах площади полярного вихря (млн. км ²)	Площадь полярного вихря в пике ВСП или в середине февраля	Уменьшение площади вихря (%)

1981	-44	-20	16	12	25
1984	-43	-40	17	14	18
1987	-46	-45	17	13	23
1989	-36	25	24	12	50
1995	-49	-25	26	13	50
1999	-48	-8	21	14	33
2001	-47	-25	15	8	47
2006	-46	-60	21	12	43
2009	-40	-45	21	4	81
2018	-38	-42	13	3	77
2019	-49	-8	19	12	37

Далее, чтобы оценить взаимосвязь между пиками температуры и скоростью реверсивного зонального ветра мы построим график, наложив значение ветра на температуру и посчитаем коэффициент корреляции (тесноту связей) между двумя характеристиками.

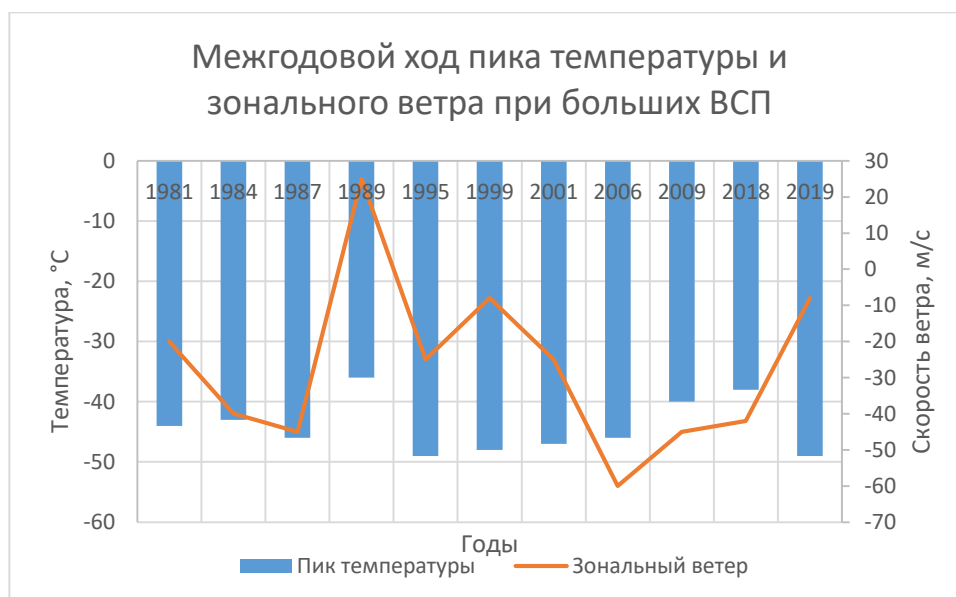


Рис. 21. Межгодовой ход пика температуры и зонального ветра при больших ВСП (1980-2020)

Коэффициент корреляции (r) считается по следующей формуле:

$$r_{xy} = \frac{\overline{xy} - \bar{x} \cdot \bar{y}}{\sigma_x \sigma_y}$$
, где \bar{x} и \bar{y} - средние значения выборок; $\sigma(x)$, $\sigma(y)$ - среднеквадратические отклонения.

Посредством вычисления, мы получили $r = 0,1481$. Далее нам нужно проверить коэффициент корреляции на статистическую значимость. Делается это при помощи критерия Стьюдента (t). Для этого выдвигаем две гипотезы.

H_0 : $r_{xy} = 0$, нет линейной взаимосвязи между переменными;

H_1 : $r_{xy} \neq 0$, есть линейная взаимосвязь между переменными;

Для того, чтобы при уровне значимости α проверить нулевую гипотезу о равенстве нулю генерального коэффициента корреляции нормальной двумерной случайной величины при конкурирующей гипотезе $H_1 \neq 0$, надо вычислить наблюдаемое значение критерия (величина случайной ошибки):

$$T_{\text{набл}} = r_{xy} \frac{\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r_{xy}^2}}$$
, где n – количество элементов выборки.

Произведя расчёты, мы получили $T = 1,35$, $T_{\text{кр}}$ (при степенях свободы $n-2$ и доверительном интервале 95%) = 2,26 (по табл. критических значений критерия Стьюдента). Мы видим, что в нашем случае $T > T_{\text{кр}} \Rightarrow$ коэффициент корреляции статистически незначим, мы отвергаем H_0 и заявляем, что линейная взаимосвязь между переменными не наблюдается.

Глава 3. Спутниковый мониторинг стратосферных потеплений

3.1 Лимбовый метод зондирования

В космическую эру спутники могут наблюдать вертикальный профиль изменения температуры и производить измерение скорости зонального по всей высоте атмосферы и производить мониторинг развития ВСП. В нашей работе использовались данные измерений температуры по всей высоте атмосферного столба (вертикальные профили), полученные радиометром SABER, установленным на спутники TIMED.

Измерения вертикального распределения атмосферных параметров производятся лимбовым и затменным методом. При лимбовом методе радиометр-спектрометр (радиометр, имеющий набор датчиков для разных длин волн микроволнового диапазона) регистрирует поток радиации, рассеянной по направлению к прибору, как от прямого солнечного света, так и отраженного земной поверхностью и облаками. Источник энергии является распределенным в пространстве, свет рассеивается и поглощается неоднократно вдоль всего сложного оптического пути (рис. 22). Проходя через атмосферу, определенные длины волн поглощаются атмосферными газами с различной интенсивностью, что позволяет, решая обратную задачу, по вариациям принимаемого потока энергии восстановить концентрацию определенного вида молекул, а также температуру. Преимуществами лимбовых измерений являются возможность получения вертикального профиля, быстрый глобальный охват поверхности Земли. Зондирование возможно в течение всего времени пребывания прибора на освещенной стороне. Сложность состоит в необходимости определять высоту, к которой следует отнести регистрируемый поток радиации.

Затменный метод, который также позволяет получить вертикальные профили концентрации атмосферных газов. Он использует прямую солнечную радиацию, ослабленную атмосферой. При выходе спектрометра из тени Земли (восход) измеряется поток солнечной радиации, прошедший через все слои атмосферы. По мере подъема спутника радиация приходит к прибору через всё более высокие слои атмосферы и, наконец, прибор регистрирует поток «внеземного» Солнца (рис. 23). Разделив интенсивность радиации, прошедшую через атмосферу на некоторой прицельной высоте, на величину интенсивности радиации вне атмосферы, можно получить функцию пропускания атмосферы.

Радиометр SABER на спутники TIMED работает по принципу лимбового зондирования.

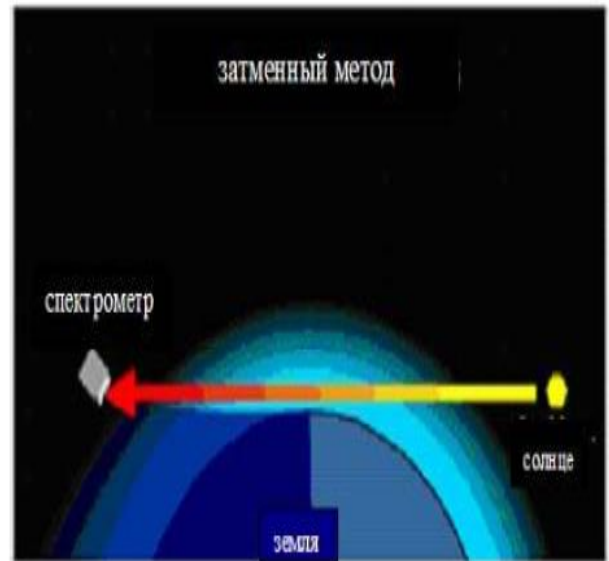
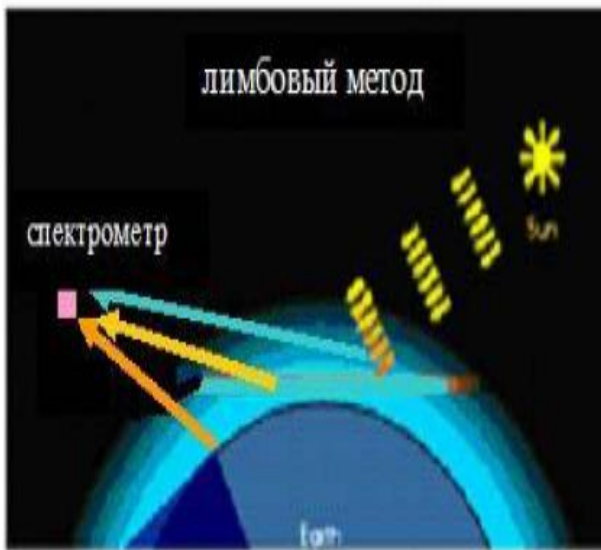


Рис. 22. Схема лимбового метода измерения Рис. 23. Схема затненного метод измерений

3.2 Спутник TIMED

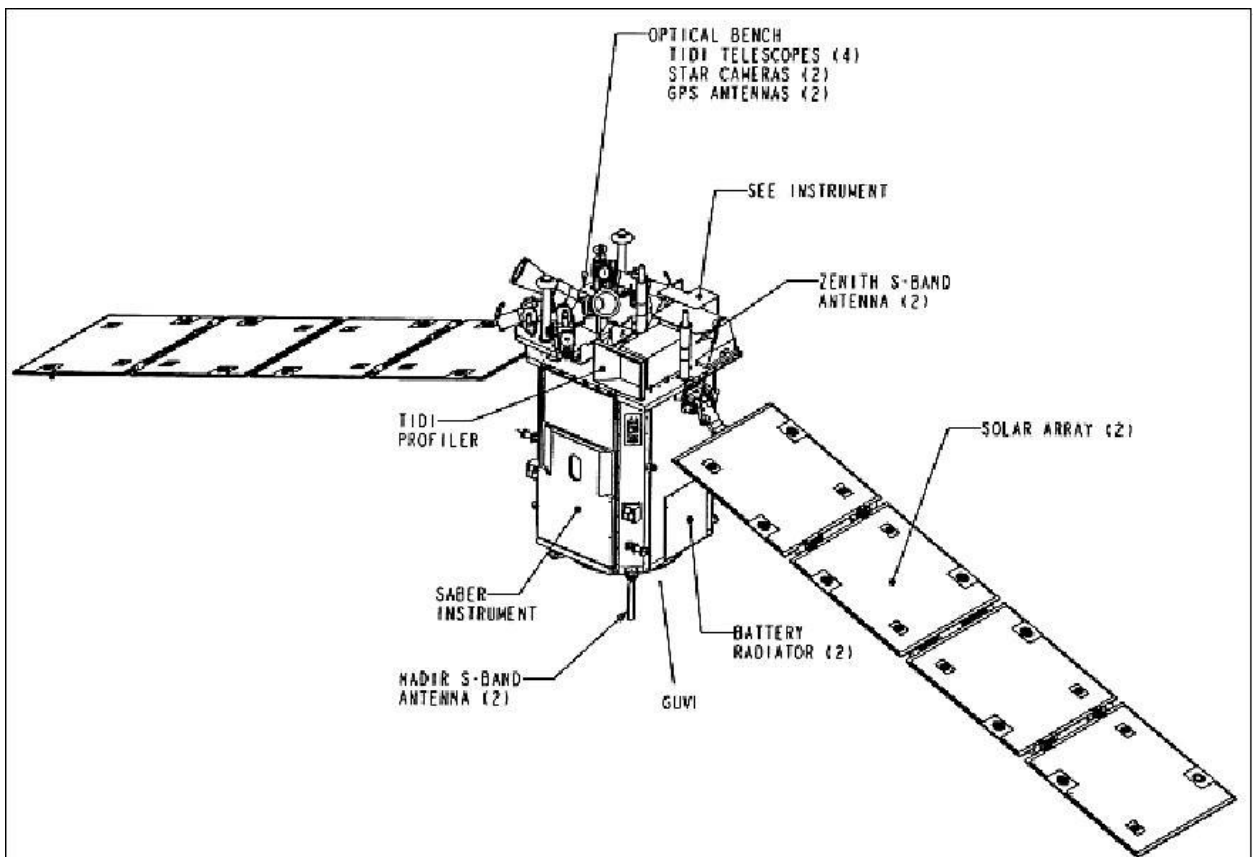


Рис. 24. Изометрический чертеж космического корабля TIMED (JHU / APL)

TIMED - это исследовательская миссия НАСА, управляемая JHU / APL (Университет Джона Хопкинса / Лаборатория прикладной физики). Основная цель - изучить и понять энергетику мезосферы и нижней термосферы / ионосферы (MLTI), области в атмосфере Земли на высоте от 60 до 180 км. Измерения TIMED предоставляют данные, определяющие основные состояния области MLTI и ее тепловой баланс [25].

Конкретные цели миссий:

- определение температуры, плотности и структуры солнечного ветра в районе MLTI, включая сезонные и широтные вариации.
- определение важности различных радиационных, химических, электродинамических и динамических источников или поглотителей энергии для понимания тепловой структуры MLTI.

TIMED - первая миссия в программе НАСА STP. Спутник был доставлен на орбиту 30 мая 2001 г. Программное оборудование спутника включает 4 прибора:

- 1) УФ спектрометр пространственного сканирования GUVI (Global Ultraviolet Imager), позволяющий измерить химический состав и температурный профиль изучаемого участка атмосферы, а также проводить исследования авроральных явлений (полярных сияний);
- 2) Солнечный спектрометр SEE (Solar Extreme Ultraviolet Experiment) для регистрации излучения Солнца в дальней УФ области спектра. Прибор позволит определить вариации излучения и узнать, как оно воздействует на атмосферу и насколько изменяет ее состав. В состав SEE также входит фотометр мягкого рентгеновского излучения;
- 3) Допплеровский интерферометр TIDI (TIMED Doppler Interferometer) для измерения скорости и направления ветра и температуры изучаемой области атмосферы путем исследования крохотных вариаций спектрального состава излучения, испускаемого химическими составляющими воздуха;
- 4) Многоканальный ИК-радиометр SABER для зондирования атмосферы с использованием широкополосной эмиссионной радиометрии, позволяющий измерить широкий диапазон ИК-излучения, испускаемого атмосферой на разных высотах.

Комплект датчиков: (GUVI, SABER, SEE, TIDI)

Таблица 3. Сводка измерений спутника TIMED [26]

Инструмент	Главный исследователь	Цель	Измерение
GUVI	Эндрю Кристенсен; Аэрокосмическая корпорация	Переменные состояния	- дневная температура термосферы, соотношение плотностей столбцов O, N ₂ , O ₂ и O / N ₂ ; низкоширотные ночные профили электронной плотности
		Энергозатраты	- Осаждение энергии и потоков частиц
SABER	Джеймс Расселл III, Хэмптонский университет	Переменные состояния	- Температура, давление, плотность; Профили соотношения компонентов смеси O ₃ , H ₂ O, CO ₂ , O и H
		Приток и отток энергии	- Скорости нагрева от реакций с участием O, H и O ₃ ; скорость охлаждения от CO ₂ , O ₃ , NO и H ₂ O
SEE	Томас Вудс, Колорадский университет	Энергозатраты	Солнечное рентгеновское излучение, УФ-излучение и УФ-излучение от 0,1 до 195 нм
TIDI	Тимоти Киллин, NCAR	Переменные состояния	Горизонтальные зональные ветры

SABER— 10-канальный инфракрасный радиометр, осуществляющий лимбовые измерения атмосферы в диапазоне высот от тропосферы до 350 км, установлен на спутнике NASA TIMED [27].

Также SABER предназначается для исследований энергетического баланса, температурного режима и протекающих химических процессов, а также динамики района МНТ. Прибор SABER измеряет уходящее излучение горизонта планеты в широкой ИК области спектра – от 1.27 мкм до 17 мкм. Измерения в полосе диоксида углерода 15 мкм позволяют определять вертикальные профили температуры, измерения в полосе кислорода 1.27 мкм – вертикальные профили содержания озона, а также концентрации атомарного кислорода [28].

Таблица 4. Измерения, производимые радиометром SABER по высотам [29]

Диапазон высот (км)	Измеряемый параметр	Спектральный диапазон (мкм)	Измерение
10-130	CO ₂	14.9 и 15.2	Температура, плотность, скорость ИК-охлаждения, P(z), без LTE
15-100	O ₃	9,6	Концентрация O ₃ , скорость охлаждения, солнечное отопление и исследования динамики
50-105	O ₂	1,27	Концентрация O ₃ (днем), предполагаемая O (ночью), потери энергии для эффективности солнечного нагрева
85-150	CO ₂	4.3	Концентрация CO ₂ , солнечное нагревание мезосферы, индикатор
80-100	ОН (v)	2.0 и 1.6	НО _y химия, химический источник тепла, динамика, выводы O и H, исследования PMS
90-180	NO	5,3	Охлаждение термосферы, химия NO _x
15-80	H ₂ O	6.9	Источник газа NO _y , динамический индикатор

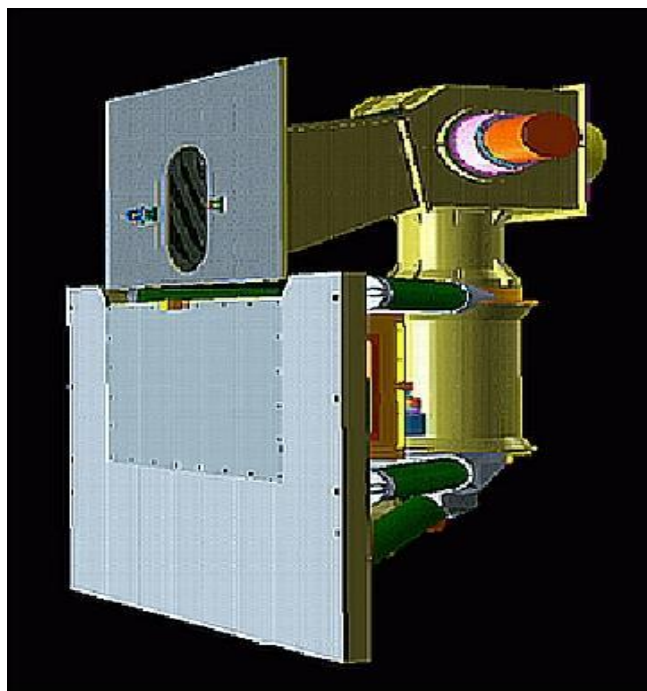


Рис. 25. Иллюстрация ИК радиометра SABRE (JHU/APL)

SABER - первый космический прибор, обеспечивающий систематические глобальные измерения плотности и температуры атмосферы, а также основных скоростей нагрева и охлаждения атмосферы.

TIDI состоит из трех подсистем: четырех идентичных телескопов (внеосевого григорианского типа, отверстия 7,5 см, $f / 2,2$ FOV = $2,5^\circ$ по горизонтали \times $0,05^\circ$ по вертикали), интерферометра Фабри-Перо (одиночный эталон с фиксированным зазором) с ПЗС-детектором (пассивно охлаждаемый) и блока электроники. TIDI рассматривает эмиссии OI 557.7 nm, OI 630.0 nm, OI 732.0 nm, O₂ (0-0), O₂ (0-1), Na D, OI 844.6 nm, и OH для определения доплеровского ветра и яркостной температуры эмиссионных линий свечения атмосферы с очень высоким спектральным разрешением во всем диапазоне высот. TIDI получает эти сканы одновременно в четырех ортогональных азимутальных направлениях: два под углом 45° вперед, по обе стороны от вектора скорости космического корабля и два под углом 45° назад от космического корабля [30].

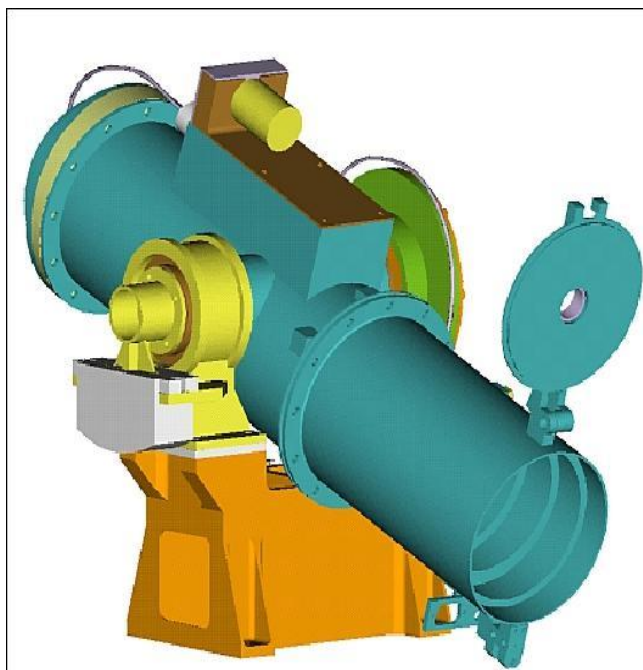


Рис. 26. Иллюстрация доплеровского интерферометра TIDI (UCAR)

3.3 Внезапное стратосферное потепление зимы 2018-2019 гг. по данным радиометра SABER и сравнение его характеристик с данными предпикового состояния

Данные измерений спектрометра SABER доступны в цифровом виде на тематическом портале [49]. Архив содержит файлы в виде таблиц «высота-параметр» для каждого вертикального профиля. Количество оборотов вокруг Земли - 15 в сутки. Количество профилей для каждого оборота – 98. Они охватывают диапазон широт от низких до полярных.

На рис. 27 представлены вертикальные профили температуры в диапазоне высот от 10 до 100 км, полученные SABER при пролете TIMED над северной полярной областью до и во время большого ВСП в январе 2019 гг. Один график относится к 5 января (до ВСП), а второй – к 18 января (пик ВСП). Оба измерения производились на одной и той же широте: 75° с.ш. Пример позволяет сравнить изменение термической структуры атмосферы во время ВСП. Можно видеть два кардинальных изменения вследствие ВСП: увеличение температуры в стратосфере (от 240 К до 270 К) и подъем стратоспаузы (от 40 км до 80 км тангенциальной высоты).

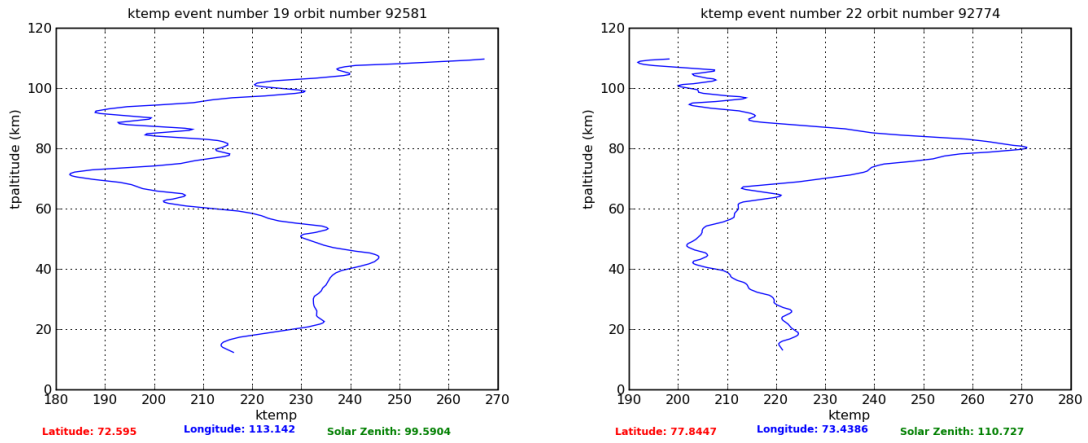
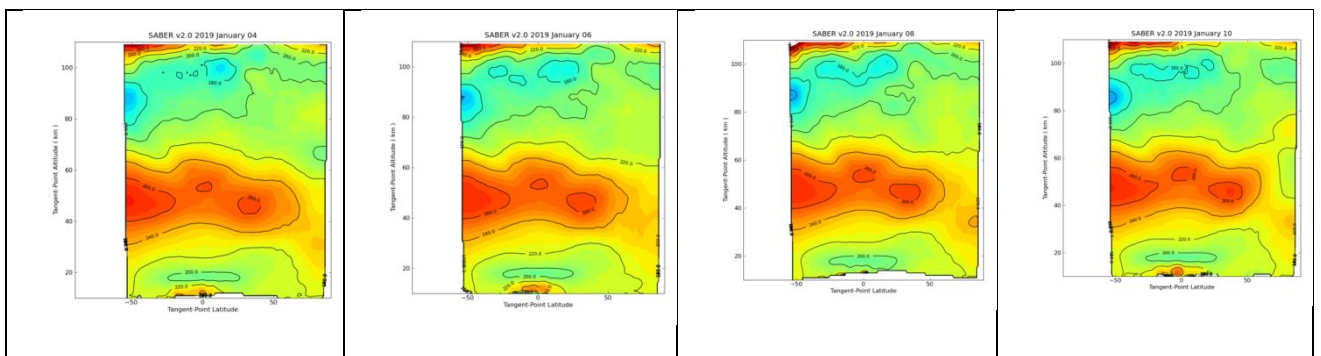


Рис. 27. Вертикальные профили температуры во время большого ВСП в январе 2019 г. по данным радиометра SABER: левый график - профиль, измеренный в период, предшествующий ВСП (5 января 2019 г.); правый график - профиль, измеренный в период развития ВСП (18 января 2019 г.)

По набору профилей можно построить глобальные суточные двумерные распределения (карты) температуры в осях «широта-высота». На рис. 28 в виде таблицы карт показана эволюция термической структуры атмосферы во время ВСП 2019 г. Представлены карты за период с 4 по 26 января через двое суток. Анализ карт показывает низкую и относительно холодную полярную стратосферу до ВСП (три первых карты), начало подъема стратосферы в высоких широтах, увеличение температуры, разделение полярной стратосферы на две температурные ветви (4, 5 и 6 карты), еще больший рост температуры и высокая стратосфера на пике ВСП (7-12 карты).



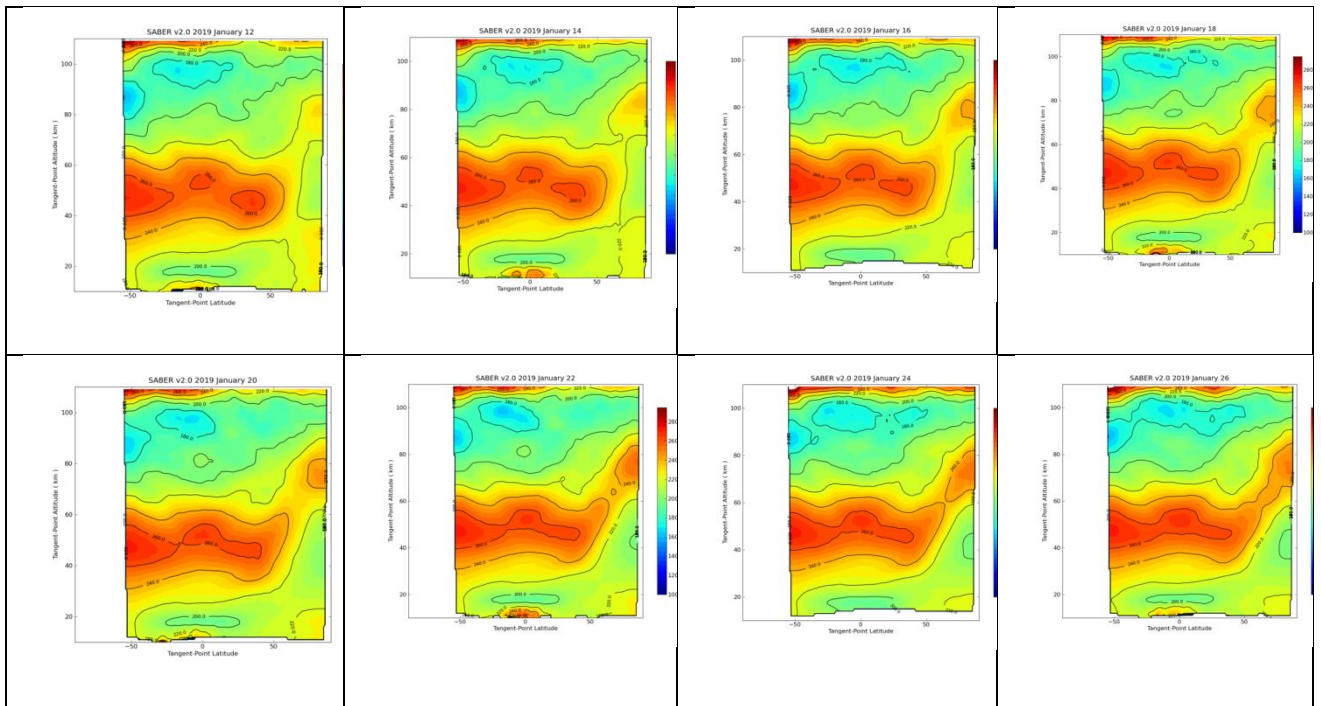


Рис. 28. Глобальные суточные двумерные распределения температуры в осях «широта-высота» за период с 4 по 26 января через двое суток (увеличение дат слева направо и с верхнего ряда к нижнему).

По мере роста температуры в стратосфере наблюдается истощение озона, что также является неотъемлемой частью ВСП. На рис. 29 показаны профили содержания озона до и во время ВСП. Эти профили весьма изменчивы, но можно выделить уменьшение озона в нижней стратосфере от 6.5 до 5.5 ppм. на высоте ~10 гПа.

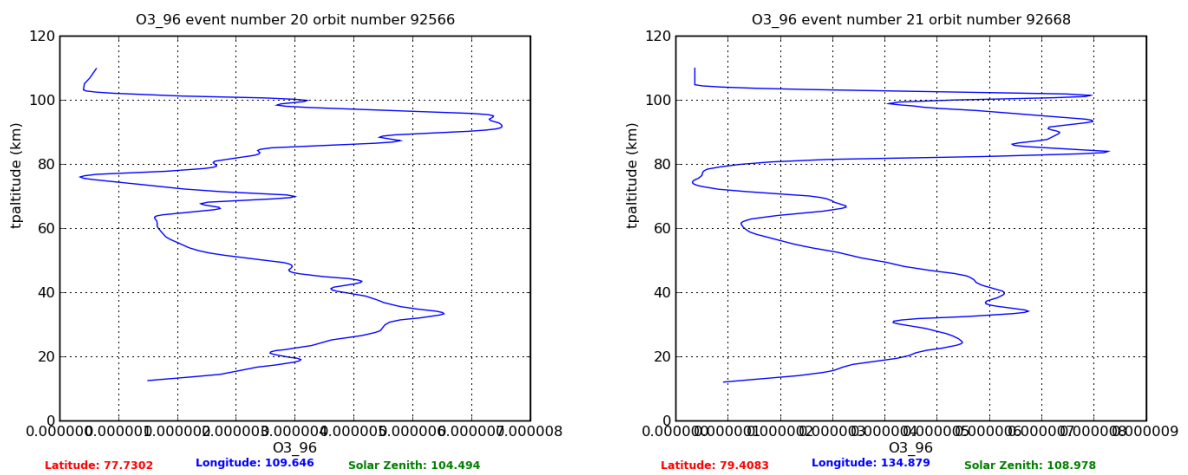


Рис. 29. Вертикальные профили озона: левый график - профиль, измеренный в период, предшествующий ВСП (5 января 2019 г.); правый график - профиль, измеренный в период развития ВСП (18 января 2019 г.)

Закключение

К стратосферным аномалиям, обусловленным большими ВСП, относятся: резкое повышение температуры на 10 и более °С, торможение зимнего полярного джета и изменение направления ветра с восточного на западный (не всегда), уменьшение площади внутри полярного джета (также не всегда). Анализ данных NCEP показал, что в период с 1980 по 2020 произошло порядка 11 больших ВСП, с повышением температуры более чем на 20°С: в 1981, 1984, 1987, 1989, 1995, 1999, 2001, 2006, 2009, 2018, 2019 гг. Максимальная температура достигала -36°С в 1989 году, скорость западного ветра -60 м/с в 2006 году, уменьшение площади полярного вихря 81 % в 2009 году.

Также хотелось бы отметить, что далеко не всегда крайне сильному внезапному потеплению воздуха в стратосфере соответствует смена направления зонального ветра и уменьшение площади полярного вихря, что наглядно показали 1989 (скорость ветра 25 м/с) и 1984 (уменьшение полярного вихря всего на 18%).

В то же время, иной раз мы можем наблюдать, что смене западного зонального ветра на восточный, а также значительному уменьшению полярного вихря может сопутствовать несущественное повышение температуры, что показали нам 1991 (-25 м/с, потепление только до -55°С) и 1998 (уменьшение полярного вихря на 71%, потепление только до -61°С).

Однако, следует заметить, что среди наблюдаемых есть годы, в которых все три характеристики во время внезапного стратосферного потепления изменялись согласно теории, а именно 1995 (повышение температуры до -49°С, скорость зонального ветра до -25 м/с, уменьшение полярного вихря до 50%), 2001 (повышение температуры до -47°С, скорость зонального ветра до -25 м/с, уменьшение полярного вихря до 47%), 2006 (повышение температуры до -46°С, скорость зонального ветра до -60 м/с, уменьшение полярного вихря до 43%), 2009 (повышение температуры до -40°С, скорость зонального ветра до -45 м/с, уменьшение полярного вихря до 81%) и 2018 (повышение температуры до -38°С, скорость зонального ветра до -42 м/с, уменьшение полярного вихря до 77%)

Линейной зависимости между температурой на пике ВСП и скоростью реверсивного ветра не наблюдается, что показал корреляционный анализ и его последующая проверка критерием Стьюдента.

Также сравнение профилей температуры и содержания озона, полученных по данным радиометра SABER показало увеличение температуры в стратосфере (от 240 К до 270 К), подъем стратопаузы (от 40 км до 80 км тангенциальной высоты) и уменьшение содержания озона в нижней стратосфере от 6.5 до 5.5 ppm. на высоте ~10 гПа.

Список литературы

1. Г.Р. Хайруллина, Н.М. Астафьева. Квазидвухлетние колебания в атмосфере Земли. Обзор: наблюдение и механизмы формирования. М. Институт космических исследований РАН. 2011
2. А. Н. Груздев. Оценка влияния 11-летнего цикла солнечной активности на содержание озона в стратосфере (DOI:10.7868/S0016794014040178)
3. А. Н. Груздев. Изменения температуры и циркуляции атмосферы в 11-летнем цикле солнечной активности по данным реанализа ERA-Interim (DOI:10.7868/S0003351517040080) July 2017. Известия Российской академии наук Физика атмосферы и океана 53(4):502-511
4. О. С. Зоркальцева. Динамика среднезональных характеристик циркуляции в средней атмосфере (DOI:10.31857/S0002351520040112) January 2020. Известия Российской академии наук Физика атмосферы и океана 56(4):433-445
5. К. Моханакумар. Взаимодействие стратосферы и тропосферы. М. Физматлит. 2011
6. Scherhag, R. Die explosionsartige Stratosphärenerwärmung des Spaitwinters 1951/52 / R. Scherhag // Ber. Deut. Wetterdienstes. – 1952. – P. 51–63
7. Погорельцев А. И. Климатическая изменчивость динамики стратосферы, наблюдаемая в последние десятилетия / А. И. Погорельцев // Взаимодействие полей и излучения с веществом: тез. докл. XII конф. мол. ученых. – Иркутск, 2013. – С. 7–8.
8. Matsuno T. A dynamical model of the stratospheric sudden warming // J. Atmos. Sci. – 1971. – 28. – P.1479–1494.
9. Маричев В.Н. Лидарные наблюдения зимних стратосферных потеплений над Томском в 1996–2000 гг. // Метеорология и гидрология. – 2001. – №8. – С.41–48.
10. Варгин П. Н., Е.М. Володин и др. О стратосферно тропосферных взаимодействиях // Вестник РАН. – 2015. – том 85, № 1, с. 39–46
11. Shepherd M.G., Wu D.L., Fedulina I.N. et al. Stratospheric warming effects on the tropical mesospheric temperature field // J. Atmos. Sol. Terr. Phys. – 2007. – Vol. 69. – P. 2309–2337.
12. Варгин П.Н., Юшков В.А., Хайкин С.М. и др. Изменение климата и средняя атмосфера – вопросов все больше // Вестник РАН. – 2010. – №2. – С. 114–124.
13. Pancheva D., Mukhtarov P. Strong evidence for the tidal control on the longitudinal structure of the ionospheric F region // Geophys. Res. Lett. – 2010. – Vol. 37, L14105, doi:10.1029/2010GL044039.

14. Kolstad E., Breiteig T., Scaife A. The association between stratospheric weak polar vortex events and cold air outbreaks in the Northern Hemisphere // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2010. V. 136. P. 886–893.
15. Tomassini L., et al. The role of stratosphere-troposphere coupling in the occurrence of extreme winter cold spells over northern Europe // J. Advances in modeling Earth systems. 2012. V. 4. M00A03.
16. Коршунов В.А., Зубачёв Д.С. Наблюдение полярных стратосферных облаков над г. Обнинск в декабре 2012 г. // Метеорология и гидрология. 2014. № 4.
17. N. Pedatella, J. Chau, H. Schmidt, et al. How Sudden stratospheric warming affects the whole atmosphere (DOI:10.1029/2018EO092441)
18. W. Kang and E. Tziperman. More Frequent Sudden Stratospheric Warming Events due to Enhanced MJO Forcing Expected in a Warmer Climate. Journal of Climate // Volume 30: Issue 21. P. 8727-8743
19. Climate Prediction Center of National Weather Service. National Centers for Environmental Prediction. (<https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/>)
20. O’Neill, A., Charlton-Perez, A. J., & Polvani, L. M. (2015). MIDDLE ATMOSPHERE | Stratospheric Sudden Warmings. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, 30–40. doi:10.1016/b978-0-12-382225-3.00230-9
21. Schoeberl, M. R., & Newman, P. A. (2003). MIDDLE ATMOSPHERE | *Polar Vortex*. Encyclopedia of Atmospheric Sciences, 1321–1328. doi:10.1016/b0-12-227090-8/00228-1
22. И. В. Медведева, К. Г. Ратовский. Влияние метеорологических возмущений в феврале– марте 2016 г. на состояние верхней нейтральной атмосферы и ионосферы над Восточной Сибирью // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2018. Т. 15. №4. С. 283–294
23. K. Kodera and Y. Kurod. A mechanistic model study of slowly propagating coupled stratosphere-troposphere variability // Journal of geophysical research, vol. 105, no. d10, pages 12,361-12,370, may 27, 2000
24. M. Baldwin and T. Dunkerton. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere // Journal of geophysical research, vol. 104, no. d24, pages 30,937-30,946, december 27, 1999

25. D. Y. Kusnierkiewicz, "A description of the TIMED spacecraft," American Institute of Physics (AIP) Conference Proceedings, 387, Part One, pp. 115-121, 1997
26. J.-H. Yee, E. R. Talaat, A. B. Christensen, T. L. Killeen, J. M. Russell III, T. N. Woods, "TIMED Instruments," Johns Hopkins APL Technical Digest, Vol. 24, No 2, 2003, pp. 156-164
27. Аммосов П., Гаврильева Г., Колтовской И. Сравнение наземных и спутниковых измерений температуры атмосферы в области мезопаузы в высокоширотном районе Восточной Сибири. // Геомагнетизм и аэронавигация, 2011, том 51, № 4, с. 563-569
28. Тимофеев Ю.М. Глобальная система мониторинга параметров атмосферы и поверхности // Санкт-петерб. гос. университет, Физ. фак, Санкт-Петербург, 2010, 129 с.
29. Sounding of the Atmosphere using Broadband Emission Radiometry (SABER)," URL: <http://www.timed.jhuapl.edu/spacecraft/SABER.pdf>
30. Elliot H. Rodberg, William P. Knopf, Paul M. Lafferty, Stuart R. Nylund, "TIMED Ground System and Mission Operations," Johns Hopkins Technical Digest, Vol. 24, No 2, 2003, pp. 209-220
31. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/temperature/>
32. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/strat-trop/>
33. <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/stratosphere/polar/polar.shtml>
34. Charney, J. G., , and P. G. Drazin, 1961: Propagation of planetary-scale disturbances from the lower into the upper atmosphere. J. Geophys. Res., 66, 83–109, doi:10.1029/JZ066i001p00083.
35. Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming. J. Atmos. Sci., 28, 1479–1494, doi:10.1175/1520-0469(1971)028<1479:ADMOTS>2.0.CO;2.
36. O'Neill, A., and B. F. Taylor (1979), A study of the major stratospheric warming of 1976/77, Q. J. R. Meteorol. Soc., 105, 71–92.
37. Palmer, T. N., 1981: Diagnostic study of a wavenumber-2 stratospheric sudden warming in a transformed Eulerian-mean formalism. J. Atmos. Sci., 38, 844–855, doi:10.1175/1520-0469(1981)038<0844:DSOAWS>2.0.CO;2.

38. Vargin P., Medvedeva I. Temperature and Dynamical Regimes of the Northern Hemisphere Extratropical Atmosphere during Sudden Stratospheric Warming in Winter 2012–2013 // January 2015. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics* 51(1):12-29,
39. Medvedeva I., Semenov A., Chernigovskaya M. Studying Manifestations of 2008–2011 Sudden Stratospheric Warmings in East-Siberia and European Russia // January 2012 *Geophysica* 48(1–2):91–103
40. McLandress, C., , and T. G. Shepherd, 2009: Impact of climate change on stratospheric sudden warmings as simulated by the Canadian Middle Atmosphere Model. *J. Climate*, 22, 5449–5463, doi:10.1175/2009JCLI3069.1.
41. Naujokat, B., , K. Kruger, , K. Matthes, , J. Hoffman, , M. Kunze, , and K. Labitzke, 2002: The early major warming in December 2001—Exceptional? *Geophys. Res. Lett.*, 29 .2023, doi:10.1029/2002GL015316.
42. Siskind, D. E., , S. D. Eckermann, , L. Coy, , J. P. McCormack, , and C. E. Randall, 2007: On recent interannual variability of the Arctic winter mesosphere: Implications for tracer descent. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L09806, doi:10.1029/2007GL029293.
43. Jiang, X., , J. Wang, , E. T. Olsen, , T. Pagano, , L. L. Chen, , and Y. L. Yung, 2013: Influence of stratospheric sudden warming on AIRS midtropospheric CO₂. *J. Atmos. Sci.*, 70, 2566–2573, doi:10.1175/JAS-D-13-064.1.
44. Zhang, C., M. Dong, S. Gualdi, H. H. Hendon, E. D. Maloney, A. Marshall, K. R. Sperber, and W. Wang, 2006: Simulations of the Madden-Julian oscillation in four pairs of coupled and uncoupled global models. *Climate Dyn.*, 27, 573–592
45. Medvedeva I., Medvedev A., Ratovsky K. Comprehensive study of disturbances of the neutral atmosphere and ionosphere parameters over Eastern Siberia during the 2013 January major sudden stratospheric warming // June 2015, *Advances in Space Research* 56(9)
46. Shpynev B., Kurkin V., Raatovskaya M. High-midlatitude ionosphere response to major stratospheric warming 8. *Atmospheric science* // December 2015, *Earth Planets and Space* 67(1)
47. Labitzke, K., , and B. Naujokat, 2000: The Lower Arctic Stratosphere since 1952. *SPARC Newsletter*, No. 15, SPARC Office, Toronto, ON, Canada.
48. WMO Commission for Atmospheric Sciences Abridged Final Report of the Seventh Session, Manila, 27 February- 10 March 1978. WMO No. 509. (p. 36, item 9.4.4)
49. http://saber.gats-inc.com/browse_data.php#