

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

АНАЛИЗ СОСТОЯНИЯ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА АРКТИКИ В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО МИНИМУМА 2011 г.

© 2012 г. Н. Г. Платонов*, И. Н. Мордвинцев, В. В. Рожнов, И. В. Алпацкий

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт проблем экологии и эволюции им. А.Н. Северцова Российской академии наук, Москва

**E-mail: platonov@sevin.ru*

Поступила в редакцию 23.01.2012 г.

В работе оценен летний минимум площади и протяженности морского льда Арктики в 2011 г. по данным пассивного микроволнового зондирования. По сравнению с ледовой обстановкой за период спутниковых наблюдений (1979 г.—настоящее время) выявлено, что размер ледовой шапки близок к абсолютному рекордно низкому значению, зафиксированному в 2007 г., но пространственное распределение льда в конце лета 2007 и 2011 гг. различно из-за влияния атмосферной циркуляции на положение ледовой кромки. Показано, что, начиная с 2003 г., скорость убывания ледового покрова возросла в 4 раза. С помощью методов уменьшения размерности и анализа канонических корреляций построена линейная модель, позволяющая осуществлять краткосрочные прогнозы ледовой обстановки в Арктике в глобальном масштабе и реконструировать значения летней концентрации льда в допутниковую эру до середины XX в. по полям температуры воздуха. Результаты моделирования подтверждают резкое изменение площади морского льда на конец лета после 2002 г.

Ключевые слова: спутниковый мониторинг, многоканальные радиометры, концентрация, площадь и протяженность морского льда Арктики, метод главных компонент, анализ канонических корреляций

ВВЕДЕНИЕ

Анализ ледовитости в период минимальной протяженности ледового покрова является актуальной задачей. В сентябре 2007 г. произошло крупнейшее, по сравнению с непрерывными наблюдениями с конца 1970-х годов, уменьшение арктической ледовой шапки. Этот факт зафиксирован и обсужден большинством ученых в области гляциологии, климатологии и арктических экосистем. И с тех пор каждое достижение летнего минимума сравнивается с 2007 г., который, возможно, является узловой точкой изменения арктического климата.

Ледовый покров в период минимальной протяженности остается местообитанием арктических млекопитающих. Некоторые виды ластоногих (морж, морской заяц) питаются донными организмами, поэтому предпочитают мелководные участки, глубина которых не превышает 100 м. Если кромка льда уходит далеко на север, за пределы шельфовой зоны, то эти виды млекопитающих вынуждены либо уйти за льдом за пределы кормовой базы, либо проводить некоторое время на безледных местах. В любом случае, уменьшение ледового покрова является стрессовой ситуацией для животного.

Морской лед и снег на его поверхности являются хорошими отражателями коротковолновой солнечной радиации. Уменьшение протяженно-

сти ледового покрова увеличивает поглощение солнечной энергии океаном, нагревая поверхностный слой. Помимо отражательных, лед обладает изоляционными свойствами, препятствуя вертикальному энергообмену между океаном и атмосферой.

Переживший лето однолетний лед переходит в категорию многолетнего. Увеличение площади и толщины многолетнего льда является количественным признаком “здоровья” арктической системы. Такой лед, как более крепкий, менее подвержен воздействию факторов, вызывающих таяние.

Таким образом, площадь морского льда в период его минимальной протяженности является индикатором изменения арктического климата.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В качестве исходных данных для оценки площади и протяженности ледового покрова Арктики использована концентрация льда по спутниковым микроволновым данным с применением алгоритма Bootstrap (Comiso, 2008).

Выбор спутниковых микроволновых данных пассивного диапазона обеспечивает практически всепогодные измерения вне зависимости от освещенности поверхности. Измерения с помощью микроволновых радиометров SMMR, SSM/I и AMSR-E, установленных на серии метеорологи-

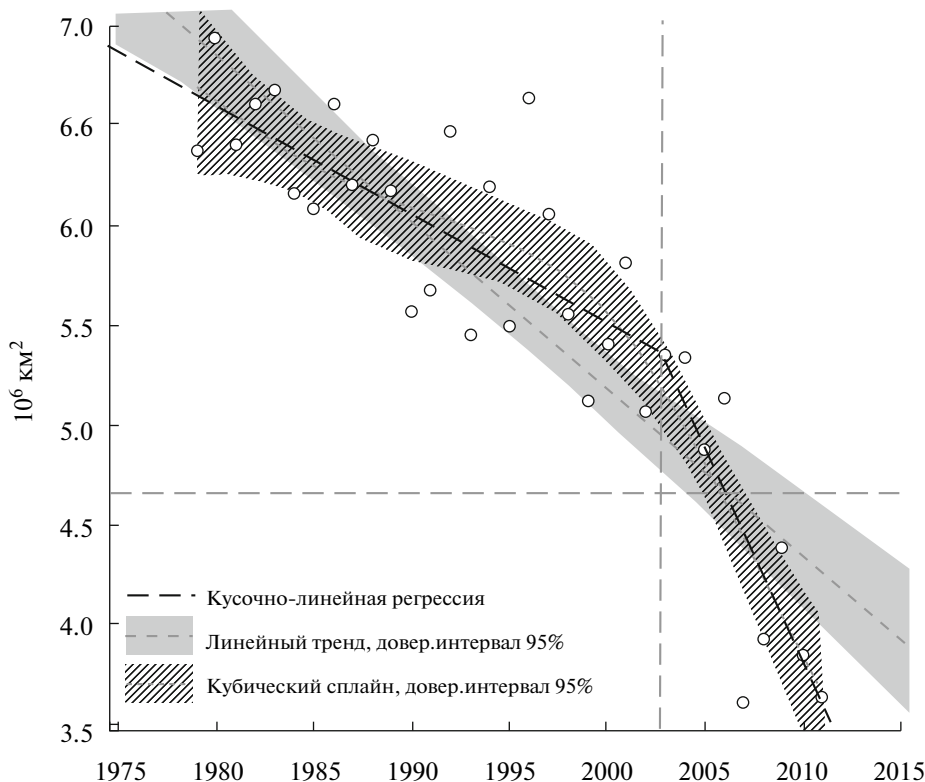


Рис. 1. Летний минимум площади морского льда Арктики.

ческих спутников Nimbus-7 (SMMR, октябрь 1979 г.—август 1987 г.), DMSP F8 (SSM/I, июль 1987 г.—декабрь 1991 г.), DMSP F11 (SSM/I, декабрь 1991 г.—август 1995 г.), DMSP F13 (SSM/I, май 1995 г.—апрель 2009 г.), Aqua (AMSR-E, июнь 2006 г.—04 октября 2011 г.), обеспечивают ежесуточное (Nimbus-7 — каждые два дня) покрытие арктического региона в умеренном для масштабов Арктики пространственном разрешении (AMSR-E — 12.5 км, остальные — 25 км).

Выбор алгоритма Bootstrap (Comiso, 2008) осуществлен по результатам сравнительного анализа концентрации морского льда по данным различных систем спутникового зондирования (Belchansky, Douglas, 2002). Этот алгоритм оценивает суммарную концентрацию морского льда по адаптивной стратегии, основанной на гибком использовании разности радиояркостных температур двух спектральных каналов (19V-37V либо 37H-37V) в зависимости от сезона и пространственного распределения льда.

При оценке суточной площади и протяженности льда учитывались искажения длин и площадей, свойственные полярной стереографической проекции, применялись пространственная и временная фильтрация для заполнения пропусков данных (интерполяция). В работе рассмотрены две пространственные альтернативы — маски рассматриваемого региона. “Полярный пробел” —

область вблизи полюса, недоступная для наблюдений, — либо заполнялась значением концентрации 100%, либо происходило отсечение региона севернее 84.5° с.ш. Вторая опция заключалась в рассмотрении прибрежной зоны, либо в ее отсечении (50 км), либо в ее рассмотрении как области, в которой весь присутствующий лед на поверхности океана является морским. Количественные характеристики включали в себя значения протяженности льда (площадь поверхности, покрытой льдом с концентрацией $\geq 15\%$) и площади льда (протяженность льда, умноженная на значение концентрации).

ПЛОЩАДЬ И ПРОТЯЖЕННОСТЬ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА С УЧЕТОМ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ

По состоянию на 19 сентября 2011 г., минимальная протяженность ледового покрова достигнута 10 сентября и составила $4.66 \times 10^6 \text{ км}^2$ (без учета оффшорной зоны 50 км, с заполнением полярного пробела концентрацией 100%). Результаты многолетней динамики площади морского льда по этим условиям представлены на рис. 1. В 2007 г. минимальная протяженность 15 сентября составила $4.19 \times 10^6 \text{ км}^2$. Для сравнения: в 1980 г. минимальная протяженность льда зафиксирована 26 августа на отметке $7.88 \times 10^6 \text{ км}^2$. Это самая ранняя дата достижения летнего минимума, са-

мая поздняя регистрация произошла в 1995 г., 29 сентября. По результатам регрессионного анализа происходит статистически значимое ($S > 99.9\%$) уменьшение минимальной протяженности льда со скоростью $(80.9 \pm 9.1) \times 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$. С 1979 г. по 2011 г. протяженность льда уменьшилась на 33% — с $7.76 \times 10^6 \text{ км}^2$ до $5.17 \times 10^6 \text{ км}^2$. Относительно дат достижения летнего минимума происходит запаздывание со скоростью $(0.19 \pm 0.11) \text{ д/год}$, $S = 90\%$, за 33 года достижение летнего минимума сместилось от 09 сентября к 15 сентября.

Минимальная площадь льда, с учетом прибрежной зоны и при допущении, что в районе полюса концентрация льда 100%, по состоянию на 19 сентября 2011 г. зафиксирована 07 сентября и составила $3.64 \times 10^6 \text{ км}^2$ (рис. 1, круглые маркеры). Эта оценка очень близка к рекордно низкому значению 2007 г., когда площадь льда 14 сентября составила $3.61 \times 10^6 \text{ км}^2$. Максимальное значение летнего минимума, $6.93 \times 10^6 \text{ км}^2$, зафиксировано 30 августа 1980 г. Уменьшение минимальной площади льда происходит со скоростью $(82.6 \pm 8.5) \times 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$, $S > 99.9\%$ (рис. 1, пунктир средних размеров, сплошная заливка — 95% доверительного интервала). По результатам регрессионного анализа, за 33 года площадь уменьшилась на 38%, с $6.93 \times 10^6 \text{ км}^2$ до $4.29 \times 10^6 \text{ км}^2$. Самое раннее достижение наблюдалось в 1987 г., 23 августа, самое позднее — в 2005 г., 21 сентября. Достижение летнего минимума по площади с каждым годом фиксируется все позже, но скорость, $(-0.15 \pm 0.10) \text{ д/год}$, является статистически незначимой ($S = 85\%$). По результатам линейного регрессионного анализа в 1979 г. достижение летнего минимума фиксировалось 05 сентября, а в 2011 г. — 10 сентября.

В среднем, достижение летнего минимума по площади происходит на 5 дней раньше, чем по протяженности, 08 и 12 сентября, соответственно. Это вызвано тем, что на поверхности льда температура воздуха опускается меньше нуля, замерзают талые озера, трещины и разводья покрываются молодым льдом. В это же время в периферийной зоне продолжается таяние, и это уменьшает протяженность.

Влияние прибрежной зоны проявляется в искажении сигнала на границе двух сред, земли и океана, а также в присутствии припайного льда, характеристики которого отличаются от дрейфующего. Узкие проливы, каналы, небольшие бухты с большой вероятностью заполнены припайным льдом. В связи со сложностями идентификации припайного льда по данным пассивного микроволнового зондирования, применяют отсечение прибрежной зоны в 1–2 пиксела по данным SSM/I, или в 50 км. Минимальная протяженность без учета прибрежной зоны в 2011 г. составила $3.95 \times 10^6 \text{ км}^2$, диапазон значений от $6.83 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 1980 г. до $3.71 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 2007 г. Аналогичные

значения минимальной площади льда составили 6.23, 3.25 и $3.30 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 1980, 2007 и 2011 гг. соответственно.

ПЛОЩАДЬ И ПРОТЯЖЕННОСТЬ ЛЕДОВОГО ПОКРОВА ЮЖНЕЕ 84.5° С.Ш.

Характеристики SMMR не позволяют сканировать поверхность Земли севернее 84.6° с.ш., тогда как AMSR-E, как более совершенный прибор, охватывает территорию почти до 89° с.ш. Параллельно с эволюцией сенсоров наблюдается уменьшение площади и протяженности льда. Чем больше размер полярного пробела, тем сильнее завышение концентрации вблизи полюса. Чтобы избежать искусственного завышения концентрации в регионе, недоступном для наблюдений, мы отсекали территорию севернее 84.5° с.ш., чуть южнее, чем минимальная граница сканирования сенсоров.

В среднем, минимальная протяженность льда южнее 84.5° с.ш. фиксируется 12 сентября и составляет $5.28 \times 10^6 \text{ км}^2$. В 2011 г. летний минимум составил $3.48 \times 10^6 \text{ км}^2$ (10 сентября). Минимальное значение наблюдалось в 2007 г. ($3.00 \times 10^6 \text{ км}^2$, 15 сентября), максимальное — в 1980 г. ($6.70 \times 10^6 \text{ км}^2$, 26 августа). В 1980 г. — самая ранняя дата за 33 года наблюдения, самая поздняя — 29 сентября, в 1995 г., однако статистически значимого изменения не наблюдается, с 09 сентября в 1979 г. к 15 сентября в 2011 г., $S = 90.3\%$. По результатам регрессионного анализа, протяженность льда убывает со скоростью $(80.9 \pm 9.1) \times 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$, $S > 99.9\%$, с $6.57 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 1979 г. до $3.98 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 2011 г.

Минимальная площадь льда южнее 84.5° с.ш. в 2011 г. была $2.47 \times 10^6 \text{ км}^2$ (07 сентября). Это на $0.02 \times 10^6 \text{ км}^2$ меньше предыдущего “рекорда” в 2007 г., зафиксированного 14 сентября. Максимальное значение минимума площади ($5.75 \times 10^6 \text{ км}^2$) наблюдалось 30 августа 1980 г. Убывание площади происходит со скоростью $(81.7 \pm 8.4) \times 10^3 \text{ км}^2/\text{год}$, $S > 99.9\%$, а сроки достижения становятся позднее, $(+0.18 \pm 0.10) \text{ д/год}$, $S = 91\%$.

Тенденции сохраняются и при отсечении 50-км прибрежной зоны. Минимальная протяженность варьируется от $2.53 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 2007 г. (16 сентября) до $5.64 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 1980 г. (26 августа). В 2011 г. минимальная протяженность морского льда зафиксирована 10 сентября и составила $2.77 \times 10^6 \text{ км}^2$. По результатам линейного регрессионного анализа за 33 года протяженность льда уменьшилась на 42%, с $5.61 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 1979 г. до $3.28 \times 10^6 \text{ км}^2$ в 2011 г. Достижение летнего минимума становится с каждым годом позднее, если в начале периода наблюдения, в 1979 г., минимальная протяженность наблюдалась 08 сентября, то в настоящее

время, в 2011 г., достижение происходит 15 сентября (значимость 93.4%).

Без учета 50-км береговой зоны, наименьшая площадь льда в период летнего минимума наблюдалась 14 сентября 2007 г. и 07 сентября 2011 г. и составила 2.14×10^6 км², а наибольшая — 5.05×10^6 км² — 24 августа 1980 г. Уменьшение минимальной площади происходит со скоростью $(72.4 \pm 7.5) \times 10^3$ км²/год, и за 33 года минимальная площадь льда уменьшилась на 46%, с 5.03×10^6 км² до 2.72×10^6 км². Статистическая значимость запаздывания наступления летнего минимума льда по площади с 05 сентября в 1979 г. к 11 сентября в 2011 г. составляет 77%. Самое раннее достижение летнего минимума наблюдалось в 1987 г., 23 августа, а самое позднее — в 1995 г., 29 сентября.

Таким образом, уменьшение минимальных площади и протяженности ледового покрова не связано с развитием технологии и улучшением характеристик измерительных приборов.

НЕЛИНЕЙНОСТЬ В ИЗМЕНЕНИИ ПЛОЩАДИ И ПРОТЯЖЕННОСТИ ЛЬДА В ПЕРИОД ЛЕТНЕГО МИНИМУМА

Выше рассмотрен анализ линейных трендов в изменении площади и протяженности морского льда в летний период максимального таяния льда, приходящийся, в среднем, на начало и середину сентября. Однако, начиная с 1999–2000 гг., убывание происходит более быстрыми темпами. На качественном уровне это становится заметно в случае применения LOESS-сглаживания (Cleveland, Devlin, 1988), а также при применении аппроксимации натуральными кубическими сплайнами (Hastie, 1992) (рис. 1, косая штриховка). Оба метода по 33 измерениям (для метода LOESS использовался размер окружения 3/4) оказались очень похожими. Таким образом, при сохранении этой тенденции Арктика может лишиться многолетнего льда уже через 15–20 лет.

Для определения возможной переходной точки в изменении площади и протяженности морского льда в период окончания таяния и начала замерзания (“летний минимум”) использован метод кусочно-линейной регрессии (рис. 1, длинный пунктир). В основе этого метода лежит построение непрерывной кусочно-линейной функции (одна узловая точка, разделяющая два соприкасающихся подмножества данных) с использованием метода наименьших квадратов. Схожий подход использован в работе авторов (Бельчанский и др., 2004), применивших непрерывные кусочно-линейные функции для корректировки калибровочных значений микроволнового радиометра. Выбор разделяющей два подмножества точки осуществлен направленным перебором с сужающимися границами и уменьшающимся шагом до достижения

требуемой точности. Регрессионные коэффициенты находились решением системы линейных алгебраических уравнений.

Согласно кусочно-линейному регрессионному анализу, узловая точка приходится на начало XXI в. В частности, уменьшение площади “летнего минимума” при условии заполнения полярного пробела наблюдений 100%-ной концентрацией, начиная с 2003 г., осуществляется с большей скоростью, чем до 2002 г. включительно. Коэффициент наклона отрезка 1979–2002 гг. составляет -53.7×10^3 км²/год. С 2003 г. скорость убывания возрастает почти в 4 раза, до 224.5×10^3 км²/год. При сохранении такой тенденции, эра полного исчезновения льда в летний период наступит раньше, чем предсказывается современными моделями.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЛЕТОМ 2011 г.

Анализ среднемесячных значений температуры воздуха, атмосферного давления и скорости ветра в весенне-летний период 2011 г. проведен для выявления возможных предпосылок, повлиявших на значение концентрации морского льда в сентябре 2011 г. При анализе аномалий использован десятилетний базовый период 2000–2009 гг. Под аномалией 2011 г. подразумевается разность между значением параметра в 2011 г. и осредненным значением за период 2000–2009 гг.

В целом атмосферная циркуляция за период с марта по август 2011 г. не отличается экстремальностью. Это вытекает из среднемесячных значений индекса арктических осцилляций, по абсолютной величине, не превышающей 2, за исключением апрельского значения (+2.27). Высокое положительное значение индекса отражает преобладание циклонической деятельности в Северном полушарии.

В марте 2011 г. в северных частях Баренцева и Карского морей преобладало низкое давление. Это могло способствовать поверхностному продвижению в южной части Баренцева моря теплых атлантических вод на восток и их проникновению в Карское море и распространению на север Баренцева моря. Преобладание южных ветров в районе п-ова Таймыр могло быть причиной значительной, выше 7°C, температурной аномалии в Карском море. В целом над всей центральной Арктикой температура воздуха была выше, чем в аналогичный период 2000–2009 гг. Помимо Карского моря, высокая положительная аномалия температуры воздуха наблюдалась и в северной части Чукотского моря, и вблизи Канадского архипелага. Наибольшая отрицательная аномалия морского льда в марте наблюдается вблизи Новой Земли. В Беринговом море проявляется перерас-

пределение льда: повышенная концентрация в западной части моря и пониженная — в восточной. В северной части Баренцева моря концентрация льда не меньше, чем в среднем за период 2000—2009 гг.

В апреле 2011 г. сформировалась область высокого давления над Чукоткой и в западной части моря Бофорта. Преобладающее над Гренландским морем низкое давление могло способствовать проникновению поверхностных теплых вод Атлантики в Арктику через южную часть Баренцева моря. Над океанической частью Арктики преобладает позитивная аномалия температуры поверхностного воздуха, однако над материковыми частями прослеживается разделение на отрицательную аномалию в западном секторе и положительную — в восточном. В районе Обской Губы и Берега Харитона Лаптевых появляются полыньи. В восточной части Баренцева моря льда меньше, чем в среднем за аналогичный период 2000—2009 гг., но зато наблюдается повышенная ледовитость в северной части Баренцева моря.

В мае 2011 г. антициклоны преобладали над Гренландией, к северу от о. Виктория, к северо-западу от Гудзонова залива. К югу от Исландии, между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа, наблюдались низкое давление и циклоническая деятельность ветров. Если исландский циклон мог препятствовать проникновению в Арктику теплого атлантического воздуха, то циклон в восточной части Баренцева моря мог способствовать сохранению льда в Баренцевом море. Особых температурных аномалий в этом месяце в центральной части Арктики не наблюдалось. Раннее таяние льда произошло в Обской Губе, начинается таяние льда в Чукотском море и образование Великой Сибирской полыньи. Наблюдается оффшорное движение льда в море Бофорта и Гудзоновом заливе. Граница льда в проливе Дэвиса немного южнее, чем обычно.

В июне 2011 г. над Канадским бассейном устанавливается высокое давление, это способствует образованию Бофортова вихря. Над хребтом Черского находится зона пониженного давления, и это препятствует закручиванию вихря. В морях Бофорта, Чукотском, Восточно-Сибирском и Лаптевых преобладают ветра восточных румбов. Возможно, вскрытие Чукотского моря произошло благодаря зональной адвекции льда; по той же причине могло произойти образование Заврангельской полыньи. На Западно-Сибирской равнине установилась положительная аномалия температуры. Прогрев сибирских рек мог повлиять на таяние льда в прибрежной зоне Карского моря. В целом над морской акваторией Арктического бассейна температура воздуха выше, чем среднеиюньская температура базового периода (2000—2009 гг.). Повышенная концентрация в проливе

Фрама и на западе Гренландского моря свидетельствует о высоком значении экспорта льда через эти ворота в зимне-весенний период. Отмечается повышенная ледовитость на севере залива Баффина.

В июле область высокого давления сместилась из центральной части Канадского бассейна к Канадскому архипелагу. Вместе с низким давлением над Беринговым морем возникающий диполь способствует восточным ветрам в морях Бофорта и Чукотском, поэтому частично уменьшение льда у берегов Аляски и материкового побережья Канады может быть вызвано движением льда. Соответственно эта адвекция может увеличить количество льда в Восточно-Сибирском море. Пониженное давление на севере Центрально-Сибирской возвышенности и повышенное над Малоземельской тундрой формируют ветра северных румбов в Карском море, однако это не вызывает адвекцию льда в указанном регионе. В связи с поверхностным таянием льда и снега над арктическим льдом устанавливается температура около 0°C, поэтому аномалии могут быть зафиксированы лишь над сушей: положительная — над о-вами Баффина, Бэнкс и хребтом Черского и отрицательная — над Западно-Сибирской равниной. Море Лаптевых почти освободилось ото льда.

В августе 2011 г. почти все арктические моря, за исключением центральной части Восточно-Сибирского моря и северо-западной части Гренландского моря, освободились ото льда. Повышенная концентрация льда в проливе Фрама свидетельствует о достаточно высоком экспорте льда. Над полюсом преобладает высокое давление, это положительная аномалия по сравнению с базовым периодом. Над Беринговым морем и Западно-Сибирской равниной сохранились поля низкого давления, поэтому над морями от Бофорта до Карского при обходе с востока на запад преобладали ветра восточных румбов. Над Верхоянскими цепями преобладала повышенная температура воздуха; преобладающие ветра могли принести это тепло в Арктику, усилив таяние льда в море Лаптевых. На севере Карского моря присутствует ледовый “язык”, вызванный адвекцией льда из центральной Арктики. Таяние льда в канадском секторе могло быть вызвано обширной зоной повышенной температуры с центром в районе о. Бэнкс и переносом этой воздушной массы ветрами вдоль побережья.

Таким образом, к сентябрю 2011 г. Арктика находилась в состоянии облегченной ледовитости по сравнению с аналогичным периодом базового десятилетия (2000—2009 гг.). Прогрев Карского моря мог быть вызван проникновением теплых атлантических вод весной 2011 г. Высокая концентрация льда в проливе Фрама может быть объяснена повышенным выносом льда через эти “во-

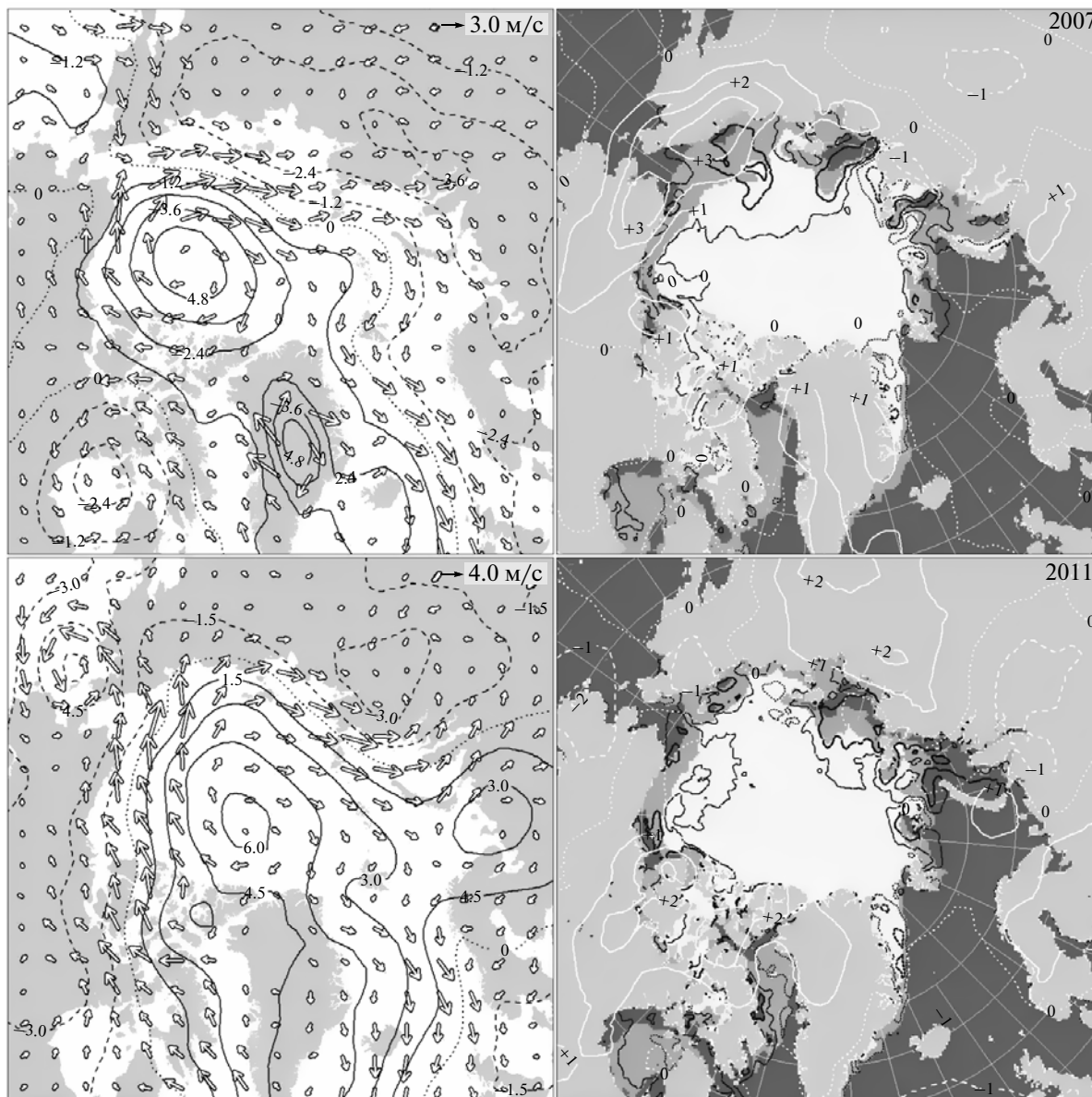


Рис. 2. Аномалии условий окружающей среды летом 2007 и 2011 гг. по сравнению с базовым периодом 2000–2009 гг.

рота”, причем из-за географической особенности этого региона в основном происходит экспорт многолетнего, старого льда. Благодаря циклонической активности ветров в летние месяцы, лед из Чукотского и Лаптевых морей мог сместиться в центральную Арктику, однако атмосферная циркуляция благоприятствовала сохранению льда в Восточно-Сибирском море.

СРАВНЕНИЕ ЛЕТНИХ МИНИМУМОВ 2007 И 2011 гг.

Для выявления различий в распределении ледового покрова в сентябре 2007 г. и сентябре 2011 г. проведен сравнительный анализ атмосферных

условий в летний период (июнь–август). Аномалии условий окружающей среды для этих периодов представлены на рис. 2. Верхние панели соответствуют 2007 г., а нижние – 2011 г. На левых панелях показаны: среднемесячные аномалии атмосферного давления на уровне моря (контур, гПа); скорости и направления поверхностного ветра (стрелки, линейный масштаб). На правых панелях отложены аномалия температуры поверхности (белый контур, градусы Цельсия), концентрация морского льда, классифицированная по уровням 15% и 50% тремя градациями серого – от темного к светлому, аномалии концентрации (черный контур) по уровням 15% (тонкая линия) и 30% (толстая линия), короткий пунктир соот-

ветствует положительной аномалии, длинный – отрицательной.

Как в 2007 г., так и в 2011 г., повышенная ледовитость наблюдается в проливе Фрама, таким образом, эти оба экстремальных года отличаются повышенным экспортом льда, преимущественно многолетнего.

Лето 2007 г. отличалось аномально высокими температурами воздуха на Аляске и Чукотке, тогда как в летние месяцы 2011 г. в районе Канадского архипелага было немного теплее, чем обычно за базовый период (2000–2009 гг.). Летом 2007 г. область высокого давления к северу от моря Бофорта и область низкого давления к югу от п-ова Таймыр образовывали диполь, благодаря которому воздушные массы переносились с севера Чукотского моря к архипелагу Северная Земля, восточному побережью п-ова Таймыр и на юго-запад Карского моря. Поэтому в указанных морских акваториях профицит льда мог возникнуть в результате адвекции.

Летом 2011 г. диполь давления также проявлялся, но в другом направлении: область высокого давления над полюсом и низкого – над Беринговым морем, и это могло вызвать адвекцию льда в Восточно-Сибирское море, благоприятствуя сохранению льда в западной его части.

Изменения ледового покрова в течение лета определяют концентрацию льда в период летнего минимума. Несмотря на близость количественных оценок площади морского льда в период минимальной протяженности в 2007 и 2011 гг., некоторые отличия в пространственном распределении могут быть объяснены атмосферной циркуляцией.

АНАЛИЗ ГЛАВНЫХ КОМПОНЕНТ

Метод главных компонент использован для выявления характерных особенностей концентрации морского льда в сентябре на основе среднемесячных данных за период 1979–2010 гг. Для каждого пиксела изображения вычислено стандартное отклонение за 32 года. Те пикселы, для которых стандартное отклонение составило менее 5% концентрации, исключены из анализа. Подавляющее большинство таких пикселов приходится на маргинальную зону Арктики, в которой за период наблюдений лед ни разу не сохранялся до сентября, и глубоководную часть арктического бассейна, для которой за 32 года наблюдений не наблюдалось уменьшения концентрации. Области с нулевой вариабельностью концентрации не могут быть использованы при анализе главных компонент, направленном на выделение особенностей по убыванию вариабельности.

В данной работе использован метод разложения по сингулярным значениям

$$X = UDV^T,$$

где X – исходная матрица, в которой по столбцам отложены переменные – отобранные географически фиксированные пикселы, а по строкам – наблюдения, значения концентраций в сентябре, с 1979 г. по 2010 г. До процедуры разложения матрица была нормализована. Число n главных компонент задавалось при разложении по сингулярным значениям. Эмпирически ортогональные функции (ЭОФ) вычисляются как $EOF = U^T$. ЭОФ представляют собой n -некоррелированных пространственных структур, отсортированных в порядке убывания вариации. Главные компоненты (ГК) вычисляются как $PC = V^T$. ГК представляют собой n -некоррелированных временных структур, связанных с пространственными структурами (ЭОФ), размерностью 32 каждая.

Собственные значения первых восьми главных компонент в процентах объясненной дисперсии равны 28.2, 10.0, 8.6, 7.2, 5.8, 4.9, 4.1, 3.3, а их кумулятивная сумма в процентах равна 28, 38, 47, 54, 60, 65, 69, 72. Таким образом, больше половины вариабельности может быть объяснено четырьмя главными компонентами. Восемь главных компонент объясняют 72% вариабельности концентрации морского льда в сентябре. Более четверти вариабельности приходится на первую компоненту.

На рис. 3 изображены первые четыре пространственные структуры (ЭОФ) в порядке убывания вариабельности, отображенной в правом верхнем углу каждой панели. Суммарная вариабельность указана в скобках там же. Первая ЭОФ охватывает почти всю центральную Арктику, за исключением глубоководной зоны с постоянно высокой концентрацией морского льда в сентябре. Наиболее значимые проявления этой структуры приходятся на область к северу от Чукотского и Восточно-Сибирского морей, чуть менее значимые – северная часть морей Бофорта и Лаптевых и проливы Канадского архипелага.

Вторая ЭОФ, на которую приходится 1/10 вариации, представляет собой диполь с выраженной положительной областью к северу от Баренцева моря и в районе пролива Фрама и отрицательной – в юго-западной части Восточно-Сибирского моря и юго-восточной части моря Лаптевых. Положительная область также наблюдается в районе Чукотского моря. Область с отрицательными значениями приходится на регион материкового стока сибирских рек и находится к югу от Великой Сибирской полыньи. Такое перераспределение льда, видимо, вызвано проявлением зональных ветров в российском секторе Арктики.

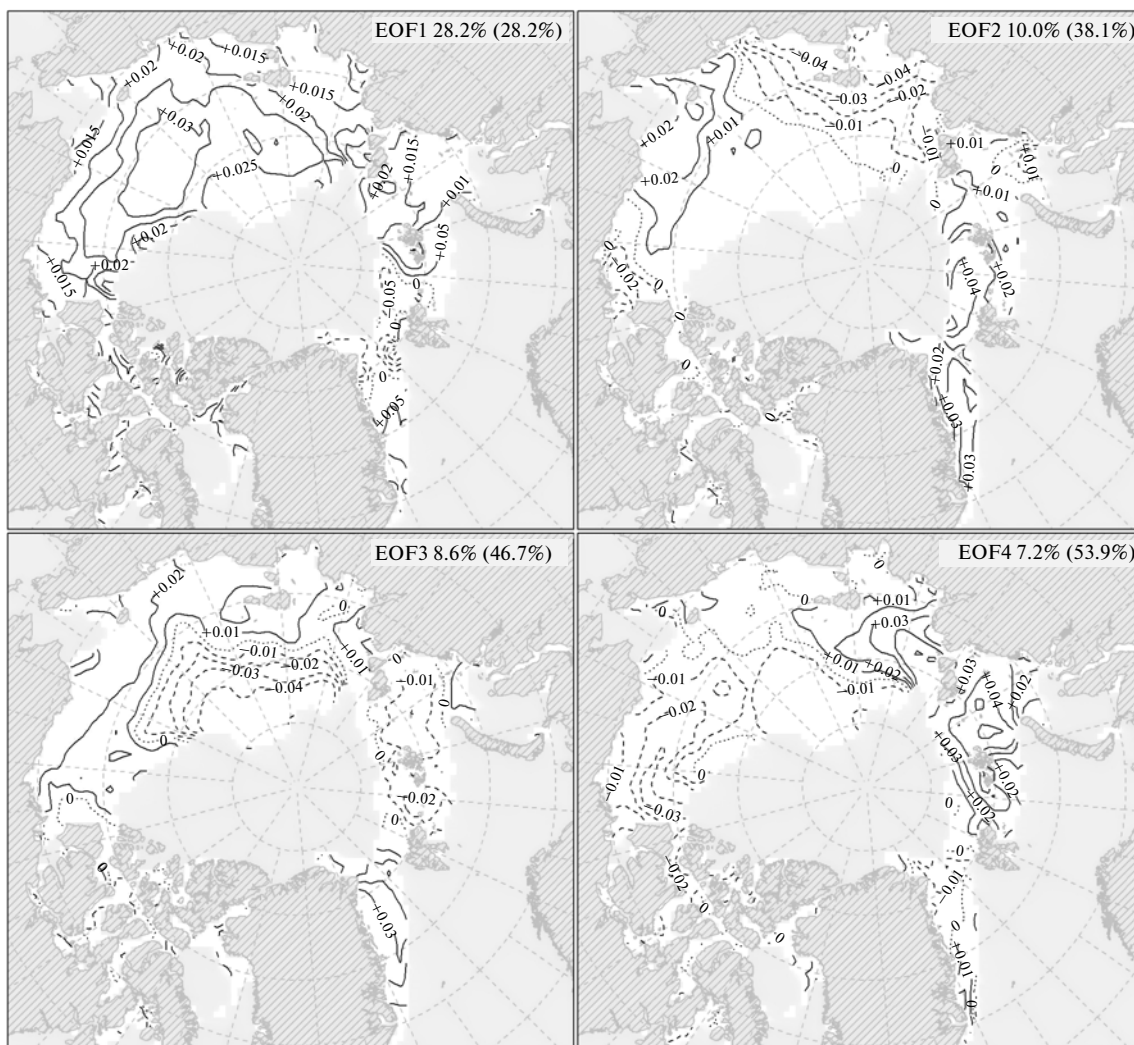


Рис. 3. Первые четыре эмпирические ортогональные функции.

На третью ЭОФ приходится почти 9% вариации концентрации льда в сентябре. Области с наибольшей контрастностью находятся в противоположных частях относительно Северного полюса, положительная — в районе пролива Фрама, отрицательная — к северу от морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Такое перераспределение льда может быть вызвано присутствием трансполярного дрейфа льда, являющегося частью арктической климатической системы. Эта особенность проявляется в следующем: лед с прилегающих морей относится в сторону полюса, и далее его движение осуществляется в сторону пролива Фрама.

Четвертая ЭОФ (7% вариации) отражает ледовитость морей Российской Арктики (Баренцево, Карское, Лаптевых), а также перераспределение льда между западным и восточным секторами Арктики.

Изменение во времени первых четырех главных компонент представлено на рис. 4.

Для первой компоненты характерно убывание в течение всего периода наблюдений, но, начиная с 2007 г., значение ГК не поднималось выше -1 . Вторая компонента отличается явным минимумом в 1996 г. Этот год характеризовался как раз тем, что почти весь лед в российском секторе Арктики пережил лето, включая лед к югу от Новосибирских островов. Заметим, что в 1995 г. по этой же компоненте ситуация противоположная, на графике это соответствует положительному значению, в сентябре этого года в Лаптевых и Восточно-Сибирском морях льда было мало. Начиная с 1997 г., межгодовая вариабельность второй ГК уменьшилась. Третья компонента подчеркивает аномальность сентября 2007 г., когда огромная площадь льда частично растаяла далеко к северу от побережий Канады, Аляски, Чукотки, а частично была вынесена из этих регионов в центральную часть Арктики. Для этой компоненты отмечается небольшой отрицательный тренд. Для

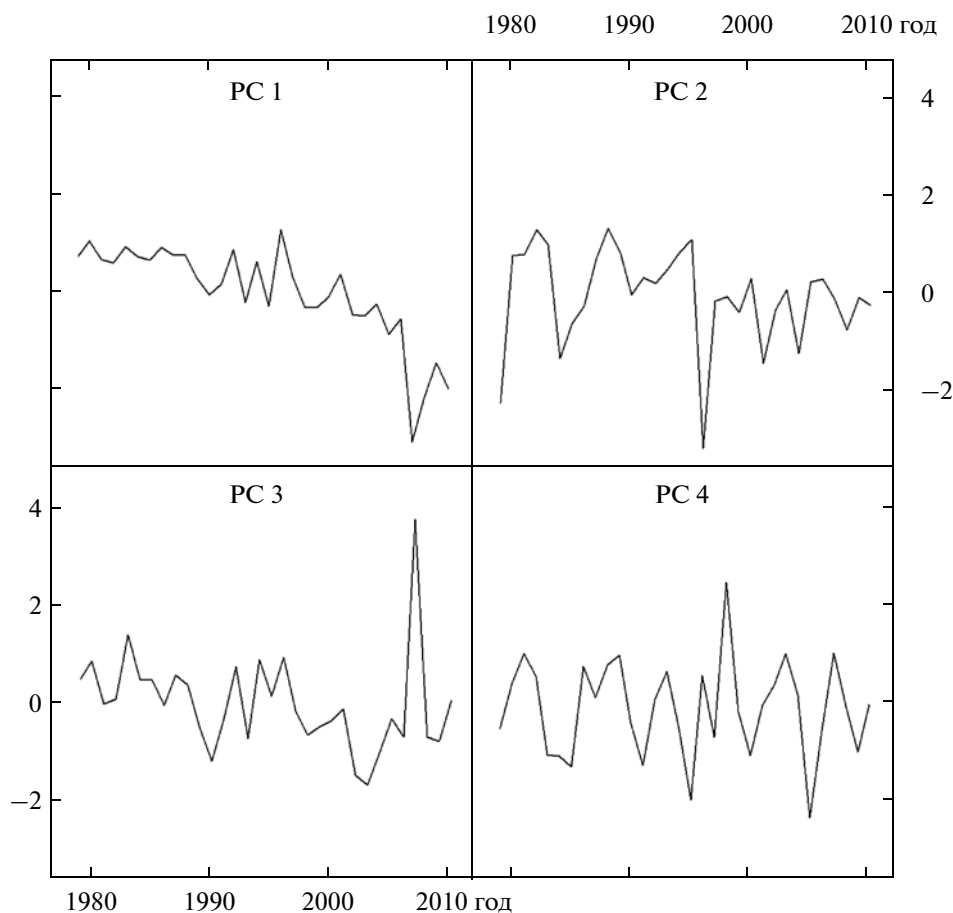


Рис. 4. Первые четыре главные компоненты концентрации льда в сентябре.

четвертой компоненты не заметна какая-либо тенденция, и межгодовая изменчивость достаточно стабильна. Максимальное значение этой ГК наблюдалось в 1998 г., а минимальное — в 2005 г. Также низкое значение этой ГК соответствует 1995 г., оба этих года (1995 и 2005 гг.) соответствуют вскрытию всех морей Российской Арктики и открытию Северо-восточного прохода.

АНАЛИЗ КАНОНИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯЦИЙ

Для растровых изображений концентрации морского льда Арктики, полученным по спутниковым данным существует такая проблема, как “проклятие размерности”, которая сводится к тому, что размерность пространства переменных (количество выбранных для анализа пикселей на каждом изображении) существенно превышает размерность пространства наблюдений (количество самих изображений). Для решения этой проблемы применяются процедуры понижения размерности, которые условно можно разделить на два класса: методы выбора особенностей и методы извлечения особенностей. К первому классу можно отнести выбор узловых точек. Ко второму

классу относится трансформация исходных переменных к новому набору, размерность которого ниже размерности переменных. Метод главных компонент относится ко второму классу. Для дальнейшей работы выбран анализ главных компонент как средство уменьшения размерности данных.

Концентрация льда в конце лета выбрана в качестве прогнозируемого параметра. В качестве предиктора мы рассматриваем как атмосферные параметры, так и значения концентрации, предшествующие прогнозируемому параметру на период до одного года. Метод главных компонент позволяет снизить размерность переменных, провести анализ канонических корреляций и получить прогнозируемую оценку главных компонент и дальнейшее восстановление пространственного распределения. Атмосферные параметры из атласа повторного анализа NCEP/NCAR доступны с 1948 г., таким образом, возможно оценить историческое значение концентрации с настоящего времени до середины XX в.

Выбор предиктора, прогнозируемого параметра, сроков, временных сдвигов, пространствен-

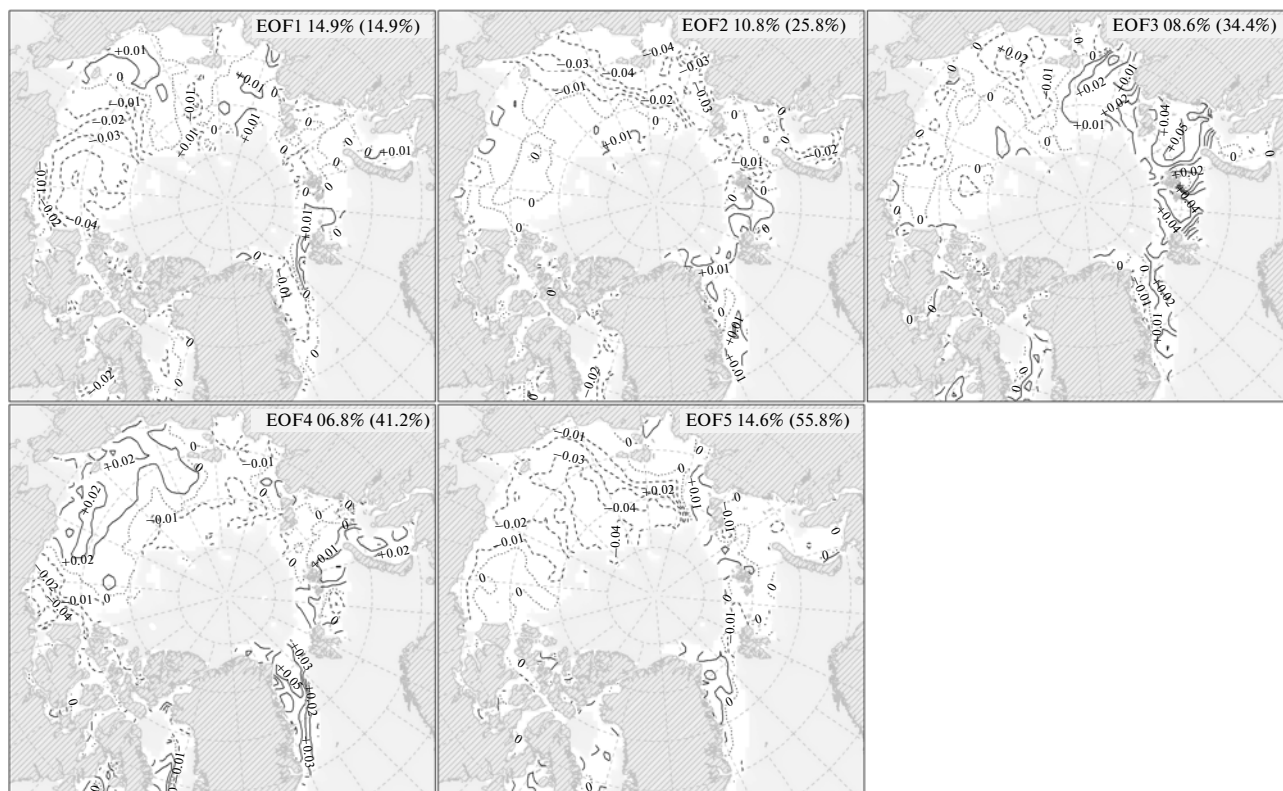


Рис. 5. Пространственные структуры концентрации льда в августе после варимакс-вращения.

ной области предиктора осуществлялся методом случайного перебора с заданными ограничениями. В качестве прогнозируемого параметра рассматривались два варианта в пространственном разрешении 50 км: концентрация льда и изменение концентрации льда за месяц (значение концентрации в текущем месяце по сравнению со значениями в предыдущем) в августе, сентябре и октябре без ограничения пространственной области. В качестве предиктора рассматривались среднемесячные оценки поверхностных параметров (температуры воздуха, давления на уровне моря, зональный и меридианный ветры) и параметров по уровням давления 1000 мб, 850 мб и усредненных по слою 500–1000 мб (температура воздуха, геопотенциальные высоты, скорость ветра в зональном и меридианном направлениях) в пространственном разрешении 200 км. Предиктор рассматривался с опережением от одного до шести месяцев. Пространственное ограничение осуществлялось как по широтам, так и по долготам, как независимо, так и одновременно. По широтам ограничение варьировалось с 30° с.ш. до 90° с.ш. с шагом 10°, но размером полосы не менее 20°. По долготам ограничение изменялось с узловой точки 0° с шагом 60°, при этом ширина сектора составляла 120°, 180° или 240°. Число главных компонент прогнозируемого параметра

изменялось от 4 до 6, предиктора — от 12 до 20. Для главных компонент либо применялось вращение “Варимакс” (Kaiser, 1958) по выбранному числу компонент, либо вращение не использовалось. Первичный выбор модели осуществлялся по значениям теста χ -квадрат значимости коэффициентов корреляции канонических переменных. Далее для каждой канонической переменной проводилась кросс-валидация по методу одностороннего перелистывания (one fold out), основанного на построении модели для набора данных без одного наблюдения и сравнении результатов моделирования со значением отобранного наблюдения. Дополнительно рассматривались кросс-валидация без перестройки модели (тест) и результаты многомерной линейной регрессии с кросс-валидацией одностороннего перелистывания. В результате выбрана модель с 17-ю компонентами предиктора в виде температуры поверхностного слоя воздуха в секторе по долготе между 120° в.д. и 60° з.д. и по широте между 70° с.ш. и 90° с.ш. и 5-ю компонентами предсказываемого параметра — концентрации льда в августе.

После применения варимакс-вращения пяти главных компонент сортировка по убыванию вариации не проводилась. После вращение вариация компонент изменяется от 7 до 15%. На рис. 5 изображены полученные в результате вращение ЭОФ.

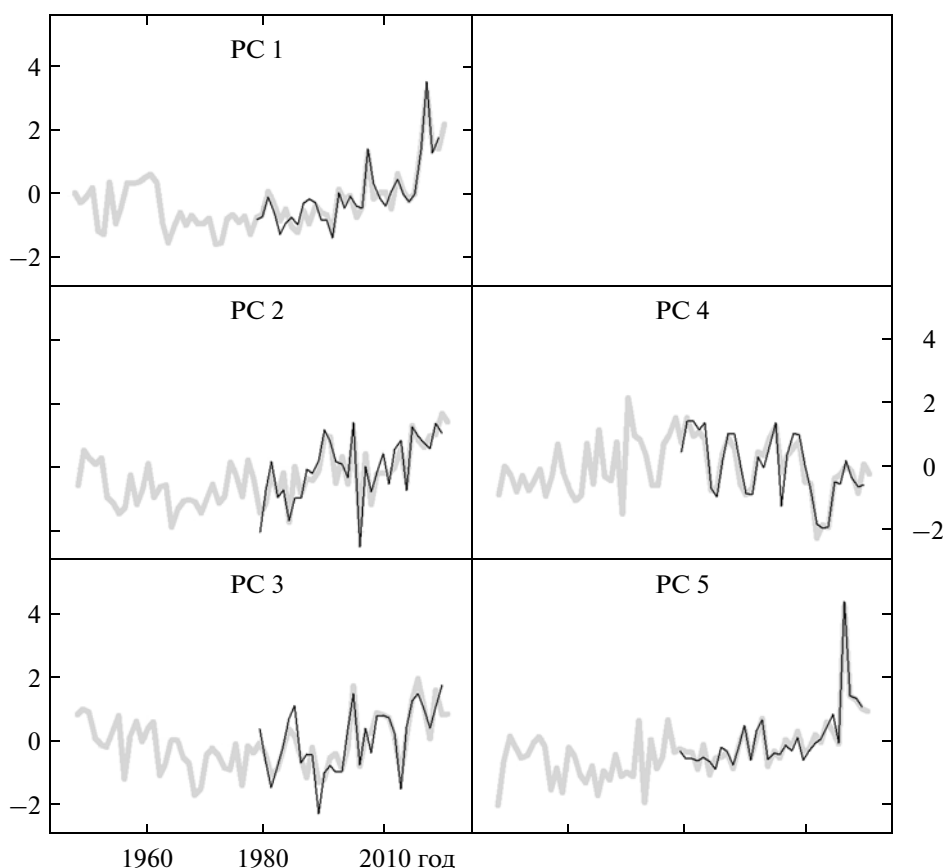


Рис. 6. Первые пять главных компонент концентрации льда в августе после варимакс-вращения.

Первая ЭОФ, главным образом, характеризует ледовитость в море Бофорта и проливах Канадского архипелага. На нее приходится 15% вариации. Вторая ЭОФ (11%) отражает зональное уменьшение концентрации льда в Восточно-Сибирском море, низкую ледовитость в море Лаптевых и западной части Карского моря и повышенную концентрацию льда в северной части Баренцева моря и проливе Фрама. Область положительных значений третьей пространственной структуры расположена на севере Баренцева моря и восточной части Карского моря, что соответствует 9% от суммарной вариации концентрации льда в августе. Четвертая ЭОФ (7% вариации) выражена в виде диполя, с положительной областью в проливе Фрама и отрицательной на востоке моря Бофорта. Возможно, эта пространственная структура является характеристикой закрученности Бофорта вихря: чем сильнее вихрь, тем меньше льда выносятся из Арктики, соответственно этот лед оказывается в море Бофорта. Эта же ЭОФ имеет область слабых отрицательных значений к северу от Восточно-Сибирского моря и в море Лаптевых, область слабых положительных значений в Чукотском и Восточно-Сибирском морях, западной части Карского моря и восточной части Баренцева

моря. На пятую ЭОФ приходится почти 15% вариации; она отражает значительное изменение концентрации в августе в Чукотском и Восточно-Сибирском морях.

Эволюция главных компонент показана на рис. 6.

В течение рассматриваемого периода наблюдений (1979–2010 гг.) прослеживается возрастание первой, второй и пятых главных компонент и убывание третьей и четвертой (рис. 6). Наибольшее значение первой компоненты наблюдалось в 2008 г. (низкая ледовитость моря Бофорта), а наименьшее – в 1992 г. После 1992 г. стала наблюдаться тенденция роста этой компоненты. Два соседних года, 1995 и 1996, отличаются диаметральной противоположностью в августовской ледовитости в Российском секторе Арктики. Это обстоятельство находит свое отражение в поведении второй главной компоненты, экстремумы которой приходятся на эти годы.

По предсказанию, из модели канонических корреляций построены оценки концентрации августовского льда, по временному интервалу охватывающие как спутниковую (1979–2011 гг.), так и доспутниковую (1948–1978 гг.) эры (рис. 7). В свя-

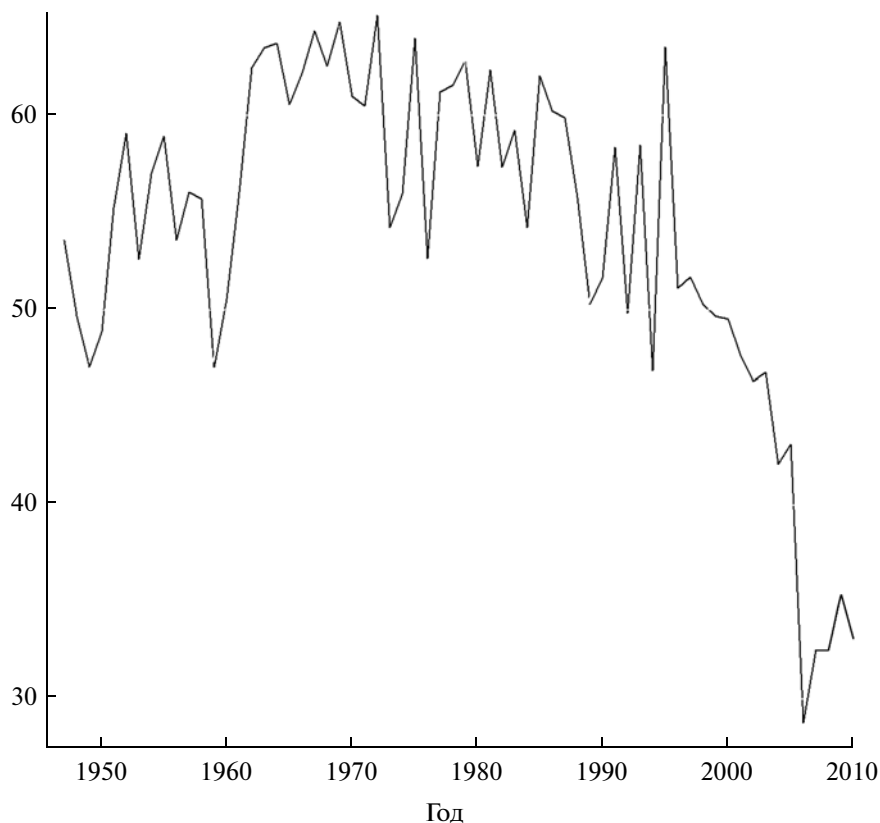


Рис. 7. Средние значения предсказанных моделью августовских концентраций в шельфовой зоне Арктики.

зи с тем, что в модель не закладывались участки поверхности с низкой вариабельностью концентрации, представляющие собой области открытой воды (концентрация льда 0%) и области “уверенных” многолетних льдов (концентрация льда 100%), пространственное распределение концентрации для этих регионов не строилось. Поэтому вместо оценок площади и протяженности использовались значения концентрации льда с географическим преобладанием для шельфовой зоны и усредненные значения концентрации для этого же региона.

По модели, самый ледовитый август пришелся на 1973 г., а самая слабая ледовитость, подтвержденная спутниковыми наблюдениями, была в 2007 г. Близки к наблюдаемым значениям и оценки концентрации в 1995 (низкая ледовитость) и в 1996 гг. (высокая ледовитость, особенно в Российском секторе Арктики). В целом ледовая обстановка 1950-х годов похожа на ледовую обстановку 1990-х годов. В 1960-е годы произошло увеличение ледового покрова, затем, в 1980-е, началось слабое уменьшение концентрации льда в августе, которое продолжилось до конца XX в. В новом столетии скорость уменьшения концентрации льда достигает критических значений даже по оценкам модели.

Пространственное распределение концентрации льда в августе, предсказанное моделью канонических корреляций принципиальных компонент, представлено на рис. 8 для отдельных лет.

Две трети выборки приходятся на спутниковую эру (после 1978 г.). Характерной чертой всех отобранных карт являются отсутствие льда в южной части Карского моря и отход кромки льда на север Чукотского моря. Отмечается сходство модели и наблюдений пространственного распределения концентрации льда в 2007 г. с низкой ледовитостью далеко к северу от Восточно-Сибирского и Чукотского морей и высокой концентрацией в проливе Фрама (северная часть Гренландского моря) и западной части моря Лаптевых. В августе 2011 г., и по наблюдениям, и по модели, отмечается сохранение льда в Восточно-Сибирском море и на северо-западе моря Лаптевых.

Краткосрочный временной сдвиг между предиктором и предсказываемым параметром, составляющий один месяц, и построение модели с положительными результатами тестов свидетельствуют о наличии тесной связи между атмосферными процессами и ледовой обстановкой. На циркуляцию воздуха в июле в центральной Арктике в секторе между 120° в.д. и 60° з.д. оказывают влияние скорость таяния льда и региональный характер таяния льда. Температура воздуха выше

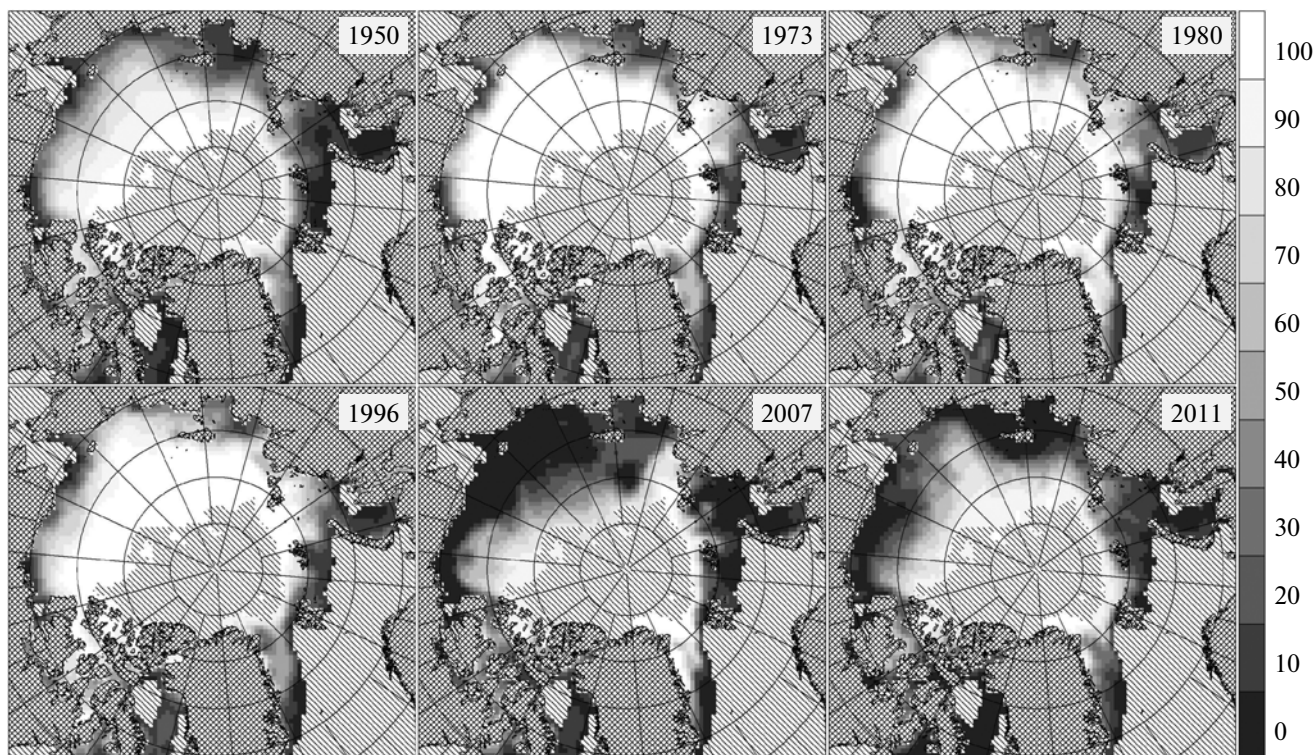


Рис. 8. Пространственное распределение предсказанных значений концентрации льда (%) для 1950, 1973, 1980, 1996, 2007 и 2011 гг.

над пространствами открытой воды, чем над ледовой шапкой. С другой стороны, повышенная температура воздуха ускоряет поверхностное таяние льда. Это эффект обратной связи арктической климатической системы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом по Арктике летний минимум 2011 г. приблизился к абсолютному рекорду наименьшей ледовитости, зафиксированному в 2007 г. Значение площади льда без учета прибрежной зоны в 2011 г. было даже ниже, чем в 2007 г. Возможные причины такой ослабленной ледовитости заключаются в возникновении благоприятных условий в весенне-летний период для проникновения атлантических вод далеко на восток, вплоть до Карского моря. Ослабленный Бофортов вихрь не позволил перераспределить лед, преимущественно многолетний, в центральной Арктике, и значительная часть льда вынесена в Атлантику через пролив Фрама. Позднее образование льда в центральной Арктике не позволяет льду окрепнуть настолько, чтобы пережить летнее таяние.

С помощью нелинейного сглаживания и кусочно-линейной регрессии определяется узловая точка в 2000–2002 гг. Начиная с этого момента, скорости убывания минимальной площади и

протяженности льда, фиксируемые в сентябре каждого года, возрастают в 3–4 раза. При сохранении такой тенденции эпоха Арктики только лишь с сезонным льдом может наступить раньше, чем предсказывается моделями.

Использование анализа главных компонент является достаточно эффективным методом снижения размерности и выявления пространственных особенностей распределения морского льда Арктики. Использование главных компонент концентрации льда в августе и температуры воздуха в июле позволили выбрать модель для проведения анализа канонических корреляций. По прогностической составляющей построенной модели осуществлена реконструкция концентрации льда для периода с 1948 г. по настоящее время. В результате моделирования узловым моментом изменения ледовой обстановки в конце лета также является 2002 г.

С начала октября многоканальный радиометр AMSR-E, обеспечивавший возможность построения ежесуточных всепогодных карт льда с июня 2006 г., вышел из строя. Отсутствие планируемых миссий ограничивает мониторинг морского льда в умеренном (6.25 и 12.5 км) пространственном разрешении, оставляя надежду лишь на продолжение программ DMSP.

Работа выполнена при поддержке Русского географического общества (Программа изучения белого медведя в Российской Арктике) и Министерства образования и науки РФ (Федеральная целевая программа “Научные и научно-педагогические кадры инновационной России” – Госконтракт № 14.740.11.0410).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Бельчанский Г.И., Платонов Н.Г., Еремеев В.А. Алгоритм калибровки микроволнового радиометра орбитального комплекса “ОКЕАН-01” по данным SSM/I // Исслед. Земли из космоса. 1999. № 1. С. 58–69.

Belchansky G.I., Douglas D.C. Seasonal comparisons of sea ice concentration estimates derived from SSM/I, OKEAN, and RADARS AT Data // J. Rem. Sens. Environ. 2002. V. 81. № 1. P. 67–81.

Cleveland W.S., Devlin S.J. Locally-weighted regression: an approach to regression analysis by local fitting // J. Amer. Stat. Assoc. 1988. V. 83. № 403. P. 596–610.

Comiso J. Bootstrap sea ice concentrations from NIMBUS-7 SMMR and DMSP SSM/I, 16 December 1978–15 January 2007. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. 2008. Digital media.

Hastie T.J. Generalized additive models. Chapter 7 of Statistical Models in S / Eds.: Chambers J.M., Hastie T.J. Wadsworth & Brooks/Cole, 1992.

Kaiser H.F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis // Psychometrika. 1958. V. 23. № 3. P. 187–200.

Analysis of the Arctic Sea Ice Conditions for 2011 at the Onset of Summer Minimum

N. G. Platonov, I. N. Mordvintsev, V. V. Rozhnov, I. V. Alpatsky

A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution, Russian Academy of Sciences, Moscow

Arctic sea ice area and extent at the onset of annual summer minimum have been estimated from 2011 using passive microwave data. In the comparison with previous sea ice conditions during satellite era (1979 – present) the size of Arctic sea ice cap is close to an absolute minimum, which has been registered in 2007. However the spatial distribution of sea ice during summer minimum conditions in 2007 and 2011 is distinct due to different pattern of atmospheric circulation. Atmospheric conditions during period of summer ice melt, as the forcing, change the position of ice edge. Analyzing the long-term time series, it is found that since 2003 the sea ice-declining rate has increased four-fold. The linear model for short-term prediction and historical reconstruction (since mid-20th century, including pre-satellite era) of the sea ice concentration, forced by air temperature, has been developed using dimensionality reduction technique (principal component analysis) and canonical correlation analysis. The results of modeling confirm the drastic change of sea ice area at the end of summer since 2002.

Keywords: space monitoring, passive microwave radiometers, Arctic sea ice concentration, area and extent, principal component analysis, canonical correlation analysis