ISSN: 2307-3497

Труды ВНИРО 2018 г. Том 173

Труды Всероссийского научно-исследовательского института рыбного хозяйства и океанографии

Вопросы промысловой океанологии

Периодический научный журнал. Основан в 1935 году. Журнал входит в Перечень рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, на соискание ученой степени доктора наук Министерства образования и науки Российской Федерации, реферируется в Международных базах данных Zoological Record, BIOSIS Previews (Clarivate Analytics), AGRIS (Agricultural Research Information System), ASFA (Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts), Google Scholar и национальной библиографической базе данных РИНЦ (Российский индекс научного цитирования).
Выходит 4 раза в год

Редакционная коллегия:

Глубоковский М.К. — главный редактор — научный руководитель ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Булатов О.А. — заместитель главного редактора — первый заместитель директора ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Бизиков В.А. — заместитель главного редактора — заместитель директора ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Орлов А.М. — ответственный редактор — заведующий сектором ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Карпинский М.Г. — научный редактор — главный научный сотрудник ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Смагина А.В. — технический секретарь — заведующий отделом ФГБНУ «ВНИРО», к.т.н., Москва

Редакционный совет:

Абрамова Л.С. — советник директора ФГБНУ «ВНИРО», д.т.н., профессор, Москва
Архипов *А.Г.* — заместитель директора ФГБНУ «АтлантНИРО», д.б.н., профессор, Калининград
Балушкин А.В. — заведующий лабораторией ФГБУН «Зоологический институт РАН», д.б.н., Санкт-Петербург
Бимиш Р.Дж. — заслуженный деятель науки, сотрудник Тихоокеанской биологической станции, д.б.н., Нанаймо, Канада
Бугаев А.В. — заместитель директора ФГБНУ «КамчатНИРО», д.б.н., Петропавловск-Камчатский
Габриэлян Б.К. — директор Научного центра зоологии и гидрологии Национальной Академии наук Армении, д.б.н., Ереван, Армения
Глубоков А.И. — начальник отдела ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Долгов А.В. — заведующий лабораторией ФГБНУ «ПИНРО», д.б.н., Мурманск
Карпенко В.И. — профессор кафедры «Водные биоресурсы, рыболовство и аквакультура» ФГБОУ ВО Камчатский государственный технический университет», д.б.н., профессор, Петропавловск-Камчатский
Ковачева Н.П. — заведующий лабораторией ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., Москва
Котляр А.Н. — главный научный сотрудник ФГБУН «Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН», д.б.н., Москва
Лаптиховский В.В. — сотрудник Научного центра по окружающей среде, рыболовству и аквакультуре, д.б.н., Лоустофт, Великобритания
Левашов Д.Е. — заведующий лабораторией ФГБНУ «ВНИРО», д.т.н., Москва
Лукин А.А. — начальник Федерального Селекционно-Генетического Центра Рыбоводства филиала ФГБУ «Главрыбвод», д.б.н., Ропша
Масленников В.В. — главный научный сотрудник ФГБНУ «ВНИРО», д.г.н., Москва
Микодина Е.В. — заведующий отделом ФГБНУ «ВНИРО», д.б.н., профессор, Москва
Мюге Н.С. — заведующий лабораторией ФГБНУ «ВНИРО», к.б.н., Москва
Неваленный А.Н. — ректор ФГБОУ ВО «Астраханский государственный технический университет», д.б.н., профессор, Астрахань
Подкорытова А.В. — заведующий сектором ФГБНУ «ВНИРО», д.т.н., профессор, Москва
Сапожников В.В. — главный научный сотрудник ФГБНУ «ВНИРО», д.г.н., профессор, Москва
Строганов А.Н. — главный научный сотрудник кафедры ихтиологии Биологического факультета ФГБОУ ВО «Московский государственный университет им М.В. Ломоносова», д.б.н., доцент, Москва
Темных О.С. — главный научный сотрудник ФГБНУ «ТИНРО-Центр», д.б.н., Владивосток
Токранов А.М. — директор Камчатского филиала ФГБУН «Тихоокеанский институт географии ДВО РАН», д.б.н., Петропавловск-Камчатский
Харенко Е.Н. — заместитель директора ФГБНУ «ВНИРО», д.т.н., Москва
Шибаев С.В. — заведующий кафедрой ихтиологии и экологии ФГБОУ ВО «Калининградский государственный технический университет», д.б.н., профессор, Калининград
Шунтов В.П. — главный научный сотрудник ФГБНУ «ТИНРО-Центр», д.б.н., профессор, Владивосток

Ответственные редакторы тома: *Бизиков В.А., Буяновский А.И., Моисеев С.И.*

ISSN: 2307-3497

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Proceedings of the Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography

Вопросы промысловой океанологии

Periodic scientific journal. It was founded in 1935. The journal is included in the «List of peer-reviewed scientific publications» of the Ministry of education and science of the Russian Federation, where basic scientific results of dissertations on competition of a scientific degree of Candidate of science and Doctor of science must be published. It is referred in International databases Zoological Record, BIOSIS Previews (Clarivate Analytics), AGRIS (Agricultural Research Information System), ASFA (Aquatic Sciences and Fisheries Abstracts), Google Scholar and the national bibliographic database of RSCI (Russian Science Citation Index). Published 4 times a year.

EDITORIAL BOARD:

Mikhail K. Glubokovsky — Editor-in-Chief — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Oleg A. Bulatov — Deputy Editor-in-Chief — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Vyacheslav A. Bizikov — Deputy Editor-in-Chief — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Alexei M. Orlov — Executive Editor — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Mikhail G. Karpinsky — Scientific editor — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Anna V. Smagina — Technical Editor — PhD in Technical Sciences, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia

EDITORIAL COUNCIL:

Lyubov S. Abramova — Doctor of Technical Sciences, Professor, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Alexander G. Arkhipov — Doctor of Biology, Professor, Atlantic Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography, Kaliningrad, Russia
Arkady V. Balushkin — Doctor of Biology, Zoological Institute of the Russian Academy of Sciences, Sankt-Peterburg, Russia
Richard J. Bamish — Doctor of Biology, Emeritus Scientist, Pacific Biology Station, Nanaimo, B.C., Canada
Alexander V. Bagaev — Doctor of Biology, Kamchatka Research Institute of Fisheries and Oceanography, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia
Bardukh K. Gabrielyan — Doctor of Biology, Scientific Center of Zoology and Hydroecology of the National Academy of Sciences of Armenia, Yerevan, Republic of Armenia
Alexander I. Glubokov — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Andrei V. Dolgov — Doctor of Biology, N.M. Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography, Murmansk, Russia
Vladimir I. Karpenko — Doctor of Biology, Professor, Kamchatka State Technical University, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia
Nikolina P. Kovacheva — Doctor of Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Alexander N. Kotlyar — Doctor of Biology, P.P. Shirshov Institute of Oceanology of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia
Vladimir V. Laptikhovsky — Doctor of Biology, Centre for Environment Fisheries and Aquaculture, Lowestoft, UK
Dmitry E. Levashov — Doctor of Technical Sciences, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Anatoly A. Lukin — Doctor of Biology, Federal Selection and Genetic Center of Fish Farming, Ropsha, Russia
Vyacheslav V. Maslennikov — Doctor of Geography, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Ekaterina V. Mikodina — Doctor of Biology, Professor, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Nikolai S. Mugue — PhD in Biology, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Alexander N. Nevalenny — Doctor of Biology, Professor, Astrakhan State Technical University, Astrakhan, Russia
Antonina V. Podkorytova — Doctor of Technical Sciences, Professor, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Victor V. Sapozhnikov — Doctor of Geography, Professor, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Andrei N. Stroganov — Doctor of Biology, Associate Professor, M.V. Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
Olga S. Temnykh — Doctor of Biology, Pacific Scientific Research Fisheries Center, Vladivostok, Russia
Alexei M. Tokranov — Doctor of Biology, Kamchatka Branch of Pacific Institute of Geography, Far Eastern Division of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia
Elena N. Kharenko — Doctor of Technical Sciences, Assiciate Professor, Russian Federal Research Institute of Fisheries and Oceanography, Moscow, Russia
Sergei V. Shibaev — Doctor of Biology, Professor, Kaliningrad State Technical University, Kaliningrad, Russia
Vyacheslav P. Shuntov — Doctor of Biology, Professor, Pacific Scientific Research Fisheries Center, Vladivostok, Russia
Executive editors of volume: *V.A. Bizikov, A.I. Buyanovsky, S.I. Moiseev*

Вопросы океанологии

СОДЕРЖАНИЕ

Среда обитания водных биологических ресурсов

Особенности океанологических условий 2017 гг. в основных промысловых районах работы российского флота

Карсаков А.Л., Сентябов Е.В., Балякин Г.Г., А.А. Канищев
Океанографические условия в морях Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики в 2017 г. и их влияние на распределение промысловых рыб 5

Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Титов О.В.
Основные особенности условий среды в Баренцевом море в 2017 г. 17

Климатические колебания как главный фактор изменчивости условий среды обитания промысловых биоресурсов и функционирования морских экосистем

Кровнин А.С., Котенёв Б.Н., Мордасова Н.В., Мурый Г.П.
Дальние связи в атмосфере и океане как основа долгосрочного рыбопромыслового прогнозирования 33

Кровнин А.С., Мельников С.П., Артеменков Д.В., Мурый Г.П., Никитенко А.И.
Влияние крупномасштабных климатических факторов на динамику запаса тихоокеанской сайры 66

Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Ившин В.А.
Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека 79

Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

Чурин Д.А., Гулюгин С.Ю.
Сезонность вертикального распределения хлорофилла а в субширотных зонах Антарктической части Атлантики по данным прямых и дистанционных наблюдений 92

Никитин А.А., Антоненко Д.В., Новиков Ю.В., Блищак Н.М
Особенности распределения промысловых скоплений сайры поисково-промысловых работ в 2014-2016 гг. 106

Никитин А.А., Дьяков Б.С., Капшитер А.В., Нуждин В.А.
Исследование океанологических условий в северо-западной части Японского моря в весенние сезоны 2000-2017 гг. 119

Хен Г.В., Басюк Е.О., Кивва К.К.
Водные массы и рыбные сообщества в северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей летом 2003-2010 гг. 137

Зуенко Ю.И. Надточий В.В.
Основные особенности сезонной и многолетней динамики сообщества зоопланктона Амурского залива (залив Петра Великого, Японское море) 157

Кочергин А.Т., Крискевич Л.В., Косенко Ю.В.
Прогноз вероятности предзаморных и заморных ситуаций в Азовском море 171

Шатилина Т.А., Великанов А.Я., Цициашвили Г.Ш., Радченкова Т.В.
Аномальные гидрометеорологические условия в эстуарно-прибрежный период жизни горбуши Восточного Сахалина 181

Карсаков А.Л., Трофимов А.Г., Ившин В.А., Анциферов М.Ю., Густоев Д.В., Аверкиев А.С.
Восстановление данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016-2017 гг. 193

Информация

Памяти Бориса Николаевича Котенёва 207

Voprosu oceanologii

Contents

Habitat of aquatic biological resources

Features of oceanological conditions in the main russian fishery areas in 2017

Karsakov A.L., Sentyabov E.V., Balyakin G.G., Kanishchev A.A.
Oceanographic conditions in the seas of the north European basin and the north Atlantic in 2017 and their influence on commercial fish distribution 5

Karsakov A.L., Trofimov A.G., Titov O.V.
Main features of the environmental conditions in the Barents Sea in 2017 17

Climatic factors of variability of environmental conditions of fishery resources and marine ecosystem functioning

Krovnin A.S., Kotenev B.N., Mordasova N.V., Moury G.P.
Teleconnections in the atmosphere and ocean as a basis of the long-range fishery forecasting. 33

Krovnin A.S., Melnikov S.P., Artemenkov D.V., Moury G.P., Nikitenko A.I.
Impact of the large-scale climatic factors on dynamics of pacific saury stock 66

Trofimov A.G., Karsakov A.L., Ivshin V.A.
Climate changes in the Barents Sea over the last half century. 79

Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobionts

Churin D.A., Gulyugin S.Yu.
Seasonality of the vertical distribution of chlorophyll-a in the sublatitudinal zones of the Antarctic part of the Atlantic according to direct and remote sensing data 92

Nikitin A.A., Antonenko D.V., Novikov Yu.V., Blishehak N.M.
Peculiarities of distribution of commercial concentrations of saury in the north-western pacific ocean according to searching fisheries activities in 2014-2016 106

Nikitin A.A., Djakov B.S., Kapshiter A.V., Nuzhdin V.A.
A study of oceanographic conditions in the northwestern Japan Sea in the spring seasons 2000-2017 119

Khen G.V., Basyuk E.O., Kivva K.K.
Water masses and fish communities in north-western part of the Bering Sea and western part of the Chukchi Sea in 2003-2010 137

Zuenko Y.I., Nadtochy V.V.
General features of seasonal and interannual dynamics for the zooplankton community in the Amur Bay (Peter the Great Bay, Japan Sea) 157

Kochergin A.T., Kriskevich L.V., Kosenko Yu.V.
Forecast of probability of fish pre-suffocation and suffocation events in the Sea of Azov 171

Shatilina T.A., Velikanov A.Y., Tsitsiashvili G.Sh., Radchenkova T.V.
Abnormal hydrometeorological conditions in the estuarine-coastal period of the pink salmon life (eastern Sakhalin) 181

Karsakov A.L., Trofimov A.G., Ivshin V.A., Antsiferov M.Yu., Gustoev D.V., Averkiev A.S.
Restoration of data on water temperature in the Kola Section for 2016–2017 193

Information

In memory of Boris Nikolaevitch Kotenev 207

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Особенности океанологических условий 2017 гг.
в основных промысловых районах работы российского флота

УДК 639.2.053.1(268.4/261.2)

Океанографические условия в морях Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики в 2017 г. и их влияние на распределение промысловых рыб

А.Л. Карсаков, Е.В. Сентябов, Г.Г. Балякин, А.А. Канищев

Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ФГБНУ «ПИНРО»), г. Мурманск

E-mail: karsakov@pinro.ru

Представлены результаты комплексных морских экспедиций Полярного научно-исследовательского института морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ПИНРО) в Баренцевом море и на сопредельных акваториях, а также анализ доступной оперативной информации о гидрометеорологических условиях и отечественном рыболовстве на акватории Северного рыбохозяйственного бассейна в 2017 г. На основе полученных данных проанализированы пространственно-временные изменения метеорологических и океанографических условий, произошедшие в Баренцевом, Норвежском морях, промысловых районах Северной Атлантики под влиянием разномасштабных процессов в атмосфере и океане. Описан характер влияния океанографических условий на распределение промысловых видов рыб в Баренцевом, Норвежском морях и в районе к западу от Британских о-вов и на расстановку добывающего их отечественного флота. Выполненные в 2017 г. исследования в целом показали сохранение на уровне тёплых и аномально тёплых лет теплового состояния вод в Северо-Европейском бассейне, значительное увеличение теплосодержания вод в районе к западу от Британских о-вов и отсутствие существенных изменений условий среды в море Ирмингера и большинстве районов Северо-Западной Атлантики.

Ключевые слова: океанографические условия, климатические изменения, температура воды, распределение, промысел.

Введение

В 2017 г. Полярным научно-исследовательским институтом было продолжено изучение влияния условий среды на формирование кормовой базы, распределение, биологическое состояние и запасы промысловых рыб Баренцева и Норвежского морей, а также районов Северной Атлантики, в рамках рыбохозяйственного мониторинга Северного бассейна.

По программе исследований и в рамках Государственного задания ПИНРО в 2017 г. были проведены традиционные экосистемные съёмки запасов промысловых рыб Баренцева моря и сопредельных акваторий. Сотрудники ПИНРО принимали участие в рейсах на иностранных судах, проводящих съёмку запасов пелагических рыб в Норвежском море, являющуюся составной частью международных экосистемных исследований Северных морей.

Материал и методика

Для анализа океанографических условий в 2017 г. использовались материалы глубоководных наблюдений на стандартных разрезах и притраловых станциях, которые выполнялись в рейсах научно-исследовательских судов по программам ПИНРО и Мурманского морского биологического института. Также применялись данные зарубежных научных организаций, полученные в ходе международного обмена и доступная оперативная информация о гидрометеорологических условиях в рыбопромысловых районах Северного бассейна. Акватория исследований ПИНРО и положение океанографических станций, выполненных на судах ПИНРО и полученных по международному обмену в 2017 г., представлены на рис. 1.

На основе гидрометеорологической информации и данных экспедиционных океанографических исследований представлена характеристика пространственно-временной изменчивости показателей состояния атмосферы и водных масс в промысловых районах Северного бассейна в 2017 г. и показана оценка влияния абиотических факторов на распределение промысловых видов рыб.

Результаты и обсуждения

Климатические изменения в Северной Атлантике и Арктике последних лет могут быть описаны изменениями показателей, характеризующих крупномасштабные атмосферные процессы. Среди этих показателей наиболее известными являются индексы Северо-Атлантического колебания (САК), ледовитости Арктики и Атлантического мультидекадного колебания (АМК), подробное описание которых рассматривалось в работе [Карсаков и др., 2016].

В 2017 г. средняя величина индекса АМК составила 0,28, что на 0,05 меньше аналогичного показателя 2016 г. (0,33) за счёт отсутствия резких скачков в течение года. В целом, с лета 2010 г. наблюдается уменьшение индекса АМК и соответствующее замедление роста его кумулятивной кривой, которое может охватывать ближайшие 15–20 лет.

Как и в 2016 г., в 2017 г. продолжали сохраняться отрицательные аномалии площади ледяного покрова Арктики [Sea Ice Index…, 2018], что свидетельствует о продолжающемся сокращении ледяного покрова Арктики. Минимальная площадь льдов (4,87 млн. км^2) отмечалась в сентябре и соответствовала седь-

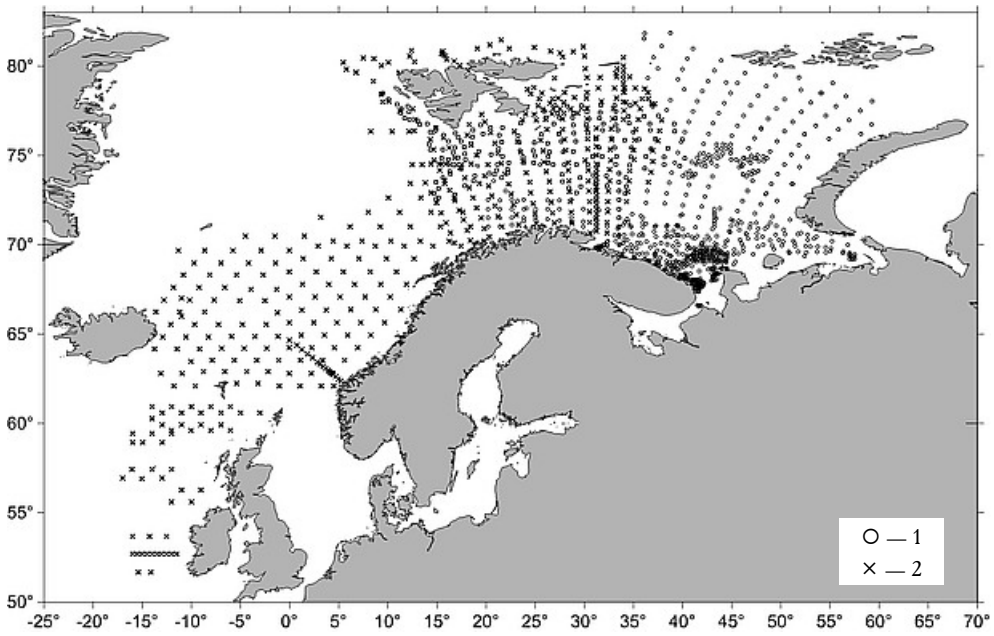


Рис. 1. Положение океанографических станций, выполненных на акватории исследований ПИНРО в 2017 г.: 1 — станции, выполненные на судах ПИНРО; 2 — зарубежные источники

мому по рангу минимуму за период инструментальных наблюдений с 1979 г.

Одним из важных факторов, характеризующих крупномасштабную циркуляцию в описываемом регионе, является САК, которое ассоциируется с крупномасштабными колебаниями разности атмосферного давления между Исландским минимумом и Азорским максимумом. Внутригодовые вариации САК в 2017 г. [Monthly Atmospheric…, 2018], определялись доминированием положительной фазы колебания зимой (индекс САК = 0,05–0,69), весной (0,37–1,74) и летом (0,35 и 1,28). В августе и сентябре перестройка атмосферной циркуляции сопровождалась формированием отрицательных индексов САК (–1,53 и –0,45, соответственно).

Указанная последовательность в изменениях характера атмосферной циркуляции наложила определённый отпечаток на ледовые условия и тепловое состояние вод в районах Северного рыбопромыслового бассейна.

Региональные особенности океанографических условий и их промыслово-биологические последствия

Баренцево море. В I квартале 2017 г. над морем преобладали ветры западной четверти, в оставшуюся часть года над большинством районов господствовали ветры восточного направления. Количество дней со штормовым ветром (скоростью 15 м/с и более) бóльшую часть года превышало среднемноголетнее за исключением апреля, июля и октября на западе, марта и июля в центральной части и на востоке моря, когда штормовая активность была ниже либо близкой к норме. При этом суммарное количество штормовых дней в центральной и восточной частях моря в 2017 г. было максимальным за весь период наблюдений с 1981 г.

Температура воздуха во всех районах бóльшую часть года превышала норму с максимальными положительными аномалиями до 10–12 °С в зимний период на севере моря. Отрицательные аномалии до 1–2 °С отмечались лишь в апреле-мае.

В 2017 г. ледовые условия в Баренцевом море развивались по типу малоледных лет. В январе-марте общая ледовитость была меньше нормы на 20–23%. Начиная с февраля и до конца года её среднемесячные значения превышали уровень 2016 г. Сезонный максимум наступил в апреле, что соответствует норме [Ожигин и др., 2016], при этом отрицательные аномалии ледовитости в этот период составили 17%. Активные процессы таяния льда начались только в июне. Общая ледовитость в летний период была меньше нормы на 6–15%, но выше прошлого года на 4–17%. В сентябре был отмечен минимум ледовитости — 1%, что на 6% меньше среднемноголетней, при этом лёд наблюдался лишь между островами архипелага Земля Франца-Иосифа и с восточной стороны архипелага Шпиц-

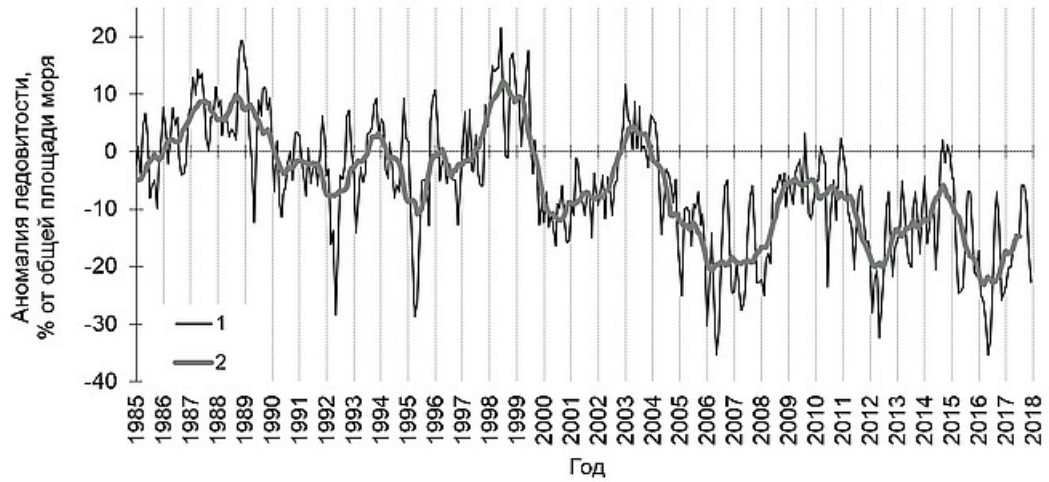


Рис. 2. Аномалии среднемесячной ледовитости (1) и их скользящие 11-месячные средние (2) в Баренцевом море в 1985–2017 гг.

берген. Процессы льдообразования начались в октябре и были наиболее интенсивными в его третьей декаде. Общая ледовитость в ноябре-декабре была меньше среднемноголетней на 18–23% и на 2–8% выше уровня 2016 г. (рис. 2) [Состояние биологических ресурсов…, 2018].

В течение 2017 г. на акватории Баренцева моря преобладали положительные аномалии температуры поверхностного слоя моря (ТПСМ). В зимний период ТПСМ была максимальной с 1981 г., положительные аномалии превышали 1,0 °С, а в центральных районах достигали 1,7 °С. Весной эти аномалии постепенно уменьшались до 0,3–0,5 °С, а в июне в центральной части моря температура воды на поверхности была близкой к норме. Благодаря активному радиационному прогреву в июле, произошло резкое увеличение теплосодержания поверхностных вод: аномалии температуры на юго-востоке моря повысились до 3,5–5,0 °С. В осенне-зимний период на акватории моря сохранялся повышенный тепловой фон поверхностных вод с положительными аномалиями 1,0–1,5 °С.

В 2017 г. было выполнено 8 серий наблюдений на разрезе «Кольский меридиан». Так как разрез выполнялся только с июня по декабрь, это не позволило определить среднегодовой уровень теплосодержания вод на разрезе в 2017 г. На рис. 3 представлена серия наблюдений на разрезе «Кольский меридиан», впервые прервавшаяся на год с начала его регулярных наблюдений. С июня по декабрь температура воды по всем ветвям теплых течений превышала климатические значения на 0,2–1,2 °С (см. рис. 3).

По данным наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» 2017 г. следует отнести к категории тёплых и аномально тёплых.

В течение 2017 г. на большей части Баренцева моря отмечалось снижение температуры воды деятельного слоя по сравнению с прошлым годом. Несмотря на это, теплосодержание водных масс оставалось повышенным и в основном соответствовало уровню тёплых и аномально тёплых лет.

По результатам комплексной экосистемной съёмки Баренцева моря температура воды на поверхности в августе-октябре 2017 г. на большей части акватории была в среднем на 0,5–1,5 °С выше нормы. Наибольшие положительные аномалии температуры (до 4 °С) отмечались к западу от о-ва Западный Шпицберген (рис. 4). По сравнению с аналогичным периодом 2016 г. температура поверхностного слоя на востоке моря понизилась на 0,1–3,7 °С в центральной части, к югу от архипелага Шпицберген наблюдалось её повышение на 0,3–1,3 °С.

Температура воды в придонном слое практически повсеместно превышала норму в среднем на 1,0–1,3 °С, с максимальными значениями (1,5–2,5 °С) в восточной части моря (см. рис. 4). На севере акватории у дна наблюдались отрицательные аномалии температуры

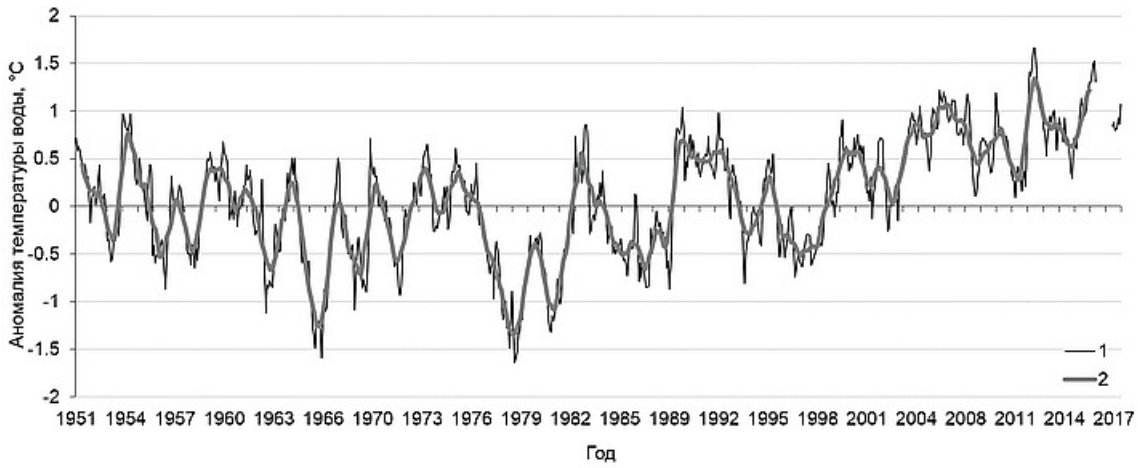


Рис. 3. Аномалии температуры воды слоя 0–200 м Основной ветви Мурманского течения на разрезе «Кольский меридиан» (1) и их скользящие 11-месячные средние (2) в 1951–2017 гг.

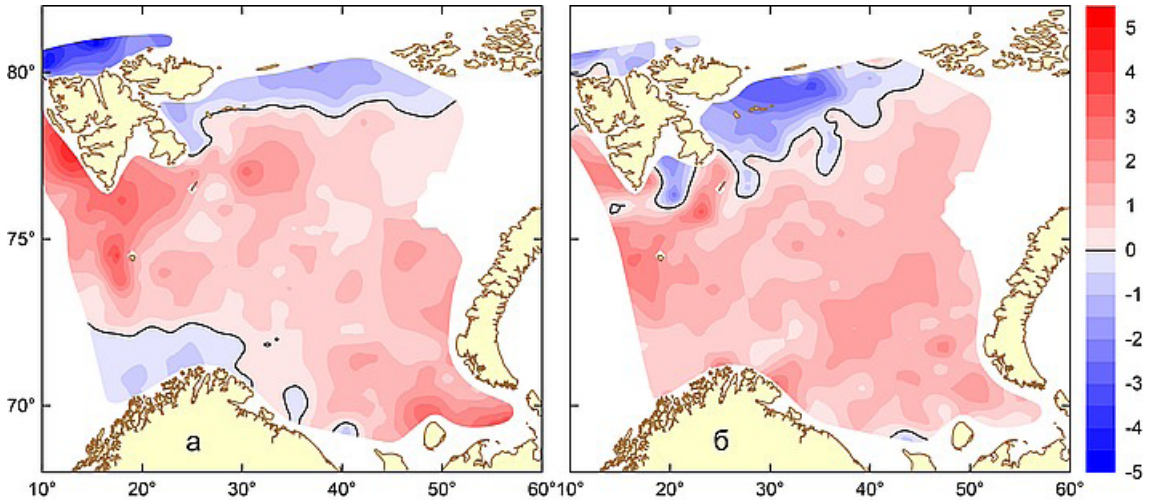


Рис. 4. Распределение аномалий температуры воды (°С) в поверхностном (слева) и придонном (справа) слоях в августе—сентябре 2017 г.

(0,5—1,5 °С). По сравнению с 2016 г. воды в придонном слое на большей части исследованной акватории были на 0,5—1,0 °С холоднее. Следует отметить, что в 2017 г., как у дна, так и в промежуточных слоях, наблюдалось заметное увеличение, по сравнению с прошлым годом, площади, занятой водами с отрицательной температурой, которые отмечались в северо-западной части Возвышенности Персея и прилегающих участках у архипелага Земля Франца-Иосифа.

По результатам наблюдений на стандартных разрезах можно сделать вывод, что термическое состояние вод основных течений Баренцева моря в 2017 г. находилось на уровне аномально тёплых лет и в целом, в тоже время, было ниже уровня 2016 г.

Влияние океанографических условий на распределение промысловых рыб Баренцева моря. Анализ работы промыслового флота и результаты научных съёмок ПИНРО в Баренцевом море показывают, что распределение основных промысловых видов рыб (треска *Gadus morhua* L., 1758, пикша *Melanogrammus aeglefinus* (L., 1758)) в 2017 г. соответствовало аномально тёплым годам.

Благоприятные температурные условия позволили треске и пикше вести откорм на окраинах нагульного ареала до конца декабря 2016 г. Возвратные миграции трески и пикши в осенне-зимний период 2016/2017 гг. имели растянутый характер по времени и продолжались до конца января. Так, в январе 2017 г. рыба, мигрирующая на нерест, облавливалась на Западном Шпицбергене и в Западном жёлобе в северо-западной части моря. На востоке моря промысел вели в Северной части Новоземельского мелководья (рис. 5а). Следует отметить, что в Западном жёлобе и в Северной части Новоземельского мелководья зимовальные скопления трески распределялись вплоть до конца апреля.

Темпы и сроки нагульных миграций рыбы в 2017 г. соответствовали прошлому году и были типичны для аномально тёплых лет. Так, в конце июня головные косяки трески уже облавливались на 80° с. ш. на северо-западе моря (Западный Шпицберген) и на 50° в. д. (Северная часть Новоземельского мелководья) на юго-востоке.

В августе-октябре 2017 г. нагульные скопления рыбы широко распределялись на акватории моря (рис. 5 б). Наиболее плотные промысловые скопления треска создавала на участках с температурой воды в придонном горизонте 0,5—2,5 °С, пикша — при температуре 3,0—4,0 °С. Указанные скопления в основном были приурочены к фронтальным зонам.

В результате увеличения площади, занятой водами с отрицательной температурой на северо-западе моря, в летне-осенний период 2017 г. произошло изменение пространственного распределения рыбы и её вылова по ло-

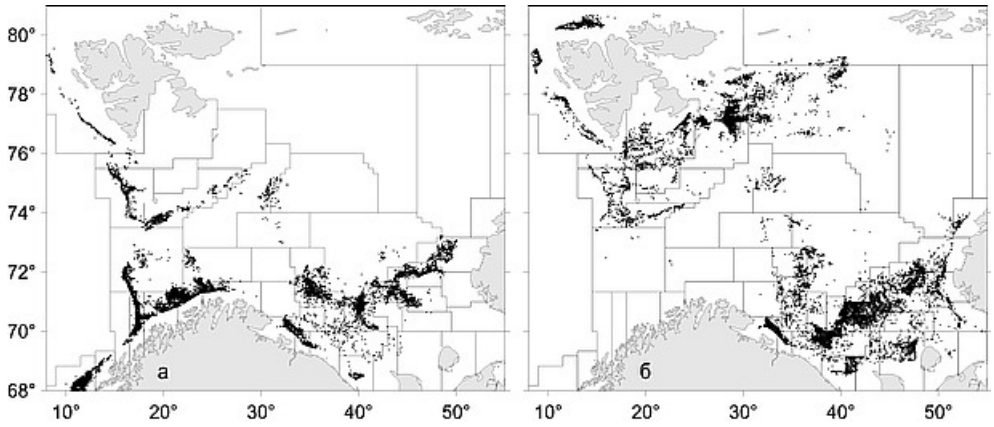


Рис. 5. Положение флота на траловом промысле трески и пикши в Баренцевом море в январе-марте (а) и августе-октябре 2017 г. (б)

кальным районам по сравнению с 2016 г. Так добыча трески в августе-октябре 2017 г. на Возвышенности Персея и в районе Земли Франца-Иосифа сократилась на 24 тыс. т по сравнению с аналогичным периодом прошлого года, а в районе Надежды наблюдалась обратная картина. В уловах доминировала треска (70–80%) и пикша (7–12%).

В период нагула треска и пикша повсеместно распределялись на юго-востоке моря (рис. 8б). Наиболее плотные промысловые концентрации рыбы облавливались на участках с температурой воды в придонном горизонте 1–3 °С. В результате увеличения промысловых усилий в августе-октябре 2017 г. на 18% по сравнению с прошлым годом, вылов в Исключительной экономической зоне России вырос на 10 тыс. т. Основными районами промысла являлись: Гусиная, Северо-Канинская и Рыбачья банки, Мурманское мелководье. Основу уловов составляла треска (60–70%) и пикша (30–40%).

Повышенный уровень теплосодержания водных масс и пониженные темпы сезонного выхолаживания моря в осенний период 2017 г., обусловили поздние и растянутые во времени возвратные миграции трески и пикши из районов нагула. Обстановка на промысле была нестабильной и осложнялась неблагоприятными погодными условиями.

Норвежское море. В первом и четвёртом кварталах года над морем преобладали ветры юго-западной, в апреле-мае и августе — северной, а в июне-июле и сентябре восточной четвертей. Количество штормовых дней в 2017 г. в мае, июле и сентябре было меньше нормы, в остальные месяцы превышало её (с максимальной аномалией в январе и октябре), либо было близким к среднемноголетнему.

Температура воздуха над центральной и южной частями моря большую часть года превышала норму с максимальными положительными аномалиями в сентябре-октябре. Только в апреле над обоими районами, а в ноябре над южной частью моря, вследствие господства сильных северных ветров, отмечались отрицательные (до 0,5–1,0 °С) аномалии температуры воздуха. По сравнению с 2016 г. температура воздуха в среднем за год в центральной части моря была выше на 0,5 °С, на юге акватории — на 0,8 °С.

ТПСМ на юге и в центральной части моря весь год превышала норму с максимальными положительными аномалиями (около 1 °С) в центральной части моря в феврале, июле и октябре, на юге акватории — в феврале и июне, и минимальными для обоих районов — в апреле и декабре. В целом за 2017 г. ТПСМ была выше прошлогодней на 0,3 °С.

По данным глубоководных океанографических наблюдений в мае-июне 2017 г. в центральной части Норвежского моря фронтальная зона между водами атлантического и субарктического происхождения была размыта, возможно, вследствие ослабления влияния вод Восточно-Исландского течения (ВИТ). По сравнению с маем 2016 г. изотер-

ма 5 °С в открытой части Норвежского моря (ОЧНМ) на 66° с. ш. сместилась на запад на 200 км. На такое же расстояние, но на север с 65 на 67° с. ш., сместилось положение изотермы 3 °С в западной части акватории. Подобное сокращение акватории распространения холодных вод на западе моря могло сказаться на распределении пелагических рыб в период нагула. При этом в восточной части моря воды с температурой выше 7 °С распространялись значительно южнее (на 270 миль), чем в мае 2016 г.

По сравнению с нормой температура верхнего 50-метрового слоя воды на большей части акватории, как и в предыдущие годы, оставалась повышенной. Максимальные положительные аномалии, превышающие 1 °С, отмечались преимущественно в водах ВИТ и на его восточной и южной границах западнее 2° з. д. Отрицательные аномалии температуры воды наблюдались преимущественно на юге и северо-востоке моря (рис. 6а). По сравнению с 2016 г. температура вод в слое 0—50 м на большей части акватории также была повышенной. Максимальные положительные отклонения (более 1,5 °С) отмечались в ОЧНМ и на севере рыболовной зоны Фарерских о-вов (ФРЗ), где вместо охлаждённых смешанных вод прослеживались относительно тёплые воды Западной ветви Норвежского течения. На востоке и северо-востоке моря температура вод в поверхностном слое была на 0,5—1,0 °С ниже, чем в 2016 г.

В слое 50—300 м в стрежне ВИТ холодные воды с температурой ниже 3 °С распространялись в 2017 г. несколько восточнее, чем в 2016 г., достигая западных участков ОЧНМ и северо-запада ФРЗ. При этом практически на всей акватории в этом слое преобладали положительные аномалии температуры воды с максимальными значениями (более 1 °С) в районе фронтальной зоны на южной границе ВИТ (рис. 6 б). Локальные участки с отрицательными аномалиями прослеживались в области влияния атлантических вод южнее фронтальной зоны на южной и восточной границах ВИТ, вследствие меандрирования этой фронтальной зоны, а также на восточной границе экономической зоны Исландии в стрежне ВИТ.

Влияние факторов среды на распределение и промысел пелагических рыб

В связи с создавшимися океанографическими и кормовыми условиями в Норвежском море максимальные концентрации нагуливающейся сельди в летний период 2017 г. отмечались к востоку от Исландии в широком диапазоне глубин и температуры. В отличие от ряда прошлых лет, сельдь создавала скопления, чётко дифференцированные от путассу, локализованной преимущественно с тёплой стороны Полярного фронта и над континентальным склоном Скандинавии.

Отечественный специализированный промысел сельди *Clupea harengus harengus* L., 1758 в летний период 2017 г. практически не вёлся, несмотря на благоприятные условия среды. При этом рыба прилавливалась при промысле скумбрии в тех же районах, где отмечались её мак-

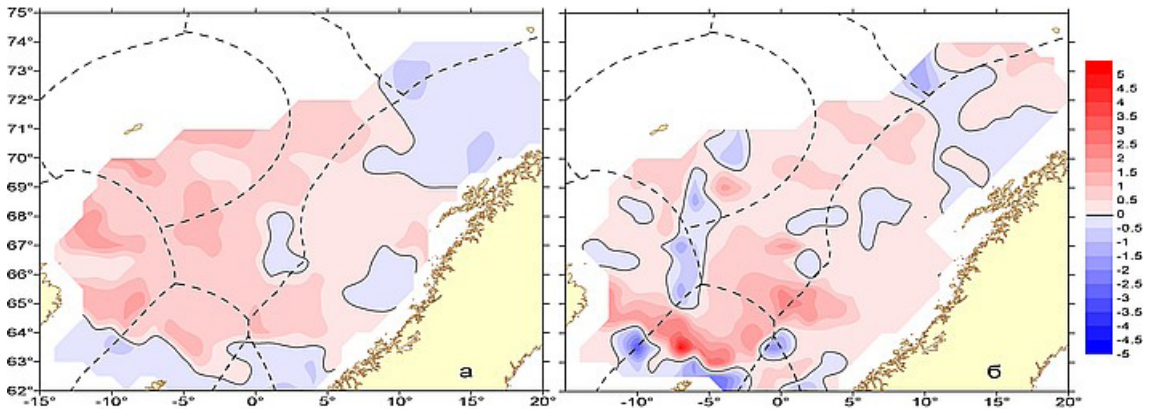


Рис. 6. Аномалии температуры воды (°С) в Норвежском море в мае 2017 г. в поверхностном слое (а) и на горизонте 200 м (б)

симальные концентрации, отмеченные в ходе майской экосистемной съёмки в высокоградиентных термических зонах на границе ВИТ. Наиболее производительный промысел сельди вёлся в октябре в открытой части Норвежского моря в районе фронтальной зоны между атлантическими и смешанными водами.

Промысел путассу *Micromesistius poutassou* (Risso, 1827) отечественными судами в весенний период 2017 г. велся к югу от Фёре банки и на юго-восточной границе ФРЗ, постепенно смещаясь в период с мая по июнь вдоль фронтальной зоны на юге ВИТ до северо-востока ФРЗ. В ОЧНМ промысел путассу вёлся в июле-сентябре преимущественно в районе «вклинивания» тёплых атлантических вод в промежуточном слое в относительно холодные смешанные воды.

Июньский промысел скумбрии *Scomber scombrus* L., 1758 в ОЧНМ в 2017 г. вёлся на более узкой, чем в 2016 г., акватории вдоль границы с Норвежской экономической зоной. В июле-сентябре 2017 г. условия откорма скумбрии были значительно лучше, чем в 2016 г., и скопления рыбы не распространялись в ОЧНМ севернее 69° с. ш., в отличие от прошлого года, когда промысловые суда достигали 72° с. ш. В течение всей летней путины в ОЧНМ скумбрия отсутствовала к западу от 5° з. д., где распространялись холодные восточно-исландские воды с температурой на 1 °С ниже нормы и уровня прошлого года.

В районе к западу от Британских о-вов, включающем Западно-Европейскую котловину, шельф Британских о-вов, банки Роколл, Хаттон и др., в течение 2017 г. преобладали ветры юго-западного направления, количество штормовых дней практически в течение всего года было выше нормы. Максимальная циклоническая активность отмечалась в сентябре, когда количество штормовых дней было максимальным для данного месяца с 2000 г. Исключение составил апрель, когда Азорский антициклон сместился на Британские о-ва, обеспечив маловетреную и малооблачную погоду.

Температура воздуха над районом большую часть года была близкой к среднемноголетней, либо ниже её с максимальными отрицательными аномалиями в апреле и ноябре. Исключение составили май и октябрь, когда температура воздуха превышала норму более, чем на 0,5 °С. Температура поверхностных вод, в отличие от 2016 г., в течение всего года была выше нормы с максимальными положительными аномалиями в мае и сентябре. В целом за 2017 г. средняя температура воздуха и ТПСМ были выше, чем в 2016 г., на 0,4–0,5 °С.

Немногочисленные океанографические наблюдения в районе возвышенности Роколл и выполненный разрез по 53° с. ш., проходящий над банкой Поркьюпайн, показали, что температура атлантических вод в этих районах в верхнем 200-метровом слое была на 0,5–0,7 °С выше, чем в 2016 г. В слое 300–500 м на северных и западных склонах возвышенности Роколл температура воды также была выше прошлогодней на 0,5–0,7 °С, а в глубоководной части западнее банки Поркьюпайн положительные отклонения температуры составили 0,2–0,4 °С. В целом, по сравнению с двумя наиболее холодными за последние 20 лет годами (2015–2016 гг.) в 2017 г. в районе к западу от Британских о-вов произошло значительное повышение теплового состояния вод. Так, в районе банки Поркьюпайн температура воды повысилась до уровня аномально тёплых 2004, 2006, 2011–2012 гг., а над банкой Роколл — до уровня тёплых 2003 и 2008 гг. (рис. 7).

Повышенная по сравнению с 2016 г. температура атлантических вод к западу от банки Поркьюпайн и наличие циклонического круговорота к югу от возвышенности Роколл привели к более раннему началу промысла путассу в феврале и увеличению его производительности в марте 2017 г. относительно прошлого года.

Море Ирмингера. В зимний период, большую часть весны и лета в северной части моря Ирмингера, включая район Восточной Гренландии, преобладали ветры северо-восточного, а в южной — западного и юго-западного направлений за исключением мая и июня, когда доминировал северо-восточный перенос воздушных масс. Осенью на севере акватории превалировал ветер северо-восточного, на юге — западного направлений. Большую часть года наблюдалась активная штормовая деятельность. Только в марте, августе и октябре количество штормовых дней было ниже среднемноголетнего уровня.

Рис. 7. Аномалия температуры воды (°С) слоя 0—200 м на разрезе по 53° с. ш. к западу от банки Поркьюпайн (1) и ТПСМ в районе банки Роколл (55—60° с. ш., 15—20° з. д.) (2) в марте-апреле 1985—2017 гг.

Зимой и в октябре 2017 г. над морем Ирмингера отмечалось повышение температуры воздуха с положительными аномалиями до 1 °С. В весенний период формировался дефицит тепла с отрицательными аномалиями температуры воздуха до 1 °С. Летом и в конце года наблюдалось уменьшение отрицательных и положительных аномалий температуры до 0,1—0,3 °С. В целом, внутригодовые изменения температуры воздуха происходили близко к среднемноголетнему уровню, и в 2017 г. температура воздуха по сравнению с аналогичным периодом 2016 г. существенных изменений не претерпела. Аномалии ТПСМ испытывали разнонаправленные сезонные колебания и варьировали от отрицательных величин зимой, весной и большую часть лета (0,1—0,5 °С) до положительных (0,2—0,5 °С) в августе-декабре. Их динамика по сравнению с прошлым годом существенных изменений не претерпела.

Промысловые районы Северо-Западной Атлантики. Процессы атмосферной циркуляции над районами Северо-Западной Атлантики в 2017 г. определили преобладание северо-западных и северных ветров над морем Лабрадор, западных и юго-западных воздушных переносов в подрайоне Ньюфаундленд. В течение года над рассматриваемой акваторией отмечалась активная штормовая деятельность. Количество штормовых дней в подрайоне Ньюфаундленд было ниже нормы только в январе, апреле и августе, тогда как для моря Лабрадор — в апреле-мае и августе-сентябре.

Внутригодовые изменения аномалий температуры воздуха в Северо-Западной Атлантике имели специфичный для разных районов характер. Над подрайоном Лабрадор сезонная эволюция аномалий температуры воздуха характеризовалась зимним потеплением (с положительными аномалиями 2—4 °С) и последующим похолоданием весной (с отрицательными аномалиями около 1 °С). В летне-осенний период температура воздуха вновь превышала норму на 1—3 °С. Над расположенным южнее подрайоном Ньюфаундленд в течение года наблюдалось чередование положительных и отрицательных аномалий температуры приводного слоя атмосферы. В целом, по сравнению с 2016 г. в подрайонах Лабрадор и Ньюфаундленд тепловое состояние приводного слоя атмосферы существенных изменений не претерпело.

ТПСМ в море Лабрадор в течение года превышала норму преимущественно в диапазоне 0,4—1,2 °С, тогда как на большей части подрайона Ньюфаундленд теплозапас поверхностного слоя воды испытывал как положительные, так и отрицательные отклонения от среднемноголетнего уровня, и лишь в районе банки Флемиш-Кап в течение года формировался стабильный дефицит тепла, характеризуемый отрицательными аномалиями среднемесячной температуры воды зимой около 0,2 °С, весной 0,7—1,1 °С и в летне-осенний период 0,4—1,9 °С. Относительно 2016 г. температура поверхностных вод на большей части рассматриваемой акватории не претерпела суще-

ственных изменений за исключением района банки Флемиш-Кап.

Метеорологическая ситуация, складывавшаяся над Северо-Западной Атлантикой в течение 2017 г., способствовала уменьшению площади, занятой морскими льдами, в ряде районов и обусловила благоприятную в ледовом отношении обстановку. К востоку от о-ва Ньюфаундленд отмечались несколько более тяжёлые ледовые условия по сравнению с 2016 г., но в целом ледовитость была ниже среднемноголетнего уровня. Восточнее п-ова Лабрадор этот этап ледового сезона также не отличался превышением площади распространения льдов относительно нормы. Ледовые условия в проливе Девиса были более тяжёлые в сравнении с 2016 г., ледовитость на 3% превысила норму. Таким образом, ледовая обстановка в подрайонах Лабрадор и Ньюфаундленд в 2017 г. была близка к предшествующему сезону. Ледовитость формировалась на уровне ниже нормы или соответствовала ей, за исключением акватории пролива Девиса.

Таким образом, сложившиеся в 2017 г. метеорологические, океанографические и ледовые условия на большей части Северо-Западной Атлантики характеризовались отсутствием ярко выраженных тенденций к потеплению или похолоданию.

Заключение

В результате выполненных в 2017 г. океанографических исследований в районе Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики можно сделать выводы о повышенной штормовой активности во всех районах исследований. Температура воздуха и поверхностных вод на большей части Баренцева и Норвежского морей и в районе Роколл превысили уровень 2016 г. В море Ирмингера и большинстве районов Северо-Западной Атлантики, имея разнонаправленные колебания в течение года, температура, в целом, была близка к прошлогодним значениям. Исключение составили только северо-восток Норвежского моря, районы Ньюфаундленда и банки Флемиш-Кап с пониженным теплосодержанием водных масс и север моря Лабрадор с несколько большей, чем в 2016 г., ледовитостью.

Литература

Карсаков А.Л., Боровков В.А., Сентябов Е.В., Ившин В.А., Балякин Г.Г., Аболмасова Э.В. 2016. Океанографические условия в морях Северо-Европейского бассейна и Северной Атлантики в 2014–2015 гг. и их влияние на распределение промысловых рыб // Труды ВНИРО. Т. 164. С. 5–21.

Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю. 2016. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. ПИНРО. Мурманск: ПИНРО. 260 с.

Состояние сырьевых биологических ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики в 2018 г. 2018. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 128 с.

Monthly Atmospheric and SST Indices: data and time series for monthly atmospheric and SST index values for winds, sea level pressure, southern oscillation index, SST, temperature anomalies, and outgoing longwave radiation // Climate Prediction Center, National Weather Service, NOAA. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices. 15.01.2018

Sea Ice Index: monthly and daily sea ice index images and data // National Snow and Ice Data Center. Accessible via: http://nsidc.org/data/seaice _ index/archives.html. 15.01.2018.

Поступила в редакцию 12.04.2018 г.
Принята после рецензии 30.08.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources

Features of oceanological conditions
in the main russian fishery areas in 2017

Oceanographic conditions in the seas of the north European basin and the north Atlantic in 2017 and their influence on commercial fish distribution

A.L. Karsakov, E.V. Sentyabov, G.G. Balyakin, A.A. Kanishchev

N.M. Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (FSBSI «PINRO»), Murmansk

Summarized results from ecosystem marine surveys in the Barents sea and adjacent water areas by Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (PINRO) as well as the available information on hydrometeorological conditions and Russian fishing activity in the area of the Northern Fishery Basin in 2017 are presented. The analysis of temporal and spatial changes in oceanographic conditions happened in the Barents and Norwegian seas and fishing areas of the North Atlantic due to the influence of multi-scale processes in the atmosphere and ocean was made. The results from the analysis of the effect of peculiar hydrographic conditions on distribution and migrations of commercial fish species in the Barents and Norwegian Seas and to the west of the British Isles are given. Researches carried out in 2017 showed that the thermal state of the waters in the North European Basin as a whole remained at the level of warm and anomalously warm years. The heat content of water in the area west of the British Isles has significantly increased compared to the previous years. The absence of significant changes in environmental conditions in the Irminger Sea and most areas of the North-West Atlantic is noted.

Keywords: oceanographic conditions, climatic changes, water temperature, distribution, fishing activity.

References

Karsakov A.L., Borovkov V.A., Sentyabov E.V., Ivshin V.A., Balyakin G.G., Abolmasova Z.V. 2016. Okeanograficheskie usloviya v moryah Severo-Evropeyskogo basseyna i Severnoj Atlantiki v 2014–2015 gg. i ih vliyanie na raspredelenie promyslovyh ryb [Oceanographic conditions in the seas of the North-European basin and North Atlantic in 2014–2015 and their influence on commercial fishes distribution] // Trudy VNIRO. T. 164. S. 5–21.

Ozhigin V.K., Ivshin V.A., Trofimov A.G., Karsakov A.L., Anciferov M. Yu. 2016. Vody Barentseva morja: struktura, tsirkuljatsija, izmenchivost'. [The Barents Sea waters: structure, circulation, variability] PINRO. Murmansk: PINRO. 260 s.

Sostoyanie syr'evyh biologicheskih resursov Barenceva morya i Severnoj Atlantiki v 2018 g. [Status of biological resources in the Barents Sea and North Atlantic for 2018] 2018. Murmansk: Izd-vo PINRO. 128 s.

Monthly Atmospheric and SST Indices: data and time series for monthly atmospheric and SST index values for winds, sea level pressure, southern oscillation index, SST, temperature anomalies, and outgoing longwave radiation // Climate Prediction Center, National Weather Service, NOAA. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices. 15.01.2018

Sea Ice Index: monthly and daily sea ice index images and data // National Snow and Ice Data Center. Accessible via: http://nsidc.org/data/seaice _ index/archives.html. 15.01.2018

Figure captions

Fig. 1. Position of oceanographic stations carried out in PINRO research areas in 2017:
1 — stations carried out by PINRO research vessels; 2 — foreign sources

Fig. 2. Anomalies of monthly mean ice coverage (1) and their 11-month running means (2) in the Barents Sea in 1985–2017

Fig. 3. Anomalies of water temperature in the 0–200 m layer of the Murman Current in the Kola Section (1) and their 11-month running means (2) in 1951–2017

Fig. 4. Distribution of water temperature anomalies (°C) in the surface (left) and near-bottom (right) layers in August-September 2017

Fig. 5. Fleet position on trawl fishery of cod and haddock in the Barents Sea in January-March (a) and August-October 2017 (b)

Fig. 6. Water temperature anomalies (°C) in the surface layer (a) and at 200 m depth (b) in the Norwegian Sea in May 2017

Fig. 7. Water temperature anomaly (°C) in the 0–200 m layer in the section along 53°N west of the Porcupine Bank (1) and SST in the area of the Rockall Bank (55–60°N, 15–20°W) (2) in March-April 1985–2017

Труды ВНИРО 2018 г. Том 173

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Особенности океанологических условий 2017 гг.
в основных промысловых районах работы российского флота

УДК 551.46 (268.45)

Основные особенности условий среды в Баренцевом море в 2017 г.

А.Л. Карсаков, А.Г. Трофимов, О.В. Титов

Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ФГБНУ «ПИНРО»), г. Мурманск

E-mail: karsakov@pinro.ru

Представлен обзор метеорологических (температура воздуха, ветер) и океанографических (температура и солёность воды, площади водных масс, ледовитость) условий Баренцева моря в 2017 г. Обзор выполнен на основе данных, собранных в ходе экспедиций ПИНРО в Баренцево море, а также на основе другой доступной информации о его гидрометеорологических условиях. Анализ пространственных и временных изменений метеорологических и океанографических условий показал, что в 2017 г. в Баренцевом море температура воздушных и водных масс сохранилась на высоком уровне и соответствовала уровню тёплых и аномально тёплых лет. При этом солёность вод моря была близкой к норме. Площадь Баренцева моря, занятая атлантическими водами, оставалась, по-прежнему, достаточно большой, хотя и сократилась по сравнению с 2016 г., а площадь, занятая арктическими водами, оставалась в 2017 г. меньше, чем обычно, хотя и увеличилась относительно предыдущего года. Общая ледовитость моря оставалась, по-прежнему, значительно меньше среднемноголетнего уровня.

Ключевые слова*:* Баренцево море, метеорологические условия, океанографические условия, ледовитость, температура и солёность воды, растворенный кислород.

Введение

Баренцево море — это шельфовое море Северного Ледовитого океана. Являясь переходной зоной между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, оно играет важную роль в водообмене между ними [Boitsov et al., 2012]. Атлантические воды проникают в Арктический бассейн через Баренцево море и пролив Фрама (рис. 1). Изменения объёмного переноса, температуры и солёности атлантических вод оказывают влияние на океанографические условия не только Баренцева моря, но и Северного Ледовитого океана и связаны с крупномасштабными атмосферными процессами [Ожигин и др., 2016].

Материал и методика

Анализ метеорологических и океанографических условий Баренцева моря основывался на наблюдениях со стандартных разрезов и на данных съёмок по оценке запасов промысловых видов рыб. Общее количество океанографических станций, выполненных ПИНРО в 2017 г., составило 921, включая 111 станций

Рис. 1. Основные пути перемещения атлантических вод и основные российские стандартные разрезы в Баренцевом море: Кольский меридиан (1), Нордкап — Медвежий (2), Медвежий — Запад (3), Медвежий — Восток (4), Харловский (5), Канинский (6)

на стандартных разрезах. Для анализа также использовались данные, полученные в ходе обмена с Институтом морских исследований (г. Берген, Норвегия), и другая доступная информация о гидрометеорологических условиях Баренцева моря.

На рис. 1 представлены основные российские стандартные разрезы Баренцева моря, данные наблюдений с которых будут обсуждаться далее. Наблюдения на этих океанографических разрезах выполняются с первой половины прошлого столетия («Кольский меридиан» — с 1900 г., «Нордкап — Медвежий» — с 1929 г., «Медвежий — Запад» — с 1935 г., «Медвежий — Восток» и «Канинский» — с 1936 г.). Разрез «Кольский меридиан» к настоящему времени выполнен более 1200 раз. Для анализа также привлекались опубликованные временные ряды данных по стандартным разрезам [Бочков, 1982; Терещенко, 1997, 1999; Карсаков, 2007, 2009]. Для расчёта аномалий использовались нормы за периоды: 1951–2010 гг. («Кольский меридиан»), 1954–1990 гг. («Канинский»), 1951–1990 гг. (остальные стандартные разрезы).

Результаты и обсуждение

Метеорологические условия. В 2017 г. зимний (декабрь-март) индекс Северо-Атлантического колебания оставался положительным (0,89) четвертую зиму подряд, хотя он и был слабее, чем в предыдущие три зимы (0,91–1,86) [National Center…, 2018]. В январе-марте 2017 г. над Баренцевым морем преобладали западные ветры, а в оставшуюся часть года над большей частью акватории — восточные. Количество дней с ветром более 15 м/с бóльшую часть года превышало среднемноголетний уровень. Штормовая активность была близка к норме только в апреле, июле и октябре на западе моря, в марте, июле и октябре в его центральной части и в июле на востоке. При этом в целом за 2017 г. количество штормовых дней в центральной и восточной частях Баренцева моря было рекордно высоким с 1981 г. (рис. 2).

Температура воздуха [Monthly mean time series…, 2018], осреднённая для западной

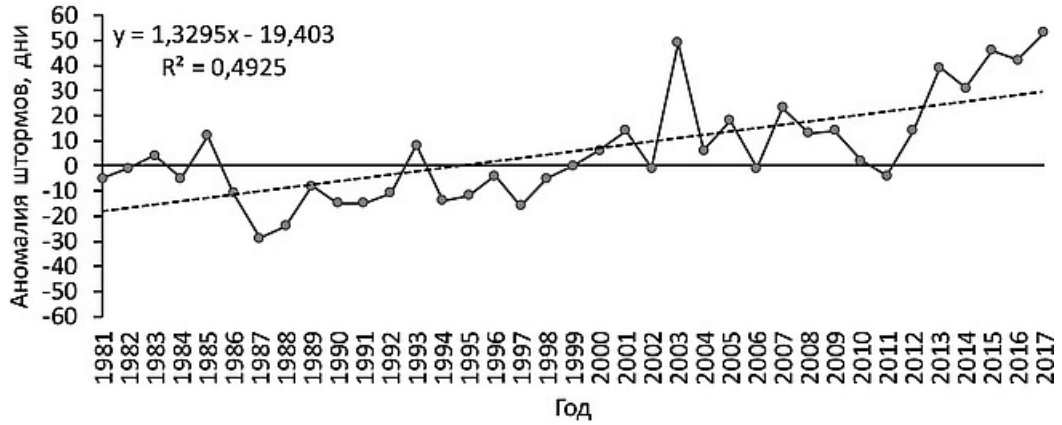


Рис. 2. Аномалии количества штормовых дней (с ветром более 15 м/с) в центральной части Баренцева моря в 1981–2017 гг. Пунктирная линия — линейный тренд

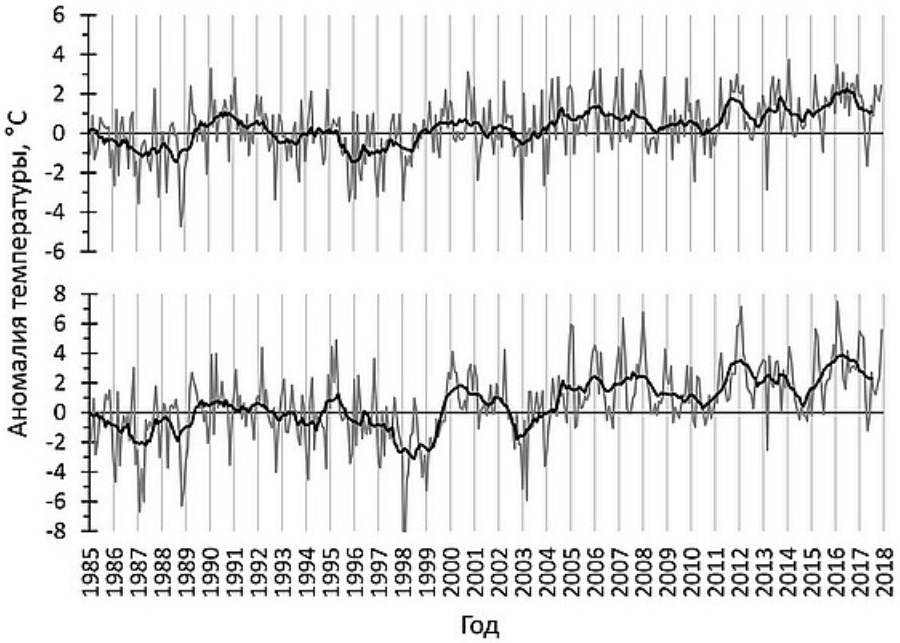


Рис. 3. Аномалии температуры воздуха в западной (сверху) и восточной (снизу) частях Баренцева моря в 1985–2017 гг.

Серая линия — среднемесячные значения, чёрная — 11-месячное скользящее осреднение

(70–76° с. ш., 15–35° в. д.) и восточной (69–77° с. ш., 35–55° в. д.) частей Баренцева моря, бóльшую часть 2017 г. превышала норму. При этом максимальные положительные аномалии (>5,0 °С) наблюдались в восточной части с января по март и в декабре. Значимые отрицательные аномалии (–1,7 °С на западе и –1,2 °С на востоке) отмечались лишь в мае (рис. 3).

Ледовые условия. В 2017 г. ледовитость Баренцева моря, выраженная как процент площади, занятой льдом, от площади моря, оставалась на уровне малоледных лет. В январе-марте она была на 20–23% меньше нормы (рис. 4). При этом с февраля и до конца года её среднемесячные значения были выше, чем в 2016 г. Сезонный максимум ледовитости наступил, как обычно, в апреле, при этом она была на 17% ниже нормы. Процессы разрушения льда начали активно происходить только в июне. Ледовитость в летние месяцы была на 6–15% меньше нормы, но при этом на 4–17% выше, чем в предыдущем году. В сентябре лёд наблюдался лишь между островами архипелага Земля Франца-Иосифа и к востоку от архипелага Шпицберген;

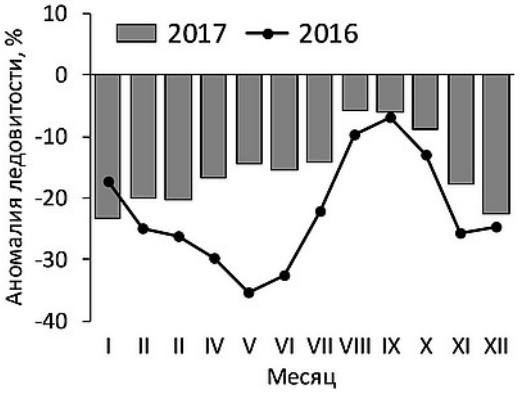


Рис. 4. Аномалии ледовитости Баренцева моря в 2016–2017 гг.

ледовитость составила 1%, что на 6% меньше нормы. Процессы образования льда начались в октябре в самой северной части Баренцева моря и наиболее интенсивно протекали в третьей декаде месяца; среднемесячная ледовитость составила 6%, что на 9% меньше нормы и на 4% больше уровня 2016 г. Ледовитость в ноябре и декабре была на 18–23% меньше среднемноголетней, но на 2–8% выше по сравнению с предыдущим годом [Состояние биологических сырьевых…, 2018]. В целом, в 2017 г. среднегодовая ледовитость Барен-

цева моря была на 15% ниже нормы и на 7% выше уровня 2016 г.

Океанографические условия (стандартные разрезы). В 2017 г. наблюдения на разрезе «Кольский меридиан» проводились 7 раз, что чаще, чем в предыдущем году. В отличие от 2016 г., когда разрез «Кольский меридиан» выполнялся только в первые 5 месяцев года, в 2017 г. ежемесячные наблюдения начались с июня и продолжались до конца года. Несмотря на увеличение количества наблюдений на разрезе в 2017 г. по сравнению с 2016 г., разрыв в наблюдениях составил ровно один год (с мая 2016 г. по июнь 2017 г.). Это не позволило рассчитать среднегодовые значения температуры и солёности воды на разрезе «Кольский меридиан» за 2016 и 2017 гг.

По сравнению с первой половиной (январь-май) 2016 г., когда на разрезе «Кольский меридиан» наблюдались рекордно высокие положительные аномалии температуры воды (1,2–1,5 °С), во второй половине 2017 г. значения аномалий значительно уменьшились. Положительные аномалии температуры деятельного слоя в Основной ветви Мурманского и Центральной ветви Нордкапского течений составляли 0,8–0,9 °С бóльшую часть периода наблюдений в 2017 г. В Прибрежной ветви Мурманского течения отмечалась устойчивая тенденция снижения аномалий с июня по октябрь — от 0,8 до 0,2 °С. Т.е. к октябрю температура прибрежных вод практически соответствовала норме. В ноябре-декабре темпы сезонного выхолаживания вод на разрезе «Кольский меридиан» были значительно ниже нормы (на 0,6 °С/мес.). В результате, к декабрю положительные аномалии температуры деятельного слоя на всем разрезе уже превы-

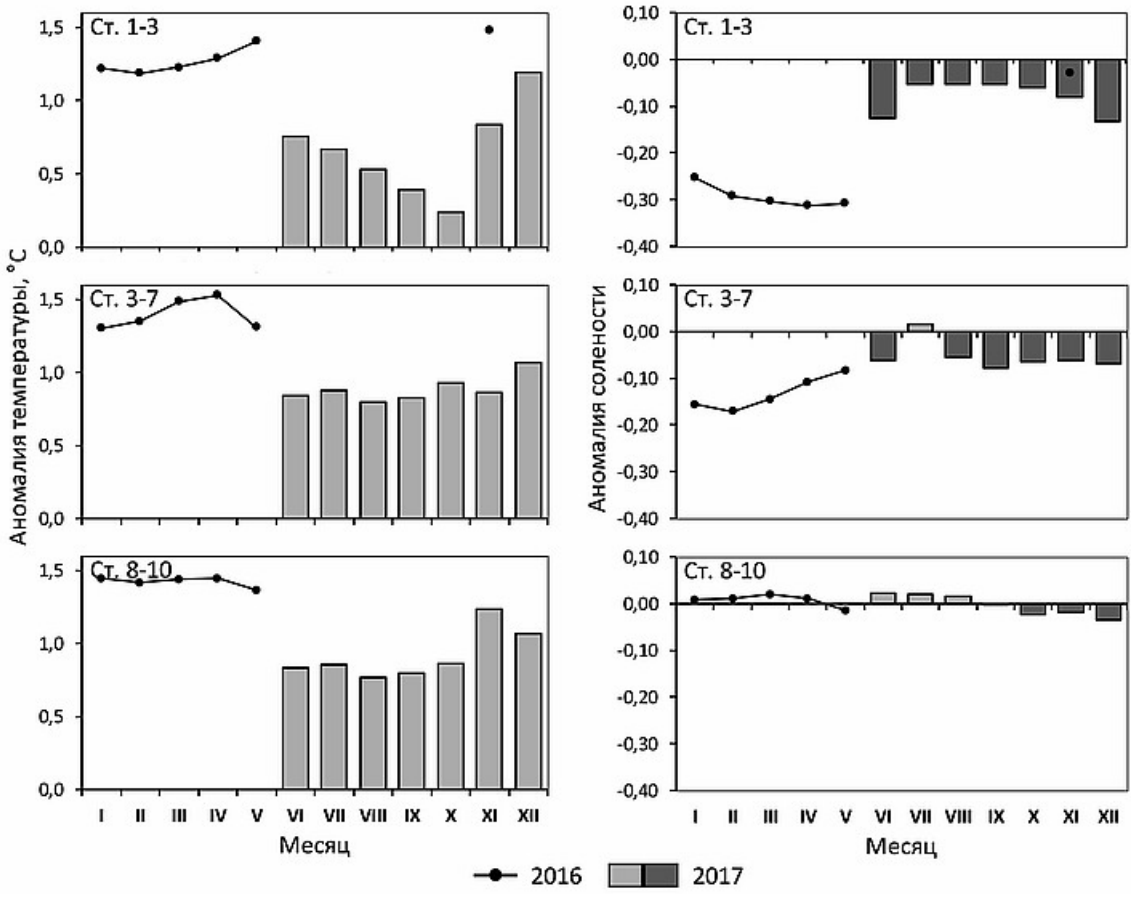


Рис. 5. Аномалии температуры (слева) и солёности (справа) в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» в 2016 и 2017 гг.

Ст. 1–3 — Прибрежные воды, Ст. 3–7 — Основная ветвь Мурманского течения, Ст. 8–10 — Центральная ветвь Нордкапского течения

шали 1,0 °С, что соответствовало уровню аномально тёплых лет (рис. 5) [Состояние биологических сырьевых…, 2018].

Солёность прибрежных и атлантических (Основная ветвь Мурманского течения) вод на разрезе «Кольский меридиан» в 2017 г. была на 0,05–0,13 ниже нормы, тогда как в атлантических водах Центральной ветви Нордкапского течения солёность была близка к среднемноголетнему уровню (см. рис. 5).

Кроме разреза «Кольский меридиан», в 2017 г. в Баренцевом море выполнялись некоторые другие разрезы. На разрезе «Нордкап — Медвежий» наблюдения выполнялись в июне: температура в слое 0–200 м в Нордкапском течении была на 0,9 °С выше нормы. На разрезе «Медвежий — Запад» (вдоль 74°30' с. ш.) наблюдения в 2017 г. не выполнялись. Разрез «Медвежий — Восток» (вдоль 74°30' с. ш.) выполнялся в ноябре: температура слоя 0–200 м в Северной ветви Нордкапского течения была на 1,3 °С выше нормы. Разрез «Харловский» выполнялся в мае и ноябре: температура слоя 0–200 м в Основной ветви Мурманского течения была на 1,4–1,6 °С выше нормы. Наблюдения на разрезе «Канинский» (вдоль 43°15' в. д.), расположенном в восточной части Баренцева моря, проводились в ноябре: температура слоя 0–200 м в Новоземельском течении превышала норму на 1,4 °С.

В целом, температура вод основных течений Баренцева моря в 2017 г. превышала норму и находилась на уровне тёплых и аномально тёплых лет.

Океанографические условия (поверхность, 100 м и дно). Температура поверхностного слоя моря (ТПСМ) [SST fields…, 2018], осреднённая для юго-западной (71–74° с. ш., 20–40° в. д.) и юго-восточной (69–73° с. ш., 42–55° в. д.) частей Баренцева моря, в течение 2017 г. превышала норму в обоих районах (рис. 6). С января по март аномалии превышали 1,0 °С и были максимальными с 1981 г. В весенний период и в начале лета аномалии уменьшились до 0,5 °С на юго-западе и до 0,3 °С на юго-востоке. Начиная с июля произошло их резкое увеличение за счёт интен-

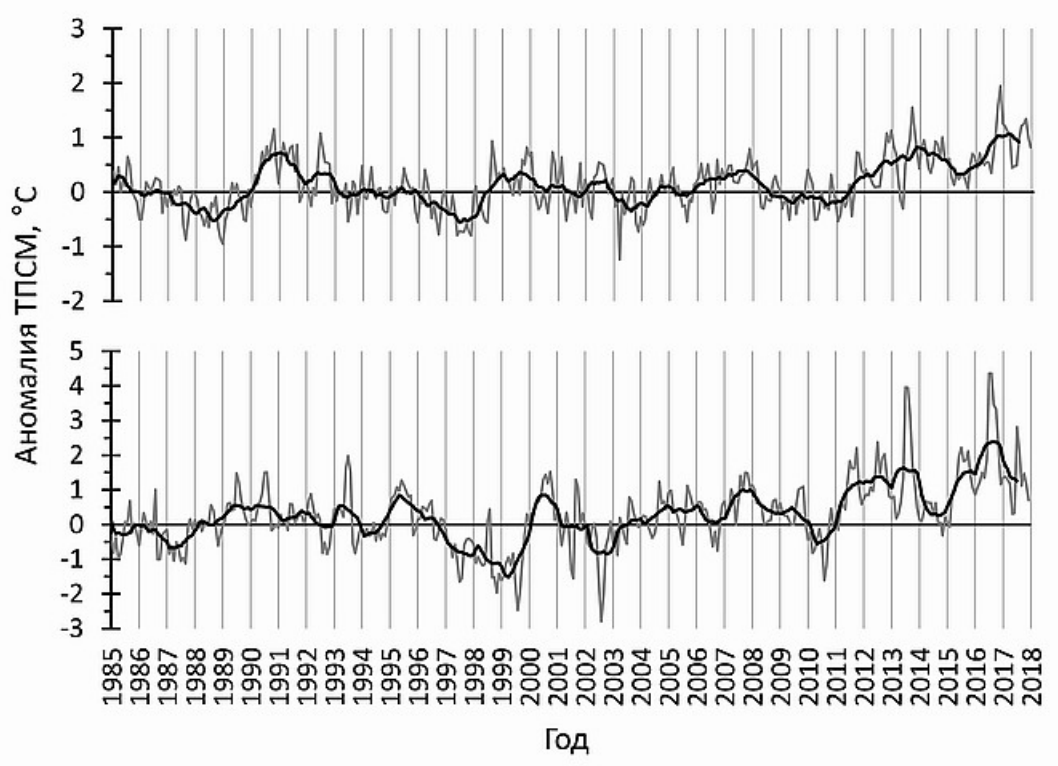


Рис. 6. Аномалии температуры поверхности моря в западной (сверху) и восточной (снизу) частях Баренцева моря в 1985–2017 гг.

Серая линия — среднемесячные значения, чёрная — 11-месячное скользящее осреднение

сивного радиационного прогрева. В июле и августе аномалии в западной части моря были максимальными с 1981 г., а в восточной части — максимальными за год. В осенний период аномалии ТПСМ были достаточно высокими и изменялись от 0,7 до 1,5 °С.

В августе-октябре 2017 г. выполнялась совместная российско-норвежская экосистемная съёмка Баренцева моря. Температура поверхностного слоя на большей части Баренцева моря (пять шестых исследованной акватории) была в среднем на 1,1 °С выше нормы (за период 1931–2010 гг.) (рис. 7). Наибольшие положительные аномалии (>2,0 °С) наблюдались к западу от о-ва Медвежий, к западу и югу от архипелага Шпицберген и в юго-восточной части моря. Отрицательные аномалии имели место в юго-западной и самой северной частях Баренцева моря, а также к северу от архипелага Шпицберген.

По сравнению с 2016 г. температура поверхностного слоя была в среднем на 1,0 °С ниже на большей части Баренцева моря (пять шестых исследованной акватории), особен-

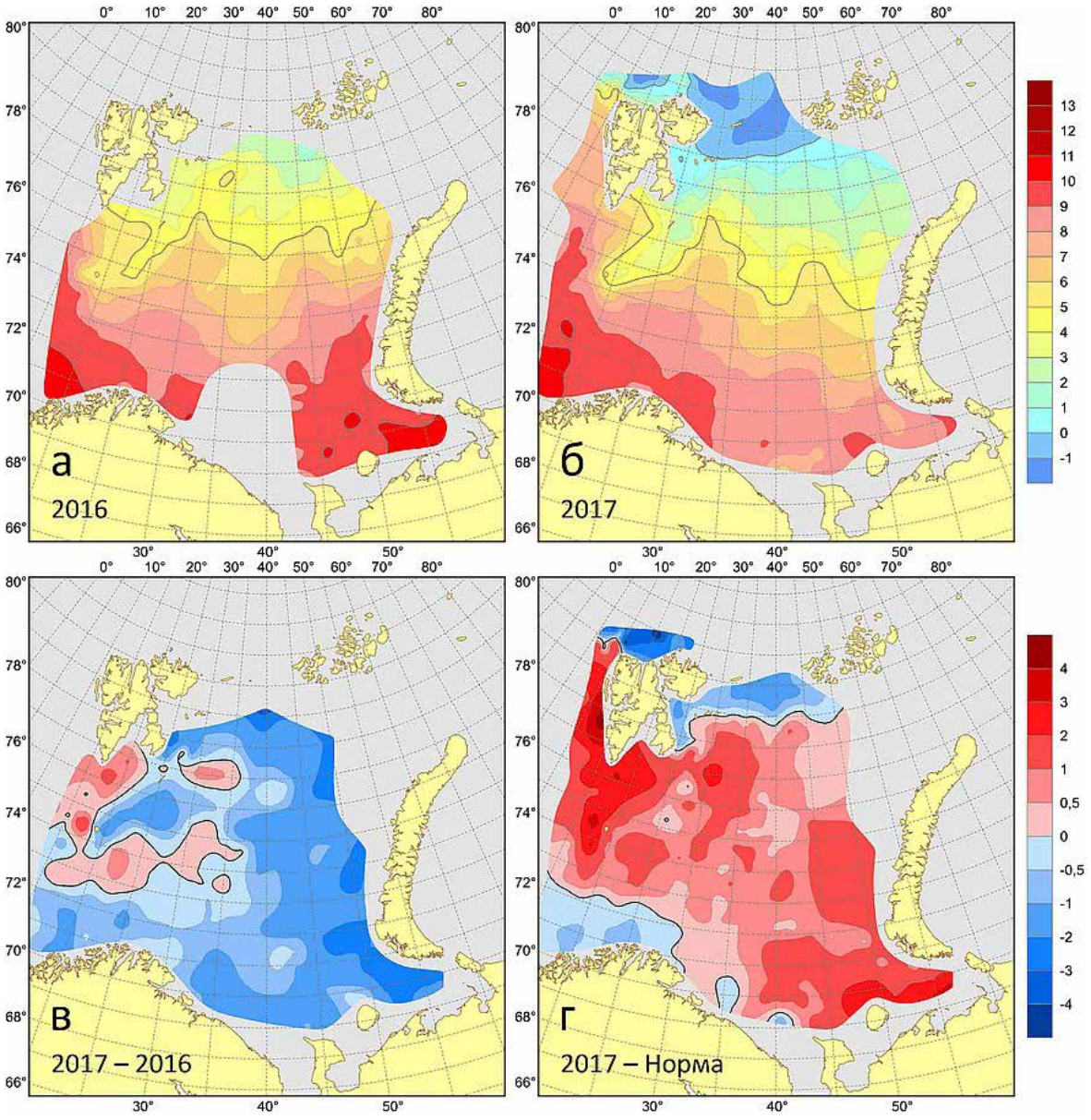


Рис. 7. Температура (°С) поверхностного слоя в августе-октябре 2016 г. (а) и 2017 г. (б), её разности между 2017 и 2016 гг. (в, °С) и аномалии в августе-октябре 2017 г. (г, °С)

но в его северных и восточных районах (см. рис. 7). Только на западе Баренцева моря поверхностные воды были в среднем на 0,4 °С теплее, чем в предыдущем году (особенно в районах, где в 2017 г. отмечались наибольшие положительные аномалии).

Арктические воды, как обычно, отмечались в основном в слое 50–100 м севернее 77° с. ш. и преобладали на горизонте 50 м. Температура на 50 и 100 м была выше нормы (в среднем на 1,0 и 0,8 °С, соответственно) на большей части Баренцева моря (рис. 8). Отрицательные аномалии температуры отмечались преимущественно в северной части моря и к северу от архипелага Шпицберген.

По сравнению с 2016 г. температура на 50 м была ниже (в среднем на 1,1 °С) на большей части исследованной акватории, а температура на 100 м была в среднем на 0,7 °С ниже почти повсеместно (см. рис. 8). Положительные разности температуры на 50 м между 2017 и 2016 гг. отмечались только в некоторых небольших областях в центральной и западной частях моря.

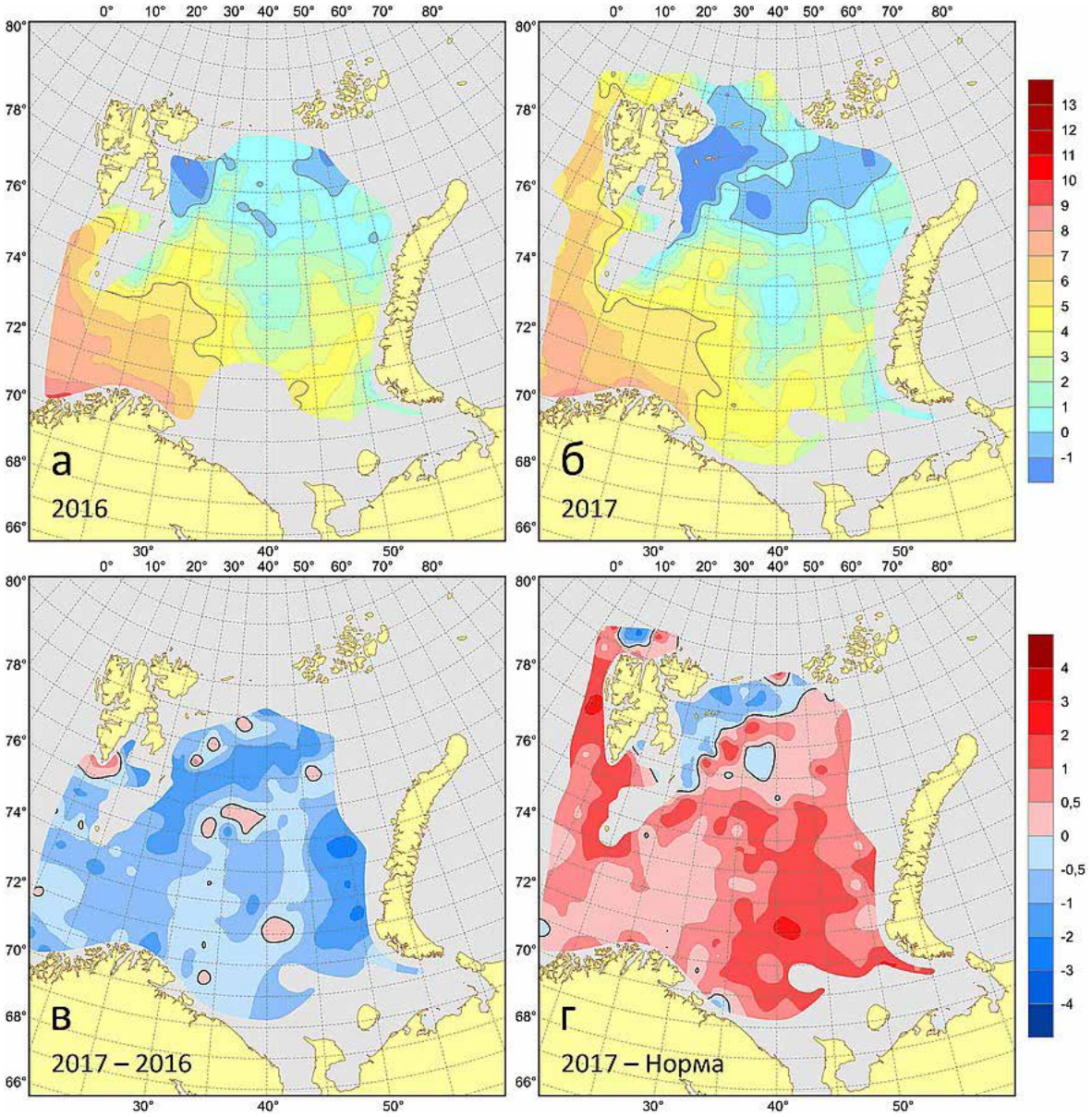


Рис. 8. Температура (°С) на 100 м в августе-октябре 2016 г. (а) и 2017 г. (б), её разности между 2017 и 2016 гг. (в, °С) и аномалии в августе-октябре 2017 г. (г, °С)

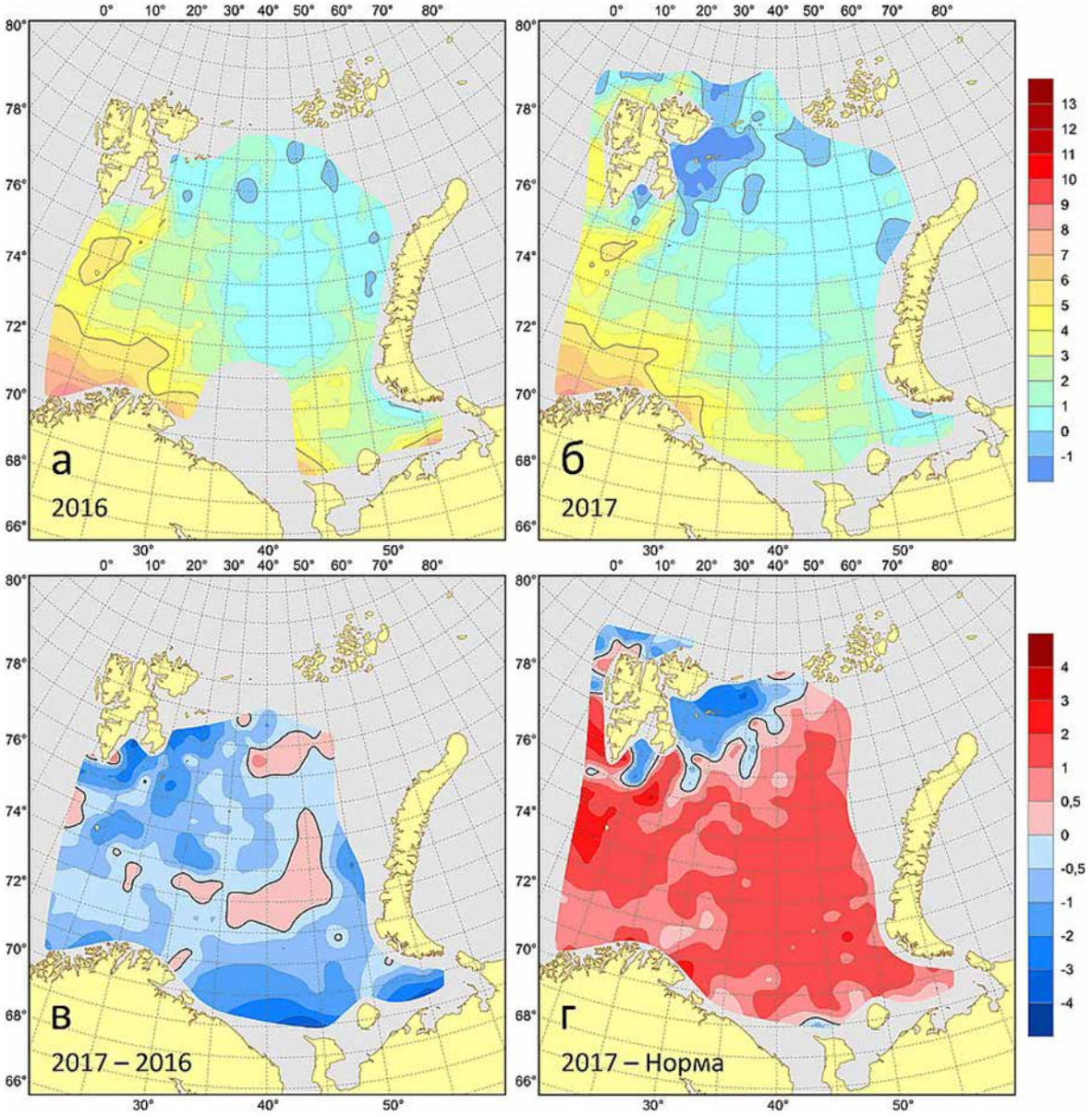


Рис. 9. Температура (°С) у дна в августе-октябре 2016 г. (а) и 2017 г. (б), её разности между 2017 и 2016 гг. (в, °С) и аномалии в августе-октябре 2017 г. (г, °С)

Температура воды у дна была, в целом, на 1,1 °С выше нормы на большей части Баренцева моря (рис. 9). Отрицательные аномалии (в среднем 1,0 °С) наблюдались только в северной части исследованной акватории.

По сравнению с 2016 г. температура у дна была в среднем на 0,8 °С ниже на большей части моря. Только в Центральной впадине и в небольшой области к востоку от возвышенности Персея придонные воды были немного теплее, чем в 2016 г. (в среднем на 0,2 °С) (см. рис. 9). В августе-октябре 2017 г. площадь, занятая водами с отрицательной температурой, была больше, чем в предыдущем году, и располагалась преимущественно к востоку от архипелага Шпицберген (см. рис. 9). Самые низкие значения придонной температуры (ниже –1 °С) были между возвышенностью Персея и архипелагом Шпицберген.

В последние десятилетия площади атлантических и смешанных вод увеличивались, тогда как площадь арктических вод уменьшалась (рис. 10). В августе-сентябре 2017 г. площадь, занятая атлантическими

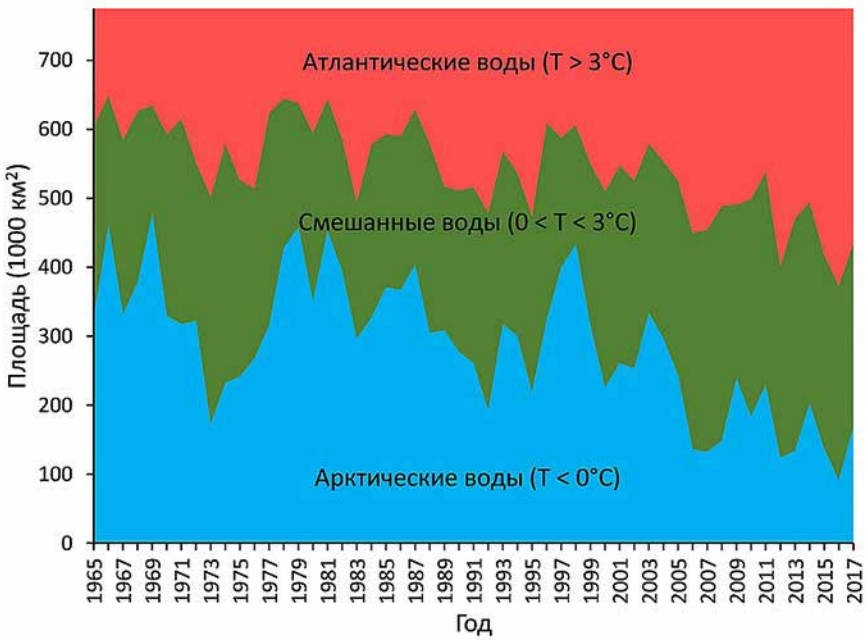


Рис. 10. Площадь водных масс в Баренцевом море (71—79° с. ш., 25—55° в. д.) в августе-сентябре 1965—2017 гг. (на основе температуры, осреднённой в слое 50—100 м)

водами, оставалась, по-прежнему, достаточно большой, хотя и сократилась по сравнению с 2016 г., когда она была максимальной с 1965 г. Площадь, занятая арктическими водами, оставалась в 2017 г., по-прежнему, достаточно маленькой, хотя и увеличилась по сравнению с 2016 г., когда она была минимальной с 1965 г.

В августе-сентябре 2017 г. на 50, 100 м и у дна площадь, занятая теплыми водами (>4, 3 и 1 °С соответственно), была на 7, 11 и 10% меньше, чем в 2016 г., когда отмечались её рекордно высокие значения (рис. 11).

Площадь, занятая холодными водами (<0 °С), напротив, в 2017 г. была на этих горизонтах больше (на 9, 10 и 4%, соответственно), чем в предыдущем году, когда она была рекордно низкой (см. рис. 11). С 2000 г. площадь, занятая холодными придонными водами была максимальной в 2003 г. и довольно небольшой в 2007, 2008, 2012, 2016 и 2017 гг. В 2016 г. она достигла рекордно низкого значения с 1965 г. — года, когда начались совместные осенние съёмки.

Солёность воды поверхностного слоя была в среднем на 0,3 выше нормы (за период 1931—2010 гг.) на большей части Баренцева моря (две трети исследованной акватории) с наибольшими положительными аномалиями (>0,8) к западу от архипелага Шпицберген, а также в юго-восточной и северо-восточной частях моря (рис. 12). Отрицательные аномалии (в среднем —0,3) наблюдались преимущественно в южной и северной частях моря с наибольшими значениями к северу от п-ова Канин и к северу от архипелага Шпицберген.

В августе-октябре 2017 г. поверхностные воды были в среднем на 0,3 менее солёными, чем в 2016 г., на 75% исследованной акватории с наибольшими отрицательными разностями в северной (севернее 77° с. ш.) и юго-восточной (вдоль о-ва Южный архипелага Новая Земля и к северу от п-ова Канин) частях Баренцева моря (см. рис. 12). Небольшие положительные разности солёности между 2017 и 2016 гг. (в среднем 0,1) отмечались в центральной и западной частях моря, а также к северу от о-ва Колгуев.

Солёность воды на 100 м была, в целом, близка к среднемноголетним значениям (рис. 13). Небольшие отрицательные аномалии (в среднем —0,1) наблюдались в основном в южной части Баренцева моря и к северу от архипелага Шпицберген. Небольшие положительные аномалии (в среднем 0,1) отмечались

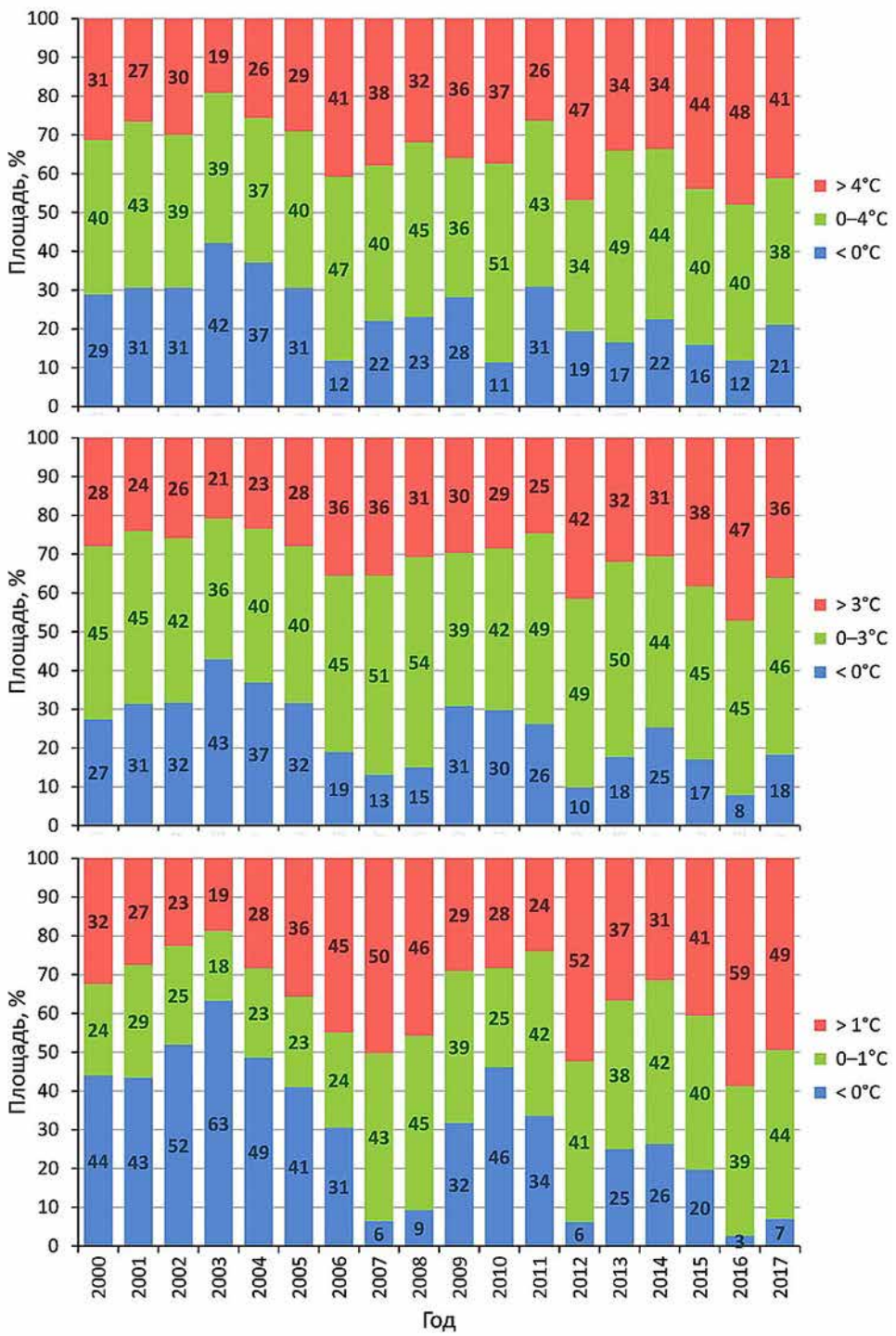


Рис. 11. Площади, занятые водами с разной температурой на 50 м (сверху), 100 м (в центре) и у дна (снизу) в Баренцевом море (71–79° с. ш., 25–55° в. д.) в августе-сентябре 2000–2017 гг.

в северо-западной части, преимущественно к востоку от архипелага Шпицберген.

По сравнению с 2016 г., в 2017 г. солёность на 100 м была меньше на большей части Баренцева моря (три четверти исследованной акватории) (см. рис. 13). Положительные разности солёности между 2017 и 2016 гг. отмечались в основном в юго-восточной и северо-западной частях моря, а также в прибрежных водах на крайнем юго-западе исследованной акватории.

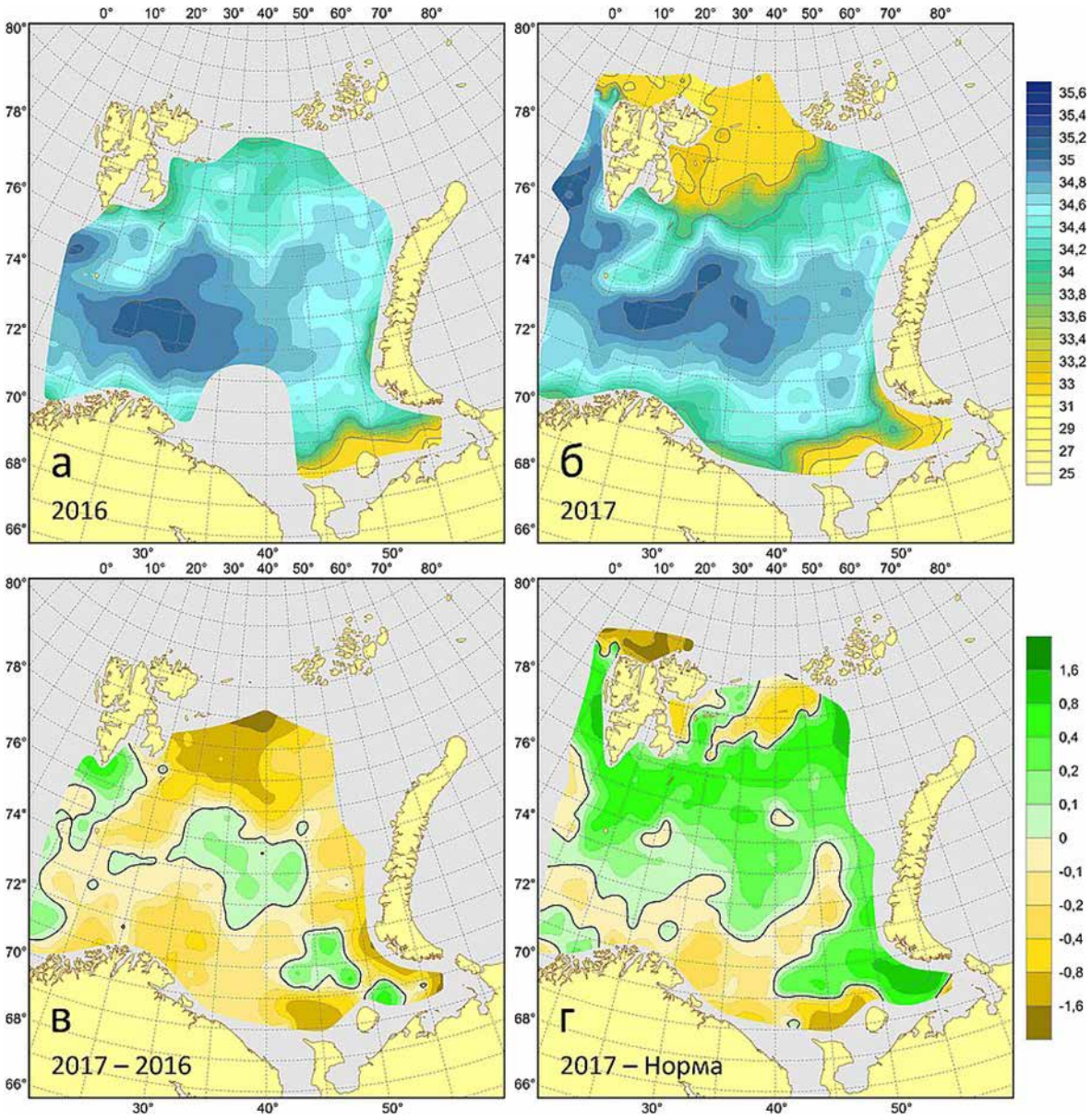


Рис. 12. Солёность поверхностного слоя в августе-октябре 2016 г. (а) и 2017 г. (б), ее разности между 2017 и 2016 гг. (в, °С) и аномалии в августе-октябре 2017 г. (г, °С)

Солёность воды у дна на большей части Баренцева моря была близка как к норме, так и к уровню 2016 г. (рис. 14). Значительные аномалии отмечались преимущественно на мелководьях: отрицательные — в самой юго-восточной части Баренцева моря и к востоку от архипелага Шпицберген, положительные — над Шпицбергенской банкой и к северу от о-ва Колгуев.

Гидрохимические условия. По результатам гидрохимических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» во второй половине 2017 г. в южной части Баренцева моря средняя аномалия насыщения кислородом придонного слоя составила –0,91% (рис. 15). Отсутствие данных по аэрации придонных вод на разрезе «Кольский меридиан» во второй половине 2016 г. не позволяет провести сравнительный анализ данных 2016 и 2017 гг.

Заключение

Температура воздуха и воды в Баренцевом море в 2017 г. была значительно выше нормы,

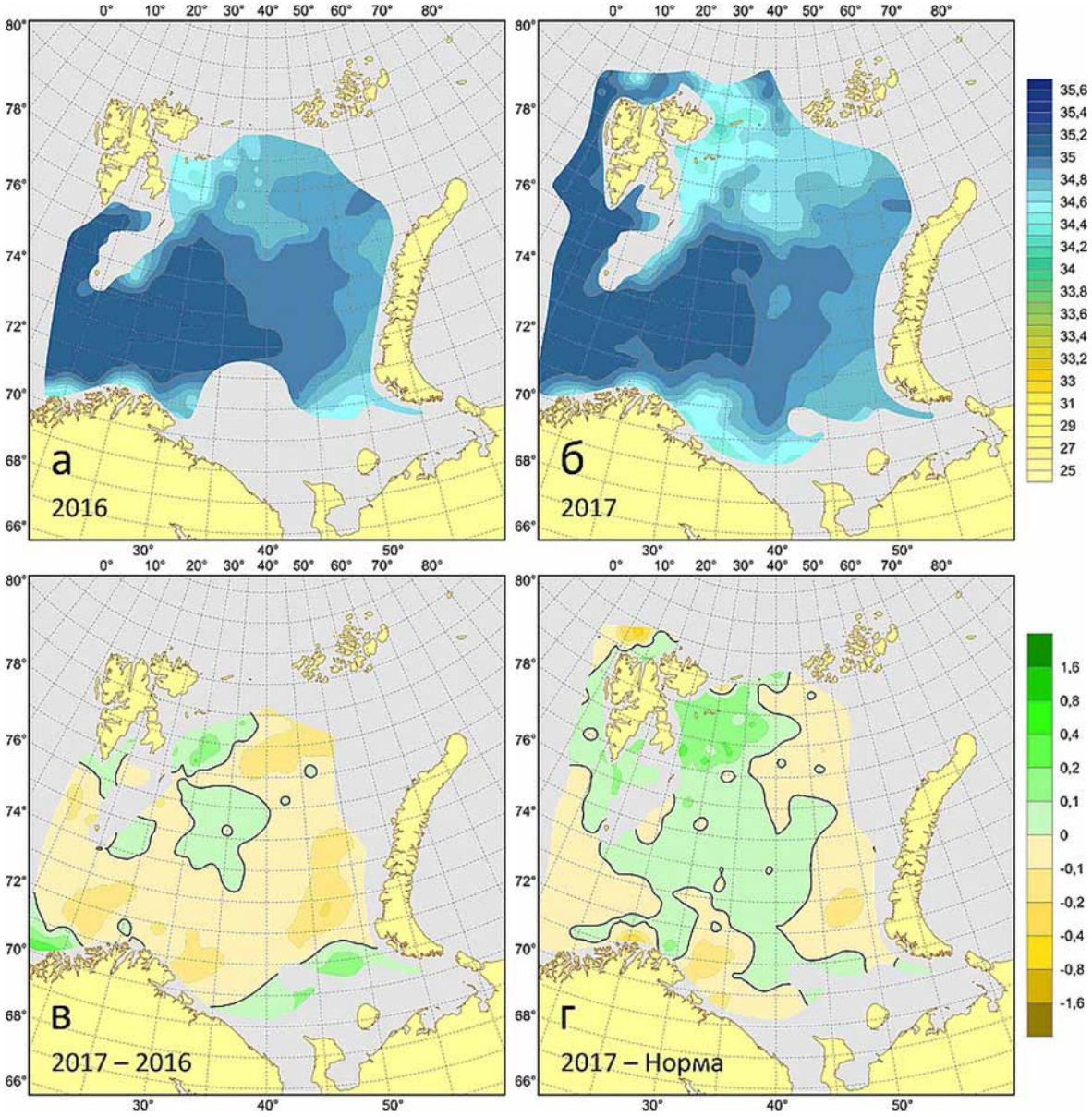


Рис. 13. Солёность на 100 м в августе-октябре 2016 г. (а) и 2017 г. (б), её разности между 2017 и 2016 гг. (в, °С) и аномалии в августе-октябре 2017 г. (г, °С)

но ниже уровня 2016 г., что характерно для тёплых и аномально тёплых лет.

Прибрежные воды и атлантические воды центральной части разреза «Кольский меридиан» были менее солёными по сравнению с нормой. Солёность атлантических вод Центральной ветви Нордкапского течения была близка к норме.

Осенью 2017 г. атлантические воды Баренцева моря все ещё занимали достаточно большую площадь, хотя она и сократилась по сравнению с рекордно высоким значением 2016 г. Арктические и холодные придонные воды, как и прежде, занимали достаточно небольшие площади, хотя они и увеличились по сравнению с рекордно низкими значениями 2016 г.

Ледовитость Баренцева моря в 2017 г. была существенно ниже нормы, но выше, чем в 2016 г. Минимальная ледовитость (1%) наблюдалась в сентябре, когда лёд отмечался лишь между островами архипелага Земля Франца-Иосифа и с восточной стороны архипелага Шпицберген.

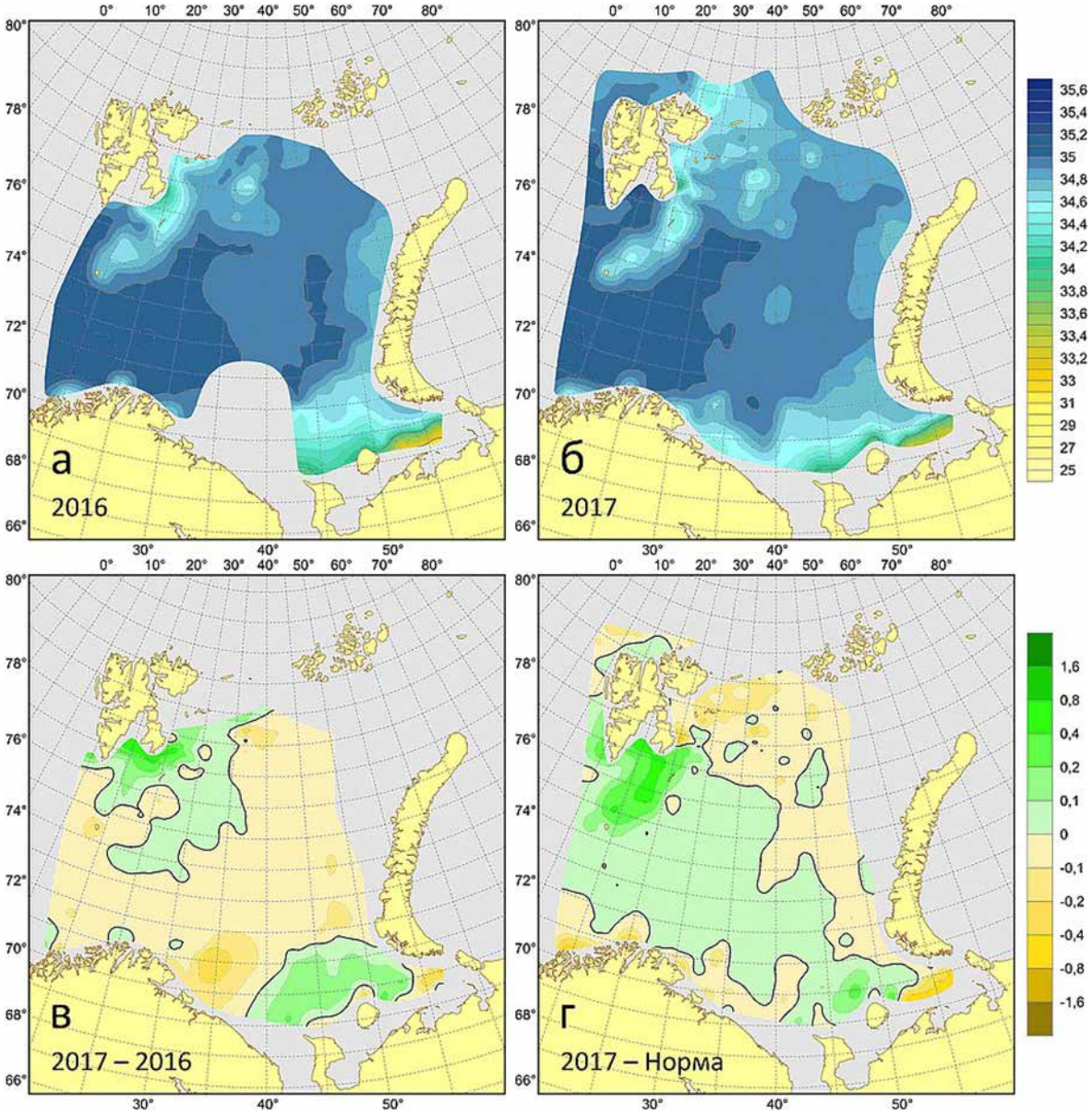


Рис. 14. Солёность у дна в августе-октябре 2016 г. (а) и 2017 г. (б), её разности между 2017 и 2016 гг. (в, °С) и аномалии в августе-октябре 2017 г. (г, °С)

Литература

Бочков Ю.А. 1982. Ретроспектива температуры воды в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900–1981 гг.) // Экология и промысел донных рыб Северо-Европейского бассейна. Мурманск. С. 113–122.

Карсаков А.Л. 2007. Закономерности и особенности режима вод Баренцева моря (по наблюдениям на вековом разрезе «Кольский меридиан»). Дис. … канд. геогр. наук. ММБИ КНЦ РАН. Мурманск. 198 с.

Карсаков А.Л. 2009. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море в 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 139 с.

Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю. 2016. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО. 260 с.

Состояние биологических сырьевых ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики на 2018 г. 2018. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 128 с.

Терещенко В.В. 1997. Сезонные и межгодовые изменения температуры и солёности воды основных течений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 71 с.

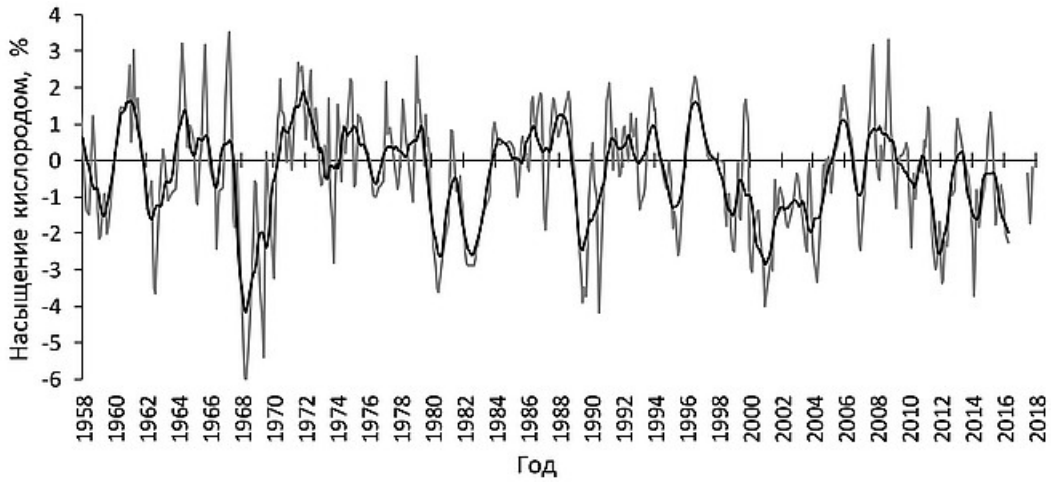


Рис. 15. Аномалии насыщения вод кислородом в придонном слое на станциях 3–7 разреза «Кольский меридиан» в 1958–2017 гг. Серая линия — месячные значения, чёрная — 11-месячное скользящее осреднение

Терещенко В.В. 1999. Гидрометеорологические условия в Баренцевом море в 1985–1998 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 176 с.

Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009 // ICES J. of Marine Science. 69(5): 833–840.

Monthly mean time series from the NCEP Reanalysis Dataset // Climate Prediction Center, National Weather Service, NOAA. Accessible via: http://nomad2.ncep.noaa.gov. 15.01.2018

SST fields from NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn _ SmithOIv2 monthly // Climate Modeling Branch, National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration. Accessible via: http://iridl.ldeo.columbia.edu. 15.01.2018

National Center for Atmospheric Research Staff. The Climate Data Guide // Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based). Accessible via: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based. 15.01.2018

Поступила в редакцию 12.04.2018 г.
Принята после рецензии 30.08.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources
Features of oceanological conditions
in the main russian fishery areas in 2017

Main features of the environmental conditions in the Barents Sea in 2017

A.L. Karsakov, A.G. Trofimov, O.V. Titov

N.M. Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (FSBSI «PINRO»), Murmansk

The paper presents an overview of the meteorological (air temperature, wind) and oceanographic (water temperature and salinity, areas of water masses, ice coverage) conditions of the Barents Sea in 2017. The overview was prepared on the basis of data obtained during surveys in the Barents Sea by PINRO. As well as other available information on hydrometeorological conditions in the Barents Sea and adjacent area was used. The analysis of spatial and temporal changes in the meteorological and oceanographic conditions has showed that the air and water temperature in the Barents Sea in 2017 remained at the high level of warm and anomalously warm years. The salinity of the sea waters, at the same time, was close to the long-term mean. The area of the Barents Sea occupied by the Atlantic waters remained, still, quite large, although it decreased compared to 2016. The area occupied by the Arctic waters remained small in 2017, although, unlike the Atlantic waters, it increased relative to the previous year. The total ice extent of the Barents Sea in 2017 remained much less than the average.

Keywords: Barents Sea, meteorological conditions, oceanographic conditions, ice coverage, water temperature and salinity, dissolved oxygen.

References

Bochkov Yu.A. 1982. Retrospektiva temperatury vody v sloe 0—200 m na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more (1900—1981 gg.) [Historic data on water temperature in the 0—200 m layer in the Kola Section in the Barents Sea (1900—1981)] // Ehkologiya i promysel donnykh ryb Severo-Evropejskogo bassejna. Murmansk. S. 113—122.

Karsakov A.L. 2007. Zakonomernosti i osobennosti rezhima vod Barentseva morya (po nablyudeniyam na vekovom razreze «Kol'skij meridian»). [Patterns and features of the Barents Sea waters conditions (according to observations along the Kola Section)] Dis. … kand. geogr. nauk. MMBI KNTS RAN. Murmansk. 198 s.

Karsakov A.L. 2009. Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more v 1900—2008 gg. [Oceanographic investigations along the Kola Section in the Barents Sea in 1900—2008] Murmansk: Izd-vo PINRO. 139 s.

Ozhigin V.K., Ivshin V.A., Trofimov A.G., Karsakov A.L., Antsiferov M. Yu. 2016. Vody Barentseva morya: struktura, tsirkulyatsiya, izmenchivost'. [The Barents Sea waters: structure, circulation, variability] Murmansk: PINRO. 260 s.

Sostoyanie biologicheskikh syr'evykh resursov Barentseva morya i Severnoj Atlantiki na 2018 g. [Status of biological resources in the Barents Sea and North Atlantic for 2018] 2018. Murmansk: Izd-vo PINRO. 128 s.

Tereshchenko V.V. 1997. Sezonnye i mezhgodovye izmeneniya temperatury i solenosti vody osnovnykh techenij na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom

more. [Seasonal and year-to-year variations of water temperature and salinity in the main currents in the Kola Section in the Barents Sea] Murmansk: Izd-vo PINRO. 71 s.

Tereshchenko V.V. 1999. Gidrometeorologicheskie usloviya v Barentsevom more v 1985–1998 gg. [Hydrometeorological conditions in the Barents Sea in 1985–1998] Murmansk: Izd-vo PINRO. 176 s.

Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009 // ICES J. of Marine Science. 69(5): 833–840.

Monthly mean time series from the NCEP Reanalysis Dataset // Climate Prediction Center, National Weather Service, NOAA. Accessible via: http://nomad2.ncep.noaa.gov. 15.01.2018

SST fields from NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn _ SmithOIv2 monthly // Climate Modeling Branch, National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration. Accessible via: http://iridl.ldeo.columbia.edu. 15.01.2018

National Center for Atmospheric Research Staff. The Climate Data Guide // Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) Index (PC-based). Accessible via: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based. 15.01.2018

Figure captions

Fig. 1. The main paths of Atlantic waters and the main Russian standard sections in the Barents Sea: Kola (1), North Cape — Bear Island (2), Bear Island — West (3), Bear Island — East (4), Kharlov (5), Kanin (6)

Fig. 2. Anomalies of storm activity (days with wind more than 15 m/s) in the central Barents Sea in 1981–2017. The dashed line shows a linear trend

Fig. 3. Air temperature anomalies in the western (upper) and eastern (lower) Barents Sea in 1985–2017. The grey line shows monthly values, the black one — 11-month running means

Fig. 4. Ice coverage anomalies in the Barents Sea in 2016 and 2017

Fig. 5. Temperature (left) and salinity (right) anomalies in the 0–200 m layer in the Kola Section in 2016 and 2017. St. 1–3 — Coastal waters, St. 3–7 — Murman Current, St. 8–10 — Central branch of the North Cape Current

Fig. 6. Sea surface temperature anomalies in the western (upper) and eastern (lower) Barents Sea in 1985–2017. The grey line shows monthly values, the black one — 11-month running means

Fig. 7. Surface temperatures (°C) in August-October 2016 (а) and 2017 (б), their differences between 2017 and 2016 (в, °C) and anomalies in August-October 2017 (г, °C)

Fig. 8. 100 m temperatures (°C) in August-October 2016 (а) and 2017 (б), their differences between 2017 and 2016 (в, °C) and anomalies in August-October 2017 (г, °C)

Fig. 9. Bottom temperatures (°C) in August-October 2016 (а) and 2017 (б), their differences between 2017 and 2016 (в, °C) and anomalies in August-October 2017 (г, °C)

Fig. 10. Area of water masses in the Barents Sea (71–79°N, 25–55°E) in August-September 1965–2017 (based on 50–100 m averaged temperature)

Fig. 11. Areas covered by water with different temperatures at 50 (upper panel), 100 m (middle panel) and near the bottom (lower panel) in the Barents Sea (71–79°N, 25–55°E) in August-September 2000–2017

Fig. 12. Surface salinities in August-October 2016 (а) and 2017 (б), their differences between 2017 and 2016 (в) and anomalies in August-October 2017 (г)

Fig. 13. 100 m salinities in August-October 2016 (а) and 2017 (б), their differences between 2017 and 2016 (в) and anomalies in August-October 2017 (г)

Fig. 14. Bottom salinities in August-October 2016 (а) and 2017 (б), their differences between 2017 and 2016 (в) and anomalies in August-October 2017 (г)

Fig. 15. Oxygen saturation anomalies in the near-bottom layer at stations 3–7 of the Kola Section in 1958–2017. The grey line shows monthly values, the black one — 11-month running means

Труды ВНИРО Среда обитания водных биологических ресурсов **2018 г. Том 173**

Климатические колебания как главный фактор изменчивости условий среды обитания промысловых биоресурсов и функционирования морских экосистем

УДК: 551.465.7:639.2.0538

Дальние связи в атмосфере и океане как основа долгосрочного рыбопромыслового прогнозирования

А.С. Кровнин, И. Котенёв, Н.В. Мордасова, Г.П. Мурый

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГБНУ «ВНИРО»), г. Москва

E-mail: akrovnin@vniro.ru

Глобальная климатическая система характеризуется существованием так называемых дальних связей (ДС), которые представляют собой статистически значимые синхронные корреляции в удалённых друг от друга районах Земли. В работе приводится обзор и подробная характеристика основных ветвей дальних связей в атмосфере и океане. Показано, что климатический сдвиг во второй половине 1980-х годов, сопровождавшийся усилением североатлантического колебания и смещением его центров на восток, обусловил существенные изменения в положении и интенсивности центров других ветвей атмосферных ДС в североатлантическом, евразийском и западно-тихоокеанском регионах, а также в характере их воздействия на поверхностный слой вод в северных частях Атлантического и Тихого океанов. ДС в атмосфере и океане оказывают существенное влияние на многолетние флуктуации численности пополнения и условия выживания различных промысловых объектов. Выявлена тесная связь условий выживания минтая северной части Охотского моря с изменчивостью интенсивности субарктического океанического круговорота, зависящая, в свою очередь, от фазы системы «северотихоокеанское колебание/осцилляция северотихоокеанских круговоротов». В то же время, изменения численности пополнения минтая у Восточной Камчатки происходят в противофазе с изменениями среднего зимнего индекса арктического колебания. Таким образом, представление о дальних связей в системе «океан-атмосфера», ретроспективный анализ связанных с ними климатических режимов и основанное на этом анализе предвидение ожидаемых изменений климата в том или ином регионе могут стать надёжной основой для средне- и долгосрочного прогнозирования тенденций изменения запасов многих объектов российского промысла.

Ключевые слова: дальние связи в атмосфере и океане, климатический режим, Северная Атлантика, Северная Пацифика, восточно-камчатский минтай, минтай северной части Охотского моря.

Введение

Одна из важнейших задач промысловой океанологии связана с разработкой научных основ долгосрочного рыбопромыслового прогнозирования. Её решение невозможно без выявления факторов, определяющих урожайность поколений промысловых организмов, и механизмов, посредством которых они действуют на морские экосистемы.

Динамика численности и распределение конкретной популяции промысловых гидробионтов в значительной мере определяются

законами, свойственными ей как совокупности особей данного вида. Однако эти законы действуют на фоне изменений, происходящих в среде обитания, прежде всего, под влиянием изменений климата. Глобальные и региональные климатические колебания представляют собой важнейший фактор, обусловливающий флуктуации численности и биомассы промысловых популяций на масштабах времени от нескольких лет до нескольких десятилетий и даже столетий [Cushing, 1978; 1982].

При изучении пространственной структуры глобальной климатической системы выявляются так называемые дальние связи (ДС), которые представляют собой статистически значимые синхронные корреляции, главным образом, между метеорологическими характеристиками в удалённых друг от друга районах Земли. Дальние пространственно-временные связи были использованы в уравнениях регрессии целым рядом авторов уже в начале XX века [Визе, 1927; Helland-Hansen, Nansen, 1920; Walker, 1928; Walker, Bliss, 1932]. Соответствующий метод получил название «метода мировой погоды». Его практическая реализация позволила обнаружить противофазность в поле приземного атмосферного давления между Исландией и Азорскими островами (североатлантическое колебание), Аляской и Гавайскими островами (северотихоокеанское колебание), Индонезией и юго-восточной частью Тихого океана (южное колебание). Появление в последние десятилетия обширных массивов данных позволило не только уточнить характеристики ранее обнаруженных дальних связей, но и выявить новые [Wallace, Gutzler, 1981; Barnston, Livezey, 1987]. Все выявленные атмосферные дальние связи имеют региональный пространственный масштаб с наличием как минимум двух обширных центров действия.

Благодаря взаимодействию океана с атмосферой аномалии океанологических характеристик и, прежде всего, поверхностной температуры воды, распределены в пространстве не случайно, а тесно связаны с крупномасштабными особенностями атмосферной циркуляции, характеризуемыми указанными дальними связями. Это подразумевает существование дальних связей и в океане.

Существуют два вида дальних связей. В одном случае, атмосфера и океаны самоорганизуются в когерентные ячейки циркуляции в широком диапазоне пространственно-временных масштабов. К ним относятся, например, ячейка Гадлея, субтропические струйные течения, муссоны, океаническая термохалинная циркуляция. Любое изменение в интенсивности или положении такой циркуляционной ячейки прослеживается на значительных расстояниях. В другом случае, любые возмущения в указанных циркуляционных ячейках генерируют различного типа волны, которые распространяются в текучей среде, такой как атмосфера или океан, и могут быть достаточно устойчивыми. Эти волны могут, в свою очередь, генерировать региональные климатические аномалии далеко за пределами изначального возмущения.

Дальние связи играют важную роль в глобальной климатической системе, т. к. они отражают взаимодействие между квазистационарной, планетарной циркуляцией в верхних слоях атмосферы и короткопериодными климатическими флуктуациями у поверхности Земли. Они оказывают влияние на температурный режим и режим осадков, положение и интенсивность основных струйных течений, траектории циклонов. Они также ответственны за погодные аномалии, наблюдающиеся одновременно в удалённых друг от друга районах и сохраняющиеся на протяжении значительных периодов.

Касаясь временной структуры колебаний климата, отметим, что определённые особенности проявления дальних связей, как правило, сохраняются на протяжении довольно длительных периодов времени, что приводит к существованию множественных квазистационарных режимов в системе океан-атмосфера. Переход от одного климатического режима к другому происходит довольно быстро, а сами режимы проявляются на различных временных масштабах, в том числе от нескольких лет до нескольких десятилетий [Namias et al., 1982; Trenberth, Hurrell, 1994].

Существование дальних связей в атмосфере и океане дает ключ к пониманию сопряжённости различных биолого-промысловых характеристик в удаленных друг от друга районах океана [Cushing, 1982; Cushing, Dickson, 1976; Kawasaki, Omori, 1988; Lluch-Belda et al.,

1989, 1992; Polovina et al., 1994; Schwartzlose et al., 1999]. В этой связи особое значение имеет книга Г.К. Ижевского «Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб» [1964].

Разработанный Г.К. Ижевским системный подход стал основанием использования для прогностических разработок не только причинно-следственных, но и структурных связей между элементами некоторой сложной системы, проявляющимися лишь в процессе ее функционирования как единого целого. Гипотеза о существовании природных систем оказалась чрезвычайно плодотворной и в том плане, что позволяет использовать эмпирические связи не только в пределах одной системы, но и дальних связей между процессами в соседних и более удалённых системах.

Г.К. Ижевский успешно развил сопряжённую крупномасштабную пространственно-временную изменчивость абиотических и биотических явлений в целях рыбохозяйственного прогнозирования. Он выделил в Северном полушарии природные системы субполушарного масштаба, в которых процессы в гидросфере, атмосфере и биосфере развивались взаимосвязано. Динамика каждой системы в целом и её элементов в отдельности связана качественно и количественно со всеми другими системами Земного шара. По отношению к соседним системам это проявляется в противофазном изменении всех их характеристик. Однако в следующей за соседней системе процессы должны быть согласованы с первой системой [Ижевский, 1964].

Экспериментальная проверка подхода Г.К. Ижевского [Елизаров и др., 1990; Rodionov, 1995; Krovnin, 1995] подтвердила его принципиальное положение о противофазности процессов в Атлантической и Североамериканской системах. Установлена устойчивая отрицательная связь между треской в Северном море и в районах Ньюфаундленда, Лабрадора и Западной Гренландии. А в последних районах выявлена хорошая согласованность в колебаниях пополнения трески.

Ретроспективный анализ климатических режимов в том или ином регионе и связанных с ними долговременных состояний запасов массовых промысловых объектов, а также учёт дальних биологических связей, могут быть надёжной основой для прогнозирования либо их будущего состояния, либо тренда изменения с учётом знания времени наступления и характера будущего климатического режима.

Основной целью данной работы является характеристика основных ветвей дальних связей в атмосфере и океане и их роль в глобальной климатической системе.

Данные и методы анализа

Использованные данные

При исследовании влияния изменений климата на состояние запасов основных промысловых объектов были использованы следующие массивы и временные ряды климатических индексов, а также их источники:

1. По модели NCEP/NCAR: среднемесячные значения геопотенциальных высот изобарической поверхности 500 гПа, атмосферного давления на уровне моря, глобальных и региональных климатических индексов за период 1950–2018 гг. доступны на сайте Лаборатории Исследования Земных Систем (Earth System Research Laboratory — ESRL, США) по адресам, соответственно, https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/reanalysis/ и http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/climateindices/.

3. Среднемесячные значения температуры поверхности океана (ТПО) по Расширенной модели Рейнольдса (ERSST v.4; (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.ersst.v4.html) и по модели оптимальной интерполяции (OISST v.2; https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html) за период 1950–2018 гг.

Кроме того, в работе использованы данные, характеризующие состояние двух популяций минтая (*Theragra chalcogramma*). Они включали:

— данные о численности поколений восточно-камчатского минтая в возрасте 3-х лет за период 1966–2011 гг., предоставленные специалистами ФГБНУ «КамчатНИРО»;

— данные о численности трёхгодовиков минтая северной части Охотского моря и биомассе его нерестового запаса для периода 1980–2013 гг., любезно предоставленные

сотрудником ФГБНУ «ВНИРО» Д.А. Васильевым.

Использованные методы

При проведении исследований использованы методы многомерного статистического анализа:

1) Метод главных компонент позволяет выявлять независимые факторы, действующие на набор объектов, в том числе, разнородных по своей природе [Малинин, Гордеева, 2009; Wallace et al., 1990].

2) Метод эмпирических ортогональных функций позволяет выявить ведущие пространственные, а также временные моды в колебаниях поля гидрометеорологического параметра [Bjornsson, Venegas, 1997].

3) Расчёт коэффициентов корреляции между индексами дальних связей и полями аномалий ТПО и геопотенциальных высот поверхности 500 гПа и построение карт их распределения производился в онлайн режиме на странице сайта ESRL с адресом https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/correlation/. Предварительно, временные ряды индексов загружались на указанный сайт через анонимный ftp-сервер по адресу: ftp://ftp.cdc.noaa.gov.

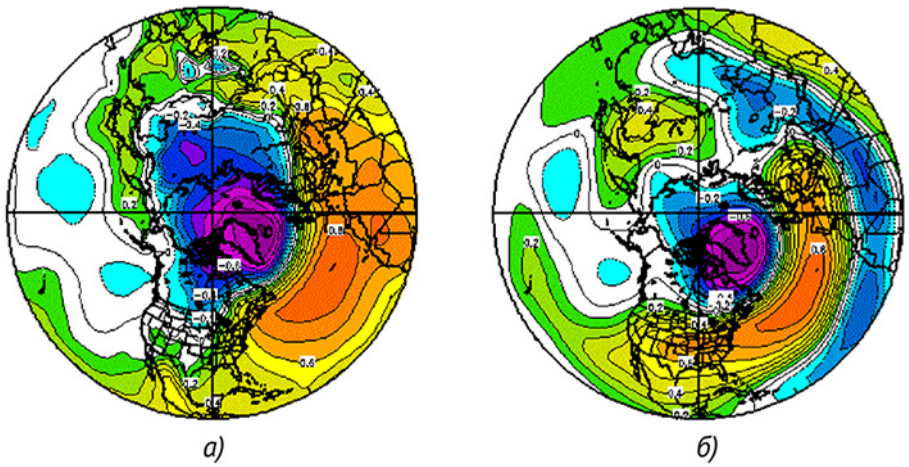
Основные ветви дальних связей в атмосфере

Основные ветви дальних связей в атмосфере **над Северной Атлантикой** представлены североатлантическим колебанием и восточно-атлантической ДС.

Североатлантическое колебание (САК) представляет собой меридиональную осцилляцию в поле атмосферного давления с двумя центрами действия, один из которых расположен в районе Исландии (Исландский минимум атмосферного давления), а другой — над субтропической частью Северной Атлантики, простираясь от Азорских островов до Пиренейского полуострова (Азорский максимум атмосферного давления) (рис. 1 а). В холодный период года САК является доминирующей модой атмосферной изменчивости в Атлантико-Европейском регионе. Положительная фаза САК характеризуется более глубоким Исландским минимумом и более интенсивным субтропическим антициклоном, которые обусловливают усиление зонального (западного) переноса над акваторией Северной Атлантики. В отрицательную фазу САК его центры слабее обычного, и интенсивность зонального переноса снижается.

САК имеет баротропную структуру и хорошо прослеживается в средней тропосфере (рис. 1 б) и выше. На рис. 1 б хорошо видны два вторичных центра положительных корреляций: над центральной частью США и над восточным побережьем Азии.

На протяжении периода 1950–2018 гг. колебания зимнего (январь-март) индекса САК, рассчитанного как разность нормиро-



а) *б)*

Рис. 1. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-март) индексом САК и полями давления на уровне моря (а) и геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) в Северном полушарии в 1950–2018 гг. Приведённые распределения соответствуют положительной фазе САК

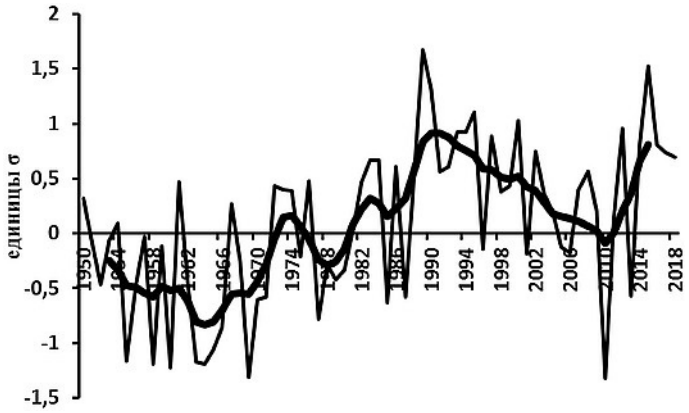


Рис. 2. Изменения зимнего (январь-март) индекса САК в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

ванных аномалий давления на уровне моря между Азорским максимумом и Исландским минимумом, имели ярко выраженный многолетний характер (рис. 2). Индекс сместился к положительной фазе в начале 1970-х годов и достиг максимума в 1989–1994 гг., а затем начал снижаться. После 1970 г., в период развития положительной фазы САК, была чётко выражена декадная изменчивость его индекса, а, начиная с 2010 г., значительно усилилась его межгодовая изменчивость, с преобладанием положительных значений.

Рис. 3 демонстрирует корреляционную связь между индексом САК и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в холодный период года, когда тепловое взаимодействие между атмосферой и океаном выражено наиболее сильно. САК оказывает значительное влияние на изменения температурных аномалий в северной части Атлантического океана, обусловливая формирование трехполюсной структуры — с отрицательными АТПО на северо-западе и юго-востоке её акватории и положительными аномалиями в центральных районах (положительная фаза САК). При отрицательной фазе североатлантического колебания знаки АТПО меняются на противоположные. В северотихоокеанском регионе обнаруживается значимая отрицательная связь индекса САК с изменениями АТПО в заливе Аляска и к северу от Алеутско-Командорской гряды и положительная связь — к югу и востоку от Японских островов.

Наряду с колебаниями интенсивности, система САК обнаруживает также значительные изменения в долготе положения обоих его центров. Анализ данных свидетельствует о ярко выраженном сдвиге Азорского максимума и Исландского минимума атмосферного давления в восточном направлении со второй половины 1970-х годов. Наиболее заметным оно стало в начале 1990-х годов после значи-

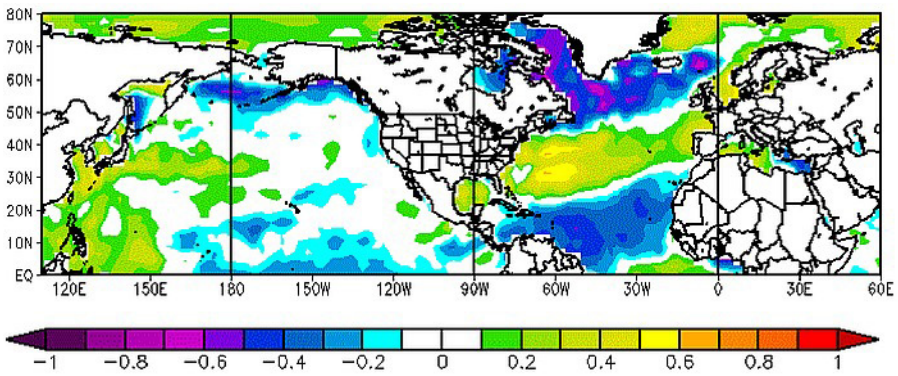


Рис. 3. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом САК и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–2018 гг.

тельного углубления Исландского минимума. С 2006 г. оба центра САК стали смещаться в обратном направлении — на запад. Изменения климата в североатлантическом регионе, связанные с восточным сдвигом центров действия САК подробно описаны в работе [Jung et al., 2003]. Эти изменения определяют также характер взаимодействия между северными частями Атлантического и Тихого океанов.

С североатлантическим колебанием тесно связано **арктическое колебание** (АК) или северная круговая мода [Thompson, Wallace, 1998; 2000]. Коэффициент корреляции между их индексами в зимний период года превышает 0,90. АК характеризуется развитием аномалий давления одного знака над арктическим регионом и аномалиями противоположного знака с центром на 37–45° с. ш. Периоды антициклонического режима атмосферной циркуляции (отрицательная фаза АК) характеризуются повышенным атмосферным давлением в Арктике, пониженными скоростями ветра, низкой температурой воздуха. В такие периоды формируются отрицательные аномалии солёности океанических вод, площадь ледового покрова и толщина морского льда увеличиваются [Thompson, Wallace, 2001]. При развитии циклонического режима циркуляции (положительная фаза АК) возрастает интенсивность выноса морского льда из Северного Ледовитого океана в высокие широты Северной Атлантики и морей Северо-Европейского бассейна, а дивергенция ветра в летний период года способствует появлению полыней, в которых аккумулируется тепло. Кроме того, в такие периоды усиливается адвекция тёплых воздушных масс в Арктику. Положительная тепловая аномалия обусловливает увеличение продолжительного периода таяния льда и уменьшение толщины ледового покрова [Thompson, Wallace, 2000, 2001].

Восточно-атлантическая дальняя связь (ВА) является второй ведущей модой низкочастотной изменчивости атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой и проявляется во все месяцы года [Barnston, Livezey, 1987]. Пространственная структура ВА схожа со структурой САК и представляет собой меридиональный диполь двух центров аномалий геопотенциальных высот, простирающихся над всей акваторией океана с востока на запад (рис. 4). Центры действия ВА расположены юго-восточнее относительно центров САК. По этой причине эту атмосферную моду часто интерпретируют как «смещённое на юг» САК [Climate Prediction Center — East Atlantic, 2018]. Однако южный центр ВА имеет тесную связь с субтропиками, и его динамика зависит от изменений интенсивности и положения субтропического гребня атмосферного давления. Наличие такой тесной связи с субтропическими широтами отличает ВА от североатлантического колебания.

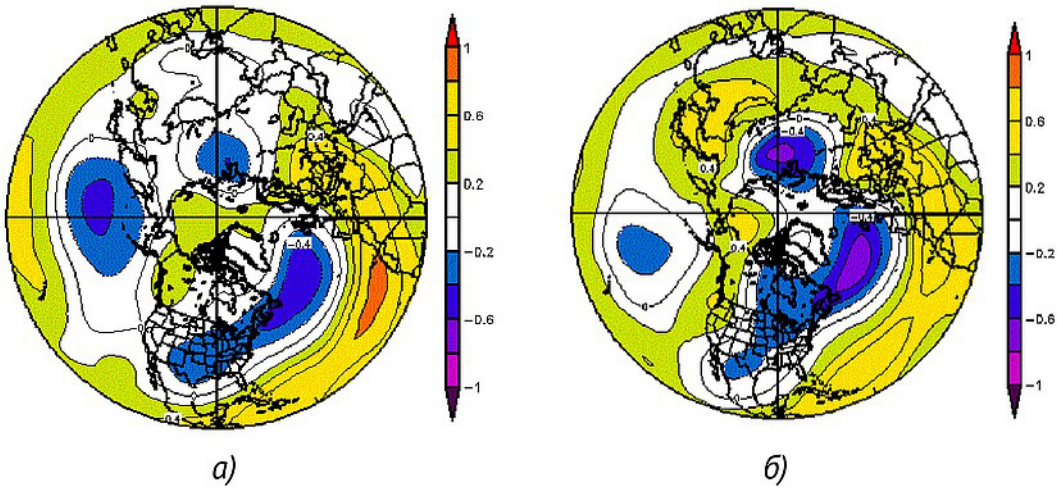


Рис. 4. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-март) индексом ВА и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1951–1987 гг. (а) и 1988–2018 гг. (б)

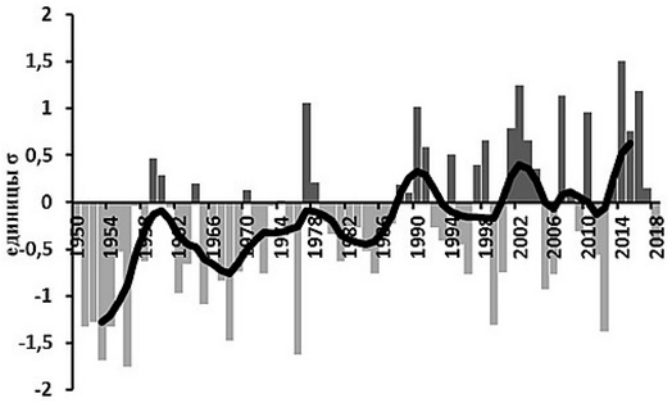


Рис 5. Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ВА в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

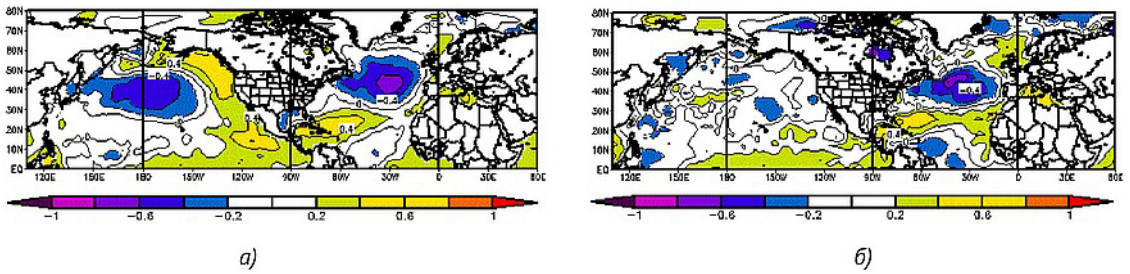
Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ВА в 1950–2018 гг. демонстрируют ярко выраженные многодекадные колебания, с довольно резким переходом от отрицательной фазы к положительной в 1988 г. (рис. 5).

Указанный переход сопровождался изменениями в интенсивности и положении центров восточно-атлантической ДС. Судя по более высоким величинам коэффициента корреляции в южном центре ВА в 1950–1987 гг. по сравнению с 1988–2018 гг., можно полагать, что его интенсивность при отрицательной фазе ДС была выше, чем при положительной. В период преобладания отрицательной фазы (1950–1987 гг.) поле корреляций характеризовалось наличием хорошо выраженного диполя над Северной Атлантикой (рис. 4 а). Отмечался также слабо выраженный вторичный центр над северной частью Сибири. С формированием положительной фазы ВА произошло усиление её северного центра и раздвоение субтропического центра (рис. 4 б). Северотихоокеанский диполь значительно ослаб, а сибирский центр, напротив, усилился.

Указанные процессы обусловили изменения в характере влияния ВА на колебания АТПО в северной части Тихого океана. Её отрицательная фаза способствовала усилению тихоокеанской декадной осцилляции (рис. 6 а) (более подробно она будет рассмотрена ниже). В 1987–2018 гг. (положительная фаза) ВА практически не оказывала влияния на термический режим поверхностных вод в данном регионе (рис. 6 б). В Северной Атлантике влияние этой ДС на поверхностные температурные аномалии между двумя периодами существенно не изменилось и проявлялось в формировании меридионального диполя с отрицательными АТПО в районе 40–50° с. ш. и аномалиями противоположного знака в субтропиках.

В атмосфере над **Евразийским сектором Северного полушария** выделены следующие ветви дальних связей: полярно-евразийская ДС, скандинавская ДС и дальняя связь «Восточная Атлантика — Западная Россия» [Barnston, Livezey, 1987].

Полярно-евразийская дальняя связь (ПОЛ/ЕВР) проявляется во все сезоны, но



а) *б)*

Рис. 6. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ВА и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–1987 гг. (а) и 1988–2018 гг. (б)

наиболее ярко выражена в холодный период года [Climate Prediction Center — Polar/Eurasia, 2018]. Положительная фаза этой ДС включает основной центр отрицательных аномалий геопотенциальных высот над Арктикой и двух центров их положительных аномалий над Европой и Восточной Сибирью — Дальним Востоком. ПОЛ/ЕВР связана с флуктуациями в интенсивности циркумполярного вихря. При этом её положительная фаза отражает его усиление, а отрицательная — ослабление.

Изменения среднего зимнего (декабрь-февраль) индекса ПОЛ/ЕВР в период 1951–2018 гг. демонстрируют ярко выраженные декадные колебания (рис. 7). Эти колебания происходили на фоне общего тренда к снижению значений индекса с переходом к отрицательной фазе в 1999 г., что свидетельствовало о значительном ослаблении циркумполярного вихря в период до 2015 г. В 2016–2018 г. наметилась тенденция к росту индекса ПОЛ/ЕВР.

Смещение центров САК на восток в конце 1980-х — начале 1990-х годов обусловило изменения в положении и интенсивности центров полярно-евразийской ДС. В 1951–1986 гг. центры этой дальней связи были чётко изолированы друг от друга и занимали сравнительно небольшую площадь (рис. 8а). Европейский центр слабых положительных корреляций был смещён на акваторию Северной Атлантики в район к югу и юго-востоку от Исландии. В 1987–2018 гг. наблюдались значительная интенсификация и увеличение площади всех трёх центров ПОЛ/ЕВР (рис. 8б). Кроме того, усилилась её отрицательная корреляционная связь с экваториально-тропическим поясом, особенно в восточноазиатском секторе

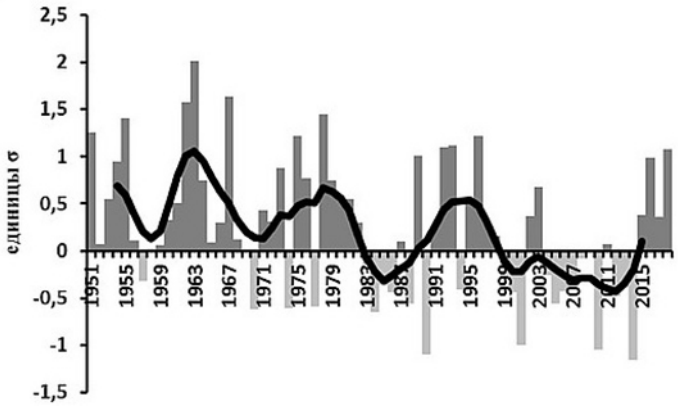


Рис. 7. Изменения среднего зимнего (декабрь-февраль) индекса ПОЛ/ЕВР в 1951–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

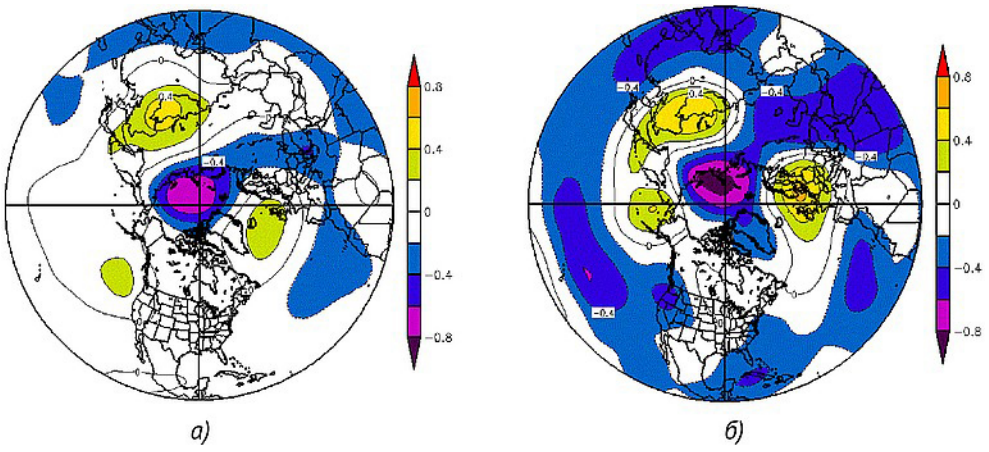


Рис. 8. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (декабрь-февраль) индексом ПОЛ/ЕВР и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1951–1986 гг. (а) и 1987–2018 гг. (б)

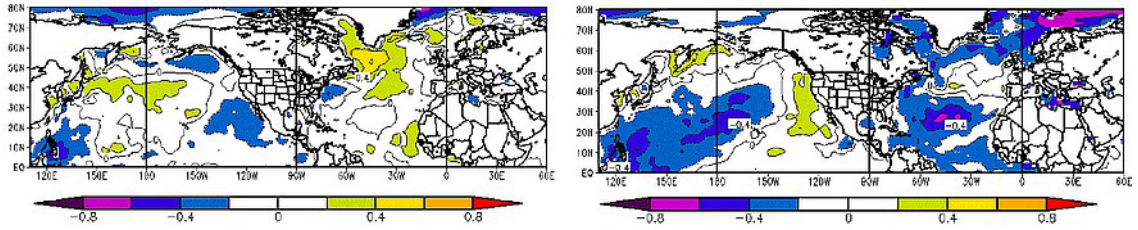
и южной части Северной Пацифики, предполагая рост давления в этих районах в периоды развития отрицательной фазы полярно-евразийской ДС и его понижение в годы с её положительной фазой.

Отмеченные процессы проявились и в изменениях связи между индексом этой дальней связи и полем АТПО в холодный сезон года. В период 1951–1986 гг. ПОЛ/ЕВР практически не оказывала существенного влияния на колебания АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике (рис. 9 а). После 1986 г. ситуация значительно изменилась. На акватории Баренцева моря, в центральной и северо-западной частях Северной Атлантики появились районы статистически значимой отрицательной корреляции (рис. 9 б). В экваториальных и тропических широтах юго-западной части Северной Пацифики также усилилась отрицательная корреляционная связь между индексом ПОЛ/ЕВР и АТПО.

Усиление отрицательной связи свидетельствует, что переход рассматриваемой ДС в отрицательную фазу в 1999 г. способствовал потеплению вод во всех отмеченных выше районах обоих океанов вплоть до 2015 г.

Скандинавская дальняя связь (СКАНД) проявляется во все сезоны года. Она состоит из трёх центров, расположенных над Финляндией/северо-западной частью России, над западной частью Монголии и над Юго-Западной Европой [Barnston, Livezey, 1987]. Два более слабых центра расположены над Японией и центральными районами Северной Атлантики. Положительная фаза СКАНД связана с присутствием блокирующего антициклона над восточной Скандинавией или северо-западом России, высотных ложбин над Западной Европой и Центральной Азией и высотного атмосферного гребня над Юго-Восточной Азией.

Положительная фаза скандинавской ДС преобладала в 1969–1988 гг. и 2003–2014 гг., а отрицательная — с 1989 по 2002 гг. и в 2015–2018 гг, т. е. в период усиления положительной фазы САК и смещения его центров в восточном направлении (рис. 10).



а) *б)*

Рис. 9. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ПОЛ/ЕВР и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1951–1986 гг. (а) и 1987–2015 гг. (б)

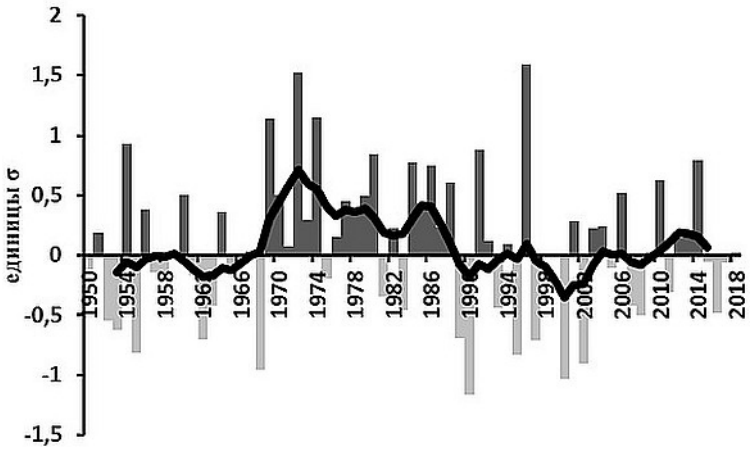


Рис. 10. Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса СКАНД в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

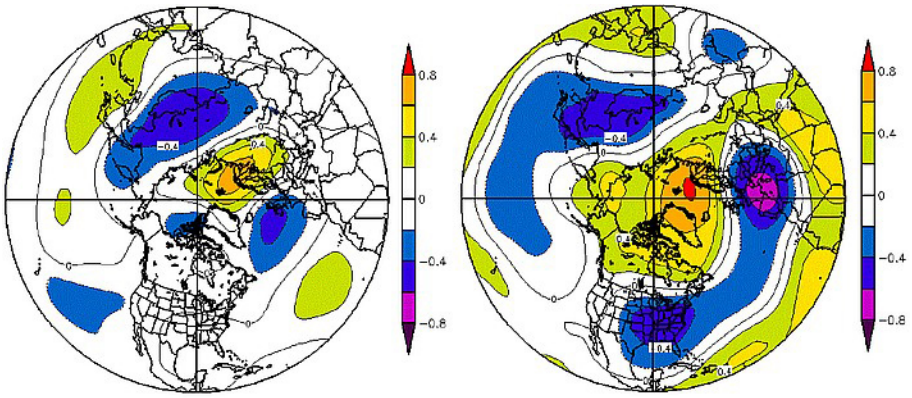


Рис. 11. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом СКАНД и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950–1986 гг. (а) и 1987–2018 гг. (б)

Как и в случае полярно-евразийской ДС, восточное смещение центров действия САК обусловило значительные изменения в пространственной структуре СКАНД. В 1950–1986 гг. центры этой ДС были хорошо изолированы друг от друга и хорошо согласовывались с распространением планетарных атмосферных волн Россби с чередованием очагов положительных и отрицательных аномалий геопотенциальных высот (рис. 11 а). В 1987–2018 гг. центры СКАНД не только усилились и увеличились в размерах, но и приобрели большую ориентацию в широтном направлении, особенно над океаническими районами (рис. 11 б).

Изменения в пространственной структуре СКАНД между 1987–2018 гг. и 1950–1986 гг. обусловили соответствующие изменения в характере её влияния на АТПО. На протяжении периода 1950–1986 гг. эта ДС не оказывала значительного влияния на колебания температурных аномалий в Северной Атлантике и Северной Пацифике (рис. 12 а). После 1986 г. ситуация изменилась. Прежде всего, значительно усилилась связь между колебаниями индекса СКАНД и АТПО в северотихоокеанском регионе, проявившаяся в возникновении широтного диполя с отрицательными температурными аномалиями (при положительных значениях индекса СКАНД) в центральной части океана и широкой полосы аномалий противоположного знака вдоль западного побережья Северной Америки (рис. 12 б). Область положительных АТПО простиралась из юго-восточной части Северной Пацифики на юго-запад Северной Атлантики. К северу от нее преобладали отрицательные АТПО с центрами к востоку от побережья США и к западу от Пиренейского полуострова.

Следует отметить, что преобладание отрицательной фазы СКАНД в 1989–2002 гг. способствовало потеплению поверхностных вод в обширном районе восточнее Японских островов.

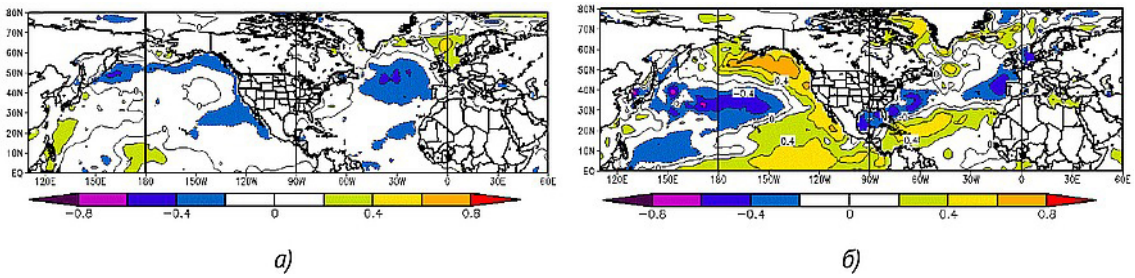


Рис. 12. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом СКАНД и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–1986 гг. (а) и 1987–2018 гг. (б)

Дальняя связь «Восточная Атлантика/Западная Россия» (ВА/ЗР) — одна из трёх хорошо выраженных ветвей дальних связей, которые оказывают влияние на климат Евразии на протяжении всего года. Она включает четыре центра [Barnston, Livezey, 1987]. Положительная фаза ВА/ЗР связана с положительными аномалиями геопотенциальных высот над Западной Европой и Северо-Восточным Китаем и их отрицательными аномалиями, расположенными севернее Каспийского моря и западнее Гренландии.

Многолетние изменения индекса ВА/ЗР свидетельствуют о преобладании ее отрицательной фазы в 1970-е — 1980-е гг. и 2008–2016 гг., а положительной — в 1953–1968 и 1989–2007 гг. (рис. 13).

Описанная выше пространственная структура ВА/ЗР была характерна для периода преобладания её отрицательной фазы (рис. 14 а). При преобладании положительной фазы этой ДС наблюдалось усиление всех её центров и формирование двух новых центров — отрицательных аномалий геопотенциальных высот над Мексикой и юго-восточной частью Северной Пацифики и положительных аномалий над северо-востоком США (рис. 14 б).

Различия в пространственной структуре ВА/ЗР между периодами преобладания её отрицательной и положительной фазы определяют различия в степени её влияния на колебания АТПО. В 1950–1986 гг. связь с колебаниями АТПО как в Северной Пацифике, так и в Северной Атлантике выражена слабо (рис. 15а).

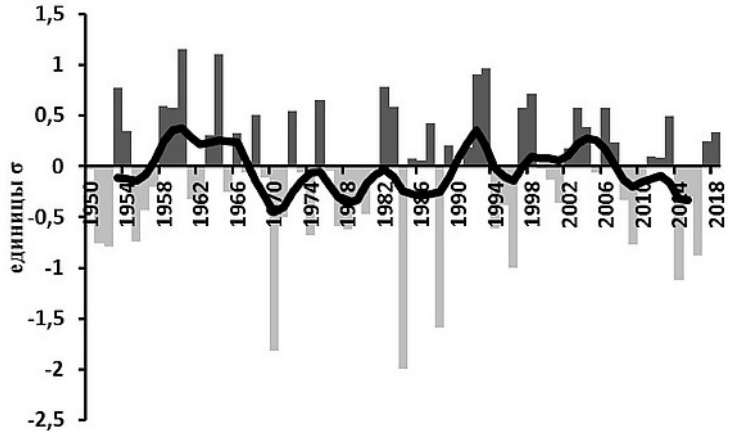


Рис. 13. Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ВА/ЗР в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

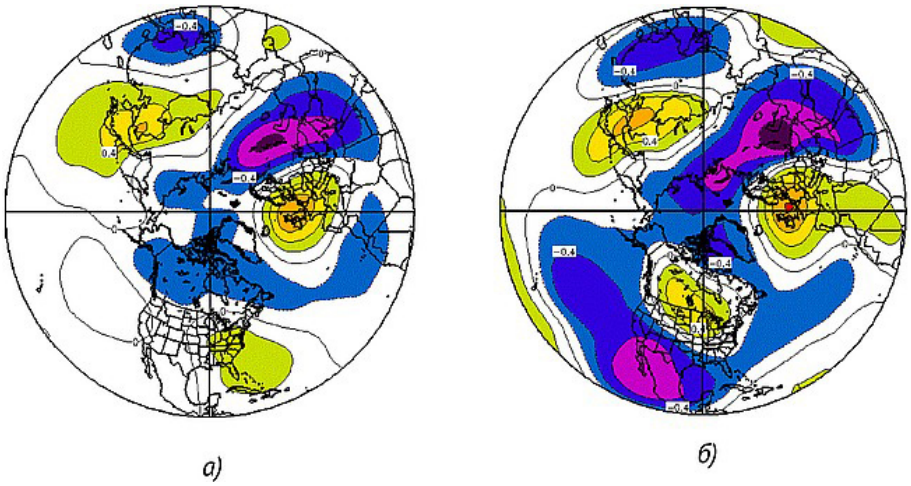


Рис. 14. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ВА/ЗР и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950–1986 гг. (а) и 1987–2018 гг. (б)

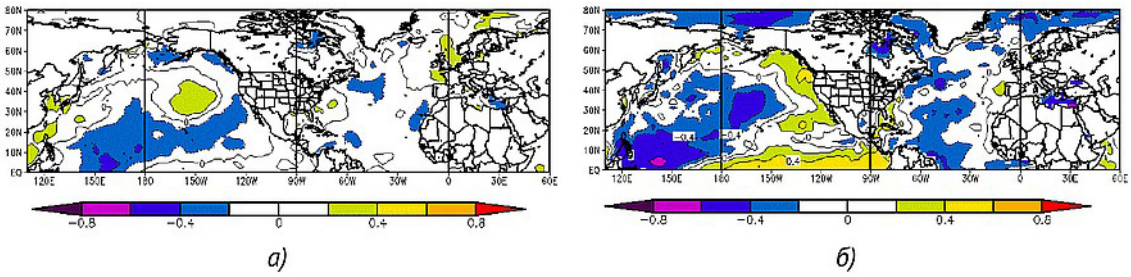


Рис. 15. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ВА/ЗР и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–1986 гг. (а) и в 1987–2018 гг. (б)

В последующий период (1987–2017 гг.) заметно усилилось её влияние на изменения поверхностных аномалий температуры воды на юге Северной Пацифики (рис. 15). Развитие положительной фазы ВА/ЗР, наблюдавшееся в 1989–2007 гг. (рис. 13), способствовало похолоданию вод в приэкваториальной юго-западной части океана и росту ТПО вдоль экватора восточнее 180° в. д. При переходе к отрицательной фазе ВА/ЗР в 2008 г., тенденции в изменениях ТПО в указанных районах сменились на противоположные.

В атмосфере над северотихоокеанским регионом выделены три основные ветви дальних связей: тихоокеанско-североамериканская ДС, ДС «тропики — умеренные широты Северного полушария» и западно-тихоокеанская ДС [Wallace, Gutzler, 1981; Barnston, Livezey, 1987].

Тихоокеанско-североамериканская дальняя связь (ТСА) представляет собой одну из главных мод низкочастотной атмосферной изменчивости во внетропических широтах Северного полушария. Положительной фазе ТСА соответствуют центры положительных аномалий геопотенциальных высот в районе Гавайских островов и над западной частью Канады и два центра отрицательных аномалий, расположенных, соответственно южнее Алеутских островов и над юго-востоком США (рис. 16). ТСА связана с сильными флуктуациями восточноазиатского струйного течения в средней тропосфере [Climate Prediction Center — Pacific/North American, 2018]. Положительная фаза ТСА соответствует интенсивному струйному течению и его распространению на восток, к западному побережью США. Отрицательная фаза ТСА связана с более западным положением струи течения,

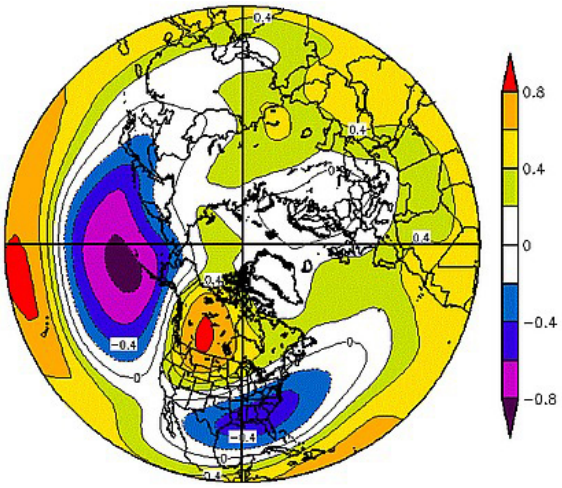


Рис. 16. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСА и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950–2018 гг.

прижимающейся к восточному побережью Азии, и формированием блокирующих антициклонов над высокими широтами Северной Пацифики.

На изменения ТСА сильное влияние оказывают явления Эль-Ниньо/Южное колебание [Renwick, Wallace, 1996; Yu et al., 2009]. Развитие её положительной фазы происходит в годы развития явлений Эль-Ниньо, а отрицательной — в годы Ла-Нинья, т. е. в годы похолодания поверхностных вод в экваториальном поясе Тихого океана.

Многолетние изменения индекса ТСА свидетельствуют о преобладании ее отрицательной фазы в 1950–1976 гг. и 2005–2018 гг., а положительной — в период с 1977 по 2004 г. (рис. 17).

С ТСА тесно связана тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) в поле АТПО Северной Пацифики. Её положительная фаза

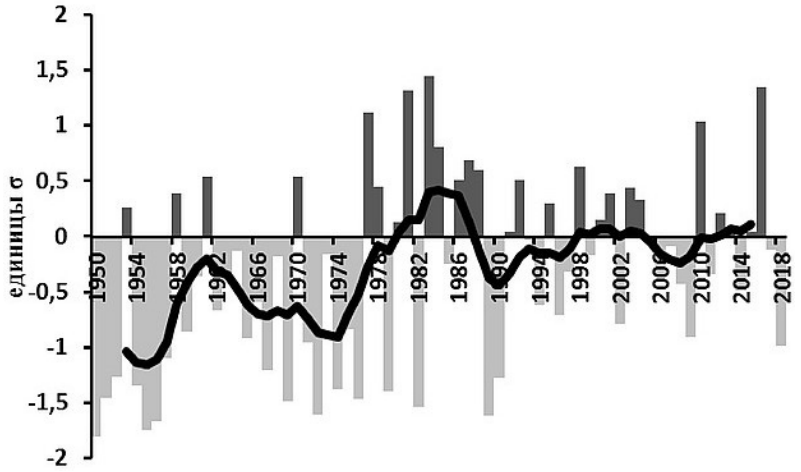


Рис. 17. Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ТСА в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

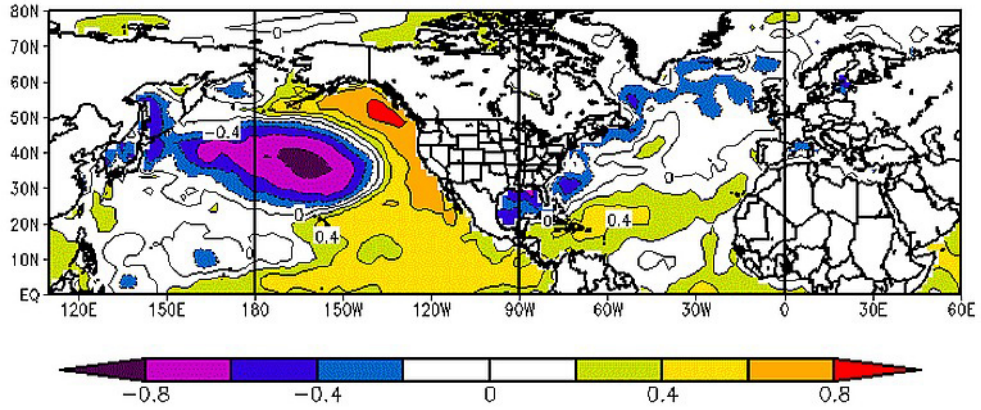


Рис. 18. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСА и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–2018 гг.

совпадает с положительной фазой тихоокеанско-североамериканской ДС и характеризуется формированием положительных аномалий ТПО вдоль всего западного побережья Северной Америки и обширной области аномалий противоположного знака в центральной части Северной Пацифики (рис. 18). Как видно из рис. 18, влияние ТСА на изменения ТПО прослеживается в Охотском море и в районе к востоку от о. Хоккайдо. В Северной Атлантике влияние ТСА на изменчивость АТПО проявляется на акватории её юго-западной части, где располагается атлантический центр этой ветви дальних атмосферных связей.

Дальняя связь «тропики — умеренные широты Северного полушария» (ТСП) проявляется только в зимний период года — с декабря по февраль [Climate Prediction Center — Tropical/Northern Hemisphere,

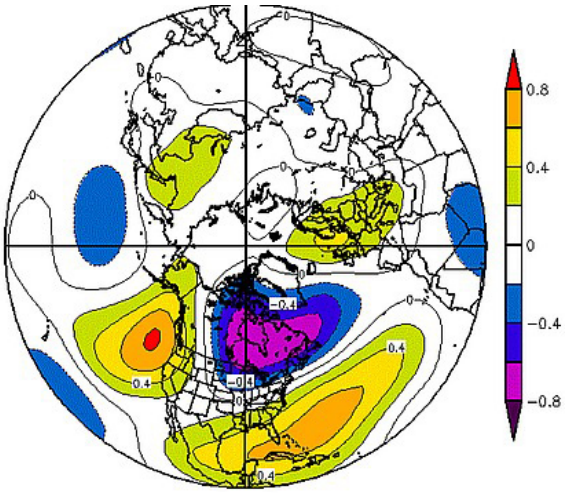


Рис. 19. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСП и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1951–2018 гг.

2018]. Положительная фаза этой ДС включает центры положительных аномалий геопотенциальных высот у северо-западного побережья Северной Америки и в районе Кубы, а также центр их отрицательных аномалий, расположенный над Гудзоновым заливом (рис. 19). ТСП отражает крупномасштабные изменения в положении и степени продвижения тихоокеанского струйного течения на восток, а также изменения в интенсивности и положении циклона Гудзонова залива [Climate Prediction Center — Tropical/Northern Hemisphere, 2018].

Многолетние изменения индекса ТСП характеризуются преобладанием его отрицательной фазы в период 1951–1983 гг. и положительной — в 1984–2018 гг. (рис. 20).

Влияние ТСП на колебания АТПО в Северном полушарии в период преобладания её отрицательной фазы было незначительным. Вклад этой дальней связи в изменчивость температурных аномалий значительно возрос в 1987–2018 гг. Интенсификация положительной фазы ТСП, особенно после 2006 г., способствовала понижению ТПО у западного побережья Северной Америки, в восточной части экваториального пояса Тихого океана и у северо-западного побережья Африки (рис. 21).

Западно-тихоокеанская дальняя связь (ЗТ) — одна из двух ведущих мод низкочастотной изменчивости атмосферы над Северной Пацификой. Она была подробно описана в работах [Wallace, Gutzler, 1981; Barnston, Livezey, 1987]. В зимние и весенние месяцы эта ДС представляет собой меридиональный диполь, один центр которого расположен над Камчаткой, а другой, обширный центр противоположного знака покрывает районы Юго-Восточной Азии и западную часть тропического пояса Северной Пацифики (рис. 22). Ещё один слабый центр отрицательных аномалий геопотенциальных высот расположен у юго-западного побережья США.

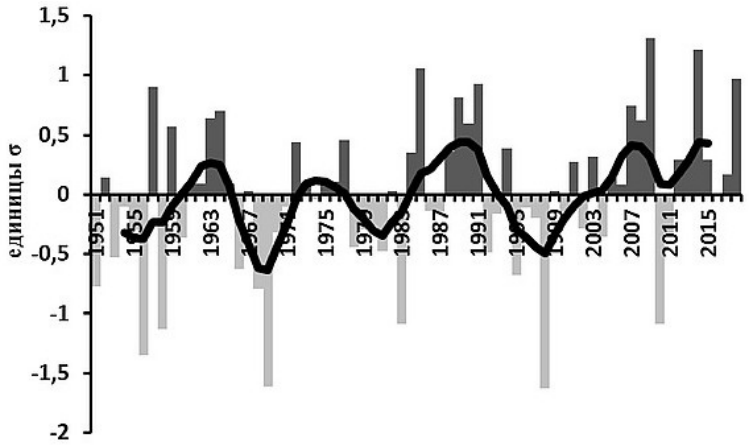


Рис. 20. Изменения среднего зимнего (декабрь-февраль) индекса ТСП в 1951–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

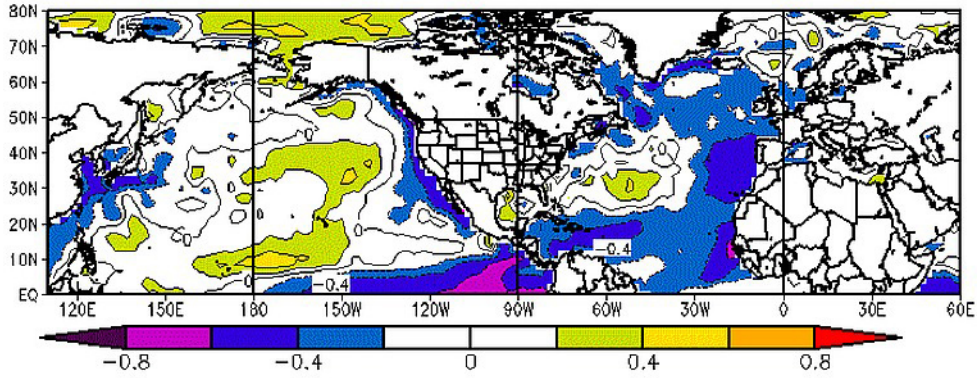


Рис. 21. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТСП и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1987–2018 гг.

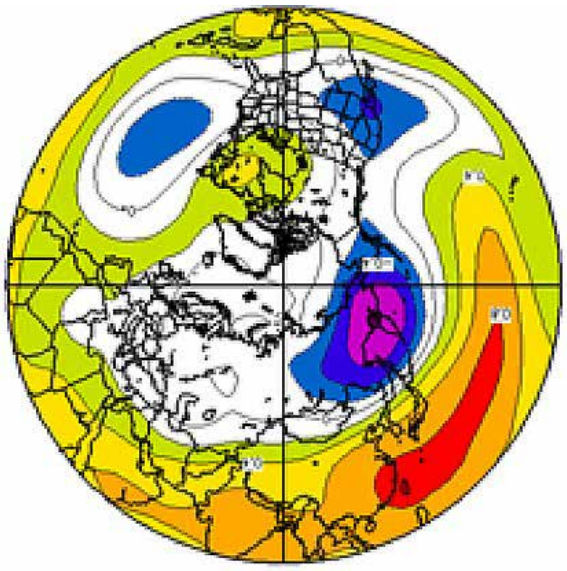


Рис. 22. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ЗТ и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950–2018 гг.

Значительное усиление положительной или отрицательной фазы ЗТ отражает ярко выраженные зональные или меридиональные вариации в положении и интенсивности восточноазиатского струйного течения в районе его начала [Barnston, Livezey, 1987; Climate Prediction Center — West Pacific, 2018].

ЗТ имеет баротропную структуру. Его приземным аналогом является северотихоокеанское колебание, представляющее собой меридиональный диполь с центром отрицательных аномалий приземного атмосферного давления над Беринговым морем и центром аномалий противоположного знака в субтропических широтах Северной Пацифики (положительная фаза) [Linkin, Nigam, 2008].

Отрицательная фаза ЗТ преобладала в период 1950–1986 гг., а положительная — в 1987–2018 гг. (рис. 23).

Характер влияния ЗТ на колебания аномалий ТПО в периоды развития её отрицательной и положительной фазы несколько различен. В 1950–1986 гг. был хорошо выражен диполь в изменениях АТПО в западной половине Северной Пацифики (рис. 24 а). Знаки коэффициентов корреляций на этом рисунке предполагают, что при положительных значениях индекса ЗТ температура на поверхности океана снижается в районе к юго-востоку от Камчатки и растёт южнее и юго-восточнее Японских островов. Фактически, в эти годы наблюдались отрицательные значения индекса ЗТ, т. е. в период 1951–1986 гг. температура в СЗТО росла, а в юго-западной части океана понижалась.

В период развития положительной фазы (1987–2018 гг.) западно-тихоокеанская ДС оказывала влияние на колебания АТПО практически на всей акватории Северной Пацифики (рис. 24 б). В это время распределение температурных аномалий имело «подковообразную» структуру, соответствующую одной из двух ведущих мод изменчивости АТПО в Северной Пацифике. Из-за своей формы её также называют «модой Виктория» (Victoria mode).

На климат Северного полушария большое влияние оказывает явление **Эль-Ниньо —**

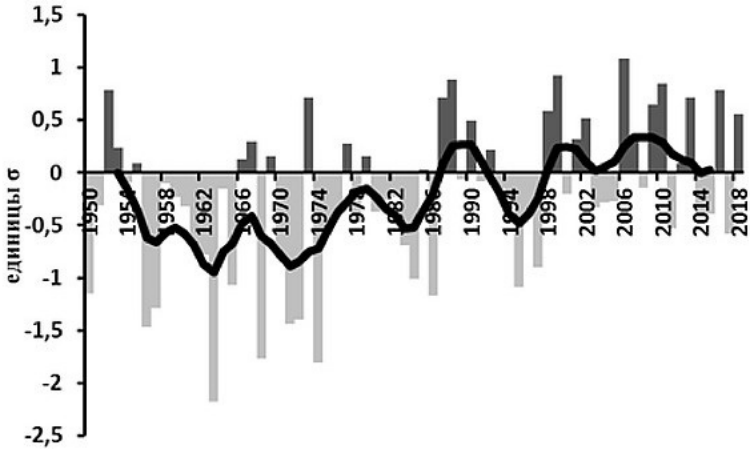


Рис. 23. Изменения среднего зимнего (январь-март) индекса ЗТ в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

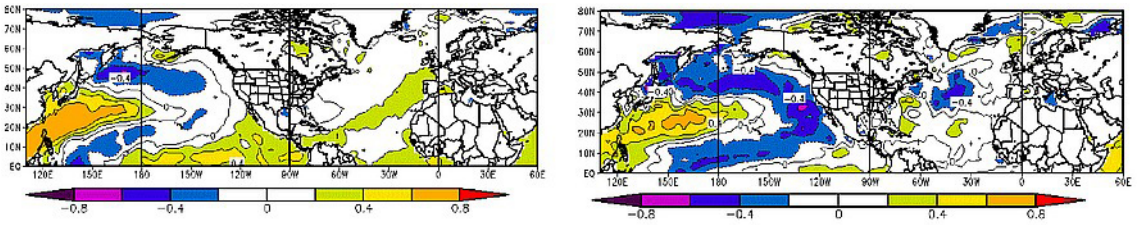


Рис. 24. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ЗТ и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–1986 гг. (а) и 1987–2018 гг. (б)

Южное колебание (ЭНЮК). ЭНЮК — результат взаимодействия тропического пояса Тихого океана с атмосферой. Термин «Эль-Ниньо» применяется для исключительного по силе, продолжительности и пространственному распространению потепления поверхностных вод от 180° з. д. (центральная часть океана) до берегов Перу и далее на юг вдоль побережья Чили. Оно резко отличается от ежегодно наблюдаемых сезонных (конец декабря — начало марта) потеплений, когда значения аномалий температуры воды составляют не более 1–2 °С. Аналогичные явления резкого похолодания получили название Ла-Нинья.

Для целей долгосрочного прогнозирования представляют интерес многодекадные колебания индекса ЮК, который представляет собой разность нормированных аномалий приземного атмосферного давления между о. Таити и г. Дарвин (Австралия) (рис. 25). В период 1950–2018 гг. выделяются две эпохи положительных значений ЮК, соответственно, 1951–1976 гг. и 1999–2014 гг. В 1977–1998 гг. и 2015–2018 гг. преобладали отрицательные значения ЮК.

Для выделения явлений потепления и похолодания используют аномалии ТПО в области «Nino 3» (5° с. ш.— 5° ю. ш.; 150° в. д.— 90° з. д). Порогом для выделения Эль-Ниньо служит $\Delta t \geq 0{,}5$ °С, а для Ла-Нинья — $\Delta t \leq -0{,}5$ °С. Атмосферные и океанические механизмы формирования Эль-Ниньо подробно рассмотрены в работах [Петросянц и др., 2005; Trenberth et al., 1998].

В последние годы для характеристики ЭНЮК используют его многовариантный индекс. Для его вычисления используют скользящие двухмесячные данные: давления на уровне моря, зональную и меридиональную компоненты поверхностного ветра, ТПО, температуру воздуха, долю общей облачности над тропической зоной Пацифики [Wolter, Timlin, 1998].

Дальние связи в океане

Атлантическая многодекадная осцилляция (АМО), впервые описанная в работе

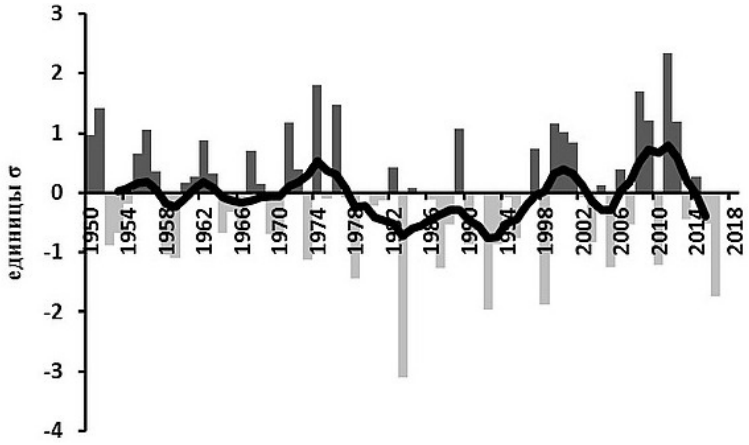


Рис. 25. Динамика индекса ЮК (декабрь-февраль) в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

[Schlesinger, Ramankutty, 1994], представляет собой ведущую моду изменчивости АТПО в Северной Атлантике. Индекс АМО представляет собой временной ряд осреднённых от экватора до 70° с. ш. АТПО в Северной Атлантике после удаления из этого ряда линейного тренда.

Пространственная структура АМО характеризуется преобладанием аномалий ТПО одного знака на большей части акватории Северной Атлантики (рис. 26). Центр слабых аномалий противоположного знака располагается у восточного побережья США. Распределение АТПО, приведённое на рис. 26, соответствует положительной фазе АМО. С АМО положительно связаны колебания температурных аномалий в южной половине Северной Пацифики. Особенно тесная связь наблюдается на юго-западе её акватории.

В изменениях индекса АМО за 1856–2018 гг. хорошо выражен цикл продолжительностью 50–70 лет (рис. 27). Как видно из рис. 27, наблюдавшиеся с середины XIX в. периоды потепления, как правило, имели продолжительность около 40 лет, а периоды похолодания — около 20 лет. При этом на фоне многодекадных колебаний обнаруживались колебания меньшего временного масштаба, преимущественно, десятилетние (декадные). Последний период потепления, начавшийся в 1996 г., длится более 20 лет и, вероятно, продолжится до конца 2020-х гг.

Физический механизм возникновения АМО пока неясен. В математических моделях изменчивость ТПО, характеризующую АМО, связывают со слабыми изменениями Атлантической термохалинной циркуляции (АТХЦ) [O'Reilly et al., 2016]. Однако историческая продолжительность океанических наблюдений недостаточна для связывания расчётного индекса АМО с аномалиями современной циркуляции.

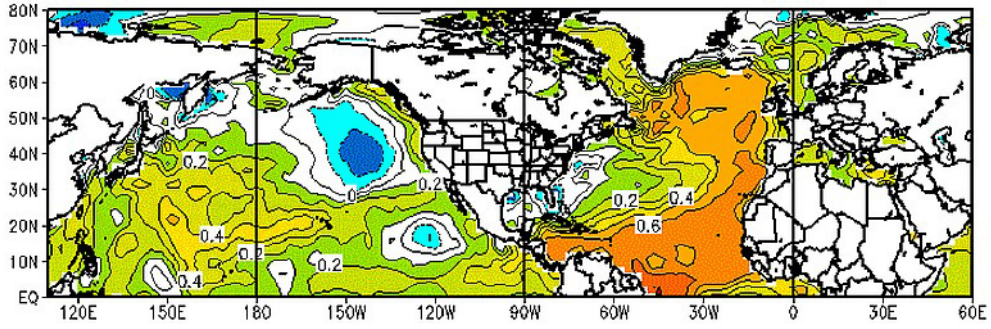


Рис. 26. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-апрель) индексом АМО и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–2018 гг.

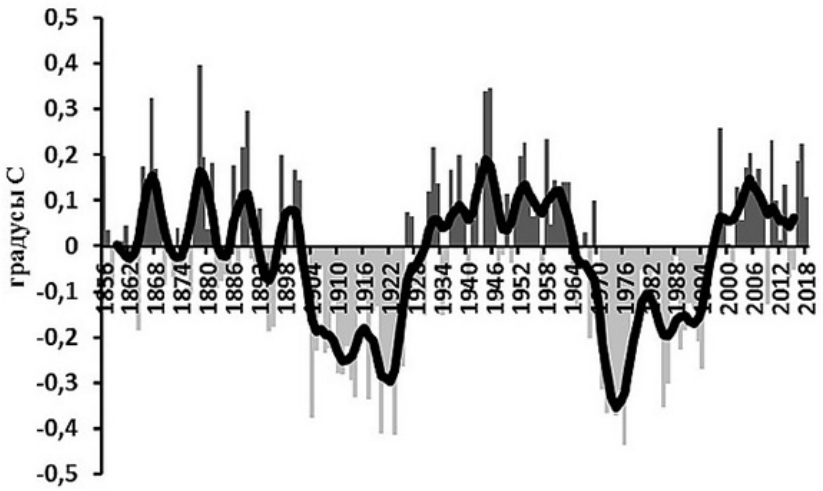


Рис. 27. Изменения среднего зимнего индекса АМО в 1856–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

В то же время АМО достаточно тесно связана с атмосферной циркуляцией над североатлантическим регионом. При его положительной фазе наблюдается рост атмосферного давления в высоких широтах с центром южнее Гренландии и снижение давления в субтропических широтах океана с центром у северо-западного побережья Африки (рис. 28). Такой характер поля аномалий приземного атмосферного давления схож со структурой атмосферных аномалий при отрицательной фазе САК. Поэтому не вызывает удивления факт, что после установления положительной фазы АМО в 1996 г. наметилась чёткая тенденция к снижению индекса североатлантического колебания.

Годовой индекс АМО тесно коррелирует с температурой воздуха и количеством осадков над большей частью Северного полушария, в частности, над Северной Америкой и Европой. С фазами АМО также связана частота сильнейших ураганов в Северной Атлантике [Chylek, Lesins, 2008; Goldenberg et al., 2001].

Тихоокеанская декадная осцилляция (ТДО) была впервые описана в работе [Mantua et al., 1997]. Она является ведущей модой изменчивости АТПО в Северной Пацифике к северу от 20° с. ш. Индекс ТДО представляет собой временной ряд нормированных значений первой главной компоненты среднемесячных значений аномалий ТПО. Положительная фаза ТДО характеризуется потеплением поверхностных вод вдоль западного побережья Северной Америки и их похолоданием в обширном районе между 30° и 50°

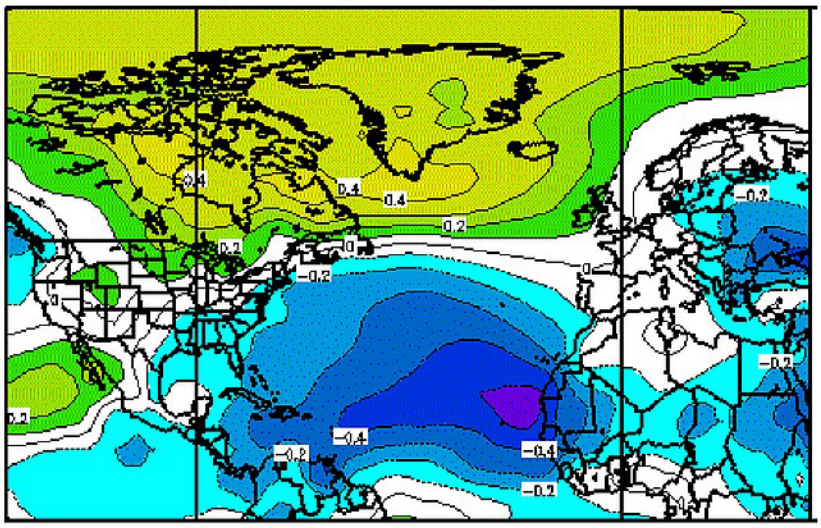


Рис. 28. Коэффициенты корреляции между индексом АМО и приземным атмосферным давлением в зимний сезон в Северной Атлантике для зимнего сезона (январь-март) за период 1950–2018 гг.

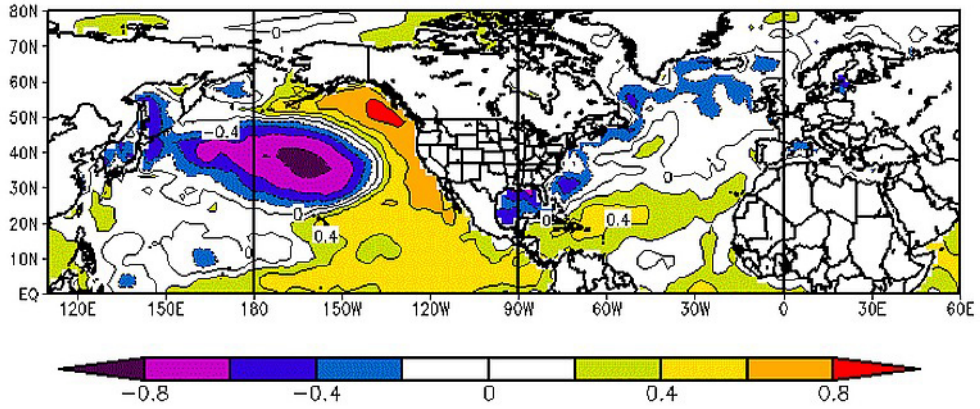


Рис. 29. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-апрель) индексом ТДО и полями АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–2018 гг.

ш., простирающемся от Азиатского побережья до 130–140° з. д. (рис. 29). Влияние ТДО прослеживается и в юго-западной части субтропической зоны Северной Атлантики.

Структура поля корреляций между индексом ТДО и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в зимний период года соответствует описанной выше структуре ТСА (рис. 30).

Наряду с изменчивостью на временном масштабе порядка 10–15 лет, колебания индекса ТДО обнаруживают цикличность с периодом порядка 50 лет (рис. 31). Положительная фаза тихоокеанской декадной осцилляции преобладала в 1923–1945 гг. и 1977–2006 гг., а отрицательная — в 1946–1976 гг. и после 2006 г. Однако в 2014 г. произошёл неожиданный переход к положительной фазе ТДО, вследствие аномального потепления вод на северо-востоке Северной Пацифики. Это потепление сохранялось и в 2015–2018 гг.

Пространственная структура ТДО схожа со структурой поля АТПО в Северной Пацифике, обусловленной развитием явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья. Однако между ними существуют серьёзные различия. Во-первых, продолжительность «тёплых» и «холодных» режимов, связанных с ТДО, составляет 20–30 лет, в то время как время существования АТПО, формирующихся при развитии явлений Эль-Ниньо/Ла-Нинья, не превышает 618 месяцев. Во-вторых, климатические аномалии, характерные для ТДО, проявляются, прежде

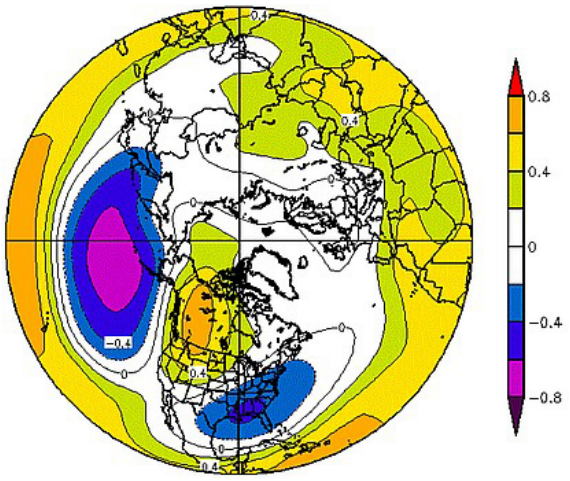


Рис. 30. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним индексом ТДО (январь-апрель) и геопотенциальными высотами поверхности 500 гПа в Северном полушарии в 1950–2018 гг.

всего, в умеренных широтах Северной Пацифики и в меньшей степени в тропической зоне, тогда как для эпизодов Эль-Ниньо характерна обратная ситуация.

Осцилляция северотихоокеанских круговоротов (ОСТК) была впервые описана в работе [Di Lorenzo et al., 2008]. Индекс ОСТК представляет собой главную компоненту, т. е. временной ряд второй эмпирической ортогональной функции (ЭОФ2) поля аномалий динамических высот уровня моря (топографии морской поверхности) в районе 180–110° з. д. и 25–62° с. ш. Учитывая, что аномалии динамических высот отражают изменения геостро-

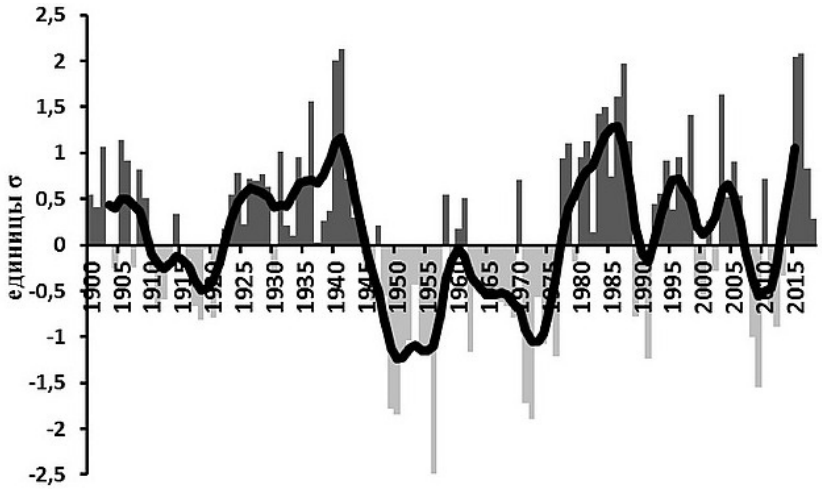


Рис. 31. Изменения среднего зимнего индекса ТДО в 1900–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

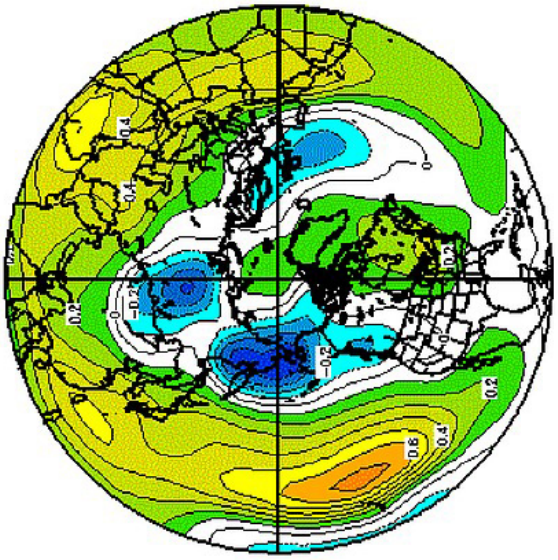


Рис. 32. Коэффициенты корреляции между индексом ОСТК (январь-апрель) и средним зимним полем приземного атмосферного давления в Северном полушарии в 1950–2018 гг.

фической циркуляции, предложенный индекс характеризует интенсивность субарктического и субтропического океанических круговоротов Северной Пацифики. В периоды положительной фазы ОСТК происходит усиление циркуляции в обоих круговоротах. При этом пространственная структура поля ветровых аномалий соответствует положительной фазе северотихоокеанского колебания (СТК), которое представляет собой доминантную моду изменчивости приземного атмосферного давления. СТК имеет два центра. Один из них расположен над северной частью Берингова моря, а второй, с аномалиями противоположного знака, — в тропической зоне Северной Пацифики, к северу от Гавайских островов (рис. 32). Когда индекс ОСТК положителен, ветровое воздействие создаёт благоприятные условия для развития апвеллинга и формирования отрицательных АТПО в Аляскинском

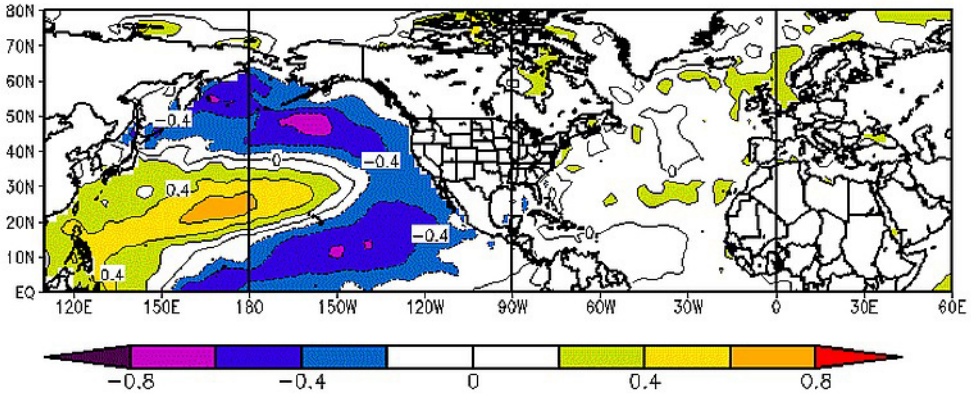


Рис. 33. Распределение коэффициентов корреляции между средним зимним (январь-апрель) индексом ОСТК и АТПО в Северной Атлантике и Северной Пацифике в 1950–2018 гг.

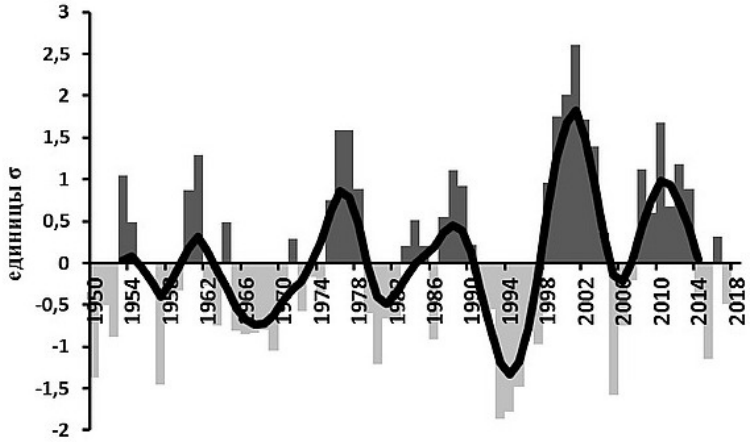


Рис. 34. Изменения среднего зимнего индекса ОСТК в 1950–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению

круговороте и вдоль северной периферии субарктического круговорота. В районе Восточной Камчатки и в восточной части Охотского моря повышенная теплоотдача с морской поверхности за счёт преобладания ветров северных румбов на западном фланге северного центра СТК приводит к дальнейшему усилению отрицательных аномалий ТПО.

Пространственная структура поля корреляций на рис. 33 хорошо соответствует второй доминирующей моде изменчивости АТПО в северной части Тихого океана — моде «Виктория» [Bond et al., 2003].

Изменения индекса ОСТК демонстрируют ярко выраженную декадную изменчивость (рис. 34). Приведённый рисунок свидетельствует также о возможных долгопериодных колебаниях индекса. Так, в 1951–1997 гг., в целом, наблюдалось преобладание его отрицательных значений, а в 1998–2018 гг. — положительных. Однако длина временного ряда (1950–2018 гг.) не позволяет уверенно судить о наличии долгопериодных циклов в изменениях индекса ОСТК.

Примеры влияния ДС в атмосфере и океане на состояние промысловых популяций в северо-западной части Тихого океана

Изменчивость, связанная, в частности, с ОСТК, позволяет объяснить многие изменения в состоянии различных промысловых объектов северной части Тихого океана, в том числе в дальневосточном регионе.

При поиске ведущих климатических факторов, влияющих на состояние того или иного промыслового запаса, часто оказывается полезным расчет коэффициентов корреляции между временными рядами биологических характеристик, например, коэффициентов выживания или численности пополнения, и крупномасштабными полями климатических характеристик (АТПО, атмосферного давления). Сравнение распределения полученных коэффициентов корреляции с ведущими пространственными модами взаимодействия океана с атмосферой (дальними связями) позволяет не только выявить основные климатические факторы, оказывающие влияние на популяцию, но и лучше понять причины наличия долговременных тенденций в их изменениях. Ниже приводится пример использования данного подхода к анализу изменчивости запасов восточно-камчатского минтая и минтая северной части Охотского моря.

Восточно-камчатский минтай. На рис. 35 приведена карта, показывающая связь пополнения восточно-камчатского минтая с полем зимних (январь-апрель) АТПО в северотихоокеанском регионе. Для расчётов биологический временной ряд был смещен к году нереста, т. е. на 3 года назад. Таким образом, расчётный период охватывал 1963–2008 гг.

Как видно из рис. 35, наблюдается обратная (отрицательная) корреляционная связь между численностью пополнения этого запаса минтая и АТПО в районах его нереста и раннего онтогенеза у Восточной Камчатки: более урожайные поколения формируются при развитии отрицательных аномалий ТПО на нерестилищах, и наоборот.

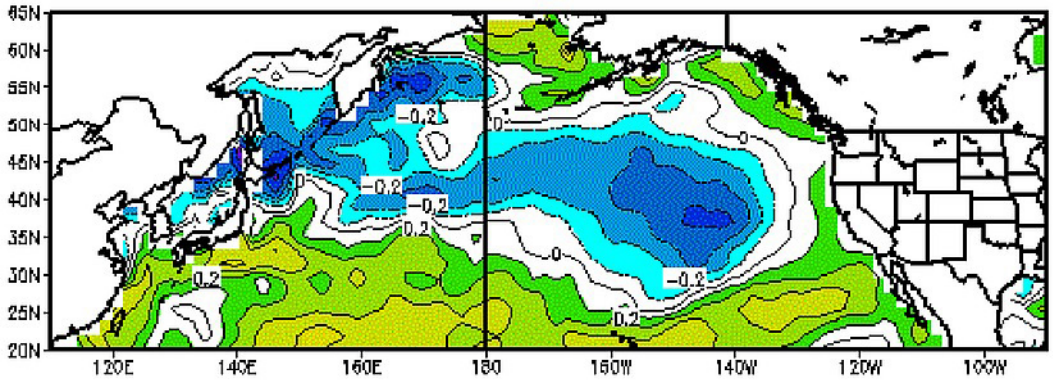


Рис. 35. Распределение коэффициентов корреляции между численностью пополнения восточно-камчатского минтая в возрасте 3 года и полем зимних АТПО в Северной Пацифике (1963–2008 гг.)

Рис. 36. Сглаженные 5-летним скользящим осреднением временные ряды зимнего индекса АК и пополнения восточно-камчатского минтая в возрасте 3 года

Следует отметить, что структура корреляционного поля, показанная на рис. 35, хорошо соответствует пространственной структуре поля корреляций между зимним индексом Арктического колебания и АТПО в Северной Пацифике, но с обратным знаком. Следовательно, можно ожидать наличие тесной противофазной связи между колебаниями индекса АК и численностью пополнения минтая у Восточной Камчатки. Действительно, такая связь существует и характеризуется коэффициентом корреляции, равным –0,72 (рис. 36). Для более наглядного представления характера связи в многолетнем аспекте временные ряды индекса АК и численности поколений минтая были сглажены 5-летним скользящим осреднением.

Таким образом, АК оказывает значительное влияние на состояние запаса восточно-камчатского минтая через изменения термического режима поверхностных вод в районе его нереста и раннего онтогенеза.

Минтай северной части Охотского моря. На рис. 37 приведена гистограмма аномалий коэффициентов выживания (КВ) минтая в северной части Охотского моря относительно нормы за 1980–2010 гг. КВ определены как отношение численности рыб в возрасте 3 года к биомассе нерестового запаса в год рождения поколения. При этом временной ряд численности был смещён к году нереста, т. е. на 3 года назад. Таким образом, анализируемый период охватывал 1980–2010 гг.

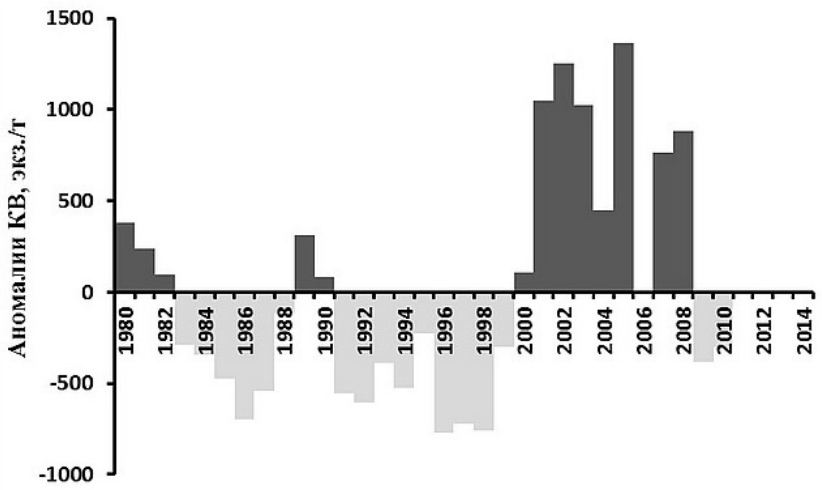


Рис. 37. Аномалии коэффициентов выживания охотоморского минтая северной части Охотского моря в 1980–2010 гг.

Многолетние изменения коэффициента обнаруживают два периода с различным средним уровнем его колебаний. Первый период (1983–1999 гг.) характеризуется преобладанием отрицательных аномалий КВ, отражающих пониженную выживаемость поколений минтая этих лет. Начиная с 2000–2001 гг., ситуация резко изменилась, и вплоть до 2008 г. складывались условия, благоприятные для формирования более урожайных поколений этого объекта промысла.

Резкие изменения в ходе КВ минтая хорошо согласуются с режимными сдвигами в многолетних колебаниях АТПО в дальневосточном регионе. На рис. 38 показан график осреднённых за февраль-апрель температурных аномалий в северо-западном районе северотихоокеанского бассейна. Период осреднения охватывает преднерестовую и нерестовую стадии жизненного цикла охотоморского минтая. Указанный район был выделен на основе анализа пространственной структуры колебаний АТПО в Северной Пацифике методом кластерного анализа (район 3Т) [Krovnin, 1995]. Границы района на севере и юге проходят по параллелям, соответственно, 55,5° с. ш. и 47,5° с. ш., на западе он ограничен западным побережьем Охотского моря, а на востоке — меридианом 177,5° в. д. Колебания АТПО в районе 3Т в значительной мере определяются интенсивностью северного центра западно-тихоокеанской дальней связи.

Как видно из рис. 38, режимный сдвиг в колебаниях АТПО произошёл в 1999 г., т. е. на 1–2 года раньше соответствующего сдвига в многолетних изменениях коэффициентов выживания минтая. При этом с конца 1990-х годов преобладали отрицательные аномалии ТПО, а в предшествующий период (1980–1998 гг.) — положительные. Таким образом, связь между выживаемостью поколений минтая и поверхностной температурой воды в преднерестовый и нерестовый периоды — обратная: выживаемость снижается, когда температура воды выше нормы, и наоборот. Коэффициент корреляции между временными рядами КВ и АТПО при сдвигах от 0 до 2 лет (изменения температуры опережают изменения коэффициента выживания) существенно не меняется и составляет, в среднем –0,40. Причины такой устойчивой связи между анализируемыми характеристиками будут рассмотрены ниже.

Для выявления ведущего климатического фактора, определяющего многолетнюю изменчивость АТПО на северо-западе Тихого океана и, как следствие, условия выживания поколений минтая, рассчитаны коэффициенты корреляции между временным рядом КВ и временными рядами аномалий ТПО, осреднёнными за февраль-апрель, в узлах 2-градусной сетки на акватории Северной Пацифики (рис. 39). Как и следовало ожидать, максимальные по абсолютным значениям отрицательные корреляции

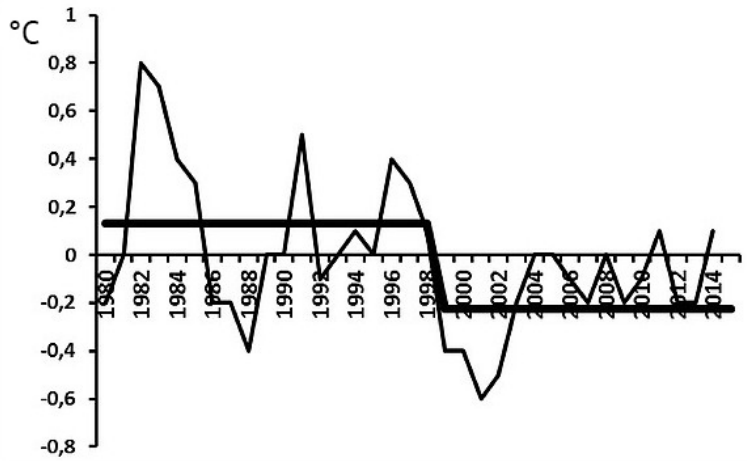


Рис. 38. Многолетние колебания АТПО (февраль-апрель) на северо-западе Тихого океана в районе 3Т [Krovnin, 1995] в 1980–2014 гг. Ломаная линия показывает изменение среднего уровня колебаний температурных аномалий между 1980–1998 и 1999–2014 гг.

наблюдаются на северо-западе океана. В районах к югу и юго-востоку от полуострова Камчатка они превышают 0,75–0,80. В Охотском море изокорреляты располагаются меридионально, с постепенным снижением абсолютных значений коэффициентов корреляции от 0,65–0,70 у побережья Западной Камчатки практически до нуля в его западной части. Пояс отрицательных корреляций простирается от побережья Восточной Камчатки на восток, в залив Аляска, и далее на юг, вдоль берегов североамериканского континента, окружая обширную область положительных корреляций (до 0,45), занимающую более половины акватории океана.

Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом КВ минтая северной части Охотского моря и полем АТПО в Северной Пацифике обладает сходством со структурой поля корреляций между индексом осцилляции северотихоокеанских круговоротов (ОСТК) и теми же самыми рядами температурных аномалий. Анализ кросс-корреляционной функции между КВ и индексом ОСТК (февраль-апрель) показал, что максимальное значение коэффициента корреляции, равное 0,55, наблюдается при временном сдвиге в 2 года, когда изменения индекса опережают изменения коэффициента выживания. Поэтому не вызывает удивления хорошее соответствие основных пространственных особенностей корреляционных полей, представленных на рис. 40. Положение нулевой изокорреляты,

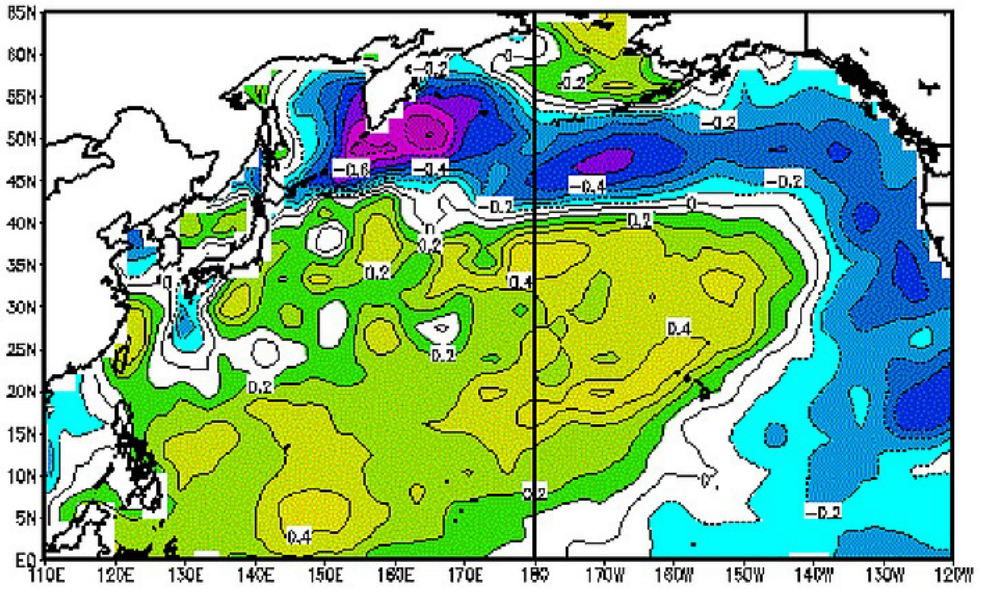


Рис. 39. Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом аномалий КВ минтая северной части Охотского моря и зимним (февраль-апрель) полем АТПО в Северной Пацифике (1980–2010 гг.)

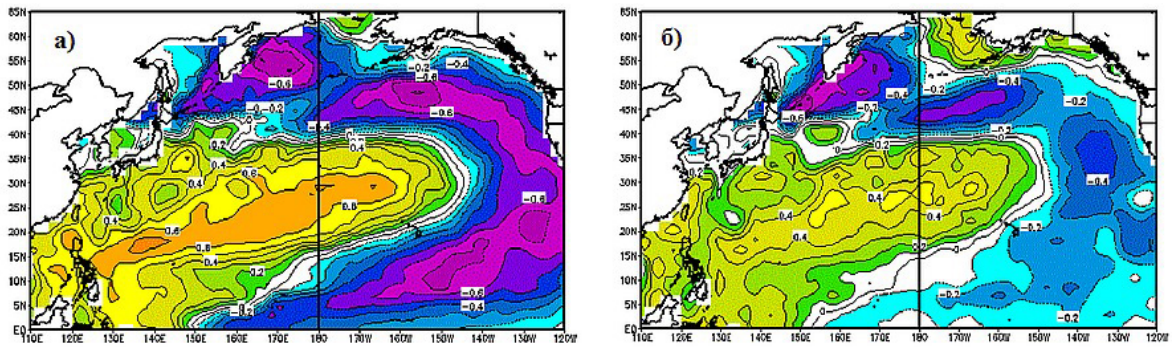


Рис. 40. Распределение коэффициентов корреляции между: индексом ОСТК и полем АТПО (а); временным рядом КВ и полем АТПО в Северной Пацифике со сдвигом 2 года назад (б). Период — февраль-апрель 1980–2010 гг.

разделяющей крупномасштабные районы океана с противофазными колебаниями ТПО, на рис. 40а и 40б практически совпадает, хотя, естественно, соответствующие друг другу абсолютные значения коэффициентов корреляции для ряда КВ минтая в большинстве случаев ниже, чем для ряда индекса ОСТК.

Ещё более тесную положительную связь между индексом ОСТК и КВ демонстрирует рис. 41, на котором представлены интегральные кривые аномалий рассматриваемых характеристик. Кривая индекса смещена на 2 года вперёд относительно кривой коэффициентов выживания минтая. Коэффициент корреляции между временными рядами, использованными для построения графика, в этом случае составляет 0,86. Любая интегральная кривая отражает тенденции в изменениях анализируемого параметра. Таким образом, полученный высокий коэффициент корреляции свидетельствует о том, что связь между индексом ОСТК и КВ минтая северной части Охотского моря лучше проявляется в совпадении многолетних тенденций, чем в линейной связи между исходными рядами.

Как отмечалось ранее, когда индекс ОСТК положителен, ветровое воздействие создаёт благоприятные условия для развития апвеллинга и формирования отрицательных АТПО в Аляскинском круговороте и вдоль северной периферии субарктического круговорота. В районе Восточной Камчатки и в восточной части Охотского моря повышенная теплоотдача с морской поверхности за счёт преобладания ветров северных румбов на западном фланге северного центра СТК приводит к дальнейшему усилению отрицательных аномалий ТПО. Связь коэффициентов выживания минтая с атмосферной циркуляцией, как и в случае поля АТПО, оказывается наиболее тесной при сдвиге в 2 года, когда изменения в атмосфере опережают изменения в КВ, в то время как при нулевом сдвиге во времени корреляции невелики. В этой связи, следует отметить, что формирование аномалий поверхностной температуры воды происходит в холодный сезон года. В последующий летний сезон они «маскируются» радиационным прогревом верхнего слоя, а с наступлением зимы вновь появляются на поверхности при развитии вертикальной конвекции, которая в шельфовых районах может достигать дна, а в открытом море охватывать слой в несколько сотен метров. Этим объясняется существование АТПО определённого знака на протяжении периода, длительность которого соответствует длительности наблюдающегося климатического режима.

Таким образом, существует тесная связь условий выживания минтая северной части Охотского моря с климатическими факторами, ведущим из которых в данном случае является изменчивость интенсивности субарктического океанического круговорота, зависящая, в свою очередь, от фазы СТК. Выявленный двухлетний сдвиг между климатическими изменения-

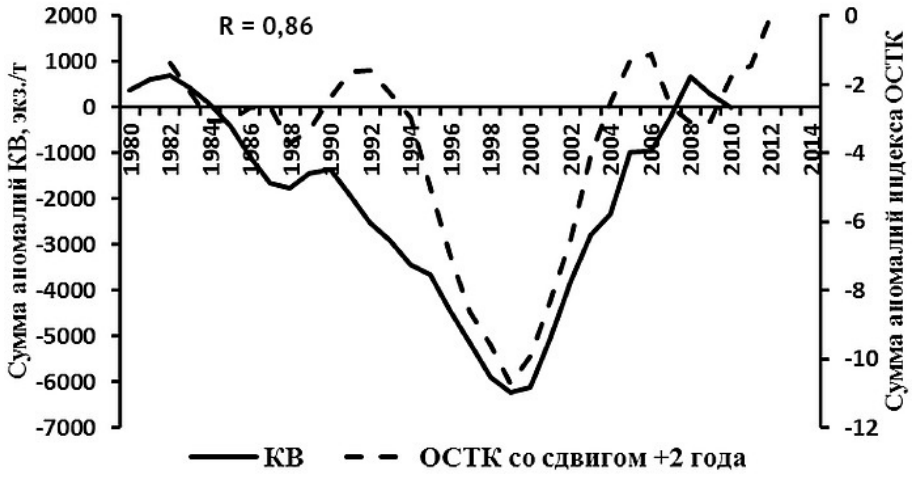


Рис. 41. Интегральные кривые аномалий КВ минтая в северной части Охотского моря и индекса ОСТК (февраль-апрель) со сдвигом в 2 года для периода 1980–2010 гг.

ми и КВ, по-видимому, соответствует времени реакции популяции минтая на режимные сдвиги в колебаниях регионального климата.

Заключение

Глобальная климатическая система характеризуется существованием так называемых дальних связей, которые представляют собой статистически значимые синхронные корреляции, главным образом, между метеорологическими характеристиками в удалённых друг от друга районах Земли.

Благодаря взаимодействию океана с атмосферой аномалии океанологических характеристик и, прежде всего, поверхностной температуры воды, распределены в пространстве не случайно, а тесно связаны с крупномасштабными особенностями атмосферной циркуляции, характеризуемыми указанными дальними связями. Это подразумевает существование дальних связей и в океане.

Особенности проявления дальних связей, как правило, сохраняются на протяжении довольно длительных периодов времени, что приводит к существованию множественных квазистационарных режимов в системе океан-атмосфера. При этом, часто переход от одного климатического режима к другому происходит довольно быстро, а сами режимы проявляются на различных временных масштабах, в том числе от нескольких лет до нескольких десятилетий.

Климатический сдвиг во второй половине 1980-х годов, сопровождавшийся усилением САК и смещением его центров на восток, обусловил существенные изменения в положении и интенсивности центров других ветвей атмосферных ДС в североатлантическом, евразийском и западно-тихоокеанском регионах, а также в характере их воздействия на поверхностный слой вод в Северной Атлантике и Северной Пацифике.

ДС в атмосфере и океане оказывают существенное влияние на многолетние флуктуации численности пополнения и условия выживания основных объектов российского промысла. Так, выявлена тесная связь условий выживания минтая северной части Охотского моря с климатическими факторами, ведущим из которых в данном случае является изменчивость интенсивности субарктического океанического круговорота, зависящая, в свою очередь, от фазы СТК/ОСТК. Выявленный двухлетний сдвиг между климатическими изменениями и КВ, по-видимому, соответствует времени реакции популяции минтая на режимные сдвиги в колебаниях регионального климата. В то же время, изменения численности пополнения минтая у Восточной Камчатки происходят в противофазе с изменениями среднего зимнего индекса арктического колебания.

Таким образом, представление о дальних связях в системе «океан-атмосфера», ретроспективный анализ связанных с ними климатических режимов и основанное на этом анализе предвидение ожидаемых изменений климата в том или ином регионе могут стать надёжной основой для средне- и долгосрочного прогнозирования тенденций изменения запасов многих объектов российского промысла.

Литература

Визе В.Ю. 1927. Корреляция между состоянием метеорологических элементов в удалённых друг от друга частях земного шара. Метеорологический вестник. № 11. С. 229–239.

Елизаров А.А., Родионов С.Н., Котенев Б.Н. 1990. Системный подход Г.К. Ижевского. Сопряжённость колебаний численности поколений трески в Северной Атлантике // Плен. докл. 8-й Всес. конф. по промысловой океанологии. С. 48–66.

Ижевский Г.К. 1964. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. М.: Изд-во ВНИРО. 166 с.

Малинин В.Н., Гордеева С.Н. 2009. Промысловая океанология юго-восточной части Тихого океана. Т. 1. Изменчивость факторов среды обитания. СПб: Изд. РГГМУ. 278 с.

Петросянц М.А., Семенов Е.К., Гущина Д.Ю., Соколихина Е.В., Соколихина Н.Е. 2005. Циркуляция атмосферы в тропиках. Климат и изменчивость. М.: МАКС Пресс. 640 с.

Barnston A.C., Livezey R.E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weather Rev. 115. P. 1083–1126.

Bjornsson H., Venegas S.A. 1997. A manual for EOF and SVD analyses of climate data. McGill University, CCGCR Report. № 97-1. Montréal, Québec. 52p.

Bond N.A., Overland J.E., Spillane M., Stabeno P. 2003. Recent Shifts in the State of the North

Pacific // Geophys. Res. Lett. V. 30 (2183). doi: http://dx.doi. org/10.1029/2003GL018597.

Chylek P., Lesins. G. 2008. Multidecadal variability of Atlantic hurricane activity: 1851–2007 // J. Geophys. Res. V. 113. № D22106. doi:10.1029/2008JD010036

Climate Prediction Center — East Atlantic. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea.shtml

Climate Prediction Center — Pacific/North American. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml

Climate Prediction Center — Polar/Eurasia. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/poleur.shtml

Climate Prediction Center — Tropical/Northern Hemisphere/ Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/tnh.shtml

Climate Prediction Center — West Pacific/ Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/wp.shtml

Cushing D.H. 1978. Biological effects of climatic change // Rapp. P. — v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer. V. 173. P. 107–116.

Cushing D.H. 1982. Climate and fisheries. Academic Press: London. 373 pp.

Cushing D.H., Dickson R.R. 1976. The biological Response in the Sea to climatic changes // Advances in Marine Biology. V. 14. P. 2–122.

Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K.M., Franks P.J.S., Chlak K., Miller A.J., McWilliams J.C., Bograd S.J., Arango H., Curchister E., Powell T.M., Riviere P. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change // Geophys. Res. Lett. V.35. L08607. doi:10.1029/2007GL032838

Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., Gray W.M. 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications // Science. V. 293. P. 474–479.

Jung T., Hilmer M., Ruprecht E., Kleppek S., Gulev S.K., Zolina O. 2003. Characteristics of the Recent Eastward Shift of Interannual NAO Variability // J. Climate. V. 16. P. 3371–3382.

Helland-Hansen B., Nansen F. 1920. Temperature variations in the North Atlantic Ocean and in the atmosphere. Washington. 243 p.

Kawasaki T., Omori M. 1988. Fluctuations in the three major sardine stocks in the Pacific and the global trend in mean temperature // Int. Symp. on Long Term Changes in Marine Fish Populations / T. Wyatt, M.G. Larrañeta (eds.). Vigo, Spain. P. 273–290.

Krovnin A.S. 1995. A. Comparative study of climatic changes in the North Pacific and North Atlantic and their relation to the abundance of fish stocks // Climate change and northern fish populations / R.J. Beamish (ed.). Can. Spec. Publ. Aquat. Fish. Sci. V. 121. P. 181–198.

Linkin M., Nigam S. 2008. The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection Pattern: Mature-Phase Structure and Winter Impacts // J. Climate. V. 21. P. 1979–1997.

Lluch-Belda, D., Crawford, R.J.M., Kawasaki, T., MacCall, A.D., Parrish, R.H., Schwartzlose, R.A., Smith, P. 1989. World-wide fluctuations of sardine and anchovy stocks: the regime problem. South African Journal of Marine Science. V. 8. P. 195–205.

Lluch-Belda, D., Schwartzlose R.A., Serra R., Parrish, R.H., Kawasaki, T., Hedgecock D., Crawford, R.J.M. 1992. Sardine and anchovy regime fluctuations of abundance in four regions of the world oceans: a workshop report. Fish. Oceanogr. V. 1. 339 p.

Mantua J.N., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impact on salmon production // Bull. Am. Meteorol. Soc. V. 78. P. 1069–1079.

Namias J., Douglas A.V., Cayan D. 1982. Large-scale changes in North Pacific and North American weather patterns in recent decades. Mon. Weather Rev. V. 110. P. 1851–62.

O'Reilly C.H., Huber L.M., Woollings T., Zanna L. 2016. The signature of low-frequency oceanic forcing in the Atlantic Multidecadal Oscillation // Geophys. Res. Lett. V. 43. 2810–2818.

Polovina J.J., Mitchum J.T., Graham N.E., Craig M.P., Demartini E.E., Flint E. 1994. Physical and biological consequences of a climate event in the central North Pacific // Fish. Oceanogr. V.3. № I. P. 15–21.

Renwick J.A., Wallace J.M. 1996. Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Nino, and the PNA pattern // Mon. Wea. Rev. V. 124. P. 2071–2076

Rodionov S.N. 1995. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod (*Gadus morhua*) stocks // Climate change and northern fish populations / R.J. Beamish (ed.). Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 121. P. 45–55.

Schlesinger M.E., Ramankutty N. 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // Nature. V. 367. P. 723–726.

Schwartzlose R.A., Alheit J., Bakun A., Baumgartner T., Cloete R., Crawford, R.J.M., Fletcher W.J., Green-Ruiz Y., Nevare0z-Martinez M.O., Parrish, R.H., Roy R., Serra R., Shust K.V., Ward N.M., Zuzunaga J.Z. 1999. Worldwide large-scale fluctuations of sardine and anchovy populations // South African J. of Marine Science. V. 21. 289 p.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential

height and temperature fields // Geophys. Res. Lett. V. 25. P. 1297–1300.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability // J. Climate. V. 13. P. 1000–1016.

Thompson, D.W.J., Wallace J.M. 2001: Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode // Science. V. 293. P. 85–89.

Trenberth K. E, Hurrell J.W. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Climate Dynamics. V. 9. P. 303–319.

Trenberth K.E., Branstator W.B., Karoly D., Kumar A., Lau N.-C., Ropelewski C. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures // J. Geophys. Res. V. 5. P. 14291–14324.

Walker G.T. 1928. World Weather // Memor. Roy. Met. Soc. V. 2. № 17. P. 97–124.

Walker, G.T., Bliss E.W. 1932. World weather V // Mem. Roy. Meteor. Soc. V. 4. P. 53–84.

Wallace J.M., Gutzler D.S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Mon. Weath. Rev. V. 109. P. 784–812.

Wallace J.M., Smith C., Jiang Q. 1990. Spatial Patterns of Atmosphere-Ocean Interaction in the Northern Winter // J. Climate. V. 3. P. 990–998.

Wolter K., Timlin M.S. 1998. Measuring the strength of ENSO events — how does 1997/98 rank? // Weather. V. 53. P. 315–324.

Yu B., Tang Y.M., Zhang X.B., Niitsoo A. 2009. An analysis on observed and simulated PNA associated atmospheric diabatic heating // Clim. Dyn. V. 33(1). P. 75–91

Поступила в редакцию 29.08.2018 г.
Принята после рецензии 29.08.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources

Climatic factors of variability of environmental conditions of fishery resources and marine ecosystem functioning

Teleconnections in the atmosphere and ocean as a basis of the long-range fishery forecasting

A.S. Krovnin, V. Kotenev, N.V. Mordasova, G.P. Moury

Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography (FSBSI «VNIRO»), Moscow

The global climatic system is characterized by existence of the so-called teleconnections which represent statistically significant synchronous correlations in the remote areas of Earth. In the paper, a review and detailed description of the main teleconnection patterns (TP) in the atmosphere and in the ocean is given. It has been shown that the climatic regime shift in the second half of the 1980s accompanied by strengthening of the North Atlantic Oscillation and eastward displacement of its centers resulted in essential changes in position and intensity of the centers of other teleconnection patterns in North Atlantic, Eurasian and West Pacific sectors and also in the character of their impact on surface water layer in the North Atlantic and North Pacific. The teleconnections in the atmosphere and ocean have significant effects on the long-term changes in recruitment and survival conditions of various target species. The close connection between survival conditions of walleye pollock in the northern Okhotsk Sea and intensity of the Subarctic gyre, which, in turn, depends on phase of the North Pacific Oscillation/North Pacific Gyre Oscillation was revealed. At the same time, changes in abundance of recruitment of East Kamchatka walleye pollock are opposite to changes in the mean winter index of the Arctic Oscillation. Thus, the idea of teleconnections in the "atmosphere-ocean" system, the retrospective analysis of the related climatic regimes and prediction of the expected climate changes in one or another region based on this analysis may become a reliable basis for the medium- and long-range forecasting of tendencies of changes in many target species stocks of the Russian fishery.

Keywords: teleconnections in the atmosphere and in the ocean, climatic regime, North Atlantic, North Pacific, East Kamchatka walleye pollock, walleye Pollock of the northern Okhotsk Sea.

References

Vize V. Yu. 1927. Korrelyatsiya mezhdu sostoyaniem meteorologicheskikh ehlementov v udalennykh drug ot druga chastyakh zemnogo shara [Correlations among meteorological characteristics in remote regions of the Earth] // Meteorologicheskij vestnik. No. 11. S. 229–239.

Elizarov A.A., Rodionov S.N., Kotenev B.N. 1990. Sistemnyj podkhod G.K. Izhevskogo. Soprya-zhennost' kolebanij chislennosti pokolenij treski v Severnoj Atlantike [Connectivity of changes in abundance of cod generations in the North Atlantic] // Plen. dokl. 8-oj Vses. konf. po prom. okeanologii. S. 48–66.

Izhevskij G.K. [illegible]. Sistemnaya osnova prognozirovaniya okeanologicheskikh uslovij i vospro-izvodstva promyslovykh ryb [System approach to forecasting of oceanological conditions and reproduction conditions of fish]. M.: Izd-vo VNIRO. 166 s.

Malinin V.N., Gordeeva S.N. 2009. Promyslovaya okeanologiya yugo-vostochnoj chasti Tikhogo okeana

[Fishery oceanology of the Southeast Pacific]. T. 1. Izmenchivost' faktorov sredy obitaniya. SPb: Izd. RGGMU. 278 s.

Petrosyants M.A., Semenov E.K., Gushchina D. Yu., Sokolikhina E.V., Sokolikhina N.E. 2005. Tsirkulyatsiya atmosfery v tropikakh. Klimat i izmenchivost [Atmospheric circulation in tropics. Climatology and variability] '. M.: MAKS Press. 640 s.

Barnston A.C., Livezey R.E. 1987. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns // Mon. Weather Rev. 115. P. 1083–1126.

Bjornsson H., Venegas S.A. 1997. A manual for EOF and SVD analyses of climate data. McGill University, CCGCR Report. № 97–1. Montréal, Québec. 52p.

Bond N.A., Overland J.E., Spillane M., Stabeno P. 2003. Recent Shifts in the State of the North Pacific // Geophys. Res. Lett. V. 30 (2183). doi: http://dx.doi. org/10.1029/2003GL018597.

Chylek P., Lesins. G. 2008. Multidecadal variability of Atlantic hurricane activity: 1851–2007 // J. Geophys. Res. V. 113. № D22106. doi:10.1029/2008JD010036

Climate Prediction Center — East Atlantic. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/ea.shtml

Climate Prediction Center — Pacific/North American. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/pna.shtml

Climate Prediction Center — Polar/Eurasia. Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/poleur.shtml

Climate Prediction Center — Tropical/Northern Hemisphere/ Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/tnh.shtml

Climate Prediction Center — West Pacific/ Accessible via: http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/wp.shtml

Cushing D.H. 1978. Biological effects of climatic change // Rapp. P. — v. Reun. Cons. Int. Explor. Mer. V. 173. P. 107–116.

Cushing D.H. 1982. Climate and fisheries. Academic Press: London. 373 pp.

Cushing D.H., Dickson R.R. 1976. The biological Response in the Sea to climatic changes // Advances in Marine Biology. V. 14. P. 2–122.

Di Lorenzo E., Schneider N., Cobb K.M., Franks P.J.S., Chlak K., Miller A.J., McWilliams J.C., Bograd S.J., Arango H., Curchister E., Powell T.M., Riviere P. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change // Geophys. Res. Lett. V.35. L08607. doi:10.1029/2007GL032838

Goldenberg S.B., Landsea C.W., Mestas-Nunez A.M., Gray W.M. 2001. The recent increase in Atlantic hurricane activity: causes and implications // Science. V. 293. P. 474–479.

Jung T., Hilmer M., Ruprecht E., Kleppek S., Gulev S.K., Zolina O. 2003. Characteristics of the Recent Eastward Shift of Interannual NAO Variability // J. Climate. V. 16. P. 3371–3382.

Helland-Hansen B., Nansen F. 1920. Temperature variations in the North Atlantic Ocean and in the atmosphere. Washington. 243 p.

Kawasaki T., Omori M. 1988. Fluctuations in the three major sardine stocks in the Pacific and the global trend in mean temperature // Int. Symp. on Long Term Changes in Marine Fish Populations / T. Wyatt, M.G. Larrañeta (eds.). Vigo, Spain. P. 273–290.

Krovnin A.S. 1995. A. Comparative study of climatic changes in the North Pacific and North Atlantic and their relation to the abundance of fish stocks // Climate change and northern fish populations / R.J. Beamish (ed.). Can. Spec. Publ. Aquat. Fish. Sci. V. 121. P. 181–198.

Linkin M., Nigam S. 2008. The North Pacific Oscillation–West Pacific Teleconnection Pattern: Mature-Phase Structure and Winter Impacts // J. Climate. V. 21. P. 1979–1997.

Lluch-Belda, D., Crawford, R.J.M., Kawasaki, T., MacCall, A.D., Parrish, R.H., Schwartzlose, R.A., Smith, P. 1989. World-wide fluctuations of sardine and anchovy stocks: the regime problem. South African Journal of Marine Science. V. 8. P. 195–205.

Lluch-Belda, D., Schwartzlose R.A., Serra R., Parrish, R.H., Kawasaki, T., Hedgecock D., Crawford, R.J.M. 1992. Sardine and anchovy regime fluctuations of abundance in four regions of the world oceans: a workshop report. Fish. Oceanogr. V. 1. 339 p.

Mantua J.N., Hare S.R., Zhang Y., Wallace J.M., Francis R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impact on salmon production // Bull. Am. Meteorol. Soc. V. 78. P. 1069–1079.

Namias J., Douglas A.V., Cayan D. 1982. Large-scale changes in North Pacific and North American weather patterns in recent decades. Mon. Weather Rev. V. 110. P. 1851–62.

O'Reilly C.H., Huber L.M., Woollings T., Zanna L. 2016. The signature of low-frequency oceanic forcing in the Atlantic Multidecadal Oscillation // Geophys. Res. Lett. V. 43. 2810–2818.

Polovina J.J., Mitchum J.T., Graham N.E., Craig M.P., Demartini E.E., Flint E. 1994. Physical and biological consequences of a climate event in the central North Pacific // Fish. Oceanogr. V.3. № I. P. 15–2I.

Renwick J.A., Wallace J.M. 1996. Relationships between North Pacific wintertime blocking, El Nino, and the PNA pattern // Mon. Wea. Rev. V. 124. P. 2071–2076

Rodionov S.N. 1995. Atmospheric teleconnections and coherent fluctuations in recruitment to North Atlantic cod (*Gadus morhua*) stocks // Climate change and northern fish populations / R.J. Beamish (ed.). Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 121. P. 45–55.

Schlesinger M.E., Ramankutty N. 1994. An oscillation in the global climate system of period 65–70 years // Nature. V. 367. P. 723–726.

Schwartzlose R.A., Alheit J., Bakun A., Baumgartner T., Cloete R., Crawford, R.J.M., Fletcher W.J., Green-Ruiz Y., Nevare0z-Martinez M.O., Parrish, R.H., Roy R., Serra R., Shust K.V., Ward N.M., Zuzunaga J.Z. 1999. Worldwide large-scale fluctuations of sardine and anchovy populations // South African J. of Marine Science. V. 21. 289 p.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophys. Res. Lett. V. 25. P. 1297–1300.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. 2000. Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability // J. Climate. V. 13. P. 1000–1016.

Thompson, D.W.J., Wallace J.M. 2001: Regional Climate Impacts of the Northern Hemisphere Annular Mode // Science. V. 293. P. 85–89.

Trenberth K. E, Hurrell J.W. 1994. Decadal atmosphere-ocean variations in the Pacific. Climate Dynamics. V. 9. P. 303–319.

Trenberth K.E., Branstator W.B., Karoly D., Kumar A., Lau N. — C., Ropelewski C. 1998. Progress during TOGA in understanding and modeling global teleconnections associated with tropical sea surface temperatures // J. Geophys. Res. V. 5. P. 14291–14324.

Walker G.T. 1928. World Weather // Memor. Roy. Met. Soc. V. 2. № 17. P. 97–124.

Walker, G.T., Bliss E.W. 1932. World weather V // Mem. Roy. Meteor. Soc. V. 4. P. 53–84.

Wallace J.M., Gutzler D.S. 1981. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter // Mon. Weath. Rev. V. 109. P. 784–812.

Wallace J.M., Smith C., Jiang Q. 1990. Spatial Patterns of Atmosphere-Ocean Interaction in the Northern Winter // J. Climate. V. 3. P. 990–998.

Wolter K., Timlin M.S. 1998. Measuring the strength of ENSO events — how does 1997/98 rank? // Weather. V. 53. P. 315–324.

Yu B., Tang Y.M., Zhang X.B., Niitsoo A. 2009. An analysis on observed and simulated PNA associated atmospheric diabatic heating // Clim. Dyn. V. 33(1). P. 75–91

Figure captions

Fig. 1. Correlation patterns between the mean winter (January-March) index of the North Atlantic Oscillation (NAO) and fields of sea level pressure (a) and geopotential heights of the 500 hPa surface (b) in the Northern Hemisphere. The maps correspond to the positive phase of the NAO.

Fig. 2. Mean winter (January-March) index of the NAO for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 3 Correlation pattern between the mean winter index of the NAO and sea surface temperature anomalies (SSTA) in the North Atlantic and North Pacific in 1950–2018.

Fig. 4 Correlation patterns between the mean winter (January-March) index of the East Atlantic teleconnection pattern (EA) and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1950–1987 (a) and 1988–2018 (b).

Fig. 5 Mean winter (January-March) index of the EA pattern for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 6. Correlation patterns between the mean winter index of the EA and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–1987 (a) and 1988–2018 (b)

Fig. 7. Mean winter (December-February) index of the Polar/Eurasia teleconnection pattern (POL) for 1951–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 8. Correlation patterns between the mean winter (December-February) index of the POL pattern and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1951–1986 (a) and 1987–2018 (b).

Fig. 9. Correlation patterns between the mean winter index of the POL pattern and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1951–1986 (a) and 1987–2015 (b)

Fig. 10. Mean winter (January-March) index of the Scandinavia pattern (SCAND) for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 11. Correlation patterns between the mean winter (January-March) index of the SCAND and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1950–1986 (a) and 1987–2018 (b).

Fig. 12. Correlation patterns between the mean winter index of the SCAND and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–1986 (a) and 1987–2018 (b)

Fig.13. Mean winter (January-March) index of the East Atlantic/West Russia pattern (EA/WR) for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig.14. Correlation patterns between the mean winter index of the EA/WR pattern and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1950–1986 (a) and 1987–2018 (b).

Fig. 15. Correlation patterns between the mean winter index of the EA/WR pattern and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–1986 (a) and 1987–2018 (b)

Fig. 16. . Correlation pattern between the mean winter index of the Pacific/North American pattern (PNA) and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1950–2018

Fig. 17. Mean winter (January-March) index of the PNA pattern for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 18. Correlation pattern between the mean winter index of the PNA pattern and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–2018

Fig. 19. Correlation pattern between the mean winter index of the Tropical Northern Hemisphere pattern (TNH) and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1951–2018

Fig. 20. Mean winter (December-February) index of the TNH pattern for 1951–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 21. Correlation pattern between the mean winter index of the TNH pattern and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1987–2018

Fig. 22. Correlation pattern between the mean winter index of the West Pacific pattern (WP) and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1950–2018

Fig. 23. Mean winter (January-March) index of the WP pattern for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 24. Correlation patterns between the mean winter index of the WP pattern and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–1986 (a) and 1987–2018 (b)

Fig. 25 Dynamics of the Southern Oscillation (SO) index for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 26. Correlation pattern between the mean winter (January-April) index of the Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO) and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–2018

Рис. 27. Изменения среднего зимнего индекса AMO в 1856–2018 гг. Толстая линия соответствует 7-летнему скользящему осреднению.

Fig. 28. Correlation pattern between the AMO index and sea level pressure in the North Atlantic during the winter season (January-March) for 1950–2018.

Fig. 29. Correlation pattern between the mean winter (January-April) index of the Pacific Decadal Oscillation (PDO) and SSTA in the North Atlantic and North Pacific for 1950–2018

Fig. 30. Correlation pattern between the mean winter (January-April) index of the PDO and geopotential heights of the 500 hPa surface in the Northern Hemisphere for 1950–2018

Fig. 31. Mean winter index of the Pacific Decadal Oscillation for 1900–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 32. Correlation pattern between the mean winter (January-April) index of the North Pacific Gyre Oscillation (NPGO) and mean winter (December-February) sea level pressure in the Northern Hemisphere for 1950–2018

Fig. 33. Correlation pattern between the mean winter (January-April) index of the NPGO and SSTA in the North

Atlantic and North Pacific for 1950–2018

Fig. 34. Mean winter index of the North Pacific Gyre Oscillation for 1950–2018. Thick black line shows 7-year running means.

Fig. 35. Correlation pattern between the recruitment abundance of East Kamchatka walleye pollock at age of 3 years and mean winter (January-April) SSTA in the North Pacific, 1963–2008

Fig. 36. 5-year running means of mean winter (December-February) index of the Arctic Oscillation and recruitment abundance of East Kamchatka walleye pollock at age of 3 years

Fig. 37. Survival index (SI) anomalies of northern Okhotsk Sea walleye pollock for 1980–2010

Fig. 38. Long-term variations of SSTA (January-April) in the Northwest Pacific (region 3P) in 1980–2014. Thick black line shows changes in mean level of temperature anomaly fluctuations between 1980–1998 and 1999–2014.

Fig. 39. Correlation pattern between survival index anomalies of northern Okhotsk Sea walleye pollock and winter (February-April) SSTA field in the North Pacific, 1980–2010

Fig. 40. Correlation patterns between: mean winter NPGO index and SSTA field (a); time series of survival index and SSTA field in the North Pacific with time lag = –2 years; February-April, 1980–2010

Fig. 41. Cumulative sums of anomalies of the survival index and NPGO index (February-April) for 1980–2010. The NPGO index leads the SI time series by 2 years.

Труды ВНИРО Среда обитания водных биологических ресурсов **2018 г. Том 173**

Климатические колебания как главный фактор изменчивости условий среды обитания промысловых биоресурсов и функционирования морских экосистем

УДК 639.2.053.1639.239

Влияние крупномасштабных климатических факторов на динамику запаса тихоокеанской сайры

А.С. Кровнин, С.П. Мельников, Д.В. Артеменков, Г.П. Мурый, А.И. Никитенко

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГБНУ «ВНИРО»), г. Москва

E-mail: akrovnin@vniro.ru

Тихоокеанская сайра *Cololabis saira* является одним из наиболее массовых пелагических видов рыб в северной части Тихого океана. Динамика её уловов и вылова на усилие в 1950–2015 гг. характеризовалась хорошо выраженной квазидекадной изменчивостью, связанной с крупномасштабными климатическими процессами в Северо-Тихоокеанском регионе. Отмечена статистически значимая противофазная зависимость ($r = -0{,}45$; $\rho = 0{,}03$) между временными рядами вылова на усилие (CPUE) и среднего зимнего (январь-апрель) индекса осцилляции Северо-Тихоокеанских круговоротов (ОСТК) при нулевом сдвиге. Проведённый анализ выявил также статистически значимую связь ($r = 0{,}68$; $\rho = 0{,}0009$) между CPUE и зимним индексом ОСТК в 1994–2016 гг., когда временной ряд индекса сдвинут на 5 лет вперёд относительно временного ряда вылова на усилие. Вылов на усилие возрастал с потеплением поверхностных вод к востоку и северо-востоку от Японии. Этот пятилетний временной сдвиг, очевидно, связан с распространением волн Россби, генерируемых системой «северотихоокеанское колебание/ОСТК», из восточной и центральной частей Северной Пацифики на запад. Эти волны достигают её западной границы и модулируют декадные колебания в системе течений Куросио — Ойясио. Вместе с тем, уловы сайры в 1950–1993 гг. не обнаружили статистически значимой связи с индексом ОСТК при сдвигах от 0 до 5 лет. Необходимы дальнейшие исследования влияния климата на динамику численности тихоокеанской сайры с привлечением дополнительных биологических, промысловых и климатических данных. Это позволит вплотную подойти к разработке прогноза состояния запаса сайры с учётом крупномасштабных климатических процессов в северной части Тихого океана.

Ключевые слова: тихоокеанская сайра *Cololabis saira*, климатическая изменчивость, осцилляция Северо-Тихоокеанских круговоротов, температура поверхности океана, уловы, вылов на усилие.

Введение

Тихоокеанская сайра *Cololabis saira* (Brevoort, 1856) является одним из наиболее массовых пелагических видов рыб в северной части Тихого океана. Она широко распределяется от Азиатского побережья до Американского на глубине до 230 м с предпочтительной температурой воды от 15 до 18 °С [Парин, 1960, 1968; Odate, 1977; Eschmeyer et al., 1983; Kosaka, 2000; Беляев, 2003; Ito et al., 2004]. Сайра относится к короткоцикловым видам, продолжительность жизни которой составляет около двух лет. Обладая высоким темпом роста, уже в возрасте полугода дли-

на сайры превышает 20 см, достигая к концу второго года жизни 38—40 см [Байталюк, 2004; Suyama, 1996 a, b]. Основные районы воспроизводства сайры расположены в северо-западной части океана у тихоокеанского побережья японских островов Хонсю, Кюсю и Сикоку, в открытых водах — в районах подводных возвышенностей. Географическое положение нерестилищ связано с динамикой океанологических условий и положения вихревых структур [Байталюк, 2004]. Нерест рыб различной интенсивности протекает практически в течение всего года с пиками в зимне-весенний и весенне-летний периоды. На протяжении всего жизненного цикла сайра совершает протяжённые нагульные и нерестовые миграции в широтном и долготном направлениях. Мощность миграционных потоков определяется спецификой океанологического режима районов обитания сайры и варьирует в значительных пределах в разные годы [Fukushima, 1979; Watanabe, 1997; Baitaliuk et al., 2013; Антоненко, Новиков, 2017].

Сайра является важным объектом международного специализированного промысла, который наиболее интенсивно начал развиваться со второй половины XX века. До конца прошлого столетия ежегодный вылов колебался в пределах 200—400 тыс. т (рис. 1). С начала 2000-х гг. уловы сайры возросли в 1,5—2 раза, достигнув исторического максимума 630 тыс. т в 2014 г. После этого, вследствие перелова, произошло резкое падение вылова сайры, который в 2017 г. составил 265 тыс. т. Основной промысел сайры судами Российской Федерации приходится на тихоокеанские воды южных Курильских островов в пределах собственной исключительной экономической зоны (ИЭЗ). Большая часть вылова Японии приходится на свою ИЭЗ. Также японские суда в соответствии с двусторонними договорённостями ведут промысел сайры в ИЭЗ России. В открытом море северной части Тихого океана облов скоплений сайры осуществляют помимо России и Японии суда Тайваня, Китая, Южной Кореи и Вануату.

Понимание механизма колебания уровня запасов (численности и биомассы) морских видов рыб является ключевым элементом при разработке мер управления и прогнозирования рыболовства. По мнению многих исследователей, динамика численности пелагических рыб напрямую или косвенно связана с изменчивостью океанологических и климатических процессов в Мировом океане [Sinclair, Tremblay, 1985; Mantua et al., 1997; Beamish et al., 1999

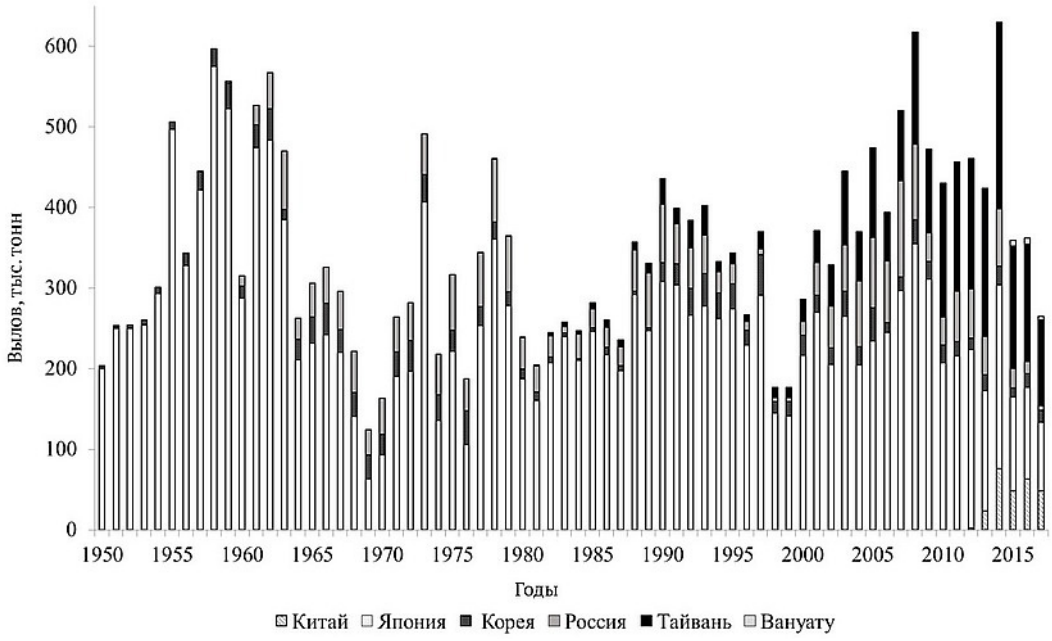


Рис. 1. Международный вылов тихоокеанской сайры в 1950—2017 гг.

.]. Проведённые в последнее время исследования выявили декадные колебания в системе «атмосфера-океан» в Северо-Тихоокеанском регионе [Trenberth, Hurrell, 1995; Nakamura et al., 1997; Minobe, Mantua, 1999]. Существует целый ряд публикаций, в которых их авторы анализировали связь между колебаниями запаса сайры и климатической изменчивостью. Исследователи пришли к заключению, что во многих случаях динамика численности сайры определяется влиянием океанологических условий на воспроизводство ее поколений и на условия выживаемости в период раннего онтогенеза, а не только степенью промыслового воздействия [Matsumiya, Tanaka, 1978; Takahashi, 1997; Ebisawa, Sunou, 1999; Kosaka, 2000; Gong, Suh, 2004; Tian et al., 2002, 2003, 2004]. По результатам исследований тайваньских специалистов установлено, что температура поверхности океана (положение изотермы 15 °С) в условиях наблюдаемой климатической изменчивости в Северо-Западной Пацифике является ключевым фактором в эффективном прогнозировании потенциальных мест пространственного распределения скоплений сайры [Tseng et al., 2011].

Поскольку сайра принадлежит к ихтиоцену пелагиали зоны течения Куросио, распределение кормовых организмов, пищевая конкуренция и хищничество в качестве биотических факторов в отдельные периоды могут оказывать влияние на ее урожайность и численность, что также отмечено в работах многих исследователей [Fukushima, 1979; Свирский, Иванов, 1984; Беляев, Соколовская, 1988; Беляев и др., 1991; Беляев, 2003].

Таким образом, резюмируя вышесказанное, проведённые в последние десятилетия исследования показали, что динамика запаса тихоокеанской сайры тесно связана с изменчивостью целого ряда абиотических и биотических факторов. Однако степень влияния различных факторов на динамику запаса сайры может варьировать значительно во времени из-за широкомасштабных климатических изменений в Северо-Тихоокеанском регионе. В этой связи целью данной работы является рассмотрение роли крупномасштабных климатических факторов в динамике запаса тихоокеанской сайры.

Материалы и методы

Средняя зимняя (январь—апрель) температура поверхности океана (ТПО) в узлах 2-градусной регулярной сетки рассчитана на основе среднемесячных данных из Расширенного реконструированного массива температуры поверхности океана (ERSST) версии 3b. Средние зимние (декабрь—февраль) значения геопотенциальных высот изобарической поверхности 500 гПа рассчитаны на основе среднемесячных данных, содержащихся в массиве NCEP/NCAR Reanalysis 1 [Kalnay et al., 1996; Smith et al., 2008; ESRL, 2018].

Аномалии ТПО (АТПО) и высот изобарической поверхности 500 гПа рассчитаны относительно базового периода 1981—2010 гг. При расчётах среднесезонных значений и их аномалий использована программа Climate Data Operators [CDO 2018, 2018].

Средние зимние значения индекса осцилляции Северо-Тихоокеанских круговоротов (ОСТК) [Di Lorenzo et al., 2008] рассчитаны на основе его среднемесячных значений [NPGO, 2018].

Индекс ОСТК представляет собой главную компоненту, т. е. временной ряд второй эмпирической ортогональной функции (ЭОФ2) поля аномалий динамических высот уровня моря в районе 180°-110° з. д. и 25°-62° с. ш. Учитывая, что аномалии динамических высот отражают изменения геострофической циркуляции, предложенный индекс характеризует интенсивность субарктического и субтропического океанических круговоротов Северной Пацифики. В периоды положительной фазы ОСТК происходит усиление циркуляции в обоих круговоротах.

В работе использованы климатические данные за период 1950—2016 гг.

Данные по уловам и вылову на усилие (CPUE, т/час траления) тихоокеанской сайры взяты из отчёта 3-ей встречи Малого научного комитета по тихоокеанской сайре Научного Комитета Комиссии по рыболовству в северной части Тихого океана, состоявшейся 13—16 апреля 2018 г. в г. Токио, Япония [Report of the Small …, 2018]. Поскольку наиболее длинный временной ряд уловов сайры принадлежит Японии и хорошо коррелирует с временным рядом международных уловов

(0,74), для анализа были использованы вышеуказанные промысловые показатели японских судов в 1950–2016 гг. При этом данные по вылову на усилие были доступны только за период 1994–2016 гг. Период 1950–1993 гг. был проанализирован по данным уловов.

Результаты и обсуждение

Как отмечалось выше, динамика вылова тихоокеанской сайры характеризуется квазидекадной изменчивостью с периодом 15–18 лет. Максимумы вылова отмечались в конце 1950-х, середине 1970-х, в начале 1990-х и в конце 2000-х гг. (см. рис. 1) Колебания такого временного масштаба характерны для климатической системы всего Северного полушария. При этом в его высоких широтах квазидекадную изменчивость часто связывают с Арктическим колебанием (АК) [Thompson and Wallace, 1998; Xie et al., 1999]. В Северо-Тихоокеанском регионе АК, в частности, отвечает за квазидекадные колебания ТПО в северной части Японского моря и в районе Субполярного фронта.

В работе [Кровнин и др., 2017] показано, что Арктическое колебание в значительной мере определяет состояние атмосферного Северо-Тихоокеанского колебания с временным лагом 1–2 года и, в итоге, фазу тесно связанной с ним осцилляции Северо-Тихоокеанских круговоротов. Прежде всего, это проявляется в поле АТПО в Северной Пацифике. Существует хорошая связь индекса ОСТК с колебаниями температуры и солёности в Восточной Пацифике [Di Lorenzo et al., 2008]. Однако проведённые в ФГБНУ «ВНИРО» исследования показали тесную связь индекса ОСТК с квазидекадными колебаниями температуры воды в Северо-Западной Пацифике и пополнением таких промысловых рыб, как северохотоморский минтай, тихоокеанская треска северо-западной части Берингова моря и западно-камчатская горбуша [Кровнин и др,. 2017, 2018; Krovnin, Klovach, 2012]. Можно предположить, что аналогичная связь с указанным климатическим параметром имеется и для колебаний запаса сайры.

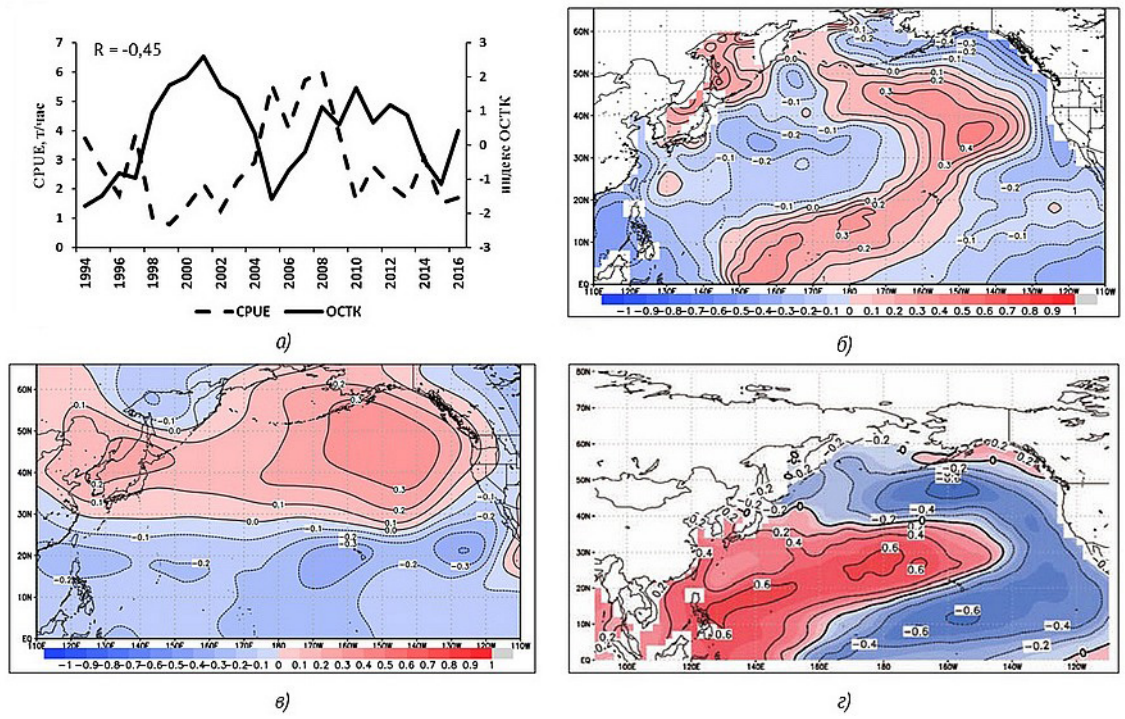


Рис. 2. Связь вылова на усилие с климатическими факторами при нулевом сдвиге за период 1994–2016 гг.: изменения среднего зимнего (январь-апрель) индекса ОСТК и CPUE (а); распределение коэффициентов корреляции между временным рядом CPUE и полями средних зимних аномалий ТПО (б) и геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (в); распределение коэффициентов корреляции между временным рядом индекса ОСТК и полем АТПО (г) в Северной Пацифике

На рис. 2 а показаны временные ряды уловов на усилие и индекса ОСТК с 1994 г. по 2016 г. На протяжении практически всего рассматриваемого периода хорошо прослеживалась противофазность в изменениях обеих характеристик. Однако в 2014–2016 гг. отмечалось синхронное изменение CPUE и индекса ОСТК. В целом в 1994–2016 гг. коэффициент корреляции составил r = –0,45 (ρ = 0,03). Можно предположить, что нарушение противофазности после 2014 г. было связано с резким потеплением вод на северо-востоке Тихого океана и его постепенным распространением на запад к восточному побережью Камчатки и далее в район Северных и Центральных Курил [Кровнин и др., 2016]. Это обусловило смещение районов промысла пелагических видов рыб, включая сайру, в северном направлении. Одновременно с этим произошло снижение вылова на усилие и падение уловов сайры в традиционных районах японского промысла [Suyama et al., 2018]. Однако поля корреляции между временным рядом CPUE и средними зимними АТПО, а также аномалиями геопотенциальных высот поверхности 500 гПа северной части Тихого океана (рис. 2 б, в) показывают слабое соответствие пространственной структуре ОСТК (рис. 2 г). Смещение временного ряда CPUE на 1–2 года назад не показало существенного увеличения корреляции. Отмеченная противофазность очевидно связана с известным фактом, что успешность нереста сайры связана с интенсивностью Куросио: при его ослаблении (снижение индекса ОСТК) создаются более благоприятные условия для воспроизводства [Беляев, 2003].

Дальнейший анализ временных рядов CPUE и среднезимнего индекса ОСТК выявил статистически значимую положительную корелляционную связь с r = 0,68 (ρ = 0,0009) между ними, когда временной ряд индекса ОСТК сдвинут на 5 лет вперёд относительно временного ряда CPUE (рис. 3 а). При таком временном сдвиге значение индекса ОСТК зимой 1989 г. поставлено

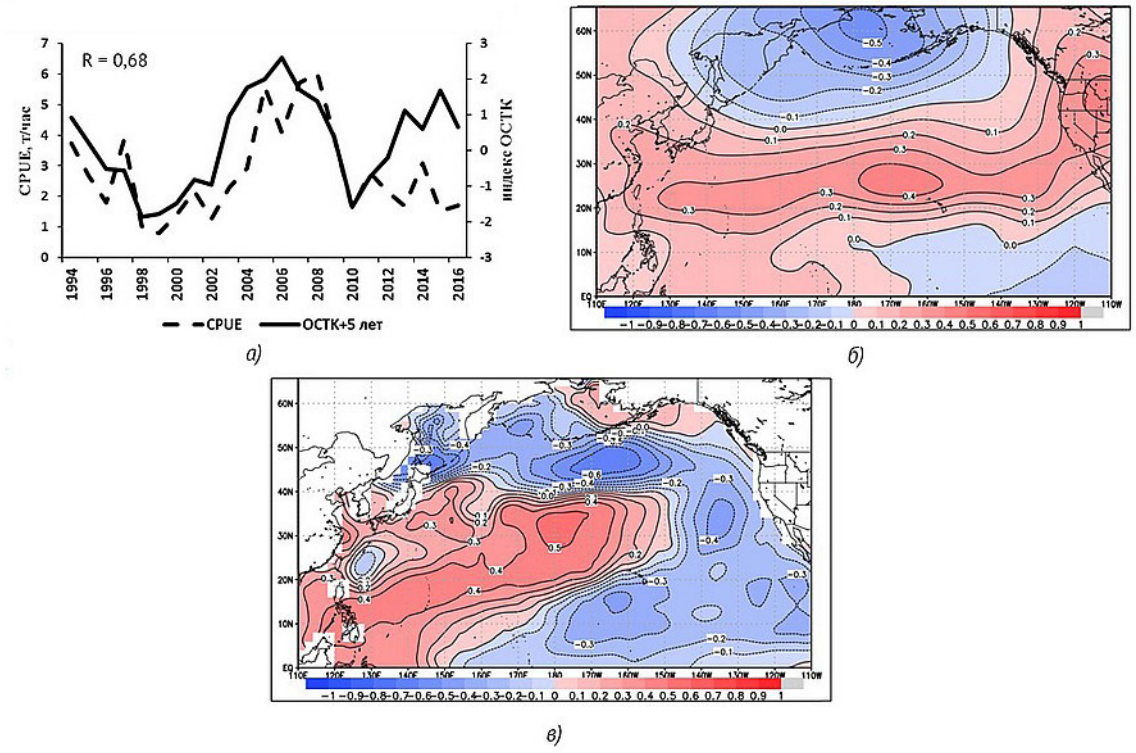


Рис. 3. Связь вылова на усилие с климатическими факторами при их сдвиге на 5 лет вперёд за период 1994–2016 гг.: изменения среднего зимнего (январь-апрель) индекса ОСТК и CPUE (а); распределение коэффициентов корреляции между временным рядом CPUE и полями средних зимних аномалий геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) и ТПО (в) в Северной Пацифике

в соответствие показателю CPUE в 1994 г. и т. д. При указанном сдвиге наблюдается заметное соответствие корреляционных полей между CPUE и климатическими характеристиками (АТПО и H500) пространственной структуре ОСТК. Так, на карте корреляции для геопотенциальных высот (рис. 3 б) хорошо прослеживается атмосферный диполь с центром отрицательных значений коэффициентов корреляции (до -0,58) над северной частью Берингова моря и областью противоположных корреляций (до 0,45) над субтропическими широтами океана. Этот диполь довольно хорошо соответствует Север-Тихоокеанскому колебанию (СТК) в его положительной фазе.

Распределение коэффициентов корреляции между временным рядом CPUE и полем средних зимних АТПО в северной части Тихого океана при указанном сдвиге 5 лет вперёд (рис. 3 в) обладает большим сходством со структурой поля корреляции между индексом ОСТК и теми же самыми рядами температурных аномалий (рис. 2 г). Таким образом, полученные результаты подтверждают наличие статистической связи между уловом на усилие и зимним индексом ОСТК, когда изменения в климатической системе Северо-Тихоокеанского региона опережают изменения в показателях промысла сайры на 5 лет.

Одним из объяснений наблюдаемого феномена (5-летний сдвиг зависимости между изменчивостью климатических характеристик и показателями промысла тихоокеанской сайры) может быть следующее. Как было установлено ранее, аномалии уровня поверхности моря, связанные с СТК/ОСТК, генерируют распространяющиеся в западном направлении волны Россби из восточной и центральной частей Северной Пацифики [Taguchi et al., 2007; Ceballos et al., 2009]. Эти волны достигают западных границ океана спустя 3–4 года и модулируют декадную изменчивость температуры воды в районе течений Оясио и Куросио. Оставшаяся часть сдвига (1–2 года) может быть связана с периодом адаптации популяции сайры к изменениям среды её обитания. В частности, аналогичный сдвиг в 2 года между численностью пополнения минтая северной части Охотского моря и средним зимним индексом ОСТК выявлен в работе [Кровнин и др., 2018].

Для периода до 1993 г. были использованы данные по японским уловам сайры. Для этого периода были рассчитаны такие же поля корреляции, как и в случае с CPUE со сдвигами от 0 до 5 лет. Наибольшие (и при этом статистически значимые для поля АТПО) абсолютные значения коэффициентов корреляции также были отмечены при сдвиге в 5 лет. При этом, распределение коэффициентов корреляции между японскими уловами и полем средних зимних АТПО при его сдвиге на 5 лет вперёд в 1950–1993 гг., в целом, сходно

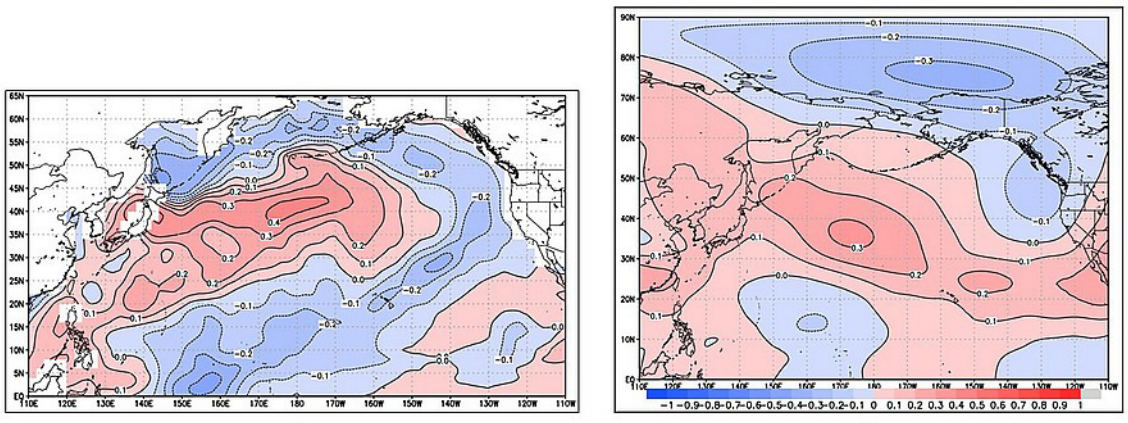


Рис. 4. Связь уловов сайры с климатическими факторами при их сдвиге на 5 лет вперёд за период 1950–1993 гг.: распределение коэффициентов корреляции между временным рядом уловов и полями средних зимних аномалий ТПО (а) и геопотенциальных высот поверхности 500 гПа (б) в Северной Пацифике

с таковым, полученным для CPUE за период 1994–2016 гг. (рис. 4 а).

Можно предположить, что отмечаемый 5-ти летний сдвиг также объясняется временем распространения волн Россби из восточной / центральной частей Северной Пацифики до её западной границы и периодом адаптации популяции сайры к изменениям условий среды обитания. Однако, область положительных корреляций до 1993 г. была расположена севернее на 10–15° в сравнении с последующим периодом (1994–2016 гг.). Центры СТК в период до начала 1990-х годов также были смещены к северу примерно на 15 градусов (рис. 4 б). Очевидно, широтные различия в положении района с высокой положительной корреляцией между двумя периодами были связаны с изменением климатического режима в Северной Пацифике в конце 1980-х годов [Yeh et al., 2011].

Заключение

Динамика уловов и вылова на усилие тихоокеанской сайры в 1950–2016. характеризовалась хорошо выраженной квазидекадной изменчивостью, связанной с крупномасштабными климатическими процессами в Северо-Тихоокеанском регионе.

Отмечена значимая противофазная зависимость ($r = -0{,}45$; $\rho = 0{,}03$) между временными рядами CPUE и среднего зимнего (январь-апрель) индекса ОСТК при нулевом сдвиге. Это можно объяснить тем, что успех нереста сайры во многом зависит от интенсивности Куросио, которая в данной работе выражена через индекс ОСТК.

Проведённый анализ выявил связь между CPUE и зимним индексом ОСТК в 1994–2016 гг. ($r = 0{,}68$; $\rho = 0{,}0009$), когда временной ряд индекса сдвинут на 5 лет вперёд относительно временного ряда вылова на усилие. Эта связь отражает влияние крупномасштабной изменчивости климатических процессов в северной части Тихого океана на состояние запасов сайры. Полученный пятилетний временной сдвиг, очевидно, связан с распространением волн Россби, генерируемых СТК / ОСТК, из восточной и центральной частей Северной Пацифики на запад, которые достигают её западной границы и модулируют декадные колебания в системе течений Куросио — Ойясио.

Уловы сайры в 1950–1993 гг. не обнаружили статистически значимой связи с индексом ОСТК при сдвигах от 0 до 5 лет. Однако структура поля корреляции уловов сайры и зимних АТПО при сдвиге их временных рядов на 5 лет вперёд обладала определённым сходством с аналогичным полем корреляции для CPUE. При этом область значимых положительных корреляций до 1993 г. была расположена на 10–15° севернее по сравнению с периодом после 1993 г.

Полученные результаты свидетельствуют о необходимости продолжения дальнейших исследований влияния климата на динамику численности тихоокеанской сайры с привлечением дополнительных биологических, промысловых и климатических данных. Это позволит вплотную подойти к разработке прогноза состояния запаса сайры с учётом крупномасштабных климатических процессов в северной части Тихого океана.

Литература

Антоненко Д.В., Новиков Ю.В. 2017. О нагульных миграциях сайры в северо-западной части Тихого океана // Известия ТИНРО. Т. 188. С. 115–124.

Байталюк А.А. 2004. Тихоокеанская сайра (*Cololabis saira*): размерно-возрастная структура, особенности воспроизводства, динамика численности сезонных и региональных группировок. Дисс. … канд. биол. наук. Владивосток. 179 с.

Беляев В.А. 2003. Экосистема зоны течения Куросио и её динамика. Хабаровск: Хабаровское книжное издательство. 382 с.

Беляев В.А., Новиков Ю.В., Свирский В.Г. 1991. Запасы дальневосточной сардины и изменения в ихтиоцене СЗТО // Рыбное хоз-во. № 8. С. 24–27.

Беляев В.А., Соколовская Т.Г. 1988. Ихтиопланктон системы течения Куросио как индикатор состояния ихтиоцена // Тез. докл. 4-й Всес. конф. по раннему онтогенезу рыб. Москва. Ч. 2. С. 103–105.

Кровнин А.С., Котенев Б.Н., Кловач Н.В. 2016. Связь «лососевых эпох» в дальневосточном регионе с крупномасштабными изменениями климата в Северной Пацифике // Труды ВНИРО. Т. 164. С. 22–40.

Кровнин А.С., Антонов Н.П., Котенев Б.Н., Мурый Г.П. 2017. Влияние климата на квазидекадные изменения численности поколений северо-западной

трески Берингова моря // Труды ВНИРО. Т. 169. С. 37–50.

Кровнин А.С., Котенев Б.Н., Мордасова Н.В., Мурый Г.П. 2018. Дальние связи в атмосфере и океане как основа долгосрочного рыбопромыслового прогнозирования // Труды ВНИРО. Т. 173. С. …

Парин Н.В. 1960. Ареал сайры (*Cololabis saira* Br. — Scomberesocidae, Pisces) и значение океанографических факторов для её распределения // ДАН СССР. Т. 130. № 3. С. 649–652.

Парин Н.В. 1968. Ихтиофуна океанской эпипелагиали. М.: Наука. 186 с.

Свирский В.Г., Иванов П.П. 1984. Выедание личинок сайры дальневосточной сардиной // Биология моря. № 4. С. 67–69.

Baitaliuk A.A., Orlov A.M., Ermakov Yu.K. 2013. Characteristic features of ecology of the Pacific saury *Cololabis saira* (Scomberesocidae, Beloniformes) in open waters and in the northeast Pacific Ocean // J. Ichthyol. V. 53. № 11. P. 899–913.

Beamish, R.J., Noakes, D.J., McFarlane, G.A., Klyashtorin, L., Ivanov, V.V., Kurashov, V. 1999. The regime concept and natural trends in the production of Pacific salmon // Can. J. Fish. Aquat. Sci. V.56. P. 516–526.

Ceballos L.I., Di Lorenzo E., Hoyos C.D., Schneider N., Taguchi B. 2009. North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the eastern and western boundary systems // J. Climate. V. 22. P. 5163–5174. doi: 10.1175/2009JCLI2848.1.

CDO 2018 — Climate Data Operators. Accessible via: http://www.mpimet.mpg.de/cdo. 01.08.2018.

Di Lorenzo, E., Schneider N., Cobb K.M., Franks J.S., Chhak K., Miller A.J., McWilliams J., Bograd S.J., Arango H., Curchitser E., Powell T.M., Riviere P. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change // Geophys. Res. Lett. 35, L08607. doi: 10.1029/2007GL032838.

Ebisawa, Y., Sunou, H. 1999. Influence of variation of the Kuroshio water on catch fluctuations of saury, *Cololabis saira*, in the waters off northeastern Japan // Bull. Ibaraki Pref. Fish Exp. Stn. 37. P. 29–36 (in Japanese).

ESRL — NOAA Earth System Research Laboratory's Physical Sciences Division. Accessible via: https://www.esrl.noaa.gov/psd/. 01.08.2018.).

Eschmeyer W.N., Herald E.S., Hammann H. 1983. A Field Guide to Pacific Coast Fishes of North America. Houghton Mifflin Company, Boston, MA. 336 pp.

Fukushima, S. 1979. Synoptic analysis of migration and fishing conditions of saury in the northwestern Pacific Ocean // Bull. Tohoku. Reg. Fish. Res. Lab. V. 41. P. 1–70 (in Japanese with English abstract).

Gong Y., Suh Y.S. 2004. Effect of environmental conditions on the stock structure and abundance of the Pacific saury, *Cololabis saira* in the Tsushima Warm Current region // J. Environ. Sci. V. 13. P. 449–467.

Ito S., Kishi M.J., Kurita K., Oozeki Y., Yamanaka T., Megrey B.A., Werner F.E. 2004. Initial design for a fish bioenergetics model of Pacific saury coupled to a lower trophic ecosystem model // Fisheries Oceanography. V. 13 (Suppl. 1). P. 111–124. doi: 10.1111/j.1365–2419.2004.00307.x.

Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, D. Joseph. 1996: The NCEP/NCAR40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. V. 77. P. 437–471.

Kosaka S. 2000. Life history of Pacific saury *Cololabis saira* find consideration of resource fluctuation based on it // Bull. Tohoku Nath. Fish. Res. Inst. № 63. P. 1–96.

Krovnin A.S, Klovach N.V. 2012. The Association of Long-Term Changes in West Kamchatka Pink Salmon Catches with Climate Regime Shifts in the Northern Hemisphere // North Pacific Anadromous Fish Commission Technical Report No. 8. P. 126–129.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // Bull. Am. Meteor. Soc. V. 78. P. 1069–1079.

Matsumiya, Y., Tanaka, S. 1978. Dynamics of the saury population in the Pacific Ocean off northern Japan. III. Reproductive relations of large and medium sized fish // Bull. Jpn. Soc. Sci. Fish. V.44. P. 451–455.

Minobe, S., Mantua, N. 1999. Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific // Prog. Oceanogr. V.43. P. 163–192. doi: 10.1016/S0079–6611(99)00008–7.

Nakamura, H., Lin, G., Yamagawa, T. 1997. Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades // Bull. Am. Meteor. Soc. V. 78. P. 2215–2225.

NPGO — North Pacific Gyre Oscillation. Accessible via: http://www.o3d.org/npgo/ 01.08.2018.

Odate S. 1977. On the distribution of Pacific saury in the North Pacific Ocean // Res. Inst. North Pac. Fish. Fac. Fish. Hokkaido Univ. Spec. Vol. P. 353–381.

Report of the Small Scientific on Pacific Saury. 2018 // North Pacific Fisheries Commission. SSC PS03. 29 pp.

Sinclair, M., Tremblay, M.J. 1985. El Ni o events and variability in a Pacific mackerel (*Scomber japonicus*)

survival index: support for Hjort's second hypothesis. Can. J. Fish. Aquat. Sci. V. 42. P. 602–608.

Smith T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson, Lawrimore J. 2008: Improvements NOAAs Historical Merged Land–Ocean Temp Analysis (1880–2006) // J. of Climate. V. 21. P. 2283–2296.

Suyama S., Kidokoro H., Naya M., Hashimoto M., Vijai D. 2018. Standardization of CPUE data of Pacific saury (*Cololabis saira*) caught by the Japanese stick-held dip net fishery during 1994 to 2017 // North Pacific Fisheries Commission. SSC PS03. WP 05. 25 pp.

Suyama S., Sakurai Y., Shimazaki K. 1996 a. Age and growth of pacific saury *Cololabis saira*, in the western Pacific ocean estimated from daily otolith growth increments // Fish. Science. № 62 (1). P. 1–7.

Suyama S., Sakurai Y., Shimazaki K. 1996 b. Maturation and age in days of Pacific saury *Cololabis saira* in the central North Pacific Ocean during the summer // Nippon Suisan Gakkaishi. № 62 (3). P. 361–369.

Taguchi, B., S.P. Xie, N. Schneider, M. Nonaka, H. Sasaki, and Y. Sasai. 2007: Decadal variability of the Kuroshio extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast // J. Climate. V. 20. P. 2357–2377.

Takahashi, Y. 1997. Long-term cycle of catch of Pacific saury stock // Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. V. 61. P. 92–94.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophys. Res. Lett. V. 25. P. 1297–1300.

Tian Y., Akamine T., Suda M. 2003. Variations in the abundance of Pacific saury (*Cololabis saira*) from the northwestern Pacific in relation to oceanic-climate changes // Fish. Res. V. 60. P. 439–454.

Tian Y., Akamine T., Suda M. 2002. Long-term variability in the abundance of Pacific saury in the northwestern Pacific ocean and climate changes during the last century // Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. V. 66. P. 16–25 (in Japanese with English abstract).

Tian Y., Ueno Y., Suda M., Kamine T. 2004. Decadal variability in the abundance of Pacific saury and its response to climatic/oceanic regime shifts in the northwestern subtropical Pacific during the last half century // J. of Marine Systems. V. 52. P. 235–257. doi: 10.1016/j.jmarsys.2004.04.004.

Trenberth K.E., Hurrel J.W. 1995. Decadal coupled atmosphere–ocean variations in the North Pacific Ocean // Climate Changes and Northern Fish Populations / Beamish, R.J. (Ed.). Can. Spec. Pub. Fish. Aquat. Sci. No. 121. P. 15–24.

Tseng C-T., Sun C–L., Yeh S-Z., Chen S-C., Su W-C., Liu D-C. 2011. Influence of climate-driven sea surface temperature increase on potential habitats of the Pacific saury (Cololabis saira) // ICES J. of Marine Science. V. 68. P. 1105–1113. doi: 10.1093/icesjms/fsr070.

Watanabe, Y., Oozeki, Y., Kitagawa, D. 1997. Larval parameters determining preschooling juvenile production of Pacific saury (*Cololabis saira*) in the northwestern Pacific // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 54, 1067–1076. doi: 10.1139/f97–013.

Xie S-P, Noguchi H, Matsumura S. 1999. A hemispheric-scale quasi-decadal oscillation and its signature in Northern Japan // J. of the Meteorological Society of Japan. V.77. P. 573–582.

Yeh S-W., Kang Y-J., Noh Y., Miller A.J. 2011. The North Pacific Climate Transitions of the Winters of 1976/77 and 1988/89 // J. of Climate. V. 24. P. 1170–1183.

Поступила в редакцию 02.09.2018 г.
Принята после рецензии 06.09.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources

Climatic factors of variability of environmental conditions of fishery resources and marine ecosystem functioning

Impact of the large-scale climatic factors on dynamics of pacific saury stock

A.S. Krovnin, S.P. Melnikov, D.V. Artemenkov, G.P. Moury, A.I. Nikitenko

Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography (FSBSI «VNIRO»), Moscow

The Pacific saury *Cololabis saira* is among the most abundant pelagic fish species in the North Pacific. During 1950–2016 the dynamics of its catch and catch per unit effort (CPUE) has been characterized by the well-expressed quasi-decadal variability associated with the large-scale climatic processes in the North Pacific region. There was a quite good opposite relationship ($r = -0.45$; $p=0.03$) between time series of CPUE and mean winter (January-April) index of the North Pacific Gyre Oscillation (NPGO) at zero lag. The analysis revealed also a close relationship ($r= 0.68$; $p=0.0009$) between CPUE and winter NPGO index for 1994–2016 when the time series of the index was shifted by 5 years ahead relative to the CPUE time series. Catch per unit effort increased with warming of surface water east and northeast of Japan. The 5-year time lag was obviously associated with westward propagation of Rossby waves generated by the North Pacific Oscillation/NPGO system in the eastern and central North Pacific, which reached its western boundary and modulated decadal variations in the Kuroshio-Oyashio Current system. At the same time, saury catches in 1950–1993 did not reveal statistically significant relationship with the NPGO index at time lags from 0 to 5 years. Further research of climate impact on abundance dynamics of Pacific saury are needed, using additional biological, fishery and climatic data. It will allow for developing forecasts of saury stock state, with account of the large-scale climatic processes in the North Pacific.

Keywords: Pacific saury, climatic variability, North Pacific Gyre Oscillation, sea surface temperature, catch, catch per unit effort.

References

Antonenko D.V., Novikov Yu.V. 2017. O nagul'nyh migraciyah sajry v severo-zapadnoj chasti Tihogo okeana [On feeding migrations of Pacific saury in the Northwest Pacific] // Izvestiya TINRO. T. 188. S. 115–124.

Bajtalyuk A.A. 2004. Tihookeanskaya sajra (*Cololabis saira*): razmerno-vozrastnaya struktura, osobennosti vosproizvodstva, dinamika chislennosti sezonnyh i regional'nyh gruppirovok [Pacific saury (*Cololabis saira*): reproduction features, abundance dynamics of seasonal and regional aggregations]. Diss. … kand. biol. nauk. Vladivostok. 179 s.

Belyaev V.A. 2003. Ehkosistema zony techeniya Kurosio i ee dinamika [Ecosystem of Kuroshio zone and its dynamics]. Habarovsk: Habarovskoe knizhnoe izdatel'stvo. 382 s.

Belyaev V.A., Novikov Yu.V., Svirskij V.G. 1991. Zapasy dal'nevostochnoj sardiny i izmeneniya v ihtiocene SZTO [Far East sardine stocks and changes in ichthyocoen of the Northwest Pacific// Rybnoe hoz-vo. № 8. S. 24–27.

Belyaev V.A., Sokolovskaya T.G. 1988. Ihtioplankton sistemy techeniya Kurosio kak indikator sostoyaniya ihtiocena [Ichthyoplankton of the Kuroshio Current system as an indicator of icgthyocoen state]// Tez. dokl.

4-j Vses. konf. ро rannemu ontogenezu ryb. Moskva. Ch. 2. S. 103–105.

Krovnin A.S., Kotenev B.N., Klovach N.V. 2016. Svyaz' "lososevyh ehpoh" v dal'nevostochnom regione s krupnomasshtabnymi izmeneniyami klimata v Severnoj Pacifike [Association of «salmon epochs» in the Far East region with the large-scale climate variations in the North Pacific] // Trudy VNIRO. T. 164. S. 22–40.

Krovnin A.S., Antonov N.P., Kotenev B.N., Muryj G.P. 2017. Vliyanie klimata na kvazidekadnye izmeneniya chislennosti pokolenij severo-zapadnoj treski Beringova morya [Climate effects on quasi-decadal changes in recruitment of Pacific cod in the northwestern Bering Sea] // Trudy VNIRO. T. 169. S. 37–50.

Krovnin A.S., Kotenev B.N., Mordasova N.V., Muryj G.P. 2018. Dal'nie svyazi v atmosfere i okeane kak osnova dolgosrochnogo rybopromyslovogo prognozirovaniya [Teleconnections in the atmosphere and ocean as a basis of the long-range fishery forecasting] // Trudy VNIRO. T. 173. S. ...

Parin N.V. 1960. Areal sajry (*Cololabis saira* Br. — Scomberesocidae, Pisces) i znachenie okeanograficheskih faktorov dlya ee raspredeleniya [Area of Pacific saury (*Cololabis saira* Br. — Scomberesocidae, Pisces) and importance of oceanographic factors for its distribution// DAN SSSR. T. 130. № 3. S. 649–652.

Parin N.V. 1968. Ihtiofuna okeanskoj ehpipelagiali [Ichthyofauna of oceanic epipelagial]. M.: Nauka. 186 s.

Svirskij V.G., Ivanov P.P. 1984. Vyedanie lichinok sajry dal'nevostochnoj sardinoj [Consumption of Pacific saury larvae by Far East sardine] // Biol. morya. № 4. S. 67–69.

Baitaliuk A.A., Orlov A.M., Ermakov Yu.K. 2013. Characteristic features of ecology of the Pacific saury *Cololabis saira* (Scomberesocidae, Beloniformes) in open waters and in the northeast Pacific Ocean // J. Ichthyol. V. 53. № 11. P. 899–913.

Beamish, R.J., Noakes, D.J., McFarlane, G.A., Klyashtorin, L., Ivanov, V.V., Kurashov, V. 1999. The regime concept and natural trends in the production of Pacific salmon // Can. J. Fish. Aquat. Sci. V.56. P. 516–526.

Ceballos L.I., Di Lorenzo E., Hoyos C.D., Schneider N., Taguchi B. 2009. North Pacific Gyre Oscillation synchronizes climate fluctuations in the eastern and western boundary systems // J. Climate. V. 22. P. 5163–5174. doi: 10.1175/2009JCLI2848.1.

CDO 2018 — Climate Data Operators. Accessible via: http://www.mpimet.mpg.de/cdo. 01.08.2018.

Di Lorenzo, E., Schneider N., Cobb K.M., Franks J.S., Chhak K., Miller A.J., McWilliams J., Bograd S.J., Arango H., Curchitser E., Powell T.M., Riviere P. 2008. North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change // Geophys. Res. Lett. 35, L08607. doi: 10.1029/2007GL032838.

Ebisawa, Y., Sunou, H. 1999. Influence of variation of the Kuroshio water on catch fluctuations of saury, *Cololabis saira*, in the waters off northeastern Japan // Bull. Ibaraki Pref. Fish Exp. Stn. 37. P. 29–36 (in Japanese).

Eschmeyer W.N., Herald E.S., Hammann H. 1983. A Field Guide to Pacific Coast Fishes of North America. Houghton Mifflin Company, Boston, MA. 336 pp.

ESRL — NOAA Earth System Research Laboratory's Physical Sciences Division. Accessible via: https://www.esrl.noaa.gov/psd/. 01.08.2018.).

Fukushima, S. 1979. Synoptic analysis of migration and fishing conditions of saury in the northwestern Pacific Ocean // Bull. Tohoku. Reg. Fish. Res. Lab. V. 41. P. 1–70 (in Japanese with English abstract).

Gong Y., Suh Y.S. 2004. Effect of environmental conditions on the stock structure and abundance of the Pacific saury, *Cololabis saira* in the Tsushima Warm Current region // J. Environ. Sci. V. 13. P. 449–467.

Ito S., Kishi M.J., Kurita K., Oozeki Y., Yamanaka T., Megrey B.A., Werner F.E. 2004. Initial design for a fish bioenergetics model of Pacific saury coupled to a lower trophic ecosystem model // Fisheries Oceanography. V. 13 (Suppl. 1). P. 111–124. doi: 10.1111/j.1365–2419.2004.00307.x.

Kalnay E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K.C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne, D. Joseph. 1996: The NCEP/NCAR40-Year Reanalysis Project // Bull. Amer. Meteor. Soc. V. 77. P. 437–471.

Kosaka S. 2000. Life history of Pacific saury *Cololabis saira* find consideration of resource fluctuation based on it // Bull. Tohoku Nath. Fish. Res. Inst. № 63. P. 1–96.

Krovnin A.S, Klovach N.V. 2012. The Association of Long-Term Changes in West Kamchatka Pink Salmon Catches with Climate Regime Shifts in the Northern Hemisphere // North Pacific Anadromous Fish Commission Technical Report No. 8. P. 126–129.

Mantua, N.J., Hare, S.R., Zhang, Y., Wallace, J.M., Francis, R.C. 1997. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // Bull. Am. Meteor. Soc. V. 78. P. 1069–1079.

Matsumiya, Y., Tanaka, S. 1978. Dynamics of the saury population in the Pacific Ocean off northern Japan. III. Reproductive relations of large and medium sized fish // Bull. Jpn. Soc. Sci. Fish. V.44. P. 451–455.

Minobe, S., Mantua, N. 1999. Interdecadal modulation of interannual atmospheric and oceanic variability over the North Pacific // Prog. Oceanogr. V.43. P. 163–192. doi: 10.1016/S0079–6611(99)00008–7.

Nakamura, H., Lin, G., Yamagawa, T. 1997. Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades // Bull. Am. Meteor. Soc. V. 78. P. 2215–2225.

NPGO — North Pacific Gyre Oscillation. Accessible via: http://www.o3d.org/npgo/ 01.08.2018.

Odate S. 1977. On the distribution of Pacific saury in the North Pacific Ocean // Res. Inst. North Pac. Fish. Fac. Fish. Hokkaido Univ. Spec. Vol. P. 353–381.

Report of the Small Scientific on Pacific Saury. 2018 // North Pacific Fisheries Commission. SSC PS03. 29 pp.

Sinclair, M., Tremblay, M.J. 1985. El Niño events and variability in a Pacific mackerel (*Scomber japonicus*) survival index: support for Hjort's second hypothesis. Can. J. Fish. Aquat. Sci. V. 42. P. 602–608.

Smith T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson, Lawrimore J. 2008*:* Improvements NOAAs Historical Merged Land–Ocean Temp Analysis (1880–2006) // J. of Climate. V. 21. P. 2283–2296.

Suyama S., Kidokoro H., Naya M., Hashimoto M., Vijai D. 2018. Standardization of CPUE data of Pacific saury (*Cololabis saira*) caught by the Japanese stick-held dip net fishery during 1994 to 2017 // North Pacific Fisheries Commission. SSC PS03. WP 05. 25 pp.

Suyama S., Sakurai Y., Shimazaki K. 1996 a. Age and growth of pacific saury *Cololabis saira*, in the western Pacific ocean estimated from daily otolith growth increments // Fish. Science. № 62 (1). P. 1–7.

Suyama S., Sakurai Y., Shimazaki K. 1996 b. Maturation and age in days of Pacific saury *Cololabis saira* in the central North Pacific Ocean during the summer // Nippon Suisan Gakkaishi. № 62 (3). P. 361–369.

Taguchi, B., S.P. Xie, N. Schneider, M. Nonaka, H. Sasaki, and Y. Sasai. 2007: Decadal variability of the Kuroshio extension: Observations and an eddy-resolving model hindcast // J. Climate. V. 20. P. 2357–2377.

Takahashi, Y. 1997. Long-term cycle of catch of Pacific saury stock // Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. V. 61. P. 92–94.

Thompson D.W.J., Wallace J.M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields // Geophys. Res. Lett. V. 25. P. 1297–1300.

Tian Y., Akamine T., Suda M. 2003. Variations in the abundance of Pacific saury (*Cololabis saira*) from the northwestern Pacific in relation to oceanic-climate changes // Fish. Res. V. 60. P. 439–454.

Tian Y., Akamine T., Suda M. 2002. Long-term variability in the abundance of Pacific saury in the northwestern Pacific ocean and climate changes during the last century // Bull. Jpn. Soc. Fish. Oceanogr. V. 66. P. 16–25 (in Japanese with English abstract).

Tian Y., Ueno Y., Suda M., Kamine T. 2004. Decadal variability in the abundance of Pacific saury and its response to climatic/oceanic regime shifts in the northwestern subtropical Pacific during the last half century // J. of Marine Systems. V. 52. P. 235–257. doi: 10.1016/j.jmarsys.2004.04.004.

Trenberth K.E., Hurrel J.W. 1995. Decadal coupled atmosphere–ocean variations in the North Pacific Ocean // Climate Changes and Northern Fish Populations / Beamish, R.J. (Ed.). Can. Spec. Pub. Fish. Aquat. Sci. No. 121. P. 15–24.

Tseng C-T., Sun C–L., Yeh S-Z., Chen S-C., Su W-C., Liu D-C. 2011. Influence of climate-driven sea surface temperature increase on potential habitats of the Pacific saury (Cololabis saira) // ICES J. of Marine Science. V. 68. P. 1105–1113. doi: 10.1093/icesjms/fsr070.

Watanabe, Y., Oozeki, Y., Kitagawa, D. 1997. Larval parameters determining preschooling juvenile production of Pacific saury (*Cololabis saira*) in the northwestern Pacific // Can. J. Fish. Aquat. Sci. 54, 1067–1076. doi: 10.1139/f97–013.

Xie S-P, Noguchi H, Matsumura S. 1999. A hemispheric-scale quasi-decadal oscillation and its signature in Northern Japan // J. of the Meteorological Society of Japan. V.77. P. 573–582.

Yeh S-W., Kang Y-J., Noh Y., Miller A.J. 2011. The North Pacific Climate Transitions of the Winters of 1976/77 and 1988/89 // J. of Climate. V. 24. P. 1170–1183.

Figure captions

Fig. 1. International catch of Pacific saury in 1950–2017

Fig. 2. Association between catch per unit effort and climatic factors at zero time lag for 1994–2016: changes in mean winter (January-April) NPGO index and CPUE (a); correlation patterns between time series of CPUE and mean winter anomalies of SST (b) and geopotential heights of 500 hPa surface (c); correlation pattern between time series of the NPGO index and SSTA field (d) in the North Pacific

Fig. 3. Association between catch per unit effort and climatic factors with their shift by 5 years ahead for 1994–2016: changes in mean winter (January-April) NPGO index and CPUE (a); correlation patterns between time series of CPUE and mean winter anomalies of geopotential heights of 500 hPa surface (a) and SST (c) in the North Pacific

Fig. 4. Association between saury catch and climatic factors with their shift by 5 years ahead for 1950–1993: correlation patterns between time series of saury catch and mean winter anomalies of SST (a) and geopotential heights of 500 hPa surface (b) in the North Pacific

Труды ВНИРО Среда обитания водных биологических ресурсов **2018 г. Том 173**

Климатические колебания как главный фактор изменчивости условий среды обитания промысловых биоресурсов и функционирования морских экосистем

УДК 551.46 (268.45)

Изменения климата в Баренцевом море на протяжении последнего полувека

А.Г. Трофимов, А.Л. Карсаков, В.А. Ившин

Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ФГБНУ «ПИНРО»), г. Мурманск

E-mail: trofimov@pinro.ru

Баренцево море, являясь переходной областью между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, играет крайне важную роль в водообмене между ними. Атлантические воды проникают в Арктический бассейн через Баренцево море и пролив Фрама. Изменения объёмного переноса атлантических вод, их температуры и солёности оказывают влияние на океанографические условия не только Баренцева моря, но и Северного Ледовитого океана в целом, и связаны с крупномасштабными процессами в атмосфере. В данной работе проанализированы метеорологические и океанографические условия Баренцева моря за последние полвека. Предпринята попытка сформулировать интегральные индексы для характеристики термохалинных условий Баренцева моря в целом. На их основе с 1965 г. выделены крупные периоды с различными термическими (тёплые/холодные) и халинными (распреснённые/солёные) условиями. Устойчивый тёплый период в Баренцевом море наблюдается с 2000 г. С 2005 г. воды моря были самыми тёплыми и самыми солёными за весь рассматриваемый период. 2016 г. в целом по морю характеризовался как рекордно тёплый.

Ключевые слова: Баренцево море, изменения климата, климатический индекс, халинный индекс.

Введение

Баренцево море — это шельфовое окраинное море Северного Ледовитого океана, расположенное между Северной Европой и архипелагами Шпицберген, Земля Франца-Иосифа и Новая Земля (рис. 1). Его климат характеризуется неоднородностью, которая определяется пространственными особенностями взаимодействия тёплых и холодных вод, уровнем солнечной радиации, поступающей на водную поверхность, условиями взаимодействия океана и атмосферы, степенью влияния суши и некоторыми другими факторами [Бойцов, 2006]. Поскольку Баренцево море является переходной областью между Северной Атлантикой и Арктическим бассейном, оно играет важную роль в водообмене между ними. Изменения объёмного переноса, температуры и солёности атлантических вод, поступающих в Баренцево море, оказывают воздействие как на его океанографические условия, так и на гидрометеорологические условия Северного Ледовитого океана [Boitsov et al., 2012; González-Pola et al., 2018]. В Баренцевом море в районе взаимодействия тёплых атлантических и холодных арктических вод обнаруживается экстремаль-

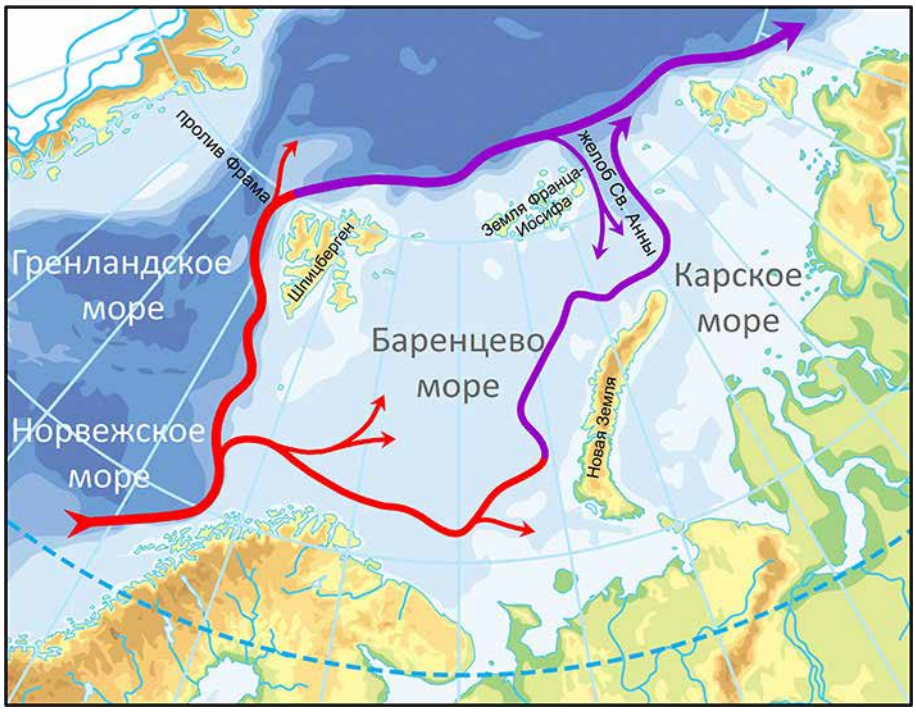


Рис. 1. Основные потоки атлантических вод в Баренцевом море [по Boitsov et al., 2012]

ная межгодовая изменчивость температуры воды и ледовитости, циркуляции вод и конфигурации фронтальных зон — сравнимая, а в ряде случаев и превосходящая по величине сезонные вариации океанических процессов [Воды Баренцева моря …, 2016].

Баренцево море отличается высокой биопродуктивностью и богато различными видами промысловых гидробионтов во многом благодаря своему географическому положению (между арктической и бореальной океаническими системами). Океанографические условия Баренцева моря играют важную роль в формировании условий нагула гидробионтов, их зимовки, нереста и сезонных миграций и в результате урожайности поколений и промысловых запасов [Трофимов, 2003; The Barents Sea …, 2011; Манушин и др., 2014].

В начале 1990-х гг. в Баренцевом море началось повышение температуры воздушных и водных масс и уменьшение ледовитости. Эти три параметра являются основными индикаторами динамики климата морей высоких широт [Boitsov et al., 2012]. Современное потепление, как и в 30–50-е гг. прошлого века, было вызвано усилением переноса тёплого атлантического воздуха из Северо-Восточной Атлантики и увеличением адвекции вод системой Гольфстрима и Северо-Атлантического течения [Карсаков, 2007, 2009]. В 2000-х и 2010-х гг. среднегодовая температура в слое 0–200 м на разрезе «Кольский меридиан» (70°30’-72°30’ с. ш., 33°30’ в. д.) во все годы превышала среднемноголетнее значение [Boitsov et al., 2012; Gonz lez-Pola et al., 2018]. При этом 2006, 2007, 2012, 2013, 2015 и 2016 гг. были аномально тёплыми, а в 2012 г. был зарегистрирован исторический максимум среднегодовой температуры на разрезе — она на 1,3 °С превысила среднемноголетнее (1951–2010 гг.) значение. При этом в отдельные месяцы 2006, 2012, 2015 и 2016 гг. наблюдались рекордно высокие значения температуры воды.

Наиболее показательным индикатором климата морской части Арктики являются её ледовые условия [Воды Баренцева моря …, 2016; Ozhigin et al., 2011]. Анализ данных спутниковых наблюдений за ледовой обстановкой Северного Ледовитого океана и его морей показал, что с начала 80-х гг. прошлого столетия наметилась тенденция на уменьшение площади льдов. За последние 30 лет льда в Баренцевом море стало вдвое меньше — площадь льдов

сократилась на 360 тыс. км^2. Наиболее быстро она стала сокращаться после 2003 г. [Boitsov et al., 2012].

Учитывая влияние изменений климата Баренцева моря на функционирование его экосистемы и их связь с изменениями климата Северного Ледовитого океана, а также принимая во внимание современное продолжающееся потепление Арктики, целью данной работы стало рассмотрение закономерностей и особенностей изменения климата и его основных индикаторов в Баренцевом море за последние полвека.

Материал и методика

Для анализа климатической системы Баренцева моря были выбраны следующие метеорологические и океанографические ряды:

— NAO — зимний (декабрь-март) индекс Северо-Атлантического колебания за 1899–2017 гг. [The Climate Data Guide …, 2018];

— TaW и TaE — среднегодовая температура воздуха (°C), осредненная над западной (70–76° с. ш. 15–35° в. д.) и восточной (69–77° с. ш. 35–55° в. д.) частями Баренцева моря, за 1948–2017 гг. [Monthly mean time series …, 2018];

— Storms — штормовая активность (количество дней с ветром более 15 м/с в целом за год) в центральной части Баренцева моря (68–80° с. ш. 30–40° в. д.) за 1981–2017 гг. (данные предоставлены ФГБУ «Мурманское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» на возмездной основе);

— WDFxSW, WDFxE — среднегодовые широтные (ориентированные с запада на восток) дрейфовые расходы воды (Св, 1 Св = 10^6 м^3/с) в юго-западной (через разрез вдоль 27° в. д., 71–75° с. ш.) и восточной (через разрез вдоль 48° в. д., 73–77° с. ш.) частях Баренцева моря за 1960–2017 гг., рассчитанные на основе гидродинамической модели [Трофимов, 2000];

— WDFySW, WDFyE — среднегодовые меридиональные (ориентированные с юга на север) дрейфовые расходы воды (Св, 1 Св = 10^6 м^3/с) в юго-западной (через разрез вдоль 73° с. ш., 20–34° в. д.) и восточной (через разрез вдоль 75° с. ш., 40–56° в. д.) частях Баренцева моря за 1960–2017 гг., рассчитанные на основе гидродинамической модели [Трофимов, 2000];

— IceBS — среднегодовая ледовитость (%) Баренцева моря за 1951–2017 гг. [Состояние биологических сырьевых …, 2018];

— IceAO — среднегодовая ледовитость (10^6 км^2) Арктики за 1979–2017 гг. [Sea Ice Index, 2018];

— SSTSW и SSTSE — среднегодовая температура поверхностного слоя моря (°C), осреднённая для юго-западной (71–74° с. ш. 20–40° в. д.) и юго-восточной (69–73° с. ш. 42–55° в. д.) частей Баренцева моря, за 1982–2017 гг. [SST fields …, 2018];

— TwKS и SwKS — среднегодовые температура (°C) и солёность воды в верхнем 200-метровом слое в центральной части (70°30'-72°30' с. ш.) разреза «Кольский меридиан» (вдоль 33°30' в. д.) за 1951–2017 гг. [ICES Report …, 2018];

— AAT и AAS — осреднённые по площади (71–79° с. ш. 25–55° в. д.) температура (°C) и солёность воды на горизонтах 50, 100 м и у дна, а также в слоях 50–100 и 50–200 м в августе-сентябре 1965–2017 гг. (исходные данные по температуре и солёности воды взяты из океанографической базы данных ФГБНУ «ПИНРО»);

— площади (10^3 км^2), занятые водами с разной температурой и солёностью в слое 50–100 м и у дна в Баренцевом море (71–79° с. ш. 25–55° в. д.) в августе-сентябре 1965–2017 гг.: AreaArW — арктические воды (T<0 °C) в слое 50–100 м, AreaMW — смешанные воды (0 °C<T<3 °C) в слое 50–100 м, AreaAW — атлантические воды (T>3 °C) в слое 50–100 м, AreaCBW — холодные придонные воды (T<0 °C), AreaMBW — смешанные придонные воды (0 °C<T<1 °C), AreaWBW — тёплые придонные воды (T>1 °C), AreaFW — распреснённые воды (S<34,7) в слое 50–100 м, AreaMSW — воды с солёностью от 34,7 до 34,9 в слое 50–100 м, AreaSW — солёные воды (S>34,9) в слое 50–100 м, AreaFBW — распреснённые воды (S<34,9) у дна, AreaMSBW — воды с солёностью от 34,9 до 35,0 у дна, AreaSBW — солёные воды (S>35,0) у дна (расчёты площадей выполнены на основе данных по температуре

и солёности воды, взятых из океанографической базы данных ФГБНУ «ПИНРО»).

Всего было выбрано 36 переменных. Для дальнейшего анализа использовались их нормированные аномалии. Аномалии рассчитывались на основе среднемноголетних значений за период с 1981 по 2010 гг. Нормирование аномалий выполнялось с помощью стандартного отклонения.

В работе использовались сравнительный анализ данных, методы описательной статистики, корреляционный и компонентный анализы [Елисеева, Юзбашев, 2004; Коросов, Горбач, 2016]. Статистическая обработка данных выполнялась в программах StatGraphics Centurion XVI и MS Excel 2013, графики строились с помощью MS Excel 2013.

Результаты и их обсуждение

После предварительного сравнительного и корреляционного анализа выбранных рядов, а также принимая во внимание их разную длину, исходный набор данных был сокращён. В окончательный набор данных были включены 20 переменных за период с 1965 по 2017 гг.:

— зимний (декабрь-март) индекс Северо-Атлантического колебания (NAO);

— среднегодовая температура воздуха, осреднённая над западной (70–76° с. ш. 15–35° в. д.) и восточной (69–77° с. ш. 35–55° в. д.) частями Баренцева моря (TaW, TaE);

— среднегодовые широтные и меридиональные дрейфовые расходы воды в юго-западной и восточной частях Баренцева моря (WDFxSW, WDFxE, WDFySW, WDFyE);

— среднегодовая ледовитость Баренцева моря (IceBS);

— среднегодовые температура и солёность воды в верхнем 200-метровом слое в центральной части (70°30'-72°30' с. ш.) разреза «Кольский меридиан» (вдоль 33°30' в. д.) (TwKS, SwKS);

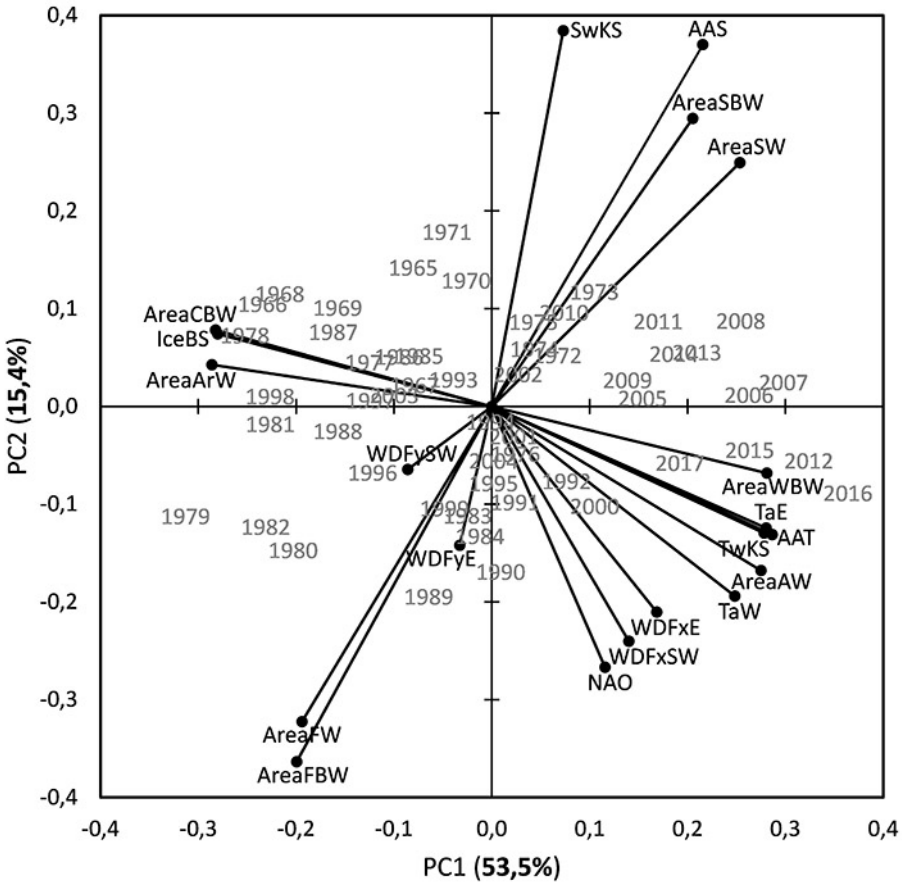


Рис. 2. Распределение метеорологических и океанографических переменных за 1965–2017 гг. в координатах первой и второй главных компонент (PC1 и PC2, соответственно)

— осреднённые по площади (71–79° с. ш. 25–55° в. д.) температура и солёность воды на 100 м в августе-сентябре (AAT, AAS);

— площади, занятые водами с разной температурой и солёностью в Баренцевом море (71–79° с. ш. 25–55° в. д.) в августе-сентябре: AreaArW, AreaAW, AreaCBW, AreaWBW, AreaFW, AreaSW, AreaFBW, AreaSBW.

Вначале рассмотрим средние по площади величины температуры и солёности воды. Эти переменные представляют особый интерес, поскольку могут быть использованы в качестве интегральных параметров, отражающих термохалинные условия Баренцева моря в целом. В исходный набор данных были включены средние по площади температура и солёность, рассчитанные для трёх горизонтов (50, 100 м, придонный) и двух слоёв (50–100 и 50–200 м). Эти ряды оказались очень хорошо коррелируемыми между собой: коэффициент корреляции для температуры составил 0,92–0,99, для солёности — 0,82–0,99. Наилучшая корреляция была отмечена между рядами для горизонта 100 м и слоёв 50–100, 50–200 м: коэффициент корреляции составил 0,99 (практически функциональная связь) для температуры и 0,94–0,99 для солёности. Основываясь на этих результатах, для дальнейшего анализа были выбраны температура и солёность на 100 м, как наиболее характерные из всего набора средних по площади переменных.

На рис. 2 и в табл. 1 представлены результаты компонентного анализа выбранных переменных. Относительные веса (процент объясняемой дисперсии всех переменных) первых трёх главных компонент составили 53,5, 15,4 и 8,9% соответственно. Видно, что первая главная компонента (PC1) отвечает за термические переменные (температура воды и воздуха, площади, занятые тёплыми и холодными водами, ледовитость). Температура воды и воздуха, а также площади, занятые тёплыми водами, имеют прямую связь между собой и обратную — с ледовитостью и площадями, занятыми холодными водами. Вторая главная компонента (PC2) отвечает за халинные переменные (солёность воды и площади, занятые солёными и распреснёнными водами) и частично за динамические переменные (зимний индекс Северо-Атлантического колебания и дрейфовые расходы воды). Солёность воды и площади, занятые солёными водами, имеют прямую связь между собой и обратную — с динамическими переменными и площадями, занятыми распреснёнными водами. Однако, как видно из табл. 1, дрейфовые расходы воды лучше связаны с третьей главной компонентой (PC3), чем со второй, их факторные нагрузки в третьей главной компоненте наибольшие (0,25–0,58).

1966, 1968, 1969, 1978, 1979, 1981, 1982, 1987 и 1998 гг., занимающие на рис. 2 крайнее левое положение, были аномально холодными и характеризовались большой ледовитостью и большими площадями холодных вод, а также низкими температурами воды и воздуха и малыми площадями тёплых вод. 2006, 2007, 2012, 2013, 2015, 2016 и 2017 гг., занимающие на графике крайнее правое поло-

Таблица 1. Факторные нагрузки метеорологических и океанографических переменных для первых трёх главных компонент (PC1, PC2 и PC3).

Переменная	Главная компонента		
	PC1	PC2	PC3
AAT	0,29	–0,13	–0,07
TwKS	0,28	–0,13	–0,03
AreaAW	0,28	–0,17	–0,08
AreaWBW	0,28	–0,07	0,00
TaE	0,28	–0,12	–0,03
TaW	0,25	–0,19	0,17
AreaArW	–0,29	0,04	0,11
AreaCBW	–0,28	0,08	0,07
IceBS	–0,28	0,07	0,03
SwKS	0,07	0,38	0,32
AAS	0,22	0,37	0,09
AreaSBW	0,21	0,29	0,01
AreaSW	0,25	0,25	0,08
AreaFBW	–0,20	–0,36	0,01
AreaFW	–0,19	–0,32	–0,05
NAO	0,12	–0,27	–0,17
WDFxSW	0,14	–0,24	0,25
WDFxE	0,17	–0,21	0,34
WDFySW	–0,09	–0,06	0,58
WDFyE	–0,03	–0,14	0,53

жение, были, напротив, аномально тёплыми и характеризовались высокими температурами воды и воздуха, большими площадями тёплых вод, а также малой ледовитостью и малыми площадями холодных вод. 1979, 1980, 1982, 1989 и 1996 гг. были аномально распреснёнными, тогда как 1965, 1970, 1973–1975, 2006–2008, 2011–2016 гг. были аномально солёными. Некоторые годы, такие как 1971, 1980 и 2008, хоть и занимали крайнее правое (левое) или верхнее (нижнее) положения на рис. 2, но к аномально тёплым (холодным) или солёным (распреснённым) не относились (как будет показано далее).

На рис. 3 представлены нормированные аномалии выбранных переменных, отсортированные по корреляции с использованием первой главной компоненты. Здесь в течение последних 40 лет отчётливо прослеживается тренд на потепление. Период с 2005 г. характеризуется самыми высокими температурами и наибольшими площадями, занятыми тёплыми и солёными водами, а также низкой ледовитостью и наименьшими площадями, занятыми холодными и распреснёнными водами.

В соответствии с результатами компонентного анализа в проанализированном наборе данных были выделены две группы переменных: термические и халинные. В группу термических переменных вошли температура воздуха в западной и восточной частях Баренцева моря, температура воды на разрезе «Кольский меридиан», средняя по площади температура воды на 100 м, площади, занятые тёплыми и холодными водами в слое 50–100 м и у дна, ледовитость. В группу халинных переменных были включены солёность воды на разрезе «Кольский меридиан», средняя по площади солёность воды на 100 м, площади, занятые солёными и распреснёнными водами в слое 50–100 м и у дна. На их основе была предпринята попытка поиска интегральных параметров, а именно: термического (или, другими словами, климатического) и халинного индексов, позволяющих оценивать термохалинные условия Баренцева моря в целом.

Вначале рассмотрим термические переменные. Результаты их компонентного анализа представлены на рис. 4. Известно, что ледовитость, температура воздуха и воды являются индикаторами морского климата [Boitsov et al., 2012]. Поэтому для расчёта климатического индекса Баренцева моря в этой работе использовались именно эти три ключевые составляющие. Учитывая представленные выше результаты компонентного анализа (см. рис. 4), в качестве первой составляющей климатического индекса была выбрана среднегодовая ледовитость Баренцева моря (здесь площадь моря, свободная ото льда), в качестве второй составляющей — среднее значение среднегодовых величин температуры воздуха в западной и восточной частях моря, и в качестве третьей составляющей — средняя по площади температура воды на 100 м в августе-сентябре. Здесь средняя по площади температура воды на 100 м была выбрана в качестве характерного представителя всех переменных, описывающих терми-

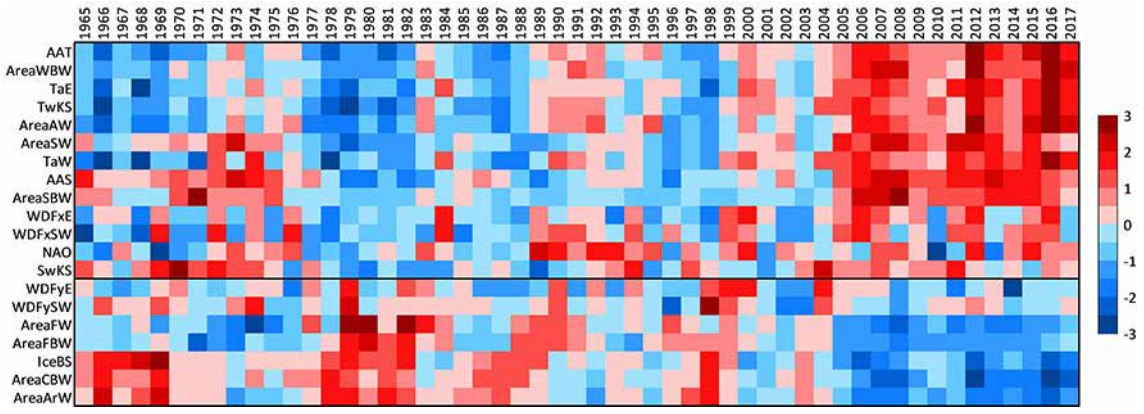


Рис. 3. Нормированные аномалии метеорологических и океанографических переменных за 1965–2017 гг. (отсортированные по первой главной компоненте)

ческие условия вод Баренцева моря (температура на разрезе «Кольский меридиан», площади, занятые тёплыми и холодными водами в слое 50–100 м и у дна), потому что она очень хорошо коррелирует не только с каждой из них по отдельности (r = 0,91–0,97), но и с их средним значением (r = 0,98 — в случае, когда среднее значение рассчитано без учёта средней по площади температуры, r = 0,99 — в случае, когда среднее значение рассчитано с учётом средней по площади температуры). Поэтому средняя по площади температура на 100 м была использована для расчёта климатического индекса вместо среднего значения всех переменных, описывающих термическое состояние вод. В результате климатический индекс Баренцева моря был рассчитан как среднее значение нормированных аномалий трёх переменных, выбранных в качестве его составляющих (рис. 5).

Анализ межгодовой изменчивости климатического индекса и его кумулятивной кривой показал наличие двух больших климатических периодов: холодного — с 1965 по 1989 гг. и тёплого — с 1990 по 2017 гг. (см. рис. 5).

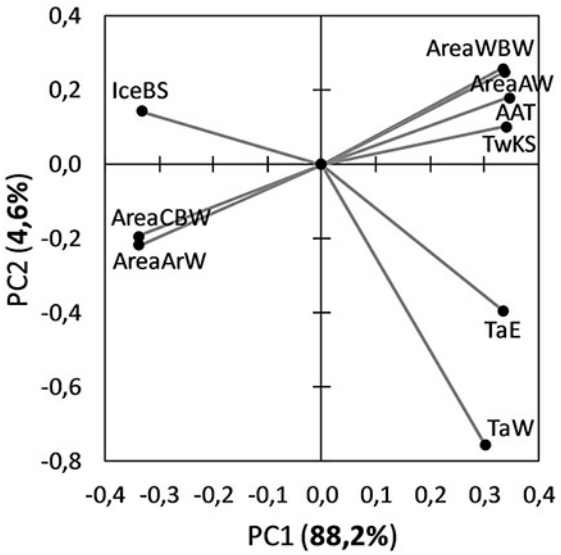


Рис. 4. Распределение термических переменных в координатах первой и второй главных компонент (PC1 и PC2, соответственно)

Для детальной оценки термических условий Баренцева моря в отдельные годы была выполнена классификация лет как по климатическому индексу, так и по каждой из трёх его со-

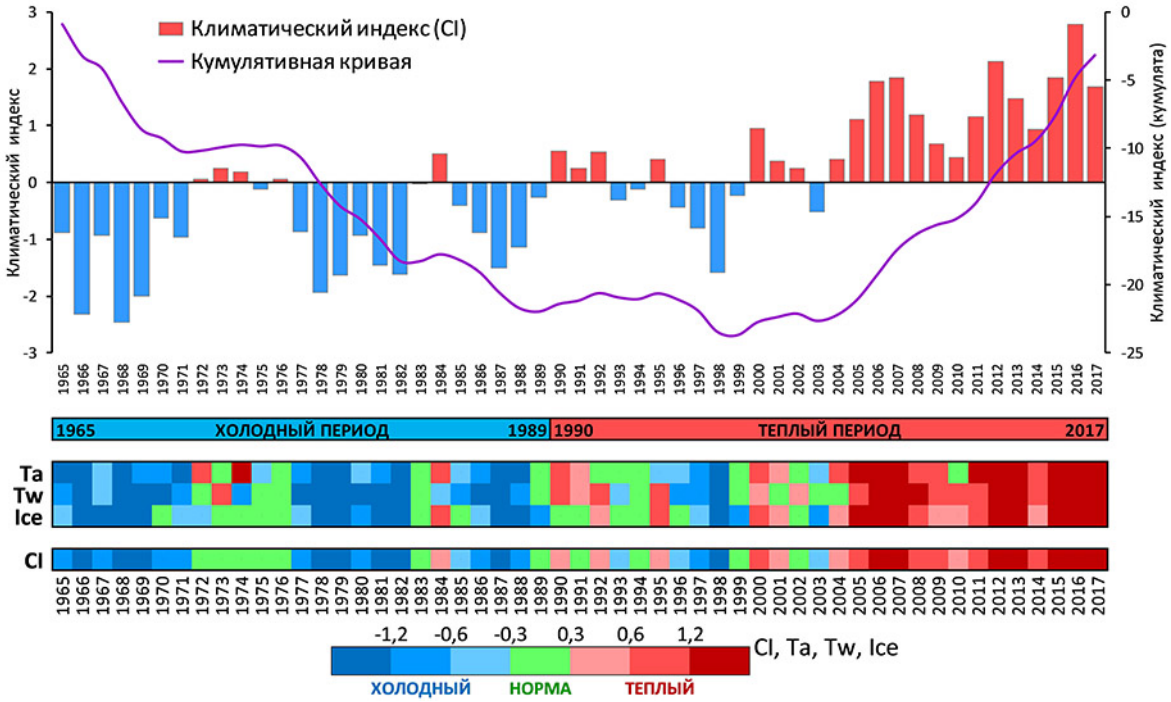


Рис. 5. Климатический индекс (CI) и его кумулятивная кривая за 1965–2017 гг. (сверху), основные климатические периоды (в центре) и классификация лет по климатическому индексу и его отдельным компонентам:

Ta — нормированная аномалия температуры воздуха; Tw — нормированная аномалия температуры воды; Ice — нормированная аномалия свободной ото льда площади моря (внизу)

ставляющих (см. рис. 5). Для классификации было предложено использовать семь градаций: аномально холодный год (нормированная аномалия ($\Delta T/\sigma$) меньше –1,2), холодный год ($-1{,}2 < \Delta T/\sigma < -0{,}6$), умеренно холодный год ($-0{,}6 < \Delta T/\sigma < -0{,}3$), нормальный год ($-0{,}3 < \Delta T/\sigma < 0{,}3$), умеренно тёплый год ($0{,}3 < \Delta T/\sigma < 0{,}6$), тёплый год ($0{,}6 < \Delta T/\sigma < 1{,}2$), аномально тёплый год ($\Delta T/\sigma > 1{,}2$). В течение холодного периода наиболее холодные подпериоды становились всё короче и короче и прерывались нормальными и умеренно тёплыми годами. Устойчивый тёплый период в Баренцевом море начался с 2000 г. и был прерван только в 2003 г. (умеренно холодный год). Согласно климатическому индексу, наиболее тёплые годы наблюдались с 2005 г., при этом 2006, 2007, 2012, 2013 и 2015–2017 гг. были аномально тёплыми, а 2016 г. к тому же оказался рекордно тёплым за весь исследованный период с 1965 г. Аномально холодными были 1966, 1968, 1969, 1978, 1979, 1981, 1982, 1987 и 1998 гг.

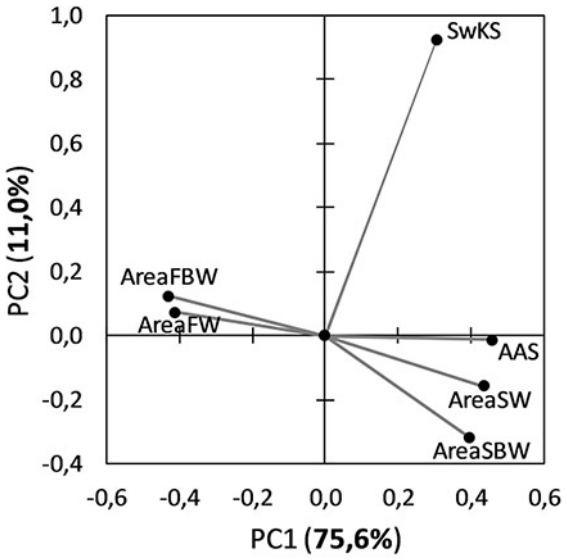


Рис. 6. Распределение халинных переменных в координатах первой и второй главных компонент (PC1 и PC2, соответственно)

Теперь перейдём к рассмотрению халинных переменных. Учитывая результаты их компонентного анализа (рис. 6), для расчёта халинного индекса Баренцева моря вначале предполагалось использовать среднегодовую солёность воды на разрезе «Кольский меридиан», среднюю по площади солёность воды на 100 м в августе-сентябре, среднее значение площадей, занятых солёными водами в слое 50–100 м и у дна в августе-сентябре, а также среднее значение площадей, занятых распреснёнными водами в слое 50–100 м и у дна в августе-сентябре. Однако, затем для этих целей была использована только средняя по площади солёность. Она была выбрана в качестве характерного представителя всех перечисленных халинных переменных, поскольку оказалась единственной переменной, имеющей наилучшую корреляцию со всеми остальными (табл. 2). Также средняя по площади солёность показала очень хорошую связь со средним значением остальных халинных переменных ($r = 0{,}97$). Таким образом, нормированная аномалия средней по площади солёности воды на 100 м в августе-сентябре была принята в качестве халинного индекса Баренцева моря для оценки халинных условий его вод.

Анализ межгодовой изменчивости халинного индекса (HI) и его кумулятивной кривой показал наличие трёх больших периодов: двух солёных — с 1965 по 1977 гг. и с 2000 по 2017 гг., и одного распреснённого — с 1978 по 1999 гг. (рис. 7). Для детальной оценки

Таблица 2. Корреляционная матрица халинных переменных

Коэффициент корреляции	AAS	SwKS	AreaFW	AreaSW	AreaFBW	AreaSBW
AAS		0,61	–0,88	0,90	–0,86	0,78
SwKS	0,61		–0,49	0,50	–0,52	0,41
AreaFW	–0,88	–0,49		–0,76	0,77	–0,63
AreaSW	0,90	0,50	–0,76		–0,83	0,76
AreaFBW	–0,86	–0,52	0,77	–0,83		–0,75
AreaSBW	0,78	0,41	–0,63	0,76	–0,75	

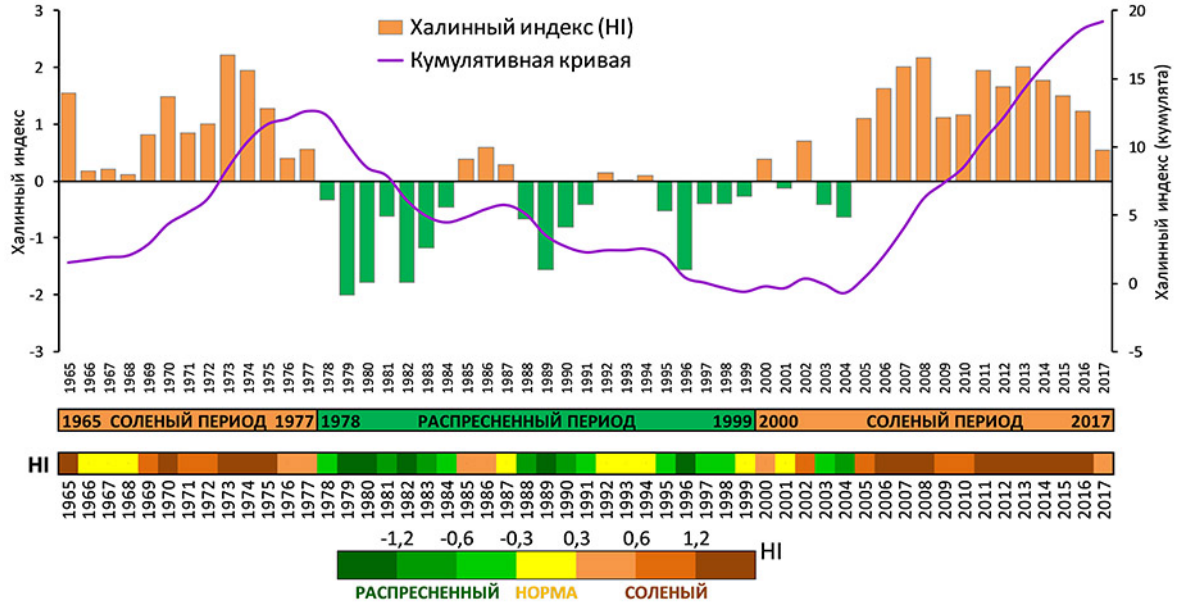


Рис. 7. Халинный индекс (HI) и его кумулятивная кривая за 1965–2017 гг. (сверху), основные халинные периоды (в центре) и классификация лет по халинному индексу (внизу)

халинных условий Баренцева моря в отдельные годы выполнена классификация лет по халинному индексу (см. рис. 7). По аналогии с климатическим индексом для классификации было использовано семь градаций: аномально распреснённый год (халинный индекс меньше $-1{,}2$), распреснённый год ($-1{,}2 < HI < -0{,}6$), умеренно распреснённый год ($-0{,}6 < HI < -0{,}3$), нормальный год ($-0{,}3 < HI < 0{,}3$), умеренно солёный год ($0{,}3 < HI < 0{,}6$), солёный год ($0{,}6 < HI < 1{,}2$), аномально солёный год ($HI > 1{,}2$). Распреснённый период

Рис. 8. Нормированные аномалии теплосодержания в Норвежском море (сверху) [ICES Report …, 2018] и климатический индекс Баренцева моря (снизу) в 1965–2017 гг.

прерывался дважды нормальными и умеренно солёными годами. Аномально распреснёнными были 1979, 1980, 1982, 1989 и 1996 гг. Второй солёный период начался с 2000 г. и был прерван умеренно распреснённым 2003 г. и распреснённым 2004 г. Устойчивый период с высокой солёностью вод в Баренцевом море начался с 2005 г. Аномально солёными были 1965, 1970, 1973–1975, 2006–2008, 2011–2016 гг. С 2013 г. наблюдается устойчивое понижение халинного индекса.

Сравнение содержания тепла и распреснённых вод в Норвежском море с климатическим и халинным индексами Баренцева моря подтверждает, что основная часть изменчивости термохалинных условий Баренцева моря имеет адвективную природу. Изменения теплосодержания в Норвежском море хорошо согласуются с изменениями климатического индекса Баренцева моря; в обоих случаях с 1965 по 2017 г. отмечаются два больших периода: холодный с перерывами и тёплый (рис. 8). Коэффициент корреляции между этими двумя рядами составляет 0,78 при сдвиге 1 год и длине ряда 52 года. Что касается солёности, то содержание распреснённых вод в Норвежском море и халинный индекс Баренцева моря также хорошо согласуются друг с другом; в обоих случаях с 1965 по 2017 гг. выделяются три больших периода: два солёных и один распреснённый (рис. 9). Коэффициент корреляции между этими двумя рядами равен –0,74 при сдвиге 1 год и длине ряда 52 года (отрицательный коэффициент корреляции получился, поскольку содержание распреснённых вод является величиной обратной солёности, т. е. халинному индексу).

Заключение

В ходе анализа метеорологических и океанографических условий Баренцева моря введены климатический и халинный индексы, которые могут быть использованы в качестве интегральных параметров для оценки термохалинных условий моря в целом.

На основе полученных индексов в Баренцевом море с 1965 г. выделено два периода с разными термическими условиями (холодный — 1965–1989 гг., тёплый — 1990–2017 гг.) и три периода с разными халинными условиями (солёные — 1965–1977 и 2000–2017 гг., распреснённый — 1978–1999 гг.).

Устойчивый тёплый период в Баренцевом море начался с 2000 г. и прерывался только

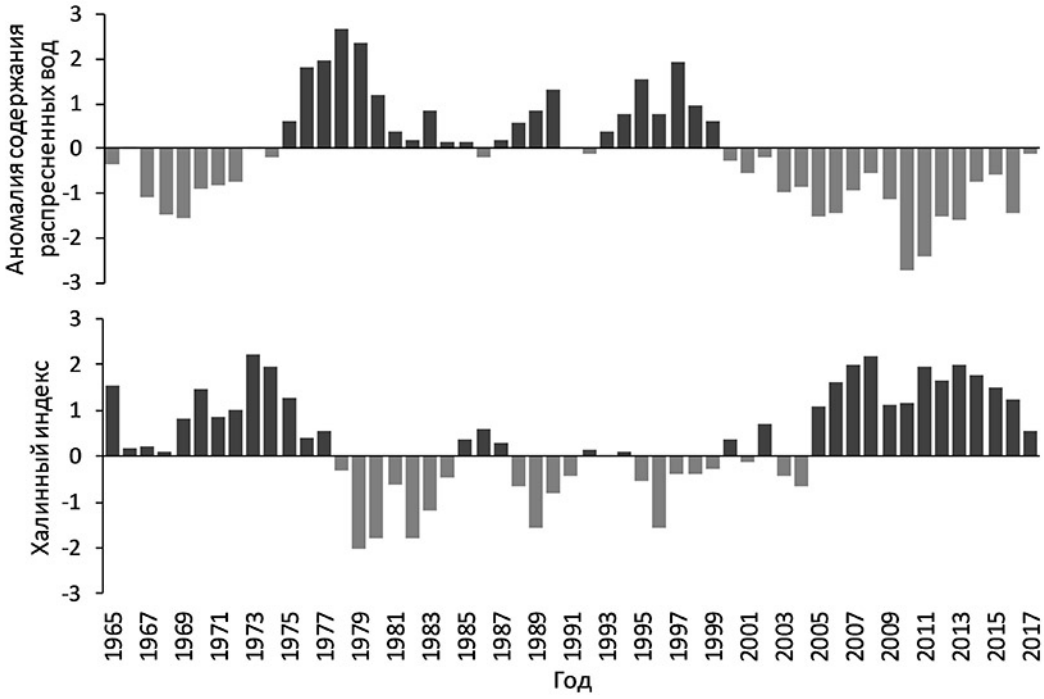


Рис. 9. Нормированные аномалии содержания распресненных вод в Норвежском море (сверху) [ICES Report 2018] и халинный индекс Баренцева моря (снизу) в 1965–2017 гг.

в 2003 г. (умеренно холодный год). С 2005 г. воды моря были самыми тёплыми и самыми солёными с 1965 г. 2016 г. стал рекордно тёплым — климатический индекс достиг максимально высокого значения за весь рассматриваемый период.

Отмечено, что изменчивость термохалинных условий Баренцева моря имеет в основном адвективную природу.

Литература

Бойцов В.Д. 2006. Изменчивость температуры воды Баренцева моря и её прогнозирование. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 292 с.

Елисеева И.И., Юзбашев М.М. 2004. Общая теория статистики / Под ред. И.И. Елисеевой. М.: Финансы и статистика. 656 с.

Карсаков А.Л. 2007. Закономерности и особенности режима вод Баренцева моря (по наблюдениям на вековом разрезе «Кольский меридиан»). Дисс … канд. геогр. наук. Мурманск: ММБИ. 198 с.

Карсаков А.Л. 2009. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море в 1900–2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 139 с.

Коросов А.В., Горбач В.В. 2016. Компьютерная обработка биологических данных. Петрозаводск: Изд-во ПетрГУ. 96 с.

Манушин И.Е., Анисимова Н.А., Любин П.А., Вязникова В.С., Захаров Д.В. 2014. Изменения в биомассе макрозообентоса в восточной части Баренцева моря за последнее столетие // Мат. XVI науч. семинара «Чтения памяти К.М. Дерюгина» (СПбГУ, 07.12.2013). СПбГУ, Каф. ихтиологии и гидробиологии. СПб. С. 52–59.

Ожигин В.К., Ившин В.А., Трофимов А.Г., Карсаков А.Л., Анциферов М.Ю. 2016. Воды Баренцева моря: структура, циркуляция, изменчивость. Мурманск: ПИНРО. 260 с.

Состояние биологических сырьевых ресурсов Баренцева моря и Северной Атлантики на 2018 г. 2018. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 128 с.

Трофимов А.Г. 2000. Численное моделирование циркуляции вод в Баренцевом море. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 42 с.

Трофимов А.Г. 2003. Динамика вод Баренцева моря и ее влияние на распределение икры, личинок, 0-группы трески и пикши. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 87 с.

Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009 // ICES J. of Mar. Sci. 69(5): 833–840.

González-Pola C., Larsen K.M.H., Fratantoni P., Beszczynska-Möller A., Hughes S.L. (Eds). 2018. ICES Report on Ocean Climate 2016. ICES Cooperative Research Report No. 339. 110 pp. https://doi.org/10.17895/ices.pub.4069.

ICES Report on Ocean Climate (IROC). Accessible via: http://ocean.ices.dk/iroc/. 20.04.2018.

Monthly mean time series from the NCEP Reanalysis Dataset / Climate Prediction Center, National Weather Service, NOAA. Accessible via: http://nomad2.ncep.noaa.gov. 20.04.2018.

Ozhigin V.K., Ingvaldsen R.B., Loeng H., Boitsov V.D., Karsakov A.L. 2011. Introduction to the Barents Sea // The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. Trondheim, Norway. P 39–76.

Sea Ice Index. Arctic- and Antarctic-wide changes in sea ice. Accessible via: http://nsidc.org/data/seaice _ index/. 20.04.2018.

SST fields from NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn _ SmithOIv2 monthly / Climate Modeling Branch, National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration. Accessible via: http://iridl.ldeo.columbia.edu. 20.04.2018

The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. 2011. Edited by T. Jakobsen and V.K. Ozhigin. Trondheim, Norway. 825 pp.

The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) index (PS-based). Accessible via: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based. 20.04.2018.

Поступила в редакцию 03.08.2018 г.
Принята после рецензии 07.09.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources

Climatic factors of variability of environmental conditions of fishery resources and marine ecosystem functioning

Climate changes in the Barents Sea over the last half century

A.G. Trofimov, A.L. Karsakov, V.A. Ivshin

N.M. Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (FSBSI «PINRO»), Murmansk

The Barents Sea, being a transition area between the North Atlantic and the Arctic Basin, plays a key role in water exchange between them. Atlantic waters enter the Arctic Basin through the Barents Sea and the Fram Strait. Variations in volume flux, temperature and salinity of Atlantic waters affect hydrographic conditions in both the Barents Sea and the Arctic Ocean and are related to large-scale atmospheric pressure systems. In this paper, meteorological and oceanographic conditions of the Barents Sea were analyzed over the last half century. An attempt was made to formulate integral indices for characterizing the thermohaline conditions of the Barents Sea as a whole. Using them, since 1965, large periods with different thermal (warm/cold) and haline (fresh/saline) conditions were found. A stable warm period in the Barents Sea has been observed since 2000. Since 2005, the sea waters have been the warmest and the most saline for the entire considered period. The year of 2016 was characterized as a record warm in the sea as a whole.

Keywords: Barents Sea, climate changes, climate index, haline index.

References

Bojtsov V.D. 2006. Izmenchivost' temperatury vody Barentseva morya i ee prognozirovanie [Variability of water temperature in the Barents Sea and its forecasting]. Murmansk: Izd-vo PINRO. 292 s.

Eliseeva I.I., Yuzbashev M.M. 2004. Obshchaya teoriya statistiki [General theory of statistics] / Pod red. I.I. Eliseevoj. M.: Finansy i statistika. 656 s.

Karsakov A.L. 2007. Zakonomernosti i osobennosti rezhima vod Barentseva morya (po nablyudeniyam na vekovom razreze «Kol'skij meridian») [Patterns and features of the Barents Sea waters conditions (according to observations along the Kola Section)]. Diss. … kand. geogr. nauk. Murmansk: MMBI. 198 s.

Karsakov A.L. 2009. Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more v 1900–2008 gg. [Oceanographic investigations along the Kola Section in the Barents Sea in 1900–2008]. Murmansk: Izd-vo PINRO. 139 s.

Korosov A.V., Gorbach V.V. 2016. Komp'yuternaya obrabotka biologicheskikh dannykh [Computer processing of biological data]. Petrozavodsk: Izd-vo PetrGU. 96 s.

Manushin I.E., Anisimova N.A., Lyubin P.A., Vyaznikova V.S., Zakharov D.V. 2014. Izmeneniya v biomasse makrozoobentosa v vostochnoj chasti Barentseva morya za poslednee stoletie [Changes in the biomass of macrozoobenthos in the eastern Barents Sea during the last century] // Mat. XVI nauch. seminara «Chteniya pamyati K.M. Deryugina» (SPbGU, 07.12.2013) / SPbGU, Kaf. ikhtiologii i gidrobiologii. SPb. S. 52–59.

Ozhigin V.K., Ivshin V.A., Trofimov A.G., Karsakov A.L., Antsiferov M. Yu. 2016. Vody Barentseva morya: struktura, tsirkulyatsiya, izmenchivost' [The

Barents Sea waters: structure, circulation, variability.]. Murmansk: PINRO. 260 s.

Sostoyanie biologicheskikh syr'evykh resursov Barentseva morya i Severnoj Atlantiki na 2018 g. [Status of biological resources in the Barents Sea and North Atlantic for 2018]. 2018. Murmansk: Izd-vo PINRO. 128 s.

Trofimov A.G. 2000. Chislennoe modelirovanie tsirkulyatsii vod v Barentsevom more [Numerical modelling of water circulation in the Barents Sea]. Murmansk: Izd-vo PINRO. 42 s.

Trofimov A.G. 2003. Dinamika vod Barentseva morya i ee vliyanie na raspredelenie ikry, lichinok, 0-gruppy treski i pikshi [Water dynamics in the Barents Sea and its influence on the distribution of eggs, larvae, 0-groups of cod and haddock]. Murmansk: Izd-vo PINRO. 87 s.

Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009 // ICES J. of Mar. Sci. 69(5): 833–840.

González-Pola C., Larsen K.M.H., Fratantoni P., Beszczynska-Möller A., Hughes S.L. (Eds). 2018. ICES Report on Ocean Climate 2016. ICES Cooperative Research Report No. 339. 110 pp. https://doi.org/10.17895/ices.pub.4069.

ICES Report on Ocean Climate (IROC). Accessible via: http://ocean.ices.dk/iroc/. 20.04.2018.

Monthly mean time series from the NCEP Reanalysis Dataset / Climate Prediction Center, National Weather Service, NOAA. Accessible via: http://nomad2.ncep.noaa.gov. 20.04.2018.

Ozhigin V.K., Ingvaldsen R.B., Loeng H., Boitsov V.D., Karsakov A.L. 2011. Introduction to the Barents Sea // The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. Trondheim, Norway. P 39–76.

Sea Ice Index. Arctic- and Antarctic-wide changes in sea ice. Accessible via: http://nsidc.org/data/seaice _ index/. 20.04.2018.

SST fields from NOAA NCEP EMC CMB GLOBAL Reyn _ SmithOIv2 monthly / Climate Modeling Branch, National Centers for Environmental Prediction, National Oceanic and Atmospheric Administration. Accessible via: http://iridl.ldeo.columbia.edu. 20.04.2018

The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. 2011. Edited by T. Jakobsen and V.K. Ozhigin. Trondheim, Norway. 825 pp.

The Climate Data Guide: Hurrell North Atlantic Oscillation (NAO) index (PS-based). Accessible via: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/hurrell-north-atlantic-oscillation-nao-index-pc-based. 20.04.2018.

Table captions

Table 1. Component weights of meteorological and oceanographic variables for the first three principle components (PC1, PC2 and PC3)

Table 2. Correlation matrix of haline variables

Figure captions

Fig. 1. Main flows of Atlantic waters in the Barents Sea [after Boitsov et al., 2012]

Fig. 2. Distribution of meteorological and oceanographic variables for 1965–2017 in the coordinates of the first and second principle components (PC1 and PC2 respectively)

Fig. 3. Normalized anomalies of meteorological and oceanographic variables for 1965–2017 (sorted by the first principle component)

Fig. 4. Distribution of thermal variables in the coordinates of the first and second principle components (PC1 and PC2 respectively)

Fig. 5. Climate index (CI) and its cumulative curve in 1965–2017 (top), main climatic periods (middle) and classification of years by the climate index and by its three components separately: Ta — normalized anomaly of air temperature, Tw — normalized anomaly of water temperature, Ice — normalized anomaly of ice-free area of the sea (bottom)

Fig. 6. Distribution of haline variables in the coordinates of the first and second principle components (PC1 and PC2 respectively)

Fig. 7. Haline index (HI) and its cumulative curve in 1965–2017 (top), main haline periods (middle) and classification of years by the haline index (bottom)

Fig. 8. Normalized heat content anomalies in the Norwegian Sea (upper) [ICES Report…, 2018] and the climate index of the Barents Sea (lower) in 1965–2017

Fig. 9. Normalized fresh water content anomalies in the Norwegian Sea (upper) [ICES Report…, 2018] and the haline index of the Barents Sea (lower) in 1965–2017

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 551.46.07:629.783 (269)

Сезонность вертикального распределения хлорофилла *a* в субширотных зонах Антарктической части Атлантики по данным прямых и дистанционных наблюдений

Д.А. Чурин[1,2], С.Ю. Гулюгин[1]

[1] Атлантический научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГБНУ «АтлантНИРО»), г. Калининград

[2] Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ФГБУН «ИО РАН»), г. Москва

E-mail: sergulyugin@atlantniro.ru

В статье рассматриваются результаты анализа 469 профилей хлорофилла *a*, полученные с профилирующих буёв международного проекта Biogeochemical-Argo с 7 мая 2015 г. по 14 мая 2018 г. в районе пролива Дрейка и открытой части моря Скотия между 53–65° ю. ш., 40–70° з. д. Профили приводились к стандартным горизонтам. Отмечено, что за рассматриваемый период стало возможным проследить динамику сезонных изменений концентрации хлорофилла *a* в четырёх субширотных зонах. В рассматриваемом районе наибольшего развития фитопланктон достигал в декабре, во Вторичной фронтальной зоне (ВФЗ) максимальные значения достигали 4,11 мг/м^3, наиболее низкая концентрация хлорофилла наблюдалась в августе, тогда как наименьшие значения максимума также наблюдались ВФЗ и составляли 0,16 мг/м^3. По характеру изменчивости профилей хлорофилла выделено сходство между зоной субантарктической поверхностной водной массы (САПВ) и Южной полярной фронтальной зоной (ЮПФЗ) и между Антарктической зоной (АЗ) и ВФЗ. В зонах САПВ и ЮПФЗ диапазон значений хлорофиллного максимума в течение года был меньше (0,22–3,45 мг/м^3), чем в южных районах, второй пик приходился на май. АЗ и ВФЗ имели схожие ярко выраженные сезонные отличия, значения содержания хлорофилла в зоне максимума колебались в пределах 0,09–8,02 мг/м^3, второй пик наблюдался в феврале. Поверхностные максимумы наблюдались в 33,9% случаев, в основном в зимний период в зоне САПВ. Разница между поверхностными значениями и значениями в слое максимума в зимний период для всех зон составляла лишь 5–12%, в летний — в ЮПФЗ и АЗ доходила до 48%. Наблюдался тренд к уменьшению средней глубины максимума с февраля (37 м) к октябрю (15,5 м).

Ключевые слова: хлорофилл *a*, вертикальная структура, дрейфующие буи, BIO ARGO, сезонная изменчивость, Южный океан.

Введение

В последнее время вновь возник интерес к рыбохозяйственным исследованиям в традиционных районах отечественного промысла в Антарктической части Атлантики (АчА). Одним из базовых условий для прогнозирования промысла криля в этом районе является сбор данных по функционированию планктонных сообществ. Детализированные высокочастотные наблюдения вертикального профиля

биомассы фитопланктона в течение всего года до недавнего времени отсутствовали. Контактные данные, собираемые с борта судна, ограничиваются сроком экспедиций, как правило, достаточно коротким, тогда как развитие фитопланктона очень неоднородно в пространстве и длительно по времени. Спутниковое дистанционное наблюдение цвета воды в океане позволяет собирать значительный объём информации с огромной площади, но измеряет только концентрацию поверхностного фитопланктона. Нужно отметить, что при этом могут создаваться неполные карты из-за частого наличия облачного покрова, что особенно характерно для южных антарктических районов. Ещё одной проблемой при оценке концентраций хлорофилла является существование подповерхностных максимумов, что приводит к недооценке биомассы на основе расчётов по спутниковой информации [Comiso et al., 1993; Демидов и др., 2007, 2008, 2012б; Мордасова, 2014]. В связи с этим одним из самых удачных решений последних лет стала установка биооптических датчиков на свободноплавающие профилирующие буи проекта Biogeochemical-Argo (BGC-Argo), которые позволяют круглогодично собирать и дистанционно передавать океанологические данные.

Целью данной работы является выявление особенностей сезонной динамики вертикального распределения хлорофилла *a* в каждой из выделенных субширотных зон в районе пролива Дрейка и в открытой части моря Скотия на основании анализа наблюдений, полученных с буёв Argo за период 2015–2018 гг.

Материалы и методы

Основой для исследования послужили данные по вертикальному распределению хлорофилла *a*, полученные буями проекта Argo с 7 мая 2015 г. по 14 мая 2018 г. [Copernicus …, 2018] (рис. 1). Всего проанализировано 469 профилей, полученных с 13 буёв (табл. 1). Периодичность получения данных с каждого буя составляла от 1 до 10 дней. При обработке данных профили были приведены к стандартным горизонтам.

Анализ проводился по ранее выделенным субширотным зонам моря Скотия, совпадающим для этого района с межфронтальными зонами [Бородин и др., 2014; Чурин и др., 2014; Чурин, 2017]. Район исследования был взят в границах 53–65° ю. ш., 40–70° з. д. Он в достаточной степени обеспечен длительными временными рядами, является важным для понимания процессов, происходящих в планктонных сообществах в зонах интенсивных переносов (рис. 1).

Обработка данных производилась стандартными статистическими методами.

Результаты

На большей части рассматриваемого района, охватывающего воды пролива Дрейка и открытой части моря Скотия, в течение всего года преобладают низкие концентрации хлорофилла *a* олиготрофного и мезотрофного типа (по спутниковым данным менее 0,5 мг/м^3). Узкие участки с повышенной продуктивностью (по спутниковым данным до 2 мг/м^3)

Таблица 1. Помесячное распределение станций в исследуемом районе за 2015–2018 гг. (шт.)

Зоны	Месяцы												Всего станций
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	
I (САПВ)	4	5	3	-	3	31	36	31	5	2	1	2	123
II (ЮПФЗ)	5	4	2	7	51	22	2	2	3	1	4	5	108
III (АЗ)	10	12	13	10	7	5	6	5	5	10	7	7	97
IV (ВФЗ)	18	14	15	14	14	9	12	7	5	15	8	10	141
Весь район	37	35	33	31	75	67	56	45	18	28	20	24	469

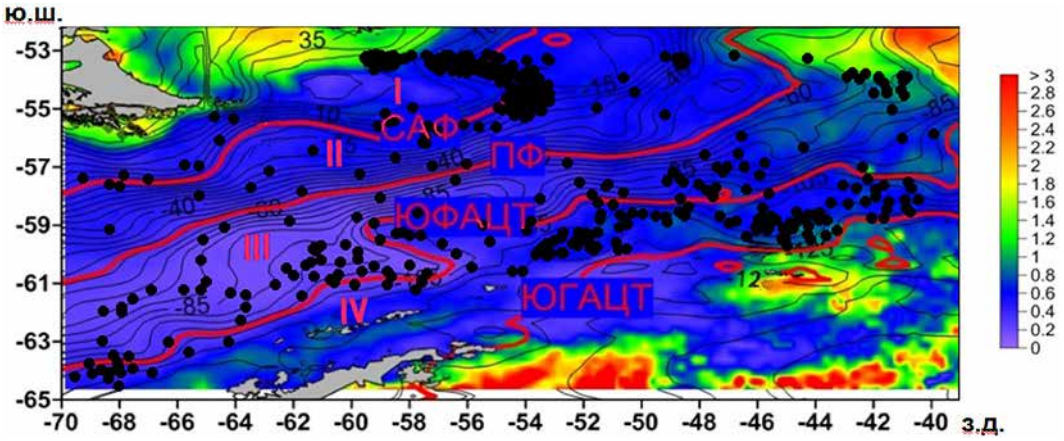


Рис. 1. Положение станций вертикального распределения хлорофилла *a* (чёрные точки). Цветной заливкой показана месячная норма распределения хлорофилла *a* на поверхности моря в декабре (мг/м^3), чёрными линиями отображены изолинии абсолютной динамической топографии (АДТ) [Чурин, Гулюгин, 2017]. Красными линиями показаны границы фронтов. Расшифровки фронтов приведены в тексте

сосредоточены вдоль шельфов Южной Америки и Антарктического полуострова [Чурин, Гулюгин, 2017]. Станции буёв Argo находились в четырёх из пяти выделенных здесь субширотных зон. Так как южнее Южной границы Антарктического циркумполярного течения (ЮГАЦТ) станции отсутствовали, то в данном исследовании эта зона не рассматривается.

На обобщённых среднемесячных данных по поверхностным и максимальным значениям очень хорошо видна динамика развития планктонных сообществ этого региона (рис. 2). Несмотря на общие процессы, характерные для всего региона, в каждой из субширотных зон они имеют свои нюансы.

На графике среднемесячных поверхностных и максимальных значений хорошо выделяются две группы кривых (рис. 3). К первой группе относятся значения, полученные в I и II зонах. Эта группа характеризуется более плавным ходом каждой кривой в течение года и в период с января по октябрь не имеет значений, превышающих 1 мг/м^3. Вторая группа состоит из значений, полученных в III и IV зонах. Кривые этой группы показывают чётко выраженную сезонность и отличаются только величиной амплитуды в вегетативный период.

К первой зоне относятся воды субантарктической поверхностной водной массы (САПВ), которая с юга ограничивается Субантарктическим фронтом (САФ). Основ-

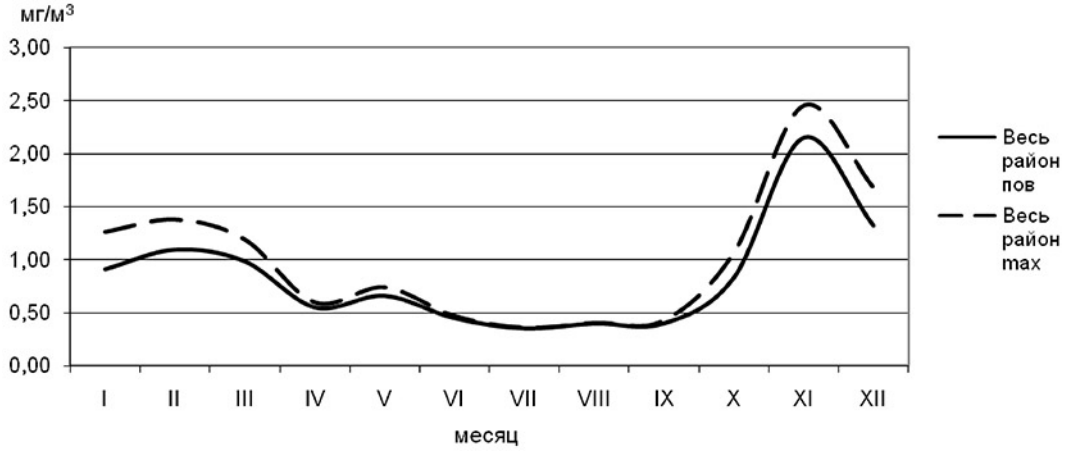


Рис. 2. Среднемесячные значения хлорофилла *a* на поверхности (сплошная линия) и максимума (прерывистая линия) по всему району

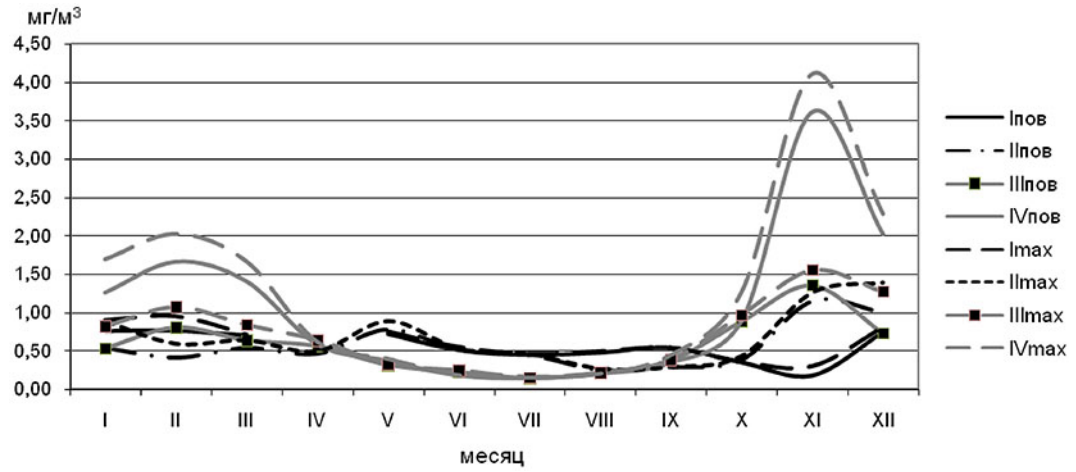


Рис. 3. Среднемесячные значения хлорофилла *a* на поверхности (сплошная линия) и максимума (прерывистая линия) по субширотным зонам

ные продуктивные районы лежат севернее рассматриваемой акватории в местах захода вод Фолклендского течения на южноамериканский шельф, так что станции в рассматриваемой части зоны в основном находились в низкопродуктивных мезотрофных водах, что и отразилось на полученных характеристиках (рис. 3–7, табл. 2). Данные за январь и частично февраль получены из района 55,3–57,4° ю. ш., 64–69° з. д., за все остальные месяцы, включая февраль, — из района 53,2–55,7° ю. ш., 53,7–60,0° з. д.

Как показывает помесячное распределение станций, в первой зоне наиболее хорошо обеспечен данными был зимний период (табл. 1). С мая по август почти все значения концентрации хлорофилла *a* как на поверхности, так и в слое максимума находились в диапазоне от 0,2 до 1 мг/м^3 (см. рис. 3–5). Средний показатель на поверхности составлял 0,54 мг/м^3, в слое максимума — 0,56 мг/м^3 (см. рис. 2). В связи с тем, что большинство максимумов были либо поверхностными (в 52–69% случаев), либо имели значения, близкие к поверхностным, то разница между поверхностными и максимальными значениями составляла не более 2–5% (табл. 2, см. рис. 6–7).

В отличие от тенденции в других районах, в первой зоне на участке 53–54° ю. ш., 55–58° з. д. в начале вегетативного сезона в октябре-ноябре среднемесячные значения хлорофилла *a* в слое максимума показывали снижение до 0,30–0,36 мг/м^3, в поверхностном слое — до 0,18–0,35 мг/м^3

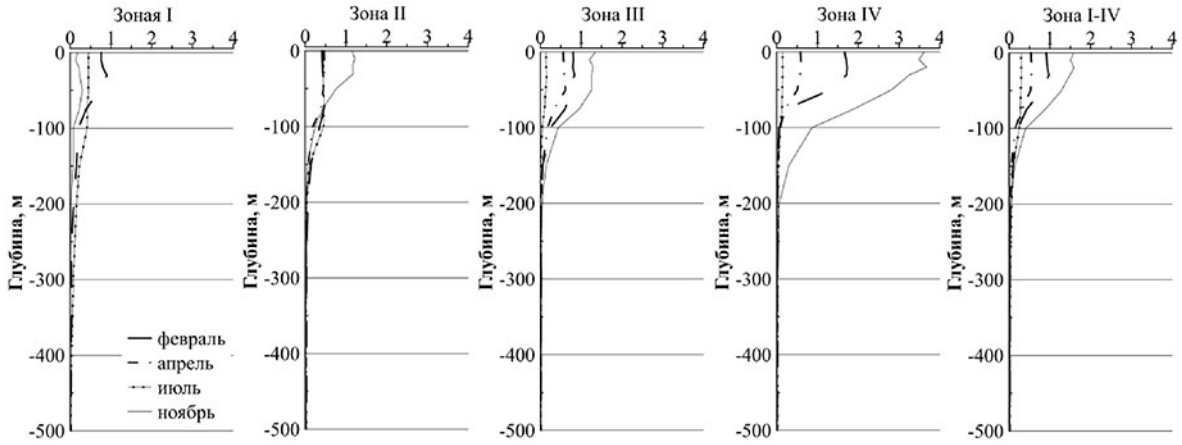


Рис. 4. Динамика профилей хлорофилла *a* по зонам. Значения усреднены за месяц по стандартным горизонтам (мг/м^3)

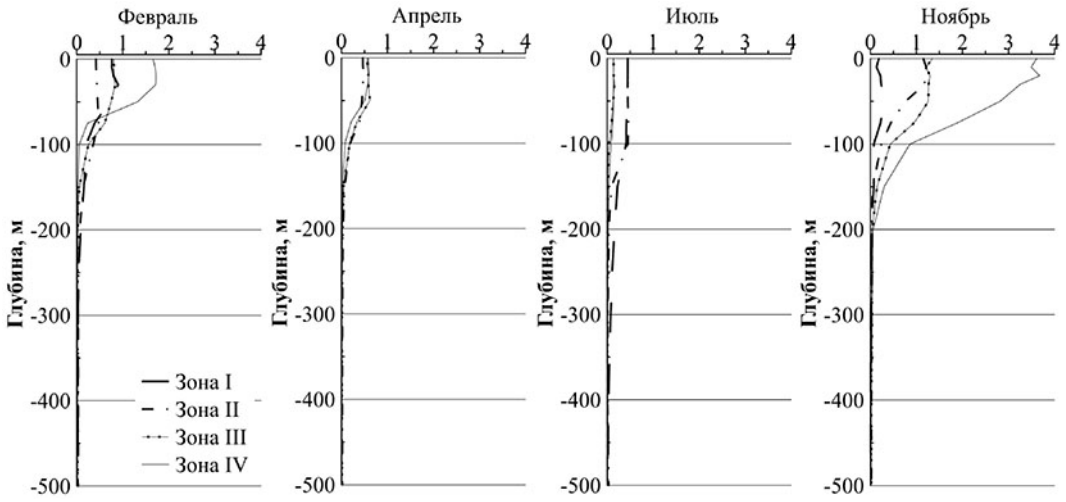


Рис. 5. Динамика профилей хлорофилла *a* по месяцам. Значения усреднены за месяц по стандартным горизонтам (мг/м^3)

Таблица 2. Количество станций с поверхностным максимумом хлорофилла *a* (в %). За 100% принято количество станций в зоне в определённом месяце

Зона	Месяц												
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	**Весь год**
I	0,0	20,0	66,7	-	33,3	51,6	66,7	61,3	100,0	0,0	0,0	50,0	**56,1**
II	0,0	0,0	0,0	0,0	39,2	54,5	0,0	0,0	33,3	0,0	25,0	20,0	**32,4**
III	10,0	16,7	23,1	10,0	28,6	0,0	0,0	40,0	20,0	20,0	14,3	14,3	**16,5**
IV	22,2	42,9	33,3	21,4	7,1	33,3	16,7	14,3	0,0	60,0	25,0	30,0	**27,7**
I–IV	**13,5**	**25,7**	**30,3**	**12,9**	**32,0**	**46,3**	**46,4**	**48,9**	**38,9**	**39,3**	**20,0**	**25,0**	**33,9**

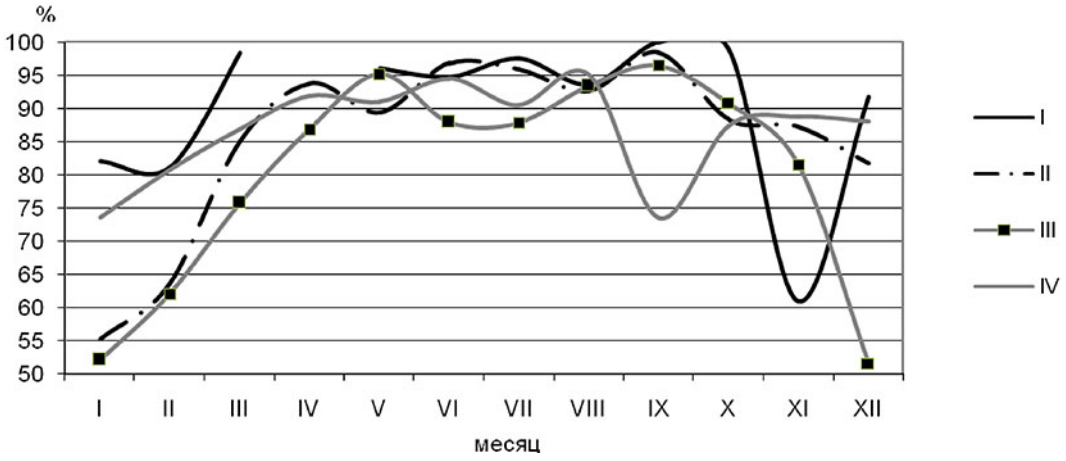


Рис. 6. Соотношение поверхностных и максимальных значений хлорофилла *a* (в % от максимума)

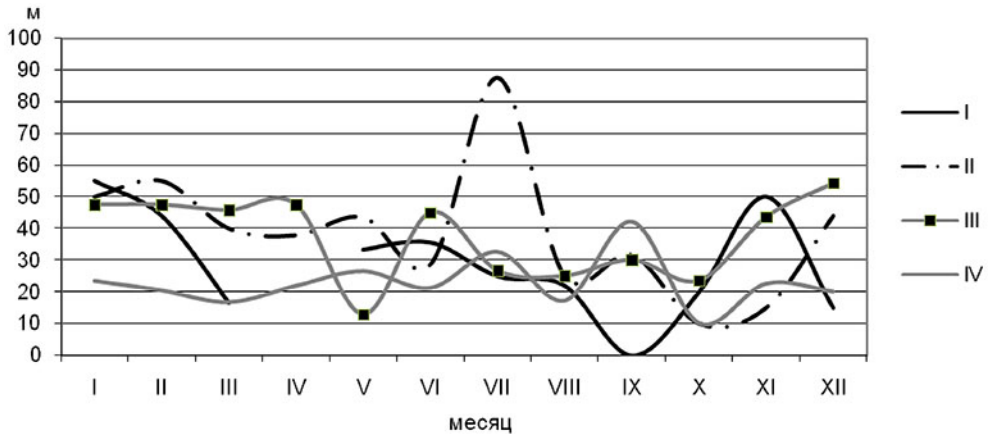


Рис. 7. Осреднённые за месяц глубины залегания максимума по субширотным зонам

(см. рис. 3–5). Вероятнее всего это связано с малым количеством станций и не является показательным (табл. 1). В декабре-феврале в поверхностном слое значения возрастают до 0,74–0,76 мг/м^3, в слое максимума — до 0,80–0,95 мг/м^3. В летний период максимумы наблюдались на разных стандартных горизонтах от поверхности до 50 м (см. рис. 4–6). Разница между поверхностными значениями и максимумами составляла в среднем 7% (см. рис. 6).

Вторая зона. Область Южной полярной фронтальной зоны (ЮПФЗ) характеризуется максимальным вихреобразованием и наиболее высокими скоростями течений (> 50 см/с) в море Скотия. Согласно спутниковым значениям месячной нормы эта зона относится к водам мезотрофного типа, при этом наблюдается постепенное увеличение значений хлорофилла *a* в восточном направлении до 1 мг/м^3 [Чурин, Гулюгин, 2017].

По данным профилирующих буёв в зимние месяцы поверхностное и максимальное содержание хлорофилла *a* находилось в пределах 0,2–0,7 мг/м^3, за исключением майских значений, когда они могли достигать 1,4 мг/м^3. Средние поверхностные значения в этот период составляли 0,49 мг/м^3, средние максимальные — 0,53 мг/м^3 (рис. 3). Самые низкие значения средних поверхностных и максимальных концентраций приходятся на август (0,26 и 0,27 мг/м^3, соответственно). Поверхностные максимумы встречались только в мае-июне и частота их встречаемости была 39,2% и 54,5%, соответственно (табл. 2). В другое время максимумы наблюдались в слое от 20 до 100 м, средняя глубина залегания максимума — 44,5 м (рис. 4–5, 7). Разница между поверхностными и максимальными значениями в среднем составляла 6% (рис. 6).

По данным буйковых станций начало весеннего цветения во II зоне приходится на октябрь и достигает пиковых значений в декабре (рис. 3). Максимальные и поверхностные значения в декабре имеют размах 0,57–3,45 и 0,43–1,85 мг/м^3, соответственно, а средние их показатели — 1,4 и 1,0 мг/м^3. Максимумы в поверхностном слое наблюдались в 20% случаев (табл. 2). В январе-феврале максимумы наблюдались только в слое 20–75 м (рис. 4–5). Средняя глубина залегания максимума увеличивалась с 10 м в октябре до 55 м в феврале (рис. 7). Разница между поверхностными и максимальными значениями увеличивалась с 9% в октябре и достигала максимального расхождения в 45% в январе, постепенно уменьшаясь до 5% в мае (рис. 6).

I и II зонах в мае наблюдался осенний пик, средние значения на поверхности достигали 0,72 и 0,78 мг/м^3, в слое максимума — 0,75 и 0,89 мг/м^3, соответственно.

Третья (Антарктическая) зона содержит воды Антарктической поверхностной водной массы (АПВ) и располагается между Полярным фронтом (ПФ) на севере и Южным фронтом Антарктического циркумполярного течения (ЮФАЦТ) на юге. Средние скорости течения здесь существенно меньше (до 17 см/с), чем во второй зоне. Согласно спутниковым данным среднемесячное значение

концентрации хлорофилла *a* показывает ту же тенденцию, что и во второй зоне, — увеличение в восточном направлении от олиготрофных показателей (< 0,1 мг/м^3) в проливе Дрейка до эвтрофных (1,3 мг/м^3) в неритической зоне о. Южная Георгия [Чурин, Гулюгин, 2017].

Станции в III зоне в течение годового цикла имели более-менее равномерное распределение по всей акватории (рис. 1). Скорее всего, именно это отличие от предыдущих двух зон способствовало лучшему представлению сезонной динамики (рис. 3). В зимний период самые низкие значения концентрации хлорофилла *a* приходились на июль и составляли 0,14 мг/м^3 для поверхностных значений и 0,16 мг/м^3 для максимальных значений. В целом, размах значений хлорофилла *a* в зимний период составлял 0,1–0,5 мг/м^3 для максимума и 0,08–0,5 мг/м^3 для поверхности. Глубина залегания максимума имела большой разброс от поверхности до 75 м, в июле-августе все максимумы были глубже 20 м (рис. 7). Частота встречаемости поверхностного максимума составляла от 0 до 40% за месяц (табл. 2). Тем не менее, в этот период наблюдались профили с большой глубиной развития и более-менее одинаковыми значениями, не превышающими 0,5 мг/м^3 (рис. 4–5). Отличия поверхностных и максимальных значений в зимний период находились в пределах 5–12% (рис. 6).

Уже в августе начался рост значений хлорофилла *a*, который достиг своего максимального пика в ноябре. Во время пика средние значения на поверхности составляли 1,35 мг/м^3 (размах 0,41–2,50 мг/м^3), в зоне максимума — 1,55 мг/м^3 (размах значений 0,89–2,50 мг/м^3). Поверхностный максимум наблюдался только в 14,3% случаев (табл. 2). Преобладающая часть значений максимума (43%) находилась на стандартной глубине 75 м, среднее значение глубины залегания максимума составляло 43,6 м. Отличия между поверхностными и максимальными значениями составляли уже 18%. Наибольшая разница между значениями на поверхности и в слое максимума наблюдалась в декабре-январе и составляла 48%. Обнаруженные подповерхностные максимумы в это время находились преимущественно на глубинах 50–75 м, а поверхностные фактически отсутствовали.

В соответствии с опережением темпа роста численности фитопланктона над его выеданием зоопланктоном в феврале наблюдался второй пик. Он был почти в два раза ниже ноябрьского (0,8 мг/м^3 на поверхности и 1,07 мг/м^3 в зоне максимальных значений).

Четвертая (Вторичная фронтальная) зона также содержит воды АПВ и располагается между ЮФАЦТ и ЮГАЦТ. Для данной зоны характерны наиболее низкие скорости течения (до 9 см/с). По спутниковым данным значения месячной нормы хлорофилла *a* соответствуют мезотрофному уровню в пределах 0,5–1 мг/м^3. При этом повышенные значения располагаются вблизи неритических зон Южных Шетландских и Южных Оркнейских о-вов [Чурин, Гулюгин, 2017].

Согласно данным буйковых станций Argo кривая значений хлорофилла *a* повторяет кривую III зоны, но амплитуды значений в вегетативный период носят более выраженный характер (рис. 3). В зимний период средние поверхностные (0,14–0,37 мг/м^3) и максимальные (0,16–0,40 мг/м^3) значения хлорофилла *a* не сильно отличаются от значений в III зоне (0,14–0,31 и 0,16–0,33 мг/м^3). В это время наблюдается широкое разнообразие глубин залегания хлорофиллного максимума, но поверхностные максимумы встретились только в 7,1–33,3% случаев. Форма и значения профиля почти совпадают с данными III зоны (рис. 4–5). Разница между поверхностными и максимальными значениями составляла 5–10% (рис. 6).

В период максимального цветения в ноябре в IV зоне наблюдались самые большие средние значения пика хлорофилла *a* (4,11 (1,28–7,03) мг/м^3 для слоя максимума и 3,61 (1,28–6,78) мг/м^3 для поверхностных значений) (рис. 3). Глубина залегания максимума в вегетативный период могла быть самой разнообразной, средние значения лежали в пределах 10–20 м (рис. 4–5, 7). Поверхностные максимумы в декабре наблюдались только в 25% случаев (табл. 2). Разница между поверхностными значениями и максимумом хлорофилла *a* в ноябре-декабре в среднем составляла 11–12%. Наиболее сильные различия между средними поверхностными значениями и средними максимумами наблюдались в январе и сентябре и составили 24% (рис. 6).

Обсуждение

Как уже давно выявлено, характер вертикального распределения фитопланктона обуславливается, в первую очередь, сезонной изменчивостью поступающей солнечной радиации [Воронина, 1977]. Изменение длительности светового периода, прогрев или охлаждение вод запускают процессы перемешивания слоёв, образования или таяния льда, в свою очередь формирующие стратификацию воды за счёт изменения её плотности. Все эти сезонные изменения, происходящие в рассматриваемом районе, хорошо отражены в годовой динамике кривых хлорофиллных профилей (рис. 4–5). Начиная с апреля толщина трофогенного слоя постепенно увеличивается во время зимней конвекции, достигая максимальных глубин (до 150 м) в августе. В этот период основным лимитирующим фактором является свет. Считается, что в зимний период значения содержания хлорофилла по всей толще за счёт перемешивания носят более-менее однородный характер, среднемесячные величины имеют минимальные значения, а хлорофиллные максимумы могут располагаться по всей толще воды [Воронина, 1977; Демидов и др., 2012; Мордасова, 2014]. В нашем случае наблюдения показывают, что поверхностные максимумы в зимний период встречались чаще, чем в остальные сезоны, и наблюдались почти в половине случаев (46–50%) (табл. 3). В зональном выражении поверхностные максимумы чаще встречались в первой зоне (табл. 4), составляя в июне-августе 52–67% наблюдений (табл. 2). Различия между поверхностными и максимальными значениями незначительны и, согласно наблюдениям, в среднем значения максимума больше всего на 4–12%. Большая часть значений содержания хлорофилла по всей толще воды относилась к олиготрофному и мезотрофному уровню и не превышала 0,5 мг/м^3.

Весной происходит быстрый переход к неравномерному распределению фитопланктона, связанный с увеличением устойчивости вод

Таблица 4. Частота (количество станций в %) встречаемости максимумов по зонам на стандартных глубинах. За 100% принято количество станций в зоне

Стандартный горизонт, м	Зона				
	I	II	III	IV	**I–IV**
0	57	32	16	28	**34**
10	0,8	1,9	8,2	16	**7,3**
20	3,3	10	16	19	**12**
30	5,8	6,5	12	14	**9,9**
50	15	17	19	20	**18**
75	8,3	21	24	2,8	**13**
100	6,6	11	4,1	–	**5,1**
150	3,3	–	–	–	**0,9**

Таблица 3. Годовая динамика частоты встречаемости максимумов на стандартных глубинах (в %). За 100% принято кол-во станций за месяц

Стандартный горизонт, м	Месяц												
	Январь	Февраль	Март	Апрель	Май	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь	Ноябрь	Декабрь	**Январь-декабрь**
0	14	26	30	13	32	46	47	50	39	39	20	25	**34**
10	11	9	3	10	8	1	4	7	6	21	15	4	**7**
20	22	14	27	23	8	3	9	9	11	14	20	8	**12**
30	8	9	6	16	7	7	11	9	6	14	10	25	**10**
50	24	17	15	26	16	22	9	11	33	7	20	21	**18**
75	19	20	15	10	19	12	7	11	6	4	15	8	**13**
100	3	3	3	3	11	4	11	2	0	0	0	8	**5**
150	0	3	0	0	0	3	2	0	0	0	0	0	**1**

и формированием сезонного скачка плотности, на который приходится максимум численности организмов [Семина, 1977]. Согласно наблюдениям, начало формирования осенне-летней стратификации в исследуемом районе происходит в октябре, что отражается на изменении глубины трофогенного слоя (рис. 4—5). При этом средние значения хлорофиллного максимума для IV зоны находятся на глубине 50 м. Предполагается, что максимум на такой глубине обусловлен высокой концентрацией растворённого железа в опустившейся холодной поверхностной антарктической водной массе, сформированной в зимний период [Holm-Hansen, Hewes 2004; Arrigo et al., 2008; Демидов, 2007, 2012]. Нарастание количества водорослей начинается в сентябре, достигая максимума в ноябре в период резкого увеличения устойчивости поверхностного слоя. Второй максимум, связанный с уменьшением выедания зоопланктоном фитопланктона, наблюдался в I и III—IV зонах в феврале. Далее в апреле в I—II зонах наблюдался осенний минимум, в мае — второй максимум, в два раза меньше ноябрьского. В летний период средние значения хлорофилльных максимумов в I—III зонах в основном лежали в слое 45—55 м, тогда как в IV зоне чаще встречались значения на горизонтах 20—25 м. Наибольшие значения разницы между средними показателями максимальных и поверхностных величин хлорофилла в тёплый период могли достигать в I зоне в ноябре 39%, во II—III зонах в декабре 48%, в IV зоне в декабре 26%. Учитывая, что спутниковые данные обычно занижают поверхностные значения [Arrigo, van Dijken, 2004; Dierssen, Smith, 2000; Garcia et al., 2005; Korb et al., 2004; Mitchell, Holm-Hansen, 1991; Демидов и др., 2010, 2012б; Мордасова, 2014], недооценка спутниковых данных при перерасчётах на трофогенный слой в этот период оказывается слишком существенной.

Рассматриваемые зоны можно разделить на две группы по обилию хлорофилла и типам кривых. В I и II зонах присутствуют невысокие значения (менее 0,5 мг/м^3) и амплитуда сезонной динамики выражена слабее. В зонах III и IV наблюдается чёткий сезонный ход концентраций хлорофилла с ярко выраженными пиками. Различия между кривыми III и IV зоны заключаются только в величине амплитуды.

Наблюдения, выполненные в I и II зонах, в отличие от более близких к Антарктическому полуострову и Южным Оркнейским о-вам III и IV зон, сезонно и пространственно располагались менее равномерно и больше характеризовали малопродуктивный участок в открытых водах моря Скотия (53—57 ю. ш., 53—60 з. д.). Как уже указывалось в других работах [Демидов, 2010; Чурин, Гулюгин, 2014], в исследуемом районе наблюдается увеличение продуктивности с севера на юг. Более высокая продуктивность IV зоны обусловлена как наличием неритических зон Антарктического полуострова и Южных Оркнейских о-вов, так и кромкой льда в открытой части.

Схожие картины вертикального распределения, уровней сезонных значений концентраций хлорофилла и изменения значений в сторону увеличения в южном направлении отмечают и другие исследователи Южного океана, например, при экспедиционных работах в проливе Дрейка [Демидов и др., 2008, 2009, 2010, 2011; 2012 а, 2012 б, 2012 в; Brandini et al., 2000, Mikaelyan, Belyaeva, 1995; Holm-Hansen et al., 1997, 2004 и пр.]. В данное время считается, что лимитирующими факторами для развития фитопланктона в Субантарктике являются низкие концентрации биогенных веществ (в частности, железа и кремния), а в Антарктической части — низкий уровень освещённости в пределах глубокого верхнего перемешанного слоя, формирующегося вследствие интенсивной температурной конвекции и ветрового воздействия [Демидов др., 2010].

В характере сезонной изменчивости в рассматриваемом районе чаще всего указывались основной пик в декабре и второй осенний пик в марте, но отмечались и другие вариации в зависимости от состояния года [Mandelli, 1967; Pedros-Alio et al., 1967; El Sayed, 1968; El Sayed et al., 1968; Воронина, 1977; Семина, 1977; Sommer, Stabel, 1986; Longhurst, 1995; Brandini et al., 2000; Moore, Abbot, 2000; Демидов и др., 2010, 2011 и пр.]. В нашей предыдущей работе [Чурин, Гулюгин, 2017] месячные нормы за 17 лет, сделанные по спутниковым данным, показали первый пик в декабре (кроме I зоны, где пик наблюдался в ноябре),

а второй — в феврале. Возможно, полученная в 2015–2018 гг. динамика хода сезонных значений является особенностью этих лет.

Заключение

Результаты анализа 469 профилей хлорофилла *a*, полученных с 13 буёв Argo за период 2015–2018 гг. в районе 53–65° ю. ш., 40–70° з. д. в 4-х субширотных зонах в районе пролива Дрейка и открытой части моря Скотия, показали, что каждая из зон имеет ряд особенностей сезонной динамики вертикального распределения хлорофилла *a*.

Согласно распределению станций кривая значений для I и II зон больше характеризует локальный участок в пределах 53–57 ю. ш., 53–60 з. д. Данные по III и IV зонам имели более равномерное распределение по акватории.

Рассматриваемые зоны можно разделить на две группы. К первой можно отнести I и II зоны, характеризующиеся высокими скоростями течений, низким содержанием хлорофилла (большую часть года значения менее 0,5 мг/м^3) и небольшой амплитудой сезонных значений. Максимальные значения наблюдались в ноябре, дополнительный максимум — в мае. Некоторые отклонения от общего сезонного хода значений содержания хлорофилла в ноябре-декабре в I зоне и в феврале во II зоне можно объяснить недостаточной обеспеченностью данных (1–2 станции в месяц). Около половины станций в течение года имели поверхностные максимумы. Различия между поверхностными и глубинными максимальными значениями были в пределах 5–12%. Наблюдался тренд к повышению средней глубины максимума от января-февраля (55 м) к октябрю (10 м).

Второй группе, состоящей из III и IV зон, свойственны более низкие скорости течений. Характеризуется она чётко выраженными пиками сезонного хода. Первый самый высокий пик развития приходится на ноябрь, второй пик наблюдается в феврале. Минимальные значения содержания хлорофилла *a* приходятся на июль. Большую часть времени года профили имеют подповерхностный максимум, разница между средними величинами поверхностных и глубинных максимальных значений в зимний сезон сохраняется на уровне 8–12%, а в летнее время может достигать 48%. Наблюдался тренд к повышению средней глубины максимума от января-февраля (47,5 м) к октябрю (10

В направлении с севера на юг от I к IV зоне среднегодовые значения содержания хлорофилла увеличиваются в 2,2 раза. В осенне-летний период в ноябре в IV зоне среднее значение максимума выше, чем в I зоне, в 13 раз, на поверхности — в 20 раз. В зимний период в августе наблюдается обратное явление. Средние значения в зоне хлорофильного максимума в I зоне в 2,9 раза больше, чем в IV, на поверхности — в 3,1 раза.

Подтверждается тот факт, что сезонные различия в динамике развития фитопланктона для каждой из субширотных зон зависят от географического положения рассматриваемого района и его удалённости от прибрежно-приостровной зоны. Показано, что в наблюдаемый период сроки наступления пиков отличались от общепринятых со смещением на месяц ранее.

Работа над статьёй поддержана грантом РФФИ 18–05–00283а и частично темой № 0149–2018–0027 Президиума РАН.

Литература

Бородин Е.В., Чурин Д.А., Чернышков П.П. 2014. Влияние динамики вод на биомассу и распределение биологических ресурсов пелагиали южных частей Атлантического и Тихого океанов // Вестник БФУ (Естественные науки). № 7. С. 142–154.

Воронина Н.М. 1977. Сообщества умеренных и холодных вод южного полушария // Океанология. Биология океана. Т. 2. Биологическая продуктивность океана. М.: Наука. С. 68–90.

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

Демидов А.Б., Ведерников В.И., Гагарин В.И., Буренков В.И. 2008. Продукционные характеристики фитопланктона в восточных районах Атлантики и Атлантическом секторе Южного океана в октябре-ноябре 2004 г. // Океанология. Т. 48. № 3. С. 396–410.

Демидов А.Б., Гагарин В.И., Григорьев А.В. 2010. Сезонная изменчивость хлорофилла *a* на поверхности в проливе Дрейка // Океанология. Т. 50. № 3. С. 355–370.

Демидов А.Б., Мошаров С.А., Романова Н.Д. 2011. Пространственная изменчивость первич-

ной продукции и хлорофилла *a* в проливе Дрейка в весенний сезон // Океанология. Т. 51. № 2. С. 293–306.

Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. 2012 а. Продукционные характеристики фитопланктона в Южной Атлантике в Атлантическом секторе Южного океана летом 2009–2010 гг. // Океанология. Т. 52. № 2. С. 226–238.

Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И., Мошарова И.В. 2012 б. Вертикальная изменчивость первичной продукции и хлорофилла *a* в проливе Дрейка в весенний период (октябрь-ноябрь) // Вестн. Моск. ун-т. Сер. 16. Биология. № 4. С. 28–32.

Демидов А.Б., Мошаров С.А., Гагарин В.И. 2012 в. Меридиональная асимметричность первичного продуцирования в Атлантическом секторе Южного океана весной и летом // Океанология. Т. 52. № 5. С. 675–687.

Мордасова Н.В. 2014. Косвенная оценка продуктивности вод по содержанию хлорофилла // Труды ВНИРО. Т. 152. С. 41–56.

Семина Г.И. 1977. Фитопланктон // Океанология. Биология океана. Т. 1. Биологическая структура океана. М.: Наука. С. 117–124.

Чурин Д.А. 2017. Мезомасштабная динамика вод в Антарктической части Атлантики и ее влияние на распределение криля. Автореф. дисс. … канд. геогр. наук. Калининград, БФУ им. И. Канта. 23 с.

Чурин Д.А., Гулюгин С.Ю. 2017. Особенности сезонной динамики хлорофилла *a* в связи с абсолютной динамической топографией Антарктической части Атлантики // Труды ВНИРО. Т. 169. С. 117–125.

Arrigo K.R., van Dijken G.L., Bushinsky S. 2008. Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006 // J. Geophys. Res. Vol. 113. C08004, doi:10.1029/2007JC004551.

Arrigo K.R., van Dijken G.L. 2004. Annual changes in sea ice, chlorophyll a, and primary production in the Ross Sea, Antarctica // Deep-Sea Res. II. V. 51. № 1–3. P. 117–138.

Brandini F.P., Boltovskoy A.P., Piola A., Kocmur S., Rottgers R., Abreu P.C., Lopes R.M. 2000. Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30°–62°S) // Deep-Sea Res. I. Vol. 47. N6. P. 1015–1033.

Comiso J.C., Mc. Clain C.R., Sullivan C.W. et al. 1993. Coastal Zone Color Scanner pigment concentration in the Southern Ocean and relationships to geophysical surface features // J. Geophys. Res. V. 98. P. 2419–2451.

Dierssen H.M., Smith R. 2000. Biooptical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters // J. Geophys. Res. V. 105. № C11. P. 26301–26312.

El Sayed S.Z. 1968. On the productivity of the Southwest Atlantic ocean and the waters west of the Antarctic peninsula // Antar. Res. Ser. Biology of the Antarctic Seas / Eds. Llano G.A., Schmitt W.L. AGU, Washington, V. 3. P. 15–47.

El-Sayed S.Z., Mandelli E.F., Sugimura Y. 1964. Primary organic production in the Drake Passage and Bransfield Strait // Antar. Res. Ser. Biology of the Antarctic Seas / Ed. Lee M.O. AGU, Washington, V. 1. P. 1–11.

Garcia C.A.E., Garcia V.M.T., McClain C.R. 2005. Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans // Remote Sensing of Environment. V. 95. № 1. P. 125–137.

Holm-Hansen Î., Hewes Ñ.D. 2004. Deep chlorophyll à maxima (DCMs) in Antarctic waters. I. Relationship between DSMs and the physical, chemical, and optical conditions in the upper water column // Polar Biology. Vol. 27. N11. P. 699–710.

Holm-Hansen Î., Hewes Ñ.D., Villafane V.E., Helbling E.W., Silva N., Amos T. 1997. Distribution of phytoplankton and nutrients in the area around Elephant Island, Antarctica // Polar Biology. Vol. 18. N2. P. 145–153.

Holm-Hansen O., Mitchell G.B. 1991. Spatial and temporal distribution of phytoplankton and primary production in the western Bransfield Strait region // Deep-Sea Res. V. 38. № 8–9A. P. 961–980.

Korb R.E., Whitehouse M.J., Ward P. 2004. SeaWiFS in the Southern ocean: spatial and temporal variability in phytoplankton biomass around South Georgia // Deep-Sea Res. II. V. 51. № 1–2. P. 99–116.

Longhurst A. 1995. Seasonal cycles of pelagic production and consumption // Prog. Oceanogr. V. 36. № 2. P. 77–167.

Mandelli E.F. 1967. Enhanced photosynthetic assimilation ratios in Antarctic Polar Front (Convergence) diatoms // Limnol. and Oceanogr. V. 12. № 3. P. 484–491.

Mikaelyan A.S., Belyaeva G.A. 1995. Chlorophyll a content in cells of Antarctic phytoplankton // Polar Biology. Vol. 15. N6. P. 437–445.

Mitchell G.B., Holm-Hansen O. 1991. Biooptical properties of Antarctic Peninsula waters: Differentiation from temperate ocean models // Deep-Sea Res. I. V. 38. P. 1009–1028.

Moore J.K., Abbott M.R. 2000. Phytoplankton chlorophyll distribution and primary production in the Southern Ocean // J. Geophys. Res. V. 105. No. C12. P. 28709–28722.

Pedros-Alio C., Calderon-Paz J., Guixa N., Navarrete A., Vaqué D. 1996. Microbial plankton across Drake Passage // Polar Biology. V. 16. № 8. P. 613–622.

Sommer U., Stabel H.H. 1986. Near surface nutrient and phytoplankton distribution in the Drake Passage during early December // Polar Biology. V. 5. № 2. P. 107–110.

Copernicus Marine environment monitoring service. Доступно через: http://marine.copernicus.eu/. 01.08.2018

Поступила в редакцию 18.10.2018 г.
Принята после рецензии 24.10.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources
Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

Seasonality of the vertical distribution of chlorophyll-a in the sublatitudinal zones of the Antarctic part of the Atlantic according to direct and remote sensing data

D.A. Churin[1,2], S. Yu. Gulyugin[1]

[1] Atlantic Fisheries Research Institute (FSBSI «AtlantNIRO»), Kaliningrad

[2] Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences (FSBIS «SIO RAS»), Moscow

The article discusses the results of the analysis of 469 chlorophyll a profiles obtained from the buoys of the project Biogeochemical-Argo from May 7, 2015 to May 14, 2018 in the Drake Passage and the open part of the Scotia Sea between 53–65° S, 40–70° W. Profiles led to standard horizons. It was noted that during the period under review it became possible to trace the dynamics of seasonal changes in the concentration of chlorophyll-a in four sublatitudinal zones. In the area under consideration, phytoplankton reached its highest development in December, in the SFZ (Secondary frontal zone) the maximum values reached 4.11 mg / m^3, the lowest concentration of chlorophyll-a was observed in August, while the lowest values of the maximum were also observed in the SFZ and were 0.16 mg/m^3. According to the dynamics of the variability of the curves of chlorophyll values, the similarity between the SASM (sub-antarctic surface water mass) and SPFZ (South polar frontal zone) zones and between AZ (Antarctic zone) and SFZ is highlighted. In the areas of SASM and SPFZ, the range of values of the chlorophyll-a maximum during the year was less (0.22–3.45 mg/m^3) than in the southern regions, the second peak was in May. AZ and SFZ had similar pronounced seasonal differences, the values of chlorophyll content in the maximum zone ranged from 0.09–8.02 mg/m^3, the second peak was observed in February. Surface maxima were observed in 33.9% of cases, mainly in the winter period in the area of the SASM. The difference between the surface values and the values in the layer of the maximum in the winter period for all zones was 5–12%, in the summer period in the SASM and AZ reached 48%. As a trend, an increase in the average maximum depth from February (37 m) to October (15.5 m) was observed.

Keywords: Chlorophyll *a*, vertical structure, drifting buoys, BIO ARGO, seasonal variability, Southern Ocean.

References

Borodin E.V., Churin D.A., Chernyshkov P.P. 2014. Vliyanie dinamiki vod na biomassu i raspredelenie biologicheskih resursov pelagiali yuzhnyh chastej Atlanticheskogo i Tihogo okeanov [Influence of dynamics of waters on biomass and distribution of biological resources of a pelagiala of the southern parts Atlantic and Silent Oceans] // Vestnik BFU (Estestvennye nauki). № 7. S. 142–154.

Voronina N.M. 1977. Soobshchestva umerennyh i holodnyh vod yuzhnogo polushariya [Communities of temperate and cold waters of the southern hemisphere] // Okeanologiya. Biologiya okeana. T. 2. Biologicheskaya produktivnost' okeana.M.: Nauka. 68–90.

Demidov A.B., Vedernikov V.I., Sheberstov S.V. 2007. Prostranstvenno-vremennaya izmenchivost' hlorofilla *a* v atlanticheskom i indijskom sektorah Yuzhnogo okeana v fevrale-aprele 2000 g. po sputnikovym i ehkspedicionnym dannym [Spatial and Temporal Distribution of Chlorophyll *a* in the Atlantic and Indian Sectors of the Southern Ocean from February to April 2000 as Determined by Both Shipboard Measurements and Satellite Data] // Okeanologiya. T. 47. № 4. S. 546–558.

Demidov A.B., Vedernikov V.I., Gagarin V.I., Burenkov V.I. 2008. Produkcionnye harakteristiki fitoplanktona v vostochnyh rajonah Atlantiki i Atlanticheskom sektore Yuzhnogo okeana v oktyabre-noyabre 2004 g. [Phytoplankton Productional Features in the Eastern Atlantic Regions and Atlantic Sector of the Southern Ocean in October–November 2004] // Okeanologiya. T. 48. № 3. S. 396–410.

Demidov A.B., Gagarin V.I., Grigor'ev A.V. 2010. Sezonnaya izmenchivost' hlorofilla *a* na poverhnosti v prolive Drejka [Seasonal Variability of Surface Chlorophyll *a* in the Drake Passage] // Okeanologiya. T. 50. № 3. S. 355–370.

Demidov A.B., Mosharov S.A., Romanova N.D. 2011. Prostranstvennaya izmenchivost' pervichnoj produkcii i hlorofilla *a* v prolive Drejka v vesennij sezon [Spatial Variability of Primary Production and Chlorophyll *a* in the Drake Passage in Austral Spring] // Okeanologiya. T. 51. № 2. S. 293–306.

Demidov A.B., Mosharov S.A., Gagarin V.I. 2012 a. Produkcionnye harakteristiki fitoplanktona v YUzhnoj Atlantike v Atlanticheskom sektore Yuzhnogo okeana letom 2009–2010 gg. [Phytoplankton Production Characteristics in the Southern Atlantic and Atlantic Sector of the Southern Ocean in Austral Summer 2009–2010] // Okeanologiya. T. 52. № 2. S. 226–238.

Demidov A.B., Mosharov S.A., Gagarin V.I., Mosharova I.V. 2012 б. Vertikal'naya izmenchivost' pervichnoj produkcii i hlorofilla a v prolive Drejka v vesennij period (oktyabr'-noyabr') [Vertical variability of primary production and vhlorophyll a in the Drake Passage in Austral spring (October-November)] // Vestn. Mosk. un-t. Ser. 16. Biologiya. № 4. S. 28–32.

Demidov A.B., Mosharov S.A., Gagarin V.I. 2012 в. Meridional'naya asimmetrichnost' pervichnogo producirovaniya v Atlanticheskom sektore Yuzhnogo okeana vesnoj i letom [Meridional Asymmetric Distribution of Primary Productivity in the Atlantic Sector of the Southern Ocean in Austral Spring and Summer] // Okeanologiya. T. 52. № 5. S. 675–687.

Mordasova N.V. 2014. Kosvennaya ocenka produktivnosti vod po soderzhaniyu hlorofilla [Indirect Estimation of Water Productivity by the Chlorophyll Content] // Trudy VNIRO. T. 152. S. 41–56.

Semina G.I. 1977. Fitoplankton [Phytoplankton] // Okeanologiya. Biologiya okeana. T. 1. Biologicheskaya struktura okeana. M.: Nauka. S. 117–124.

Churin D.A., Borodin E.V., Chernyshkov P.P. 2014. Nauchnoe obespechenie vozobnovleniya rossijskogo rybolovstva v yuzhnyh chastyah Atlanticheskogo i Tihogo okeanov v sovremennyh usloviyah [Scientific substantiation for resumption of Russian fishing in the Antarctic waters of the Atlantic Ocean and South Pacific] // Rybnoe kh-vo. № 5. S. 8–13.

Churin D.A. 2017. Mezomasshtabnaya dinamika vod v Antarkticheskoj chasti Atlantiki i ee vliyanie na raspredelenie krilya [Mesoscale dynamics of waters in the Antarctic part of Atlantic and its influence on distribution of a krill]. Avtoref. diss. … kand. geogr. nauk. Kaliningrad: BFU im. I. Kanta. 23 s.

Churin D.A., Gulyugin S. Yu. 2017. Aspects of dynamics of chlorophyll-a in relation to the absolute dynamic topography of the Antarctic part of the Atlantic // Trudy VNIRO. T. 169. S. 117–125.

Arrigo K.R., van Dijken G.L., Bushinsky S. 2008. Primary production in the Southern Ocean, 1997–2006 // J. Geophys. Res. Vol. 113. C08004, doi:10.1029/2007JC004551.

Arrigo K.R., van Dijken G.L. 2004. Annual changes in sea ice, chlorophyll a, and primary production in the Ross Sea, Antarctica // Deep-Sea Res. II. V. 51. № 1–3. P. 117–138.

Brandini F.P., Boltovskoy A.P., Piola A., Kocmur S., Rottgers R., Abreu P.C., Lopes R.M. 2000. Multiannual trends in fronts and distribution of nutrients and chlorophyll in the southwestern Atlantic (30°–62°S) // Deep-Sea Res. I. Vol. 47. N6. P. 1015–1033.

Comiso J.C., Mc. Clain C.R., Sullivan C.W. et al. 1993. Coastal Zone Color Scanner pigment concentration in the Southern Ocean and relationships to geophysical surface features // J. Geophys. Res. V. 98. P. 2419–2451.

Dierssen H.M., Smith R. 2000. Biooptical properties and remote sensing ocean color algorithms for Antarctic Peninsula waters // J. Geophys. Res. V. 105. № C11. P. 26301–26312.

El Sayed S.Z. 1968. On the productivity of the Southwest Atlantic ocean and the waters west of the Antarctic peninsula // Antar. Res. Ser. Biology of the Antarctic Seas / Eds. Llano G.A., Schmitt W.L. AGU, Washington, V. 3. P. 15–47.

El _ Sayed S.Z., Mandelli E.F., Sugimura Y. 1964. Primary organic production in the Drake Passage and Bransfield Strait // Antar. Res. Ser. Biology of the

Antarctic Seas / Ed. Lee M.O. AGU, Washington, V. 1. P. 1–11.

Garcia C.A.E., Garcia V.M.T., McClain C.R. 2005. Evaluation of SeaWiFS chlorophyll algorithms in the Southwestern Atlantic and Southern Oceans // Remote Sensing of Environment. V. 95. № 1. P. 125–137.

Holm-Hansen Î., Hewes Ñ.D. 2004. Deep chlorophyll à maxima (DCMs) in Antarctic waters. I. Relationship between DSMs and the physical, chemical, and optical conditions in the upper water column // Polar Biology. Vol. 27. N11. P. 699–710.

Holm-Hansen Î., Hewes Ñ.D., Villafane V.E., Helbling E.W., Silva N., Amos T. 1997. Distribution of phytoplankton and nutrients in the area around Elephant Island, Antarctica // Polar Biology. Vol. 18. N2. P. 145–153.

Holm-Hansen O., Mitchell G.B. 1991. Spatial and temporal distribution of phytoplankton and primary production in the western Bransfield Strait region // Deep-Sea Res. V. 38. № 8–9A. P. 961–980.

Korb R.E., Whitehouse M.J., Ward P. 2004. SeaWiFS in the Southern ocean: spatial and temporal variability in phytoplankton biomass around South Georgia // Deep-Sea Res. II. V. 51. № 1–2. P. 99–116.

Longhurst A. 1995. Seasonal cycles of pelagic production and consumption // Prog. Oceanogr. V. 36. № 2. P. 77–167.

Mandelli E.F. 1967. Enhanced photosynthetic assimilation ratios in Antarctic Polar Front (Convergence) diatoms // Limnol. and Oceanogr. V. 12. № 3. P. 484–491.

Mikaelyan A.S., Belyaeva G.A. 1995. Chlorophyll a content in cells of Antarctic phytoplankton // Polar Biology. Vol. 15. N6. P. 437–445.

Mitchell G.B., Holm-Hansen O. 1991. Bio-optical properties of Antarctic Peninsula waters: Differentiation from temperate ocean models // Deep-Sea Res. I. V. 38. P. 1009–1028.

Moore J.K., Abbott M.R. 2000. Phytoplankton chlorophyll distribution and primary production in the Southern Ocean // J. Geophys. Res. V. 105. No. C12. P. 28709–28722.

Pedros-Alio C., Calderon-Paz J., Guixa N., Navarrete A., Vaqué D. 1996. Microbial plankton across Drake Passage // Polar Biology. V. 16. № 8. P. 613–622.

Sommer U., Stabel H.H. 1986. Near surface nutrient and phytoplankton distribution in the Drake Passage during early December // Polar Biology. V. 5. № 2. P. 107–110.

Copernicus Marine environment monitoring service. Accessible via: http://marine.copernicus.eu/. 01.08.2018.

Table captions

Table 1. Monthly distribution of stations in the study area for 2015–2018

Table 2. The number of stations with a surface maximum of chlorophyll a (in %). 100% taken the number of stations in the zone in a particular month

Table 3. Annual dynamics of the frequency of occurrence of the maxima at standard depths (in %). 100% accepted number of stations per month

Table 4. The frequency of occurrence of maxima by zones at standard depths (in %). 100% accepted number of stations in the zone

Figure captions

Fig. 1. Position of the stations of the vertical distribution of chlorophyll a (black point). The color distribution shows the monthly rate of distribution of chlorophyll-a at the sea surface in December (mg / m^3), the black lines indicate the ADT isolines [Churin, Gulyugin, 2017]. Red lines show the fronts. Decoding fronts are given in the text

Fig. 2. Monthly mean values of chlorophyll-a on the surface (solid line) and maximum (dashed line) throughout the region

Fig. 3. Monthly mean values of chlorophyll a on the surface (solid line) and maximum (dashed line) in sub-latitude zones

Fig. 4. Dynamics of chlorophyll-a profiles by zones. Monthly averaged values over standard horizons (mg / m^3)

Fig. 5. Dynamics of chlorophyll-a profiles by months. Monthly averaged values over standard horizons (mg / m^3)

Fig. 6. The ratio of surface and maximum values of chlorophyll a (in% of maximum)

Fig. 7. Monthly averaged depths of maximum over sub-latitude zones

Среда обитания
водных биологических ресурсов
Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 597.593.8:639.239

Особенности распределения промысловых скоплений сайры в северо-западной части Тихого океана по данным поисково-промысловых работ в 2014–2016 гг.

А.А. Никитин, Д.В. Антоненко, Ю.В. Новиков, Н.М. Блищак

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ФГБНУ «ТИНРО-Центр»), г. Владивосток

E-mail: aleksandr.nikitin@tinro-center.ru

Представлены результаты научно-исследовательских работ на промысле сайры *Cololabis saira*, проведённых на сайроловном судне РШ «НИКА 101» в открытых водах северо-западной части Тихого океана (СЗТО) и Южно-Курильском районе в сентябре-ноябре 2014–2016 гг. Показано распределение и пути миграций сайры в СЗТО в 2014–2016 гг. В 2014 и 2015 гг. основные миграции крупной сайры традиционно проходили в прибрежье вдоль Курильских о-вов вблизи фронта Ойясио и далее на юг по периферии Южно-Курильского вихря. Более мелкая и среднеразмерная сайра мигрировала за пределами ИЭЗ России вдоль северного субарктического фронта. Распределение и пути миграций сайры в СЗТО в 2016 г. значительно отличались от схемы распределения в 2014 и 2015 гг. В сентябре-октябре 2016 г. промысел сайры в основном вёлся в приграничном районе на фронтальных зонах океанического и субарктического фронтов, где температуры воды изменялась в пределах 15–17 °С, в отличие от предыдущих лет, когда сайра в основном придерживалась вод с температурой 12–14 °С и менее.

Ключевые слова: тихоокеанская сайра *Cololabis saira*, распределение, миграции, северо-западная часть Тихого океана, открытые воды.

Введение

Несмотря на длительный период изучения сайры как отечественными учёными [Румянцев, 1947; Новиков, 1960, 1966, 1967, 1972; Парин, 1960; Сердюк, 1967; Шунтов и др., 1997; Байталюк, Давыдова, 2002; Филатов, 2007; Филатов и др., 2011а; Филатов и др., 2011; Шатилина и др., 2012; Байталюк, 2004; Baitaliuk et al., 2013; Антоненко, Новиков, 2016 и др.], так и иностранными исследователями [Uda, 1936; Sunada, 1974; Odate, 1977; Fukushima, 1979; Watanabe et al., 1988; Kosaka, 2000 и др.], некоторые аспекты биологии, этологии и экологии тихоокеанской сайры остаются недостаточно освещёнными. В первую очередь это касается особенностей распределения и миграций сайры в период значительных экосистемных перестроек (увеличение численности дальневосточной сардины и японской скумбрии) в верхней эпипелагиали на фоне глобальных изменений климато-океанологических условий в северо-западной части Тихого океана.

Целью предлагаемой работы являлось изучение особенностей распределения и изменчи-

вости путей миграции сайры в северо-западной части Тихого океана на фоне гидрологических условий в период 2014–2016 гг.

Материал и методика

В основу работы были положены материалы, полученные в рейсах на промысловом судне РШ «НИКА 101», работавшем на промысле сайры *Cololabis saira* (Brevoort, 1856) в северо-западной части Тихого океана в июне-ноябре 2014–2015 гг. и сентябре-ноябре 2016 г. вместе с группой судов компании «ССК». В течение всех рейсов осуществлялся сбор промыслово-биологической информации по сайре, а также основным видам прилова — скумбрии, сардине и пелагическим кальмарам. Рыболовная шхуна «НИКА 101» — судно японской постройки (полная длина 71 м), дооборудованное для лова сайры на электросвет. Основное орудие лова — бортовая сайровая ловушка с жёсткой сигарой. Режим работы судна — промысловый, поэтому сбор научной информации осуществлялся в ходе промысловой деятельности судна.

Из уловов сайровой ловушки брались пробы сайры и основных видов прилова на массовый промер и биологический анализ. Минимальное количество для массового промера рыб составляло 100–200 особей [Правдин, 1966]. Биологический анализ включал: измерение длины тела по Смиту (АС), визуальное определение пола, стадии зрелости, жирности. Для увеличения достоверности оценки физиологического состояния сайры велось инструментальное определение толщины подкожного слоя жира (ТПЖ). Всего за период работ в 2014–2016 гг. было промерено 36981 экз. сайры, 4952 экз. взято на биологический анализ, у 2150 экз. определена толщина подкожного слоя жира (ТПЖ).

Для оценки обилия сайры осуществлялся визуальный учёт в тёмное время суток на ходу судна при отсутствии штормовой погоды. Наблюдение за сайрой, другими видами рыб и кальмарами осуществлялось в световом пятне 10х10 м, их обилие оценивалось по 6-ти градациям условного коэффициента обилия (табл. 1). При нахождении судна в дрейфе (обычно при постановках ловушек) выполнялись световые станции, на которых проводилась оценка количества сайры, других видов рыб и кальмаров.

Кроме биологической информации собиралась фоновая океанологическая информация, включавшая данные непрерывного зондирования температуры поверхности океана (ТПО). Также, для определения районов поиска привлекались данные положения основных гидрологических структур, полученные на основе спутниковых снимков.

На рис. 1 показан район работ РШ «НИКА 101» в северо-западной части Тихого океана в июне-ноябре 2014–2015 гг. и сентябре-ноябре 2016 г.

Результаты и обсуждения

Южно-Курильская зона

В 2014 г. поиск и лов сайры РШ «Ника 101» велся в пределах ИЭЗ России с 18 сентября по 13 ноября на трёх основных участках: в сентябре-октябре район работ располагался ближе к малой Курильской гряде, во второй половине октября несколько южнее, а в ноя-

Таблица 1. Шкала оценки обилия сайры в поле света

Баллы	Оценка обилия	Характеристика
0	нет	Сайра отсутствует в освещённой зоне в течение всего времени наблюдения
1	случайно	0–10 экз., очень редкие наблюдения отдельных особей
2	единицы	10–40 экз., эпизодические наблюдения отдельных особей и групп
3	десятки	40–100 экз., частые наблюдения отдельных особей и групп сайры
4	сотни	Более 100 экз., обилие сайры, преимущественно группы, небольшие косяки и реже отдельные особи постоянно наблюдаются в освещённой зоне
5	тысячи	Большие скопления и косяки постоянно наблюдаются в освещённой зоне

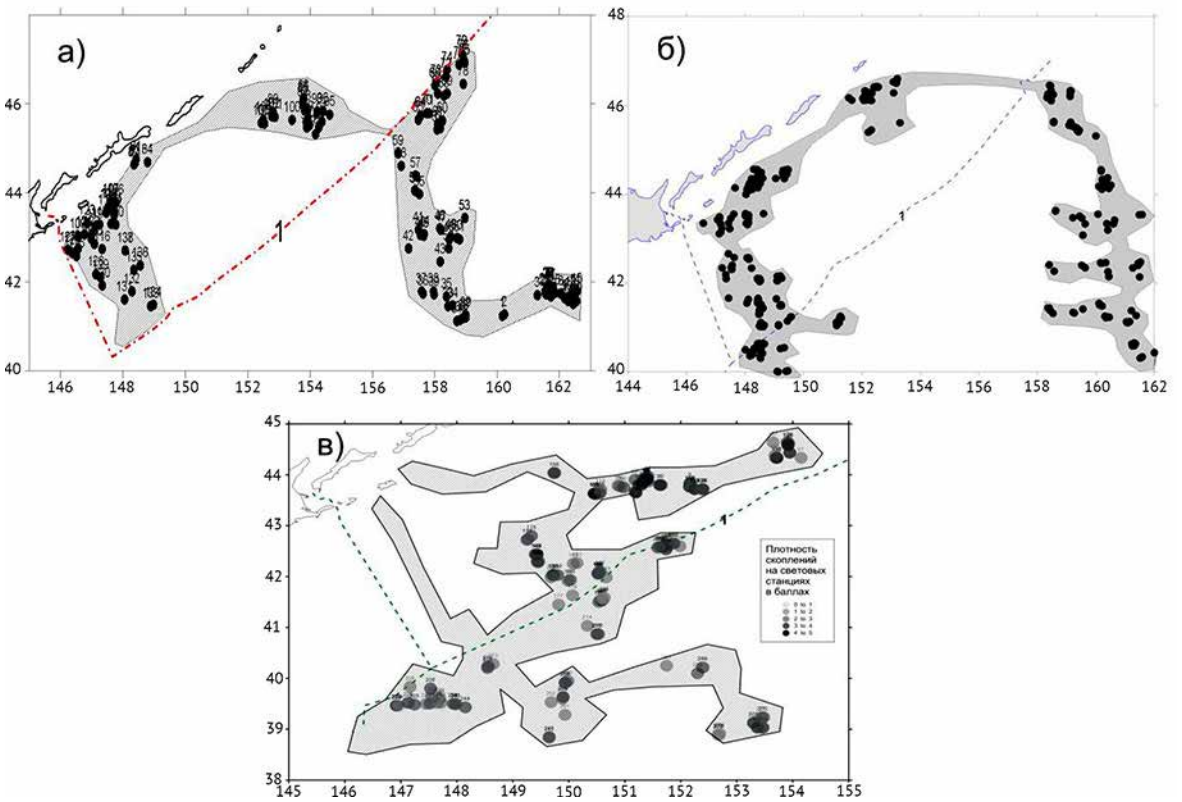


Рис. 1. Карты-схемы районов учётных работ на РШ «НИКА 101» (заштриховано) и световые станции (отмечены точками) в СЗТО в июне-ноябре 2014–2015 гг. (а, б) и сентябре-ноябре 2016 г. (в). 1 — граница ИЭЗ России

бре — вблизи южной границы ИЭЗ России (рис. 2). На рисунке представлено распределение термических фронтов и температуры воды на поверхности в рассматриваемый период. Поверхностная структура вод формировалась как осенним понижением поверхностной температуры, так и постепенным усилением течения Ойясио. В сентябре-октябре была хорошо развита 1-я ветвь Ойясио, во второй половине октября происходило ослабление 1-й и усиление 2-й ветви Ойясио, в ноябре 1-я ветвь уже практически не прослеживалась. В течение всего периода в поле температуры прослеживался Южно-Курильский антициклонический вихрь А35, постепенно смещавшийся в восточном направлении.

В сентябре-октябре наблюдалось незначительное понижение температуры поверхности, в районе преобладали положительные аномалии температуры воды (0,5–1,5 °С). Во второй половине октября после прохождения тайфуна температура воды понизилась на 3–5 °С, и началось интенсивное выхолаживание.

В октябре-ноябре в районе стали преобладать отрицательные аномалии, температура поверхности была ниже среднемноголетней на 0,5–1,5 °С.

В 2015 г. в сентябре основной облов сайры вёлся как на фронтах 1-й ветви Ойясио, так и в водах самого течения, в районе схождения вод 2-й ветви Ойясио и второй ветви Куросио, на небольших участках вторичных фронтов, а в октябре — вблизи южной границы ИЭЗ России и, частично, в районе схождения вод 2-й ветви Ойясио и второй ветви Куросио (рис. 3). Распределение промысловых скоплений в этот период представлено в виде небольших косяков, слабо-разреженных полей, косяков, полей, а также полей средней плотности. В уловах присутствовала крупная рыба (средние размеры от 27,2–31,0 см и средний вес 138,0 г).

Как видно на рис. 3, северный субарктический фронт (ССАФ) оконтуривал северную периферию Южно-Курильского вихря и далее прослеживался на востоке

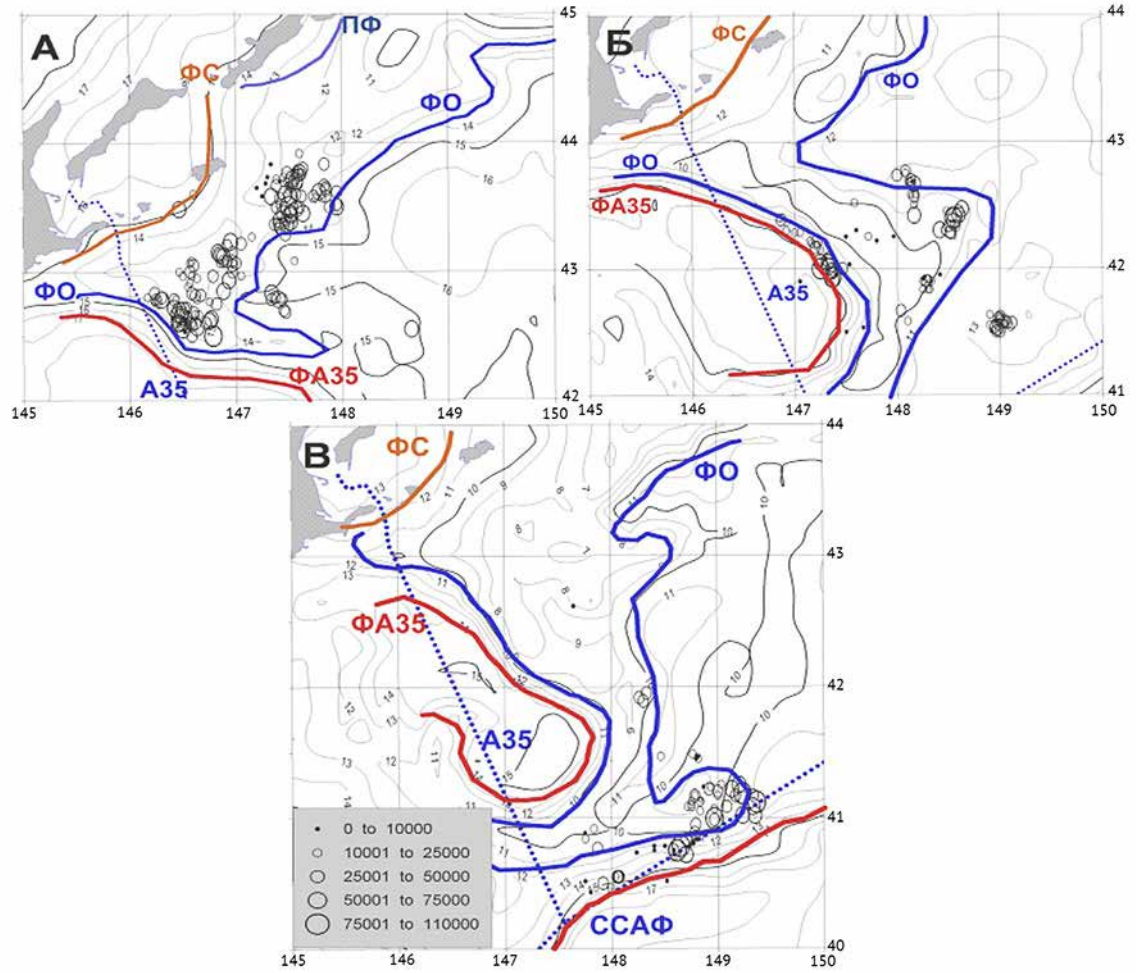


Рис. 2. Концентрация сайры (баллы) в скоплениях в северо-западной части Тихого океана по данным световых станций в 3-й декаде сентября — 1-й декаде октября (А), во 2–3-й декадах октября (Б) и первой половине ноября (В) 2014 г. ФС — фронт Сойя; ФО — фронт Ойясио; ССАФ — северный субарктический фронт; А35 — антициклонический вихрь; ФА35 — фронт вихря А35

южнее границы ИЭЗ России. Сравнение положения ССАФ в 2014 и 2015 гг. показало, что в 2015 г. фронт находился значительно южнее, что может указывать на умеренно «холодный» тип года. Океанический фронт Ойясио в 2015 г. располагался южнее и был менее выражен, чем в 2014 г. Южно-Курильский вихрь и относительно тёплая область, расположенная восточнее вихря, ограничивали основной поток Ойясио и препятствовали его распространению на юго-запад, тем самым сдерживая миграцию сайры в зону Японии. Как сдерживающий фактор также следует отметить зональное положение фронтальной зоны в районе взаимодействия вихря с водами Ойясио.

В 2016 г. в период с 14 сентября по 16 октября район промысла сайры охватывал обширную акваторию юго-восточной части ИЭЗ России от 147°00’ в. д. до 154°30’ в. д. от границы экономзоны до 44°30’ с. ш. Распределение фронтов и температуры воды на поверхности показано на рис. 4. Рассматриваемый период пришёлся на время максимального прогрева вод. В сентябре — начале октября в районе преобладали высокие положительные аномалии температуры воды, достигавшие 3,0–4,0 °С и более. В октябре температура в ЮКР стала понижаться, отрицательные аномалии (более –1 °С) появились не только вблизи малой Курильской гряды, но и южнее. В целом термическая структура в сентябре

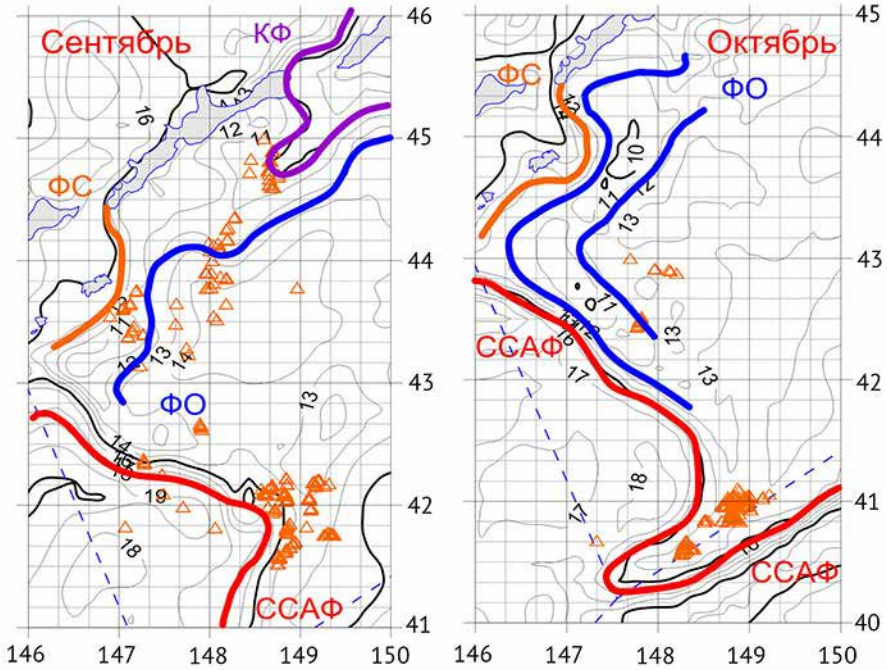


Рис. 3. Районы лова сайры в северо-западной части Тихого океана в сентябре-октябре 2015 г.:
ФС — фронт Ойясио; ФО — фронт Ойясио; ССАФ — северный субарктический фронт;
А36 — антициклонический вихрь

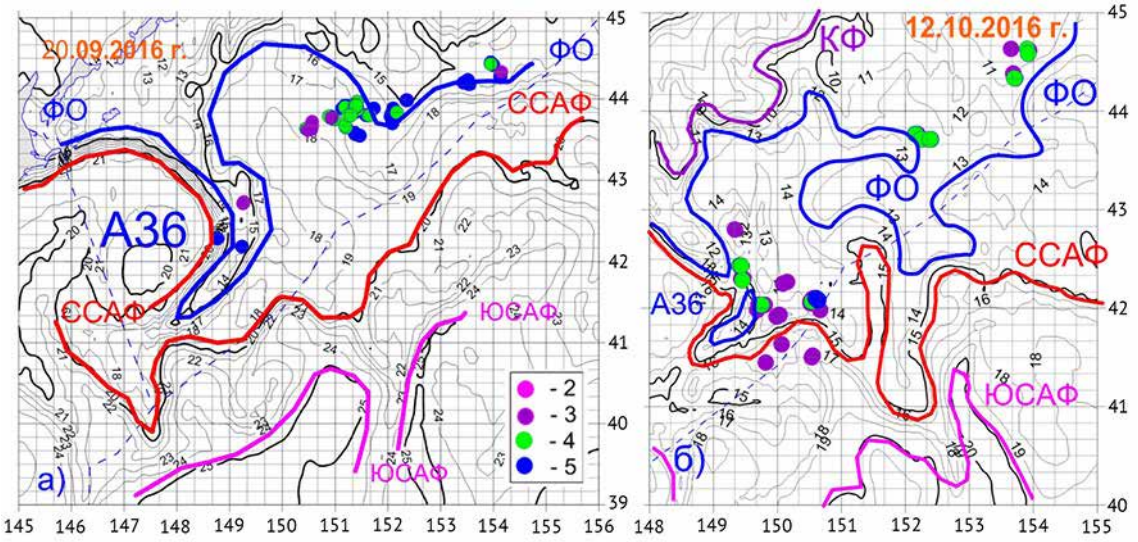


Рис. 4 Концентрация сайры (баллы) в скоплениях в северо-западной части Тихого океана по данным световых станций в третьей декаде сентября (а) и первой половине октября 2016 г. (б).
ФО — фронт Ойясио, ССАФ — Северный субарктический фронт; А36 — Южно-Курильский вихрь

была достаточно стабильна, однако в начале октября происходило значительное быстрое смещение фронтов к югу (рис. 4 б).

Сайра в рассматриваемый период облавливалась при температуре 15–18 °С на небольших её перепадах в пределах ИЭЗ России вблизи фронта Ойясио и вблизи фронта ССАФ (рис. 4 а, б). Промысловые скопления распределялись преимущественно в виде сильноразреженных полей, полянок, разреженных и среднеплотных полян протяжённостью 100–200 м. На световых станциях наблюдались

концентрации сайры до 5 баллов, в среднем — 3–4 балла. Как визуально, так и в уловах присутствовала среднеразмерная и крупная рыба 290–350 мм. При поиске отмечена тенденция к смещению промысловых концентраций сайры на юго-запад, в тоже время наблюдались подходы новых косяков с востока.

Уловы сайры в рассматриваемый период были в пределах 5,3–51,2 т на судо-сутки, в среднем за весь период — 26,6 т, максимальный улов — 51,2 т (рыба активно собиралась под килем до 10 м), максимальный вылов на ловушку — 5,7 т. В сентябре-октябре все ловы проводились только с использованием оранжевого света, белый свет использовался только в отдельные дни и чаще под утро. Реакция на оранжевый свет менялась от слабо положительной до положительной. Было несколько случаев с отрицательной реакцией на оранжевый свет, когда рыба волнами через 5–10 сек уходила от судна. В сентябре отмечались только поверхностные косяки, а в октябре — приглубые. Стабильность промысловых участков составила от 1–2 до 3 сут. В 2014–2015 гг. стабильность промысловых участков была выше и составляла 3–5 сут, стабильность участков в 2016 г. в этот же период была ниже.

Курильский подрайон (открытые воды СЗТО)

В ноябре 2014 г. РШ «Ника 101» промысел сайры в Курильском районе не проводила. В ноябре 2015 г. РШ «Ника 101» работала в координатах 39°41’ — 41°18’ с. ш., 148°56’ — 151°07’ в. д. (рис. 5). Скопления сайры отмечались в виде мелких плотных косяков, косяков, косячных полей, сильноразреженных полян и полей. Средний размер рыбы — 29,3 см, средний вес — 127,3 г. Положение фронтальных зон в первой декаде ноября представлено на рис. 5. Граница ССАФ на участке 147–150° в. д. проходила далеко за пределами ИЭЗ России и занимала южное положение, даже по сравнению с холодными сезонами 2009–2010 гг. В этот период воды течения Ойясио занимали обширный район. Температура воды в районе повсеместно снизилась, в зоне второй ветви Ойясио до 8–10 °С. В целом же температура воды менялась от 5 °С на севере района до 10 °С на юге и 13 °С в зоне южнокурильского вихря (А36).

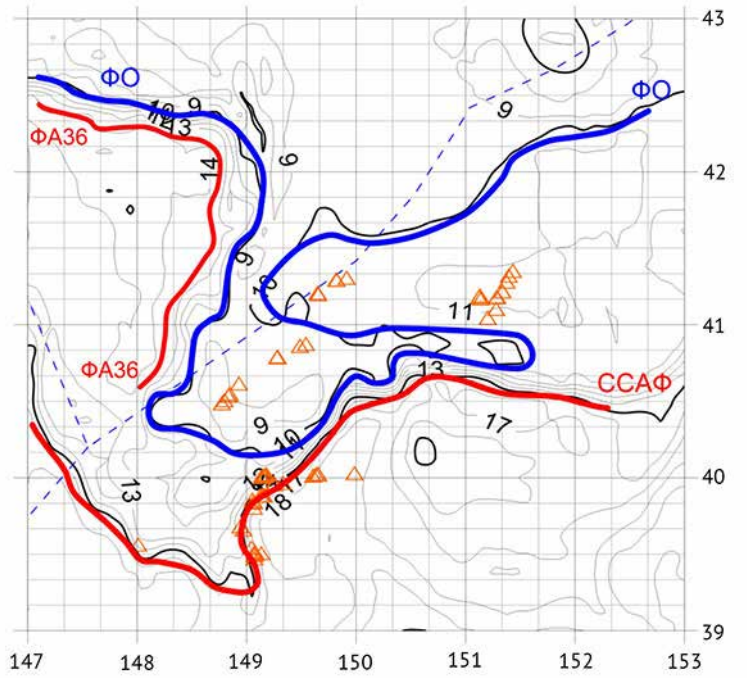


Рис. 5. Районы лова сайры в северо-западной части Тихого океана в ноябре 2015 г.:
ФС — фронт Сойя; ФО — фронт Ойясио; ССАФ — северный субарктический фронт; А36 — антициклонический вихрь; ФА36 — фронт вихря А36

В 2016 г. в конвенционном районе (открытые воды СЗТО) поверхностная структура вод формировалась как осенним понижением поверхностной температуры, так и значительным усилением течения Ойясио (рис. 6). В октябре 2-я ветвь Ойясио была хорошо развита, 1-я ветвь в первой половине октября была ослаблена, в ноябре наблюдалось усиление 2-й ветви Ойясио, а 1-я ветвь практически не прослеживалась. В течение всего периода в поле температуры прослеживался южнокурильский антициклонический вихрь (А36), постепенно смещавшийся в восточном направлении. Во второй половине октября после прохождения тайфуна температура воды понизилась на 3–5 °С, и началось интенсивное выхолаживание. Во второй половине октября — ноябре в районе стали преобладать отрицательные аномалии, достигающие 3–4 °С.

В конце октября-ноябре за пределами ИЭЗ России сайра встречалась небольшими косяками, сильно разреженными полями, протяжённостью 100–200 м, часто отмечалась мелкими стайками, которые в дальнейшем объединялись в небольшие косяки. Основные скопления были приурочены к периферии Субарктического фронта (ССАФ) и океаническому фронту Ойясио (рис. 6 а). На световых станциях наблюдались концентрации сайры максимально до 5 баллов, в среднем — 3 балла, под килем — до 3–5 м, иногда до 10 м. При поисках была отмечена тенденция к смещению промысловых концентраций сайры на юго-запад, одновременно отмечались новые подходы с востока.

В этот период визуально и в уловах преобладала средне- и крупноразмерная рыба. Основное смещение косяков сайры проходило вдоль Субарктического фронта (ССАФ). В ноябре основные скопления располагались на Субарктическом фронте за пределами границы ИЭЗ России (рис. 6 б). На световых станциях наблюдались концентрации сайры максимально до 5 баллов, в среднем — 3 балла и менее. Визуально и в уловах преобладала средняя и крупная рыба. Уловы на судно во второй половине октября были в пределах 2,4–35,1 т на судо-сутки, в среднем за весь период — 17,6 т, максимальный улов — 35,1 т, максимальный вылов на ловушку — 10,4 т. Стабильность промысловых участков сохранялась и составила 1–3 сут.

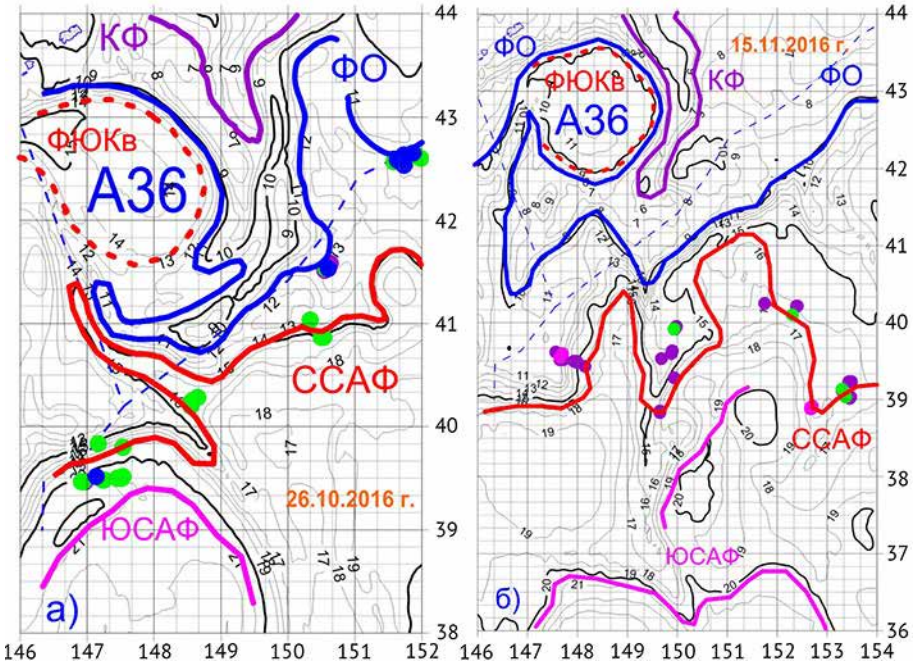


Рис. 6. Концентрация сайры (баллы) в скоплениях в северо-западной части Тихого океана по данным световых станций в третьей декаде октября и второй декаде ноября 2016 г.

ФО — фронт Ойясио, КФ — Курильский фронт, ССАФ — Северный субарктический фронт, ЮСАФ — южный субарктический фронт, ФЮКв — фронт Южно-Курильского вихря, А36 –Южно-Курильский вихрь

В ноябре уловы составляли 2,8–31,5 т на судо-сутки, в среднем за весь период — 12,5 т, максимальный улов — 31,5 т, максимальный вылов на ловушку — 2,7 т. Стабильность промысловых участков понизилась и составила 1–2 сут. Основные районы промысла во второй половине октября–ноябре располагались за пределами ИЭЗ России. В целом в октябре-ноябре наиболее эффективным оказалось использование оранжевого света, белый свет использовался только в редкие дни при массовых подходах сайры.

Отличием 2016 г. стала высокая доля крупноразмерной и почти полное отсутствие мелкоразмерной сайры в течение всего периода промысла. Доля мелкоразмерной сайры в уловах составляла 0,4–1,0%. Средний размер в уловах достигал 29,2 см, средний вес — 128 г.

За весь период работы (сентябрь-ноябрь) были выполнено 64 световые станции. За время наблюдений на световых станциях непосредственно в поиске и в уловах сайровой ловушки было отмечено 10 видов рыб и кальмаров. Единично наблюдались тихоокеанские лососи. Скумбрия встречалась повсеместно, в меньших количествах — за пределами ИЭЗ России. Средний размер скумбрии в уловах был 22,9 см. Доля скумбрии *Scomber japonicus* (Houttuyn, 1782) в уловах в целом не превышала 1%. *Сардина Sardinops melanostictus* (Temminck et Schlegel, 1846) встречалась в уловах только в юго-западной части района. Единично она присутствовала достаточно часто. Ловилась неполовозрелая рыба среднего размера (15,7 см). Остальные виды встречались эпизодически. В рассматриваемый период сайра была приурочена к небольшим перепадам температуры вблизи ССАФ, как со стороны ИЭЗ России, так и за её пределами, а также вблизи фронта Ойясио.

Промысловый сезон 2016 г. в Южно-Курильском районе в соответствии с океанологической ситуацией следует отнести к услов-

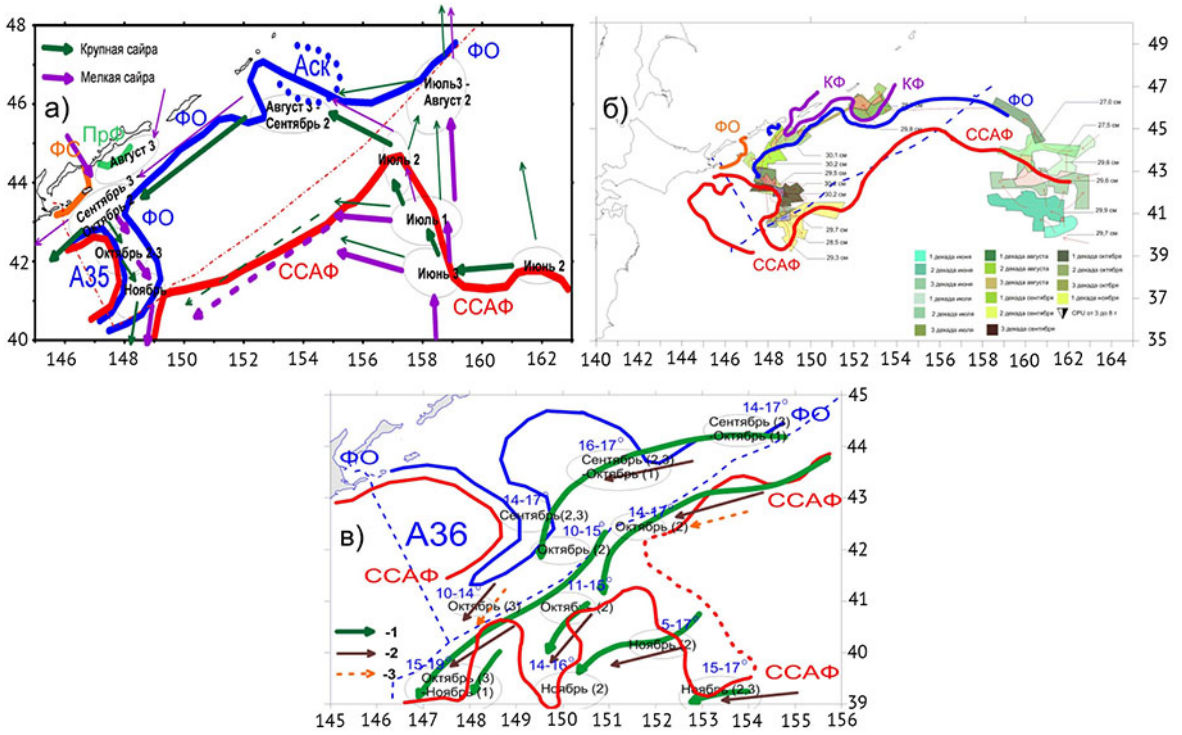


Рис. 7. Схемы миграций сайры по данным уловов и поиска судов ОАО «ССК» в СЗТО в июне-ноябре 2014 г. (а), в июне-ноябре 2015 (б) и в сентябре-ноябре 2016 г. (в).

Обозначения: ССАФ (1) — Северный субарктический фронт; ФО (2) — фронт Ойясио; КФ — Курильский фронт; А35, А36 –Южно-Курильский антициклонический вихрь; Аск –Средне-Курильский антициклонический вихрь; цифры возле названия месяца — декада; 10–15 — температура воды; 1 — пути южных миграций сайры; 2 — крупная сайра; 3 — мелкая сайра

но «холодным» типам. Положение Северного субарктического фронта было южнее среднемноголетнего. Основными особенностями развития гидрологических процессов в период путины 2016 г. являлись: 1) слабое развитие первой ветви Ойясио, 2) мощное развитие второй ветви Ойясио, 3) Южно-Курильский тёплый вихрь, который с начала промысла во второй декаде августа своей северной периферией был близок к Малой Курильской гряде, где и оставался до конца промысла, несколько сместившись в северо-восточном направлении.

Вместе с тем, сильное развитие получила третья ветвь Куросио, обеспечившая занос тёплых вод далеко на север, за пределы ИЭЗ России. В связи с особенностями океанологической обстановки и распределения нагульной сайры промысел вёлся большую часть путины на фронтальных зонах океанического фронта и Северного субарктического фронта в пределах ИЭЗ России.

На рис. 7 представлено распределение и схемы миграций сайры в СЗТО в период работы РШ «НИКА 101» в июне-ноябре 2014 г. (а), в июне-ноябре 2015 (б) и в сентябре-ноябре 2016 г. (в). Видно, что распределение и пути миграций сайры в СЗТО в 2016 г. значительно отличались от предыдущих лет.

Так основные миграционные потоки крупной сайры в 2014 и 2015 гг. традиционно проходили в прибрежье Курильских о-вов вблизи фронта Ойясио и далее на юг по периферии Южно-Курильского антициклонического вихря при температуре 12–14 °С и менее. Это обеспечило в 2014 г. достаточно высокий уровень вылова российских рыбаков. Таким образом, при выраженном затоке тёплых вод по юго-западной периферии Средне-Курильского антициклонического вихря и при достаточно развитых холодных Курильском течении и течении Ойясио образуется устойчивая система фронтов, создающих благоприятные условия для нагула сайры в данном районе. Именно это наблюдалось в августе-сентябре 2014 и 2015 гг., когда нагульные миграции сайры проходили в прибрежье Курильских о-вов. Мелкая и средняя сайра мигрировала за пределами ИЭЗ России вдоль Северного субарктического фронта. В сентябре-октябре 2016 г. отмечались слабые заходы сайры в российскую экономическую зону, при этом основные миграционные потоки проходили в открытых водах. Промысел сайры вёлся в основном в приграничных районах на фронтальных зонах океанического фронта, при температуре воды 15–17 °С. При этом отмечались невысокие уловы, как у отечественных, так и у японских рыбаков, ведущих промысел в пределах ИЭЗ России. Более стабильные показатели промысла показывали тайваньские рыбаки, работающие в океане в открытых водах.

Заключение

Вариативность миграционных потоков сайры, проходящих в сентябре-ноябре 2014–2016 гг. вдоль Курильских о-вов в юго-западном направлении, в значительной степени зависела от особенностей развития океанологической обстановки в северо-западной части Тихого океана.

В 2014 и 2015 гг. миграции сайры традиционно проходили в прибрежье Курильских о-вов, вблизи фронта Ойясио и далее на юг по периферии Южно-Курильского вихря при температуре 12–14 °С и менее. В 2014 г. это обеспечило высокий вылов сайры российскими рыбаками. Напротив, в 2015 г. невысокий вылов сайры в ИЭЗ России российскими судами можно объяснить меньшим её заходом в экономическую зону России, в т. ч. сильным давлением на рыбаков со стороны японского рыболовного флота. Дополнительно гидрологические условия в период сайровой путины с августа по ноябрь 2015 г. по сравнению с 2014 г. развивались на фоне высокой активности атмосферных процессов.

В сентябре-ноябре 2016 г. миграционные потоки сайры проходили в открытых водах СЗТО, отмечались слабые её заходы в ИЭЗ России, а промысел сайры российскими судами в основном вёлся вблизи океанического фронта при температуре воды 15–17 °С. Гидрологические условия в период сайровой путины развивались на фоне высокой активности атмосферных процессов. В целом, учитывая всё выше перечисленное, промысловую обстановку в сентябре-ноябре 2016 г. следует признать как нестабильную.

Благодарности

Авторы выражают благодарность генеральному директору В.П. Сахарнацкому и руководству группы компаний ООО «Сайра», «Сарган», «Скорпена», «Корифена» (ССК) за предоставленную возможность проведения исследований, а также капитанам РШ «НИКА 101» — О.Н. Илюнчеву (2014), С.В. Демченко, (2015), Ю.Н. Новиченок (2016) и их экипажам за помощь в работе.

Литература

Антоненко Д.В., Новиков Ю.В. 2016. О нагульных миграциях сайры в северо-западной части Тихого океана // Известия ТИНРО. Т. 187. С. 1–10.

Байталюк А.А. 2004. Тихоокеанская сайра (*Cololabis saira*): размерно-возрастная структура, особенности воспроизводства, динамика численности сезонных и региональных группировок. Дисс. … канд. биол. наук. Владивосток. 179 с.

Байталюк А.А., Давыдова С.В. 2002. Распределение и пассивные миграции сайры *Cololabis saira* Brevoort в северной части Тихого океана // Вопросы рыболовства. Т. 3. № 3 (11). С. 80–96.

Новиков Ю.В. 1960. Определение возраста по чешуе и возрастной состав сайры (*Cololabis saira* (Brevoort)) в районе южных Курильских островов // Известия ТИНРО. Т. 46. С. 233–241.

Новиков Ю.В. 1966. Условия образования промысловых скоплений тихоокеанской сайры // Труды ВНИРО. Т. 60. С. 143–149.

Новиков Ю.В. 1967. Основные черты биологии и состояние запасов тихоокеанской сайры // Известия ТИНРО. Т. 56. С. 3–50.

Новиков Ю.В. 1972. Распределение, биология и запасы сайры в зоне Калифорнийского течения // Известия ТИНРО. Т. 81. С. 141–150.

Новиков Ю.В. 1986. Некоторые закономерности распределения и миграций массовых видов пелагических видов рыб северо-западной части Тихого океана // Вопросы ихтиологии Т. 26. № 2. С. 196–207.

Парин Н.В. 1960. Ареал сайры (*Cololabis saira* Br. — Scomberesocidae, Pisces) и значение океанографических факторов для ее распределения // ДАН СССР. Т. 130. № 3. С. 649–652.

Правдин И.Ф. 1966. Руководство по изучению рыб. М.: Пищевая промышленность. 376 с.

Румянцев А.И. 1947. Сайра Японского моря // Известия ТИНРО. Т. 25. С. 53–64.

Сердюк А.В. 1967. Распределение тихоокеанской сайры в период северных миграций // Известия ТИНРО. Т. 61. С. 232–238.

Филатов В.Н. 2007. Состояние и перспективы промысла тихоокеанской сайры в начале 2000-х гг. // Известия ТИНРО. Т. 149. С. 173–190.

Филатов В.Н., Старцев А.В., Устинова Е.И., Еремин Ю.В. 2011 а. Тихоокеанская сайра. Научно-информационное обеспечение промысловой экспедиции. Гл. ред. Матишов Г.Г. Ростов н/Д: ЮНЦ РАН. 120 с.

Филатов В.Н., Старцев А.В., Устинова Е.И., Пономарева Е.Н. 2011 б. Распределение и размерно-возрастная структура скоплений сайры в тихоокеанских водах России // Вестник ЮНЦ РАН. Т. 7. № 3. С. 87–100.

Шатилина Т.А., Никитин А.А., Булатов Н.В. 2012. Особенности атмосферной циркуляции и климата над северо-западной частью Тихого океана в первом десятилетии XXI в. и их влияние на промысел сайры // Мат. XI Всерос. конф. по пробл. рыбопромыслового прогнозирования, посвящённой 150-летию со дня рождения Н.М. Книповича. 22–24 мая 2012 г. Мурманск. С. 204–216.

Шунтов В.П., Радченко В.И., Дулепова Е.П., Темных О.С. 1997. Биологические ресурсы Дальневосточной российской экономической зоны: структура пелагических и донных сообществ, современный статус, тенденции многолетней динамики // Известия ТИНРО. Т. 122. С. 3–15.

Baitaliuk A.A., Orlov A.M., Ermakov Yu. K. 2013. Characteristic Features of Ecology of the Pacific Saury *Cololabis saira* (Scomberesocidae, Beloniformes) in Open Waters and in the Northeast Pacific Ocean // Rus. J. of Ichthyol. V. 53. No. 11. P. 1–15.

Fukushima S. 1979. Synoptic analysis of migration and fishing condition of saury in the northwest Pacific Ocean // Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. № 41. P. 1–70.

Huang W.B., Lo N.C. H., Chiu T.S., Chen C.S. 2007. Geographical Distribution and Abundance of Pacific Saury *Cololabis saira* (Brevoort) (Scomberesocidae), Fishing Stocks in the Northwestern Pacific in Relation to Sea Temperatures // Zoological Studies. 46 (6). P. 705–716.

Kosaka S. 2000. Life history of Pacific saury *Cololabis saira* find consideration of resource fluctuation based on it // Bull. Tohoku Nath. Fish. Res. Inst. № 63. P. 1–96.

Odate S. 1977. On the distribution of Pacific saury in the North Pacific Ocean // Res. Inst. North Pac. Fish. Fac. Fish. Hokkaido Univ. Spec. V. P. 353–381.

Sunada J.S. 1974. Age and growth of the Pacific saury // Calif. Fish and Game. — V. 60. № 2. — P. 64–74.

Tseng C-T., Su N-J., Sun C–L., Punt A.E., Yeh S-Z., Liu D-C., Su W-C. 2013. Spatial and temporal

variability of the Pacific saury (*Cololabis saira*) distribution in the northwestern Pacific Ocean // ICES J. Mar. Sci. First publ. online January 15, 2013. doi: 10.1093/icesjms/fss205.

Uda M. 1936. Fishing centre of "samma", *Cololabis saire* Br. correlated with the head of Oja-siwo cold current // Bull. Jap. Soc. Scient. Fish. V. 5. # 4, P. 236–238.

Watanabe Y., Butler J., Mori T. 1988. Growth of Pacific saury, *Cololabis saira*, in the Northeastern and Northwestern Pacific Ocean // Fish. Bull. V. 86, № 3. P. 489–498.

Поступила в редакцию 19.04.2018 г.
Принята после рецензии 12.06.2018 г.

Trudy VNIRO **2018. Vol. 173**

Aquatic biological resources

Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

Peculiarities of distribution of commercial concentrations of saury in the north-western pacific ocean according to searching fisheries activities in 2014–2016

A.A. Nikitin, D.V. Antonenko, Yu.V. Novikov, N.M. Blishchak

Pacific Research Fisheries Centre (FSBSI «TINRO-Centre»), Vladivostok

The results of research work conducted by the saury fishery vessel "NIKA 101" in the open waters of the North-West Pacific (NWP) and the South Kurile region during September- November 2014–2016 are presented. The distribution and migration routes of saury in the North- West pacific in 2014–2016 are shown. In 2014 and 2015, the main migrations of a large saury traditionally took place along the Kuril Islands along the Oyashio front and further south along the periphery of the South Kurile Eddy. The smaller and medium-sized saury migrated outside the Russian EEZ along the Northern Subarctic Front. The distribution and migration routes of the saury in the NWP in 2016 significantly differed from the distribution pattern in 2014 and 2015 In September-October 2016, the saury fishery was mainly conducted in the frontal zones of the oceanic and subarctic fronts where the surface temperature of water was 15–17 °C, unlike in previous years when saury basically occurred in waters with a temperature of 12–14 °C or less.

Keywords: Pacific saury *Cololabis saira*, distribution, migrations, North-Western part of the Pacific ocean, open waters.

References

Antonenko D.V., Novikov Yu.V. 2016. O nagul'nyh migraciyah sajry v severo-zapadnoj chasti Tihogo okeana [On the feeding migrations of saury in the North-Western Pacific] // Izvestiya TINRO. T. 187. S. 1–10.

Bajtalyuk A.A., Davydova S.V. 2002. Raspredelenie i passivnye migracii sajry *Cololabis saira* Brevoort v severnoj chasti Tihogo okeana [The distribution and passive migration of saury *Cololabis saira* Brevoort in the North Pacific ocean] // Voprosy rybolovstva. T. 3. № 3 (11). S. 80–96.

Bajtalyuk A.A. 2004. Tihookeanskaya sajra (*Cololabis saira*): razmerno-vozrastnaya struktura, osobennosti vosproizvodstva, dinamika chislennosti sezonnyh i regional'nyh gruppirovok [Pacific Saira (*Cololabis saira*): size and age structure, reproduction features, dynamics of the number of seasonal and regional groupings] Diss... kand. biol. sciences. Vladivostok, 179 s.

Novikov Yu.V. 1960. Opredelenie vozrasta po cheshue i vozrastnoj sostav sajry (*Sololabis saira* (Brevoort) v rajone yuzhnyh Kuril'skih ostrovov [Age determination by scales and the age structure of Pacific saury (*Cololabis saira* (Brevoort)) in the South Kuril Islands] // Izvestiya TINRO. T. 46. S. 233–241.

Novikov Yu.V. 1966. Usloviya obrazovaniya promyslovyh skoplenij tihookeanskoj sajry [Conditions of formation of commercial concentrations of saury in the Pacific] // Trudy VNIRO. T. 60. S. 143–149.

Novikov Yu.V. 1967. Osnovnye cherty biologii i sostoyanie zapasov tihookeanskoj sajry [The main features of the biology and condition of stocks of Pacific saury] // Izvestiya TINRO T. 56. S. 3–50.

Novikov Yu.V. 1972. Raspredelenie, biologiya i zapasy sajry v zone Kalifornijskogo techeniya [Distribution, biology and stocks of saury in the area of the California current] // Izvestiya TINRO. T. 81. S. 141–150.

Novikov Yu.V. 1986. Nekotorye zakonomernosti raspredeleniya i migracij massovyh vidov pelagicheskih vidov ryb severo-zapadnoj chasti Tihogo okeana [Some regularities of distribution and migration of mass pelagic fish species in the North-Western Pacific ocean] // Voprosy ikhtiologii. T. 26. № 2. S. 196–207.

Parin N.V. 1960. Areal sajry (*Cololabis saira* Br. — Scomberesocidae, Pisces) i znachenie okeanograficheskih faktorov dlya ee raspredeleniya [The area of saury (*Cololabis saira* Br. — Scomberesocidae, Pisces) and the importance of Oceanographic factors for its distribution] // DAN SSSR. T. 130, № 3. S. 649–652.

Pravdin I.F. 1966. Rukovodstvo po izucheniyu ryb [Guide to the study of fish]. M. Pichshevaya promyshlennosnm. 376 s.

Rumyancev A.I. 1947. Sajra Yaponskogo morya [Saury of the Sea of Japan] // Izvestiya TINRO. T. 25. S. 53–64.

Serdyuk A.V. 1967. Raspredelenie tihookeanskoj sajry v period severnyh migracij [The distribution of Pacific saury in the period of Northern migration] // Izvestiya TINRO. T. 61. S. 232–238.

Filatov V.N. 2007. Sostoyanie i perspektivy promysla tihookeanskoj sajry v nachale 2000-h gg. [Status and prospects of fishing for the Pacific saury in the early 2000s] // Izvestiya TINRO. T. 149. S. 173–190.

Filatov V.N., Starcev A.V., Ustinova E.I., Eremin Yu.V. 2011 a. Tihookeanskaya sajra. Nauchno-informacionnoe obespechenie promyslovoj ehkspedicii. [Pacific saury. Scientific and information support of field expedition] Gl. red. Akademik Matishov G.G. Rostov n/D: YUNTS RAN. 120 s.

Filatov V.N., Starcev A.V., Ustinova E.I., Ponomareva E.N. 2011 b. Raspredelenie i razmerno-vozrastnaya struktura skoplenij sajry v tihookeanskih vodah Rossii [Distribution and size-age structure of saury clusters in the Pacific waters of Russia] // Vestnik YUNTS RAN. T. 7, № 3. S. 87–100.

Shatilina T.A., Nikitin A.A., Bulatov N.V. 2012. Osobennosti atmosfernoj cirkulyacii i klimata nad severo-zapadnoj chast'yu Tihogo okeana v pervom desyatiletii XXI v. i ikh vliyanie na promysel sajry [The peculiarities of the atmospheric circulation and climate over the North-Western part of the Pacific ocean in the first decade of the XXI century and their influence on saury fishery] // Mat. XI Vseros. konf. po probl. rybopromyslovogo prognozirovaniya, posvyashchennoj 150-letiyu so dnya rozhdeniya N.M. Knipovicha. 22–24 maya 2012 g. g. Murmansk. S. 204–216.

Shuntov V.P., Radchenko V.I., Dulepova E.P., Temnyh O.S. 1997. Biologicheskie resursy dal'nevostochnoj rossijskoj ehkonomicheskoj zony: struktura pelagicheskih i donnyh soobshchestv, sovremennyj status, tendencii mnogoletnej dinamiki [Biological resources of the far Eastern Russian economic zone: structure of pelagic and bottom communities, current status, trends of long-term dynamics] // Izvestiya TINRO. T. 122. S. 3–15.

Baitaliuk A.A., Orlov A.M., Ermakov Yu. K. 2013. Characteristic Features of Ecology of the Pacific Saury *Cololabis saira* (Scomberesocidae, Beloniformes) in Open Waters and in the Northeast Pacific Ocean // Rus. J. of Ichthyol. V. 53, No. 11. P. 1–15.

Fukushima S. 1979. Synoptic analysis of migration and fishing condition of saury in the northwest Pacific Ocean // Bull. Tohoku Reg. Fish. Res. Lab. № 41. P. 1–70.

Huang W.B., Lo N.C. H., Chiu T.S., Chen C.S. 2007. Geographical Distribution and Abundance of Pacific Saury *Cololabis saira* (Brevoort) (Scomberesocidae), Fishing Stocks in the Northwestern Pacific in Relation to Sea Temperatures // Zoological Studies. 46 (6). P. 705–716.

Kosaka S. 2000. Life history of Pacific saury *Cololabis saira* find consideration of resource fluctuation based on it // Bull. Tohoku Nath. Fish. Res. Inst. № 63. P. 1–96.

Odate S. 1977. On the distribution of Pacific saury in the North Pacific Ocean // Res. Inst. North Pac. Fish. Fac. Fish. Hokkaido Univ. Spec. V. P. 353–381.

Sunada J.S. 1974. Age and growth of the Pacific saury // Calif. Fish and Game. — V. 60, № 2. P. 64–74.

Tseng C-T., Su N-J., Sun C–L., Punt A.E., Yeh S-Z., Liu D-C., Su W-C. 2013. Spatial and temporal variability of the Pacific saury (*Cololabis saira*) distribution in the northwestern Pacific Ocean // ICES J. Mar. Sci. First publ. online January 15, 2013. doi: 10.1093/icesjms/fss205.

Uda M. 1936. Fishing centre of "samma", *Cololabis saire* Br. correlated with the head of Oja-siwo cold current // Bull. Jap. Soc. Scient. Fish. V. 5. # 4, P. 236–238.

Watanabe Y., Butler J., Mori T. 1988. Growth of Pacific saury, *Cololabis saira*, in the Northeastern and Northwestern Pacific Ocean // Fish. Bull. V. 86, № 3. P. 489–498.

Table captions

Table 1. Scale of the abundance of saury in the field of light.

Figure captions

Fig. 1. Maps of the fishing areas of vessel "NIKA 101" (shaded) and light stations (marked by points) in the North-West Pacific in June-November 2014–2015. (a, b) and September-November 2016 (c). 1 — border of the Russian EEZ.

Fig. 2. Concentration of saury (points) in schools in the North-West Pacific according to the data of light stations in the third decade of September — the first decade of October (A), in the 2–3rd decades of October (B) and the first half of November (B) 2014 Designations — FS — Soya front; FO — front of Oyashio; NSAF — northern subarctic front; A35 — anticyclonic eddy; FA35 — front of the eddy A35.

Fig. 3. Areas of saury fishing in the northwestern part of the Pacific Ocean in September-October 2015: FS — Soya Front; FO — front of Oyashio; NSAF — Northern Subarctic Front; A36 — anticyclonic eddy

Fig. 4. Concentration of saury (points) in schools in the northwestern part of the Pacific Ocean according to data from light stations in the third decade of September (a) and the first half of October 2016 (b). FD — Oyashio Front, NSAF — Northern Subarctic Front, A36 — South-Kuril eddy.

Fig. 5. Areas of saury fishing in the northwestern part of the Pacific Ocean in November 2015: FS — Soya Front; FO — front of Oyashio; NSAF — Northern Subarctic Front; A36 — anticyclonic eddy; FA36 — the front of the eddy A36

Fig. 6. Concentration of saury (points) in schools in the northwestern part of the Pacific Ocean according to the data of light stations in the third decade of October and the second decade of November 2016 FO — Front Oyashio, KF — Kuril Front, NSAF — Northern Subarctic Front, SSAF — Southern Subarctic front, FSE — the front of the South Kuril eddy, A36 — South Kuril eddy

Fig. 7. Schemes of saury migration according to catches and search by vessels of SSK company in NWP in June-November 2014 (a), in June-November 2015 (b) and in September-November 2016 (c). Designations: NSAF (1) — Northern Subarctic Front; FO (2) — Oyashio Front; KF — the Kuril Front; A35, A36 — South Kuril anticyclonic eddies; Assk — the Middle Kuril anticyclonic eddy; figures next to the name of the month — a decade; 10–15 — water temperature; 1 — the ways of southern saury migrations; 2 — large saury; 3 — small saury

Среда обитания
водных биологических ресурсов
Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 551.46.07.:629.783 (265.54)

Исследование океанологических условий в северо-западной части Японского моря в весенние сезоны 2000–2017 гг.

А.А. Никитин, Б.С. Дьяков, А.В. Капшитер, В.А. Нуждин

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ФГБНУ «ТИНРО-Центр»), г. Владивосток

E-mail: aleksandr.nikitin@tinro-center.ru

В Японском море по данным спутниковой и судовой информации проведён анализ океанологических условий в мае-июне 2000–2017 гг. Спутниковые данные представлены изображениями поверхности моря в инфракрасном и оптическом диапазонах, а судовая информация — глубоководными измерениями температуры и солёности на стандартных океанографических разрезах. По альтиметрическим данным построены карты аномалий уровня моря с целью идентификации геострофической циркуляции весной исследуемых лет. Совместное использование спутниковой и океанографической информации позволило провести трёхмерный анализ океанологических структур (течений, фронтов и их разделов, антициклонов и водных масс). В результате этой работы выполнена типизация весенних сезонов в 2000–2017 гг. на три группы по термодинамике вод и положению океанографических структур на спутниковых картах и океанографических разрезах. Доминирующий признак типизации — термическое состояние вод. Показано, что колебания температуры воды только опосредованно, в первую очередь через биоту, могут влиять на степень выживания минтая на ранних стадиях онтогенеза и формирование численности годовых классов.

Ключевые слова: Японское море, спутниковые изображения, океанологические структуры, термодинамика вод, стандартный разрез, температура, солёность, водные массы, минтай *Theragra chalcogramma*.

Введение

Весенний период является переходным звеном от зимы к лету в годовом цикле термодинамического режима вод Японского моря. Термодинамические условия в море весной проявляются на спутниковых картах и океанографических разрезах дислокацией и характером океанографических структур (фронтов, течений, вихрей и т. д.). Синтез спутниковых и судовых данных позволяет в определённой мере систематизировать многомерную картину состояния и движения вод. В таком аспекте работа выполнена для зимнего периода [Никитин, Дьяков, 2016]. В настоящей статье ставилась и решалась сходная задача для весеннего периода:

— исследование океанологических (термодинамических) условий северо-западной части Японского моря на основе спутниковой и судовой информации весной 2000–2017 гг.;

— типизация океанологических (термодинамических) условий и их использование при промысле рыб.

Материалы и методы

Спутниковые данные. Информация со сканеров AVHRR (спутников серии NOAA) и MODIS (спутники Terra и Aqua) в инфракрасном диапазоне спектра в 2000–2017 гг. получена в Институте Автоматики и Процессов управления Дальневосточного отделения Российской академии наук (ИАПУ ДВО РАН, г. Владивосток) и в Дальневосточном региональном центре приёма и обработки данных (ДВ РЦПОД, г. Хабаровск). Пространственное разрешение спутниковых изображений для сканеров Modis (спутники Terra и Aqua) составляет 1 км, а для NOAA — около 1,1 км. Терминология, методы обработки спутниковых изображений изложены в соответствующих работах [Булатов, 1984; Алексанин, Алексанина, 2006].

Следующим видом информации послужили карты аномалий течений, построенные по альтиметрическим данным, помещённым на сайте AVISO$^+$ [AVISO$^+$, 2018]. В качестве исходных использованы аномалии уровня моря, рассчитанные относительно средней высоты морской поверхности по показаниям альтиметров всех доступных спутников. Эти значения интерполировались в узлы регулярной сеточной области с шагом ¼° по широте и долготе для середины каждой из трёх декад исследуемого месяца. Далее в рамках баротропной геострофической модели рассчитаны поля аномалий скоростей течений, по которым и построены карты.

Океанографические (судовые) данные. Эти данные представляют собой материалы измерений температуры и солёности на стандартных океанографических разрезах «Сангарский» и «132° в. д.», которые выполнялись научно-исследовательскими судами ФГБНУ «ТИНРО-Центр» в северо-западной части Японского моря в 2000–2017 гг. Глубина зондирования составляла 500 м. При обработке этих данных применялись стандартные океанологические программы. За критерий изменчивости теплосодержания вод в северо-западной части Японского моря принята температура подповерхностного слоя 50–200 м на стандартном разрезе «Сангарский», которая вычислена по методу Н.Н. Зубова [1926]. По этому критерию, а также по распределению океанологических структур на спутниковых изображениях поверхности моря выполнена типизация термического режима весной исследуемого ряда лет.

Определения и термины. Авторы настоящей статьи согласны с классическими представлениями о водных массах Японского моря. *Северная япономорская водная масса* располагается к северу и западу от Полярного (Субарктического) фронта и представляет собой систему холодных вод Приморского и Южно-Приморского течений. *Тихоокеанская водная масса* размещается в юго-восточной части моря и определяется, прежде всего, максимумом солёности в поверхностном (зимой) и подповерхностном (летом) слоях. Критерием выделения *глубинной водной массы* является температура воды, которая всегда ниже 1 °С, солёность при этом выше 34‰ (34,03–34,09‰) [Леонов, 1960; Радзиховская, 1961; Лучин, Манько, 2003]. Термодинамические структуры на спутниковых картах — это, прежде всего, главные фронты и их ветви (разделы), течения, вихри и вихревые образования («дорожки»), а также крупномасштабное движение вод (например, т. н. «язык» тихоокеанских вод западного направления). Словосочетания «Полярный фронт» или «Субарктический фронт» являются синонимами.

Результаты и их обсуждение

Термодинамика вод Японского моря в мае

2001 г. Северо-Западный фронт Японского моря на 131° в. д. отмечался на 42°15' с. ш., что соответствовало его северному положению. Тёплые воды продвигались на север между 130–132° в. д., до 42°15' с. ш., в то время как вихревая дорожка по 134° в. д. достигала лишь 41° с. ш. Приморское течение было прижато к побережью, наблюдалось полосой, ширина которой составляла 30–50 км. На акватории зал. Петра Великого, между м. Поворотный и м. Гамова, Приморское течение прослеживалось на свале глубин и смещалось вдоль материка на юг. Стрежень течения практически на всем своём протяжении выделялся узкой полосой 5–10 км. Цусимское течение на востоке было ослаблено, что послужило слабому притоку тёплых вод в Татарский пролив. Язык

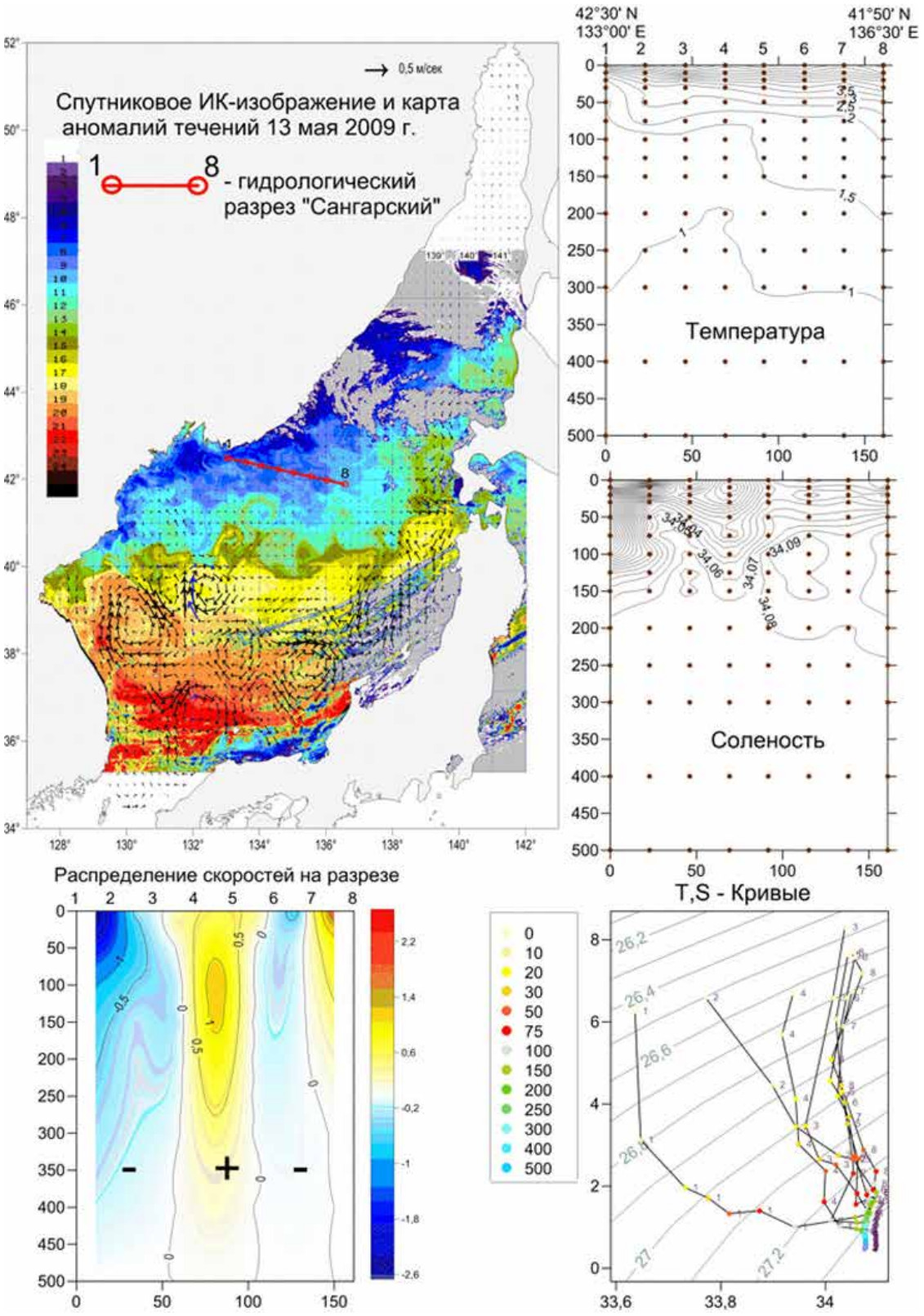


Рис. 1. Океанографическое состояние вод Японского моря в мае 2009 г.: знак минус — течение направлено на юг, плюс — на север

тёплых вод юго-западного направления чётких границ не имел, отмечался вдоль 42°30' с. ш., а интенсивность его была близка к среднемноголетней норме. Крупный циклонический круговорот в северо-западной части Японского моря практически не проявлялся, чётких границ не имел. Согласно положению Полярного фронта в мае 2001 г., тип термического режима вод северо-западной части моря определён как «тёплый».

2003 г. Северо-Западный фронт Японского моря на 131° в. д. занимал среднемноголетнее положение на 41°20' с. ш. Однако восточнее на участке между 132°-137° в. д. этот фронт находился севернее. Между этими меридианами прослеживался интенсивный поток тихоокеанских вод на север вплоть до 42°10' с. ш. и четыре вихря синоптического масштаба. Обнаруживал себя и узкий поток тихоокеанских вод вдоль Кореи в южную часть зал. Петра Великого. Приморское течение прижималось к побережью, прослеживалось до м. Поворотный, в тоже время отмечались сильная извилистость его границы и разрывы. На траверзе Уссурийского зал. воды Приморского течения распространялись вдоль свала глубин и далее на юг вплоть до 41°20' с. ш. На границе Приморского течения формировалось множество меандров и вихрей, а фронт Приморского течения на всем своём протяжении был сильно извилист. Язык тёплых вод западного направления чётких границ не имел, в целом был ориентирован вдоль 43° с. ш., а его интенсивность была близка к среднемноголетней норме. В зоне Субарктического фронта отмечалось множество вихрей и меандров, среди которых в координатах 40°40' с. ш., 131°50' в. д. и 39°10' с. ш., 133°30' в. д. отмечались два антициклонических вихря, диаметром около 60—70 км. Оценка типа термического режима вод Японского моря в мае 2003 года по дислокации Субарктического фронта — «норма».

2009 г. Северо-Западный фронт Японского моря в среднем проходил по 41°40' с. ш., а Юго-Западный — чётко прослеживался в юго-западной части моря (рис. 1). Субарктический фронт занимал среднемноголетнее положение. В межфронтальной зоне Японского моря обнаруживали себя множество мезомасштабных вихрей, что могло указывать на повышенную динамическую активность, особенно со стороны вод приморской структуры. Среди этих вихрей прослеживались вихревые дорожки по 131 и 134° в. д. Наиболее чётко выделялась дорожка по 134° в. д. до широты 42° с. ш. Отчётливо выделялось Восточно-Корейское течение, воды которого распространялись с юга на северо-восток, образуя синоптический вихрь с центральными координатами 38°30' с. ш., 130°20' в. д. Воды Приморского течения чётких границ не имели, стрежень течения проходил в отдалении от побережья. Это течение прослеживалось в зал. Петра Великого и южнее вдоль материка до 40°30' с. ш. На стандартном разрезе «Сангарский» наблюдался слой повышенных вертикальных градиентов температуры (термоклин) в верхнем 50-метровом слое, образовавшийся в результате радиационного прогрева. В западной части стандартного разреза воды Приморского течения отмечались по солёности и до глубины 150 м. В восточной части разреза в подповерхностном слое 50—300 м просматривалось ядро повышенной солёности (более 34,09‰), вероятно связанное с затоком тихоокеанских вод. На статистической диаграмме TS-кривые станций № 1—4 показали наличие двух разновидностей одной северной япономорской водной массы, а TS-кривые станций № 5—8 — тихоокеанской водной массы. Тип термического режима вод Японского моря в мае 2009 г. тождественен среднемноголетнему положению Полярного фронта — «норма».

2013 г. Полярный фронт Японского моря занимал среднемноголетнее положение и обнаруживался, главным образом, на северной периферии синоптических вихрей (рис. 2). Северо-Западная и Юго-Западная ветви (фронты) и границы антициклонических вихрей существовали в неразрывном единстве. В ряде случаев границы вихрей отождествлялись с ветвями (разделами) Полярного фронта. В южной части моря отмечались крупные антициклонические вихри, а в северо-западной — затоки тихоокеанских вод в прибрежную зону Южного Приморья. Вдоль всей прибрежной материковой части Японского моря наблюдался апвеллинг, а также множество мезомасштабных вихрей. Сильное перемешивание вод связано как с сильными ветрами, вызывающи-

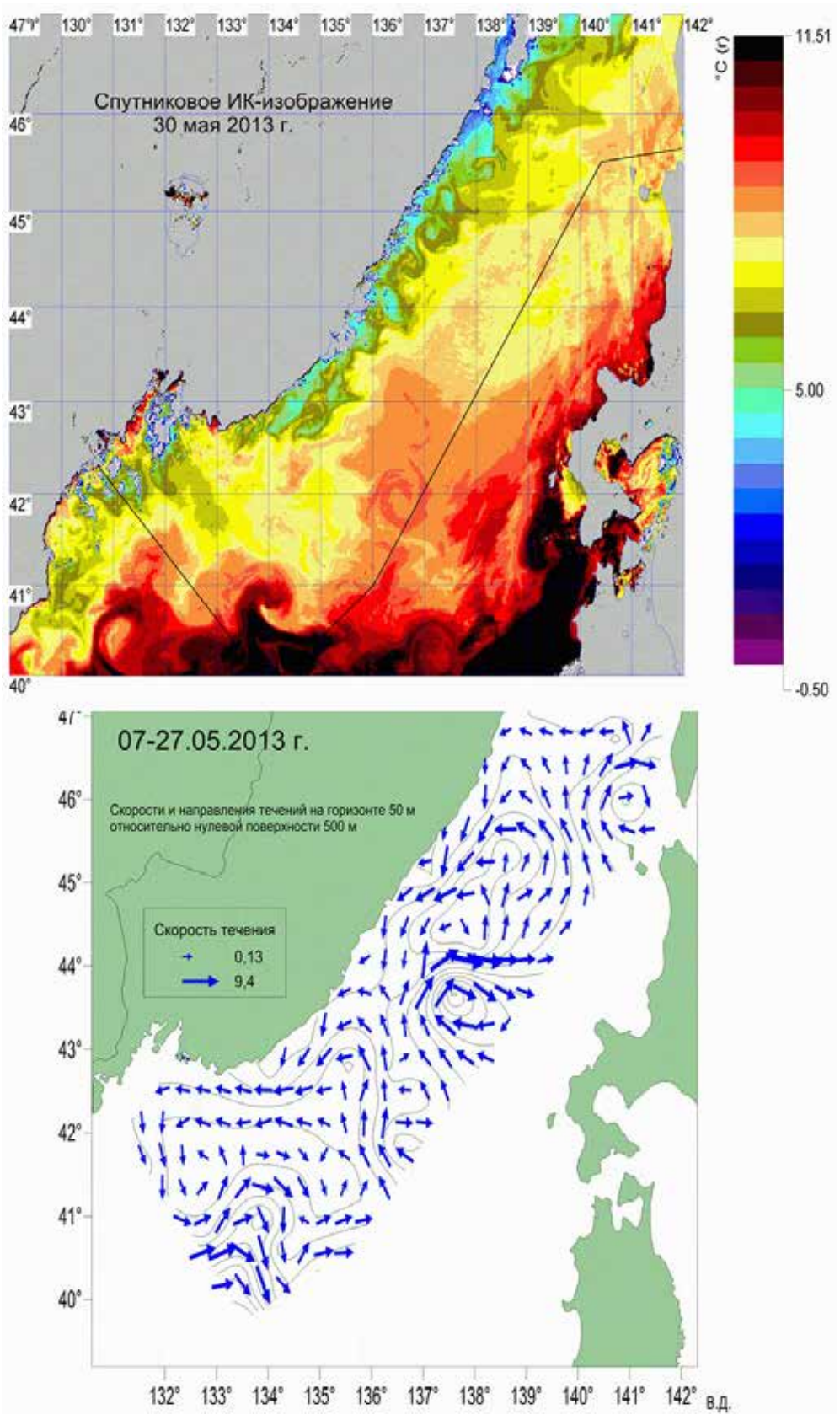


Рис. 2. Океанографическое состояние вод Японского моря в мае 2013 г.

ми мощный апвеллинг вдоль побережья, так и с водообменом шельфовой зоны с открытым морем, что имеет важные биологические и экологические последствия [Лобанов и др., 2007]. Положение океанологических структур в Японском море в мае 2013 г. соответствовало типу термического режима вод «норма».

2016 г. Тихоокеанские воды проникали в южную часть зал. Петра Великого и районы бух. Владимира, м. Белкина и м. Золотой, где формировались очаги тёплых вод (рис. 3). Интенсивность Цусимского течения превышала среднемноголетний уровень. Поступление трансформированных тихоокеанских вод в Татарский пролив сохранялось на уровне среднемноголетних лет. В западной части моря между 132 и 134° в. д., тёплые воды достигали 41°30'–42°00' с. ш. Субарктический фронт занимал положение, близкое к среднемноголетнему. Наиболее обострённые участки Субарктического фронта наблюдались в районе возвышенности Ямато и далее на востоке. Приморское течение чётких границ не имело, но хорошо прослеживалось на некоторых участках района Южного Приморья и свала глубин зал. Петра Великого. На стандартном разрезе по 132° в. д. Приморское течение отражалось в северной его части на станциях № 5–8. Наиболее низкая солёность (менее 33,30‰) наблюдалась в верхнем 20-метровом слое.

Слой повышенных градиентов температуры воды (термоклин) обнаруживался между горизонтами 20–50 м. На южной оконечности разреза прослеживалась окраина мезомасштабного антициклонического вихря. TS-кривые океанографических станций показали три разновидности северной япономорской водной массы. Вертикальная структура вод в мелководном районе показана TS-кривой станции № 1. Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих (более 11,0 см/с) наблюдались в западной части разреза, в области Приморского течения. Положение Субарктического фронта в северо-западной части моря в мае 2016 г. в целом соответствовало типу термического режима «норма».

2017 г. Отмечен интенсивный приток тихоокеанских вод в северо-западную часть Японского моря, который вызвал повышение поверхностной температуры воды в южных районах зал. Петра Великого. Отдельные ветви Восточно-Корейского течения достигали 42° с. ш. Интенсивность Цусимского течения была близка к среднемноголетнему уровню. Воды второй ветви Цусимского течения проникали на север до 41°30' с. ш. В целом тихоокеанские воды в западной части моря (особенно между 131° и 133° в. д.) подходили к широтам 42°–42°20' с. Субарктический фронт занимал северное положение. Как в поверхностном слое, так и в слое 50–200 м чётко наблюдался интенсивный перенос тихоокеанских вод в северо- западную часть. Приток тёплых вод в районы бухт Ольги и Владимира несколько ослаблен. Умеренный приток тихоокеанских вод в район Южного Приморья (м. Белкина и Золотой) вызвал формирование участков тёплых вод. В Татарский пролив тихоокеанские воды поступали на север, в основном, вдоль острова Сахалин. Приморское течение в целом прослеживалось вдоль всего азиатского материка. Стрежень Приморского течения проходил в 20–30 км от берега. В целом же относительно высокая интенсивность Приморского течения сохранялась к северу от 44° с. ш. Наиболее холодные воды отмечались как вдоль свала глубин зал. Петра Великого, так и в самом заливе. На разрезе «Сангарский» прослеживался слой повышенных градиентов температуры воды в верхнем 50-метровом слое (термоклин), образовавшийся в результате радиационного прогрева. TS-кривые станций № 1–8 показали одну северную япономорскую водную массу. Термический тип режима вод в этот период, согласно положению Субарктического фронта, который занимал северное положение, соответствовал типу термического режима «тёплый».

Таким образом, в мае среди рассмотренных лет к тёплому типу отнесены 2001, 2017 годы, а все остальные — 2003, 2009, 2013 и 2016 годы — к нормальному типу лет.

Термодинамика вод Японского моря в июне

2002 г. Северо-Западный фронт Японского моря на 131° в. д. достигал 42°05' с. ш., и в целом занимал северное положение, что обусловлено притоком тихоокеанских вод с юга.

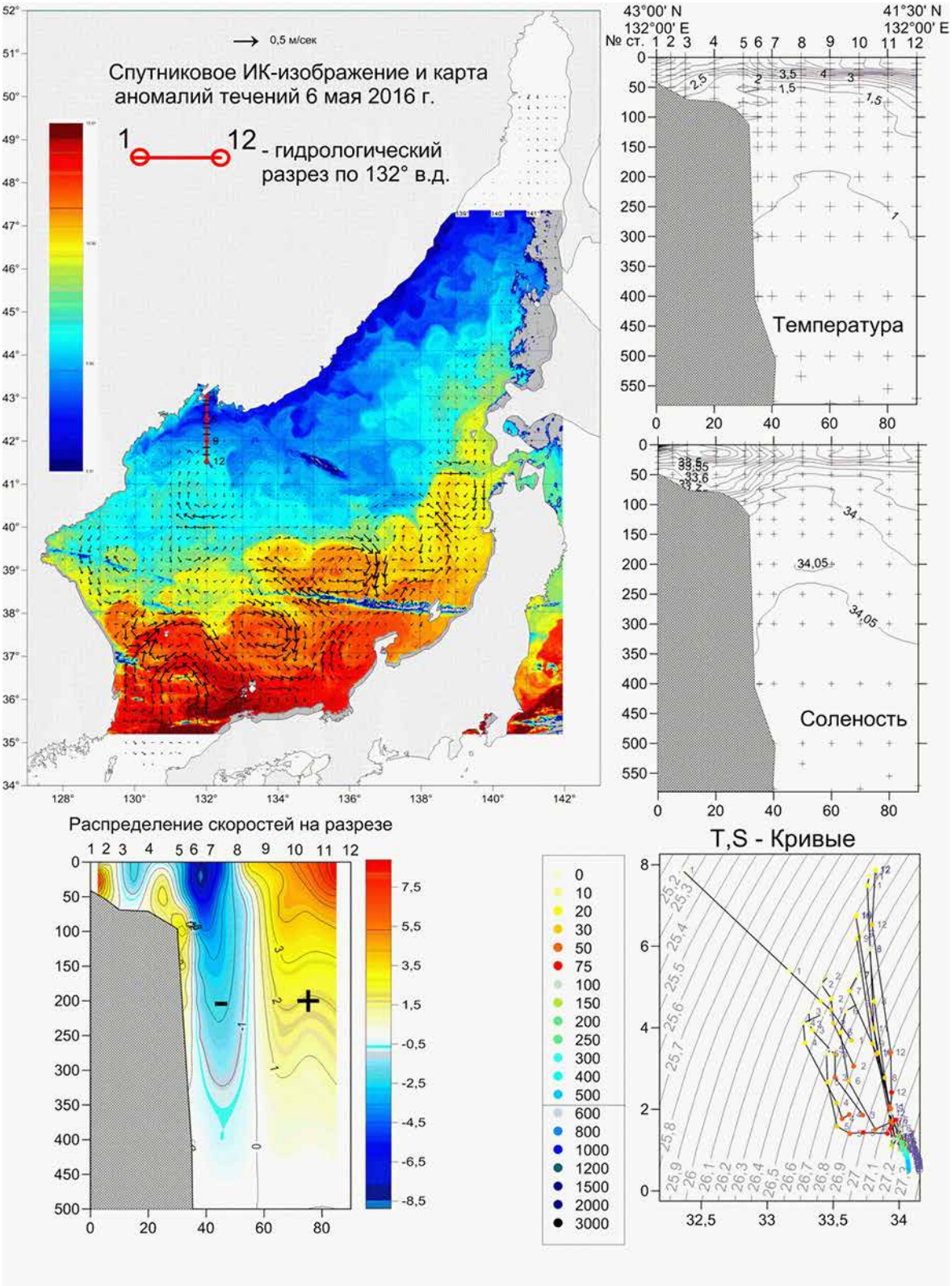


Рис. 3. Океанографическое состояние вод Японского моря в мае 2016 г. Обозначения как на рис. 1

Эти воды в координатах 40°30' с. ш., 133°30' в. д. сформировали антициклонический вихрь синоптического масштаба. От м. Болтина в сторону открытого моря, далеко на юго-восток протянулась холодная область, которая, возможно, была обусловлена северо-западными ветрами. Интенсивность потоков тихоокеанских вод вдоль 134° в. д. и Цусимского течения соответствовала среднемноголетней норме. Приморское течение узкой полосой распространялось вдоль побережья Приморья, на его границе формировалось множество меандров и вихрей. Фронт Приморского течения чётких границ не имел, был сильно размыт. Граница Северо-Западного фронта на 132° в. д. проходила по 41°50' с. ш. Язык тёплых вод между 42—43° с. ш. прослеживался слабо. В зоне Субарктического фронта и к югу от него формировалось несколько синоптических вихрей антициклонической направленности.

Температура и солёность, водные массы в районе к юго-востоку от м. Поворотный приведены на стандартном разрезе «Сангарский». В результате радиационного прогрева сформировался слой повышенных градиентов температуры и солёности (термоклин), который находился в слое 5—50 м. В западной части гидрологического разреза воды Приморского течения и ограничивающий их фронт прослеживались, в основном, только по солёности. На станции № 5 в слое 40—150 м отмечалось ядро тихоокеанских вод с солёностью более 34,11‰ и температурой более +1,5 °С. На TS-диаграмме выделены две разновидности северной япономорской водной массы (TS-кривые станций № 1—4 и 6—8) и тихоокеанская водная масса (TS-кривая станции № 5). Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Термический тип режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2002 г. оценён как «тёплый».

2004 г. Северо-Западный фронт на 132° в. д. проходил по широте 42°15' с. (рис. 4). Субарктический фронт на участке между 130—137° в. д. занимал северное положение, чётко выделялся, что свидетельствовало о границах распространения тихоокеанских вод на север. В этих границах обнаруживали себя и вихревые дорожки по 132° в. д. и 134° в. д., вплоть до 41°30'—42°00' с. ш. Язык тёплых вод, направленный с востока к берегам Приморья, проявлялся по 43° с. ш. в виде узких меандров, ориентированных в сторону побережья и находился севернее среднемноголетнего положения. Приморское течение обнаруживало себя узкой полосой вдоль побережья Приморья. Чётко прослеживалась (севернее 43° с. ш.) извилистая линия фронта Приморского течения. На участке между 44°30'- 45°30' с. ш. течение прерывалось. На гидрологическом разрезе по 132° в. д. фронт Приморского течения не прослеживался. В результате радиационного прогрева к югу от полуострова Муравьёва-Амурского сформировался слой повышенных градиентов температуры и солёности (термоклин и галоклин), которые располагались в слое 10—50 м. Между станциями № 7—8 происходило разделение термоклина на нижний (температура +2 — +5 °С) в слое 40—50 м, и верхний, который выходил на поверхность (температура +6 — +13 °С). Ниже термоклина на горизонтах 20—50 м в районе станций № 9 и № 12 обнаружено присутствие очагов тихоокеанских вод высокой солёности (34,10‰). На статистической диаграмме TS-кривые станций № 1—8 и 10—11 показали две разновидности северной япономорской водной массы. TS-кривые станций № 9 и № 12 отличались наличием верхнего прогретого и сильно распреснённого слоя, а на подповерхностностных горизонтах — ядром с повышенной солёностью (характерным признаком тихоокеанской водной массы). Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих (более 11 см/с) наблюдались в районе свала глубин зал. Петра Великого в области Приморского течения. Термический тип режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2004 г. оценён как «тёплый».

2005 г. Субарктический фронт занимал среднемноголетнее положение. Северо-Западный фронт между 131°-132° в. д. проходил по 42—42°10' с. ш., а на 133° в. д. — опускался на юг до 41°30' с. ш. Юго-западный фронт также занимал среднемноголетнее положение, в целом по 40° с. ш. В западной части моря тихоокеанские воды активно распространялись на север до 42°-42°10' с. ш. В межфронталь-

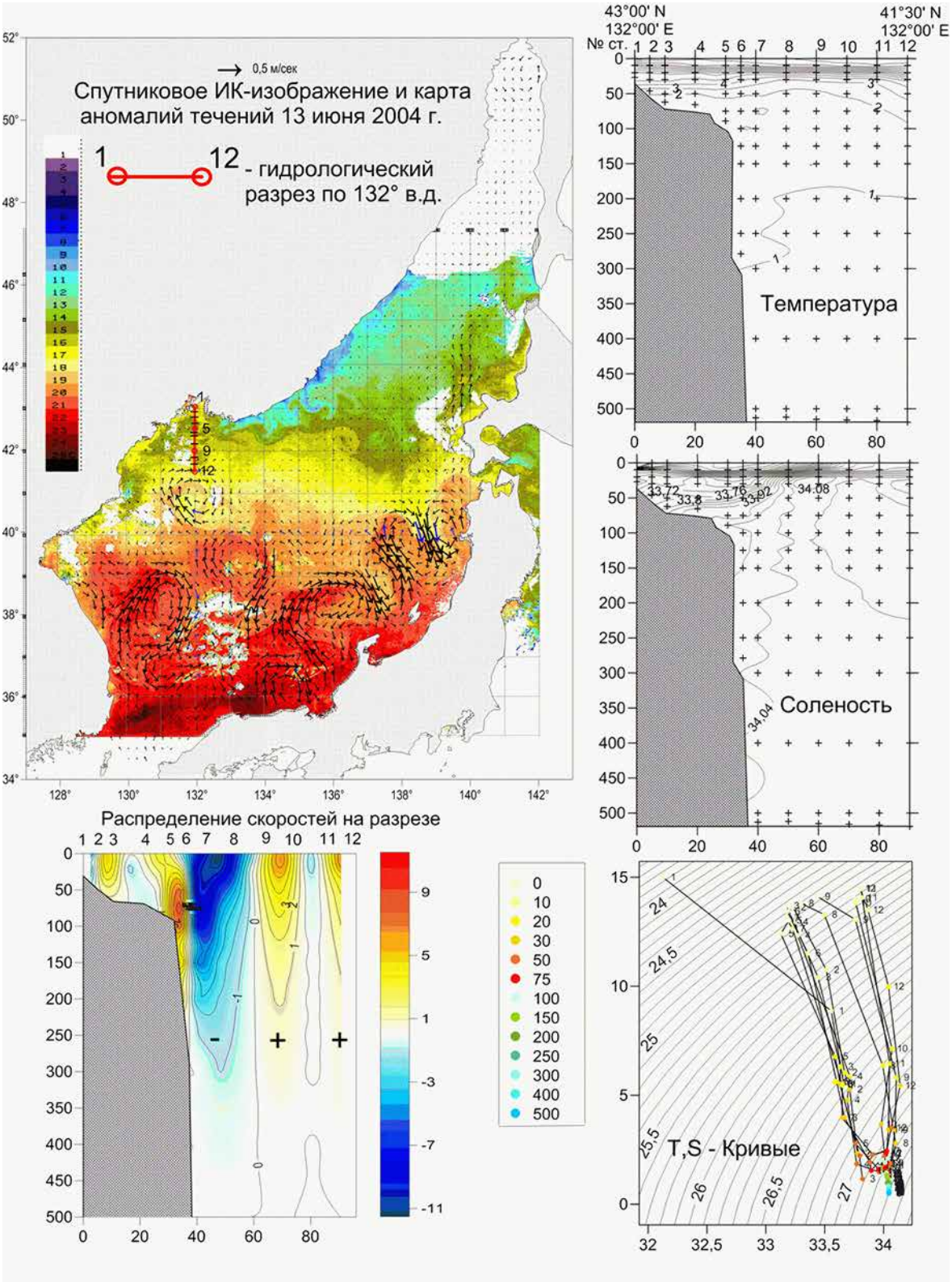


Рис. 4. Океанографическое состояние вод Японского моря в июне 2004 г. Обозначения как на рис. 1

ной зоне отмечено множество мезомасштабных вихрей, в структуре которых находились и вихревые дорожки по 131° и 134° в. д. Вдоль побережья Южного Приморья прослеживалось Приморское течение. Наиболее холодные участки отмечались между 44°30'-45°30' с. ш. Воды этого течения обнаруживали себя также вдоль свала глубин зал. Петра Великого и далее вдоль материка на юг до 41° с. ш. Приморский фронт проходил вдоль материка на расстоянии 15—30 км от берега. Цусимское течение было развито, значительная его часть проникала на север. Язык тёплых вод с востока на запад явно не был выражен, но в целом обнаруживал себя между 42—43° с. ш., однако не подходил очень близко к побережью Южного Приморья.

К юго-востоку от м. Поворотный на стандартном разрезе «Сангарский» прослеживался слой повышенных градиентов температуры и солёности воды между 10 и 50 метрами, образовавшийся в результате радиационного прогрева. Фронт Приморского течения прослеживался по температуре и солёности до глубин 75—100 м. На TS-диаграмме отмечались две модификации северной япономорской водной массы. Первая — TS-кривые станций № 1—2 и вторая — № 3—8. Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Термический тип режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2005 г. определён как «норма».

2006 г. Северо-западный фронт Японского моря был слегка обострён и извилист. В прибрежной части моря он занимал положение, близкое к среднемноголетнему, а восточнее — соответствовал северному положению. Юго-западный фронт занимал среднемноголетнее положение или немного северней его, в целом фронт проходил по 40° с. ш. Интенсивность Восточно-Корейского течения примерно также соответствовала среднемноголетнему уровню. В межфронтальной зоне проявлялось множество мезомасштабных вихрей различных направлений. Термодинамическая структура вод северо-западной части моря была слегка размыта, но все же прослеживалась. Отчётливо выделялась вихревая дорожка по 134° в. д., интенсивность её несколько превышала среднемноголетний уровень, а её воды достигали 42°00' с. ш. Интенсивность вихревой дорожки по 131° в. д. тождественна среднемноголетней. Приморское течение вдоль побережья прослеживалось узкой полосой, было прижато к побережью. На траверзе зал. Петра Великого течение проходило вдоль свала глубин и далее узкой полосой вдоль побережья на юг до 40°30' с. ш. Линия фронта слегка извилиста, прослеживалась в южной части хорошо. Язык тёплых вод явно не был выражен, но в целом соответствовал среднемноголетнему положению. На востоке интенсивность Цусимского течения также соответствовала среднемноголетней.

На разрезе «Сангарский» прослеживался слой повышенных градиентов температуры и солёности воды между 10 и 50 метрами (термоклин и галоклин), образовавшийся в результате радиационного прогрева. Термохалинные характеристики фронта Приморского течения на разрезе размыты. В слое 0—20 м отмечались относительно тёплые (9—12 °С) и малосолёные (ниже 33,6‰) воды. TS-кривые станций № 1—5, 8 показали наличие северной япономорской водной массы. Группа TS-кривых станций № 6—7 характеризовалась ядром высокой солёности в подповерхностном слое 50—100 м, что явилось свидетельством, по крайней мере, трансформированной тихоокеанской водной массы. Наибольшие расчётные скорости южных составляющих течений (более 17,0 см/с) наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Тип термического режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2006 г.— «норма».

2007 г. Северо-Западный фронт Японского моря фиксировался чётко и на 131° в. д. достигал 42°10' с. ш., что соответствовало его северному положению. В западной части фронтальной зоны среди множества мезомасштабных вихрей прослеживались вихревые дорожки по 131° и 134° в. д. Особенно чётко прослеживалась вихревая дорожка по 131° в. д., воды которой интенсивно распространялись до свала глубин зал. Петра Великого и далее вдоль побережья в западную часть Амурского зал. Вихревая дорожка вдоль 134° в. д. проявлялась несколько слабее первой, но в целом поток тихоокеанских вод на север на участке

между 130—137 ° в. д. был сильно развит и достигал 42°10' с. ш. Интенсивность Цусимского течения была высокая, что выражалось в значительном проникновении тихоокеанских вод в северную часть моря (и Татарский пролив). Язык тёплых вод с востока на запад явно не был выражен, присутствие тихоокеанских вод отмечалось только в юго-восточной части Японского моря.

Приморское течение было прерывистое, чётких границ не имело и представлялось узкой полосой шириной 20 км. Течение прижималось к побережью, а в районе 44° с. ш. отклонялось на юг до 42°50' с. ш. В зал. Петра Великого в районе свала глубин воды Приморского течения также прослеживались. На гидрологическом разрезе фронт Приморского течения отмечался только по солёности. TS-диаграмма для станций № 1—8 показала две разновидности северной япономорской водной массы (TS-кривые станций № 1 и № 2—8). Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Тип термического режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2007 г.— «тёплый».

2008 г. Северо-Западный фронт на участке между 131°-135° в. д. достигал 42°05' с. ш., что соответствовало его северному положению (рис. 5). Проявлялись и вихревые дорожки по 131 и 134° в. д., что характерно для развитого Восточно-Корейского течения. Особенно чётко прослеживалась вихревая дорожка по 131° в. д., благодаря чему тихоокеанские воды проникали в зал. Петра Великого. Приморское течение прослеживалось вдоль всего побережья Южного Приморья узкой полосой шириной 50 км. В водах Приморского течения формировалось множество (до 14 единиц) вихревых мезомасштабных образований. Анализ спутниковых ИК-изображений показал, что формирование мезомасштабных вихрей разных знаков вдоль Южного Приморья связано с сильными и продолжительными ветрами, вызывающими апвеллинг вдоль побережья и водообмен шельфовой зоны с открытым морем.

Значительная часть тёплых вод Цусимского течения проникала в северную часть моря, в частности, в район м. Золотой, что явилось свидетельством его высокой интенсивности. Язык тёплых вод с востока на запад явно не был выражен, располагался севернее среднемноголетнего положения и был ориентирован примерно между 43° и 44° с. ш. Наиболее хорошо структура вод Приморского течения на гидрологическом разрезе проявлялась по солёности. TS-кривые для станций № 1—3 разреза «Сангарский» показали существование северной япономорской водной массы, а TS-кривые станций № 4—8 — тихоокеанской. Отличительным признаком этой водной массы явилось присутствие в подповерхностном слое 50—100 м ядер высокой солёности (34,10‰). Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Тип термического режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2008 г.— «норма».

2010 г. Субарктический фронт в западной части Японского моря занимал северное положение. Севернее этого фронта на участке между 41° и 42° с. ш. и 133—138° в. д. сформировалась холодная область, отражающая крупный циклонический круговорот. Восточно-Корейское течение развито слабо, отдельные его ветви распространялись на север лишь до 40°с.ш. При этом наблюдался интенсивный приток тихоокеанских вод вдоль траекторий, ориентированных с юго-востока на северо-запад. Хорошо прослеживались отдельные вихри по 131° в. д. Приморское течение отмечалось только к северу от 44° 30' с. ш., где его воды занимали обширные акватории. Интенсивность Цусимского течения не выходила за пределы среднемноголетнего уровня. В Татарский пролив его воды проходили слабо, только незначительная часть их проникала вдоль острова Сахалин на север и в пролив Лаперуза. Основная часть вод северной ветви Цусимского течения на широте м. Камои отклонялась в сторону материка.

На разрезе «Сангарский» прослеживался слой повышенных градиентов температуры воды в слое 5—40 м (термоклин), образовавшийся в результате радиационного прогрева. Приморское течение, Приморский фронт прослеживались в западной части гидрологического разреза и только по солёности, между

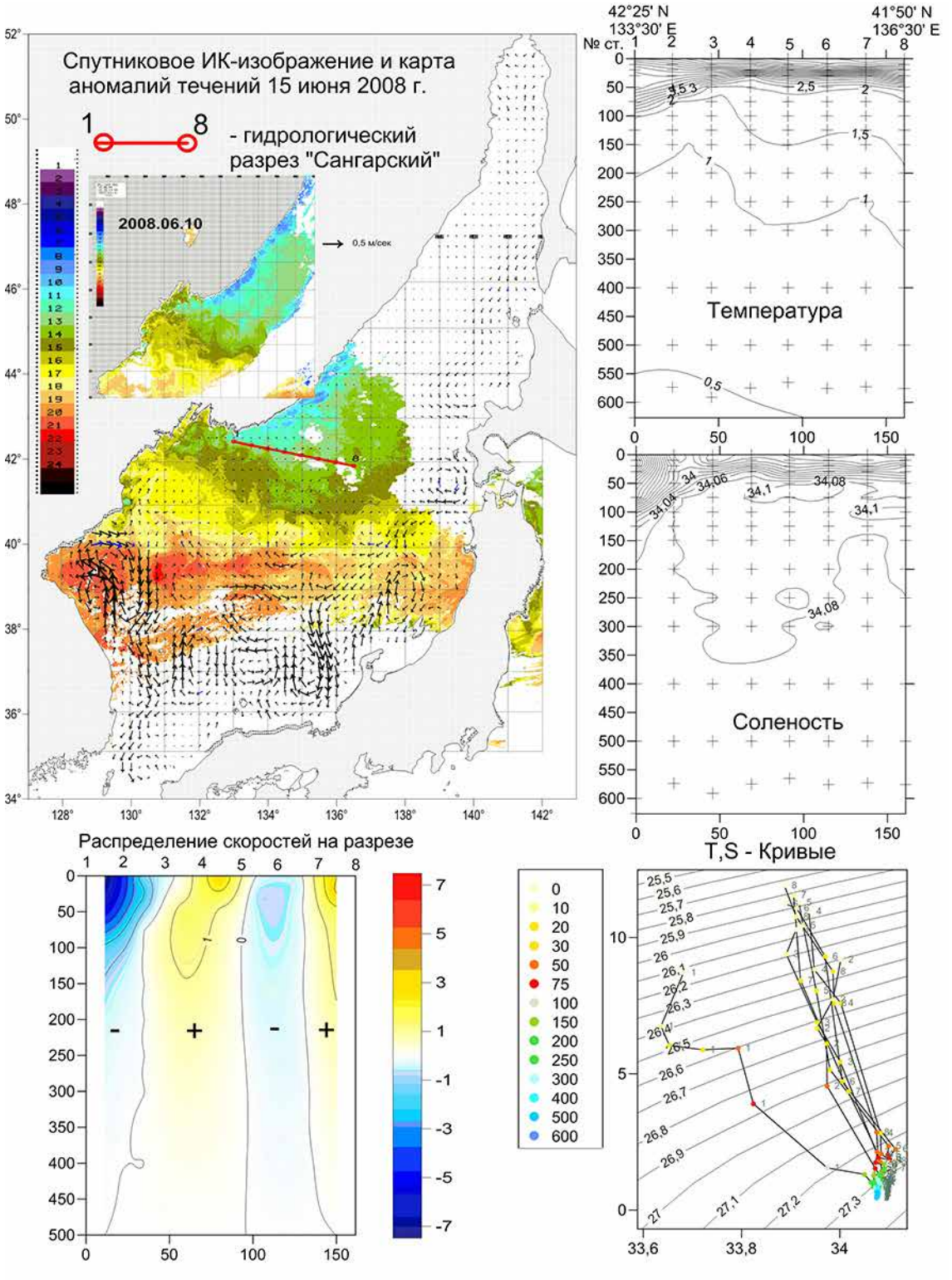


Рис. 5. Океанографическое состояние вод Японского моря в июне 2008 г. Обозначения как на рис. 1

станциями № 1–2. TS-кривые для станций № 1–8 показали наличие одной северной япономорской водной массы. Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Тип термического режима в северо-западной части Японского моря в июне 2010 г.— «тёплый».

2012 г. Приморское течение хорошо прослеживалось вдоль побережья на участках между 43–44° с. ш. и в зал. Петра Великого, где южная граница течения определялась не только свалом глубин, но и выходила за его пределы практически до 42° с. ш. Язык тёплых вод с востока прослеживался по 43° с. ш. Интенсивность Цусимского течения в восточной части в целом соответствовала среднемноголетнему уровню. Здесь следует отметить, что на участке между 41° и 46° с. ш. в сторону материка формировалось множество тёплых узких меандров, чем и объясняется наличие тёплых вод к северу от 44° с. ш. Обнаруживали себя вихревые дорожки по 131° и 134° в. д., которые достигали 41°40' и 41°20' с. ш., соответственно. Северо-западный фронт Японского моря на 132° в. д. в целом занимал среднемноголетнее положение. В межфронтальной зоне формировалось множество вихрей различной направленности, что указывало на повышенную динамическую активность района. На разрезе «Сангарский» прослеживался слой повышенных градиентов температуры воды 5–30 м (термоклин), образовавшийся в результате радиационного прогрева. На станции № 1 происходило заглубление термоклина, нижняя граница которого опустилась до 100 м. Приморское течение и фронт Приморского течения отражались в западной части гидрологического разреза по солёности между станциями № 1 и 2. TS-диаграмма показала две разновидности северной япономорской водной массы (TS-кривая станции № 1 и TS-кривые станций № 2–8). Наибольшие расчётные скорости течений южных составляющих (более 14,0 см/с) наблюдались в западной части разреза в области Приморского течения. Термический тип режима вод северо-западной части Японского моря в июне 2012 г.— «норма». Таким образом, в июне среди рассмотренных лет к тёплому типу отнесены 2002, 2004, 2007, 2010 гг., а все остальные — 2005–2006, 2008, 2012 — к нормальном типу лет.

Возможное влияние термических условий в северо-западной части Японского моря на состояние запасов приморской популяции минтая

В северо-западной части Японского моря одним из массовых промысловых видов рыб является минтай *Theragra chalcogramma* (Pallas, 1811). Основу его запасов составляет популяция, нерест которой проходит в зимне-весенний период в зал. Петра Великого и сопредельных водах Южного Приморья [Нуждин, 1987; 1998]. Минтай характеризуется значительными колебаниями запасов. Из многих абиотических факторов, влияющих на процессы формирования рыбопродукции, одним из главных является температура воды [Никольский, 1974б; Шунтов, 2001]. Это вызвано тем, что в отличие от других внешних факторов, воздействие температуры у водных пойкилотермных животных через изменение интенсивности обмена веществ на всех этапах жизненного цикла, включая и эмбриональный период, определяет скорость метаболических процессов [Строганов, 1962; Шатуновский, 1980]. Поскольку наиболее высокая смертность у рыб с пелагической икрой наблюдается на ранних стадиях онтогенеза, в большинстве публикаций, посвящённых изучению формирования численности поколений минтая, основное внимание авторы уделяли поиску связи между мощностью рождающихся поколений и термическим режимом вод в период нереста. Большинство исследователей отмечали, что урожайные поколения весненнерестующего минтая появляются в более тёплые годы. Данная зависимость, в частности, отмечена у северояпономорского, западно- и восточнокамчатского, восточноберинговоморского, восточнокорейского, а также южноприморского минтая. Поэтому начавшееся в 80-е годы прошлого столетия в Японском море потепление, казалось бы, должно положительно отразится на состоянии его запасов в данном бассейне. Однако, произошла обратная тенденция — повсеместное снижение эффективности воспроизводства минтая как

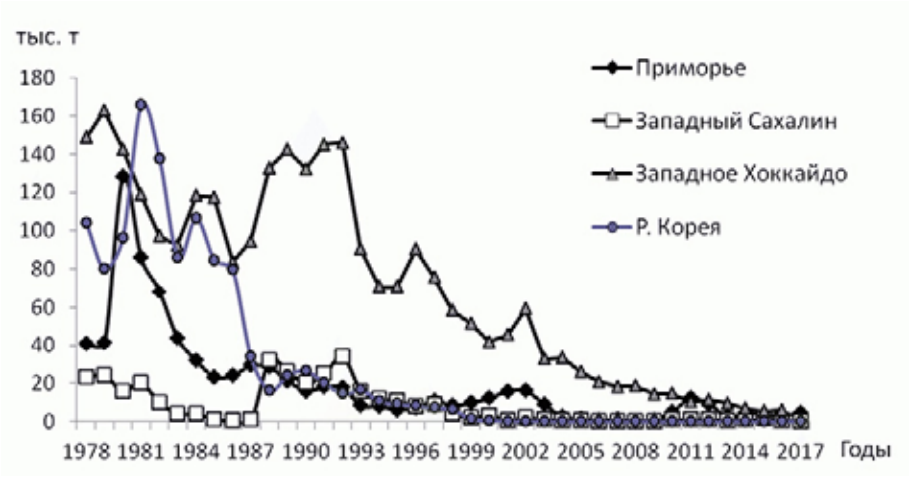


Рис. 6. Динамика вылова минтая в Японском море

в материковых водах, так и вдоль восточного побережья. Являясь высоко-бореальным видом, минтай приспособился нереститься в холодный период года [Световидов, 1948]. Поэтому у южных границ ареала повышение теплосодержания водных масс отрицательно сказалось на состоянии его запасов, что отразилось в объёмах вылова (рис. 6).

В новом столетии у приморского минтая сверхурожайное и урожайное поколения появились в 2016 и 2014 гг., которые по полученным данным отнесены по термодинамике вод к нормальному типу лет. Самым же низкоурожайным является поколение 2004 г., которое сформировалось в тёплый тип лет. Поэтому колебания температуры воды только опосредованно, в первую очередь через биоту, могут влиять на степень выживания минтая на ранних стадиях онтогенеза и формирование численности годовых классов. В результате и в годы положительных её аномалий не исключена возможность рождения как урожайных, так и малочисленных поколений.

Заключение

Анализ термодинамических условий в Японском море в мае-июне 2000–2017 гг. позволил типизировать весенние сезоны в Японском море по основному признаку — термическому состоянию вод. Кроме спутниковых изображений поверхностных океанологических структур, принималась во внимание также температура подповерхностного слоя 50–200 м на стандартных разрезах. Сравнительный анализ термического режима вод по спутниковым и судовым данным показал хорошее сходство (рис. 7).

Первый тип — холодный

Ни один из рассмотренных лет (период апрель-май 2000–2017 гг.) не вошёл в этот тип. Тем не менее, в весенний период отмечалось сильное развитие Приморского течения, которое прослеживалось вдоль побережья и отчётливо проявлялось как на спутниковых изображениях, так и по данным гидрологического разреза «Сангарский». Наиболее холодные участки воды прижимались к берегу, а в районе зал. Петра Великого их южная граница определялась не только свалом глубин, но и выходом за его пределы практически до 41° с. ш. Северо-Западный фронт в западной части Японского моря в целом занимал положение от южного до среднемноголетнего. При этом интенсивность Цусимского течения в восточной части варьировала от низкого до среднемноголетнего уровня. Язык тёплых вод в целом был развит слабо, практически не проявлялся.

Второй тип — тёплый

Ко второму типу термодинамических условий северо-западной части Японского моря следует отнести следующие годы: май-июнь 2001–2002, 2004. 2007, 2010, 2017. В эти годы Северо-Западный фронт занимал северное положение. Приморское течение было

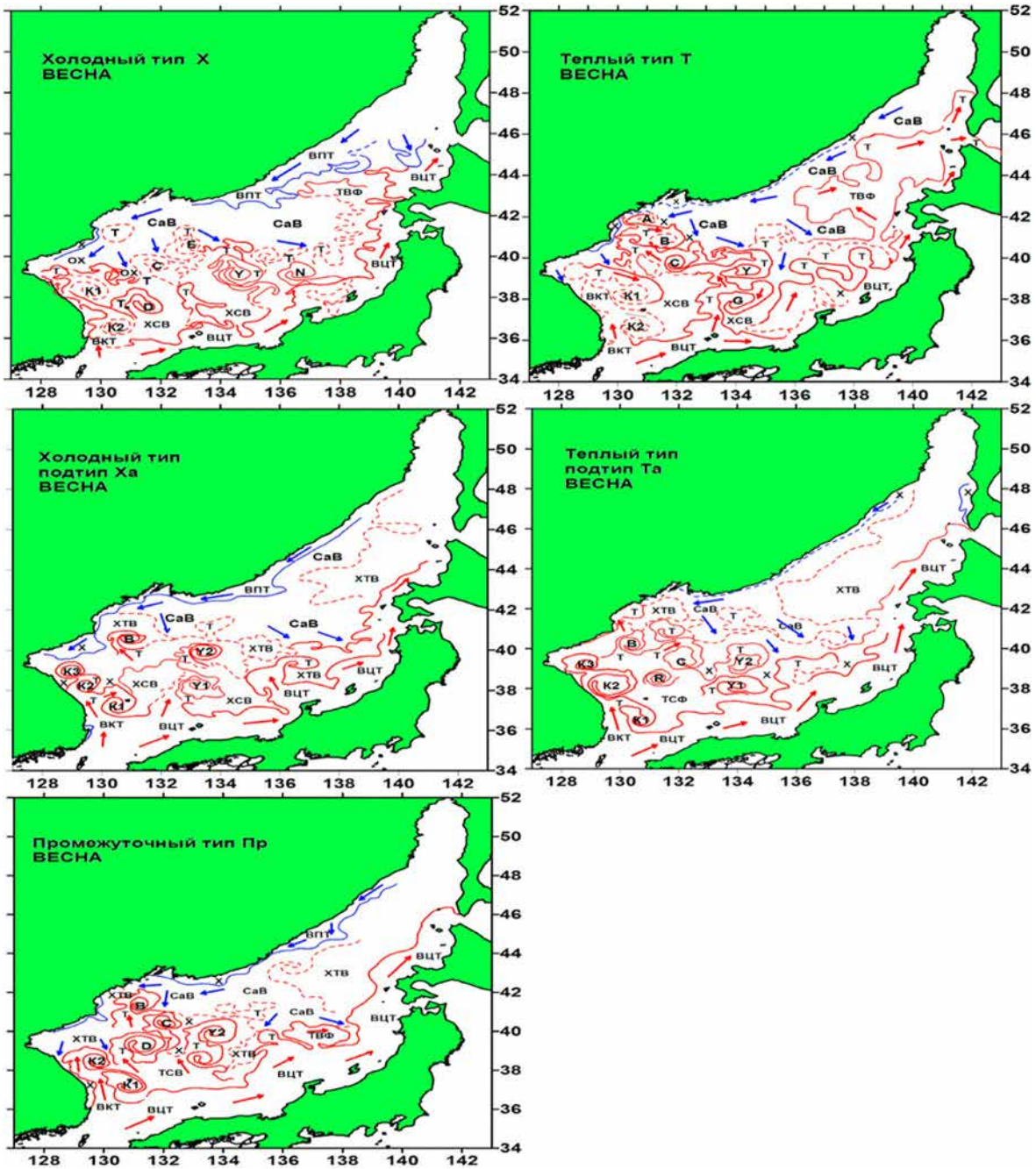


Рис. 7. Типы термодинамических условий — структура фронтов и вихрей Японского моря в весенний период: ВЦТ — воды Цусимского течения; ТСВ — тёплые субтропические воды; ХСВ — холодные субтропические воды; ВКТ — Восточно-Корейское течение; ТВФ — тёплые воды фронта; ХВФ — холодные воды фронта; ХТВ — холодные трансформированные воды; Т — тёплые воды; ВПТ — воды Приморского течения; ХПВ — холодные прибрежные воды; САВ — субарктические воды; ТВ — тёплые воды; Х — холодные воды; ОХ — относительно холодные воды; А, К1,.... — антициклонические вихри

развито слабо, практически не прослеживалось или обнаруживалось узкой полосой вдоль Приморья. Для этих млет было характерно сильно развитое Восточно-Корейское течение. Интенсивность Цусимского течения варьировала от среднемноголетнего уровня до высокого, значительная часть тёплых вод проникала в северную часть моря. Язык тёплых вод был ориентирован с востока на запад, чётко прослеживался вдоль 42°30' с. ш.

Третий тип — норма

К третьему типу термодинамических условий северо-западной части Японского моря можно отнести следующие годы: 2000, 2003, 2005–2006, 2008–2009, 2011–2016. В эти годы Приморское течение прослеживалось вдоль побережья узкой полосой. На спутниковых картах линия Приморского фронта была извилиста, фиксировалась чётко. Северо-Западный фронт был слегка обострён и сильно извилист, занимал в целом среднемноголетнее положение. Юго-Западный фронт занимал южное положение. В межфронтальной зоне проявлялось множество мезомасштабных вихрей различных направлений. Интенсивность Восточно-Корейского течения примерно соответствовала среднемноголетнему уровню, что в целом сказалось на положении Субарктического фронта. В целом термодинамическая структура северо-западной части была слегка размыта. Отчётливо выделялись вихревые дорожки на участке между 130°–134° в. д., прослеживались вплоть до 42°10' и 41°40' с. ш. Язык тёплых вод был развит умеренно, находился немного севернее среднемноголетнего положения.

Литература

Алексанин А.И., Алексанина М.Г. 2006. Мониторинг термических структур поверхности океана по данным ИК-канала спутников NOAA на примере Прикурильского района Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. Физические основы, методы и технологии мониторинга окружающей среды, потенциально опасных явлений и объектов. Вып. 3. Т. 2. М.: Азбука-2000. С. 9–15.

Булатов Н.В. 1984. Рекомендации по использованию спутниковых ИК снимков в океанологических исследованиях. Владивосток: ТИНРО. 43 с.

Зубов Н.Н. 1926. Средние температуры гидрологической станции и гидрологического разреза // Записки по гидрографии. Т. 51. С. 169–174.

Леонов А.К. 1960. Японское море // Региональная океанография. Часть 1. М.: Гидрометеоиздат. С. 291–463.

Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н., Тищенко Т.Я., Тэлли Л.Д. 2007. Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 1: Океанологические исследования. М.: Наука. С. 450–473.

Лучин В.А., Манько А.Н. 2003. Водные массы // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. VIII. Японское море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат. С. 243–256.

Никитин А.А., Дьяков Б.С. 2016. Океанологические исследования северо-западной части Японского моря по спутниковой информации и по данным стандартного океанографического разреза в зимние сезоны 2000–2015 гг. // Труды ВНИРО. Т. 164. С. 86–99.

Никольский Г.В. 1974. Теория динамики стада рыб как биологическая основа рациональной эксплуатации и воспроизводства рыбных ресурсов. М.: Пищ. пром-сть. 447 с.

Нуждин В.А. 1987. Распределение икры и личинок минтая в северо-западной части Японского моря // Популяционная структура, динамика численности и экология минтая. Владивосток: ТИНРО. С. 74–80.

Нуждин В.А. 1998. Минтай северо-западной части Японского моря — особенности биологии, размножения, промысел // Известия ТИНРО. Т. 123. С. 53–73.

Радзиховская М.А. 1961. Водные массы Японского моря. В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: АН СССР. С. 108–131.

Световидов А.Н. 1948. Трескообразные. Фауна СССР. Рыбы. М. — Л.: АН СССР. Т. 9. Вып. 4. 222 с.

Строганов Н.С. 1962. Экологическая физиология рыб. М.: МГУ. 441 с.

Шатуновский М.И. 1980. Экологические закономерности обмена веществ морских рыб. М.: Наука. 283 с.

Шунтов В.П. 2001. Биология дальневосточных морей. Владивосток: ТИНРО-центр. Т. 1. 580 с.

AVISO+. Accessible via: https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html, https://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html. 04.10.2018

Поступила в редакцию 19.04.2018 г.
Принята после рецензии 10.07.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources
Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

A study of oceanographic conditions in the northwestern Japan Sea in the spring seasons 2000–2017

A.A. Nikitin, B.S. Djakov, A.V. Kapshiter, V.A. Nuzhdin

Pacific Research Fisheries Centre (FSBSI «TINRO-Centre»), Vladivostok

Analysis of oceanological conditions in the Japan Sea was carried out by satellite and ship information in May-June 2000–2017. Satellite data is represented by the sea surface images in the infrared and optical bands, and the ship information is represented by deep-sea measurements of temperature and salinity at standard oceanographic cross sections. According to altimetric data, maps of the sea level anomalies were constructed with the aim to identify geostrophic circulation in the springs of the years under study. The joint use of satellite and oceanographic information allowed to execute a three-dimensional analysis of oceanological structures (currents, fronts and their sections, anticyclones and water masses). As a result of this work, the typification of the spring seasons 2000–2017 to three groups — the water thermodynamics, the position of oceanographic structures on satellite maps and on the oceanographic sections was performed. The dominant feature of typification is the water thermal state. It is shown that the water temperature fluctuations can influence the survival rate of walleye pollock in the early stages of ontogeny and the formation of annual classes abundance only indirectly, primarily through biota.

Keywords: Japan Sea, satellite images, oceanological structures, water thermodynamics, standard section, temperature, salinity, water masses, walleye Pollock *Theragra chalcogramma*.

References

Aleksanin A.I., Aleksanina M.G. 2006. Monitoring termicheskih struktur poverhnosti okeana po dannym IK-kanala sputnikov NOAA na primere Prikuril'skogo rajona Tihogo okeana [Monitoring of thermal structures of the ocean surface according to the IR channel of NOAA satellites on the example of the Prikurilsky district of the Pacific ocean] // Sovremennye problemy distancionnogo zondirovaniya Zemli iz kosmosa. Fiziche-skie osnovy, metody i tekhnologii monitoringa okruzhayushchej sredy, potencial'no opasnyh yavlenij i ob"ektov. Vyp. 3. T. 2. M.: Azbuka-2000. S. 9–15.

Bulatov N.V. 1984. Rekomendacii po ispol'zovaniyu sputnikovyh IK snimkov v okeanologicheskih issledovaniyah [Recommendations on the use of satellite IR images in ocean research]. Vladivostok: TINRO. 43 s.

Zubov N.N. 1926. Srednie temperatury gidrologicheskoj stancii i gidrologicheskogo razreza [Average temperature of hydrological station and hydrological section] // Zapiski po gidrografii. T. 51. S. 169–174.

Leonov A.K. 1960. Yaponskoe more [The Japan Sea] // Regional'naya okeanografiya. Chast' 1. M.: Gidrometeoizdat. S. 291–463.

Lobanov V.B., Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Tishchenko T. Ya., Tehlli L.D. 2007. Struktura i dinamika sinopticheskih vihrej severnoj chasti Yaponskogo moray [Structure and dynamics of synoptic eddies of the Northern part of the Japan Sea] // Dal'nevostochnye

morya Rossii. Kn. 1: Okeanologicheskie issledovaniya. M.: Nauka. S. 450–473.

Luchin V.A., Man'ko A.N. 2003. Vodnye massy [Water masses] // Gidrometeorologiya i gidrohimiya morej. T. VIII. Yaponskoe more. Vyp. 1. Gidrometeorologicheskie usloviya SPb.: Gidrometeoizdat. S. 243–256.

Nikitin A.A., D'yakov B.S. 2016. Okeanologicheskie issledovaniya severo-zapadnoj chasti Yaponskogo morya po sputnikovoj informacii i po dannym standartnogo okeanograficheskogo razreza v zimnie sezony 2000–2015 gg. [Marine studies of the North-Western part of the Japan Sea on satellite information according to standard Oceanographic section in the winter seasons 2000–2015] // Trudy VNIRO. T. 164. S. 86–99.

Nikol'skij G.V. 1974. Teoriya dinamiki stada ryb kak biologicheskaya osnova racional'noj ehkspluatacii i vosproizvodstva rybnyh resursov [The theory of fish herd dynamics as a biological basis for rational exploitation and reproduction of fish resources]. M.: Pishch. prom-st'. 447 s.

Nuzhdin V.A. 1987. Raspredelenie ikry i lichinok mintaya v severo-zapadnoj chasti Yaponskogo morya [Distribution of caviar and Pollock larvae in the North-Western part of the sea of Japan] // Populyacionnaya struktura, dinamika chislennosti i ehkologiya mintaya. Vladivostok: TINRO. S. 74–80.

Nuzhdin V.A. 1998. Mintaj severo-zapadnoj chasti Yaponskogo morya — osobennosti biologii, razmnozheniya, promysel [Pollock of the North-Western part of the Japan Sea — features of biology, reproduction, fishing] // Izvestiya TINRO. T. 123. S. 53–73.

Radzihovskaya M.A. 1961. Vodnye massy Yaponskogo moray [Water masses of the Japan Sea] // Osnovnye cherty geologii i gidrologii Yaponskogo moray. M.: AN SSSR. S. 108–131.

Svetovidov A.N. 1948. Treskoobraznye Ryby [Gadiformes]. Fauna SSSR. M.-L.: AN SSSR. T. 9. Vyp. 4. 222 s.

Stroganov N.S. 1962. Ehkologicheskaya fiziologiya ryb [Environmental physiology of fishes]. M.: MGU. 441 s.

Shatunovskij M.I. 1980. Ehkologicheskie zakonomernosti obmena veshchestv morskih ryb [Environmental physiology of marine fishes]. M.: Nauka. 283 s.

Shuntov V.P. 2001. Biologiya dal'nevostochnyh morej [Biology of the Far East Seas]. Vladivostok: TINRO-tsenter. T. 1. 580 s.

AVISO^{+}. Accessible via: https://www.aviso.altimetry.fr/en/home.html, https://www.aviso.altimetry.fr/en/data.html. 04.10.2018

Figure captions

Fig. 1. Oceanographic state of the waters of the Japan Sea in May 2009. The minus sign is directed to the South, plus — to the North.

Fig. 2. Oceanographic state of the waters of the sea of Japan Sea in May 2013: The color scale to the right of the top picture is the water temperature in degrees C°.

Fig. 3. The Oceanographic state of the waters of the Japan Sea in May 2016 is Indicated as in fig. 1.

Fig. 4. The Oceanographic state of the waters of the Japan Sea in June 2004 is Indicated as in fig. 1.

Fig. 5. The Oceanographic state of the waters of the Japan Sea in June 2008 is Indicated as in fig. 1.

Fig. 6. Dynamics of Pollock catch in the Japan Sea.

Fig. 7. Types of thermodynamic conditions, the structure of fronts and eddies of the Japan Sea in spring:

WTC — waters of the Tsushima stream; WSW — warm subtropical water; facilitate its use — cold subtropical water; EKC — East-Korean current; TWF — warm water front; CWF — cold water front; x — transformed water cold; T — warm water; WCC — water coastal currents; CCW — cold coastal waters; SAW — subarctic water; TW — warm water; X — cold water; OC is a relatively cold water; A, K1, … — anticyclonic eddies.

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 597-19(265.518)(268.56)

Водные массы и рыбные сообщества в северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей летом 2003–2010 гг.

Г.В. Хен[1], Е.О. Басюк[1], К.К. Киввa[2]

[1] Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ФГБНУ «ТИНРО-Центр»), г. Владивосток

[2] Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГБНУ «ВНИРО»), г. Москва

E-mail: gennady.khen@tinro-center.ru

Проведены исследования водных масс и распределения некоторых промысловых рыб северо-западной части Берингова и западной части Чукотского морей в 2003, 2007, 2008 и 2010 гг. Отдельно рассмотрены пелагические и донные скопления рыб в сопоставлении с соответствующими слоями воды. Всего были выделены шесть водных масс. Из них четыре встречаются как в Беринговом, так и в Чукотском морях. Ещё по одной водной массе формируются в каждом море в отдельности. На поверхности преобладает беринговоморская прибрежная водная масса (БПВ). В вершинах заливов Аляска и Нортон — распреснённая водная масса заливов (РЗВ), вдоль сибирского побережья Арктики — сибирская прибрежная водная масса (СПВ), а у чукотского берега бассейна Чирикова — беринговоморская летняя водная масса (БЛВ). В придонном слое БПВ встречается только у побережья Аляски, а в других областях Берингова и Чукотского морей преобладает БЛВ. Небольшие участки морей заняты остаточными тихоокеанскими зимними водными массами (ОЗВ) и недавно провентилированными тихоокеанскими зимними водами (ЗВ) с температурой, близкой к точке замерзания воды. Основные скопления рыб были сформированы в Анадырском заливе в области БПВ (лососевые на поверхности) и БЛВ (треска минтай и сельдь в придонном слое). В Чукотском море были пойманы несколько экземпляров взрослой кеты в пределах БПВ и СПВ, один экземпляр взрослой особи нерки и три чавычи — в БПВ.

Ключевые слова: Берингово море, Чукотское море, водные массы, лососи *Oncorhynchus*, минтай *Theragra chalcogramma*, треска *Gadus macrocephalus*, сельдь *Clupea pallassi*.

Введение

Север Берингова моря и юг Чукотского моря, соединённые узким Беринговым проливом, играют роль «моста» между Тихим океаном и Арктическим бассейном. В тёплое полугодие здесь проходят тёплые течения [Мастрюков, 2012; Brugler et al., 2014; Coachman et al., 1975], переносящие в Арктику трансформированные тихоокеанские воды. Вместе с тёплыми водами через узкий Беринг пролив в Арктику поставляется большое количество биогенных элементов [Pisareva et

al., 2015; Walsh et al., 1989], важных компонентов для формирования высокой продуктивности вод. Течения переносят из Берингова моря в Чукотское море много живых организмов, включая промысловых рыб [Logerwell et al., 2015; Moore, Stabeno, 2015].

Перенос биогенных элементов и живых организмов на север тесно связан с водными массами, формирующимися в основном в северной части Тихого океана и меняющими свои свойства при движении над обширным шельфом Берингова моря и в ходе сезонных процессов. Особое значение в их трансформации имеют зимнее льдообразование с выхолаживанием вод до отрицательных температур и материковый сток, сильно понижающий солёность прибрежных вод. В результате над северным шельфом Берингова моря летом формируются несколько водных масс, разделённых по вертикали и горизонтали.

Классификацию водных масс шельфа северной части Берингова моря начал Л.К. Коучмен с соавторами [Coachman et al., 1975]. Они выделили три основные водные массы: аляскинскую прибрежную, беринговоморскую шельфовую и анадырскую. С течениями они перемещаются с юга на север в сторону Чукотского моря. Богатые биогенными элементами воды залива Анадырь расположены на западе Берингова пролива, восточнее — холодные, соление шельфовые воды Берингова моря, а на крайнем востоке пролива — тёплые, распреснённые, бедные биогенными элементами прибрежные воды Аляски [Woodgate, Aagaard, 2005]. В Чукотском море анадырская вода и вода беринговоморского шельфа сливаются в одну водную массу, названную беринговоморской.

На шельфе Чукотского моря Э.Т. Бруглер с соавторами [Brugler et al., 2014] выделили 4 водные массы: АПВ — аляскинская прибрежная водная масса, ЧЛВ — чукотская летняя водная масса [терминология Shimada et al., 2001], ЗВ и ОЗВ. Последняя классификация вод выделяет на общем для северной части Берингова моря и Чукотского моря (СБЧМ) шельфе шесть водных масс: АПВ, БЛВ, СПВ, ЗВ, ОЗВ, ТЛВ (водная масса, сформированная в процессе таяния льда) [Pisareva et al., 2015]. СПВ образуется за счёт стоков больших сибирских рек, переносимых Сибирским прибрежным течением (СПТ) из Восточно-Сибирского моря [Coachman et al., 1975] или даже из моря Лаптевых до Берингова пролива [Weingartner et al., 1999], ОЗВ образуется при таянии льда на севере чукотского шельфа [Pisareva et al., 2015].

Свободное сообщение между Беринговым и Чукотским морями и формирование общих водных масс определяют совпадение в них многих видов гидробионтов. Некоторые из них могут свободно пересекать Беринг пролив как в северном, так и в южном направлениях. Причём такие миграции совершают не только крупные животные [Simpkins et al., 2003], но и мелкие рыбы [Глебов и др., 2016] и даже зоопланктон [Слабинский, Фигуркин, 2014; Grebmeier et al., 2006]. Таким образом, северную часть Берингова моря и Чукотское море (СБЧМ) можно рассматривать как единый природный комплекс.

В настоящее время имеется только одна публикация [Norcross et al., 2010], в которой анализируется приуроченность к определённым водным массам придонных рыб Чукотского моря, выловленных с помощью небольшого бим-трала во время выполнения Российско-Американской программы RUSALCA в 2004 г. Как признаются авторы, основная масса рыб была небольшого размера, т. е. ювенального возраста, взрослых особей было мало. Мы в данной статье проведём исследование с использованием более обширного материала, полученного в экспедициях ТИНРО-Центра в начале 21 столетия. Многолетние данные позволят дать более обстоятельную характеристику водных масс СБЧМ. В то же время использование больших промысловых тралов в ихтиологических работах позволит получить более полную и реальную картину видового состава ихтиофауны. Чтобы не перегружать статью лишними деталями, мы остановились на исследовании только некоторых промысловых рыб.

Материалы и методы

С конца 1950-х гг. ТИНРО проводит морские экспедиции по исследованию северо-западной части Берингова моря, включая Анадырский залив. В XXI веке они стали практически ежегодными. Дополнительно

в 2003, 2007, 2008, 2010 и 2015 гг. были проведены исследования в юго-западной части Чукотского моря. Основной целью экспедиций была оценка современного состояния рыбных и нерыбных ресурсов. При этом выполнялись траловые работы, сопровождаемые гидрологическими, гидрохимическими, планктонными, акустическими исследованиями. В Чукотском море работы проводились в августе—сентябре, когда акватория максимально свободна от ледовых полей [Frey et al., 2015]. В данной работе использованы два вида информации: гидрологические данные и данные по вылову некоторых промысловых видов рыб при тралениях. В табл. 1 показаны виды и сроки работ в годы совместных исследований Берингова и Чукотского морей. Данные 2015 г. используются только для общей характеристики гидрологических условий. На рис. 1 показано расположение станций в рассматриваемые годы.

Гидрологические работы

Гидрологические работы велись зондом SBE-25. Датчики температуры, электропроводности и давления поверялись в калибровочном комплексе ТИНРО-Центра перед началом и после окончания рейса. В течение рейса проводился контроль показаний датчиков электропроводности с использованием солемера «PORTOSAL». С учётом обнаруженных погрешностей после завершения рейсов вносились окончательные исправления в полученные данные.

Дополнительно были использованы данные из открытой базы данных по Мировому океану [Boyer et al., 2013; WOD, 2018]. В результате стало возможным рассмотреть океанографические условия всей северной части Берингова моря и Чукотского моря, включая ИЭЗ России и США, и провести объективную классификацию водных масс с использованием всех доступных нам данных за август-сентябрь 2000—2015 гг. (рис. 2). Общее количество станций составило 840, из них в ИЭЗ США — 180 станций.

Определение водных масс проведено с использованием традиционного метода T, S-анализа. Границы водных масс определялись на T, S-диаграмме с учётом предыдущих классификаций вод. Каждая водная масса занимает свою ячейку на диаграмме (рис. 2 Б). На каждой станции были определены водные массы на выбранных горизонтах и нанесены на карту соответствующим обозначением. Затем распределения уловов рыб сопоставлялись с распределением водных масс на соответствующем горизонте.

Таблица 1. Сроки работ, количество гидрологических станций и число тралений, выполненных в северо-западной части Берингова и юго-западной части Чукотского морей в 2003, 2007, 2008 и 2010 гг.

	Северо-запад Берингова моря					Юго-запад Чукотского моря				
			Траления					Траления		
	Сроки работ	Кол-во станций	Пелагический трал		Донный трал	Сроки работ	Кол-во станци	Пелагический трал		Донный трал
			Поверхн.	Придон.				Поверхн.	Придон.	
2003	17–24.08	17	17	–	–	24–28.08	20	18	–	–
2007	06–18.09	21	21	–	–	11–23.08	41	6	42	–
2008	04–25.08	94	–	–	100	–	–	–	–	–
	09–16.09	22	22			01–09.09	25	25	–	–
2010	21.08–06.09	57	–	–	57	07–16.09	41	–	–	38
	17–27.09	40	–	40	–	–	–	–	–	–

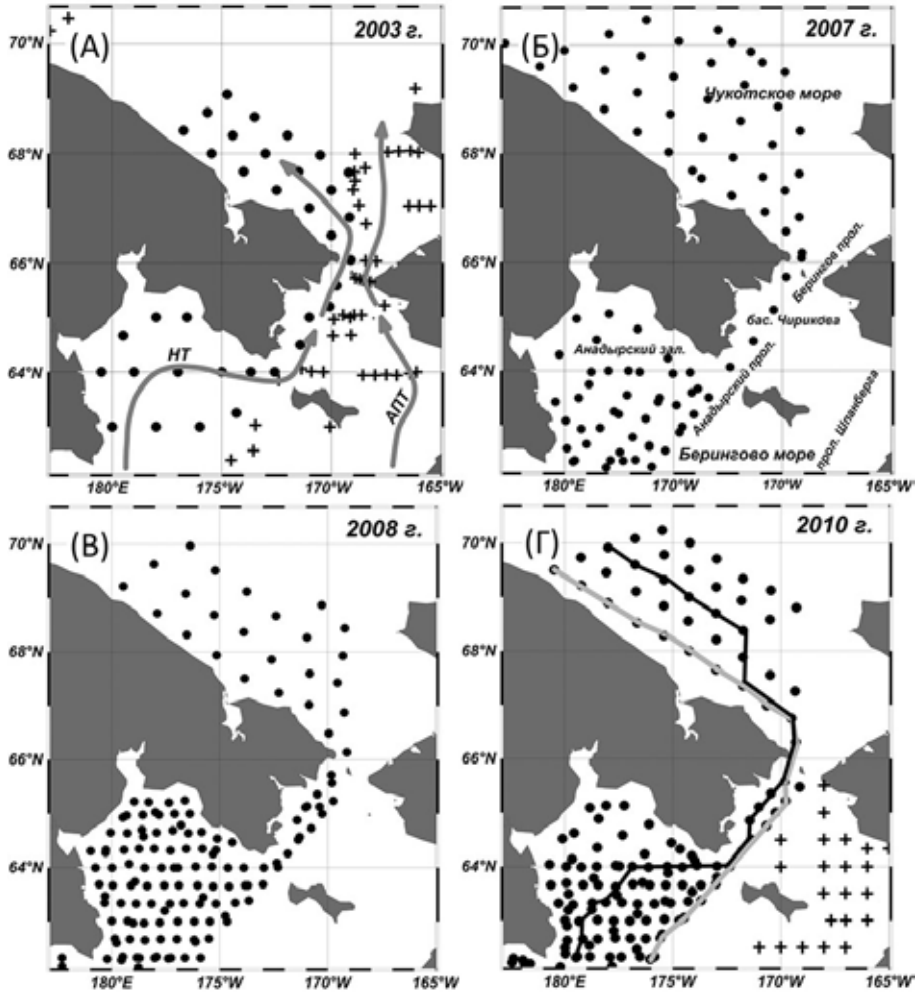


Рис. 1. Схемы гидрологических станций, выполненных в августе-сентябре 2003, 2007, 2008 и 2010 гг. в северной части Берингова моря и Чукотском море (*А-Г*, соответственно).

Кружками обозначены станции, выполненные ТИНРО-Центром. На этих же станциях производились 1-часовые траления в пелагиали и придонном слое. Крестиками обозначены станции, взятые из открытой базы World Ocean Data Base [Boyer et al., 2013; WOD, 2018]. Отмечено примерное положение Наваринского (НТ) и Аляскинского прибрежного (АПТ) течений (А), а также анализируемых разрезов (Г)

Траловые работы

Поверхностные и придонные траления проводились разноглубинным тралом РТ-80/396 с мелкоячейной (10 мм) вставкой в его кутовой части. Длина его кабелей составляла 100–120 м, горизонтальное раскрытие — 38–44 м, вертикальное раскрытие — 30–40 м. Траления продолжительностью 60 минут со скоростью в среднем 4,5–4,6 узла проводились в любое время суток. Поверхностные траления выполнялись с выводом верхней подборы трала на поверхность моря, придонные траления — с касанием нижней подборы трала дна моря. При этом положение верхней подборы в зависимости от глубины места менялось от 0 до 20 м в Чукотском море и от 5 до 50 м в северо-западной части Берингова моря.

Донные траления выполнялись донным тралом ДТ-27.1/24 с горизонтальным раскрытием 16 м и вертикальным раскрытием 3–4 м, оснащённым мелкояченой (10 мм) вставкой в его кутовой части. Продолжительность траления составляла 60 мин. при средней скорости 3,2–3,3 узла. Работы проводились только в светлое время суток — с 5:00 до 20:00 местного времени, чтобы исключить влияние вертикальных суточных миграций на величину и состав уловов.

Уловы даны в килограммах на один час траления. На карту областей с однотипными во-

дными массами наносились уловы на каждой точке траления с соблюдением определённого масштаба, разного для разных видов рыб.

Водные массы

Август-сентябрь 2000–2015 гг. Литературный анализ, проведённый выше, показывает в целом совпадение большинства названий водных масс: АПВ, БЛВ, ОЗВ, ЗВ, СПВ и ОВ. Если температурные границы у различных авторов довольно близки, то по солёности они установлены по-разному. Наиболее удачной мы считаем классификацию М.Н. Писаревой с соавторами [Pisareva et al., 2015]. В ней чётко обозначены границы как по температуре, так и по солёности. Мы взяли её за основу для нашей классификации. Но в отличие от этой работы, основанной на одной экспедиции РУСАЛКА в 2009 г. в Чукотское море, мы использовали более обширные данные, полученные в СБЧМ в августе-сентябре 2000–2015 гг.

Границы водных масс на нашей T, S-диаграмме (рис. 2 Б) немного отличаются от классификации М.Н. Писаревой с соавторами. Так, если у них БЛВ заключена в диапазоне солёности между 32 и 33,3 е. п. с., то у нас — между 31 и 33,6 е. п. с. Так как мы рассматриваем всю северную часть Берингова моря, то изменили название аляскинской прибрежной водной массы (АПВ) на беринговоморскую прибрежную водную массу (БПВ), куда вошли воды Аляски и Чукотки в диапазоне солёности 28–33,3 е. п. с. и температуры 3–12 °С. В нашей классификации появилась новая водная масса — распреснённая в вершинах заливов вода (РЗВ), свойственная только для заливов Анадырь и Нортон.

В нашей классификации ТЛВ объединена с СПВ. Как было сказано выше, ТЛВ формируется при таянии льдов, а наши исследования ограничены широтой 70°30′ с. ш., что значительно (более чем на 60 миль) южнее среднего положения кромки льда в августе-сентябре 2003–2011 гг. [Frey et al., 2015]. Несомненно, что и СПВ формируется при таянии льдов в Арктике и находится в зоне действия Сибирского прибрежного течения (СПТ), несущего с запада на восток холодные распреснённые воды сибирских рек до Берингова пролива [Weingartner et al., 1999; Pisareva et al., 2015]. Широкий диапазон температуры

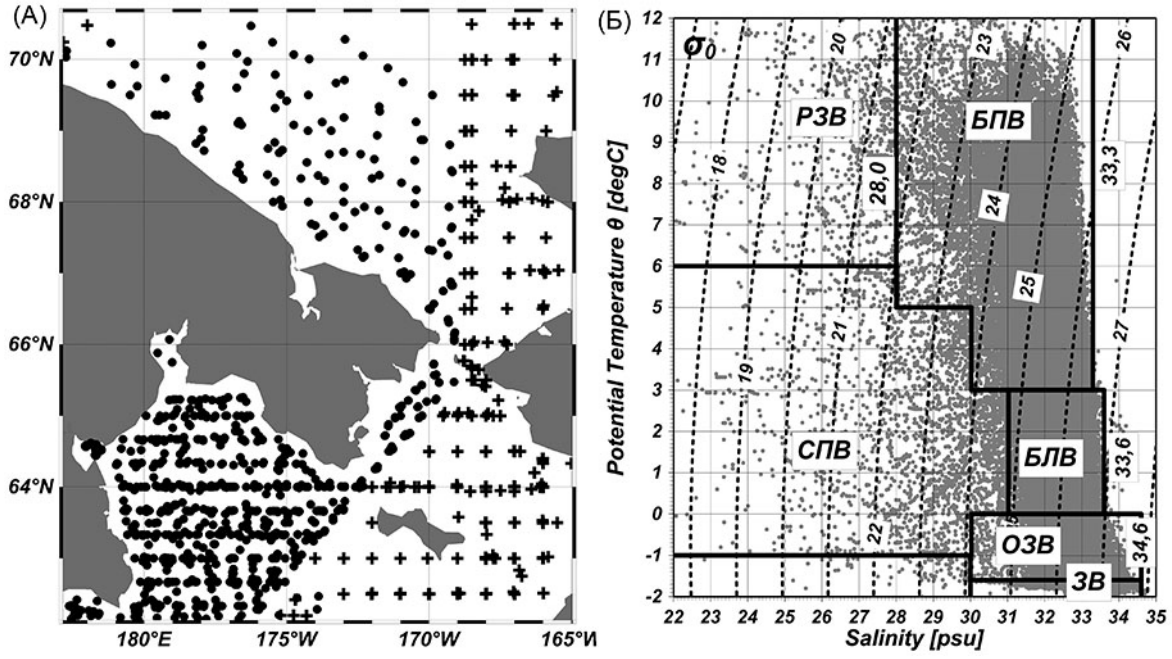


Рис. 2. (А) Схема положения гидрологических станций, выполненных в августе-сентябре 2000–2015 гг. в северной части Берингова моря и Чукотском море.

Условные обозначения на рис. 1: (Б) T, S-диаграмма вод от поверхности до дна в 1-метровом диапазоне. Полные названия водных масс см. в тексте

(–1 — +6 °С) и солёности (22–31 е. п. с.) СПВ объясняется тем, что влияние стоков рек на различные участки прибрежной зоны неодинаково и, кроме того, к данной водной массе относятся не только поверхностный прогретый слой воды, но и его подповерхностная часть, где ещё сохраняются зимние условия. В отличие от СПВ, на БПВ, также формирующуюся в областях, занятых зимой ледовыми полями, в тёплое полугодие сильное влияние оказывают тихоокеанские воды, постоянно проникающие на шельф с Аляскинским прибрежным течением (АПТ) вдоль полуострова Аляски и Наваринским течением (НТ) вдоль Чукотского берега. Поэтому её температура и солёность относительно высокие и составляют соответственно 3–12 °С и 28–33,3 е. п. с.

На поверхности СБЧМ преобладают БПВ (рис. 3 А), занимающие практически всю морскую и восточную прибрежную области Чукотского моря. В зоне действия СПТ, несущего огромную массу пресных вод сибирских рек, очевидно явное преимущество СПВ. В бассейне Чирикова, где наблюдается топографический апвеллинг [Дудков, 2010; Nihoul et al., 1993], поверхность занята более солёными и холодными БЛВ.

РЗВ формируется вблизи устьев рек и в вершинах заливов, где влияние тихоокеанских вод минимальное. Если по температуре она близка БПВ (6–12 °С), то по солёности, благодаря речным водам и многочисленным снежным ручьям, сильно отличается в сторону уменьшения (18–22 е. п. с.). Большие реки могут способствовать распространению РЗВ даже за пределами прибрежных областей (рис. 3 А).

В придонном слое картина иная (рисунок 3 Б). БПВ сосредоточена только в пределах прибрежной области шельфа, где приливное перемешивание устанавливает гомогенную структуру вод [Kinder, Schumacher, 1981], и на отдельных участках открытой части Чукотского моря вдоль меридиана 170° з. д., что, видимо, связано с потоком вод из Берингова пролива, направленным на север [Brugler et al., 2014]. В остальных частях СБЧМ преобладает БЛВ, представляющая собой модификацию тихоокеанских вод, формирующуюся в основном в пределах Анадырского залива в процессе их перемешивания с зимними водами местного происхождения.

Вне областей, занятых БЛВ, располагается холодная вода ОЗВ, состоящая преимущественно из остаточных вод зимнего охлаждения. В Беринговом море она занимает области со слабыми горизонтальными потоками, где влияние тихоокеанской воды минимально, а именно к юго-западу от о-ва Святого Лаврентия [Stabeno et al., 2016], т. е. в пределах

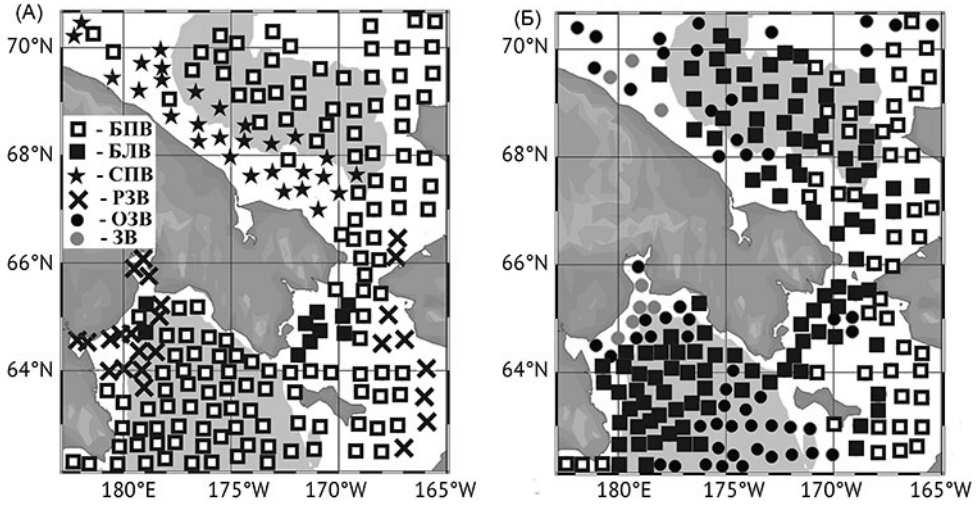


Рис. 3. Пространственное распределение водных масс в августе-сентябре 2000–2015 гг. на глубине 5 м (А) и в придонном слое (Б).

Тёмный фон шельфа — глубины больше 50 м. Водные массы показаны на выборочных станциях, чтобы визуально показать области с однотипными водами. Полные названия водных масс см. в тексте

восточно-беринговоморской (лаврентьевской) холодной области [Khen, 1999], и вокруг залива Креста [Хен, 1999]. В Чукотском море ОЗВ располагается за пределами основных потоков тёплых тихоокеанских вод из Берингова пролива. В заливе Креста и на юго-западе Чукотского моря небольшие области заняты ЗВ с температурой, близкой к точке замерзания.

Вертикальные разрезы

Рассмотрим вертикальную структуру вод на двух океанологических разрезах, выполненных в 2010 г. (рис. 4). Первый (черная линия) проходит вдоль НТ и его продолжения в Чукотском море, второй (серая линия) — пересекает восточно-беринговоморскую область холода и следует по струе СПТ (см. рис. 1Г). Во впадине Чирикова они совпадают. Общим для обоих разрезов является относительно высокая температура (8–9 °С) поверхностного слоя и более глубокое положение термоклина в Беринговом море (ниже 20 м), чем в Чукотском море (выше 20 м). Ниже термоклина залегают ядра холодных вод. В Чукотском море оно расположено в придонном слое, в Анадырском заливе — в промежуточных горизонтах. На втором разрезе, что за пределами НТ, холодные ядра занимают более обширное пространство, а температура воды в них заметно ниже (–1.5 … –1.0 °С), чем на первом разрезе (–0.5 … +0.5 °С). Тёплые воды с температурой выше 2 °С встречаются только в бассейне Чирикова и Беринговом проливе. Изопикна 26,2 показывает нижнюю границу пикноклина. В пределах НТ ниже пикноклина расположены три изолированных ядра высокоплотных вод с условной плотностью более 26,4 ед. — в Анадырском заливе, в бассейне Чирикова, в Чукотском море. Вне тёплого течения они находятся только в двух последних областях. На юге Анадырского залива, в пределах холодной Лаврентьевской области, залегают лёгкие воды с условной плотностью ниже 26,2 ед. В бассейне Чирикова хорошо заметен купол плотных вод, образованный на месте их подъёма при столкновении НТ с повышением рельефа дна в Анадырском проливе. Вершина купола выходит почти на поверхность моря, и здесь сезонный пикноклин малозаметен.

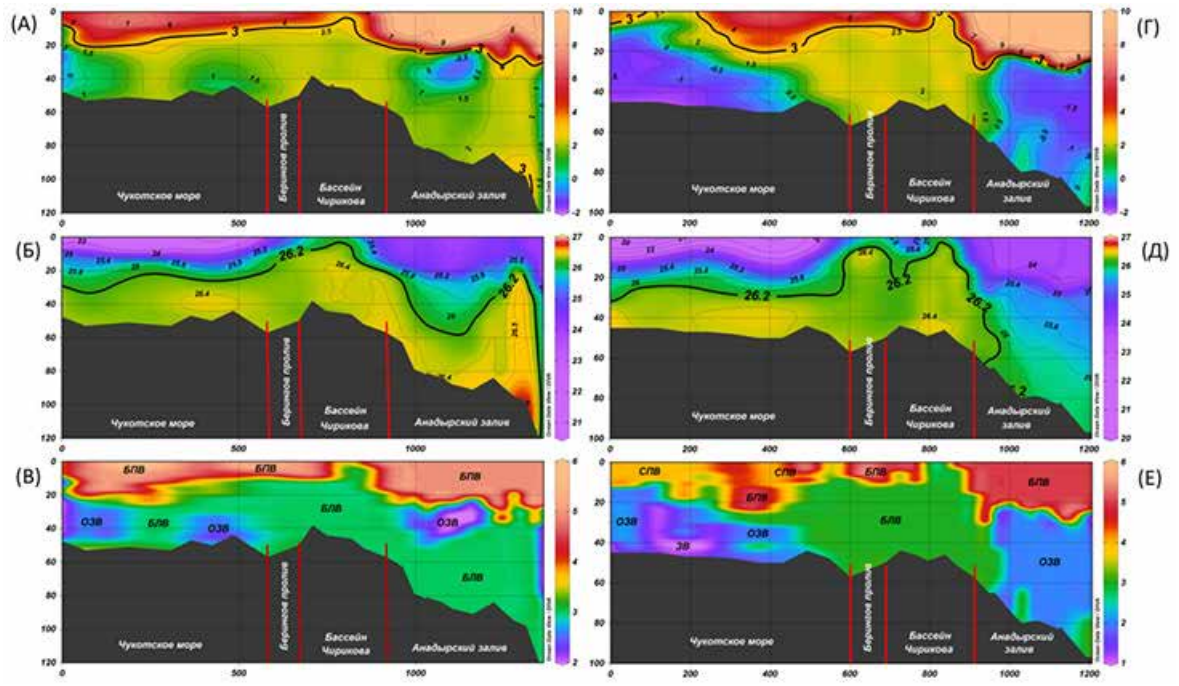


Рис. 4. Температура, плотность и водные массы на «чёрном» (А, Б, В) и «сером» (Г, Д, Е) разрезах (см. рис. 1 Г) в августе-сентябре 2010 г.

Жирными линиями показаны изотермы 3 °С (нижняя граница термоклина) и уловная плотность 26,2 ед. (граница между плотными и лёгкими водами)

В НТ и его продолжении в Чукотском море основные водные массы — БПВ (поверхность) и БЛВ (придонный слой). В зависимости от динамических условий граница между ними то опускается, как в Анадырском заливе и на шельфе Чукотского моря, то поднимается, как в бассейне Чирикова и Беринговом проливе. Вне НТ объёмы ОЗВ заметно увеличиваются и появляются СПВ и ЗВ. Ядра холодных вод ниже пикноклина состоят из ОЗВ и ЗВ.

Август-сентябрь 2003, 2007, 2008 и 2010 гг. Прежде, чем перейти к анализу водных масс, выясним термическое состояние вод на поверхности и у дна в 2003, 2007, 2008 и 2010 гг. Для шельфа северо-западной части Берингова моря используем данные ТИНРО-Центра (рис. 5), а для Чукотского моря возьмём результаты, полученные В. Лучиным и Г. Пантелеевым [Luchin, Panteleev, 2014]. Это позволит выявить особенности пространственных неоднородностей водных масс в различные по термическому состоянию годы. Проведём типизацию лет относительно средней температуры за 1991–2015 гг. В Беринговом море аномально тёплыми были 2003 г. и 2010 г. В 2007 г. относительно тёплым был поверхностный слой, а у дна воды имели среднюю температуру. В ряду рассматриваемых лет наиболее холодные воды как на поверхности, так и у дна наблюдались в 2008 г. Этот же год был аномально холодным в Чукотском море (табл. 2). Здесь очень тёплым был предыдущий 2007 г. Такой же вывод делает Р. Вудгейт с соавторами [Woodgate et al., 2010]. В 2003 г. относительно теплым был придонный слой, а поверхностный имел температуру, близкую к средней за 1991–2015 гг. К сожалению, из-за ограниченного количества данных В. Лучин и Г. Пантелеев не дали оценку 2010 г. Сравнения данных ТИНРО-Центра показали, что по температуре воды на поверхности и у дна Чукотского моря 2010 г. был близок к 2008 г., отнесённому по состоянию к среднему (табл. 2). Таким образом, в обоих морях годы по состоянию могут быть как однотипными, так и неоднотипными, а в отдельных случаях даже противоположными.

Далее рассмотрим пространственную структуру водных масс в 2003, 2007, 2008 и 2010 гг. на различных уровнях: 5 м (поверхность моря), 20 м (близко к сезонному пикноклину), 30 м (ниже сезонного пикноклина) и у дна (рис. 6). В Беринговом море на поверхности преобладала БПВ. В Чукотском море вдоль побережья Сибири распространялась СПВ, за исключением очень тёплого 2007 г., когда вся исследуемая акватория была заполнена исключительно БПВ. У чукотского берега бассейна Чирикова, где, как было сказано выше, наблюдается топографический апвеллинг, происходит выход БЛВ на поверхность. Судя по площади БЛВ, в 2008 г. и 2010 г. апвеллинг был более сильным, чем в 2003 г. и 2007 г. В 2010 г. в Анадырском заливе была отмечена РЗВ, что могло произойти из-за сильного паводка реки Анадырь [Ушаков, 2016].

На глубине 20 м водные массы связаны с положением сезонного пикноклина. При относительно глубоком залегании сезонного пикноклина данный горизонт показывает срез поверхностного слоя, где преобладают БПВ и СПВ. Так было, например, в южной части Анадырского залива во все годы и на юге Чукотского моря в 2003 г. и 2007 г. При высоком положении сезонного пикноклина он, напротив, показывает срез подповерхностного слоя, где

Таблица 2. Типы лет в северной части Берингова моря (относительно нормы 1991–2015 гг.) и в Чукотском море по данным [Luchin, Panteleev, 2014] и нашей оценке

Северная часть Берингова моря			Чукотское море		
Годы	Поверхность	Дно	Годы	Поверхность	Дно
2003	Тепло	Тепло	2003	Холодно*	Тепло*
2007	Тепло	Норма	2007	Тепло*	Тепло*
2008	Норма	Холодно	2008	Норма*	Норма*
2010	Тепло	Тепло	2010	Норма	Норма

* [Luchin, Panteleev, 2014]

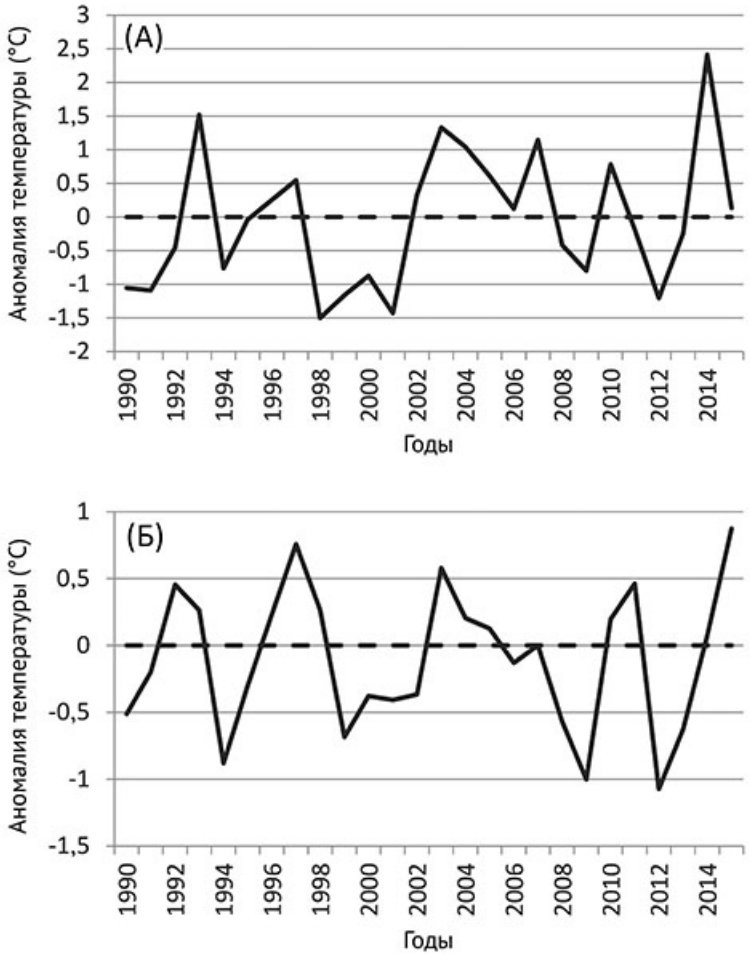


Рис. 5. Межгодовая изменчивость аномалии температуры воды на поверхности (А) и у дна (Б) в северо-западной части Берингова моря летом. Аномалии посчитаны относительно средних за 1991–2015 гг.

преобладают БЛВ. Например, в бассейне Чирикова, севернее 68° с. ш. в 2007 и 2010 гг. и в центральной части Анадырского залива. Местами можно обнаружить и вкрапления ОЗВ, указывающие на пространственную неоднородность сезонного слоя скачка плотности.

На глубине 30 м в обоих морях преобладает БЛВ. Заметную роль играют также ОЗВ, которые занимали всю южную часть Анадырского залива (за исключением очень тёплого 2003 г, когда эти воды отсутствовали), и западную часть Чукотского моря. В 2003 г. и 2007 г., когда придонные воды были относительно тёплыми, на юге Чукотского моря присутствовала СПВ, тогда как в умеренные 2008 г. и 2010 г. здесь была только БЛВ.

У дна пространственная картина водных масс мало отличается от горизонта 30 м. Это объясняется преобладанием двухслойной структуры вод и тем, что ниже пикноклина температура и солёность с глубиной практически не меняются. Исключение представляет юг Анадырского залива, где присутствует трёхслойная структура вод [Хен, 1999] и ядро холодной зимней воды ОЗВ занимает горизонты 25–60 м (рис. 4), на расстоянии 20 м от дна. Ниже ядра холода, т. е. в придонном слое присутствует БЛВ. Поэтому в Беринговом море площадь ОЗВ у дна заметно меньше, чем на глубине 30 м. В 2010 г. на севере Анадырского залива и на прибрежных станциях на западе Чукотского моря присутствовала ЗВ. Как было сказано выше, в 2010 г. термические условия в Беринговом море были тёплые, в Чукотском море на уровне нормы, т. е. наличие ЗВ летом никак не связано с типами лет, полученными для теплого полугодия.

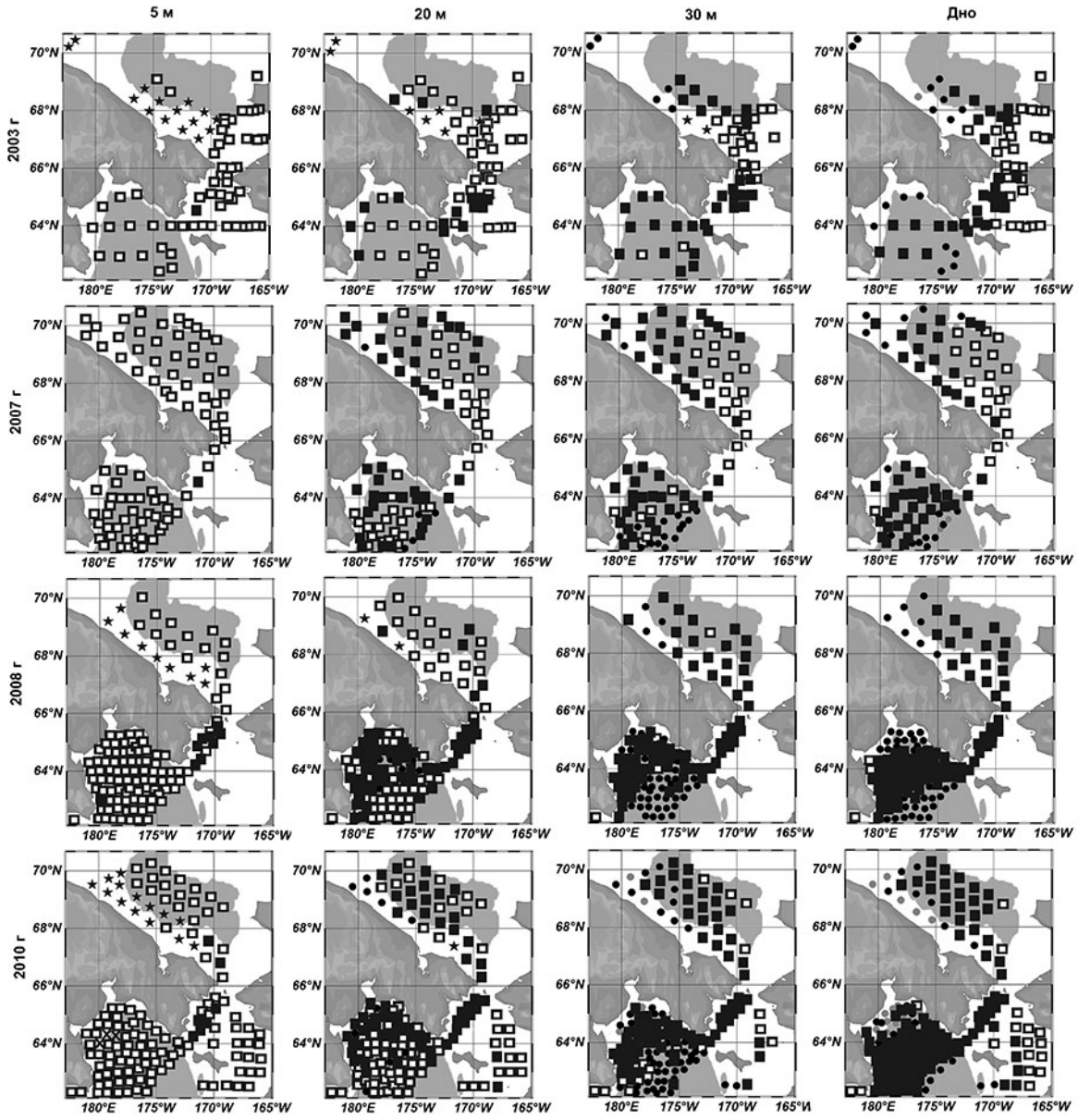


Рис. 6. Пространственное распределение водных масс в августе-сентябре 2003, 2007, 2008 и 2010 гг. на глубинах 5, 20, 30 м и в придонном слое.

Тёмный фон шельфа — глубины больше 50 м. Обозначения водных масс см. на рис. 3

Распределение промысловых рыб в пелагиали и придонном слое

Лососи в поверхностных тралениях: кета, нерка, чавыча. Основные скопления лососевых рыб (кеты *Oncorhynchus keta* (Walbaum, 1792), нерки *O. nerka* (Walbaum, 1792), и чавычи *O. tshawytscha* (Walbaum, 1792)) были сосредоточены в Анадырском заливе в области БПВ (рис. 7), где находится традиционное место их нагула в летний сезон [Шунтов, Темных, 2012]. Выловы других видов лососей в Анадырском заливе были единичные, а в Чукотском море вообще отсутствовали. В 2010 г. все траления в Анадырским заливе выполнялись пелагическим тралом с касанием грунта нижней подборой (табл. 1). При этом верхняя подбора, в зависимости от глубины места, находилась на горизонтах 5–50 м. В таких тралениях основные уловы лососей могли соответствовать местам постановки и подъёма трала. Нельзя конечно

исключать и возможность поимки рыб, находящихся ниже поверхностного слоя [Шунтов и Темных, 2012; Walker et al., 2000], но не массово, а единичными экземплярами. Уловы лососей в 2010 г. в Анадырском заливе были на порядок ниже, чем в другие годы, что дало основание не показывать их на рис. 7.

В бассейне Чирикова в годы сильного апвеллинга и, соответственно, интенсивного выхода на поверхность БЛВ (как в 2008 г.), не было поймано ни одного экземпляра лососевых рыб. При слабом апвеллинге, как в 2003 г, здесь встречались кета и чавыча. В Чукотском море тоже были лососи, но в небольшом коли-

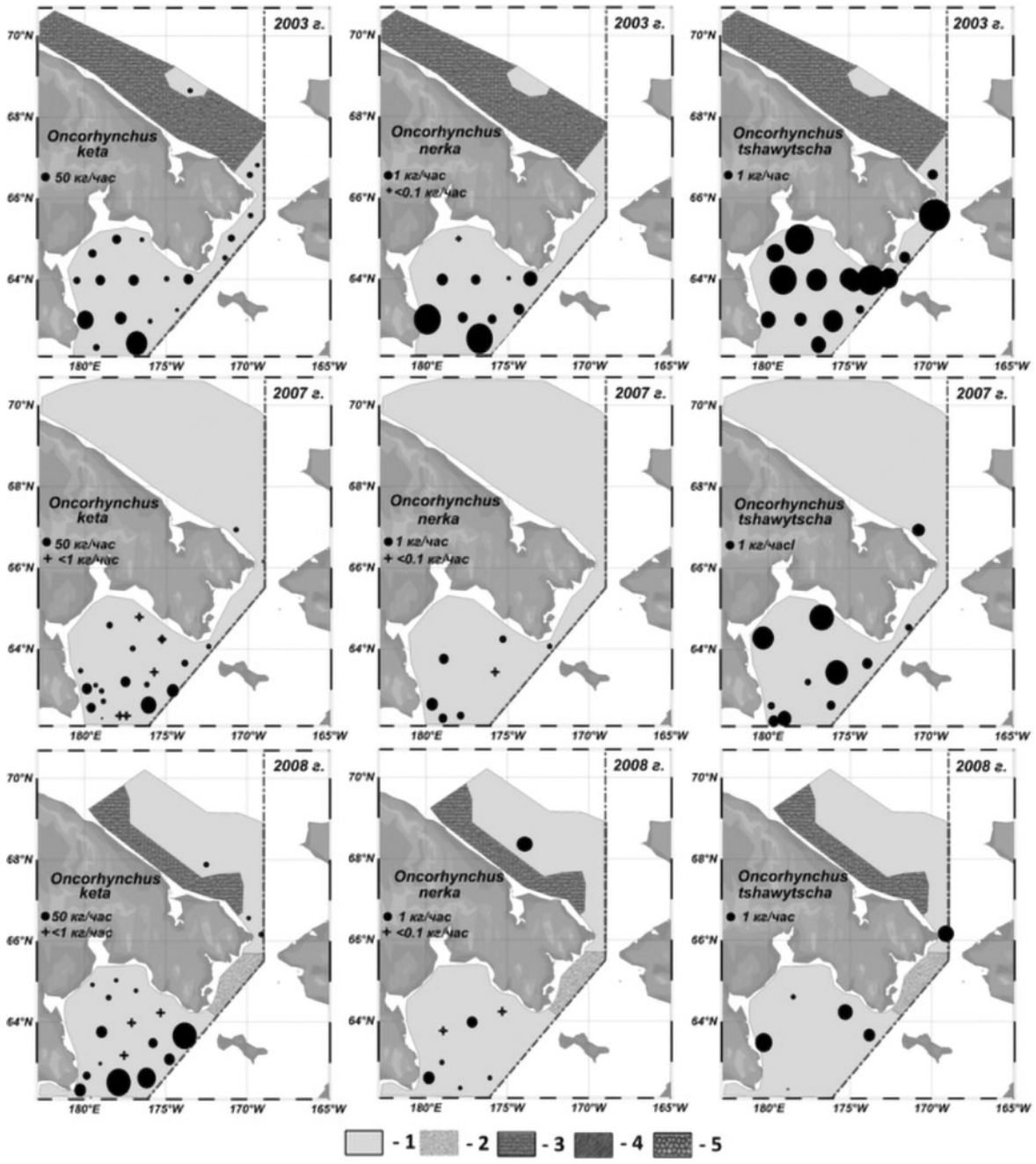


Рис. 7. Контуры областей с однотипными водными массами на горизонте 5 м и уловы кеты, нерки и чавычи в пелагических тралениях в 2003, 2007, 2008 гг.

Обозначения областей с однотипными водными массами: 1 –БПВ 2 — БЛВ; 3 — СПВ; 4 — ОЗВ; 5 — ЗВ

честве (табл. 3). Вопрос об их происхождении пока остается открытым. Если в распределении кеты в Чукотском море в 2003 г. просматривается продолжение анадырского скопления, то в распределении чавычи в 2003, 2007 и 2008 гг. и кеты в 2007 г. и 2008 г. хорошо заметен разрыв к северу от бассейна Чирикова как при наличии здесь БЛВ, так и при ее отсутствии. В Берингов пролив и на юг Чукотского моря кета могла зайти как со стороны Анадырского залива, так и со стороны Аляски, или же быть даже представителем арктической популяции, рождённой в одном из притоков реки Маккензи [Irvine et al., 2009]. Все экземпляры кеты, пойманные в Чукотском море, были крупными (табл. 3), некоторые из них половозрелыми.

Единичные экземпляры чавычи, пойманные вблизи сибирского берега Чукотского моря, были неполовозрелыми длиной до 70 см. Вполне возможно, что они представляют местную арктическую популяцию. Есть сведения [Черешнев и др., 2002] о поимке чавычи в реках, впадающих в Чукотское море.

Практически вся нерка была поймана в Анадырском заливе в области СПВ. И только один экземпляр взрослой особи размером 64 см был выловлен в 2008 г. в 350 км северо-западнее Берингова пролива, и тоже в области БПВ. Возможно, она заплыла в Чукотское море со стороны залива Нортон. При миграции из Анадырского залива ей пришлось бы преодолеть область БЛВ в бассейне Чирикова, что маловероятно.

Придонное распределение промысловых рыб: минтая, трески и сельди. В 2008 г. исследование придонного ихтиоцена проводилось только в Беринговом море (табл. 1), точнее в Анадырском заливе и бассейне Чирикова. Наиболее плотные скопления минтая *Theragra chalcogramma* Pallas, 1814, дальневосточной трески *Gadus macrocephalus* Tilesius, 1810 и сельди *Clupea pallassi* Valenciennes, 1847 формировались в пределах БЛВ (рис. 8). Минтай и треска встречались и в ОЗВ, но здесь их концентрации были заметно менее плотными. В отличие от них сельдь в ОЗВ не встречалась, т. е. она летом избегает воды с отрицательной температурой. Заметен разрыв между скоплениями сельди в Анадырском заливе и скоплениями сельди в бассейне Чирикова, что может быть подтверждением их различного происхождения. По мнению И.И. Глебова (перс. сообщ.) в Чукотском море и бассейне Чирикова обитают сельди местных популяций, тогда как в Анадырском заливе летом нагуливаются сельди анадырской, корфо-карагинской и, возможно, восточно-беринговоморской популяций, репродукционные зоны которых не выходят за пределы субарктической климатической зоны [Науменко, 2001].

В 2010 г. донные траления были проведены как в Беринговом, так и в Чукотском морях. Как и в 2008 г., наиболее плотные скопления минтай, сельдь и треска образовали в пределах БЛВ. В Чукотском море вблизи Берингова пролива был пойман один экземпляр минтая размером 82 см. От одного до девяти экземпляров сельди были пойманы на нескольких тралениях к северу от Берингова пролива в области БЛВ. Как и в 2008 г. был заметен разрыв между скоплениями сельди Анадырского залива и скоплением в бассейне Чирикова и Чукотском море. Треска в Чукотском море не встречалась.

Обсуждение

НТ играет важную роль в транспортировке тёплых, солёных и богатых биогенными элементами тихоокеанских вод в Анадырский залив. Благодаря этому течению создаётся

Таблица 3. Количество (экз.) и размеры (см) лососей, пойманных в Чукотском море

Годы	Кета		Нерка		Чавыча	
	Количество, экз.	Размер, см	Количество, экз.	Размер, см	Количество, экз.	Размер, см
2003	7	70–77	0	–	1	45,3
2007	4	62–72	0	–	1	57,5
2008	5	66–82	1	64	1	69,5

высокая продуктивность вод Анадырского залива [Маркина, Хен, 1990; Springer et al., 1996], где формируются промысловые скопления минтая, трески, крабов, сельди, камбал и других гидробионтов, которые интенсивно вылавливаются российскими рыбаками [Гидрометеорология ..., 2001]. НТ сильно развито летом, но заметно ослаблено или совсем отсутствует зимой [Khen et al., 2013]. Это приводит к уменьшению скоростей течений в Беринговом проливе от 20–50 см/с летом до 5–15 см/с зимой [Roach et al.,1995].

Зимой Анадырский залив полностью закрывается льдом, а ледовая кромка проходит южнее мыса Наварин [Danielson et al., 2006]. В мае Анадырский залив начинает быстро освобождаться от ледовых полей и в середине июня везде устанавливается чистая вода. В июне, когда ветер становится южным, НТ достигает Берингова пролива, а в середине месяца выходит в южную часть Чукотского моря.

С этого времени начинается сезонное увеличение объёма БЛВ в Чукотском море, где она смешивается с ЧЛВ [Shimada et al., 2001] и приобретает более высокую придонную температуру (2,5–3,0 °С), чем воды Анадырского залива (1,5–2,5 °С) (рис. 9 А). С некоторым приближением, границу между водами Анадырского залива и водами побережья Аляски можно провести по условной плотности 26,2 ед. (рис. 9 Б), которая, как было отмечено выше (рис. 4), является и нижней границей сезонного пикноклина для вод НТ и его продолжения в Чукотском море. На границе НТ изопикна 26,2 ед. опускается на дно. Приблизительно по этой же линии происходит и разделение аляскинской прибрежной и анадырской водных масс.

Как может реагировать ихтиофауна на изменение границы пока неизвестно. Б.Л. Нор-

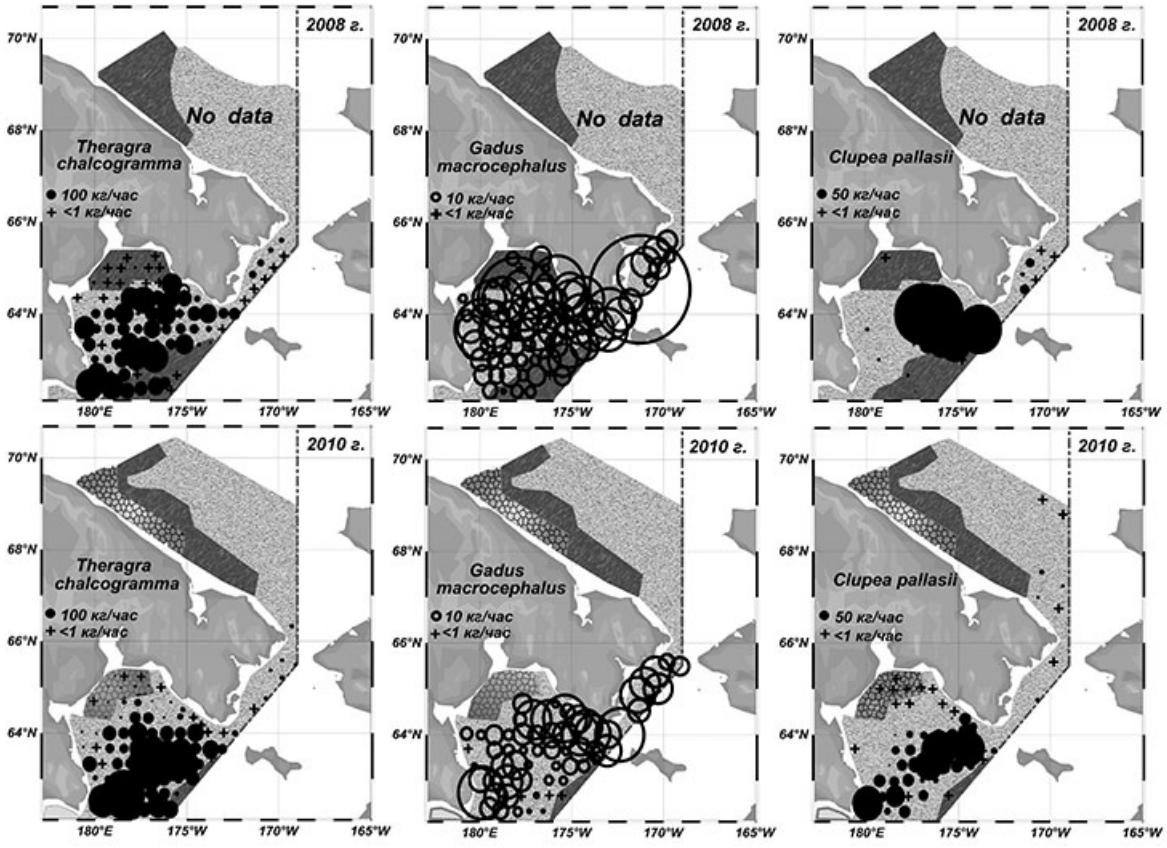


Рис. 8. Контуры областей с однотипными водными массами в придонном слое и уловы минтая, трески и сельди в донных тралениях в 2008 г. и 2010 г.

Обозначения областей с однотипными водными массами на рис. 7

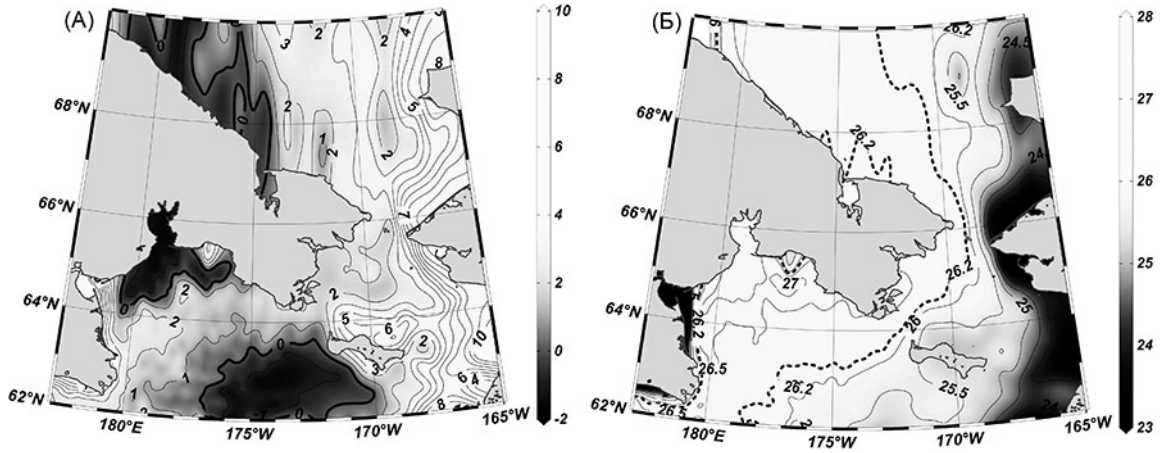


Рис. 9. Температура, °С, (А) и условная плотность, ед., (Б) воды в придонном слое по данным за август-сентябрь 2000–2015 гг.

Условная плотность 26,2 ед. показывает границу между плотными водами на западе и лёгкими водами на востоке СБЧМ

кросс с соавторами [Norcross et al., 2010] считают, что из-за высокой изменчивости водных масс в пространстве и во времени, что показали и наши исследования, трудно точно привязать к ним распределение рыб. Нам также не удалось найти точную привязку рыб к водным массам. Можно только констатировать, что лососи на поверхности встречаются только в БПВ, а придонные скопления промысловых рыб тяготеют к БЛВ.

Мы пока не можем указать основное направление проникновения рыб Берингова моря в Чукотское море: из Анадырского залива или от побережья Аляски. Попытаемся предположить миграцию рыб на примере минтая. Отдельные экземпляры пелагического минтая, пойманные при пелагических тралениях в 2007 г. и 2008 г. в центре Чукотского моря, были сильно удалены от основного скопления в Анадырском заливе. Они вполне могли быть мигрантами из ИЭЗ США. В тёплый 2003 г. минтай Чукотского моря наблюдался вблизи Берингова пролива в толще воды, занятой водами БПВ. Сюда минтай мог попасть из центральной части беринговоморского шельфа по следу, оставленному БПВ. Данное предположение подтверждается неоднократной поимкой минтая в продолжении БПВ на востоке Чукотского моря [Mecklenburg et al., 2007; Norcross et al., 2010; Logerwell et al., 2015], тогда как в донных тралениях, выполненных ТИНРО-Центром в западной части Чукотского моря, он отсутствовал.

Многочисленные поимки сеголеток кеты и горбуши в восточной части Чукотского моря [Moss et al., 2009] подтверждают важное значение БПВ в северном перемещении ихтиофауны Берингова моря. В особенности в нынешний тёплый период, когда средняя температура воды по нашим расчётам в 1991–2015 гг. (1991–2008 гг. для Чукотского моря) стала выше, чем в 1971–2000 гг. на 1,0 (поверхность) — 0,2 °С (дно) в северо-западной части Берингова моря и на 0,5 (поверхность) — 0,7 °С (дно) в Чукотском море (рисунок не приводится). Д. Мерфи с соавторами [Murphy et al., 2009] считают, что продолжающееся потепление Арктики может увеличить проникновение покатников чавычи из реки Юкон в Чукотское море. Полагаем, данное предположение можно отнести и к другим видам рыб восточной части Берингова моря.

Заключение

Проведён анализ водных масс в СБЧМ с использованием базы океанологических данных WOD, дополненной данными экспедиций ТИНРО-Центр, за период 2000–2015 гг. Отдельно рассмотрены 2003, 2007, 2008 и 2010 гг., когда океанологические и ихтиологические исследования проводились как в Беринговом, так и Чукотском морях. Всего были

выделены шесть водных масс. Четыре водные массы встречаются и в Беринговом, и в Чукотском морях. Ещё по одной водной массе формируются в каждом море в отдельности. Граница между плотными водами на востоке (зона России) и лёгкими водами на западе (зона США) проходит по изолинии плотности 26.2 ед.

На поверхности преобладает БПВ, в вершинах заливов Аляска и Нортон — РЗВ, вдоль сибирского побережья Арктики — СПВ, а у чукотского берега бассейна Чирикова, где происходит интенсивный апвеллинг — БЛВ. В придонном слое картина иная. БПВ встречается только у побережья Аляски, а в других областях Берингова и Чукотского морей преобладает БЛВ. Вне БЛВ небольшие участки заняты ОЗВ и ЗВ с температурой, близкой к точке замерзания воды.

Наваринское течение является основным источником проникновения тёплых солёных продуктивных тихоокеанских вод из Анадырского залива в Чукотское море. Оно формируется весной при ослаблении ветров северных румбов и во второй половине июня достигает Чукотского моря.

Основные скопления рыб были сформированы в Анадырском заливе в области БПВ (лососевые на поверхности) и БЛВ (треска минтай и сельдь в придонном слое). В Чукотском море были пойманы несколько экземпляров взрослой кеты в областях БПВ и СПВ, один экземпляр взрослой особи нерки и три чавычи — в СПВ. В придонном слое были выловлены единичные экземпляры сельди и один экземпляр минтая в БЛВ. Треска не встречалась.

Литература

Глебов И.И., Надточий В.А., Савин А.Б., Слабинский А.М., Борилко О.Ю., Чульчеков Д.Н., Соколов А.С. 2016. Результаты комплексных исследований в Восточно-Сибирском море в августе 2015 г. // Известия ТИНРО. Т. 186. С. 81–92.

Гидрометеорология и гидрохимия морей. Проект «Моря». 2001. Том X Берингово море, Вып. 2. Гидрохимические условия и океанологические основы формирования биологической продуктивности. С.-Пб.: Гидрометеоиздат. 235 с.

Дудков С.П. 2010. Межгодовые изменения пространственного соотношения типов вертикальной стратификаций вод на северо-западном шельфе Берингова моря летом 2005–2008 гг. // Известия ТИНРО. Т. 162. С. 306–323.

Маркина Н.П., Хен Г.В. 1990. Основные элементы функционирования пелагических сообществ Берингова моря // Известия ТИНРО. Т. 111. С. 79–92.

Мастрюков И.С. 2012. Оценка сезонной и межгодовой изменчивости океанологических условий в Беринговом проливе // Метеорология и гидрология. № 11. С. 56–64.

Науменко Н.И. Биология и промысел морских сельдей дальнего Востока. 2001. Петропавловск-Камчатский: Камчатский печатный двор. 330 с.

Слабинский А.М., Фигуркин А.Л. 2014. Структура планктонного сообщества южной части Чукотского моря // Известия ТИНРО. Т. 178. С. 135–147.

Ушаков М.В. 2016. Норма и изменчивость годового стока р. Анадырь // Вестник СВНЦ ДВО РАН. № 1. С. 59–65.

Хен Г.В. 1999. Пространственно-временная характеристика вод Анадырского залива и прилегающей области шельфа в летне-осенний период // Известия ТИНРО. Т. 126. С. 587–602.

Черешнев И.А., Волобуев В.В., Шестаков А.В., Фролов С.В. 2002. Лососевые рыбы северо-востока России. Владивосток: Дальнаука. 496 с.

Шунтов В.П., Темных О.С. 2012. Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах. Т. 2: монография. Владивосток: ТИНРО-Центр. 473 с.

Boyer, T.P., O.K. Baranova, C. Coleman, H.E. Garcia, A. Grodsky, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, T.D. O'Brien, C.R. Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I.V. Smolyar, K. Weathers, and M.M. Zweng. 2018: World Ocean Database 2018, NOAA Atlas NESDIS87. / A. Mishonov, Technical Ed. Silver Spring, MD, 209 pp.

Brugler E.T., Pickart R.S., Moore G.W.K., Roberts S., Weingartner T.J., Statscewich H. 2014. Seasonal to interannual variability of the Pacific water boundary current in the Beaufort Sea // Progress in Oceanogr. 127. P. 1–20.

Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. 1975. Bering Strait. The Regional Physical Oceanography. University of Washington Press. Seattle and London. 172 p.

Danielson S., Aagaard K., Weingartner T., Martin S., Winsor P., Gawarkiewicz G., Quadfasel D. 2006. The St. Lawrence polynya and the Bering shelf circulation: New observations and a model comparison // J. Geophys. Res. 111. C09023, doi:10.1029/2005JC003268.

Frey K.E., Moore G.W.K., Cooper L.W., Grebmeier J.M. 2015. Divergent patterns of recent sea ice cover across the Bering, Chukchi, and Beaufort seas of the Pacific Arctic Region // Progress in Oceanography. 136. P. 32–49

Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M., Sirenko B.I. 2006. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // Progress in Oceanography. 71. P. 331–361

Irvine J.R., Macdonald R.W., Brown R.J., Godbout L., Reist J.D., Carmack E.C. 2009. Salmon in the Arctic and how They Avoid Lethal Low Temperatures // NPAFC Bulleten. No 5. P. 39–50. Accessible via: http://www.npafc.org.

Khen G.V. 1999. Hydrography of Western Bering Sea Shelf Water // Dynamics of the Bering Sea / Eds.: T.R. Loughlin, K. Ohtani. Fairbanks: University of Alaska Sea grant. P. 161–176.

Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. 2013. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // Deep-Sea Res. II. Vol. 94. P. 106–120.

*Kinder T.H., Schumacher J.*D. 1981. Hydrographic Structure Over the Continental Shelf of the Southeastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea Shelf: Oceanography and Resources. / Eds. D.W. Hood, J.A. Calder. Vol. 1. P. 31–52.

Logerwell E., Busby M., Carothers C., Cotton S., Duffy-Anderson J., Farley E., Goddard P., Heintz R., Holladay B., Horne J., Johnson S., Lauth B., Moulton L., Neff D., Norcross B., Parker-Stetter S., Seigle J., Sformo T. 2015. Fish communities across a spectrum of habitats in the western Beaufort Sea and Chukchi Sea // Progress in Oceanography. 136. P. 115–132.

Luchin V., Panteleev G. 2014. Thermal regimes in the Chukchi Sea from 1941 to 2008 // Deep-Sea Res. II. 109. P. 14–26

Mecklenburg C.W, Stein D.L., B. Sheiko A., Chernova N.V., Mecklenburg T.A., Holladay B.A. 2007. Russian–American Long-Term Census of the Arctic: Benthic Fishes Trawled in the Chukchi Sea and Bering Strait, August 2004 // Northwestern Naturalist. 88. P. 168–187

Moore S.E., Stabeno P.J. 2015. Synthesis of Arctic Research (SOAR) in marine ecosystems of the Pacific Arctic // Progress in Oceanography. 136. P. 1–11.

Moss J.H., Murphy J.M., Farley Jr. E.V., Eisner L.B., Andrews A. 2009. Juvenile Pink and Chum Salmon Distribution, Diet, and Growth in the Northern Bering and Chukchi Seas // NPAFC Bulleten. No 5. P. 191–196. (Available at http://www.npafc.org).

*Murphy J.M., Templin W.D., Farley E.V., Seeb J.*E. 2009. Stock-Structured Distribution Juvenile Chinook Salmon (*Oncorhynchuse tshavytscha*) from United States BASIS Surveys, 2002–2007 // NPAFC Bulleten. No 5. P. 51–59.

Nihoul, J.C.J., Adam P., Braseur P., Deleersnuder E., Djenidi S., Yaus J. 1993. Three-dimensional general circulation model of the northern Bering Sea's summer ecohydrodinamics // Continental Shelf Research. Vol. 13. No 5/6. P. 509–542.

Norcross B.L., Holladay B.A., Busby M.S., Mier K.. 2010. Demersal and larval fish assemblages in the Chukchi Sea // Deep-Sea Res. II. 57. P. 57–70

Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A., Nobre C., Torres D.J., Moore G.W.K., Whitledge T.E. 2015. Flow of pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // Deep-Sea Res. I 105 53–73

Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartncr T., Pavlov V., Kulakov M. 1995. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // J. of Geophys. Resh. Vol 100. No C9. P. 18443–18457

Shimada K., Carmack E., Hatakeyama K., Takizawa T. 2001. Varieties of shallow temperature maximum waters in the Western Canadian Basin of the Arctic Ocean // Geophys. Res.Lett. 28. P. 3441–3444.

Simpkins M.A., Hiruki-Raring L.N., Sheffield G., Grebmeier J.M., Bengston J.L. 2003. Habitat selection by ice-associated pinnipeds near St. Lawrence Island, Alaska // Polar Biology. 26. P. 577–586.

Springer A.M., McRoy C.P., Flint M.V. 1996. The Bering Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production // Fisheries oceanography. Vol 5. No 3/4. P. 205–223.

Stabeno P.J., Danielson S.L., Kachel D.G., Kachel N.B., Mordy C.W. 2016. Currents and transport on the Eastern Bering Sea shelf: An integration of over 20 years of data // Deep-Sea Res. II. 134. P. 13–29.

Walker R.V., Myers K.W., Davis N.D., Aydin K.Y., Friedland K.D., Carlson H.R., Boehlert G.W., Urawa S., Ueno Y., Anma G. 2000. Diurnal variation in thermal environment experienced by salmonids in the North Pacific as indicated by data storage tags // Fisheries oceanography. 9:2. P. 171–186.

Walsh J.J., McRoy C.P., Coachman L.K., Goering J.J., Nihoul J.J., Whitledge T.E., Blackburn T.H., Parker P.L., Wirick C.D., Shuert P.G., Grebmeier J.M., Springer A.M., Tripp R.D., Hansell D.A., Djenidi S., Deleersnijder E., Henricksen K., Lund B.A., Andersen P., Müller-Karger, F.E., Dean, K. 1989. Carbon and nitrogen cycling within the Bering/Chukchi seas: source regions for organic matter effecting AOU demands of the Arctic Ocean // Progress in. Oceanography. 22. P. 277–359.

Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y., Pavlov V., Kulakov M. 1999. The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current // Geophys. Res. 109. N12. P. 29697–29713.

WOD — World Ocean Data Base. Accessible via: https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr _ wod.html. 09.09.2018.

Woodgate R.A., Aagaard K. 2005. Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. Vol 32. L02602, doi:10.1029/2004GL021747.

Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. 2010. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // Geophys. Res. Letter. 37. L01602.

Поступила в редакцию 10.09.2018 г.
Принята после рецензии 26.10.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources
Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

Water masses and fish communities in north-western part of the Bering Sea and western part of the Chukchi Sea in 2003–2010

G.V. Khen[1], E.O. Basyuk[1], K.K. Kivva[2]

[1] Pacific Research Fisheries Centre (FSBSI «TINRO-Centre»), Vladivostok

[2] Russian Research Institute of Fisheries and Oceanography (FSBSI «VNIRO»), Moscow

Water mass and some species of commercial fish distribution in north-western part of the Bering Sea and western part of the Chukchi Sea in 2003, 2007, 2008, and 2010 were studied. Pelagic and benthic fish concentrations are reviewed in comparison with corresponding water layers. Six water masses were distinguished in total. Four of them were observed both in the Bering Sea and in the Chukchi Sea; the remaining two water masses are formed in each sea separately. Bering Sea coastal water mass (BCW) predominates in the surface layer. Desalinated water mass of gulf origin (DGW) is being formed in the inner parts of the Gulf of Anadyr and Norton Sound. Siberian coastal water mass (SCW) is found along Siberian coast of the Arctic Ocean. Bering Sea summer water mass (BSW) is observed along the western shore of the Chirikov Basin. Bottom layer BCW is found off the coast of Alaska only, and BSW predominates in other areas of the Bering Sea and the Chukchi Sea. Small areas of the seas are occupied by Pacific winter water (PWW) and recently ventilated winter water (WW) with a temperature close to the freezing point. Main fish concentrations were found in the Gulf of Anadyr in BCW area (salmons in the surface layer) and in BSW (cod, Pollock, and herring in the bottom layer). In the Chukchi Sea, only few individuals of mature Chum salmon were caught in BCW and SCW areas, and one individual of red salmon and three individuals of Chinook were caught in BCW area.

Keywords: Bering Sea, Chukchi Sea, water masses, salmon *Oncorhynchus*, pollock *Theragra chalcogramma*, cod *Gadus macrocephalus*, herring *Clupea pallassi*.

References

Glebov I.I., Nadtichy V.A., Savin A.B., Slabinsky A.M., Borilko O, Yu., Chulchekov D.N., Sokolov A.S. 2016. Rezul'taty kompleksnyh issledovanij v Vostochno-Sibirskom more v avguste 2015 g. [Results of complex surveys in the East Siberian Sea in August 2015] // Izvestiya TINRO Vol. 186. P. 81–92.

Gidrometeorologiya i gidrohimiya morej. Proekt «Morya». 2001. Tom X Beringovo more, Vyp.2 Gidrohimicheskie usloviya i okeanologicheskie osnovy formirovaniya biologicheskoj produktivnosti. S. — P.: Gidrometeoizdat. [Hydrometeorology and hydrochemistry of the seas. Project "The Seas". 2001. Vol. X. Bering Sea. Issue 2. Hydrochemical conditions and oceanographic bases of formation of biological productivity. Saint-Petersburg. Hydrometeoizdat].

Dudkov S.P. 2010. Mezhgodovye izmeneniya prostranstvennogo sootnosheniya tipov vertikal'noj stratifikacij vod na severo-zapadnom shel'fe Beringova morya letom 2005–2008 gg. [Interannual variability of spatial arrangement of the types of vertical thermohaline structure on the northwestern shelf of Bering Sea in summer-autumn, 2005–2008] // Izvestiya TINRO. Vol. 162. P. 306–323.

Markina N.P., Khen G.V. 1990. Osnovnye ehlementy funkcionirovaniya pelagicheskih soobshchestv Beringova moray [The basic elements of functioning of pelagic communities in the Bering Sea] // Izvestiya TINRO. Vol. 111. P. 79–92.

Mastryukov S.I. 2012. Ocenka sezonnoj i mezhgodovoj izmenchivosti okeanologicheskih uslovij v Beringovom prolive [Estimation of seasonal and long-term variability of oceanolocical conditions in the Bering Strait] // Russian Hydrology and Meteorology. Vol. 11. P. 56–64.

Naumenko, N.I. 2001. Biologiya i promysel morskih sel'dej Dal'nego Vostoka [Marine Herring Biology and Harvest in the Far East]. Kamchatka Printing House, Petropavlovsk-Kamchatsky. 330p.

Slabinsky A.N., Figurkin A.L. 2014. Struktura planktonnogo soobshchestva yuzhnoj chasti CHukotskogo morya [Structure of plankton community in the southern part of the Chukchi Sea in summer period] // Izvestiya TINRO. Vol. 178. P. 135–147.

Ushakov M.V. 2016. Norma i izmenchivost' godovogo stoka r. Anadyr' [The Anadyr river annual runoff: norm and variation] // Vestnik SVNC DVO RAN. N. 1. P. 59–65.

Khen G.V. 1999. Prostranstvenno-vremennaya harakteristika vod Anadyrskogo zaliva i prilegayushchej oblasti shel'fa v letne-osennij period [Spatial and temporal characteristic of the water masses in the Culf of Anadyr and adjacent area in summer-autumn] // Izvestiya TINRO. Vol. 126. P. 587–602.

Chereshnev I.A., Volobuev V.V., Shestakov A.V., Frolov S.V. 2002. Lososevye ryby severo-vostoka Rossii [Salmonoid fishes Russian North-East]. Vladivostok: Dalnauka. 496 pp.

Shuntov V.G., Temnych O.S. 2011. Tihookeanskie lososi v morskih i okeanicheskih ehkosistemah [Pacific Salmon in marine and oceanic ecosystems]. Vol. 2. Vladivostok: TINRO-Center. 473 pp.

Boyer, T.P., O.K. Baranova, C. Coleman, H.E. Garcia, A. Grodsky, R.A. Locarnini, A.V. Mishonov, T.D. O'Brien, C.R. Paver, J.R. Reagan, D. Seidov, I.V. Smolyar, K. Weathers, and M.M. Zweng. 2018: World Ocean Database 2018, NOAA Atlas NESDIS87. / A. Mishonov, Technical Ed. Silver Spring, MD, 209 pp.

Brugler E.T., Pickart R.S., Moore G.W.K., Roberts S., Weingartner T.J., Statscewich H. 2014. Seasonal to interannual variability of the Pacific water boundary current in the Beaufort Sea // Progress in Oceanogr. 127. P. 1–20.

Coachman L.K., Aagaard K., Tripp R.B. 1975. Bering Strait. The Regional Physical Oceanography. University of Washington Press. Seattle and London. 172 p.

Danielson S., Aagaard K., Weingartner T., Martin S., Winsor P., Gawarkiewicz G., Quadfasel D. 2006. The St. Lawrence polynya and the Bering shelf circulation: New observations and a model comparison // J. Geophys. Res. 111. C09023, doi:10.1029/2005JC003268.

Frey K.E., Moore G.W.K., Cooper L.W., Grebmeier J.M. 2015. Divergent patterns of recent sea ice cover across the Bering, Chukchi, and Beaufort seas of the Pacific Arctic Region // Progress in Oceanography. 136. P. 32–49

Grebmeier J.M., Cooper L.W., Feder H.M., Sirenko B.I. 2006. Ecosystem dynamics of the Pacific-influenced Northern Bering and Chukchi Seas in the Amerasian Arctic // Progress in Oceanography. 71. P. 331–361

Irvine J.R., Macdonald R.W., Brown R.J., Godbout L., Reist J.D., Carmack E.C. 2009. Salmon in the Arctic and how They Avoid Lethal Low Temperatures // NPAFC Bulleten. No 5. P. 39–50. Accessible via: http://www.npafc.org.

Khen G.V. 1999. Hydrography of Western Bering Sea Shelf Water // Dynamics of the Bering Sea / Eds.: T.R. Loughlin, K. Ohtani. Fairbanks: University of Alaska Sea grant. P. 161–176.

Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. 2013. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // Deep-Sea Res. II. Vol. 94. P. 106–120.

Kinder T.H., Schumacher J.D. 1981. Hydrographic Structure Over the Continental Shelf of the Southeastern Bering Sea // The Eastern Bering Sea Shelf: Oceanography and Resources. / Eds. D.W. Hood, J.A. Calder. Vol. 1. P. 31–52.

Logerwell E., Busby M., Carothers C., Cotton S., Duffy-Anderson J., Farley E., Goddard P., Heintz R., Holladay B., Horne J., Johnson S., Lauth B., Moulton L., Neff D., Norcross B., Parker-Stetter S., Seigle J., Sformo T. 2015. Fish communities across a spectrum of habitats in the western Beaufort Sea and Chukchi Sea // Progress in Oceanography. 136. P. 115–132.

Luchin V., Panteleev G. 2014. Thermal regimes in the Chukchi Sea from 1941 to 2008 // Deep-Sea Res. II. 109. P. 14–26

Mecklenburg C.W, Stein D.L., B. Sheiko A., Chernova N.V., Mecklenburg T.A., Holladay B.A. 2007. Russian–American Long-Term Census of the Arctic: Benthic Fishes Trawled in the Chukchi Sea and Bering Strait, August 2004 // Northwestern Naturalist. 88. P. 168–187

Moore S.E., Stabeno P.J. 2015. Synthesis of Arctic Research (SOAR) in marine ecosystems of the Pacific Arctic // Progress in Oceanography. 136. P. 1–11.

Moss J.H., Murphy J.M., Farley Jr. E.V., Eisner L.B., Andrews A. 2009. Juvenile Pink and Chum Salmon

Distribution, Diet, and Growth in the Northern Bering and Chukchi Seas // NPAFC Bulleten. No 5. P. 191–196. (Available at http://www.npafc.org).

*Murphy J.M., Templin W.D., Farley E.V., Seeb J.*E. 2009. Stock-Structured Distribution Juvenile Chinook Salmon (*Oncorhynchuse tshavytscha*) from United States BASIS Surveys, 2002–2007 // NPAFC Bulleten. No 5. P. 51–59.

Nihoul, J.C.J., Adam P., Braseur P., Deleersnuder E., Djenidi S., Yaus J. 1993. Three-dimensional general circulation model of the northern Bering Sea's summer ecohydrodinamics // Continental Shelf Research. Vol. 13. No 5/6. P. 509–542.

Norcross B.L., Holladay B.A., Busby M.S., Mier K.. 2010. Demersal and larval fish assemblages in the Chukchi Sea // Deep-Sea Res. II. 57. P. 57–70

Pisareva M.N., Pickart R.S., Spall M.A., Nobre C., Torres D.J., Moore G.W.K., Whitledge T.E. 2015. Flow of pacific water in the western Chukchi Sea: Results from the 2009 RUSALCA expedition // Deep-Sea Res. I 105 53–73

Roach A.T., Aagaard K., Pease C.H., Salo S.A., Weingartncr T., Pavlov V., Kulakov M. 1995. Direct measurements of transport and water properties through the Bering Strait // J. of Geophys. Resh. Vol 100. No C9. P. 18443–18457

Shimada K., Carmack E., Hatakeyama K., Takizawa T. 2001. Varieties of shallow temperature maximum waters in the Western Canadian Basin of the Arctic Ocean // Geophys. Res.Lett. 28. P. 3441–3444.

Simpkins M.A., Hiruki-Raring L.N., Sheffield G., Grebmeier J.M., Bengston J.L. 2003. Habitat selection by ice-associated pinnipeds near St. Lawrence Island, Alaska // Polar Biology. 26. P. 577–586

Springer A.M., McRoy C.P., Flint M.V. 1996. The Bering Green Belt: shelf-edge processes and ecosystem production // Fisheries oceanography. Vol 5. No 3/4. P. 205–223.

Stabeno P.J., Danielson S.L., Kachel D.G., Kachel N.B., Mordy C.W. 2016. Currents and transport on the Eastern Bering Sea shelf: An integration of over 20 years of data // Deep-Sea Res. II. 134. P. 13–29.

Walker R.V., Myers K.W., Davis N.D., Aydin K.Y., Friedland K.D., Carlson H.R., Boehlert G.W., Urawa S., Ueno Y., Anma G. 2000. Diurnal variation in thermal environment experienced by salmonids in the North Pacific as indicated by data storage tags // Fisheries oceanography. 9:2. P. 171–186.

Walsh J.J., McRoy C.P., Coachman L.K., Goering J.J., Nihoul J.J., Whitledge T.E., Blackburn T.H., Parker P.L., Wirick C.D., Shuert P.G., Grebmeier J.M., Springer A.M., Tripp R.D., Hansell D.A., Djenidi S., Deleersnijder E., Henricksen K., Lund B.A., Andersen P., Müller-Karger, F.E., Dean, K. 1989. Carbon and nitrogen cycling within the Bering/Chukchi seas: source regions for organic matter effecting AOU demands of the Arctic Ocean // Progress in. Oceanography. 22. P. 277–359.

Weingartner T.J., Danielson S., Sasaki Y., Pavlov V., Kulakov M. 1999. The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current // Geophys. Res. 109. N12. P. 29697–29713.

WOD — World Ocean Data Base. Accessible via: https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOD/pr _ wod.html. 09.09.2018.

Woodgate R.A., Aagaard K. 2005. Revising the Bering Strait freshwater flux into the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. Vol 32. L02602, doi:10.1029/2004GL021747.

Woodgate R.A., Weingartner T., Lindsay R. 2010. The 2007 Bering Strait oceanic heat flux and anomalous Arctic sea-ice retreat // Geophys. Res. Letter. 37. L01602.

Table captions

Table 1. Surveys dates, number of CTD stations and trawl operations, carried out in the north-western part of the Bering Sea and in the south-western part of the Chukchi Sea in 2003, 2007, 2008 and 2010.

Table 2. Types of years in the northern Bering Sea (relative to 1991–2015) and in the Chukchi Sea [according to Luchin and Panteleev, 2014 and our data)

Table 3. Number and length (cm) of salmons which were caught in the Chukchi Sea

Figure captions

Fig. 1. Distribution of CTD stations carried out in August-September of 2003, 2007, 2008 and 2010 in the north-western Bering and southern Chukchi Seas (A-D, respectively). CTD stations, indicated by circles, were carried out by TINRO-Center. 1-hour trawling operations were carried out at the same locations in pelagic or benthic layers. CTD stations, marked with crosses, were taken from World Ocean Data Base [Boyer et al., 2013). Approximate position of the Navarin Current and the Alaska Coastal Current (A), as well as oceanographic sections (D), is present

Fig. 2. Distribution of CTD stations carried out in August-September of 2000—2015 in the north-western Bering and in the southern Chukchi Seas (A). The legend is in figure 1. T, S-diagram of water properties with 1-meter vertical resolution (B). Full names of water masses are in the text

Fig. 3. Distribution of water masses in August-September of 2000—2015 at 5 m (A), and bottom layer (B). The darker fill indicates water depth more than 50 m. Water masses are marked at selected stations in order to illustrate areas with similar water. See text for full names of water masses

Fig. 4. Temperature, density and water mass distribution along "black" (A, B, C) and "grey" (D, E, F, respectively) sections (figure 1 for sections locations) in August-September of 2010. Bold lines indicate 3 °C isotherm (lower boundary of thermocline) and density anomaly 26.2 (boundary between dense and light waters)

Fig. 5. Inter-annual variability of sea surface (A) and bottom temperature (B) anomaly in the north-western Bering Sea in summer. Anomalies are related to the mean values for 1991—2015

Fig. 6. Spatial water mass distribution in August-September of 2003, 2007, 2008 and 2010 at 5, 20, 30 m, and in bottom layer. Dark background illustrates water depth more than 50 m. The legend is in fig 3

Fig. 7. Water mass area contours at 5 m with catches of Chum, red and Chinook salmon in pelagic trawls in 2003, 2007, and 2008. Legend: 1 — BCW, 2 — BSW, 3 — SCW, 4 — PWW, 5 — WW

Fig. 8. Water mass area contours in bottom layer along with catches of Walleye Pollock, cod, and herring in the bottom trawls in 2008 and 2010. The legend is in fig. 7

Fig. 9. Temperature (A) and density anomaly (B) distribution in the bottom layer based on August-September data of 2000—2015. Density anomaly 26.2 shows the boundary between dense waters in the west and light waters in the east of north-western Bering and southern Chukchi Seas area (NBSC area)

Среда обитания
водных биологических ресурсов
Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 574.583

Основные особенности сезонной и многолетней динамики сообщества зоопланктона Амурского залива (залив Петра Великого, Японское море)

Ю.И. Зуенко, В.В. Надточий

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ФГБНУ «ТИНРО-Центр»), г. Владивосток

E-mail: zuenko_yury@hotmail.com

По итогам двадцатилетнего (1994–2014 гг.) мониторинга рассмотрены видовой состав сообщества зоопланктона Амурского зал., особенности его пространственной структуры, закономерности сезонной, межгодовой и климатической изменчивости, характер влияния на зоопланктон изменений условий среды обитания и важнейшие аспекты функционирования сообщества. В пределах Амурского зал. выявлены две разные видовые группировки зоопланктона, примерно соответствующие эстуарным и прибрежным морским водам. Хотя мелкие копеподы составляют основу сообщества на всей акватории, среди них доминируют либо *Acartia aff.clausi* и *Oithona brevicornis* в приэстуарной зоне, либо *Oithona similis*, *Pseudocalanus newmani* и *Paracalanus parvus* в прибрежных морских водах. В годовом цикле сукцессии сообщества выделено девять гидробиологических сезонов, при смене которых оно кардинально меняет свой состав и биомассу. Тесные и однозначные связи межгодовых изменений состава и обилия зоопланктона с термическим состоянием и солёностью вод залива не обнаружены, но доля аллохтонных видов меняется в зависимости от интенсивности муссонов, что особенно проявляется в декадном масштабе. Транспорт глубоководного планктона в Амурский зал. (сагитт, крупных копепод *Neocalanus plumchrus*, *Calanus glacialis*, субтропических видов *Calanus pacificus*, *Paracalanus parvus* и др.) возможен как в поверхностных, так и в придонных потоках сгонно-нагонной циркуляции вод, в зависимости от видов планктона и расположения их агрегаций по глубине. В климатическом масштабе в современный период наблюдается тенденция к росту обилия зоопланктона в Амурском зал. за счёт местных неритических видов, чему способствует обособление высокопродуктивной прибрежной зоны от глубоководной части моря из-за ослабления кросс-шельфового транспорта.

Ключевые слова: зоопланктон, прибрежная зона, сукцессия планктона, транспорт планктона, сгонно-нагонная циркуляция вод, Амурский залив.

Введение

Амурский залив является вторичным заливом крупного зал. Петра Великого, расположенного на западном побережье Японского моря, на его берегах расположен г. Владивосток. Среди других акваторий зал. Петра Великого Амурский зал. отличается большим распреснением, поскольку в его вершину впадает р. Раздольная с годовым стоком около 2,1 км^3, с водосбором на территориях России и Китая

(китайское название Suifen). В период с 1994 по 2014 гг. силами ТИНРО проводился мониторинг зоопланктона в Амурском зал. с целью выяснения характера сезонной и межгодовой изменчивости кормовой базы рыб в прибрежных водах Приморья. Заключался он в ежемесячном либо более частом сборе проб планктона тотальными ловами сетью Джеди по всей акватории залива с их последующей полной разборкой в лабораторных условиях с определением численности и биомассы всех видов (рис. 1). Сбор проб сопровождался широким комплексом океанологических наблюдений. При этом были поставлены следующие задачи исследований:

— определить видовой состав зоопланктонного сообщества залива и общее обилие планктона;

— выявить на примере Амурского зал. закономерности сезонной и межгодовой изменчивости сообщества зоопланктона и в частности тенденции изменений, связанных с изменениями климата;

— определить основные механизмы, обусловливающие изменения видового состава и обилия зоопланктона в заливе, прежде всего те, которые действуют не локально.

В 2014 г. мониторинг зоопланктона в Амурском зал. был прекращён. Собранный обширный материал, который анализировался в течение всего двадцатилетнего периода мониторинга и продолжает анализироваться после его окончания, позволил установить видовой состав зоопланктонного сообщества и особенности его пространственной структуры, закономерности сезонной, межгодовой и климатической изменчивости состава и обилия зоопланктона, характер влияния на зоопланктон изменений условий среды обитания и важнейшие аспекты функционирования сообщества. На примере сообщества зоопланктона Амурского зал. становятся понятны основные принципы влияния океанологических процессов в условиях муссонного климата на функционирование прибрежных планктонных сообществ не только на исследованном участке, но и в других прибрежных районах.

Материалы и методы

В ходе 20-летнего мониторинга собраны данные о численности и биомассе зоопланктона по видам и о параметрах среды его обитания: температуре воды, солёности, плотно-

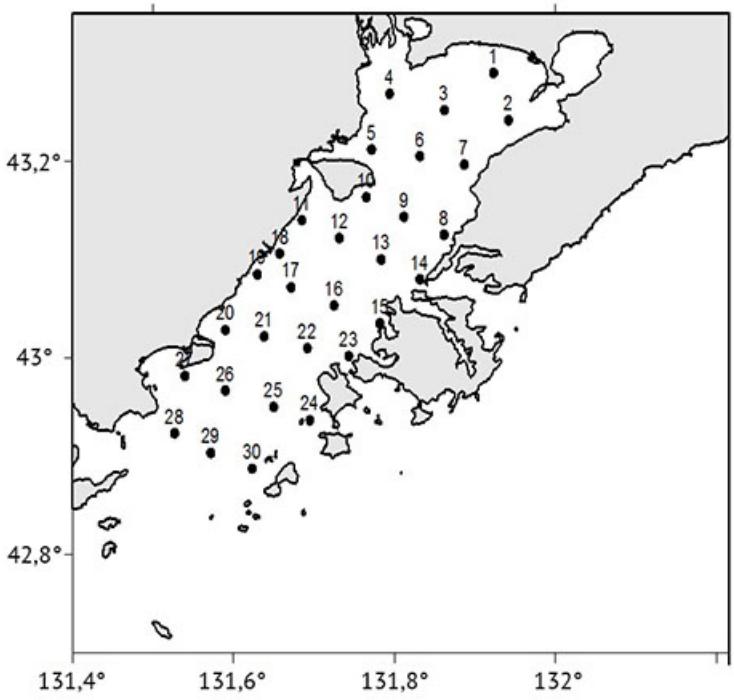


Рис. 1. Схема сбора проб планктона в последние годы мониторинга (координаты десятичные)

сти, содержании кислорода, концентрации биогенных элементов (фосфора, кремния и азота в 3 формах), а также pH и прозрачности воды. Для анализа изменений этих показателей привлечены также данные эпизодических наблюдений на этой же акватории в более ранние годы, данные о ветре на ГМС Владивосток и климатические индексы NPI [Climate Data Guide, 2018] и Охотский индекс [ТИНРО-Центр, 2018].

Используемые климатические индексы характеризуют интенсивность летнего муссона у побережья Приморья. При этом Охотский индекс, рассчитываемый как среднее приземное атмосферное давление над акваторией Охотского моря, характеризует летний муссон в начальной фазе, когда на Приморье выносятся холодные воздушные массы с Охотского моря и преобладают восточные, северо-восточные ветра. Северотихоокеанский индекс (North Pacific Index, NPI), рассчитываемый как среднее приземное атмосферное давление над областью 30—65° с. ш., 160° в. д., 140° з. д., характеризует фазу развитого летнего муссона, когда на Приморье выносятся тёплые субтропические воздушные массы и преобладают южные, юго-восточные ветра. В обеих фазах летний муссон индуцирует нагонную циркуляцию вод на шельфе залива Петра Великого.

Обработка проб планктона, гидрохимических проб и показаний океанологических зондов проводилась по стандартным методикам, с учётом уловистости сети Джеди [Инструкция ..., 1982; Рекомендации ..., 1984]. При анализе данных наблюдений использованы в основном статистические методы, широко применяемые в морской биологии, прежде всего кластерный и корреляционный анализ, а также экосистемная модель NEMURO (Numeral Ecosystem Model for Understanding Regional Oceanography) в приложении для прибрежной зоны моря [Zuenko, 2007] и авторская балансовая модель транспорта зоопланктона [Надточий, Зуенко, 2016]. Обе модели применялись для количественной оценки транспорта зоопланктона сгонно-нагонными потоками, индуцируемыми на шельфе залива Петра Великого муссонными ветрами.

Результаты и обсуждение

На собранном материале получено очень много результатов, большинство из которых опубликованы в тематических научных статьях [Надточий, Зуенко, 2000; 2001; Зуенко, Надточий, 2004; Зуенко и др., 2004; Zuenko, 2007; Надточий, Зуенко, 2009; 2016; Zuenko et al., 2010; Надточий, 2012; Рачков, Надточий, 2013 и др,], но эти результаты не были обобщены с целью получения общего представления о состоянии и функционировании сообщества зоопланктона и экосистемы в целом. Поэтому в данном сообщении повторены основные принципиальные научные выводы, полученные в разное время, и на основе их обобщения обсуждаются наиболее общие черты динамики исследуемого сообщества.

Состав сообщества зоопланктона Амурского залива и его пространственная структура

Особенностью Амурского зал. является распространение на значительную его часть внешнего эстуария р. Раздольная. Поэтому в летний сезон, когда эстуарий хорошо развит, в заливе присутствуют две принципиально разные по видовому составу эстуарная и морская группировки зоопланктона (существует также область их смешения), расположение которых примерно совпадает с положением соответствующих водных масс поверхностного слоя моря (рис. 2). Хотя на всей акватории залива в зоопланктоне преобладают мелкие копеподы, в зависимости от степени влияния материкового стока среди них доминируют, соответственно, либо *Acartia aff.clausi* Giesbrecht, 1889 и *Oithona brevicornis* Giesbrecht, 1891, либо *O. similis* Claus, 1866, *Pseudocalanus newmani* Frost, 1989 и *Paracalanus parvus* Claus, 1863 (рис. 3), причём численность эстуарного вида *A. aff. clausi* обнаруживает тесную обратную связь с солёностью, а морские виды *O. similis*, *P. newmani* и *P. parvus* на большей части эстуария (зоны 1 и 2 на рис. 2) вообще не встречаются.

Сезоны в планктоне

В течение года видовой состав зоопланктона обеих вышеупомянутых группировок ради-

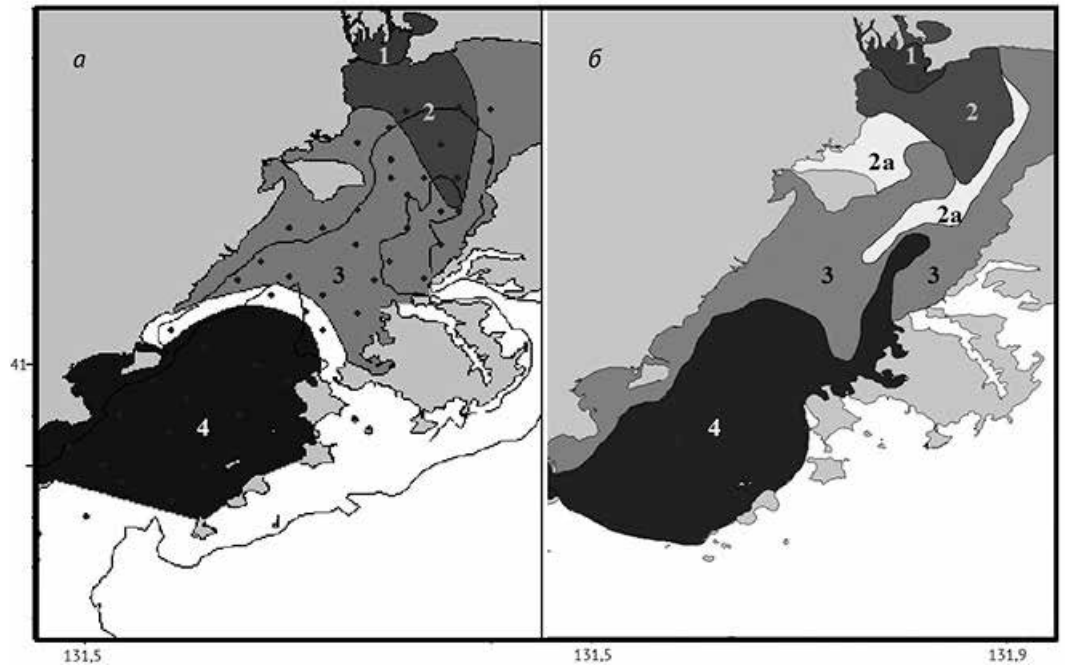


Рис. 2. Схема расположения зон различных типов структуры вод (*а*) и разных по видовому составу группировок зоопланктона (*б*) в июне 2007 г.

Структурные зоны: 1 — внутренний эстуарий, 2 — внешний эстуарий, 3 — приэстуарная зона, 4 — морская прибрежная зона. Группировки зоопланктона: 1 — внутреннего эстуария с преобладанием мероопланктона, 2, 2а — внешнего эстуария с доминированием *A. aff. clausi*, 3 — смешанной приэстуарной зоны с доминированием *O. similis*, 4 — морской прибрежной зоны с доминированием *P. newmani*

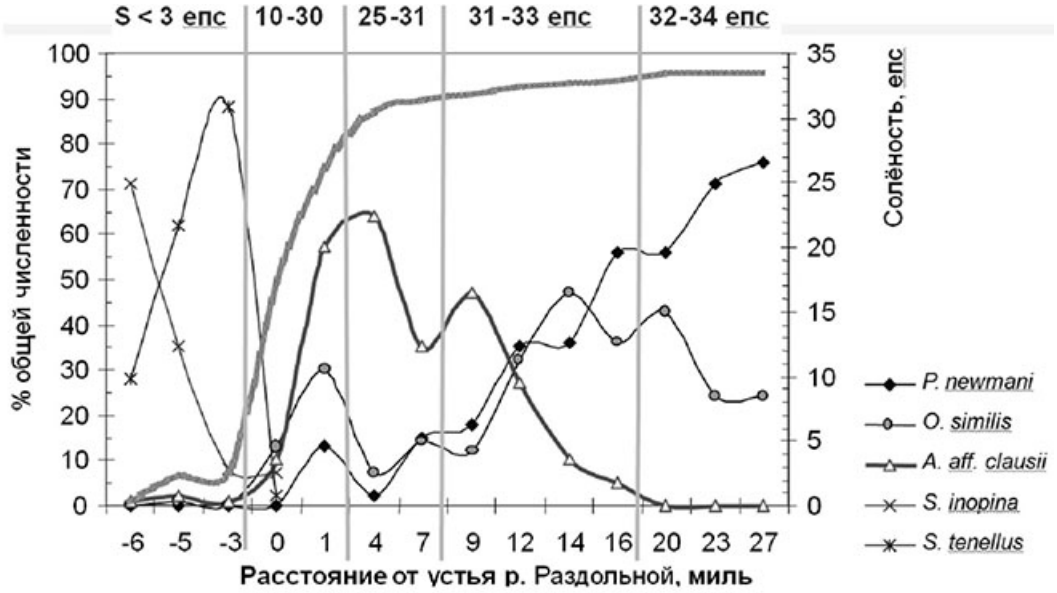


Рис. 3. Изменения относительного обилия массовых видов зоопланктона (%, линии со значками) в зависимости от солёности поверхностного слоя (промилле, жирная серая линия) на разрезе вдоль Амурского зал. в июне 2000 и 2003 гг.

кально меняется, что в основном обусловлено изменениями первичной продукции и приспособлением к ним жизненных циклов видов (рис. 4). Но из года в год типичные сезонные особенности и их последовательность повторяются, хотя и не обязательно точно в те же сро-

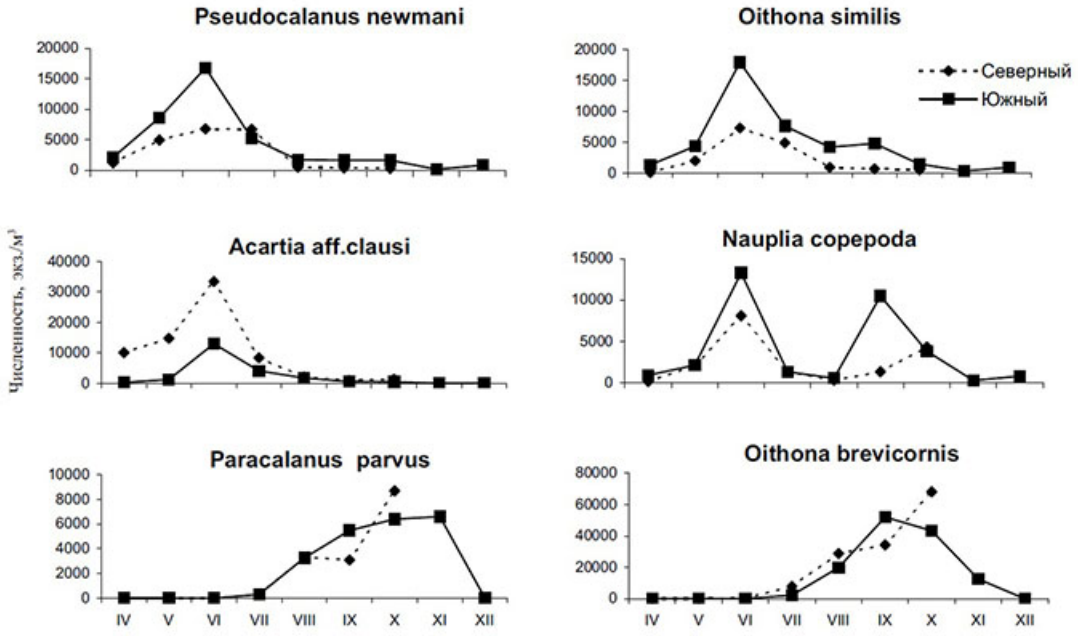


Рис. 4. Сезонные изменения численности массовых видов копепод в северной и южной частях Амурского зал. по осреднённым данным за 2007—2011 гг. [Надточий, 2012]

ки. По данным частых (еженедельных) съёмок было отмечено, что особенности видового состава и обилия зоопланктона сохраняются в течение некоторого времени, а затем резко меняются и сообщество переходит в другое состояние. Эти процессы соответствуют известному в гидробиологии понятию сезонной сукцессии планктона, а временно устойчивые состояния можно определить как сезоны в планктоне. В Амурском зал. таких сезонов наблюдается девять (табл. 1): зимний, ранневесенний, весенний, поздневесенний, раннелетний, летний, позднелетний, раннеосенний и осенний, что несколько больше, чем в глубоководной субарктической зоне Японского моря, где их насчитывается семь [Надточий, Зуенко, 2001]. Продолжительность большинства сезонов составляет около месяца, наиболее короткий сезон — ранневесенний, который в некоторые годы может длиться лишь неделю в начале апреля, наиболее длинный сезон — зимний, длящийся до трёх месяцев.

Таблица 1. Сезонная сукцессия планктонного сообщества в Амурском зал. Японского моря

Сезон	Доминирующие группы планктона
Зимний	Низкое обилие всех видов и групп
Ранневесенний	Фитопланктон (весеннее «цветение»)
Весенний	Фитопланктон, молодь холодноводных копепод
Поздневесенний	Фитопланктон, сагитты, холодноводные копеподы
Раннелетний	Холодноводные копеподы
Летний	Холодноводные копеподы, меропланктон
Позднелетний	Тепловодные копеподы, кладоцеры
Раннеосенний	Фитопланктон, тепловодные копеподы
Осенний	Хетогнаты, тепловодные копеподы

Межгодовые и междекадные изменения зоопланктона

Год от года различаются как темпы сезонной сукцессии планктона, так и состав и обилие планктона в каждом сезоне. Первый аспект более заметен, благодаря ему состояние планктона в одни и те же даты разных лет может кардинально различаться. Межгодовые сдвиги сроков смены сезонов достигают полумесяца. Поскольку темпы сукцессии зависят от темпов прогрева/выхолаживания поверхности моря, смена сезонов происходит не по календарю,

а при достижении определённой температуры [Надточий, Зуенко, 2000] (рис. 5), поэтому в одни и те же даты разных лет составы зоопланктона бывают принципиально различны, так как планктонное сообщество может находиться на разных стадиях сукцессии, в разных сезонах. Напротив, внутри сезонов межгодовые вариации видового состава и обилия зоопланктона слабо связаны с изменениями термических условий, а также солёности. Отмечено лишь предпочтение *A. aff.clausi* условий пониженной солёности и *P. parvus* условий повышенной температуры [Надточий, Зуенко, 2000], причём в последнем случае связь не является функциональной, т. к. *P. parvus* — аллохтонный вид.

Более заметные изменения видового состава зоопланктона определённого сезона, особенно в мористой части залива, происходят не от года к году, а между продолжительными периодами масштаба десятилетий. Так, в 1980-е гг. в раннелетнем зоопланктоне Амурского зал. преобладали мелкие неритические копеподы, общая биомасса была довольно низкой — в среднем 1093 мг/м^3. В 1990-е годы, напротив, преобладали крупные копеподы и сагитты, общая биомасса была очень высокой — в среднем 2311 мг/м^3. А начиная с 1998 г., сообщество вновь вернулось к доминированию местных видов и последующие изменения происходили на относительно низком уровне биомассы (рис. 6). Такие изменения определяются сте-

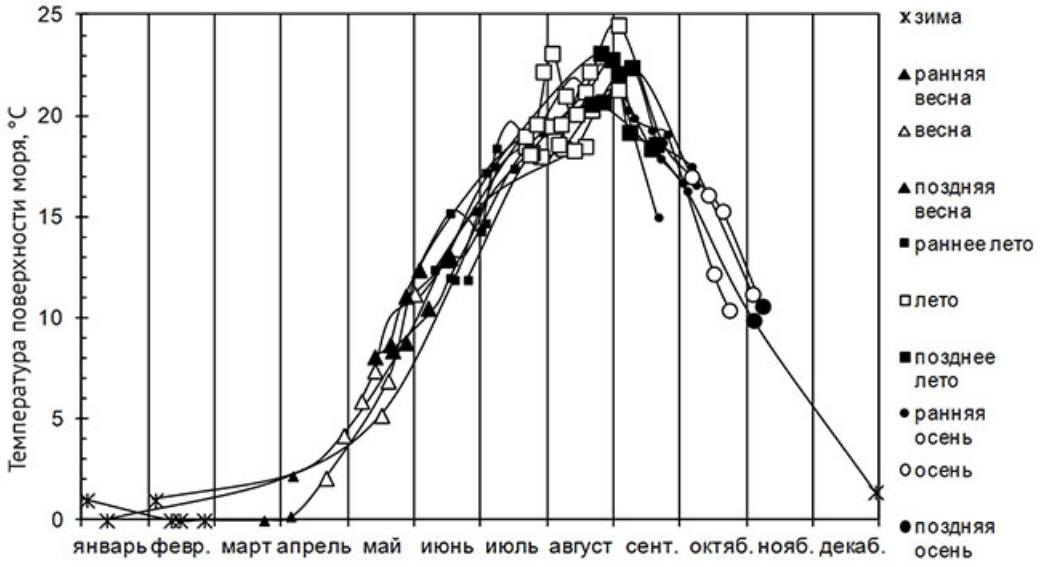


Рис. 5. Соответствие сезонов в планктоне южной части Амурского зал. сезонному ходу температуры воды на поверхности этого района в разные годы 90-х гг. Сроки измерения температуры обозначены символами наблюдаемых в это время сезонов в планктоне

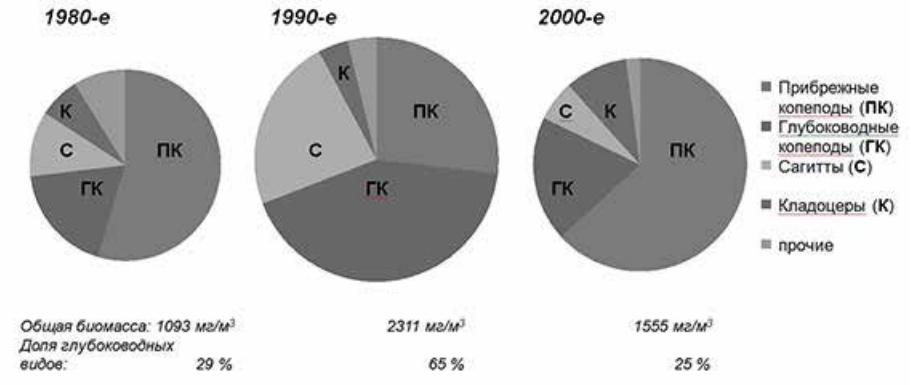


Рис. 6. Междесятилетние изменения состава раннелетнего зоопланктона в южной части Амурского зал.

пенью экспансии в прибрежную зону аллохтонных глубоководных видов зоопланктона (сагитты *Sagitta elegans* Verrill, 1873, копеподы *Neocalanus plumchrus* (Marukawa, 1921), *Calanus glacialis* (Dana, 1852), *C. pacificus* Brodsky, 1948, *Metridia pacifica* Brodsky, 1950, *Oithona similis*, *O. brevicornis*, *P. parvus*, амфиподы *Themisto japonica* (Bovallius, 1887).

Поскольку планктон неспособен перемещаться самостоятельно, его транспорт из глубоководной зоны в прибрежную происходит в потоках кросс-шельфовой циркуляции, которая в зал. Петра Великого формируется преимущественно муссонными ветрами. Весной-летом преобладает нагонная циркуляция с течениями к берегу в поверхностном слое и компенсационным потоком в море в придонном слое, а осенью-зимой — сгонная циркуляция обратной направленности. И дрейфовые, и компенсационные потоки могут переносить планктон (рис. 7). В целом, вклад глубоководных видов в зоопланктон Амурского зал. усиливается в периоды усиления летнего муссона, интенсивность которого в первой (раннелетней) фазе количественно отображается Охотским индексом, а во второй фазе — Северотихоокеанским индексом NPI (рис. 8, 9). Оба индекса фиксируют резкое ослабление летнего муссона на рубеже 1990-х и 2000-х гг., в начале XXI века муссон был слабым и вновь усилился лишь в самые последние годы.

Кросс-шельфовый транспорт зоопланктона

Значение адвекции глубоководных видов для сообщества зоопланктона Амурского зал.

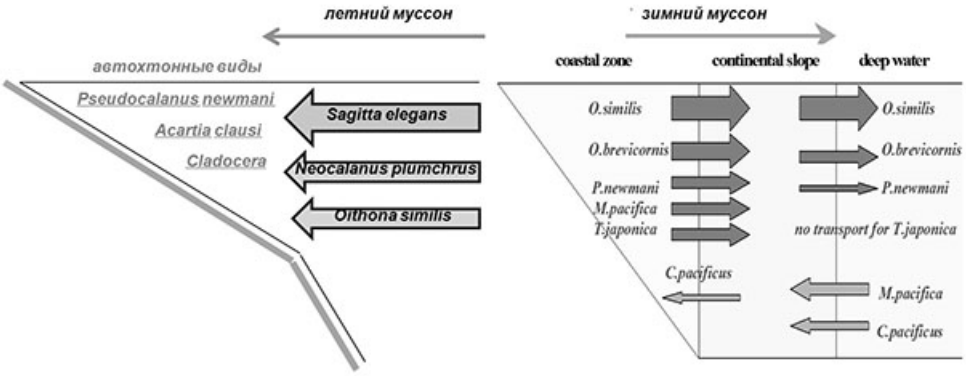


Рис. 7. Схема переноса массовых глубоководных видов зоопланктона между прибрежной зоной Амурского зал. и глубоководной частью Японского моря потоками нагонной и сгонной кросс-шельфовой циркуляции вод, индуцируемой летним и зимним муссоном

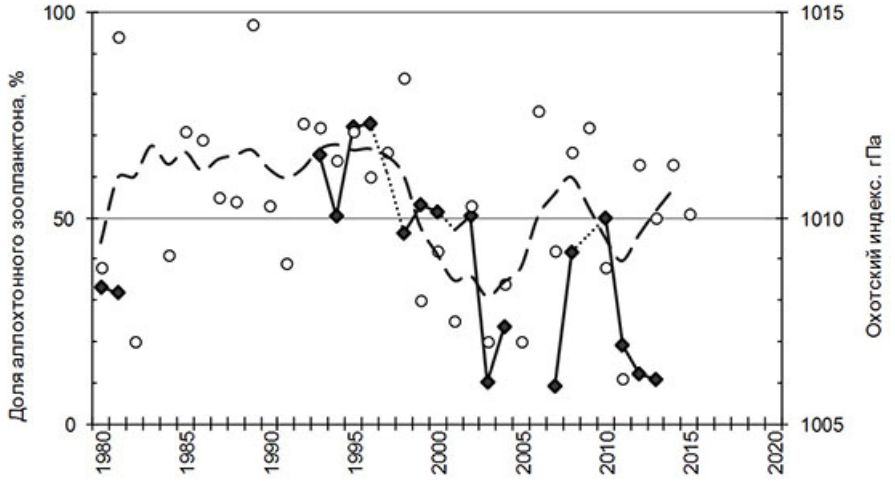


Рис. 8. Межгодовые изменения Охотского индекса в июне (светлыми точками показаны фактические значения Охотского индекса, пунктиром — результат скользящего 3-летнего осреднения) и доли аллохтонных видов зоопланктона в общей биомассе раннелетнего зоопланктона в южной части Амурского зал.

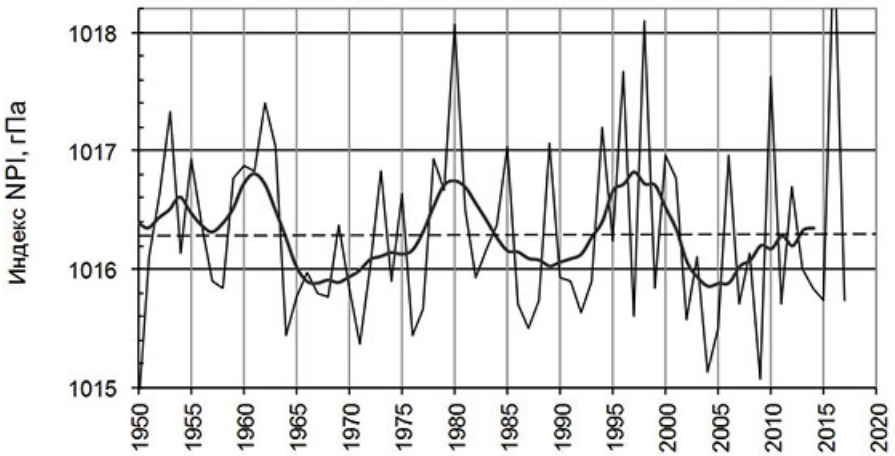


Рис. 9. Межгодовые изменения Северотихоокеанского индекса (NPI) в июне-августе (фактические и сглаженные значения, пунктиром — линейный тренд за период с 1950 г.)

количественно оценено с помощью экосистемной NPZD модели NEMURO, адаптированной к условиям зал. Петра Великого [Zuenko, 2007] (см. рис. 2). Модель верифицирована по данным мониторинга состава и обилия зоопланктона. Объёмные переносы воды в потоках кросс-шельфовой циркуляции приняты пропорциональными скорости и продолжительности действия ветра, следуя эмпирическим результатам В.В. Шулейкина [1968] и собственным [Zuenko, 2001]. Как показали расчёты, вклад транспорта в общую биомассу зоопланктона прибрежной зоны в течение всего тёплого периода года является положительным и достигает наибольших величин весной и осенью (при том, что направленность кросс-шельфовой циркуляции вод в эти сезоны противоположна), когда адвекция становится основным фактором роста обилия (рис. 10).

Разные глубоководные виды зоопланктона переносятся кросс-шельфовыми течениями по-разному. Так, молодь сагитт, доминирующая в прибрежной зоне в поздневесенний сезон, переносится сюда в поверхностном потоке нагонной циркуляции, а *P. parvus*, размножающийся далеко за пределами зал. Петра Великого, в субтропических водах, использует для этого компенсационный глубинный поток, развивающийся при сгоне. В некоторые годы (как 2013 г.) он заносится сюда в начале осени

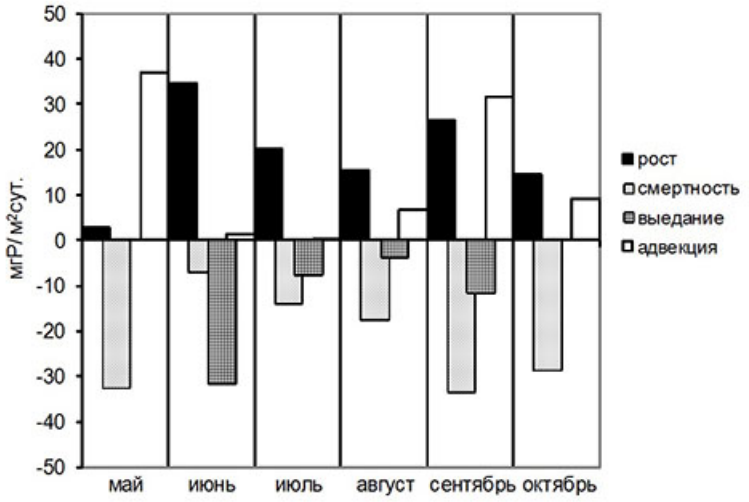


Рис. 10. Средние за 1998–1999 гг. оценки компонент баланса общей биомассы зоопланктона на станции в южной части Амурского залива, помесячно, в фосфорном эквиваленте [Zuenko, 2007]

в таком количестве, что становится доминирующим (рис. 11). Межгодовые изменения его обилия обнаруживают явную зависимость от ветровых условий. Сезонная и межгодовая динамика численности этого вида в южной части Амурского зал. была проанализирована с помощью балансовой модели:

$$C_{приб} = \int_{t_0}^{t} \left(C_{глуб} \cdot sW_S - C_{приб} \cdot bW_S + \right.$$
$$\left. + C_{глуб} \cdot bW_N - C_{приб} \cdot sW_N \right) dt,$$

где $C_{приб}$ и $C_{глуб}$ — концентрация вида в прибрежной зоне и за пределами залива; W_S, W_N — скорость ветра южных и северных румбов, м/с; s и b с размерностью $м^{-1}$ — эмпирические коэффициенты эффективности транспорта планктона в поверхностном и придонном слоях, зависящие от широты и других параметров циркуляции вод, но прежде всего — от степени захвата скоплений планктона поверхностным или придонным потоками, что определяется вертикальным распределением вида. В результате анализа с использованием данных об обилии *P. parvus* и ежедневных данных о направлении и скорости ветра на ГМС Владивосток сделан вывод, что массовый вынос *P. parvus* в Амурский зал. происходит в компенсационном глубинном потоке, развивающемся начиная со второй половины августа, после смены муссона на зимний [Надточий, Зуенко, 2016]. При этом численность транспортируемых этим потоком животных выше в годы с мощным летним муссоном, который очевидно способствует усилению адвекции поверхностных субтропических вод вместе с их населением в северную часть Японского моря в предшествующие летние месяцы.

С другой стороны, действие кросс-шельфовых потоков на зоопланктон в значительной степени зависит от глубины его концентрации (обычно соответствующей глубине залегания сезонного пикноклина), вплоть до того, что в зависимости от глубины концентрации зоопланктон может менять направление транспорта. На том же примере *P. parvus* показано[-Надточий, Зуенко, 2016], что в некоторые годы (как 2007 г.) этот вид начинает проникать в прибрежную зону сразу же, как только появляется в северной части моря, то есть транспортируется к берегу не подповерхностными потоками сгонной циркуляции, как обычно, а поверхностным потоком нагонной циркуляции (рис. 12).

Климатические изменения

Сравнивая современное состояние зоопланктона в Амурском зал. с данными наблюдений в 1970–1980-е гг., можно видеть, что общая биомасса стала выше в основном за счёт местных мелких копепод, но понизилась биомасса наиболее массовой группы — хищных сагитт (рис. 13). Сагитты являются аллохтонным для

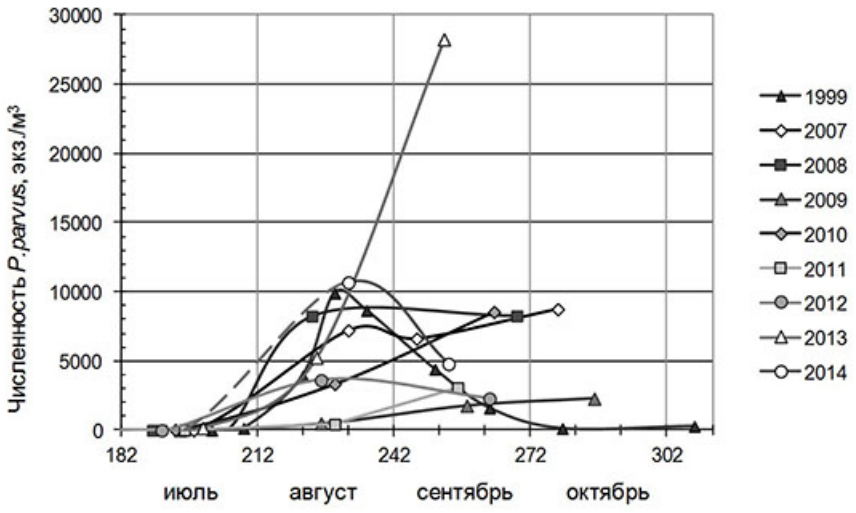


Рис. 11. Численность *P. parvus* в водах Амурского зал. в разные годы исследований. По оси абсцисс — дни с начала года

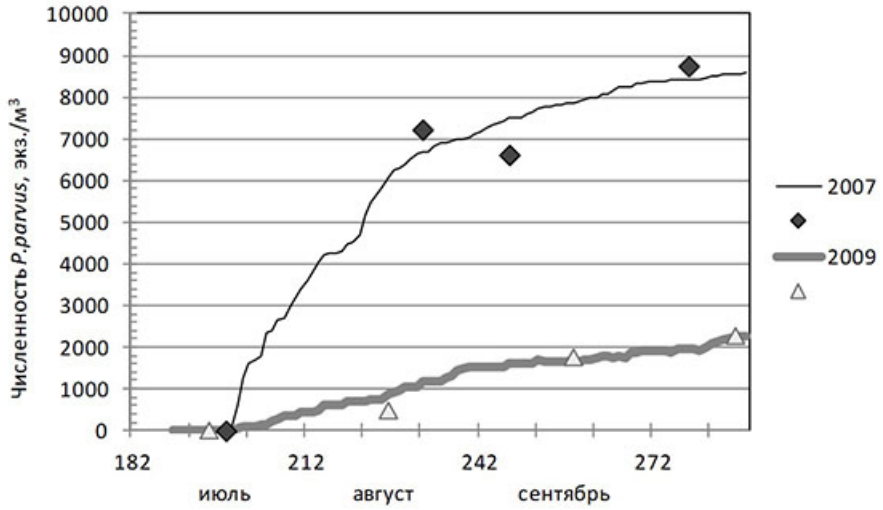


Рис. 12. Примеры сезонной динамики численности *P.parvus* в водах Амурского зал. для лет с примерно равной интенсивностью летнего муссона, но разным заглублением зоопланктона по данным наблюдений (точки) и по результатам моделирования (линии)

Амурского зал. видом, их обилие хорошо коррелирует с интенсивностью летнего муссона, поэтому снижение их биомассы является прямым следствием наблюдаемой климатической тенденции к ослаблению муссона. Напротив, рост обилия копепод с этой тенденцией не связан напрямую, а является следствием уменьшения их выедания сагиттами. Примечательно, что даже обилие крупных аллохтонных копепод (*P. plumchrus*) возросло, несмотря на ослабление их транспорта в прибрежную зону.

Тенденция к ослаблению муссона способствует также уменьшению биопродуктивности вод Амурского зал., насколько об этом можно судить по уменьшению концентрации биогенных элементов в поверхностном слое залива и по уменьшению биохимического потребления кислорода в его придонном слое [Зуенко,

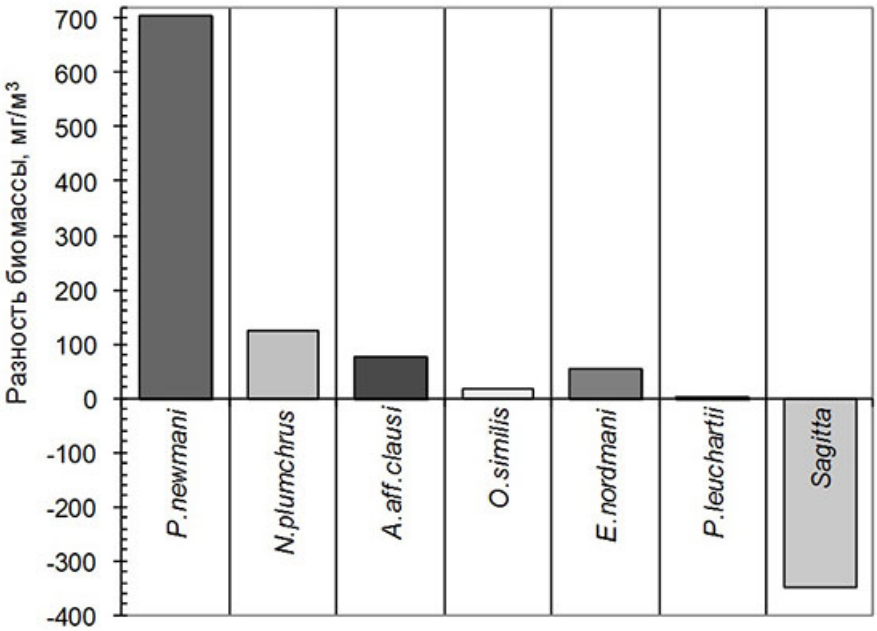


Рис. 13. Разности средних за 1980–1996 гг. и 1998–2012 гг. биомасс массовых видов раннелетнего зоопланктона в южной части Амурского зал.

Рачков, 2016]. Таким образом, происходящие в планктонном сообществе залива изменения климатического масштаба соответствуют ранее сформулированной авторами концепции современных климатических изменений в экосистеме Японского моря в направлении снижения продуктивности и повышения эффективности её функционирования. В случае Амурского зал. оказалось, что снижение продуктивности не влияет на состояние сообщества зоопланктона, очевидно потому, что первичная продукция вод залива избыточна. Однако усиливающееся обособление этого высокопродуктивного района от глубоководной части Японского моря способствует уменьшению хищничества внутри сообщества, и таким образом росту кормового потенциала Амурского зал. для рыб-планктофагов.

Выводы

1. В пределах Амурского зал. сосуществуют две разные видовые группировки зоопланктона, расположение которых примерно соответствует распространению эстуарных и прибрежных морских вод.

2. В годовом цикле планктонное сообщество Амурского зал. несколько раз кардинально меняет свой состав и общее обилие, всего выявлено девять гидробиологических сезонов.

3. Межгодовые изменения состава и обилия зоопланктона в Амурском зал. слабо связаны с термическим состоянием и солёностью его вод, но доля аллохтонных видов меняется в зависимости от интенсивности муссонов, что особенно проявляется в декадном масштабе.

4. Транспорт глубоководного зоопланктона в Амурский зал. возможен как в поверхностных, так и в придонных потоках кросс-шельфовой циркуляции вод, в зависимости от видов зоопланктона и расположения их агрегаций по глубине.

5. В климатическом масштабе в современный период наблюдается тенденция к росту обилия зоопланктона в Амурском зал., несмотря на снижение продуктивности вод, чему способствует обособление высокопродуктивной прибрежной зоны от глубоководной части моря из-за ослабления кросс-шельфового транспорта.

Литература

Зуенко Ю.И., Надточий В.В. 2004. Исследование влияния апвеллинга на состав и обилие мезопланктона в прибрежной зоне Японского моря // Океанология. Т. 44. № 4. С. 561–569.

Зуенко Ю.И., Надточий В.В., Селина М.С. 2004. Гидрологические процессы и сукцессия планктона в прибрежной зоне Японского моря в летний период // Известия ТИНРО. Т. 135. С. 144–177.

Зуенко Ю.И., Рачков В.И. 2015. Климатические изменения температуры, солёности и биогенных элементов в Амурском заливе Японского моря // Известия ТИНРО. Т. 183. С. 186–199.

Инструкция по количественной обработке морского сетного планктона. 1982. Владивосток: ТИНРО. 29 с.

Надточий В.В. 2012. Сезонная динамика планктона Амурского залива // Известия ТИНРО. Т. 169. С. 147–161.

Надточий В.В., Зуенко Ю.И. 2000. Межгодовая изменчивость весенне-летнего планктона в заливе Петра Великого // Известия ТИНРО. Т. 127. С. 281–300.

Надточий В.В., Зуенко Ю.И. 2001. Сезонные изменения в планктоне северо-западной части Японского моря // Гидробиологический журнал. Т. 37. № 6. С. 10–18.

Надточий В.В., Зуенко Ю.И. 2009. Структура вод и сообщества зоопланктона в эстуариях Амурского и Уссурийского заливов // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 6. № 1. С. 210–221.

Надточий В.В., Зуенко Ю.И. 2016. Механизмы транспорта субтропического планктона в прибрежные воды южного Приморья на примере *Paracalanus parvus* // Известия ТИНРО. Т. 184. С. 241–252.

Рачков В.И., Надточий В.В. 2013. Межгодовые изменения океанологических условий в Амурском заливе в тёплый период года и их влияние на зоопланктон // Вестник ДВО РАН. № 6. С. 140–148.

Рекомендации по экспресс-обработке сетного планктона в море. 1984. Владивосток: ТИНРО. 31 с.

ТИНРО-Центр. Доступно через: http://www.tinro-center.ru/home/informacionnye-resursy/ohotskij-indeks. 15.11.2018.

Шулейкин В.В. 1968. Физика моря. М.: Наука. 1084

Climate Data Guide. Accessible via: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/north-pacific-np-index-trenberth-and-hurrell-monthly-and-winter. 15.11.2018.

Zuenko Y.I. 2001. Seasonal cycle of heat and salt balance in Peter the Great Bay (Japan Sea) // Oceanography

of the Japan Sea / ed. Danchenkov M.A. Vladivostok: Dalnauka. P. 220–225.

Zuenko Y.I. 2007. Application of a lower trophic level model to a coastal sea ecosystem // Ecological modeling. V. 202. № 1–2. P. 132–143.

Zuenko Y.I., Dolganova N.T., Nadtochy V.V. 2010. Forecasting of climate change influence on zooplankton in the Japan Sea // Pacific Oceanography. V. 5. № 1. P. 6–18.

Поступила в редакцию 26.06.2018 г.
Принята после рецензии 09.09.2018 г.

Trudy VNIRO **2018. Vol. 173**

Aquatic biological resources

Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

General features of seasonal and interannual dynamics for the zooplankton community in the Amur Bay (Peter the Great Bay, Japan Sea)

Zuenko Y.I., Nadtochy V.V.

Pacific Research Fisheries Centre (FSBSI «TINRO-Centre»), Vladivostok

Species composition, spatial structure, and seasonal and long-term variability of the zooplankton community in the Amur Bay are considered on materials of its two-decade monitoring. Influence of the environments variations on zooplankton is analyzed and the principal aspects of the community functioning are discussed. Two different species groupings of zooplankton are distinguished within the bay, generally in the limits of the pre-estuarine and marine coastal water masses. Small-sized copepods compose the bulk of zooplankton community in both zones, but either *Acartia aff.clausi* and *Oithona brevicornis* (in the pre-estuarine waters) or *Oithona similis*, *Pseudocalanus newmani*, and *Paracalanus parvus* (in the marine coastal waters) dominate in dependence on salinity. Nine biological seasons are revealed within the annual cycle of zooplankton succession; species composition and total abundance of the community change crucially with the seasons change. Strong links of interannual variations of zooplankton with thermal or saline conditions are not found, but the portion of allochthonous species fluctuates in direct correlation with the summer monsoon intensity, that is better visible in decadal scale. The deep-water species (Sagitta, large-sized copepods as *Neocalanus plumchrus* and *Calanus glacialis*, subtropical species as *Calanus pacificus* and *Paracalanus parvus*, and some other species) could be transported into the Amur Bay with the wind-induced water circulation both at the sea surface and at the bottom, in dependence on the species and depth of their aggregations. In climate scale, a tendency to increasing of zooplankton abundance prevails recently due to local species, that is conditioned by separating of high-productive coastal waters from the deep-water sea caused by the cross-shelf exchange weakening with weakening of monsoon winds.

Keywords: zooplankton, coastal zone, plankton succession, transport of plankton, cross-shelf circulation, Amur Bay.

References

*Zuenko Yu.I., Nadtochij V.*V. 2004. Issledovanie vliyaniya apvellinga na sostav i obilie mezoplanktona v pribrezhnoj zone Yaponskogo morya [Study on the upwelling influence on species composition and abundance of mezoplankton in the coastal zone of the Japan Sea] // Okeanologiya. T. 44. № 4. S. 561–569.

Zuenko Yu.I., Nadtochij V.V., Selina M.S. 2004. Gidrologicheskie protsessy i suktsessiya planktona v pribrezhnoj zone Yaponskogo morya v letnij period [Oceanographic processes and plankton succession in the coastal zone of the Japan Sea in summer season] // Izvestiya TINRO. T. 135. S. 144–177.

Zuenko Yu.I., Rachkov V.I. 2015. Klimaticheskie izmeneniya temperatury, solenosti i biogennykh ehlementov v Amurskom zalive Yaponskogo morya [Climatic changes of temperature, salinity and nutrients in the Amur Bay of the Japan Sea] // Izvestiya TINRO. T. 183. S. 186–199.

Instruktsiya po kolichestvennoj obrabotke morskogo setnogo planktona [Instruction for quantitative processing of marine net plankton]. 1982. Vladivostok: TINRO. 29 s.

Nadtochij V.V. 2012. Sezonnaya dinamika planktona Amurskogo zaliva [Seasonal dynamics of plankton in the Amur Bay] // Izvestiya TINRO. T. 169. S. 147–161.

Nadtochij V.V., Zuenko Yu.I. 2000. Mezhgodovaya izmenchivost' vesenne-letnego planktona v zalive Petra Velikogo [Year-to-year variability of spring-summer plankton in Peter the Great Bay] // Izvestiya TINRO. T. 127. S. 281–300.

Nadtochij V.V., Zuenko Yu.I. 2001. Sezonnye izmeneniya v planktone severo-zapadnoj chasti YAponskogo morya [Seasonal changes in plankton of the northwestern Japan Sea] // Gidrobiologicheskij zhurnal. T. 37. № 6. S. 10–18.

Nadtochij V.V., Zuenko Yu.I. 2009. Struktura vod i soobshchestva zooplanktona v ehstuariyakh Amurskogo i Ussurijskogo zalivov [Water structure and zooplankton communities in the estuaries of the Amur and Ussuri Bays] // Voprosy promyslovoj okeanologii. Vyp. 6. № 1. S. 210–221.

Nadtochij V.V., Zuenko Yu.I. 2016. Mekhanizmy transporta subtropicheskogo planktona v pribrezhnye vody yuzhnogo Primor'ya na primere *Paracalanus parvus* [Mechanisms of subtropical plankton transport into the coastal waters of southern Primorye, a case of *Paracalanus parvus*] // Izvestiya TINRO. T. 184. S. 241–252.

Rachkov V.I., Nadtochij V.V. 2013. Mezhgodovye izmeneniya okeanologicheskikh uslovij v Amurskom zalive v teplyj period goda i ikh vliyanie na zooplankton [Interannual changes of oceanographic conditions in the Amur Bay in a warm season and their influence on zooplankton] // Vestnik DVO RAN. № 6. S. 140–148.

Rekomendatsii po ehkspress-obrabotke setnogo planktona v more [Recommendations for express-processing of net plankton in the sea]. 1984. Vladivostok: TINRO. 31 s.

TINRO-Center. Accessible via: http://www.tinro-center.ru/home/informacionnye-resursy/ohotskij-indeks. 15.11.2018.

Shulejkin V.V. 1968. Fizika moray [Physics of the Sea]. M.: Nauka. 1084 s.

Climate Data Guide. Accessible via: https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/north-pacific-np-index-trenberth-and-hurrell-monthly-and-winter. 15.11.2018.

Zuenko Y.I. 2001. Seasonal cycle of heat and salt balance in Peter the Great Bay (Japan Sea) // Oceanography of the Japan Sea / ed. Danchenkov M.A. Vladivostok: Dalnauka. P. 220–225.

Zuenko Y.I. 2007. Application of a lower trophic level model to a coastal sea ecosystem // Ecological modeling. V. 202. № 1–2. P. 132–143.

Zuenko Y.I., Dolganova N.T., Nadtochy V.V. 2010. Forecasting of climate change influence on zooplankton in the Japan Sea // Pacific Oceanography. V. 5. № 1. P. 6–18.

Table captions

Table 1. Seasonal succession of plankton community in the Amur Bay, Japan Sea

Figure captions

Fig. 1. Scheme of zooplankton samplings in the last years of the monitoring (decimal coordinates)

Fig. 2. Scheme of the surface water masses (*a*) and zooplankton groupings with different species composition (*б*) in June, 2007. Water masses: 1 — fresh river water in the internal estuary; 2 — brackish estuarine water in the external estuary; 3 — low-saline waster of the pre-estuarine zone; 4 — marine coastal water. Zooplankton groupings: 1 — zooplankton of the internal estuary (mostly meroplankton); 2 and 2a — zooplankton of the external estuary with *A. aff. clausi* predominance; 3 — zooplankton of the pre-estuarine zone with *O. similis* predominance; 4 — zooplankton of the marine coastal zone with *P. newmani* predominance

Fig. 3. Changes of relative abundance for the mass zooplankton species (% of total abundance, lines with marks) in dependence on the surface layer salinity (psu, thick grey line) on the transect along the Amur Bay in June of 2002, 2003

Fig. 4. Seasonal changes of the mass Copepoda species abundance in the northern and southern Amur Bay, ind./m^3, averaged data for 2007–2011 [Nadtochy, 2012]

Fig. 5. Correspondence between the seasons in plankton of the southern Amur Bay (symbols) and the sea surface temperature in the same area (lines, °C) in the 1990s

Fig. 6. Interdecadal changes of zooplankton in the southern Amur Bay in early-summer season

Fig. 7. Scheme of the mass deep-water zooplankton species transport between the coastal (Amur Bay) and deep sea with flows of the on-shore and off-shore circulation induced by summer and winter monsoons

Fig. 8. Interannual changes of the Okhotsk Sea Index in June (points — annual values, dotted line — result of running 3-year smoothing) and percentage of allochthonous species biomass in early-summer zooplankton of the Amur Bay

Fig. 9. Interannual changes of the North Pacific Index in June-August (year-to-year and smoothed fluctuations and linear trend since 1950)

Fig. 10. Mean for 1998–1999 balance of the total zooplankton biomass at station in the southern Amur Bay, by months, in phosphorous units mgP/m^2day [Zuenko, 2007]

Fig. 11. *P. parvus* abundance in the Amur Bay, ind./m^3, by years. Abscissa — Julian days

Fig. 12. Examples of seasonal dynamics for *P. parvus* in the Amur Bay for the years with similar intensity of summer monsoon but different depth of aggregations. Points — data of samplings; lines — results of modeling

Fig. 13. Difference of mean biomass in early-summer season between 1980–1989 and 1998–2009 for mass zooplankton species in the southern Amur Bay, mg/m^3

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 551.464.621.(262.54)

Прогноз вероятности предзаморных и заморных ситуаций в Азовском море

А.Т. Кочергин[1], Л.В. Крискевич[1], Ю.В. Косенко[2]

[1] Керченский филиал Азовского научно-исследовательского института рыбного хозяйства (ФГБНУ «АзНИИРХ»), г. Керчь

[2] Азовский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства (ФГБНУ «АзНИИРХ»), г. Ростов-на-Дону

E-mail: kochkerch@mail.ru

Основываясь на результатах летних океанографических съёмок в Азовском море в 1989–2016 гг. рассчитаны площади с различными диапазонами вертикальной термохалинной устойчивости, придонной температуры и придонного содержания кислорода. Далее для каждого летнего периода были определены условные вероятности предзаморной и заморной ситуации, представляющие собой сумму произведений площади каждого диапазона этих параметров на условные коэффициенты, соответствующие (по экспертной оценке авторов) степени приближённости к предзаморным или заморным состояниям среды. Значимая (на уровне более 99% доверительной вероятности) корреляция среднегодовых значений солнечной активности (чисел Вольфа) и условной вероятности предзаморных и заморных явлений по температурным и термохалинным параметрам позволила определиться с прогнозом этой вероятности с годичной заблаговременностью. Ориентировочный прогноз условной вероятности предзаморных и заморных явлений на 2019–2020 гг. показал её превышение среднемноголетнего уровня в эти годы примерно в полтора раза.

Ключевые слова: устойчивость, температура, кислород, предзаморная и заморная ситуации, вероятность, прогноз.

Введение

На основе сведений о наблюдавшихся в летние периоды 1988–2016 гг. заморных явлениях в заливах северного и южного побережий собственно Азовского моря (за исключением Таганрогского залива) можно отметить изменчивость периодичности и интенсивности их проявления. Так, до 1999 г. существовала квазидвухлетняя цикличность заморов с возрастанием интенсивности в нечётные годы и снижением либо отсутствием в чётные [Боровская и др., 2005]. В этот период максимальный зафиксированный ущерб рыбным запасам в результате заморов, достигший 1260 т., наблюдался в 1991 г. Начиная с 2000 г. масштабы гибели гидробионтов снизились, не превышая 299 т. до 2008 г. и 56 т. после. Следует отметить почти ежегодные заморные явления до 2013 г. различной интенсивности и резкое снижение их проявления после.

Снижение ущерба от заморов в летние периоды в последнее десятилетие было связано,

очевидно, с перестройкой гидрологических параметров экосистемы, в частности с относительно резким однонаправленным увеличением солёности и уменьшением устойчивости, т. е. возрастанием однородности вод как в собственно Азовском море в целом, так и в его районах [Кочергин и др., 2018].

Как отмечалось ранее [Кочергин, Крискевич, 2010], в западной половине Азовского моря обширные зоны с придонной температурой более 25 °С, потенциально ведущие к возникновению заморных ситуаций, наблюдались в годы, близкие к экстремумам солнечной активности, а повышенные величины гибели рыбы в годы максимума этой активности.

В предыдущем исследовании [Кочергин, Брянцев, 2008] на основе данных по условиям среды, полученных в океанографических съёмках ЮгНИРО в западной половине Азовского моря в летний период 1992–2006 гг. была найдена долгопериодная межгодовая прогностическая связь между солнечной активностью (числами Вольфа) и формализованной оценкой площади моря с определёнными значениями придонной температуры и придонного содержания кислорода, характеризующими вероятность приближённости к предзаморной и заморной ситуациям.

В настоящей работе продолжено это исследование для всей акватории собственно Азовского моря для расширенного ряда летних периодов (1989–2016 гг.) с дополнительной оценкой влияния площади моря с определёнными значениями вертикальной термохалинной устойчивости на вероятность возникновения предзаморных и заморных ситуаций.

Материалы и методика

Использовался массив данных по температуре, солёности и содержанию кислорода, полученный в покрывающих всю акваторию собственно Азовского моря экспедиционных съёмках АзНИИРХ в летний (июль-август) период 1989–2016 гг. На основе этого массива рассчитана вертикальная термохалинная устойчивость. Схема станций представлена на рис. 1.

В качестве океанографических критериев вероятности возникновения предзаморных и заморных ситуаций приняты вертикальная термохалинная устойчивость, а также придонные значения температуры и содержания

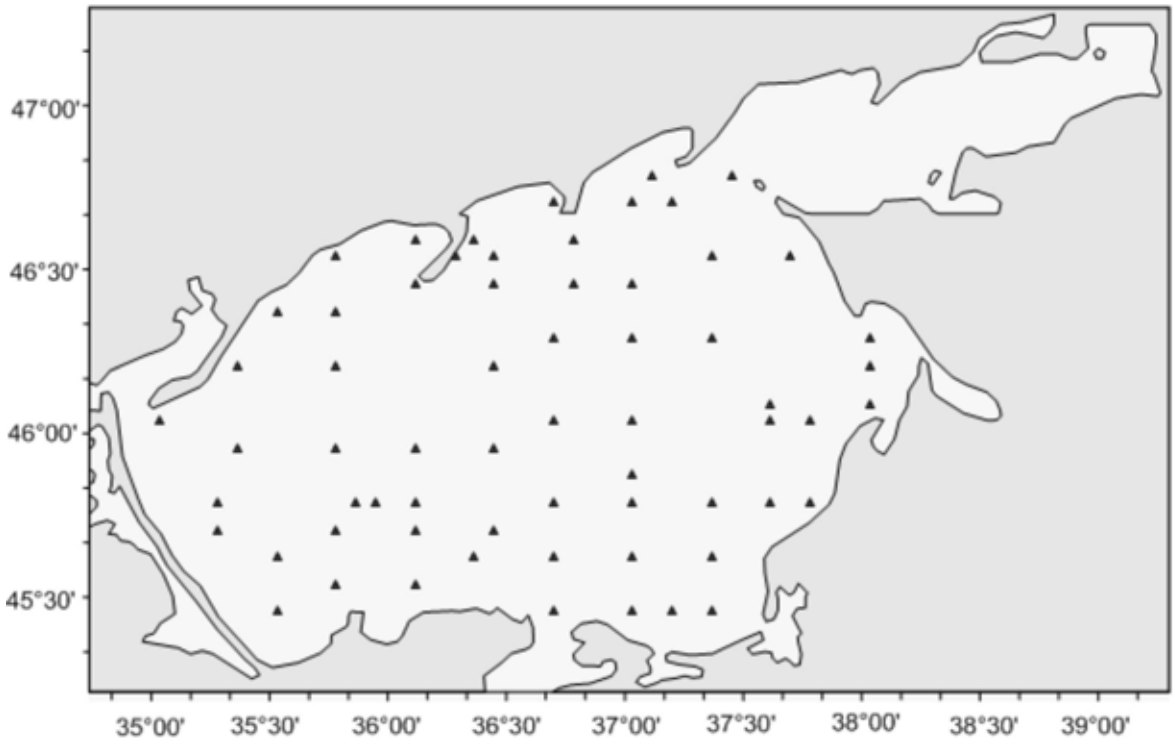


Рис. 1. Схема станций

кислорода на акватории собственно Азовского моря.

Для каждого летнего сезона в период 1989–2016 гг. по десятибалльной шкале (вся акватория собственно моря — 10 баллов) оценивалась площадь, занятая водами с определёнными значениями этих критериев (S_{Eo} — вертикальной термохалинной устойчивости, $S_{T°w}$ — придонной температуры, SO_2 — придонного содержания кислорода). Результаты приведены в табл. 1–3.

Площадь вод (в баллах) с определённым диапазоном значений вертикальной термохалинной устойчивости, придонной температуры

Таблица. 1. Площадь (в баллах), занятая водами с определёнными значениями вертикальной термохалинной устойчивости (S_{Eo})

Eo, тыс. усл.ед	<0	0–5	6–10	11–15	16–20	21–25	26–30	31–35	36–40	41–45	46–50	>50
1989	0,0	1,9	2,8	1,9	1,9	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1990	0,0	8,8	0,9	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1991	0,2	7,0	2,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1992	0,1	8,9	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1993	0,0	9,4	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1994	0,0	7,7	1,1	0,2	0,2	0,1	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1	0,2
1995	2,3	7,2	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1996	0,3	6,2	1,3	0,7	0,7	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1997	0,0	7,8	1,5	0,3	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1998	1,4	6,8	0,7	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0
1999	0,4	5,3	3,4	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
2000	0,3	7,6	1,4	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2001	1,0	8,7	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2002	0,0	6,0	2,1	0,6	0,6	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2003	0,4	6,9	1,5	0,4	0,4	0,1	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
2004	0,0	8,4	1,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2005	0,0	7,1	1,1	0,7	0,7	0,3	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2006	0,0	3,2	6,1	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2007	0,7	9,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2008	0,0	6,0	2,7	0,3	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2009	0,1	5,7	2,2	0,4	0,4	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0
2010	0,0	0,6	8,7	0,2	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2011	0,8	8,9	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2012	1,4	7,5	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2013	0,0	6,5	2,8	0,2	0,2	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2014	0,3	9,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2015	0,5	9,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2016	1,4	8,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Примечание: вся площадь собственно Азовского моря — 10 баллов, Eo — вертикальная термохалинная устойчивость

Таблица 2. Площадь (в баллах), занятая водами с определёнными значениями придонной температуры ($S_{T°w)}$

T°w	<23,5	23,5-24,0	24,1-24.5	24,6—25,0	25,1-25,5	25,6-26,0	26,1-26,5	26,6-27,0	27,1-27,5	>27,5
1989	8,1	1,5	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1990	3,0	4,2	2,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1991	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1992	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1993	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1994	10,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1995	0,0	0,0	0,9	4,4	4,4	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
1996	1,6	0,6	0,4	0,4	0,5	0,8	1,7	2,2	1,1	0,8
1997	0,5	0,6	2,9	4,7	1,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
1998	3,7	3,0	2,0	0,8	0,4	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0
1999	2,7	0,6	0,4	0,4	0,6	2,5	2,7	0,0	0,0	0,0
2000	6,7	2,1	0,8	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2001	6,8	2,5	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2002	0,0	0,0	0,0	0,2	1,6	3,7	3,2	1,3	0,0	0,0
2003	6,8	1,5	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2004	8,4	1,2	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
2005	0,0	0,1	0,7	3,2	3,1	2,6	0,2	0,0	0,0	0,0
2006	0,0	0,2	2,7	3,5	1,4	1,6	0,5	0,1	0,0	0,0
2007	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	3,5	6,3	0,2	0,0	0,0
2008	0,0	0,3	0,7	1,9	4,8	1,6	0,6	0,0	0,0	0,0
2009	0,0	0,0	0,0	0,0	2,8	5,5	0,5	1,2	0,0	0,0
2010	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	3,3	5,4	0,8	0,1
2011	0,0	0,0	0,0	0,4	3,1	6,3	0,2	0,0	0,0	0,0
2012	0,0	0,2	0,3	0,3	0,5	2,1	5,3	1,4	0,0	0,0
2013	2,0	1,0	1,5	1,3	1,5	1,9	0,7	0,1	0,0	0,0
2014	0,0	0,0	0,7	1,7	4,7	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0
2015	0,0	0,0	0,0	0,5	7,8	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0
2016	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	4,7	1,6	0,8	1,1	0,0

Примечание: вся площадь собственно Азовского моря — 10 баллов, T°w — придонная температура.

Таблица 3. Площадь (в баллах), занятая водами с определёнными значениями придонного содержания кислорода (SO_2)

O_2, мл/л	>5	4,6—5,0	4,5—4,1	3,6—4,0	3,1—3,5	2,6—3,0	2,1—2,5	1,6—2,0	1—1,5	<1
1989	2,5	1,7	1,0	0,8	0,7	0,7	0,9	1,0	0,4	0,1
1990	0,0	0,0	0,1	0,2	0,2	0,2	0,8	0,9	1,3	6,0
1991	0,0	0,1	0,4	0,3	0,4	0,4	0,6	0,8	1,1	5,8
1992	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,8	1,9	7,1
1993	0,0	0,0	0,2	0,5	1,1	1,1	0,9	1,5	2,5	2,3
1994	0,1	0,1	0,4	1,2	1,1	1,1	1,5	1,8	1,4	1,4
1995	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	9,4

Окончание табл.3

O_2, мл/л	>5	4,6–5,0	4,5–4,1	3,6–4,0	3,1–3,5	2,6–3,0	2,1–2,5	1,6–2,0	1–1,5	<1
1996	1,5	0,4	0,2	0,4	0,5	0,5	1,2	1,4	1,1	2,7
1997	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	1,8	0,9	1,8	4,9
1998	0,1	0,1	0,3	0,2	0,2	0,2	0,8	1,3	2,4	4,2
1999	0,0	0,0	0,0	0,3	0,8	0,8	1,7	1,6	2,0	1,9
2000	0,1	0,2	0,3	0,4	0,6	0,6	0,8	1,2	3,6	2,0
2001	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	0,5	9,4
2002	1,2	0,6	0,5	1,0	1,1	1,1	0,6	0,9	1,4	1,6
2003	0,0	0,5	0,7	0,6	0,9	0,9	0,6	0,7	2,5	3,1
2004	0,0	0,1	0,3	0,4	0,6	0,6	0,7	1,6	1,9	3,8
2005	0,9	0,5	0,6	1,0	0,8	0,8	1,2	0,9	0,9	2,2
2006	0,2	0,6	1,0	0,9	0,6	0,6	0,9	1,2	1,6	2,1
2007	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	2,0	2,6	5,2
2008	0,8	1,5	1,5	2,1	1,3	1,3	0,6	0,3	0,2	0,6
2009	0,2	0,3	0,7	1,3	1,2	1,2	1,1	1,3	1,8	1,1
2010	0,1	0,1	0,7	0,9	0,8	0,8	1,5	2,3	1,5	1,2
2011	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,3	1,3	4,1	4,0
2012	0,0	0,1	0,1	0,5	1,0	1,0	1,5	4,6	1,1	0,4
2013	2,7	0,7	0,6	0,6	0,7	0,7	0,6	1,3	1,6	0,5
2014	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1	7,2	2,8
2015	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	6,5	2,1
2016	0,0	0,0	0,0	0,1	0,9	0,9	1,8	2,4	2,7	0,7

Примечание: вся площадь собственно Азовского моря — 10 баллов, O_2 — содержание кислорода.

или придонного содержания кислорода умножалась на условный коэффициент ($К_{Eo}$ — устойчивости, $К_{T°w}$ — температуры, $К_{O2}$ — содержания кислорода), величина которого характеризует (на экспертном уровне авторов) степень приближённости предзаморных и заморных ситуаций. Эти коэффициенты приводятся ниже в табл. 4.

Условная вероятность приближённости предзаморных и заморных ситуаций (V) по каждому из трёх рассматриваемых параметров для каждого летнего периода определена как сумма произведений площади каждого диапазона вертикальной термохалинной устойчивости, придонной температуры и придонного содержания кислорода на условный коэффици-

Таблица 4. Условные коэффициенты степени приближённости предзаморных и заморных ситуаций, соответствующие определённым диапазонам вертикальной термохалинной устойчивости ($К_{Eo}$), температуры ($К_{T°w}$) и содержания кислорода ($КО_2$)

К-ты ($К_{Eo}$, $К_{T°w}$, $К_{O2}$)	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	12	16	20
Eo, тыс. усл. ед.	<0	0–5	6–10	11–15	16–20	21–25	26–30	31–35	36–40	41–45	46–50	>50		
T°w	<23,5	23,5–24,0	24,1–24.5	24,6–25,0	25,1–25,5	25,6–26,0	26,1–26,5	26,6–27,0	27,1–27,5	>27,5				
O_2, мл/л	>5	4,6–5,0	4,5–4,1		3,6-4,0		3,1–3,5		2,6–3,0		2,1–2,5	1,6–2,0	1–1,5	<1

ент (табл. 4), соответствующий степени приближённости к предзаморным и заморным ситуациям данного диапазона:

$$V_{Fo} = \sum_{1}^{10}\left(K_{Fo}S_{Fo}\right); \quad (1)$$

$$V_{Tw} = \sum_{1}^{10}\left(K_{Tw}S_{Tw}\right); \quad (2)$$

$$V_{O_2} = \sum_{1}^{10}\left(K_{O_2}S_{O_2}\right), \quad (3)$$

где $V_{Eo,}$ $V_{T°w,}$ VO_2 — условная вероятность приближённости предзаморных и заморных ситуаций соответственно по вертикальной термохалинной устойчивости, придонной температуре и придонному содержанию кислорода.

Результаты и обсуждение

Результаты расчётов условной вероятности приближённости предзаморных и заморных ситуаций для летних периодов 1989–2016 гг. по представленным выше формулам (1–3) как отдельно для каждого параметра, так и для суммы нескольких из них даны в табл. 5.

Возможности прогноза с годичной и более заблаговременностью условной вероятности предзаморных и заморных ситуаций выявились при её корреляции с легко экстраполируемым на год и более гелиофизическим по-

Таблица 5. Условные вероятности приближённости предзаморных и заморных ситуаций

	$V_{T°w}$	V_{Eo}	V_{O2}	$V_{E-o}+V_{T°w}+V_{O2}$	$V_{Eo}+V_{T°w}$	$V_{Eo}+V_{O2}$	$V_{T°w}+V_{O2}$
1989	**2,12**	**4,24**	**115,15**	**121,51**	**6,36**	**119,39**	**117,27**
1990	**0**	**9,92**	**14,15**	**24,07**	**9,92**	**24,07**	**14,15**
1991	**0**	**0**	**20,83**	**20,83**	**0**	**20,83**	**20,83**
1992	0	0	4,33	4,33	0	4,33	4,33
1993	0	0	31,61	31,62	0	31,61	31,61
1994	0	0	48,10	48,10	0	48,10	48,10
1995	34,17	68,34	0,51	103,02	102,51	68,85	34,68
1996	49,98	99,96	59,16	209,10	149,94	159,12	109,14
1997	25,48	50,96	17,34	93,78	76,44	68,30	42,82
1998	**11,49**	**22,98**	**21,47**	**55,94**	**34,47**	**44,45**	**32,96**
1999	**33,74**	**67,48**	**30,66**	**131,88**	**101,22**	**98,14**	**64,40**
2000	**4,61**	**9,22**	**30,92**	**44,75**	**13,83**	**40,14**	**35,53**
2001	3,68	7,36	0,76	11,80	11,04	8,12	4,44
2002	53,62	107,24	71,08	231,94	160,86	178,32	124,7
2003	4,96	9,92	40,04	54,92	14,86	49,96	45,00
2004	1,88	3,76	25,70	31,34	5,64	29,46	27,58
2005	37,83	75,66	61,70	175,19	113,49	137,36	99,53
2006	33,04	66,08	52,16	151,28	99,12	118,24	85,20
2007	**56,55**	**113,1**	**7,62**	**177,27**	**169,65**	**120,72**	**64,17**
2008	**38,42**	**76,84**	**99,13**	**214,39**	**115,26**	**175,97**	**137,55**
2009	49,91	99,82	54,66	204,39	149,73	154,48	104,57
2010	66,19	132,38	45,33	243,90	198,57	177,71	111,52
2011	46,22	92,44	8,78	147,44	138,66	101,22	55,00
2012	55,16	110,32	36,9	202,38	165,48	147,22	92,06
2013	28,38	56,76	94,81	179,95	85,14	151,57	123,19

Окончание табл. 5

	$V_{T°w}$	V_{Eo}	V_{O2}	$V_{E_o}+V_{T°w}+V_{O2}$	$V_{Eo}+V_{T°w}$	$V_{Eo}+V_{O2}$	$V_{T°w}+V_{O2}$
2014	39,27	78,54	7,3	125,113	117,81	85,84	46,57
2015	40,62	81,24	9,05	130,91	121,86	90,29	49,67
2016	54,66	109,32	31,44	195,42	163,98	140,76	86,10

Примечание: жирным шрифтом обозначены годы с величиной гибели рыбы более средней за наблюдаемый период лет.

Таблица 6. Результаты корреляции вероятности предзаморных и заморных ситуаций с солнечной активностью — числами Вольфа (W)

Предиктант (Y)	Предиктор (X)	Коэффициент корреляции (R)	Доверительная вероятность	Уравнение регрессии
V_{Eo}	W	0,556	>99%	Y= –0,369W+88,471
$V_{T°w}$	W	0,563	>99%	Y= –0,189W+44,453
V_{O2}	W	0,028	<95%	Y= –0,013W+38,294
$V_{Eo}+V_{T°w}+V_{O2}$	W	0,499	>99%	Y= –0,571W+171,219
$V_{Eo}+V_{T°w}$	W	0,558	>99%	Y= –0,558W+132,923
$V_{Eo}+V_{O2}$	W	0,452	95%	Y= –0,382W+126,765
$V_{T°w}+V_{O2}$	W	0,339	<95%	Y= –0,202W+82,717

казателем, таким как среднегодовой уровень солнечной активности — числа Вольфа (W), взятые на сайте Silso [Silso, 2018]. Результаты корреляции даны в табл. 6.

Как показали результаты расчётов наиболее значимая, на уровне более 99% доверительной вероятности корреляция выявилась между солнечной активностью и $V_{Eo,}$ $V_{T°w}$, суммой V_{Eo} и $V_{T°w}$, а также суммой V_{Eo}, $V_{T°w}$ и V_{O2} (за счёт первых двух характеристик).

Понятна зависимость вероятности возникновения и интенсивности заморных процессов от термического и плотностного среднемесячного состояния толщи вод. Температура и солёность в мезомасштабном (до месяца) измерении имеют в летний период относительно небольшой диапазон изменчивости, поэтому их среднемесячные значения в определённой степени отражают термохалинное состояние среды и в короткие внутримесячные периоды предзаморных и заморных явлений. Этого нельзя сказать о динамично меняющемся в течение суток и даже часов содержании кислорода, среднемесячные значения которого могут быть далеки от фактического состояния газовой среды в предзаморные и заморные периоды.

Приводимые уравнения регрессии позволяют по достаточно легко экстраполируемой на год и более солнечной активности прогнозировать уровень вероятности предзаморных и заморных процессов в летние периоды в Азовском море с годичной заблаговременностью.

На основе полученных уравнений регрессии значимых связей и прогноза среднегодовых значений чисел Вольфа для 2019–2020 гг. [Чекмарев, Игнатов, 2015] были рассчитаны и представлены условные вероятности предзаморных и заморных явлений в летние периоды в эти годы (табл. 7).

Таблица 7. Прогноз условной вероятности предзаморных и заморных явлений в Азовском море на летний период 2019–2020 гг.

Год	W	V_{Eo}	$V_{T°w}$	$V_{(Eo+T°w)}$
2019	7,9	85,56	42,96	128,51
2020	15,0	82,94	41,62	124,55

Как предполагается, условная вероятность предзаморных и заморных явлений по показателям температуры и вертикальной термохалинной устойчивости, а также по их суммарному воздействию в летний пери-

од 2019–2020 гг. (табл. 7) будет достаточно высокой — примерно в полтора (в 1,49–1,56) раза выше среднемноголетней за период 1989–2016 гг. Это предопределит и высокую вероятность заморных явлений в ближайшие два летних сезона при условии отсутствия повышенной ветровой активности в эти летние периоды.

Заключение

Для летнего периода 1989–2016 гг. рассчитаны условные вероятности предзаморной и заморной ситуации, представляющие собой сумму произведений площади каждого диапазона вертикальной термохалинной устойчивости, придонной температуры и придонного содержания кислорода на условный коэффициент, соответствующий по экспертной оценке авторов степени приближённости к предзаморным и заморным ситуациям данного диапазона.

Были рассмотрены возможности прогноза (с заблаговременностью год и более) условной вероятности предзаморной и заморной ситуации на основе её корреляции с достаточно легко экстраполируемой на годы вперёд среднегодовой солнечной активностью (числами Вольфа).

Значимая на уровне более 99% доверительной вероятности корреляция среднегодовых значений солнечной активности и условной вероятности предзаморных и заморных явлений по температурным и термохалинным параметрам в летний период позволила по полученным уравнениям регрессии давать прогноз этой вероятности с заблаговременностью год и более.

Ориентировочный прогноз условной вероятности предзаморных и заморных явлений в летний период 2019–2020 гг. показал превышение её среднемноголетнего уровня примерно в полтора раза при условии отсутствия повышенной ветровой активности в эти периоды.

Литература

Боровская Р.В., Панов Б.Н., Спиридонова Е.О., Лексикова Л.А. 2005. Связь придонной гипоксии и заморов рыбы в прибрежной части Азовского моря // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: МГИ НАНУ. № 5. С. 320–328.

Кочергин А.Т., Брянцев В.А. 2008. Оценка вероятности возникновения предзаморных и заморных ситуаций // Мат. III Межд. конф. «Современные проблемы экологии Азово-Черноморского региона». Керчь: ЮгНИРО. С. 98–101.

Кочергин А.Т., Жукова С.В., Малыгин Е.Ю. 2018. Межгодовая изменчивость солёности и вертикальной термохалинной устойчивости в различных районах Азовского моря в летний период 1992–2016 гг. // Системы контроля окружающей среды. Вып. 11(31). С. 63–68.

Кочергин А.Т., Крискевич Л.В. 2010. Океанографический мониторинг заморов в Азовском море // Системы контроля окружающей среды. Севастополь: НАНУ МГИ. Вып. 14. С. 222–224.

Чекмарев А.А., Игнатов А.В. 2015. Апробация программного пакета «Стохастическое моделирование» на примере разработки моделей для прогнозирования годового числа Вольфа // Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. № 1. С. 5–13.

Silso. World Data Center for the production, preservation and dissemination of the international sunspot number. Accessible via: http://www.sidc.be/silso/datafiles. 20.10.2018.

Поступила в редакцию 15.11.2018 г.
Принята после рецензии 20.11.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources

Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

Forecast of probability of fish pre-suffocation and suffocation events in the Sea of Azov

A.T. Kochergin[1], *L.V. Kriskevich*[1], *Yu.V. Kosenko*[2]

[1] Kerch Branch of Azov Sea Research Fisheries Institute (FSBSI «AsNIIRKH»), Kerch

[2] Azov Sea Research Fisheries Institute (FSBSI «AsNIIRKH»), Rostov-on-Don

In the previous study, based on the data on environmental conditions, which had been collected during YugNIRO's oceanographic surveys in the western half of the Sea of Azov in the summer seasons of 1992–2006, the long-term inter-annual prognostic relationship between solar activity and certain values of near-bottom temperature and oxygen content, characterizing the possibility of an incoming pre-suffocation and suffocation event, was found out. As a follow-up to that research, the areas with various ranges of vertical thermohaline stability, near-bottom temperature and oxygen content have been calculated for the entire sea (excluding the Taganrog Bay), based on the results of the summer oceanographic surveys, carried out by AzNIIRKH in 1989–2016. For each summer season, conditional probabilities of pre-suffocation and suffocation events have been determined; they were calculated as a sum of products of areas of each parameter's ranges by the conditional coefficients, which corresponded, according to the authors' expert evaluation, to the degree of proximity of environmental conditions that could induce a fish pre-suffocation and suffocation event. Significant (with the confidence level of more than 99%) correlation of average annual values of solar activity (the Wolf number) and conditional probability of fish pre-suffocation and suffocation event by temperature and thermohaline parameters made it possible to predict this probability with one-year forecast interval. According to a provisional forecast, conditional probability of pre-suffocation and suffocation events for the summer seasons of 2019–2020 exceeds average multi-annual level by around 1.5 times.

Keywords: stability, temperature, oxygen, pre-suffocation and suffocation events, probability, forecast.

References

Borovskaya R.V., Panov B.N., Spiridonova E.O., Leksikova L.A. 2005. Svyaz' pridonnoj gipoksii i zamorov ryby v pribrezhnoj chasti Azovskogo morya // Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy. Sevastopol': MGI NANU. № 5. S. 320–328.

Kochergin A.T., Bryancev V.A. 2008. Ocenka veroyatnosti vozniknoveniya predzamornyh i zamornyh situacij // Materialy III Mezhdunarodnoj konferencii «Sovremennye problemy ehkologii Azovo-CHernomorskogo regiona». Kerch': YUgNIRO. S. 98–101.

Kochergin A.T., Zhukova S.V., Malygin E. YU. 2018. Mezhgodovaya izmenchivost' solenosti i vertikal'noj termohalinnoj ustojchivosti v razlichnyh rajonah Azovskogo morya v letnij period 1992–2016 gg. // Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy. Vyp. 11(31). S. 63–68.

Kochergin A.T., Kriskevich L.V. 2010. Okeanograficheskij monitoring zamorov v Azovskom more // Sb. nauchn.

trudov — Sistemy kontrolya okruzhayushchej sredy. Sevastopol': NANU MGI. Vyp. 14. S. 222–224.

Chekmarev A.A., Ignatov A.V. 2015. Aprobaciya programnogo paketa «Stohasticheskoe modelirovanie» na primere razrabotki modelej dlya prognozirovaniya godovogo chisla Vol'fa // Vestnik VGU. Seriya: Geografiya. Geoehkologiya. № 1. S. 5–13.

Silso. World Data Center for the production, preservation and dissemination of the international sunspot number. Accessible via: http://www.sidc.be/silso/datafiles. 20.10.2018.

Table captions

Table 1. Area (in score points), covered with the waters with certain values of vertical thermohaline stability — $S_{Eo.}$

Table 2. Area (in score points), covered with the waters with certain values of near-bottom temperature — $S_{T°w}$

Table 3. Area (in score points), covered with the waters with certain values of near-bottom oxygen content — SO_2

Table 4. Conditional coefficients of the degree of proximity of pre-suffocation and suffocation events, which correspond to certain ranges of vertical thermohaline stability (K_{Eo}), temperature ($K_{T°w}$) and oxygen content (KO_2)

Table 5. Conditional probabilities of proximity of pre-suffocation and suffocation events

Table 6. Results of correlation between the probability of pre-suffocation and suffocation events and solar activity — the Wolf numbers (W)

Table 7. Forecast of the conditional probability of pre-suffocation and suffocation events in the Sea of Azov in the summer seasons of 2019–2020

Figure captions

Fig. 1. Layout of the stations

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 597–154.3:639.211

Аномальные гидрометеорологические условия в эстуарно-прибрежный период жизни горбуши Восточного Сахалина

Т.А. Шатилина[2], А.Я. Великанов[1], Г.Ш. Цициашвили[3], Т.В. Радченкова[3]

[1] Сахалинский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии (ФГБНУ «СахНИРО»), г. Южно-Сахалинск

[2] Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр (ФГБНУ «ТИНРО-Центр»), г. Владивосток

[3] Институт прикладной математики ДВО РАН (ФГБУН «ИПМ ДВО РАН»), г. Владивосток

E-mail: tatyana.shatilina@tinro-center.ru

Показано, что снижение численности горбуши, воспроизводящейся в реках восточного побережья Сахалина, во многом обусловлено неблагоприятными условиями обитания её молоди в эстуарно-прибрежный период жизни. Важным индикатором таких условий являются аномалии ТПМ в мае-июне. Экстремальное похолодание в прибрежных районах Сахалина обуславливается аномальным развитием региональных ЦДА. Анализ гидрометеорологических условий проведён методами интервального распознавания, учитывая его быстродействие и достаточно хорошую точность. Это позволило существенно сократить усилия при анализе воздействия гидрометеорологических условий на жизненные циклы восточно-сахалинской горбуши. В результате применения метода интервального распознавания по комплексу гидрометеорологических параметров были получены высокие коэффициенты распознавания в годы экстремально низких уловов в нечётные и чётные годы. Исходя из полученных данных, для умеренной зоны критическими месяцами для воспроизводства и формирования численности горбуши Восточного Сахалина, а также её перераспределения по промысловым районам, являются май и июнь. Представлен региональный механизм взаимодействия атмосферы и океана в годы интенсивного развития Охотского антициклона, для которого характерно формирование локальных аномалий на фоне термобарических структур над центральным районом второго естественного синоптического района.

Ключевые слова: горбуша *Oncorhynchus gorbuscha* Восточного Сахалина, эстуарно-прибрежный период жизни, аномалии ТПМ в мае-июне, метод интервального распознавания.

Введение

Изучению особенностей воспроизводства горбуши *Oncorhynchus gorbuscha* (Walbaum, 1792), динамики её численности и уловов в различных по масштабу районах, от отдельных речных водоёмов до охвата всего видового ареала, посвящено много научных трудов [Островский, 2014; 2016, Волобуев и др., 2017; Шунтов и др., 2014; Шунтов, 2016; Каев, Животовский, 2016; Radchenko et al, 2007].

Вместе с тем, вопросы воздействия гидрометеорологических условий на воспроизвод-

ство горбуши Восточного Сахалина с учётом изменений климатического режима до сих пор остаются мало исследованными. Несмотря на определённый прогресс и продвижение в понимании этой проблемы, общий объём достигнутых знаний, как и понимание основных причин, воздействующих на наблюдаемые колебания запасов горбуши этого района, до сих пор оставляют желать лучшего. Это становится особенно очевидным при оценке эффективности прогнозирования численности и годовых уловов горбуши в рассматриваемом районе, впрочем, как и во многих других районах её ареала [Котенёв и др., 2015; Шунтов, Темных, 2016].

Степень актуальности этих вопросов особенно возросла в настоящее время, в начале нового столетия, когда после достижения исторического максимума вылова в 2009 г. в объёме 224,34 тыс. т, численность возвратов горбуши поколений нечётных лет у берегов Восточного Сахалина стала ежегодно существенно сокращаться. В целом, первое десятилетие XXI века ознаменовалось рекордными уловами горбуши в районах Восточного Сахалина и южных Курильских островов [Каев, 2012]. Однако, в середине следующего 10-летия, наметился заметный спад численности этой рыбы, и соответственно, её уловов [Шунтов и др., 2015; Каев, Сидоренко, 2015; Каев, 2016].

Стремительно происходящие изменения численности горбуши, воспроизводящейся в реках Восточного Сахалина, привели к существенному сокращению объёмов её вылова, до уровня 40–60 тыс. т. в 2015–2016 гг. [Каев, 2016; Шунтов и др., 2015; 2016] Конечно, по сравнению с её уловами в 1951–1988 гг.— 0,6–42,3 тыс. т приведённые цифры вылова представляются достаточно высокими, хотя они примерно в 4–6 раз ниже максимального уровня. Но, в общем, понятно, что период максимальной численности у всех популяций рыб довольно ограничен по продолжительности в связи с безостановочным процессом изменения условий воспроизводства и выживания поколений в меняющихся состояниях экосистем. Между тем, убедительных объяснений причин сформировавшегося нового тренда в динамике запасов горбуши данного района в литературе пока представлено не было.

Материалы и методы

Для оценки межгодовых и многолетних изменений уловов горбуши у Восточного Сахалина использовались статистические данные по её годовым уловам, взятые из базы данных ФГБНУ «СахНИРО» за период 1951–2015 гг., основанных на официальных статистических показателях ФГУП «Сахалинрыбвод» и Сахалино-Курильского территориального управления. Отклонения годовых уловов от среднемноголетней оценки (52,83 тыс. т) рассчитывались для периода 1980–2015 гг.

Основными данными для описания и оценки климато-океанологических условий у восточного побережья Азии послужили архивы реанализа (NCEP/NCAR) атмосферного давления, геопотенциала H_{500} и температуры воздуха в узлах регулярной сетки 2,5°×2,5° за период 1950–2017 гг. Для анализа термических условий у Восточного Сахалина использовался архив Японского метеорологического агентства [JMA, 2018] за период 1985–2017 гг.

Для распознавания месяцев, в которые формируются критические условия (для эстуарного периода) для горбуши Восточного Сахалина, и для их статистической оценки применялся метод интервального распознавания, описанный в работах [Цициашвили и др. 2002, Шатилина и др., 2006]. Идея использования данного метода в работе по оценке гидрометеорологических условий, способствующих падению численности горбуши, основана на том, что наряду с достаточно низкой вычислительной сложностью коэффициенты распознавания оказались значительно выше, чем соответствующие коэффициенты корреляции. Это связано с тем, что критические моменты соответствуют большим выбросам во временном ряду, что плохо улавливается коэффициентами корреляции. Данный метод способен работать с большими объёмами данных и быстро их обрабатывать. В качестве сопутствующих признаков мы используем данные атмосферных параметров в узлах сетки для центрального района второго естественного синоптического района (е. с. р.) (120–160° в. д., 30–70° с. ш.). В этот район входят Японское и Охотское моря и прилегающая часть Тихого океана. Над этим районом расположены основные региональные центры

действия атмосферы, такие как летняя Дальневосточная депрессия (ЛДД), Азиатская депрессия (АД), Охотский антициклон (ОА) и Гавайский антициклон (ГА).

Основные результаты

На рис. 1 представлен многолетний вылов горбуши в районе Восточного Сахалина и его линейные тренды.

Для оценки коэффициентов линейного тренда (a) и остаточной изменчивости (s) используется метод наименьших квадратов. Тренд считался значимым, когда значения для отношения коэффициента тренда к остаточной изменчивости (a/s) превышало или равнялось 0,04, что позволяло проверить гипотезу о наличии тренда с точностью 0,95 в рамках гипотезы о независимости и нормальном распределении флуктуаций.

Отметим, что представленную многолетнюю динамику уловов можно разделить на две серии лет (два периода), которые чётко выделяются как по направленности трендов, так и по диапазону величин годовых уловов. Если в 1951–1988 гг. уловы горбуши не превышали 42,3 тыс. т и межгодовые колебания были небольшими, то в последующей серии они достигли исторического максимума 224,34 тыс. т и в целом характеризовались значительной межгодовой амплитудой уловов.

На рис. 2 показана межгодовая изменчивость аномалий температуры воды у Восточного Сахалина (район 48°-52° с. ш., 142°50' –150° в. д.) в июне 1985–2017 гг.

Анализируя этот график, обратим внимание на два аспекта. Самые низкие аномалии ТПМ отмечены в 1985, 1993, 2001 и 2015 гг. На кривой также чётко выделяются две серии лет

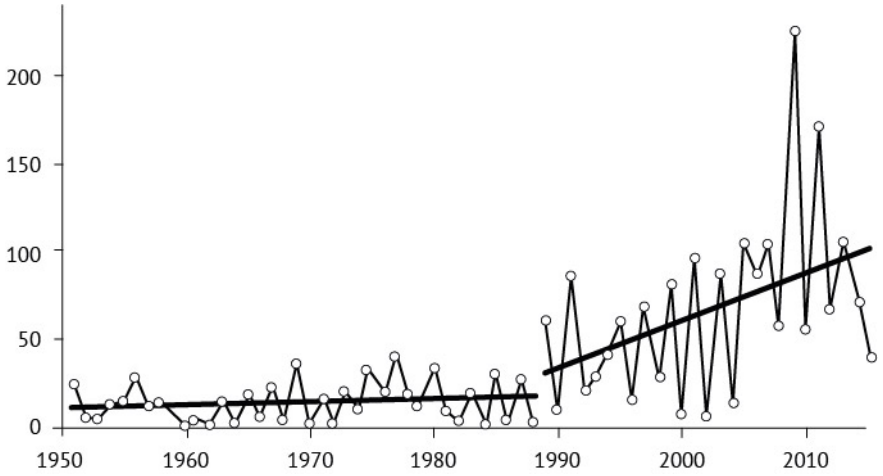


Рис. 1. Динамика уловов горбуши у Восточного Сахалина 1951–2015 гг. и линейные тренды, цифрами на графиках обозначена значимость тренда (a/s) для двух периодов (1950–1988) и (1989–2015)

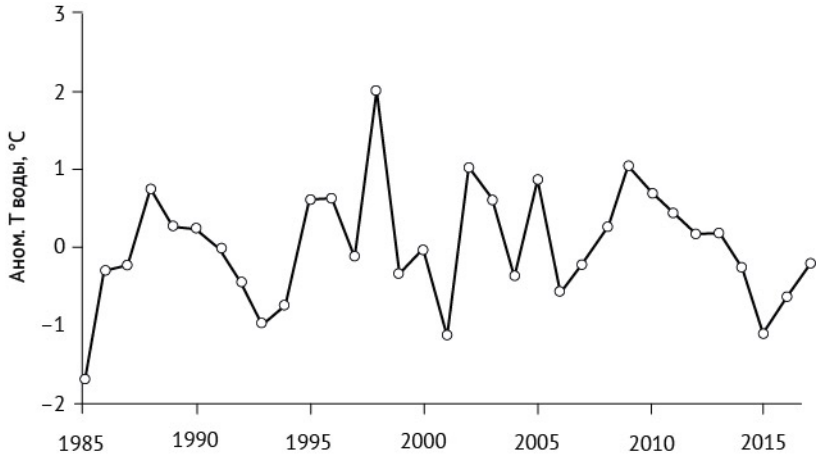


Рис. 2. Межгодовая изменчивость аномалий температуры воды в 1985–2017 гг. у Восточного Сахалина в июне

с устойчивым процессом понижения поверхностной температуры (1988–1993 и 2009–2017 гг.). Ниже мы рассмотрим, отражались ли указанные факты на уловах горбуши.

Наиболее тесная связь между динамикой H_{500}, характеризующей термический режим воздушных масс над Охотским морем, и уловами горбуши наблюдается в мае и июне, т. е. в эстуарный период (табл. 1).

Сравнительно невысокие коэффициенты корреляции между гидрометеорологическими параметрами и уловами горбуши обусловлены тем, что во временных сериях гидрометеорологических параметров и величинах вылова присутствуют годы с большими выбросами. Поэтому для распознавания критических месяцев для воспроизводства горбуши в годы аномально низких уловов, применим метод интервального распознавания (табл. 2). Т.к. чётные годы традиционно характеризуются низкими значениями уловов горбуши, то из временного ряда динамики уловов были выбраны нечётные

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между данными геопотенциала H_{500} над центрами действия атмосферы (ЦДА) и уловами горбуши на Восточном Сахалине

ЦДА	Янв.	Фев.	Мар.	Апр.	Май	Июн.	Июл.	Авг.	Сен.	Окт.	Ноя.	Дек.
ЛДД					**0,31**	**0,54**	**0,39**		**0,49**			
						0,52	*0,37*		*0,44*			
ОА					**0,46**	**0,41**					**0,30**	
					0,53	*0,35*	*0,33*				*0,38*	
ГА							**0,43**	**0,31**	**0,42**	**0,35**		
							0,41		*0,30*	*0,35*		
АД			**0,30**		**0,35**	**0,40**	**0,43**	**0,46**	**0,47**	**0,42**	**0,36**	
			0,41					*0,30*				

Жирным шрифтом выделены значения коэффициента корреляции между H_{500} для ряда 1950–2014 гг. и уловами горбуши для ряда 1951–2015 гг. Курсивом выделены значения коэффициента корреляции между H_{500} для ряда 1980–2015 гг. и уловами горбуши для ряда 1981–2015 гг.

Таблица 2. Коэффициенты распознавания n по геопотенциалу H500, приземному давлению P0 и температуре воздуха Ta в 1980–2014 гг. для трёх климатических районов (южный, умеренный и северный) для экстремально низких уловов горбуши (1981, 1983, 1985, 1987, 1993 и 2015 гг.).

	H500			P0			Ta		
	Южн.	Ум.	Сев.	Южн.	Ум.	Сев.	Южн.	Ум.	Сев.
Янв.	0,38	0,50	0,35	**0,75**	**1,00**	0,50	0,46	**0,86**	0,55
Фев.	0,67	0,50	0,67	0,50	0,60	0,35	0,55	**1,00**	**0,86**
Март	0,35	0,55	**0,86**	**0,86**	0,67	**0,86**	0,50	**1,00**	0,60
Апр.	0,43	0,35	0,55	0,27	0,40	0,35	**0,75**	0,40	0,50
Май	**1,00**	**0,75**	0,55	**0,75**	0,43	0,67	**1,00**	**1,00**	**0,86**
Июнь	0,50	**0,75**	0,67	0,55	0,67	0,67	**1,00**	**0,75**	**1,00**
Июль	**0,86**	**0,86**	**0,75**	**0,75**	0,67	0,60	**1,00**	**1,00**	**0,86**
Авг.	**0,75**	0,67	0,25	**0,86**	**0,75**	0,50	**1,00**	**1,00**	0,32
Сен.	**1,00**	**0,86**	0,55	**0,86**	**1,00**	**0,75**	**0,86**	**1,00**	0,60
Окт.	**0,75**	0,43	0,50	0,67	**0,75**	**1,00**	**0,86**	**0,75**	**0,75**
Ноя.	**1,00**	**1,00**	**1,00**	**0,75**	**0,75**	**0,86**	**1,00**	**1,00**	**0,86**
Дек.	0,30	0,46	0,38	**0,75**	**0,75**	0,26	0,46	**0,86**	**1,00**

Жирным шрифтом выделены месяцы с коэффициентом распознавания более 0,75. Южный район расположен между 30–40° с. ш., 120–160° в. д., умеренный район — 45–55° с. ш., 120–160° в. д., северный район — 60–70°с.ш., 120–160° в. д.

годы с экстремально низкими значениями уловов (1981, 1983, 1985, 2003, 2015). Обычно нечётные годы характеризовались большими уловами, но в 2015 г. произошло резкое падение уловов горбуши и потребовалось выявление причин этого явления. По нашему мнению, одной из причин низких уловов горбуши в нечётные годы являются неблагоприятные гидрометеорологические условия в эстуарный период жизненного цикла горбуши, т. е. в предшествующие годы. Эта задача решалась методом интервального распознавания месяцев с критическими метеорологическими условиями предшествующих годов. В таблице 2 приведены коэффициенты распознавания (n) по данным H_{500}, приземному давлению (P0) и температуре воздуха (Ta) в узлах 5-ти градусной сетки для района 120–160° в. д., 30–70° с. ш. для трёх климатических районов (южного, умеренного и северного) со сдвигом на 1 год. Это позволило выявить месяцы аномальных гидрометеорологических условий в период ската мальков в море, т. е. в эстуарный период.

Видно, что по данным геопотенциала H_{500} наибольший коэффициент распознавания от-

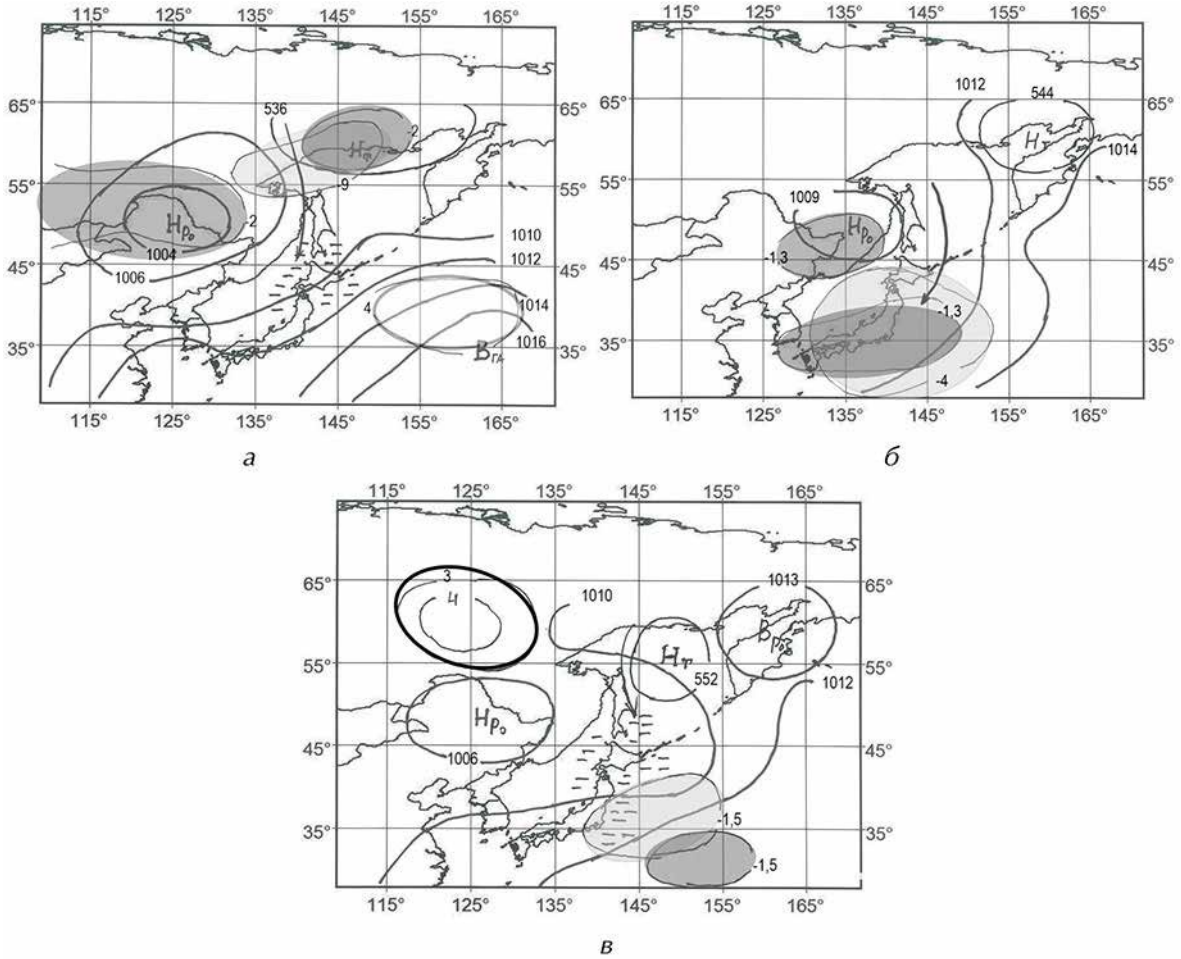


Рис. 3. Характерные структуры приземного поля (P_0) и геопотенциала (H_{500}), положение экстремальных областей геопотенциала (H_{500}) и приземной температуры воздуха (Ta) в мае в годы, предшествующие низким выловам горбуши нечетной линии.

а — 1980, *б* — 1992, *в* — 2014 г. H_{P0} — центр Дальневосточной депрессии, Нт — центр тропосферной депрессии, темно-серым цветом выделена область с низкой температурой воздуха у земли, светло-серым цветом обозначены области низких аномалий H_{500}, светлой замкнутой линией — область высоких аномалий H_{500}, штриховкой выделены области с отрицательными значениями поверхностной температуры воды, стрелкой показано направление холодных воздушных масс у земли, Вга — центр Гавайского антициклона, B_{P0} — центр приземного Охотского антициклона, темной замкнутой линией выделена область с экстремально высокой температурой воздуха у земли

мечается в мае для южного и умеренного районов, в июне только для умеренного района. По данным приземного давления (P0) высокие коэффициенты распознавания отмечаются в зимний период, а для всех районов — в сентябре. По данным температуры воздуха наибольшие коэффициенты распознавания выявлены для умеренной зоны практически для всех месяцев.

Анализ табл. 2 позволяет нам выявить аномальные гидрометеорологические условия, неблагоприятные для эстуарного периода восточно-сахалинской горбуши. На рис. 3 *а*, *б*, *в* представлены характерные структуры барических полей для мая.

Видно, что в мае в эстуарный период у побережья Восточного Сахалина формировались холодные температурные условия, обусловленные наличием холодных тропосферных депрессий над Охотским морем. Видно, что отрицательные значения поверхностной температуры воды наблюдаются в очагах экстремального понижения геопотенциала H_{500}, т. е. в дельте тропосферной ложбины.

Рис. 3 позволяет представить механизм воздействия барических полей на термический режим вод Курило-Сахалинского региона в мае для эстуарного периода горбуши Восточного Сахалина. На этом рисунке также видно, что климатические экстремумы имеют локальный характер, что подтверждает нашу версию о причинах низкой корреляции между региональными индексами и уловами горбуши.

В области локализации холодных воздушных масс наблюдается резкое понижение температуры воды в юго-западной части Охотского моря и в водах, прилегающих к побережью Восточного Сахалина. Видно, что отрицательные аномалии поверхностной температуры воды у Восточного Сахалина обусловлены влиянием Охотского антициклона и положением холодной тропосферной ложбины.

В общем, можно говорить о том, что большие отрицательные аномалии ТПМ в мае-июне способствуют снижению выживаемости молоди горбуши Восточного Сахалина в прибрежье и формированию низкой численности её возвратов. Определённое влияние ледового режима на формирование условий нагула молоди горбуши у побережья Восточного Сахалина также прослеживается.

О влиянии пониженных температур на снижение уловов горбуши в определённой мере указывает и анализ данных о циклах устойчивого ежегодного понижения ТПМ от положительных к отрицательным аномалиям у Восточного Сахалина в июне (табл. 3). Как уже говорилось, в имеющемся ряду наблюдений было выявлено два таких цикла. По данным рис. 4 видно, что периоды лет устойчивого понижения аномалий ТПМ в 1988–1993 гг. и 2009–2015 гг. сопровождались постепенным снижением уловов (отклонением от среднемноголетней) в 1989–1994 гг. и 2010–2016 гг., соответственно.

В каждый из этих периодов наблюдалось постепенное смещение отклонений уловов горбуши от среднемноголетнего уровня с лагом на один год в сторону отрицательных значений. В отдельные годы отклонения уловов от среднемноголетней не укладывались в общий тренд. Однако выявленное понижение годовых уловов горбуши в оба указанных периода вряд ли можно считать случайным. Во-первых, очевидна повторяемость таких периодов со сходной реакцией горбуши на изменение численности. Во-вторых, по своей продолжительности выявленные периоды (6–7 лет) совпа-

Таблица 3. Экстремально низкие аномалии ТПМ у Восточного Сахалина в июне и отклонения уловов горбуши на следующий год

Год	Аномалия ТПМ, С	Интегральная ледовитость,%	Отклонение улова на следующий год, тыс. т
1985	–1,7	+280	–52,21
1993	–1,1	+220	–12,56
2001	–1,2	+150	–46,73
2015	–1,2	–50	+6,39

Данные по интегральной ледовитости взяты из [Пищальник и др., 2016].

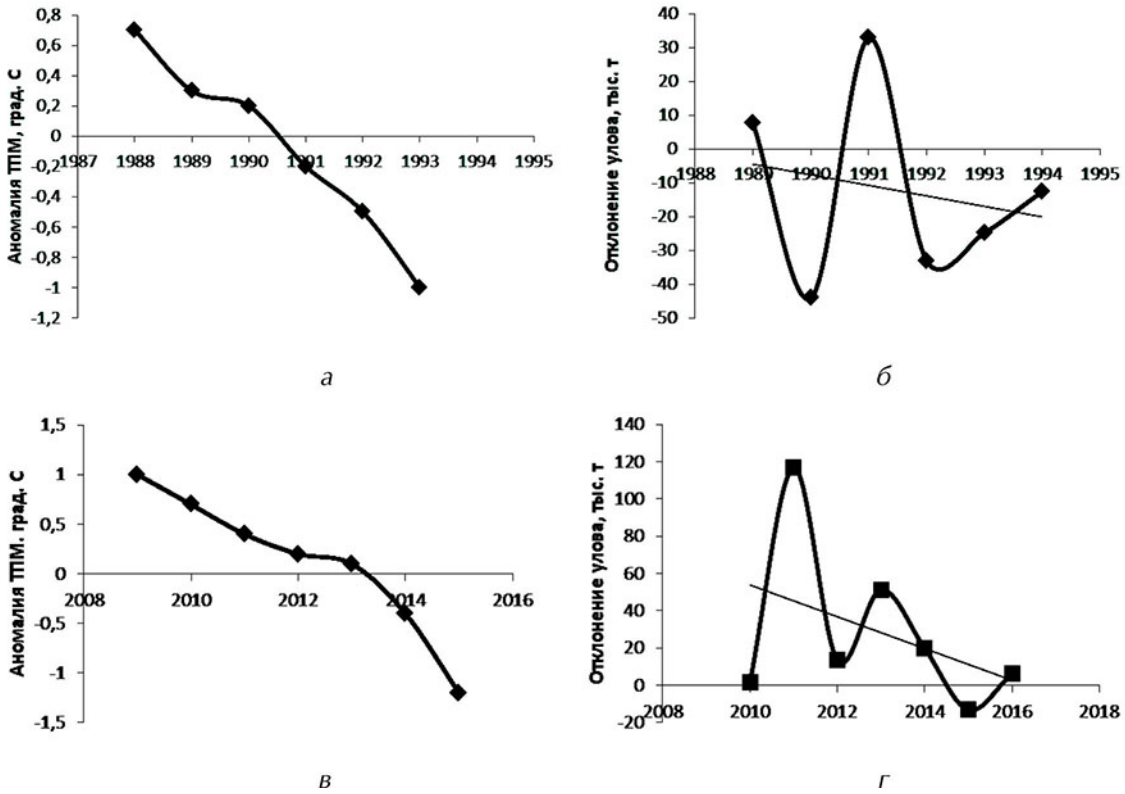
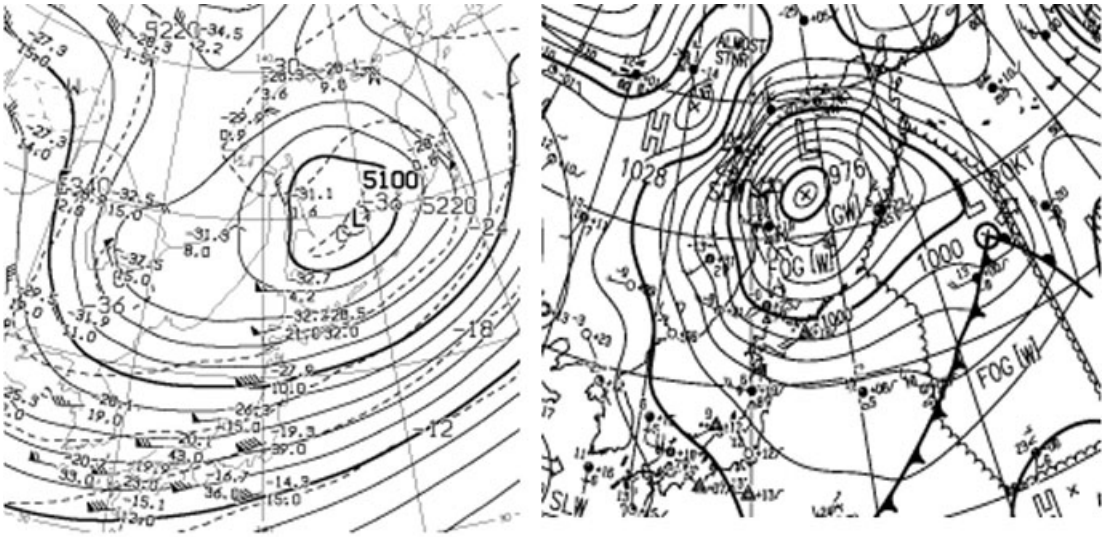


Рис. 4. Аномалии ТПМ у Восточного Сахалина в июне и отклонения уловов горбуши в циклы лет с устойчивым понижением температуры воды: аномалии ТПМ (а) и отклонения уловов в 1987–1995 гг. (*б*), аномалии ТПМ (*в*) и отклонения уловов в 2008–2015 гг. (*г*)

дают с установленной доминирующей 7-летней цикличностью уловов горбуши по методу Фурье для периода роста её уловов и для всего представленного ряда 1951–2015 гг. (6 лет). Наличие квазишестилетнего цикла термического режима вод (ТПМ) в Татарском проли-



а б

Рис. 5. Карта H500 (*а*) и карта приземного давления (*б*) в ноябре 2014 г.

ве и южной части Охотского моря ранее также отмечалось Шершневой и Шевченко [2005].

Можно предположить, что тренд снижения годовых уловов горбуши у Восточного Сахалина, сложившийся после 2009 г., в определённой, но существенной, мере обусловлен последовательным ухудшением условий выживаемости её молоди в ранний морской период жизни. Одним из индикаторов этого служит устойчивое ежегодное понижение ТПМ у Восточного Сахалина в мае-июне.

Определённый интерес представляет 100% распознавание в ноябре (в эти месяцы горбуша уже отложила икру в гнезда). Для нас этот результат несколько неожиданный. Видимо, эти годы характеризовались глубокими циклонами, выходящими на район Восточного Сахалина. Так, на рис. 5 показаны приземная карта и барическая (H500) за 14 ноября 2014 г. (характерная для ноября этого года).

Заключение

Для оценки эффективности воспроизводства горбуши Восточного Сахалина представляется продуктивной разработка гипотезы о влиянии термического режима вод на выживание молоди этой рыбы в эстуарно-прибрежный период её жизни. Согласно этой гипотезе для азиатских стад горбуши в годы с аномально холодным термическим режимом прибрежных вод в мае-июне условия выживаемости её молоди в прибрежье существенно ухудшаются. Соответственно, численность возвратов этой рыбы к побережью для нереста на следующий год значительно сокращается.

Видно, что район Восточного Сахалина находился под влиянием глубокой тропосферной депрессии и интенсивного циклона, что вызывало здесь сильный ветер и осадки. Такие атмосферные условия могли отрицательно повлиять на выживаемость горбуши в личиночной стадии.

В результате применения метода интервального распознавания по комплексу гидрометеорологических параметров были получены высокие коэффициенты распознавания в годы экстремально низких уловов в нечётные и чётные годы. Исходя из полученных данных, для умеренной зоны критическими месяцами для воспроизводства и формирования численности горбуши Восточного Сахалина, а также её перераспределения по промысловым районам, являются май и июнь.

Выявлен комплекс аномальных гидрометеорологических условий (геопотенциала H_{500}, приземного давления, температуры воздуха и воды), неблагоприятных для воспроизводства горбуши. Представлен региональный механизм взаимодействия атмосферы и океана в годы интенсивного развития Охотского антициклона, для которого характерно формирование локальных аномалий на фоне термобарических структур над центральным районом 2 е. с. р.

Для оценки эффективности воспроизводства горбуши Восточного Сахалина представляется продуктивной разработка гипотезы о влиянии термического режима вод на выживание молоди этой рыбы в эстуарно-прибрежный период её жизни.

В целом имеются основания полагать, что снижение численности горбуши, воспроизводящейся в реках восточного побережья Сахалина, во многом обусловлено неблагоприятными условиями обитания её молоди в эстуарно-прибрежный период жизни. Важным индикатором состояния таких условий обитания у восточных берегов Сахалина могут служить аномалии ТПМ в мае-июне, которые обуславливаются аномальными гидрометеорологическими процессами (усилением циклонической активности в мае и Охотского антициклона в июне).

Важно также рассмотреть гидрометеорологические процессы в период закладки икры и в период выхода сеголеток в южную часть Охотского моря. Отдельного внимания заслуживает анализ комплекса метеорологических условий в период выхода горбуши на нерест и её перераспределения по промысловым районам.

Такой анализ можно провести методами интервального распознавания, учитывая его быстродействие и достаточно хорошую точность и возможность выявить локальные экстремальные условия. Это позволит существенно сократить усилия при анализе воздействия гидрометеорологических условий на жизненные циклы восточно-сахалинской горбуши.

Литература

Волобуев В.В., Изергина Е.Е., Голованов И.С. 2017. Экология горбуши *Oncorhynchus gorbuscha* (Walbaum) Магаданского региона в пресноводный, эстуарный, начальный морской периоды жизни и основные факторы, определяющие ее выживаемость // Вестник Северо-Восточного научного центра ДВО РАН. № 1. С. 67–79.

Каев А.В., Сидоренко М.Е. 2015. Прогноз и фактическое развитие промысла горбуши в 2015 г. в основных районах её воспроизводства в Сахалинской области // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке, Владивосток: ТИНРО-Центр: Бюл. № 10. С. 35–40.

Каев А.М. 2012. Развитие некоторых тенденций в динамике стад горбуши Восточного Сахалина и южных Курильских островов // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке, Владивосток: ТИНРО-Центр: Бюл. № 7. С. 135–142.

Каев А.М. 2016. Развитие промысла горбуши в 2016 г. в основных районах её воспроизводства в Сахалинской области // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке, Владивосток: ТИНРО-Центр. Бюл. № 11. С. 68–76.

Каев А.М., Животовский Л.А. 2016. Новые данные к дискуссии о локальных и флюктуирующих стадах горбуши *Oncorhynchus gorbuscha* // Известия ТИНРО. Т. 187. С. 122–144.

Котенёв Б.Н., Кровнин А.С., Кловач Н.В. Мордасова Н.В., Мурый Г.П. 2015. Влияние климато-океанологических факторов на состояние основных запасов горбуши в 1950–2015 гг. // Труды ВНИРО. Т. 158. С. 143–161.

Островский В.И. 2014. Специфика современного прогнозирования запаса амурской горбуши // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке, Владивосток: ТИНРО-Центр. Бюл. № 9. С. 84–90.

Островский В.И. 2016. Траектории миграций амурской горбуши *Oncorhynchus gorbuscha* к районам размножения // Известия ТИНРО. Т. 186. С. 121–134.

Пищальник В.М., Романюк В.А, Минервин И.Г., Батухтина А.С. 2016. Анализ динамики ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 гг. // Известия ТИНРО. Т. 185. С. 228–239.

Цициашвили Г.Ш., Шатилина Т.А., Кулик В.В., Никитина М.А., Голычева И.В. 2002. Модификация метода интервальной математики применительно к прогнозу экстремальной ледовитости в Охотском море // Вестник ДВО РАН. № 4. С. 111–118.

*Шатилина Т.А., Цициашвили Г.***Ш.,** *Радченкова Т.В.* 2006. Опыт использования метода интервального распознавания для прогноза экстремальной ледовитости Татарского пролива (Японское море) // Метеорология и гидрология. № 10. С. 65–72.

Шершнева О.В., Шевченко Г.В. 2005. О прогнозировании термических условий в Сахалино-Курильском регионе по спутниковым данным // Известия ТИНРО. Т. 142. С. 161–187.

Шунтов В.П., Темных О.С., Шевляков В.А. 2014. «Провальная» лососевая путина — 2014: ожидаемый общий результат и более благоприятная оценка на путину-2015 // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке. Владивосток: ТИНРО-Центр. Бюл. № 9. С. 3–10.

Шунтов В.П., Темных О.С., Шевляков В.А. 2015. Лососевая путина — 2015: успехи и неудачи, контрасты «север–юг» // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке. Владивосток: ТИНРО-Центр.Бюл. № 10. С. 3–15.

Шунтов В.П. 2016. Биология дальневосточных морей России. Владивосток: ТИНРО-Центр. Т. 2. 604 с.

Шунтов В.П., Темных О.С. 2016. Дальневосточная лососевая путина-2016: хорошие результаты, успехи и ошибки в прогнозах и традиционный провал ВНИРО на путях объявленных им инновационных прорывов в прогнозировании численности и уловов рыб // Изучение тихоокеанских лососей на Дальнем Востоке. Владивосток: ТИНРО-Центр. Бюл. № 11. С. 3–13.

Radchenko V.I., Temnykh O.S., Lapko V.V. 2007. Trends in abundance and biological characteristics of Pink salmon (*Oncorhynchus gorbuscha*) in the North Pacific Ocean // NPAFC. Bull. No. 4: 7–21.

JMA: Japan Meteorological Agency. Accessible via: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/rrtdb/jma-pro.html. 28.05.2018.

Поступила в редакцию 22.06.2018 г.
Принята после рецензии 29.06.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources
Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

Abnormal hydrometeorological conditions in the estuarine-coastal period of the pink salmon life (eastern Sakhalin)

T.A. Shatilina[2], A.Y. Velikanov[1], G. Sh. Tsitsiashvili[3], T.V. Radchenkova[3]

[1] Sakhalin Research Institute of Fisheries and Oceanography (FSBSI «SakhNIRO»), Yuzhno-Sakhalinsk

[2] Pacific Research Fisheries Centre (FSBSI «TINRO-Centre»), Vladivostok

[3] Institute of applied mathematics FEB RAS (FSBIS «IAM FEB RAS»), Vladivostok

It is shown that the unfavorable conditions of the pink salmon habitat in the estuarine-coastal period of life (reproduction in the rivers of the eastern Sakhalin coast) leads to a decrease in its abundance. An important indicator of the state of such conditions is the SST anomalies in May-June. Extreme cooling in the coastal Sakhalin regions is caused by the abnormal development of regional atmospheric centers of action. The analysis of hydrometeorological conditions was carried out by the methods of interval recognition, taking into account its speed and rather good accuracy. This made it possible to significantly reduce efforts in analyzing the impact of hydrometeorological conditions on the life cycles of the East Sakhalin pink salmon. As a result of application of the method of interval recognition on a complex of hydrometeorological parameters, high recognition coefficients in years of extremely low catches in odd and even years were obtained. Based on the data obtained, may and June are critical months for the temperate zone for the reproduction and formation of the number of pink salmon of Eastern Sakhalin, as well as its redistribution by fishing areas. The regional mechanism of interaction of the atmosphere and ocean in the years of intensive development of the Okhotsk anticyclone, which is characterized by the formation of local anomalies against the background of thermobaric structures over the Central area 2 e. s. r.

Keywords: Eastern Sakhalin pink salmon *Oncorhynchus gorbuscha*, estuarine-coastal period of life, the SST anomalies in May and June, the method of interval recognition.

References

Volobuev V.V., Izergina E.E., Golovanov I.S. 2017. Ehkologiya gorbushi Oncorhynchus gorbuscha (Walbaum) magadanskogo regiona v presnovodnyj, ehstuarnyj, nachal'nyj morskoj periody zhizni i osnovnye faktory, opredelyayushhie ee vyzhivaemost' [Ecology of the pink salmon *Oncorhynchus gorbuscha* (Walbaum) of the Magadan region in the freshwater, estuarine, initial marine periods of life and the main factors determining its survival rate] // Vestnik Severo-Vostochnogo nauchnogo tsentra DVO RAN. № 1. S. 67–79.

Kaev A.V., Sidorenko M.E. 2015. Prognoz i faktycheskoe razvitie promysla gorbushi v 2015 g. v osnovnykh rajonakh ee vosproizvodstva v Sakhalinskoj oblasti [Forecast and actual development of the pink salmon fishery in 2015 in the main areas of its reproduction in the Sakhalin region] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr.Byull. № 10 S. 35–40.

Kaev A.M. 2016. Razvitie promysla gorbushi v 2016 g. v osnovnykh rajonakh ee vosproizvodstva v Sakhalinskoj oblasti [Development of the pink salmon fishery in 2016

in the main areas of its reproduction in the Sakhalin Oblast] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr. Byul. № 11. S. 68–76.

Kaev A.M. 2012. Razvitie nekotorykh tendentsij v dinamike stad gorbushi vostochnogo Sakhalina i yuzhnykh Kuril'skikh ostrovov [Development of some trends in the dynamics of the pink salmon populations of the eastern Sakhalin and the southern Kuril Islands] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr. Byul. № 7. S. 135–142.

Kaev A.M., Zhivotovskij L.A. 2016. Novye dannye k diskussii o lokal'nykh i flyuktuiruyushhikh stadakh gorbushi *Oncorhynchus gorbuscha* [New data on the discussion of local and fluctuating pink salmon *Oncorhynchus gorbuscha* populations] // Izvestiya TINRO. T. 187. S. 122–144.

Kotenev B.N., Krovnin A.S., Klovach N.V., Mordasova N.V., Muriy G.P. 2015. Vliyanie klimato-okeanologicheskikh faktorov na sostoyanie osnovnykh zapasov gorbushi v 1950–2015 gg. [Influence of climatic-oceanological factors on the state of the main stocks of pink salmon in 1950–2015] // Tr. VNIRO. T. 158. S. 143–161.

Ostrovskij V.I. 2014. Spetsifika sovremennogo prognozirovaniya zapasa amurskoj gorbushi [Specificity of modern prediction of the Amur pink salmon stock] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr.Byul. № 9 S. 84–90.

Ostrovskij V.I. 2016. Traektorii migratsij amurskoj gorbushi *Oncorhynchus gorbuscha* k rajonam razmnozheniya [Trajectories of the Amur pink salmon Oncorhynchus gorbuscha migrations to breeding areas] // Izvestiya TINRO. T. 186. S. 121–134.

Pishhal'nik V.M., Romanyuk V.A, Minervin I.G., Batukhtina A.S. 2016. Analiz dinamiki ledovitosti Okhotskogo morya v period s 1882 po 2015 gg. [Analysis of the ice cover dynamics in the Sea of Okhotsk between 1882 and 2015.] // Izvestiya TINRO. T. 185. S. 228–239.

Tsitsiashvili G. Sh., Shatilina T.A., Kulik V.V., Nikitina M.A., Golycheva I.V. 2002. Modifikatsiya metoda interval'noj matematiki primenitel'no k prognozu ehkstremal'noj ledovitosti v Okhotskom more [Modification of the interval mathematics method with reference to the extreme ice cover forecast in the Sea of Okhotsk] // Vestnik DVO RAN. № 4. S. 111–118.

Shatilina T.A., Tsitsiashvili G. Sh., Radchenkova T.V. 2006. Opyt ispol'zovaniya metoda interval'nogo raspoznavaniya dlya prognoza ehkstremal'noj ledovitosti Tatarskogo proliva (Yaponskoe more) [Experience of using the interval recognition method for the extreme ice cover forecasting of the Tatar Strait (Sea of Japan)] // Meteorologiya i gidrologiya. № 10. S. 65–72.

Shershneva O.V., Shevchenko G.V. 2005. O prognozirovanii tehrmicheskikh uslovij v Sakhalino-Kuril'skom regione po sputnikovym dannym [On the prediction of thermal conditions in the Sakhalin-Kuril region according satellite data] // Izvestiya TINRO. T. 142. S. 161–187.

Shuntov V.P., Temnykh O.S., Shevlyakov V.A. 2014. «Proval'naya» lososevaya putina — 2014: ozhidaemyj obshhij rezul'tat i bolee blagopriyatnaya otsenka na putinu-2015 ["Failure" salmon fishing season — 2014: the expected overall result and a more favorable estimate for fishing season-2015] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr. Byul. № 9. S. 3–10.

Shuntov V.P., Temnykh O.S., Shevlyakov V.A. 2015. Lososevaya putina — 2015: uspekhi i neudachi, kontrasty «sever–yug» [Salmon fishing season — 2015: successes and failures, contrasts "north-south"] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr. Byul. № 10. S. 3–15.

Shuntov V.P. 2016. Biologiya dal'nevostochnykh morej Rossii [Biology of the Far Eastern seas of Russia]. Vladivostok: TINRO-Tsentr. T. 2. 604 s.

Shuntov V.P., Temnykh O.S. 2016. Dal'nevostochnaya lososevaya putina-2016: khoroshie rezul'taty, uspekhi i oshibki v prognozakh i traditsionnyj proval VNIRO na putyakh ob"yavlennykh im innovatsionnykh proryvov v prognozirovanii chislennosti i ulovov ryb [Far Eastern salmon fishing season-2016: good results, successes and mistakes in forecasts and the traditional failure of VNIRO on the paths of the innovative breakthroughs announced by him in predicting fish abundance and catches] // Izuchenie tikhookeanskikh lososej na Dal'nem Vostoke. Vladivostok: TINRO-Tsentr. Byul. № 11. S. 3–13.

Radchenko V.I., Temnykh O.S., Lapko V.V. 2007. Trends in abundance and biological characteristics of Pink salmon (*Oncorhynchus gorbuscha*) in the North Pacific Ocean // NPAFC. Bull. No. 4: 7–21.

JMA: Japan Meteorological Agency. Accessible via: http://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/rrtdb/jma-pro.html. 28.05.2018.

Table captions

Table 1. Correlation coefficients between the geopotential H_{500} data over the atmosphere action centers and the pink salmon catches in the Eastern Sakhalin

Table 2. Recognition coefficients n for geopotential H_{500}, surface pressure P0 and air temperature Ta in 1980–2014 for the three climatic regions (southern, temperate and northern) for extremely low pink salmon catches (1981, 1983, 1985, 1987, 1993 and 2015)

Table 3. Extremely low TTIM anomalies at the eastern Sakhalin in June and deviations of salmon catches in the following year

Figure captions

Fig. 1. Dynamics of pink salmon catches off the East Sakhalin 1951–2015 and linear trends, the numbers in the graphs indicated the significance of the trend (a/s) for two periods (1950–1988) and (1989–2015)

Fig. 2. Interannual variability of water temperature anomalies near the Eastern Sakhalin in June (1985–2017)

Fig. 3. Characteristic structures of the surface field (P0), geopotential (H_{500}), position of the geopotential (H_{500}) extreme regions and the surface air temperature (Ta) in May for the years preceding the low pink salmon catches of the odd line: a — 1980, b — 1992, в — 2014.

Legend: HP0 — the Far Eastern depression center, Нт — the tropospheric depression center, BP0 — the Okhotsk surface anticyclone center. Area with an extremely high surface air temperature is highlighted with a dark closed line, area with a low surface air temperature is highlighted with a dark gray colour, areas of low H_{500} anomalies are marked with a light gray colour, areas of high H_{500} anomalies are marked with a bright closed line, areas with negative values of the surface water temperature are highlighted with a hatching, direction of the cold surface air masses is marked with an arrow.

Fig. 4. SST anomalies off the Eastern Sakhalin island in June and the deviation of catches of pink salmon in the cycles of the years with a steady decrease in water temperature: SST anomalies (a) and the variances of the catches in 1987–1995. (б) SST anomalies (в) and variance of catches in 2008–2015 (г).

Fig. 5. Map H500 (a) and map of surface pressure (b) in November 2014

Среда обитания
водных биологических ресурсов

Диагноз и прогноз условий среды обитания гидробионтов

УДК 551.46 (268.45)

Восстановление данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016–2017 гг.

А.Л. Карсаков[1], А.Г. Трофимов[1], В.А. Ившин[1], М.Ю. Анциферов[1], Д.В. Густоев[2], А.С. Аверкиев[2]

[1] Полярный научно-исследовательский институт морского рыбного хозяйства и океанографии им. Н.М. Книповича (ФГБНУ «ПИНРО»), г. Мурманск

[2] Российский государственный гидрометеорологический университет (ФГБОУ «РГГМУ»), г. Санкт-Петербург

E-mail: trofimov@pinro.ru

Океанографический разрез «Кольский меридиан» располагается преимущественно в южной части Баренцева моря и пересекает атлантические воды, идущие из Норвежского моря в Баренцево и далее в Арктический бассейн. Разрез выполняется с мая 1900 г. и его данные представляют один из самых длинных временных рядов в мире. К сожалению, в 2016–2017 гг. наблюдения на разрезе «Кольский меридиан» не выполнялись в течение 12 мес. (с июня 2016 г. по май 2017 г. включительно), т. е. этот уникальный ряд был прерван. В данной работе представлены методы и результаты восстановления пропущенных данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016–2017 гг. Восстановление выполнялось с использованием: (1) внутренней структуры ряда данных с самого разреза «Кольский меридиан», (2) метода множественной линейной регрессии и данных с других расположенных рядом разрезов, а именно: «Фулей–Медвежий» и «Вардё–Север», (3) модельных данных с сайта Copernicus. В результате, были восстановлены данные по температуре воды в слоях 0–50, 0–200, 50–200 и 150–200 м во внутренней (станции 1–3), центральной (станции 3–7) и внешней (станции 8–10) частях разреза «Кольский меридиан» за каждый месяц с июня 2016 г. по май 2017 г.

Ключевые слова: Баренцево море, океанографический разрез «Кольский меридиан», температура воды, восстановление данных.

Введение

Длительные ряды наблюдений на стандартных океанографических разрезах имеют неоспоримую ценность для изучения сезонных и межгодовых изменений океанографических параметров и выявления особенностей развития океанологических процессов. Такие данные дают возможность выполнять мониторинг климатообразующих факторов и использовать полученные данные для разработки долгосрочных температурных, ледовых и рыбопромысловых прогнозов. Стандартный разрез «Кольский меридиан» в Баренцевом море является одним из самых длинных в мире рядов океанографических данных, он имеет не только почти 120-летнюю историю выполнения, но и доста-

точно высокое временное разрешение. Впервые наблюдения на этом разрезе были выполнены в мае 1900 г. в экспедиции на научно-исследовательском судне «Андрей Первозванный» под руководством Н.М. Книповича [Карсаков, 2009]. Эти наблюдения положили начало регулярным исследованиям Баренцева моря и легли в основу изучения закономерностей колебания климата и воздействия его изменений на динамику запасов и распределение промысловых рыб. В свете возрастания степени неустойчивости современных изменений климатических систем Северного полушария ещё больше увеличивается значимость наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» для выявления основных закономерностей изменчивости природных процессов.

По длительности выполнения, количеству данных и их пространственному охвату разрез «Кольский меридиан» признан уникальным и получил широкую известность в мировых научных кругах [Ozhigin et al., 2011; Boitsov et al., 2012; Yashayaev, Seidov, 2015]. Ещё в начале 1960-х годов Г.К. Ижевский [1961, 1964] отмечал, что для изучения сезонных и многолетних колебаний запасов тепла, соли и других характеристик вод в Баренцевом море вполне достаточно использовать регулярные наблюдения на одном разрезе «Кольский меридиан», и что по характеристикам этого разреза в такой же мере можно анализировать процессы, происходящие в морях западной части Северного полушария.

По разным причинам с июня 2016 г. по май 2017 г. (в течение целого года) наблюдения на разрезе «Кольский меридиан» не проводились, что поставило под угрозу все многолетние наработки по долгосрочному прогнозированию теплового состояния вод в этом районе.

Целью настоящей работы стало восстановление пропущенных данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан».

Проблемы выполнения разреза «Кольский меридиан»

Стандартный океанографический разрез «Кольский меридиан» расположен в Баренцевом море к северу от Кольского залива вдоль 33°30’ в. д. от 69°30’ до 77°00’ с. ш. и состоит из 16 станций. Его протяжённость состав-

Таблица 1. Координаты и глубины станций разреза «Кольский меридиан»

№ станции	Широта, северная	Долгота, восточная	Глубина, м
1	69°30’	33°30’	260
2	70°00’	33°30’	150
3	70°30’	33°30’	250
4	71°00’	33°30’	225
5	71°30’	33°30’	275
6	72°00’	33°30’	260
7	72°30’	33°30’	280
8	73°00’	33°30’	220
9	73°30’	33°30’	290
10	74°00’	33°30’	310
11	74°30’	33°30’	260
12	75°00’	33°30’	170
13	75°30’	33°30’	225
14	76°00’	33°30’	300
15	76°30’	33°30’	250
16	77°00’	33°30’	175

ляет 450 миль. Глубина на станциях варьирует от 150 м до 310 м и в среднем составляет 245 м (табл. 1).

Количество станций на разрезе менялось в разные годы. Нередко, особенно в первые годы исследований, выполнялись лишь две-три станции, а иногда и просто отдельные станции, расположенные между 69°30' и 73°00' с. ш. В отдельные годы выполнение северных участков разреза существенно ограничивалось ледовыми условиями. В последние годы регулярно выполняется участок разреза с 69°30' до 74°00' с. ш., т. е. первые десять станций (рис. 1). Именно эти станции, расположенные в области распространения вод Прибрежной и Основной ветвей Мурманского и Центральной ветви Нордкапского течений, являются наиболее часто выполняемыми [Бойцов и др., 2010].

Наибольший вклад в общий объём наблюдений на разрезе внесли ПИНРО и Мурманское управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды (МУГМС), а основной массив информации (99,7% от её общего количества) сформирован российскими организациями [Алексеев и др., 2005]. Последние 25 лет океанографические наблюдения на разрезе «Кольский меридиан» осуществляются в основном на судах ПИНРО.

Собранный на разрезе океанографический материал распределён по времени не всегда равномерно. Периоды, когда наблюдения проводились крайне редко или вообще не проводились, чередуются с периодами регулярных наблюдений. В результате весь почти 120-летний ряд на разрезе «Кольский меридиан» можно разбить на несколько периодов:

1) 1900–1906 гг.— 7 лет;

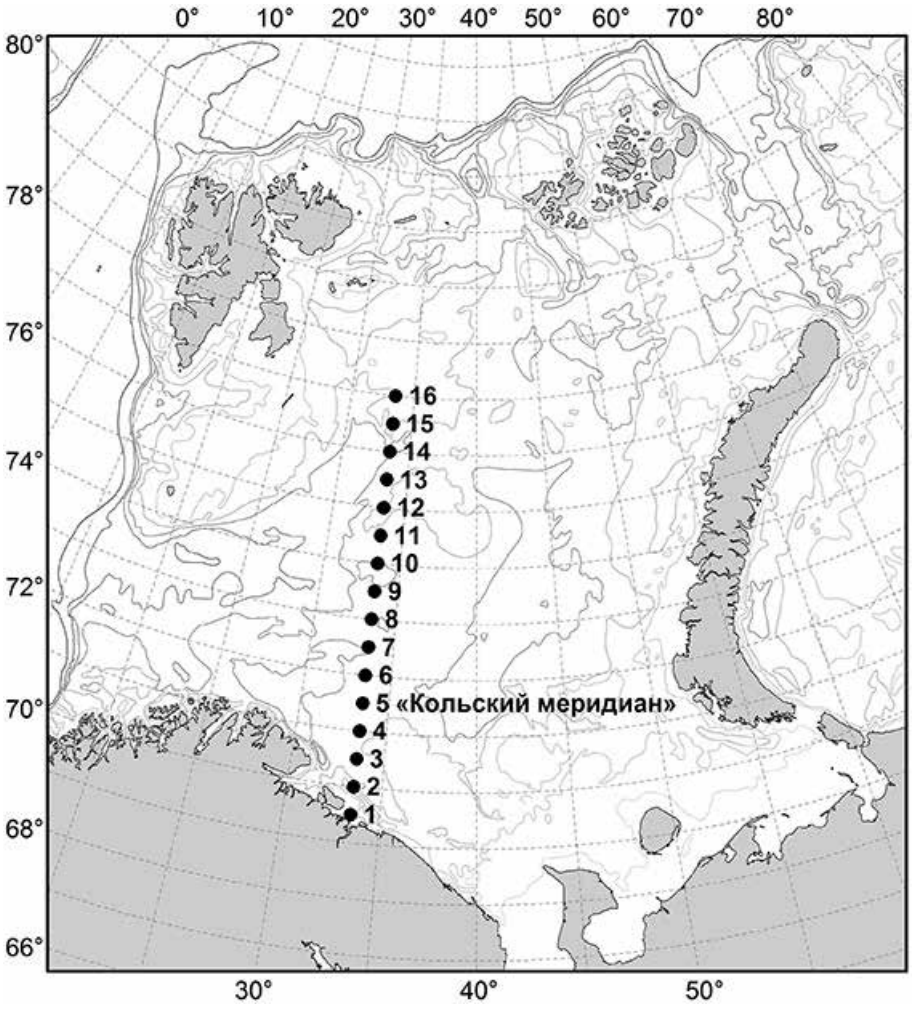


Рис. 1. Положение разреза «Кольский меридиан» в Баренцевом море (станции 1–16)

2) 1921–1941 гг.— 21 год;
3) 1945–2016 гг.— 72 года;
4) 2017 г. — по настоящее время.

Таким образом, общее количество лет, когда на разрезе «Кольский меридиан» действительно проводились наблюдения, составляет 100 лет. Всего же за период с 1900 г. по 2017 г. разрез выполнялся 1209 раз, при этом основным океанографическим параметром наблюдений является температура воды [Карсаков, 2007, 2009] (рис. 2).

Пропуски в рядах средних по слоям величин температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» были впервые восстановлены П.А. Геворкянц [1945] в конце 1930-х годов. Затем его данные были уточнены А.А. Зверевым в 1952 г. Им были сформированы помесячные ряды температуры воды в различных слоях за период 1921–1952 гг., но, к сожалению, в открытой печати эти данные не были опубликованы. При восстановлении пропусков А.А. Зверев исходил из принципа наличия большой инерции в термическом режиме вод на разрезе «Кольский меридиан», т. е. сохранения температурных аномалий. Для периода сравнительно постоянных наблюдений на разрезе (1921–1939 гг.) им был определён сезонный ход, и затем графическим методом, нанося на кривую хода средние по слоям температуры, А.А Зверев восстанавливал пропущенные месячные значения. Несмотря на этот относительно условный метод восстановления, полученные им помесячные ряды данных средней температуры за период 1921–1941 гг. до сих пор используются некоторыми учёными для выявления общего хода изучаемых процессов и для качественных сопоставлений.

В 1960-х годах данные А.А. Зверева были проверены и уточнены Г.Н. Зайцевым [1967]. Методика этой проверки заключалась в следующем. Используя данные береговых гидрометеорологических станций Норвегии, он сопоставлял их с данными по разрезу «Кольский меридиан» послевоенного периода, когда наблюдения велись уже регулярно, чтобы с помощью полученной математической зависимости проверить довоенные материалы, вызывающие сомнения. В результате проведённых исследований им было установлено двухмесячное запаздывание в наступлении характерных моментов температурного режима на разрезе «Кольский меридиан» по сравнению с температурой воды на поверхности у норвежского побережья. Одновременно с этим Г.Н. Зайцев установил, что при подобных расчётах следует учитывать характер атмосферной циркуляции, т. к. при меридиональном переносе воздушных масс температура воды на разрезе «Кольский меридиан» возрастает относительно быстрее, чем на поверхности у норвежского побережья.

В 1982 г. Ю.А. Бочковым были вновь уточнены и пересчитаны пропуски в данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» [Бочков, 1982]. С использованием метода группового учёта аргументов им были рассчитаны сезонные (квартальные) и годовые значения температуры воды на разрезе за 1900–1920 гг. и 1940–1944 гг. В каче-

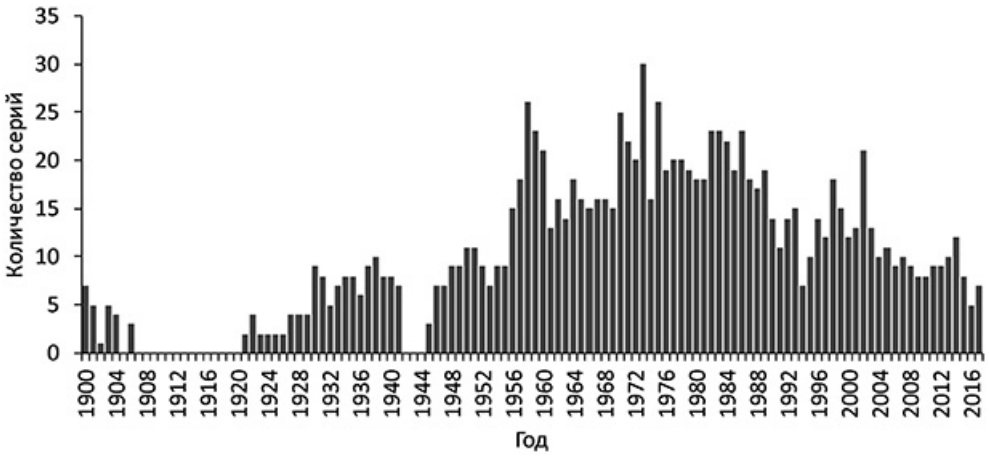


Рис. 2. Количество серий наблюдений за температурой воды на разрезе «Кольский меридиан» в 1900–2017 гг.

стве предикторов использовались сезонные и годовые значения температуры воздуха на станциях Полярный и Кола, ледовитость Баренцева моря в апреле-августе, число глубоких циклонов для районов Норвежского, Гренландского и Баренцева морей в зимний период (декабрь-февраль) и годовые значения температуры поверхностного слоя Норвежского моря на ряде прибрежных станций. Ю.А. Бочков в своей работе впервые опубликовал не только восстановленные данные за 1900–1920 гг. и 1940–1944 гг., но и весь непрерывный их массив за 1945–1981 гг.

С 1946 г. по 2016 г. наблюдения на разрезе проводились практически ежемесячно и пропусков данных не было. За этот период минимальное количество серий наблюдений в год было 7 (1946, 1947, 1953, 1994 гг.), а максимальное — 30 (1973 г.). В мае 2016 г. наблюдения на разрезе «Кольский меридиан» были прерваны и возобновлены лишь спустя год в июне 2017 г. К сожалению, прерывание регулярных океанографических наблюдений на разрезе произошло на фоне экстремально высокого теплового состояния вод Баренцева моря. Это обстоятельство значительно усложняет задачу восстановления пропущенных данных.

Материал и методика

В этой работе предпринята попытка восстановить средние значения температуры воды в слоях 0–50, 0–200, 50–200 и 150–200 м на внутреннем (станции 1–3), центральном (станции 3–7) и внешнем (станции 8–10) участках разреза «Кольский меридиан» за каждый месяц с июня 2016 г. по май 2017 г. Далее будут рассмотрены три метода восстановления данных: (1) использование внутренней структуры ряда данных самого разреза «Кольский меридиан», (2) использование метода множественной линейной регрессии и данных с других стандартных разрезов, (3) использование модельных данных с сайта Copernicus [Global ocean…, 2018] (океанографическая модель NEMO).

1. Использование внутренней структуры ряда данных самого разреза «Кольский меридиан». Суть подхода заключается в следующем: вначале анализируется внутренняя структура временного ряда данных путём выделения квазипериодических составляющих полосовым фильтром Баттерворта, затем эти составляющие экстраполируются статистико-вероятностными методами на один или несколько шагов вперёд по времени для получения отсутствующих значений.

Восстановление пропущенных данных на разрезе «Кольский меридиан» этим методом проводилось при помощи комплексов «АСАПплюс» и «ПРИЗМА» [Аверкиев и др., 1997], реализующих указанный подход и используемых для долгосрочного прогнозирования температуры воды.

Предпосылки для использования результатов прогноза для заполнения пропусков во временных сериях следующие: оправдываемость прогнозов среднемесячных значений за 2008–2015 гг. составила 91% по численному значению и 100% по знаку, что и явилось основанием использования прогнозов для заполнения пропусков.

Прогностические значения, использующиеся для заполнения пропусков данных, рассчитываются с учётом особенностей межгодовой изменчивости временных рядов на разрезе «Кольский меридиан» и никаким образом не могут её нарушить, исказить или изменить.

Подробный алгоритм следующий:

— расчёт спектральной функции;

— разделение спектральной структуры исходного ряда на отдельные компоненты при помощи полосовой фильтрации (тангенсный фильтр Баттерворта);

— прогнозирование каждой компоненты наиболее подходящим для неё статистическим методом (климат, инерция, байесовский, динамико-статистический, динамико-стохастический, регрессионный, Фурье, комплексный средний, комплексный регрессионный);

— оценка качества прогнозов на основании методической оправдываемости независимого прогнозирования каждой компоненты каждым из методов;

— получение итогового прогностического значения путём суммирования лучших прогностических значений по каждой из прогнозируемых компонент внутренней структуры ряда.

На рис. 3 представлен пример результатов восстановления данных на разрезе «Кольский

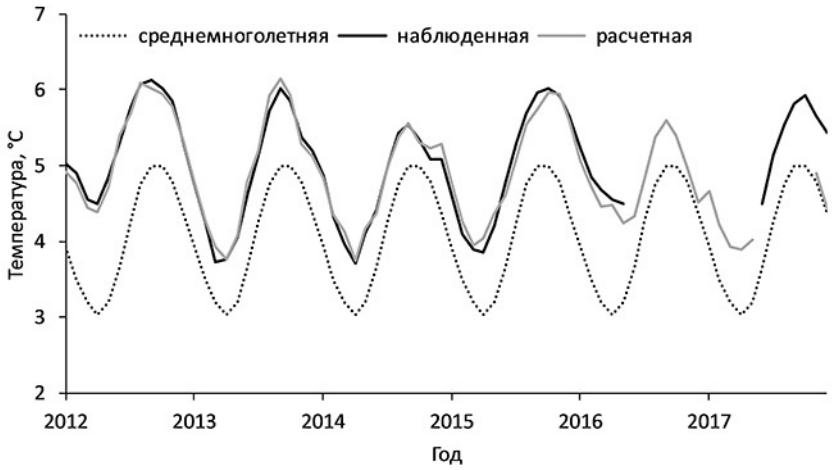


Рис. 3. Среднемноголетняя за 1951–2010 гг. (пунктирная линия), наблюдённая (чёрная линия) и расчётная (серая линия) температура воды в слое 0–200 м в центральной части разреза «Кольский меридиан» (станции 3–7)

меридиан» (ст. 3–7, слой 0–200 м) с помощью этого метода.

2. Использование метода множественной линейной регрессии и данных с других стандартных разрезов. Суть подхода заключается в проведении регрессионного анализа рядов данных с разреза «Кольский меридиан» и с других расположенных рядом разрезов с целью получения регрессионных моделей, позволяющих рассчитывать данные на разрезе «Кольский меридиан» (предиктант), используя данные с соседних разрезов (предикторы).

В качестве предикторов использовались ряды наблюдений на норвежских разрезах «Фулей–Медвежий» («Fugløya–Bjørnøya») и «Вардё–Север» («Vardø–N») за период с 1977 г. по 2017 г., любезно предоставленные Институтом морских исследований (г. Берген, Норвегия). Для построения регрессионных моделей были выбраны ряды данных в январе, марте, апреле-мае, августе-сентябре и октябре на разрезе «Фулей–Медвежий» и в январе, марте и августе-сентябре на разрезе «Вардё–Север». Построение уравнений регрессии выполнялось в пакете Statistica 13.3 методом пошаговой регрессии (Stepwise regression, Method: forward selection, P-to-enter: 0,05, P-to-remove: 0,05) для каждого месяца отдельно, т. е. анализировалась межгодовая изменчивость, так что

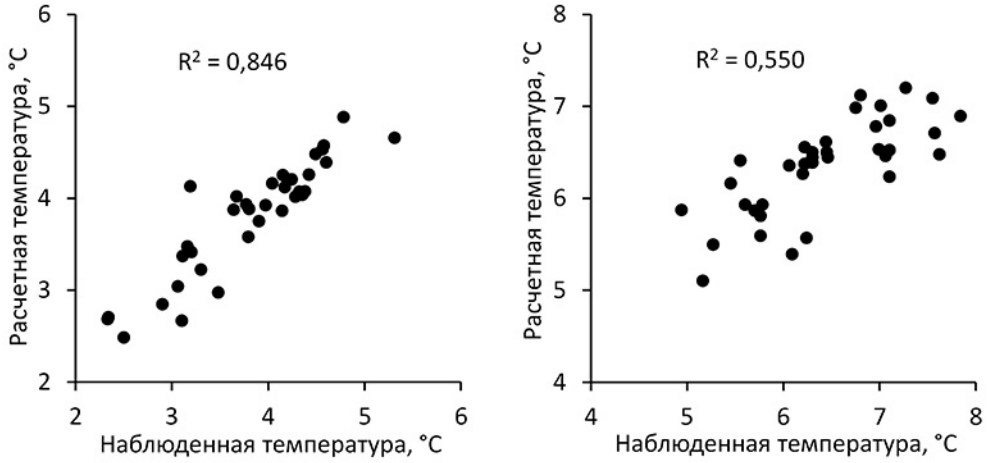


Рис. 4. Распределение наблюдённых и расчётных значений температуры воды в центральной части разреза «Кольский меридиан» (станции 3–7) в слое 0–200 м в июне (слева) и в слое 0–50 м в июле (справа) за период с 1977 г. по 2017 г.

исключать сезонный ход из рядов данных не было необходимым. Всего было построено 132 уравнения для 12 месяцев 3-х (или 4) слоёв на 3-х участках разреза «Кольский меридиан»: 3 слоя на внутреннем участке разреза и 4 — на центральном и внешнем участках.

Коэффициенты детерминации полученных моделей говорят о достаточно высокой степени соответствия модельных и натурных данных по всем расчётным слоям и участкам разреза «Кольский меридиан», за исключением периода июль-сентябрь в слое 0—50 м во внешней части разреза (станции 8—10) (табл. 2). Таким образом, данные, рассчитанные с помощью полученных уравнений регрессии, удовлетворительно описывают межгодовую

Таблица 2. Коэффициенты детерминации регрессионных моделей температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»

Участок разреза «Кольский меридиан»	Слой, м	Месяц											
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Станции 1—3	0—50	0,573	0,637	0,620	0,596	0,590	0,561	0,474	0,719	0,604	0,741		0,526
	0—200	0,619	0,647	0,630	0,636	0,641	0,842	0,772	0,852	0,740	0,718		0,539
	50—200	0,597	0,657	0,634	0,650	0,643	0,832	0,769	0,794	0,633	0,628		0,495
Станции 3—7	0—50	0,703	0,749	0,734	0,718	0,660	0,698	0,550	0,569	0,592	0,580	0,572	0,662
	0—200	0,703	0,742	0,732	0,693	0,670	0,846	0,781	0,837	0,830	0,812	0,688	0,689
	50—200	0,699	0,722	0,720	0,681	0,667	0,859	0,817	0,866	0,841	0,814	0,660	0,635
	150—200	0,727	0,690	0,687	0,663	0,643	0,772	0,805	0,833	0,804	0,800	0,714	0,697
Станции 8—10	0—50	0,762	0,741	0,676	0,529	0,554	0,667	0,203	0,374	0,284	0,590	0,697	0,733
	0—200	0,723	0,802	0,719	0,602	0,617	0,857	0,560	0,753	0,814	0,797	0,742	0,677
	50—200	0,690	0,808	0,717	0,565	0,564	0,798	0,668	0,870	0,917	0,835	0,763	0,675
	150—200	0,594	0,742	0,719	0,600	0,607	0,689	0,707	0,832	0,837	0,829	0,819	0,810

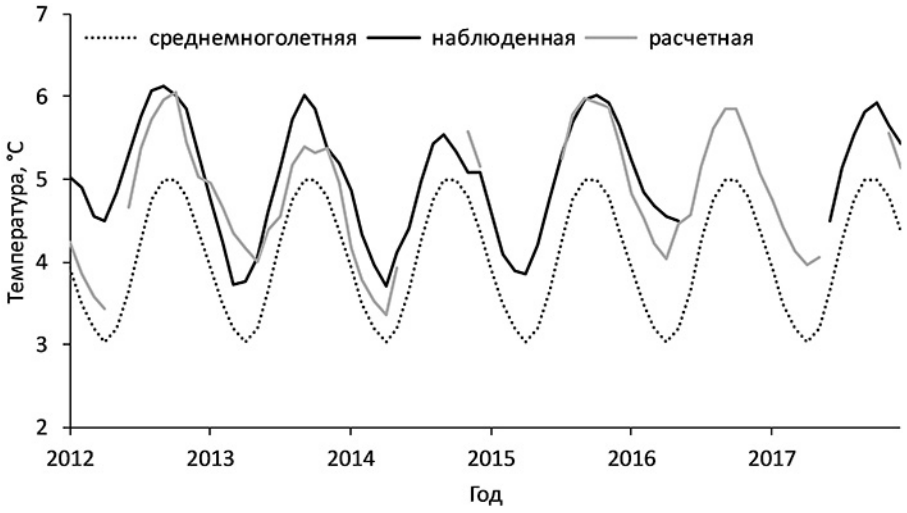


Рис. 5. Среднемноголетняя за 1951—2010 гг. (пунктирная линия), наблюдённая (чёрная линия) и рассчитанная по уравнениям регрессии (серая линия) температура воды в слое 0—200 м в центральной части разреза «Кольский меридиан» (станции 3—7)

и внутригодовую изменчивость температуры воды на разрезе «Кольский меридиан».

На рис. 4 в качестве примера представлены одна из лучших (R^2=0,846) и одна из худших (R^2=0,550) моделей для центральной части разреза «Кольский меридиан». Для других слоёв и участков разреза получены похожие результаты согласованности между модельными и фактическими данными. Наилучшие модели получены для летне-осеннего периода и более глубоких слоёв. Качество моделей ухудшается в зимний период, а также в поверхностном слое и на внутреннем участке разреза (станции 1–3). Вероятнее всего, это связано с более высокой изменчивостью термических условий здесь, а также с синоптическими процессами, влияние которых в зимний период распространяется на большую глубину.

На рис. 5 показан пример результатов восстановления данных на разрезе «Кольский меридиан» с помощью представленного подхода. Наибольшие расхождения между фактическими и расчётными значениями температуры воды отмечались в 2012 г., когда наблюдались рекордно высокие аномалии температуры воды [González-Pola et al., 2018].

3. Использование океанографической модели NEMO. В рамках этого подхода для восстановления пропусков данных использовались результаты расчётов, выполненных на основе многоуровневой модели высокого разрешения NEMO [Madec, 2008], представленные на сайте Copernicus [Global ocean…, 2018].

Горизонтальное разрешение модели 9 км по экватору, вертикальное — 50 уровней, представлены месячные и суточные данные. При заполнении пропусков использовались месячные (с января 2007 г. по декабрь 2017 г.) модельные данные по температуре воды на стандартных горизонтах в координатах стандартных станций разреза «Кольский меридиан». По вы-

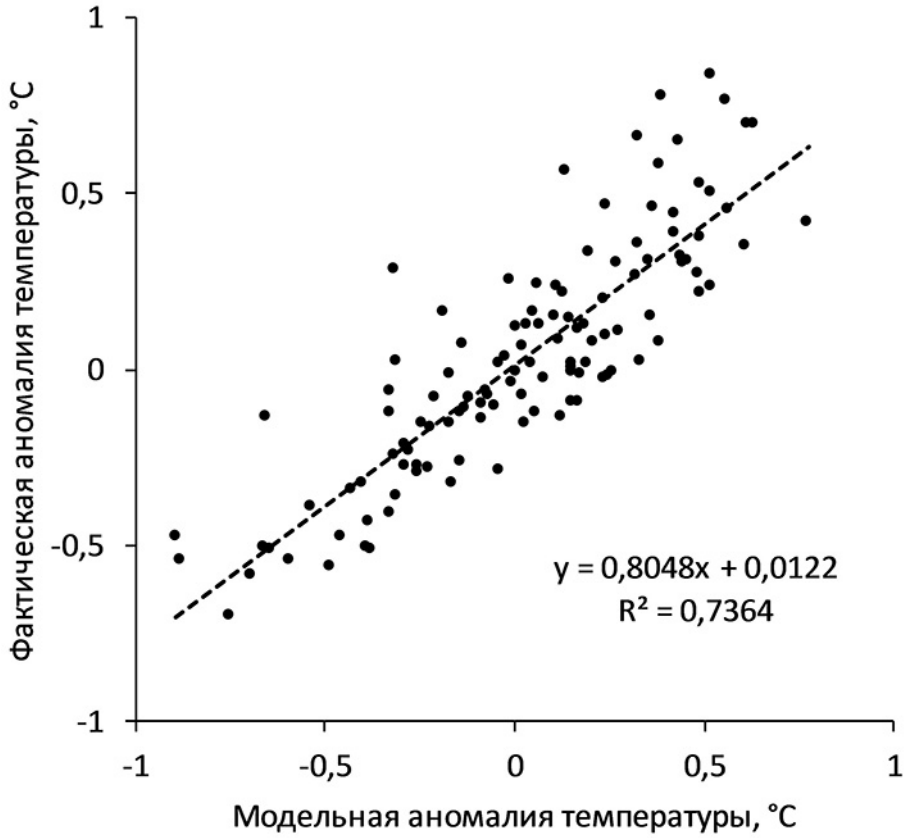


Рис. 6. Распределение фактических и модельных аномалий температуры в слое 0–200 м на центральном участке разреза «Кольский меридиан» (станции 3–7) за период с января 2007 г. по декабрь 2014 г. (пунктирной линией показан линейный тренд)

бранным данным для каждого месяца рассчитывались средние значения температуры воды в слоях 0–50, 0–200, 50–200 и 150–200 м на внутреннем (станции 1–3), центральном (станции 3–7) и внешнем (станции 8–10) участках разреза. Затем выполнялся регрессионный анализ полученных модельных и имеющихся фактических данных по температуре воды. Построенные для каждого слоя и участка разреза уравнения регрессии между модельными и фактическими данными использовались для заполнения пропусков данных. Чтобы исключить влияние сезонного хода, в расчётах использовались аномалии температуры воды.

В качестве примера, на рис. 6 представлено распределение фактических и модельных аномалий температуры воды в слое 0–200 м на центральном участке разреза «Кольский меридиан» (станции 3–7). Как видно из рисунка, связь этих двух рядов является статистически значимой и достаточно тесной ($R^2 = 0{,}74$, при $n = 120$). При этом наибольшие отклонения от линии регрессии отмечаются в области больших положительных аномалий. По другим слоям и участкам разреза были получены похожие результаты согласованности между модельными и фактическими данными (табл. 3). Хуже всего ($R^2 = 0{,}46$) модель описывает изменчивость аномалий температуры воды в слое 50–200 м на внутреннем участке разреза (станции 1–3), хотя связь между модельными и фактическим данными остаётся здесь статистически значимой. Вероятно, это связано со сложным характером гидрофизических и гидродинамических процессов в прибрежной зоне.

Таблица 3. Коэффициенты детерминации (R^2) регрессионных уравнений, использовавшихся для расчёта аномалий температуры воды на разрезе «Кольский меридиан»

Участок разреза «Кольский меридиан»	Слой, м	R^2
Станции 1–3	0–50	0,74
	0–200	0,61
	50–200	0,46
Станции 3–7	0–50	0,78
	0–200	0,74
	50–200	0,72
	150–200	0,75
Станции 8–10	0–50	0,84
	0–200	0,78
	50–200	0,77
	150–200	0,72

На основе рассчитанных по уравнениям регрессии аномалий температуры воды за период с пропущенными данными были вычислены абсолютные значения температуры. На рис. 7 показан пример результатов восстанов-

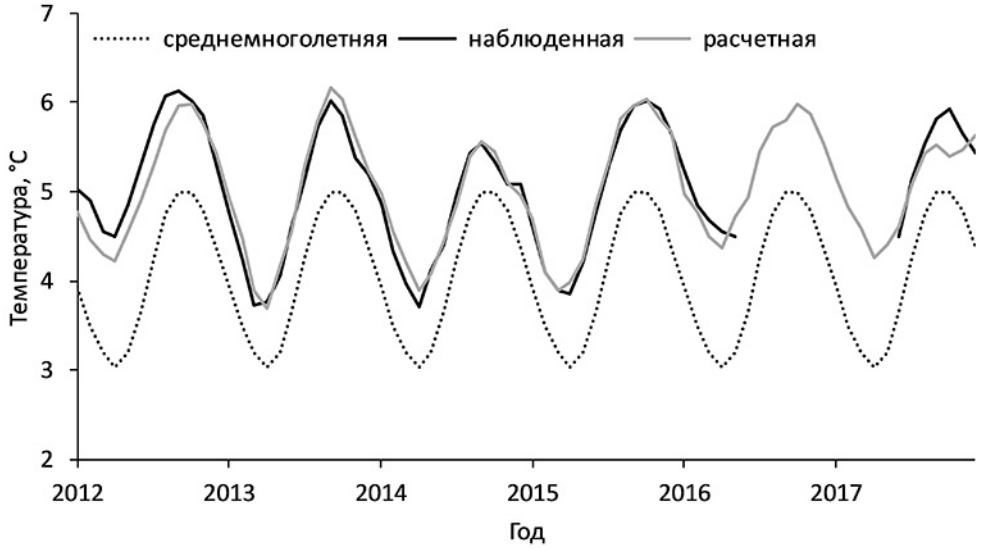


Рис. 7. Среднемноголетняя за 1951–2010 гг. (пунктирная линия), наблюдённая (чёрная линия) и рассчитанная по модели (серая линия) температура воды в слое 0–200 м в центральной части разреза «Кольский меридиан» (станции 3–7)

ления данных на разрезе «Кольский меридиан» с помощью представленного подхода. Относительно большие расхождение между фактической и расчётной температурой воды отмечались в основном в 2012 г., когда наблюдались рекордно высокие значения температуры [González-Pola et al., 2018].

В целом, модельные результаты достаточно хорошо описывают межгодовую и внутригодовую изменчивость температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» и с достаточной степенью надёжности могут быть использованы при заполнении пропусков в рядах наблюдений.

Результаты и их обсуждение

Чтобы оценить качество рассмотренных подходов по восстановлению данных на разрезе «Кольский меридиан» и выбрать наилучший из них, были рассчитаны абсолютные ошибки, а именно, модули разностей между фактическими и рассчитанными значениями температуры воды. Затем на их основе были вычислены средние значения, максимальные значения и 2,5σ (σ — стандартное отклонение) (табл. 4). Величина 2,5σ означает, что около 99% всех абсолютных ошибок имеют значение меньшее чем 2,5σ.

Из табл. 4 видно, что наилучшие результаты были получены при использовании модельных данных с сайта Copernicus (модель NEMO). Наибольшие абсолютные ошибки отмечались при использовании метода множественной линейной регрессии и данных с других стандартных разрезов. Что касается первого подхода (использование внутренней структуры ряда данных самого разреза «Кольский меридиан»), то средняя абсолютная ошибка была сопоставима с таковой для третьего подхода, однако максимальная ошибка оказалась в два раза больше. Также следует отметить, что первый подход дает хорошие результаты на зависимых данных, но при расчётах на независимых данных (а это именно то, что нужно при восстановлении пропусков) ошибка значительно возрастает (см. рис. 3). Это объясняется тем, что при разложении ряда на квазипериодические составляющие, они в сумме хорошо описывают данные, которые использовались для их выделения. Но при прогнозе, т. е. при восстановлении пропусков, результат ухудшается, особенно в случае аномальных ситуаций, как например в 2016 г., когда в Баренцевом море наблюдались рекордно высокие температуры [González-Pola et al., 2018]. Результаты, полученные с помощью первого подхода, выглядят заниженными. Во-первых, в августе-сентябре 2016 г. во время ежегодной экосистемной съёмки Баренцева моря аномалии температуры воды в районе разреза «Кольский меридиан» были примерно в два раза выше восстановленных значений. Во-вторых, наблюдения, выполненные на разрезе в ноябре и декабре 2017 г., показали, что фактические аномалии температуры воды (0,70 °C и 0,90 °C, соответственно) были гораздо выше, чем восстановленные (−0,05 °C и −0,12 °C, соответственно).

В результате было принято решение использовать для восстановления данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» третий подход, а именно: модельные данные, полученные с помощью океанографической модели NEMO. Восстановленные значения температуры представлены в таблице 5.

Заключение

Для восстановления пропусков данных по температуре воды на разрезе «Кольский меридиан» рассмотрены и реализованы три подхода,

Таблица 4. Статистики абсолютной ошибки для разных подходов восстановления данных на разрезе «Кольский меридиан» на примере центрального участка (станции 3—7) и слоя 0—200 м за период с 2007 г. по 2017 г.

Статистика абсолютной ошибки, °C	Подход восстановления данных*		
	1	2	3
Среднее значение	0,10	0,35	0,13
2,5σ (σ — стандартное отклонение)	0,40	1,32	0,42
Максимальное значение	1,02	2,54	0,54

* Расшифровка подходов дана в разделе «Материал и методика».

Таблица 5. Средние значения температуры воды на разрезе «Кольский меридиан» в 2016 г. и 2017 г. (восстановленные значения выделены жирным шрифтом)

Год	Месяц											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Станции 1–3 (Прибрежная ветвь Мурманского течения), слой 0–50 м												
2016	4,84	4,02	3,58	3,57	4,47	**5,39**	**7,19**	**8,37**	**8,74**	**8,13**	7,26	**6,03**
2017	**5,11**	**4,39**	**3,90**	**3,56**	**3,89**	4,82	6,71	8,35	8,55	7,62	6,79	5,87
Станции 1–3 (Прибрежная ветвь Мурманского течения), слой 0–200 м												
2016	5,06	4,26	3,80	3,68	4,13	**4,35**	**5,10**	**5,62**	**6,16**	**6,84**	7,00	**5,94**
2017	**5,07**	**4,37**	**3,92**	**3,53**	**3,68**	4,19	5,04	5,90	6,43	6,38	6,36	5,87
Станции 1–3 (Прибрежная ветвь Мурманского течения), слой 50–200 м												
2016	5,18	4,49	3,94	3,75	4,01	**3,86**	**4,17**	**4,42**	**5,08**	**6,37**	6,92	**5,91**
2017	**5,06**	**4,35**	**3,93**	**3,52**	**3,59**	3,96	4,25	4,81	5,53	5,87	6,26	5,87
Станции 3–7 (Основная ветвь Мурманского течения), слой 0–50 м												
2016	4,91	4,40	4,33	4,39	4,85	**5,78**	**7,68**	**8,72**	**8,30**	**7,54**	**6,45**	**5,65**
2017	**5,09**	**4,68**	**4,40**	**4,14**	**4,40**	4,90	6,80	7,98	8,09	7,35	6,18	5,61
Станции 3–7 (Основная ветвь Мурманского течения), слой 0–200 м												
2016	5,23	4,84	4,68	4,55	4,50	**5,05**	**5,56**	**5,83**	**5,92**	**6,08**	**5,98**	**5,64**
2017	**5,25**	**4,94**	**4,70**	**4,36**	**4,52**	4,49	5,13	5,54	5,82	5,92	5,65	5,44
Станции 3–7 (Основная ветвь Мурманского течения), слой 50–200 м												
2016	5,33	4,99	4,80	4,62	4,36	**4,66**	**4,72**	**4,73**	**4,98**	**5,44**	**5,70**	**5,50**
2017	**5,17**	**4,87**	**4,66**	**4,30**	**4,42**	4,35	4,57	4,73	5,07	5,44	5,45	5,39
Станции 3–7 (Основная ветвь Мурманского течения), слой 150–200 м												
2016	5,28	5,11	4,87	4,55	4,01	**4,55**	**4,60**	**4,46**	**4,56**	**4,85**	**5,00**	**5,09**
2017	**5,02**	**4,88**	**4,79**	**4,40**	**4,49**	4,17	4,24	4,36	4,53	4,80	4,94	5,13
Станции 8–10 (Центральная ветвь Нордкапского течения), слой 0–50 м												
2016	4,51	4,15	3,94	3,88	4,40	**5,33**	**6,97**	**8,12**	**7,59**	**6,93**	**5,68**	**4,93**
2017	**4,30**	**4,04**	**4,04**	**3,88**	**4,02**	4,48	5,84	7,04	7,19	6,53	5,37	4,75
Станции 8–10 (Центральная ветвь Нордкапского течения), слой 0–200 м												
2016	4,48	4,07	3,84	3,68	3,85	**4,28**	**4,92**	**5,38**	**5,62**	**5,73**	**5,26**	**4,74**
2017	**4,15**	**3,89**	**3,89**	**3,69**	**3,81**	3,85	4,48	4,89	5,19	5,13	5,15	4,54
Станции 8–10 (Центральная ветвь Нордкапского течения), слой 50–200 м												
2016	4,47	4,04	3,81	3,61	3,66	**3,98**	**4,25**	**4,46**	**4,96**	**5,34**	**5,12**	**4,69**
2017	**4,11**	**3,85**	**3,85**	**3,64**	**3,75**	3,63	4,02	4,17	4,51	4,66	5,05	4,48
Станции 8–10 (Центральная ветвь Нордкапского течения), слой 150–200 м												
2016	4,36	3,92	3,65	3,40	3,31	**3,56**	**3,78**	**3,89**	**4,18**	**4,67**	**4,47**	**4,43**
2017	**4,02**	**3,75**	**3,65**	**3,35**	**3,46**	3,28	3,51	3,64	3,82	3,84	4,51	4,20

основанные на использовании (1) внутренней структуры ряда данных самого разреза «Кольский меридиан», (2) метода множественной линейной регрессии и данных с других стандартных разрезов, (3) модельных данных с сайта Copernicus [Global ocean…, 2018].

Использование модельных данных с сайта Copernicus (океанографическая модель NEMO) для восстановления пропусков показало наилучший результат, и этот подход был использован для окончательного восстановления отсутствующих данных.

За каждый месяц с июня 2016 г. по май 2017 г. восстановлены средние значения температуры воды в слоях 0—50, 0—200, 50—200 и 150—200 м на внутреннем, центральном и внешнем участках разреза «Кольский меридиан».

В дальнейшем планируется выполнить аналогичную работу для восстановления данных по солёности воды.

Литература

Аверкиев А.С., Булаева В.М., Густоев Д.В., Карпова И.П. 1997. Методические рекомендации по использованию метода сверхдолгосрочного прогнозирования гидрометеорологических элементов (МСПГЭ) и программного комплекса «Призма». Мурманск: Изд-во ПИНРО. 40 с.

Алексеев А.П., Семенов А.В., Боровков В.А., Терещенко В.В., Шлейник В.Н. 2005. История океанографических исследований на разрезе «Кольский меридиан» // 100 лет океанографических наблюдений на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море. Сб. докл. Междунар. симпозиума. Мурманск: Изд-во ПИНРО. С. 4—14.

Бойцов В.Д., Карсаков А.Л., Аверкиев А.С., Густоев Д.В., Карпова И.П. 2010. Исследование изменчивости гидрофизических характеристик по наблюдениям на разрезе «Кольский меридиан» // Учёные записки РГГМУ. № 15. С. 135—149.

Бочков Ю.А. 1982. Ретроспектива температуры воды в слое 0—200 м на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море (1900—1981 гг.) // Экология и промысел донных рыб Северо-Европейского бассейна. Мурманск: ПИНРО. С. 113—122.

Геворкянц П.А. 1945. Колебания температуры воды на Кольском меридиане и причины этого явления // Проблемы Арктики. № 5—6. С. 5—16.

Зайцев Г.Н. 1967. Новые данные о среднегодовых температурах воды на Кольском меридиане // Труды ВНИРО. Т. 62. С. 256—267.

Ижевский Г.К. 1961. Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей. М.: Пищепромиздат. 215 с.

Ижевский Г.К. 1964. Системная основа прогнозирования океанологических условий и воспроизводства промысловых рыб. М.: Изд-во ВНИРО. 165 с.

Карсаков А.Л. 2007. Закономерности и особенности режима вод Баренцева моря (по наблюдениям на вековом разрезе «Кольский меридиан»). Дисс. … канд. геогр. наук. Мурманск: ММБИ КНЦ РАН. 198 с.

Карсаков А.Л. 2009. Океанографические исследования на разрезе «Кольский меридиан» в Баренцевом море в 1900—2008 гг. Мурманск: Изд-во ПИНРО. 139 с.

Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000—2009 // ICES J. of Mar. Sci. 69(5): 833—840.

Global ocean 1/12° physics analysis and forecast. Copernicus Marine environment monitoring service. Accessible via: http://marine.copernicus.eu. 20.04.2018.

González-Pola C., Larsen K.M.H., Fratantoni P., Beszczynska-Möller A., Hughes S.L. (Eds). 2018. ICES Report on Ocean Climate 2016. ICES Cooperative Research Report No. 339. 110 pp. https://doi.org/10.17895/ices.pub.4069.

Madec, G. 2008. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). France. No. 27. ISSN1288—1619.

Ozhigin V.K., Ingvaldsen R.B., Loeng H., Boitsov V.D., Karsakov A.L. 2011. Introduction to the Barents Sea // The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. Trondheim: Tapir Academic Press. P. 39—76.

Yashayaev I., Seidov D. 2015. The role of the Atlantic water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents seas // Progress in Oceanography. V. 132. P. 68—127.

Поступила в редакцию 19.07.2018 г.
Принята после рецензии 09.08.2018 г.

Trudy VNIRO 2018. Vol. 173

Aquatic biological resources

Diagnosis and forecasting of habitat conditions of hydrobio

Restoration of data on water temperature in the Kola Section for 2016–2017

A.L. Karsakov[1], A.G. Trofimov[1], V.A. Ivshin[1], M. Yu. Antsiferov[1], D.V. Gustoev[2], A.S. Averkiev[2]

[1] N.M. Knipovich Polar Research Institute of Marine Fisheries and Oceanography (FSBSI «PINRO»), Murmansk

[2] Russian State Hydrometeorological University (FSBEI «RSHU »), Saint-Petersburg

The Kola Section is mainly located in the southern part of the Barents Sea and crosses the Atlantic waters flowing from the Norwegian Sea into the Barents Sea and further into the Arctic Basin. Observations along the section started in May 1900 and it is one of the world's longest time-series. Unfortunately, in 2016 and 2017, the Kola Section was not occupied during 12 months (from June 2016 to May 2017 inclusive); this unique time-series was interrupted. This paper presents methods and results of restoration of missed data on water temperature in the Kola Section in 2016–2017. The restoration was carried out using: (1) internal structure of data series from the Kola Section, (2) multiple linear regression method and data from other nearby sections, namely: «Fugløya–Bjørnøya» and «Vardø–N», (3) modelled data from the Copernicus website. As a result, data on water temperature in the 0–50, 0–200, 50–200 and 150–200 m layers in the inner (stations 1–3), central (stations 3–7) and outer (stations 8–10) parts of the Kola Section were restored for each month from June 2016 to May 2017.

Keywords: Barents Sea, Kola Section, water temperature, data restoration.

References

Averkiev A.S., Bulaeva V.M., Gustoev D.V., Karpova I.P. 1997. Metodicheskie rekomendatsii po ispol'zovaniyu metoda sverkhdolgosrochnogo prognozirovaniya gidrometeorologicheskikh ehlementov (MSPGEH) i programmnogo kompleksa «Prizma». [Methodical recommendations on using the method of long-term forecasting of hydrometeorological elements (MSPGE) and the software «Prisma»] Murmansk: Izd-vo PINRO. 40 s.

Alekseev A.P., Semenov A.V., Borovkov V.A., Tereshchenko V.V., Shlejnik V.N. 2005. Istoriya okeanograficheskikh issledovanij na razreze «Kol'skij meridian» [The history of oceanographic investigations along the Kola Section] // 100 let okeanograficheskikh nablyudenij na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more: Sb. dokl. Mezhdunar. simpoziuma. Murmansk: Izd-vo PINRO. S. 4–14.

Bojtsov V.D., Karsakov A.L., Averkiev A.S., Gustoev D.V., Karpova I.P. 2010. Issledovanie izmenchivosti gidrofizicheskikh kharakteristik po nablyudeniyam na razreze «Kol'skij meridian» [Investigation of variability in hydrophysical parameters according to observations along the Kola Section] // Uchenye zapiski RGGMU. № 15. S. 135–149.

Bochkov Yu.A. 1982. Retrospektiva temperatury vody v sloe 0–200 m na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more (1900–1981 gg.) [Historic data on water temperature in the 0–200 m layer in the Kola Section in the Barents Sea (1900–1981)]

// Ehkologiya i promysel donnykh ryb Severo-Evropejskogo bassejna. Murmansk: PINRO. S. 113–122.

Gevorkyants P.A. 1945. Kolebaniya temperatury vody na Kol'skom meridiane i prichiny ehtogo yavleniya [Fluctuations in water temperature in the Kola Section and causes of this phenomenon] // Problemy Arktiki. № 5–6. S. 5–16.

Zajtsev G.N. 1967. Novye dannye o srednegodovykh temperaturakh vody na Kol'skom meridiane [New data on annual mean water temperatures in the Kola Section] // Trudy VNIRO. T. 62. S. 256–267.

Izhevskij G.K. 1961. Okeanologicheskie osnovy formirovaniya promyslovoj produktivnosti morej. [Oceanological basis for fishing productivity formation in the seas] M.: Pishchepromizdat. 215 s.

Izhevskij G.K. 1964. Sistemnaya osnova prognozirovaniya okeanologicheskikh uslovij i vosproizvodstva promyslovykh ryb. [Systemic basis for forecasting oceanological conditions and reproduction of commercial fishes] M.: Izd-vo VNIRO. 165 s.

Karsakov A.L. 2007. Zakonomernosti i osobennosti rezhima vod Barentseva morya (po nablyudeniyam na vekovom razreze «Kol'skij meridian»). [Patterns and features of the Barents Sea waters conditions (according to observations along the Kola Section)] Diss. … kand. Geogr. nauk. Murmansk: MMBI KNTS RAS. 198 s.

Karsakov A.L. 2009. Okeanograficheskie issledovaniya na razreze «Kol'skij meridian» v Barentsevom more v 1900–2008 gg. [Oceanographic investigations along the Kola Section in the Barents Sea in 1900–2008] Murmansk: Izd-vo PINRO. 139 s.

Boitsov V.D., Karsakov A.L., Trofimov A.G. 2012. Atlantic water temperature and climate in the Barents Sea, 2000–2009 // ICES J. of Mar. Sci. 69(5): 833–840.

Global ocean 1/12° physics analysis and forecast. Copernicus Marine environment monitoring service. Accessible via: http://marine.copernicus.eu. 20.04.2018.

González-Pola C., Larsen K.M.H., Fratantoni P., Beszczynska-Möller A., Hughes S.L. (Eds). 2018. ICES Report on Ocean Climate 2016. ICES Cooperative Research Report No. 339. 110 pp. https://doi.org/10.17895/ices.pub.4069.

Madec, G. 2008. NEMO ocean engine. Note du Pôle de modélisation. Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL). France. No. 27. ISSN1288–1619.

Ozhigin V.K., Ingvaldsen R.B., Loeng H., Boitsov V.D., Karsakov A.L. 2011. Introduction to the Barents Sea // The Barents Sea: ecosystem, resources, management. Half a century of Russian-Norwegian cooperation. Trondheim: Tapir Academic Press. P. 39–76.

Yashayaev I., Seidov D. 2015. The role of the Atlantic water in multidecadal ocean variability in the Nordic and Barents seas // Progress in Oceanography. V. 132. P. 68–127.

Table captions

Table 1. Station coordinates and depths in the Kola Section.

Table 2. Coefficients of determination for regression models of temperature in the Kola Section.

Table 3. Coefficients of determination (R^2) of regression equations used for calculating temperature anomalies in the Kola Section.

Table 4. Absolute error statistics for different ways of data restoration in the Kola Section by the example of the central part of the section (stations 3–7) and 0–200 m layer for 2007–2017.

Table 5. Mean water temperatures in the Kola Section in 2016 and 2017 (restored values are shown in bold type).

Figure captions

Fig. 1. Position of the Kola Section in the Barents Sea (stations 1–16)

Fig. 2. Number of the Kola Section occupations for water temperature in 1900–2017

Fig. 3. Long-term (1951–2010) mean (dashed line), observed (black line) and calculated (grey line) temperatures in the 0–200 m layer in the central part of the Kola Section (stations 3–7)

Fig. 4. Distribution of observed and calculated temperatures in the central part of the Kola Section (stations 3–7) in the 0–200 m layer in June (left panel) and in the 0–50 m layer in July (right panel) for 1977–2017

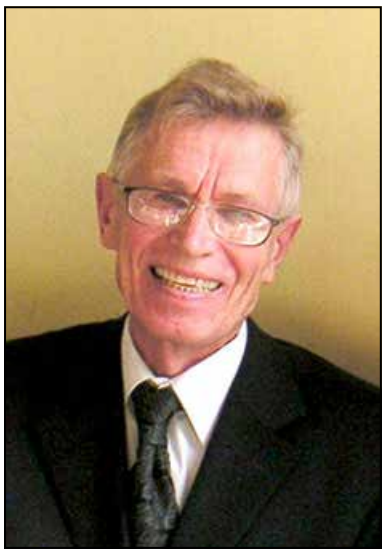
Fig. 5. Long-term (1951–2010) mean (dashed line), observed (black line) and calculated with regression equations (grey line) temperatures in the 0–200 m layer in the central part of the Kola Section (stations 3–7)

Fig. 6. Distribution of observed and modelled temperature anomalies in the 0–200 m layer in the central part of the Kola Section (stations 3–7) from January 2007 to December 2014 (the dashed line shows a linear trend)

Fig. 7. Long-term (1951–2010) mean (dashed line), observed (black line) and modelled (grey line) temperatures in the 0–200 m layer in the central part of the Kola Section (stations 3–7)

Информация

Котенёв Борис Николаевич (5 октября 1939 г.— 26 октября 2018 г.)



26 октября ушёл из жизни Борис Николаевич Котенёв. Тем, кто знал Бориса Николаевича, трудно поверить в такое. Основными чертами характера Б.Н. Котенёва всегда были доброжелательность, жизнелюбие, творческая активность, колоссальное трудолюбие и исключительное отношение к людям.

Борис Николаевич Котенёв родился 5 октября 1939 г. в г. Аягузе Семипалатинской области. После окончания школы работал в Северо-Казахстанской геофизической экспедиции. Увлечение наукой привело его в 1958 году на географический факультет Московского Государственного Университета им. М.В. Ломоносова.

В студенческие годы Борис Николаевич принимал активное участие в морских экспедициях, уже тогда зарекомендовав себя не только увлеченным научным работником, но и умелым руководителем. После окончания кафедры геоморфологии МГУ и учебы в аспирантуре, он успешно защитил диссертацию на тему: «Геоморфология материкового склона Берингова моря».

Память невольно воскрешает шестидесятые годы, как время бурного развития и интенсификации советского морского рыболовства. Именно в этот период Борис Николаевич сложился как ученый-океанолог, интенсивно и увлеченно трудясь на своем любимом Севере, постепенно становясь неотъемлемой частью этой славной для рыбного хозяйства страны эпохи.

Министерство рыбного хозяйства организует многочисленные научно-поисковые исследования в самых удаленных уголках Мирового океана и Борис Николаевич (в период 1966—1972 гг. работник Полярного института) руководит большими комплексными экспедициями, работающими в районах архипелага Шпицберген, Исландии и в Северо-Западной Атлантике. Именно здесь и тогда закладывался фундамент отечественной промысловой океанологии, как науки. И в дальнейшем, на протяжении всей своей жизни, Борис Николаевич всегда с большим интересом и вниманием относился к проблемам рыбохозяйственной науки Северного бассейна.

Сфера его научных интересов постоянно расширялась и включала рыбопромысловые исследования СССР и России, изучение влияния среды обитания на состояние биоресурсов, изучение и формирование средне- и долгосрочных прогнозов состояния среды обитания и запасов гидробионтов, разработку новых методов оценки промысловых запасов и управления ими.

Как специалист геоморфолог он занимался изучением рельефа и донных отложений новых

промысловых районов, участвовал в создании рыбопромысловых пособий. Эта работа в 70–80-е годы была особенно актуальна, поскольку осваивался промысел в основном донных объектов, а наличие надежных фактических материалов и полученных в экспедициях данных позволяло работать в условиях сложного рельефа дна.

Параллельно в сферу исследований Б.Н. Котенёва вовлекаются районы океанических поднятий, в которых его, как специалиста физико-географа, интересует обширный спектр вопросов, касающихся проблем формирования биопродуктивности районов открытого океана, а также коротко- и долгопериодной изменчивости промысловой обстановки в районах фронтальных зон и локальных апвеллингов. Работы этого периода, опубликованные Борисом Николаевичем, описывают влияние изменчивости абиотических факторов на процессы, определяющие формирование биологической продуктивности и промысловых концентраций рыб. В это же время он участвует в разработке новых методов оценки рыбных запасов, занимается вопросами прогнозирования состояния среды обитания и запасов биоресурсов. Под его руководством создается серия сводных промысловых описаний для рыбаков. Изданный двухтомник «Описание подводных гор и поднятий промысловых районов Мирового океана» явился первым в мировой практике пособием, обобщающим все имеющиеся данные по подводным горам. При составлении пособия были использованы материалы научно-исследовательских институтов и промысловых разведок Минрыбхоза СССР и данные гидрографических работ Главного управления навигации и океанографии Министерства обороны СССР.

Кроме того, с его активным участием были изданы «Промысловое описание «ставридного пояса» южной части Тихого океана», а также монографии по минтаю Берингова и Охотского морей.

С начала 60-х годов важнейшим направлением деятельности Бориса Николаевича было участие (и руководство) во многих комплексных научно-промысловых экспедициях как в морях России, так и в Мировом океане. Его диссертация была подготовлена им на основе экспедиционных работ в 1961–1965 гг. и посвящена обоснованию тралового лова биоресурсов материкового склона Берингова моря (морской окунь, угольная рыба, палтус, макрурус). Позже, на основе промысловых планшетов, подготовленных Б.Н. Котенёвым до 1976 г., в Беринговом море были освоены десятки пригодных для рыболовства площадок. В период повсеместного введения приморскими государствами 200-мильных экономических зон, Борис Николаевич руководил научно-промысловыми экспедициями ВНИРО

Б.Н. Котенёв замеряет клыкача на палубе НПС «Академик Книпович».

На острове Южная Георгия

Подготовка к докладу. Норвежско-Российский симпозиум на Шпицбергене в 2011 г.

в Юго-Западную Атлантику, где были открыты запасы макруруса на материковом склоне Аргентины и Фолклендских островов; в Северо-Западную и Юго-Восточную Атлантику; в Западную часть Индийского океана; в антарктическую часть Атлантики и Тихого океана.

Осознавая исключительную важность объединения профессиональных возможностей и ресурсов многочисленных подразделений рыбохозяйственной науки страны, Б.Н. Котенёв был инициатором, организатором и руководителем многих межинститутских экспедиций, таких, как ВНИРО-ПИНРО, научно-промысловая Беринговоморская экспедиция ВНИРО-ТИНРО, экспедиции в южную часть Тихого океана («ставридный пояс»), в Берингово и Охотское моря, в район Северных Курил (в 90-е годы), в Северо-Восточную Атлантику в 90-е годы (ПИНРО, ВНИРО, НТФ «Комплексные системы»). Время показало непреходящую значимость таких совместных работ и не случайно результаты этих исследований актуальны и ценны до сих пор.

Научно-административный рост Бориса Николаевича и его послужной список вызывают глубокое уважение и искреннее восхищение: заведующий лабораторией (ПИНРО), заведующий сектором ВНИРО, с 1992 г. заместитель директора, а с 1998 г. по 2008 г. — директор ВНИРО. Возглавляя научную и административную деятельность ВНИРО, он руководил «Системой отраслевого прогнозирования общих допустимых уловов (ОДУ) », отраслевым «Советом по промысловому прогнозированию» (в течение 20 лет), участвовал и руководил (как официальный делегат) работой российских делегаций на двусторонних и многосторонних переговорах в Международных организациях по рыболовству и ООН, был членом Коллегии Росрыболовства России.

Деятельность Бориса Николаевича на всех направлениях была исключительно полез-

На Шпицбергене в 2011 г.

Доклад на одной из многочисленных научных Конференций

ной и результативной. Благодаря его усилиям в 90-е годы и позже была значительно обновлена приборная и научно-техническая база института, создан лучший в Европе Центр молекулярно-генетической идентификации, сооружены аквариальные комплексы для проведения работ по осетроводству и крабоводству, выставлены модули садкового выращивания осетровых, развивалось мидийное хозяйство.

Нельзя не упомянуть и еще один важный этап его деятельности, стартовавший в 90-х годах. В 1993–1995 гг. Б.Н. Котенёв, в качестве эксперта, участвует в международных переговорах на сессиях Конференции ООН по трансграничным запасам. В 1996–2008 гг. в составе российской делегации России работает на переговорах по многосторонним и двухсторонним соглашениям с Японией и США (Конвенция по минтаю Центральной части Берингова моря), участвует во встречах по разработке Конвенции по южной части Тихого океана. С 1998 г. являлся делегатом России в Совете ИКЕС (в 2003–2006 гг. — как вице-президент этой организации).

Б.Н. Котенёвым опубликовано более 290 научных работ, из них шесть монографий, не считая приблизительно такого же количества оперативных изданий для рыбной отрасли: карт, описаний и пособий.

Публикацию научных статей Б.Н. Котенёв считал одним из важнейших направлений в науке, благодаря которому происходит широкий обмен знаниями, результатами исследований, опытом работы. Именно благодаря Б.Н. Котенёву на очередной Конференции по промысловой океанологии в Калининграде в 2003 г. было принято решение о выпуске на базе издательства ВНИРО нового научного журнала под названием «Вопросы промысловой океанологии». С 2004 г. по 2014 г. были выпущены в свет 17 томов этого издания. В настоящее

В последние годы Борис Николаевич возглавлял лабораторию «Климатических основ биопродуктивности»

время журнал этого направления исследований выходит в рамках Трудов ВНИРО.

Мало кто знает, что еще десять лет назад Борисом Николаевичем была подготовлена докторская диссертация, представляющая собой фундаментальную научную работу, обобщающую большой многолетний путь и опыт автора в рыбохозяйственной науке. Сформулированы и обоснованы научные основы оптимизации морских рыбных промыслов. Разработаны подходы, позволяющие повысить эффективность использования ряда ведущих промысловых стад рыб и, в конечном итоге, обеспечить увеличение российских уловов. Верим, что упомянутая работа увидит свет и станет важным напутствием всем, идущим по тропе рыбохозяйственной науки, от нашего ушедшего товарища.

Заслуги Бориса Николаевича высоко оценены в отрасли и государством. Он награжден медалью «В память 850-летия Москвы», медалью «300 лет Российскому флоту», медалью ордена «За заслуги перед Отечеством» 2 степени, золотой и серебряной медалями «За вклад в развитие агропромышленного комплекса России», знаком «Почетный работник рыбного хозяйства России», ему присвоено звание «Заслуженный работник рыбного хозяйства Российской Федерации».

С уходом Бориса Николаевича Котенёва завершается целая эпоха во ВНИРО. Товарищи, коллеги, друзья, все, кто знал Бориса Николаевича, никогда его не забудут, он навсегда останется в нашей памяти. Ушел светлый и добрый человек, настоящий ученый, организатор, скромный труженик с гигантскими заслугами в отечественной и мировой рыбохозяйственной науке.

Невозможно было представить, что смерть догонит его. Но увы — это произошло…

Список основных публикаций Б.Н. Котенёва

1963. К геоморфологии Восточно-Китайского моря. // Вестник МГУ, серия геогр.. — вып. 5. С. 60–64.

1964. Исследования материкового склона центральных и восточных областей Берингова моря // Аннотации науч. работ ВНИРО. Вып. 1. (соавт. Гершанович Д.Е.)

1965. Подводные долины зоны материкового склона Берингова моря. // Труды ВНИРО. Т. 58 — Известия ТИНРО Т. 53. Вып. 4. С. 35–44.

1966. Новые данные о строении подводного хребта Бауэрс в Беринговом море. // Вестник МГУ, серия геогр. — Вып. 1. С. 97–100.

1967. Геоморфология материкового склона и подводных хребтов Берингова моря. // Диссертация на соискание уч. степени к. г. н. Географ. ф-т МГУ.— 158 с.

1968. Морские геологические исследования в районе Исландии. // Океанология. Т. 8. Вып. 6. С. 1049–1052.

1969. Методы геолого-геоморфологических исследований дна Мирового океана. // МГУ. 46 с. (соавт. Леонтьев О.К.)

1970. Грунтовая карта западной части Берингова моря. // Атлас гидрометеорологических и промысловых данных. ГУНИОМО СССР.

1971. Геолого-геоморфологические наблюдения дна Баренцева моря из гидростата «Север-1». // Геология моря. Л.: НИИГА. С. 140–145. (соавт. Дибнер В.Д., Заферман М.Л.)

1972. Закономерности расчленения материкового склона и подножия северного промыслового бассейна (Лабрадорское море, Норвежско-Гренландский бассейн) // Труды ПИНРО. Вып.28. С. 13–22. (соавт. Матишов Г.Г.)

1973. Физиографические схемы Норвежско-Гренландского бассейна и Северо-Западной Атлантики // Труды ПИНРО. С. 3. (соавт. Боднар С.А., Зарихин И.П. и др.)

1974. Геоморфология материкового склона и подножия Атлантического океана в связи с развитием рыболовства на больших глубинах // Фонды ВНИРО.

1976. Морфоструктурные типы подводных окраин континентов в Мировом океане.

// I съезд советск. океанологов. Тез. докл. С. 162. (соавт. Гершанович Д.Е., Конюхов А.И.)

Подводные каньоны Атлантического океана и их влияние на биопродуктивность больших глубин // ЭИ ЦНИИТЭИРХ, серия Промокеанология. Вып. 2. 38 С.

1977. Основные итоги и современные задачи геоморфологических работ при рыбохозяйственных исследованиях. // IV-я Всес. конф. по промысловой океанологии: Тез. докл. Мурманск. С. 15–16.

1978. Атлас подводных гор Атлантического океана // Фонды ВНИРО-ЗРПР. (соавт. Лушин А.И. и др.)

1979. Типы подводных гор Атлантического океана. // Труды ВНИРО. Т. 136. С. 117–125. (соавт. Зарихин И.П.)

Основные генетические типы подводных гор // Геоморфология. Вып. 2. С. 3–12. (соавт. Агапова Г.В. и др.)

1980. Геоморфология подводной окраины Западной Антарктики // Труды ВНИРО. Т. 140. С. 89–101. (соавт. Гершанович Д.Е, Зарихин И.П., Варечкин Б.Н)

Геохронология позднечетвертичных и голоценовых осадков Норвежско-Гренландского бассейна // Геохронология четвертичного периода. М. Наука. С. 23–34.

1981. Зональность в распределении осадков на материковом склоне. // Климатическая зональность и осадкообразование. М. Наука. С. 85–95.

1982. Геоморфология материкового склона // Условия среды и биопродуктивность моря. М.: ВНИРО С. 85–98.

1984. Распределение промысловых скоплений ставриды в связи с рельефом дна и циркуляцией вод в субантарктической зоне Тихого океана // Рыбохозяйственные исследования. М. ОНТИ. С. 10–21. (соавт. Васильева Т.Е, Крюков В.В. и др.)

1986. Топогенные районы повышенной биопродуктивности вод // Биологические ресурсы Атлантического океана. М.: Наука. С. 35–51.

Материковый склон как планетарная морфоструктура // Геоморфология. Вып. 2. С. 3–16. (соавт. Леонтьев О., Гершанович Д.Е.)

О механизме образования скоплений мезопелагических рыб в открытом океане. // Океанологические условия мезопелагиали Мирового океана. М.: ВНИРО. С. 26–36. (соавт. Васильева Т.Е.)

Промыслово-океанографическое значение рельефа и донных отложений. // Промысловая океанография. М. С. 95–113. (соавт. Гершанович Д.Е.)

1988. Описание групп и отдельных подводных гор Атлантического океана (промысловые районы № 21, 27, 31, 34, 41, 47, 48) // Описание подводных гор и поднятий промысловых районов Мирового океана (открытая часть). Т1. (Атлантический и Индийский океаны). ГУНиО МО. С. 46–135, 153–223, 240–321, 412–429. (соавт. Гершанович Д.Е., Васильева Т.Е. и др.)

1989. Климатические и океанологические причины долгопериодной изменчивости популяций рыб // Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромыслового прогнозирования. М.: ВНИРО. С. 22–39. (соавт. Елизаров А.А.)

1990. Проблемы прогноза условий среды обитания промысловых объектов // Рыбное хозяйство. № 1. С. 33–39. (соавт. Родионов С.Н.)

1991. Проблемы промысловой океанологии. // Рыбное хозяйство. № 3. С. 72–75. (соавт. Алексеев А.П., Карлин Л.Н.)

1992. Физико-географическая характеристика района. Промысловое описание «Ставридного пояса» южной части Тихого океана // ГУНиО МО. С. 20–77. (соавт. Бондаренко А.И. Васильева Т.Е., Крюков В.В. и др.)

О развитии рыболовства России и его научном обеспечении. // Рыбное хозяйство. № 9–10. С. 7–13. (соавт. Зиланов В.К., Елизаров А.А.)

1994. О современных возможностях промысла трески в западной части Берингова моря // Рыбное хозяйство. № 5. С. 47–48. (соавт. Кузнецов В.В., Полутов А.Н.)

1995. Динамика вод как важнейший фактор долгопериодной изменчивости биопродуктивности вод и воспроизводства рыбных запасов Берингова моря. // Комплексные ис-

следования экосистемы Берингова моря (Экология морей России). М.: ВНИРО. С. 7–39.

1998. Экосистемный подход к управлению морскими ресурсами // Рыбное хозяйство. № 4. С. 28–29.

1999. Изменения урожайности минтая Берингова моря в связи с колебаниями климатических условий в северной части Тихого океана. // XI-я Всерос. конф. по промысловой океанологии: Тез. докл. М. С. 85–86. (соавт. Кровнин А.С.)

The state of the Far East seas during the 1997/98 El Nino Event // PICES Sci. Rep. № 10. P. 105–110. (соавт. Krovnin A.S., Vanyushin G.P., Kruzhalov M. Yu., Khen G.V., Bogdanov M.A., Ustinova E.I., Maslennikov V.V., Orlov A.M., Kotenev B.N., Bulanov V.V., Muriy G.P.)

2000. Проблемы отечественного рыболовства // Рыболовство России. М. № 3. С. 11–14.

Современное состояние сырьевой базы отечественного рыболовства в исключительной экономической зоне и внутренних морях Российской Федерации // Вопросы рыболовства. Т. 1. Вып.2. Ч. 2. С. 15–18. (соавт. Борисов В.М.)

Об экологической нише минтая (батиметрическая характеристика) // Вопросы рыболовства. Т. 1., № 2–3. Ч. 1. С. 90–95. (соавт. Глубоков А.И., Гриценко О.Ф.)

2001. Массовые объекты промысла в водах Антарктики // Рыболовство России. С. 38–39. (соавт. Л.С. Абрамова, Романов В.А.)

О состоянии сырьевой базы рыболовства России в 2002 году // Рыболовство России. № 4. С. 14–16.

2002. Spatial-temporal distribution of pollock *Theragra chalcogramma* in the North Bering Sea // Abs. 11th PICES Ann.Meet.QingdaoJP. R. China, 18–26 Oct., 2002. Qingdao. P. 58 (et al Glubokov A.I)

2003. Запасы минтая и управление промыслом // Рыболовство России. С. 33–35. (соавт. Булатов О.А.)

Обзор рыбного хозяйства стран мира. М.: ВНИРО. 94 с. (соавт. Ядыкина Е.А., Яновская Н.В.)

2005. Международно-правовая типизация запасов гидробионтов в связи с созданием рыбохозяйственной организации в южной части Тихого океана // Труды ВНИРО. Т. 145. С. 123–128. (соавт. Глубоков А.И.)

Международное сотрудничество России в области рыбного хозяйства // Труды ВНИРО. Т. 145. С. 55–74. (соавт. Глубоков А.И., Ефимов Ю.Н. и др.)

2006. Методические рекомендации по образованию общих допустимых уловов (ОДУ) каспийских осетровых. М.: Изд-во ВНИРО. 60 с. (соавт. Бабаян В.К., Булгакова Т.И., Васильев Д.А.)

Об организации промысла тихоокеанских лососей. М.: Изд-во ВНИРО 29 с. (соавт. Гриценко О.Ф., Кловач Н.В.

Популяционная структура минтая *Theragra chalcogramma* северной части Берингова моря. М.: ВНИРО. 199 с. (соавт. Глубоков А.И.)

2007. Оценка запасов трески Баренцева моря // Рыбное хозяйство. № 5. С. 51–53. (соавт. Булатов О.А., Васильев Д.А. и др.)

Современное состояние запасов трески Баренцева моря и прогноз ОДУ на 2008 год // Рыбное хозяйство. № 5. С. 61–65. (соавт. Булатов О.А., Моисеенко Г.С., Борисов В.М.)

Walleye Pollock *Theragra chalcogramma* from the Navarin region and adjacent waters of the Bering Sea: ecology, biology and stock structure. M: VNIRO. 179 p. (соавт. Glubokov A.I.)

2008. Прогноз климатических трендов в Северной Атлантике, Норвежском и Баренцевом морях на период 2009–2025 гг. // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 5 № 2. С. 105–119. (соавт. Родионов С.Н.)

Популяционная структура запаса минтая *Theragra chalcogramma* северной части Берингова моря и вопросы его промыслового использования // Вопросы рыболовства. Т. 9. № 1. С. 110–127. (соавт. Глубоков А.И., Шувалова Т.В.)

2009. Исследование возрастного состава и роста трески *Gadus morhua morhua* Баренцева моря в связи с оценкой состояния её запасов. // Вопросы ихтиологии. Т. 49 № 1. С. 1–9. (соавт. Кузнецова Е.Н., Бондаренко М.В.)

О проблеме многодекадных климатических режимов в северной части Тихого океана

// Вопросы промысловой океанологии. Вып. 6 № 1. С. 60–98. (соавт. Родионов С.Н.)

2010. Связь уловов западно-камчатской горбуши (*Oncorhynchus gorbusha*) и нерки (*O. nerka*) с температурой поверхности океана в Северном полушарии и ориентировочный прогноз их вылова на 2010 г. // Рыбное хозяйство. № 3. С. 43–46. (соавт. Кровнин А.С., Кловач Н.В., Мурый Г.П.)

Изменения климата и динамика вылова дальневосточных лососей // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 7, № 1. С. 60–92. (соавт. Богданов М.А., Кровнин А.С., Мурый Г.П.)

2011. Среднесрочный прогноз развития климатических процессов в Северо-Восточной Атлантике и их влияние на состояние запасов основных промысловых объектов // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 8. № 1 С. 183–194. (соавт. Кровнин А.С., Богданов М.А., Борисов В.М.)

Прогнозирование урожайности поколений северо-восточной арктической пикши на основе анализа данных за 1950–2011 гг. // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 8, № 2. С. 134–155. (соавт. Серебряков В.П., Бондаренко М.В., Кровнин А.С., Морозов А.Д.)

2012. Низкочастотные изменения зимних климатических условий в северо-западной части Тихого океана в 1950–2012 гг. // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 9. № 2. С. 33–60. (соавт. Кровнин А.С., Кивва К.К., Богданов М.А., Мордасова Н.В., Мурый Г.П.)

2013. О влиянии крупномасштабной изменчивости атмосферы-океана на урожайность поколений трески Баренцева моря // Вопросы промысловой океанологии. Вып. 10. С. 26–65. (соавт. Кровнин А.С., Мордасова Н.В., Мурый Г.П.)

2014. О будущем состоянии популяций массовых гидробионтов в биопродуктивных районах Мирового океана // Труды ВНИРО. Т. 152 С. 209–248. (соавт. Кровнин А.С., Масленников В.В., Мордасова Н.В.)

2015. Влияние климато-океанологических факторов на состояние основных запасов горбуши в 1950–2015 гг. // Труды ВНИРО. Т. 158. С. 143–161. (соавт. Кровнин А.С., Кловач Н.В., Мордасова Н.В., Мурый Г.П.)

2017. Перспективы развития мирового рыболовства в связи с изменением климата // Учёные записки РГГМУ. № 48. С. 167–185. (соавт. Кровнин А.С., Масленников В.В., Мордасова Н.В., Мурый Г.П.)

2018. Влияние климата на сырьевую базу рыболовства на период до 2035 г. // Док. на Пленуме «Актуальные проблемы гидробиологии и ихтиологии», Москва 27 марта 2018 г. ИПЭЭ им. А.Н. Северцова РАН. (соавт. Булатов О.А., Кровнин А.С., Кловач Н.В., Антонов Н.П.)

Дальние связи в атмосфере и океане как основа долгосрочного рыбопромыслового прогнозирования // Труды ВНИРО. Т. 173 (настоящий том), (соавт. Кровнин А.С., Мордасова Н.В., Мурый Г.П.)

Приводим некоторые выдержки из соболезнований, поступивших во ВНИРО от многочисленных друзей, коллег, ученых, официальных лиц.

...Мы скорбим вместе с вами. Из жизни ушел необыкновенный человек — Борис Николаевич Котенёв.

...Мы будем помнить Бориса Николаевича как талантливого организатора, известнго и яркого ученого, замечательного доброго человека. Мы не забудем, что благодаря ему был сохранен научный потенциал рыбохозяйственной науки Краснодарского края и сохраним светлую память о нем в наших сердцах.

Коллектив Краснодарского отделения ФГБНУ "АзНИИРХ

Наш коллектив буквально потрясен новостью о кончине Бориса Николаевича Котенёва! Мы потеряли наставника, старшего товарища и, вообще, замечательного человека! Хорошо известно, что Борис Николаевич, как ученый-океанолог сложился именно у нас на Севере. И на протяжении всей своей деятельности всегда с большим вниманием и интересом относился к проблемам рыбохозяйственной науки Северного бассейна!

...Сегодня нам кажется, что с уходом Бориса Николаевича заканчивается или закончилась целая эпоха в развитии рыбохозяйственной науки нашей страны.

От имени коллектива НПК «Морская информатика» Д. Клочков, д. б. н. директор.

26 октября ушел от нас один из старейших работников российской рыбохозяйственной науки Борис Николаевич Котенев. Мы потеряли замечательного ученого и организатора, прекрасного человека.

...Борис Николаевич хорошо известен в кругу ученых океанологов России и международного сообщества. Благодаря своим человеческим качествам он был уважаем среди своих коллег, специалистов рыбохозяйственных НИИ. Мне посчастливилось работать с этим прекрасным человеком при подготовке к изданию уже упомянутых монографий по подводным горам и «ставридовому поясу» ЮТО. Мы много общались и по другим вопросам. Для меня лично это большая, невосполнимая утрата — коллеги, наставника, умного и добропорядочного человека.

...Борис Николаевич Котенев навсегда останется в нашей памяти.

Первый заместитель начальника
Базы исследовательского флота ТИНРО-Центра Г.З. Бек-Булат

...Борис Николаевич запомнился доброжелательным и внимательным в общении человеком, строгим и справедливым руководителем, неисчерпаемым в ярких творческих идеях. В нем удивительным образом сочетались высочайшая компетентность и трудолюбие, требовательность в служебных делах и простота в человеческих отношениях.

Мы скорбим и разделяем горечь утраты.

Коллектив ФГБНУ «МагаданНИРО»

...выражаем искренние соболезнования в связи с безвременной кончиной легенды рыбохозяйственной науки России КОТЕНЕВА Бориса Николаевича.

...Разделяем в эту горькую минуту Вашу скорбь, склоняем головы перед памятью светлого Человека.

Пожалуйста, примите наше глубочайшее сочувствие в связи с Вашей невосполнимой утратой.

Администрация и коллектив ФГБНУ Сахалинский научно- исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии"

Коллектив ФГБНУ «АтлантНИРО» выражает скорбь и глубокие соболезнования по поводу кончины Бориса Николаевича Котенёва.

...Основными чертами характера Б.Н. Котенева всегда были исключительная активность и колоссальное трудолюбие.

...Память о Борисе Николаевиче Котеневе, коллеге и товарище, навсегда останется в наших сердцах.

Коллектив ФГБНУ «АтлантНИРО», директор К.В. Бандурин

...Ушел из жизни старейший работник рыбохозяйственной науки, бывший директор ВНИРО.

Сотрудники ПИНРО запомнили его как прекрасного организатора, внимательного руководителя, специалиста высочайшей квалификации.

Борис Николаевич внес неоценимый вклад в развитие рыбохозяйственной науки, объединив исследования биоресурсов и климата, участвуя в разработке новых методов оценки запасов, обучая и поддерживая молодых ученых.

Светлая память о Борисе Николаевиче навсегда сохранится в сердцах его коллег.

От имени коллектива ФГБНУ «ПИНРО» директор А.В. Полянский

Глубоко скорбим вместе с вами. Очень грустно, что так рано ушёл такой светлый и добрый человек, настоящий учёный и организатор науки, столько сделавший для ВНИРО.

Золотой был человек. Вспоминали все встречи с ним, все истории, связанные с ним. Все только светлое и теплое. Так и стоит перед глазами, как живой. Не хочется верить, что еще один прекрасный человек нас покинул навсегда.

Света и Володя Радченко, г. Ванкувер, Канада

I just learned that Dr. Boris Kotenev died and wanted people at VNIRO to know how much I respected him and his science. He was a friend and I have wonderful memories of our meetings and conversations. I always wanted to get back to VNIRO and enjoy his company again, but it will now be only in my memory.

Dick Beamish

Я узнал, что скончался д-р Борис Котенев, и хотел бы, чтобы сотрудники ВНИРО знали, как сильно я уважал его и его научную деятельность. Он был другом и у меня сохранились прекрасные воспоминания о наших встречах и беседах. Я всегда хотел вернуться во ВНИРО и снова порадоваться его компании, но теперь это останется только в моей памяти.

Дик Бимиш