

СТАТИСТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ПОЛЕЙ ЗИМНЕЙ СОЛЕННОСТИ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

д-р физ.-мат. наук Л.А.ТИМОХОВ¹, мл. науч. сотр. Е.А.ЧЕРНЯВСКАЯ¹,
д-р. геогр. наук Е.Г.НИКИФОРОВ¹, д-р физ.-мат. наук И.В.ПОЛЯКОВ²,
ст. науч. сотр. В.Ю. КАРПИЙ¹

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: ltim@aari.nw.ru

² – International Arctic Research Center, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA

Работа посвящена построению статистической модели изменчивости зимней солености слоя 5–50 м Арктического бассейна, основу которой составила система уравнений множественной корреляции для первых пяти коэффициентов разложения (главных компонент) полей солености по эмпирическим ортогональным функциям. Обсуждается структура уравнений множественной корреляции и приводятся оценки вклада атмосферных факторов, гидрологических процессов и влияния предыстории состояния полей солености. Выполнены испытания статистической модели в режиме временной интерполяции (предвычисление) главных компонент и прогноза на два года. Сопоставление полей солености, восстановленных по пяти предвычисленным на 1955, 1977 гг. и прогностическим на 1995 г. главным компонентам, с фактическими полями солености показало удовлетворительную эффективность статистической модели для целей реконструкции (временной интерполяции) и прогноза зимней солености слоя 5–50 м Арктического бассейна.

Ключевые слова: Арктический бассейн, соленость поверхностного слоя, статистическая модель, эмпирические ортогональные функции, главные компоненты, корреляционный анализ, временная экстраполяция, прогноз поля солености.

ВВЕДЕНИЕ

Поверхностный слой Северного Ледовитого океана (СЛО) играет главную роль во взаимодействии верхнего слоя океана и атмосферы в условиях существования ледяного покрова. Изучение пространственно-временной структуры полей характеристик поверхностного слоя и причин изменчивости его состояния в климатическом масштабе позволяет пролить свет на механизмы формирования полей характеристик поверхностного слоя и определить его роль в климатической системе СЛО, а также создать предпосылки для построения статистической модели климатических изменений солености поверхностного слоя.

Первая систематизация сведений о поверхностном слое Арктического бассейна (АБ) в зимний период была выполнена в работе [Трешников, 1959]. Из анализа построенных карт средних температур и солености в слое 0–25 м установлено, что соленость уменьшается с запада на восток (относительно меридиана 120° в.д.). В Евразийском суббассейне наблюдается зона наибольшей солености, которая вытягивается в виде полосы от пролива Фрама вдоль материкового склона Евразии до северной части

моря Лаптевых, названная автором следом атлантических вод. Акваторию Канадской котловины занимает обширная зона вод наименьшей солености. От северной части Восточно-Сибирского моря к Северному полюсу и далее к проливу Фрама располагается соленосная (плотностная) фронтальная зона.

Гудкович [1961] установил, что тип атмосферной циркуляции во многом определяет структуру поверхностной циркуляции АБ. Автором выделено два основных типа поверхностной циркуляции вод. При антициклоническом режиме атмосферной циркуляции антициклонический круговорот вод и льдов оккупирует большую часть Американо-Сибирского суббассейна, а трансарктическое течение смещено к материковой отмели Евразии и ось его занимает западное положение. При циклоническом режиме атмосферной циркуляции площадь антициклонического круговорота значительно меньше и центр круговорота смещен к югу, к морю Бофорта, а трансарктическое течение удалено от материкового склона и ось его занимает восточное положение.

Крупномасштабные изменения полей зимней солености поверхностного слоя Арктического бассейна были впервые исследованы в работах [Никифоров и др., 2008; Колтышев и др., 2008]. Выполненная типизация позволила выделить наиболее общие закономерности распределения зимней поверхностной солености для групп лет (классов). Между выделенными классами полей средней солености и преобладающим типом атмосферной циркуляции над Арктикой была установлена сопряженность [Gudkovich et al., 2004; Колтышев и др., 2008].

В работе [Тимохов и др., 2011] была рассмотрена пространственно-временная структура полей средней солености слоя 5–50 м Арктического бассейна в зимний период и выполнен анализ полей солености с помощью разложения полей на эмпирические ортогональные функции (ЭОФ) с получением временного ряда коэффициентов разложения, или главных компонент (Principal Components, PC). Для первых трех главных компонент были получены значимые коэффициенты корреляции с такими переменными, как индексы атмосферной циркуляции, температура приземного воздуха, расход тихоокеанской воды через Берингов пролив, поток соли через Фареро-Шетландский пролив, речной сток и площадь чистой воды в сентябре в арктических морях. Так, парный коэффициент корреляции первой главной компоненты PC₁ с индексами атмосферной циркуляции Арктическое колебание (Arctic Oscillation, AO) и Северо-Атлантическое колебание (North Atlantic Oscillation, NAO), осредненными за январь–апрель (AO_{I-IV} и NAO_{I-IV}) с заблаговременностью один год, составил $r = -0,46$. Здесь и далее римские цифры нижних индексов AO и NAO обозначают месяцы года, по которым были осреднены переменные. Парный коэффициент корреляции второй главной компоненты, PC₂, с индексом атмосферной циркуляции Арктический диполь (Arctic Dipole, AD, [Overland, Wang, 2011]), осредненным за июль–сентябрь (AD_{VII-IX}) с заблаговременностью в один год, был равен $r = -0,47$. А парный коэффициент корреляции PC₂ с величиной потока соли через Фареро-Шетландский пролив (FSS) получился равным $r = 0,37$ с заблаговременностью 10 лет. Третья главная компонента, PC₃, тесно связана с расходом воды через Берингов пролив (BS) с заблаговременностью в один год (коэффициент корреляции равен $r = -0,35$), а также речным стоком (RIV), для которого коэффициент корреляции получился равным $r = 0,37$ с временным сдвигом в 5 лет. Отметим также, что парный коэффициент корреляции PC₃ с индексом атмосферной циркуляции Тихоокеанский Северо-Американский по-

казатель (Pacific North American-like, PNA, [Overland, Wang, 2011]), осредненным за июль–сентябрь (PNA_{VII-IX}), оказался равным $r = 0,45$. Тесные статистические связи главных компонент с различными факторами дали основание предполагать возможность построения статистической модели межгодовых вариаций зимней солёности поверхностного слоя [Тимохов и др., 2011].

Отметим еще один важный результат работы [Тимохов и др., 2011], касающийся инерционности межгодовых изменений поля солёности. Временной радиус корреляции автокорреляционных функций главных компонент оказался равным 2–4 года для первых главных компонент. Т.е. аномалии средней солёности, отображаемые первыми ЭОФ, могут сохраняться в среднем до 4 лет. Это означает, что предыстория структуры поля солёности влияет на процесс формирования текущего состояния поля солёности и ее следует учитывать при построении статистической модели межгодовой изменчивости главных компонент.

Результаты исследований [Трешников, 1959; Гудкович, 1961; Никифоров и др., 2008; Колтышев и др., 2008; Тимохов и др., 2011] позволяют составить следующую физическую модель крупномасштабных и долгопериодных изменений состояния поверхностного слоя АБ. Поверхностную циркуляцию Арктического бассейна составляют две крупномасштабные структуры: антициклонический круговорот в Канадской котловине (в зарубежной литературе называемый часто круговоротом Бофорта) и трансарктическое дрейфовое течение от Восточно-Сибирского моря через Северный полюс к проливу Фрама. Эта циркуляционная система сопряжена с крупномасштабными особенностями распределения поверхностной солёности в АБ – областью распреснения в Канадской котловине, фронтальной солёностной зоной, простирающейся от северной части Восточно-Сибирского моря к проливу Фрама, и зоной осолонения от пролива Фрама на восток вдоль материкового склона Евразии. Такая термохалинная и циркуляционная структура поверхностного слоя в климатическом плане сложилась в результате воздействия атмосферы, стока речных вод в арктические моря и АБ, таяния и образования льда на акватории СЛО, поступления вод атлантического происхождения через пролив Фрама и вод тихоокеанского происхождения через Берингов пролив, стока поверхностных вод через пролив Фрама и проливы островов Канадского архипелага, взаимодействия вод поверхностного слоя с нижележащими водами. Изменения циркуляции и термохалинной структуры поверхностного слоя возникают вследствие изменения перечисленных выше внешних воздействий и внутренних процессов адвекции, диффузии и трансформации поверхностных вод.

В настоящей работе, на базе основных положений физической модели поверхностного слоя и с учетом результатов работы [Тимохов и др., 2011], осуществляется построение статистической модели изменчивости зимней солёности слоя 5–50 м АБ. Основу статистической модели составляет система линейных уравнений регрессии для главных компонент, а в качестве переменных используются индексы атмосферной циркуляции, приземная температура воздуха, речной сток в арктические моря, поток соли через Фареро-Шетландский пролив, расход воды через Берингов пролив и площадь чистой воды в арктических морях в сентябре. В статье обсуждается структура уравнений для главных компонент и приводятся результаты испытания модели в режиме временной интерполяции (предвычисление) РС и прогноза на два года.

ДААННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

Объектом исследования в данной работе является солeность $S(x, y)$ в слое 5–50 м Арктического бассейна в зимний период (март–май), представленная в виде непрерывного ряда гридированных полей с 1950 по 1993 г. Поскольку наибольшее число наблюдений приходилось на апрель, то поле солeности будем относить к апрелю каждого года. Напомним, что при получении величины средней солeности в узлах сетки использовались данные гидрологических наблюдений на стандартных горизонтах в зимний период с марта по май внутри квадрата 200×200 км [Тимохов и др., 2011]. Поэтому значения средней солeности кроме полезного сигнала содержат ошибки измерений, ошибки из-за несинхронности наблюдений и неравномерности распределения наблюдений в квадрате 200×200 км, а также ошибки реконструкции поля солeности в областях, где наблюдения не производились.

Чтобы определить долю полезного сигнала в случайной реализации $S(x, y)$, произведем расчет суммарной дисперсии ошибок. Ошибка измерений солeности в период наблюдений 1950–1993 гг. составляла $\pm 0,02$ psu, а дисперсия равна $0,0004$ psu². Временные изменения средней солeности в зимний период невелики, порядка $0,1$ psu/мес [Morison, Smith, 1981]. Поскольку значение средней солeности отнесено к апрелю, то дисперсия ошибки за счет асинхронности будет равна $0,0225$ psu². Максимальный горизонтальный градиент солeности наблюдается в районе гидрофронта и составляет порядка $0,0025$ psu/км. Тогда максимальная величина дисперсии ошибки за счет неравномерности покрытия наблюдениями в квадрате 200×200 км будет равна $0,0625$ psu². Суммарная дисперсия ошибок равна $0,0854$ psu². По нашим расчетам общая дисперсия пространственной и временной (межгодовой) изменчивости средней солeности в зимний период за 1950–1993 гг. составила $1,336$ psu². Из полученных оценок следует, что суммарная дисперсия ошибок составляет около $6,4$ % от общей дисперсии, следовательно, случайные поля $S(x, y)$ содержат значительную долю полезного сигнала. Поскольку средняя солeность $S(x, y)$ является случайной функцией, то к ней применим аппарат случайных функций и случайных процессов.

Вариации исходных величин средней солeности в каждой точке пространства имеют весьма сложную временную структуру. Изменение солeности происходит под воздействием внешних факторов, внутренних процессов и процессов в соседних точках. В этой связи построение статистической модели на основе исходных величин в узлах регулярной сетки влечет за собой определение большой системы уравнений для солeности порядка числа используемых узлов регулярной сетки, а также решения сложной задачи воспроизводства механизма взаимодействия с солeностью в соседних узлах. В данной работе задача была упрощена путем перехода от исходной информации к ее проекциям на базисных ортогональных функциях. В качестве аппарата представления средней солeности слоя 5–50 м в Арктическом бассейне использован метод разложения полей по эмпирическим ортогональным функциям. Аппроксимация случайных полей $S(x, y)$ с помощью базисных функций ЭОФ и коэффициентов разложения (главных компонент, РС) имеет, на наш взгляд, следующие преимущества. Информация о состоянии поля солeности во всех точках Арктического бассейна сжимается в значительно меньшее число ЭОФ и коэффициентов разложения. Поскольку ЭОФ вычисляются по исходным данным, то в статистическом смысле они оптимальным образом описывают структуру исходных полей. Аппроксимируя временной массив полей солeности с помощью ЭОФ, нам удается описать амплитуду естественных изменений полей солeности при переходе

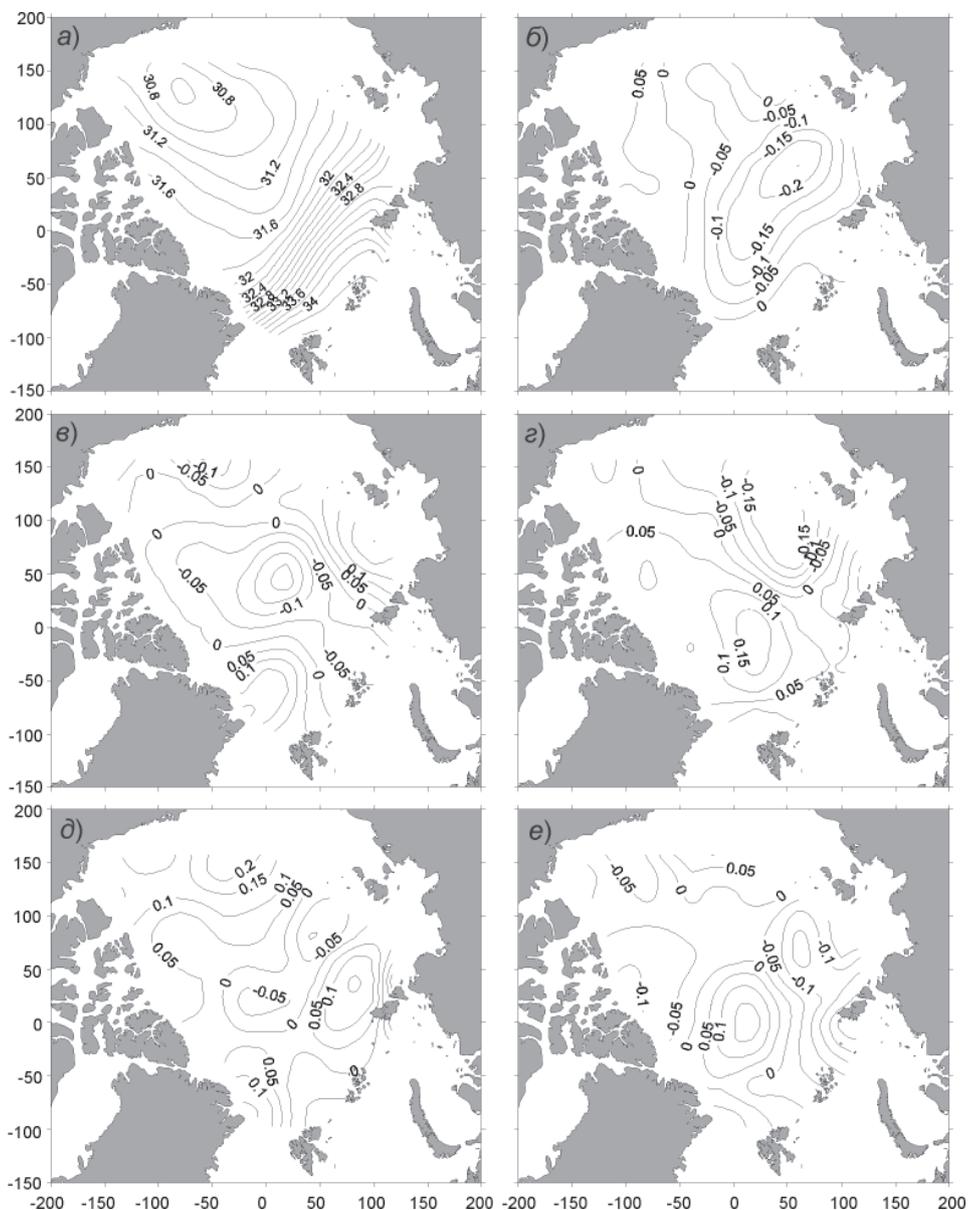


Рис. 1. Среднее за период 1950–1993 гг. поле зимней (апрель) солёности в слое 5–50 м (а) и вид первых пяти мод и их вклад в процентах в общую дисперсию соответственно: б – ЭОФ₁, 38,1 %; в – ЭОФ₂, 11,5 %; г – ЭОФ₃, 9,7 %; д – ЭОФ₄, 8,4 %; е – ЭОФ₅, 7,2 %.

от одного года к другому с помощью главных компонент. При этом РС изменяются во времени более плавно и регулярно, чем исходные значения солёности в узлах регулярной сетки, что даёт преимущество построению статистической модели для воспроизводства межгодовых вариаций полей солёности на базе уравнений для РС перед статистическими моделями исходных массивов значений солёности.

Разложение полей зимней солёности в слое 5–50 м для периода 1950–1993 гг. по эмпирическим ортогональным функциям и получение временных рядов главных компонент выполнялось как и в работе [Тимохов и др., 2011]. Полученные нами поля ЭОФ мало отличаются от таковых, приведенных в работе [Тимохов и др., 2011] для более длительного ряда лет 1950–1993, 2007/2008 гг., что может свидетельствовать об устойчивости ЭОФ. На рис. 1 приведены среднее поле солёности (рис. 1а) за период 1950–1993 гг. и вид первых пяти ЭОФ₁–ЭОФ₅ (рис. 1б–1е).

Эмпирические ортогональные функции имеют определенную физическую интерпретацию, описывая наиболее часто повторяющиеся особенности пространственного распределения аномалий солёности в зимний сезон. В статье [Тимохов и др., 2011] дан подробный анализ структуры полей аномалии солёности, моделируемых ЭОФ. Здесь приведем только несколько примеров физической интерпретации ЭОФ.

Первая мода (рис. 1б) при положительном коэффициенте разложения воспроизводит поле аномалии солёности с положительной величиной аномалии в Канадской котловине и отрицательной величиной аномалии на большей части АБ. При этом зона наибольшей отрицательной аномалии солёности вытягивается от Новосибирских островов вдоль хребта Ломоносова к Гренландии. Такая ситуация наблюдалась в 1979 г. при доминанте первой главной компоненты ($PC_1 = +6,3$; $PC_2 = +2,2$; $PC_3 = +0,9$). Область распреснения, которая в среднемноголетнем плане располагается в центре антициклонического круговорота в Канадской котловине, зимой 1979 г. сместилась к северу, а вдоль хребта Ломоносова наблюдалась полоса более пресных вод. При отрицательном значении первой главной компоненты поле аномалии солёности меняет знак на противоположный. Например, зимой 1992 г. особенности распределения солёности определялись доминирующим вкладом ЭОФ₁ с большим отрицательным значением PC_1 ($PC_1 = -7,0$; $PC_2 = -1,8$; $PC_3 = -0,3$). Область распреснения и антициклонический круговорот зимой 1992 г. занимали южное положение, сместившись к морю Бофорта, а главная солёносная фронтальная зона и сопряженная с ней ось трансарктического дрейфа сместилась из Евразийского суббассейна на восток за хребет Ломоносова.

Вторая мода моделирует ситуацию, когда в поле аномалии солёности при положительном PC_2 (отрицательном PC_2) наблюдаются большая область отрицательных (положительных) значений аномалий солёности в центре АБ и небольшая зона в районе Чукотского поднятия, а к северу от моря Лаптевых и в районе, прилегающем к проливу Фрама, располагаются зоны положительных (отрицательных) аномалий солёности. Например, зимой в 1960 г. при большом положительном значении PC_2 ($PC_1 = -0,1$; $PC_2 = +3,2$; $PC_3 = -0,5$) в АБ наблюдались две зоны распреснения: одна к северу от моря Бофорта и вторая в центре АБ, а солёносная фронтальная зона была смещена на запад от хребта Ломоносова к котловине Амундсена [Тимохов и др., 2011]. В противоположность этому в 1984 г., когда вторая главная компонента была отрицательной ($PC_1 = +1,8$; $PC_2 = -2,2$; $PC_3 = +0,8$), структура поля солёности зимой 1984 г. была такова: центр распреснения располагался в Канадской котловине, а фронтальная зона была максимально смещена на запад и расположена над хребтом Гаккеля.

Третья мода воспроизводит такое распределение аномалий солёности, когда при положительном значении PC_3 в АБ формируется двухъядерная зона распреснения, вытянутая от моря Бофорта к морю Лаптевых, как это наблюдалось зимой 1979 г. ($PC_1 = +0,5$; $PC_2 = +1,2$; $PC_3 = -3,8$). При отрицательных значениях PC_3 зона распреснения вытянута от моря Бофорта к Северному полюсу, а солёносная фронтальная зона про-

стирается от северной части Восточно-Сибирского моря к середине хребта Гаккеля и затем к Гренландии. Подобное состояние поверхностного слоя наблюдалось в 1963 г. ($PC_1 = +0,5$; $PC_2 = +1,2$; $PC_3 = -3,8$).

Для построения статистической модели солёности были использованы первые пять ЭОФ, которые в сумме описывают 74,9 % общей изменчивости солёности. Ограничение пятью первыми главными компонентами позволяет исключить мелко-масштабные процессы и уделить главное внимание крупномасштабной изменчивости полей средней солёности АБ. Таким образом, межгодовые вариации зимней (апрель) солёности в слое 5–50 м нами моделируются системой уравнений для PC_1 – PC_5 . Главные компоненты определялись как функции аргументов, и уравнения для PC_1 – PC_5 находились путем множественной линейной корреляции каждой главной компоненты с различными атмосферными и гидрологическими факторами.

В работе использовались средние месячные индексы атмосферной циркуляции АО, NAO, PNA и AD (<http://www.jisao.washington.edu/analyses0302/> и http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/teleconnections.shtml), по которым были рассчитаны средние значения индексов для следующих месяцев года VII–IX, X–III, X–IV, XI–IV, XII–IV, I–IV, II–IV. Всего для испытаний было подготовлено 28 временных рядов переменных.

В качестве показателя интенсивности таяния льда летом и намерзания льда зимой нами была взята средняя месячная приземная температуры воздуха (T_a) в северной полярной области. По данным из статьи [Векгуаев, Polyakov, Alexeev, 2010] были рассчитаны средние значения T_a для групп месяцев года VII–IX, X–III, X–IV, XI–IV, XII–IV, I–IV, II–IV. Таким образом, в расчетах использовалось 7 временных рядов.

Данные по речному стоку (RIV) в арктические моря были взяты из [Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, 1997, 1998]. По этим данным были подготовлены временные ряды среднего годового речного стока в моря Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (RIV_{KLEC}); Карское, Лаптевых и Восточно-Сибирское (RIV_{KLE}); Карское и Лаптевых (RIV_{KL}); Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское (RIV_{LEC}); Лаптевых и Восточно-Сибирское (RIV_{LE}); Восточно-Сибирское и Чукотское (RIV_{EC}). Всего в испытаниях использовалось 6 временных рядов.

В качестве показателя объема пресных вод, поступивших в поверхностный слой летом в результате таяния льда, нами были использованы данные о площади открытой воды (Open Water, OW) арктических морей в сентябре, опубликованные на вебсайте ААНИИ (<http://www.aari.nw.ru/projects/ECIMO/index.php?im=100>). По этим данным были рассчитаны ряды суммарной площади открытой воды в сентябре для тех же групп морей, что и для речного стока: OW_{KLEC} ; OW_{KLE} ; OW_{KL} ; OW_{LEC} ; OW_{LE} ; OW_{EC} .

Значения среднего годового потока соли через Фареро-Шетландский пролив (FSS) взяты из статьи [Янес, 1989], а величины среднего годового расхода тихоокеанских вод через Берингов пролив (BS) – из статьи [Roach et al., 1995].

СТРУКТУРА СИСТЕМЫ СТАТИСТИЧЕСКИХ УРАВНЕНИЙ

При построении уравнений множественной корреляции выбор аргументов осуществлялся путем последовательных испытаний перечисленных выше факторов, исходя из критериев значимости парного коэффициента корреляции РС с испытываемой переменной, оценки статистик, определяющих, является ли случайной наблюдаемая взаимосвязь между зависимой и независимой переменными, и определения статистической значимости используемых предикторов. В результате испытаний была по-

лучена совокупность уравнений линейной множественной корреляции $y_i = \sum a_{ij}x_{ij} + b_i$, где y_i – главные компоненты PC; x_{ij} – аргументы функции y_i (гидрометеорологические параметры), a_{ij} – коэффициенты пропорциональности, b_i – постоянная для каждого из пяти линейных уравнений. Одновременно с получением коэффициентов пропорциональности рассчитывались общий R_i и частные r_{ij} коэффициенты корреляции, а также производилась оценка значимости регрессии путем расчета F -критерия. Ниже приводится система статистических уравнений (1) – (5) линейной связи пяти главных компонент с наиболее значимыми внешними и внутренними факторами синхронно (0), со сдвигом минус один год (–1) или более:

$$PC_1 = -0,395 \cdot AO_{I(-1)} - 0,942 \cdot NAO_{II-IV}(0) + 0,005 \cdot AD_{I(-1)} - 0,797 \cdot T_{aX-IV}(-1) + 0,006 \cdot RIV_{LEC}(-4) + 0,002 \cdot OW_{KL}(-1) + 0,799 \cdot PC_1(-1) + 0,38 \cdot PC_3(-1) + 0,277 \cdot PC_4(-1) - 8,734; \quad (1)$$

$$PC_2 = 0,002 \cdot AD_{XI-XII}(-1) + 0,006 \cdot PNA_{VI}(-1) - 0,001 \cdot RIV_{KL}(-5) + 0,939 \cdot PC_2(-1) + 0,307 \cdot PC_3(-1) - 0,214 \cdot PC_5(-1) + 2,446; \quad (2)$$

$$PC_3 = 0,251 \cdot AO_{III}(0) + 0,259 \cdot NAO_X(-1) + 0,003 \cdot PNA_{II}(0) + 0,007 \cdot AD_{I-IV}(-1) - 1,513 \cdot T_{aX-IV}(-1) - 6,307 \cdot BS(-2) + 0,003 \cdot OWEC(-1) - 0,006 \cdot RIV_{LEC}(-5) + 0,380 \cdot PC_3 + 9,21; \quad (3)$$

$$PC_4 = -0,679 \cdot NAO_{I-IV}(-1) + 0,003 \cdot PNA_{I-IV}(0) + 0,005 \cdot PNA_{V-VII}(-1) + 0,55 \cdot T_{aIII-VII}(-1) - 0,001 \cdot RIV_{KLEEC}(-5) - 0,450 \cdot FSS(-5) + 0,754 \cdot PC_4(-1) + 4,228; \quad (4)$$

$$PC_5 = -1,303 \cdot AO_{VII-XII}(-1) + 0,536 \cdot NAO_{IV}(0) - 0,011 \cdot PNA_{VII-XI}(-1) - 0,007 \cdot AD_{X-III}(-1) + 0,003 \cdot RIV_{KLE}(-5) - 0,002 \cdot OW_{KL}(-1) + 0,478 \cdot PC_5(-1) - 4,53. \quad (5)$$

Величины общих и частных коэффициентов корреляции и F -критерий приведены в таблице 1. Все значения F -критерия превосходили допустимое предельное значение, что указывает на статистическую значимость использованных переменных. Частные коэффициенты корреляции были значимыми и менялись от 0,34 до 0,94. Общий коэффициент корреляции для всех главных компонент оказался довольно высоким и менялся в пределах от 0,86 (R_5) до 0,97 (R_1).

Структура полученных уравнений такова. В правых частях системы уравнений (1) – (5) выделяются три группы переменных. Первая группа включает влияние атмосферных процессов на поле солёности, которое моделируется через индексы атмосферной циркуляции АО, PNA, AD, NAO синхронно или с заблаговременностью в один год, а также приземной температурой воздуха T_a . Вторая группа содержит гидрологические факторы, влияние которых осуществляется через речной сток RIV, поток тихоокеанских вод через Берингов пролив BS, поток соли атлантических вод через Фареро-Шетландский пролив FSS и площадь открытой воды OW арктических морей в сентябре. Третья группа переменных моделирует влияние предыстории состояния полей солёности через главные компоненты $PC_1(-1) - PC_5(-1)$, которые вместе описывают состояние поля солёности в предыдущий год.

Вклад каждой группы в изменение $PC_1 - PC_5$ зависит от величины и знака предикторов, входящих в эту группу. Для оценки среднего за весь период испытаний вклада для каждой главной компоненты были рассчитаны произведения коэффициентов пропорциональности на средние квадратические отклонения предикторов и

Таблица 1

Статистические характеристики связи главных компонентов (PC_i) с гидрометеорологическими переменными (x_{ij}):
 общие коэффициенты корреляции R_i для уравнений (1)–(5), частные коэффициенты корреляции r_{ij} связи главной компоненты
 с аргументами, вклад аргумента в общую дисперсию изменчивости главной компоненты (%)

PC ₁		PC ₂		PC ₃		PC ₄		PC ₅			
Общий коэффициент корреляции R ₁ =0,97 F(7,35)=59,05 σ _{ост} =0,77		Общий коэффициент корреляции R ₂ =0,93 F(7,35)=41,6 σ _{ост} =0,60		Общий коэффициент корреляции R ₃ =0,89 F(9,33)=14,39 σ _{ост} =0,73		Общий коэффициент корреляции R ₄ =0,95 F(7,35)=45,85 σ _{ост} =0,43		Общий коэффициент корреляции R ₅ =0,86 F(7,35)=14,55 σ _{ост} =0,68			
Аргументы	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}	Частная корреляция r _{ij}		
x _{ij}	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %	Вклад x _{ij} %		
NAO _{III-IV} (0)	-0,60	9,74	7,58	0,39	7,84	NAO _{I-IV} (-1)	-0,58	16,26	AO _{VII-XII} (-1)	-0,59	15,51
AO(-1)	-0,64	10,46	9,91	0,34	5,98	NAO _{IV} (0)	0,53	11,37	NAO _{IV} (0)	0,62	16,85
AD(-1)	0,58	8,17	9,13	0,51	9,69	PNA _{VI} (0)	0,37	6,78	PNA _{VII-XI} (-1)	-0,46	10,84
T _{ав-IV} (-1)	-0,52	7,25	49,55	0,54	10,15	PNA _{VII} (-1)	0,51	12,17	AD _{X-III} (-1)	-0,45	10,84
RIV _{IEC} (-4)	0,62	8,85	14,88	-0,70	19,34	T _{аил-VII} (-1)	-0,40	7,40	RIV _{KLE} (-5)	0,64	17,57
OW _{KL} (-1)	0,41	5,42	8,95	-0,61	14,16	T _{ав-XIV} (-1)	-0,34	6,78	OW _{KL} (-1)	-0,43	10,77
PC ₁ (-1)	0,94	35,72		0,51	9,92	BS(-2)	0,91	39,24	PC ₅ (-1)	0,65	17,61
PC ₃ (-1)	0,60	8,57		-0,51	10,86	OW _{EC} (-1)	-0,58	16,26	AO _{VII-XII} (-1)	-0,59	15,51
PC ₄ (-1)	0,42	5,82		0,58	12,06	RIV _{IEC} (-5)	0,53	11,37	NAO _{IV} (0)	0,62	16,85
						PC ₃ (-1)					

каждое произведение разделено на сумму модулей произведений. Величины вклада каждой переменной в общую дисперсию главных компонент приведены в табл. 1. Как видим из оценок, соотношение вкладов аргументов отличаются для разных главных компонент. На основании парциальных вкладов были подсчитаны суммарные вклады атмосферных и гидрологических факторов, а также влияния предыстории.

Изменчивость главных компонент $PC_1, PC_2, PC_3, PC_4, PC_5$ в среднем определяется влиянием атмосферных факторов соответственно на 36; 18; 53; 46; 54 %; зависит от гидрологических факторов на 14; 9; 24; 14; 42 % и на 50; 73; 12; 39; 18 % определяется состоянием поля солёности предшествующего года, моделируемого $PC_1(-1) - PC_5(-1)$. Как видим, влияние атмосферных и гидрологических факторов возрастает с увеличением порядка главной компоненты, а влияние предыстории при этом уменьшается.

Если учесть тот процент дисперсии, который описывает каждая ЭОФ, то общая дисперсия изменчивости солёности за испытательный период 1950–1993 гг. определялась воздействием атмосферных процессов на 34 %, влиянием гидрологических факторов на 22 % и влиянием предыдущего состояния поля солёности на 44 %. Это очень важное соотношение показывает, что межгодовые изменения зимней солёности в слое 5–50 м лишь на треть зависят от воздействия синхронных и с заблаговременностью один год атмосферных процессов. Речной сток, расход воды через Берингов пролив и поступление атлантических вод лишь на четверть определяют межгодовые вариации солёности. В среднем очень велика инерционность гидрологических процессов в поверхностном слое, эффект которых определяет почти половину межгодовых изменений средней солёности. Однако необходимо помнить, что состояние поля

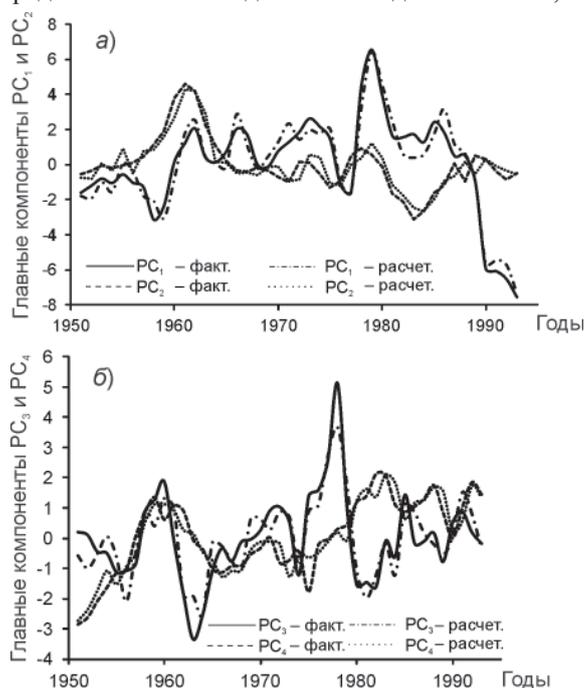


Рис. 2. Графики фактических и предвычисленных значений главных компонент PC_1, PC_2 (а) и PC_3, PC_4 (б).



Рис. 3. Предвычисленные поля солёности на апрель 1955 г. (а) и 1977 г. (с); поля солёности, восстановленные по пяти фактическим главным компонентам, для апреля 1955 г. (б) и 1977 г. (д); фактические поля солёности в слое 5–50 м для апреля 1955 г. (е) и 1977 г. (е).

солёности предшествующего года, моделируемого $PC_1(-1) - PC_5(-1)$, сформировалось под влиянием атмосферных и гидрологических процессов предшествующих лет. Т.е. предыстория в той форме, в какой она входит в уравнения регрессии (1)–(5), содержит в себе накопленный эффект влияния и атмосферных и гидрологических процессов.

Система уравнений (1) – (5) была использована для временной экстраполяции главных компонент $PC_1 - PC_5$ на один год вперед (прогноз на зависимом материале)

с использованием фактических данных для атмосферных и гидрологических характеристик и величин $PC_1(-1) - PC_5(-1)$ из разложения полей солёности по ЭОФ, которые назовем фактические РС. На рис. 2 приведены результаты предвычисления и фактические данные PC_1-PC_4 (графики для PC_5 не приводятся). Как видим из рисунка, временные кривые фактических и предвычисленных значений главных компонент хорошо согласуются друг с другом. Для оценки близости кривых были вычислены отношения средних квадратических значений разности между фактическими и экстраполированными РС к амплитуде их изменения за период 1950–1993 гг. Значения отношений в процентах получились равными для главных компонент соответственно: $PC_1 - 6$; $PC_2 - 7$; $PC_3 - 8$; $PC_4 - 11$ и $PC_5 - 11$ %, что свидетельствует о достаточно хорошей точности временной экстраполяции (предвычисления) главных компонент по формулам множественной корреляции (1)–(5).

По предвычисленным для апреля 1955 и 1977 гг. значениям пяти РС были построены поля солёности, показанные на рисунке 3 (а и в). Для сравнения на рис. 3 приведены также поля солёности, восстановленные по пяти фактическим РС (рис. 3б и 3д), и фактические поля солёности в слое 5–50 м для апреля 1955 и 1977 гг. (рис. 3в и 3е). Обращает на себя внимание хорошее согласие предвычисленных полей с полями, восстановленными по пяти фактическим РС (рис. 3а, 3г и 3б, 3д). Для 1955 г. предвычисленное поле (рис. 3а) довольно близко к фактическому (рис. 3в). В 1977 г. общая конфигурация изолиний солёности предвычисленного и фактического полей совпадают, но в западной части Канадской котловины фактические значения солёности на 0,5–1,0 % меньше как предвычисленных, так и восстановленных по пяти фактическим РС значений. Это означает, что в 1977 г. вклад ЭОФ выше пятого порядка оказался существенным.

Статистическая модель (1)–(5) была использована для прогноза главных компонент и поля средней солёности. С этой целью из уравнений (1)–(5) были исключены аргументы с нулевым временным сдвигом, а оставлены аргументы с заблаговременностью в один год и больше. Поскольку после 1993 г. в нашем распоряжении были данные о зимней солёности только для 1995 г., то вначале был сделан прогноз РС на 1994 г., а затем, на основании прогностических значений главных компонент 1994 г.,

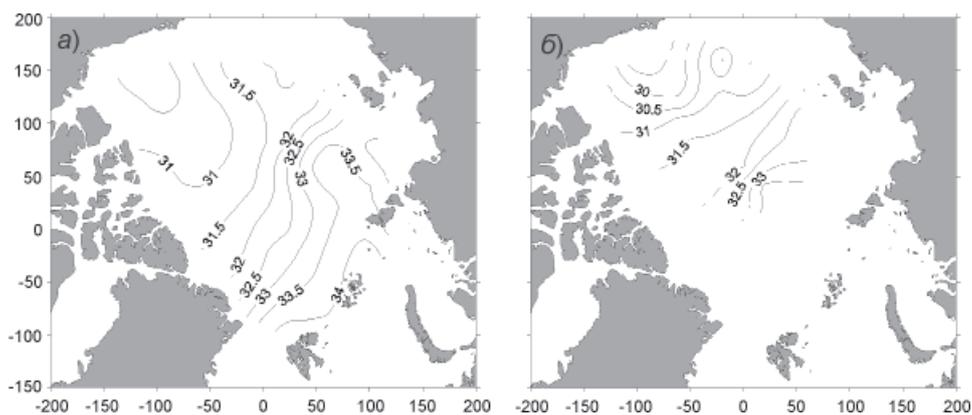


Рис. 4. Прогностическое поле солёности в слое 5–50 м на апрель 1995 г., построенное по пяти главным компонентам PC_1-PC_5 – (а), и фактическое поле солёности для периода март–май 1995 г. – (б).

был дан прогноз на 1995 г. По пяти прогностическим значениям главных компонент было построено поле солёности, приведенное на рис. 4а. Сравнение прогностического поля солёности с фактическими значениями солёности в области, приведенной на рис. 4б, позволяет сделать вывод, что макромасштабные черты пространственного распределения солёности в слое 5–50 м для марта–мая 1995 г. удовлетворительно воспроизведены с помощью статистической модели в прогностическом режиме.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разложение полей по эмпирическим ортогональным функциям и получение временных рядов главных компонент служит хорошим методом для аппроксимации пространственной и временной изменчивости зимней солёности слоя 5–50 м в Арктическом бассейне. С помощью ЭОФ, моделирующих наиболее часто повторяющиеся особенности пространственного распределения аномалий солёности, удается описать амплитуду естественных изменений полей солёности при переходе от одного года к другому с помощью главных компонент.

2. Построена статистическая модель изменчивости зимней солёности слоя 5–50 м Арктического бассейна, основу которой составила система уравнений множественной корреляции для первых пяти главных компонент с атмосферными и гидрологическими факторами, включая влияние предыстории состояния полей солёности. С помощью модели была выполнена временная экстраполяция главных компонент на один год вперед, и было получено хорошее согласие фактических и предвычисленных значений главных компонент.

3. С использованием статистической модели был подсчитан вклад групп факторов в общую дисперсию изменчивости солёности за испытательный период 1950–1993 гг. Оценки показали следующее. Общая дисперсия изменчивости солёности за испытательный период 1950–1993 гг. определялась воздействием синхронных и предыдущего года атмосферных процессов на 34 %, влиянием гидрологических факторов на 22 % и влиянием предыдущего состояния поля солёности на 44 %.

4. Испытания разработанной статистической модели показали удовлетворительную эффективность ее для целей реконструкции и прогноза полей солёности для зимнего периода.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гудкович З. М. Связь дрейфа льдов в Арктическом бассейне с ледовыми условиями в арктических морях // Труды океанограф, комис. АН СССР. 1961. Т. II. С. 13–20.
2. Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Колтышев А.Е., Соколов В.Т. Крупные аномалии солёности и динамика запаса пресных вод Арктического бассейна для зимнего периода // Труды ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 29–36.
3. Тимохов Л.А., Е.А. Чернявская, Е.Г.Никифоров, И.В. Поляков, В.Ю. Карпий. Пространственно-временная изменчивость солёности воды в зимний период в слое 5–50 м Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 3 (89). С. 5–19.
4. Трешников А.Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1959. Вып. 7. С. 5–14.
5. Янес А.В. Межгодовая изменчивость термохалинного состояния Фареро-Шетландского пролива и водообмена через него // Структура и изменчивость крупномасштабных океанологических процессов и полей в Норвежской энергоактивной зоне / Под ред. Ю.В.Николаева, Г.В.Алексеева. Л.: Гидрометеиздат, 1989. С. 100–107.

6. Bekryaev, R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern arctic warming // *Climate J.* 2010. Vol. 23(14). P. 3888–3906.
7. Gudkovich, Z.M., A.Yu. Proshutinsky, L.A. Timokhov, A.E. Koltyshev, Garmanov A.L. Climatic salinity changes of the surface layer of the Arctic Ocean // ACSYS Final Science Conference, St. Petersburg, Russia, 11–14 November, 2003. WCRP-118 (CD), WMO/TD № 1232, September, 2004. 3 p.
8. Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Oceanography Atlas for the Winter (1997) and Summer Period (1998) / Ed. by F.Tanis, L. Timokhov. Environmental Working Group, University of Colorado, Boulder. CD-ROM.
9. Morison J., Smith J.D. Seasonal variations in the upper ocean as observed at T-3 // *Geophysical Research Letters.* 1981. Vol. 8. № 7. P. 753–756.
10. Overland J.E., Wang M. Large-scale atmospheric circulation changes are associated with the recent loss of Arctic sea ice // *Tellus.* 2010. Vol. 62A. P. 1–9.
11. Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weigartner T., Pavlov V.K., Kulakov M.Yu. Direct measurements of transport and properties through the Bering Strait // *Journal of Geophysical Research.* 1995. Vol.100. № C9. P. 18443–18457.

L.A.TIMOKHOV, E.A.CHERNYAVSKAYA, E.G.NIKIFOROV, I.V.POLYAKOV, V.YU.KARPIY

STATISTICAL MODEL OF INTERANNUAL VARIABILITY OF THE ARCTIC OCEAN SURFACE LAYER SALINITY IN WINTER

The study is devoted to development of a statistical model of variability of the Arctic Ocean winter salinity in the 5–50 m layer. The model is based on equations of multiple correlations for the time series (principal components, PC) associated with the first five leading modes of the Empirical Orthogonal Function (EOF) analysis applied to the salinity fields. The structure of the multiple correlation equations is discussed and contribution of atmospheric factors, hydrological processes and pre-history of spatial distribution of salinity is evaluated. The statistical model was tested using temporal interpolation (prediction of the PCs) and two-year forecasts were made. Comparison of observed salinity fields with the ones reconstructed using five leading PCs precomputed for 1955 and 1977 and prognostic PCs for 1995 demonstrated reasonably good performance of the statistical model for the reconstruction (temporal interpolation) and for the prediction of Arctic Ocean winter salinity for the 5–50 m layer.

Keywords: Arctic Ocean, the surface layer salinity, empirical orthogonal functions, principle components, correlation analysis, statistical model, temporal extrapolation, the salinity field configuration forecast.