



ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (95)

2013 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (95)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2013

Главный редактор

д-р геогр. наук, профессор *Фролов И.Е.* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

канд. физ.-мат. наук *Данилов А.И.* (зам. главного редактора)

канд. геогр. наук *Бузин И.В.*

(ученый секретарь, тел. (812) 337-3212, e-mail: buzin@aari.ru)

Меркулов А.А.

(секретарь, тел. (812) 337-3135, e-mail: aam@aari.ru)

д-р геогр. наук *Алексеев Г.В.* (ААНИИ)

канд. физ.-мат. наук *Бобылев Л.П.* (Фонд Нансен-центр)

д-р геогр. наук *Вуглинский В.С.* (ГТИ)

канд. геол.-минерал. наук *Грикуров Г.Э.* (ВНИИОкеангеология)

д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (ААНИИ)

д-р геол.-минерал. наук *Иванов В.Л.* (ВНИИОкеангеология)

д-р физ.-мат. наук *Катцов В.М.* (ГГО)

канд. геогр. наук *Липенков В.Я.* (ААНИИ)

канд. техн. наук *Лихоманов В.А.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Макитас А.П.* (ААНИИ)

д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (ААНИИ)

канд. биол. наук *Неелов А.В.* (ЗИН РАН)

канд. геогр. наук *Радионов В.Ф.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Рожков В.А.* (СПбГУ)

д-р геогр. наук *Саватюгин Л.М.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Тимохов Л.А.* (ААНИИ)

д-р физ.-мат. наук *Трошичев О.А.* (ААНИИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (95)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций
В соответствии с решением Президиума Высшей аттестационной комиссии Минобрнауки России от 19 февраля 2010 года № 6/6 журнал включен в перечень ведущих рецензируемых научных журналов и изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых степеней доктора и кандидата наук

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»:
70279 – на год;

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода);

70278 – для предприятий и организаций (на полгода).

Литературный редактор: Е.В.Миненко

Оригинал-макет: А.А.Меркулов

На обложке рисунок А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2013.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>Е.А.Чернявская, Л.А.Тимохов, Е.Г.Никифоров.</i> Характеристики поверхностного слоя и подстилающего его галоклина Арктического бассейна в зимний период (по данным 1973–1979 гг.)	5
<i>Е.А.Захарчук, Н.А.Тихонова.</i> Вынужденные топографические волны в поле уровня арктических морей сибирского шельфа	18
<i>И.А.Немировская, М.Д.Кравчишина, В.А.Артемьев, А.В.Травкина.</i> Изменчивость взвеси и органических соединений в поверхностных водах Атлантического и Южного океанов (по материалам экспедиционных исследований в 57-й РАЭ).....	31
<i>Е.В.Шевнина.</i> Методика расчета характеристик весеннего половодья по данным ежедневных расходов воды.....	44
<i>Е.Н.Русина, В.Ф.Радионов, Е.Е.Сибир.</i> Изменчивость аэрозольно-оптических параметров атмосферы в северной и южной полярных областях после 2000 г.....	51
<i>О.А.Морозова, А.В.Весман, Е.Д.Добротина, А.Д.Тарасенко, Н.К.Шумская, П.Я.Лаврентьев, В.А.Оношко.</i> Особенности гидрохимической структуры вод Карского моря в летний период 2012 г.....	61
<i>В.В.Иванов, Е.О.Аксенов.</i> Трансформация атлантической воды в восточной части котловины Нансена по данным наблюдений и моделирования	72
<i>М.Ю.Кулаков А.П.Макишас С.В.Шутилин.</i> Верификация данных реанализа NCEP/NCAR по результатам наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс».....	88
<i>А.А.Четверова, И.В.Федорова, Т.М.Потапова, Ю.Бойке.</i> Гидрологические и геохимические особенности современного состояния озер о. Самойловский в дельте р. Лены	97
<i>СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ</i>	
<i>В.В.Дремлюг.</i> Последний год войны на Чукотке	110
<i>М.В.Дукальская.</i> К 50-летию со дня открытия станции Молодежная.....	116

CONTENTS

<i>E.A.Chernyavskaya, L.A.Timokhov.</i> Characteristics of the Arctic ocean surface layer and underlying halocline in winter (according to the 1973–1979 period).....	5
<i>E.A.Zakharchuk, N.A.Tikhonova.</i> Features of generation of the topographic waves in the sea level field of Siberian shelf Arctic seas under influence anemobaric forces...	18
<i>I.A.Nemirovskaya, M.D.Kravchishina, V.A.Artem'ev, A.V.Travkina.</i> Variability of suspended particulate matter and organic compounds in the surface waters of the Atlantic and Southern oceans (based on research data of 57 th RAE).....	31
<i>E.V.Shevnina.</i> Methods of calculation of spring flood runoff characteristics according to the daily discharge data.....	44
<i>E.N.Rusina, V.F.Radionov, E.E.Sibir.</i> Variability of aerosol and optical parameters of the atmosphere in Northern and Southern polar regions after 2000.....	51
<i>O.A.Morozova, A.V.Vesman, E.D.Dobrotina, A.D.Tarasenko, N.K.Shumskaya, P.Y.Lavrentyev, V.A.Onoshko.</i> The hydrochemical conditions in the Kara sea in summer 2012	61
<i>V.V.Ivanov, E.O.Aksenov.</i> Atlantic Water transformation in the eastern Nansen Basin: observations and modelling	72
<i>M.Yu.Kulakov, A.P.Makshtas, S.V.Shoutilin.</i> Verification of the NCEP/NCAR reanalysis data by observations at the drifting station «North Pole».....	88
<i>A.A.Chetverova, I.V.Fedorova, T.M.Potapova, J.Bojke.</i> Hydrological and geochemical characteristics of the modern state of lakes of Samoylovsky island in the Lena River delta.....	97
<i>PAGES OF HISTORY</i>	
<i>V.V. Dremlyug.</i> The last year of WWII on the Chukchi Peninsula.....	110
<i>M.V.Dukalskaya.</i> On the 50 th anniversary of the «Molodyozhnaya» Station.....	116

ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ И ПОДСТИЛАЮЩЕГО ЕГО ГАЛОКЛИНА АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА В ЗИМНИЙ ПЕРИОД (ПО ДАННЫМ 1973–1979 гг.)

*мл. науч. сотр. Е.А. ЧЕРНЯВСКАЯ, д-р физ.-мат. наук Л.А. ТИМОХОВ,
д-р. геогр. наук Е.Г. НИКИФОРОВ*

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

В статье приводятся результаты расчетов толщины верхнего перемешанного слоя, глубины залегания максимального градиента солёности и толщины галоклина, полученные по наиболее полным океанографическим съёмкам 1973–1979 гг. в Арктическом бассейне. Рассматриваются особенности пространственной и межгодовой изменчивости характеристик поверхностного слоя и подстилающего его галоклина в зимний период (толщины перемешанного слоя, средней солёности перемешанного слоя, средней частоты Вьясяля–Брента в галоклине, толщины галоклина и разницы солёностей на верхней и нижней границах галоклина). Анализ причин межгодовой изменчивости состояния поверхностного слоя и слоя скачка солёности показал, что межгодовая изменчивость параметров поверхностного слоя в Евразийском суббассейне определяется преимущественно влиянием атлантических вод и типом атмосферной циркуляции. Основными факторами, определяющими изменчивость характеристик поверхностного слоя в Амеразийском суббассейне, являются атмосферные процессы, поступление тихоокеанских вод через Берингов пролив, таяние льда и речной сток из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

Ключевые слова: Арктический бассейн, перемешанный слой, галоклин, параметрическая модель.

ВВЕДЕНИЕ

Поверхностный слой Арктического бассейна (АБ) и подстилающий его галоклин составляют деятельный слой океана [Никифоров, 2006], который играет важную роль в процессе взаимодействия атмосферы и глубокого океана. Активные процессы, протекающие в деятельном слое, формируют специфические черты вертикального распределения температуры и солёности и определяют особенности пространственной термохалинной структуры. Поэтому исследования термохалинных характеристик деятельного слоя, параметров поверхностного слоя и галоклина, а также их изменчивости являются важным этапом на пути развития теории гидрологического режима Северного Ледовитого океана (СЛО) [Никифоров, Шпайхер, 1980].

В поверхностном слое (ПС), располагающемся непосредственно под дрейфующим льдом, вертикальные изменения температуры и солёности, как правило, небольшие [Ширшов, 1944; Трешников, 1959]. В нижележащем пикноклине, который в АБ совпадает с галоклином, наблюдаются значительные изменения плотности и солёности. Отметим, что пикноклин составляют множество слоев и прослоек с локальными экстремумами температуры. Прежде всего это зимние и летние тихоокеанские воды.

Е.Г.Никифоров [Никифоров, 2006] выделил шесть типов строения вод деятельного слоя АБ, встречающихся в зимний период, и составил карты распределения этих типов по акватории АБ для зимнего периода 1973 и 1974 гг. Автор отмечает, что картина распределения типов в пространстве от года к году не сохраняется и, возможно, осуществляется переход от одного типа распределения к другому через переходное состояние, складывающееся вследствие процессов, определяющих перестройку термохалинных полей деятельного слоя.

В статье [Гарманов и др., 2008] на основе средних климатических данных были приведены оценки средней солёности и толщины поверхностного слоя в Арктическом бассейне для летнего и зимнего сезонов. Летом его толщина составляет около 10 м в северных частях арктических морей и около 20–40 м в центральной части Арктического бассейна. В зимний период толщина слоя на северных границах морей сибирского шельфа составляет 20–25 м и увеличивается до 70–100 м в Евразийском суббассейне. Установлена также изменчивость толщины слоя и средней солёности от десятилетия к десятилетию за период с 1950 по 1989 г.

В данной статье изложены результаты исследований изменчивости состояния поверхностного слоя и галоклина в зимний период по наиболее полным океанографическим съёмкам 1973–1979 гг. Для анализа использовались основные параметры верхнего слоя: средняя солёность и толщина перемешанного слоя, разность солёности (скачок солёности) на верхней и нижней границах галоклина, толщина галоклина и частота Вейселя–Брента. Температура поверхностного слоя не анализировалась, поскольку в зимний период ее величина в поверхностном слое близка к температуре замерзания, которая, в свою очередь, зависит от солёности воды. В отличие от работы [Гарманов и др., 2008], для расчетов нами были использованы только фактические данные, а также была применена другая процедура определения нижней границы перемешанного слоя и исследовалась межгодовая изменчивость параметров поверхностного слоя. В результате были получены показатели межгодовых вариаций характеристик поверхностного слоя и галоклина и выполнен анализ основных причин межгодовой изменчивости состояния поверхностного слоя и слоя скачка солёности.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОД АНАЛИЗА

Исследование производилось по данным зимних океанографических съёмок АБ 1973–1979 гг., выполненных ААНИИ в ходе высокоширотных воздушных экспедиций. Этот период был выбран в силу следующих причин. Данные океанографические съёмки покрывали значительную часть акватории АБ [Фролов и др., 2005]. Экспедиции начинали работу с 20 марта и заканчивали 10 мая, что позволяет считать их квазисинхронными. Не менее важным является и то обстоятельство, что ранее эти данные не использовались для анализа межгодовых изменений характеристик поверхностного слоя (ПС) и галоклина (ГКл) зимнего сезона.

Исходный массив данных был сформирован в общей сложности из 897 станций и представлял собой набор вертикальных профилей температуры и солёности, представленных их значениями на стандартных горизонтах 5, 10, 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 м и далее через каждые 500 м до дна.

Типичные профили плотности, солёности и температуры в слое 250 м в зимний период (на примере 1975 г.) приведены на рис. 1. Наиболее часто в слое до 25 м наблюдается квазиоднородность плотности, солёности и температуры. В некоторых местах плотность и солёность слабо меняются до глубины 50 м и более. Глубже солёность

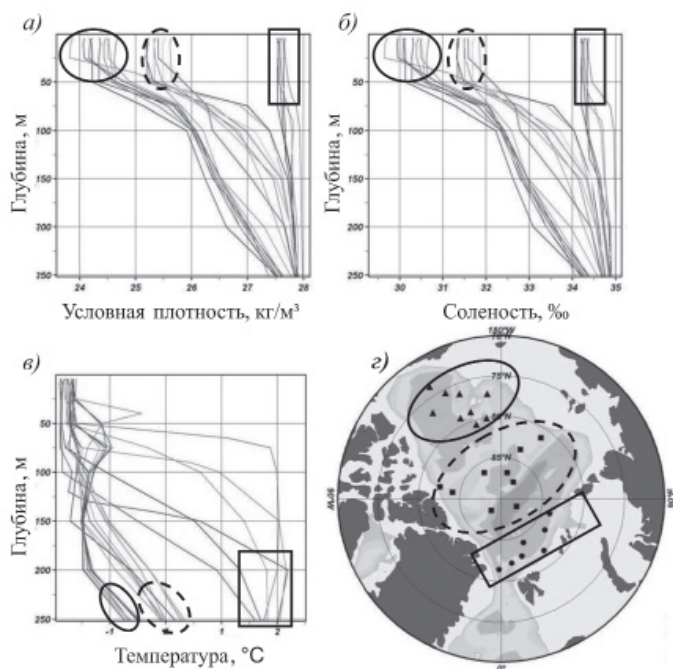


Рис. 1. Вертикальные профили условной плотности (а), солёности (б) и температуры (в) на океанографических станциях зимней съёмки 1975 г. в районе котловины Нансена (прямоугольник), в центральной части АБ (овал с прерывистым контуром) и в Канадской котловине (овал со сплошным контуром). На фрагменте (г) – схема расположения станций.

увеличивается с глубиной. Из рис. 1 также видно, что именно в поверхностном слое наблюдается значительный пространственный разброс значений термохалинных характеристик. На карте различными геометрическими фигурами показаны районы с различными типами вертикальных профилей температуры и солёности. Вид профилей, соответствующих тому или иному району, приведен на рисунках 1а, 1б и 1в.

Так, профили с максимальными значениями солёности и плотности, максимальными значениями температуры в термоклизе и минимальными значениями температуры в верхнем перемешанном слое, который достигает толщины 70–80 м, соответствуют району, расположенному к северу от Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа (на карте обозначен кружками и прямоугольником на графиках профилей). По мере продвижения на восток вдоль евразийского материкового склона, значения солёности и плотности верхнего перемешанного слоя уменьшаются, и в районе Канадской котловины (на карте обозначен треугольниками и овалом со сплошным контуром) наблюдаются их минимальные значения. Профили температуры также трансформируются, сглаживаясь по мере удаления от пролива Фрама, и в районе Канадской котловины разница между температурой на поверхности и температурой на глубине 200 м становится минимальной.

В качестве признака нижних границ поверхностного слоя и галоклина нами выбраны точки перелома генерального хода солёности с глубиной (экстремумы второй производной от солёности по глубине). Первый перелом (первый максимум второй

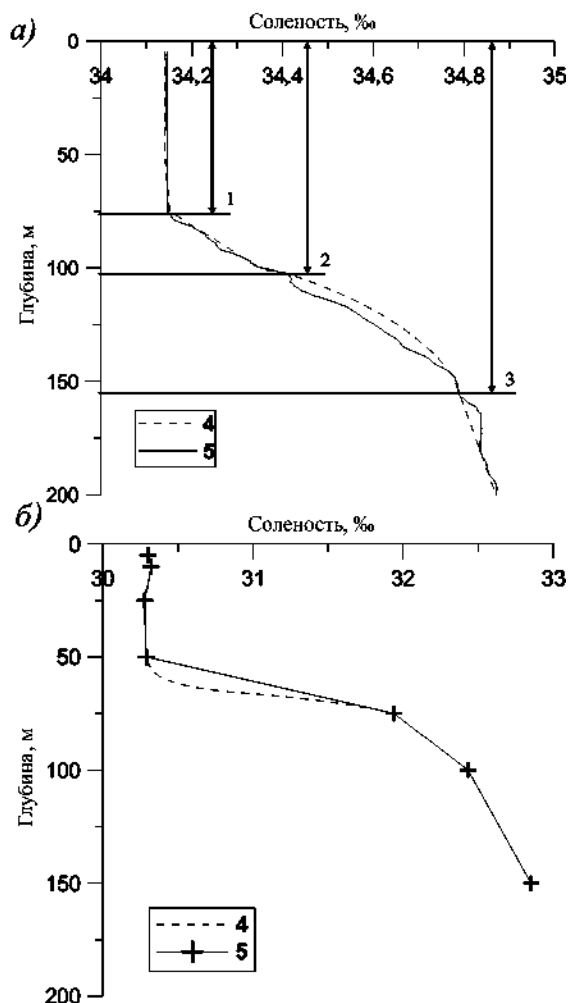


Рис. 2. Схема поверхностного слоя и галоклина (а) и пример восстановления профиля с помощью параметрической модели (б).

На фрагменте (а): 1 – верхний перемешанный слой; 2 – глубина залегания максимального градиента солености; 3 – нижняя граница галоклина; 4 – профиль, рассчитанный по параметрической модели с использованием фактических данных измерений STD на стандартных горизонтах; 5 – фактический профиль солености по данным STD-зондирования на СП-35 (апрель 2008 г.). На фрагменте (б): 4 – профиль, рассчитанный по параметрической модели; 5 – фактический профиль солености, построенный по данным на стандартных горизонтах (отмечены крестиками).

производной от солености по глубине) весьма четко отделяет поверхностный слой [Никифоров, Шпайхер, 1980]. Второй перелом хода солености (второй экстремум второй производной от солености по глубине) определяет нижнюю границу галоклина [Никифоров, 2005]. На рис. 2а указаны границы поверхностного слоя, галоклина и глубина залегания максимального градиента солености.

В качестве характеристик состояния поверхностного слоя нами выбраны толщина и средняя соленость поверхностного слоя. В качестве параметров галоклина

использованы толщина галоклина, среднее число Вьяйсяля–Брента в слое галоклина, глубина залегания максимального градиента солености и разность солености на верхней и нижней границах галоклина.

Поскольку исходные данные имели дискретный характер, для более точного определения параметров верхнего слоя производилась реконструкция вертикальных профилей с помощью модифицированной параметрической модели [Лебедев, Тимохов и др., 2008].

Параметрическая модель представляет собой комбинацию двух экспоненциальных кривых с условием склейки величины солености и вертикального градиента в слое наибольшего изменения солености (в слое скачка солености), которая после подстановки в модель известных значений солености на стандартных горизонтах дает аналитическую кривую для конкретного вертикального профиля солености.

Для верификации модели производилась реконструкция непрерывного вертикального профиля солености, полученного с помощью СТД-зондирования, по дискретным данным солености на стандартных горизонтах, что дало нам возможность сравнить получаемые с помощью модели результаты с реальными величинами толщины перемешанного слоя, глубины максимального градиента и толщины галоклина. На рис. 2а приведены фактический профиль солености с разрешением по глубине 1 м (СТД-зондирование на СП-35 в апреле 2008 г.) и профиль, полученный для этой же океанографической станции в результате расчетов по данным на стандартных горизонтах.

Для оценки точности расчетов характеристик ПС и ГКл были использованы семнадцать профилей, выполненных с достаточно высоким разрешением по глубине с помощью СТД-зонда на дрейфующей станции СП-35 в марте–мае 2008 г. Чтобы ослабить влияние тонкой структуры солености на расчеты вторых производных от солености по глубине, было произведено скользящее осреднение вертикальных профилей солености с шагом 5 м. Среднее стандартное отклонение разности между расчетным и фактическим профилем в пределах перемешанного слоя не превышало 0,0086 ‰, а для слоя скачка солености – 0,24 ‰. Среднеквадратическая разность фактических и расчетных глубин залегания максимального градиента солености составила $\pm 7,48$ м для глубин 50–100 м, а толщины перемешанного слоя – $\pm 5,21$ м для толщин слоя в интервале 25–90 м. Для сравнения приведем оценки точности определения толщины перемешанного слоя по дискретным данным на стандартных горизонтах. В интервале стандартных горизонтов от 10 до 25 м ошибка может варьировать от $\pm 7,5$ до ± 15 м, а глубже 25 м – от $\pm 12,5$ до ± 25 м. Таким образом, применение параметрической модели повышает точность определения характеристик поверхностного слоя и галоклина.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ И СЛОЯ СКАЧКА СОЛЕННОСТИ

Пространственное распределение параметров поверхностного слоя и галоклина на акватории АБ отличается большим разнообразием. На рис. 3 и 4 приведены карты пространственного распределения средних значений и среднеквадратических отклонений характеристик поверхностного слоя и слоя скачка соответственно. Для расчетов статистических характеристик были использованы общие для всех съемок 1973–1979 гг. точки наблюдений.

Величина толщины перемешанного слоя растет от евразийского материкового склона к канадскому, изменяясь почти в два раза (от 20–30 м до 70–80 м). Широтную ориентацию изолиний вдоль материкового склона морей Лаптевых и Восточно-Си-

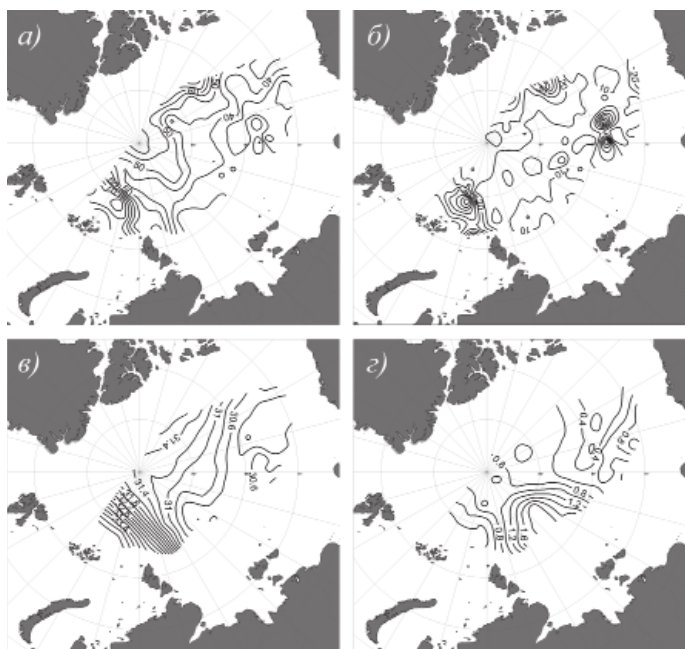


Рис. 3. Распределения толщины перемешанного слоя, м (а); среднеквадратических отклонений толщины перемешанного слоя, м; (б) средней солёности перемешанного слоя, ‰ (в) и средней солёности, ‰ (г) в 1973–1979 гг.

бирского можно объяснить направлением распространения вод речного стока, выносимых в АБ из арктических морей. При этом существуют две области сгущения изолиний и увеличения толщин перемешанного слоя. Существование такой области в Канадской котловине, со стороны канадского материкового склона, обусловлено динамическими факторами на периферии антициклонического круговорота. Вторая область в котловине Нансена формируется под влиянием атлантических вод, вследствие чего здесь наблюдается значительная изменчивость практически всех параметров поверхностного слоя.

Над Чукотским поднятием наблюдается зона наибольшей изменчивости толщины перемешанного слоя, в которой межгодовая изменчивость толщины перемешанного слоя может достигать 95 % от средней величины параметра. Существование этой замкнутой зоны обусловлено, скорее всего, особенностями рельефа дна.

Средняя солёность перемешанного слоя в АБ изменяется, уменьшаясь с запада на восток более чем на 2 ‰ от котловины Нансена к Канадской котловине. Зона наибольшей изменчивости солёности, где амплитуда межгодовых колебаний достигала 1,8 ‰, в 1973–1979 гг. была вытянута вдоль хребта Ломоносова в направлении Гренландии. Эта зона ассоциируется с Трансарктическим течением, несущим опресненные воды из арктических морей в Северную Атлантику.

Полученное нами распределение средней солёности для 1973–1979 гг. по конфигурации близко к распределениям 1960–1969 гг. и 1980–1989 гг., приведенным в [Гарманов и др., 2008]. При этом величина солёности в Амеразийском суббассейне в 1973–1979 гг. была примерно на 0,4 ‰ меньше. Конфигурация поля средней соле-



Рис. 4. Распределение разности солёности на нижней и верхней границах галоклина, ‰ (а), толщины галоклина, м (б), числа Вйясяля–Брента, с^{-1} (д) и их среднеквадратических отклонений соответственно (б), (з), (е) в 1973–1979 гг.

ности для климатического периода 1970–1979 гг. [Гарманов и др., 2008] отличается от приведенной нами на рис. 3в не только величиной солёности, но и ориентацией изогалин в Амеразийском суббассейне. Указанные различия могут быть связаны со способом определения толщины перемешанного слоя, которая в статье [Гарманов и др., 2008] определялась по глубине залегания максимального градиента солёности, а также с тем, что в расчетах авторы использовали средние за десятилетие значения солёности на стандартных горизонтах гридированных полей 200×200 км.

Минимальные значения разности солёностей на верхней и нижней границах галоклина наблюдаются в районе севернее Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Как видно из вертикальных профилей, соответствующих данному району на рис. 1, здесь наблюдаются самая большая толщина перемешанного слоя и самая высокая солёность в верхнем слое, обусловленные, прежде всего, влиянием атлантических вод, в результате чего вертикальные градиенты солёности здесь минимальны.

Далее на восток разница солёностей увеличивается, поскольку влияние атлантических вод ослабевает, но возрастает влияние распреснения поверхностного слоя за счёт стока рек. При этом максимальные значения, так же как и зона наибольшей

изменчивости, наблюдаются вдоль стрежня Трансарктического течения (в районе хребта Ломоносова). Здесь же отмечаются и максимальные значения средней в слое галоклина частоты Вьяйсяля–Брента.

В целом пространственное распределение частот Вьяйсяля–Брента, которые ассоциируются с устойчивостью водных слоев, повторяет распределение разностей солёности на границах галоклина. Распределение среднеквадратических отклонений указанных параметров также имеет общие черты. Особенно хорошо это заметно в районе хребта Ломоносова, где межгодовая изменчивость и разностей солёности, и частот Вьяйсяля–Брента максимальна.

Пространственное распределение толщины галоклина повторяет основные черты распределения толщины перемешанного слоя, за тем исключением, что максимальные значения толщины слоя скачка солёности наблюдаются в Канадской котловине, а максимальные значения толщины перемешанного слоя отмечаются в районе котловины Нансена. Что опять-таки связано с разницей в величине вертикальных градиентов солёности в этих районах (см. рис. 1 и рис. 4а).

ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ПАРАМЕТРОВ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ

Для иллюстрации пространственной и временной неоднородности поверхностного слоя из имеющегося массива данных нами были выбраны 1975 и 1977 гг., поскольку эти годы являются представителями двух различных ветвей кластерного древа и отображают два крайних варианта распределения солёности поверхностного слоя 5–50 м [Тимохов и др., 2011]. На рис. 5 приведены карты распределения средней солёности и толщины, а также средней в слое скачка частоты Вьяйсяля–Брента. Из рисунка видно, что в структуре поверхностного слоя за период от 1975 до 1977 г. произошли существенные изменения. Двухдерная зона распреснения, которая зимой 1975 г. была вытянута вдоль материкового склона от моря Бофорта до моря Лаптевых, к 1977 г. исчезла. Характер распределения средней солёности перемешанного слоя стал близок к среднему, для которого характерно (а) наличие зоны распреснения, связанной с антициклонической циркуляцией вод и льдов в Канадской котловине, (б) вытянутой вдоль материкового склона области более солёных вод в Евразийском суббассейне, связанной с поступлением в АБ атлантических вод.

В пространственном распределении устойчивости вод и толщины перемешанного слоя также произошли изменения. Область повышенной устойчивости сместилась из района, расположенного к северу от моря Лаптевых, в район Чукотского поднятия. При этом устойчивость слоя скачка АБ в целом к 1977 г. несколько уменьшилась, что привело к увеличению на 6 м средней по бассейну толщины перемешанного слоя.

Также хотелось бы обратить внимание на то, что на картах пространственного распределения средней солёности перемешанного слоя и частот Вьяйсяля–Брента положение зон сгущения изолиний соответствует положению таковых для карт средних значений этих характеристик (см. рис. 3 и 4).

Рассмотрим особенности межгодовой изменчивости характеристик интегрально для Евразийского и Амеразийского суббассейнов. На рис. 6 приведены кривые межгодовой изменчивости средних параметров поверхностного слоя для суббассейнов за период 1973–1979 гг. Из рисунка видно, что амплитуда изменчивости параметров поверхностного слоя в Евразийском суббассейне значительно больше таковой для Амеразийского суббассейна. И только амплитуды изменчивости толщины перемешанного слоя в обоих суббассейнах сопоставимы.

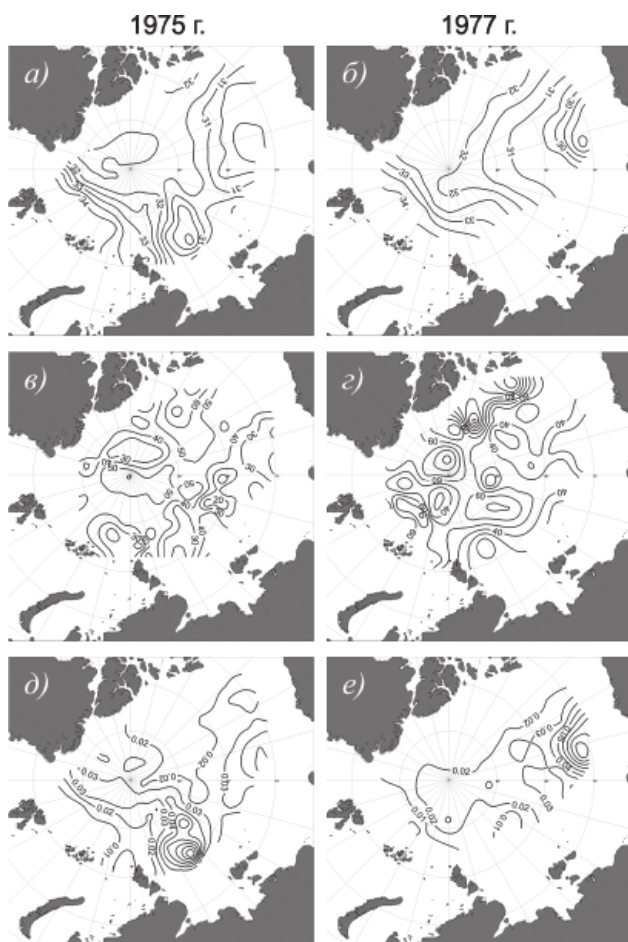


Рис. 5. Пространственное распределение характеристик поверхностного слоя для зимы 1975 и 1977 гг.: а, б – средняя соленность перемешанного слоя, ‰; в, г – толщина перемешанного слоя, м; д, е – средняя в слое скачка частота Вейселя–Брента, с⁻¹.

Межгодовые вариации соленности поверхностного слоя в обеих суббассейнах на данном коротком временном интервале оказались сопряженными (рис. 6а). Но формируются эти изменения под влиянием различных факторов. Поверхностный слой и галоклин Евразийского суббассейна располагаются преимущественно над водами атлантического происхождения. Поэтому средняя соленность перемешанного слоя и разница соленностей на нижней и верхней границах галоклина в Евразийском суббассейне оказались зависящими от состояния атлантических вод. Этот факт был известен ранее и нашел отражение в том, что область наибольшей соленности на поверхности океана от пролива Фрама вдоль евразийского материкового склона до моря Лаптевых (см. рис. 3в) была названа «следом атлантических вод» [Трешников, 1959]. Наибольший коэффициент корреляции r между средней соленностью перемешанного слоя и соленностью атлантических вод в Фареро-Шетландском проливе при временном сдвиге 7–8 лет по нашим оценкам оказался равным $r = 0,74$. Для скачка

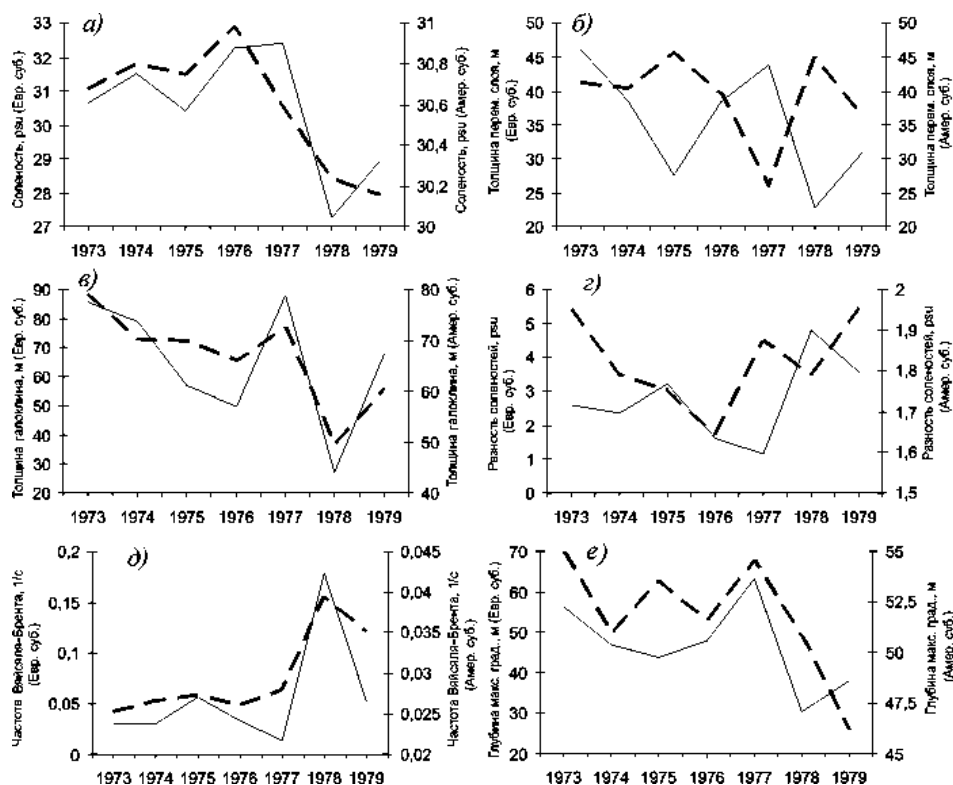


Рис. 6. Межгодовая изменчивость средних по суббассейнам параметров поверхностного слоя (сплошная линия – в Евразийском суббассейне, прерывистая – в Амеразийском): *a* – средней солености перемешанного слоя, psu; *б* – толщины перемешанного слоя, м; *в* – толщины галоклина, м; *г* – разности соленостей на нижней и верхней границах галоклина, psu; *д* – частот Вейселя–Брента, s^{-1} ; *е* – глубины залегания максимального градиента солености, м.

солености в галоклине связь с соленостью атлантических вод получилась обратная, и коэффициент корреляции равен $r = -0,67$. Механизм влияния атлантических вод на параметры поверхностного слоя очевиден. Аномалия солености атлантических вод, поступивших в Норвежское море через Фареро-Шетландский пролив, через 7–8 лет сформирует аномалию солености в Евразийском суббассейне. Увеличение солености атлантических вод сопровождается увеличением потока соли к поверхностному слою, повышением средней солености поверхностного слоя и уменьшением разницы соленостей на нижней и верхней границах галоклина. В то время как уменьшение солености атлантических вод сопровождается уменьшением солености поверхностного слоя и увеличением скачка солености в галоклине.

Изменения солености в Евразийском суббассейне зависят также от предшествующих метеорологических процессов. По нашей оценке, значимый коэффициент корреляции между вариациями средней солености и среднегодовым индексом атмосферной циркуляции АО (арктическое колебание) со сдвигом в 1 год получился равным $r = 0,8$. Это означает, что в период преобладания антициклонического типа атмосферной циркуляции, когда ось трансарктического дрейфа смещается на запад

от хребта Ломоносова, в Евразийском суббассейне отмечается уменьшение солёности поверхностного слоя [Gudkovich et al., 2004]. При циклоническом типе атмосферной циркуляции наблюдается обратная ситуация.

В Амеразийском суббассейне поверхностный слой непосредственно подстилают тихоокеанские воды и промежуточные воды шельфового происхождения. Нами установлена связь между средней солёностью перемешанного слоя и потоком соли через Берингов пролив. При трехлетнем сдвиге коэффициент корреляции оказался равным $r = 0,57$. Временной сдвиг показывает, что аномалия соли, прошедшая через пролив, через три года изменит солёность на значительной части Амеразийского суббассейна.

Межгодовая изменчивость средней солёности и толщины галоклина оказались зависящими от речного стока из морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Большие значения коэффициентов корреляции (более 0,8 по модулю) были получены при временном сдвиге 4 года, время, по-видимому, достаточное для того, чтобы опресненные воды из морей достигли АБ и были вовлечены в антициклонический круговорот.

Оценка косвенного влияния объема пресной воды, поступающей в поверхностный слой в результате таяния льда, осуществлялась путем корреляции средней солёности перемешанного слоя с величиной площади открытой воды в арктических морях в сентябре. В результате большой отрицательный коэффициент корреляции ($r = -0,73$) был получен между изменчивостью средней солёности перемешанного слоя Амеразийского суббассейна и площади чистой воды в Чукотском море. Таким образом, увеличение таяния льда, пропорциональное площади открытой воды, сопровождается уменьшением солёности поверхностного слоя в следующий зимний период.

Вариации средней толщины перемешанного слоя в Евразийском суббассейне оказались связанными с величиной средней солёности, коэффициент корреляции с которой равен $r = 0,78$. Механизм этого процесса таков. Увеличение солёности поверхностных вод сопровождается уменьшением числа Вайсяля–Брента (рис. 6д) за счет уменьшения градиента солёности в галоклине, что способствует интенсификации процесса диффузии соли и увеличению толщины поверхностного слоя.

Средняя толщина перемешанного слоя Евразийского суббассейна зависит также от типа атмосферной циркуляции, моделируемого индексом АО. Коэффициент корреляции со среднегодовым значением индекса АО при временном сдвиге в 1 год равен $r = 0,68$. Это означает, что при доминанте циклонического типа атмосферной циркуляции средняя толщина слоя увеличивается, а в период влияния антициклонического типа атмосферной циркуляции – уменьшается. Ранее на эту закономерность обратили внимание Е.Г.Никифоров и А.О.Шпайхер [1980].

В отличие от Евразийского суббассейна в Амеразийском суббассейне толщина перемешанного слоя зависит от других параметров. Она тесно связана с типом атмосферной циркуляции, моделируемым индексом PNA (Pacific North American-like, PNA, [Overland, Wang, 2011]), осредненным за июль–сентябрь предшествующего года. Коэффициент корреляции равен $r = -0,95$. На толщину перемешанного слоя Амеразийского суббассейна оказывает существенное влияние расход вод через Берингов пролив. Коэффициент корреляции равен $r = 0,82$ при временном сдвиге 3 года. В силу различия факторов, влияющих на формирование толщины слоя в обоих суббассейнах, межгодовые изменения этого параметра в Евразийском суббассейне не совпадают с таковыми в Амеразийском суббассейне (рис. 6б).

Изменчивость чисел Вяйсяля–Брента в обоих суббассейнах в значительной степени зависит от средней солености перемешанного слоя. Чем выше средняя соленость перемешанного слоя, тем меньше градиент солености с подстилающими водами (атлантическими или тихоокеанскими), что приводит к ослаблению устойчивости в слое скачка солености и, соответственно, уменьшению чисел Вяйсяля–Брента. В Евразийском суббассейне этот процесс сопровождается также увеличением толщины перемешанного слоя и заглублением максимального градиента солености.

В Амеразийском суббассейне механизм изменчивости глубины залегания максимального градиента солености несколько другой. На основе корреляционного анализа можно предположить следующую цепочку взаимосвязей: увеличение расхода через Берингов пролив через 3 года приводит к увеличению толщины перемешанного слоя, что, в свою очередь, еще через два года способствует заглублению горизонта максимального градиента солености. Коэффициент корреляции между расходом через Берингов пролив и глубиной залегания максимального градиента солености с временным сдвигом 5 лет равен $r = 0,81$.

В статистических расчетах использовался 5-процентный уровень значимости. Это означает, что при данной длине выборки все коэффициенты корреляции, превышающие по модулю величину 0,75, являются статистически значимыми с вероятностью 95 %. Наличие довольно тесных связей между изменчивостью параметров поверхностного слоя и индексами атмосферной циркуляции и другими факторами представляется нам убедительным, даже несмотря на малую длину выборки, поскольку величины коэффициентов корреляции довольно высоки.

ВЫВОДЫ

1. Пространственное распределение параметров поверхностного слоя и галоклина на акватории АБ отличается большим разнообразием. Величина толщины перемешанного слоя растет от евразийского к канадскому материковому склону, изменяясь почти в два раза. Средняя соленость перемешанного слоя в АБ изменяется, уменьшаясь с запада на восток от котловины Нансена к Канадской котловине более чем на 2 ‰. Зона наибольшей изменчивости солености, где амплитуда межгодовых колебаний достигала 1,8 ‰, в 1973–1979 гг. была вытянута вдоль хребта Ломоносова.

2. В галоклине минимальные значения разности соленостей на нижней и верхней границах галоклина наблюдаются в районе севернее Шпицбергена и Земли Франца-Иосифа. Далее на восток разница соленостей увеличивается, поскольку влияние атлантических вод ослабевает, но возрастает влияние распреснения поверхностного слоя за счет стока рек. В целом пространственное распределение частот Вяйсяля–Брента повторяет распределение разностей солености на границах галоклина. Пространственное распределение толщины галоклина сопряжено с распределением толщины перемешанного слоя.

3. Амплитуда изменчивости параметров поверхностного слоя в Евразийском суббассейне значительно больше таковой для Амеразийского суббассейна, за исключением толщины перемешанного слоя, которая в обоих суббассейнах меняется с одинаковой амплитудой, но в противофазе.

4. Статистический анализ показал зависимость параметров поверхностного слоя и галоклина от типа атмосферной циркуляции, интенсивности потока атлантических и тихоокеанских вод в АБ, таяния льда и речного стока.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- Гарманов А.Л., Колтышев А.Е., Никифоров Е.Г., Тимохов Л.А., Морисон Дж. Верхний перемешанный слой в Арктическом бассейне // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 149–189.
- Лебедев Н.В., Тимохов Л.А., Нитишинский М.А. Параметрическая модель вертикальных профилей (оценки толщины верхнего перемешанного слоя по данным наблюдений на стандартных горизонтах) // Тр. ААНИИ. 2008. Т. 448. С. 242–247.
- Мамаев О.И. Термохалинный анализ вод Мирового океана. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 296 с.
- Никифоров Е.Г. Стеродинамическая система Северного Ледовитого океана. СПб.: ААНИИ, 2006. 174 с.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 269 с.
- Тимохов Л.А., Чернявская Е.А., Никифоров Е.Г. и др. Пространственно-временная изменчивость зимней солёности воды в слое 5–50 м Арктического бассейна // Проблемы Арктики и антарктики. 2011. № 3 (89). С. 5–19.
- Трешников А.Ф. Поверхностные воды в Арктическом бассейне // Проблемы Арктики. 1959. № 7. С. 5–14.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Радионов В.Ф. и др. Научные исследования в Арктике. Научно-исследовательские дрейфующие станции «Северный полюс». Т. 1. СПб.: Наука, 2005. 267 с.
- Шуришов П.П. Научные результаты дрейфа станции «Северный полюс» // Общее собрание АН СССР 14–17 февраля 1944 г. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1944. С. 110–140.
- Gudkovich Z.M., Proshutinsky A.Yu., Timokhov L.A., Koltyshev A.E., 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 No. 1232. September 2004. 3 p.
- 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.

E.A.CHERNYAVSKAYA, L.A.TIMOKHOV

CHARACTERISTICS OF THE ARCTIC OCEAN SURFACE LAYER AND UNDERLYING HALOCLINE IN WINTER (ACCORDING TO THE 1973–1979 PERIOD)

The paper presents the results of calculations of the mixed layer thickness, depth of maximum salinity gradient and halocline thickness obtained using the most comprehensive oceanographic data base for 1973–1979. The features of the spatial and interannual variability of the surface layer characteristics and underlying halocline in the Arctic Ocean in winter (thickness of the mixed layer, the mean salinity of the mixed layer, the mean Brunt-Väisälä frequency in the layer of halocline, halocline thickness and salinity differences at the upper and lower boundaries of the halocline) are investigated. Analysis of the surface layer state and the halocline showed that interannual variability of the surface layer parameters in the Eurasian basin determined mainly by influence of the Atlantic water and atmospheric circulation. The main factors that determine the variability of the Canadian basin surface layer are the atmospheric processes, the Pacific water inflow through the Bering Strait, ice melting and river runoff in the Laptev sea and the East Siberian sea.

Keywords: Arctic Ocean, mixed layer, halocline, modeling.

ВЫНУЖДЕННЫЕ ТОПОГРАФИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ В ПОЛЕ УРОВНЯ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ СИБИРСКОГО ШЕЛЬФА

д-р геогр. наук Е.А.ЗАХАРЧУК, канд. геогр. наук Н.А.ТИХОНОВА

СПО ФГБУ «Государственный океанографический институт имени Н.Н.Зубова», Санкт-Петербург, e-mail: spb.soi@yandex.ru

На основе статистических методов исследуются особенности генерации под действием анемобарических сил волнообразных колебаний уровня синоптического масштаба, которые идентифицируются как бароклинные топографические волны. Выявлена значительная нестационарность взаимосвязи колебаний уровня моря с различными метеорологическими процессами. Показано, что передача энергии от анемобарических возмущений к движению морских вод в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов происходит чаще всего в тех районах арктических морей, где формируются условия с резкой стратификацией, которые наиболее благоприятны для генерации и эволюции бароклинных топографических волн. Такими районами, как показали результаты взаимного корреляционного анализа, являются акватории, прилегающие к устьевым участкам рек Оби, Енисея и Лены.

Ключевые слова: арктические моря России, колебания уровня, синоптическая изменчивость, бароклинные топографические волны, статистический анализ, взаимный корреляционный анализ, анемобарические силы, механизмы генерации синоптических колебаний уровня.

ВВЕДЕНИЕ

Первая волновая интерпретация колебаний уровня в арктических морях сибирского шельфа в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов была сделана Г.В.Алексеевым [Алексеев, 1969]. Однако эти результаты не получили дальнейшего развития, и типы выделенных волн не были определены.

В дальнейшем изучение низкочастотных волн в поле уровня арктических морей России было продолжено в работах [Войнов, Захарчук, 1999; Voinov, Zakharchuk, 1999; Захарчук, 2001; Zakharchuk, 2002; Захарчук, 2008]. Авторами было показано, что максимальные величины возмущений уровня синоптического масштаба в зависимости от района варьируют от десятков сантиметров до нескольких метров, они вносят доминирующий вклад в суммарную дисперсию колебаний уровня в большинстве регионов морей сибирского шельфа и имеют выраженную волновую структуру. На волновую природу колебаний указывали узкополосные значимые пики спектральной плотности на отдельных частотах синоптического диапазона, высокие значения когерентности колебаний уровня при наличии разности фаз на частотах энергонесущих максимумов взаимных спектров, монотонное изменение фазы колебаний уровня моря в диапазоне периодов от нескольких суток до нескольких недель, свидетельствующее о поступательном волновом движении. На основе статистического анализа рядов среднесуточных значений уровня в береговых пунктах были оценены различные характеристики низкочастотных волновых возмущений. Эти оценки показали, что в синоптическом

диапазоне пространственно-временных масштабов волны распространяются преимущественно в восточном направлении со скоростями от 0,6 до 11 м/с и имеют длины от сотен до тысяч километров [Войнов, Захарчук, 1999; Voinov, Zakharchuk, 1999; Zakharchuk, 2002; Захарчук, 2008]. Для идентификации выделенных в поле уровня моря низкочастотных волн было проведено сравнение их характеристик с известными теоретическими дисперсионными соотношениями волн Кельвина и различных видов градиентно-вихревых волн. Это сравнение показало, что волнообразные низкочастотные возмущения в поле уровня морей сибирского шельфа идентифицируются как бароклинные топографические волны, для генерации и эволюции которых наиболее благоприятны условия выраженной стратификации вод [Захарчук, 2008].

Топографические волны относятся к классу захваченных градиентно-вихревых волн [Тареев, 1974], генерирующихся только в диапазоне частот, более низком по отношению к частоте инерционных колебаний [Ефимов и др., 1985; Белоненко и др., 2004]. Волнообразующий механизм для этих волн связан с совместным эффектом неоднородности рельефа дна и вращения Земли. Топографические волны всегда распространяются вдоль изобат в циклоническом направлении относительно открытого океана, оставляя зону подъема дна справа в Северном полушарии и слева – в Южном. Их энергия локализуется только в зоне захвата, связанной с уклонами дна (например, шельфа), и затухает за ее пределами. Уменьшение амплитуды волн происходит по затухающей косинусоиде от зоны малых глубин в сторону их увеличения. То есть эти волны имеют горизонтальную модовую структуру. Частным случаем топографических волн являются шельфовые волны.

Остаются плохо изученными особенности генерации топографических волн в поле уровня арктических морей под действием анемобарических сил. В работах [Мустафин, 1965; Алексеев, 1973] исследовались статистические связи между колебаниями уровня у побережья арктических морей и ветром в навигационный период (июль–сентябрь). При этом влияние ветра описывалось эффективным градиентом атмосферного давления. Предпринимались попытки оценки взаимосвязи синоптических колебаний уровня в арктических морях непосредственно с воздействием ветра. Так, В.Е.Привальский [Привальский, 1970] исследовал корреляционную связь с широтной составляющей ветровых потоков. Обоснованность подобных подходов при оценке влияния ветра на формирование сгонно-нагонных колебаний уровня является весьма дискуссионной с физической и методической точек зрения.

В данной статье на основе статистических методов анализа случайных скалярных и векторных процессов исследуются особенности генерации волнообразных колебаний уровня синоптического масштаба под действием анемобарических сил.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для проверки гипотезы о вынужденных градиентно-вихревых волнах анемобарического происхождения в поле уровня морей сибирского шельфа были исследованы особенности статистических связей между колебаниями уровня синоптического масштаба и различными метеорологическими характеристиками. Для анализа использовались ряды среднесуточных значений уровня моря на 24 станциях арктических морей сибирского шельфа прибрежной сети Росгидромета (см. рис. 1а). Ряды уровня моря охватывали период с 1962 по 1984 г. (23 года) за исключением станции о. Жохова, где из-за больших пропусков в массиве уровневых наблюдений использовались ряды продолжительностью 20 лет (1965–1984 гг.). На выбор периода наблюдений по-

влияли прежде всего плотность станций и длительность измерений при наименьшем количестве пропусков и брака в рядах уровня моря.

Синхронные с уровнем моря ряды среднесуточных значений метеорологических характеристик были получены из массива срочных полей атмосферного давления (P_a) и ветра ($\vec{W}$), разработанного на основе реанализа метеорологических данных (NCEP/NCAR Reanalysis). С помощью этого массива для точек сетевых измерений уровня моря рассчитывались ряды среднесуточных значений горизонтального градиента атмосферного давления ($\text{grad } P_a$) и тангенциального напряжения ветра $\vec{\tau}_w = c_a \rho_a \vec{W} | \vec{W} |$ (где c_a – безразмерный коэффициент, ρ_a – плотность воздуха).

Учет влияния неоднородности поля тангенциального напряжения ветра на генерацию синоптических колебаний уровня моря производился через оценку его пространственного градиента ($\text{grad } \vec{\tau}_w$), который в двухмерном случае представляет собой тензор 2-го ранга [Рожков, 2005]:

$$\text{grad } \vec{\tau}_w = \begin{pmatrix} \frac{\partial \tau_x}{\partial x} & \frac{\partial \tau_y}{\partial x} \\ \frac{\partial \tau_x}{\partial y} & \frac{\partial \tau_y}{\partial y} \end{pmatrix}, \quad (1)$$

где τ_x, τ_y – составляющие силы тангенциального напряжения ветра соответственно на параллель и меридиан. Симметричная часть тензора (1) имеет линейный инвариант I_1 , который выражает дивергенцию тангенциального напряжения ветра:

$$I_1 = \frac{\partial \tau_x}{\partial x} + \frac{\partial \tau_y}{\partial y} = \text{div } \vec{\tau}_w. \quad (2)$$

Кососимметричная часть тензора (1) имеет инвариант Ω , который выражает собой завихренность тангенциального напряжения ветра:

$$\Omega = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) = \frac{1}{2} \text{rot}_z \vec{\tau}. \quad (3)$$

Исходя из этого, для двух пар гидрометеорологических параметров – тангенциального напряжения ветра ($\vec{\tau}_w$) и уровня моря (ζ), а также горизонтального градиента атмосферного давления ($\text{grad } P_a$) и уровня моря (ζ) – рассчитывались множественные коэффициенты корреляции по методике взаимного корреляционного анализа между скалярными и векторными процессами, изложенной в работах В.А.Рожкова [Рожков, 2002]. Следуя этой методике, вначале рассчитывались матрицы коэффициентов взаимных корреляций следующего вида:

$$D_{\eta V} = \begin{vmatrix} r_{\eta\eta} & r_{\eta u} & r_{\eta v} \\ r_{u\eta} & r_{uu} & r_{uv} \\ r_{v\eta} & r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix}; \quad D_{uv} = \begin{vmatrix} r_{uu} & r_{uv} \\ r_{vu} & r_{vv} \end{vmatrix}, \quad (4)$$

где $D_{\eta V}$ и D_{uv} – определители матриц, η – скалярный процесс, V – векторный процесс, u, v – составляющие векторного процесса на параллель и меридиан соответственно, $r_{\eta\eta}, r_{\eta u}, r_{\eta v}, \dots, r_{vv}$ – коэффициенты взаимной корреляции.

Затем рассчитывался множественный коэффициент взаимной корреляции между скалярным (η) и векторным процессами ($\vec{\tau}_w$ или $\text{grad } P_a$):

$$R_{\eta\nu} = \sqrt{1 - \frac{D_{\eta\nu}}{D_{uv}}} . \quad (5)$$

Исследование особенностей статистических связей между волнообразными колебаниями уровня моря синоптического масштаба и ротором, а также дивергенцией тангенциального напряжения ветра производилось по известным формулам путем оценивания нормированной взаимной корреляционной функции:

$$r_{\zeta,\eta}(\tau) = \frac{K_{\zeta,\eta}(\tau)}{\sqrt{K_{\zeta}(0)K_{\eta}(0)}} , \quad (6)$$

где $K_{\zeta}(0), K_{\eta}(0)$ – дисперсии двух скалярных процессов, а $K_{\zeta,\eta}(\tau) = \frac{1}{T-\tau} \int_0^{T-\tau} \zeta(t)\eta(t+\tau)dt$ – их взаимная ковариационная функция.

На основании изложенных выше методических подходов был проведен взаимный корреляционный анализ между рядами среднесуточных значений уровня моря и различными метеорологическими характеристиками ($\text{grad}P_a, \bar{\tau}_w, \text{rot}\bar{\tau}_w, \text{div}\bar{\tau}_w$). Предварительно из всех рядов уровня моря и реализаций метеорологических параметров с помощью Фурье-анализа, выполненного по методу наименьших квадратов с учетом нестационарности процессов, были исключены сезонные колебания (годовая, полугодовая, третьгодовая и четвертьгодовая волны). Взаимный корреляционный анализ проводился в стационарном приближении и с учетом нестационарности гидрометеорологических процессов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

В табл. 1 представлены пределы изменений максимальных коэффициентов корреляции, оцененных в стационарном приближении, между колебаниями уровня моря синоптического масштаба (ζ) и различными метеорологическими параметрами. Несмотря на то, что эти оценки, в зависимости от района, меняются в несколько раз, с тенденцией их увеличения с севера на юг от островных станций к материковым, в целом значения коэффициентов максимальной корреляции очень низкие, что свидетельствует об отсутствии стационарной связи между синоптическими колебаниями уровня и анемобарическими силами.

Для исследования нестационарности статистической связи между уровнем моря и метеорологическими предикторами остаточные среднесуточные ряды гидрометеорологических параметров были разделены на синхронные трехмесячные реализации. Между синхронными отрезками рядов уровня моря и метеорологическими характе-

Таблица 1

Пределы изменений максимальных коэффициентов корреляции, оцененных в стационарном приближении, между колебаниями уровня моря синоптического масштаба (ζ) и различными метеорологическими параметрами

Коррелируемые величины	Карское море	Море Лаптевых	Восточно-Сибирское море	Чукотское море
$\zeta \times \bar{\tau}_w$	$0,13 \div 0,53$	$0,21 \div 0,53$	$0,34 \div 0,41$	$0,19 \div 0,46$
$\zeta \times \text{grad}P_a$	$0,15 \div 0,57$	$0,23 \div 0,53$	$0,36 \div 0,45$	$0,15 \div 0,47$
$\zeta \times \text{rot}\bar{\tau}_w$	$0,10 \div 0,30$	$-0,35 \div 0,29$	$-0,26 \div 0,11$	$-0,19 \div 0,05$
$\zeta \times \text{div}\bar{\tau}_w$	$-0,12 \div 0,22$	$-0,31 \div 0,22$	$-0,29 \div 0,12$	$-0,26 \div 0,08$

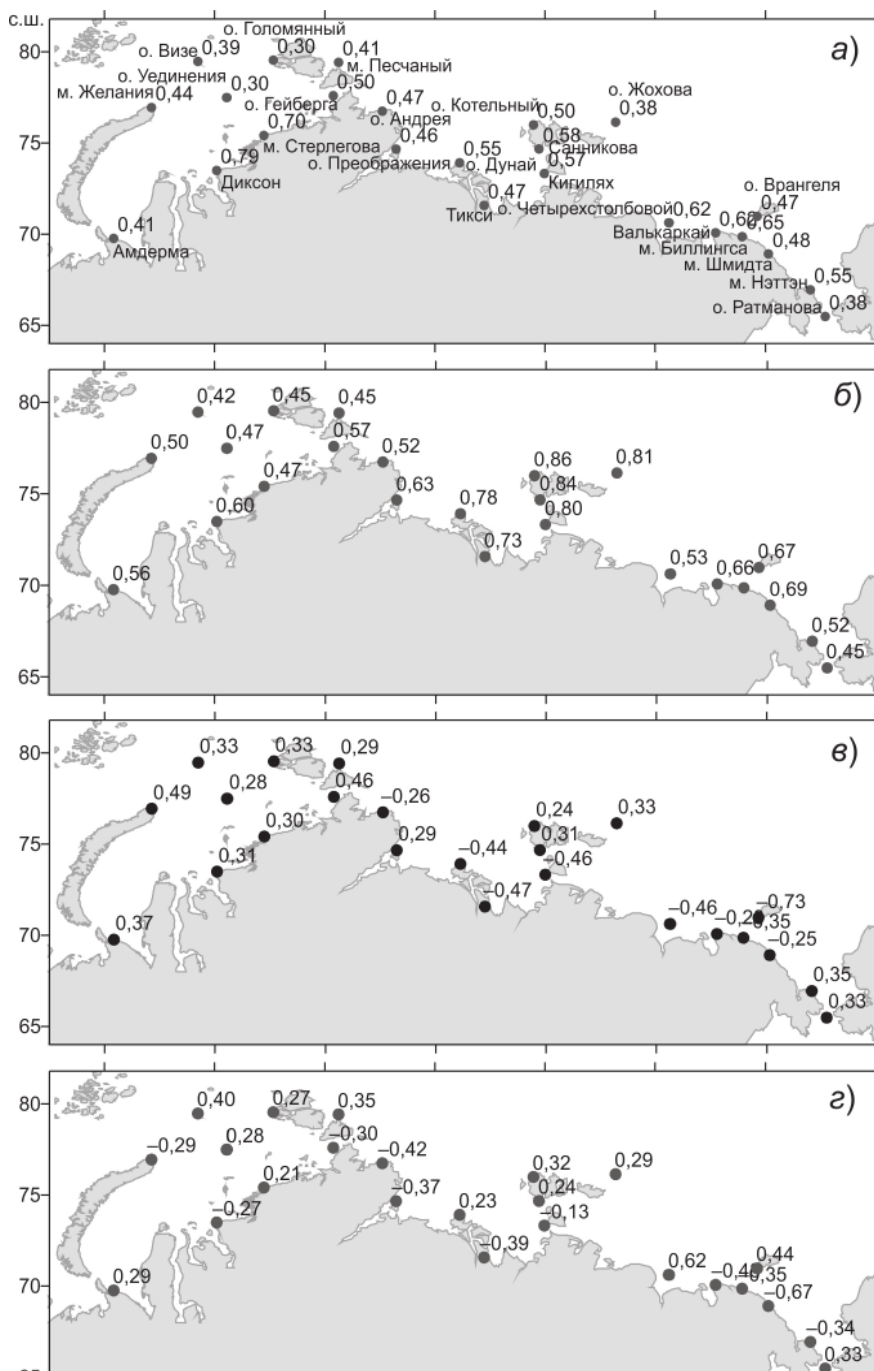


Рис. 1. Примеры распределения в пространстве коэффициентов максимальной корреляции между синоптическими колебаниями уровня и анемобарическими силами в отдельные сезоны: между ζ и $\bar{\tau}_w$ весной 1972 г. (а), между ζ и $\text{grad } P_a$ осенью 1978 г. (б), между ζ и $\text{got } \bar{\tau}_w$ летом 1969 г. (в), между ζ и $\text{div } \bar{\tau}_w$ зимой 1969 г.

ристиками проводился взаимный корреляционный анализ. На рис. 1 представлены примеры распределения в пространстве оценок максимальных коэффициентов корреляции между синоптическими колебаниями уровня моря и метеорологическими характеристиками в отдельные сезоны разных лет. Обращает на себя внимание локализация регионов высокой корреляции колебаний уровня с метеорологическими предикторами. Например, весной 1972 г. высокая связь между колебаниями уровня моря синоптического масштаба и тангенциальным напряжением ветра (см. рис. 1а) отмечалась только в центральной части материкового побережья Карского моря (станции Диксон и м. Стерлегова) и юго-восточном регионе Восточно-Сибирского моря (о. Четырехстолбовой, Валькаркай, м. Биллингса). Осенью 1978 г. высокие значения коэффициента корреляции между уровнем моря и горизонтальным градиентом атмосферного давления (рис. 1б) наблюдались на юге и востоке моря Лаптевых, на северо-западе и юго-востоке Восточно-Сибирского моря и на юго-западе Чукотского моря. Распределение в пространстве максимальных коэффициентов корреляции между синоптическими колебаниями уровня и завихренностью тангенциального напряжения ветра показывает, что высокая корреляция между этими процессами летом 1969 г. отмечалась только в районе о. Врангеля в Чукотском море (рис. 1в). Зимой 1969 г. высокая связь между ζ и $\text{div } \bar{\tau}_w$ наблюдалась только на юго-востоке Восточно-Сибирского моря и на юго-западе Чукотского моря (рис. 1г).

На рис. 2 приведены примеры изменений во времени значений максимальных коэффициентов корреляции между синоптическими колебаниями уровня моря и различными метеорологическими процессами на отдельных станциях морей сибирского шельфа. Отмечается значительная нестационарность взаимосвязи колебаний уровня моря синоптического масштаба с анемобарическими силами. В одни сезоны коэффициенты корреляции очень низкие, а в другие – они достигают высоких значений (0,60 – 0,86). В подавляющем большинстве случаев при корреляции ζ и $\bar{\tau}_w$ низкие значения коэффициентов максимальной корреляции ($< 0,60$) отмечаются в зимние сезоны, что связано с демпфирующим влиянием ледяного покрова на воздействие тангенциального напряжения ветра. В отличие от этого результата при корреляции ζ и $\text{grad } P_a$ случаи с высоким уровнем статистической связи распределяются приблизительно равномерно между различными сезонами. Столь выраженная нестационарность статистической связи проявляется и при взаимном корреляционном анализе между ζ и $\text{rot } \bar{\tau}_w$, $\text{div } \bar{\tau}_w$. В Карском море, за исключением станции о. Гейберга, отмечаются отрицательные тренды в изменениях во времени максимальных коэффициентов корреляции между уровнем моря и $\bar{\tau}_w$, $\text{grad } P_a$, в то время как в море Лаптевых такие тренды имеют как положительный, так и отрицательный знак, а в Восточно-Сибирском и Чукотском морях во всех случаях тренды только положительные. Зимой 1978 г. ни в одном из рассматриваемых пунктов арктических морей вообще не отмечалось высокой корреляции между синоптическими колебаниями уровня моря и тангенциальным напряжением ветра, а также ротором и дивергенцией тангенциального напряжения ветра (результаты не показаны на рисунках). В этот зимний период высокое значение коэффициента корреляции (0,68) наблюдалось только между уровнем моря и горизонтальным градиентом атмосферного давления на станции м. Шмидта в Чукотском море. По-видимому, в отмеченный выше зимний период топографические волны в поле уровня моря генерировались под действием $\bar{\tau}_w$ в других регионах Северного Ледовитого океана (например, в Баренцевом море), а в моря сибирского шельфа они распространялись уже в основном в виде свободных волн.

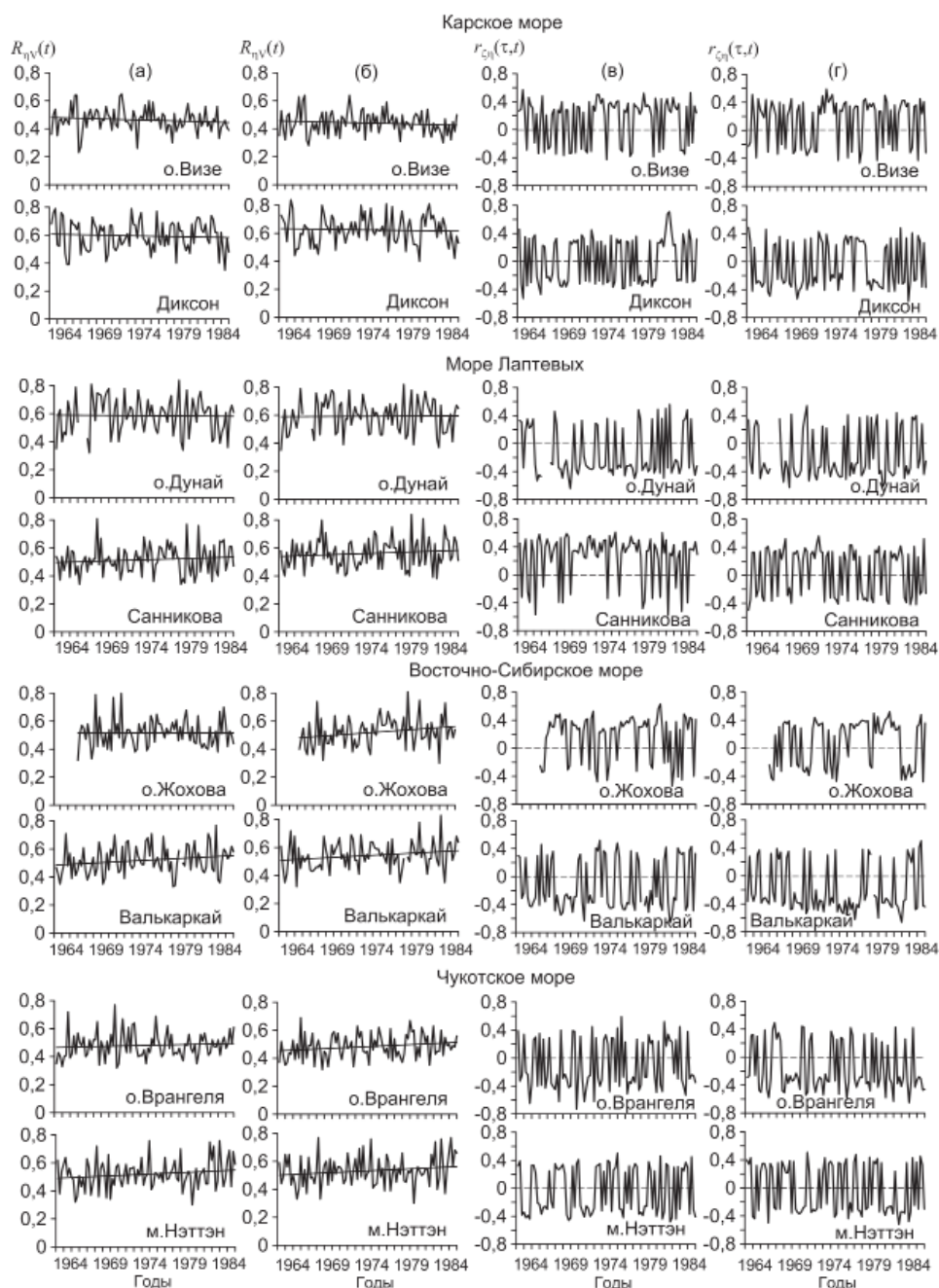


Рис. 2. Изменение во времени коэффициентов максимальной корреляции между синоптическими колебаниями уровня в морях сибирского шельфа и тангенциальным напряжением ветра (а), уровнем и горизонтальным градиентом атмосферного давления (б), уровнем и ротором ветра (в), уровнем и дивергенцией ветра (г). Прямой линией выделен тренд.

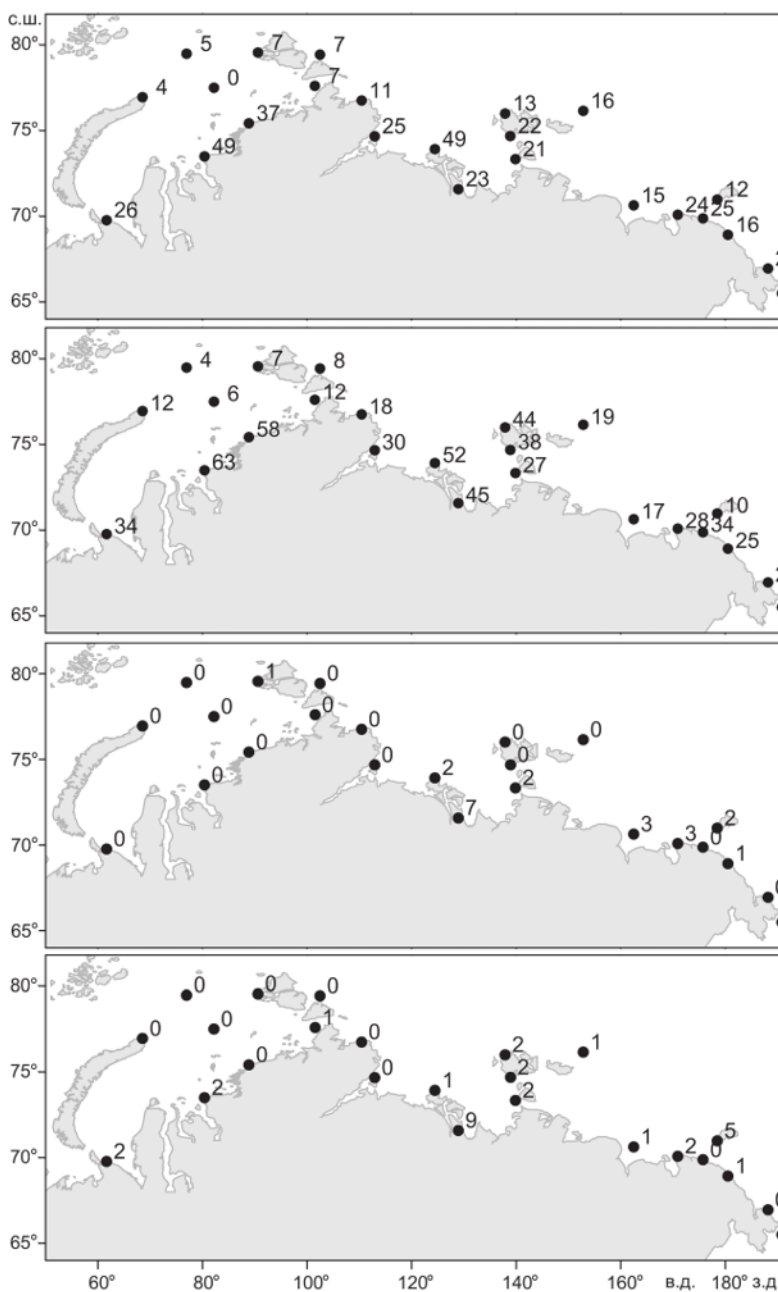


Рис. 3. Число случаев (в %) от общего количества сезонов отдельных лет (1962–1984 гг.), когда коэффициенты максимальной корреляции между синоптическими колебаниями уровня и тангенциальным напряжением ветра (*а*), уровнем и горизонтальным градиентом атмосферного давления (*б*), уровнем и дивергенцией тангенциального напряжения ветра (*в*), уровнем и ротором тангенциального напряжения ветра (*г*) в береговых пунктах морей сибирского шельфа имели значения $\geq 0,6$.

На рис. 3 для каждой станции представлено количество случаев в процентах от общего числа трехмесячных реализаций, когда коэффициенты максимальной корреляции между синоптическими колебаниями уровня и анемобарическими силами имели высокие значения ($\geq 0,6$). Хорошо видно, что в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов генерация волновых возмущений в поле уровня моря чаще всего осуществляется под действием сил тангенциального напряжения ветра и горизонтального градиента атмосферного давления, хотя, в зависимости от района, частота случаев высокой корреляции с этими метеорологическими предикторами значительно меняется. Например, на станции о. Уединения за все 23 года ни в один из 92 рассматриваемых сезонов высокая корреляция ($\geq 0,60$) между ζ и $\bar{\tau}_w$ вообще не отмечалась (см. рис. 3а). Результаты, представленные на рис. 3 (в, г) свидетельствуют также о том, что формирование синоптических колебаний уровня моря под воздействием дивергенции и завихренности поля тангенциального напряжения ветра весьма редкое явление. Так, в Карском море и море Лаптевых выделяются обширные регионы (см. рис. 3 (в, г)), где ни разу за рассматриваемый нами 23-летний период не отмечалось случаев высокой корреляции между колебаниями уровня моря синоптического масштаба и ротором и дивергенцией тангенциального напряжения ветра. Лишь в районе станции Тикси в 7–9 % случаев наблюдается высокая корреляция между колебаниями уровня и ротором и дивергенцией тангенциального напряжения ветра.

Анализ рис. 3 (а, б) показывает также, что в морях сибирского шельфа выделяются два района, где значительно чаще отмечается высокая корреляция между волнообразными колебаниями уровня синоптического масштаба и силами тангенциального напряжения ветра и горизонтального градиента атмосферного давления. В Карском море это центральная часть материкового побережья в районе станций Диксон и м. Стерлегова, а в море Лаптевых – районы, прилегающие к дельте реки Лены (о. Дунай и Тикси), а также к Новосибирским островам (о. Котельный и Санникова). Здесь повторяемость случаев высоких значений коэффициентов взаимной корреляции достигает 37–49 % для уровня моря и тангенциального напряжения ветра и 38–63 % для уровня и горизонтального градиента атмосферного давления.

Если мы обратимся к рис. 4, где изображены средние многолетние поля солености на поверхности морей сибирского шельфа [Климатические поля термохалинных характеристик моря Лаптевых, 2007; Атлас термохалинных характеристик Карского моря, 2008; ЭСП по океанографии Чукотского моря, 2009], то увидим, что выявленные нами регионы, где чаще всего отмечаются случаи высокой корреляции между волнообразными колебаниями уровня синоптического масштаба и анемобарическими силами, соответствуют районам наибольшего распреснения морских вод за счет материкового стока, связанного, прежде всего, со стоком рек Оби и Енисея в Карском море и Лены – в море Лаптевых. В связи с этим в указанных акваториях, по сравнению с другими районами морей сибирского шельфа, отмечается наиболее резкая стратификация. Например, мористее о. Диксон и дельты Лены даже в зимний период изменение средней многолетней условной плотности от поверхности до дна достигает более 10 у.е., в то время как в других районах Карского моря вертикальный перепад плотности в несколько раз меньше [Атлас термохалинных характеристик Карского моря, 2008; Климатические поля термохалинных характеристик моря Лаптевых, 2007].

Таким образом, в арктических морях на морских акваториях, прилегающих к устьевым участкам рек Оби, Енисея и Лены, складываются наиболее благоприятные

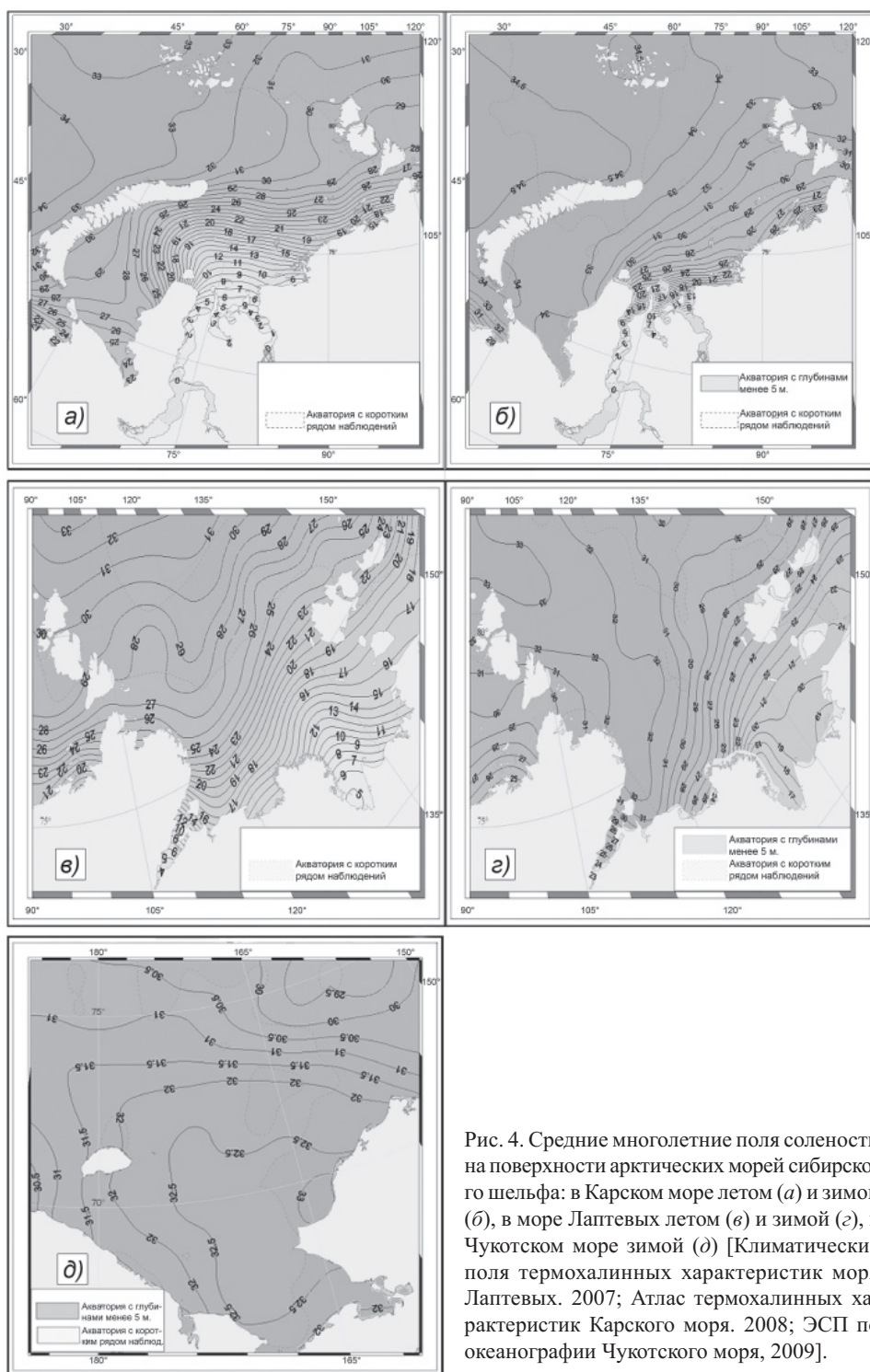


Рис. 4. Средние многолетние поля солёности на поверхности арктических морей сибирского шельфа: в Карском море летом (а) и зимой (б), в море Лаптевых летом (в) и зимой (з), в Чукотском море зимой (д) [Климатические поля термохалинных характеристик моря Лаптевых. 2007; Атлас термохалинных характеристик Карского моря. 2008; ЭСП по океанографии Чукотского моря, 2009].

условия для генерации под действием анемобарических сил бароклинных топографических волн, которые проявляются в значительных волнообразных колебаниях уровня моря синоптического масштаба.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные в данной статье результаты позволяют предложить следующую трактовку механизмов генерации волнообразных колебаний уровня синоптического масштаба в арктических морях сибирского шельфа. Максимальная продолжительность штормов в этих морях варьирует от 6 часов до нескольких суток [Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР, 1986], поэтому штормовые нагоны здесь формируются не в синоптическом, а в более высокочастотном – мезомасштабном диапазоне (периоды изменчивости часы – сутки [Монин, 1972]). Из-за очень большой изменчивости ветра формирование сгонно-нагонных колебаний уровня в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов имеет слабо выраженный характер, и отклик водных масс на воздействие анемобарических сил является, главным образом, не локальным, а волновым. Сравнение эмпирических и теоретических дисперсионных соотношений низкочастотных волн показало, что природные условия шельфовой зоны исследуемых морей наиболее благоприятны для генерации в поле уровня бароклинных топографических волн, для существования которых наиболее приемлемы условия выраженной стратификации водных масс [Захарчук, 2008]. Поэтому передача энергии от анемобарических возмущений к движению морских вод в синоптическом диапазоне пространственно-временных масштабов происходит не везде, а только в тех районах арктических морей, где формируются условия с резкой стратификацией. Такими районами, как показали полученные выше результаты взаимного корреляционного анализа, являются акватории, прилегающие к устьевым участкам рек Оби, Енисея и Лены. Именно здесь чаще всего отмечаются случаи высокой корреляции между колебаниями уровня моря синоптического масштаба и метеорологическими предикторами. Эти районы в арктических морях можно рассматривать как своеобразные энергоактивные зоны синоптического масштаба. Водные массы данных акваторий при прямом воздействии анемобарических сил выводятся из равновесного состояния, после чего начинают действовать возвращающие силы, связанные с совместным эффектом изменчивости донной топографии, вращения Земли и сил плавучести, приводящие к генерации в поле уровня моря вынужденных бароклинных топографических волн. Эти волны могут генерироваться также и в результате резонанса между анемобарическими силами и собственными колебаниями бассейна, которые, по-видимому, связаны со свободными топографическими волнами. Такой резонанс возможен, когда скорости и направления перемещающихся над арктическими морями атмосферных циклонов и антициклонов будут равны фазовым скоростям свободных топографических волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.В. Физико-статистическое исследование непериодических колебаний уровня арктических морей: Автореф. дис. ... канд. физ.-мат. наук. Л.: 1969. 19 с.

Алексеев Г.В. Статистический анализ влияния ветровых полей на уровень в арктических морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 1973. Вып. 41. С. 30–35.

Атлас термохалинных характеристик Карского моря: Электронно-справочное пособие. Федеральная целевая программа «Мировой океан», подпрограмма «Создание единой системы информации об обстановке в Мировом океане» (ЕСИМО). СПб., 2008. CD-ROM.

Белоненко Т.В., Захарчук Е.А., Фукс В.Р. Градиентно-вихревые волны в океане. СПб.: Изд.-во СПбГУ, 2004. 214 с.

Войнов Г.Н., Захарчук Е.А. Долгопериодные приливы и шельфовые волны в Чукотском море // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 65–76.

Гидрометеорологические условия шельфовой зоны морей СССР. Тома: 7, 11, 12, 13. Л.: Гидрометеиздат, 1986. 280 с.

Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В. Волны в пограничных областях океана. Л.: Гидрометеиздат, 1985. 280 с.

Захарчук Е.А. Об интенсивности колебаний уровня Карского моря в разных временных масштабах // Метеорология и гидрология. 2001. № 7. С. 73–88.

Захарчук Е.А. Синоптическая изменчивость уровня и течений в морях, омывающих северо-западное и арктическое побережья России. СПб.: Гидрометеиздат, 2008. 359 с.

Климатические поля термохалинных характеристик моря Лаптевых: Электронно-справочное пособие. Федеральная целевая программа «Мировой океан», подпрограмма «Создание единой системы информации об обстановке в Мировом океане» (ЕСИМО). СПб., 2007. CD-ROM.

Монин А.С. Классификация нестационарных процессов в океане // Изв. АН СССР. 1972. № 7. С. 26–30.

Мустафин Н.В. Методика прогноза сгонно-нагонных колебаний уровня для арктических морей // Тр. Центр. института прогнозов. 1965. Вып. 142. С. 86–92.

Привальский В.Е. О спектре нерегулярных колебаний уровня моря // Труды ГОИН. 1970. Вып. 103. С. 74–76.

Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга II. СПб.: Гидрометеиздат, 2002. 780 с.

Рожков В.А. На пути к статистической гидрометеорологии // Труды ГОИН. № 209. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. С. 217–247.

Тареев Б.А. Динамика бароклинных возмущений в океане. М.: Изд.-во МГУ, 1974. 187 с.

Электронно-справочное пособие по океанографии Чукотского моря. Федеральная целевая программа «Мировой океан», подпрограмма «Создание единой системы информации об обстановке в Мировом океане» (ЕСИМО). СПб., 2009. CD-ROM.

Voinov G.N., Zakharchuk E.A. Large-Scale Variations of Sea Level in the Laptev Sea // Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I., Eicken H., Hubberten H.-W., Melles M., Thiede J., Timokhov L. (eds.). Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 25–36.

Zakharchuk E.A. Non-Tidal Sea Level Oscillations // Volkov V.A., Johannessen O.M., Borodachov V.E., Voinov G.N., Pettersson L.H., Bobylev L.P., Kouraev A.V. (eds.). Polar Seas Oceanography. An integrated case study of the Kara Sea. Chichester, UK: Praxis Publishing, 2002. P. 61–77.

E.A.ZAKHARCHUK, N.A.TIKHONOVA

FEATURES OF GENERATION OF THE TOPOGRAPHIC WAVES IN THE SEA LEVEL FIELD OF SIBERIAN SHELF ARCTIC SEAS UNDER INFLUENCE ANEMOBARIC FORSES

Based on the statistical methods, the features of the generation under the influence of anemobaric forces of the wavelike sea level fluctuations of synoptic scale, which are identified as

baroclinic topographic waves, are studied. Considerable nonstationarity a relationship of sea level fluctuations with various meteorological processes is detected. It is shown that the energy transfer from anemobaric perturbations to the movement of sea water in the synoptic range of spatial and temporal scales are more often in areas of the Arctic seas, where conditions are registered with sharp stratification, which are most favorable for the generation and evolution of baroclinic topographic waves. Results of cross-correlation analysis show that such areas are the waters adjacent to the estuaries of the rivers Ob, Yenisei and Lena.

Keywords: The Arctic seas of Russia, sea level oscillations, synoptic variability, baroclinic topographic waves, statistical analysis, cross-correlation analysis, anemobaric forces, generation mechanisms of the synoptic level fluctuations.

**ИЗМЕНЧИВОСТЬ ВЗВЕСИ И ОРГАНИЧЕСКИХ СОЕДИНЕНИЙ
В ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОДАХ
АТЛАНТИЧЕСКОГО И ЮЖНОГО ОКЕАНОВ
(ПО МАТЕРИАЛАМ ЭКСПЕДИЦИОННЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ В 57-й РАЭ)**

д-р геол.-минерал. наук И.А.НЕМИРОВСКАЯ,
канд. геол.-минерал. наук М.Д.КРАВЧИШИНА, ст. науч. сотр. В.А.АРТЕМЬЕВ,
науч. сотр. А.В.ТРАВКИНА

Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН (ИО РАН), г. Москва, e-mail: nemir@ocean.ru

По маршруту НЭС «Академик Федоров» (второй этап 57-й РАЭ, февраль-май 2012 г.) в поверхностных водах проведены исследования взвеси и органических соединений: хлорофилла, липидов, углеводов. Установлено, что в Южном океане и в западной части Атлантического океана на содержание изучаемых компонентов основное влияние оказывают гидробиологические факторы. В Восточной Атлантике, на шельфе Пиренейского п-ова поступление загрязняющих веществ приводит к резкому увеличению концентраций липидов и углеводов.

Ключевые слова: взвесь, хлорофилл «а», липиды, углеводороды, температура, поверхностные воды, гидрологические фронты.

ВВЕДЕНИЕ

Во втором этапе 57-й РАЭ (февраль–май 2012 г., 34-й рейс НЭС «Академик Федоров») с целью изучения взвеси и органических соединений во взвеси (хлорофилла А, липидов и углеводов – УВ) был проведен отбор проб в поверхностных водах по маршруту движения судна (рис. 1). Подобные работы в поверхностных водах были начаты в Арктике в 1998–2000 гг. (14 и 15-й рейсы НЭС «Академик Федоров» [Кравчишина, 2009; Лисицын, 2001; Немировская, 2004; Немировская, Новигатский, 2004]), а затем продолжены в Антарктике в 2001, 2005, 2008 и 2010 гг. в 46, 48, 53 и 55-й РАЭ [Немировская, 2004; Немировская, 2006; Немировская, Артемьев, 2012; Немировская, Чернявский, 2011].

В океанологии взвесью принято считать частицы разнообразного происхождения, пассивно взвешенные в морской воде и имеющие размеры от 0,5 мкм до 1 мм. В океане в 1 л воды содержится 5–6 млн частиц (биогенных и терригенных). В верхнем деятельном слое Мирового океана ежегодно возникает около 110 млрд т взвеси, что во много раз превышает поступление взвеси с континентов [Лисицын, 2001; Кравчишина, 2009]. Исследования по биогеохимии океана показали, что процессы седиментации определяются работой биоса (взвесеобразующими компонентами), прежде всего биофильтраторами (планктонными и донными) [Лисицын, 2001]. Идеи о тесном взаимодействии в природе живого и неживого вещества были разработаны в начале XX века В.И.Вернадским, который считал, что живые организмы являются огромной геологической силой [Вернадский, 2001]. Концепция «живого океана» – это одно из важнейших открытий в океанологии XX века [Лисицын, 2001].

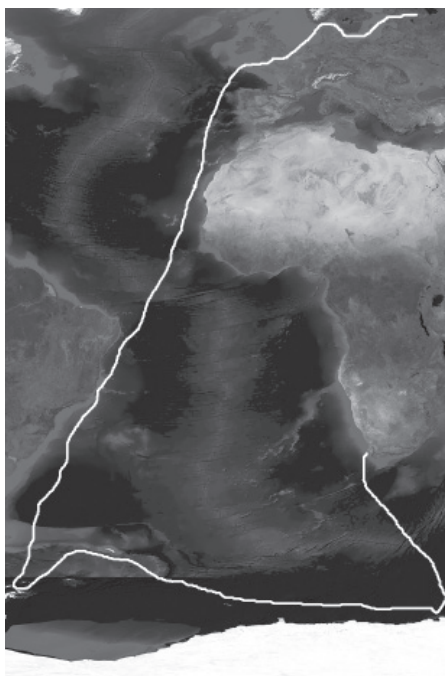


Рис. 1. Схема отбора проб в поверхностных водах по маршруту судна в 34-м рейсе НЭС «Академик Федоров».

До настоящего времени при исследовании морских вод, в том числе Южного океана, главное внимание уделялось их гидрологическим характеристикам [Антипов, Клепиков, 2011; Белкин, 1993; Клепиков и др., 1985; Маслеников, 2003; Balks et al., 2002; Deacon, 1982; Jacobs, 1986; Orsi et al., 1995]. Изучение вещественного и химического состава взвеси необходимо при решении основных вопросов литологии, морской геологии и экологии, а также для развития методов исследования микро- и наночастиц. Изучение изменчивости во времени и пространстве количества органических соединений – липидов и хлорофилла «а» – необходимо для понимания процессов, формирующих и поддерживающих функционирование морских экосистем, а UV – для оценки загрязненности поверхностных вод нефтепродуктами.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Пробы воды отбирали на ходу судна с подветренной стороны. Одновременно с отбором проб морской воды регистрировали координаты, а с помощью судовой метеостанции «MILOS-520» получали данные по температуре воды, воздуха и скорости ветра, которые автоматически измерялись с дискретностью 1 мин. Для интерпретации полученных материалов использовали значения температуры, взятые с 10-минутным интервалом. Границы фронтов уточняли по значениям температуры поверхностного слоя океана.

Содержание взвеси определяли на борту судна оптическим методом по показателю ослабления света морской водой (C) при $\lambda = 530$ нм с помощью прозрачномера ПУМ–А, разработанного в лаборатории оптики океана (ИО РАН) [Артемьев и др., 2008]. Кроме того, взвесь выделяли из воды методом мембранной фильтрации на предварительно отмытые (4-процентный раствор HCl осч) поликарбонатные ядерные фильтры (размер пор 0,45 мкм) под вакуумом 0,4 атм. Между показателем ослабления света и концентрацией взвеси для поверхностных вод Южного и Атлантического океанов была установлена линейная зависимость: $r^2 = 0,86$ при $n = 120$ [Немировская, Артемьев, 2012]. Поэтому оптические данные, которые получают оперативно в морских условиях, можно использовать для оценки концентрации взвеси.

Для изучения органических соединений их выделяли фильтрацией из воды при 0,2 атм на предварительно прокаленные при 450 °C стекловолокнистые фильтры GF/F (эффективный размер пор 0,7 мкм). Определение концентрации хлорофилла «а» проводилось флуориметрическим методом на приборе Trilogy 1.1 фирмы Turner Design (США), предварительно откалиброванном на кафедре биофизики биологического факультета МГУ. Для экстракции хлорофилла «а» фильтры GF/F помещали в 90-процентный раствор ацетона и выдерживали в темноте при $t = +4$ °C в течение

12–16 ч. Для коррекции концентрации хлорофилла «а» с учетом феопигмента экстракт подкисляли 1н HCl и снова определяли интенсивность флуоресценции. Расчет концентраций фитопигментов проводился по формулам [UNESCO, 1994].

Липиды (суммарная фракция, извлекаемая органическими растворителями) выделяли из подсушенных на воздухе проб взвесей метилхлоридом на ультразвуковой бане «Сапфир» при 35 °С, а УВ – с помощью колоночной хроматографии на силикагеле гексаном. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии) и УВ (после колоночной хроматографии) определяли ИК-методом на судовом спектрофотометре IR-435 Shimadzu (Япония). В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37,5 % изооктана, 37,5 % гексадекана и 25 % бензола [Руководство..., 1993]. Чувствительность метода – 3 мкг/мл экстракта.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В поверхностных водах (по ходу движения НЭС «Академик Федоров») было сделано пять разрезов (деление на разрезы было достаточно условным). Первый субмеридиональный разрез протягивался от порта Кейптаун до 60° ю.ш., несмотря на то, что на 50° ю.ш. судно из-за плохих погодных условий отклонилось от южного направления; второй субширотный разрез – от 40° в.д. до залива Прюдс (ст. Прогресс). Третий широтный разрез проходил возле берегов Антарктиды – от залива Прюдс (ст. Прогресс) до бухты Ардли (ст. Беллинсгаузен); четвертый разрез – через пролив Брансфилд в прибрежные воды Южной Америки (до Рио-де-Жанейро). Пятый разрез протягивался через Атлантический океан в Северное море до Датских проливов (порт Бремерхафен).

СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ

Исследования были начаты сразу после выхода судна из п. Кейптаун, что практически совпало с северной границей фронта течения Агульяс (ФТАг) – 35° 17' ю.ш. (рис. 2), которое приносит теплые воды из северных районов Индийского океана. Южной границей течения считается субтропический фронт (СТФ) – 40° 54' ю.ш. Значения показателя ослабления света изменялись в начале разреза, так же как в 2010 г. [Немировская, Артемьев, 2012], в противофазе с температурой. По мере пересечения течения, значения показателя ослабления света колебались в интервале 0,208–0,722 и в среднем составили 0,325 м⁻¹ (табл. 1). По сравнению с февралем–мартом 2010 г. значения *C* (в среднем 0,441 м⁻¹) уменьшились и изменялись в меньшем интервале (табл. 1). Это самый интенсивный фронт, с большими градиентами температуры, отделяющий теплые воды течения Агульяс от более холодных поверхностных субантарктических вод.

Поступление к поверхности более холодных вод, богатых биогенами, приводит к увеличению их продуктивности, росту биогенной взвеси и, как следствие, величины *C*. Повышение продуктивности вод между ФТАг и СТФ подтверждают изменения концентраций хлорофилла «а», которые колебались в интервале 0,13–1,71 мкг/л.

Южнее СТФ начинается Субантарктическая зона, южной границей которой является субантарктический фронт (САФ). Постепенное уменьшение концентрации хлорофилла «а», скорее всего, обусловлено начинающимся выхолаживанием вод, сопровождающимся снижением их продуктивности. После прохождения САФ судно вошло в Субантарктическую фронтальную зону мезотрофных вод, которые характеризуются низкими концентрациями фитопланктона – продуцента биогенного

Таблица 1

**Концентрации органических соединений (мкг/л)
и значения показателя ослабления света (m^{-1}) в поверхностных водах**

Дата	Район	n^*	УВ	Липиды	n	Хлорофилл «а»	n	C
			Интервал средняя			Интервал средняя		Интервал средняя
2012 г. 57-я РАЭ,								
02– 09.03.	Субмеридианальный разрез	20 _р ^{**} 20 _в	<u>8–21</u> 11 <u>6–18</u> 12	<u>12–31</u> 18 <u>10–24</u> 18	21	<u>0,129–1,714</u> 0,424	21	<u>0,206–0,722</u> 0,441
09– 13.03	Субширотный разрез	11 _р 11 _в	<u>5–21</u> 8 <u>6–24</u> 14	<u>9–43</u> 14 <u>14–54</u> 25	11	<u>0,201–4,237</u> 1,170	11	<u>0,228–0,904</u> 0,519
17.03– 17.04	Разрез вдоль антарктического побережья	31 _р 31 _в	<u>3–15</u> 7 <u>5–27</u> 11	<u>5–29</u> 12 <u>9–46</u> 23	32	<u>0,004–4,161</u> 1,088	32	<u>0,174–1,216</u> 0,368
22– 29.04	Разрез от Антарктиды до Южной Америки	20 _в	<u>5–12</u> 6	<u>9–17</u> 11	27	<u>0,164–0,670</u> 0,317	27	<u>0,118–0,395</u> 0,239
05– 26.05	Разрез через Атлантику	51 _в	<u>5–165</u> 35	<u>2–116</u> 19		<u>0,057–1,021</u> 0,384	51	<u>0,209–0,784</u> 0,280
15– 17.05	Аномальная область Атлантики	8 _{вз}	<u>55–116</u> 77	<u>93–165</u> 127		<u>0,068–0,556</u> 0,192	8	<u>0,196–0,420</u> 0,303
2010 г. 55-я РАЭ								
27.02– 05.03	Субмеридианальный разрез	9 _р 9 _в	<u>6–29</u> 18 <u>7–25</u> 12	<u>16–40</u> 32 <u>11–44</u> 19	5	<u>0,059–3,196</u> 0,830	31	<u>0,19–0,88</u> 0,39
10– 18.04	Субмеридианальный разрез	14 _р 14 _в	<u>3–15</u> 6 <u>5–24</u> 8	<u>4–47</u> 12 <u>4–24</u> 6	14	<u>0,064–2,390</u> 0,505	51	<u>0,18–0,51</u> 0,26
18– 24.04	Бенгельский апвеллинг	7 _в	<u>2–11</u> 6	<u>5–27</u> 18	7	<u>0,050–0,192</u> 0,122	16	<u>0,26–4,72</u> 1,56
24– 30.04	Юго-Восточная Атлантика	18 _в	<u>2–35</u> 10	<u>17–137</u> 33	18	<u>0,024–0,180</u> 0,070	42	<u>0,10–0,60</u> 0,18
30.04– 08.05	Восточная Атлантика	23 _в	<u>3–44</u> 10	<u>14–91</u> 34	23	<u>0,051–1,686</u> 0,303	35	<u>0,13–0,83</u> 0,23
08– 10.05	Шельф Западной Европы	5 _в	<u>10–44</u> 23	<u>42–91</u> 67	5	<u>0,122–0,962</u> 0,505	9	<u>0,35–1,60</u> 0,670
11– 20.05	Северное, Балтийское моря	9 _в	<u>13–102</u> 52	<u>60–190</u> 122	9	<u>0,213–2,247</u> 1,042	20	<u>0,37–1,91</u> 0,646

Примечания: * – количество проб; ** – р – растворенные, в – во взвеси.

вещества и главного источника биогенного материала водной взвеси. В этом районе значения показателя ослабления остаются довольно низкими ($0,2–0,3 m^{-1}$) так же, как концентрации хлорофилла ($0,1–0,2$ мкг/л, рис. 2), кремния и минеральной формы

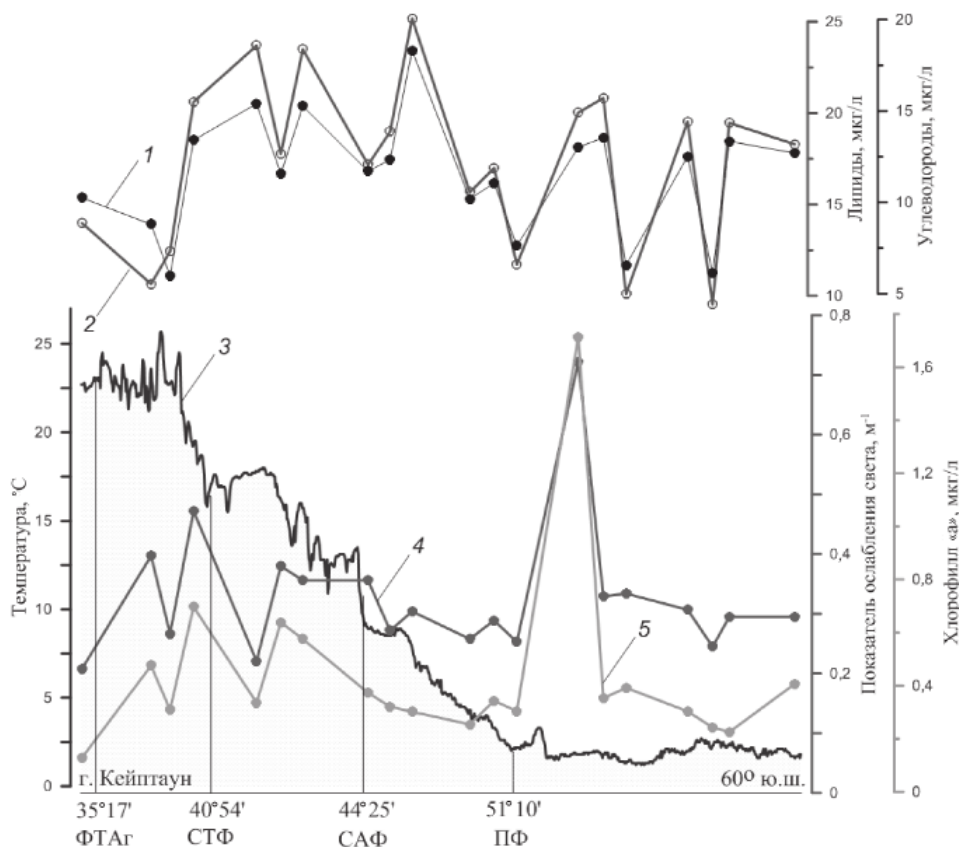


Рис. 2. Распределение УВ (1), липидов (2), температуры (3), показателя ослабления света (4), хлорофилла «а» (5) в поверхностных водах океана на субмеридиональном разрезе от порта Кейптаун до 60° ю.ш.

ФТАг – фронт течения Агульяс, СТФ – субтропический фронт, САФ – субантарктический фронт, ПФ – полярный фронт.

фосфора. По мере приближения к полярному фронту (ПФ) они начинают расти и достигают максимальных значений сразу за границей этого фронта. В этом же районе наблюдались наиболее высокие значения C и хлорофилла «а». Примечательно, что на протяжении всего разреза оптические характеристики взвеси и концентрации фитопигмента меняются синфазно. Их максимумы, расположенные за ПФ, были установлены также в 16-м рейсе НЭС «Академик Федоров», где содержание хлорофилла «а» составило 1,12 мкг/л, при фоновом значении 0,1–0,2 мкг/л [Демидов и др., 2007]. В 2010 г. значения C достигали $0,5 \text{ м}^{-1}$, при среднем $0,325 \text{ м}^{-1}$ (табл. 1). Это явление отражается также на спутниковой карте распределения хлорофилла «а». По визуальным наблюдениям в этом районе в ночное время отмечалось массовое скопление флуоресцирующих микроводорослей. После 57° ю.ш. судно пересекло южную границу антарктического течения и вошло в высокоширотные воды, где значения C и концентрация хлорофилла «а» достигли постоянных значений: $0,27 \text{ м}^{-1}$ и 0,3 мкг/л соответственно.

Концентрации липидов и УВ в начале субмеридионального разреза изменялись в противофазе с распределением показателя ослабления света и хлорофилла «а», что, возможно, обусловлено влиянием нефтяных загрязнений, поступающих от п. Кейптаун. Кроме того на их поступление в поверхностные воды влияет эоловый перенос с африканского материка и в особенности циркуляции атмосферных потоков на 40° ю.ш. [Немировская, 2004]. Концентрации УВ изменялись в сравнительно узком диапазоне, и практически совпадали с результатами, полученными в феврале–марте 2010 г. (табл. 1). Их содержание ниже величины ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л и соответствует средним концентрациям УВ в пелагических районах Мирового океана [Немировская, 2004]. Существующая корреляция между концентрациями липидов и УВ ($r = 0,85$) может свидетельствовать в пользу того, что УВ уже в достаточной степени трансформированы. Примечательно, что в их распределении так же, как для взвеси и хлорофилла, наблюдается максимум в районе 55° ю.ш. (рис. 2), связанный с очагом вихревых образований.

СУБШИРОТНЫЙ РАЗРЕЗ: ОТ 40° в.д. ДО ЗАЛИВА ПРЮДС

В Индийском океане в зоне мезотрофных вод между 40 и 55° в.д., в море Космонавтов происходит очень слабый вынос холодных вод на север [Масленников, 2003]. Циркумполярная глубинная вода смещается на юг и близко подходит к материку. Поверхностная температура уменьшается от 1,9 до 1,5 °С, что приводит к увеличению концентрации биогенных элементов в поверхностных водах и создает благоприятные условия для продукции фитопланктона. Последнее способствует увеличению значений показателя ослабления и концентраций хлорофилла «а»: от 0,3 до 0,52 м⁻¹ и от 0,2 до 0,78 мкг/л соответственно (рис. 3).

При подходе к заливу Прюдс наблюдался резкий рост значений C и хлорофилла «а», которые увеличивались по сравнению с более северными мезотрофными водами в среднем в 2 и 10 раз соответственно (табл. 1). Согласно спутниковым данным, содержание хлорофилла «а» в заливе Прюдс возрастало в 5 раз по сравнению с прилегающими водами. Это сказывается и на количественном распределении взвеси. Ранее также был зафиксирован рост концентраций взвеси в поверхностных прибрежных водах залива Прюдс (до 2–4 мг/л) [Атлас Антарктики, 1969]. Аномальное повышение продуктивности вод обусловлено гидрологическими факторами. В районе залива Прюдс сформирована область циклонического круговорота, заполненная высокоширотными водами с температурой 0,4–1,2 °С, т.е. сильно трансформированной глубинной водной массой [Атлас Антарктики, 1969; Масленников, 2003; Orsi et al., 1995]. Проникновению этих вод в залив способствует профиль дна: при средней глубине шельфового склона 500 м, в центре проходит глубоководный желоб (700–800 м). По этому желобу глубинные воды поднимаются к поверхности, вызывая уменьшение толщины льда либо препятствуя замерзанию полыней. Под действием солнечного света происходит быстрый прогрев поверхностного слоя, что вызывает бурное развитие криофильного фитопланктона – диатомовых водорослей. В целом, согласно нашим данным, на первом и втором разрезах наблюдалась линейная зависимость ($r^2 = 0,88$) между величинами C и концентрациями хлорофилла «а» (рис. 4). Следовательно, значения этих параметров определяются одними и теми же факторами и основу взвеси составляет фитопланктон.

На субширотном разрезе содержание липидов и УВ изменялось синхронно с показателем ослабления света и концентрациями хлорофилла «а» (рис. 3). Однако

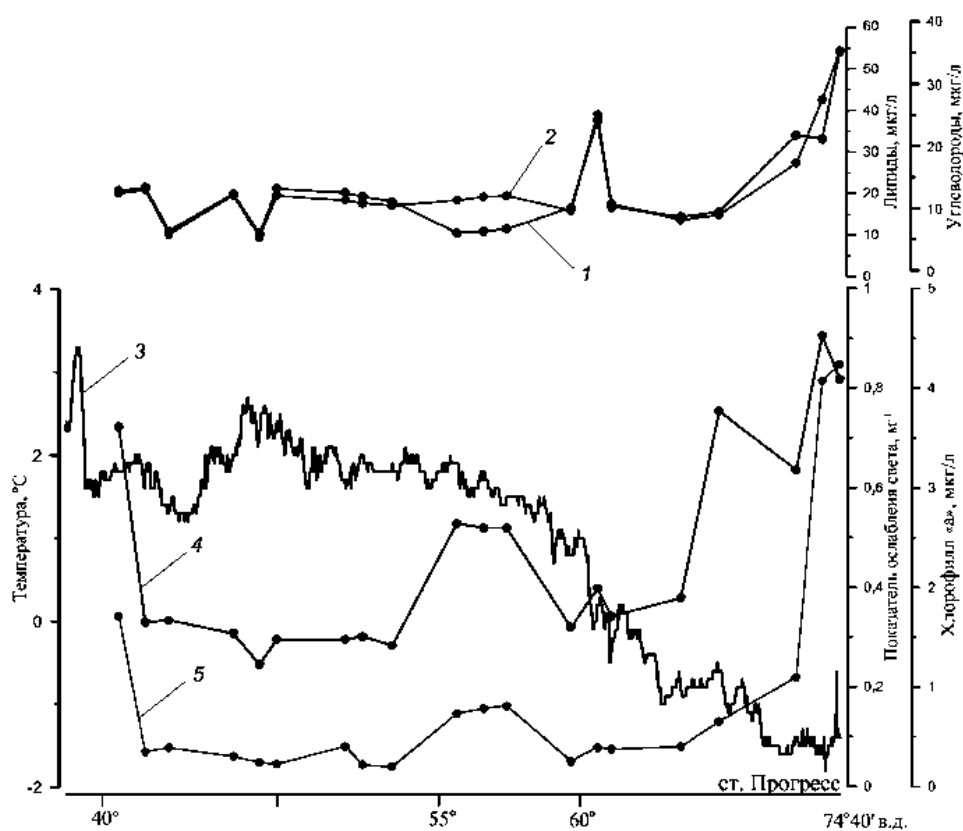


Рис. 3. Распределение УВ (1), липидов (2), температуры (3), показателя ослабления света (4), хлорофилла «а» (5) в поверхностных водах океана на субширотном разрезе от 40° в.д. до станции Прогресс.

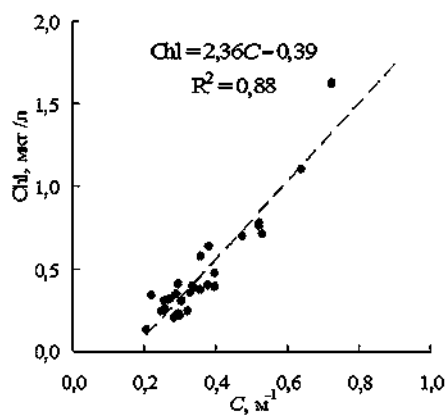


Рис. 4. Зависимость между распределением хлорофилла «а» и показателем ослабления света.

в отличие от последних увеличение их концентраций здесь происходит в меньшей степени. Особенно это характерно для УВ, так как при биосинтезе организмами они не являются доминирующей фракцией в составе липидов [Немировская, 2004]. В прибрежных водах у сезонной границы льдов происходит интенсивное развитие фитопланктона, сопровождаемое высокими величинами первичной продукции, хлорофилла «а», а также липидов и УВ. Поэтому существуют локальные максимумы (особенно на 74° в.д.) в заливе Прюдс для всех изучаемых соединений.

ШИРОТНЫЙ РАЗРЕЗ ОТ ЗАЛИВА ПРЮДС ДО БУХТЫ АРДЛИ

На разрезе вдоль антарктического побережья маршрут судна проходил южнее 60° ю.ш., в основном в высокоширотных водах. Поверхностная температура на разрезе, вплоть до моря Уэдделла, менялась в узком интервале: от –1,8 до +0,5 °С. Большую роль в неравномерности распределения температуры играют вертикальные движения в круговоротах, которые образуются при контакте вод различных типов. В северной части разреза с высокоширотными водами контактируют воды антарктического циркумполярного течения (АЦТ), что приводит к формированию вторичной фронтальной зоны; в южной части – с водами антарктических склоновых фронтов. Изменения гидрологических параметров имеют мезо- и микромасштабный характер. Значения показателя ослабления света и хлорофилла «а» подвержены локальной изменчивости, что обусловлено не только гидрологическими факторами. При подходе к берегам Антарктиды часто наблюдается понижение температуры, вызванное стоковыми ветрами, которые дуют почти с постоянной скоростью с материка в сторону океана. Ветровое воздействие приводит к сгону поверхностной воды от кромки припайного льда в открытое море и подъему глубинных водных масс, богатых биогенными элементами. Но из-за быстрого обмена вод фитопланктонное сообщество не успевает развиваться, что приводит к низким значениям концентрации хлорофилла «а» и показателя ослабления (табл. 1). Одновременно стоковые ветра могут приносить и эоловый материал.

В районе ст. Молодежная были зарегистрированы самые суровые климатические условия в этом рейсе, вызванные стоковыми ветрами. При скорости ветра 21,5 м/с температура воздуха понизилась от –3,6 до –20,2 °С, что в пересчете на климатический фактор составило –51 °С. В этих условиях выходящие на поверхность глубинные воды очень быстро охлаждались. На расстоянии 400–500 м от припайного льда на поверхности воды появлялось ледяное сало. Концентрации хлорофилла «а» и значения S составили 0,3 мкг/л и 0,23 м⁻¹ соответственно. Эти данные хорошо согласуются со средними величинами для открытых районов Южного океана [Демидов и др., 2007; Немировская, Артемьев, 2012].

Далее по разрезу с появлением полей битого льда все исследуемые соединения во взвеси начали постепенно расти. В Ленинградском заливе моря Лазарева, несмотря на уменьшение температуры, значения показателя ослабления света и концентрации хлорофилла «а» оказались достаточно высокими, так как пробы отбирали среди ломаного льда. При движении судна лед разрушается и с его подошвы смываются колонии криофильных микроводорослей, что обычно приводит к повышению количества взвеси и органических соединений во взвеси.

По мере продвижения к морю Уэдделла, на фоне постепенного повышения температуры, концентрации хлорофилла «а» и значения S монотонно уменьшались и достигали средних величин для поверхностных вод открытого океана – 0,3 мкг/л и 0,23 м⁻¹. В целом эти значения сохранялись в море Уэдделла до границы с морем

Скоша. Понижение температуры в этом районе, местами до $-1,4^{\circ}\text{C}$, связано с циклоническим круговоротом моря Уэдделла, который является основным поставщиком айсбергов, образующихся на восточной стороне Антарктического полуострова [Масленников, 2003]. В этом районе на относительно небольшой акватории присутствуют все виды фронтов, свойственных циркумполярной Антарктике [Jacobs, 1986; Orsi et al., 1995], и сформировались идеальные условия для активного развития фитопланктонного сообщества. Последнее вызвало резкое увеличение концентраций хлорофилла «а» (до $4,2\text{ мкг/л}$) и в меньшей степени показателя ослабления света ($0,4\text{ м}^{-1}$).

Средние концентрации липидов и УВ в поверхностных водах прибрежных районов Антарктики (7–11 и 12–23 соответственно, табл. 1) практически не изменились по сравнению с более ранними данными и соответствуют их фоновым значениям [Немировская, Артемьев, 2012; Немировская, Чернявский, 2011]. Последнее подтверждает также низкие величины стандартного отклонения, которые составляют для липидов 35, а для УВ – 45 % от средней концентрации.

СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЙ РАЗРЕЗ ОТ ПРОЛИВА БРАНСФИЛД ДО ПОБЕРЕЖЬЯ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

В начале этого разреза судно пересекло пролив Дрейка, западную часть моря Скоша и участок юго-западной Атлантики, где расположены основные антарктические течения и фронты: АЦТ, ПФ и САФ. Изучаемые параметры в этих водах подвержены изменчивости, связанной с меандрированием фронтальных зон. Значения S менялись от $0,19$ до $0,44\text{ м}^{-1}$, хлорофилл «а» – от $0,160$ до $1,136\text{ мкг/л}$. Однако в меньшей степени, чем на субширотном разрезе и на разрезе вдоль побережья Антарктиды (табл. 1). Примечательно, что в начале разреза происходило синхронное изменение содержания взвеси и хлорофилла «а». Однако при подходе к Рио-де-Жанейро с увеличением доли терригенной взвеси их концентрации изменялись в противофазе. Необходимо подчеркнуть, что не выявлено сезонной изменчивости взвеси в этом районе, так как значения показателя ослабления света (в среднем $0,239\text{ м}^{-1}$, табл. 1) практически совпали с данными, полученными в ноябре 2008 г. (26-й рейс НИС «Академик Иоффе»), – $0,26\text{ м}^{-1}$.

РАЗРЕЗ ЧЕРЕЗ АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН (ОТ БЕРЕГОВ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ ДО ДАТСКИХ ПРОЛИВОВ)

В начале разреза в олиготрофных водах Бразильского течения содержание взвеси и органических соединений было низким и значения S изменялись в диапазоне от $0,12$ до $0,16\text{ м}^{-1}$, концентрации УВ не превысили 7 мкг/л (рис. 5). Локальный максимум на 5° ю.ш., вызванный увеличением взвеси во фронтальной зоне Южного Пассатного течения, не привел к росту концентраций УВ. Только в районе термического экватора (ТЭ) наблюдалось синхронное увеличение содержания УВ и значений S . Севернее этого фронта начинается зона «чистой» воды Гвинейского залива со средним показателем ослабления света $0,11\text{ м}^{-1}$. В этом районе отмечаются наиболее низкие концентрации аэрозолей в воздухе [Немировская, 2004], присущие экваториальной гумидной зоне [Немировская, Артемьев, 2012].

После прохождения Северного Субэкваториального фронта (15° с.ш.) значения показателя ослабления воды вновь начали расти за счет насыщенных взвесью вод Африканского (Западно-Сахарского) апвеллинга. Значения показателя ослабления скачкообразно менялись от $0,18$ до $0,42\text{ м}^{-1}$, с минимумом поверхностной температуры 21°C . Из-за терригенного характера взвеси в этом районе [Немировская, Артемьев,

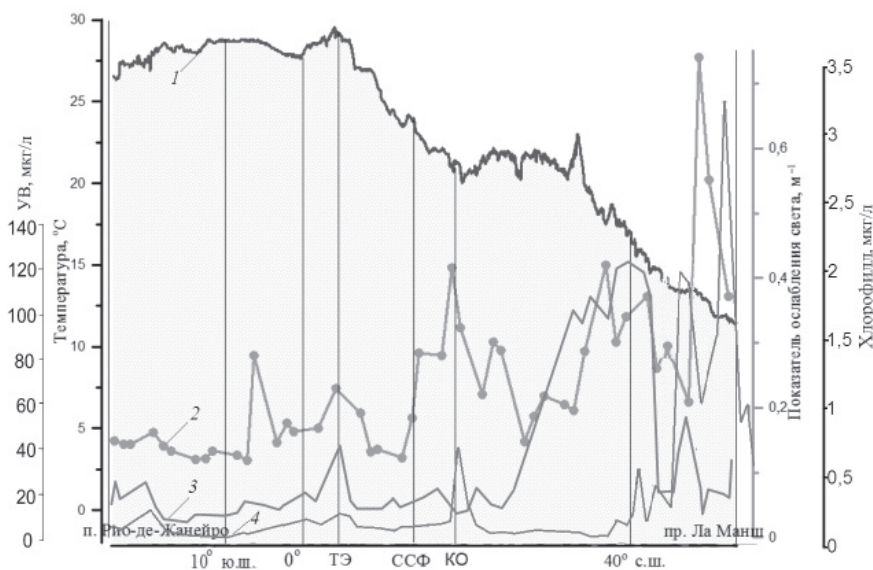


Рис. 5. Распределение температуры (1), показателя ослабления света (2), УВ (3) и хлорофилла А (4) на разрезе: п. Рио-де-Жанейро – Датские проливы.

ТЭ – термический экватор, ССФ – Северный субэкваториальный фронт, КО – Канарские о-ва.

2012] содержание УВ_в оставалось довольно низким – 15 мкг/л. Следует отметить, что в мае 2012 г. судно пересекало эту фронтальную зону на 3° западнее и значения C изменялись более резко (от 0,41 до 0,83 м⁻¹) из-за более резкого уменьшения здесь поверхностной температуры – до 20 °С. Примечательно, что между Канарскими островами (КО, рис. 5) образовался локальный минимум значений $C = 0,15$ м⁻¹, в то время как до и после островов значения C составили соответственно 0,29 и 0,19 м⁻¹. Севернее 38° с.ш. Канарское течение переходит в Северо-Атлантическое, которое приносит холодные продуктивные воды северной Атлантики к европейским берегам. С 36 по 43° с.ш. судно двигалось в зоне смешения вод этих двух течений, и значение C увеличилось до 0,34 м⁻¹. В Бискайском заливе значения C хаотически менялись от 0,21 в южной до 0,74 м⁻¹ в северной части, при входе в Ла-Манш составили 0,41 м⁻¹. Измерение показателя ослабления света сильно усложняли попадающие в кювету фитопланктон, водоросли и медузы. Необходимо обратить внимание на то, что в Бискайском заливе, в каналах и в Северном море весной 2012 г. средние значения показателя ослабления света оказались существенно ниже измеренных весной 2010 г. (табл. 1). Обусловлено это, скорее всего, тем, что исследования в мае 2010 г. были проведены во время весеннего цветения водорослей, а в 2012 г. цветение пошло на спад, так как сдвиг по времени между отбором проб составил 8 сут.

На шельфе Пиренейского п-ова (33–44° с.ш.) наблюдалось резкое увеличение концентраций липидов и УВ (до 165 и 116 мкг/л соответственно, табл. 1). При этом доля УВ в составе липидов возросла до 86 %, т.е. липиды состояли практически из УВ, а средняя концентрация УВ – 77 мкг/л превысила ПДК для нефтяных УВ – 50 мкг/л. На граничных станциях этой области содержание УВ увеличивалось в среднем в 7 раз. В составе УВ в низкомолекулярной области преобладали алканы $n\text{-C}_{18}$, $n\text{-C}_{22}$,

а в высокомолекулярной – $n-C_{24}-C_{26}$, что характерно для трансформированных нефтяных УВ. Кроме того, на разрезе через Атлантический океан наблюдалась зависимость между распределением значений C и хлорофилла «а» ($r = 0,78$) и полностью отсутствовали связи в распределении этих параметров и УВ: $r(\text{УВ-хл.}) = -0,031$, $r(\text{УВ-}C) = 0,13$. Все это может указывать на локальное нефтяное загрязнение поверхностных вод. В мае 2010 г. увеличение содержания УВ наблюдалось на шельфе Западной Европы (табл. 1) [Немировская, Артемьев, 2012]. Однако более высокие их концентрации (до 102 мкг/л, 2 ПДК) были установлены в поверхностных водах Северного и Балтийского морей, где также отмечали повышенную их долю в составе липидов и органического углерода. Следовательно, в наиболее судоходных районах Восточной Атлантики происходит рост концентраций УВ, обусловленный, скорее всего, нефтяным загрязнением поверхностных вод.

Таким образом, использование (в дополнение к гидрофизическому) геохимического подхода по определению показателя ослабления света, хлорофилла «а», взвеси, УВ, липидов позволило существенно расширить понимание процессов, происходящих в поверхностном слое вод. При этом полученные данные можно считать мониторинговыми, поскольку подобные работы в Южном и Атлантическом океанах ранее проводились авторами многократно.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Гидрологические фронты, являясь разделами между поверхностными водными массами, служат также границами биогеохимических зон, для которых характерен различный сезонный ход основных биопродукционных параметров, в том числе содержания хлорофилла «а» на поверхности.

Синхронное изменение концентраций взвеси и хлорофилла «а» свидетельствует о том, что их изменчивость в поверхностных водах в Южном океане определяется одними и теми же факторами и основу взвеси составляют автохтонные биогенные соединения. Фоновые концентрации в прибрежных районах Антарктиды составили для хлорофилла «а» 1,1 мкг/л, для показателя ослабления света (который определяет содержание взвеси) – 0,37 m^{-1} , для УВ – 10 мкг/л.

Изменение гидробиологических параметров (температуры, продукции фитопланктона при льдообразовании) оказывает влияние на распределение взвеси и хлорофилла «а» в большей степени, чем на содержание липидов и УВ. Напротив, в судоходных районах в восточной части Атлантического океана, особенно возле берегов Европы, поступление загрязняющих веществ приводит к увеличению концентраций УВ в большей степени по сравнению с хлорофиллом и взвесью.

Авторы благодарят Д.А. Ульянова за помощь в отборе проб и обработке результатов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российской антарктической экспедиции, Президиума РАН (программа № 23П), гранта РФФИ № 11-05-00087-а, гранта Президента РФ № НШ-618.2012.5 для поддержки исследований под руководством ведущих ученых, проекта Минобрнауки РФ (Соглашение № 8767), проекта ОНЗ РАН «Микро- и наночастицы в Мировом океане».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Термическая структура верхнего слоя океана между Африкой и Антарктидой по данным океанографических работ ААНИИ 2004–2010 гг. // Вклад России в

Международный полярный год 2007/08. Океанография и морской лед / Под ред. И.Е.Фролова. М.: Paulsen, 2011. С. 280–290.

Артемов В.А., Таскаев В.Р., Буренков В.И., Григорьев А.В. Универсальный малогабаритный измеритель вертикального распределения показателя ослабления света // Комплексные исследования Мирового океана: Проект «Меридиан». Ч. 1. Атлантический океан. М.: Наука, 2008. С. 165–172.

Атлас Антарктики. Л.: Гидрометеиздат, 1969. Т. 2. 598 с.

Белкин И.М. Фронтальная структура Южной Атлантики // Пелагические экосистемы Южного океана. М.: Наука, 1993. С. 40–53.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 2001. 376 с.

Демидов А.Б., Ведерников В.И. Шеберстов С.В. Пространственно-временная изменчивость хлорофилла «а» в атлантическом и индийском секторах Южного океана в феврале-апреле 2000 г. по спутниковым и экспедиционным данным // Океанология. 2007. Т. 47. № 4. С. 546–558.

Клепиков В.В., Саруханян Э.И., Смирнов Н.П. Особенности гидрологии // Северный Ледовый и Южный океаны / Под ред. А.Ф.Трешникова, С.С.Сальникова. Л.: Наука, 1985. С. 65–87.

Кравчишина М.Д. Взвешенное вещество Белого моря и его гранулометрический состав. М.: Научный мир, 2009. 264 с.

Лисицын А.П. Нерешенные проблемы океанологии Арктики // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 31–74.

Лисицын А.П., Фролов И.Е. Высокоширотная экспедиция в Баренцево море // Опыт системных океанологических исследований в Арктике. М.: Научный мир, 2001. С. 19–30.

Масленников В.В. Климатические колебания и морская экосистема Антарктики. М.: ВНИРО, 2003. 295 с.

Немировская И.А. Углеводороды в океане (снег–лед–вода–взвесь–донные осадки). М.: Научный мир, 2004. 328 с.

Немировская И.А. Органические соединения в снежно-ледяном покрове Восточной Антарктиды // Геохимия. 2006. № 8. С. 891–901.

Немировская И.А., Артемов В.А. Пространственная изменчивость взвеси и органических соединений в Индийском и Атлантическом секторах южного океана // ДАН. 2012. Т. 442. № 6. С. 814–820.

Немировская И.А., Новигатский А.Н. Распределение органических соединений и взвеси в морских льдах Восточной Антарктиды // ДАН. 2004. Т. 397. № 5. С. 651–660.

Немировская И.А., Чернявский Н.Г. Исследование органических соединений в водах и снежно-ледяном покрове юго-восточного сектора Антарктики // Океанология. 2011. Т. 51. № 1. С. 8–18.

Руководство по методам анализа морских вод. РД 52.10. 243–92. / Под ред. Орадовского С.Г. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 264 с.

Balks M.R., Paetzold R.F., Kimble J.H. Effects of hydrocarbons spills on the temperature and moisture regimes of Creosols in the Ross Sea region // Antarctic Science. 2002. Vol. 14 (4). P. 319–326.

Deacon G.E.R. Physical and biological zonation in the Southern Ocean // Deep-Sea Res. 1982. Vol. 29. № 1A. P. 1–15.

Jacobs S. The Antarctic slope fronts // Antarct. J.U.S. 1986. Vol. 25. № 5. P. 123–125.

Orsi A.H., Whitworth III, Nowlin Jr W.D. On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current // Deep-Sea Res. 1995. Part 1. Vol. 42. P. 641–673.

UNESCO. Protocols for the Joint Global Ocean Flux Study (JGOFS) core measurements, IOC/SCOR manual and guides, Paris: UNESCO Publ., 1994. № 29. P. 128–134.

VARIABILITY OF SUSPENDED PARTICULATE MATTER AND ORGANIC COMPOUNDS IN THE SURFACE WATERS OF THE ATLANTIC AND SOUTHERN OCEANS (BASED ON RESEARCH DATA OF 57th RAE)

Suspended particulate matter and organic compounds (such as chlorophyll «a», lipids and hydrocarbons) were studied in surface water layer along the route of R/V «Akademik Fedorov» (second part of 57th Russian Antarctic Expedition, February–May 2012). Found that in the Southern Ocean and in the western Atlantic Ocean hydrobiological factors are mostly influenced on the concentration of the researched components. The pollution in the eastern Atlantic on the shelf of Iberian Peninsula leads to a sharp increase in the concentration of lipids and hydrocarbons.

Keywords: suspended particulate matter, chlorophyll A, lipids, hydrocarbons, temperature, surface water, hydrological fronts.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ХАРАКТЕРИСТИК ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ ПО ДАННЫМ ЕЖЕДНЕВНЫХ РАСХОДОВ ВОДЫ

канд. техн. наук *Е.В.ШЕВНИНА*

Российский государственный гидрометеорологический университет, e-mail: aqua@aari.ru

Предложены численные критерии выделения дат начала и окончания периода весеннего половодья для расчета слоя стока за этот период по данным ежедневных расходов воды. На основе опубликованных данных наблюдений зональных рек, расположенных в пределах водно-ресурсной границы Российской Арктики, получены оценки предложенной методики.

Ключевые слова: слой стока весеннего половодья, методика расчета.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в изданиях Государственного водного кадастра (ГВК) «Основные гидрологические характеристики» и «Многолетние данные о ресурсах поверхностных вод» опубликованы данные о слоях стока весеннего половодья за период с начала наблюдений по 1980 г. (см., например [Многолетние данные, 1985]). С 1981 г. в гидрологических ежегодниках публикуются данные ежедневных расходов воды, которые используются для расчета слоя стока весеннего половодья.

Слой стока весеннего половодья за отдельный год определяется как сумма ежедневных слоев стока за период половодья. Выделение периода половодья связано с определением даты его начала и окончания и регламентируется методическими рекомендациями Государственного гидрологического института [Методические рекомендации, 1963]. В части определения этих дат рекомендации носят описательный характер и не содержат численных критериев для их выделения. Для автоматизации расчетов такое описание недостаточно.

В настоящей работе предложены численные критерии для определения дат начала и окончания половодья, на основе которых рассчитаны ретроспективные характеристики весеннего половодья, и проведена оценка предложенной методики расчета слоя стока на примере данных средних рек Российской Арктики за период с начала наблюдений до 1980 г.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе использованы данные ежедневных расходов воды на 18 гидрологических постах, расположенных в пределах водно-ресурсной границы Арктики [Иванов, 1991]. Площади водосборов выбранных рек составляли от 1 000 до 50 000 км², на них отсутствует карст, регулирование стока и интенсивная хозяйственная деятельность, влияющая на залесенность, распаханность и озерность водосбора. Для расчета рядов стока весеннего половодья использовались расходы воды за период апрель–сентябрь, опубликованные в изданиях Государственного водного кадастра (гидрологические ежегодники) (см. табл. 1).

Список репрезентативных гидрологических постов арктической зоны

Код поста	Река – пункт	Площадь водосбора, км ²	Высота, м	Расстояние от устья, км	Период/ длина ряда
01397	М. Анной – Островное	30000	3,00	279	1960–1980/21
01623	Среднекан – Среднекан	1730	240,50	7	1934–1980/47
01176	Бохапча – 5,4 км от устья	13600	333,68	5,4	1934–1980/47
03518	Нера – Ала Чубук	22300	568,25	25	1944–1980/37
03483	Быгантай – Асар	40000	79,74	20	1956–1980/25
03414	Яна – Верхоянск	45300	124,91	850	1936–1980/45
03403	М. Куонапка – Джалинда	20300	30,97	103	1943–1980/38
09425	Турухан – Янов Стан	10100	11,92	277	1941–1980/40
11574	Пяку–Пур – Тарко–Сале	31400	15,25	3	1954–1980/27
11558	Полуй – Полуй	15100	5,67	189	1953–1980/28
70410	Печора – Якша	9620	118,95	1506	1936–1980/45
70238	Вымь – Весляна	19100	80,93	151	1937–1980/44
70540	Сула – Коткина	8500	8,04	101	1936–1980/45
70334	Пинега – Кулогоры	36700	12,84	125	1936–1980/45
70309	Емца – Ж-д. мост	1860	66,62	162	1928–1980/53
70047	Солза – Сухие пороги	1190	77,41	39	1936–1980/45
71168	Поной – Каневка	10200	124,27	114	1953–1980/28
71044	Ура – Ура-губа	1020	1,38	3	1935–1980/46

Рекомендации методики составления таблицы ежегодных данных по элементам половодья [Методические рекомендации, 1963] в части определения даты начала и окончания половодья носят описательный характер. Так, для выделения даты начала половодья указано, что «за начало половодья принимается первый день с заметным увеличением расхода воды, предшествующий резкому повышению уровня и расхода...». При определении даты окончания половодья следует ориентироваться на «день в конце кривой спада, когда интенсивность спада уже резко снизилась в результате окончания стока основных объемов талых вод», причем ситуация усложняется за счет наличия двух основных типов гидрографов: одновершинные и многопиковые.

Для автоматизации расчетов, когда требуются численные критерии, такое описание недостаточно. Однако рекомендации используют понятие интенсивности изменения расхода за интервал времени (математически представляется первой производной величины расхода по времени). В настоящей работе для расчета даты начала половодья (t_b) использовались следующие условия: $D(t) \geq \alpha_b$, $T \geq \beta_b$, где $D(t) = 1 - Q_{t-1} / Q_t$ (относительное изменение расхода воды за сутки), T – продолжительность периода подъема (в днях). Т.е. датой начала половодья является день, когда изменение суточного расхода воды превышает величину α_b и увеличение стока продолжается в течение периода, большего величины β_b . Величины α_b и β_b оптимизировались по опубликованным данным для каждого водосбора.

Используя свойство производной менять знак в точках перегиба (1), задавая величину наблюдаемого в точке перегиба расхода (2) и продолжительность последующего периода подъема (3), получим расчетные условия даты конца половодья t_e :

$$D(t) < 0; D(t+1) < 0; \quad (1)$$

$$Q(t_e) < 3Q_{\text{меж}}; \quad (2)$$

$$T \geq \beta_e, \quad (3)$$

где $D(t)$, $D(t+1)$ – относительные изменения суточного расхода за текущий и последующий день; $Q(t_e)$ и $Q_{\text{меж}}$ – расход воды на дату окончания половодья и расход летней межени; β_e – заданная продолжительность периода увеличения суточного расхода воды (определяется для каждого водосбора); T – период увеличения стока. Часто сразу за половодьем начинается период с паводками (когда последовательно выполняются условия 1 и 3), поэтому за дату окончания половодья принята дата, соответствующая первому паводку на гидрографе. Согласно рекомендациям, следует выделять два типа гидрографа, поэтому для случая одновершинного гидрографа, как правило, не учитывалось условие (2), при многопиковом гидрографе использовались все условия.

Даты начала и окончания половодья а также величина слоя стока, рассчитанные на основе предложенных критериев, сравнивались с опубликованными данными, приведенными в изданиях Государственного водного кадастра («Основные гидрологические характеристики» и «Многолетние данные о ресурсах поверхностных вод»).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Условия расчета даты начала половодья содержат два параметра: критическое (пороговое) значение относительного изменения расхода воды за временной шаг (α_b) и продолжительность периода, в течение которого эта величина была превышена (β_b). Для определения этих параметров были использованы опубликованные в многолетниках ГВК данные о сроках начала половодья. Для 20-дневного интервала времени (10 дней до и 10 после даты начала половодья) были рассчитаны значения относительного изменения суточного расхода воды. За каждый год для каждой реки рассчитаны эти параметры и выбраны многолетние оптимальные значения, представленные в табл. 2. В дальнейшем эти параметры использовались, чтобы генерировать даты начала половодья за период с начала наблюдения по 1980 г. по исследуемым рекам и оценить среднее отклонение рассчитанных дат начала половодья от дат, опубликованных в изданиях ГВК (табл. 2).

Как видно из табл. 2, значение параметра α_b изменяется от 0,11 до 0,48. Его величина для рек Восточной Сибири больше, чем для рек европейской части Арктики, поскольку для гидрографов стока характерно резкое увеличение стока после зимней межени (сток которой часто близок к нулю) за счет таяния значительных объемов снега. Оптимальное значение продолжительности периода (β_b), в течение которого сохранялась α_b , для таких рек несколько меньше, чем для западных рек региона. На европейской территории Арктики, где начало половодья характеризуется меньшими значениями относительного увеличения расхода и более продолжительным периодом, значение параметра α_b меньше (0,12–0,19), а β_b – больше, чем у северо-сибирских рек.

При выделении даты окончания половодья первоначально выделялись точки смены знака (с минуса на плюс) значения относительного изменения суточного расхода воды (т.е. уменьшение расхода на его паводковое увеличение). Далее определялась продолжительность положительной ветви (β_e), где относительное изменение суточного расхода воды было больше α_e (параметры также оптимизировались по

Оптимальные параметры соотношений для определения даты начала половодья

Код поста	Река – пункт	α_b	β_b	Среднее отклонение даты начала половодья, дни
01397	М. Анюй – Островное	0,40	4	1
01623	Среднекан – Среднекан	0,21	4	4
01176	Бохапча – 5,4 км от устья	0,21	5	5
03518	Нера – Ала Чубук	0,33	5	3
03483	Бытантай – Асар	0,13	3	6
03414	Яна – Верхоянск	0,22	4	2
03403	М. Куонапка – Джалинда	0,48	3	3
09425	Турухан – Янов Стан	0,21	4	2
11574	Пяку–Пур – Тарко–Сале	0,18	4	4
11558	Полуй – Полуй	0,18	4	2
70410	Печора – Якша	0,16	5	3
70238	Вымь – Весляна	0,16	5	3
70540	Сула – Коткина	0,13	5	4
70334	Пинегга – Кулогоры	0,12	5	4
70309	Емца – Ж.-д. мост	0,12	4	3
70047	Солза – Сухие пороги	0,14	5	3
71168	Поной – Каневка	0,11	5	3
71044	Ура – Ура-губа	0,19	4	5

данным наблюдений). Из всех полученных дат (часто паводки следуют друг за другом, а следовательно, условия 1 и 3 могут быть выполнены несколько раз) выбиралась первая, которая и соответствовала расчетной дате окончания половодья. В случае необходимости (чаще для рек Восточной Сибири) дополнительно привлекалась информация о среднем расходе за летнюю межень.

Рис. 1 иллюстрирует расчеты даты начала и окончания половодья для случаев четко выраженной волны половодья (I – р. Сула – д. Коткина, 1957 г.) и многопикового гидрографа (II – р. Бохапча – 5,4 км от устья, 1964 г.).

Предложенные численные критерии выделения дат начала половодья позволяют определять искомую дату с расхождениями в 1–6 дней в 73 % случаях. Даты окончания половодья определяются с погрешностью до 6 дней в 80 % случаев для рек с одновершинным гидрографом и в 76 % для рек с многопиковым типом гидрографа.

Величина допустимой погрешности расчета сроков начала и окончания половодья связана с ее многолетней изменчивостью и определяется согласно Наставлениям [Наставления, 1961]. Однако в настоящей работе допустимая погрешность расчета этих дат должна быть напрямую связана с задаваемой точностью определения слоя стока, равной 10 % от величины слоя стока [Методические рекомендации, 1963]. Общее правило такое: объемы стока за расчетный и опубликованный периоды половодья не должны отличаться более чем на 10 %. В этом смысле допускаются даже значительные (до 25 дней на реках Восточной Сибири) расхождения дат начала и окончания половодья, наблюдаемые на некоторых реках в отдельные годы. Пример

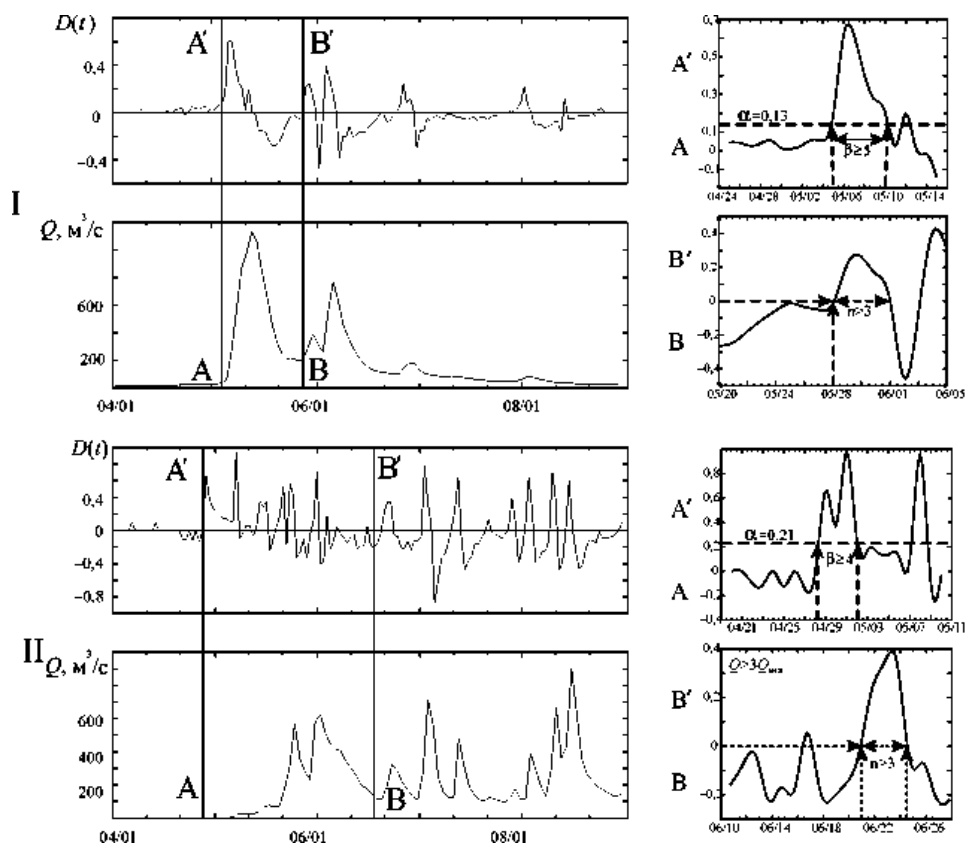


Рис. 1. Выделение дат начала (А–А') и окончания (В–В') половодья на основе численных критериев для разных типов гидрографов.

проиллюстрирован на рис. 2.

Рассчитанные слои стока весеннего половодья сравнивались с данными, опубликованными в изданиях Государственного водного кадастра («Основные гидрологические характеристики» и «Многолетние данные о ресурсах поверхностных вод»). Выборка рассчитанных и соответствующих им опубликованных данных составила 283 значения, из которых в 88 % случаев рассчитанное значение слоя стока лежит в пределах 10-процентной погрешности вычисления слоев стока. Однако необходимо учесть, что погрешность вычисления опубликованных данных иногда превышает 10 %, в этом случае данные приводятся в скобках.

Рассматривая две статистические совокупности рассчитанных и опубликованных слоев стока и принимая в качестве нулевой гипотезу об их принадлежности к одной генеральной совокупности, были рассчитаны статистики Стьюдента, Фишера и Колмогорова–Смирнова равные 0,52, 1,00 и 0,06 соответственно. Значения первых двух критериев не превышают критические на 5-процентном уровне значимости равных 1,96 и 1,00, а значит, нулевая гипотеза не опровергается. Значения максимального отклонения распределений двух выборок соответствует значению $(1 - k(\lambda))$, равному 0,687 или 68,7 %. Так как значение $(1 - k(\lambda))$ больше 5 %, то нулевая гипотеза также

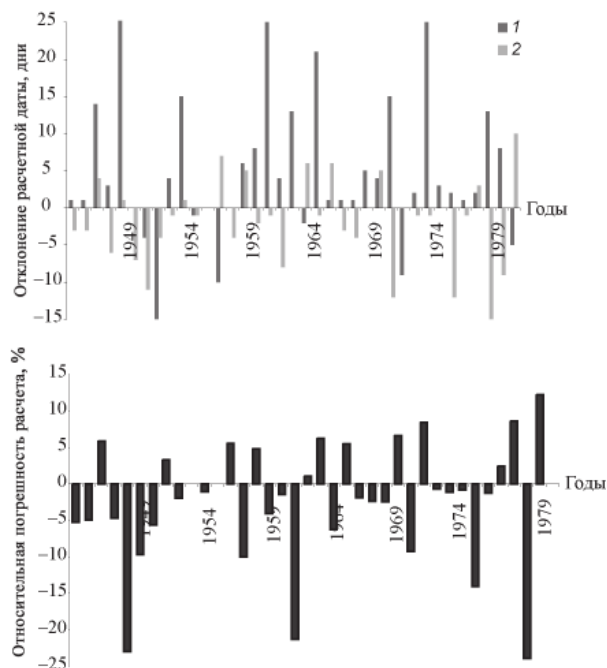


Рис. 2. Отклонения расчетных дат начала (1) и окончания (2) половодья (вверху) и соответствующие им относительные погрешности расчета слоя стока весеннего половодья за период 1944–1980 гг. (внизу) для р. Бохапча – 5,4 км от устья.

не отвергается [Митропольский, 1961]. На рис. 3а показаны кривые обеспеченностей рассчитанных и опубликованных данных о слое стока весеннего половодья, которые очень близко расположены друг к другу и практически неразличимы в зонах экстремальных значений. Коэффициент корреляции между рассчитанными по описанной выше методике и опубликованными значениями слоев стока составил 0,96 (рис. 3б).

ВЫВОДЫ

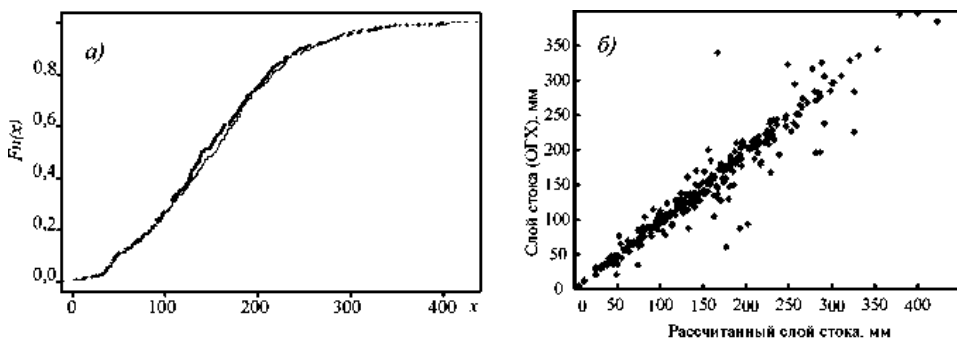


Рис. 3. Оценка погрешности расчета слоя стока весеннего половодья: а – эмпирические кривые обеспеченности рассчитанных (серый) и опубликованных (черный) данных о слое стока; б – зависимость рассчитанных и опубликованных данных о слое стока.

Предложена методика расчета слоя стока весеннего половодья, основанная на выделении дат начала и окончания весеннего половодья по данным ежедневных расходов воды. Методика апробирована для зональных рек, в пределах водно-ресурсной границы Российской Арктики.

Получены численные значения критериев выделения дат начала и окончания весеннего половодья, которые позволяют определять даты с точностью 1–6 дней в 76–80 % рассмотренных случаев. Значительная часть больших отклонений расчетных и опубликованных характерных дат половодья связана с расчетом даты начала половодья на реках Восточной Сибири. Однако для этих рек характерны маленькие величины слоев стока за период отклонений расчетных и опубликованных дат и, как следствие, незначительные отличия расчетных и опубликованных значений слоя стока за период половодья. Для более точного определения даты начала половодья на реках Восточной Сибири, по-видимому, надо вводить еще один параметр, который связан с величиной расхода воды в период зимней межени.

На основании рассчитанных и опубликованных данных о слое стока весеннего половодья проведен анализ погрешностей предложенной методики. В 88 % случаев относительная погрешность расчета слоя стока весеннего половодья по предложенной методике не превышает 10 % от значения, опубликованного в изданиях ГВК («Основные гидрологические характеристики» и «Многолетние данные о ресурсах поверхностных вод»).

Методика применена для удлинения рядов слоя стока весеннего половодья за период 1981–2007 гг. для репрезентативных водосборов арктической зоны России и дальнейшего их анализа в работе [Шевнина, 2011].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов В.В., Янкина В.А. Водные ресурсы Арктики, их изученность и очередные задачи исследований // Проблемы Арктики и Антарктики. 1991. Вып. 66. С. 118–128.
- Методические рекомендации по составлению справочника по водным ресурсам СССР. Вып. 7. Ч. 1. Л.: Половодье, 1962. 107 с.
- Многолетние данные о режиме и ресурсах поверхностных вод. Т. I. Вып. 12. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. С. 113–140.
- Митропольский А.К. Техника статистических вычислений. М.: Физматгиз, 1961. 479 с.
- Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. I. Прогнозы режима вод суши. Л.: Гидрометеоиздат, 1962. 198 с.
- Шевнина Е.В. Анализ стационарности многолетних рядов стока весеннего половодья на водосборах Российской Арктики // Проблемы Арктики и Антарктики. 2011. № 1 (87). С. 56–64.

E. V. SHEVNINA

METHODS OF CALCULATION OF SPRING FLOOD RUNOFF CHARACTERISTICS ACCORDING TO THE DAILY DISCHARGE DATA

The numerical criteria for selection of spring flood begin and end dates have been proposed. The calculation method of the depth of spring flood runoff have shown an examples of published observed daily discharge for the rivers located within the water recourses boundary of Russian Arctic.

Keywords: depth of spring flood runoff, method of calculation.

ИЗМЕНЧИВОСТЬ АЭРОЗОЛЬНО-ОПТИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ АТМОСФЕРЫ В СЕВЕРНОЙ И ЮЖНОЙ ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЯХ ПОСЛЕ 2000 г.

канд. геогр. наук Е.Н.РУСИНА, канд. геогр. наук В.Ф.РАДИОНОВ,
канд. физ.-мат. наук Е.Е.СИБИР

ГНЦ РФ Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: rusina@aari.ru; vradion@aari.ru

В статье представлены новые, полученные после 2000 г., результаты анализа данных наблюдений за аэрозольной оптической толщиной и показателем селективности аэрозольного ослабления на станциях международной сети AERONET в северной и южной полярных областях.

За тот же период приведены данные измерений интегральной оптической толщины атмосферы на российских полярных станциях. Они сопоставлены с аналогичными данными российских станций фоновое мониторинга состояния атмосферы. Выявлены особенности изменения аэрозольно-оптических параметров в начале настоящего века по сравнению с концом предыдущего.

Ключевые слова: аэрозольная оптическая толщина, показатель селективности, интегральная оптическая толщина, Арктика, Антарктида, AERONET.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к изучению оптических свойств атмосферного аэрозоля связан с тем, что он является одним из основных климатообразующих факторов. Первые количественные оценки характеристик аэрозольного ослабления солнечного излучения в атмосфере были получены из данных спектральных наблюдений за прямой солнечной радиацией [Ångström, 1961; Ångström, 1964; International operations handbook..., 1978]. Широкое распространение такого рода наблюдений началось под эгидой ВМО в 1970-х гг., когда заработала международная сеть фоновое мониторинга атмосферы – BAPMoN (Background Air Pollution Monitoring Network) [International operations handbook..., 1978]. В 1989 г. эта сеть была преобразована в Глобальную службу атмосферы – ГСА (Global Atmosphere Watch) [Global Atmospheric Background Monitoring..., 1992]. Наблюдения за аэрозольно-оптическими характеристиками атмосферы входили в обязательную программу измерений на всех пунктах наблюдений этих двух сетей [Forgan et al., 1993; Русина, 1991].

В настоящее время наиболее широкая наземная сеть спектральных наблюдений за характеристиками аэрозольной составляющей атмосферы – это поддерживаемая NASA международная сеть AERONET (Aerosol Robotic Network). На станциях AERONET, оснащенных сканирующими спектральными радиометрами «Cimel», в режиме реального времени проводятся измерения прямой солнечной радиации на длинах волн 340, 380, 440, 500, 675, 870, 936 и 1020 нм [Abdou et al., 2005; Dubovik et

al., 2002; Dubovik et al., 2000]. По результатам этих измерений вычисляются, в частности, величины спектральной аэрозольной оптической толщины $\tau(\lambda)$ на указанных длинах волн и параметр селективности (экспонента Ангстрема) α , характеризующий характер распределения аэрозольных частиц по размерам.

В настоящей работе представлены результаты наблюдений за аэрозольной оптической толщиной (АОТ), параметром селективности α и интегральной оптической толщиной атмосферы (ИОТ), полученные после 2000 г. на ряде станций международной сети AERONET в Арктике и Антарктике, а также на российских полярных и среднеширотных станциях. Мы попытались выяснить, произошли ли какие-либо изменения в уровнях аэрозольного загрязнения атмосферы в северной и южной полярных областях после 2000 г. по сравнению с концом прошлого века.

АНАЛИЗИРУЕМЫЕ ПАРАМЕТРЫ И ПУНКТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Для характеристики аэрозольного ослабления в атмосфере наиболее часто используется аэрозольная оптическая толщина $\tau(\lambda)$ на длине волны 500 нм – $\tau(500)$.

Для описания спектрального хода АОТ используется закон Ангстрема [Ångström, 1964]

$$\tau(\lambda) = \beta \cdot \lambda^{-\alpha}. \quad (1)$$

Параметр Ангстрема β численно равен аэрозольной оптической толщине на длине волны 1000 нм. Величина параметра селективности α (экспонента Ангстрема) зависит от микрофизических характеристик аэрозольных частиц, в первую очередь – от их размера. При преобладании в воздухе крупных частиц, когда $\alpha \rightarrow 0$, аэрозольная оптическая толщина не зависит от длины волны. Увеличение α означает, что в воздухе начинает превалировать мелкодисперсный аэрозоль, а при $\alpha = 4$ имеет место предельный случай – рэлеевское рассеяние на молекулах воздуха. Средние условия аэрозольного замутнения атмосферы характеризуются значением $\alpha \approx 1,3$.

На российских станциях фонового мониторинга BAPMoN – GAW спектральные актинометрические наблюдения за АОТ [Русина, 1991; Русина, 1997], проводившиеся с 1972 г., были прерваны в 1993 г. Для косвенной оценки степени замутнения/прозрачности атмосферы на станциях российской актинометрической сети часто используется интегральная оптическая толщина (ИОТ) атмосферы τ_2 , связанная с коэффициентом интегральной прозрачности P_2 соотношением

$$\tau_2 = -\ln P_2. \quad (2)$$

Величина ИОТ вычисляется по данным актинометрических измерений прямой солнечной радиации по формуле

$$\tau_2 = -(\sin h + 0,204) \cdot \ln (S(h) / S_0) / 1,41, \quad (3)$$

где $S(h)$ – прямая солнечная радиация (кВт/м²), измеренная при высоте Солнца h , приведенная к среднему расстоянию между Землей и Солнцем; S_0 – прямая солнечная радиация на верхней границе атмосферы (заатмосферная постоянная).

По существу, ИОТ представляет собой оптическую толщину атмосферы для прямой солнечной радиации в диапазоне длин волн $\Delta\lambda = 0,3\text{--}4$ мкм при оптической массе $m = 2$. Изменения ИОТ в этом диапазоне длин волн в основном определяются изменением содержания в атмосфере аэрозоля и водяного пара [Радионов и др., 1994].

В табл.1 приведен список станций и выполнявшиеся на них виды наблюдений, результаты которых анализируются в статье.

Список станций, их принадлежность к сетям наблюдений и измерявшиеся на станциях параметры, анализируемые в статье

№	Станция	Сеть	Измеряемые параметры
1	South Pole	AERONET	AOT
2	Мирный	Актинометрическая РФ	AOT, ИОТ
3	Новолазаревская	Актинометрическая РФ	ИОТ
4	Восток	Актинометрическая РФ	ИОТ
5	Andenes	AERONET	AOT, α
6	Hornsund	AERONET	AOT, α
7	Kangerlussuaq	AERONET	AOT, α
8	Longyearbyen	AERONET	AOT, α
9	Ny Alesund	AERONET	AOT, α
10	Opal	AERONET	AOT, α
11	Pearl	AERONET	AOT, α
12	Resolute Bay	AERONET	AOT, α
13	Sodankyla	AERONET	AOT, α
14	Thule	AERONET	AOT, α
15	Тикси	AERONET	AOT, α
16	Архангельск	Актинометрическая РФ	ИОТ
17	Белый Нос	Актинометрическая РФ	ИОТ
18	Бугрино	Актинометрическая РФ	ИОТ
19	о. Врангеля	Актинометрическая РФ	ИОТ
20	о. Диксон	Актинометрическая РФ	ИОТ
21	Елецкая	Актинометрическая РФ	ИОТ
22	Оленёк	Актинометрическая РФ	ИОТ
23	Сеяха	Актинометрическая РФ	ИОТ
24	Уэлен	Актинометрическая РФ	ИОТ
25	м. Челюскин (обс. им. Е.К.Федорова)	Актинометрическая РФ	ИОТ

РЕЗУЛЬТАТЫ

Эффект влияния аэрозольной составляющей атмосферы на величину $\tau(\lambda)$ можно продемонстрировать на основе данных ее измерений в Антарктиде. Антарктическая атмосфера практически свободна от влияния антропогенных источников аэрозоля, а ее общее влагосодержание изменяется в очень узких пределах в течение как года в целом, так и, особенно, в течение светлого времени, когда выполняются солнечные фотометрические наблюдения. Существенные понижения прозрачности атмосферы за счет увеличения аэрозольного замутнения в Антарктиде наблюдались только после сильных вулканических извержений [Tomasi et al., 2012].

На рис. 1а, б показаны среднесуточные значения $\tau(500)$, измеренные в обсерватории Мирный в антарктический сезон (с августа по апрель) 2011/12 г. и в первую половину сезона 2012/13 г., в сравнении с их средними многолетними значениями за период наблюдений 1982–2011 гг. Средние многолетние значения рассчитывались для

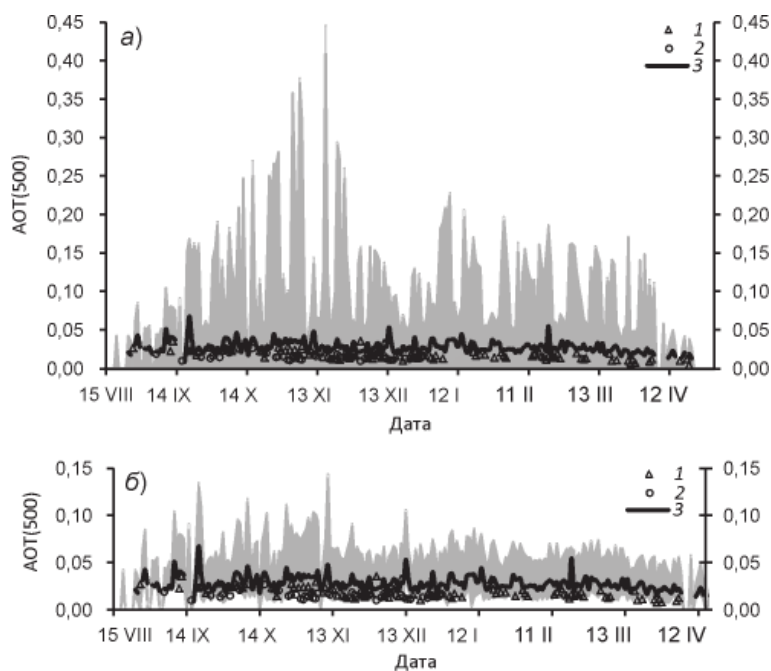


Рис. 1. Среднесуточные значения $\tau(500)$, измеренные в обсерватории Мирный в сезоны 2011–2012 гг. (1), 2012 г. (2) на фоне их многолетних средних значений за измерительные периоды 1985–89 и 1995–2011 гг., свободные от влияния вулканических замутнений атмосферы (3). Серым цветом выделены области, характеризующие амплитуды изменчивости $\tau(500)$ с учетом аэрозольного замутнения вулканическими выбросами (а) и в периоды без вулканического замутнения (б).

периодов 1985–1989 и 1995–2011 гг., когда на величине аэрозольной оптической толщины не сказывалось влияние извержений вулканов Эль-Чичон, Пинатубо и Хадсон [Радионов и др., 2011]. На этих рисунках серым фоном выделены области значений, расположенных в интервале между минимальными и максимальными среднесуточными значениями $\tau(500)$ как с учетом влияния аэрозольного замутнения атмосферы после сильных вулканических извержений, так и свободных от такого влияния. На рис. 1а экстремальные значения рассчитывались за все годы наблюдений, а на рис. 1б при их расчете исключены периоды, в течение которых сказывалось влияние вулканических извержений. На этих рисунках особенно заметно, насколько существенно влияет аэрозольное замутнение атмосферы после сильных вулканических извержений на величину $\tau(500)$.

Многолетняя изменчивость средних месячных значений $\tau(500)$ на арктических станциях AERONET и антарктических станциях Мирный и South Pole приведена на рис. 2.

На нем отчетливо видно, что внутригодовая изменчивость на станциях AERONET в Арктике и Антарктике заметно отличается. На антарктических станциях среднемесячные значения мало меняются в течение года. Внутригодовая изменчивость AOT на арктических станциях существенно выше по сравнению с антарктическими станциями. Это связано с различными механизмами формирования аэрозольной составляющей в атмосфере северной и южной полярных областей. Арктическая

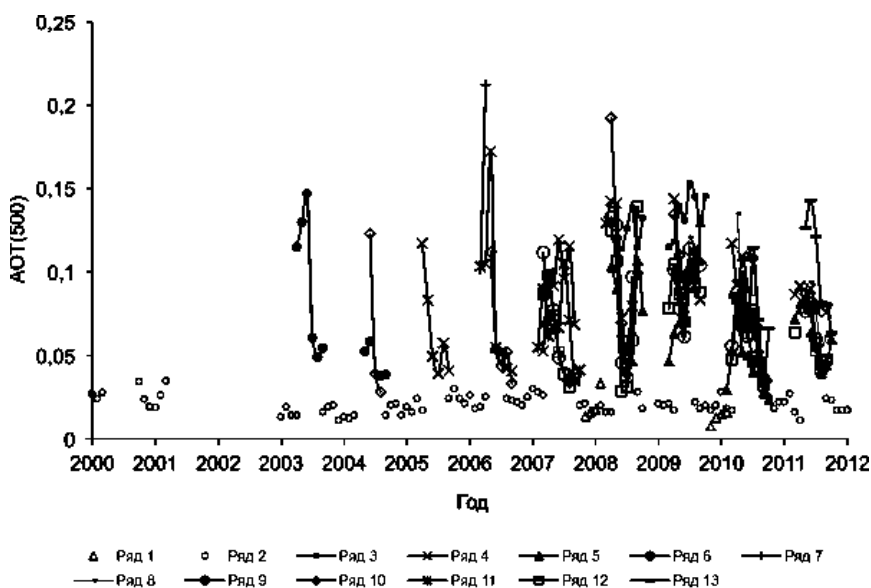


Рис. 2. Многолетняя изменчивость средних месячных значений AOT (500) на антарктических станциях South Pole (1), Мирный (2) и арктических станциях сети AERONET (3–13, показаны разными значками).

атмосфера существенным образом подвержена влиянию переносов загрязняющих примесей от источников умеренных широт в высокие, а Антарктида свободна от такого влияния [Радионон и др., 2011].

Как видно из рис. 2, за исследуемый период средние месячные величины $\tau(500)$ на антарктических станциях не превышали значения 0,05. На арктических станциях в зимне-весенний период аэрозольная оптическая толщина была значительно больше, чем в Антарктиде. Кроме того, на большинстве арктических станций AERONET в 2009 г. был зарегистрирован значительный рост как среднемесячных, так и средних за сезон наблюдений значений аэрозольной оптической толщины. Обычно подобное повышение AOT может следовать за крупным извержением вулкана. Однако в 2008–2009 гг. хотя и проявлялась вулканическая деятельность (например, извержение вулкана Сарычев и ряда других), но масштабы этих извержений, скорее всего, не могли оказать столь значительное влияние на AOT. Можно предположить, что такой рост AOT был связан с особенностями атмосферной циркуляции в эти годы и «дополнительным» переносом аэрозольных загрязнений в высокие широты. Статистически значимых многолетних трендов возрастания AOT(500) на арктических станциях AERONET тем не менее не наблюдалось. В Антарктиде подобных явлений не отмечалось.

Микрофизические характеристики аэрозольной составляющей атмосферы на станциях AERONET в Арктике после 2000 г. менялись в пределах их обычной изменчивости: средние месячные значения показателя селективности α за период наблюдений с 2000 по 2011 г. изменялись в пределах от 0,98 до 1,59. Среднее за эти годы значение α по данным наблюдений на этих станциях составляет $\alpha = 1,34 \pm 0,18$, т.е. обычно наблюдаемое среднее значение.

На рис. 3а показано изменение среднемесячных значений интегральной оптической толщины за 2000–2011 гг. на российских станциях в Арктике и Антарктиде.

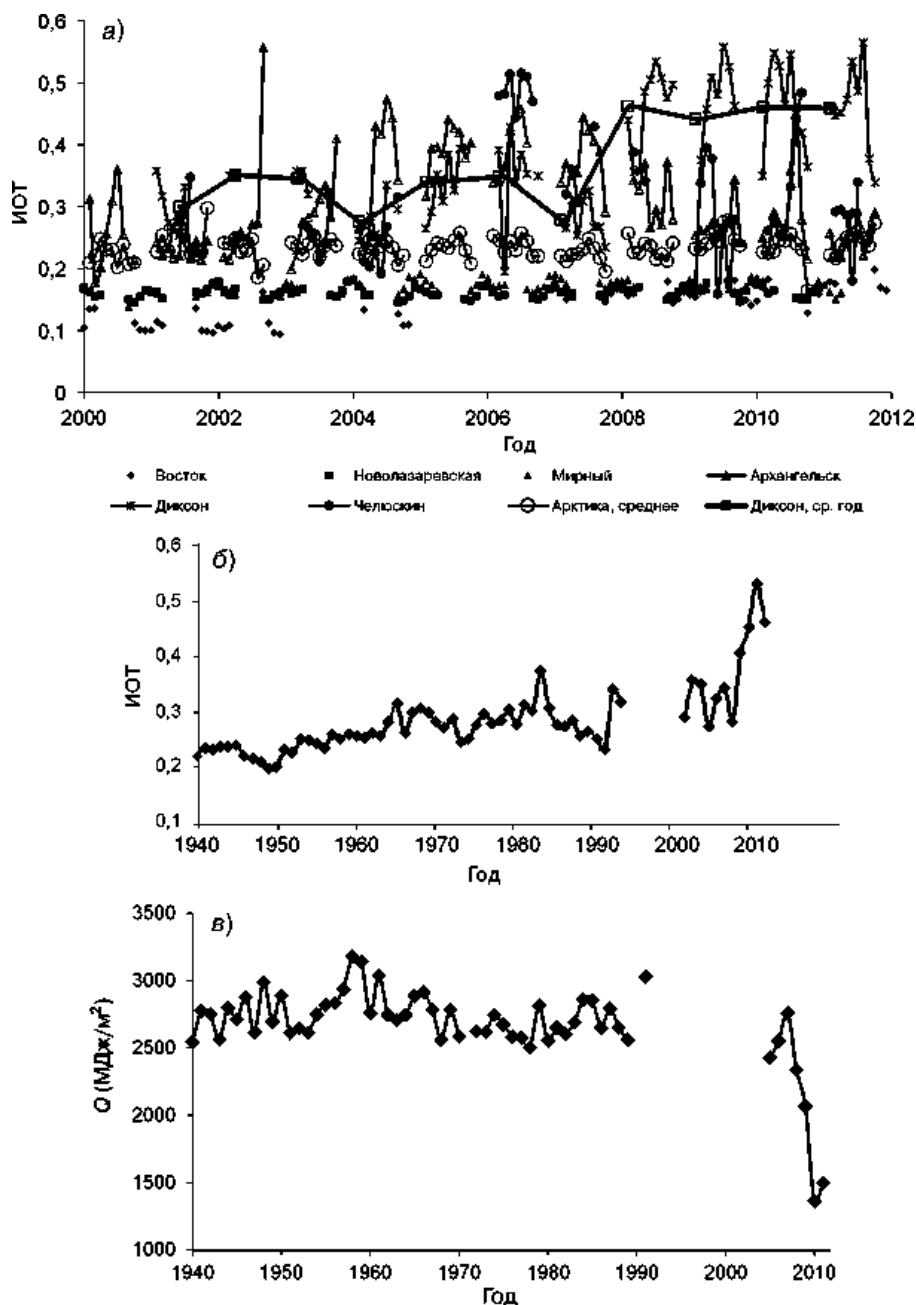


Рис. 3. Среднемесячные значения ИОТ на российских арктических и антарктических станциях и среднегодовые значения ИОТ на о. Диксон в 2000–2012 гг. (а); многолетняя изменчивость средних весенних (март–апрель) значений ИОТ (б) и годовых сумм суммарной радиации Q (МДж/м^2) (в) на станции о. Диксон в 1940–2011 гг.

Как видно из рис. 3а, среднемесячные значения τ_2 на антарктических станциях не превышают значения 0,2, а на арктических 0,4, т.е. верхние граничные значения для среднемесячных значений в Арктике вдвое превышают таковые в Антарктиде.

Следует отметить, что на трех российских арктических станциях после 2000 г. средние месячные значения ИОТ существенно превышали величину 0,4. Это станции: Архангельск в 2002–2007 гг., м. Челюскин (обс. им. Е.К.Федорова) в 2006 г. и о. Диксон начиная с 2008 г.

В Архангельске на величине интегральной оптической толщины могло сказаться влияние городских промышленных источников загрязнения. Причины, вызвавшие рост ИОТ на о. Диксон и м. Челюскин, скорее всего, связаны с воздействием локальных источников загрязнения.

На о. Диксон возрастание ИОТ сопровождалось существенным уменьшением годовых сумм приходящей к поверхности солнечной радиации. Это отчетливо видно на рисунках 3б, в. На них показан многолетний ход средних весенних (март–апрель) значений ИОТ и годовых сумм суммарной радиации за весь период наблюдений на этой станции. Поскольку на других станциях актинометрической сети в Арктике не отмечено уменьшения годовых сумм солнечной радиации, то можно с уверенностью заключить, что на о. Диксон это связано или с плохим качеством наблюдений, или с влиянием локальных источников замутнения атмосферы. В частности, по имеющейся информации, на о. Диксон вблизи площадки для наблюдений была установлена дизельная электростанция, факел выбросов которой и влиял на результаты актинометрических наблюдений. Таким образом, начиная с 2008 г. информацию по этой станции с точки зрения мониторинга регионального фона ИОТ и параметров радиационного режима следует считать сомнительной.

Резкие изменения этих характеристик с 2008 г. ярко иллюстрируют, насколько значимое влияние могут оказать локальные источники загрязнения на измеряемые характеристики солнечной радиации и прозрачности атмосферы.

Систематических изменений ИОТ на остальных рассматриваемых арктических станциях не наблюдалось.

Сравнение данных по интегральной оптической толщине, полученных на российских полярных станциях и на станциях фонового мониторинга состояния атмосферы, расположенных в средних широтах России, представлено на рис. 4.

Как видно из рисунка, самые низкие среднегодовые значения τ_2 наблюдались на антарктической станции Мирный. Они не превышают величины 0,18. Несколько более высокие значения ИОТ получены на станции фонового мониторинга Шаджатмаз, расположенной на Северном Кавказе на высоте 2070 м. Однако на этой станции среднегодовые значения, так же как и в Мирном, не превышают граничного уровня ИОТ ($\tau_2 = 0,2$). Следует отметить, что Шаджатмаз является единственной станцией на территории России, которая по своим природным и климатическим условиям приближается к требованиям, предъявляемым Всемирной метеорологической организацией к «глобальным» фоновым станциям, созданным для регистрации изменений глобального фоновое уровня загрязнения атмосферы [International operations handbook..., 1978].

Остальные среднеширотные фоновые станции – Усть-Вымь (Республика Коми), Памятная (Западная Сибирь на границе с Южным Уралом), Туруханск (Западная Сибирь, Красноярский край) и Хужир (Восточная Сибирь, остров на оз. Байкал) – являются «региональными». Результаты измерений на них отражают степень за-

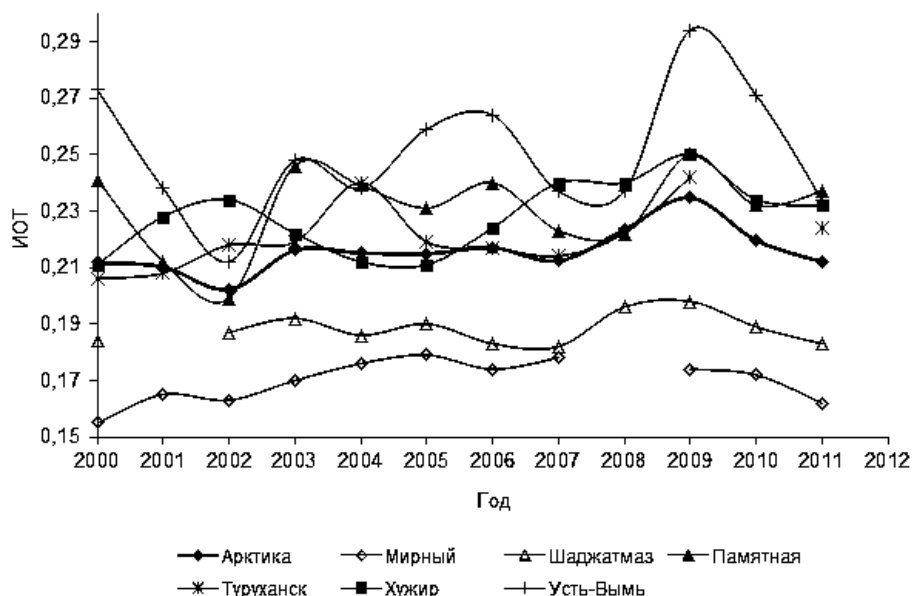


Рис. 4. Среднегодовые значения ИОТ на российских актинометрических станциях (за исключением станций Архангельск, о. Диксон и м. Челюскин); в obs. Мирный (Антарктида) и на среднеширотных станциях фонового мониторинга в РФ (Памятная, Шаджатмаз, Туруханск, Хужир, Усть-Вымь).

грязнения своего региона вне промышленных центров. Среднегодовые значения ИОТ на среднеширотных и арктических станциях близки по величине и колеблются в интервале $0,2 < \tau_2 \leq 0,3$ (рис. 4).

Следует заметить, что как на арктических станциях (кроме станций Архангельск, о. Диксон и м. Челюскин), так и на среднеширотных российских станциях статистически значимых систематических изменений оптической толщины атмосферы после 2000 г. выявлено не было.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Подытоживая результаты, полученные после 2000 г. на антарктических и арктических станциях, можно выделить следующие моменты:

1. Средние месячные значения $\tau(500)$ на антарктических станциях AERONET за истекший период настоящего века не превышали значения 0,05 (что соответствует ранее полученным результатам) и 0,15 на арктических станциях (за исключением отдельных случаев).

2. В 2009 г. на большинстве арктических станций AERONET зарегистрировано значительное повышение средних месячных и средних за сезон наблюдений величин $\tau(500)$. В Антарктиде подобных явлений в 2009 г. не наблюдалось.

3. Среднее значение показателя селективности аэрозольного ослабления α на станциях AERONET после 2000 г. составило $\alpha = 1,34 \pm 0,18$, т.е. среднюю величину, характерную для аэрозольной составляющей атмосферы в обычном невозмущенном состоянии.

4. Средние месячные значения интегральной оптической толщины атмосферы τ_2 на антарктических станциях не превосходили уровня 0,2. На арктических станциях

этот уровень был в 2 раза выше и составлял 0,4. Исключением оказались городская станция Архангельск и станции на о. Диксон, начиная с 2008 г., и м. Челюскин в 2006 г., где τ_2 превысила значение 0,4. Причиной этого, очевидно, стало влияние антропогенных городских (в Архангельске) и локальных источников загрязнения атмосферы.

5. По параллельным наблюдениям за $\tau(500)$ и τ_2 в обсерватории Мирный $\tau(500)$ в среднем составляет 12 % от интегральной оптической толщины атмосферы при атмосферной массе $m = 2$.

6. За истекший период нового века статистически значимых трендов $\tau(500)$ и τ_2 на станциях СПО и ЮПО, а также на среднеширотных станциях фоновго мониторинга атмосферы не прослеживается.

7. Доброкачественные, надежные данные о солнечной радиации и аэрозольно-оптических параметрах атмосферы можно получать лишь при восстановлении службы регулярных инспекций и поверок на станциях полярных областей.

Работа выполнена в рамках темы Росгидромета ЦНТП 1.3.1.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Радионов В.Ф., Мариунова М.С., Русина Е.Н., Лубо-Лесниченко К.Е., Пиманова Ю.Е. Аэрозольная мутность атмосферы в полярных областях // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 1994. Т. 30. № 6. С. 797–801.

Радионов В.Ф., Русина Е.Н., Сакерин С.М., Сибир Е.Е., Смирнов А.В. Составляющие радиационного баланса и аэрозольно-оптические параметры атмосферы в Антарктике в период МПГ на фоне их многолетней изменчивости // Вклад России в Международный полярный год 2007/08. Метеорологические и геофизические исследования. М.; СПб.: ООО «Паулсен», 2011. С. 158–169.

Русина Е.Н. Определение аэрозольной мутности по данным спектральных актинометрических наблюдений // Руководство по контролю загрязнения атмосферы. РД 52. 04.186 – 89. М.: Гидрометеиздат, 1991. С. 590–597.

Русина Е.Н. Оценка качества информации об аэрозольной мутности атмосферы на международной сети фоновго мониторинга БАПМОН // Труды ГГО. 1997. Вып. 544. С. 166–175.

Abdou W.A., Diner D.J., Martonchik J.V., Bruegge C.J., Kahn R.A., Gaitley B.J., Crean K.A., Remer L.A., Holben B. Comparison of coincident MISR and MODIS aerosol optical depths over land and ocean scenes containing AERONET sites // J. Geophys. Res. 2005. doi:10.1029/2004JD004693.

Ångström A. Techniques of determining the turbidity of the atmosphere // Tellus. 1961. Vol. 13. №2. P. 214–223.

Ångström A. The parameters of atmospheric turbidity // Tellus. 1964. Vol. 16. P. 64–75.

Dubovik O., Holben B.N., Eck T.F., Smirnov A., Kaufman Y.J., King M.D., Tanre D., Slutsker I. Variability of absorption and optical properties of key aerosol types observed in worldwide locations // J. Atm. Sci. 2002. Vol. 59. P. 590–608.

Dubovik O., Smirnov A., Holben B.N., King M.D., Kaufman Y.J., Eck T.F., Slutsker I. Accuracy assessments of aerosol optical properties retrieved from AERONET sun and sky-radiance measurements // J. Geophys. Res. 2000. Vol. 105. P. 9791–9806.

Forgan B.W., Deluisi J.J., Hicks B.B., Rusina E.N. Report on the Measurements of Atmospheric Turbidity in BAPMoN. 1993. WMO TD No. 603. 77 p.

Global Atmospheric Background Monitoring for Selected Environmental Parameters. 1992. WMO TD No. 562. 69 p.

International operations handbook for measurement of background atmospheric pollution. 1978. WMO No. 491. 110 p.

Tomasi C., Lupi A., Mazzola M., Stone R.S., Dutton E.G., Herber A., Radionov V.F., Holben B.N., Sorokin M.G., Sakerin S.M., Terpugova S.A., Sobolewski P.S., Lanconelli C., Petrov B.H., Busetto M., Vitale V. An update on polar aerosol optical properties using POLAR-AOD and other measurements performed during the International Polar Year // *Atmospheric Environment*. 2012. Vol. 52. P. 1–19.

E.N.RUSINA, V.F.RADIONOV, E.E.SIBIR

VARIABILITY OF AEROSOL AND OPTICAL PARAMETERS OF THE ATMOSPHERE IN NORTHERN AND SOUTHERN POLAR REGIONS AFTER 2000

The paper presents new, received after 2000 year, results of observations of aerosol optical depth and aerosol Ångström's exponent for the international network AERONET stations in northern and southern polar regions.

For the same period data of actinometrical measurements of atmospheric transparency at the Russian polar stations are presented. They are compared with similar data of the Russian background stations of air pollution monitoring. Features of change of aerosol and optical parameters at the beginning of the real century in comparison with the end of the previous are revealed.

Keywords: aerosol optical depth, selectivity exponent, atmospheric transparency, Arctic, Antarctic, AERONET.

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОХИМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ВОД КАРСКОГО МОРЯ В ЛЕТНИЙ ПЕРИОД 2012 г.

млад. науч. сотр. О.А.МОРОЗОВА¹, инженер А.В.ВЕСМАН¹,
канд. хим. наук Е.Д.ДОБРОТИНА¹, инженер А.Д.ТАРАСЕНКО¹,
инженер Н.К.ШУМСКАЯ¹, д-р биол. наук П.Я.ЛАВРЕНТЬЕВ²,
зав. лаб. В.А.ОНОШКО¹

¹ – ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: olga_m@aari.ru, anna.vesman@gmail.com, e_dobrotina@yahoo.com, taraseno4ka@gmail.com, natascorp6@rambler.ru, ova@aari.ru

² – The University of Akron (USA), e-mail: peter3@uakron.edu

Представлены результаты гидрохимических наблюдений, полученные в комплексной арктической экспедиции морского базирования «Ямал-Арктика» в августе–сентябре 2012 г. Установлено, что речные воды распространялись на северо-восток в направлении архипелага Северная Земля. Содержание минерального кремния в Обской губе достигало 150 мкмоль/л, что превышало средние климатические концентрации. Обнаружено аномально низкое содержание растворенного кислорода в придонном слое Байдарацкой губы, которое, по нашему мнению, вызвано возможным поступлением иловых вод, содержащих растворенные формы железа и органическое вещество. Выявлен незначительный дефицит кислорода в поверхностном слое воды Байдарацкой губы, что, скорее всего, связано с материковым стоком, на это указывают и концентрации биогенных элементов. В предыдущие годы дефицит кислорода не наблюдался. Обнаружено максимальное содержание растворенного кислорода в промежуточном слое воды. Проанализированы возможные причины происхождения максимума кислорода. Представлена пространственная изменчивость содержания минерального кремния, минерального фосфора и хлорофилла «а». В районе Новоземельского желоба было отмечено увеличение концентрации хлорофилла «а» в слое пикноклина.

Ключевые слова: Карское море, растворенный кислород, биогенные элементы, хлорофилл «а», речной сток.

ВВЕДЕНИЕ

Химический состав морской воды и распределение гидрохимических характеристик имеют большое значение для оценки состояния морских экосистем. Гидрохимические параметры служат хорошими индикаторами водных масс, показывают их динамику и трансформацию. Гидрохимические исследования необходимы для полного понимания процессов, происходящих в морских экосистемах. Гидрохимический мониторинг позволяет оценить фоновое состояние арктических экосистем и его изменение, что в настоящее время является актуальной задачей, поскольку арктические моря особенно чувствительны к внешним воздействиям окружающей среды. Кроме того, растворенный кислород является жизненно важным газом для функционирования морских экосистем, биогенные элементы являются минеральной базой для первичной продукции, а хлорофилл «а» позволяет оценить количество органического вещества в морской воде.

Гидрохимический режим Карского моря формируется в результате смешения атлантических, речных, поверхностных арктических и баренцевоморских вод. Южные и центральные районы моря находятся под влиянием речного стока р. Оби и р. Енисея, особенно юго-восточная часть моря. Гидрохимические условия северной части моря определяются поступлением сюда поверхностных арктических вод. Баренцевоморские воды поступают в Карское море через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, оказывая влияние на формирование гидрохимической структуры вод юго-западной части моря. Теплые соленые воды атлантического происхождения поступают в Карское море по желобу Св. Анны на западе и желобу Воронина на востоке.

Гидрохимические исследования в Карском море начались в период Второго Международного полярного года 1932–1933 гг. С 1948 г. в Карском море начали работать ежегодные океанографические экспедиции «Ледовый патруль», также в послевоенный период начинают работать высокоширотные воздушные экспедиции, в которых гидрохимические характеристики определялись, как правило, на поверхности [Русанов, Яковлев, Буйневич, 1979].

В данной статье приведены результаты гидрохимического мониторинга в летний период 2012 г. Приведены оценки изменчивости гидрохимических характеристик и обсуждены особенности их распределения.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

С августа по сентябрь 2012 г. на НИС «Профессор Молчанов» в рамках комплексной арктической экспедиции морского базирования «Ямал-Арктика» было выполнено 105 океанографических станций практически по всей акватории Кар-

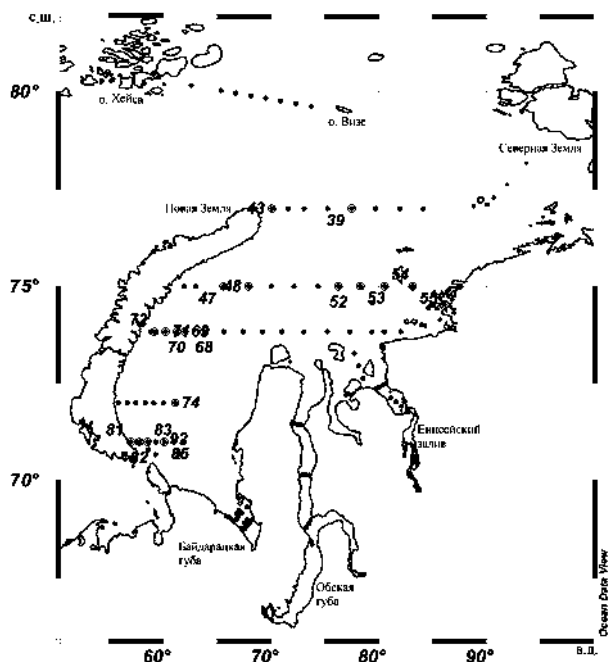


Рис. 1. Схема гидрохимических наблюдений. Цифры рядом с выделенными точками – номера станций, на которых обнаружен максимум кислорода в промежуточном слое воды и на которых проводились измерения оптических характеристик морской воды.

ского моря, которые включали отбор и анализ проб на гидрохимические параметры (рис. 1). Отбор проб морской воды выполнялся батометрами Нискина емкостью 5 л. Как правило, пробы воды отбирались на стандартных горизонтах. Определение гидрохимических параметров включало в себя определение растворенного кислорода, растворенного неорганического кремния, растворенного неорганического фосфора и хлорофилла «а». Определение кислорода, кремния и фосфатов проводились по стандартным методикам, принятым в современной морской химии [РД 52.10.744–2010; РД 52.10.736–2010 и РД 52.10.736–2010]. Относительная ошибка определения кислорода не превышала 2 % при содержании кислорода в морской воде 0,70–10 мл/л. Относительная ошибка определения кремния составила не более 4 % при содержании кремнекислоты в морской воде 0–5 мкмоль/л и не более 2,5 % при содержании кремнекислоты 5–60 мкмоль/л. Относительная ошибка определения фосфатов составила не более 15 % при содержании фосфатов в морской воде 0–0,2 мкмоль/л, не более 5 % при содержании фосфатов 0,2–0,9 мкмоль/л и не более 2 % при содержании фосфатов 0,9–2,8 мкмоль/л. Для определения хлорофилла «а» отобранные пробы морской воды были профильтрованы через нейлоновые мембранные и целлюлозно-ацетатные фильтры. Затем фильтры помещались в 96 % этанол на 12 часов для экстракции хлорофилла «а» в темноте при комнатной температуре [Wasmund, Torpp, Schories, 2006]. Концентрации хлорофилла «а» измерялись на флуориметре без использования окисления [Welschmeyer, 1994].

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Распределение растворенного кислорода в поверхностном слое воды

По распределению насыщенности поверхностных вод растворенным кислородом хорошо видно влияние водных масс, формирующих гидрохимический режим Карского моря. Обь-Енисейский район находится под непосредственным влиянием таких крупных сибирских рек, как Обь и Енисей. По нашим оценкам насыщенность поверхностных вод кислородом в этом районе была в пределах 86,5–99,7 %, средняя величина дефицита кислорода составляла 6–7 %, что в целом согласуется с климатическими данными. Растворенный кислород расходуется здесь на окисление органического вещества, которое в большом количестве приносят сибирские реки, а также на химические, биохимические и физико-химические процессы, которые интенсивно происходят в зоне смешения речных и морских вод. Гидрохимическая структура вод юго-восточной части Карского моря также формируется под влиянием речных вод, здесь наблюдался дефицит кислорода, не превышающий 3 %. По данным экспедиций «БАРКАЛАВ», в августе–сентябре 2007 и 2008 гг. дефицит кислорода в поверхностном слое юго-восточного и центрального районов моря достигал 7 %. Средняя величина дефицита кислорода равнялась 4 %. Это может служить косвенным признаком того, что вынос речных вод в Карское море в 2012 г. был менее интенсивным, чем в предшествующие годы. Насыщение поверхностного слоя воды кислородом в центральной части моря в августе–сентябре 2012 г. составляло 100 %, влияние речного стока на этот район не распространялось.

Поверхностный слой воды северной части Карского моря в летний период всегда слегка перенасыщен кислородом. Это обуславливается поступлением сюда поверхностных арктических вод, богатых кислородом, и обогащением кислородом при таянии льдов, в результате которого в морскую воду поступают питательные вещества,

способствующие интенсивному развитию процесса фотосинтеза. В сентябре 2012 г. насыщение поверхностного слоя воды кислородом северного района Карского моря составляло 101–102 %, по данным 28-го рейса на НЭС «Академик Федоров» и экспедиции «БАРКАЛАВ» насыщение воды кислородом в сентябре 2008 г. было 101–103 %.

Поверхностный слой воды юго-западного и западного районов моря был перенасыщен кислородом (101–104 %). Баренцевоморские воды, поступающие в Карское море через проливы Карские Ворота и Югорский Шар, обеспечивают хорошую аэрацию поверхностного слоя воды юго-западной части Карского моря. Также при таянии Новоземельского ледяного массива создаются благоприятные условия для развития фитопланктона, а соответственно, и для насыщения воды кислородом.

В поверхностном слое воды Байдарацкой губы наблюдался дефицит кислорода, который был равен 1–2 %. По климатическим данным поверхностный слой воды Байдарацкой губы в августе–сентябре всегда слегка перенасыщен кислородом. Среднее содержание биогенных элементов в поверхностном слое воды Байдарацкой губы было несколько выше, чем в центральной и северной частях моря. Концентрация кремния составляла 3,5–4,0 мкмоль/л, фосфатов – 0,22–0,35 мкмоль/л, то есть материковый сток оказывал непосредственное влияние на гидрохимические условия в Байдарацкой губе в летний период. По архивным данным (1936–2008 гг.), средняя концентрация кремния составляет 3,5 мкмоль/л, средняя концентрация фосфатов – 0,12 мкмоль/л. Мы полагаем, что повышение содержания биогенных элементов в морской воде происходит из-за увеличения стока органического вещества, растворенных форм железа, загрязняющих веществ, выносимых с материковыми водами, так как изменяются природные условия в том числе и из-за расширения промышленно-хозяйственной деятельности.

Особенности вертикального распределение растворенного кислорода

По климатическим данным (1935–1999 гг.), морская вода, под влиянием речного стока, в Обско-Енисейском районе, как правило, стратифицирована по вертикали. В поверхностном слое воды, толщиной 5–10 м, средняя концентрация кислорода равна 8,03 мл/л, насыщение воды кислородом составляет 95,5 %. В слое пикноклина, толщиной 5 м, средняя концентрация кислорода равна 7,28 мл/л, насыщение воды кислородом – 86,8 %. В придонном слое воды абсолютное значение кислорода – 6,50 мл/л, относительное содержание кислорода – 77 %. По данным нашей экспедиции, морская вода в Обь-Енисейском районе была достаточно хорошо перемешана. Соответственно концентрации растворенного кислорода с глубиной практически не менялись. Средние абсолютные значения кислорода были 6,77–7,43 мл/л, относительные значения кислорода соответственно варьировались в пределах 84,9–96,8 %.

Вода в Байдарацкой губе была также хорошо перемешана, содержание растворенного кислорода по всей глубине было достаточно однородным. Средняя концентрация кислорода равнялась 5,66–6,69 мл/л, что соответствует 88,5–100,7 %. Однако в районе морского перехода газопровода на двух станциях было обнаружено аномально низкое содержание кислорода в придонном слое воды – 3,45 мл/л и 3,54 мл/л, что соответствует 50 % и 53,6 % насыщению воды кислородом. По климатическим данным (1936–2008 гг.) были зарегистрированы единичные случаи низких значений кислорода в придонном слое воды, однако концентрация кислорода в 2012 г. является аномально низкой. Низкое содержание кислорода может отразиться на функционировании морской экосистемы Байдарацкой губы. Наиболее вероятной причиной низкой концентрации кислорода авторы считают наличие загрязняющих веществ в придонном

слое воды, но достоверных оценок по содержанию загрязняющих веществ в воде нет. Также мы предполагаем, что в результате интенсивного взмучивания донных осадков (наблюдалось сильное волнение) придонный слой воды мог обогатиться растворенными формами железа и органическим веществом за счет поступления иловых вод, богатых этими веществами из тонкодисперсных донных осадков Байдарацкой губы. Непосредственных данных о содержании растворенного железа в донных осадках Байдарацкой губы нет. Но при исследовании южной мелководной равнины Карского моря, в состав которой входит и Байдарацкая губа, в 1969–1972 гг. гидрохимический анализ проб морской воды показал, что содержание растворенного кислорода уменьшается в направлении ко дну и заметно увеличивается содержание кремния на станциях, где в донных осадках были обнаружены железомарганцевые конкреции [Кошелев, 1984]. Летом 2012 г. на одной из станций, где наблюдалось низкое содержание кислорода, концентрация кремния в придонном слое воды была 8,52 мкМоль/л, а концентрация фосфатов – 0,50 мкМоль/л. Здесь низкое значение кислорода также могло быть вызвано интенсивным процессом разложения органического вещества, в результате чего происходило накопление минеральных форм биогенных веществ в придонном слое воды.

Трансформированная атлантическая водная масса оказывает непосредственное влияние на гидрохимические условия северного района Карского моря. На разрезе, выполненном вдоль 77° с.ш. от мыса Желания до 84,16° в.д., наблюдалось перенасыщение поверхностного слоя воды кислородом – 102 %. Абсолютное значение кислорода в западной части разреза было 7,5 мл/л, в восточной части разреза абсолютные значения растворенного кислорода немного больше – 7,9 мл/л, это связано с тем, что вода здесь имеет меньшую соленость, чем в западной части разреза. По вертикальному распределению растворенного кислорода на разрезе определили, что трансформированная атлантическая водная масса залегает на глубине 100 м и до дна. Трансформированная атлантическая водная масса характеризуется небольшим содержанием растворенного кислорода, летом 2012 г. абсолютное содержание кислорода было 7,13 мл/л, что соответствовало 90,2 % насыщению воды кислородом. Также атлантическая водная масса выделялась по относительно высоким концентрациям биогенных элементов, содержание кремния ней составляло 5 мкМоль/л, содержание фосфатов – 0,7 мкМоль/л. Атлантическая водная масса в желобе Св. Анны также характеризовалась пониженным содержанием кислорода – 7,10 мл/л, что соответствовало 90 % насыщению морской воды кислородом (разрез от о. Визе до о. Хейса архипелага Земля Франца-Иосифа).

Среднее абсолютное значение растворенного кислорода в верхнем квазиоднородном 10–25 м слое воды в Новоземельской впадине было 6,87 мл/л, относительное содержание кислорода – 100 %. В слое воды 25–50 м выделялся максимум кислорода, среднее абсолютное значение кислорода – 8,57 мл/л, относительное значение – 106,8 %. Начиная с глубины 100 м содержание кислорода в воде монотонно убывает, среднее абсолютное значение кислорода – 7,00 мл/л, относительное значение – 84 %. В придонном слое воды Новоземельского желоба происходит накопление минеральных форм фосфора и кремния за счет разложения органического вещества, в результате наблюдался значительный дефицит кислорода, который был равен 20–22 %. В северной части Новоземельской впадины (75° с.ш.) в придонном слое был отмечен приток относительно теплых вод, которые вентилировали придонный слой Новоземельского

желоба. Температура воды придонного слоя воды была $-0,42^{\circ}\text{C}$, концентрация растворенного кислорода – $7,19\text{ мл/л}$, насыщение воды кислородом – 88% , температура выше лежащего слоя воды была $-0,85^{\circ}\text{C}$, концентрация кислорода – $6,94\text{ мл/л}$, насыщение воды кислородом – 84% .

Как было отмечено выше, яркой особенностью вертикального распределения растворенного кислорода в летний период в Карском море является наличие максимума содержания кислорода в промежуточном слое воды – в слое пикноклина (рис. 2). Значение вертикального градиента величины концентрации растворенного кислорода достигало $0,09\text{ (мл/л)/м}$ или $0,7\text{ \%/м}$ по данным настоящей экспедиции. В северной части Карского моря максимум кислорода наблюдался в среднем на глубине 45 м . В центральной части моря на глубине 30 м , в юго-западной части моря на глубине 40 м . Происхождение максимума растворенного кислорода в промежуточном слое воды объясняют оптимальной глубиной развития фитопланктона, в результате чего в воду поступает кислород. Оптимальная глубина развития фитопланктона определяется

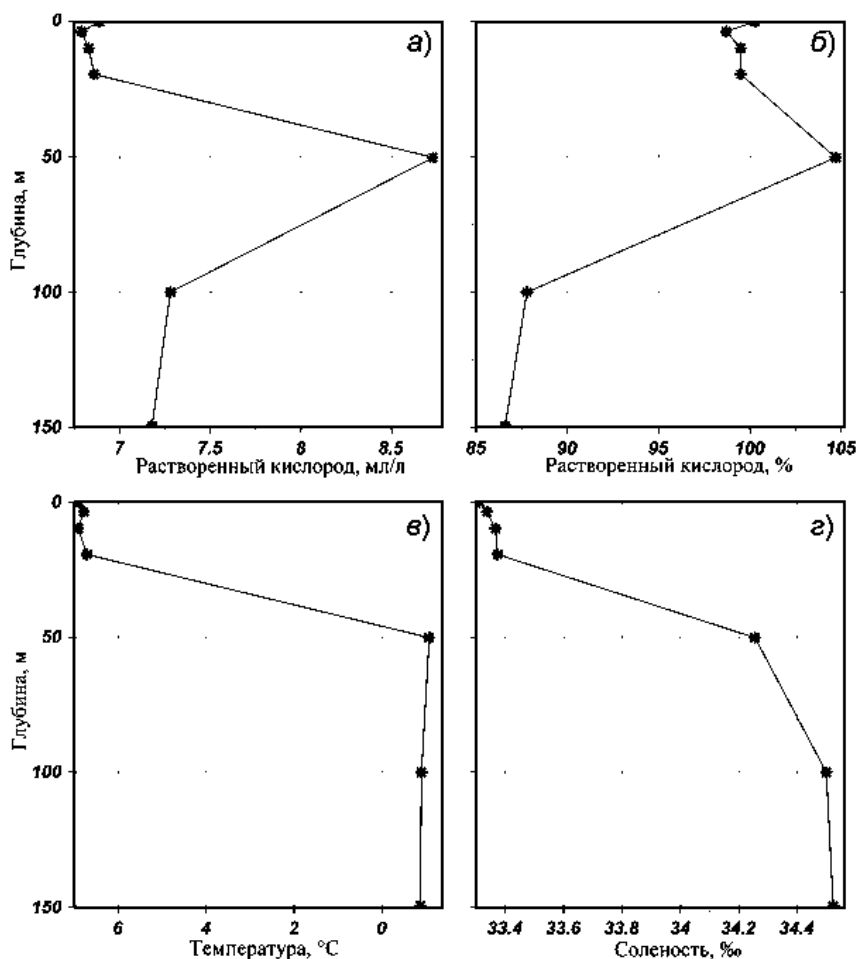


Рис. 2. Вертикальное распределение растворенного кислорода в мл/л (а), растворенного кислорода в $\%$ насыщения (б), температуры воды в $^{\circ}\text{C}$ (в) и солёности в ‰ (г) на станции № 67.

совокупностью следующих параметров: прозрачностью воды, наличием питательных веществ, температурой воды [Русанов, Яковлев, Буйневич, 1979; Романкевич, Ветров, 2001]. Однако до настоящего времени существование оптимальной глубины развития фитопланктона, как правило, в промежуточном слое воды не было подтверждено или опровергнуто биологическими исследованиями. По мнению С.В.Пивоварова, максимум кислорода в промежуточном слое воды летом – это результат развития фитопланктона в поверхностном слое воды возле кромки льда до начала интенсивного таяния льда весной. Перенасыщенный кислородом «весенний» поверхностный слой воды при интенсивном таянии льда летом перекрывается верхним квазиоднородным слоем воды. Таким образом, богатые кислородом поверхностные «весенние» водные массы попадают в промежуточный слой воды летом. Наличие пикноклина позволяет поверхностным «весенним» водным массам, оказавшись в промежуточном слое воды летом, сохранять свои свойства вплоть до осени [Пивоваров, 2000]. Важным фактором для развития процесса фотосинтеза является глубина проникновения солнечной ради-

Таблица

Оптические свойства воды.

№ станции	Глубина максимума O ₂ , м	Проникающая радиация, %	Прозрачность по диску Секки, м
39	40	1,2	46
43	50	1,4	53
47	50	0	51
48	50	1,9	43
52	25	3,9	47
53	20	3,1	44
54	20	0,7	21
56	15	1,5	14
68	50	2	38
69	50	1	38
70	30	7	38
71	25	11,2	39
72	25	6,8	38
74	45	1	42
81	40	0,9	29
82	50	0	27
83	50	0	29
85	25	1,4	27
92	50	0	31

ации. В настоящей экспедиции были проведены измерения оптических характеристик морской воды. В таблице представлены глубина проникновения солнечного света, определенная по диску Секки, и относительные значения проникающей солнечной радиации на горизонтах, где наблюдались максимумы кислорода. Глубина проникновения солнечного света, определенная по диску Секки, и относительные значения проникающей солнечной радиации в целом достаточно хорошо согласуются между собой. Видно, что, как правило, горизонт, на котором наблюдался максимум кислорода, находится на нижней границе или ниже эвфотического слоя. На станциях № 52, 53, 70, 71, 72 на глубину максимума кислорода проникало больше 1 % солнечной радиации,

то есть теоретически здесь возможно совпадение оптимальной глубины для развития фитопланктона и глубины максимума кислорода. Следует также отметить, что на этих станциях глубина максимума кислорода не превышала 25 м, в то время как на станциях, где до глубины максимума кислорода солнечный свет практически не доходил, эта глубина могла достигать 50 м. Мы полагаем, что на станциях, где наблюдался максимум кислорода в слое ниже 25 м, максимум кислорода – результат опускания поверхностных «весенних» водных масс. На станциях, где максимум кислорода наблюдался в слое 25 м или выше, не исключено биологическое происхождение максимума кислорода в результате цветения фитопланктона на этой глубине в летний период.

Особенности распределения кремния в поверхностном слое воды

Растворенный неорганический кремний является наиболее объективной характеристикой для выделения речных вод в арктических морях. Границей распространения речного стока в Карском море можно считать изолинию содержания кремния 9 мкмоль/л. По распределению кремниевой кислоты в поверхностном слое Карского моря в августе–сентябре 2012 г. видно, что речные воды из Обской губы и Енисейского залива распространялись на северо-восток в направлении Северной Земли, не затрагивая при этом центральный район моря (рис. 3а). Такое распределение речного стока характерно для гидрометеорологических условий, при которых усиливаются Восточно-Новоземельское и Западно-Таймырское течения. Это восточный вариант распространения речного стока в Карском море, который происходит нечасто. По данным экспедиции «БАРКАЛАВ» 2007 и 2008 гг. и по данным 28-го рейса на НЭС «Академик Федоров», в 2008 г. северный район моря вплоть до оконечности м. Желания архипелага Новая Земля и центральный район моря были заняты распресненными и богатыми биогенными элементами водами речного происхождения. Это свидетельствует об усилении течений Св. Анны и Ямальского, которые способствуют северо-западному переносу речных вод (рис. 3б). Это юго-западный вариант распространения речного стока в Карском море [Иванов, Русанов, Гордин, Осипова, 1984].

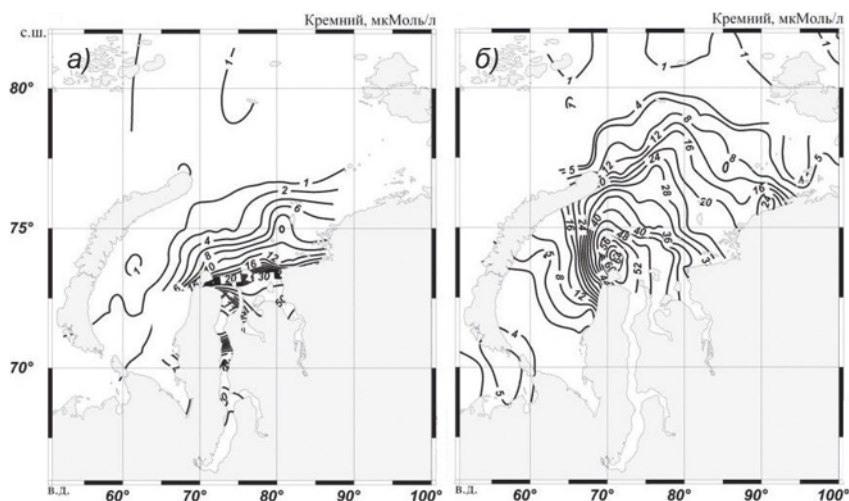


Рис. 3. Распределение кремния в мкмоль/л в поверхностном слое воды в августе–сентябре 2012 г. (а) и распределение кремния в мкмоль/л в поверхностном слое воды в августе–октябре 2007–2008 гг. (б).

Общая характеристика изменчивости биогенных элементов и хлорофилла «а»

Наибольшая пространственная неоднородность в распределении минерального кремния наблюдалась в слое воды 0–30 м. Содержание кремния здесь менялось в пределах 0,15–150 мкМоль/л. Наибольшее содержание кремния было отмечено в Обской губе, наименьшее в северной части Карского моря. Как правило, концентрация кремния в приустьевых районах моря не превышает 110 мкМоль/л. Содержание кремния в северном и центральном районах моря в слое 0–30 м не превышало 2,7 мкМоль/л. Концентрация кремния в хорошо перемешанной воде Байдарацкой губы была в пределах 2,17–5,22 мкМоль/л. В юго-западной части моря в слое 0–30 м концентрация кремния изменялась от 0,19 мкМоль/л до 3,03 мкМоль/л. Вертикальное распределение минерального кремния в Обь-Енисейском районе и в Байдарацкой губе было достаточно однородным. В северном районе моря в поверхностном однородном 0–25 м слое средняя концентрация кремния была 1,14 мкМоль/л, в промежуточном слое воды концентрация кремния резко увеличивалась и составляла 1,12–5,04 мкМоль/л, начиная с глубины 50–100 м и до дна концентрация кремния с глубиной увеличивалась незначительно, максимальная концентрация кремнекислоты в придонном слое воды составляла 9,75 мкМоль/л. В юго-западной части Карского моря в поверхностном 0–(25–50) м достаточно однородном слое воды средняя концентрация кремния составляла 1,5 мкМоль/л. Начиная с глубины 50 м содержание кремния в морской воде значительно увеличивалось, максимальная концентрация кремния наблюдалась в придонном слое воды южной части Новоземельской впадины и составляла 17,05 мкМоль/л. В придонном слое воды Новоземельского желоба существуют благоприятные условия для накопления минеральных форм фосфора и кремния за счет разложения органического вещества, которое опускается в придонный слой с вышележащих слоев.

Характер распределения минерального фосфора имеет общие черты с распределением минерального кремния. Наибольшая пространственная изменчивость наблюдалась в слое воды 0–20 м. В Обской губе концентрация фосфора достигала 1,79 мкМоль/л. В Байдарацкой губе содержание фосфатов менялось от аналитического нуля до 0,58 мкМоль/л. В северном районе Карского моря в верхнем 25 м, хорошо перемешанном слое воды концентрация фосфатов была в пределах 0,05–0,46 мкМоль/л. Средняя концентрация фосфора в верхнем 25 м слое воды в юго-западной части Карского моря составляла 0,15 мкМоль/л. В промежуточном слое воды, от 25 м до 75 м, в северном районе Карского моря концентрация фосфатов резко увеличивается с глубиной в среднем до 0,7 мкМоль/л. Начиная с 75 м и до дна концентрация фосфатов увеличивается незначительно, достигая в придонном слое воды 0,9 мкМоль/л. В юго-западном районе моря в промежуточном слое воды, от 25 м до 75 м, концентрация фосфатов менялась от 0,12 до 0,7 мкМоль/л. Начиная с 75 м и до дна содержание фосфатов увеличивалось незначительно. Максимальное содержание минерального фосфора было отмечено в придонном слое Новоземельской впадины и составило 1,07 мкМоль/л.

В целом, для Карского моря характерны достаточно высокие концентрации хлорофилла «а» в прибрежной зоне, подверженной стоку р. Оби и р. Енисея, и невысокие (около 0,2–0,5 мг/м³) в открытой части моря. Похожий характер распределения был в этой экспедиции. Концентрации хлорофилла «а» в перемешанном слое изменялись от 0,28 мг/м³ в районе Новоземельского желоба до 4,5 мг/м³ в пресноводном районе

Енисейского залива. Аномально высокое значение концентрации хлорофилла «а» было зарегистрировано в Обской губе в районе поселка Сабетта и составило 17,08 мг/м³, минимальное значение концентрации хлорофилла «а» за весь период экспедиции было получено в районе острова Вилькицкого и составило 0,22 мг/м³. Возможно, аномально высокое значение концентрации хлорофилла «а» в Обской губе можно объяснить тем, что измерения проводились в самый пик развития фитопланктона, что отмечалось даже визуально. Для вертикального распределения хлорофилла «а» в среднем характерно понижение с глубиной. Однако на станции, расположенной в районе Новоземельского желоба, было отмечено локальное увеличение концентрации на глубине пикноклина (от 0,6 мг/м³ до 0,71 мг/м³). В Байдарацкой губе значения концентрации хлорофилла «а» изменялись примерно от 0,4 мг/м³ до 0,7 мг/м³, в Обской губе от 1,58 мг/м³ до 17,08 мг/м³ в районе острова Белый, для Енисейского залива были характерны значения от 1,5 мг/м³ до 4,5 мг/м³ в самой пресноводной части залива. При сравнении полученных данных и данных 2007 г., описанных С.А.Мошаровым, значения концентрации хлорофилла «а» в 2012 г. были выше, чем в сентябре 2007 г. Среднее значение, по данным экспедиции «Ямал-Арктика», составило 1,16 мг/м³. По данным С.А.Мошарова, среднее значение составляло 0,76 мг/м³ [Мошаров, 2007]. Тем не менее при сравнении следует учитывать, что данные, полученные в 2007 г., относятся ко второй половине сентября, а исследования 2012 г. проводились с начала августа по середину сентября. Также исследования 2007 г. включали в себя более северные районы (желоб Св. Анны), в то время как в 2012 г. самые северные станции, на которых определялся хлорофилл «а», располагались на 77° с.ш.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполнен мониторинг химического состава вод Карского моря в летний период 2012 г. Получены оценки гидрохимических параметров, выявлены и проанализированы особенности гидрохимической структуры вод.

Выполнено исследование фронтальной зоны на границы взаимодействия речных и морских вод. Анализ распределения минерального кремния в поверхностном слое морской воды показал, что распространение речных вод в Карском море летом 2012 г. относится к восточному типу распространения речных вод. Содержание кремния в приустьевых районах моря было выше климатических норм.

Обнаружено аномально низкое содержание растворенного кислорода в придонном слое воды Байдарацкой губы, которое, по мнению авторов, связано с возможным загрязнением воды и возможным поступлением поровых вод, содержащих растворенное железо и органическое вещество. Был зафиксирован незначительный дефицит кислорода в поверхностном слое Байдарацкой губы, что не соответствует климатическим нормам. Возможные причины – изменения объема и химического состава материкового стока, которые вызваны изменением природных условий и увеличением хозяйственно-промышленной деятельности.

Проанализированы причины происхождения слоя максимума кислорода в слое сезонного пикноклина. По данным оптических характеристик воды можно предположить, что происхождение максимума кислорода глубже 25 м является следствием опускания поверхностных «весенних» водных масс, перенасыщенных кислородом, в промежуточный слой воды летом в результате таяния льдов. А на станциях, где наблюдался максимум кислорода на глубине 25 м и выше, не исключено, что вероятный источник повышенного содержания кислорода в этом слое – процесс фотосинтеза.

Установлено, что наибольшее содержание биогенных веществ наблюдалось в приустьевых районах моря, при этом содержание фосфатов и кремния в Обской губе было выше, чем в Енисейском заливе. Максимальная концентрация биогенных веществ в придонном слое воды была отмечена в Новоземельском желобе.

Аномально высокое содержание хлорофилла «а» было зафиксировано в Обской губе. В Новоземельском желобе отмечалось локальное увеличение концентрации хлорофилла «а» в слое пикноклина.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов В.В., Русанов В.П., Гордин О.И., Осипова И.В. Межгодовая изменчивость распространения речных вод в Карском море // Тр. ААНИИ. 1984. Т. 368. С. 74–81.
- Кошелев Б.А. Железо-марганцевые конкреции Карского моря // Тр. ААНИИ. 1984. Т. 368. С. 119–127.
- Мошаров С.А. Распределение первичной продукции и хлорофилла «а» в Карском море в сентябре 2007 года // Океанология. 2010. Т. 50. № 6. С. 933–941.
- Пивоваров С.В. Химическая океанография арктических морей России. СПб.: Гидрометеиздат, 2000. 88 с.
- Романкевич Е.А., Ветров А.А. Цикл углерода в арктических морях России. М.: Наука, 2001. 302 с.
- Руководящий документ 52.10.736–2010 «Объемная концентрация растворенного кислорода в морских водах». М.: ФГУ «ГОИН», 2010. 19 с.
- Руководящий документ 52.10.744–2010 «Массовая концентрация кремния морской воде». М.: ФГУ «ГОИН», 2010. 13 с.
- Руководящий документ 52.10.738–2010 «Массовая концентрация фосфатов в морских водах». М.: ФГУ «ГОИН», 2010. 27 с.
- Русанов В.П., Яковлев Н.И., Буйневич А.Г. Гидрохимический режим Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 355. 144 с.
- Wasmund N, Topp I, Schories D. Optimising the storage and extraction of chlorophyll samples // Oceanologia. 2006. Vol. 48. P. 125–144.
- Welschmeyer N.A. Fluorometric analysis of chlorophyll A in the presence of chlorophyll-b and pheopigments. Limnol // Oceanologia. 1994. Vol. 39. P. 1985–1992.

O.A.MOROZOVA, A.V.VESMAN, E.D.DOBROTINA, A.D.TARASENKO, N.K.SHUMSKAYA,
P.Y.LAVRENTYEV, V.A.ONOSHKO

THE HYDROCHEMICAL CONDITIONS IN THE KARA SEA IN SUMMER 2012

The results of hydrochemical observations received in the «Yamal-Arctic» expedition in August-September 2012 are considered. The river waters were spreading north-east toward the Severnaya Zemlya Archipelago. Silicate concentration in the Ob' Bay reached 150 μM , which exceeds the average climatic values. The abnormally low dissolved oxygen concentration in the bottom waters of the Baidara Bay was found. It might be caused by inflow of pore waters, containing dissolved forms of iron and organic matter. A slight oxygen deficiency in the surface layer of the Baidara Bay has been found. It is most likely due to mainland runoff and nutrient concentrations indicated this. The oxygen deficit has not been observed in previous years. The intermediate dissolved oxygen maximum was observed. The possible causes of the oxygen maximum formation were interpreted. The spatial variability of the silicate, phosphate and chlorophyll-concentrations was analyzed. The local increase of the chlorophyll A concentration in the pycnocline layer was noted in the Novaya Zemlya trench.

Keywords: The Kara Sea, dissolved oxygen, nutrients, chlorophyll A, river run-off.

ТРАНСФОРМАЦИЯ АТЛАНТИЧЕСКОЙ ВОДЫ В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КОТЛОВИНЫ НАНСЕНА ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

канд. физ.-мат. наук В.В.ИВАНОВ¹, канд. физ.-мат. наук Е.О.АКСЕНОВ²

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

² – Национальный океанографический центр Великобритании, г. Саутгемптон, e-mail: yka@noc.soton.ac.uk

Представлены результаты совместного анализа данных океанографических наблюдений и математического моделирования с высоким пространственным разрешением в восточной части котловины Нансена Арктического бассейна Северного Ледовитого океана. Основное внимание уделено исследованию процесса трансформации атлантической воды, распространяющейся вдоль материкового склона Евразии. Показано, что структура переноса атлантической воды в исследуемом районе является более сложной, чем считалось ранее. Интенсивное взаимодействие между отдельными ветвями атлантической воды на участке от зоны их слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части моря Лаптевых приводит к фундаментальному изменению структуры переноса и термохалинных характеристик водных масс. Наблюдаемой трансформации также способствует перемешивание с уплотненными водами, формирующимися на шельфе архипелага Северная Земля. Важнейшим результатом этого сложного взаимодействия является формирование новой водной массы, основными компонентами которой являются фрамовская и баренцевоморская ветви атлантической воды. Эта водная масса охватывает диапазон глубин 200–1000 м, имеет положительную температуру и не имеет локальных максимумов солености. Она непосредственно примыкает к континентальному склону, что делает ее наиболее мобильной и, в силу этого, главным кандидатом на проникновение в Канадский бассейн, в отличие от фрамовской ветви, которая в море Лаптевых отсекается от континентального склона и в дальнейшем, вероятнее всего, рециркулирует вдоль хребта Ломоносова в направлении пролива Фрама.

Ключевые слова: водные массы, океанские течения, перемешивание, потоки тепла и солей, Арктический бассейн, Северный Ледовитый океан

1. ВВЕДЕНИЕ

Атлантические воды (АВ) поступают в Северный Ледовитый океан (СЛО) через юго-восточную границу Норвежского моря (Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы). Попадая в Северо-Европейский бассейн (СЕБ), АВ распространяются на север, преимущественно вдоль границ крупномасштабных фронтальных зон [Иванов, Кораблев, 1994]. В северо-восточной части Норвежского моря поток атлантических вод разделяется на две ветви: Фрамовскую атлантическую воду (ФАВ) и Баренцевоморскую атлантическую воду (БАВ), проникающие затем в Арктический бассейн (АБ) (рис. 1). Слияние ветвей АВ происходит в северной части желоба Св. Анны, где формируется сложная структура течений различной направленности и ин-

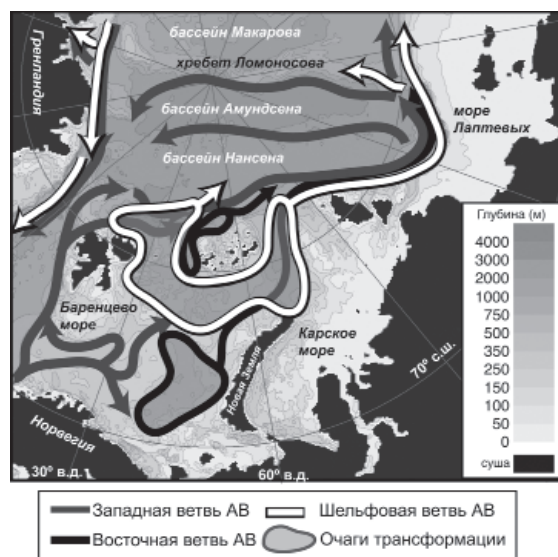


Рис. 1. Схема распространения атлантических вод в приатлантической Арктике.

тенсивности [Иванов, 2002]. Как было показано в недавнем модельном исследовании [Aksenov et al., 2011], в дополнение к двум указанным ветвям переноса АВ в северной части Баренцева моря формируется третья ветвь – так называемая Шельфовая атлантическая вода (ШАВ). Эта водная масса также стекает в котловину Нансена через желоб Св. Анны и в дальнейшем распространяется вдоль кромки шельфа в генеральном направлении на восток в диапазоне глубин 100–400 м.

Несмотря на значительные успехи, достигнутые в понимании физических процессов, сопровождающих разделение/слияние отдельных ветвей АВ, сохраняется ряд нерешенных проблем. В климатическом аспекте основной интерес представляет вопрос об относительном вкладе отдельных компонент переноса АВ в тепловой и солевой бюджет Арктического бассейна. В ранних исследованиях, основанных на данных 1930–1970-х гг., соотношение массопереносов через пролив Фрама и Баренцево – Карское моря оценивалось как 1,6:1 [Тимофеев, 1960] или даже 3:1 [Никифоров, Шпайхер, 1980]. Позже, после инструментальных годичных наблюдений за течениями в проливе между м. Желания и Землей Франца-Иосифа [Loeng et al., 1997], это соотношение было пересмотрено в сторону выравнивания величин расходов. В последние годы появилась концепция, что БАВ является преобладающей водной массой атлантического происхождения в Арктическом бассейне вне котловины Нансена [Rudels, 2012]. Если эта гипотеза верна, то энергообмен с атмосферой и замерзание/таяние в Баренцевом море являются определяющими процессами, формирующими параметры АВ на большей части Арктического бассейна, тогда как влияние меридионального потока тепла из Северной Атлантики оказывается ограниченным Баренцевым морем (где происходит быстрая трансформация БАВ) и западной частью котловины Нансена (где ФАВ теряет прямой контакт с поверхностью океана). Однако недавние сообщения о значительных расхождениях в амплитуде и фазе термохалинных аномалий, обнаруженных в потоке АВ к востоку от желоба Св. Анны [Dmitrenko et al., 2009], заставляют предположить, что трансформация АВ носит более сложный характер и

что вклады БАВ и ФАВ в формирование характеристик промежуточных вод к востоку от хребта Ломоносова сопоставимы между собой.

Другой важный вопрос, связанный с взаимодействием двух основных ветвей АВ, это эффективность обмена теплом и солью между ними. В зоне слияния БАВ холоднее и преснее, чем ФАВ. На протяжении нескольких сотен миль к востоку от желоба Св. Анны две ветви двигаются параллельно, разделенные резким гидрофронтом. Вниз по потоку, вблизи хребта Ломоносова контраст между термохалинными параметрами ФАВ и БАВ практически стирается (напр. NABOS report, 2007: www.iarc.uaf.edu.nabos.php). В работе [Rudels, 2012] предложено несколько возможных объяснений наблюдаемым пространственным изменениям параметров ФАВ и БАВ между желобом Св. Анны и хребтом Ломоносова:

1. Вертикальный поток тепла от ФАВ в перемешанный слой, к морскому льду и в атмосферу приводит к быстрому понижению температуры ФАВ, но практически не влияет на ее соленость.

2. Перемешивание между двумя ветвями приводит к формированию одного ядра АВ, температура и соленость в котором меньше, чем в ядре ФАВ в зоне слияния. В этом случае исходные количества тепла и соли сохраняются в атлантической водной массе, но перераспределяются на больший объем.

3. Плотные воды, формирующиеся на шельфе архипелага Северная Земля, стекают вдоль континентального склона, вовлекая теплую, но более соленую ФАВ и переносят ее на большую глубину. При этом температура и соленость в АВ уменьшаются, но исходное количество тепла и соли сохраняется.

4. Большая часть ФАВ рециркулирует в котловине Нансена к северу от моря Лаптевых и возвращается к проливу Фрама, тогда как более холодная и пресная БАВ проникает в котловину Амундсена и Канадский бассейн.

Если гипотеза о доминировании более холодной и пресной БАВ на большей части Арктического бассейна справедлива, то одним из ее практических следствий должен стать существенный пересмотр существующих оценок вертикального потока тепла от АВ к морскому льду и атмосфере. Таким образом, понимание процессов трансформации ветвей АВ в восточной части котловины Нансена приобретает весьма конкретный практический смысл. В статье рассмотрена трансформация основных ветвей атлантической воды в северной части Карского моря и море Лаптевых. Для анализа использованы результаты гидрологических съемок, выполненных российскими и зарубежными научно-исследовательскими судами в период Международного полярного года, подкрепленные данными численного моделирования на модели OCCAM [Aksenov et al., 2011]. В разделе 2 кратко описаны методы исследования и дана характеристика исходных данных. В разделе 3 последовательно рассмотрен процесс трансформации АВ от зоны слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части моря Лаптевых. В заключительном разделе сформулированы и обсуждены основные выводы, следующие из выполненного исследования.

2. МЕТОДЫ И ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

OCCAM (Ocean Circulation and Climate Advanced Modelling) – это глобальная модель циркуляции океана со свободной поверхностью, основанная на полных уравнениях движения в конечно-разностной форме. Подробное описание модели приведено в [Coward, de Cuevas, 2005]. Уравнения модели дискретизированы на горизонтальные z -уровни. Количество z -уровней в рассматриваемой постановке задачи составляло

66; 27 из них располагалось выше горизонта 400 м, а 14 верхних горизонтов – в слое 0–100 м. Это достаточно высокое разрешение по вертикали позволяет адекватно описывать высокоградиентные особенности вертикальной структуры в верхнем слое. Непосредственно у поверхности вертикальный шаг составляет 5 м, что гарантирует корректное воспроизведение эволюции верхнего квазиоднородного слоя в KPP-модели турбулентного замыкания [Large et al., 1994]. С точки зрения пространственного разрешения модель является глобально вихреразрешающей, включая также глубоководную часть АБ, где бароклинный радиус Россби составляет около 15 км, за исключением мелководных арктических шельфов с глубинами менее 50 м. Уравнения баланса компонент импульса дискретизированы на *B*-сетке Аракавы. В модели использован ряд техник, сглаживающих известные недостатки *z*-координатных моделей и улучшающих качество расчетов. В частности, применена схема частичного заполнения придонных узлов (*partial bottom cells scheme*), которая повышает точность расчета придонного градиента давления в случае сильно неоднородной топографии дна. Высокое пространственное разрешение модели и использование наиболее подробных на настоящий момент данных о рельефе дна СЛО [Jakobsson et al., 2000] позволяет надежно воспроизводить течения, контролируемые донной топографией. Ледовый блок модели OCCAM включает модель движения льда с вязко-пластичной реологией [Hunke, Dukowicz, 1997] и трехслойную термодинамическую модель льда [Semtner, 1976], состоящую из двух слоев льда и одного слоя снега. Модель льда связана с моделью океана через схему, сохраняющую объем, так называемую *'embedded' sea ice scheme*, отличительной особенностью которой является использование квадратичного трения на нижней границе льда. Это позволяет учитывать высокочастотные колебания касательного напряжения ветра на каждом бароклинном временном шаге. Речной сток в модели отсутствует. Для предотвращения нереалистичного роста солености, расчетная соленость на поверхности релаксируется к средним климатическим значениям. Технически эта процедура осуществляется путем временной интерполяции среднемесячной солености при завершении каждого бароклинного шага и вычисления разницы между расчетной соленостью и интерполированным значением. Затем полученная разность пересчитывается в поток соли, с учетом эквивалентной скорости течения. Эта скорость определяется из условия, что добавление/отъем пресной воды, требуемые для возвращения солености к среднему климатическому значению, происходит в течение 40 суток. Полученный таким способом поток соли используется для коррекции уровня. Описанная релаксационная процедура применяется только для самого верхнего расчетного уровня. При этом сохраняется интегральное содержание соли [Aksenov et al., 2011]. Граничные условия на верхней границе задавались на основе 6-часового реанализа метеорологических полей (www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html). В начальный момент времени движение отсутствовало, а поля температуры и солености задавались на основе средних климатических данных из Атласа Мирового океана (www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA05/pr_woa05.html). Начальное распределение морского льда бралось из Атласа ледяного покрова СЛО [Романов, 1995].

Продолжительность расчета составила 22 года (1985–2006 гг.). Спинап модели в основном завершился в течение первых четырех лет интегрирования, хотя полного установления глобальной модели за такой короткий интервал времени, естественно, не произошло. Тем не менее основные интегральные параметры достигли квазирав-

новесного состояния: средняя кинетическая энергия, расходы через проливы Нордкап – Медвежий, Фрама и Берингов и ледовитость СЛО. Соответственно для анализа использовался интервал времени с 1989 по 2006 г.

Валидация модельных результатов выполнялась путем сравнения с данными измерений термохалинных и динамических параметров на разрезах и долговременных АБС, полученных в рамках недавних наблюдательских программ, выполнявшихся в период Международного полярного года (МПГ). Данные наблюдений также применялись для анализа результатов расчета. В данной статье на основе натурных данных рассчитаны оценки бюджета тепла и соли в выбранных слоях, для чего применялось следующее интегральное соотношение:

$$Q_k(x) = \frac{1}{L} \int_0^L dl \left[\int_{z_1(x)}^{z_2(x)} K(x, z) \cdot dz \right], \quad (1)$$

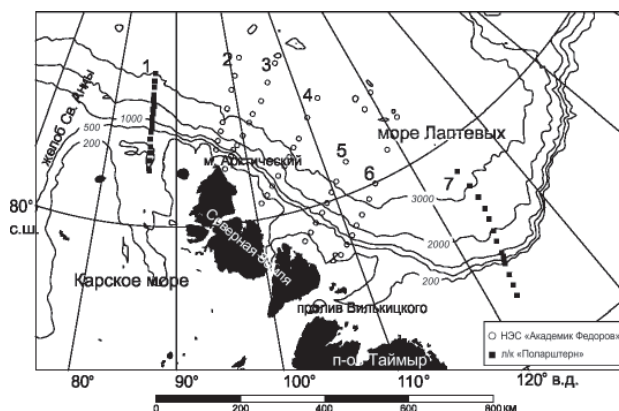
в котором $K(x, z)$ – это «вектор» с компонентами $\rho c_p(T - T_f)$ и ρS , описывающими плотность теплосодержания и солезапаса; $T(x, z)$ – температура воды; $T_f(S)$ – температура замерзания морской воды; $S(x, z)$ – соленость; L – длина разреза; dl – единичное расстояние вдоль разреза; z_1 и z_2 – границы интегрирования по вертикали. Формула (1) позволяет рассчитать теплосодержание (Q_T) и солезапас (Q_S), отнесенные к единице длины в системных единицах: Дж/м² и кг/м² соответственно. Нормировка на длину разреза делает результаты расчета сопоставимыми.

Натурные данные, использованные для расчетов, были получены в экспедициях НЭС «Академик Федоров», ААНИИ (океанографическая база данных ААНИИ) и л/к «Полярштерн» института им. Альфреда Вегенера [Schauer, 2008] в июле–сентябре 2007 г. Для расчетов были использованы данные с семи последовательных гидрологических разрезов, пересекающих континентальный склон Евразии между Землей Франца-Иосифа и Восточно-Сибирским морем. Измерения температуры и электропроводности морской воды производились при помощи штатных судовых гидрозондов SeaBird-911plus, а также с помощью портативного зонда SeaBird19 (с палубного вертолета НЭС «Академик Федоров»). Точность индивидуальных измерений температуры, электропроводности и давления составляет 0,005 °C, 0,0005 C/м и 0,002 % соответственно (<http://www.seabird.com>). Характеристики использованных гидрологических разрезов представлены в табл. 1, а их конфигурация – на рис. 2.

Таблица 1

Характеристики гидрологических разрезов

№ разреза	Судно	Координаты начала (с.ш., в.д.)	Координаты окончания (с.ш., в.д.)	Число зондирований	Дата
1	«Полярштерн»	81° 11'; 86° 19'	83° 16'; 86° 17'	18	19–22.08
2	«Академик Федоров»	81° 38'; 95° 51'	83° 29'; 101° 52'	8	11–12.08
3	«Академик Федоров»	81° 12'; 96° 48'	83° 10'; 108° 00'	10	12–14.08
4	«Академик Федоров»	80° 20'; 100° 54'	82° 09'; 112° 40'	10	13–14.08
5	«Академик Федоров»	79° 20'; 105° 00'	81° 45'; 120° 15'	10	17–18.08
6	«Академик Федоров»	78° 50'; 108° 23'	81° 01'; 121° 44'	9	17–18.08
7	«Полярштерн»	76° 26'; 122° 26'	79° 21'; 124° 21'	14	20–23.09



Среднее расстояние между отдельными станциями на разрезах, выполненных с НЭС «Академик Федоров», составило 15–20 миль (1 миля = 1,8525 м) в глубоководной части, с уменьшением до 7–9 миль – у бровки шельфа. Среднее расстояние между отдельными станциями на разрезах, выполненных с л/к «Полярштерн», составило 8–12 миль и 3–5 миль – у бровки шельфа. Вертикальное разрешение измерений в обеих экспедициях составляло 1 м.

Зона слияния ветвей атлантической воды к северу от желоба Св. Анны. Как известно [Rudels et al., 1994], структура потока АВ усложняется после прохождения траверса желоба Св. Анны, через который в котловину Нансена поступает модифицированная (охлажденная и распресненная) Баренцевоморская атлантическая вода. Эта водная масса представляет собой ответвление изначально единого потока АВ, проникающее в Баренцево море с Нордкапским течением. В отличие от фрамовской ветви, эта водная масса распространяется в слое, достигающем поверхности моря, и в силу этого активно отдает тепло в атмосферу в зимний сезон, ограничивая локальное ледообразование. В результате интенсивной теплоотдачи к моменту достижения северной части Карского моря и желоба Св. Анны эта вода в среднем имеет отрицательную температуру [Иванов, Кораблев, 2004]. Благодаря этому, потенциальная плотность БАВ выше, чем потенциальная плотность ФАВ, несмотря на то, что соленость последней несколько выше. Вертикальная структура ФАВ и БАВ в зоне слияния этих водных масс наглядно визуализирована на разрезе 1, представленном на рис. 3. Ниже поверхностного слоя (около 100 м), занятого полярной водой, с температурой, близкой к точке замерзания, в южной части разреза находится БАВ, которая подтекает под теплое и более соленое ядро ФАВ, и «отжимает» его от континентального склона [Schauer et al., 2002].

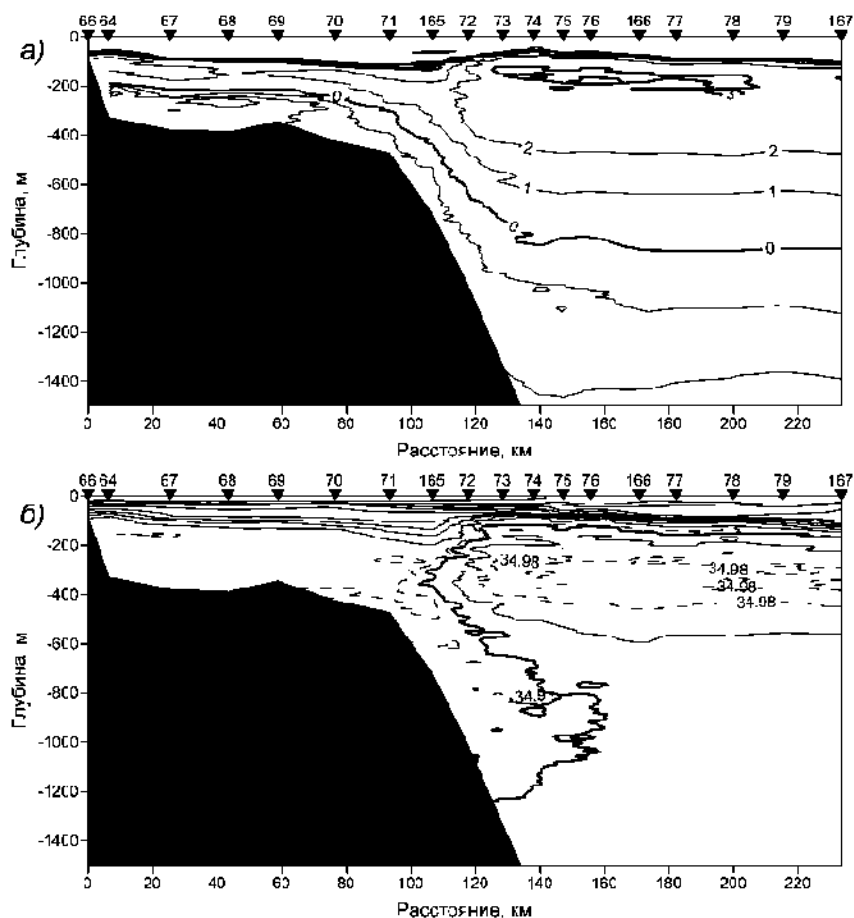


Рис. 3. Температура (а) и солёность (б) на вертикальном разрезе 1.

слой 100–200 м, который содержит так называемую возвратную атлантическую воду, являющуюся трансформированной ФАВ, рециркулирующей в желобе Св. Анны [Кириллов и др., 2012]. Термохалинные индексы, рассчитанные по данным на разрезе составляют: $2,83 \pm 0,18$ °C, $34,97 \pm 0,02$ (ФАВ); $1,23 \pm 0,12$, $34,87 \pm 0,01$ (возвратная ФАВ) и $-0,69 \pm 0,09$, $34,85 \pm 0,03$ (БАВ). Последняя фактически состоит из двух разделенных ядер с индексами: $-0,73 \pm 0,13$ °C, $34,83 \pm 0,02$ и $-0,66 \pm 0,07$, $34,86 \pm 0,01$. Неоднородность БАВ связана с многообразием процессов трансформации, которые претерпевает атлантическая вода в Баренцевом море: конвекция в открытом море и шельфовая конвекция в районе Новой Земли [Ivanov, Shapiro, 2005].

Дальнейшее распространение ветвей АВ вдоль континентального склона хорошо воспроизведено в численной модели. На рис. 5 представлены распределения температуры на вертикальном разрезе к северу от м. Арктический (о. Комсомолец, арх. Северная Земля) по данным наблюдений (NABOS-2006, www.nabos.iarc.usf.edu) и моделирования. На модельном распределении температуры также показаны изотакхи нормальной компоненты скорости течения. Ядра ФАВ и БАВ надежно выделяются в

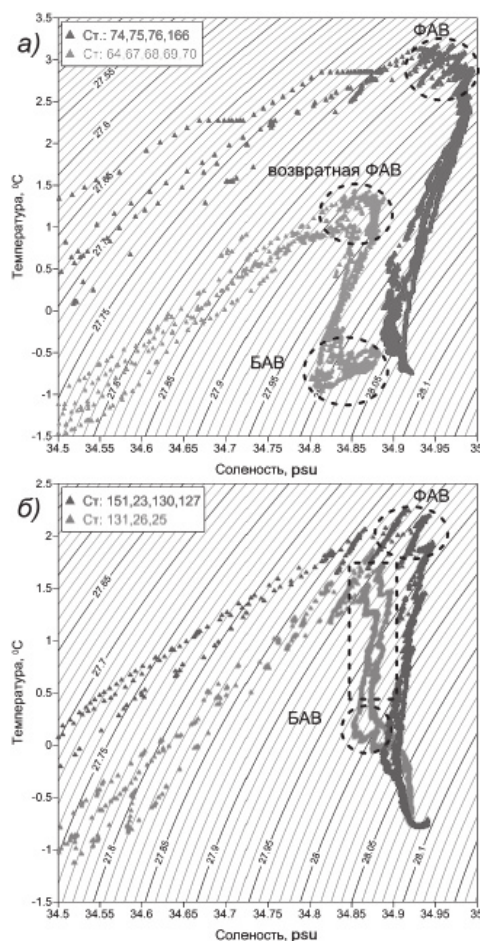


Рис. 4. TS-диаграмма, построенная по данным на разрезах 1 (а) и 7 (б).

полях измеренной и модельной температуры воды. Обращает на себя внимание следующий факт: максимальная скорость течения (более 7 см/с) не совпадает с ядрами указанных водных масс, а смещена к шельфу (изобата 400 м) и находится ближе к поверхности (около 180 м). В рамках традиционных представлений о бимодальности потока АВ к востоку от желоба Св. Анны с ядрами максимального переноса, совпадающими с ядрами ФАВ и БАВ [Rudels et al., 2004; Schauer et al., 2002], такой результат не находит объяснения. В то же время в литературе имеются косвенные свидетельства о том, что из Баренцева моря через желоб Св. Анны помимо БАВ выносятся также водная масса, сформированная из верхней части атлантической воды и имеющая более низкую плотность, чем ФАВ. Например, в [Rudels et al., 2004] указано, что суммарный эффект таяния льда, осадков и речного стока приводит к формированию в северо-восточной части Баренцева моря распресненного верхнего слоя толщиной 50–75 м. Этот слой хорошо перемешан вследствие зимней конвекции, характеризуется температурой, близкой к точке замерзания, и соленостью 34,5 psu. Согласно [Rudels et al., 2004], в дальнейшем эта водная масса выносятся через желоб

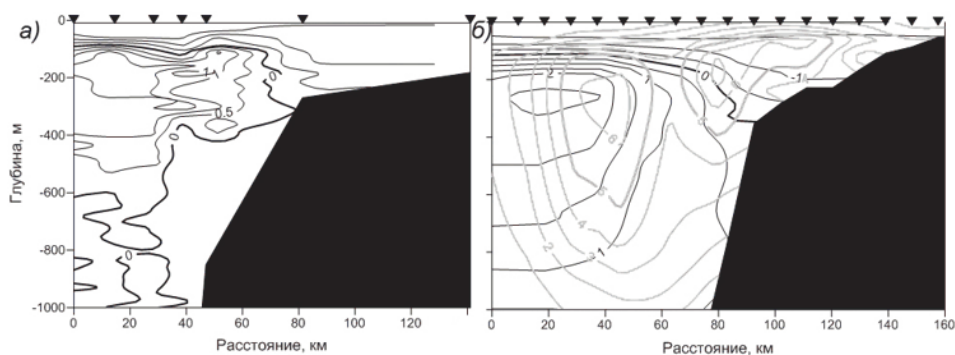


Рис. 5. Измеренная температура воды на разрезе у м. Арктический (90° в.д.) в сентябре 2009 г. (НАБОС-2006) (а) и рассчитанная на модели ОССАМ средняя скорость течения (жирные изолинии) и температура к востоку от м. Арктический на 104° в.д. в сентябре (б).

Св. Анны, интенсивно перемешиваясь с более теплой и соленой ФАВ над верхней частью континентального склона, в значительной степени формируя воду холодного галоклина (ХГ) [Dmitrenko et al., 2011]. Как следует из рис. 5б, ядро течения, переносящего эту воду, надежно определяется по результатам выполненного моделирования, причем это течение оказывается наиболее значимой динамической структурой в восточной части котловины Нансена. Как указывалось выше, это течение именуется шельфовой атлантической водой (ШАВ), поскольку оно фактически переносит трансформированную атлантическую воду.

Море Лаптевых. Интенсивные взаимодействия между тремя ветвями атлантической воды и окружающими водными массами в море Лаптевых приводят к быстрым изменениям их параметров. Вертикальное распределение температуры и солёности на разрезе 7 показывает конечный результат указанной трансформации (рис. 6б). На этом разрезе наблюдается ряд характерных особенностей в распределении температуры и солёности, являющихся ключевыми для понимания процесса трансформации. По сравнению с распределением температуры в зоне слияния (см. рис. 3а), площадь, занятая водой с положительной температурой, заметно расширена и непосредственно примыкает к континентальному склону в диапазоне глубин 300–900 м. В то же время максимальная температура в ядре ФАВ меньше соответствующего значения в зоне слияния на 1°C . Изопикнически согласованное уменьшение испытывает и солёность, причем наблюдается также значительное сокращение площади, занятой водой с солёностью, превышающей 34,90 psu. Столь значительные изменения на сравнительно небольшом пространственном масштабе позволяют предположить начало формирования новой водной массы, компонентами которой являются ФАВ и БАВ. Эта формирующаяся водная масса охватывает диапазон глубин 200–1000 м на ст. 31, 26 и 25. С точки зрения классического *TS*-анализа указанная вода еще не может считаться отдельной водной массой, поскольку на *TS*-диаграмме она не характеризуется соответствующим экстремумом (см. рис. 4б). В то же время наблюдается ряд характерных особенностей, которые позволяют выделять эту воду в самостоятельный объект. Эта вода имеет положительную температуру, заметно меньшую, чем температура в ядре ФАВ. В ней отсутствует локальный максимум солёности (который наблюдается в ФАВ) и локальный минимум солёности (который наблюдается в БАВ).

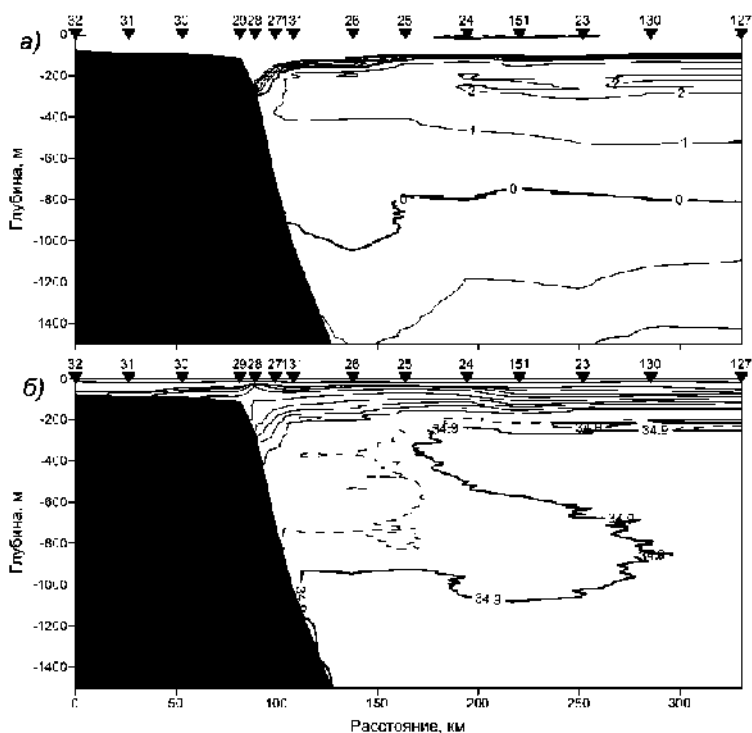


Рис. 6. Температура (а) и соленость (б) на вертикальном разрезе 7.

Эта вода непосредственно примыкает к континентальному склону, что делает ее наиболее мобильной в силу того, что ядро скорости пограничного течения прижато к континентальному склону (см. рис. 5б). Смещение ядра ФАВ от континетального склона (напомним, что в западной части котловины Нансена это ядро непосредственно примыкает к континентальному склону [Aksenov et al., 2011] при движении от зоны слияния до разреза 7 возрастает от 40 до 150 км, что увеличивает вероятность того, что собственно ФАВ в дальнейшем рециркулирует вдоль хребта Ломоносова и в Канадский бассейн не проникает, а вода с положительной температурой, которая распространена в Канадском бассейне, является описанной выше водной массой, сформированной из ФАВ и БАВ в море Лаптевых.

Количественная оценка процесса трансформации была выполнена методом классического *TS*-анализа, результаты которого представлены в табл. 2 и на рис. 7. «Исходные» ядра ФАВ и БАВ соответствуют разрезу 1, а «конечные» продукты трансформации – разрезу 7. Как следует из рис. 7, перемешивание указанных водных масс происходит приблизительно вдоль пунктирной линии. Поскольку линия смешения пересекает изопикны, перемешивание является диапикническим: потенциальная плотность ФАВ возрастает на 0,063 ед., а потенциальная плотность БАВ уменьшается на 0,019 ед. Среднее уменьшение температуры ФАВ ($-1,21\text{ }^{\circ}\text{C}$) заметно превышает по абсолютной величине возрастание температуры БАВ ($0,73\text{ }^{\circ}\text{C}$). Аналогичное соотношение наблюдается и в изменениях солености: ($-0,06$ против $0,02\text{ psu}$). Скорость трансформации не постоянна. Изменения между разрезами 1 и 4 почти в 5 (!) раз

Таблица 2

TS-индексы ФАВ и БАВ на последовательных разрезах

$T, ^\circ\text{C}$	S, psu	σ_t	$T_CKO, ^\circ\text{C}$	S_CKO, psu	$\sigma_t_CKO, \text{ед.}$	Водная масса	Номер разреза
2,833	34,97	27,876	0,176	0,017	0,027	ФАВ	1
-0,658	34,865	28,03	0,067	0,007	0,006	БАВ	1
2,56	34,969	27,899	0,284	0,02	0,033	ФАВ	2
-0,419	34,884	28,034	0,122	0,01	0,01	БАВ	2
2,448	34,957	27,899	0,222	0,02	0,025	ФАВ	3
-0,408	34,88	28,03	0,276	0,013	0,02	БАВ	3
-0,333	34,874	28,021	0,28	0,017	0,022	ФАВ	4
2,293	34,944	27,902	0,17	0,012	0,018	БАВ	4
1,837	34,93	27,928	0,195	0,013	0,018	ФАВ	5
-0,315	34,871	28,018	0,254	0,016	0,021	БАВ	5
1,656	34,925	27,937	0,33	0,011	0,023	ФАВ	6
-0,151	34,878	28,015	0,317	0,018	0,024	БАВ	6
1,627	34,924	27,939	0,348	0,01	0,025	ФАВ	7
0,064	34,887	28,011	0,221	0,011	0,018	БАВ	7

превышают изменения между разрезами 4 и 7, при том, что расстояния между указанными парами разрезов очень близки. Возможное объяснение этому состоит в том, что на участке между разрезами 1 и 4 в процессе трансформации принимают участие также шельфовые воды [Ivanov, Golovin, 2007], а также обмен теплом и солью на верхней границе ФАВ [Dmitrenko et al., 2011; Polyakov et al., 2010].

Количественные оценки возможных вариантов перемешивания, приводящих к наблюдаемой трансформации ФАВ и БАВ, выполнялись в соответствии с формулой (1), которая применялась для индивидуальных слоев на последовательности разрезов,

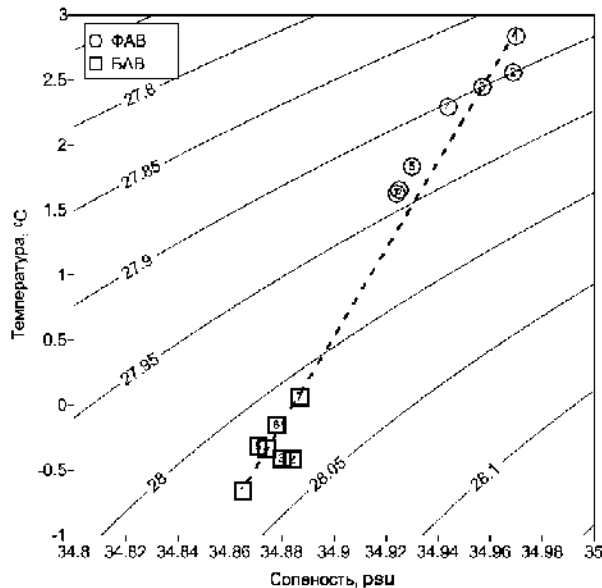


Рис. 7. TS-индексы ФАВ и БАВ на последовательных разрезах. Пунктирной линией показана траектория смешения.

представленных в табл. 2. Задавались следующие характерные слои: (1) слой с положительной температурой воды глубже 50 м, аппроксимирующий ФАВ; (2) слой с отрицательной температурой воды в диапазоне глубин 200–1500 м, аппроксимирующий БАВ; (3) слой, ограниченный снизу ФАВ, а сверху температурным минимумом. Этот слой ассоциирован с холодным галоклином (а в динамическом аспекте – с ШАВ), предположительно является «стоком» тепла для нижележащей ФАВ [Polyakov et al., 2010; Dmitrenko et al., 2011]. Результаты расчета представлены в табл. 3. Балансовые оценки подтверждают гипотезу (см. Введение), что основная трансформация ФАВ и БАВ происходит вследствие их непосредственного перемешивания. Теплосодержание и солезапас ФАВ в целом уменьшаются -496 ± 1188 МДж/м²; $-0,30 \pm 2,84$ Тн/м², тогда как аналогичные параметры БАВ возрастают 236 ± 741 МДж/м²; $1,12 \pm 4,49$ Тн/м². Указанные изменения между соответствующими разрезами происходят в противофазе. Однако уменьшение теплосодержания ФАВ более чем вдвое превышает по абсолютной величине возрастание теплосодержания БАВ, что указывает на то, что на баланс тепла и соли ФАВ влияют также другие источники/стоки. Одним из таких вероятных стоков является вышележащий слой холодного галоклина (ХГ) [Polyakov et al., 2010; Polyakov et al., 2012], переносимого вдоль континентального склона ШАВ [Aksenov et al., 2011].

Таблица 3

Разность теплосодержания и солезаписа для последовательных разрезов

Расстояние, км	Разность теплосодержания, МДж/м ²				Разность солезаписа, Тн/м ²			
	ФАВ	БАВ	ШАВ	Невязка	ФАВ	БАВ	ШАВ	Невязка
166,79	-2086,5	1567,2	39,2	-480,1	-2,63	9,04	0,44	6,85
229,65	-410,2	0,4	24,8	-385,1	-0,24	-0,09	0,30	-0,03
350,77	196,9	-396,5	45,8	-153,8	0,98	-2,30	0,83	-0,49
479,91	-1657,2	575,6	81,6	-1000,1	-3,66	3,28	0,16	-0,22
582,98	-126,0	45,4	-8,3	-88,5	-0,64	0,07	0,03	-0,54
799,49	1102,2	-374,1	-59,1	668,9	4,38	-3,26	-0,87	0,24

Среднее поступление тепла в ШАВ оценивается в 20 ± 48 МДж/м² и $0,15 \pm 0,57$ Тн/м². Несмотря на то, что эти величины примерно на порядок меньше изменений теплосодержания и солезаписа, связанных с перераспределением между ФАВ и БАВ, они достаточно значимы для баланса верхнего слоя океана. Отличные от общей тенденции изменения теплосодержания и солезаписа между двумя последними разрезами, возможно, объясняются тем, что, как было показано выше, примыкающая к склону 100-километровая зона на разрезе 7 занята производной от ФАВ и БАВ водной массой. Эта водная масса частично охватывает область положительной температуры воды, а частично – область отрицательной температуры воды. Это означает, что ее формальное разделение по нулевой изотерме является искусственным и не вполне корректно. Следует также отметить, что изменения в ядрах водных масс согласованы с пространственными изменениями теплосодержания и солезаписа. Остаточное (несбалансированное) теплосодержание в среднем составляет -239 ± 550 МДж/м², а солезапас $0,97 \pm 2,90$ Тн/м². Знаки соответствующих компонент указывают на несбалансированный сток тепла и избыточное поступление соли. Наиболее вероятное объяснение остаточных членов с такими знаками связано с боковым обменом, и в первую очередь с перемешиванием с холодными и осолоненными шельфовыми водами, стекающими в

бассейн в процессе каскадинга на шельфе и склоне Северной Земли [Ivanov, Golovin, 2007]. Используя значение связанного с каскадингом максимального притока тепла в атлантический слой $-0,02 \text{ МВт/м}^2$ [Ivanov, Golovin, 2007], получаем, что для уменьшения теплосодержания на 239 МДж/м^2 достаточно притока шельфовых вод в ФАВ в течение 3-х часов. Таким образом, можно заключить, что вклады в баланс тепла и солей ФАВ вносят перемешивание с БАВ (48 %), перемешивание с шельфовыми водами (48 %) и перемешивание с ШАВ (4 %).

4. ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Обобщая основные результаты совместного анализа данных океанографических наблюдений и математического моделирования с высоким пространственным разрешением, можно сделать следующие выводы. Структура переноса АВ вдоль евразийского континентального склона является более сложной, чем считалось ранее. Согласно традиционным представлениям, основной поток пограничного течения сосредоточен в двух ветвях, переносящих воды атлантического происхождения: фрамовской ветви (ФАВ) – продолжения Западно-Шпицбергенского течения в промежуточном слое (150–900 м) котловины Нансена и баренцевоморской ветви (БАВ), распространяющейся через Баренцево море и поступающей в Арктический бассейн в сильно трансформированном виде (вследствие охлаждения и распреснения) через желоб Св. Анны. В недавно опубликованной статье [Aksenov et al., 2011] обосновано существование третьей ветви пограничного течения, которая располагается на границе шельфа и континентального склона и, в силу этого, именуется шельфовой ветвью (ШАВ).

Интенсивное взаимодействие между тремя ветвями атлантической воды на участке от зоны их слияния (к северу от желоба Св. Анны) до центральной части моря Лаптевых приводит к фундаментальному изменению структуры переноса и термохалинных характеристик водных масс. Наблюдаемой трансформации также способствует перемешивание с уплотненными водами, формирующимися на шельфе архипелага Северная Земля. Важнейшим результатом этого сложного взаимодействия является формирование новой водной массы, основными компонентами которой являются ФАВ и БАВ. Эта формирующаяся водная масса охватывает диапазон глубин 200–1000 м, имеет положительную температуру и не имеет локальных максимумов солености. Она непосредственно примыкает к континентальному склону, что делает ее наиболее мобильной и, в силу этого, главным кандидатом на проникновение в Канадский бассейн, в отличие от ФАВ, которая в море Лаптевых отсекается от континентального склона и в дальнейшем, вероятнее всего, рециркулирует вдоль хребта Ломоносова в направлении пролива Фрама. В диапазоне глубин 1000–1500 м сохраняются термохалинные параметры БАВ, соответствующие их «исходным» значениям в зоне слияния к северу от желоба Св. Анны. Эта водная масса не имеет препятствий для проникновения в Восточную Арктику, о чем свидетельствуют имеющиеся публикации по данному вопросу (напр. [Rudels, 2012]).

Наблюдаемое с конца XX в. сокращение летнего арктического ледяного покрова, скорость которого заметно возросла в последние годы, способствует усилению влияния атлантических вод на тепловой режим Арктического бассейна [Иванов и др., 2013]. При значительном уменьшении летнего ледяного покрова ФАВ и БАВ будут медленнее терять тепло в силу того, что теплопотери на таяние льда уменьшатся. В результате параметры ветвей атлантической воды в зоне слияния могут заметно измениться в сторону возрастания температуры. Следствием этого, очевидно, может стать более

интенсивный адвективный приток тепла в Арктический бассейн и, соответственно, продвижение зоны атлантического влияния в Канадский сектор Арктического бассейна – так называемая «атлантификация» («Atlantification») Арктики – процесс, документированный в настоящее время в Баренцевом море [Arthun et al., 2012].

Данное исследование выполнено в рамках темы ЦНТП Росгидромета «Развитие моделей и технологий расчетов и прогнозов гидрометеорологических характеристик акваторий Мирового океана, морей и морских устьев рек России», при поддержке гранта европейской рамочной программы EU FP7 ACCESS и гранта ONR-Global 62909-12-1-7013.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Иванов В.В., Кораблев А.А. Структура и динамика океанских фронтов // Крупномасштабные гидрометеорологические процессы в Норвежском и Гренландском морях / Под ред. Г.В.Алексеева и П.В.Богородского. СПб.: Гидрометеиздат, 1994. С. 41–55.
- Иванов В.В. Атлантические воды в западной Арктике // Комплексные океанографические исследования в Северном Ледовитом океане / Под ред. А.П.Лисицына. М.Е.Виноградова и Е.А.Романкевича. М.: Научный мир, 2002. С. 76–91.
- Иванов В.В., Кораблев А.А. Атлантическая вода в Арктическом бассейне и окраинных морях // Формирование и динамика современного климата Арктики / Под ред. Г.В.Алексеева. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 125–147.
- Иванов В.В., Алексеев В.А., Алексеева Т.А., Колдунов Н.В., Репина И.А., Смирнов А.В. Арктический ледяной покров становится сезонным? // Исследования Земли из космоса. 2013. В печати.
- Кириллов С.А., Дмитренко И.А., Иванов В.В., Аксенов Е.О., Махотин М.С., де Кузвас Б.Э. Влияние атмосферной циркуляции на динамику промежуточного слоя вод восточной части глубоководного желоба Святой Анны // ДАН. 2012. Т. 444. № 2. С. 212–215.
- Никифоров Е.Г., Шнайхер А.О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 270 с.
- Романов И.П. Атлас морфометрических характеристик льда и снега в Арктическом бассейне. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 152 с.
- Тимофеев В.Т. Водные массы Арктического бассейна. Л.: Гидрометеиздат, 1960. 191 с.
- Aksenov Y., Ivanov V.V., Nurser A.J.G., Bacon S., Polyakov I.V., Coward A.C., Naveira-Garabato A.C., Beszczynska-Moeller A. // The Arctic Circumpolar Boundary Current // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C09017. P. 1–28. doi:10.1029/2010JC006637.
- Arthun M., Eldevik T., Smedsrud L.H., Scagseth O., Ingvaldsen R.B. Quantifying the Influence of Atlantic Heat on Barents Sea Ice Variability and Retreat // J. Climate. 2012. Vol. 25. P. 4736 – 4743.
- Coward A.C., De Cuevas B.A. The OCCAM 66 level model: model description, physics, initial conditions and external forcing. Southampton Oceanography Centre Internal Document // Southampton Oceanography Centre. 2005. № 99. P. 83.
- Dmitrenko I., Kirillov S., Ivanov V., Woodgate R., Polyakov I., Koldunov N., Fortier L., Lalande C., Kaleschke L., Bauch D., Hölemann J., Timokhov L. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break // J. Geophys. Res. 2009. Vol. 114. C06010. P. 1–19. doi:10.1029/2008JC005229.
- Dmitrenko I.A., Ivanov V.V., Kirillov S.A., Vinogradova E.L., Torres-Valdes S., Bauch D. Properties of the Atlantic derived halocline waters over the Laptev Sea continental margin: Evidence from 2002 to 2009 // J. Geophys. Res. 2011. Vol. 116. C10024. P. 1–9. doi:10.1029/2011JC007269.
- Hunke E.C., Dukowicz J.K. An elastic-viscous-plastic model for sea ice dynamics // J. Phys. Oceanogr. 1997. Vol. 27 (9). P. 1849–1867.

- Ivanov V.V., Shapiro G.I.* Formation of dense water cascade in the marginal ice zone in the Barents Sea // *Deep Sea Research*. 2005. Part I. Vol. 52. P. 1699–1717.
- Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., Aleynik D.M., Golovin P.N.* Cascades of dense water around the World Ocean // *Progress in Oceanography*. 2004. Vol. 60. P. 47–98.
- Jakobsson M., Cherkis N.Z., Woodward J., Macnab R., Coackley B.* New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers // *EOS Transactions. AGU*. 2000. Vol. 81 (9). P. 89, 93, 96.
- Large W. G., McWilliams J. C., Doney S.C.* Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization // *Rev. Geophys.* 1994. Vol. 32. P. 363–403.
- Loeng H., Ozhigin V., Ardlandsvik B.* Water fluxes through the Barents Sea // *ICES J. Mar. Sci.* 1997. Vol. 54. P. 310–317.
- Polyakov I.V., Timokhov L.A., Alexeev V.A., Bacon S., Dmitrenko I.A., Fortier L., Frolov I.E., Gascard J.-C., Hansen E., Ivanov V.V., Laxon S., Mauritzen C., Perovich D., Shimada K., Simmons H.L., Sokolov V.T., Steele M., Toole J.* Arctic Ocean Warming Contributes to Reduced Polar Ice Cap // *J. Phys. Oceanogr.* 2010. Vol. 40. P. 2743–2756. doi: 10.1175/2010JPO4339.1.
- Polyakov I.V., Pnyushkov A., Rember R., Ivanov V., Lenn Y-D., Padman L., Carmack E.C.* Mooring-based observations of the double-diffusive staircases over the Laptev Sea // *J. Phys. Oceanogr.* 2012. Vol. 42. P. 95–109.
- Rudels B.* Arctic Ocean circulation and variability – advection and external forcing encounter constraints and local processes // *Ocean Science*. 2012. Vol. 8. P. 261–286.
- Rudels B., Anderson L.G., Jones E.P.* Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean // *J. of Geophys. Res.* 1996. Vol. 101 (C4). P. 8807–8821.
- Rudels B., Jones E.P., Schauer U., Eriksson P.* Atlantic sources of the Arctic Ocean surface and halocline waters // *Polar Research*. 2004. Vol. 23(2). P. 181–208.
- Schauer U., Rudels B., Jones E.P., Anderson L.G., Muench R.D., Björk G., Swift J.H., Ivanov V.V., Larsson A.-M.* Confluence and redistribution of Atlantic Water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins // *Annales Geophysicae*. 2002. Vol. 20. P. 257–273.
- Schauer U.* The expedition ARKTIS-XXII/2 on the Research Vessel Polarstern. Edited by R. Stein and K. Fahl // *Reports on Polar and Marine Research*. 2008. Vol. 579. 271 p.
- Semtner A.J.* A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigation of climate // *J. Phys. Oceanogr.* 1976. Vol. 6. P. 379–389.

V.V.IVANOV, E.O.AKSENOV

ATLANTIC WATER TRANSFORMATION IN THE EASTERN NANSEN BASIN: OBSERVATIONS AND MODELLING

The joint analysis of hydrographic observations and high resolution numerical modelling is presented for the eastern Nansen Basin in the Arctic Ocean. The process of Atlantic Water transformation on its pathway along the Eurasian continental margin is the major goal of this analysis. It is demonstrated that the structure of Atlantic Water flow is more complicated than is conventionally considered. Intensive interaction between individual branches of this water en route from the confluence zone (North of St. Anna Trough) to the central Laptev Sea leads to fundamental changes in the flow structure and thermohaline properties of water masses. Dense water originating on the adjoining shelf of Severnaya Zemlya archipelago also contributes to the observed transformation. The end product of the transformation process is new water mass, which includes waters of Fram strait branch and Barents Sea branch of Atlantic water. This water masses occupies the depth range 200–1000 m. It is characterised by the positive temperature and by the absence of local maxima on temperature and salinity vertical profiles. Sitting on the continental slope makes this water mass quite mobile and

therefore – the major candidate to reach Canadian Basin. This perspective is less likely for the original Fram strait branch water. In the Laptev Sea this water is detached off the continental margin and is likely to recirculate towards Fram Strait along the Lomonosov Ridge without entering Canada basin.

Keywords: water masses, ocean currents, mixing, heat and salt fluxes, Atlantic Water, Arctic Ocean.

ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ РЕАНАЛИЗА NCEP/NCAR ПО РЕЗУЛЬТАТАМ НАБЛЮДЕНИЙ НА ДРЕЙФУЮЩИХ СТАНЦИЯХ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС»

канд. физ.-мат. наук М.Ю.КУЛАКОВ, д-р физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС,
канд. физ.-мат. наук С.В.ШУТИЛИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: mod@aari.ru

В работе приводятся результаты сравнения метеорологических данных из архива NCEP/NCAR, полученных в результате реанализа, с данными наблюдений, полученными на дрейфующих станциях СП в Центральной Арктике в период с 1954 по 2006 г. Численные эксперименты, выполненные с использованием одномерной термодинамической модели морского льда, показали, что равновесная толщина льда, полученная с использованием данных СП, в два раза выше, чем при использовании данных NCEP/NCAR. Основными причинами этого являются завышенные по данным реанализа значения удельной влажности и температуры воздуха в летний период.

Ключевые слова: реанализ NCEP/NCAR, дрейфующая станция, атмосферное давление, ветер, температура воздуха, влажность, облачность, термодинамическая модель.

ВВЕДЕНИЕ

Для успешного моделирования составляющих ледово-гидрологического режима Северного Ледовитого океана решающее значение имеют метеорологические данные, используемые в качестве атмосферного форсинга. Несомненно, что концентрация и толщина морского льда являются критическими параметрами при моделировании. Они регулируют скорость дрейфа и характеристики тепло-массообмена между атмосферой и океаном. Небольшие ошибки в параметрах морского льда, вытекающие из ошибок в атмосферном форсинге, могут перевести к серьезным ошибкам при вычислении других характеристик состояния океана. Это наглядно продемонстрировали авторы работы [Hunke, Holland, 2007], которые сравнили результаты моделирования на глобальной модели лед–океан, полученные с помощью трех разных наборов данных, для оценки их возможного использования при исследовании ледово-гидрологического режима акваторий Северного Ледовитого океана. Было показано, что при расчете на 20 лет относительно небольшие изменения в атмосферном форсинге приводят к значительным расхождениям в результатах моделирования. Причем эти расхождения наблюдались не только на поверхности, но и в глубоких слоях океана. Например, направление распространения слоя атлантических вод зависит от использованного варианта атмосферного форсинга. Если использовать аналогию с механизмом обратной связи «альbedo – состояние ледяного покрова», эта ситуация может быть определена как действие механизма обратной связи «ошибки форсинга – морской ледяной покров», обуславливающее существенное влияние небольших ошибок в атмосферном форсинге на результаты моделирования.

Работа [Hunke, Holland, 2007] является примером исследования чувствительности результатов моделирования к разным наборам данных, описывающих атмосферный форсинг. Следует отметить, что основные рекомендации этой работы не являются универсальными. Они в основном относятся только к конкретной модели, потому что другие модели могут по-иному реагировать на ошибки внешнего форсинга, что обусловлено их индивидуальными особенностями реализации и используемыми параметризациями. Основной целью нашего исследования является оценка величин возможных ошибок в данных одного из наиболее популярных архивов NCEP/NCAR, который часто используется в качестве атмосферного форсинга при моделировании ледово-гидрологических условий Северного Ледовитого океана, путем их сравнения с данными метеорологических наблюдений в Центральном Арктическом бассейне и оценка роли этих ошибок при моделировании термодинамических процессов, обуславливающих рост и таяние морского льда.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИХ ВЕРИФИКАЦИИ

Для анализа из архива NCEP/NCAR Reanalysis 1 (далее R1) [Kalney et al., 1996; Kistler et al., 2001] были выбраны ежедневные поля следующих метеорологических параметров: давление на уровне моря, температура воздуха на высоте 2 м, ветер на высоте 10 м, балл общей облачности и удельная влажность воздуха. Горизонтальное разрешение выбранных полей, за исключением температуры воздуха, составляет $2,5 \times 2,5^\circ$ по широте и долготе. Поля температуры воздуха представлены на сетке Гаусса, которая имеет несколько лучшее разрешение – $1,875^\circ$ по долготе и переменный шаг по широте, но примерно такой же величины.

Для верификации ежедневные данные из R1 были сопоставлены с осредненными на основе данных четырехсрочных или восьмисрочных метеорологических наблюдений, выполненных на дрейфующих станциях «Северный полюс» (СП) за период с 1954 по 2006 г., среднесуточными данными. Температура воздуха и относительная влажность воздуха измерялись на СП на высоте 2 м. Параметры приземного ветра были взяты или непосредственно из наблюдений на высоте 10 м, или, если ветер измерялся на других высотах, его значения пересчитывались на высоту 10 м в предположении логарифмического профиля скорости ветра. Балл общей облачности оценивался на СП визуально.

В период с 1954 по 1991 г. и с 2003 по 2006 г. каждый год в Северном Ледовитом океане работало от одной до трех станций СП. Траектории дрейфа всех станций СП, данные наблюдений которых были использованы в работе, представлены на рис. 1. Суммарно на всех станциях СП в период исследований было выполнено более чем 100 000 наблюдений за каждым из рассматриваемых в данной работе параметров. Для сопоставления данных СП и R1 последние интерполировались в конкретные точки местоположения станций СП методом триангуляции из четырех ближайших точек сеточной области. Полученные ряды были подвергнуты статистической обработке, как за весь период наблюдений, так и за три интервала:

- 1954–1977 гг. – период, в течение которого в реанализе не использовалась спутниковая информация и данные дрейфующих буев по программе IABP;
- 1978–1991 гг. – период, когда данные буев программы IABP и данные спутниковых наблюдений начали использоваться для более корректного описания полей метеорологических параметров;
- 2003–2006 гг. – период, отражающий современное состояние климата арктической системы.

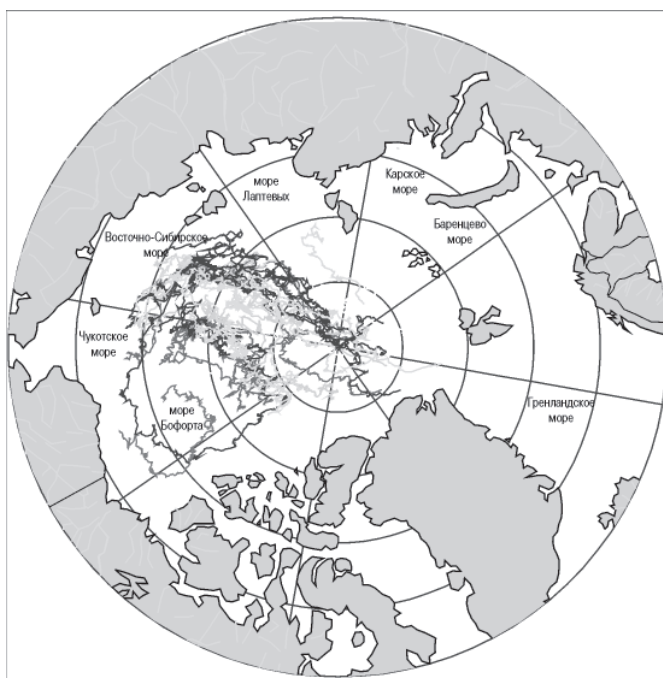


Рис. 1. Траектории дрейфа станций «Северный полюс» в Центральном Арктическом бассейне за период с 1954 по 2006 г., данные которых были использованы в работе.

Результаты сравнительного анализа и их обсуждение

Синхронизированные во времени и совмещенные в пространстве ряды данных наблюдений и результатов реанализа позволяют их легко сравнивать. Для выявления систематических ошибок по данным наблюдений на СП и данным R1 за период с 1954 по 2006 г. были рассчитаны средние для каждого дня года значения метеорологических параметров. На рис. 2 приведены сезонные изменения рассчитанных таким образом параметров, а в табл. 1 представлены результаты статистической обработки синхронизированных рядов данных, показывающие средние ошибки R1, их стандартные отклонения и коэффициенты корреляции между данными СП и R1 с детализацией по сезонам года.

Давление

Как видно из рис. 2а и таблицы приземное давление воздуха наиболее адекватно воспроизводится R1. Коэффициент корреляции порядка 0,99 для всех трех выделенных периодов и сезонов года. Средняя ошибка не превышает 1,5 гПа. Максимальная она зимой. Однако для всех сезонов года она отрицательная, что свидетельствует о том, что в R1 содержится некая незначительная систематическая ошибка.

Температура воздуха

В воспроизведении температуры приземного слоя воздуха также наблюдается систематическая ошибка. При этом качество данных реанализа сильно зависит от сезона (рис. 2б). Зимой, в период полярной ночи, корреляция между обоими рядами данных достаточно тесная (0,83) и величина средней ошибки не превышает 0,9 °С. В весенний период данные R1 завышают температуру воздуха более чем на 2,5 °С.

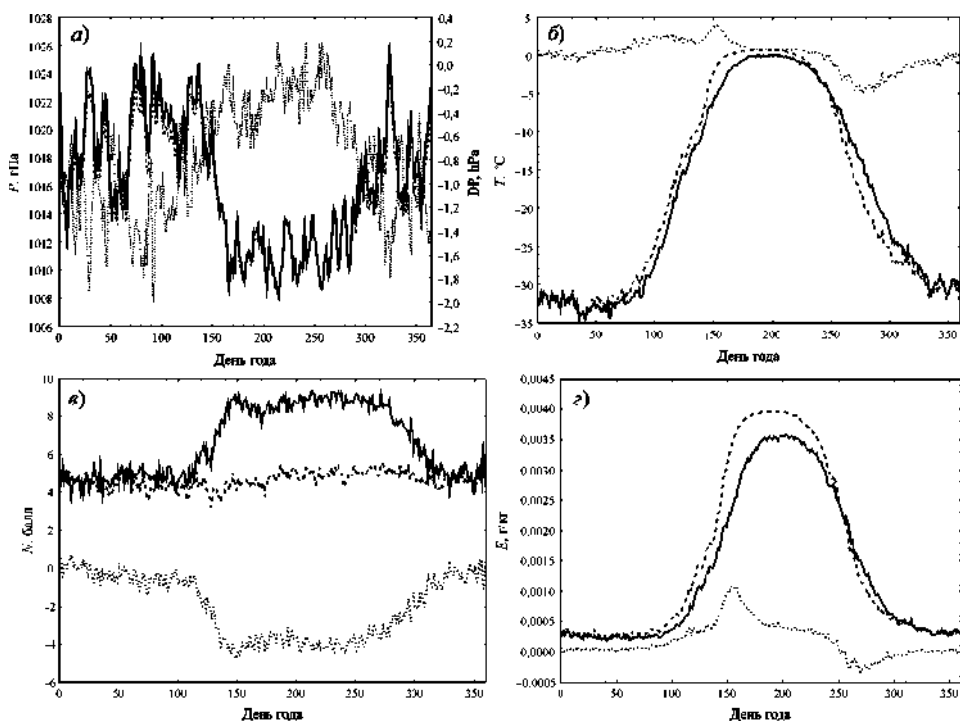


Рис. 2. Средние за период с 1954 по 2006 г. ежедневные значения давления на уровне моря (а), приземной температуры воздуха (б), облачности (в) и удельной влажности (г) по данным наблюдений на СП и данным R1.

Данные СП – сплошные линии, данные R1 – пунктир, разности между данными реанализа и СП – точки.

При этом большая величина коэффициента корреляции, более 0,92, во многом определяется для данного периода положительным сезонным ростом температуры. Летом ошибка в температуре воздуха несколько уменьшается (до 1,1–1,3 °C), однако коэффициент корреляции становится существенно меньше – не более 0,64. Осенью, наоборот, температура воздуха по данным R1 значительно ниже наблюдаемой, их разница составляет до –2,6, а коэффициент корреляции возрастает до величины 0,90, что, как и для весны, определяется сезонным ходом.

Как следует из таблицы, существенных различий в качестве данных R1 за периоды 1954–1977, 1978–1991 и 2002–2005 гг. не выявлено. Это свидетельствует, во-первых, о том, что качество расчетов от использования информации спутников и дрейфующих буев не улучшилось; и, во-вторых, что полученные статистические оценки качества расчетов устойчивые и имеют систематический характер. При проведении климатического моделирования можно рекомендовать при применении реанализа NCEP/NCAR в качестве атмосферного форсинга использовать полученные в данной работе достаточно устойчивые значения ошибок для корректировки данных.

Облачность

Рисунок 2в и таблица показывают, что облачность воспроизводится реанализом R1 абсолютно неадекватно во все сезоны года и для всех анализируемых периодов, как до появления спутников, так и в последние годы. Однако для зимнего периода

**Характеристики качества данных реанализа NCEP/NCAR
для Центрального Арктического бассейна**

Период наблюдений	1954–1977 гг., C_e /СКО (r)	1978–1991 гг. C_e /СКО (r)	2003–2006 гг. C_e /СКО (r)
Давление на уровне моря			
Зима	–1,4/1,8 гПа (0,995)	–1,1/2,1 гПа (0,992)	–0,6/1,9 гПа (0,990)
Весна	–0,9/1,6 гПа (0,991)	–1,0/1,7 гПа (0,989)	–0,6/1,3 гПа (0,993)
Лето	–0,2/1,4 гПа (0,990)	–0,3/1,5 гПа (0,988)	–0,0/1,3 гПа (0,990)
Осень	–0,8/1,5 гПа (0,994)	–0,6/1,9 гПа (0,991)	–0,3/1,4 гПа (0,990)
Температура воздуха на высоте 2 м			
Зима	0,2/4,3 °C (0,83)	0,5/4,3 °C (0,81)	0,9/4,3 °C (0,82)
Весна	2,5/3,6 °C (0,92)	2,3/3,4 °C (0,93)	2,0/2,3 °C (0,97)
Лето	1,2/1,9 °C (0,55)	1,1/1,3 °C (0,53)	1,3/1,3 °C (0,64)
Осень	–2,6/4,5 °C (0,90)	–1,8/4,2 °C (0,92)	–1,7/3,8 °C (0,92)
Удельная влажность			
Зима	0,03/0,15 г/кг (0,82)	0,05/0,16 г/кг (0,82)	0,04/0,19 г/кг (0,81)
Весна	0,39/0,46 г/кг (0,90)	0,35/0,39 г/кг (0,92)	0,35/0,44 г/кг (0,95)
Лето	0,48/0,45 г/кг (0,59)	0,50/0,43 г/кг (0,56)	0,51/0,36 г/кг (0,61)
Осень	–0,11/0,41 г/кг (0,89)	–0,04/0,38 г/кг (0,92)	–0,08/0,35 г/кг (0,91)
Облачность			
Зима	10/41 % (0,42)	–11/39 % (0,36)	–10/37 % (0,49)
Весна	–21/43 % (0,33)	–24/39 % (0,35)	–34/40 % (0,30)
Лето	–38/32 % (0,30)	–40/31 % (0,34)	–46/33 % (0,20)
Осень	–21/41 % (0,35)	–26/34 % (0,38)	–24/36 % (0,40)
Скорость ветра на высоте 10 м			
Зима	–0,1/1,9 м/с (0,75)	0,5/2,1 м/с (0,71)	–0,3/2,1 м/с (0,77)
Весна	0,2/1,7 м/с (0,73)	0,5/1,7 м/с (0,73)	0,0/1,8 м/с (0,76)
Лето	0,4/1,7 м/с (0,74)	0,8/1,7 м/с (0,73)	0,8/1,8 м/с (0,68)
Осень	0,2/2,0 м/с (0,74)	0,9/2,1 м/с (0,71)	0,3/2,2 м/с (0,68)

Примечание: В таблице C_e – средняя ошибка данных, СКО – среднее квадратическое отклонение ошибки, r – коэффициент корреляции между рядами данных СП и R1

можно отметить некоторое увеличение соответствия данных наблюдений и реанализа при осреднении. При этом интерес представляет выявленное в ходе работы приближение распределения повторяемости наблюденной облачности к нормальному при осреднении до 5 суток, что близко к характерному времени синоптических процессов. При таком осреднении параметры распределений становятся достаточно близкими, хотя коэффициент корреляции и не достигает величины 0,6. Учитывая данное обстоятельство, можно предложить использовать осредненные по указанному периоду данные NCEP для оценки радиационного форсинга зимой, что все-таки лучше, чем использование климатических данных. Очевидно, что использование климатических данных полностью игнорирует межгодовую изменчивость, которая, как следует из предварительного анализа, может достигать в зимние периоды 1–2 баллов.

Влажность воздуха

В принципе влажность измеряется в Арктике, за исключением летнего периода, с большой погрешностью. Однако с точки зрения процессов энергообмена с подсти-

лающей поверхностью наибольший интерес представляет именно летний период, когда поток скрытого тепла превышает поток явного и способствует охлаждению поверхности и, соответственно, замедляет таяние. Анализ показывает, что, несмотря на относительную близость средних значений, NCEP дает в основном завышение величины удельной влажности (рис. 2з), что, судя по модельным оценкам, приводит преимущественно к притоку скрытого тепла к верхней границе снежно-ледяного покрова, в отличие от охлаждения вследствие испарения по данным СП.

Ветер

Принятая в российской метеорологии система кодирования данных о ветре, а именно, использование буквенных обозначений направления ветра и налагающийся на нее субъективный человеческий фактор, приводят в результате к очень грубой дискретизации данных по направлению скорости ветра (рис. 3). Очевидно, что такие данные малопригодны для проведения оценки результатов реанализа NCEP. Проведение скользящего осреднения несколько исправляет ситуацию. Даже суточное осреднение позволяет получить довольно реалистичное распределение ветра по направлениям, но только для слабых ветров (менее 5 м/с), повторяемость которых высока. Для более редко повторяющихся сильных ветров требуется более длительное осреднение.

Сравнение осредненных данных позволяет нам сделать ряд осторожных выводов. Во-первых, как и следовало ожидать, ветер по данным NCEP несколько слабее наблюдаемого на СП (максимальный ветер 15,9 м/с против 18,0 м/с, средний модуль скорости ветра 2,3 м/с против 2,7 м/с). Во-вторых, по данным реанализа наблюдается некоторая асимметрия с преобладанием ветров западного направления (вектор средней ошибки составляет по модулю 0,5 м/с и по направлению 292°), в то время как по данным СП получается практически симметричная роза ветров, что представляется более реальным, поскольку значительные орографические особенности на дрейфующем льду отсутствуют. Корреляция данных о скорости ветра на СП и в NCEP достаточно высока. Так, коэффициент корреляции зональной составляющей при суточном осреднении равен 0,90, меридиональной 0,89, а модуля ветра 0,82. Для 5-суточного осреднения они несколько возрастают – 0,94, 0,91 и 0,89 соответственно. При увеличении периода осреднения коэффициенты корреляции уже не меняются.

Резюмируя все сказанное, можно заключить, что проведенное сравнение не выявило существенных ошибок в расчете ветра в NCEP и эти данные можно использовать в качестве форсинга при моделировании.

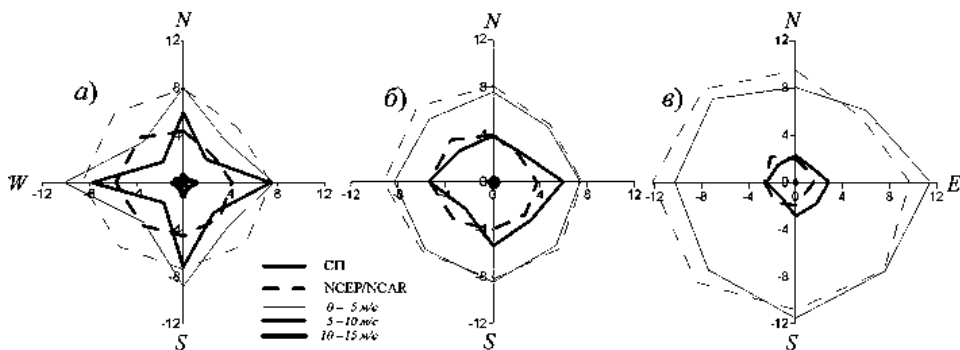


Рис. 3. Розы ветров по данным наблюдений на СП-22 и реанализа: а – по срочным данным и с применением скользящего суточного (б) и пятисуточного (в) осреднения.

Численные эксперименты

Для оценки чувствительности численных моделей к качеству атмосферных данных был произведен ряд численных экспериментов с термодинамической моделью морского льда [Makshtas et al., 1988]. В этих экспериментах в качестве форсинга задавались различные комбинации средних сезонных циклов атмосферного давления, температуры и влажности воздуха, облачности и скорости ветра, полученные в рамках данной работы по данным СП и R1. Результаты расчетов представлены на рис. 4. Как видно из рисунка, равновесная толщина льда при использовании форсинга R1 в два раза меньше, чем при использовании форсинга СП, и равновесие наступает уже через 10 лет, в то время как с форсингом СП для этого требуется более 30 лет.

В следующих более детальных экспериментах отдельные параметры атмосферного форсинга СП заменялись их аналогами из форсинга R1. Замена данных по ветру (кривая 4 на рис. 4) незначительно повлияла на результаты расчетов, что подтверждает наш вывод о достаточно высоком качестве воспроизведения ветра в реанализе.

Наибольшие расхождения в результатах расчетов наблюдаются при замене сезонного хода облачности по данным СП аналогичным из реанализа. Как видно из рис. 4, существенно заниженные по данным реанализа значения балла общей облачности (см. рис. 2в) приводят к существенному увеличению равновесной толщины льда. Более подробный анализ характеристик теплового баланса моделируемого ледяного покрова показал, что уменьшение балла облачности существенно увеличивает величину уходящего длинноволнового излучения подстилающей поверхности, которое не компенсируется соответственным увеличением приходящей солнечной радиации, поскольку в период ее максимальных значений альbedo снежно-ледяного покрова остается достаточно большим вследствие более позднего начала таяния, обусловленного упомянутым радиационным выхолаживанием.

Существенное уменьшение равновесной толщины льда при использовании в качестве температурного форсинга данных реанализа объясняется тем обстоятельством,

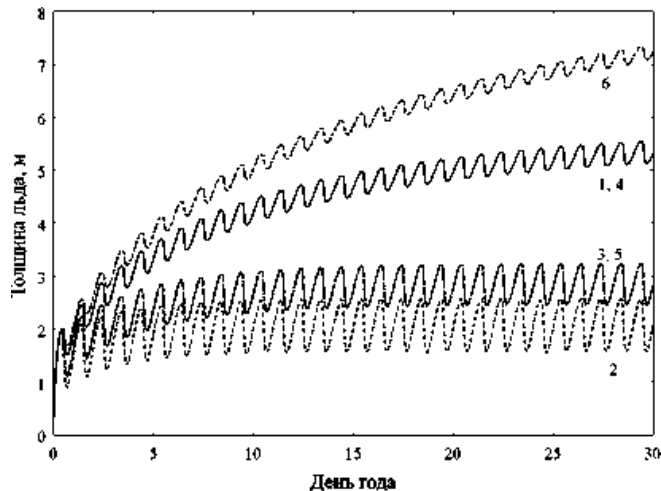


Рис. 4. Толщина льда по результатам модельных экспериментов с различными атмосферными форсингами: по данным осредненных метеорологических наблюдений на СП (1), по данным NCEP/NCAR (2), по данным СП с заменой данных по ветру (4), температуре (3), удельной влажности воздуха (5) и облачности (6) соответствующими данными из NCEP/NCAR.

что в летний период температура приледного слоя воздуха по данным R1 всегда существенно выше температуры снежно-ледяного покрова, соответствующей температуре таяния (0 °C). Это обуславливает постоянный приток явного тепла к поверхности и вызванное им интенсивное таяние, поскольку в этот период отрицательная обратная связь между длинноволновым радиационным балансом и турбулентным потоком явного тепла, описанная в работе [Makshtas et al., 1999], не реализуется вследствие фиксированной температуры таяния снега (льда).

Завышение по данным R1 удельной влажности воздуха также уменьшает равновесную толщину льда, поскольку обуславливает существенный приток скрытого тепла к поверхности снежно-ледяного покрова и усиливает механизм положительной обратной связи вследствие более раннего уменьшения величины альбеда подстилающей поверхности, обусловленного в свою очередь более ранним началом таяния.

ВЫВОДЫ

Приведены результаты сравнения данных реанализа NCEP/NCAR с данными наблюдений, выполненных на дрейфующих станциях СП в Центральной Арктике в период с 1954 по 2006 г., с целью верификации метеорологических данных, используемых при моделировании вод и льдов Северного Ледовитого океана.

Показана хорошая согласованность между данными NCEP/NCAR и наблюдаемым давлением на уровне моря. Относительно хорошее соответствие имеет место между наблюдаемым и рассчитанным ветром. Измеренная в ходе стандартных метеорологических наблюдений температура воздуха находится в хорошем согласии с данными реанализа только для зимнего периода. Осенью температура воздуха по данным NCEP/NCAR ниже, чем наблюдаемая, а весной – выше, чем измеренная на станциях СП. Летом температура воздуха из NCEP/NCAR на 1,2 °C выше, чем наблюдаемая. Удельная влажность воздуха и балл общей облачности плохо воспроизводятся по данным реанализа и не могут быть рекомендованы для использования в качестве внешнего форсинга.

Численные эксперименты, выполненные с использованием одномерной термодинамической модели морского льда, показали, что равновесная толщина льда, полученная с использованием данных СП, в два раза выше, чем при использовании данных NCEP/NCAR. При этом заниженные по данным реанализа значения балла общей облачности приводят к существенному увеличению модельной толщины льда, в то время как завышенные значения удельной влажности и температуры воздуха в летний период обуславливают интенсивное таяние в летний период.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ в рамках ФЦП «Исследования и разработки по приоритетным направлениям развития научно-технологического комплекса России на 2007–2013 годы» по Госконтракту № 16.420.12.0002.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Hunke E.C., Holland M.M. Global atmospheric forcing data for Arctic ice-ocean modeling // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. C04S14, doi:10.1029/2006JC003640.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R., Joseph D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. Vol. 77. P. 437–471.

Kistler R., Kalnay E., Collins W., Saha S., White G., Woollen J., Chelliah M., Ebisuzaki W., Kanamitsu M., Kousky V., van den Dool H., Jenne R., Fiorino M.. The NCEP-NCAR 50-Years Reanalysis: Monthly Mean CD-ROM and Documentation // Bull. Amer. Meteorol. Soc. 2001. Vol. 82. P. 247–268.

Makshtas A.P., Nazarenko L.S., Shoutilin S.V. Model of sea ice cover in the Arctic Basin, in Mathematical Models in Investigations of Ocean Dynamics (in Russian) / Edited by V.I. Kusin. Siberian Department of USSR Academy of Science, Novosibirsk, 1988. P. 96–116.

Makshtas A.P., Andreas E.L., Svyashennikov P.N., Timachev V.F. Accounting for clouds in sea ice model // Atmos. Res. 1999. Vol. 52. P. 77–113.

M.YU.KULAKOV, A.P.MAKSHTAS, S.V.SHOUTILIN

VERIFICATION OF THE NCEP / NCAR REANALYSIS DATA BY OBSERVATIONS AT THE DRIFTING STATION «NORTH POLE»

The paper presents the results of comparison the data of NCEP/NCAR reanalysis with data of observations executed at the drifting stations «North Pole» in the central Arctic during 1954–2006 years. Numerical experiments with one-dimensional thermodynamic sea ice model showed that the equilibrium ice thickness calculated using NP data twice higher than using the data of NCEP/NCAR. The main reasons are overestimated in reanalysis data about specific humidity and air temperature in the summer.

Keywords: NCEP/NCAR Reanalysis, drifting station, sea level pressure, wind, air temperature, humidity, cloudiness, thermodynamic model.

ГИДРОЛОГИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ОЗЕР О. САМОЙЛОВСКИЙ В ДЕЛЬТЕ Р. ЛЕНЫ

ведущий инженер А.А. ЧЕТВЕРОВА¹, канд. геогр. наук И.В. ФЕДОРОВА¹,
канд. хим. наук Т.М. ПОТАПОВА², д-р Ю. БОЙКЕ³

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

² – Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), Санкт-Петербург, e-mail: ptm2000@mail.ru.

³ – Институт полярных и морских исследований им. А. Вегенера (AWI), г. Потсдам, Германия, e-mail: Julia.Boike@awi.de.

В связи с климатическими флуктуациями меняются многие свойства водных объектов Арктики. Более крупные из них имеют довольно длительный период адаптации, и изменения в их режиме заметны лишь через какое-то время. На небольших объектах, таких как полигональные и термокарстовые озера, небольшие водотоки, отклик на климатические и антропогенные воздействия более заметен. Озера острова Самойловский, расположенного в дельте р. Лены, являются наиболее типичными объектами для данного региона. Мониторинговые наблюдения, проводимые в рамках российско-германской программы «Система моря Лаптевых», позволяют получать новые сведения об изменении окружающей среды региона исследований.

В данной работе представлены результаты гидрологических и геохимических исследований, выполненных в летние сезоны 2008–2010 гг. на озерах о. Самойловский. На основе анализа морфометрических характеристик, гидрохимических особенностей и геохимических параметров донных отложений водоемов выделены несколько типов озер, характерных для острова и для дельты реки в целом. Оценка источников водного и минерального питания позволила предварительно оценить самоочищающую способность водоемов острова Самойловский.

Ключевые слова: Российская Арктика, дельта р. Лены, озера, озерные донные осадки, гидрология, гидрохимия, геохимия, самоочищение.

ВВЕДЕНИЕ

При выходе в устьевую область река Лена делится на многочисленные водотоки, образуя самую обширную дельту в Российской Арктике. Общая площадь дельтового участка реки Лены, по разным оценкам, составляет от 25 до 32 тыс. км² [Алекин, 1970]. В общей сложности дельта р. Лены включает в себя более чем 800 протоков. Самая крупная протока – Трофимовская, вторая по величине и водности – Быковская, затем идут Оленёкская и Туматская протоки [Федорова, Большинов, Макаров и др., 2009].

Территория дельты р. Лены находится в зоне многолетней мерзлоты мощностью примерно 500–600 м [Romanovskii, Hubberten, 2001]. В толще многолетнемерзлых пород встречаются жилы, линзы и прослойки подземного льда, так называемого «ледового комплекса», мощностью до 5 м и более. Под реками и протоками имеются талики. Широко развиты термокарстовые процессы.

Образование и развитие Ленской дельты связано с выносом огромного количества наносов и отложением их в краевой части дельты и мелководной зоне моря [Макаров, 2009]. В геоморфологическом строении дельты р. Лены выделяются три речные террасы [Григорьев, 1993]. Первая терраса, на которой расположен о. Самойловский, максимально распространена в дельте и имеет высоту от 14 м в ее вершине до 1–2 м на ее морском крае. Первая терраса сформирована голоценовыми отложениями аллювиального [Schirrmeister, Siegert, Kuznetsova et al., 2002] или эстуарного происхождения [Коротаев, 1984]. А.С.Макаров считает, что голоценовая часть первой террасы представлена отдельными конусами выноса, локальными дельтами разного возраста; формация островов Оленекской и Арынской протоков дельты р. Лены, к которой и относится рассматриваемый в работе о. Самойловский, была образована около семи тысяч лет назад и имеет высоту 10–13 м [Макаров, 2009].

К настоящему моменту в дельте р. Лены насчитывается около полутора тысяч островов [Are, Reimnitz, 2000] и около шестидесяти тысяч озер различных форм и размеров, в большинстве своем термокарстовых и полигональных. Площадь озер, как правило, не превышает 1 км², и только порядка 100 озер достигают по размерам 10 км². Примерно 73 % озер находится в западной части дельты. Озера дельты р. Лены часто соединены друг с другом небольшими узкими речками («аянами»). На островах довольно широко распространены крупные по площади водной поверхности, но мелководные старичные озера. Берега их чаще низкие и заболоченные. Однако встречаются старичные озера с высокими крутыми берегами. Дно большинства озер представляет собой гладкую ледяную поверхность, прикрытую торфянистым илом. На их дне часто видны ледяные трещины, что говорит об интенсивных термокарстовых процессах и развитии озерных котловин. Температура воды в озерах низкая; вода пресная, иногда с запахом гниения от разлагающихся растительных остатков. Несмотря на низкие температуры и суровый климат в дельте р. Лены, многие мелкие озера довольно быстро зарастают.

Озера бассейна р. Лены, как и других районов криолитозоны, изучены недостаточно.

Одним из основных направлений исследований является изучение природы образования и развития гидрографической сети дельты. Для понимания процессов, происходящих в островных озерах дельты, связанных с изменением увлажненности территории, влиянием термокарста, трансформацией геохимического стока, был проведен ряд исследований на острове Самойловский. Работы выполнялись в рамках программы «Система моря Лаптевых», проекта «Научная станция о. Самойловский» и гранта Германского научно-исследовательского общества (DFG) в летние сезоны 2008–2010 гг. и при поддержке гранта российско-германской лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта (ОШЛ, ААНИИ).

Исследование гидрохимического режима водных объектов острова проводилось ранее в качестве дополнительных наблюдений при изучении гидробиологических характеристик водоемов [Wetterich, Schirrmeister, Meyer et al., 2007]. Были получены содержания биогенных элементов, главных ионов и микроэлементов в водах мелких полигональных водоемов острова.

Целью же этих исследований было определение гидрологических и геохимических особенностей современного состояния крупных озер о. Самойловский (рис. 1), расположенного недалеко от о. Столб – места разветвления основных протоков дельты (72° 22' с.ш., 126° 28' в.д.). Для этого изучались источники водного и минерального питания озер, сезонное изменение содержания растворенных веществ в их водах,

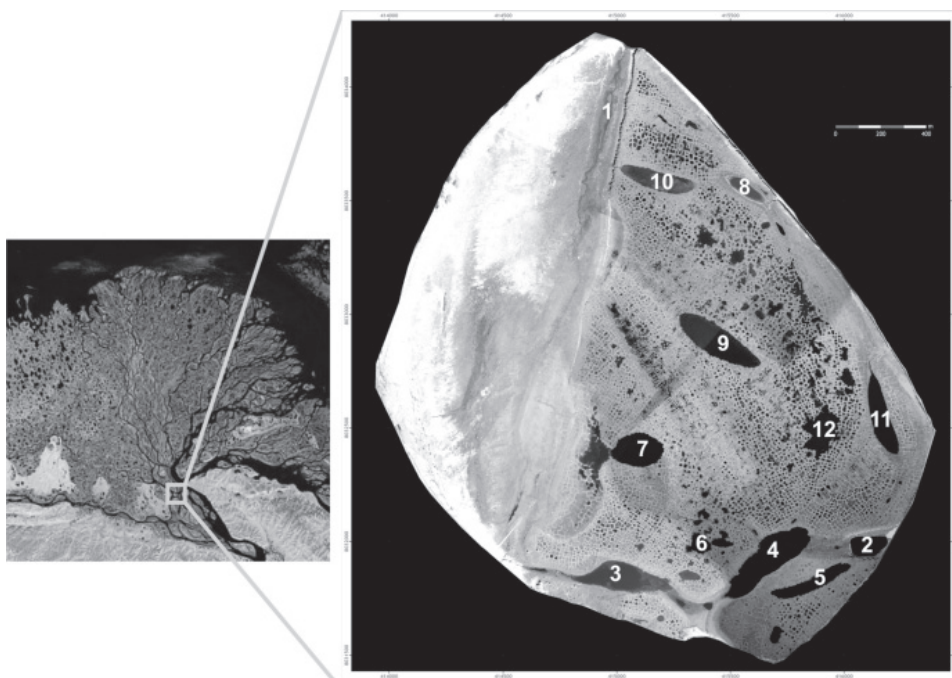


Рис. 1. Аэрофотоснимок о. Самойловский [Bojke, Muster, Grusser, 2007]. Цифрами обозначены номера озер, приведенные в табл. 1.

геохимические характеристики верхнего слоя донных отложений озер первой террасы, наиболее подверженных влиянию со стороны речных вод. Была также дана предварительная оценка степени самоочищения водоемов.

Немаловажным при изучении озер о. Самойловский является тот факт, что некоторые озера испытывают антропогенную нагрузку в связи с деятельностью научной станции. Вода озер используется для водопотребления и хозяйственных нужд. В связи с этим встает вопрос об оценке современного состояния водоемов и их способности к самоочищению.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ОТБОР ОБРАЗЦОВ

Измерения морфометрических характеристик озер о. Самойловский были выполнены летом 2009 г. для шести озер острова (№ 3, 4, 6, 7, 9, 12), летом 2010 г. – для всех рассматриваемых озер. Для измерения глубин озер и определения контуров их поверхности использовались GPS-навигаторы Garmin GPSMAP 178C и GPS 60, а затем были составлены батиметрические схемы озер с использованием программного обеспечения Golden Software Surfer 8 и MapInfo Professional 7.5 SCP.

В полевых условиях с помощью портативных датчиков (кондуктометр, рН-метр и термооксиметр фирмы Hanna) были получены значения следующих гидрохимических характеристик озер острова: водородного показателя рН, температуры воды, °С, содержания растворенного кислорода O_2 , мг/л, % насыщения, электропроводности в мг/л. Для определения других гидрохимических характеристик воды производился отбор проб для дальнейших лабораторных анализов. Пробы воды на содержание биогенных элементов отбирались в пластиковые банки по 40 мл, замораживались и транспортировались в замороженном виде в лабораторию. Отобранные пробы на

содержание главных ионов и микроэлементов фильтровались в пластиковые емкости по 25 мл, отдельно для анионов и для катионов, через целлюлозно-ацетатные шприцевые фильтры диаметром 2 см и диаметром пор 0,45 мкм. При этом пробы на катионы консервировались 60-процентной азотной кислотой HNO_3 . Колонки донных отложений были взяты из озер № 2, 4, 7 в 2008 и 2009 гг. Длина колонок составила 17, 21 и 25 см соответственно. Колонки разделялись на слои по их литологическому составу и транспортировались в замороженном виде в лабораторию.

Обработка проб воды и донных отложений в камеральных условиях выполнялась в российско-германской лаборатории полярных и морских исследований им. Отто Шмидта (ОШЛ) ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт и в аналитической лаборатории Института полярных и морских исследований им. Альфреда Вегенера (AWI, г. Потсдам, Германия).

Концентрации главных ионов в пробах воды определены методом ионохроматографии на приборе 761 Compact IC Metrohm, концентрации биогенных элементов измерялись на автоматическом анализаторе (SAN++, Skalar). Для гранулометрического анализа колонок донных отложений использован анализатор размера частиц (SediGraph 5100, Micromeritics), содержание общего и органического углерода (ТС, TOC), а также общего азота и серы (TN, TS) определялось при помощи анализатора Vario EL III, Elementar. Геохимический анализ донных отложений озер выполнялся на атомно-эмиссионном спектрометре с индуктивно-связанной плазмой (CIROS VISION ICP-OES, Spectro) и позволил определить содержание основных петрогенных элементов, некоторых микроэлементов и тяжелых металлов.

В работе сделана попытка выполнить предварительную оценку самоочищающей способности водных экосистем дельты р. Лены на примере озер о. Самойловский. Под самоочищением озер будем понимать способность водной экосистемы трансформировать поступающие загрязняющие вещества таким образом, чтобы сохранить биотический баланс в системе. Нами рассматривался вариант самоочищения системы для геохимических процессов между водной средой и донными отложениями. Для его оценки использовался коэффициент ЕКО – емкость катионного обмена, который определялся по методу Каппена [Методы определения гранулометрического..., 2006]. Чем больше значение ЕКО, тем больше самоочищающая способность донных осадков и тем в большей степени озеро способно к самоочищению от растворенных в воде примесей.

МАТЕРИАЛЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЛАБОРАТОРНОЙ ОБРАБОТКИ ПРОБ

Результаты гидрохимических исследований озер о. Самойловский

По результатам полевых измерений в июле–августе 2009–2010 гг. и лабораторных анализов, которые приведены в табл. 1, была составлена гидрохимическая характеристика водных объектов о. Самойловский и вод Оленекской протоки реки Лены в летний период.

Газовый режим водоемов характеризуется достаточно высоким содержанием растворенного в воде кислорода по всей водной толще (от 40 до 230 % насыщения). В ветреную погоду, которая бывает довольно часто, происходит обогащение воды кислородом за счет интенсивного газообмена с приземным слоем воздуха и перемешиванием слоев воды, и тогда содержание растворенного кислорода резко возрастает.

Температурный режим озер острова во многом определяется температурой воздуха и зависит от морфометрических параметров озер: более мелководные полигональные водоемы прогреваются лучше, нежели более крупные и глубокие озера. Летом 2009 г. температура воды варьировала от 5 до 10,7 °С.

Таблица 1

Значения основных гидрохимических характеристик озер о. Самойловский и Оленекской протоки дельты р. Лены

Водный объект (№ озера)	Температура, °C	pH	Цветность, град.	Ca ^{+2*}	K ⁺	Mg ⁺²	Na ⁺	Cl ⁻¹	SO ₄ ⁻²	HCO ₃ ⁻¹	Сумма ионов	Тип вод
1	11,6	—		<u>12,3–24,4</u> 18,3	<u>0,4–0,6</u> 0,5	<u>3,3–16,2</u> 9,8	<u>1,6–4,0</u> 2,8	<u>0,9–4,8</u> 2,9	<u>1,1–5,4</u> 3,3	<u>51–82</u> 67	<u>82–127</u> 104	C _{Ca} C _I
2	6,4–10	7,7	5–10	<u>10,5–12,2</u> 11,6	<u>0,6–0,7</u> 0,6	<u>3,6–4,2</u> 3,9	<u>3,2–5,9</u> 5,0	<u>3,8–8,7</u> 6,8	<u>2,2–5,7</u> 4,9	<u>24–49</u> 33	<u>61–74</u> 66	C _{Ca} C _{II}
3	9,1–9,3	7,5	0	<u>8,3–11,1</u> 9,7	— 0,6	<u>3,1–3,7</u> 3,4	<u>2,6–3,7</u> 3,1	<u>3,5–5,3</u> 4,4	<u>1,3–2,2</u> 1,8	<u>26–42</u> 34	<u>53–61</u> 57	C _{Ca} C _I
4	7,7–9,7	7,6	0	<u>7,7–12,2</u> 9,4	<u>0,5–0,8</u> 0,7	<u>3,1–3,7</u> 3,5	<u>4–4,6</u> 4,4	<u>5,4–8,8</u> 6,8	<u>3,4–5</u> 4,1	<u>19–42</u> 25	<u>46–68</u> 54	C _{Ca} C _I
5	7,5–9,6	7,6	0	<u>8,6–12,9</u> 11,4	<u>0,5–0,8</u> 0,7	<u>4,3–6,8</u> 5,3	<u>1,8–2,2</u> 2,0	<u>1,3–3,0</u> 2,2	— 1,2	— 35	— 61	C _{Ca} C _I
6	7,6–9,4	7,7	0	<u>6,9–12,3</u> 9,6	<u>0,7–0,9</u> 0,8	<u>4,4–6,3</u> 5,3	<u>1,0–1,4</u> 1,2	<u>2,5–2,6</u> 2,5	— 0,2	— 43	— 59	C _I ^{Mg} C _I
7	7,2–1,3	7,6	0	<u>7–9,8</u> 8,1	<u>0,7–0,8</u> 0,7	<u>3,7–4,5</u> 4,2	<u>2,4–2,7</u> 2,5	<u>3,1–3,7</u> 3,4	<u>1,1–2</u> 1,7	<u>21–43</u> 29	<u>41–62</u> 49	C _{Ca} C _I
8	7,5–10	7,6	0–10	<u>5,3–9,9</u> 7,4	<u>0,3–0,7</u> 0,6	<u>2,0–5,0</u> 4,0	<u>0,4–0,9</u> 0,8	<u>0,8–1,8</u> 1,4	<u>0,3–1,3</u> 1,0	<u>11–49</u> 27	<u>22–65</u> 42	C _{Ca} C _I
9	6,7–10,6	7,6	0	<u>4,2–6,3</u> 5,6	<u>0,1–0,7</u> 0,4	<u>0,6–3,5</u> 2,5	<u>0,2–0,7</u> 0,5	<u>0,7–1,6</u> 1,0	— 1,1	<u>6–18</u> 12	<u>13–31</u> 22	C _{Ca} C _I
10	5–10,4	7,6	0	<u>5,8–7,6</u> 6,7	<u>0,5–0,6</u> 0,6	<u>3,2–3,3</u> 3,3	<u>1,1–1,3</u> 1,2	<u>1,7–2,0</u> 1,8	<u>0,6–1,4</u> 1,1	<u>17–38</u> 24	<u>31–52</u> 39	C _{Ca} C _I
11	7,1–10,1	7,5	0	<u>3,9–5,6</u> 4,8	<u>0,5–0,6</u> 0,5	<u>2,1–2,8</u> 2,5	<u>0,8–1,0</u> 0,9	<u>1,3–1,6</u> 1,5	<u>0,4–1,3</u> 1,1	<u>12–23</u> 16	<u>24–33</u> 27	C _{Ca} C _I
12	7,5–9,3	7,7	0	<u>5,6–6,9</u> 6,1	<u>0,7–0,8</u> 0,7	<u>3,7–4,3</u> 3,9	<u>0,8–0,9</u> 0,9	<u>1–1,6</u> 1,4	<u>1,1–10,6</u> 5,9	<u>8,0–20</u> 14	<u>32–34</u> 33	C _I ^{Mg} C _{Ca}
р. Лена	14,5	7,6	0–5	12,3	0,6	3,3	4,0	4,8	5,4	51,1	81,5	C _{Ca} C _{II}

Примечание. * – в числителе указан диапазон концентраций элементов, мг/л, в знаменателе – их средняя концентрация, мг/л.

По минеральному составу, значениям концентраций растворенных главных ионов воды озер и Оленекской протоки дельты р. Лены достаточно схожи и характеризуются малой минерализацией, значения которой не превышают 200 мг/л. Диапазоны изменения главных ионов в течение летнего периода незначительны. Воды бесцветны, или их цветность не превышает 10 градусов цветности (озера № 2 и 8), значения водородного показателя pH 6,7–7,7 характерны для нейтральных и слабощелочных вод (табл. 1). Различия же между водными объектами прослеживаются в соотношении между ионами, т.е. в типе вод. Так, для большинства рассматриваемых водных объектов характерен гидрокарбонатно-кальциевый тип вод первого подтипа по классификации О.А.Алекина [Алекин, 1970]. Однако воды р. Лены и озера № 2, имеющего ежегодно связь с рекой в период половодья, относятся ко второму подтипу вод по данной классификации. В озерах № 6 и 12, образовавшихся в результате слияния полигонов, формируются гидрокарбонатно-магниево-натриевые воды первого подтипа.

Концентрации биогенных элементов, как можно видеть из табл. 2, находятся в более широком диапазоне значений (значения коэффициентов вариации C_v составили 0,7–1,3). Выборки по четырем элементам за 2009 и 2010 гг. составили 89–96 значений. Более широкий диапазон концентраций биогенных элементов, вероятно, объясняется различием источников их поступления в озера. Их концентрации не превышают рыбохозяйственных ПДК.

Таблица 2

Результаты статистической обработки рядов концентраций растворенных биогенных элементов в воде озер о. Самойловский и Оленекской протоки р. Лены

Компонент	Число проб	Среднее, мг/л	C_v	Диапазон концентраций, мг/л
Силикаты	96	644	0,7	20–2248
Фосфаты	95	17	0,9	1–8
Нитраты	95	2	1,1	0*–6
Нитриты	89	2	1,3	0*–11

Примечание. * – концентрации элементов ниже предела их обнаружения.

Результаты гранулометрического и геохимического анализов донных отложений озер

Донные отложения рассматриваемых водных объектов (озера № 2, 4 и 7) характеризуются слоистой структурой, прослеживающейся в каждой из колонок. В верхнем слое до 3–5 см находится мягкий ил серо-коричневого цвета, в средней части встречается органическое слаборазложившееся вещество с добавлением песка. В гранулометрическом составе колонок преобладающими являются фракция алевритов и фракция глинисто-алевритных илов с размером частиц 100–10 мкм и 10–1 мкм соответственно (табл. 3). Фракции песков и глинистых илов составляют всего несколько процентов [Петелин, 1967].

Геохимические характеристики водной и солянокислой вытяжек из донных отложений представлены в табл. 4. В табл. 5 рассмотрены значения концентраций основных петрогенных элементов, некоторых микроэлементов и органических соединений твердой фазы донных отложений в сопоставлении с концентрациями таковых во взвеси р. Лены по данным разных литературных источников.

Таблица 3

Фракционный состав донных отложений озер о. Самойловский

№ озера	Горизонт колонки, см	Пески	Алевриты	Глинисто-алевритные илы	Глинистые илы
		1000–100 мкм	100–10 мкм	10–1 мкм	<1 мкм
2	0–5	4	42	50	3
	5–10	5	23	63	12
	10–17	3	27	63	7
4	3–7	3	31	60	6
	13–17	3	29	61	7
	17–21	3	32	59	5
7	0–5	3	50	42	4
	5–15	4	43	48	4
	15–25	4	45	48	3

Таблица 4

Значения геохимических характеристик водной (рН, фосфаты) и солянокислой (ЕКО) вытяжки верхнего слоя донных отложений озер

№ озера	Горизонт колонки, см	рН	Фосфаты, мг/100г АСВ	ЕКО, мг-экв/100г АСВ
2	0–5	7,3	0,14	25
	5–10	6,9	0,07	29
	10–17	6,6	0,03	30
4	3–7	6,9	1,30	49
	13–17	6,7	0,25	58
	17–21	6,7	0,25	55
7	0–5	5,6	0,12	16
	5–15	5,7	0,05	18
	15–25	5,8	0,06	23

Примечание. * – АСВ – абсолютно сухой вес

ДИСКУССИЯ**Типы озер острова Самойловский**

Остров Самойловский можно условно разделить на две части: высокую, расположенную на первой надпойменной террасе дельты р. Лены, и низкую – пойменную. На острове располагается множество водоемов различных типов. Основными факторами, определяющими формирование всех озер острова, являются термокарст и речное влияние, что послужило основанием для выделения трех основных типов озер о. Самойловский – термокарстовых, полигональных и старичных, а также нескольких промежуточных подтипов, формирующихся под влиянием нескольких факторов. Название промежуточного подтипа определяется наличием двух наиболее существенных процессов в их формировании, при этом первым словом является преобладающий из них.

Большая часть острова занята небольшими водоемами, образованными в центрах полигонов различных размеров (рис. 1). В зарубежной литературе их принято называть «polygonal pond», что в переводе означает «полигональный пруд» [Wetterich,

Таблица 5

**Концентрации основных петрогенных элементов, некоторых микроэлементов, тяжелых металлов и органических соединений
в верхнем слое донных отложений озер о. Самойловский в сравнении с таковыми во взвеси р. Лены**

№ озера	Горизонт колонки, см	ppm							%										
		Cu	Ni	Pb	Sr	V	Zn	TN	TC	TS	TOC	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	TiO ₂
2	0–5	14,3	26,4	28,1	255	74,9	67,9	0,11	1,66	0,11	1,18	14,5	1,36	5,20	2,72	1,70	0,148	2,19	0,65
	5–10	14,3	27,7	28,2	247	79,3	71,3	0,12	1,89	0,10	1,17	13,2	1,29	3,76	2,84	1,21	0,074	2,64	0,54
	10–17	17,9	29,9	28,8	241	82,9	76,8	0,14	2,14	0,10	1,20	14,8	1,38	4,14	3,05	1,38	0,084	2,80	0,62
4	3–7	11,1	23,0	25,5	260	66,7	61,1	0,11	1,89	0,10	1,14	12,7	1,36	3,14	2,81	1,11	0,062	2,72	0,53
	13–17	15,2	25,8	26,4	248	74,2	67,3	0,13	2,19	0,09	1,14	13,7	1,37	4,03	2,80	1,39	0,093	2,53	0,59
	17–21	19,5	32,1	29,8	217	90,1	83,2	0,17	2,53	0,10	1,12	14,8	1,27	5,07	2,78	1,68	0,089	2,28	0,66
7	0–5	–	–	–	–	–	–	0,48	–	0,14	2,32	–	–	–	–	–	–	–	–
	5–15	19,3	32,8	29,1	217	87,4	82,9	0,23	3,32	0,16	1,11	14,0	1,13	4,96	2,65	1,50	0,055	2,14	0,64
	15–25	18,8	31,1	28,5	222	86,5	87,5	0,23	3,96	0,14	1,09	13,9	1,32	4,21	2,62	1,54	0,053	2,21	0,63
Среднее значение		16	29	28	238	80	75	0,19	2,96	0,12	1,27	14,1	1,31	4,37	2,82	1,46	0,09	2,47	0,61
(Holemann et al., 2005)*		19	28	38			85												
(Гордеев, 2009)**		34	47	28	194	97	145												
(Савенко, 2006)**		26	52	29	195	84	160	0,63			4,4	13,91	1,57	5,43	2,82	2,25	0,128(Mn)	2,15	0,28(Ti)

Примечание. * – среднее значение для взвеси р. Лена в половодье; ** – среднее значение для взвеси р. Лены

Schirmeister, Meyer et al., 2007]. Это определение не совсем соответствует нашему представлению о прудах.

Небольшие водные объекты в полигональной тундре могут образовываться как в центрах полигонов, так и в трещинах между полигонами, что связано с высокой увлажненностью территории. Мелкие «полигональные пруды» часто обладают своей биотой и функционируют как полноценное озеро, однако их существование не стабильно во времени – «полигональные пруды» могут исчезать и образовываться вновь. В данной же статье внимание будет уделено более крупным водоемам острова.

Полигональные пруды под действием эрозионных процессов сливаются, расширяются и углубляются. До периода стагнации, когда основным процессом, влияющим на изменение морфометрических характеристик, является термокарст, полигональные озера имеют сложную конфигурацию с изломанной береговой линией, повторяющей контуры слившихся воедино полигональных прудов. Поглощение или отсоединение полигонов от водоема под влиянием климатических факторов происходит ежегодно, что влияет как на морфометрические параметры, так и на гидрологические характеристики объектов. Такими водоемами являются озера № 6 и 12. Они имеют глубину не более 3,5 м, причем в небольшой локальной зоне. Остальная же часть озера данного типа мелководна (до 0,5 м). Поскольку эти озера еще не до конца объединены в единый водоем, их можно назвать полигонально-термокарстовыми с преобладанием процесса соединения полигонов, характерных для полигональных озера, и термокарстово-полигональными с режимом, в большей степени определяемым термокарстовым процессом. Так, большая часть озера № 7 является термокарстовой, но при этом в западной части происходит присоединение озерков полигонов. За счет этого озеро имеет конфигурацию, похожую на «рыбу», «телом» которой является довольно крупный термокарстовый водоем, а «хвостом» – слившиеся полигональные пруды (рис.1).

Классически термокарстовыми являются озера № 5, 8, 9, 11, сформированные на первой надпойменной террасе довольно давно. Измерения на озере № 9 показали большие, по сравнению с полигонально-термокарстовыми озерами, глубины – до 6,2 м (2009 г.), причем практически по всей площади озера.

Старичные водоемы на о. Саймоловский представлены двумя подтипами: старично-термокарстовые и пойменно-старичные. В южной части острова находится цепь озера, представляющих собой пойменно-старичное озеро № 2 и старично-термокарстовые озера № 4 и 3 (рис. 1). Озера № 3 и 4 заливаются речными водами реже, чем озеро № 2, гидрологический режим которого практически полностью зависит от уровня расположенной рядом Оленекской протоки р. Лены. Вследствие изоляции от речных вод в определенные периоды года, а то и в течение нескольких лет, старичные озера подвержены термокарстовым процессам, в связи с чем увеличивается их глубина. Так, в центре озера № 4 отмечена глубина, равная 12,7 м (июль 2009 г.). В северо-западной части острова, на его намывной части, располагается пойменно-старичное озеро № 1. Озеро имеет довольно устойчивую (постоянную) связь с речной протокой. Территория вокруг озера значительно увлажнена и заболочена.

Выделенные типы озера различаются как по морфометрическим характеристикам, гидрологическому режиму, так и по химическому составу их вод и донных отложений.

Особенности формирования гидрохимического режима озер различных типов

Результаты лабораторных исследований позволили зафиксировать различия между озерами, связанные с особенностями их формирования. В большей степени это проявляется в концентрациях биогенных элементов, что объясняется источниками их поступления в озера разного типа.

Основным источником растворенного в воде кремния для озер острова являются речные воды. Это справедливо, конечно, только для озер, имеющих связь с рекой, периодически или ежегодно заливаемых водами в половодье. Подтверждением данному факту служат достаточно высокие значения концентраций кремния (> 1000 мкгSi/л) в озерах пойменно-термокарстового типа, т.е. в озерах № 1 и № 2, которые ежегодно заливаются водами Оленекской протоки (рис. 2а). Данные значения не являются аномальными для водных объектов арктических регионов и связаны с развитием криогенных процессов в бассейне реки. В течение теплого сезона концентрация элемента снижается вследствие потребления водной растительностью. Другим важным источником кремния являются почвы острова, выщелачивание кремния из которых происходит в результате термокарстовых процессов. На примере типично термокарстового озера № 11 видно, что влияние термокарстовых процессов на формирование озерных вод сказывается увеличением концентрации кремния до 500 мкгSi/л, что, однако, ниже концентраций в озерах, находящихся под речным влиянием (рис. 2а).

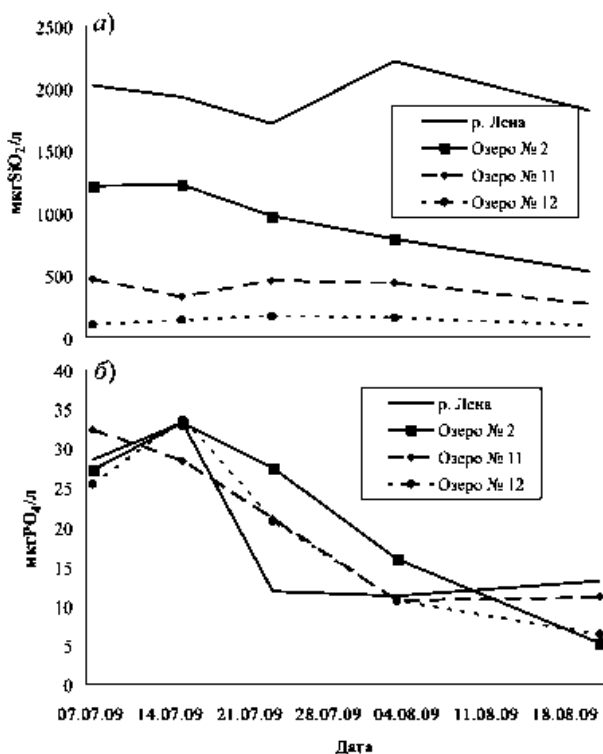


Рис. 2. Закономерности сезонного изменения концентраций растворенных в воде силикатов (а) и фосфатов (б) для озер разного типа на примере озер: № 2 (пойменно-термокарстовое), № 11 (термокарстовое) и № 12 (полигонально-термокарстовое) в сравнении с водами Оленекской протоки р. Лены.

Ход изменения концентраций кремния в течение теплого сезона года более сглажен, по сравнению с пойменно-термокарстовыми озерами. В озерах полигонально-термокарстового типа концентрации растворенного в воде кремния еще ниже и колеблются около 100 мкгSi/л, что объясняется меньшей интенсивностью термокарстовых процессов и поступлением кремния из почв. Сезонное изменение концентрации кремния в озерах данного типа незначительно. Наибольшие концентрации фосфатов отмечены в озерах, находящихся под влиянием термокарстового процесса. Характерно заметное снижение концентраций за время вегетационного периода, как во всех типах озер, так и в воде Оленекской протоки. Пик концентраций наблюдался после полного оттаивания озер и их водосборной территории, из чего можно сделать вывод о том, что основным источником поступления фосфатов в озера является сезонно-талый слой их водосборной территории (рис. 2б).

Для растворенных в воде окисленных форм азота (нитратов и нитритов) четких закономерностей проследить не удалось. Концентрации элементов малы.

Геохимический и гранулометрический состав донных отложений озер о. Самойловский

Геохимические процессы в дельте р. Лены происходят за счет перемещения частиц и веществ водой, ветром, льдом с водосборной территории, аккумуляции химических элементов, в первую очередь в водоемах и донных отложениях.

Распределение фракций в донных отложениях озер в целом схоже с указанными ранее характеристиками донных отложений в мелких полигональных прудах о. Самойловский [Wetterich, Schirmeister, Meyer et al., 2007] и характеризуется преобладанием частиц размером 100–10 мкм, т.е. алевритов.

Сравнение геохимических характеристик речной взвеси, полученных ранее другими авторами для р. Лены, с представленными результатами анализов для верхнего слоя донных отложений рассматриваемых озер (табл. 5) показало хорошую сходимость значений. Концентрации свинца (Pb), основных петрогенных элементов во взвеси р. Лены, полученные В.С.Савенко [Савенко, 2006] и В.В.Гордеевым [Гордеев, 2009], близки к их средним значениям, определенным для донных отложений озер острова. По данным [Holemann, Schirmaher, Prange, 2005] в речной взвеси в половодье содержание меди (Cu), никеля (Ni), свинца (Pb) и цинка (Zn) также близки к озерным отложениям. Это позволяет сделать вывод о влиянии речных вод не только на гидрологический режим озер о. Самойловский, но и на формирование геохимического состава донных отложений.

Показатели емкости катионного обмена (ЕКО) для рассматриваемых озер имеют значения 23–58 мг-экв/100гАСВ (абсолютно сухого веса). Приведенные величины ЕКО находятся на уровне значений данного показателя для черноземов, характеризующихся высокой ЕКО, и говорят о том, что химические элементы могут выводиться из водной фазы, аккумулироваться в донных отложениях и тем самым способствовать очищению воды озер от загрязняющих веществ. Это подтверждают более высокие концентрации фосфатов в вытяжке из донных отложений в озере № 4, достигающие 1,3 мг PO_4 /100гАСВ в верхнем горизонте (табл. 4), соответствующие наибольшим значениям ЕКО для данного озера. Высокий процент содержания мелкой илистой фракции в донных отложениях озера № 4 также способствует хорошей сорбции растворенных в воде элементов в донных отложениях. Приведенные выше заключения характеризует озеро № 4 как способное, в большей степени, чем другие

рассматриваемые озера, к самоочищению через обменные реакции воды с донными отложениями. Это связано с гидрологическими особенностями старичного озера, периодически обновляемого речными водами, которое, однако, характеризуется более устойчивым водообменом, нежели озеро № 2, где мелкие илистые фракции, влияющие на сорбционные способности донных отложений, вымываются, не успевая аккумулироваться.

Полученные характеристики озерных донных отложений для о. Самойловский подтверждают вывод, сделанный М.Б.Заславской [Геоэкологическое состояние..., 2007] об относительно высокой самоочищающей способности р. Лены по сравнению с другими крупными арктическими реками, такими как Обь и Енисей, что, безусловно, является довольно новым результатом для уязвимого арктического района. Это, по нашим данным, относится и к озерам дельты. Однако в связи с единичностью данных наблюдений можно сделать только первоначальные выводы о процессах, формирующих геохимические особенности дельты р. Лены. Генезис этих процессов сложен и требует дальнейшего уточнения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сравнение и анализ материалов полевых и лабораторных измерений гидрологических и геохимических характеристик озер одного из многочисленных островов дельты реки Лены о. Самойловский позволили получить ряд новых сведений о современном состоянии водных объектов Арктики. Было выделено несколько типов озер острова. Однако для описания озер всей дельты данной классификации не достаточно.

Гидрохимические особенности и геохимические характеристики донных отложений озер зависят от изменений, происходящих на их водосборах, а также от степени влияния речных вод протоки, омывающей остров. Например, возрастает поступление биогенных элементов в связи с увеличением слоя сезонного протаивания, а наибольшие концентрации кремния (>1000 мкг/л) наблюдаются в озерах, ежегодно затопляемых в половодье речными водами. Сезонное повышение концентраций фосфатов в воде озер острова связано с их поступлением из активного слоя почвы и наблюдалось до наступления периода активной вегетации.

Изучение геохимического состава донных отложений островных озер, подверженных речному влиянию р. Лены, дает возможность оценки самоочищающей способности озерных экосистем и их устойчивости к антропогенному воздействию. Донные отложения рассматриваемых озер характеризуются высокой для северных регионов емкостью катионного обмена. Концентрации геохимических характеристик находятся на уровне их присутствия в природной среде региона. Озера о. Самойловский способны к самоочищению за счет высокой аккумулирующей способности донных отложений, а также интенсивности обменных реакций с водной средой.

В последнее время отмечено увеличение водности района [Федорова, Большинов, Макаров, 2009] и интенсификация термокарстовых процессов, что выражается, прежде всего, в изменении морфометрических характеристик водоемов. Продолжение мониторинговых измерений на озерах острова даст много новой информации о процессах, происходящих в дельте и в зоне многолетней мерзлоты в целом.

Работы выполнялись при финансовой поддержке DFG и стипендиальной программы поддержки молодых ученых ОШЛ, финансируемой Федеральным министерством образования и науки Германии (BMBF).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алекин О.А.* Основы гидрохимии. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 413 с.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Федорова И.В., Жиров А.И.* Гидроморфогенез дельты р. Лены // Доклады и сообщения 23-го пленарного межвузовского координационного совещания по проблеме эрозионных, русловых и устьевых процессов. Калуга, 2008. С. 56–68.
- Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
- Геоэкологическое состояние арктического побережья России и безопасность природопользования / Под ред. Н.И. Алексеевского. М.: ГЕОС, 2007. 585 с.
- Гордеев В.В.* Микроэлементы в воде, взвеси и донных осадках Обской губы, Енисейского залива и дельты Лены и прилегающих областей Карского моря и моря Лаптевых // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Х.Кассенс, А.П.Лисицына, Й.Тиде, Е.И.Поляковой, Л.А.Тимохова. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 202–224.
- Григорьев М.Н.* Криоморфогенез устьевой области р. Лены. Якутск: Институт мерзлотоведения СО РАН, 1993. 175 с.
- Коротаев В.Н.* Формирование гидрографической сети Ленской дельты в голоцене // Вестник Моск. ун-та. География. 1984. № 6. С. 39–44.
- Макаров А.С.* Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лены в голоцене: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. СПб., 2009. 20 с.
- Методы определения гранулометрического и геохимического состава донных отложений и взвешенных наносов: Учебно-методическое пособие. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2006. 94 с.
- Петелин В.П.* Гранулометрический анализ донных осадков. М.: Наука, 1967. 128 с.
- Савенко В.С.* Химический состав взвешенных наносов рек мира. М.: ГЕОС, 2006. 174 с.
- Федорова И.В., Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Третьяков М.В., Четверова А.А.* Современное гидрологическое состояние дельты р. Лены // Система моря Лаптевых и прилегающих морей Арктики: современное состояние и история развития / Под ред. Х.Кассенс, А.П.Лисицына, Й.Тиде, Е.И.Поляковой, Л.А.Тимохова. М.: Изд-во МГУ, 2009. С. 278–292.
- Are F., Reimnitz E.* An overview of the Lena River Delta settings: geology, tectonics, geomorphology, and hydrology // Journal of Coastal Research. 2000. Vol. 16. P. 1083–1093.
- Boike J., Bolton B., Grüber M., Langer M., Muster S., Piel K., Sachs T., Stoof G., Westermann S., Scheritz M.* A high resolution orthorectified picture of Samoylov // The Russian-German Cooperation SYSTEM LAPTEV SEA: The Expedition Lena – New Siberian Islands 2007 during the International Polar Year 2007/2008, Reports on Polar and Marine Research. 2009. Vol. 584. P. 22.
- Holemann J.A., Schirmaher M., Prange A.* Seasonal variability of trace metals in the Lena River and the south-eastern Laptev Sea: impact of the spring freshet // Global and Planetary Change. 2005. Vol. 48. P. 112–125.
- Hubberten H.-W., Wagner D., Pfeiffer E.-M., Boike J., Gukov A.Yu.* The Russian-German Research Station Samoylov, Lena Delta – a kea site for Polar research in the Siberian Arctic // Polarforschung. 2006. Vol. 73 (2/3). P. 111–116.
- Romanovskii N.N., Hubberten H.-W.* Results of permafrost modeling of the lowlands and self of the Laptev Sea region // Russia-Permafrost Periglacial Processes. 2001. Vol. 12. P. 191–202.
- Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Rienast F., Meyer H., Bobrov A.* Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia // Quaternary International. 2002. Vol. 89. P. 97–118.
- Wetterich S., Schirrmeister L., Meyer H., Andreas Viehberg F., Mackensen A.* Arctic freshwater ostracods from modern periglacial environments in the Lena River Delta (Siberian Arctic, Russiageochemical

A.A.CHETVEROVA, I.V.FEDOROVA, T.M.POTAPOVA, J.BOJKE

**HYDROLOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS
OF THE MODERN STATE OF LAKES OF SAMOYLOVSKY ISLAND
IN THE LENA RIVER DELTA**

Climatic fluctuations influence to many features of water objects in the Arctic. Big of them have longer period of adaptation for climatic and anthropogenic impacts than small objects such as polygonal and thermokarst lakes and small streams. Lakes of Samoylov Island of the Lena River delta are typical objects for the delta and could be used as markers for the region. New data about environmental changes were obtained as results of monitoring observation of natural objects in the Lena delta within the framework of Russian-German project «The System of the Laptev Sea». Results of hydrological and geochemical investigations of lakes on Samoylov Island in summer time 2008–2010 yy. are presented in the article. Several types of lakes were found out based on hydromorphological, geochemical characteristics of water and bottom sediments. Self-cleaning ability of the lakes was estimated.

Keywords: Russian Arctic, the Lena River delta, hydrology, hydrochemistry, geochemistry, lakes, lakes bottom sediments, self-cleaning.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 913(571.56)+94(470)

Поступила 18 февраля 2013 г.

ПОСЛЕДНИЙ ГОД ВОЙНЫ НА ЧУКОТКЕ

канд. геогр. наук, почетный полярник В.В.ДРЕМЛЮГ

Во время Великой Отечественной войны я занимался гидрографическими работами в Мечигменской губе. Осенью 1944 г. в Мечигменскую губу пришло г/с «Ост», и его капитан, Я.М.Карташов, вручил мне приказ начальника Провиденской гидробазы о том, что я назначаюсь вторым помощником капитана этого судна. Для меня это было большим везением. Во-первых, я смог принять участие в судовом промере вдоль Чукотского полуострова, где за время относительно небольшого плавания я приобрел ценный опыт проведения таких работ. Во-вторых, г/с «Ост» только что вернулось после капитального ремонта из США, где на него поставили новое навигационное оборудование, с которым я до тех пор не был знаком.

У экипажа и обмундирование было американское, а я появился на судне в ватнике, ватных штанах и кирзовых сапогах. Все это мне приказали выбросить, отправили в судовую баню, выдали чистое белье и добротное американское обмундирование: утепленные комбинезоны на гагачьем пуху, летнюю морскую форму цвета «сафари», а также непривычные, но очень удобные и добротные сапоги на высокой шнуровке из крепкой коричневой кожи, ну прямо – ковбойские сапоги. Я ими очень дорожил и долго носил уже в Ленинграде, удивляя многих их необыкновенным видом.

Около месяца мы бороздили воды пролива Синявина, затем направились в сторону Берингова пролива, дошли почти до Наукана, выполняя гидрографические работы. Потом вернулись в бухту Провидения, где г/с «Ост» стало на зимний отстой. Кстати, на борту находились большие запасы американского продовольствия. Согласно судовому расписанию, ведал им и распределял его второй помощник капитана. Помнится, запасы были столь велики, что по приходе на Гидробазу, мы часть продовольствия сдали в столовую, где питались все работники предприятия.

В качестве штатного 2-го помощника капитана г/с «Ост» я провел осень и зиму 1944 г. Старшим помощником капитана был мой земляк Михаил Иванович Макаров, третьим помощником – Сергей Ярошенко, тоже из Ленинграда, и мне было приятно вдали от родного города находиться среди друзей.

Во время зимнего отстоя ходовые вахты штурманами не ведутся, поэтому руководство Провиденской гидробазы назначило меня начальником Навигационной камеры. Одновременно я продолжал числиться резервным помощником капитана г/с «Ост», и моим «домом» оставалась каюта на этом судне. Дела в Навигационной камере были изрядно запущены, а ведь предстояла последняя военная навигация. Ожидался



В.В.Дремлюг. Г/с «Ост».
Фото из архива автора

приход большого количества транспортных судов, как советских, так и американских с грузами ленд-лиза. моряки знают, что основная задача работников Навигационной камеры – следить, чтобы навигационные пособия: карты, лоции и справочники – не устаревали, и по необходимости снабжать ими приходящие в порт суда. Для этого необходимо подвергать карты и пособия корректуре при помощи систематически издающихся «Извещений мореплавателям». В бухту Провидения такие «Извещения» доставлялись самолетом из Гидрографического Управления Военно-Морского флота СССР.

Каждое утро после завтрака я отправлялся в Навигационную камеру, которая размещалась в одном из зданий Провиденского порта. Все здания порта находились на довольно высоком берегу, и путь к ним по заснеженной дороге был довольно тяжелым. Особенно мне доставалось, когда с гор начинал дуть встречный штормовой ветер. Порывы были такой силы, что приходилось, низко пригибаясь, буквально карабкаться вверх к зданию порта. В такую погоду обедать на судно я обычно не ходил, а питался в портовой столовой. И уже вечером с удовольствием возвращался в свою уютную каюту на судне. Особенность работы Навигационной камеры в конце войны заключалась в том, что всеми материалами из нее пользовались как советские моряки с военных и транспортных судов, так и американские моряки с судов, заходивших в бухту Провидения по пути в Петропавловск-Камчатский и Владивосток, а также Северным морским путем с грузами ленд-лиза. Это было связано с тем, что если полярные конвои из Соединенных Штатов и Англии в Мурманск и Архангельск доставляли примерно 17 % грузов по ленд-лизу, главным образом военных, то из Америки через Тихий океан в район Петропавловска-Камчатского и Владивостока шло примерно 43 % всех грузов. Поэтому суда, которые шли там не конвоями, а в одиночку, без всякой охраны, старались забираться как можно севернее, Беринговым морем, а иногда и Чукотским

морем, чтобы через этот район пройти от американских к нашим берегам.

Доставка грузов из портов США через Тихий океан в дальневосточные советские порты также имела свои трудности. С начала Великой Отечественной войны японцы, как союзники фашистской Германии, всячески препятствовали плаванью советских судов. Они запретили проход через самый удобный в навигационном отношении пролив Лаперуза, останавливали и заводили в японские порты для досмотра транспорты, следующие с грузами из США. Помимо этого, они установили мины на основных морских путях, а в ряде случаев бомбили и торпедировали суда.

27 июля 1941 г. в Японском море подорвался на mine пароход «Казак Поярков». В конце апреля 1942 г. в Восточно-Китайском море подводной лодкой был торпедирован и затонул пароход «Ангартрой». 16 февраля 1943 г. в Тихом океане к югу от Японии торпедирован пароход «Кола», а 17 февраля в этом же районе пароход «Ильмень». В начале марта 1944 г. в южной части Охотского моря подводная лодка потопила пароход «Белоруссия», 22 апреля к югу от полуострова Аляска торпедирован пароход «Павлин Виноградов», а 6 июля 1944 г. у западного берега полуострова Камчатка та же участь постигла пароход «Обь». Последней жертвой стал пароход «Трансбалт», потопленный подлодкой 13 июля 1945 г. в 50 милях западнее пролива Лаперуза. Кроме того, из-за тяжелых погодных условий потерпели аварии и затонули: пароход «Турксиб» у Алеутских островов (20 апреля 1942 г.), пароход «Узбекистан» у северо-западных берегов США (1 апреля 1943 г.), пароход «Херсон» у юго-восточного побережья Камчатки (4 июля 1943 г.). В 1944 г. (12 декабря) у берегов Камчатки затонул пароход «Тымлот».

К апрелю все навигационные пособия были откорректированы, и я готов был обеспечить ими штурманский состав судов, ожидавших в Провиденском порту. Дверь в Навигационную камеру практически не закрывалась. Только выдашь штурману советского транспорта необходимые нави-

гационные пособия по трассе Севморпути, как приходит штурман с американского транспорта. Вот тут-то я, пожалуй, впервые встретился с американскими моряками не так, как в 1942 г., когда мы их спасали, вытаскивая из воды во время гибели конвоя RQ-17, а уже уверенных в победе. Они приходили на судах типа «Либерти» и «Виктори», которые специально строились для доставки ленд-лизовских грузов. Американцы часто приходили в Навигационную камеру с блоком сигарет «Camel» и пакетом фруктов: апельсинов, лимонов или яблок. Это было неудивительно – груз некоторых «Либерти» иногда полностью состоял из табачных изделий или фруктов. Аромат табака, исходящий от этих сигарет, завораживал. Постепенно и я пристрастился к курению. Да и не только я. На г/с «Ост» угощался весь экипаж.

Подошел май 1945 г. На г/с «Ост», как и на всех других судах, зимовавших в бухте Провидения, готовились к предстоящей навигации. Машинная команда проверяла готовность двигателя, боцманская команда наводила порядок на палубе и в трюме. Штурманский состав проверял навигационные приборы и карты. Но были и другие дела – хотелось навести порядок в кают-компании и каютах. Все члены экипажа в порядке дополнительной работы занимались покраской этих помещений. Мне всегда нравились малярные работы, и я с удовольствием принялся красить переборки и потолок в каюте белой масляной краской.

Наступил день 8 мая 1945 г. Я только начал красить потолок, когда раздался грохот стрельбы на берегу, а затем и на судах. Выскочил на палубу и обомлел – в воздух взлетали разноцветные сигнальные ракеты, на берегу и судах шла стрельба в воздух из всех имевшихся ружей. Раздавались крики: «Ура! Победа!» Вот так мы узнали, находясь на далекой Чукотке, о капитуляции фашистской Германии.

Надолго запомнился мне этот день. По распоряжению капитана в кают-компанию был накрыт праздничный стол. Из судовых каптерки извлекли все неприкосновен-

ные запасы – копченые колбасы, банки с красной и черной икрой и другие яства и, конечно, знаменитый 96-процентный спирт. Все надели парадную морскую форму и уселись за праздничный стол. Вот тут и произошла со мной курьезная история. По команде капитана в чашки налили 100 грамм спирта и для «запивки» по стакану браги. «За Победу!» – провозгласил первый тост капитан. Все дружно чокнулись, и бывалые моряки легко проглотили 100 грамм спирта и запили брагой. Я был самым молодым членом экипажа, да и спиртного в те годы, кроме легкого вина, не употреблял. Но как же не выпить за Победу? Закрыв глаза и, тяжело вздохнув, осушил чашку до дна, запив брагой. Капитан посмотрел на меня, улыбнулся и говорит: «Давай налегай на закуску». Через некоторое время последовал второй тост: «За тех, кто в море!» Я с неподдельным ужасом взглянул на наполненную вновь чашку со спиртом. Но что было делать? Ведь я тоже хоть и молодой, но моряк. Выпил я все содержимое чашки, в глазах у меня потемнело, и... больше я ничего не помню. Потом друзья рассказали мне, что они подхватили меня на руки и отнесли в каюту, где я проспал до ужина. Долго потом посмеивались и шутили «старые морские волки» по поводу моего «боевого крещения». А торжества по случаю Победы продолжались несколько дней, как на гидробазе, так и в порту, но я принимал в них участие только с бокалом легкого вина.

Однако, как оказалось, для нас война не закончилась. Транспорты с войсками все продолжали и продолжали подходить. Стало ясно, что где-то на Дальнем Востоке готовятся боевые действия. Еще осенью 1944 г. в бухте Провидения и других бухтах на побережье Чукотки с транспортов стали высаживать главным образом саперные военные части. Они вели подготовительные работы для приема, как мы догадывались, большого числа воинских частей. Гидробаза и порт находились на противоположных берегах бухты, и летом связь поддерживалась с помощью катеров, а зимой с помощью собачьих упряжек или на лыжах.

Но с приходом военных саперов быстро была сооружена довольно широкая дорога вокруг бухты, причем и в зимнее время она содержалась в хорошем состоянии.

На совещании на гидробазе ее начальник сообщил, что все результаты летнего и зимнего промеров 1943–1945 гг. имеют гриф «СС» (совершенно секретно) и без его личного разрешения не могут быть использованы для составления карт и других навигационных пособий. Все гидрографы Провиденской гидробазы были предупреждены о недопустимости какой-либо информации о районах проведенных гидрографических работ и, особенно, об их результатах.

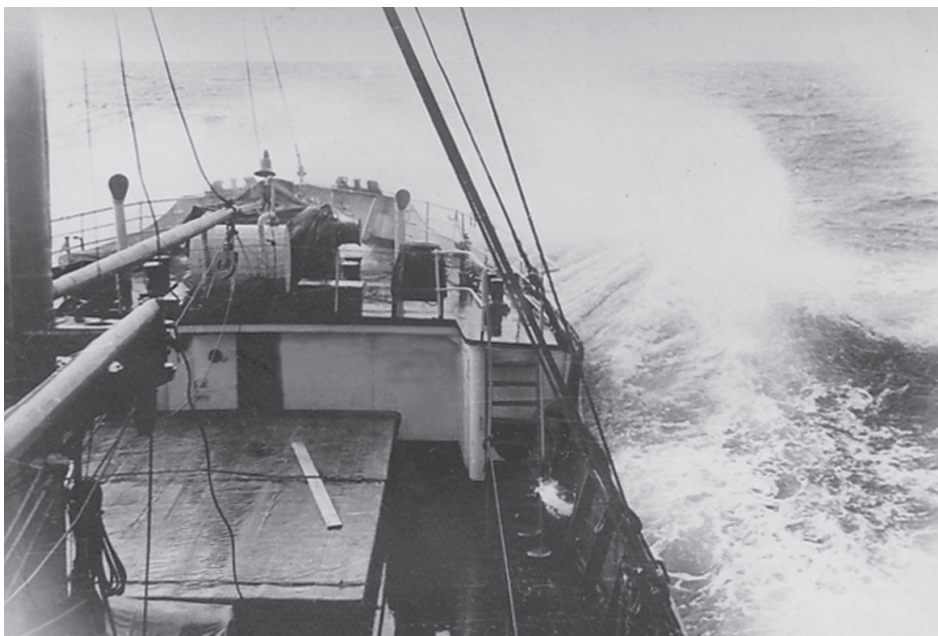
В начале июня 1945 г. в бухту Провидения под проводкой ледоколов пришли транспорты с воинскими частями армии К.К.Рокоссовского. Планировалась грандиозная военная операция. Мы ведь не знали тогда, о чем совещались на Ялтинской конференции Сталин, Черчилль и Рузвельт, а совещались они, среди других вопросов, и о войне с Японией. К концу июля 1945 г. порт Провидения и окружающие поселки были буквально забиты советскими войсками. Затем на каботажных судах отдельные части развозились как раз в те бухты, где нами делался промер зимой и летом 1944–1945 гг. И вот 9 августа 1945 г. по радио сообщили, что советские войска начали боевые действия против милитаристской Японии. Мы очень внимательно следили за развитием событий, поскольку они проходили не так далеко от берегов Чукотки.

2 сентября 1945 г. стало известно, что Япония подписала акт о безоговорочной капитуляции. Вместе с воинскими частями, находящимися в бухте Провидения, мы торжественно отметили это событие. Но навигация продолжалась, и мне еще почти два месяца пришлось снабжать суда навигационными пособиями. Осенью 1945 г. закончилась моя работа на Провиденской гидробазе. Из Гидрографического управления Главсевморпути пришел приказ, сообщающий, что я назначаюсь на должность гидрографа в этом управлении в Ленинграде.

Надо было искать судно, которое шло во Владивосток. И тут я узнал, что в порту стоит пароход «Анадырь». На нем оказались свободными несколько пассажирских мест, куда могли поместить выезжавших на материк полярников.

Капитан «Анадыря», Леон Константинович Шар-Баронов, был мне знаком еще по моему первому ледовому плаванию на Шпицберген. При осмотре судовой роли он сразу обратил внимание на мою фамилию: «Не Вы ли, молодой человек, в 1940 г. плавали у меня штурманским учеником и неплохо себя показали?» Я немного смутился, покраснел и сказал: «Да, Леон Константинович, это был я». Так как «Анадырь» был одним из последних транспортных судов, покидавших в эту навигацию бухту Провидения, набит он был пассажирами буквально как бочка с селеньем. Расселяли где только могли, часть полярников даже пришлось поместить в плохо отапливаемый твиндек. Мне повезло – капитан Шар-Баронов отдал распоряжение разместить меня в шестиместной каюте. Тут было все вперемешку: мужчины, женщины, дети. Зато было тепло и вполне комфортно. Но я беспокоился о своем друге по учебе в Гидрографическом институте и работе на Провиденской гидробазе Иване Аристове. Ему досталось место в «прохладном» твиндеке. Я позвал его к себе в каюту и сказал своим соседям, что мы будем поочередно спать на одной койке. Так весь рейс мы с ним и делили одно «койко-место».

Плавание предстояло суровое, это были штормовые месяцы – ноябрь и декабрь. Надо было преодолевать Берингово море, часть Охотского моря, а затем уже Японским морем идти во Владивосток. Переход и вправду оказался очень тяжелым. Все время на море бушевал 8–9-балльный шторм. Как в столовой команды, так и в кают-компании мало кто притрагивался к пище. Однако за навигации 1944–1945-х гг. я уже поплавал на малых судах, где условия были еще сложнее. И поэтому худо-бедно я все-таки ходил питаться в полупустую кают-компанию,



«Анадырь» в Беринговом море. 1944 г.
Фото из архива автора.

чем удивлял многих наших полярников, с которыми я жил в каюте.

Но вот шторм стал потихоньку стихать, появились пассажиры на палубе, потихоньку приходя в себя от проживания в тяжелых условиях твиндека, а иногда и трюма. День за днем шли мы на юг, и наконец вдалеке замаячили Курильские острова. И вдруг неожиданная новость. Капитан получил приказ следовать в небольшой тогда порт Отомари, где необходимо было погрузить на «Анадырь» несколько сот пленных японцев. Вот так мне пришлось, хоть и косвенно, коснуться боевых действий Советской Армии с японскими захватчиками.

«Анадырь» медленно вошел в бухту, и перед нами предстал городок Отомари. Первое, что нас поразило, это стоящие в строю на пирсе сотни пленных японских солдат и несколько офицеров со шпагами. Их охраняли всего около десятка советских конвоиров. Все они готовились для погрузки на «Анадырь». Но, вероятно, капитану Шар-Баронову пришло новое распоряже-

ние, и погрузка японцев на «Анадырь» была отменена. А нам представилась возможность прогуляться по городку Отомари. Он был застроен в основном одноэтажными домами японской архитектуры, преимущественно деревянными. Я еще удивился, как они не сгорели во время военных действий. Вокруг этих домиков и на пирсе «гудела» толпа японцев. Они пытались продать остатки своего имущества, потому что их обещали отправить на Японские острова. Продавали все по дешевке: великолепные сервизы, кимоно, копченую рыбу всех сортов и знаменитую японскую водку «саке». Капитан Шар-Баронов выдал нам под аванс небольшие деньги в советских рублях и японских иенах. У японцев можно было купить товар на любую сумму, и через день «Анадырь» превратился в склад японских сувениров.

Из Отомари наш путь лежал через Японское море во Владивосток. После недельного плавания мы прибыли на родную землю.

К 50-ЛЕТИЮ СО ДНЯ ОТКРЫТИЯ СТАНЦИИ МОЛОДЕЖНАЯ

зам. директора по научной работе РГМАА М.В.ДУКАЛЬСКАЯ

57 лет тому назад отечественные ученые начали планомерные исследования в Антарктиде. 13 февраля 1956 г. была открыта первая советская антарктическая станция – обсерватория Мирный, ставшая почти на полтора десятилетия главной базой Советской антарктической экспедиции (САЭ). За несколько лет на ледяном континенте вступила в строй целая сеть научных станций (в 1956 г. – Пионерская и Оазис, в 1957 г. – Комсомольская и Восток, в 1958 г. – Советская и Полюс недоступности, в 1959 г. – Лазарев, в 1961 г. – Новолазаревская). Эти станции производили наблюдения по программам Международного геофизического года и года Международного геофизического сотрудничества. Первый этап работы советских ученых в Антарктиде характеризовался обширными рекогносцировочными исследованиями, в последующие годы началось углубленное изучение отдельных элементов и явлений природы шестого континента, что сопровождалось внедрением новых методов исследований.

Расширение советской антарктической программы требовало открытия новых станций, оборудованных по последнему слову науки и техники. Одной из них должна была стать станция Молодежная в западной части Земли Эндерби, на южном берегу залива Алашеева моря Космонавтов. В дальнейшем планировалось превратить Молодежную в крупную геофизическую обсерваторию и основную материально-техническую базу САЭ.

6 марта 1961 г. дизель-электроход «Обь», следовавший от станции Лазарев к Мирному, высадив на берег рекогносцировочную группу, состоявшую из участников Пятой и Шестой САЭ во главе с Е.С.Короткевичем. Полярники, обследовав

район высадки, пришли к выводу о том, что научный поселок нужно строить на свободных от ледяного покрова участках оазиса Молодежная. Невысокий ледяной барьер у берега был пригоден для швартовки и разгрузки экспедиционных судов, в оазисе имелись ровные площадки для оборудования взлетно-посадочных полос, а рядом с ним находилось около 40 пресных озер, что позволяло решить проблему водоснабжения.

В феврале 1962 г. дизель-электроход «Обь» доставил из Мирного к месту организации новой станции научное оборудование, аппаратуру и хозяйственный инвентарь. 22 февраля два самолета перевезли с борта судна различное имущество для временного лагеря, а на следующий день на берег сошли работники строительного отряда во главе с В.П.Строевым и персонал станции Молодежная под руководством В.С.Сидорова.

В первые дни работы отрядов были разбиты 15 жилых и служебных палаток КАПШ-1 и КАПШ-2, в них установили судовые электропечи, вскоре начала работать электрическая кухня, а из ближайшего пресного озера по водопроводу в поселок стала поступать вода. Радиостанция поддерживала прямую связь с Мирным и Новолазаревской. Строители заложили фундаменты жилого дома и дизельной электростанции, а к середине марта построили аэрологический и три магнитных павильона.

18 марта дизель-электроход «Обь» доставил очередную партию грузов, выгрузка которых завершилась 30 марта. На станции шла подготовка к зимовке, но по приказу руководства Главсевморпути работы были прекращены, а станция законсервирована. 31 марта 1962 г. коллектив полярников покинул берега Земли Эндерби.

Вторично открыли станцию Молодежная участники Восьмой САЭ. 14 января 1963 г. летчики С.А.Ерохин и В.И.Попов на двух самолетах Ан-6 впервые совершили перелет по трассе Мирный–Молодежная и доставили на станцию первую группу полярников. Этот день считается днем открытия постоянно действующей станции Молодежная. Первый зимовочный коллектив станции состоял из восьми человек, руководил которыми П.Т.Морозов.

За короткий срок была проведена расконсервация радиотехнического и электросилового хозяйства, на ледниковом куполе в 8–10 км от станции подготовлена взлетно-посадочная полоса. 20 и 21 января самолеты Ил-12 и Ил-14 доставили на станцию строителей, продовольствие и инструменты, необходимые для первоочередных работ. С этого момента началось интенсивное строительство станции.

Техника, продовольствие и металлоконструкции были выгружены с дизель-электрохода «Обь» в начале февраля 1963 г. Параллельно с разгрузкой судна на берегу продолжались строительные работы. Уже к концу месяца были построены основные станционные объекты, а зимовщики и участники сезонных отрядов переведены из палаток в новые дома. 18 февраля на станции начались регулярные метеорологические, а 1 апреля – актинометрические наблюдения.

Строительство и обустройство станции было продолжено в последующие годы. С вводом в строй новых павильонов и нового оборудования расширялся состав научных наблюдений. Так, в 1964 г. на станции начались регулярные аэрологические и геомагнитные наблюдения, в марте 1966 г. был произведен запуск первого озонметрического радиозонда, с января 1968 г. сотрудники станции стали принимать и использовать в иссле-



Станция Молодежная. 1980-е гг.
Фото из архива РГМАА.

довательских целях спутниковую информацию, в 1969 г. были проведены первые исследования ветрового режима методом локации метеорных следов. 25 июня 1969 г. на Молодежной было закончено строительство станции ракетного зондирования атмосферы и начаты регулярные запуски метеорологических ракет М-100.

В ноябре 1970 г. на станции Молодежная был сдан в эксплуатацию новый мощный радиопередающий центр. Он состоял из передающего центра, радиобюро, приемного центра и пеленгатора с собственными антенно-мачтовыми сооружениями. 25 февраля 1971 г. радиоцентр взял на себя функции главного советского радиоцентра в Антарктиде. С вводом его в действие

Вычислительный центр на Молодежной. 1980-е гг.
Фото из архива РГМАА.



Молодежная приобрела статус Антарктического метеорологического центра (АМЦ). В задачи АМЦ Молодежная входил сбор научной информации от иностранных радиометеорологических центров Южного полушария, а также с советских антарктических станций и бесперебойная передача этой информации в Гидрометцентр СССР и Всемирную службу погоды.

В начале 1970-х гг. Молодежная стала самым крупным населенным пунктом и научно-исследовательским центром на ледяном континенте. Зимовочный состав станции в разные годы составлял от 100 до 500 человек, вместе с сотрудниками сезонных экспедиций население Молодежной временами насчитывало до 1400 человек.

Начиная с Шестнадцатой САЭ станцию Молодежная стали возглавлять руководители зимовочных экспедиций. Начальниками Молодежной в разные годы были известные ученые-полярники Н.А.Корнилов, А.Б.Будрецкий, Н.Н.Овчинников, И.М.Титовский, Х.Г.Буняк, И.Г.Петров, В.Г.Аверьянов, П.К.Сенько, В.С.Игнатов, Г.И.Бардин, Л.И.Дубровин, О.К.Седов, А.Н.Артемьев, Н.И.Тябин, В.А.Шамонтьев, Р.М.Галкин, Л.В.Булатов, В.Ф.Дубовцев, В.Л.Вовк, Ю.А.Хабаров, В.М.Пигузов, Л.М.Саватюгин, Е.Н.Уранов, Р.А.Дедушкин, Л.И.Гиндин, В.В.Киселев, Е.Н.Пугачев.

В начале 1971 г. из Мирного на станцию Молодежная было переведено Бюро погоды, и 13 марта по фототелеграфу была передана первая синоптическая карта, а 22 октября – первая ледовая карта. АМЦ Молодежная стал вторым после Мирного советским пунктом приема спутниковой информации, в том числе и с метеорологических спутников США.

В 1972 г. на станции было закончено строительство здания под вычислительный центр, а 13 августа 1973 г. введена в строй ЭВМ «Минск-32», с помощью которой сотрудники центра начали выполнять обработку метеорологических и актиметрических данных, в 1974 г. в их задачи вошла и оперативная обработка данных аэрологического зондирования. В апреле 1975 г. в вычислительном центре Молодежной

был введен в постоянную эксплуатацию автоматический комплекс обработки данных радиозондирования, в августе 1977 г. началась автоматическая обработка данных аэрологического зондирования.

Ряд исследований, проводимых в АМЦ Молодежная, выполнялся впервые в мировой практике. Так, 14 августа 1979 г. на АМЦ Молодежная было начато регулярное зондирование атмосферы метеорологическим лазером.

В феврале 1980 г. на станции в районе горы Вечерней была введена в эксплуатацию уникальная снежно-ледовая взлетно-посадочная полоса, а 13 февраля 1980 г. полоса впервые приняла самолет Ил-18Д из Москвы. Этим перелетом был открыт воздушный мост Москва–Молодежная.

В начале 1980-х гг. станция была существенно расширена, в эксплуатацию были введены химическая лаборатория для наблюдений за состоянием окружающей среды и метеорологический радиолокатор для наблюдения за параметрами и структурой облачных систем, построены новые здания для синоптического бюро и метеорологической радиолокационной станции, а также здание для наблюдений за полярными сияниями.

В 1985 г. в АМЦ Молодежная вступила в строй система спутниковой связи «ИНМАРСАТ», позволившая значительно упростить связь с Москвой и Ленинградом.

В 1990-х гг. в связи со сложной экономической и политической обстановкой в стране антарктические исследования были значительно сокращены, часть станций прекратила свою работу. 28 августа 1997 г. было принято постановление Правительства РФ «О поэтапной консервации и ликвидации станции Молодежная», в феврале 1998 г. началось планомерное закрытие отдельных видов наблюдений, постепенный демонтаж и вывоз оборудования на другие станции.

8 июля 1999 г. станция была законсервирована, а ее зимовочный и сезонный персонал эвакуирован. В последующие годы на станции поддерживался малый экспедиционный комплекс (пять зданий на улице Сомова), который стал основой для проведения сезонных работ в этом районе.

ТРЕБОВАНИЯ К СТАТЬЯМ, ПРЕДСТАВЛЯЕМЫМ ДЛЯ ПУБЛИКАЦИИ В ЖУРНАЛЕ «ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ»

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц текста в формате Microsoft Word с полуторным интервалом, включая список литературы, таблицы и рисунки.
2. Статьи должны быть представлены в распечатанном виде и переданы в электронном формате на CD или flash-накопителе (только при личной явке автора) в соответствии с нижеприведенными требованиями. Допускается пересылка файлов со статьей по электронной почте.
3. В комплект статьи, присылаемой автором, должны входить:
Основной текст статьи на русском языке (включает в себя подрисуночные подписи и библиографический список).
Иллюстративный материал в виде отдельных файлов любого из графических форматов в соответствии с нижеприведенными требованиями.
Текст аннотации на русском и английском языках.
Ключевые слова на русском и английском языках.
Название статьи, инициалы и фамилии авторов на русском и английском языках.
Сведения об авторах (ученая степень, должность, название организации и ее полный почтовый адрес, электронная почта и телефон (в статье не публикуется)) только на русском языке.
УДК статьи.
Акт экспертизы и сопроводительное письмо, подписанное руководителем организации или учреждения, где работает автор (авторы), или самим автором (авторами).
4. Требования к представляемым текстовым файлам:
Текст должен быть представлен в формате Word. При подготовке текста необходимо использовать стандартный шрифт Times New Roman 12 пт., для набора греческих и некоторых специальных символов использовать шрифт Symbol.
Дробные части чисел отделяются от целых ЗАПЯТОЙ, а не точкой.
Не допускается:
– использование цифры 0 и буквы О в надстрочном написании в качестве символа градуса;
– символа «-» вместо «—»;
– использование символа «x» вместо символа «×»;
– использование символов N, O, S, W в качестве указания широты и долготы как в текстах, так и на картах;
– использование неразрывного пробела.
В качестве внешних кавычек используется пара «». При необходимости использования внутренних кавычек набираются кавычки “”.
5. Требования к таблицам:
Таблицы должны быть подготовлены в Microsoft Word шрифтом Times New Roman (при необходимости Symbol) 9 пт.
В каждой ячейке таблицы НЕ ДОЛЖНО БЫТЬ более 1 абзаца
При подготовке таблиц следует помнить, что максимальная ширина таблицы в книжной ориентации 125 мм, в альбомной 195 мм.
Таблицы оформляются разделительными линиями толщиной 0,5 пт.
6. Требования к графическим файлам:
Иллюстрации к статье готовятся в любом доступном для автора редакторе или приложении. При этом каждая иллюстрация ПРЕДСТАВЛЯЕТСЯ В ВИДЕ ОТДЕЛЬНОГО ФАЙЛА в одном из графических форматов: *.jpg, *.tif, *.eps, *.cdr, *.wmf, *.ai. НЕ ПРИНИМАЮТСЯ иллюстрации, помещенные в документы Word или нарисованные в нем. Допускается иллюстративный материал в формате *.xls (строго БЕЗ рамок). Все иллюстрации должны быть ЕДИНООБРАЗНЫ (шрифт, линии) по стилю.
Принимаются только черно-белые иллюстрации. Цветные изображения должны быть отредактированы авторами с учетом того, что цвет не является носителем информации, и проконвертированы в черно-белые (серые). Растровые иллюстрации должны иметь разрешение не менее 300 пикс/дюйм.

Размер и ориентация иллюстрации подбираются автором исходя из размеров полосы верстки, которая не превышает 195×125 мм (максимальный размер иллюстрации, включая подписную подпись и легенду).

Для иллюстраций в векторном формате (рисунке в формате Corel Draw, Adobe Illustrator, Microsoft Excel или файлы, экспортированные в формат *.wmf) необходимо использовать только стандартные шрифты Windows (Times New Roman, Symbol) или их аналоги Type-1. При использовании иных шрифтов они должны быть проконвертированы в кривые.

Для оцифровки осей рисунков необходимо использовать только вышеуказанные шрифты НОРМАЛЬНОГО начертания, размером не более 10 пт. Десятичный знак при оцифровке осей и аппликаций – только ЗАПЯТАЯ.

Все карты, схемы, диаграммы, рисунки должны быть на русском языке.

7. Требования к формулам. Для набора формул в версиях Microsoft Word 2010 (2013) следует использовать формульный редактор MathType, для версий Microsoft Word 2007 и более ранних кроме MathType можно использовать встроенный в Microsoft Word редактор Equation Editor. Размер шрифта основного текста – 10.

8. Требования к списку литературы:

Список работ, на которые есть ссылки в тексте, формируется в алфавитном порядке по фамилии первого автора (при отсутствии автора используется первая буква названия работы). Сначала идет перечень публикаций на русском языке, далее – зарубежных публикаций также в алфавитном порядке. Все работы из списка оформляются в соответствии с ГОСТ Р 7.0.5–2008.

Ссылка на работу дается в тексте в формате [автор(ы), год издания].

С полным перечнем требований к статьям можно ознакомиться на web-странице журнала <http://www.aari.ru/main.php>.

Редакция оставляет за собой право делать необходимые редакционные исправления, дополнения, сокращения.

За размещение статей в журнале плата НЕ ВЗИМАЕТСЯ.

Всем авторам публикаций бесплатно высылается 1 экземпляр журнала.

Подписано в печать 28.02.2013
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать офсетная
Печ. л. 7,5
Заказ № 7

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38