

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

Институт Наук о Земле

Другоруб Александр Александрович

Выпускная квалификационная работа

«Оценка долгопериодных трендов общей облачности в Арктике»

Уровень: бакалавриат

Направление подготовки 05.03.04 «Гидрометеорология»

Научный руководитель:

Доцент кафедры климатологии и мониторинга
окружающей среды СПбГУ
Кандидат географических наук

Священников Павел Николаевич

Рецензент: ведущий научный сотрудник,
Федеральное государственное бюджетное учреждение
«Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова»
Кандидат физико-математических наук

Бекряев Роман Викторович

Санкт-Петербург

2023

Оглавление

Введение	3
Глава 1. Особенности облачного покрова и солнечной радиации в Арктике.....	6
1.1 Дифференциация Арктики по климатическим зонам	6
1.2 Особенности распределения облачного покрова в Арктике	8
1.3 Радиационный режим Арктики	9
Глава 2. Материалы и методы.....	12
2.1 Характеристика используемых данных по общей облачности	12
2.2 Методы исследования пространственно-временной изменчивости общей облачности	14
Глава 3. Результаты и выводы	16
3.1 Тренды среднемесячной температуры воздуха в Арктике в 1985-2020 гг.....	16
3.2 Распределение повторяемости количества общей облачности в Арктике на станциях Ню-Алесунд и Барроу.....	18
3.3 Долговременные тренды повторяемости пасмурного состояния неба в Арктике в 1985- 2020 гг.	22
3.4 Тренды потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации на станции Барроу в 1992–2017 гг. и Ню-Алесунд в 1992–2020 гг.	37
Заключение	42
Список литературы	43
Приложения.....	47

Введение

Климатическая система Арктики является чувствительной к внешним воздействиям, связанными с изменениями климата (Solomon and Co-authors, 2007). Наблюдения последних десятилетий показывают, что повышение приземной температуры воздуха в Арктике происходит почти в два раза быстрее чем в целом на планете (в более низких широтах) (Serreze and Francis, 2006; Serreze et al., 2009; Screen and Simmonds, 2010). Такой непропорциональный процесс потепления между высокими и низкими широтами получил название «Арктического усиления» («Arctic amplification») или «полярного усиления» («polar amplification») и был отмечен в работах многих авторов (Graversen et al., 2008; Bekryaev et al., 2010; Screen and Simmonds, 2010; Serreze and Barry, 2011; Wang et al. 2012). Таким образом, понимание механизмов, влияющих на увеличение температуры воздуха в Арктике, является одним из важных и актуальных направлений современных климатических исследований.

Повышение приземной температуры воздуха в Арктике, наблюдаемое в последние десятилетия начиная с 1980-ых годов, является результатом взаимодействия различных процессов, которые включают обмен энергией и массой между океаном, морским льдом и атмосферой (ACIA 2005). Однако, по мнению (Screen and Simmonds, 2010), основные причины, лежащие в основе «Арктического усиления», все еще остаются неясными. (Serreze and Barry, 2011) отмечают, что «Арктическое усиление» является внутренним явлением в глобальной климатической системе, которое связано с множеством причин, действующих в широком спектре пространственных и временных масштабов. Различные исследователи выделяют следующие причины «Арктического усиления»: увеличение концентрации парниковых газов в атмосфере; сокращение площади морского льда (Screen and Simmonds, 2010); изменение альбедо поверхности снега и льда из-за загрязнения аэрозолями; изменения в атмосферной и океанической циркуляции (Schweiger, 2004).

Однако большое количество предыдущих исследований показывают, что повышение температуры воздуха в Арктике в зимний период за последние десятилетия могло произойти в результате изменения содержания водяного пара в атмосфере, а также количества облачности и связанных с ними изменений в потоках коротковолновой и в особенности длинноволновой солнечной радиации (Przybylak, 1999; Shupe and Intrieri, 2004; Serreze et al., 2009; Serreze and Barry, 2011; Taylor et al., 2013; Sviashchennikov and Drugorub, 2022). Было показано, что при повышении приземной температуры воздуха происходит увеличение потоков нисходящей длинноволновой радиации, в первую очередь из-за повышения содержания водяного пара в атмосфере, облачности и оптической толщины облаков (Francis and Hunter, 2007; Miller et al., 2007; Miller and Russell, 2002; Taylor et al., 2013). Также в

последние годы возрос интерес многих исследователей к роли переносов тепла и водяного пара в межгодовой изменчивости приземной температуры воздуха в Арктике (Graversen, 2006; Graversen et al., 2008; Hwang and Frierson, 2010; Алексеев и др., 2016).

Основной целью данной работы является анализ трендов общей облачности в Арктике за период с 1985 по 2020 год по данным наземных наблюдений на фоне наблюдаемого изменения климата Арктики. Для этого также в данной работе был дополнительно проведен анализ трендов среднемесячной температуры воздуха в Арктике за период с 1985 по 2020 год и потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации на станциях Нью-Алесунд с 1992 по 2020 гг. и на станции Барроу с 1992 по 2017 гг.

Выбор периода с 1985 по 2020 гг. для оценки трендов количества общей облачности в Арктике был обусловлен тем, что в течение него наблюдаются значительные тренды повышения приповерхностной температуры воздуха в Арктике (Алексеев, 2015). В монографии (Моря российской Арктики в современных климатических условиях, 2021) для исследования климатических изменений в Арктике, связанных с «арктическим усилением», авторами был проанализирован период с 1986 года. По словам авторов, довольно сложно установить четкую временную границу, обозначающую переход к новым климатическим условиям в Арктике. Однако при анализе временных рядов, характеризующих состояние атмосферы, «перелом» можно отнести к середине 1980-х годов, для океана тенденции стали заметны начиная с 1990-х годов.

Для достижения цели поставлены следующие задачи:

1. Провести литературный обзор особенностей распределения облачного покрова в Арктике и радиационного режима, связанного с ним.
2. Собрать наземные данные о количестве общей облачности в Арктике, создать архивы данных, провести критический контроль и обработку данных по количеству общей облачности.
3. Получить тренды среднемесячной температуры воздуха в Арктике за период 1985–2020 гг.
4. Получить распределение частоты повторяемости различных градаций количества общей облачности на станциях Нью-Алесунд и Барроу
5. Получить тренды количества общей облачности в Арктике за период 1985–2020 гг.
6. Получить тренды потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации на станциях Нью-Алесунд с 1992 по 2020 гг. и станции Барроу с 1992 по 2017 гг.

Выпускная квалификационная работа состоит из введения, трех глав, в составе третьей главы четырех параграфов, заключения, списка литературы и иных

информационных источников и приложений.

В данной работе были использованы некоторые методы статистической обработки, графические и табличные методы представления результатов, а также была проведена работа с картографическими изображениями.

Глава 1. Особенности облачного покрова и солнечной радиации в Арктике

1.1 Дифференциация Арктики по климатическим зонам

По классификации климатов В.П. Кёппена, в исследуемом регионе встречаются следующие типы климатов (рисунок 1) (Дроздов и др., 1989):

- **EF** – климат вечного мороза (polar frost)
- **ET** – климат тундры (polar tundra)
- **Dfb** – бореальный с равномерным увлажнением с теплым летом (snow, fully humid, warm summer)
- **Dfc** – бореальный с равномерным увлажнением с холодным летом (snow, fully humid, cool summer)
- **Dfd** – бореальный с равномерным увлажнением резко континентальный (snow, fully humid, extremely continental)
- **Dsc** – бореальный с сухим и холодным летом (snow, summer dry, cool summer)
- **Dsd** – бореальный с сухим летом резко континентальный (snow, summer dry, extremely continental)
- **Dwc** – бореальный с сухой зимой и холодным летом (snow, winter dry, cool summer)
- **Dwd** – бореальный с сухой зимой резко континентальный (snow, winter dry, extremely continental)
- **Cfb** – умеренно теплый с равномерным увлажнением и теплым летом (warm temperate, fully humid, warm summer)
- **Cfc** – умеренно теплый с равномерным увлажнением и холодным летом (warm temperate, fully humid, cool summer)

Тип климата **EF** встречается почти на всей территории Гренландии, за исключением побережья и частично на о. Элсмир.

Тип климата **ET** встречается на территории Канадского Арктического архипелага, побережье Гренландии, северной части Исландии, в горных районах Скандинавского п-ва, арх. Шпицберген, арх. Новая Земля, арх. Земля Франца-Иосифа, арх. Северная Земля, северном побережье Гыданского п-ва, п-ве Ямал, п-ве Таймыр, Чукотском п-ве, о. Врангеля, северной части п-ва Аляска. Является преобладающей климатической зоной в североамериканской части Арктики.

Тип климата **Dfb** встречается на восточном побережье Швеции, в южной части Финляндии и постепенно. начинает преобладать на территории Европейской части России к югу от 60-62 с.ш.

Тип климата **Dfc** встречается почти на всей территории континентальной части европейской и азиатской Российской Арктики, Скандинавского полуострова, континентальной части Канады и Аляски. Является преобладающей климатической зоной в евразийской части Арктики.

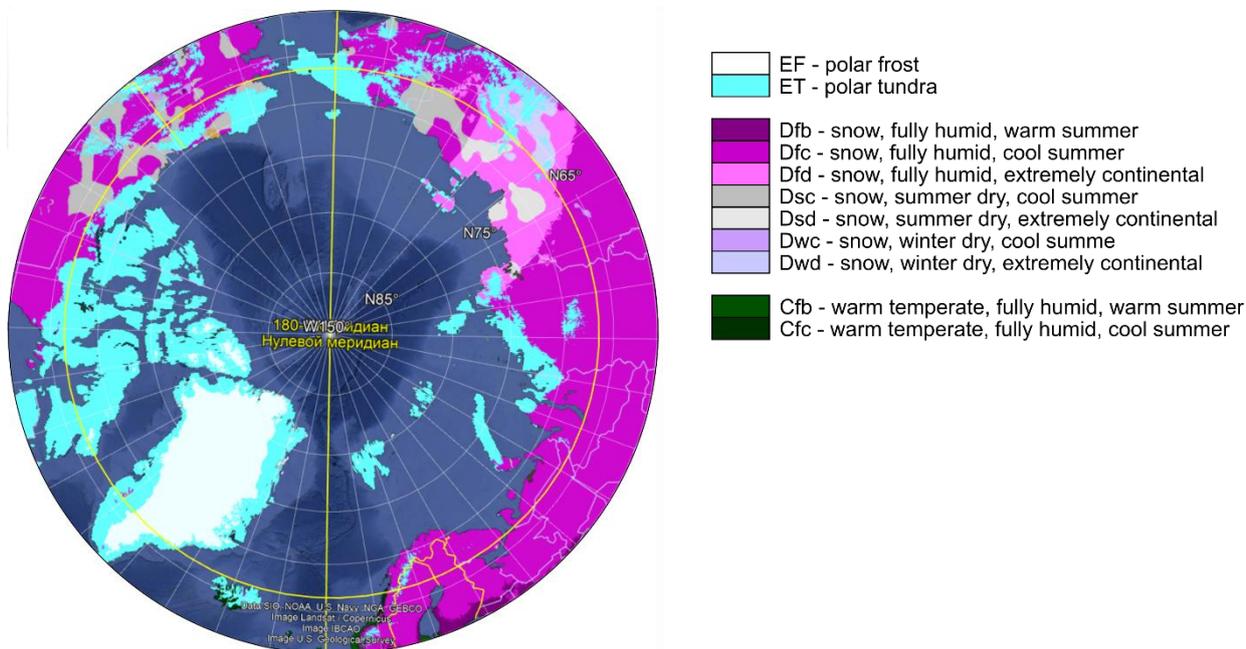


Рисунок 1. Дифференциация исследуемого региона по климатическим зонам классификации климатов В.П. Кёппена, рисунок составлен автором с использованием данных (World Map of the Köppen-Geiger climate classification) [55].

Тип климата **Dfd** встречается в континентальных районах азиатской Российской Арктики к югу от моря Лаптевых, на северо-восточной части п-ва Таймыр, Новосибирских о-вах.

Тип климата **Dsc** встречается на побережье Восточно-Сибирского моря и к югу от него в районе Колымской низменности, а также в некоторых районах североамериканской части Арктики.

Тип климата **Dsd** встречается в районе долины реки Лена и ее дельты, Яно-Индибирской низменности.

Типы климатов **Dwc** и **Dwd** встречаются в районе Черского хребта и в горных районах к югу от него.

Тип климата **Cfb** встречается на западном и юго-западном побережье Скандинавского п-ва, южном побережье Ботнического залива, Шетландских о-вах.

Тип климата **Cfc** встречается на Фарерских о-вах, в юго-западной и южной части о.

Исландия и на западном побережье Скандинавского п-ва севернее 65° с.ш.

1.2 Особенности распределения облачного покрова в Арктике

Основной составляющей общей облачности в Арктике являются облака нижнего яруса. Низкие арктические облака, повторяемость которых очень велика, могут оказывать существенное влияние на климат Арктики (Марчук и др., 1986). Преобладающим типом облаков в Арктике являются внутримассовые слоистые облака (*Stratus*), характерные для устойчивой воздушной массы, которые могут распространяться на большие территории на длительное время. Условия устойчивой термической стратификации наиболее свойственны для летнего периода, поэтому и повторяемость этих облаков значительно возрастает от холодного периода к теплему (Воскресенский и Брызгин, 1988). Также из облаков нижнего яруса и вертикального развития в районе Арктики в течение года часто встречаются слоисто-кучевые (*Stratocumulus*) и слоисто-дождевые облака (*Nimbostratus*) (Васильева и Священников, 2003).

По данным спутниковых и наземных наблюдений, а также результатов реанализа, доля общей облачности севернее 60° с.ш. составляет в среднем $0,70 \pm 0,03$, причем над океаном она больше, а над сушей меньше, составляя при этом $0,74 \pm 0,04$ и $0,67 \pm 0,03$, соответственно (Chernokulsky and Mokhov, 2012; Чернокульский, 2012). По данным наземных наблюдений, доля общей облачности в Арктике имеет хорошо выраженный годовой ход. Наибольшие значения количества общей облачности наблюдаются в августе-октябре, наименьшие – в феврале-апреле. При переходе от зимнего режима к летнему наблюдается интенсивное увеличение облачности (Васильева, Священников, 2003).

В разных районах Арктики наблюдается неоднородность в повторяемости ясного и пасмурного состояния неба. Ясное и пасмурное состояние неба обычно возникает в периоды относительно высокого или низкого атмосферного давления, что указывает на связь с динамикой синоптического масштаба (*synoptic-scale dynamics*) (Stramler et al., 2011; Morrison et al., 2011). Предыдущие исследования также отмечали, что формирование облаков нижнего и среднего ярусов над Северным Ледовитым океаном обычно связывается с циклонической активностью и прохождением фронтальных систем (Curry et al., 1996). В зимний период пасмурное небо чаще всего наблюдается в восточных и западных районах российского арктического побережья, вероятно из-за преобладания влажных воздушных масс, берущих начало над Атлантическим и Тихим океанами. Максимальная облачность в Арктике наблюдается в ее западном секторе, граничащем с Атлантикой вследствие большого количества дней с полями низкого давления, характеризующими циклонические условия. В центральном районе российского арктического побережья и в восточной части Арктического

бассейна более распространена антициклоническая циркуляция, повторяемость ясного неба здесь примерно в два раза больше, чем на восточном и западном побережьях, так как эти регионы более удалены от источников влажного воздуха (Makshtas et al., 1999). В летний период распределение облачности в Арктике в целом достаточно однородно, повторяемость пасмурного состояния неба составляет примерно 70-80%.

1.3 Радиационный режим Арктики

Наличие протяженных слоистых облаков в Арктике существенно влияет на радиационный режим подоблачного слоя атмосферы, вызывая увеличение потоков рассеянной радиации за счет многократных отражений между подстилающей поверхностью и нижней границей облаков. В регионе западного сектора Арктики доля рассеянной радиации в общем приходе солнечной энергии может превосходить поток прямой радиации почти в 2,5 раза (Тверской, 1962). Среднее слоистообразное облако, наиболее типичный вид облака для Арктики, ослабляет поток солнечной радиации, падающий на его верхнюю границу в среднем на 81%, из них 41% ослабления происходит в его верхнем 100-метровом слое.

На потоки суммарной радиации облачность оказывает столь же существенное влияние, как и на потоки прямой и рассеянной радиации. По мере роста альbedo подстилающей поверхности происходит возрастание вклада многократных отражений между подстилающей поверхностью и нижней границей облаков, вызывающего увеличение суммарной радиации. Таким образом, при наличии облачного покрова потоки суммарной радиации будут больше над поверхностью с более высоким альbedo (снежной или ледовой поверхностью), чем над поверхностью с более низким альbedo (открытая поверхность воды). Именно поэтому весной потоки суммарной радиации больше ввиду высокого альbedo снежного покрова (составляющему примерно 0,80), чем поздним летом при его стаивании и уменьшении альbedo до 0,15.

Интегральное альbedo (A), пропускание (T), поглощательная (Π) и излучательная (ϵ) способность облаков являются важными радиационными характеристиками во всей коротковолновой (0,3–3 мкм) и длинноволновой (3–40 мкм) области спектра. Интегральные и спектральные альbedo, пропускание и поглощательная способность представляют собой соответственно отношения потоков отраженной на уровне верхней границы, пропущенной на уровне нижней границы и поглощенной облаком радиации к потоку радиации, падающему на верхнюю границу облака. При этом $A+T+\Pi=1$. Относительная излучательная способность представляет собой отношение потока излучения данного тела к потоку излучения абсолютно черного тела при той же температуре. Излучательная способность

является важной радиационной характеристикой переноса длинноволнового излучения в атмосфере. Одним из основных параметров, влияющих на радиационные характеристики облаков, является высота или зенитное расстояние Солнца (Кондратьев и Биненко, 1984).

Характерные значения радиационных характеристик для слоистых и слоисто-кучевых облаков над водной поверхностью для среднего слоистообразного облака мощностью около 400 метров, для высот Солнца $40-60^\circ$ в Арктике составляют (Кондратьев и Биненко, 1984):

- альбеда (A) = 0,65–0,70
- поглощательная способность (Π) = 0,05–0,10
- излучательная способность (ϵ) = 0,85–0,95
- водозапас (W) = 18–30 г/м³
- оптическая толщина (τ) = 10–15

С увеличением оптической толщины (мощности или водозапаса) альбеда и поглощательная способность облака возрастают, а при оптической толщине более 25 достигают своих максимальных значений и не превышают 0,75–0,85 и 0,15–0,25 соответственно. Альбеда облаков (A_0) одинаковой оптической толщины зависит от альбеда подстилающей поверхности (A_{Π}). При оптической толщине равной 16 над льдом (при $A_{\Pi}=0,7$) альбеда облаков составляет 0,8, над городом (при $A_{\Pi}=0,20$) – 0,56, над водой (при $A_{\Pi}=0,04$) – 0,49.

В целом альбеда облаков значительно выше, чем альбеда суши (без снежного покрова) или океанов, поэтому в общем случае наличие облачности препятствует нагреванию подстилающей поверхности и, таким образом, вносит отрицательный вклад в радиационный баланс Земли. В высоких широтах Арктики облака уменьшают отражение лучистых потоков из-за высокого альбеда снежного покрова и повторного отражения от облаков. В тоже время облака сами поглощают некоторую часть падающей на них солнечной радиации, и они тем самым могут способствовать некоторому нагреванию атмосферы. Чувствительность облачно-радиационного форсинга (разность между радиационными потоками в облачной и безоблачной атмосфере) к изменению общей облачности составляет почти 1 Вт/м² к 1% облачности (Shupe and Intrieri, 2004). В длинноволновой области спектра облака меньше ослабляют радиационные потоки, чем в коротковолновой, так как сама атмосфера является источником длинноволнового излучения.

Облачность оказывает большое влияние и на встречное длинноволновое излучение атмосферы, которое является основным источником излучения в Арктике, так как приход солнечной радиации в зимний период относительно мал (Васильева и Священников, 2003). Годовые суммы длинноволновой радиации в Арктике в 2,5 раза больше годового прихода суммарной радиации и составляют 7-8 МДж/м². При сплошной облачности

противоизлучение атмосферы возрастает в среднем зимой на 30%, а летом на 20% по сравнению с ясным небом (Черниговский и Маршунова, 1965). По данным проекта SHEBA (Surface Heat Budget of the Arctic) коротковолновый облачный форсинг в среднем за год на подстилающей поверхности в Арктике был оценен в -10 Вт/м^2 , а длинноволновый – в 38 Вт/м^2 (Intrieri et al., 2002).

В зимний период года, когда потоки коротковолновой радиации относительно небольшие или практически равны нулю, увеличение содержания водяного пара в атмосфере (а также его части, представленной в виде облачности) по оценкам (Curry and Ebert, 1992; Eastman and Warren, 2010; Intrieri et al., 2002) способствует нагреванию поверхности за исключением летних месяцев. Основными факторами такого потепления называются отсутствие приходящей солнечной радиации с поздней осени до ранней весны и высокое альbedo поверхности, связанного со снегом и льдом (Curry and Ebert, 1992). В зимний период радиационные потоки, поступающие к поверхности Земли, больше при наличии облачного покрова по сравнению с ясным небом. В своей работе по исследованию влияния изменений облачного покрова на все потоки радиации, приходящие к земной поверхности (Screen and Simmonds, 2010) получили, что облака уменьшают коротковолновую радиацию, поступающую на поверхность, однако этот процесс частично компенсируется или увеличивается за счет компенсирующего увеличения приходящего длинноволнового излучения. По данным реанализа ERA-Interim в Арктике за период с 1989 по 2008 гг. этот эффект преобладает осенью, зимой и весной. Летом эффект затенения облаками преобладает в более низких широтах Арктического бассейна, в то время как севернее 80° с.ш. два различных процесса компенсируют друг друга.

Следует отметить, что изменчивость радиационных свойств облаков не только влияет на их динамику, но также служит одним из факторов саморегулирования энергетики атмосферы как стабилизирующим фактором в изменении климата.

Глава 2. Материалы и методы

2.1 Характеристика используемых данных по общей облачности

Одним из основных источников данных об облачности в Арктике все еще остаются наблюдения *in-situ*. Визуальные наблюдения за облачным покровом на метеорологических станциях могут быть полезны при исследовании долгопериодных трендов облачности, при условии достаточного количества и длины рядов наблюдений, а также контроля их качества. Одним из преимуществ использования наземных метеорологических наблюдений является то, что они могут предоставить достаточные для исследования изменений климата ряды наблюдений. Кроме того, метеорологические станции располагаются на конкретных местоположениях и регулярно предоставляют наблюдения через определенные интервалы времени. Однако основной проблемой наземных наблюдений за облачным покровом в Арктике все еще остается разреженная сеть метеорологических станций, часто располагающими недостаточными для исследования климата рядами наблюдений или с частыми и длительными пропусками в них. Особенно это прослеживается над центральной частью Северного Ледовитого океана, где наблюдения проводятся только с дрейфующих станций и в относительно небольшие периоды (Makshtas et al., 1999). Трудности в проведении наблюдений возникают в результате тяжелых условий для эксплуатации приборов, а также в период полярной ночи (Чернокульский, 2012).

Использование спутниковых данных для оценки облачности позволяет получить необходимую информацию для удаленных частей Арктики с достаточным пространственным разрешением и временным охватом. Однако детектирование облаков в полярных регионах затруднено, так как облака в Арктике имеют низкий видимый и температурный контраст с подстилающей поверхностью и трудно различимы при спутниковых наблюдениях (Chernokulsky and Mokhov, 2012). Кроме того, было обнаружено несоответствие между различными базами данных спутниковых наблюдений, а также между спутниковыми и наземными наблюдениями как в климатологии облачности, так и в ее трендах (Chernokulsky and Mokhov, 2012; Eastman and Warren, 2010). В сравнении с наблюдениями на метеорологических станциях, наблюдения со спутников в общем случае завышают среднемесячное значение облачности зимой и занижают летом (Makshtas et al., 1999). Системы реанализа в целом не воспроизводят общую облачность в Арктике адекватно, особенно зимой и над поверхностью океана [13] (Chernokulsky and Mokhov, 2012).

Для исследования трендов количества общей облачности и температуры воздуха на территории Арктики были использованы данные наблюдений метеорологических станций

Рисунок 2. Географическое расположение выбранных для исследования станций с наблюдениями количества общей облачности с 1985 по 2020 гг.

2.2 Методы исследования пространственно-временной изменчивости общей облачности

Для исследования пространственно-временной изменчивости облачного покрова в Арктике было принято рассматривать количество общей облачности – характеристику облачного покрова, наблюдаемую визуально при стандартных метеорологических наблюдениях и наиболее часто используемую в климатических исследованиях. Под количеством общей облачности подразумевается степень покрытия небосвода облаками любого вида наблюдателем при визуальном осмотре неба над метеорологической станцией. Существуют некоторые различия в предоставлении информации об общем количестве облачности. На российских метеорологических станциях количество общей облачности кодируется от 0 до 13. Значение 0 означает полное отсутствие облаков или покрытие облаками менее 1/10 небосвода, 10 – небосвод полностью покрыт облаками, 11 – наличие следов облаков, 12 – 10 баллов с просветами, 13 – облака невозможно определить («Описание массива срочных данных об основных метеорологических параметрах на станциях России»). В ходе анализа данных следы облаков (код 11) учитывались как 0 баллов, а 10 баллов с просветами (код 12) – как 9 баллов. Случаи невозможности определения облаков (код 13) при анализе не учитывались. Также в других базах данных количество общей облачности может также указываться в десятичной системе, как в виде десятичных долей (от 0,1 до 1), так и в виде процентов (от 10% до 100%), или в виде октантов (от 1 до 8).

Для количественного учета облачности и последующего анализа трендов был выбран метод разбиения случаев количества общей облачности на градации с дальнейшей выборкой повторяемости пасмурного состояния неба (случаев с количеством общей облачности в 9–10 баллов или 7-8 октантов). Причины выбора данного метода разбиения случаев количества общей облачности на градации подробно рассматриваются в разделе 3.2.

Тренды среднемесячной температуры воздуха, повторяемости пасмурного состояния неба, а также потоков суммарной и длинноволновой радиации в данной работе находились в виде линейной функции, имеющей вид:

$$T(t) = a_0 + a_1 t, (1)$$

где: a_0 – константа, a_1 – коэффициент (величина тренда), t – переменная

Значения коэффициентов a_0 и a_1 в формуле (1) определялись методом наименьших квадратов. Коэффициент a_1 в уравнении (1) представляет собой величину тренда в единицу времени, т.е. линейное изменение характеристики за год. В дальнейшем коэффициент a_1 в данной работе будет подразумеваться под понятием «величина тренда».

При оценке тренда наиболее важным является оценка его значимости (степени существенности его вклада в изменчивость случайного процесса). Для оценки статистической значимости трендов, полученных в данной работе, использовались следующие критерии: критерий Стьюдента, тест Манна-Кендалла и метод И.И. Поляка.

В дальнейшем по полученным значениям величин трендов были построены карты величин трендов среднемесячной температуры воздуха и повторяемости пасмурного состояния неба для каждого месяца. Для проведения интерполяции и построения изолиний величин трендов использовался метод Multilevel B-Spline Interpolation в программе SAGA (System for Automated Geoscientific Analyses). В исследованиях тенденций общей облачности, в работе (Ansari et al., 2020) для интерполяции находил применение также метод Thin-Plate Spline Interpolation. Следует отметить, что данные методы интерполяции особенно необходимы для получения пространственного распределения тенденций в тех частях исследуемого региона, где наблюдается дефицит наземных наблюдений за облачностью, например, в Канадской Арктике, Гренландии и в других отдаленных частях Северного Ледовитого океана. Однако, данные методы интерполяции не воспринимают рельеф, а используемые в данном исследовании станции расположены в разных топографических регионах, что также оказывает особое влияние на формирование облачности и, соответственно, на тренды.

Глава 3. Результаты и выводы

3.1 Тренды среднемесячной температуры воздуха в Арктике в 1985-2020 гг.

В предыдущих исследованиях было отмечено, что облачный покров и температура воздуха имеют хорошую корреляционную связь. Например, ранее исследователями были обнаружены тенденции к увеличению общей облачности в Арктике и положительная корреляция между общей облачностью и приземной температурой воздуха осенью, зимой и весной (Eastman and Warren, 2010).

Одна из обратных положительных связей, усиливающих потепление в Арктике в результате сокращения площади арктического морского льда, проявляется в усилении положительного тренда температуры воздуха поздней осенью и в начале зимы. В этот период, начинающийся переходом температуры воздуха к отрицательным значениям, в атмосферу поступает тепло, накопленное в освободившихся ото льда акваториях, площадь которых росла по мере развития потепления. Дополнительный вклад в усиление потепления вносит повышение содержания водяного пара в приповерхностном слое воздуха, сопровождающееся увеличением притока нисходящей длинноволновой радиации (Алексеев, 2015)

На рисунке 3 представлено пространственное распределение трендов среднемесячной температуры воздуха (в °C/10 лет) в феврале, мае, августе и октябре за период с 1985 по 2020 гг., представляющие зиму, весну, лето и осень, соответственно. Карты пространственного распределения трендов среднемесячной температуры воздуха во все остальные месяцы года и таблица величин трендов среднемесячной температуры воздуха на всех выбранных для исследования станциях представлены в Приложении 1 и 2 соответственно. Согласно полученным результатам, за период с 1985 по 2020 гг. практически на всей территории Арктики в течение года наблюдаются значимые тренды повышения среднемесячной температуры воздуха. Наиболее сильное повышение наблюдается в районе Баренцева и Карского морей. Небольшие локальные тренды понижения среднемесячной температуры воздуха наблюдаются лишь на северной части Азиатской России к югу от Восточно-Сибирского моря и моря Лаптевых в ноябре, декабре и феврале, а также на северной части Европейской России в марте и июне.

В таблице 1 также представлены осредненные по всем широтам (60-85° с.ш.) тренды среднемесячной температуры воздуха за период с 1985 по 2020 гг. Наибольшие тренды повышения среднемесячной температуры воздуха наблюдаются с октября по апрель с декадным трендом около +0,7-1,2°C. Максимальный тренд повышения среднемесячной температуры воздуха наблюдается в ноябре и составляет +1,17°C/10 лет, минимальный – в

июле (+0,33°C/10 лет).

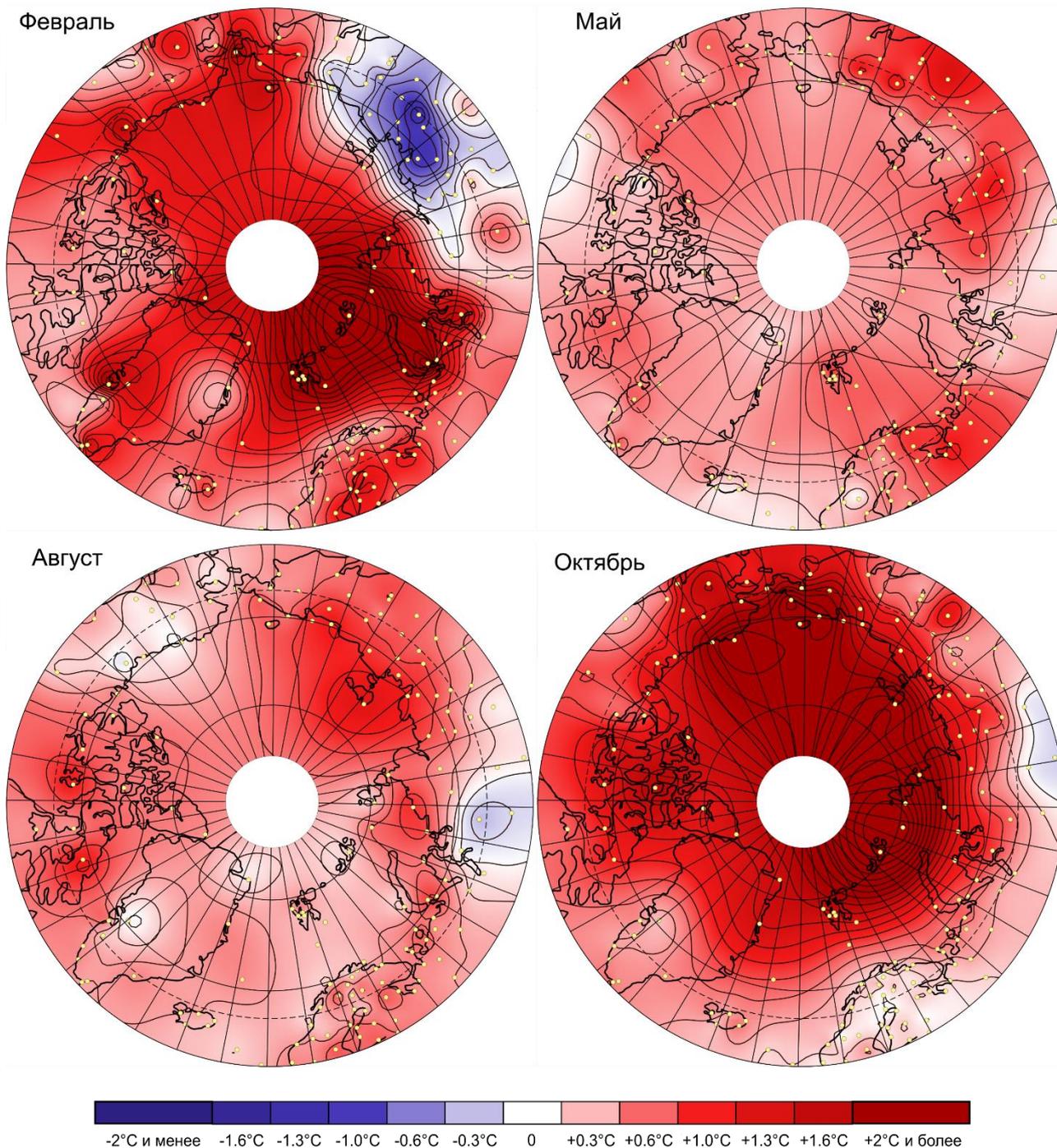


Рисунок 3. Тренды среднемесячной температуры воздуха (°C/10 лет) в феврале, мае, августе и октябре за период с 1985 по 2020 гг.

Таблица 1. Осредненные по всем широтам (60-85° с.ш.) тренды среднемесячной температуры воздуха (°C/10 лет) за период с 1985 по 2020 гг.

январь	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
0,99	0,76	0,68	0,87	0,51	0,43	0,33	0,46	0,55	1,01	1,17	0,99

3.2 Распределение повторяемости количества общей облачности в Арктике на станциях Нью-Алесунд и Барроу

Одной из важной особенностью облачного покрова Арктики является распределение частоты повторяемости общего балла облачности, которое в отличие от других климатических параметров не представляет собой нормальное распределение. В зимний период повторяемости общей облачности в 0-2 балла (состояние ясного неба) и в 9-10 баллов (состояние пасмурного неба) практически равны. В летний период преобладает повторяемость пасмурного состояния неба (88%), повторяемость ясного неба составляет 7%, повторяемость в 3-7 баллов составляет 4-5%, причем основную роль играют облака нижнего яруса. (Васильева и Священников, 2003; Makshtas et al., 1999).

Для исследования распределения повторяемости количества общей облачности в Арктике по различным градациям были выбраны две метеорологические станции, Нью-Алесунд и Барроу, расположенные в западной и восточной частях Арктики, соответственно. На выбранных станциях были проанализированы данные о количестве общей облачности за период с 1985 по 2020 гг. и затем распределены по следующим градациям: 0-2, 3-4, 5-6, 7-8, октантов. Повторяемость определенной градации количества общей облачности рассчитывалась как отношение числа случаев количества общей облачности выбранной градации к общему числу наблюдений количества общей облачности.

В таблице 2 и на рисунке 4 представлена повторяемость различных градаций количества общей облачности на станции Нью-Алесунд, а в таблице 3 и на рисунке 5 - повторяемость различных градаций количества общей облачности на станции Барроу.

Таблица 2. Повторяемость различных градаций количества общей облачности на станции Нью-Алесунд

Общая облачность, октанты	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
0-2	40	38	32	33	22	14	13	14	15	25	33	43
3-4	10	12	11	13	9	11	9	7	8	12	9	9
5-6	9	11	15	14	13	14	13	13	13	12	11	8
7-8	41	40	41	41	55	62	65	66	64	52	47	40

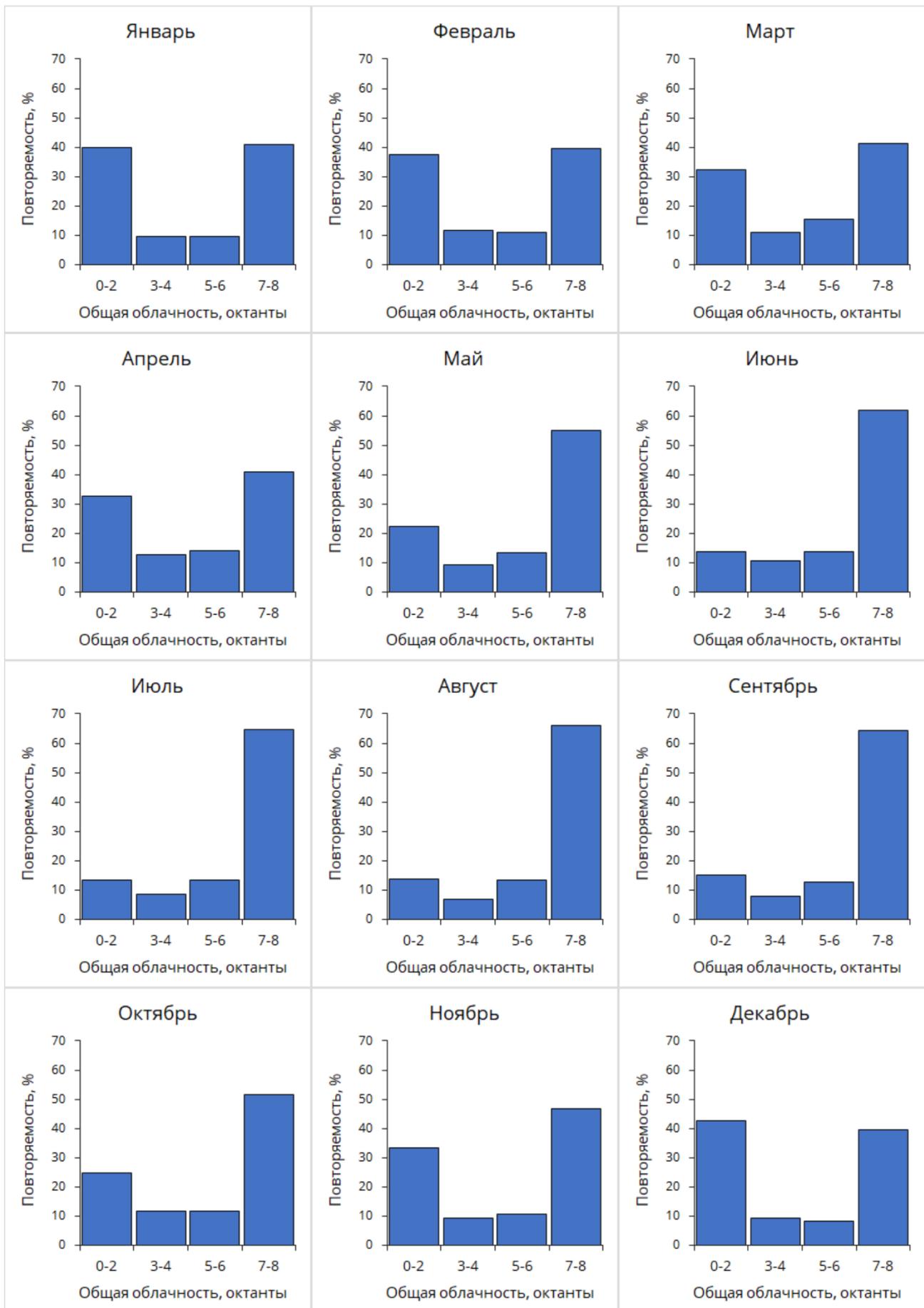


Рисунок 4. Повторяемость различных градаций количества общей облачности на станции Нью-Алесунд

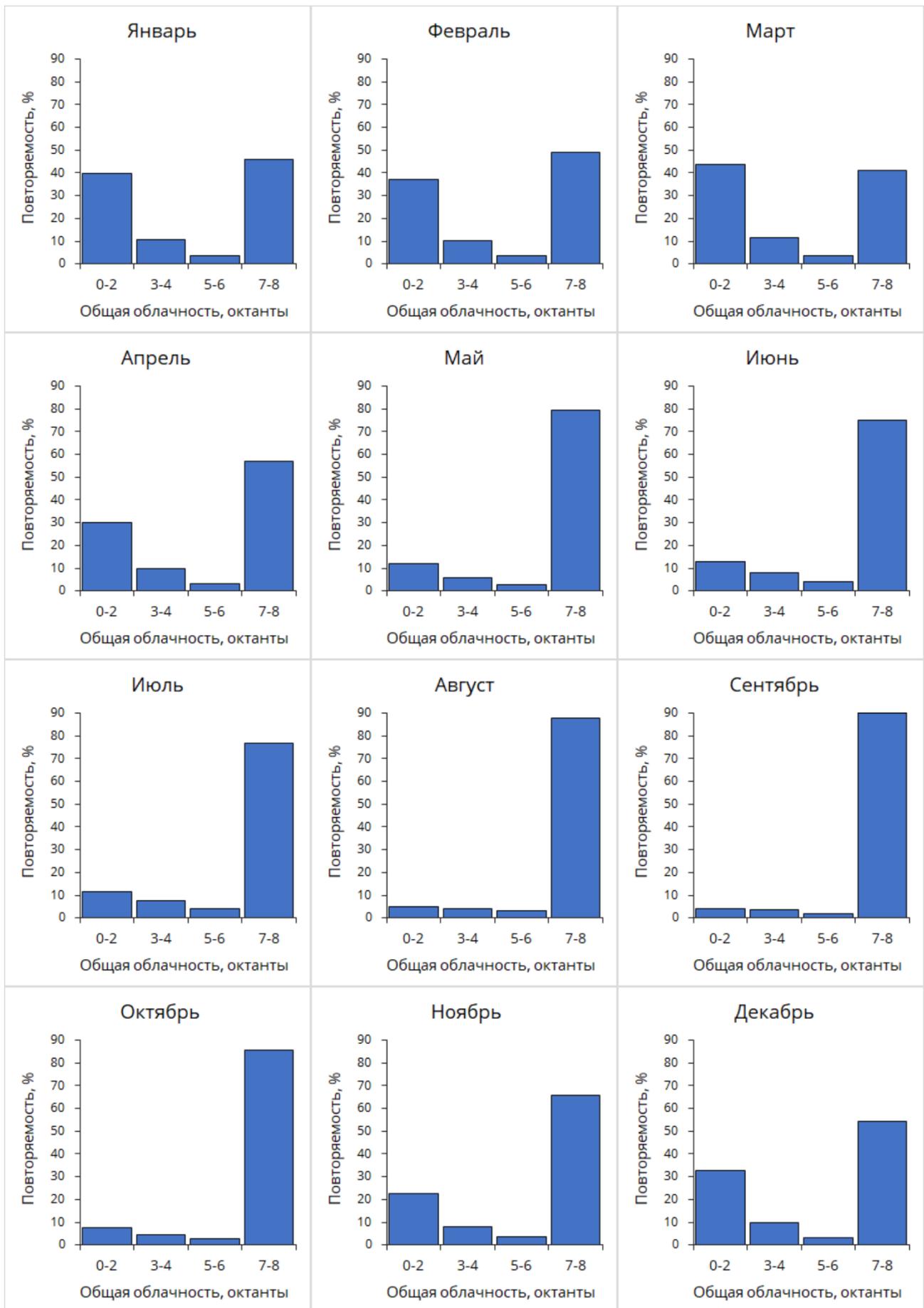


Рисунок 5. Повторяемость различных градаций количества общей облачности на станции

Барроу

Таблица 3. Повторяемость (в %) различных градаций количества общей облачности на станции Барроу

Общая облачность, октанты	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
0-2	40	37	44	30	12	13	12	5	4	8	23	33
3-4	11	10	12	10	6	8	8	4	4	4	8	10
5-6	4	3	4	3	3	4	4	3	2	3	3	3
7-8	46	49	41	57	80	75	77	88	90	86	66	54

По результатам анализа количества общей облачности на выбранных станциях было получено, что распределение повторяемости общей облачности в Арктике имеет бимодальное β -распределение, причем в зимний период распределение имеет вид буквы «U», а в летний период – буквы «J». Согласно таблицам 2-3 и рисункам 4-5, в зимний период (с ноября по апрель) повторяемость градации общей облачности в 7-8 октантов на обеих станциях составляет 40-60%, а градации общей облачности в 0-2 октантов – 30-45%, таким образом, представляя собой бимодальное распределение в виде буквы «U». От зимы к лету на обеих станциях повторяемость градации общей облачности в 0-2 октантов начинает уменьшаться, достигая при этом минимума в 13% на ст. Нью-Алесунд в июле и 4% на ст. Барроу в сентябре. В то же время повторяемость градации общей облачности в 7-8 октантов от зимы к лету начинает расти. Она достигает своего максимума в 66% на ст. Нью-Алесунд в августе и 90% на ст. Барроу в сентябре и представляет собой распределение уже в виде буквы «J». Таким образом, февраль и август являются наиболее репрезентативными месяцами для отображения зимнего и летнего распределения повторяемости общего балла облачности, соответственно. Также по результатам анализа было получено, что май и октябрь являются переходными сезонами между зимним и летним распределением облачности, что также подтверждается и в других работах (Васильева и Священников, 2003; Makshtas et al., 1999). Необходимо отметить, что по результатам других исследований было получено, что такое распределение с небольшими отклонениями выполняется для всего региона Арктики (Зотова и др., 2020).

Для исследования долгопериодных трендов облачности необходимо принимать во внимание вышеуказанные различия между летним и зимним распределением повторяемости общего балла облачности. Метод количественного определения облаков с помощью среднего

арифметического значения общей облачности является недостаточно корректным, поскольку для типичного распределения облачности (в особенности в зимнее время над поверхностью морского льда) среднее значение является наименее вероятным значением (Makshtas et al., 1999). По этой причине для исследования пространственно-временной изменчивости и последующей оценки долгопериодных трендов количества общей облачности на территории Арктики, в исследуемом регионе были проанализированы не средние значения количества общей облачности за сутки, а был выбран метод разбиения повторяемости этой характеристики на градации с выборкой повторяемости пасмурного состояния неба (случаев с количеством общей облачности в 9-10 баллов) на станциях, основываясь также на предыдущих исследованиях повторяемости количества облачности в высоких широтах. (Васильева и Священников, 2003; Священников и др., 2011).

3.3 Долговременные тренды повторяемости пасмурного состояния неба в Арктике в 1985-2020 гг.

В Приложении 3 представлена таблица величин изменения повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) за период с 1985 по 2020 гг. на всех выбранных для исследования станциях.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба в октябре с 1985 по 2020 гг. представлено на рисунке 6. В октябре с началом полярной ночи в самых высоких широтах Арктики начинает формироваться зимняя картина распределения трендов повторяемости пасмурного состояния неба, а именно их преобладание практически над всей акваторией Северного Ледовитого океана и во многих континентальных частях Арктики. Наиболее высокие положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваториями морей Баффина, Девисова пролива, Гренландского, Карского, Восточно-Сибирского, Чукотского и моря Бофорта, а также над большей частью Канадского Арктического архипелага и о. Гренландия. Отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваторией Норвежского моря, Датского пролива, акваторией моря Лаптевых и его побережье, большей части п-ва Таймыр, а также на побережье моря Бофорта и в континентальных частях к югу от него, в южной части о-ва Баффина Земля, заливе Фокс, п-ве Мелвилл, п-ве Унгава, о. Саутгемптон.

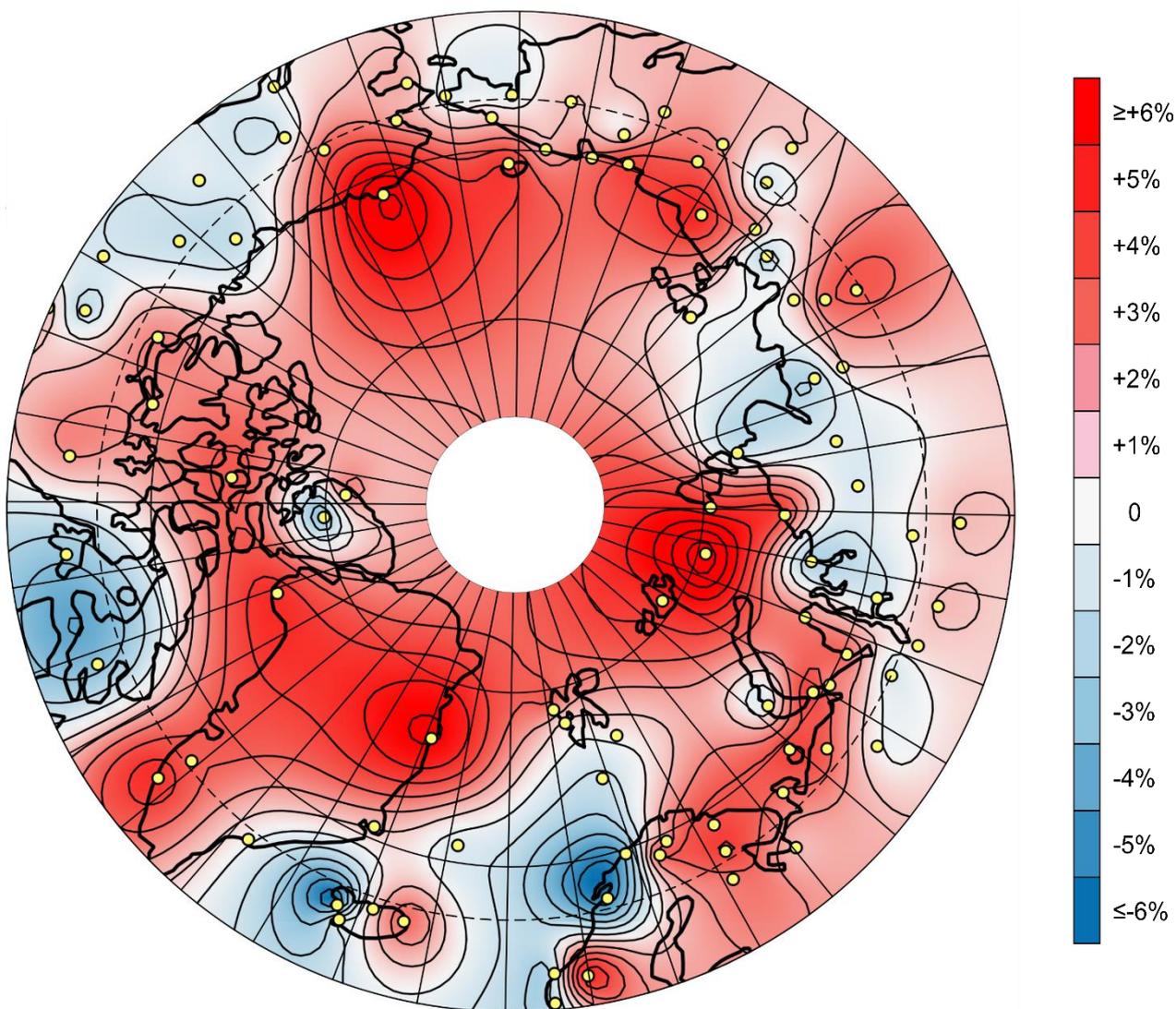


Рисунок 6. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в октябре за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба в ноябре с 1985 по 2020 гг. представлено на рисунке 7. В ноябре магнитуды положительных трендов повторяемости пасмурного состояния неба во многих районах Арктики достигают своих максимумов за 10 лет. Например, на станции Барроу повторяемость пасмурного состояния неба увеличивается на 15,4% за 10 лет, на о. Врангеля — на 8,8%, на о. Визе — на 7,6%. Положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваториями Норвежского, Гренландского, Баренцева, Карского морей, акваториями Восточно-Сибирского и Чукотского моря и в континентальных частях к югу от них, акваториями морей Бофорта, Баффина и Девисова пролива, над территориями Скандинавского п-ва и почти всей континентальной частью европейской российской Арктики. Отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваторией моря Лаптевых, большей частью п-ва Таймыр, над северной частью Атлантики в юго-восточной части о. Гренландия, западной части о. Исландия и над

акваторией Датского пролива, в южной части о-ва Баффинова Земля, заливе Фокс, п-ве Мелвилл, п-ве Унгава, о. Саутгемптон, а также в континентальных частях Северной Америки южнее широты полярного круга.

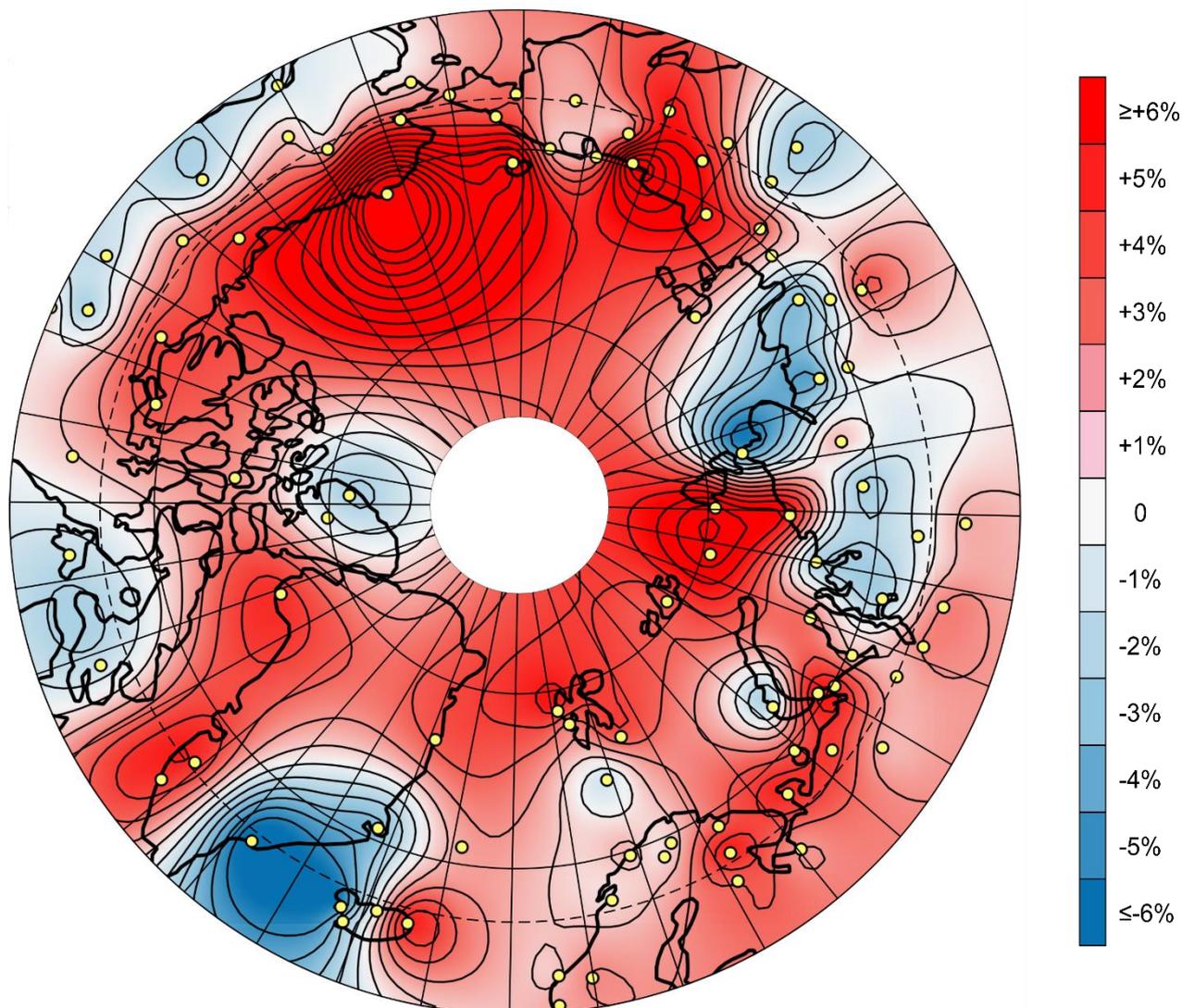


Рисунок 7. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в ноябре за период с 1985 по 2020 гг.

Согласно рисунку 8, за период с 1985 по 2020 гг. в декабре повторяемость пасмурного состояния неба в целом увеличилась почти над всей акваторией Северного Ледовитого океана, а именно над акваториями Гренландского, Норвежского, Баренцева, Белого, Карского, Чукотского морей и моря Баффина, акваториями Восточно-Сибирского моря и моря Бофорта и в континентальных частях к югу от них, Девисова пролива, а также на большей части территории о. Гренландия, Скандинавского п-ва, континентальной частью европейской российской Арктики до 80° в.д. Отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдались над акваторией моря Лаптевых и в континентальной части к югу от его побережья, Новосибирских о-вах, восточной части п-ва Таймыр, большей части п-ва Аляска (кроме его северной части), в континентальной части

североамериканской Арктики к югу от о. Виктория.

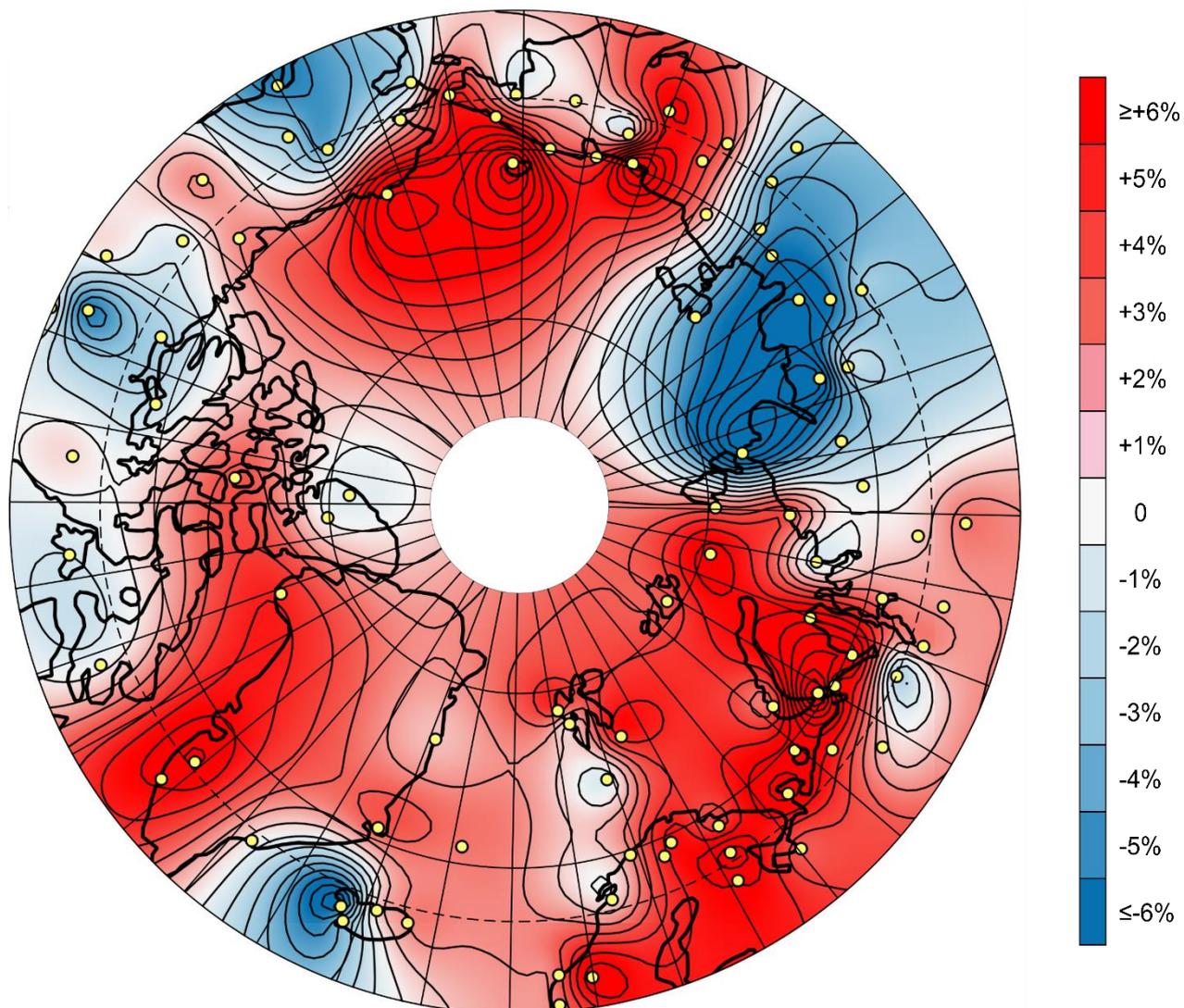


Рисунок 8. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в декабре за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в январе в целом подобно распределению в декабре (рисунок 9). Практически над всей акваторией Северного Ледовитого океана (Гренландское, Баренцево, Карское, Восточно-Сибирское, Чукотское море, море Бофорта) наблюдаются положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба (за исключением моря Лаптевых), однако они меньше по своей величине, чем в декабре.

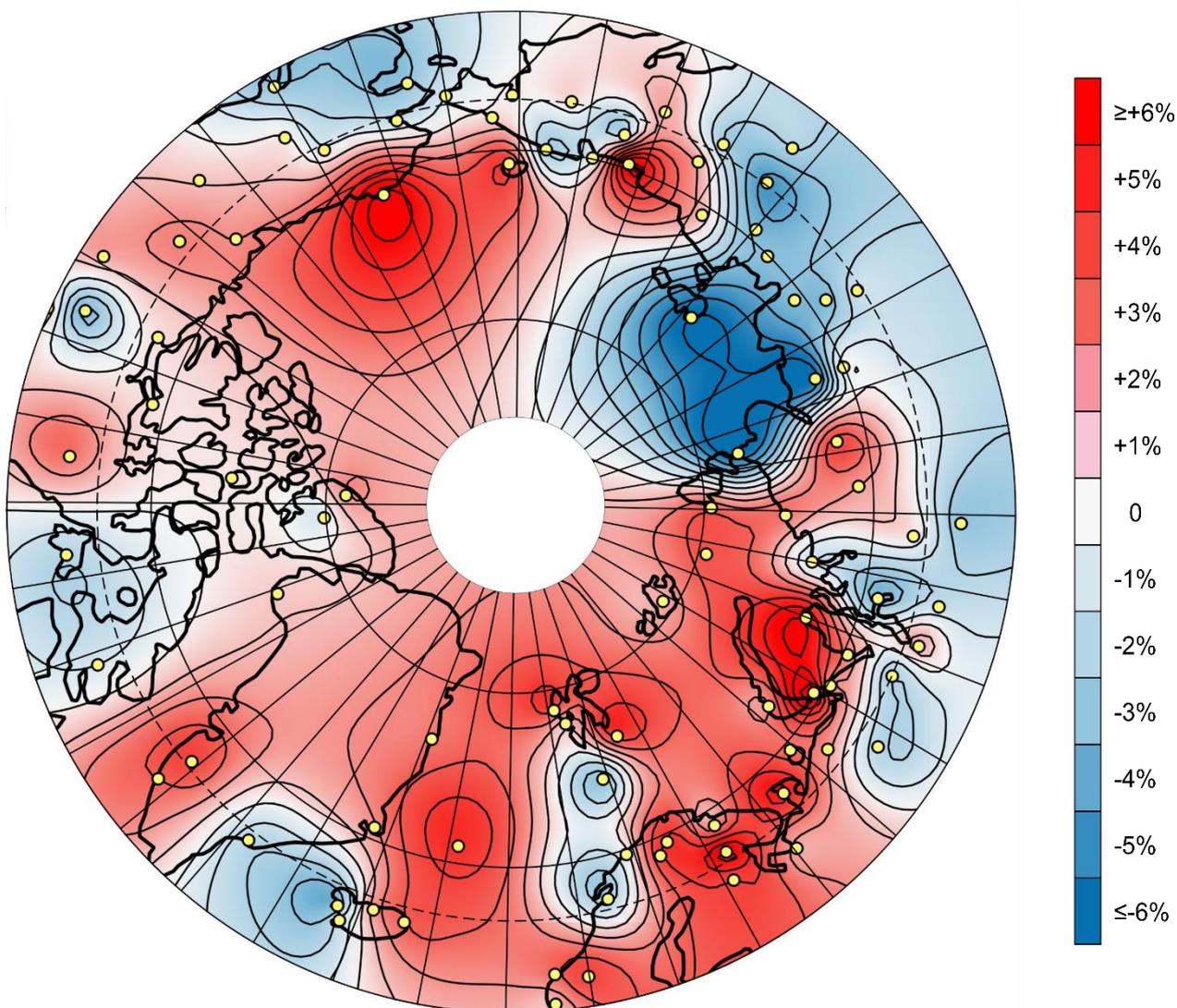


Рисунок 9. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в январе за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в феврале имеет наиболее характерный для холодного периода вид распределения (рисунок 10). Также, как и в предыдущие месяцы (октябрь-январь), практически над всей акваторией Северного Ледовитого океана наблюдаются положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба (за исключением моря Лаптевых), а также над территориями Скандинавского п-ва, большей части о. Гренландия и п-ва Аляска. Наиболее высокие тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваториями Баренцева, Белого, Карского, а также Чукотского моря. Над акваторией моря Лаптевых, его побережье, и к югу от него наблюдаются отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба. В этот месяц достигается наибольшая величина отрицательных трендов в этой области, например, повторяемость пасмурного состояния неба на станции Саскылах уменьшается на -10,8% за 10 лет, на станции Кюсюр — на -9,8% за 10 лет. Над территорией Гренландии наблюдаются положительные тренды, в то время как на территории Канадского

Арктического архипелага наблюдаются отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба.

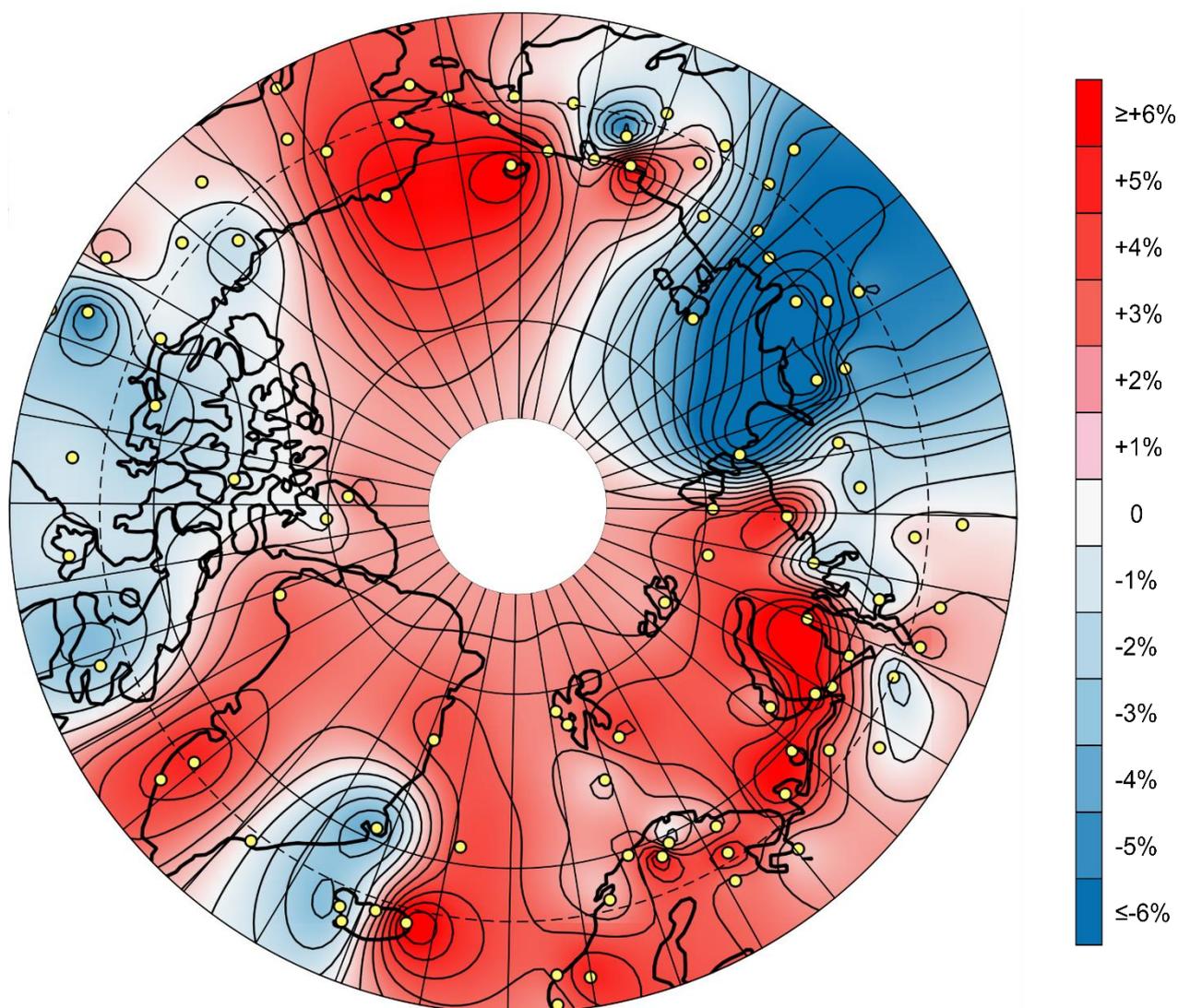


Рисунок 10. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в феврале за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в марте представлено на рисунке 11. В целом тренды имеют разные знаки и величину по всей Арктике и в основном не изменяются больше 4% за 10 лет, однако все же можно выделить область значимых отрицательных трендов повторяемости пасмурного неба над акваторией моря Лаптевых, его побережье, и к югу от него (например, повторяемость пасмурного состояния неба на станции Саскылах уменьшается на -9,0% за 10 лет), а также область значимых трендов увеличения повторяемости пасмурного неба над акваторией Чукотского моря (увеличение на станции о. Врангеля на 6,4% за 10 лет) и в районе юго-западной части о. Гренландия и Девисова пролива (увеличение на станции Нуук на 6,3% за 10 лет). Следует отметить, что в марте, в отличие от других месяцев зимнего периода, над акваторией Баренцева моря не наблюдаются значимые положительные тренды

повторяемости пасмурного состояния неба.

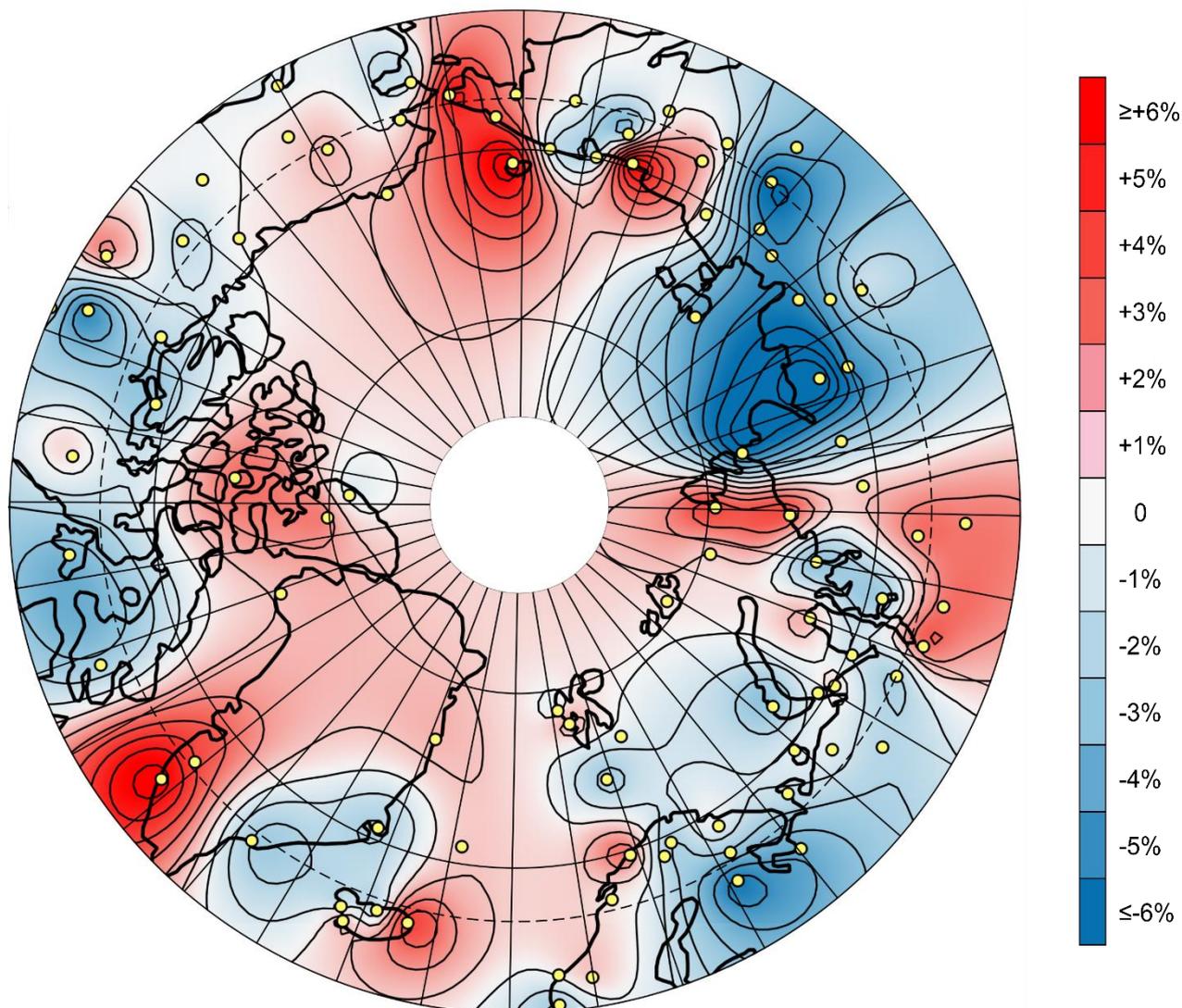


Рисунок 11. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в марте за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в апреле в целом подобно распределению в другие месяцы холодного периода с октября по февраль, кроме марта (рисунок 12).

Также, как и в предыдущие месяцы (октябрь-февраль), практически над всей акваторией Северного Ледовитого океана наблюдаются положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба (за исключением моря Лаптевых и моря Баффина), а также над территориями Скандинавского п-ва, южной части о. Гренландия и северо-западной части п-ва Аляска. Наиболее высокие тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваториями Баренцева, Карского моря, Чукотского моря и в районе Девисова пролива. Например, увеличение повторяемости пасмурного состояния неба на станции Барроу достигает 8,4% за 10 лет, на станции Стерлегова – 8,3% за 10 лет, станциях им. М.В. Попова и им. Е.К. Федорова – на 7,9% за 10 лет. Отрицательные тренды

повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваторией моря Лаптевых, его побережье, и к югу от него (-7,2% за 10 лет на станции Саскылах), а также на территории континентальной части азиатской Арктики от 100° до 180° в.д. и в некоторых континентальных частях североамериканской Арктики.

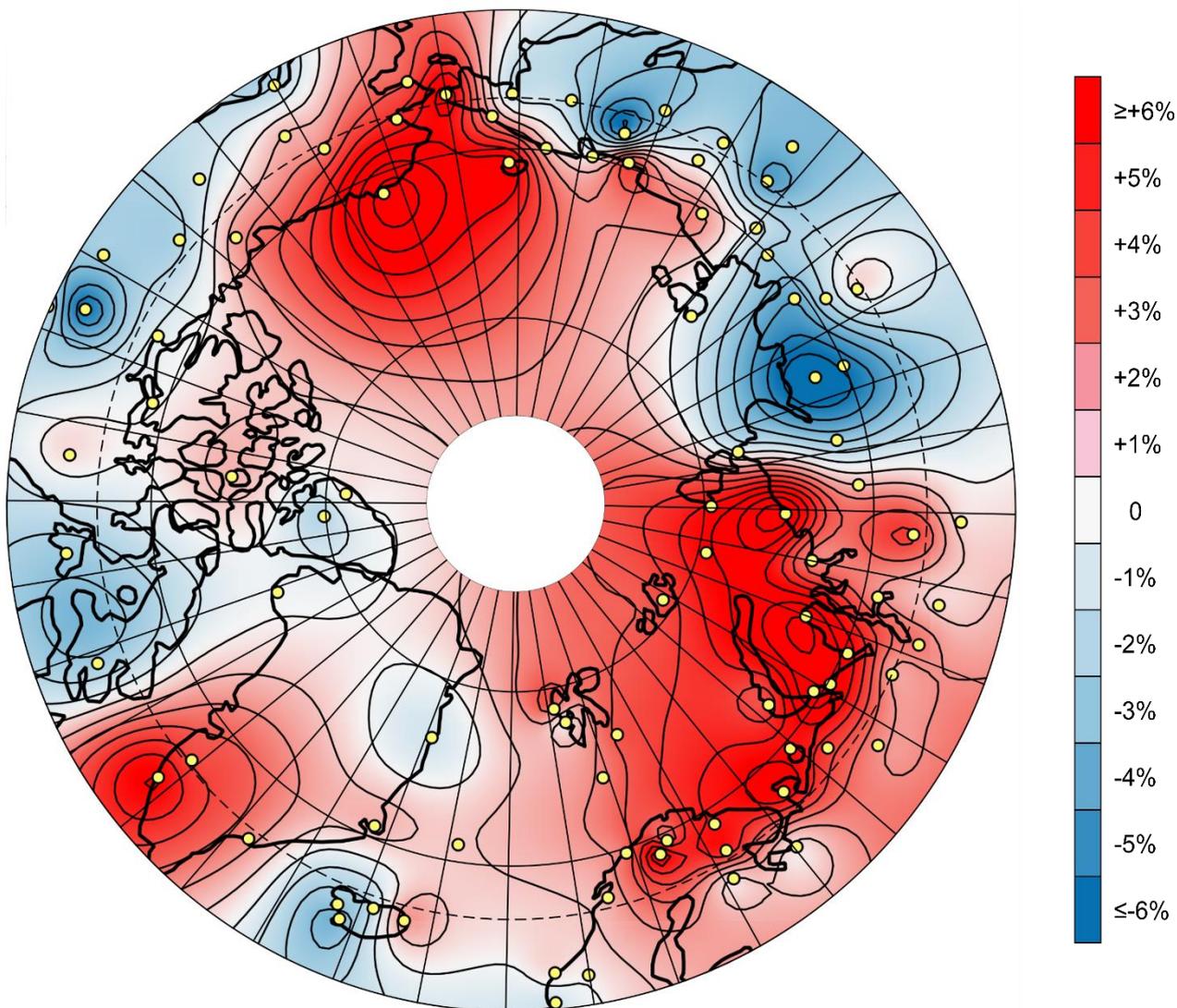


Рисунок 12. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в апреле за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в мае представлено на рисунке 13. В мае в Арктике начинается преобладание отрицательных трендов повторяемости пасмурного состояния неба над положительными, причем не только по площади распространения, но и по знаку. Май является переходным сезоном между зимним и летним распределением облачности в Арктике. В целом тренды повторяемости пасмурного состояния неба имеют разные знаки и величину по всей Арктике и в основном не превышают значения в 4% за 10 лет, поэтому довольно сложно выделить какие-то определенные области трендов. Положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваторией моря Баффина и северной части о. Гренландия

(4,2% за 10 лет на станции Туле), в Девисовом проливе, над акваторией Чукотского моря (3,3% за 10 лет на станции о. Врангеля) и на северном побережье Аляски (2,8% за 10 лет на станции Барроу), а также частично в некоторых других морях Северного Ледовитого океана, однако можно заметить, что они не имеют такую же большую величину, как в зимний период. Также, как и в зимний период, прослеживается область отрицательных трендов повторяемости пасмурного состояния неба над акваторией моря Лаптевых, его побережье, и к югу от него (-6,3% за 10 лет на станции Джалинда, -5,2% на станции Кюсюр, -4,0% на станции Саскылах), однако величина трендов меньше, чем в зимний период. Отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба также наблюдаются почти над всем Канадским Арктическим архипелагом (-3,9% на станции Кембридж Бей) и в континентальной части североамериканской Арктики (-6,9% за 10 лет на станции Йеллоунайф, -6,1% на станции Форт-Симпсон), кроме северного побережья п-ва Аляска.

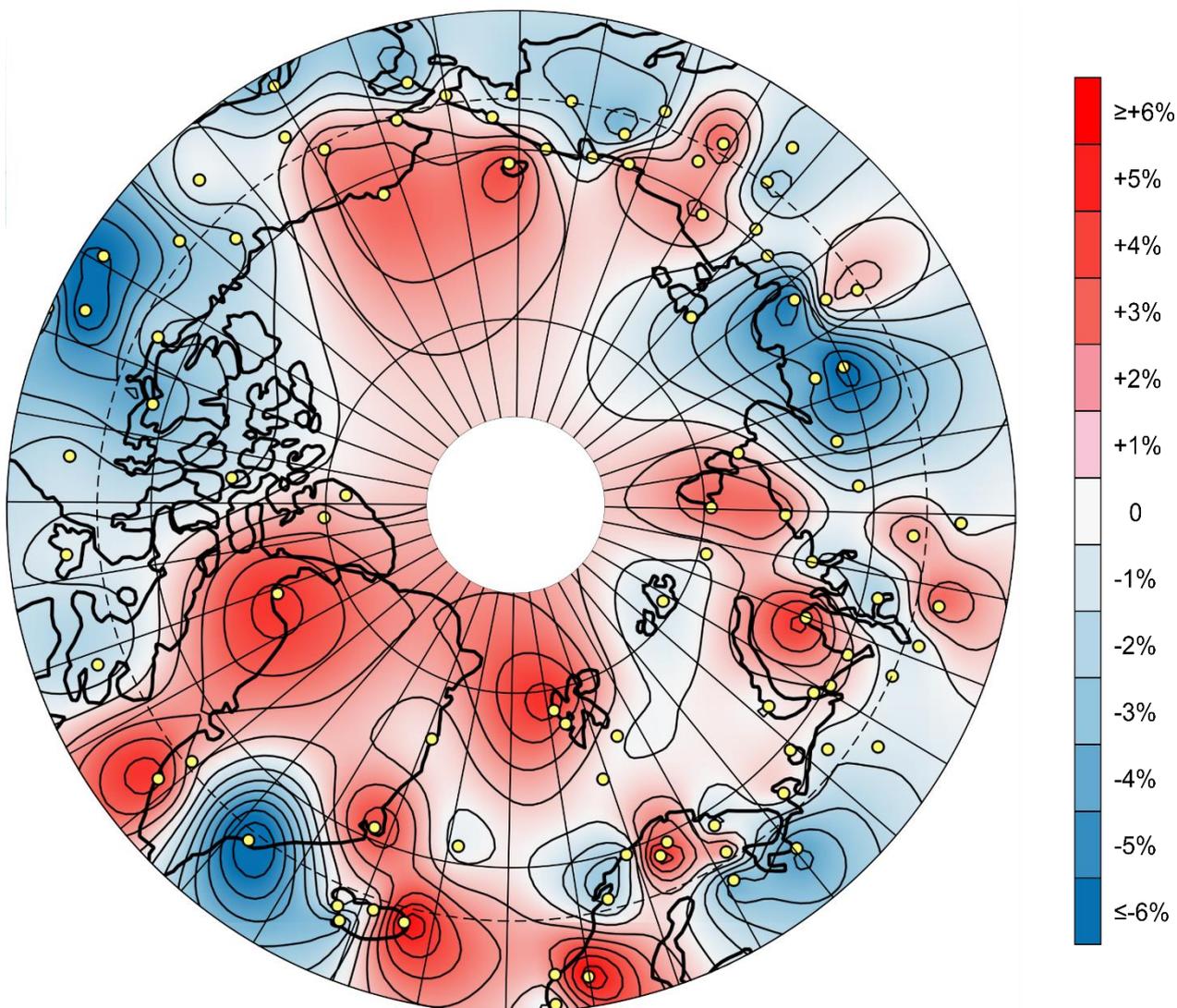


Рисунок 13. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в мае за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985

по 2020 гг. в июне представлено на рисунке 14. Положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются в северной части Скандинавского п-ва (6,4% за 10 лет на станции Сихцаярви и 5,7% за 10 лет на станции Карасйок), над акваториями Карского, Чукотского и моря Бофорта.

В июне на большей части о. Гренландия (кроме ее юго-западной части и района Девисова пролива), а также над акваториями Гренландского моря и моря Баффина наблюдаются отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба (-5,6% за 10 лет на станции Скорбисунн). Над акваторией моря Лаптевых, его побережье, и к югу от него в сторону континента по-прежнему наблюдается уменьшение повторяемости пасмурного состояния неба (-8,6% за 10 лет на станции Кюсюр, -7,2 на станциях Саскылах и Джалинда).

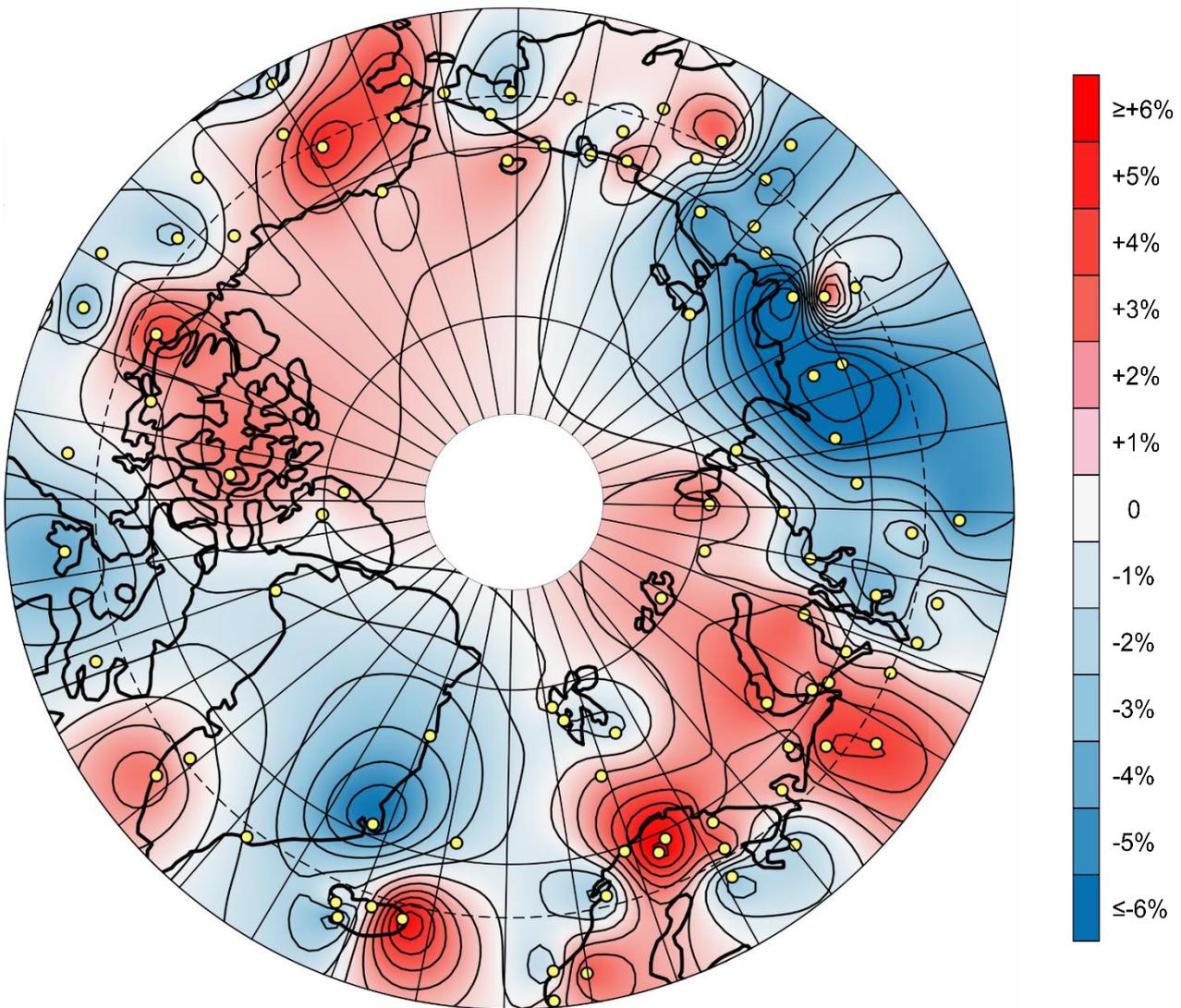


Рисунок 14. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в июне за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в июле представлено на рисунке 15. Положительные тренды повторяемости

пасмурного состояния неба наблюдаются в Баренцевом, Карском, Восточно-Сибирском море его побережье, и к югу от него (7,2% за 10 лет на станции Зырянка, 6,3% за 10 лет на станции Среднеколымск), Чукотском море, море Бофорта, Баффина, а также почти на всей территории п-ва Аляска (4,5% за 10 лет на станциях Коцебу и Беттлс, 4,4% за 10 лет на станции Барроу).

Июль является единственным месяцем за 10 лету, в котором отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба над акваторией моря Лаптевых, его побережье, и к югу от него в сторону континента практически не выражены (-3,5% за 10 лет на станции Кюсюр, -2,3% за 10 лет на станции Хатанга, -2,0% за 10 лет на станции Джалинда, -0,4% за 10 лет на станции Саскылах).

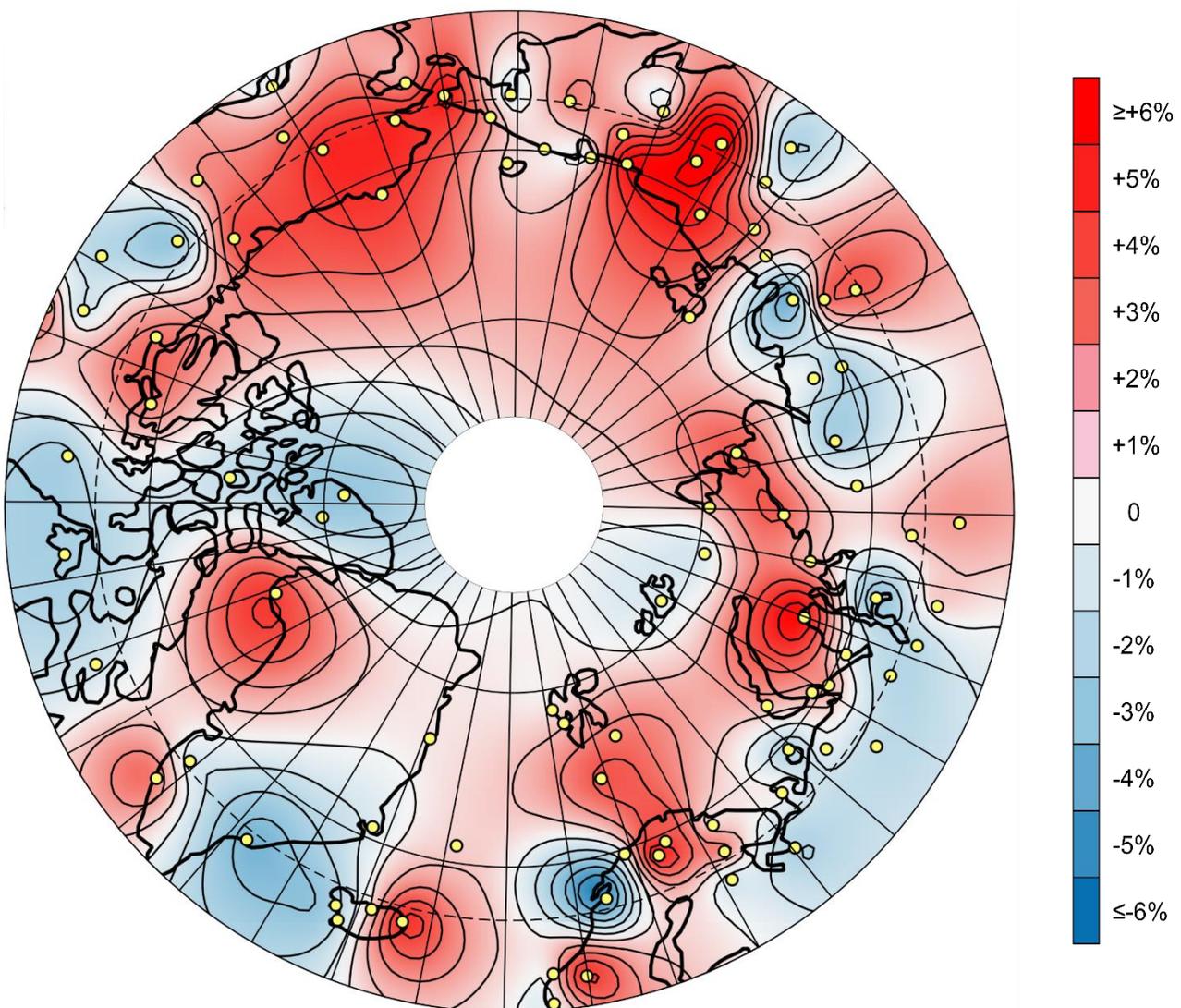


Рисунок 15. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в июле за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в августе имеет наиболее характерный для теплого периода вид распределения (рисунок 16). В отличие от холодного периода, в целом на территории исследуемого региона

наблюдаются отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба. Значимые положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются только над акваториями Баренцева, Карского и Чукотского моря. В августе величины отрицательных трендов повторяемости пасмурного состояния неба в области моря Лаптевых, и к югу от него снова увеличиваются (-6,2% за 10 лет на станции Усть-Мома, -6,1% за 10 лет на станциях Саскылах и Джалинда).

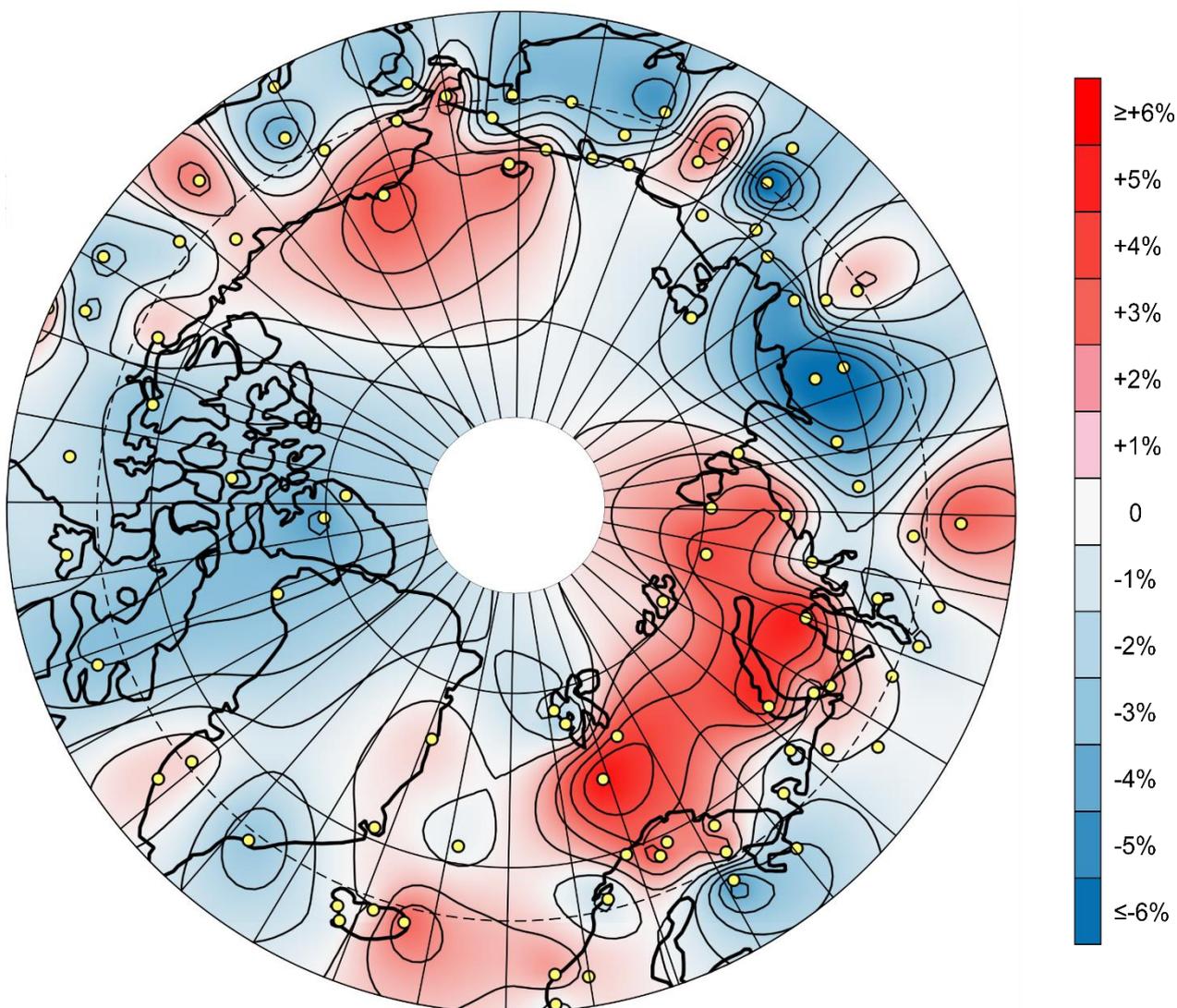


Рисунок 16. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в августе за период с 1985 по 2020 гг.

Распределение трендов повторяемости пасмурного состояния неба за период с 1985 по 2020 гг. в сентябре в целом подобно распределению в августе (рисунок 17). В целом положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются над акваториями Баренцева, Карского, Чукотского моря. Однако, в отличие от августа, положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба наблюдаются также и над акваториями Гренландского и Норвежского моря, моря Баффина, Девисова пролива, а также почти на всей территории Гренландии, что указывает на постепенный переход к

распределению трендов повторяемости пасмурного состояния неба в холодный период.

В сентябре, так же, как и в августе, прослеживается область отрицательных трендов повторяемости пасмурного состояния неба в области моря Лаптевых, его побережья, и к югу от него (-5,4% за 10 лет на станциях Юбилейная и Джалинда, -5,1% за 10 лет на станции Саскылах). Отрицательные тренды повторяемости пасмурного состояния неба, так же, как и в августе, наблюдаются практически на всей территории Канадского Арктического архипелага и континентальной части североамериканской Арктики (за исключением северного побережья п-ва Аляска).

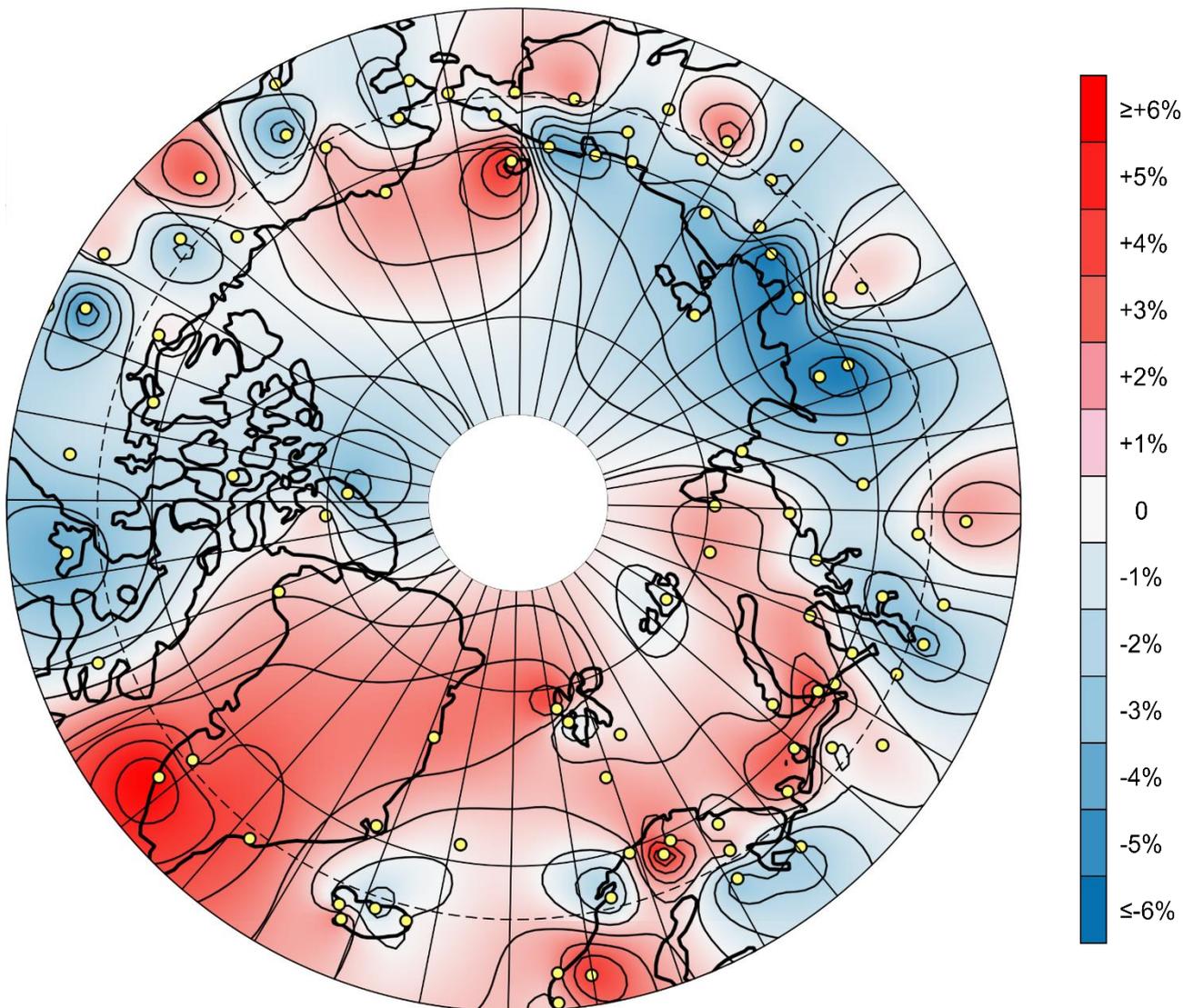


Рисунок 17. Изменение повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет) в сентябре за период с 1985 по 2020 гг.

Таким образом, обобщая полученные результаты по трендам количества общей облачности, повторяемость пасмурного состояния неба в Арктике в период с 1985 по 2020 гг. увеличивалась в целом в течение всего года над морями Северного Ледовитого океана (за исключением моря Лаптевых). Было получено, что над континентальными частями Арктики

в большей степени доминирует процесс уменьшения общей облачности. Однако в октябре и ноябре, за исключением отдельных небольших областей, практически на всей территории Арктики наблюдаются тенденции увеличения пасмурного состояния неба.

С октября по апрель над территорией Арктики формируются две устойчивые области положительных тенденций повторяемости пасмурного состояния неба. Первая область располагается в Северной Атлантике и простирается примерно с 20° з.д. до 90° в.д., включая в себя акватории Гренландского, Баренцева и Карского моря. Другая область охватывает территорию от 150° в.д. до 150° з.д. и включает в себя акваторию Восточно-Сибирского, Чукотского моря и моря Бофорта. Можно также предположить, что эти две области соединяются, достигая при этом Северного полюса, однако при отсутствии данных наблюдений об общей облачности в центральной части Северного Ледовитого океана это предположение сделать довольно затруднительно.

Также в период с 1985 по 2020 гг. в течение всего года наблюдается область отрицательных тенденций повторяемости пасмурного состояния неба в районе моря Лаптевых (вместе с территорией Новосибирских островов), на его побережье, и от него к югу в сторону континента. Вероятно, эта отрицательная область трендов является следствием усиления переноса холодного, с меньшим содержанием водяного пара воздуха из Евразии через $80-150^{\circ}$ в.д., где зимой преобладает направление ветра с юга на север (Алексеев и др., 2016). Другой возможной причиной может являться расширение влияния действия Азиатского антициклона на север в зимний период, что вызывает уменьшение повторяемости пасмурного состояния неба в этом районе и также является интересной темой для дальнейшего исследования.

Необходимо отметить, что в холодную часть года с октября по апрель (Алексеев и др., 2016) были выделены примерно две территориально схожих области положительных отклонений средних многолетних значений содержания водяного пара от соответствующих среднеширотных значений на поверхности 1000 гПа в области $60-90^{\circ}$ с.ш. Было получено, что данные области образовались в результате поступления более теплого и влажного воздуха из прилегающих районов Атлантического и Тихого океанов по 70-ой параллели, которые называются атлантическими и тихоокеанскими «воротами» для атмосферных притоков явного и скрытого тепла в высокоширотную Арктику (Алексеев и др., 2016). Ранее также отмечалось, что высокая частота повторяемости пасмурного состояния неба в западной и восточной частях побережья Российской Арктики связана с преобладанием влажных воздушных масс, происходящих из Атлантического и Тихого океанов (Воскресенский и Брызгин, 1988). Многие исследователи находили потоки переноса тепла и водяного пара в районе атлантических «ворот». Например, по результатам исследования

(Bengtsson et al., 2011) было получено, что перенос водяного пара в Арктику сосредоточен между 20° з.д. и 10° в.д. через Норвежское море и Скандинавский п-ов.

С использованием упрощенных расчетов за период с 1979 по 2014 гг. на отдельных изобарических поверхностях было также получено, что вклад переноса водяного пара в изменчивость его полного содержания зимой в области 70-90° с.ш. составляет 59% и объясняет 90% тренда за 1980–2014 гг. (Алексеев и др., 2016). Вероятно, именно перенос через атлантические «ворота» является определяющим фактором наблюдаемого по результатам данной работы увеличения повторяемости пасмурного состояния неба в области Баренцева и Карского моря практически в течение всего года, особенно с октября по февраль, когда наблюдаются одни из самых высоких тенденций увеличения повторяемости пасмурного состояния неба в Арктике. Интересно отметить, что в пространственном распределении меридионального переноса тепла через атлантические «ворота» на зимнюю приповерхностную температуру была выделена область от Норвежского моря до Восточно-Сибирского с максимумами влияния над Баренцевым и Карским морями, простирающимися в сторону моря Лаптевых и к северу до Северного полюса (Алексеев и др., 2016). Наблюдаемое за последние три десятилетия увеличение облачности в районе Восточно-Сибирского, Чукотского и море Бофорта в течение всего года также может являться следствием переносов тепла и водяного пара через тихоокеанские «ворота», хотя и с гораздо меньшим влиянием, чем через «атлантические» ворота. Необходимо отметить, что в августе только в этих двух областях наблюдаются положительные тенденции повторяемости пасмурного состояния неба, в то время как во всей Арктике широко доминируют отрицательные тенденции.

Таким образом, области высоких положительных трендов повторяемости пасмурного состояния неба могут свидетельствовать об увеличении количества общей облачности (представляя собой увеличение доли атмосферного водяного пара, содержащегося в облаках), что может являться проявлением усиления переносов водяного пара и тепла в этих области.

3.4 Тренды потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации на станции Барроу в 1992–2017 гг. и Нью-Алесунд в 1992–2020 гг.

Изменения длинноволновых потоков радиации играют важную роль в формировании климата Арктики. Энергетический баланс поверхности (surface energy budget) является одним из наиболее важных факторов, определяющих приземную температуру воздуха в Арктике (Woods et al., 2013). Зимой в пограничном слое атмосферы (boundary layer) обычно наблюдается устойчивая стратификация, которая ограничивает турбулентный теплообмен, и в условиях отсутствия или малых потоков коротковолновой радиации энергетический баланс поверхности почти полностью определяется только длинноволновым излучением. (Serreze et al., 2007).

В последние десятилетия наблюдается увеличение потоков нисходящей длинноволновой радиации в высоких широтах, что связывают с изменением содержания водяного пара в атмосфере, характера облачности и ее распространения (Francis and Hunter, 2007). Это увеличение также происходит синхронно с ростом температуры приземного воздуха (Векруаев et al., 2010). Рост температуры воздуха приводит к увеличению содержания водяного пара в единице объема, способствуя тем самым увеличению потоков нисходящей длинноволновой радиации. Учитывая то, что основные парниковые газы (за исключением водяного пара) распределяются примерно равномерно по всем широтным зонам, причинами такого сильного увеличения потоков нисходящей длинноволновой радиации в высоких широтах называются изменение характера облачности и влажности тропосферы (Бекряев, 2015). По результатам (Francis and Hunter, 2007) вклад изменений балла облачности и интегрального по высоте содержания водяного пара в формирование аномалий потоков нисходящей длинноволновой радиации примерно одинаков.

Для исследования потоков нисходящей длинноволновой и суммарной радиации были использованы данные актинометрических наблюдений сети BSRN (World Radiation Monitoring Center – Baseline Surface Radiation Network) [56] на станции Нью-Алесунд за период с 1992 по 2020 гг. и на станции Барроу за период с 1992 по 2017 гг. (рисунок 18).

К сожалению, на данный момент только станции Нью-Алесунд и Барроу являются единственными действующими станциями в Арктике, располагающими достаточными для исследования изменений климата рядами наблюдений по потокам длинноволновой радиации. Наблюдения на некоторых станциях этой сети в данный момент приостановлены (Тикси, мыс Баранова), другие станции этой сети были закрыты (Юрика и Алерт).

В таблице 4 и на рисунке 9 представлены линейные тренды потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации, а также линейные тренды повторяемости пасмурного состояния неба на станции Нью-Алесунд за период с 1992 по 2020 гг.

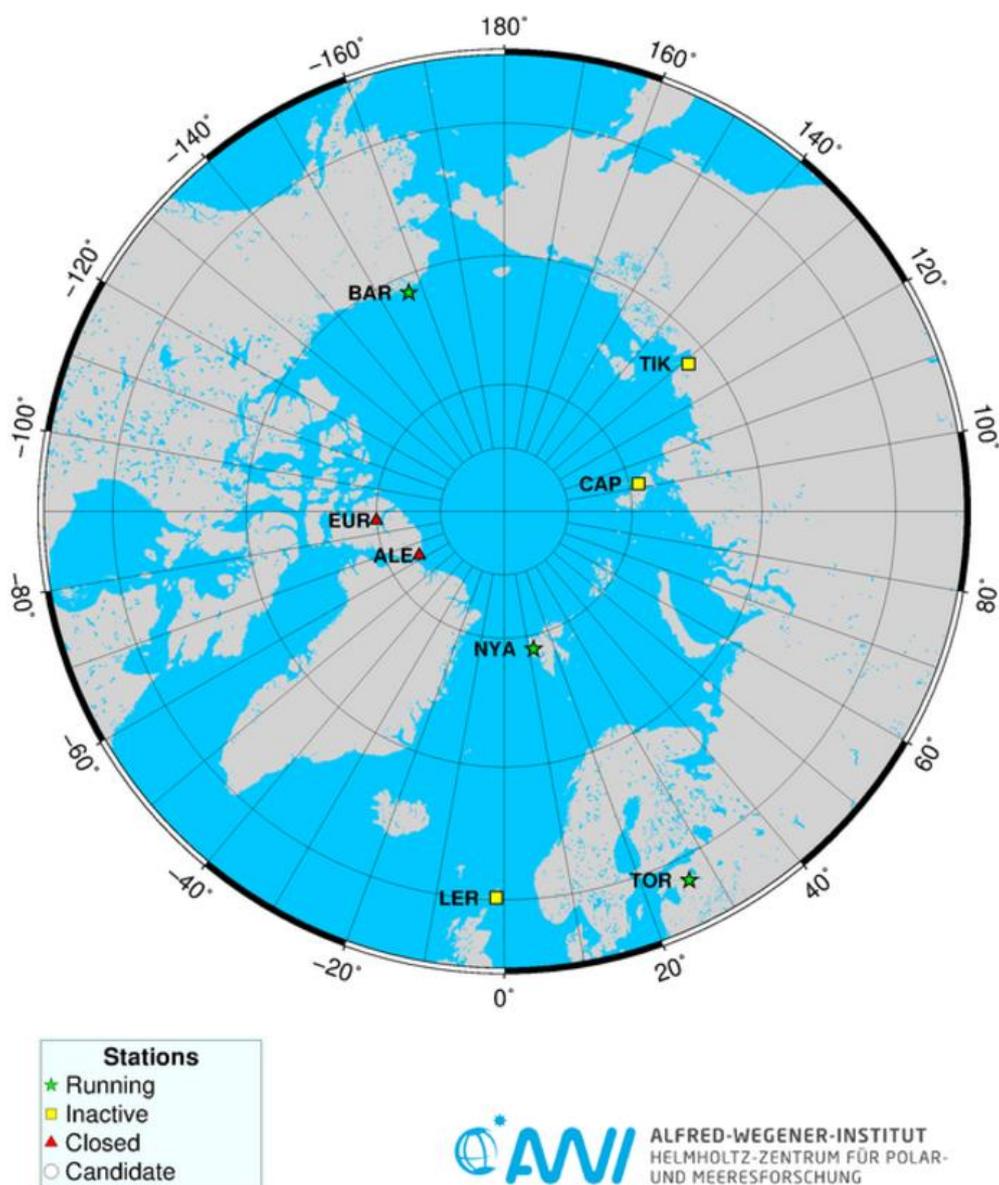


Рисунок 18. Географическое расположение работающих, неактивных и закрытых станций сети BSRN по состоянию на декабрь 2022 года (World Radiation Monitoring Center – Baseline Surface Radiation Network) [56]. Буквенными обозначениями NYA и BAR отмечены станции Нью-Алесунд и Барроу, соответственно.

Согласно таблице 4 и рисунку 19, с 1992 по 2020 гг. в течение всего года на станции Нью-Алесунд наблюдается увеличение потоков нисходящей длинноволновой радиации, наиболее сильные тренды наблюдаются в период с октября по февраль, составляя $12,7 \text{ Вт/м}^2$ в октябре, $12,3 \text{ Вт/м}^2$ в январе, и $10,9 \text{ Вт/м}^2$ в феврале за 10 лет. Также с октября по февраль за период с 1992 по 2020 гг. на станции Нью-Алесунд наблюдается значительное увеличение повторяемости пасмурного состояния неба, с максимальным увеличением на 7,7% за 10 лет в январе. Следует отметить, в зимний период года при почти полном отсутствии потоков коротковолновой радиации наблюдаемое увеличение количества общей облачности

способствует значительному увеличению потоков нисходящей длинноволновой радиации.

Таблица 4. Тренды потоков суммарной, нисходящей длинноволновой радиации (Вт/м²/10 лет) и повторяемости пасмурного состояния неба (%/10 лет) на станции Нью-Алесунд в 1992-2020 гг. (статистически значимые тренды на уровне $\alpha=0,05$ отмечены жирным)

	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Суммарная радиация, Вт/м ²	-	-	-0,5	-3,0	-13,4	-4,6	2,5	6,2	-2,1	-	-	-
Нисходящая длинноволновая радиация, Вт/м ²	12,3	10,9	0,6	3,1	6,3	1,8	1,9	0,3	6,2	12,7	3,0	5,5
Повторяемость пасмурного состояния неба, %	7,7	5,6	1,2	3,7	5,7	1,3	-1,1	-2,0	1,0	4,7	4,4	3,4

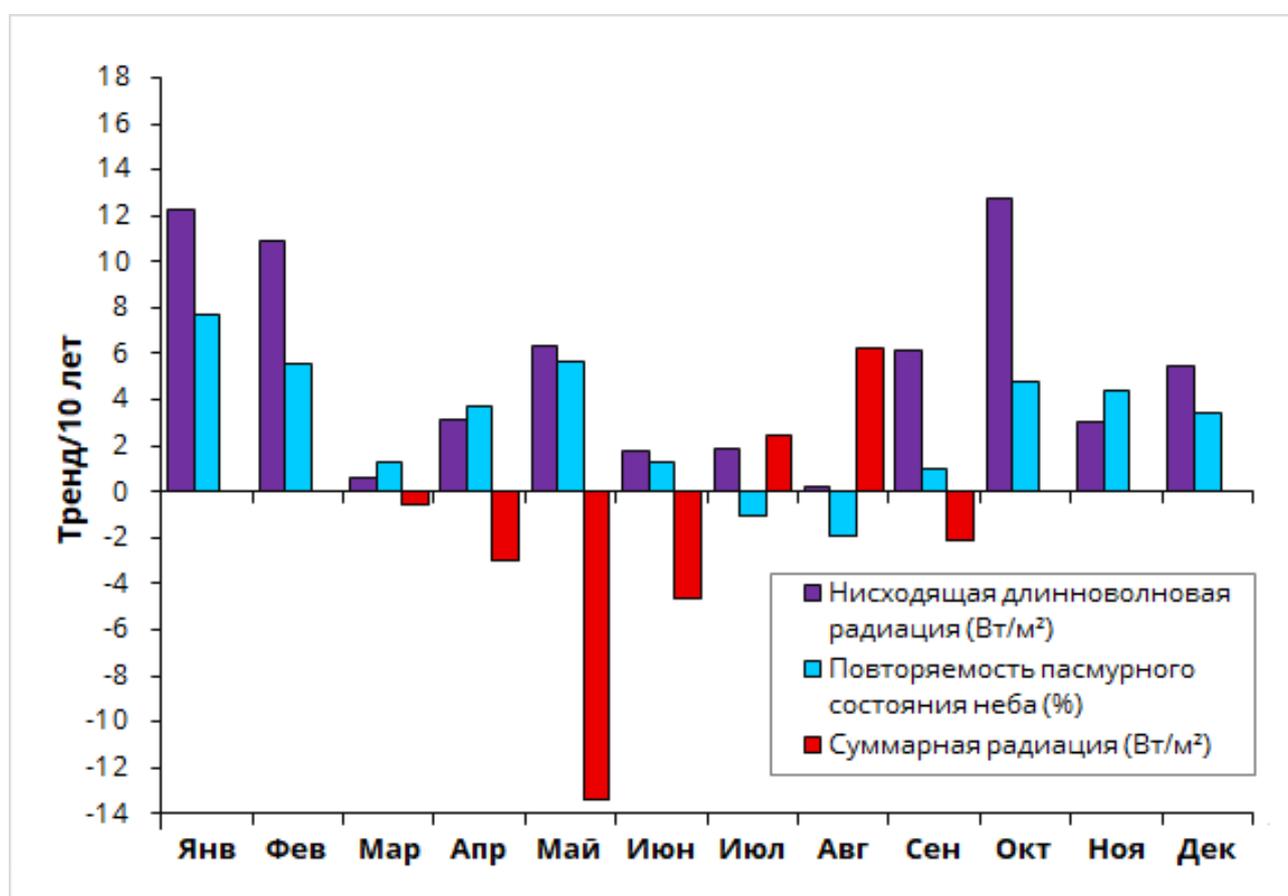


Рисунок 19. Тренды потоков суммарной, нисходящей длинноволновой радиации (Вт/м²/10 лет) и повторяемости пасмурного состояния неба (%/10 лет) на станции Нью-Алесунд в 1992-2020 гг.

В период с апреля по июнь, а также в сентябре с 1992 по 2020 гг. на станции Нью-Алесунд наблюдается значительное уменьшение потоков суммарной радиации. Наибольшее уменьшение с трендом в 13,4 Вт/м² за 10 лет достигается в мае. Однако это происходит при положительных трендах повторяемости пасмурных дней с наибольшим ее увеличением

также в мае на 5,7% за 10 лет. Обратная ситуация складывается в июле и августе, когда небольшое уменьшение общей облачности способствует увеличению потоков суммарной радиации. Потоки нисходящей длинноволновой радиации в июле и августе остаются положительными, несмотря на уменьшение общей облачности, так как именно в эти месяцы на станции Нью-Алесунд наблюдаются наибольшие потоки нисходящей длинноволновой радиации за 10 лет, которые составляют 310,9 Вт/м² и 305,4 Вт/м² соответственно.

В таблице 5 и на рисунке 20 представлены линейные тренды потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации, а также линейные тренды повторяемости пасмурного состояния неба на станции Барроу за период с 1992 по 2017 гг.

Таблица 5. Тренды потоков суммарной, нисходящей длинноволновой радиации (Вт/м²/10 лет) и повторяемости пасмурного состояния неба (%/10 лет) на станции Барроу в 1992-2017 гг. (статистически значимые тренды на уровне $\alpha=0,05$ отмечены жирным)

	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
Суммарная радиация, Вт/м ²	-	-	5,5	7,6	-1,8	8,1	-1,7	-1,0	1,1	-	-	-
Нисходящая длинноволновая радиация, Вт/м ²	6,1	8,3	0,8	0,2	7,6	3,9	7,8	5,4	5,5	16,6	5,7	7,9
Повторяемость пасмурного состояния неба, %	6,3	5,7	1,1	8,4	2,8	1,0	4,4	3,2	1,6	7,0	15,4	7,6

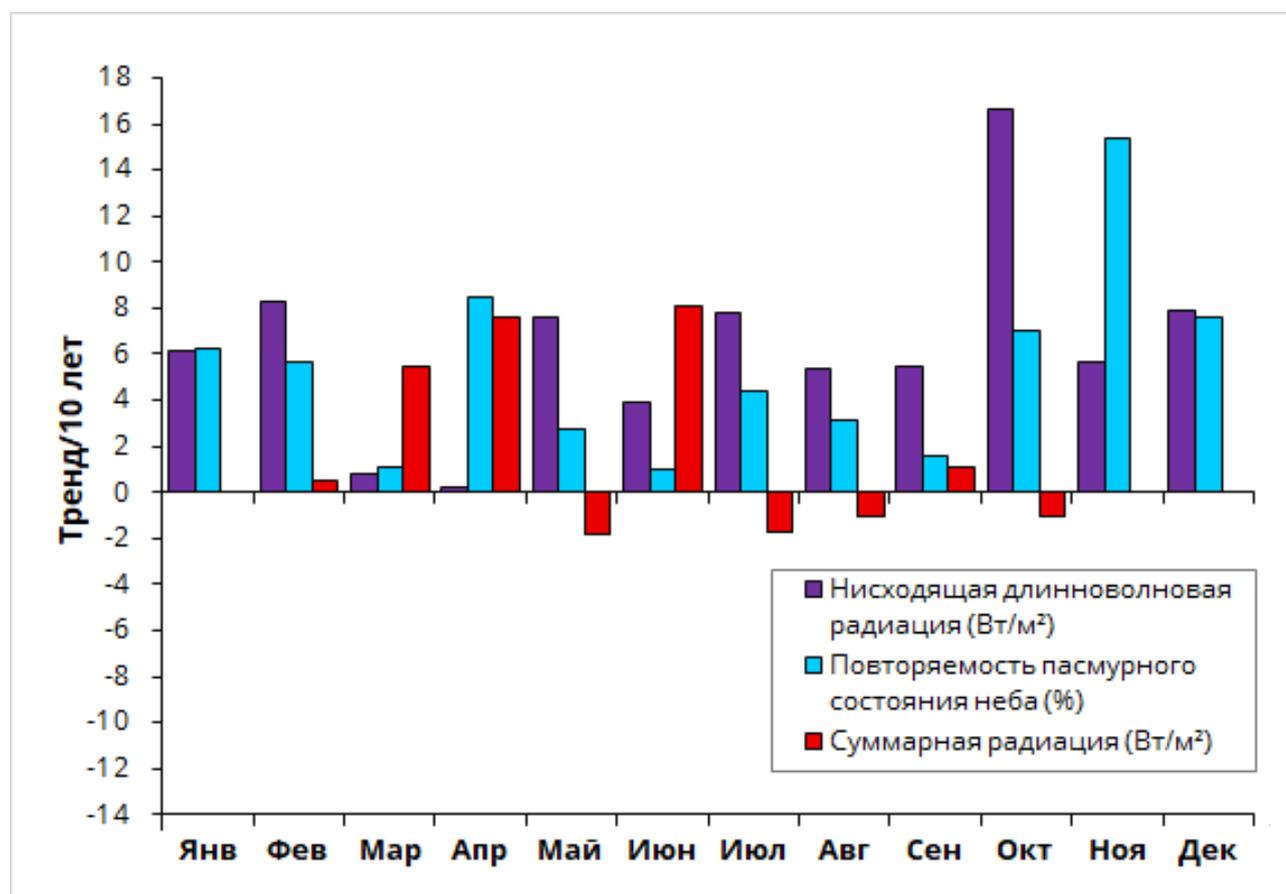


Рисунок 20. Тренды потоков суммарной, нисходящей длинноволновой радиации ($\text{Вт}/\text{м}^2/10$ лет) и повторяемости пасмурного состояния неба ($\%/10$ лет) на станции Барроу в 1992-2017 гг.

Согласно таблице 5 и рисунку 20, с 1992 по 2017 гг. в течение всего года на станции Барроу наблюдается увеличение потоков нисходящей длинноволновой радиации, наиболее сильный тренд наблюдается в октябре и составляет $16,4 \text{ Вт}/\text{м}^2$ за 10 лет. Также в течение всего года за период с 1992 по 2017 гг. на станции Барроу наблюдается увеличение повторяемости пасмурного состояния неба, наибольшее увеличение наблюдается с октября по февраль и в апреле с трендами $5,7$ - $15,4\%$ за 10 лет. Максимальное увеличение повторяемости пасмурного состояния неба за 10 лет наблюдается в ноябре и составляет $15,4\%$ за 10 лет. Статистически значимые тренды увеличения потоков суммарной радиации за период с 1992 по 2017 гг. на станции Барроу наблюдаются в марте, апреле и июне и составляют $5,5 \text{ Вт}/\text{м}^2$, $7,6 \text{ Вт}/\text{м}^2$ и $8,1 \text{ Вт}/\text{м}^2$ за 10 лет, соответственно.

По результатам анализа трендов потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации, на станциях Нью-Алесунд в 1992–2020 гг. и Барроу в 1992–2017 гг. в течение всего года наблюдаются положительные тренды потоков нисходящей длинноволновой радиации, а также в течение всего года (за исключением июля и августа для станции Нью-Алесунд) наблюдаются положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба.

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в общем случае увеличение повторяемости пасмурного неба (увеличение облачного покрова) способствует увеличению длинноволновых потоков радиации. Однако эта положительная связь проявляется сильнее в зимний период, так как в период полярной ночи при отсутствии потоков суммарной радиации потоки нисходящей длинноволновой радиации являются единственным источником радиации в Арктике. Связь изменений повторяемости пасмурного неба (облачного покрова) с изменениями потоками коротковолновой радиации довольно сложная. На станции Нью-Алесунд увеличение повторяемости пасмурного неба (облачного покрова) в целом вызывает уменьшение потоков суммарной радиации и наоборот, в то время как на станции Барроу связь установить сложнее, так как в целом тренды потоков суммарной радиации являются значимыми только в марте, апреле, и июне.

Заключение

По результатам анализа трендов количества общей облачности, полученным в данной работе, повторяемость пасмурного состояния неба в Арктике в период с 1985 по 2020 гг. увеличивалась в целом в течение всего года над морями Северного Ледовитого океана (за исключением моря Лаптевых), с максимальными трендами в октябре и ноябре. Над континентальными частями Арктики в большей степени преобладает процесс уменьшения общей облачности.

В период 1985-2020 гг. с октября по апрель над территорией Арктики обнаружены две области положительных трендов повторяемости пасмурного состояния неба: одна в Северной Атлантике, которая простирается примерно с 20° з.д. до 90° в.д., и включает в себя акватории Гренландского, Баренцева и Карского моря. Другая область охватывает область от 150° в.д. до 150° з.д. и включает в себя акваторию Восточно-Сибирского, Чукотского моря и моря Бофорта. Вероятно, данные области положительных трендов образовались в результате усиления поступления более теплых и влажных воздушных масс из прилегающих районов Атлантического и Тихого океанов, названными атлантическими и тихоокеанскими «воротами» для атмосферных притоков явного и скрытого тепла в Арктику. Также в течение всего года (за исключением октября и ноября) наблюдается довольно устойчивая область отрицательных трендов повторяемости пасмурного состояния неба в районе моря Лаптевых, на его побережье, и от него к югу в сторону континента, которая может являться следствием усиления переноса холодного, с меньшим содержанием водяного пара воздуха из Евразии через $80-150^{\circ}$ в.д., а также расширения влияния действия Азиатского антициклона на север в зимний период.

По результатам анализа трендов потоков суммарной и нисходящей длинноволновой радиации, на станциях Нью-Алесунд в 1992-2020 гг. и Барроу в 1992-2017 гг. в течение всего года наблюдаются положительные тренды потоков нисходящей длинноволновой радиации, а также в течение всего года (за исключением июля и августа для станции Нью-Алесунд) наблюдаются положительные тренды повторяемости пасмурного состояния неба. Было получено, что в общем случае увеличение повторяемости пасмурного неба (увеличение облачного покрова) способствует увеличению длинноволновых потоков радиации. В зимний период эта положительная связь проявляется сильнее, так как в период полярной ночи при отсутствии потоков коротковолновой радиации потоки нисходящей длинноволновой радиации являются единственным источником солнечной радиации в Арктике.

Список литературы

1. Алексеев Г.В. Арктическое измерение глобального потепления // Лед и снег, 2014. №1. С. 53-68.
2. Алексеев Г.В. Проявление и усиление глобального потепления в Арктике // Фундаментальная и прикладная климатология, 2015. Т. 1. С. 11–26.
3. Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // Фундаментальная и прикладная климатология, 2016. Т. 1. С. 43–63.
4. Алексеев Г.В., Подгорный И.А., Священников П.Н., Хрол В.П. Особенности формирования климата и его изменчивости в полярной климатической системе атмосфера – морской лед – океан / В кн.: Климатический режим Арктики на рубеже XX-XXI вв. / Под. Ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеиздат, 1991. С. 4-29.
5. Бекряев Р.В. Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах // Фундаментальная и прикладная климатология, 2015. Т. 1. С. 27–48.
6. Васильева Д.А., Священников П.Н. Межгодовая изменчивость облачности и длинноволновой атмосферной радиации в Центральном Арктическом Бассейне // Вестник СПбГУ. Серия географии и геологии, 2003. Вып. 4. № 31. С. 143–148.
7. Воскресенский А.И., Брызгин Н.Н. О мониторинге облачности Арктики // Мониторинг климата Арктики. Л.: Гидрометеиздат, 1988. с. 87–96.
8. Дроздов О.А., Васильев В.А., Кобышева Н.В., Раевский А.Н., Смекалова Л.К., Школьный Е.П. Климатология. Л.: Гидрометеиздат, 1989, 568 с.
9. Зотова Е.В., Рюмина Т.Н., Иванов Б.В. Оценка повторяемости количества общей облачности в Белом и Баренцовом морях, материалы экспедиции "Трансарктика III этап" // Российская Арктика. – 2020. – №10. – с. 6-12.
10. Кондратьев К.Я., Биненко В.И. Влияние облачности на радиацию и климат Л.: Гидрометеиздат, 1984, 240 с.
11. Малинин В.Н. Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. СПб.: изд. РГГМУ, 2008, 408 с.
12. Марчук Г.И., Кондратьев К.Я., Козодеров В.В., Хворостьянов В.И. Облака и климат. Л.: Гидрометеиздат, 1986, 512 с.
13. Моря российской Арктики в современных климатических условиях. СПб: ААНИИ, 2021. 360 с., ил.
14. Священников П.Н., Иванов Б.В., Бочаров П.В., Журавский Д.М., Тамачев В.Ф., Семенов А.В., Солдатова Т.А., Анциферова А.Р. Исследование радиационных

- климатических факторов и метеорологического режима архипелага Шпицберген // Вклад России в Международный полярный год 2007/2008. Метеорологические и геофизические исследования, 2011. С. 75–82.
15. Тверской П.Н. Курс метеорологии (физика атмосферы). Л.: Гидрометеиздат, 1962, 700 с.
 16. Черниговский Н.Т., Маршунова М.С. Климат Советской Арктики. Радиационный режим. Л.: Гидрометеиздат, 1965, 199 с.
 17. Чернокульский А.В. Климатология облачности в Арктических и субарктических широтах по спутниковым и наземным наблюдениям и данным реанализа // Солнечно-земная физика. 2012, Вып. 21. С. 73–78.
 18. Ansari K., Bae T.-S., Lee J. Long-term trends of total cloud cover measured by visual observation stations and their comparison with ERA5 reanalysis over South Korea // International Journal of Climatology, 2020. Vol. 41(S1). E1757–E1774.
 19. Arctic Climate Impact Assessment (ACIA). Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 1042 p.
 20. Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming // J. Climate, 2010. Vol. 23, pp. 3888-3906.
 21. Bengtsson L., Hodges K.I., Koumoutsaris S., Zahn M., Keenlyside N. The changing atmospheric water cycle in Polar Regions in a warmer climate // Tellus A., 2011. Vol. 63(5). P. 907–920. DOI:10.1111/j.1600-0870.2011.00534.x.
 22. Chernokulsky A., Mokhov I.I. Climatology of total cloudiness in the Arctic: an intercomparison of observations and reanalyses // Advances in Meteorology, 2012. 15 pages DOI:10.1155/2012/542093.
 23. Curry J.A., Ebert E.E. Annual cycle of radiative fluxes over the Arctic Ocean: Sensitivity to cloud optical properties // Journal of Climate, 1992. Vol. 5. P. 1267–1280.
 24. Curry J.A., Schramm J.L., Rossow W.B., Randall D. Overview of Arctic cloud and radiation characteristics // J. Clim., 1996. Vol. 9. P. 1731–1764.
 25. Eastman R., Warren S.G. Long-term trends of Arctic cloud types in relation to sea ice // Journal of Climate, 2010. Vol. 23(15). P. 4216–4232. DOI:10.1175/2010JCLI3492.12010.
 26. Francis J.A., Hunter E. Changes in fabric of the Arctic's greenhouse blanket // Environ. Res. Lett., 2007. Vol. 2. 45011 (6pp). DOI:10.1088/1748-9326/2/4/045011.
 27. Graversen R.G. Do changes in the midlatitude circulation have any impact on the Arctic surface air temperature trend? // Journal of Climate, 2006. Vol. 19. 200619: 5422–5438. DOI:10.1175/JCLI3906.1.

28. Graversen R.G., Mauritsen T., Tjernstrom M., Kallen E., Svensson G. Vertical structure of recent Arctic warming // *Nature*, 2008. Vol. 451 P. 53–56.
29. Hwang Y.-T., Frierson D. Increasing Atmospheric Poleward Energy Transport with Global Warming // *Geophys. Res. Lett.*, 2010. Vol. 37. L17704. doi:10.1029/2011GL048546.
30. Intrieri J. M. et al. An annual cycle of Arctic surface cloud forcing at SHEBA // *J. Geophys. Res.*, 2002. Vol. 107. DOI:10.1029/2000JC000439.
31. Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashchennikov P.N., Timachev V.F. Accounting for clouds in sea ice models // *J. Atmosph. Res.*, 1999. Vol. 52. P. 77–113.
32. Miller J.R., Chen Y., Russell G.L., Francis J.A. Future regime shift in feedbacks during Arctic winter // *Geophys. Res. Lett.*, 2007. Vol. 34. L23707. DOI:10.1029/2007GL031826.
33. Miller J.R., Russell G.L. Projected impact of climate change on the energy budget of the Arctic Ocean by a global climate model // *Journal of Climate*, 2002. Vol. 15. P. 3028–3042.
34. Morrison H., de Boer G., Feingold G., Harrington J., Shupe M.D., Sulia K.. Resilience of persistent Arctic mixed-phase clouds // *Nat. Geosci.*, 2011. Vol. 5. P. 11–17.
35. Przybylak R. Influence of cloudiness on extreme air temperatures and diurnal temperature range in the Arctic in 1951–1990 // *Polish Polar Research*, 1999. Vol. 20(2). P. 149–173.
36. Schweiger A.J. Changes in seasonal cloud cover over the Arctic seas from satellite and surface observations // *Geophys. Res. Lett.*, 2004. Vol. 31, DOI:10.1029/2004/GI020067.
37. Screen J.A., Simmonds, I. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification // *Nature*, 2010. Vol. 464. P. 1334–1337.
38. Serreze M.C., Barrett A.P., Slater A.G., Steele M., Zhang J., Trenberth K.E. The large-scale energy budget of the Arctic // *J. Geophys. Res.*, 2007. Vol. 112, D11122, DOI:10.1029/2006JD008230.
39. Serreze M., Barrett A., Stroeve J., Kindig D., Holland M.. The emergence of surface-based Arctic amplification // *Cryosphere*, 2009. Vol. 3, P. 11–19.
40. Serreze M.C., Barry R.G. Processes and impacts of Arctic amplification: a research synthesis // *Global and Planetary Change*, 2011. Vol. 77 (1–2). P. 85–96, DOI:10.1016/j.gloplacha.2011.03.004.
41. Serreze M.C., Francis J.A. The Arctic amplification debate // *Clim. Change*, 2006. Vol. 76. P. 241–264.
42. Shupe M.D., Intrieri J.M. Cloud radiative forcing of the Arctic surface: The influence of cloud properties, surface albedo, and solar zenith angle // *Journal of Climate*, 2004. Vol. 17. P. 616–628.
43. Solomon S. and Co-authors. 2007. Technical summary. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, S. Solomon et al., Eds., Cambridge University Press, 19–91.

44. Stramler K., Del Genio A.D., Rossow W.B. Synoptically driven Arctic winter states // *J. Clim.*, 2011. Vol. 24, P. 1747–1762.
45. Sviashchennikov P., Drugorub A. Long-term trends in total cloud cover in the Arctic based on surface observations in 1985–2020 // *Bulletin of Geography. Physical Geography Series*, 2022. Vol. 22. P. 33–43.
46. Taylor P. C., Cai M., Hu A., Meehl J., Washington W., Zhang G. J. A decomposition of feedback contributions to polar warming amplification // *J. Climate*, 2013. Vol. 26(18). P. 7023–7043. DOI:10.1175/JCLI-D-12-00696.1.
47. Wang X., Key J., Liu Y., Fowler C., Maslanik J., Tschudi M. Arctic Climate Variability and Trends from Satellite Observations // *Advances in Meteorology*, 2012. Vol. 23. 1–22, DOI: 10.1155/2012/505613.
48. Woods C., Caballero R., Svensson G. Large-scale circulation associated with moisture intrusions into the Arctic during winter, *Geophys. Res. Lett.*, 2013. Vol. 40. P. 4717–4721, DOI:10.1002/grl.50912

Перечень иных информационных источников

49. Бульгина О.Н., Веселов В.М., Разуваев В.Н., Александрова Т.М. «ОПИСАНИЕ МАССИВА СРОЧНЫХ ДАННЫХ ОБ ОСНОВНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРАХ НА СТАНЦИЯХ РОССИИ» [Электронный ресурс]: URL: <http://meteo.ru/data/163-basic-parameters#описание-массива-данных> (Дата обращения: 25.05.2023)
50. Всероссийский Научно-Исследовательский Институт Гидрометеорологической Информации – Мировой Центр Данных (ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД») [Электронный ресурс]: URL: <http://meteo.ru/> (Дата обращения: 25.05.2023)
51. European Climate Assessment & Dataset (ECA&D) [Электронный ресурс]: URL: <https://www.ecad.eu/> (Дата обращения: 25.05.2023)
52. National Oceanic and Atmospheric Administration – National Centers for Environmental Information (NCEI-NOAA) [Электронный ресурс]: URL: <https://www.ncei.noaa.gov/> (Дата обращения: 25.05.2023)
53. Norwegian Centre for Climate Services [Электронный ресурс]: URL: <https://seklima.met.no/> (Дата обращения: 25.05.2023)
54. World Map of the Köppen-Geiger climate classification [Электронный ресурс]: URL: <http://koeppen-geiger.vu-wien.ac.at/present.htm> (Дата обращения: 25.05.2023)
55. World Radiation Monitoring Center – Baseline Surface Radiation Network (WRMC-BSRN) [Электронный ресурс]: URL: <https://bsrn.awi.de/> (Дата обращения: 25.05.2023)

Приложения

Приложение 1

Тренды среднемесячной температуры воздуха (°C/10 лет) за период с 1985 по 2020 гг.

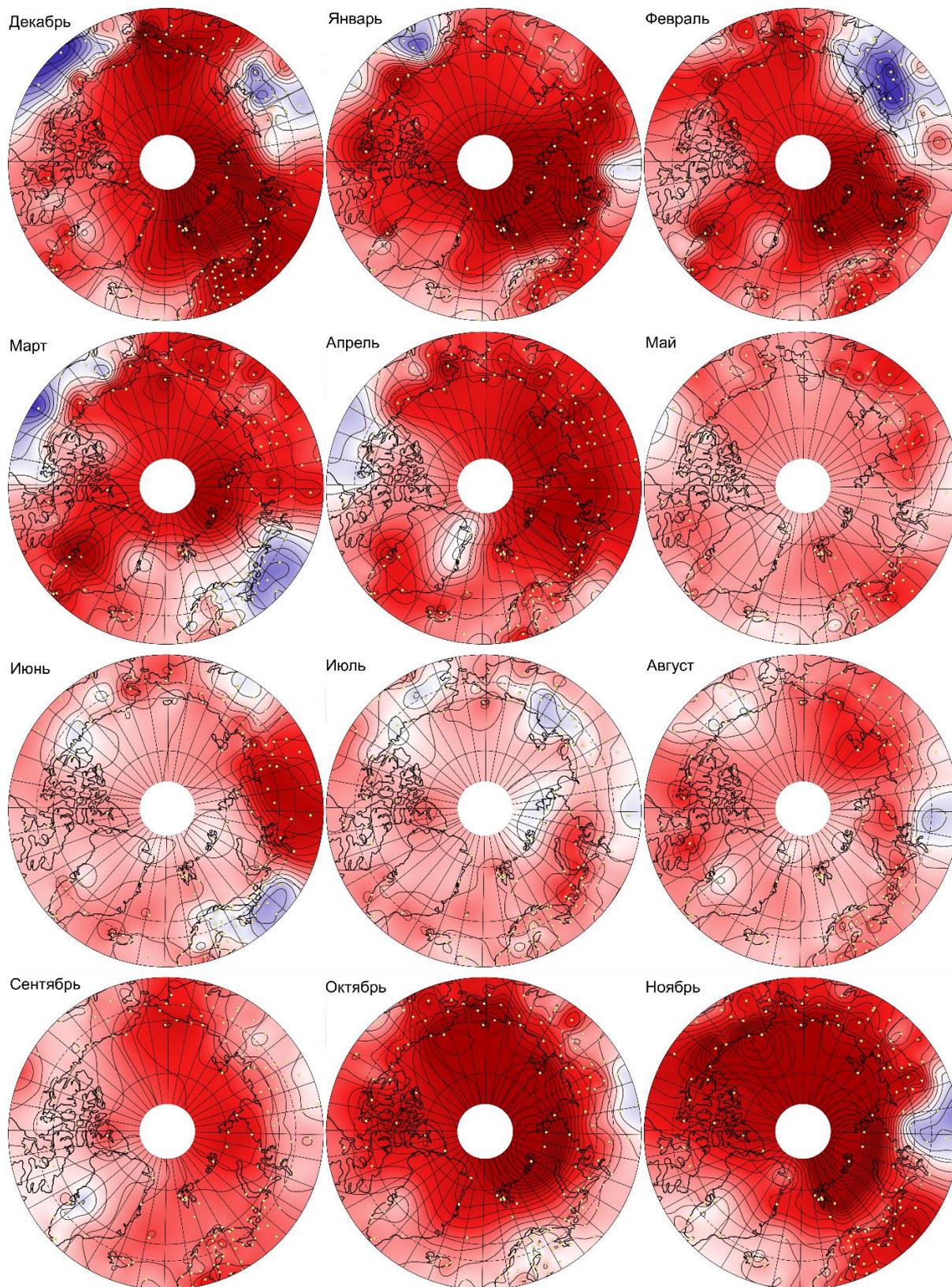


Таблица величин трендов среднемесячной температуры воздуха (°С/10 лет) за период с 1985 по 2020 гг.

№	Станция	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
1	Асиаат	1,4	1,8	2,1	1,4	0,6	0,4	0,6	0,6	0,3	0,5	0,4	1,0
2	Акюрейри	0,4	0,7	0,8	1,1	0,3	0,6	0,4	0,4	0,7	0,4	0,1	0,3
3	Алерт	1,7	1,5	1,2	0,6	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	1,4	1,4	1,3
4	Амдерма	1,7	1,8	-0,2	1,6	0,4	0,5	0,9	0,8	0,7	0,7	1,0	2,1
5	Анадырь	0,8	0,6	1,2	0,9	0,4	0,8	0,5	0,5	1,1	1,2	1,1	1,3
6	Анкоридж	-0,2	0,7	0,0	0,4	0,4	0,4	0,5	0,4	0,5	1,1	0,9	0,2
7	Антипаюта	1,5	1,6	0,7	1,8	0,2	1,5	0,5	0,0	0,5	0,9	0,5	1,8
8	Архангельск	1,3	0,9	-0,5	0,5	1,0	-0,4	0,6	0,5	0,8	0,2	1,3	2,0
9	Баренцбург	2,2	2,3	1,0	1,2	0,6	0,4	0,3	0,3	0,8	1,5	1,5	2,2
10	Барроу	1,2	1,2	1,3	1,2	0,6	0,2	0,4	0,3	0,9	2,3	2,8	1,4
11	Берген-Флорида	0,3	0,3	0,2	0,5	0,2	0,4	0,4	0,5	0,6	0,1	0,4	0,4
12	Беттлс	-0,6	0,6	-0,2	0,5	0,4	0,0	-0,1	0,1	0,5	1,4	1,3	-0,2
13	Буде	0,3	0,6	0,1	0,5	0,4	0,2	0,5	0,3	0,6	0,2	0,6	0,9
14	Бухта Амбарчик	0,9	-0,1	1,0	1,4	0,5	0,6	0,3	1,0	1,0	1,4	1,5	1,5
15	Вайтхорс	0,2	0,3	-0,2	0,2	0,8	0,5	0,2	0,4	0,2	0,3	0,7	-1,4
16	Ванавара	0,6	0,2	0,8	1,1	0,1	1,2	0,0	0,1	0,1	-0,2	-0,5	0,2
17	Варде	0,5	0,5	0,1	0,6	0,6	0,3	0,5	0,3	0,6	0,4	0,8	1,0
18	Васа	1,3	1,2	0,3	0,5	0,5	0,2	0,5	0,7	0,9	0,2	1,1	1,6
19	Вернес	0,5	0,4	-0,2	0,4	0,2	0,2	0,4	0,4	0,6	0,0	0,3	0,4
20	Верхнеимбатск	-0,1	0,2	1,3	1,4	0,1	1,8	-0,1	-0,2	0,4	0,2	-0,3	1,0
21	Верхоянск	0,7	-1,0	0,6	1,8	0,6	0,4	-0,1	0,8	0,3	0,5	1,1	-0,4
22	Вестманнаэйр	0,3	0,3	0,5	0,5	0,1	0,4	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2
23	Вигра	0,4	0,5	0,3	0,5	0,3	0,5	0,5	0,4	0,7	0,3	0,5	0,5
24	Вилюйск	1,5	-0,3	1,0	1,4	0,8	1,0	0,3	0,4	0,3	0,4	0,8	-0,2
25	Волочанка	1,5	0,0	1,5	2,1	0,8	1,8	0,4	0,4	0,5	0,7	-0,2	0,2
26	Гулкана	-0,5	0,2	-0,1	0,5	0,5	0,3	0,2	0,1	0,2	0,6	0,7	-0,6
27	Гуннарн	0,7	0,7	0,0	0,5	0,2	-0,1	0,0	0,4	0,7	0,0	0,6	1,3
28	Далатанги	0,4	0,7	0,7	0,6	0,3	0,3	0,3	0,3	0,6	0,5	0,3	0,4
29	Данмарксхавн	0,8	0,4	0,2	0,0	0,4	0,4	0,3	0,5	0,6	1,4	1,1	1,1
30	Депутатский	1,0	-0,8	0,8	1,5	0,7	0,8	-0,2	0,8	0,5	1,0	1,7	0,2
31	Джалинда	2,0	-0,2	1,0	1,8	0,9	1,6	0,2	0,7	0,6	1,1	1,7	0,4
32	Джарджан	1,2	-1,0	0,9	1,8	0,4	0,8	0,2	0,8	0,5	0,8	1,1	-0,6
33	Диксон	2,0	1,0	1,0	2,0	0,4	0,7	0,8	0,8	0,9	1,4	0,8	1,6
34	Дьюар Лейк	1,0	0,3	0,5	0,5	0,7	0,3	0,2	1,0	0,1	1,0	0,7	0,3
35	Жиганск	1,4	-0,5	0,8	1,6	0,8	1,0	0,0	0,6	0,3	0,7	1,1	-0,4
36	Зырянка	0,5	-0,5	0,8	1,5	0,8	0,1	-0,3	0,6	0,5	0,6	1,4	0,9
37	Игарка	0,0	0,3	1,0	1,8	0,3	1,6	0,3	-0,3	0,4	0,7	-0,4	0,9
38	Илулиссат	0,7	1,4	2,1	1,1	0,5	0,1	0,3	0,0	-0,2	0,3	0,1	0,2
39	Им.Е.К.Федорова	2,6	2,7	0,2	1,8	0,4	0,4	1,0	0,8	0,7	0,7	0,9	2,6
40	Им.Е.К.Федорова, ГМО	2,2	1,6	1,7	1,9	0,6	0,5	0,0	0,6	1,2	2,5	2,3	1,7
41	Им.М.В.Попова	2,2	2,0	0,6	2,0	0,4	0,4	0,9	0,6	0,9	1,2	1,1	2,6

42	Им.Э.Т.Кренкеля, ГМО	3,3	3,3	2,0	1,7	0,4	0,1	0,0	0,2	1,0	3,3	4,0	4,1
43	Индига	1,1	0,9	-0,4	1,5	0,7	0,1	0,9	0,7	0,7	0,6	1,2	2,1
44	Инувик	1,7	1,6	1,0	1,1	0,7	-0,1	-0,1	-0,1	0,2	1,2	2,7	0,8
45	Йювяскюля	0,9	1,2	0,1	0,6	0,6	0,1	0,3	0,6	0,8	0,2	1,3	1,7
46	Кадьяк	-0,2	0,4	-0,1	0,3	0,3	0,4	0,5	0,3	0,2	0,5	0,5	0,2
47	Какорток	0,4	0,5	0,7	0,5	0,1	0,1	0,3	0,4	0,2	0,6	0,0	0,5
48	Калевала	1,1	0,9	-0,1	0,8	0,8	-0,2	0,5	0,7	0,8	0,2	1,3	1,8
49	Каменское	0,7	0,2	1,4	0,9	0,7	0,3	0,5	0,6	0,8	0,8	0,7	1,4
50	Кангерлуссуак	0,2	0,4	1,0	1,0	0,7	0,6	0,3	0,3	-0,1	0,4	0,0	0,9
51	Кандалакша	0,8	0,7	-0,1	0,8	0,9	-0,1	0,5	0,5	0,7	0,1	1,1	1,9
52	Канин Нос	0,8	0,8	0,1	1,1	0,7	0,2	1,0	0,5	0,7	0,6	0,8	1,3
53	Карасйок	0,2	0,2	-0,1	0,9	0,6	-0,2	0,3	0,2	0,5	0,0	0,9	1,9
54	Кево	0,4	0,4	0,1	1,0	0,7	-0,1	0,4	0,3	0,6	0,3	1,0	1,7
55	Кембридж Бей	1,3	0,5	0,3	0,3	0,3	0,4	0,5	0,7	0,3	1,4	1,4	0,8
56	Кемь-порт	1,2	1,0	0,0	0,8	0,8	0,1	0,5	0,6	0,7	0,2	1,3	1,7
57	Кируна	0,4	0,7	0,4	0,9	0,6	0,1	0,6	0,7	0,8	0,2	0,9	1,4
58	Койнас	1,2	0,7	-0,7	0,5	0,9	-0,5	0,6	0,5	0,7	0,4	1,7	2,3
59	Колгуев Северный	1,2	1,3	-0,1	1,5	0,7	0,4	0,9	0,6	0,8	0,6	0,8	1,6
60	Корал Харбор	0,7	0,4	0,4	0,1	0,4	0,3	0,4	0,5	0,2	0,7	0,8	0,6
61	Котельный	1,1	0,6	1,3	1,9	0,6	0,6	0,3	1,2	1,0	2,5	2,2	1,2
62	Котлас	1,0	0,5	-0,4	0,2	0,9	-0,4	0,4	0,4	0,7	0,2	1,6	1,7
63	Коцебу	0,6	0,9	1,0	1,8	0,7	0,9	0,1	0,3	0,7	1,6	1,3	0,6
64	Куглуктук	0,9	0,8	0,3	-0,1	0,4	0,2	0,1	0,6	0,2	0,7	1,7	0,4
65	Купарек	0,8	1,3	1,2	1,3	0,7	0,4	0,2	0,0	0,6	2,1	2,9	1,1
66	Кюсюр	1,4	-1,1	1,0	1,8	0,5	1,2	0,0	0,9	0,6	1,1	1,5	-0,5
67	Леруик	0,1	0,2	0,3	0,3	0,1	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,5	0,2
68	Лулео	0,9	0,9	0,4	0,6	0,5	0,1	0,3	0,4	0,6	0,0	0,8	1,6
69	Мак-Грат	-0,3	1,2	0,2	0,9	0,7	0,3	0,0	0,4	0,5	1,6	1,4	0,4
70	Малые Кармакулы	2,2	1,8	0,2	1,6	0,6	0,4	0,6	0,2	0,7	0,9	1,1	2,5
71	Марресаля	1,7	1,4	-0,1	1,6	0,4	0,7	0,5	0,5	0,7	0,8	0,8	1,9
72	Мезень	1,1	0,7	-0,6	0,7	0,9	-0,3	0,7	0,5	0,7	0,3	1,4	2,1
73	Мирный	0,9	-0,2	0,9	1,2	0,6	1,1	0,1	0,1	0,1	0,0	0,2	-0,3
74	Молд Бей	0,9	1,1	0,3	0,4	0,6	0,2	0,2	0,6	0,4	1,4	1,6	1,0
75	Мурманск	0,4	0,4	-0,1	0,7	0,9	0,0	0,5	0,4	0,7	0,2	0,8	1,6
76	Мыс Биллингс	1,0	0,9	1,0	1,0	0,3	0,2	0,5	0,6	1,4	2,3	2,1	2,3
77	Мыс Ванкарем	0,8	1,1	1,1	0,8	0,4	0,5	0,1	0,7	1,4	2,4	1,6	2,4
78	Мыс Константиновский	1,0	1,4	-0,4	1,6	0,5	0,6	0,9	0,6	0,7	0,7	1,3	2,3
79	Кейп Парри	1,1	0,9	0,8	0,5	0,7	-0,1	0,0	0,5	0,3	1,1	2,4	0,3
80	Надым	0,5	0,6	0,2	1,4	0,3	1,3	0,1	0,1	0,3	0,4	0,4	1,5
81	Нарсарсуак	0,5	1,4	1,6	1,0	0,7	0,5	0,3	0,4	0,0	0,5	0,2	1,1
82	Нарьян-Мар	1,0	1,0	-0,5	1,5	0,8	0,0	0,6	0,5	0,7	0,5	1,2	2,4
83	Ном	0,3	0,5	0,2	0,9	0,5	0,4	0,0	0,1	0,4	1,1	1,0	0,3
84	Норд	1,6	1,3	1,1	0,0	0,2	0,1	0,3	0,1	0,4	1,5	0,7	1,2
85	Нуук	0,4	0,3	0,8	0,5	0,3	0,3	0,6	0,5	0,1	0,4	0,1	0,5
86	Ню-Алесунд	1,9	1,9	0,6	1,1	0,7	0,4	0,6	0,4	0,8	1,6	1,5	2,1
87	о. Айон	1,0	0,6	1,0	1,3	0,5	0,5	0,3	0,9	1,3	2,0	1,9	2,0

88	о. Визе	3,4	2,7	2,0	1,9	0,5	0,2	0,1	0,6	1,4	3,6	3,7	3,8
89	о. Врангеля	1,1	1,5	1,7	1,2	0,4	0,3	0,6	0,7	1,3	2,1	1,9	2,1
90	о. Голомянный	2,3	1,7	1,8	1,5	0,4	0,3	-0,1	0,2	1,3	3,2	3,6	2,6
91	о. Медвежий	1,3	1,6	0,2	0,9	0,7	0,5	0,4	0,3	0,7	0,9	1,3	2,0
92	о. Надежды	2,5	2,5	0,5	1,1	0,7	0,4	0,4	0,3	0,7	1,4	2,5	3,3
93	Оймякон	0,6	-0,6	1,4	1,2	1,3	0,0	0,3	0,7	0,5	1,2	1,0	0,5
94	Оленек	1,7	-0,2	1,1	1,7	1,0	1,7	0,2	0,6	0,5	0,8	1,1	-0,1
95	Омолон	0,7	0,1	1,3	0,8	0,8	0,2	0,2	0,7	0,7	0,7	1,2	1,8
96	Онега	1,3	1,0	-0,5	0,4	1,0	-0,3	0,5	0,5	0,7	0,1	1,3	2,0
97	Оулу	1,2	1,1	0,0	0,4	0,5	-0,1	0,2	0,3	0,6	0,0	1,2	1,9
98	Осло-Блиндерн	0,5	0,6	0,4	0,9	0,3	0,5	0,5	0,5	0,8	0,2	0,7	0,8
99	Островное	1,1	-0,2	1,6	1,5	1,0	0,6	0,0	0,9	1,0	1,5	1,8	1,9
100	Памиут	0,5	0,4	0,9	0,6	0,4	0,3	0,6	0,5	0,2	0,5	0,3	1,0
101	Паяла	0,4	0,6	0,0	0,6	0,4	-0,2	0,2	0,3	0,6	0,0	0,8	1,7
102	Печора	1,0	0,7	-0,6	0,8	0,7	-0,3	0,4	0,4	0,6	0,4	1,4	2,0
103	Пори	0,8	1,1	0,3	0,5	0,6	0,2	0,5	0,6	0,9	0,1	1,0	1,3
104	Резольют	1,0	0,4	0,7	0,5	0,3	0,4	0,4	0,6	0,3	1,7	1,5	0,9
105	Салехард	0,5	0,7	-0,2	1,2	0,2	0,7	0,4	0,2	0,4	0,4	0,7	1,6
106	Санкт-Петербург	0,4	0,7	-0,1	0,4	0,7	0,1	0,5	0,6	0,9	0,1	1,1	1,5
107	Саскылах	1,6	-0,4	0,9	1,6	0,8	1,6	0,2	0,8	0,7	1,2	1,6	0,3
108	Свальбард аэр.	2,3	2,5	0,8	1,4	0,9	0,6	0,7	0,6	0,9	1,6	2,0	2,6
109	Свеагрува	1,9	1,9	-0,2	0,8	0,6	0,3	0,2	0,2	0,6	1,5	2,0	2,6
110	Сеймчан	0,8	0,0	1,1	1,2	0,9	0,0	0,4	0,8	0,5	0,6	1,3	1,5
111	Склинна Фир	0,4	0,4	0,1	0,5	0,3	0,2	0,3	0,2	0,6	0,3	0,5	0,6
112	Сихццаяври	0,6	0,6	0,2	0,9	0,6	0,0	0,6	0,5	0,9	0,3	1,0	1,9
113	Соданкюля	0,9	0,9	-0,1	0,8	0,7	0,0	0,6	0,6	0,9	0,2	1,1	2,1
114	Сортавала	0,7	0,9	0,1	0,5	0,7	-0,1	0,4	0,5	0,7	0,0	1,2	1,7
115	Среднекан	0,8	-0,2	0,6	0,9	1,0	-0,1	0,4	0,8	0,5	0,4	1,2	1,4
116	Среднеколымск	0,9	-0,2	1,3	1,7	1,1	0,4	-0,2	0,8	0,7	1,1	1,7	1,3
117	Стерлегова	2,5	1,2	1,2	1,9	0,5	0,7	0,4	0,9	1,3	1,9	1,5	1,6
118	Стиккисхоульмюр	0,3	0,6	0,8	0,9	0,5	0,7	0,6	0,4	0,6	0,5	0,2	0,2
119	Сухана	1,7	-0,5	1,0	1,6	0,8	1,1	0,0	0,6	0,5	1,0	1,8	0,1
120	Тасилак	0,6	0,9	0,9	1,1	0,4	0,5	0,6	0,5	0,4	0,5	0,2	0,8
121	Териберка	0,2	0,4	0,1	0,7	0,8	0,1	0,6	0,4	0,7	0,3	0,7	1,2
122	Тикси	1,2	-0,9	0,9	1,6	0,5	0,6	0,5	1,0	0,6	1,1	1,7	0,1
123	Томпо	0,8	-0,4	0,6	1,0	0,9	0,2	0,2	0,6	0,2	0,5	0,6	0,1
124	Торсхавн	0,2	0,4	0,4	0,5	0,1	0,3	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,3
125	Тромсе	0,1	0,4	-0,1	0,6	0,7	-0,1	0,3	0,2	0,7	0,2	0,7	0,9
126	Тура	1,1	0,7	0,9	1,4	0,4	1,6	0,1	0,1	0,2	0,0	-0,2	0,2
127	Улукакток	1,1	0,6	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2	0,5	0,3	0,8	1,8	0,5
128	Умео	0,9	0,8	0,2	0,7	0,5	0,1	0,2	0,4	0,7	0,0	0,8	1,5
129	Усть-Чаркы	0,5	-1,4	0,4	1,1	0,7	0,3	-0,1	0,7	0,1	0,4	0,6	-0,7
130	Уэлен	1,2	1,8	1,4	1,2	0,5	0,8	0,4	0,3	0,9	1,4	1,8	2,4
131	Фалун	0,7	1,0	0,5	1,1	0,4	0,6	0,4	0,7	1,1	0,4	0,9	1,2
132	Форт Симпсон	-0,1	1,1	-1,0	-0,3	0,1	0,5	0,6	0,2	0,4	0,8	1,4	-0,8
133	Форт Смит	0,2	1,0	-0,6	-0,3	-0,1	0,6	0,7	0,6	0,8	0,8	1,5	-0,5

134	Фэрбанкс	-0,7	0,6	-0,2	0,3	0,4	0,0	-0,2	0,1	0,5	1,3	1,1	-0,3
135	Хатанга	1,8	0,0	1,0	1,6	0,8	1,8	0,3	0,5	0,7	1,1	0,8	0,1
136	Хебн	0,5	0,9	0,7	0,6	0,1	0,4	0,2	0,3	0,6	0,6	0,4	0,4
137	Хельсинки	0,8	1,0	0,4	0,6	0,5	0,2	0,4	0,7	0,9	0,2	1,0	1,4
138	Холл Бич	0,9	0,4	0,7	0,4	0,5	0,3	0,2	0,5	0,3	1,0	0,7	1,0
139	Чокурдах	0,8	-0,5	0,8	1,5	0,5	0,5	-0,3	0,9	0,6	1,4	1,7	0,7
140	Шелагонцы	2,0	0,2	1,0	1,5	1,0	1,2	0,3	0,3	0,3	0,8	1,4	0,0
141	Шеперд Бей	1,8	0,6	-0,1	-0,2	0,3	0,5	0,4	1,0	0,1	1,2	1,4	0,5
142	Шингл Пойнт	-0,2	1,0	0,5	1,1	0,6	0,2	0,1	0,2	0,4	1,1	1,7	0,2
143	Шойна	1,0	0,8	-0,2	1,2	0,8	0,1	0,7	0,6	0,8	0,5	0,9	1,7
144	Эгвекинот	0,9	1,1	0,8	0,8	0,3	0,7	0,5	0,4	1,0	1,7	1,1	1,3
145	Эньмувсем	1,1	1,0	1,4	1,3	0,5	0,6	0,1	0,5	1,1	1,9	1,5	1,7
146	Эстерсунд	0,8	0,7	0,1	0,6	0,0	-0,1	0,1	0,3	0,5	0,1	0,6	1,0
147	Юбилейная	1,0	-0,8	0,7	1,3	0,4	0,7	-0,1	0,9	0,4	1,0	1,7	-0,2
148	Юрика	1,5	0,6	1,1	0,4	0,3	0,5	0,7	0,6	0,8	1,2	1,7	0,6
149	Якутск	1,5	0,2	1,2	1,4	0,8	0,6	0,3	0,4	0,3	0,4	1,0	0,6
150	Ян-Майен	1,2	1,0	0,5	0,8	0,5	0,6	0,6	0,5	0,8	0,8	0,4	1,3

Таблица величин изменения повторяемости пасмурного состояния неба (в % за 10 лет)
за период с 1985 по 2020 гг.

№	Станция	янв	фев	мар	апр	май	июн	июл	авг	сен	окт	ноя	дек
1	Айон	-1,2	0,1	-2,0	-0,3	-1,2	-1,3	0,2	-1,3	-3,6	2,3	1,4	3,4
2	Акюрейри	1,4	0,4	-1,6	-1,8	0,1	0,2	0,2	0,2	-1,4	0,2	-0,7	0,3
3	Амдерма	2,5	4,7	0,5	7,2	1,3	3,0	2,0	2,8	1,5	2,4	4,7	7,0
4	Анкоридж	-2,9	2,3	-0,5	-2,0	-3,2	-1,3	-0,2	-1,4	-0,5	-0,2	-1,1	-5,4
5	Антипаюта	-3,4	-1,0	-2,6	2,1	-2,0	-3,3	-2,6	-1,3	-2,6	-1,0	-2,3	2,3
6	Архангельск	1,7	1,2	-3,7	0,6	-3,9	-1,6	-1,9	-2,1	-2,0	1,3	2,0	3,4
7	Баренцбург	1,3	2,4	1,4	0,4	2,8	-1,0	0,9	-2,2	-0,4	0,7	2,7	1,0
8	Барроу	6,3	5,7	1,1	8,4	2,8	1,0	4,4	3,2	1,6	7,0	15,4	7,6
9	Бейкер Лейк	2,7	-1,2	0,5	0,5	-1,6	-0,7	-2,2	-1,4	-1,6	2,0	0,9	0,6
10	Берген-Флорида	1,2	2,4	-2,0	-0,9	0,2	0,5	-0,2	-0,1	1,0	-1,7	1,5	2,4
11	Беттлс	-0,8	4,1	1,2	2,0	1,8	4,6	4,5	-0,4	0,9	2,4	0,9	-4,1
12	Буде	-2,3	1,2	0,4	1,4	-2,2	-1,9	-5,1	-1,1	-1,8	-5,5	0,5	0,2
13	Бухта Амбарчик	6,1	5,4	5,5	3,4	1,6	1,8	5,1	-0,4	-1,7	3,7	9,3	9,2
14	Венабю	3,8	4,9	0,9	0,2	5,5	2,8	4,1	0,8	4,0	4,5	2,1	6,7
15	Верхнеимбатск	-2,7	0,2	2,4	0,6	-0,3	-4,5	1,8	2,8	1,6	1,1	1,3	2,5
16	Вигра	2,8	3,2	0,1	0,6	2,0	-1,2	0,5	1,7	1,8	-1,6	0,9	2,6
17	Волочанка	2,0	-1,7	0,5	1,0	-1,2	-3,7	-0,1	-2,5	-2,0	-0,8	-2,2	-0,7
18	Далатанги	2,9	6,4	3,6	1,6	5,3	5,5	4,2	2,7	0,0	2,7	4,5	2,0
19	Данмарксхавн	2,4	3,3	1,3	-1,0	0,4	-2,8	0,3	0,6	2,5	6,1	3,2	1,1
20	Депутатский	-3,3	-4,7	-4,7	-0,4	0,0	-3,5	2,8	-0,9	-1,3	2,0	3,6	-3,6
21	Джалинда	-0,4	-4,6	-5,1	-5,7	-6,3	-7,2	-2,0	-6,1	-5,4	0,8	0,1	-1,8
22	Джарджан	-3,4	-8,1	-3,9	-2,0	0,3	2,6	2,2	-0,2	0,0	2,6	-1,2	-6,2
23	Диксон	-0,9	-1,3	-2,7	2,5	-0,9	-2,4	1,4	-0,5	-0,9	-1,7	-1,6	-0,7
24	Жиганск	-1,4	-5,3	-1,6	0,4	1,0	-0,9	3,1	0,9	0,6	3,2	2,8	-2,9
25	Зырянка	-2,0	-0,5	-0,4	-1,7	2,7	2,8	7,2	2,6	2,2	1,9	2,7	3,5
26	Игарка	0,5	0,5	2,5	4,1	1,7	-1,6	1,1	0,6	-0,1	0,1	-0,8	0,6
27	Икалуит	-1,0	-2,9	-2,6	-2,7	-1,6	-1,3	-1,2	-3,0	-0,9	-3,3	-1,5	-0,3
28	Им.Е.К.Федорова	7,6	6,9	-0,5	7,9	0,7	1,6	1,6	0,8	3,5	3,8	5,1	12,5
29	Им.Е.К.Федорова,ГМО	-6,8	-7,4	-6,3	-1,0	0,9	-1,4	3,1	0,7	-1,2	-1,2	-4,8	-8,8
30	Им.М.В.Попова	5,8	7,2	1,2	7,9	4,0	2,3	5,5	4,7	1,5	2,1	2,5	6,7
31	Инувик	2,0	-1,3	0,0	1,5	-2,1	0,4	3,1	0,7	-0,2	-1,5	4,2	2,0
32	Йеллоунайф	-3,2	-4,7	-4,7	-5,7	-6,9	-3,1	-1,0	-2,1	-4,4	-1,4	-2,1	-5,2
33	Калевала	4,0	2,7	-5,3	0,9	-3,1	-2,0	-0,6	-3,8	-2,2	2,6	3,1	6,1
34	Кандалакша	6,3	4,9	-2,2	5,6	2,0	3,0	2,4	2,2	1,2	4,1	5,0	7,6
35	Карасйок	4,2	-0,1	-1,9	2,6	2,6	5,7	3,3	2,1	1,9	1,5	0,6	5,5
36	Кембридж Бей	0,4	-2,8	-2,7	-0,1	-3,9	0,9	2,5	-2,9	-0,8	2,0	3,3	-1,6
37	Колгуев Северный	2,6	5,7	-0,8	5,6	0,4	1,4	-1,7	-0,6	2,9	3,6	3,0	6,5
38	Корал Харбор	-1,8	-0,9	-3,4	-2,5	-0,7	-3,9	-2,3	-1,4	-3,7	-2,7	-1,5	-1,0
39	Котельный	-6,0	-4,5	-3,7	-0,4	-1,8	-2,0	1,9	-1,5	-2,5	0,3	1,6	-3,9
40	Коцебу	-1,7	4,6	0,1	4,3	1,0	3,0	4,5	0,8	-1,2	1,6	2,9	0,1
41	Куглуктук	0,4	-0,7	-1,6	-0,8	-2,1	3,5	2,4	0,7	0,1	2,1	3,5	-2,3

42	Кюсюр	-3,2	-9,8	-5,1	-3,9	-5,2	-8,6	-3,5	-4,3	-4,8	0,4	-3,0	-7,0
43	Малые Кармакулы	1,9	2,1	-3,0	3,5	0,0	3,2	1,5	4,4	0,4	-0,5	-1,8	2,8
44	Марресала	2,6	3,1	-1,1	6,5	1,2	0,5	0,1	1,3	-0,2	2,8	1,1	8,5
45	Мейо	0,9	0,6	-0,2	-1,3	-0,3	-0,1	1,9	2,3	2,9	-0,6	-1,8	2,1
46	Мурманск	1,4	1,6	-0,3	5,1	-1,0	2,1	0,6	1,5	0,2	3,4	2,7	3,6
47	Мыс Биллингса	-2,0	3,6	-0,6	1,3	0,5	1,3	0,4	1,0	-3,4	1,3	1,7	3,9
48	Мыс Ванкарем	0,3	3,8	3,6	1,9	-0,4	-1,1	2,0	-2,3	-0,9	0,6	3,3	4,7
49	Надым	1,4	2,4	2,6	2,6	-0,6	-1,3	-1,7	-1,0	-3,3	0,6	2,1	2,3
50	Нарьян-Мар	2,2	3,1	-0,5	4,5	-0,6	3,8	-0,4	0,4	0,1	3,2	4,3	5,8
51	Ном	-3,0	3,6	-1,1	3,0	-3,0	3,4	1,6	-3,1	-0,9	1,5	0,5	-2,1
52	Норман Уэлс	2,3	-0,3	-1,3	-2,2	-3,1	-2,1	-2,6	-1,1	-1,9	-1,4	1,8	-0,5
53	Нуук	3,0	4,3	6,3	6,0	4,2	2,4	2,5	0,7	5,7	4,5	4,6	6,2
54	Ню-Алесунд	4,2	2,2	-0,3	3,3	4,3	0,2	0,3	-0,7	3,4	2,7	5,1	4,6
55	о. Визе	3,3	3,3	1,0	5,8	0,3	0,9	-0,7	3,6	1,7	8,5	7,6	6,5
56	о. Врангеля	4,0	6,6	6,4	6,4	3,3	1,7	0,8	2,1	4,2	4,0	8,8	11,2
57	о. Голомянный	2,7	2,4	3,6	5,2	2,8	2,3	1,3	2,1	1,2	4,2	7,2	2,4
58	о. Медвежий	-2,7	0,9	-2,3	2,2	0,2	1,1	3,2	5,1	1,5	-1,2	-0,8	-0,6
59	о. Надежды	4,4	3,9	-0,4	3,2	0,2	-1,1	2,4	3,3	0,4	0,3	3,6	5,3
60	Обс. им. Кренкеля	1,4	1,8	0,5	3,5	-0,8	1,8	-0,7	0,9	-0,4	4,6	3,4	3,3
61	Оймякон	-2,0	-5,1	-3,5	-3,4	-1,4	-3,4	-1,8	-2,4	-1,6	0,9	-2,2	-2,6
62	Омолон	1,6	-0,8	-0,2	-3,3	-1,9	0,4	0,1	-4,3	-0,4	1,5	5,2	6,0
63	Островное	-2,2	-4,8	-2,9	-5,6	-3,1	-0,5	2,6	-2,7	-1,9	0,3	1,7	-0,5
64	Печора	-1,6	0,4	-1,8	2,3	-0,7	4,0	-1,5	-0,1	0,6	0,2	1,6	1,4
65	Резольют	0,3	-1,0	2,5	1,3	-1,2	2,4	-1,4	-2,4	-1,3	3,2	2,0	3,3
66	Рейкьявик	-1,7	-2,3	1,0	-3,6	-3,3	-3,5	-2,0	-0,5	2,0	-1,0	-3,1	-3,7
67	Салехард	-1,9	-1,3	-2,1	1,9	-0,4	1,2	-1,7	0,1	-1,2	-0,6	1,2	-1,6
68	Саскылах	-6,7	-10,8	-9,0	-7,2	-4,0	-7,2	-0,4	-6,1	-5,1	-1,8	-3,9	-9,3
69	Свартеваг	1,9	1,9	-0,3	0,2	0,4	1,2	-2,8	-2,5	-3,0	1,8	-2,1	-0,5
70	Сихщаяври	3,8	5,9	-1,6	7,0	4,7	6,4	5,3	3,4	5,1	2,8	0,4	4,7
71	Скорбисунн	1,9	-3,7	-2,1	1,3	3,4	-5,6	-0,8	0,2	1,3	1,1	-3,3	3,1
72	Сондре Стрёмфьорд	3,9	4,9	4,0	3,8	1,6	0,5	-0,5	0,6	3,1	3,2	4,8	7,1
73	Среднеколымск	1,8	1,7	1,8	-0,4	1,4	0,2	6,3	1,9	-1,1	2,9	5,6	4,4
74	Стерлегова	2,7	4,8	3,5	8,3	2,3	-0,3	3,0	2,6	0,4	3,9	5,6	3,7
75	Стиккисхоульмюр	-3,7	-2,7	-1,5	-2,5	-0,1	-0,5	-2,3	-0,2	-0,3	-5,7	-5,9	-7,8
76	Тарко-Сале	-1,6	1,1	2,4	0,7	2,6	-0,6	0,6	-0,2	-1,0	1,1	2,1	1,8
77	Тасилак	-1,5	0,2	-2,0	2,3	-6,7	-1,1	-3,3	-2,6	3,4	0,2	-6,1	0,6
78	Тромсе	-0,3	2,3	2,5	2,5	-1,4	3,3	-0,1	2,4	0,6	-3,7	1,3	1,9
79	Туле	0,8	2,6	1,1	-0,2	4,2	-1,0	3,8	-3,1	0,9	4,4	4,4	4,8
80	Усть-Мома	-4,4	-4,3	-5,8	-4,3	-2,1	-4,2	0,1	-6,2	-2,0	-0,7	-1,1	-3,5
81	Уэлен	-1,0	4,0	4,8	6,5	0,2	0,0	5,2	2,5	0,4	-0,4	2,1	4,9
82	Форт Симпсон	1,7	1,2	2,0	-2,4	-6,1	-1,2	-1,8	-2,2	0,6	-0,9	-1,3	0,3
83	Форт Смит	1,6	-1,2	-1,3	-0,9	-2,6	0,6	2,9	2,1	-0,6	1,5	1,0	1,3
84	Фэрбанкс	0,1	2,3	0,4	1,1	-0,4	1,6	2,5	-3,5	-3,3	-0,8	0,8	-2,6
85	Хатанга	3,5	-1,1	-3,1	-3,2	-3,6	-6,3	-2,3	-4,4	-2,7	-0,7	1,1	-3,4
86	Чокурдах	1,5	-1,1	0,5	2,1	2,0	-4,2	5,2	-0,5	-3,2	4,8	5,8	2,1
87	Шойна	5,3	5,5	-1,2	6,7	0,5	1,6	0,1	-0,4	2,4	2,9	4,8	7,3

88	Эгвекинот	0,2	0,9	2,0	-1,1	-1,5	-2,4	-0,6	-3,2	1,0	-0,5	2,9	-0,3
89	Эньмувсэм	0,6	0,3	0,0	-1,6	-2,1	0,5	2,1	-3,1	1,7	1,0	1,5	0,6
90	Юбилейная	-3,1	-6,6	-4,8	-2,3	-0,9	-3,9	1,2	-3,0	-5,4	-1,3	1,3	-5,6
91	Юрика	-0,7	-0,2	2,3	-1,9	1,5	0,1	-2,6	-4,1	0,4	-2,7	-0,7	-0,1
92	Ян-Майен	4,6	3,3	0,8	0,9	-0,3	-1,8	0,7	-0,3	0,3	-0,5	1,5	2,6