

МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (80)

Санкт-Петербург
ААНИИ
2008

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

Бузин И.В.
(ученый секретарь,
тел. (812) 352-1227, e-mail: buzin@aari.nw.ru)

д-р физ.-мат. наук *Алексеев Г.В.* (ААНИИ)
канд. геол.-минерал. наук *Грикуров Г.Э.* (ВНИИОкеангеология)
д-р геогр. наук *Гудкович З.М.* (ААНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Доронин Ю.П.* (РГГМУ)
д-р геогр. наук *Зубакин Г.К.* (ААНИИ)
д-р. геол.-минерал. наук *Иванов В.Л.* (ВНИИОкеангеология)
д-р физ.-мат. наук *Катцов В.М.* (ГГО)
канд. геогр. наук *Липенков В.Я.* (ААНИИ)
канд. техн. наук *Лихоманов В.А.* (ААНИИ)
канд. физ.-мат. наук *Макитас А.П.* (ААНИИ)
д-р геогр. наук *Никифоров Е.Г.* (ААНИИ)
канд. геогр. наук *Радионов В.Ф.* (ААНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Рожков В.А.* (СПбГУ)
д-р геогр. наук *Саватюгин Л.М.* (ААНИИ)
д-р физ.-мат. наук *Тимохов Л.А.* (ААНИИ)
д-р геогр. наук *Шикломанов И.А.* (ГГИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 3 (80)

Подписной индекс издания 48657
в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

Редактор: Е.В.Миненко
Оригинал-макет и обложка: А.А.Меркулов, Е.А.Скутина
Рисунок на обложке А.М.Козловского

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2008.

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.Д.Каминский, В.Л.Иванов, Г.Э.Грикуров, В.А.Поселов.</i> 60 лет исследований НИИГА–ВНИИОкеангеология в Арктике и Антарктике: история, достижения, перспективы	5
<i>В.Ф.Мартазинова, В.Е.Тимофеев.</i> Современное состояние атмосферной циркуляции воздуха в Северном и Южном полушарии и региональные климатические особенности в Атлантико-Европейском секторе и районе Антарктического полуострова	17
<i>Р.Е.Власенков, А.П.Махитас.</i> Гидрооптические характеристики морей Лаптевых и Восточно-Сибирского	38
<i>Н.Е.Иванов, В.Е.Лагун, Э.И.Луценко.</i> Особенности климатического режима станции Русская (Западная Антарктида)	48
<i>И.М.Ашик, В.Т.Соколов.</i> Основные итоги и предварительные научные результаты экспедиции «Арктика-2007»	72
<i>М.Ю.Кулаков.</i> Циркуляция вод и перенос взвесей в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском	86
<i>И.М.Ашик, В.К.Павлов.</i> Сезонные и многолетние колебания уровня в морях Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана	98
<i>Р.И.Май.</i> Линейные и нелинейные приливные явления в морях Европейской Арктики	115
<i>С.В.Веретененко, Л.С.Ивлев, В.А.Ульев.</i> Исследование вариаций стратосферного аэрозоля во время солнечных протонных событий января 2005 г. по данным GOMOS/ENVISAT	126
<i>В.В.Харитонов, А.Э.Клейн, Р.Б.Гузенко.</i> Особенности морфометрии торосистых образований со смещенным парусом и килем	131
<i>А.А.Лебедев, Е.У.Миронов, В.В.Драбкин.</i> Особенности изменчивости ледовых условий Балтийского моря, Финского залива и Белого моря в связи с глобальным потеплением	136
<i>В.Ю.Бензема́н.</i> Математические критерии вычисления полей адвективного переноса вод и восстановления скалярных полей	142
<i>В.Ю.Бензема́н.</i> Гидрофизические параметры «ледовых рек» (IJ) и структура потока	149
<i>В.Ф.Дубовцев.</i> Заметки из прошлого	156

CONTENTS

<i>V.D.Kaminsky, V.L.Ivanov, G.E.Grikurov, V.A.Poselov.</i> 60 years of exploration by NIIGA-VNII Okeangeologia in Arctic and Antarctic: history, progress, prospects	5
<i>V.F.Martazinova, V.E.Tymofeyev.</i> Current state of atmospheric circulation in the Northern and Southern Hemispheres and regional climate in the Atlantic-European sector and the region of the Antarctic Peninsula	17
<i>R.E.Vlasenkov, A.P.Makshtas.</i> Hydrooptical characteristics of the Laptev and East-Siberian Seas	38
<i>N.Ye.Ivanov, V.Ye.Lagun, E.I.Lutsenko.</i> About climate regime of Russkaya station area (Western Antarctica)	48
<i>I.M.Ashik, V.T.Sokolov.</i> Main resume and preliminary results of the expedition «Arctic-2007»	72
<i>M.Yu.Kulakov.</i> Water circulation and transport of suspended sediments in the Laptev and East-Siberian seas	86
<i>I.M.Ashick, V.K.Pavlov.</i> Seasonal and long-term level oscillations in the Nordic Seas	98
<i>R.I.May.</i> Linear and nonlinear tidal phenomena in the Euro-Arctic Seas	115
<i>S.V.Veretenenko, L.S.Ivlev, V.A.Uliev.</i> Research of stratospheric aerosol variations during solar proton events of January 2005 according to the data of GOMOS/ENVISAT	126
<i>V.V.Kharitonov, A.E.Kleyn, R.B.Guzenko.</i> Peculiarities of morphometric characteristics of ice ridges with sail and keel displaced	131
<i>A.A.Lebedev, Ye.U.Mironov, V.V.Drabkin.</i> The peculiarities of ice condition variations in the Gulf of Finland, Baltic Sea and White Sea in connection with the global warming	136
<i>V.Yu.Benzeman.</i> Mathematical criteria for calculating the fields of advective water transport and restoration of scalar fields	142
<i>V.Yu.Benzeman.</i> Hydro-physical parameters of the «ice jet» (IJ) and its structure	149
<i>V.F.Dubovtsev.</i> Memories	156

60 ЛЕТ ИССЛЕДОВАНИЙ НИИГА–ВНИИОКЕАНГЕОЛОГИЯ В АРКТИКЕ И АНТАРКТИКЕ: ИСТОРИЯ, ДОСТИЖЕНИЯ, ПЕРСПЕКТИВЫ

канд. геол.-минерал. наук В.Д.КАМИНСКИЙ, д-р геол.-минерал. наук В.Л.ИВАНОВ,
канд. геол.-минерал. наук Г.Э.ГРИКУРОВ, д-р геол.-минерал. наук В.А.ПОСЕЛОВ
ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург, e-mail: okeangeo@vniio.ru

Статья посвящена 60-летию юбилею НИИГА–ВНИИОкеангеология и представляет собой краткий исторический анализ его главных достижений и проблем. Показана роль теоретических и научно-методических разработок института в формировании минерально-сырьевой базы Российской Арктики, представляющей главный резерв страны на перспективу. Отечественная школа антарктических геологов занимает ведущее место на международном уровне в создании фундаментальных основ и информационной базы геологии южной полярной области Земли.

Ключевые слова: Арктика, Антарктика, геолого-геофизические исследования

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с середины прошедшего столетия Научно-исследовательский институт геологии Арктики (НИИГА) – ВНИИОкеангеология был и остается сегодня ведущим научно-исследовательским институтом нашей страны в области изучения геологии и минерально-сырьевых ресурсов полярных областей Земли. Внешняя, официальная сторона истории института укладывается в несколько ключевых событий.

Научно-исследовательский институт геологии Арктики был создан Постановлением Совета Министров СССР № 2534-1047 от 10 июля 1948 г. на базе Горно-геологического управления Главсевморпути и Отделения геологии Арктического научно-исследовательского института. Таким образом, с самого начала были запрограммированы творческие «родственные» связи с нынешним ГНЦ ААНИИ.

Постановлением ГКНТ от 04.03.1972 г. № 98 и приказом Мингео СССР от 29.08.1972 г. на базе НИИ геологии Арктики было организовано Северное морское научно-производственное объединение «Севморгео» с целью «развертывания поисково-разведочных работ в прибрежных шельфовых зонах морей и океанов». В состав объединения, кроме НИИГА как головной организации, входили Полярная (г. Ломоносов), Морская арктическая (г. Мурманск), Норильская и Северо-Тихоокеанская экспедиции. Говоря сегодня об истории НИИГА–ВНИИОкеангеология, невозможно даже мысленно отделить достижения института от результатов деятельности этих экспедиций, ныне выросших в самостоятельные морские геолого-разведочные предприятия мирового уровня.

Форма научно-производственного объединения показала свою высокую эффективность, обеспечивая реальную связь науки и геологоразведочной практики и позволив за неполное десятилетие развернуть масштабные геолого-геофизические исследования как на арктическом шельфе, так и в Мировом океане. Поэтому

не случайно в 1981 г. НИИ геологии Арктики был преобразован во Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана с возложением на него функций головного института отрасли в данной области деятельности (постановление ГКНТ СССР от 10.06.1981 г., протокол № 39, и приказ Мингео СССР от 23.07.1981 г., № 328).

Начиная с 1990 г. институт возглавлял Государственную научно-техническую программу «Комплексные исследования океанов и морей, Арктики и Антарктики», объединявшую усилия научных коллективов РАН, министерств и ведомств России, и ныне продолжает вести соответствующие направления аналогичной программы Министерства образования и науки Российской Федерации.

Свидетельством научного авторитета института явилось присвоение ему «статуса двойного подчинения» — ведомству и Академии наук (Постановление общего собрания Отделения геологии, геофизики, геохимии и горных наук АН СССР от 21.12.1992 г. № 13100/4).

Уже в новых экономических условиях ВНИИОкеангеология был назначен базовой научной организацией отрасли в области геологического изучения континентального шельфа, Мирового океана, Арктики и Антарктики (распоряжение МПР РФ от 24.03.2003 г. № 144-р).

Масштаб и разнообразие теоретических и прикладных исследований, выполненных за шесть десятилетий, настолько велики, что их удобнее рассмотреть не в общехронологическом порядке, а по главным направления деятельности НИИГА—ВНИИОкеангеология в Арктике и Антарктике*.

РЕГИОНАЛЬНОЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АРКТИКИ

НИИ геологии Арктики был организован в послевоенное время с целью проведения «всесторонних научных исследований по изучению геологического строения и перспектив на полезные ископаемые Центрального и Восточного секторов Советской Арктики и геологического картирования этих регионов». Дело в том, что к тому времени наиболее яркие, «лежащие на поверхности» ресурсные объекты (Хибины, Норильск, Колыма и Чукотка) были уже известны и продолжение поисков методом единичных маршрутов не сулило новых открытий. Требовалось планомерное и последовательное геологическое изучение Арктики на современной научной основе. В качестве таковой справедливо рассматривалась государственная геологическая карта миллионного масштаба.

За первое десятилетие съемкой масштаба 1 : 1 000 000 была покрыта территория от Пай-Хоя и Полярного Урала до Верхоянья, узловые районы Северо-Востока, острова Северного Ледовитого океана, общей площадью 1 572 000 км² (более 20 листов Государственной геологической карты). Следующим шагом стал переход к среднемасштабной (1 : 200 000) съемке наиболее перспективных регионов (Пай-Хой, Усть-Енисейский, Лено-Анабарский, Маймеча-Котуйский районы, Корякское нагорье и др.). Всего заснято 127 листов площадью 875 000 км².

Параллельно с первых же полевых сезонов создавалась геофизическая основа государственной геологической карты — важный (а для шельфа — главный) источник информации о глубинном строении площади. Уже в 1950-х гг. была выполнена аэромагнитная съемка огромной территории арктической суши. Специальные геофизические съемки были направлены на решение задач нефтяной и рудной геологии. В 1951 г. участие НИИГА в разработке новой геофизической аппаратуры было отмечено Государственной премией СССР. Съемки потенциальных полей на арктическом шельфе потребовали абсолютно новых аппаратур-

* В данной статье не рассматриваются получившие широкое признание результаты исследований института в Мировом океане вне полярных областей Земли.

ных, методических и организационно-транспортных решений. Сегодня вся эта акватория покрыта сетью аэромагнитной и гравиметрической съемок, однако изученность остается неравномерной. В магнитометрическом отношении шельф Баренцева моря, западная и северная части Карского моря, а также архипелаги и острова покрыты достаточно плотной сетью профилей. Восточная часть Карского моря охарактеризована единичными маршрутами, а на морях Восточной Арктики плотность сети наблюдений дает лишь самые первые представления о характере магнитного поля.

По изученности поля силы тяжести наиболее достоверной из сводных карт, несомненно, является Государственная гравиметрическая карта СССР, представленная листами масштаба 1 : 1 000 000.

Соответственно, задачи последующего регионального геофизического изучения Арктики сводятся к выполнению значительных объемов аэромагнитной и гравиметрической съемок на современном методическом уровне и в более крупных, чем ранее, масштабах. Существующие сегодня технологии комплексной интерпретации данных потенциальных полей позволяют с достаточной достоверностью экстраполировать результаты сейсмических исследований, выполненных по редкой сети.

Возвращаясь к геологической съемке Арктики, отметим, что с начала 1970-х годов активность смещается на полярные архипелаги (Новосибирские острова, Северная Земля), причем на смену традиционной полистной системе приходит более прогрессивная групповая съемка, обеспечивающая главенствующую роль научно-исследовательской составляющей.

В это же время НИИ геологии Арктики принимает на себя создание научно-методических основ принципиально нового направления региональных исследований — геологической съемки шельфа (ГСШ). В 1980-х годах планомерная ГСШ миллионного масштаба оперативно выполняется МАГЭ (г. Мурманск) совместно с институтом на акватории Баренцева и Карского морей. В прибрежных зонах морей Центральной и Восточной Арктики, перспективных на россыпи золота и олова, проводится опытная и производственная ГСШ масштаба 1 : 200 000.

Интегральным документом, подводящим итоги геолого-геофизического изучения шельфа на текущий момент, является лист Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000, представляющий собой многофункциональную научную и информационную основу для эффективного и экологически безопасного освоения минерально-сырьевых ресурсов и одновременно банк фундаментальных знаний для геологической науки. Первый комплект геологической карты шельфа масштаба 1 : 1 000 000 — лист R-37 (Кольский шельф) — был издан в 1987 г. и вызвал большой интерес в геологическом сообществе. Активный разворот картосоставительских работ последовал начиная со второй половины 1990-х гг., на новой концептуальной и программной основе, подготовленной во ВНИИОкеангеология и принятой руководством Министерства природных ресурсов. Практически на сегодня изданы листы «новой серии» на весь арктический шельф России, начат переход к созданию листов 3-го поколения как активных информационно-аналитических систем. Важным шагом стала разработка институтом серийных легенд к листам Госгеолкарты-1000/3. По информационному наполнению существенно различаются листы по Западно-Арктическому региону и по Восточной Арктике. Первые аккумулируют данные не только региональных исследований, но и проводившейся в 1970-е гг. геологической съемки шельфа, и целого комплекса нефтегазовых работ, включая бурение. По своей информативности они не уступают платформенным листам суши и могут практически использоваться при лицензионной и управленческо-хозяйственной деятельности. Листы по восточным морям интегрируют относительно скудную региональную информацию. Глубинное строение дна

скрыто под мощным рыхлым чехлом и трактуется предположительно. Главная ценность восточных комплексов в том, что они позволяют увидеть «слабые места» и наметить объекты для последующих исследований.

За создание эколого-геологической основы недропользования на Западно-Арктическом шельфе группе специалистов ОАО МАГЭ, ВНИИОкеангеология и др. организаций была присуждена Премия Правительства РФ в области науки и техники за 2005 г.

Понятно, что кондиционное геологическое картографирование огромных, ранее совершенно неизученных территорий и особенно акваторий было невозможным без надежной научно-методической основы. В удивительно короткие сроки в НИИГА формируются, а затем и получают широкое признание в научном мире собственные оригинальные научные школы: стратиграфическая, литологическая, нефтяная, четвертичной геологии и неотектоники. В свободном состязании тектонических идей в институте складывается своя концепция арктической геодинамической системы, гармонично сочетающая постулаты классической геотектоники с рациональными элементами тектоники литосферных плит и наиболее корректно объясняющая многие геологические реалии в Арктике.

Подведением итогов первых двух десятилетий деятельности НИИГА стало создание ведущими учеными института на рубеже 1960–1970-х гг. серии сводных и обзорных карт геологического содержания (Геологическая карта Арктики и Субарктики, две тектонические карты – Арктики и обеих полярных областей Земли и др.). Важно, что уже в этих обобщающих работах полярная суша, шельф и глубоководный бассейн рассматривались как звенья единой геоисторической системы. При составлении последних сводных карт (например: Геологическая карта России и прилегающих акваторий масштаба 1 : 2 500 000, издание ВСЕГЕИ–ВНИИОкеангеология, 2004) нет заметной разницы по степени детальности и обоснованности геологических границ между Арктикой и остальной территорией страны.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ АРКТИЧЕСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ

Работы на нефть и газ в европейской части Арктики начались задолго до Великой Отечественной войны (Тимано-Печорская провинция). Главным объектом исследования нефтяников НИИГА стал сибирский сегмент арктической суши, а затем и весь шельф окраинных морей Северного Ледовитого океана.

С первых же дней существования института были развернуты всесторонние исследования на базе огромного материала арктических нефтегазоразведок, проводившихся с размахом начиная с 1933 г. в Нордвикском, Оленекском и Усть-Енисейском районах и прекращенных в 1953 г. из-за отсутствия промышленно значимых открытий (при наличии многочисленных признаков нефти и газа). Одной из основных причин неуспеха было отсутствие надежной геологической основы (карты) при выборе точек бурения, потому институт доказывал необходимость возобновления работ уже на новом уровне знаний.

Исходя из убежденности в высоких перспективах нефтегазоносности мезозоя Усть-Енисейской впадины, нефтяники организованной в 1964 г. круглогодичной Норильской опытно-методической экспедиции НИИГА выполнили обоснование и научное сопровождение нефтегазопроисловых работ в этом районе, направленных на решение проблем газоснабжения Норильского горно-металлургического комбината. Как известно, прогнозы блестяще оправдались открытием здесь 14 месторождений газа и нефти, обеспечивающих потребности Норильска на 70 лет вперед.

Одно из крупнейших в мире Оленекское месторождение битумов (окисленной нефти) в 1950-х гг. стало объектом углубленных научных исследований, а в 1966–1968 гг. комплексное изучение этого объекта с применением неглубокого

бурения позволило достоверно оценить его масштабы и выявить закономерности формирования.

К середине 1960-х гг. было в основном завершено среднемасштабное геологическое картирование крупных перспективных на нефть и газ депрессий, прилегающих к побережью арктических морей. Одновременно получили известность результаты первых геофизических съемок, выполненных специалистами НИИГА на арктических акваториях. Совокупность этих данных естественно подводила исследователей к мысли о возможной нефтегазоносности недр окраинных морей Северного Ледовитого океана, куда, как выяснилось, продолжают с суши крупные осадочные бассейны с доказанной или прогнозируемой нефтегазоносностью.

Работы на нефть и газ на арктическом шельфе базировались на серьезных теоретических разработках. Первая публикация на эту тему появилась в НИИГА еще в 1968 г., а в концентрированной форме теоретическая база нашла выражение в концепции глобального Арктического нефтегазоносного супербассейна (пояса нефтегазоносности), впервые представленной геологическому сообществу И.С.Грамбергом на XI Всемирном нефтяном конгрессе в Лондоне в 1983 г. Введение в нефтяную геологию понятия «Арктический супербассейн» открыло возможности применения системного подхода к истории становления и типизации континентальных окраин Северного Ледовитого океана.

Концепция Арктического супербассейна не только относится к категории крупных истин, получивших статус всеобщего научного достояния, но много лет служит теоретической базой при проведении нефтегазопроисловых работ на арктическом шельфе. В частности, стало очевидным, что перспективы Арктического пояса нефтегазоносности связаны не только (и не столько) с субаквальным продолжением известных бассейнов полярной суши, сколько со специфическими внутришельфовыми бассейнами, а также бассейнами батимальной зоны и даже океанических плит. Прогнозируется, а затем и подтверждается результатами геологоразведочных работ наличие в осадочном чехле, в частности на шельфе Баренцева моря, нескольких этажей нефтегазоносности.

В 1969 г. была подготовлена и представлена в Мингео СССР первая в стране «Карта перспектив нефтегазоносности арктического побережья и шельфа СССР» масштаба 1 : 5 000 000 с оценкой прогнозных ресурсов в 60 млрд т н.э. В результате стало очевидным, что Советский Союз обладает на арктическом шельфе грандиозным резервом углеводородного сырья на перспективу, что и послужило одним из импульсов к созданию в 1972 г. Научно-производственного объединения Севморгео.

На основе теоретических и методических разработок института сначала Мурманской экспедицией НПО «Севморгео», а затем вновь созданными морскими сейсмическим и буровым предприятиями топливно-энергетического ведомства был выполнен беспримерный для нашей страны цикл работ на нефть и газ на Баренцево-Карском шельфе.

Первые целенаправленные сейсмические работы были начаты уже в 1973 г. в Баренцевом море. В 1976–1980 гг. по инициативе и под научным патронажем НИИГА была реализована программа бурения опорно-параметрических скважин на архипелагах Шпицберген и Земля Франца-Иосифа, островах Свердруп и Колгуев (исполнитель – «Арктическая нефтегазразведочная экспедиция» Мингео СССР), имевшая неопределимое значение для познания строения глубоких горизонтов чехла и общей прогнозной оценки нефтегазоносности шельфа. В 1984 г. было открыто первое морское месторождение (Мурманское газовое), а к началу 1990-х гг. на акватории Баренцева (с Печорским) и Карского морей было разведано 10 промышленных месторождений нефти и газа, включая 3 уникальных и 4 крупных (позже список расширился до 22 объектов), выявлено более 100 перспективных структур, значительная часть из которых подготовлена к глубокому бурению. Начальные

суммарные ресурсы углеводородов Баренцева моря сегодня оцениваются в 30,3 млрд т н.э., Карского— в 41,2 млрд т.

Этот впечатляющий результат был достигнут весьма малыми силами: на площади в многие сотни тысяч квадратных километров было пройдено менее 400 тыс. км сейсмопрофилей и осуществлено бурение менее 40 скважин, из которых 70 % оказались продуктивными. Прирост запасов на одну скважину достигает 100—150 млн т. н.э., а средние запасы на одно морское месторождение почти в 50 раз превышают средние запасы на одно месторождение, открытое в те же годы на суше. Наличие месторождений-гигантов (Штокмановское в Баренцевом море, Ленинградское и Русановское в Карском) обуславливает благоприятные геолого-экономические предпосылки освоения ресурсов шельфа в сложных природных условиях арктических морей. Высокая эффективность всего цикла достигнута не только благодаря богатству недр акватории, но и за счет оптимальной организации геологоразведочного процесса при ведущей роли научно-исследовательской составляющей.

За открытие и подготовку к освоению Западно-Арктической нефтегазоносной провинции группе геологоразведчиков и ученых во главе с академиком И.С.Грамбергом была присуждена Государственная премия России за 1995 г.

Применительно к морям Восточной Арктики институт осуществляет оперативную научную обработку всех доступных материалов геолого-геофизических исследований и очередные официальные оценки ресурсов углеводородов. К сожалению, изученность этих акваторий до сих пор фактически находится на рекогносцировочной стадии; здесь никогда не ставились сейсморазведочные работы поисковой детальности и не имеется ни единой буровой скважины. Оценка прогнозных ресурсов шельфа морей Восточной Арктики осуществляется по самой низкой категории Д2 на основе традиционного метода аналогий, который не всегда применим к этим акваториям в силу особенностей их геологического строения.

В последние годы институт, сохраняя традиционные функции по разработке теоретико-методических основ морской геологии, выполняет широкий круг задач по текущему информационно-аналитическому обеспечению недропользования на шельфе. Это объемное понятие включает в себя такие виды деятельности, как обоснование стратегии изучения и освоения минерального сырья в современной экономической ситуации и подготовка проектов соответствующих государственных программ; комплексная геолого-экономическая оценка ресурсных объектов различного ранга; информационная подготовка и мониторинг лицензионного процесса; моделирование перспективного развития минерально-сырьевой базы; разработка нормативно-правовой документации и т.п.

КОМПЛЕКСНАЯ ОЦЕНКА МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОГО ПОТЕНЦИАЛА АРКТИКИ

Региональное и среднемасштабное картирование арктических земель, выполненное на заре деятельности НИИГА, не только создало геологическую основу для минерагенического прогноза (первая металлогеническая карта Центральной Арктики полумиллионного масштаба была составлена уже в 1959 г.), но и привело к прямым открытиям месторождений, рудных узлов, зон и целых провинций твердых полезных ископаемых (медно-никелевые руды, алмазы, золото, полиметаллы, апатит, редкие элементы, слюда, горный хрусталь и др.).

Еще в предвоенные годы будущими сотрудниками института высказывались идеи о существовании на севере Сибири алмазоносной провинции, а в 1952 г. двое геологов НИИГА обнаружили первую кимберлитовую трубку, позже названную Ленинградской. К сожалению, обнародование этого достижения задержалось, и честь первооткрывательства якутских коренных алмазов была отдана другим исследователям. Позже экспедициями НИИГА были закартированы новые алмазоносные

площади, где впоследствии были открыты новые трубки и россыпи алмазов, в том числе крупнейшая в мире Эбеляхская россыпь. Методы прогноза и поисков, разработанные в НИИГА–ВНИИОкеангеология, нашли широкое применение на территориях Якутской и Русской кимберлитовых провинций.

Месторождения Норильск-I и Норильск-II (медь-никель-кобальт-платина) были открыты выдающимся полярным исследователем, впоследствии сотрудником НИИГА Николаем Николаевичем Урванцевым в 1920–1925 гг. На рубеже 1950–1960-х гг. геологами НИИГА при геологической съемке Хараелахского плато были обнаружены признаки новой рудоносной интрузии, подобной Норильску-I, и подготовлены прогнозные предложения, способствовавшие открытию Норильской экспедицией Красноярского ТГУ супергигантского Октябрьского сульфидного месторождения.

В 1950–1960 гг. на Таймыре были открыты два серебро-свинцово-цинковых месторождения и месторождение оптического флюорита с запасами в 100 т, на котором позже проводилась промышленная добыча. Первые находки золота на полуострове были сделаны еще до организации НИИГА; работами последующих лет была выявлена и оконтурена Таймыро-Североземельская золоторудная провинция, сопоставимая с известными крупными провинциями мира и содержащая целый ряд коренных и россыпных месторождений. Рентабельными для отработки являются промышленные россыпи золота на о. Большевик. Имеют место предпосылки открытия еще нескольких месторождений с оценочными ресурсами в первые сотни тонн, а значимость всего объекта повышается его выгодным положением на трассе Северного морского пути.

Безусловным достижением геологов НИИ геологии Арктики явились прогноз и открытие уникальных месторождений апатита, редких металлов и редких земель, связанных со щелочно-ультраосновными массивами на западном (Маймеча-Котуйский район) и восточном (Уджинский район) склонах Анабарского щита. В первом районе в 1950-х — начале 1960-х гг. был закартирован целый ряд ийолит-карбонатитовых массивов с богатыми апатитовыми рудами, флогопитом, редкими металлами, ювелирным хризолитом. Последующие оценочные работы (Красноярское ТГУ, «Госгорхимпроект») показали, что по ресурсам P_2O_5 только части опискованных массивов Маймеча-Котуйская провинция сопоставима с остаточными запасами Хибин.

На востоке, в сводовой части Уджинского поднятия, при геологической съемке был обнаружен, а затем оконтурен концентрически зональный массив площадью 250 км², сложенный целой гаммой щелочных пород и карбонатитов. В 1974–1979 гг. на массиве Томтор был выполнен серьезный комплекс поисковых работ (геологическая съемка, наземная магнитометрия, горные работы, бурение 70 скважин глубиной 50–200 м), что увенчалось открытием уникального по запасам и содержаниям ниобий-apatитового месторождения и крупного железорудного объекта ковдорского типа. Разведочные работы, продолженные по рекомендации института на рубеже 1980–1990-х гг. ПГО «Якутскгеология» и ВИМСом, подтвердили существование крупнейшего в мире месторождения ниобия, фосфора, редких земель и других полезных компонентов, что по справедливости может быть поставлено в ряд с самыми значительными геологическими открытиями XX века.

Начало изучения россыпной минерализации континентального шельфа датируется в нашей стране 1970-м г., а уже в 1974 г. функции головной организации по этой проблеме были возложены Мингео СССР и ГКНТ на НИИГА–ВНИИОкеангеология. Работая в тесном содружестве со специализированными производственными и научными организациями, ученые института заложили основы нового направления минерогенетических исследований — шельфового рудогенеза и, в особенности, такой его ветви, как проблемы шельфового россыпеобразования. Были разработаны

вопросы минерагенического районирования, классификации и таксономии россыпных объектов, предложены и реализованы методы оценки прогнозных ресурсов категории РЗ и запасов шельфовых месторождений; составлены карты россыпной металлоносности и алмазности Арктики и Дальнего Востока.

Практическим результатом всего комплекса исследований по проблеме явились открытие и оценка нескольких промышленно значимых россыпных объектов, из которых прежде всего следует назвать крупнейший в Арктике Ляховский оловоносный район, расположенный на шельфе моря Лаптевых у Новосибирских островов, и единственную в мире костеносную провинцию (Североякутскую) с прибрежно-морскими месторождениями мамонтовой кости — высоколиквидного сырья биогенного происхождения.

Перманентной научно-исследовательской задачей ВНИИОкеангеология является комплексная геолого-экономическая оценка минерально-сырьевого потенциала Арктики и обоснование стратегии его изучения и освоения. Очевидно, что экономическое развитие Российской Арктики связано, в первую очередь, с освоением ее энергетических и минеральных ресурсов при обязательном учете экологических ограничений, которые накладывает хрупкая арктическая природная среда на ее эксплуатацию. При низкой степени изученности Арктической зоны России первостепенное значение приобретает ее комплексное геологическое изучение с целью установления закономерностей развития Арктики с определением причинно-временных и пространственных связей сухопутного, шельфового и океанского рудогенеза, формирования и распределения различных типов минерального сырья, на основе долгосрочной стратегии его рационального, экологически чистого освоения при условии сохранения ресурсного фонда для будущих поколений.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА И ПРОБЛЕМА ОБОСНОВАНИЯ ВНЕШНЕЙ ГРАНИЦЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА (ВГКШ) РОССИИ В АРКТИКЕ

Уникальное приполюсное положение Северного Ледовитого океана (СЛО) на планете, его определяющая роль в формировании природной среды Северного полушария, наконец, прогнозируемый высокий потенциал недр сделали СЛО сегодня ареной пересечения геополитических, ресурсных, военных, транспортных и других интересов приарктических государств.

Между тем самые первые, еще опытно-методические съемки на акватории СЛО выполнили в 1950-х гг. геофизики НИИ геологии Арктики, влекомые ничем иным, кроме естественной жадности познания. Знаменательной датой стал 1962 г., когда на институт было возложено выполнение геофизических съемок Полярного бассейна по нескольким государственным программам. Решение этой грандиозной задачи потребовало разработки абсолютно новых аппаратных, методических и организационно-транспортных решений. Для выполнения работ в том же 1962 г. в структуре НИИГА была организована Полярная геофизическая экспедиция.

Назовем главные достижения тех уже далеких лет в изучении Арктического бассейна:

- в сжатые сроки весь советский сектор Северного Ледовитого океана был охвачен аэромагнитной съемкой;
- кондиционной гравиметрической съемкой за 10–11 лет была покрыта площадь арктического шельфа России;
- в рамках многолетнего проекта гидрографической службы по изучению рельефа дна и физических полей Северного Ледовитого океана был поставлен не имеющий аналогов в мире 30-летний натурный эксперимент — по собственной оригинальной методике геофизики НИИГА развернули наледные сейсмические наблюдения методом отраженных волн (МОВ) и методом преломленных волн

(МПВ) в составе сезонных экспедиций «Север» и с дрейфующих станций «Северный полюс», последовательно охватившие огромные площади в Арктическом бассейне.

В целом цикл работ 1960-х гг. позволил выявить и закартировать главные морфоструктуры дна Северного Ледовитого океана, включая открытие срединного хребта Гаккеля, и дал первые достоверные сведения о мощности осадочного чехла и глубинном геологическом строении. Сформировались представления о спрединговой природе Евразийского суббассейна и о существенно континентальном характере земной коры Американо-Евразийского.

Показательно, что материалы этих ранних работ оказались исключительно востребованными в последние годы при решении важной геополитической задачи по обоснованию положения внешней границы континентального шельфа России в Арктике.

Исследования в Северном Ледовитом океане, направленные на изучение геофизических полей, рельефа дна и глубинного строения литосферы, начатые НИИГА еще в 1960-х гг., планомерно развивались и в последующий период. За успехи в изучении Полярного бассейна ведущие исследователи ВНИИОкеангеология, совместно со специалистами ГУНиО Министерства обороны, Госкомгидромета и др. ведомств дважды были удостоены Государственной премии СССР: в 1983 г. за создание Атласа грунтов, а в 1986 г. — за исследования рельефа дна Северного Ледовитого океана.

Международно-правовая проблема ВГКШ возникла как следствие вступления в силу «Конвенции ООН по морскому праву 1982 года», позволяющей прибрежному государству распространить понятие «юридический шельф» далеко за пределы мелководного географического шельфа на основе ряда батиметрических и геологических критериев, которые в самой общей форме можно сформулировать как доказательство генетического единства глубоководных и шельфовых структур. Это, понятно, стимулировало активность приарктических и некоторых других государств, тем более что уже была известна аномально высокая для океана мощность осадочного чехла в глубоководном Арктическом бассейне — первый признак потенциальной нефтегазоносности недр.

Во ВНИИОкеангеологии первые научные разработки в этой области были выполнены еще в 1980-х гг.; особую актуальность проблема приобрела в связи с ратификацией Россией в 1997 г. «Конвенции ООН по морскому праву 1982 г.» и введением в действие «Федерального закона о континентальном шельфе» (1995 г.). В соответствии с Постановлением Правительства РФ от 16 июня 1997 г. была разработана Программа работ по проблеме ВГКШ (исполнители ВНИИОкеангеология, ПМГРЭ, МАГЭ, НПП «Севморгео», ГУНиО МО, «Аэрогеодезия»).

Особенности рельефа и глубинного строения дна Северного Ледовитого океана, недостаточный уровень геолого-геофизической изученности и неоднозначность трактовки истории формирования его недр обусловили значительные сложности в определении ВГКШ приарктических государств на основе геолого-геофизических критериев и потребовали самого высокого научно-методического уровня натурных наблюдений. Вследствие этого проблема приобретает и фундаментальное значение для геологической науки, обогащая ее новой современной информацией о глубинном строении недр Арктического бассейна.

За прошедшие годы выполнен колоссальный объем работ:

- составлена и издана в 1999 г. «Карта рельефа дна Северного Ледовитого океана», удостоенная Премии Правительства РФ в области науки и техники;
- создана согласованная цифровая база отечественных и зарубежных данных по потенциальным полям, составлены сводные карты;

– оцифровано и переработано с помощью современных компьютерных технологий более 40 тыс. результатов сейсморазведочных работ, выполненных за 30 лет со льда Полярного бассейна;

– проведена совместно с ПМГРЭ и другими партнерами серия уникальных натурных экспериментов в Северном Ледовитом океане с использованием тяжелых, в том числе атомных ледоколов, вертолетов и т.п. («Трансарктика», «Арктика-2000»), включающих сейсморазведку ГСЗ-КМПВ, МОВ, измерения потенциальных полей и др.

На основе комплексной обработки всех материалов была впервые в мировой практике подготовлена и передана в 2001 г. в Комиссию ООН по границам континентального шельфа официальная заявка, позволяющая расширить «юридический шельф» России в Полярном бассейне на 1,2 млн км².

После рассмотрения Заявки российской стороне было предложено представить дополнительные данные по некоторым структурам Американо-Северо-Западного бассейна. С этой целью были осуществлены новые масштабные геолого-геофизические экспедиции «Арктика-2005» и «Арктика-2007» в зоне сочленения Центрально-Арктических поднятий с шельфом северо-восточной Евразии. Полученные данные подтвердили континентальную природу поднятий Менделеева–Альфа и Ломоносова и их структурную и историко-генетическую связь с прилегающим шельфом; соответственно, склоны поднятий в направлении глубоководных котловин можно интерпретировать в качестве континентальных склонов.

Главной фундаментальной задачей остается разработка непротиворечивой модели геологической эволюции Арктики.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ ИЗУЧЕНИЕ АНТАРКТИКИ

Начиная с первой отечественной экспедиции 1955–1957 гг. и на протяжении последующих 15 лет все исследования Мингео СССР (ныне МПР России) в Антарктиде проводились исключительно силами НИИГА. С 1970 г. выполнение полевых работ постепенно перешло в Полярную морскую геологоразведочную экспедицию (ПМГР), а за институтом закреплены функции базовой (головной) научно-исследовательской организации, курирующей выполнение там геолого-разведочных работ.

В истории российских геолого-геофизических исследований в южной полярной области Земли можно выделить три основных этапа.

Ранний – реконсцировочный – этап длился примерно до начала 1970-х гг. и характеризовался в основном «точечными» авиационными геологическими наблюдениями на разрозненных участках докембрийского щита Восточной Антарктиды общей площадью более 0,5 млн км², что позволило отечественным геологам создать передовую по тому времени теорию эволюции кристаллического фундамента и чехла древней Антарктической платформы. Впервые была высказана идея о геологическом тождестве Антарктической платформы с другими гондванскими платформами Южного полушария, что коренным образом повышает потенциальные возможности обнаружения в будущем разнообразных полезных ископаемых под ледяным щитом континента (единичные находки джеспилитов и каменных углей были тогда уже сделаны). Результаты исследований активно публиковались (более 200 статей и несколько монографий) и представлялись на отечественных и международных форумах. Были подготовлены карты геологического содержания для фундаментального «Атласа Антарктики», изданного в 1966 г. и удостоенного Государственной премии СССР (1971 г.).

На втором этапе работы проходили на фоне резко возросшего интереса к перспективам полезных ископаемых Антарктики (в первую очередь – нефтегазовому потенциалу антарктического шельфа) и вызванного этим процесса активной разработки международного политико-правового режима по освоению мине-

ральных ресурсов региона. В новой обстановке возникла задача ускоренного изучения обширных наиболее перспективных площадей в районе действия Договора об Антарктике, что, в свою очередь, обусловило бурное развитие новых направлений экспедиционных работ, таких как морское сейсмогравимагнитное профилирование осадочных бассейнов континентальной окраины Антарктиды с целью изучения их глубинного строения и перспектив нефтегазоносности и геофизические (главным образом аэросъемочные) исследования полностью закрытых льдом внутриконтинентальных районов. Основным результатом этих работ явилось оконтуривание и региональная характеристика крупнейших потенциально нефтегазоносных бассейнов пассивной окраины Антарктиды, что одновременно внесло существенный вклад в решение фундаментальных проблем распада Гондваны. Были также получены принципиально новые сведения о морфоструктуре и вероятном тектоническом строении внутренних районов материка. Совокупным итогом второго этапа исследований можно считать интеграцию данных наземных, морских и аэрогеофизических исследований в единую систему представлений о строении и геодинамической эволюции земной коры Антарктики и разработку на этой основе принципов минерагенического районирования региона.

На третьем этапе, отвечающем кризисному десятилетию 1990-х — начала 2000-х гг., в обстановке вынужденного сокращения объемов экспедиционных работ стала особенно заметна научная роль института, которому удалось в известной степени компенсировать спад полевой активности детальным анализом ранее собранных материалов с применением новейших изотопно-геохимических методов изучения каменных коллекций и современного программного обеспечения обработки и интерпретации геофизических данных. В результате возникли новые представления о главных событиях геологической истории Антарктиды, а также были созданы расширенные базы геофизических данных в международных форматах, что существенно способствовало тектоническому районированию закрытых льдами и морских пространств.

В дни 60-летия ВНИИОкеангеология перед немногочисленным антарктическим коллективом института по-прежнему стоят большие задачи. Статус головной научной организации МПР России по изучению Антарктики обязывает к разработке научно обоснованной стратегии отечественных геолого-геофизических исследований в районе действия Договора об Антарктике, обеспечивающей долговременные интересы России. Внедрение такой стратегии в практику геолого-разведочных работ требует дальнейшего укрепления творческого сотрудничества ВНИИОкеангеология с ПМГРЭ и с Российской Арктической экспедицией.

Чрезвычайно актуальной остается углубленная научная проработка материалов экспедиционных исследований и максимально широкая публикация полученных результатов в международных изданиях, на конференциях, совещаниях и всеми иными доступными средствами, демонстрирующими масштабность вклада России в изучение геологии и перспектив минеральных ресурсов региона. Наконец, перед антарктическими геологами и геофизиками открыты выигрышные возможности для получения выводов глобального значения, что связано как с центральным положением Антарктиды на реконструкциях Гондваны, так и с международным характером антарктических исследований, способствующим ускоренному накоплению и распространению фактических данных. Из многих глобальных проблем, назревших в современной геологии, наиболее многообещающими для решения на базе антарктических материалов представляются геодинамическое своеобразие раннего докембрия и детализация истории распада Гондваны. Первые шаги на этом пути в настоящее время предпринимаются во ВНИИОкеангеология в рамках проекта по составлению новой тектонической карты Антарктики

масштаба 1 : 10 000 000, выполняемого под эгидой Комиссии ЮНЕСКО по геологической карте мира.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

НИИГА–ВНИИОкеангеология — единственная в России научно-исследовательская геологическая организация, которая на протяжении многих лет ведет планомерное изучение арктического региона и чья роль в деле открытия главных ресурсных объектов бесспорна. Поэтому проблема комплексной оценки минерально-сырьевого потенциала Арктики традиционно остается одной из важнейших для института. Главной задачей фундаментальных исследований является разработка общей модели арктического минерагенеза, увязывающей в единую систему процессы океанского, шельфового и континентального нефте- и рудообразования, с выходом на прогнозирование и поиск новых сверхкрупных и уникальных месторождений.

Главная геолого-экономическая задача — это определение значения минерагенического потенциала Арктики в общем минерально-сырьевом балансе России и разработка государственной стратегии его освоения. Должны быть обоснованы рациональные схемы разработки уже открытых и прогнозируемых месторождений и даны предложения по оптимальному развитию инфраструктуры и транспортных артерий. При этом основополагающим остается принцип сопряженного (комплексного) освоения месторождений твердых полезных ископаемых на островах с крупными углеводородными объектами прилегающего шельфа, что принципиально повысит общую эффективность.

В последние годы Правительство РФ предписало заинтересованным ведомствам принять меры, направленные на «повышение эффективности приоритетных научных исследований в Антарктике, сохранение и закрепление позиций Российской Федерации в Антарктике». В этих условиях главной стратегической задачей ВНИИОкеангеологии в области антарктических исследований, отвечающей долгосрочным интересам России, является создание национального банка данных по минеральным ресурсам Антарктики и разработка научного прогноза перспектив их использования. Это создает гарантии полноправного участия нашей страны в любых формах возможного в будущем освоения антарктических недр — от выработки механизма регулирования такой деятельности до ее непосредственного осуществления.

V.D.KAMINSKY, V.L.IVANOV, G.E.GRIKUROV, V.A.POSELOV

60 YEARS OF EXPLORATION BY NIIGA-VNIIOKEANGEOLGIA IN ARCTIC AND ANTARCTIC: HISTORY, PROGRESS, PROSPECTS

The article is dedicated to the 60-year Anniversary of NIIGA-VNIIOkeangeologia and presents a short history analysis of its major achievements and problems. It shows the role of theoretical and methodological developments of the Institute in the formation of mineral and raw-material basis of the Russian Arctic, the main national reserve for the future. The national school of Antarctic geologists at international level is the leading in the area of building the fundamentals and the knowledge base of the South Pole area geology.

Keywords: Arctic, Antarctic, geological-geophysical investigations

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОЗДУХА В СЕВЕРНОМ И ЮЖНОМ ПОЛУШАРИИ И РЕГИОНАЛЬНЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ В АТЛАНТИКО-ЕВРОПЕЙСКОМ СЕКТОРЕ И РАЙОНЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО ПОЛУОСТРОВА

д-р физ.-мат. наук В.Ф.МАРТАЗИНОВА,

д-р физ.-мат. наук В.Е.ТИМОФЕЕВ

Украинский научно-исследовательский гидрометеорологический институт, г. Киев,
nigmi2@yandex.ru

Сопоставляются изменения климата в рамках последнего столетия и соответствующие преобразования атмосферной циркуляции в отдельных районах Северного и Южного полушарий.

Современный характер атмосферной циркуляции показан для Атлантико-Европейского сектора и района Антарктического полуострова при помощи эталонных синоптических процессов. Эпохе современного потепления соответствует большая устойчивость преобладающих форм циркуляции, что особенно выражено в Южном полушарии.

С другой стороны, изменение атмосферной циркуляции воздуха в Атлантико-Европейском секторе произошло в сторону увеличения аномальных погодных условий. Появление в числе наиболее вероятных такого процесса, который приводит к опасным погодным условиям, относится к важным аспектам в изучении атмосферной циркуляции и четко указывает на повышенную степень аномальности современного климата. Обнаруженная квазипериодичность атмосферных процессов как в Северном, так и в Южном полушариях может использоваться для совершенствования методов прогноза погоды различной заблаговременности.

Ключевые слова: атмосферная циркуляция, изменение климата, глобальное потепление, эталон синоптической ситуации, Атлантико-Европейский сектор, Антарктический полуостров

ВВЕДЕНИЕ

Климат Земли на протяжении XX столетия испытывал значительные изменения, которые наиболее четко проявлялись в повышении глобальной температуры — основной характеристики климата Земли. Особенно глобальное потепление сказалось к концу XX — началу XXI вв., в результате чего во многих регионах земного шара отмечается большое количество глобальных климатических аномалий. За счет этого региональные климаты всего земного шара к настоящему времени существенно преобразовались.

Анализ изменения климата обычно проводят с помощью временного ряда наблюдений по температуре и осадкам за достаточно длительный период по отдельным пунктам. Однако такой анализ не позволяет учитывать связь этих параметров во времени и пространстве и рассматривает их как независимые самостоятельные наблюдения. В данной работе изменение регионального климата исследуется не через длинные ряды наблюдения метеорологических элементов в отдельных пунктах, а с помощью анализа полей давления воздуха у поверхности земли, которые отвечают за пространственное распределение крупномасштабной и региональной атмосферной циркуляции воздуха. Такой подход позволяет анализировать

изменение атмосферной циркуляции от года к году, от десятилетия к десятилетию со всем связанным комплексом погодных условий во времени и пространстве. Кроме того, такой подход дает понимание преобразования современного климата. В данном исследовании используется архив метеорологических полей Северного и Южного полушарий за период глобального потепления в XX столетии. Приводится анализ преобразования атмосферной циркуляции в Атлантико-Европейском секторе за 100-летний период наблюдений и южной полярной области (район Антарктического полуострова) за четыре последних десятилетия.

ВЕКОВОЙ ХОД АНОМАЛИИ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ

В вековом ходе глобальной температуры предыдущего столетия мы определяем следующие три периода аномалии глобальной температуры поверхности Земли, Северного и Южного полушарий (рис. 1):

- **период первого глобального потепления XX в.** – временной интервал со второго десятилетия века и до конца 1940-х гг. характеризуется первым интенсивным повышением глобальной температуры;
- **период стабилизации** – с конца 1940-х до конца 1970-х гг. отмечается относительная стабильность глобальной температуры воздуха, и ее значения соответствуют температуре конца предыдущего периода;
- **период второго глобального потепления XX в.** – с конца 1970-х гг. по настоящее время отмечается новый второй интенсивный подъем температуры, при котором рекордные значения XX в. достигнуты в последние десятилетия и начале XXI в.

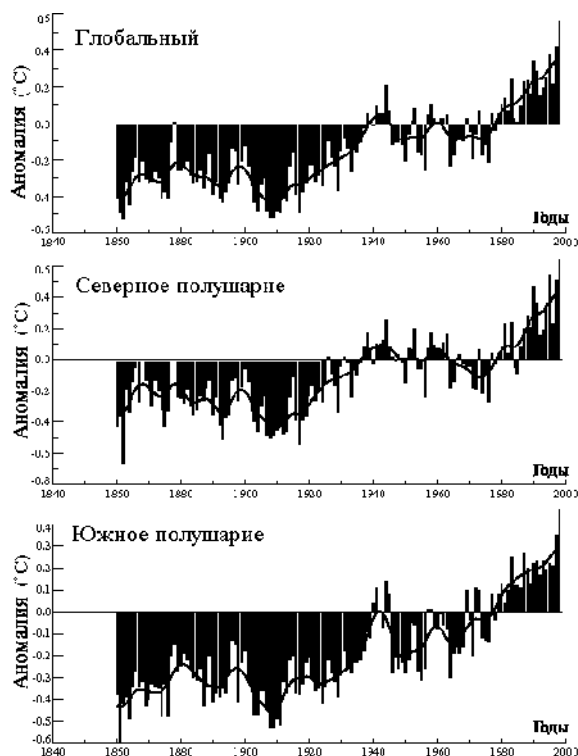


Рис. 1. Вековой ход аномалии температуры воздуха: глобальной, по Северному и Южному полушарию (внетропические широты), данные университета Восточной Англии

При этом выделенные климатические эпохи просматриваются как в целом глобальном масштабе, так и во внетропических областях обоих полушарий.

Выделенные периоды глобального потепления позволяют под другим углом рассматривать глобальное потепление и также проанализировать изменения глобальной температуры внутри каждого периода. Из приведенного графика следует, что резкий подъем температуры начался с начала второго десятилетия XX в., с этого момента происходит непрерывное от года к году повышение температуры в течение последующего периода, близкого к трем десятилетиям.

Можно отметить, что насыщение глобального потепления (или стабилизация глобальной температуры) происходит с середины XX в. на протяжении последующего квазитридцатилетнего периода. Значения глобальной температуры в этот период меняются незначительно, хотя в отдельные годы отмечаются отрицательные аномалии в глобальном масштабе и в Северном полушарии. В Южном полушарии отмечаются незначительные отрицательные аномалии в период стабилизации. Такое изменение глобальной температуры в 1970-е гг. привело многих ученых к мнению о дальнейшем изменении климата в сторону похолодания. От такого прогноза воздержались несколько ученых, и одним из них был М.Будыко [5–8], который на основании своей модели предсказал дальнейшее потепление под влиянием эффекта парниковых газов. Дальнейшие изменения глобальной температуры подтвердили прогноз М.Будыко. После периода стабилизации началось вторичное глобальное потепление, которое, по всей видимости, также продлится около 30 лет, и его окончания следует ожидать к концу первого десятилетия XXI в. То температурное насыщение, которое получит климатическая система к этому времени, вероятно, вновь завершится периодом стабилизации глобальной температуры (периодом релаксации), как это уже было в середине предыдущего столетия. Таким образом, исходя из вышеизложенных соображений, можно считать период на протяжении последующих 30 лет относительно предсказуемым.

Вековое изменение глобальной температуры в первую очередь отразилось на крупномасштабной атмосферной циркуляции и формируемых ею погодных условиях в регионах. В результате к началу XXI в. климаты отдельных регионов существенно преобразовались. С другой стороны, вторичное потепление происходит согласованно во времени в таких удаленных районах, как Центральная Сибирь, Европа, Аляска, Антарктический полуостров [1, 15–16, 24, 25, 28, 35, 37, 43]. Результатом потепления в полярных районах явилось сокращение оледенения и морских льдов [10, 11, 34, 36].

Целью данной статьи было показать преобразование атмосферной циркуляции предыдущего века от десятилетия к десятилетию в отдельных районах обоих полушарий и получить представление о современном состоянии циркуляции начала XXI в.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ

Информационной основой исследования послужил имеющийся архив барических полей у поверхности Земли и на среднем уровне тропосферы для Северного и Южного полушарий за период 1964–2006 гг. Данные давления в узлах регулярной сетки с шагом 5° по широте и 10° по долготе в Северном полушарии за 1881–1990 гг. получены из ВНИИГМИ-МЦД (Обнинск), климатических справочников ГГО им. А.И.Воейкова, а средние поля давления первых десятилетий XX в. — в [27].

Данные с 1986 г. принадлежат архиву, созданному в отделе климатических исследований и долгосрочного прогноза Украинского научно-исследовательского гидрометеорологического института (УкрНИГМИ), и представлены значениями в узлах регулярной географической сетки с шагом 5° по широте и долготе для барических полей на территории 30° з.д. — 70° в.д. и 40–70° с.ш. Для Южного полушария

использовались данные реанализа ERA-40, Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды за период с 1961 по 2002 г., шаг сетки $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. По сведениям [25], имеются некоторые неточности при восстановлении метеорологических полей над районами, занятыми морским льдом в Арктике и Антарктике. Однако крупномасштабные характеристики полей давления при этом сохраняются.

В работе использованы также данные наблюдений украинских климатических станций, а также станций Антарктического полуострова с наиболее продолжительными рядами: Академик Вернадский ($65,2^\circ$ ю.ш., $64,2^\circ$ з.д., за период 1951–2005 гг.), Беллинсгаузен ($62,2^\circ$ ю.ш., $58,9^\circ$ з.д., 1961–2005 гг.), Оркадас ($60,7^\circ$ ю.ш., $44,7^\circ$ з.д., 1951–2003 гг.), Розера ($67,3^\circ$ ю.ш., $68,1^\circ$ з.д., 1957–2004 гг.), Эсперанца ($63,3^\circ$ ю.ш., $56,8^\circ$ з.д., 1953–2004 гг.). Эта информация является частью (<http://www.antarctica.ac.uk/met/READER/surface/stationpt.html>) международного проекта READER.

Климат в рамках отдельно взятого периода времени определяется наиболее вероятным синоптическим процессом этой выборки. Для классификации синоптических процессов использовался известный метод аналогов [7, 32]. Многообразие синоптических процессов одного класса в данной работе описываем полем-эталоном. Поле-эталон каждого класса определяет наилучшее сходство со всеми синоптическими процессами данной выборки. Эталон синоптической ситуации есть единственное наиболее информативное поле класса. Эталоны наиболее вероятных классов каждого десятилетия позволяют проводить сравнительный анализ преобразования атмосферной циркуляции от десятилетия к десятилетию.

Все метеорологические поля в электронной версии архива представлены в виде вектора:

$$X_j = \{x_i\}_j = (x_1, x_2, \dots, x_K)_j, \quad i = 1, 2, \dots, K, j = 1, 2, \dots, N,$$

где x_i – значение метеорологической величины, K – количество узлов регулярной сетки, N – количество полей в архиве.

В целом архив метеорологических полей представлен в виде матрицы X с элементами x_{ij} , которые соответствуют значениям метеорологической величины в i узле регулярной географической сетки поля j электронного архива:

$$X = \begin{bmatrix} X_1 \\ X_2 \\ \dots \\ X_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{21} & \dots & x_{i1} & \dots & x_{K-11} & x_{K1} \\ x_{12} & x_{22} & \dots & x_{i2} & \dots & x_{K-12} & x_{K2} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ x_{1N} & x_{2N} & \dots & x_{iN} & \dots & x_{K-1N} & x_{KN} \end{bmatrix},$$

где $i = 1, 2, \dots, K, j = 1, 2, \dots, N$.

Для распознавания наиболее информативного синоптического процесса используются два критерия аналогичности, которые принадлежат к разным типам меры подобия метеорологических полей [4, 12].

Критерий ρ позволяет оценить геометрическое сходство барических полей по знаку аномалии двух полей:

$$\rho = \frac{n_+ - n_-}{K},$$

где K – общее количество узлов регулярной сетки, n_+ – количество узлов, где знаки аномалий двух полей совпадают, n_- – количество узлов, где знаки аномалий полей противоположны. Значение критерия изменяются в пределах $-1 \leq \rho \leq 1$.

Знак аномалии определялся отклонением давления в каждой точке от пространственного среднего значения поля.

В качестве второго критерия аналогичности использовался средний квадрат расстояния между двумя полями, который определяется по формуле:

$$\eta^2 = \frac{1}{K} \sum_{i=1}^K (x_{ij} - x_{il})^2,$$

где x_{ij} и x_{il} — значение барического поля в i -ом узле регулярной сетки j -го и l -го полей.

Критерии аналогичности ρ и η не связаны между собой и отвечают за разные физические характеристики поля, что и определило целесообразность их использования.

Если в классе выявляется несколько информативных полей с одинаковой вероятностью, то они могут в данном классе создать подклассы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Изменения крупномасштабной атмосферной циркуляции от десятилетия к десятилетию (Атлантико-Европейский сектор)

Крупномасштабная атмосферная циркуляция в Северном полушарии имеет трехвихревую систему, в которой основную роль играют климатические центры действия атмосферы (ЦДА). На рис. 2 представлена планетарная трехвихревая атмосферная циркуляция на среднем уровне тропосферы для зимнего сезона в Северном полушарии, с наличием европейской, азиатской и американской ложбин. Как известно, у поверхности им соответствуют климатические ЦДА низкого давления: алеутская депрессия, исландский минимум, а также максимумы: канадский, азорский (зимой — северо-атлантический), а также сибирский сезонный.

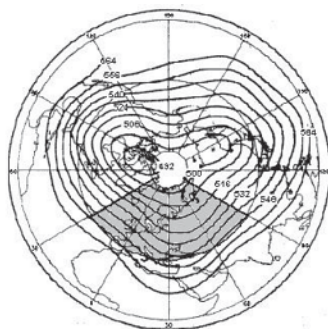


Рис. 2. Среднее поле АТ-500 гПа для зимнего сезона в Северном полушарии

Каждая пара состоит из климатического минимума и максимума давления планетарной трехвихревой волны в Северном полушарии и занимает около 120° по долготе. Как правило, все изменения одной пары сопряжены с изменениями других, а отклонение центра действия атмосферы от своего климатического географического положения приводит к аномальным погодным условиям на окружающей его территории. Поэтому для исследования любой региональной циркуляции необходимо учитывать циркуляцию воздуха на территории, превышающей ее и равной по протяженности с запада на восток 120° , при этом территория региона должна располагаться по возможности в центре расширенной территории.

Объектом исследования была выбрана крупномасштабная атмосферная циркуляция в пределах Атлантико-Европейского сектора (АЕС). Барические образования этого района оказывают влияние на формирование ежедневных погодных условий

выбранного участка, к тому же преобразование барических образований в АЕС в сторону усиления меридиональности или зональности указывает на преобразование всей планетарной системы во всем Северном полушарии. Таким образом, в данной работе анализ векового изменения приземного поля давления воздуха в Атлантико-Европейском секторе проведен с целью выявления основных черт современной региональной циркуляции и связанных с ней погодных условий в Европе.

Построение средних полей давления от десятилетия к десятилетию позволило проследить преобразование атмосферной циркуляции на протяжении периодов глобального потепления в XX в. На рис. 3 в качестве примера пространственные преобразования полей давления у земли в зимний сезон представлены средними полями давления последних десятилетий трех периодов изменения глобальной температуры в XX в. (о которых шла речь в начале данной статьи), а также полем давления первого десятилетия (1900–1909 гг.), после которого началось глобальное потепление.

Поле давления в Северном полушарии зимнего сезона первого десятилетия XX в. характеризуется активизацией исландского минимума, а также усилением антициклонической деятельности субтропического происхождения над Европой. Все остальные ЦДА в это десятилетие оказываются ослабленными. Такой тип барического поля способствует теплым зимам в Европе, а юго-западная периферия обширного исландского минимума благоприятствует проникновению теплого воздуха в полярные широты.

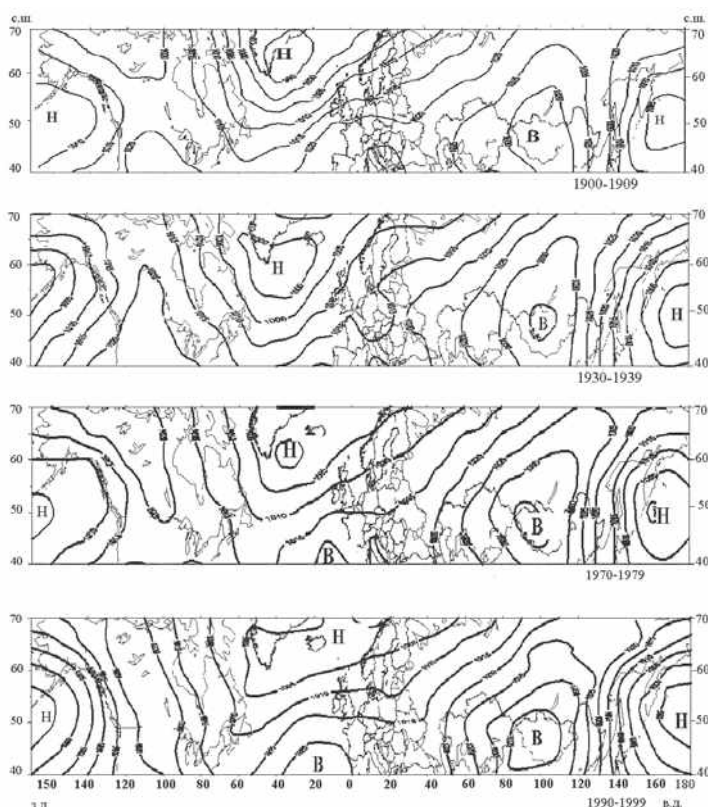


Рис. 3. Средние поля давления зимнего сезона в Северном полушарии: 1900–1909, 1930–1939, 1970–1979, 1990–1999 гг.

Однако на протяжении первого периода глобального потепления происходит активизация всех ЦДА. При этом особенное значение приобретает сибирский максимум, создавая суровые зимы на всей территории Евразии. Обострение атмосферной циркуляции в Северном полушарии к концу первого периода глобального потепления сохраняется на протяжении всего периода стабилизации глобальной температуры. Поэтому средние карты рис. 3 практически аналогичны по состоянию центров действия атмосферы. К концу XX в. интенсивность атмосферной циркуляции уменьшается и приближается по распределению барического поля и состоянию ЦДА к первому десятилетию. Поэтому зимы в Европе и Сибири вновь отмечаются теплыми (выше климатической нормы). В настоящее время по юго-западной периферии исландского минимума выносятся достаточно теплого воздуха с южных широт в заполярье, чтобы повысить там температурный режим зимой [17].

Таким образом, атмосферная циркуляция конца XX в. (1990–1999 гг.) аналогична циркуляции начала XX в. Наибольшее преобразование атмосферной циркуляции в зимний сезон к концу столетия наблюдается в Атлантико-Европейском секторе.

Изменения полей давления на протяжении первого и второго периодов глобального потепления XX в. не только имеют различные тенденции изменения по пространству, но к тому же обратные по знаку (рис. 4). Если в течение периода первичного глобального потепления происходит рост давления над центральной Сибирью и понижение давления над Атлантикой, то в течение второй фазы потепления отмечаются обратные атмосферные процессы — падение давления над Сибирью и повышение давления над Атлантикой. Изменение давления воздуха в течение периода первого глобального потепления, учитывая данные об изменениях парниковых газов из документов ВМО, 2005 г., происходит под влиянием преимущественно естественных факторов. Поэтому изменение давления первого периода глобального потепления зависит от естественных причин, которые на протяжении всей истории меняли климат Земли. Вторая фаза глобального потепления, без сомнений, продолжает происходить под влиянием тех же естественных

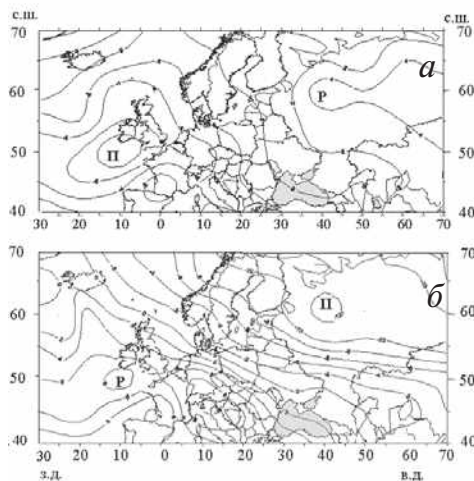


Рис. 4. Изменение поля давления на протяжении первого (1911–1940 гг.) и второго (1977–2006 гг.) периодов повышения глобальной температуры в Атлантико-Европейском секторе: разность между 1930–1939 гг. и 1900–1901 гг. (а) и разность между 1965–1976 гг. и 1995–1996 гг. (б)

факторов, но в то же время и под влиянием растущих концентраций парниковых газов.

Таким образом, изменение поля давления в течение первого периода глобального потепления привело к морозным зимам в Европе, а в течение второго периода — к теплым зимам в Европе. Изменения поля давления в течение первого и второго периодов потепления имеют противоположные значения. Если во время периода первичного потепления отмечается смещение сибирского максимума к западу на $10\text{--}15^\circ$, то в течение периода вторичного потепления происходит смещение его к востоку на 20° .

Основные черты современной региональной атмосферной циркуляции и погодных условий в Атлантико-Европейском секторе

Определение наиболее вероятного состояния атмосферной циркуляции воздуха из многообразия синоптических процессов и объема необходимой для этого информации электронного архива является сложной задачей объективной классификации атмосферных процессов. Метеорологи на протяжении всего периода развития данной науки неоднократно пытались создать объективную классификацию циркуляции на основе синоптического опыта. Известные макромасштабные типизации атмосферной циркуляции (Вангенгейма—Гирса, Дзердзеевского, Баура, Гесса—Брезовского, Лэмба, Каца и ряда других) были предложены в середине предыдущего столетия. Как показано выше, атмосферная циркуляция к концу XX в. существенно изменилась, и поэтому объективно классифицировать ее с помощью этих типизаций стало затруднительно. Чтобы понять современную циркуляцию воздуха с ее опасными и стихийными метеорологическими явлениями над регионом в отдельные дни, необходимо классифицировать все многообразие синоптических процессов каждого десятилетия в отдельности и выявить наиболее вероятное их состояние в каждом десятилетии. В результате для решения данной задачи был применен разработанный нами метод на основе теории распознавания образов для нахождения наиболее информативного поля атмосферной циркуляции воздуха — поля-эталона [32, 40]. Понятие «эталон» относится к барическому полю, которое обладает наибольшим подобием с остальными полями в данном множестве. Поле-эталон атмосферной циркуляции наиболее вероятного класса характеризует преобладающий тип пространственного распределения давления и, следовательно, атмосферный процесс с наибольшей частотой формирования. С этой точки зрения эталонный синоптический процесс играет ведущую роль в формировании режима атмосферной циркуляции и климата

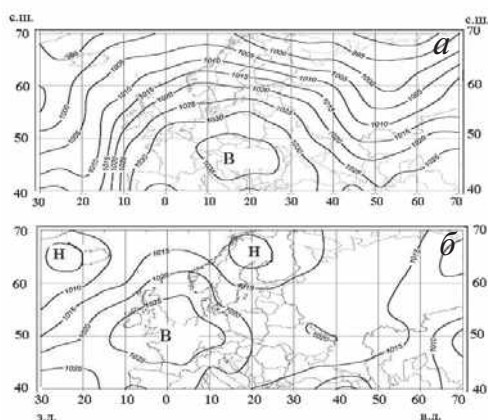


Рис. 5. Эталоны полей давления воздуха наиболее вероятного класса на уровне моря в Атлантико-Европейском секторе в январе (а) и июле (б) 1991–2006 гг.

отдельных регионов исследуемой территории в каждом десятилетии. Эталон барического поля наиболее вероятного класса последних десятилетий представлен на рис. 5. Обеспеченность данного эталона в зимний и летний сезоны составляет около 60 %.

В результате последних преобразований атмосферной циркуляции воздуха в пределах АЕС во все сезоны года погодные условия преимущественно определяются областью высокого давления субтропического происхождения. В результате температура воздуха в Европе заметно возросла, особенно зимой, под влиянием новой циркуляции — холодный воздух Сибири в последние два десятилетия практически не распространяется на запад, и тем самым не создается устойчивых морозных погодных условий.

Это одно из объяснений повышения температуры воздуха в последние десятилетия зимой в Европе. Если в зимние периоды в середине предыдущего столетия преобладали отрицательные температуры и более актуальным был прогноз оттепелей, прежде всего для сельского хозяйства, то в последние зимы преобладают безморозные периоды, а резкие похолодания между ними имеют характер аномальных и значительно труднее прогнозируются.

В качестве примера повышения температуры воздуха приводится средняя суточная температура воздуха февраля для г. Киева за 1991–2006 гг. и 1961–1990 гг. (рис. 6). Повышение зимней температуры последних десятилетий относительно стандартной климатической нормы составляет 3–4 °С. Однако следует указать, что в



Рис. 6. Изменение зимней температуры воздуха в Киеве за 1991–2006 гг. относительно средней температуры стандартного климатического периода 1961–1990 гг. (февраль):

1 — климатическая норма 1961–1990; 2 — 1991–2006 гг.

новых условиях температурный режим в Европе стал резко неустойчивым, сильные похолодания не прекратились, но стали кратковременными. Похолодание в настоящее время происходит за счет вторжения арктического воздуха по восточной высотной периферии развитого субтропического максимума. В результате по интенсивности такие похолодания не уступают холоду из Сибири, но имеют небольшую продолжительность, как правило, 2–3 дня.

Таким образом, исходя из анализа эталонов синоптической ситуации последних десятилетий во все сезоны, погодные условия на большей части Европы, включая территорию Украины, находятся преимущественно под влиянием теплых воздушных масс субтропического происхождения. Преобладание (это следует из вида поля эталона давления) в указанных регионах антициклональной погоды, связанной с азорским максимумом, приводит здесь к частому формированию положительных

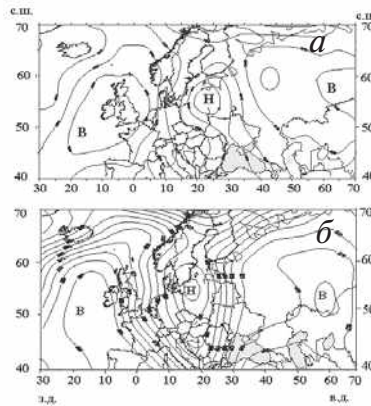


Рис. 7. Эталон класса полей давления у поверхности Земли (а) и на уровне 500 гПа (б) в период 1991–2006 гг., сопровождавшийся стихийными и опасными метеорологическими явлениями

аномалий температуры воздуха и дефициту осадков, что является особенностью климатического режима последних десятилетий [18, 30, 32]. Поэтому в летний сезон преобладание области высокого давления создает засушливые погодные условия.

Увеличение в последние десятилетия количества стихийных и опасных метеорологических явлений, а также резкую неустойчивость температурного режима можно объяснить появлением преобладающего процесса нового типа. Класс этой циркуляции является следующим после наиболее вероятного класса (рис. 7), причем поле давления характеризуется узкой областью низкого давления в центре над Центральной Европой, простирающейся до Балканского полуострова.

На среднем уровне тропосферы (500 гПа) приземной области низкого давления соответствует активная зона высотного циклона, которая и создает условия для выпадения ливневых осадков. Приведенные на рис. 5 и 7 синоптические ситуации в последние десятилетия имеют разную вероятность и являются противоположными в распределении давления. Если наиболее вероятная синоптическая ситуация (рис. 5) создает засушливые атмосферные процессы в Украине, то вторая по вероятности (рис. 7) приводит к выпадению сильных ливневых дождей в пределах месячной нормы за сутки. Таким образом, две приведенные синоптические ситуации являются основными в современной циркуляции воздуха и в большей степени отвечают за современный характер регионального климата. При этом надо отметить, что два наиболее вероятных типа циркуляции воздуха приводят к аномальным погодным условиям. К наиболее аномальной, сопровождающейся стихийными и опасными метеорологическими явлениями, относится синоптическая ситуация с ливневыми дождями (рис. 7), именно она отвечает за многие экономические ущербы и человеческие жертвы от погодных условий в Европе (например, наводнение в Чехии и Германии 2002 г.).

АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В ЮЖНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ

Основные черты крупномасштабной циркуляции атмосферы южной полярной области (ЮПО) изучены достаточно хорошо, причем известно, что она в целом проще, чем во внетропических широтах Северного полушария. Западно-восточный перенос в умеренных широтах Южного полушария более интенсивен, с наличием пояса низкого давления в Южном океане, что обуславливает меньшую интенсивность антициклонального блокирования [23, 40]. Практически все барические образования эволюционируют здесь над океанской поверхностью, и лишь незначительная часть подстилающей поверхности представляет собой гор-

но-ледовый ландшафт Антарктиды. При этом, климатические ложбины (циклоны) ориентируются к вогнутостям береговой линии Антарктиды (моря Росса, Беллингаузена, Уэдделла), а гребни — к выпуклостям (Антарктический полуостров, Земля Элсуэрта, Земля Мэри Бэрд, Земля Королевы Мод) [3].

Определенные успехи достигнуты в моделировании циркуляции отдельных районов, однако незначительное число работ посвящено объективной классификации крупномасштабных процессов, которую можно было бы использовать в целях прогноза. Ранее циркуляционные особенности ЮПО детально исследовались в работах ААНИИ; были выполнены типизации крупномасштабных процессов по традиционным методикам Г.Я.Вангенгейма [13, 20]. Типизация синоптических процессов, представленная польскими коллегами [29], базировалась на учете различного типа переноса (адвекции), однако однородные синоптические процессы могли при этом попасть в разные типы. Достаточно много внимания было уделено разработке методов долгосрочного прогнозирования [14, 19].

Средние поля давления

Карты среднего атмосферного давления были построены за каждое десятилетие для зимнего сезона (июнь–август) внетропических широт Южного полушария начиная с 1961–1970 гг. Прежде всего, нас интересовали формы барического рельефа в Южном океане, где располагается известный пояс низкого давления.

На средних полях давления (рис. 8) выделяются четыре центра действия атмосферы пониженного давления (климатические циклоны), причем наиболее обширным является циклон в районе моря Росса, который продвинул наиболее близко к полюсу, а над восточным сектором ЮПО располагается климатическая область низкого давления в районе моря Содружества, около 100° в.д.). Площадь циклонической циркуляции в Западном секторе ЮПО увеличивается к 1991–2000 гг. за счет распространения ложбины в море Беллингаузена, что сопровождается понижением давления в этой области.

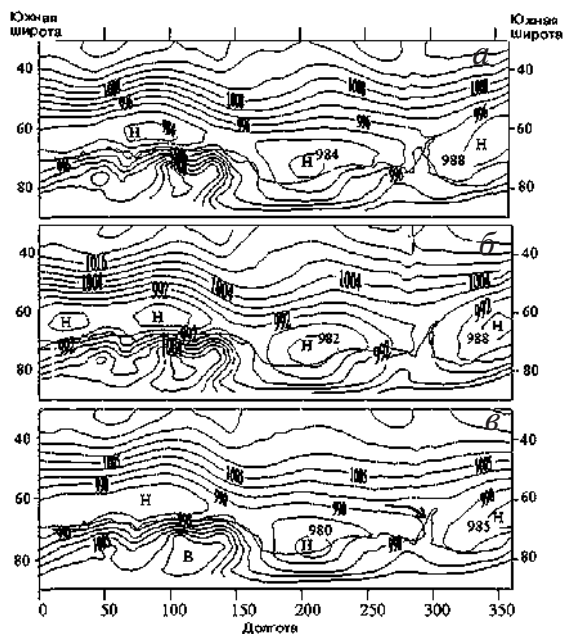


Рис. 8. Средние поля давления в ЮПО отдельных десятилетий (июль): а — 1961–1970 гг., б — 1971–1980 гг., в — 1991–2000 гг.

Две другие климатические области пониженного давления расположены над морями Беллингаузена и Уэдделла, а смена знака циклонической циркуляции происходит в районе Антарктического полуострова, с наличием барического гребня, или седловины (рис. 8). Наиболее выраженным гребень является в 1960-е гг., в связи с усилением отрога континентального антициклона; в последующие десятилетия он оформлен слабее, с некоторым перемещением к востоку. Ослабление гребня сопровождается усилением зональности в регионе, что является циркуляционным механизмом, объясняющим процесс возрастания температур воздуха на Земле Грейама. Кроме того, вся седловина в районе Антарктического полуострова смещается к востоку от десятилетия к десятилетию.

Изменение давления в ЮПО наилучшим образом можно видеть на картах отклонений между полями давления последнего десятилетия современного периода потепления и последнего десятилетия периода стабилизации глобальной температуры в середине XX в. (рис. 9, 10). Положение основного климатического циклона над сектором Восточной Антарктиды и в районе моря Росса остается стационарным, но давление в его центре уменьшается в июле (рис. 9) на 4–5 гПа. Наибольшее падение давления в Южном океане отмечено в умеренных широтах сектора 80–120° ю.ш., а наименьшее — над морем Уэдделла. В районе Земли Грейама отмечается меньшая тенденция давления к убыванию, чем в соседних акваториях на тех же широтах, а на юге Антарктического полуострова давление возрастает.

В январе снижение давления к началу XXI в. прослеживается в пределах всей ЮПО (южнее 60° ю.ш.), а в зоне умеренных широт (севернее 60° ю.ш.) отмечается рост давления.

Для уточнения числа центров действия атмосферы в ЮПО и устойчивости их во времени были проведены расчеты пространственно-временной структуры поля давления. Расчет велся с помощью долготного осреднения поля давления в секторе 40–70° для зимних сезонов с разнознаковыми температурными аномалиями на Антарктическом полуострове (ниже нормы зимой 1982 г. и выше нормы зимой 1983 г., а также аномально холодной зимы 1987 г.).

В соответствии с рис. 10, у поверхности земли наблюдается четырехвихревая система циркуляции, в которой три вихря достаточно крупномасштабны и располагаются в секторе 90–120°, 200–240° (море Росса) и в секторе 280–330° ю.ш. (море Беллингаузена), и один менее развитый вихрь около 10–30° в.д. (море Уэдделла).

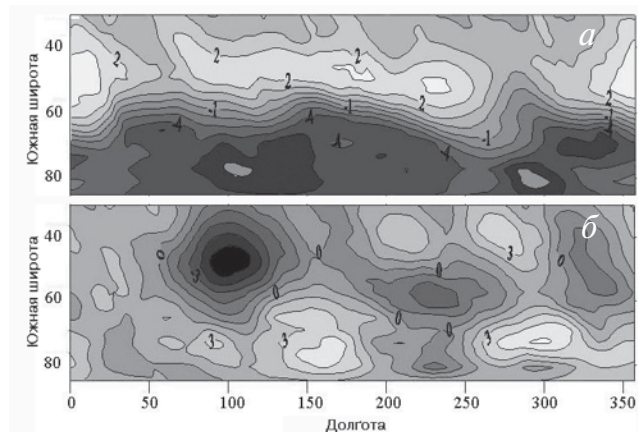


Рис. 9. Аномалии атмосферного давления в ЮПО между 1961–1970 гг. и 1991–2000 гг. в июле (а) и в январе (б), рассчитанные как разности от среднего поля 1961–1900 гг. Темные очаги — падение, светлые очаги — рост

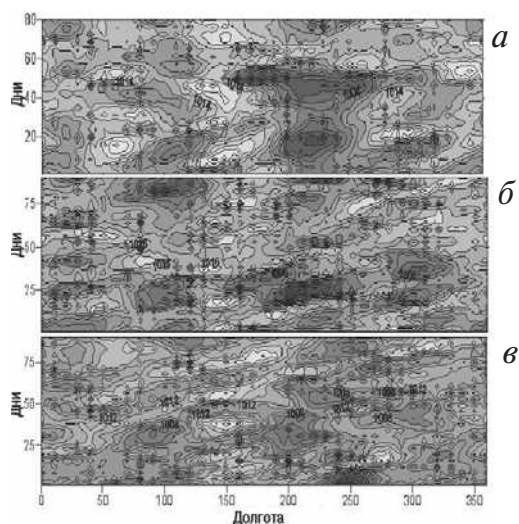


Рис. 10. Временная диаграмма с 1 июня по 30 августа интегральной характеристики поля давления сектора 40–70° ю.ш.: а – 1983 г., б – 1987 г., в – 1987 г.

На всех разрезах видны фазы углубления и ослабления ЦДА в результате перемещения крупномасштабных синоптических образований на восток («дорожки» циркуляции). Скорость перемещения крупномасштабных синоптических образований составляет около 4° меридиана в течение суток, то есть несколько меньше, чем в Северном полушарии.

Состояние ЦДА лучше выражено в пространстве в 1982 г., а в более теплом 1983 г. заметно отсутствие интенсивного антициклогенеза, но состояние ЦДА также хорошо просматривается. Антициклогенез, преобладавший в 1987 г. в юго-восточной части Тихого океана, вызвал ослабление климатических циклонов.

Таким образом, временные диаграммы позволяют находить закономерности движения крупномасштабной атмосферной циркуляции, что очень важно для разработки методов долгосрочного прогноза погоды в ЮПО.

Эталонные поля давления

Эталонные поля давления, рассчитанные для отдельных десятилетий в секторе 40–80° ю.ш. и 180° з.д. – 50° в.д., определяют наиболее вероятный климатический режим десятилетий. Эталонные поля давления на первом этапе были рассчитаны для каждого зимнего месяца (июнь–август) десятилетия 1991–2000 гг. в секторе 40–75° ю.ш. и 180° з.д. – 50° в.д. Область расчета охватывает климатические циклоны, ближайшие к Антарктическому полуострову, а также практически весь Западный сектор ЮПО. В процессе работы область расчетов была расширена от 120° з.д. до 180° з.д., что позволило улучшить классификацию процессов. В результате в область расчета вошли три ЦДА, что оказалось важно для анализа изменения регионального климата.

Из анализа рис. 11 следует, что эталонные поля давления воздуха летних месяцев являются во многом аналогичными, с преобладающим циклогенезом в западном секторе ЮПО в целом и над морем Беллинсгаузена в частности, а также развитие гребня субтропического максимума, который простирается непосредственно до Антарктического полуострова в июне, а в остальные месяцы смещен в море Уэдделла.

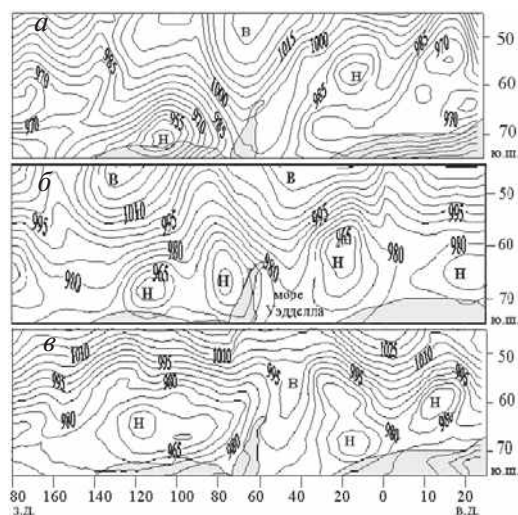


Рис. 11. Эталоны атмосферной циркуляции зимних месяцев 1991–2000 гг. в ЮПО: июнь (а), июль (б) и август (в)

Гребень образует значительное меридиональное преобразование потоков, с квазиблокирующим эффектом, обуславливая усиление северных-северо-западных ветров к Земле Грейама. Одновременно рассматриваемый гребень разделяет зоны климатических циклонов в море Беллинсгаузена и Уэдделла.

В июле наиболее теплый и влажный воздух поступает в район станции Вернадский при реализации эталонного процесса – циклона (или серии циклонов) в море Беллинсгаузена (рис. 11 а). Температура воздуха зачастую повышается до 0° и выше, сопровождаясь умеренными и сильными ветрами, метелями, выпадением смешанных осадков. Положение циклона препятствует проникновению холодных антарктических масс, а похолодания, связанные с тыловыми вторжениями в рамках этого процесса, не приводят к существенным понижениям температуры и носят непродолжительный характер. Данный эталонный процесс характеризуется значительной устойчивостью – с коэффициентом корреляции около 0,90, синоптическая ситуация сохраняется в течение 3–5 дней. Обеспеченность эталонных процессов достаточно высока и составляет: в июне – 62 %, июле – 67 %, в августе – 73 %. Таким образом, в среднем величины критерия аналогичности атмосферных процессов для ЮПО оказались выше, чем для Атлантико-Европейского сектора, что свидетельствует об упрощенности форм циркуляции в Южном полушарии.

Для сравнения приведем наиболее вероятное поле давления июля наиболее холодного десятилетия 1961–1970 гг., которое существенно отличается от эталонных полей последнего десятилетия локализацией барического гребня (рис. 12). Он располагается к западу от Антарктического полуострова, с формированием существенной меридиональности в море Беллинсгаузена и преимущественным южным-юго-западным переносом к Земле Грейама. С другой стороны, глубокие циклоны наблюдаются западнее этого гребня и над морем Уэдделла, с частыми тыловыми вторжениями в рассматриваемый район. В результате в июле 1961–1970 гг. формируется температурный режим преимущественно ниже климатической нормы, в сочетании с менее интенсивными ветрами и меньшим количеством атмосферных осадков.

Эталонные поля давления, рассчитанные для отдельных десятилетий в выбранном секторе ЮПО, показывают, какие синоптические процессы формируют

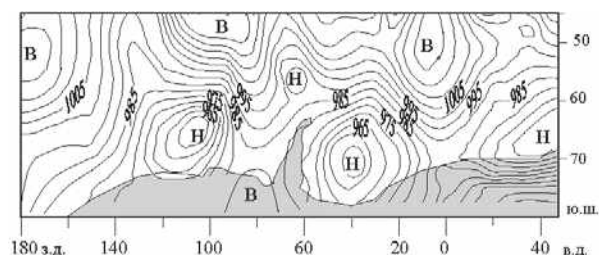


Рис. 12. Эталонный процесс атмосферной циркуляции июля 1961–1970 гг.

повышение температуры воздуха, тип преобладающего переноса (северный—северо-западный ветры) и характеризуют изменение режима других метеорологических величин на станциях Антарктического полуострова. Кроме этого, воздушные потоки при данных процессах вынуждены переваливать горный хребет, что сопровождается учащением фоновых явлений [22, 32] и вносит дополнительный вклад в рост температуры воздуха, регистрируемый на станции Вернадский.

Изменение климата в районе Антарктического полуострова

Районом, наиболее освещенным метеорологической информацией в пределах ЮПО, является Антарктический полуостров. Данный район характеризуется существенной неоднородностью подстилающей поверхности, наличием горного рельефа, значительной изрезанностью береговой линии, многочисленными островами, а также разного типа оледенениями. В результате микроклиматических особенностей формируются существенные температурные различия на небольших пространственных масштабах [9, 10]. Одна из основных особенностей — зональный контраст в исследуемом районе, обусловленный различным режимом оледенения, а также ледовитости в морях Беллинсгаузена и Уэдделла. В результате средняя многолетняя температура воздуха на западном побережье Антарктического полуострова примерно на 4–6 °C выше, чем на восточном; в зимний сезон разница еще больше.

Рост температуры воздуха на большинстве станций региона происходит практически синфазно глобальным изменениям, с наличием двух фаз потепления на протяжении последнего столетия, при этом современное потепление становится особенно выраженным с середины 1980-х гг., рис. 13. Период стабилизации охватил время с середины 1940-х до конца 1960-х гг., причем ему соответствовали большие межгодовые амплитуды средней температуры воздуха, чем в современную эпоху потепления. Целый ряд работ в последнее время посвящен потеплению в данном районе, а также анализу возможных последствий [11, 16, 29, 37, 43, 44].

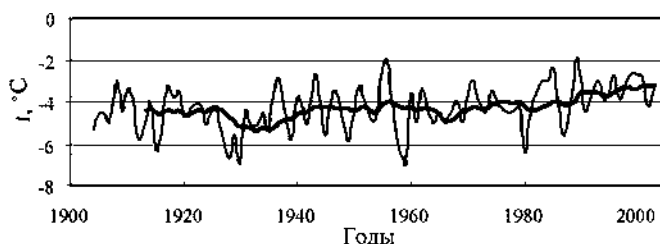


Рис. 13. Изменение температуры на Антарктическом полуострове 1904–2003 гг., полученное по данным: станции Оркадас (1901–1960 гг.) и 4-х станций (Оркадас, Академик Вернадский, Беллинсгаузен, Эсперанца) Антарктического полуострова — 1961–2003 гг.

По данным украинской антарктической станции Вернадский, рост средней годовой температуры превысил 2°C за последние 50 лет, а в отдельные зимние месяцы он превзошел 4°C . Наибольший вклад в потепление на этих станциях вносит повышение температуры зимних месяцев (июнь—август), однако летний рост температуры, будучи значительно менее выраженным по величине, во многом обуславливает деградацию оледенения в связи с расширением периода регистрации среднесуточных температур воздуха выше нуля. По данным станции Вернадский, потепление сопровождается сужением интервала регистрируемых температур за счет возрастания их минимальных значений, снижением межгодовой амплитуды температуры воздуха, уменьшением частоты значительных похолоданий (пороговые квантили температуры воздуха сравнивались с [21]). Вероятность температуры воздуха ниже -35°C в 1991–2000 гг. практически равна нулю, а повторяемость температур в интервале от 0 до -5°C существенно возросла по сравнению с 1951–1960 гг.

На станции Вернадский потепление сопровождается уменьшением амплитуд колебаний температуры воздуха на различных временных масштабах. Наиболее существенно уменьшилась межгодовая амплитуда температуры в апреле—мае, с $6,5 \pm 2,4^{\circ}\text{C}$ в 1947–1956 гг. до $2,4 \pm 1,2^{\circ}\text{C}$ в 1991–2000 гг. В целом по этому показателю апрель и май 1947–1957 гг. можно сравнить с современными зимними месяцами. В ноябре и июле сглаживание более выражено в течение последних 10–15 лет (рис. 14), что отразилось в снижении величины межсуточной изменчивости температуры воздуха. Она уменьшилась практически вдвое при сравнении зимних периодов 1951–1960 и 1991–2000 гг. ($5,3$ против $3,1^{\circ}\text{C}$ соответственно). С потеплением связаны явления деградации гляциосферы, в том числе крупные отколы шельфовых ледников, изменения в структуре морского льда, окружающей среде региона [29, 45].

Характерной особенностью последнего пятилетия явилось ослабление тенденции температуры к возрастанию, причем величины среднегодовых температур воздуха колеблются в достаточно узком интервале.

Если рост температуры воздуха от десятилетия к десятилетию происходил практически равномерно по сезонам на украинской станции (рис. 15), то на других станциях Антарктического полуострова потепление развивалось менее равномерно, в особенности на станциях Эсперанца и Оркадас, причем к десятилетию 1991–2000 гг. зимний рост температур несколько ослаб, а на станции Эсперанца в 2001–2005 гг. даже отмечено незначительное похолодание.

Таким образом, величины и знаки сезонных трендов в наибольшей степени отличаются между станциями крайнего северо-востока полуострова (станции Эсперанца и Марамбио) и станция Оркадас, с одной стороны, а также и теми, что расположены близ западного побережья Антарктического полуострова и о. Кинг-Джордж (станции Вернадский, Розера, Беллинсгаузен).

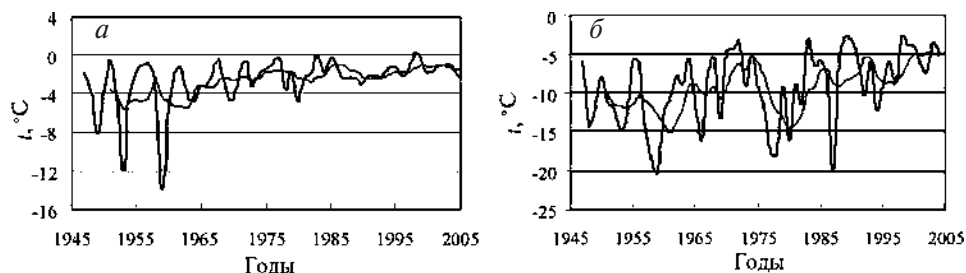


Рис. 14. Многолетнее изменение температуры воздуха для станции Вернадский, 1947–2004 гг.: а – апрель 1947–2005 гг., б – июль 1947–2005 гг.

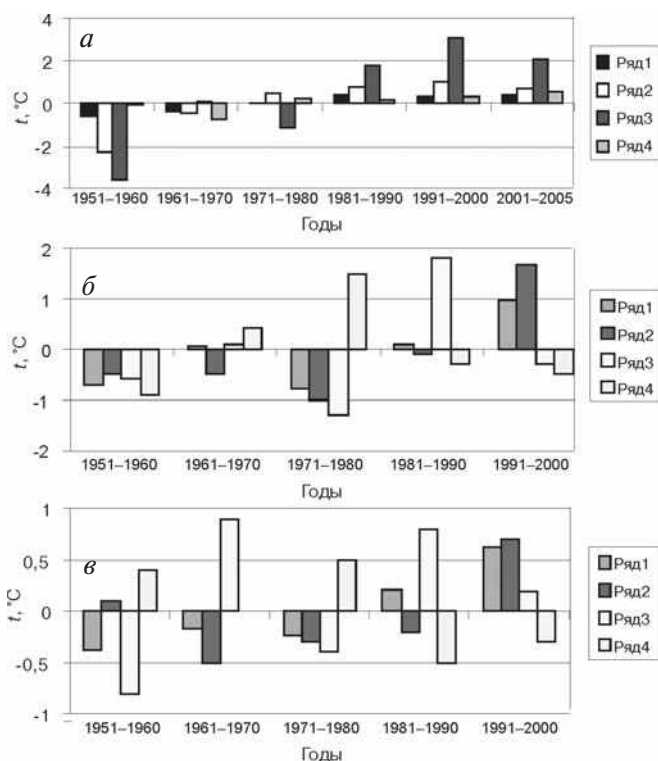


Рис. 15. Сезонные аномалии температуры воздуха ($^{\circ}\text{C}$) по отдельным десятилетиям по отношению к стандартному климатическому периоду 1961–1990 гг. на станциях Антарктического полуострова: Академик Вернадский (а), Эсперанца (б), Оркадас (в) (ряд 1 – январь, ряд 2 – апрель, ряд 3 – июль, ряд 4 – октябрь)

Вместе с повышением температуры воздуха изменился режим и других метеорологических величин. Так, в течение периода работы станции скорость приземного ветра в целом увеличивается, и наиболее существенно в течение последних двух десятилетий (на 15 % в сравнении с периодом 1951–1960 гг.). Количество дней с сильным ветром (более 20 м/с) также увеличивается, в том числе по сравнению с первыми десятилетиями наблюдений, в связи с чем возросло число дней с метелью. Общая

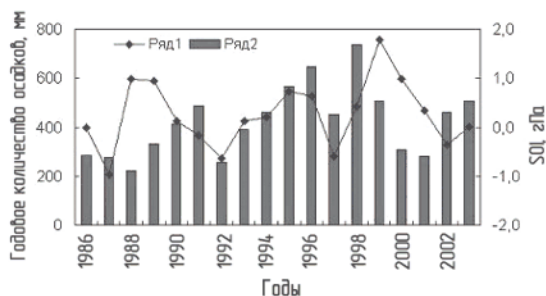


Рис. 16. Годовое количество осадков (ряд 2) на ст. Академик Вернадский и индекс Южного колебания (SOI) (восточная часть Тихого океана), ряд 1, 1986–2003 гг.

продолжительность штилей и слабых ветров (1–4 м/с) снижается, особенно после 1998 г. — одного из наиболее теплых на станции. Изменилась также роза преобладающих ветров, с правым ее поворотом, от преобладающих северных ветров в 1951–1960-х гг. к северо-западным ветрам в 1991–2000 гг., кроме того, повторяемость южных ветров к концу XX в. значительно снизилась. В современную климатическую эпоху увеличилась устойчивость ветров преобладающих направлений, до 42 % в 1991–2000 гг., тогда как в 1951–1960 гг. она составляла 27 %.

По данным станции Вернадский, количество дней с атмосферными осадками, как в жидкой, так и в твердой фазе, в целом возрастает с 1947 г., а в течение последних двух десятилетий годовое количество осадков увеличивается до 1998 г., а потом уменьшается (отсутствуют данные с начала работы станции Фарадей). Характерными являются 5–7-летние колебания годовых сумм осадков, в общем согласии с ходом индекса Южного колебания, рис. 16. В целом пики осадков наблюдаются при увеличении индекса, а минимумы — при его снижении. Так, максимальное количество осадков, выпавшее в 1998 г., последовало за годом холодной фазы явления (Ла-Нинья), а их снижение в последующие годы — сменой знака индекса [41, 42]. Разнообразие влияния Эль-Ниньо на региональный климат пока не позволяет использовать его индекс для решения проблемы диагноза и прогноза погоды, необходимы более детальные исследования атмосферной циркуляции.

ВЫВОДЫ

1. Многолетние изменения температуры воздуха во внетропических районах Южного и Северного полушарий происходят в XX в. в целом синфазно, прежде всего в связи с глобальным потеплением. Период стабилизации температуры в середине XX в. не обозначился на общем фоне отрицательных аномалий температуры, а эпоха вторичного потепления в Южном полушарии началась несколько раньше, чем в Северном, с меньшими величинами положительных аномалий. Возникает предположение о ведущей роли природных факторов (в противоположность антропогенным) в формировании климата в районах земного шара, значительно удаленных друг от друга.

2. Изменение средней годовой температуры воздуха на большей части территории Украины к началу XXI в. идет в соответствии с глобальной температурой. Однако глобальное потепление сказывается на изменении сезонной температуры в Украине по-разному. В большинстве областей Украины зимнее повышение температуры воздуха достигло 1–2 °С, в то же время летом в последние годы отмечается некоторое понижение температуры в южных и западных областях страны. Основной вклад в повышение среднегодовой температуры воздуха вносит температура января, в связи с чем продолжительность безморозного периода существенно возросла. С другой стороны, интенсивность похолоданий не уменьшилась (пример — январь–февраль 2006 г.), однако частота их снизилась, с ростом возможных рисков на фоне более высоких средних температур.

3. Заметное изменение атмосферной циркуляции воздуха в Атлантико-Европейском секторе произошло в период вторичного глобального потепления в сторону увеличения аномальных погодных условий во все сезоны года в Украине. Появление в числе наиболее вероятных такого процесса, который приводит к опасным погодным условиям, относится к важным аспектам в изучении атмосферной циркуляции и четко указывает на повышенную степень аномальности современного климата за счет неустойчивости режима погодных условий.

4. Современный характер атмосферной циркуляции в районе Антарктического полуострова впервые показан при помощи эталонных синоптических процессов, которые определяют погодные условия не только в районе украинской станции Академик Вернадский, но также и на других станциях. Современное со-

стояние циркуляции в пределах ЮПО указывает на преобладание западного и северо-западного переноса по отношению к Антарктическому полуострову, со снижением вероятности адвекции холодного воздуха из континентальных районов Антарктиды. Обеспеченность эталонных процессов достаточно высока, что дает основание для использования эталонов синоптических процессов в целях совершенствования методов прогнозирования.

5. Квазипериодичность атмосферных процессов наблюдается как в Северном, так и в Южном полушариях. Перемещение барических образований в Южном полушарии происходит со скоростью 4° меридиана за сутки на восток, т.е. через 70–75 дней они возвращаются в свое исходное положение. Ранее нами было оценено, что скорость перемещения барических образований в Северном полушарии составляет $6\text{--}8^\circ$ за сутки, превышая соответствующую скорость перемещения в Южном полушарии.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Алексеев Г.В.* Исследования климата Арктики в XX столетии // Тр. ААНИИ. 2003. Т. 446. С. 6–21.
2. *Астапенко П.Д.* О циклонической деятельности в высоких широтах Южного полушария в зимнее время // Инф. бюл. САЭ. 1959. № 5. С. 26–31.
3. Атлас Антарктики. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 600 с.
4. *Багров Н.А.* Классификация синоптических ситуаций // Метеорология и гидрология. 1969. № 5. С. 3–12.
5. *Будыко М.И.* Современное изменение климата. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 47 с.
6. *Будыко М.И.* Аналоговый метод оценки предстоящих изменений климата // Метеорология и гидрология. 1991. № 4. С. 39–50.
7. *Будыко М.И., Ефимова Н.А., Лугина К.М.* Современное потепление // Метеорология и гидрология. 1993. № 7. С. 29–34.
8. *Будыко М.И., Ефимова Н.А., Строкина Л.А.* Эмпирические оценки изменения климата к концу XX столетия // Метеорология и гидрология. 1999. № 12. С. 5–12.
9. *Говоруха Л.С.* Гляциоклиматологическая характеристика Земли Грейама // Инф. бюл. Укр. антаркт. экспед. Киев. 1998. № 1. С. 5–9.
10. *Говоруха Л.С., Тимофеев В.Е.* Антарктический ледниковый щит – уникальный физико-географический и гидрометеорологический феномен планеты и его роль в глобальном массо-энергообмене // Труды Юбилейной конференции к 70-летию ОГМИ. 2003. Ч. 2. С. 166–176.
11. *Грищенко В.Ф., Говоруха Л.С., Клок С.В., Тимофеев В.Е.* Колебания метеорологического режима и баланса массы ледника острова Галиндез в последние десятилетия // Сб. докл. XIII Гляциол. симпозиума. СПб., 2004. С. 61.
12. *Груза Г.В., Ранькова Э.Я.* Климатическая изменчивость повторяемости и продолжительности основных форм циркуляции в умеренных широтах Северного полушария // Метеорология и гидрология. 1996. № 1. С. 12–22.
13. *Дыдина Л.А., Рабцевич С.В., Рыжаков Л.Ю., Савицкий Г.Б.* Формы атмосферной циркуляции в Южном полушарии // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 330. С. 5–16.
14. *Ефимов В.А.* Математическое моделирование долговременных нестационарных планетарных процессов в системе океан-атмосфера // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 336. 225 с.
15. Климат Украины / Под ред. В.Н.Липинского, В.А.Дячука, В.Н.Бабиченко. Киев: Изд. Раевского, 2003. 343 с.
16. *Кошельков Д.П.* Температурные тренды в Антарктике и смежных районах // Метеорология и гидрология. 1990. № 5. С. 111–116.
17. *Мартазинова В.Ф., Иванова Е.К.* Изменение крупномасштабной атмосферной циркуляции на протяжении XX века и ее влияние на погодные условия и региональную циркуляцию в Украине // Геофиз. журнал, Киев. 2006. Т. 28. № 1. С. 51–60.

18. *Мартазинова В.Ф., Свердлик Т.А.* Крупномасштабная атмосферная циркуляция XX столетия, ее изменения и современное состояние // Тр. УкрНИГМИ. 1998. Вып. 246. С. 21–27.
19. *Рабцевич С.В.* Обеспеченность и эффективность метода долгосрочных метеорологических прогнозов на осень в Антарктике // Тр. ААНИИ. 1990. Т. 422. С. 107–120.
20. *Рыжаков Л.Ю.* О сезонных особенностях устойчивости и повторяемости форм циркуляции Южного полушария // Инф. бюл. САЭ. 1977. № 94. С. 5–10.
21. Справочник по климату Антарктиды. Том III. Л.: Гидрометеиздат. 1981. 272 с.
22. *Тимофеев В.Е., Гордиенко С.И.* Местные циркуляции в районе украинской антарктической станции // Бюл. УАЦ. Киев. 1996. № 1. С. 66–67.
23. *Connoley W.M.* Variability in annual mean circulation in Southern High Latitudes // Clim. Dyn. 1997. № 13. P. 745–756.
24. *Hartmann B., Wendler G.* Manifestation of the Pacific Decadal Oscillation shift of 1976 in Alaskan Climatology // Proc. of the AMS 7th Conference on Polar Meteorology and Oceanography and Joint Symposium on High-Latitude Variations. Ref № 13.7. Hyannis. 2003.
25. *Hines M.K., Bromwich D.H., Marshall G.J.* Artificial Surface Pressure Trends in the NCEP-NCAR Reanalysis over the Southern Ocean and Antarctica // J. of Climate. 2000. Vol. 13. P. 3940–3962.
26. *Kejna M.* Przebieg Roczny temperatury powietrza na Antarktydzie // Problemy Klimatologii Polarnej. Torun University, Poland. 2002. № 12. P. 5–20.
27. *Lamb H.H., Johnson A.I.* Climatic variation and observed changes in the general circulation // Geogr. Ann. 1959. Vol. 41. P. 94–134.
28. *Lupikasz E., Niedzwiedz T.* The influence of the atmospheric circulation on the precipitation at Hornsund // Polish Polar Studies. 2002. P. 203–216.
29. *Marshall G.J., Lagun V., Lachlan-Cope N.A.* Changes in Antarctic Peninsula Tropospheric Temperatures from 1956 to 1999: a Synthesis of Observations and Reanalysis Data // Int. J. of Climatology. 2002. № 22. P. 291–310.
30. *Martazinova V.F.* Displacement of semi-permanent centers of action and variations of the regional climate // Proc. of Int. Symp. Precipitation and Evaporation. Bratislava, 1993. P. 210–213.
31. *Martazinova V.F.* The classification of synoptic Patterns by Method of Analogs // J. Environ. Sci. Eng. 2005. Vol. 7. P. 61–65.
32. *Martazinova V.F.* Changes of atmospheric circulation in central-east Europe at recent decade and long-range forecasting // Workshop on regional climate change in central-east Europe. Budapest, 1994. P. 72–77.
33. Meteorology of the Falkland Islands and Dependencies 1944–1950. London, 1954. 254 p.
34. *Orheim O., Govorukha L.S.* Present – day glaciation in South Shetland Islands // Annals of Glaciology. 1982. Vol. 3. P. 233–238.
35. *Rogers J.C., Mosley-Thompson E.* Atlantic Arctic cyclones and the mild Siberian winters of the 1980s. // Geoph. Res. Letters. 1995. Vol. 22. № 7. P. 799–802.
36. *Skvarza P.W., Pack W., Rott H., Donangelo Y.* Climatic trend and the retreat and disintegration of ice shelves on the Antarctic Peninsula // Polar Res. 1999. Vol. 18 (2). P. 151–157.
37. *Thompson D.W.J., Solomon S.* Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change // Science. Vol. 296. 2002. P. 895–899.
38. *Timofeyev V.E.* Synoptic circulation patterns of Antarctic Peninsula and adjacent South Ocean regions and connected phenomena // Problemy Klimatologii Polarnej. 2002. № 10. P. 159–178.
39. *Timofeyev V.E., Martazinova V.F.* Interdecadal change of tropospheric pressure fields since 1960s and climate change at the region of the Antarctic Peninsula // Proc. of 13th International Symposium on Polar Sciences, Songdo Techno Park, Incheon, Korea. 2006. P. 182–183.
40. *Trenberth K.E.* Blocking in the Southern Hemisphere // Mon. Wea. Rev. 1985. Vol. 113. P. 3–21.
41. *Trenberth K.E., Hoar T.* The 1990–1995 El-Nino – Southern Oscillation events: Longest on Record // Geoph. Res. Letter. 1996. № 23. P. 57–60.
42. *Turner J.* The El-Nino and Antarctica // Int. J. of Climatol. 2004. Vol. 24. P. 1–32.

43. Turner J., Colwell S., Marshall G., Lachlan-Cope T., Carleton A., Jones P., Lagun V., Reid F., Iagovkina S. Antarctic climate during the last 50 years. // Int. J. of Climatol. 2005. Vol. 25. P. 279–294.
44. Van den Broeke M. On the Interpretation of Antarctic Temperature trends // J. Of Climate. 2000. Vol. 13. P. 3885–3891.
45. Vaughan D.G., Doake C.S.M. Recent atmospheric warming and retreat of ice shelves of the Antarctic Peninsula // Nature. 1996. № 379. P. 328–331.

V.F.MARTAZINOVA, V.E.TYMOFEYEV

**CURRENT STATE OF ATMOSPHERIC CIRCULATION IN THE NORTHERN
AND SOUTHERN HEMISPHERES AND REGIONAL CLIMATE
IN THE ATLANTIC-EUROPEAN SECTOR AND THE REGION
OF THE ANTARCTIC PENINSULA**

Climate change occurring over the last century and transformation of atmospheric circulation in individual regions of the Northern and Southern Hemisphere are compared. Present-day state of atmospheric circulation for Atlantic-European sector and Antarctic Peninsula region is shown via distinguishing the etalon synoptic patterns. Epoch of the recent warming is characterized by greater stability of predominant weather patterns, especially in the South Hemisphere.

On the other hand, change of atmospheric circulation in European sector has resulted in greater frequency of extreme weather events, which are formed under one of the most probable weather patterns. Periodicity of atmospheric processes being found in both Hemispheres can be used for mastering the methods of weather forecasting on different time scales.

Keywords: atmospheric circulation, climate change, global warming, etalon of synoptic situation, Atlantic-European sector, Antarctic Peninsula

ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО

м.н.с. Р.Е.ВЛАСЕНКОВ, канд. физ.-мат. наук А.П.МАКШТАС

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, e-mail: aaricoor@ari.nw.ru

На основе данных натурных исследований, выполненных на доступных для плавания акваториях морей Восточно-Сибирского и Лаптевых на г/с «Иван Киреев» в 2003 и 2004 гг., получены эмпирические зависимости между коэффициентом ослабления коротковолновой радиации, концентрацией взвеси и глубиной исчезновения диска Секки. Проведенные впервые для района исследований спектральные измерения приходящей солнечной радиации на различных глубинах позволили оценить и, в первом приближении, получить эмпирическое соотношение между интенсивностью суммарной солнечной радиации и радиации в ФАР-диапазоне в зависимости от концентрации взвесей, необходимое при разработке моделей био-химических процессов. Впервые для исследуемой акватории получены оценки пространственного распределения желтого вещества (CDOM), важные как при оценке воздействия солнечной радиации на морские организмы, так и при интерпретации спутниковых изображений.

Ключевые слова: гидрооптика, моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, фотосинтетически активная радиация, концентрация взвеси

ВВЕДЕНИЕ

Данные об оптических свойствах верхнего слоя моря являются необходимым компонентом параметризаций коротковолновой радиации в моделях био-химических процессов и оценок интенсивности обмена парниковыми газами [12]. Знание этих характеристик позволяет оценить влияние приходящей солнечной радиации на тепловой режим поверхностного слоя замерзающих морей в летний период [19, 20]. Информация о пространственной изменчивости показателей ослабления солнечной радиации в верхнем слое моря необходима также для совершенствования алгоритмов интерпретации спутниковых наблюдений и карт цветности Мирового океана [26, 27].

Сведения о спектральной подводной облученности совместно со спектральным вариантом соотношения «интенсивность фотосинтеза — коротковолновая радиация» дают возможность более точно рассчитать первичную продукцию моря по сравнению с традиционным несектральным подходом [22]. Исследования пространственного распределения желтого вещества (CDOM), интенсивно поглощающего радиацию в коротковолновой части спектра [9], важны для оценки влияния проникающей солнечной радиации на морские организмы [21] и образование промежуточных и конечных продуктов фотохимических реакций [11]. Кроме того, высокий уровень поглощения света желтым веществом в поверхностном слое моря серьезно затрудняет возможность оценки концентрации фитопланктона с помощью дистанционных измерений [17].

Оптические характеристики вод арктических морей во многом определяются концентрацией и свойствами взвешенных частиц. Это позволяет использовать их при изучении перераспределения и транспорта взвесей [5, 6, 7, 15]. Исследование пространственно-временного распределения последних, в свою очередь, представляет собой одну из важнейших проблем седиментологии [1, 2, 10], особенно принимая во внимание то обстоятельство, что мелководные шельфы моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря являются источниками большей части взвешенных частиц, переносимых льдами в Арктическом бассейне [13, 25].

Комплексные исследования, выполненные летом 2003 и 2004 гг. в период экспедиций на г/с «Иван Киреев», организованных Тихоокеанским океанологическим институтом ДВО РАН совместно с Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом Росгидромета при поддержке Международного арктического научного центра Университета Аляски (США) [8], позволили получить принципиально новые данные о гидрооптических характеристиках вод южной части моря Лаптевых и доступной для плавания акватории Восточно-Сибирского моря.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Натурные исследования оптических характеристик верхнего слоя моря были проведены с борта г/с «Иван Киреев» в августе–сентябре 2003 и 2004 гг. в доступных для плавания акваториях Лаптевых и Восточно-Сибирского морей и в районе устья реки Лены (рис. 1). В общей сложности за период экспедиций были выпол-

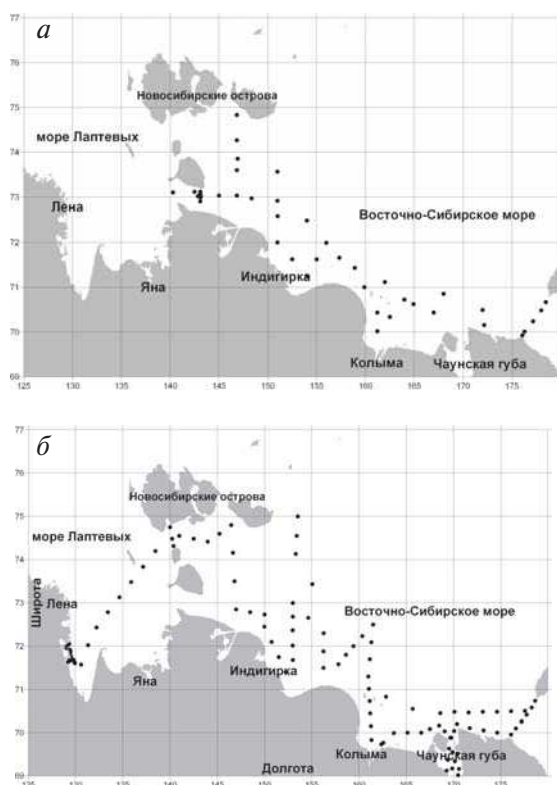


Рис. 1. Схема расположения комплексных гидрологических станций в экспедициях г/с «Иван Киреев» в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское в 2003 (а) и 2004 (б) гг.

нены комплексные измерения гидрооптических характеристик более чем на 150 гидрологических станциях.

Измерения вертикального распределения пространственной облученности (E^0) в диапазоне фотосинтетически активной радиации (400–700 нм, ФАР) выполнялись с помощью сферического квантового датчика LI-193SA [14], установленного на гидрозонде «Seacat profiler SBE 19plus», измерявшего также температуру, соленость, флуоресценцию и, после проведения дополнительной калибровки нефелометра на пробах, концентрацию взвесей. В отличие от других, датчик LI-193SA позволяет измерять ФАР, поступающую в единичный объем изучаемой среды со всех направлений. Такая информация чрезвычайно важна как при решении гидробиологических задач, так и при изучении тепловых процессов в верхнем слое моря, поскольку дает возможность непосредственной оценки притока ФАР в единичный объем на различных глубинах. В ходе зондирований измерения E^0 выполнялись с дискретностью 0,2 м по глубине. При этом было выявлено, что начиная с глубины порядка 0,5 м облученность убывала с глубиной приблизительно по экспоненциальному закону:

$$E^0(z) = E^0(0)e^{-\alpha z}. \quad (1)$$

Коэффициент вертикального ослабления пространственной облученности α для каждого зондирования рассчитывался методом наименьших квадратов с помощью пакета программ «Статистика». При расчете использовались данные измерений, выполненных до глубин, на которых E^0 уменьшалась до 1 Вт/м². Учитывая конструкцию датчика и используя, с известными оговорками, соотношение Гершуни [9], можно полагать, что величина α близка к среднему для исследуемого слоя коэффициенту поглощения ФАР.

Одновременно с описанными выше зондированиями с помощью гидрозонда «Seacat profiler SBE 19plus» в период работы в дельте Лены и на акватории Восточно-Сибирского моря впервые в исследованиях гидрооптических характеристик арктических морей были проведены спектральные измерения перераспределения по глубине солнечной радиации в верхнем 3-метровом слое моря. Измерения были выполнены с помощью портативного спектрометра «FieldSpec-Pro», обеспечивающего получение информации об интенсивности приходящей солнечной радиации в диапазоне 350–2400 нм с разрешением 4 нм.

Безусловно, использование спектрометрических методов для исследования перераспределения коротковолновой радиации в морской среде гораздо более информативно по сравнению с измерениями ФАР как с точки зрения выявления физических закономерностей, необходимых для совершенствования термодинамической и гидрохимической составляющих численных моделей океана, так и для оценки концентрации CDOM, важной компоненты карбонатной системы гидросферы. К сожалению, использование стекловолоконного световода для передачи сигнала от погружаемого приемника излучения непосредственно на спектрометр ограничило натурные измерения с помощью портативного спектрометра «FieldSpec-Pro» глубиной порядка 3 м даже в штилевых условиях.

Очевидно, что оба описанных выше метода можно применять лишь в светлое время суток, что существенно уменьшает объем получаемой информации. Однако установленная в процессе обработки данных эмпирическая зависимость коэффициента ослабления α от концентрации взвеси (C), осредненной до глубины, на которой E^0 уменьшалась до величины 1 Вт/м² (рис. 2), позволила существенно расширить объем информации о его пространственном распределении. Для этого использовалась полученная по данным параллельных измерений линейная зависимость:

$$\alpha \text{ (1/м)} = 0,1317 \cdot C \text{ (мг/л)} + 0,2282. \quad (2)$$

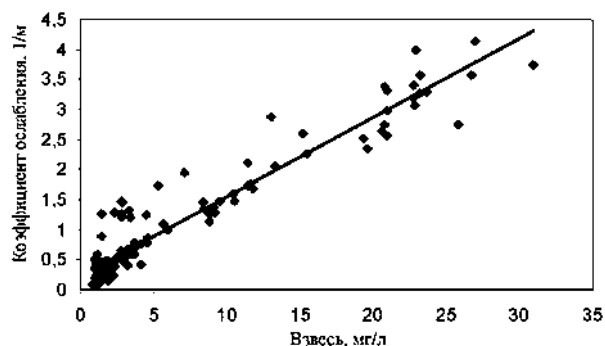


Рис. 2. Зависимость коэффициента ослабления α от концентрации взвеси

В период экспедиций проводились также оценки интегральной прозрачности морской воды по глубине исчезновения диска Секки. Методы интерпретации результатов наблюдений такого рода, широко распространенных в прошлом, подробно описаны в монографиях Ерлова и Шифрина [3, 9]. В настоящее время изучение оптических свойств верхнего слоя моря с помощью диска Секки получило новый импульс после публикации работ Левина с соавторами [4, 18]. В этих работах было показано, что при ряде ограничений, связанных с экстремально высокими (коэффициент ослабления $\geq 2,5 \text{ м}^{-1}$) и низкими (глубина исчезновения диска $\geq 30 \text{ м}$) концентрациями взвесей, по данным диска Секки с погрешностью порядка 30 % могут быть оценены коэффициент ослабления, вероятность выживания фотон и вероятность обратного рассеяния радиации в ФАР диапазоне.

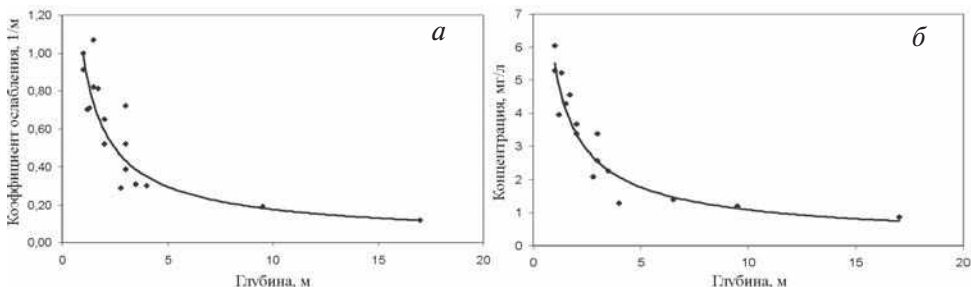


Рис. 3. Эмпирические зависимости показателя ослабления ФАР (а) и средней концентрации взвешенных частиц (б) от глубины исчезновения диска Секки

Для использования данных о глубине исчезновения диска Секки, применяемого для исследования прозрачности вод в Арктике с начала XX в., на основе данных синхронных измерений, выполненных в период экспедиций в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское в 2003 и 2004 гг., были установлены следующие эмпирические зависимости показателя ослабления ФАР α (м^{-1}) и средней концентрацией взвешенных частиц C (мг/л) от глубиной исчезновения диска Секки z_d (м):

$$\alpha = 0,9955 \cdot z_d^{-0,753}, \quad (3)$$

$$C = 5,509 \cdot z_d^{-0,704}. \quad (4)$$

Уравнение регрессии (3) для ФАР позволяет оценить показатель ослабления с погрешностью $\pm 0,15 \text{ 1/м}$ и коэффициентом корреляции 0,86. Уравнение регрессии (4) для концентрацией взвешенных частиц имеет погрешность аппроксимации

$\pm 0,54$ мг/л и коэффициент корреляции 0,91. Вид полученных эмпирических зависимостей в сопоставлении с данными наблюдений приведен на рис. 3.

Установленные зависимости, совместно с имеющимися в ААНИИ историческими данными об относительной прозрачности (по диску Секки) и цветности поверхности морей арктического шельфа (от Баренцева до Чукотского морей), полученными в период с 1956 по 2004 г., будут использованы в будущем при построении пространственных распределений коэффициента ослабления и концентрации взвесей указанных акваторий.

ГИДРООПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО

Проведенные впервые с помощью современных измерительных средств наблюдения за характеристиками оптических свойств верхнего слоя исследованных акваторий позволили не только выявить особенности их пространственного распределения, но и в известной степени оценить межгодовую изменчивость. На рис. 4 приведены рассчитанные по формуле (1) пространственные распределения коэффициента ослабления ФАР по данным измерений в сентябре 2003 и 2004 гг. Как

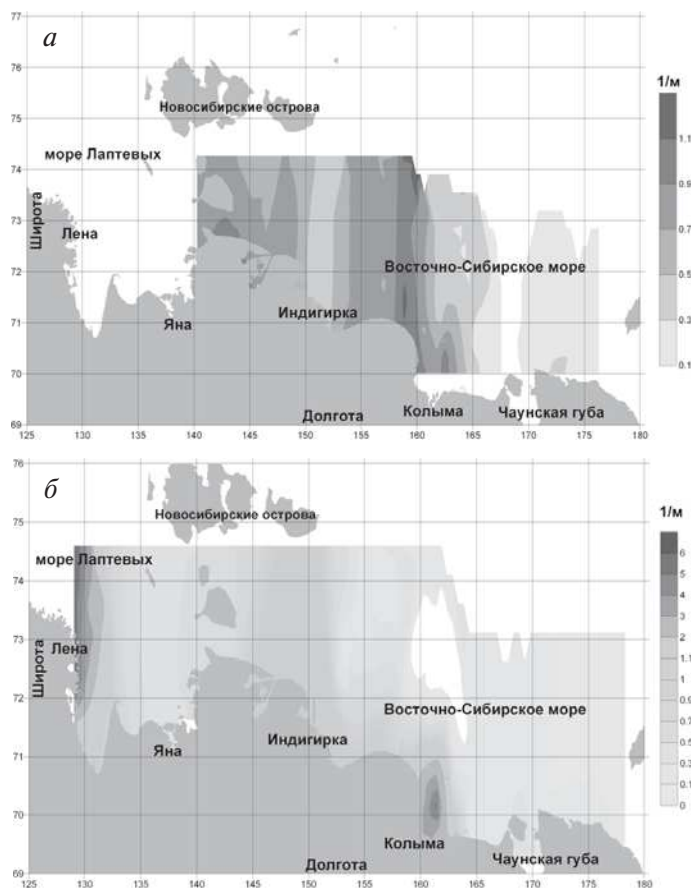


Рис. 4. Пространственное распределение коэффициента ослабления ФАР по данным экспедиций г/с «Иван Киреев» в моря Восточно-Сибирское и Лаптевых в 2003 (а) и 2004 (б) гг.

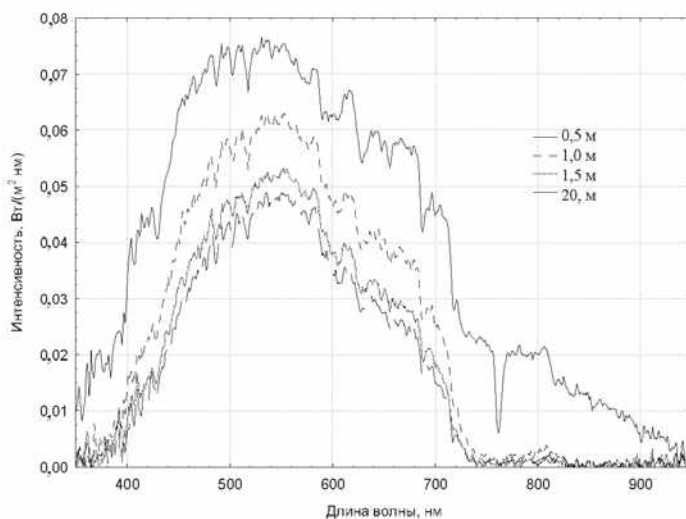


Рис. 5. Пример изменения по глубине спектральной интенсивности солнечной радиации в открытой части Восточно-Сибирского моря

видно из рисунка, величина коэффициента ослабления ФАР достигает экстремальных значений в восточной части моря Лаптевых и западной части Восточно-Сибирского моря, проливах Новосибирских островов, а также в районах, прилегающих к устьям рек Лены, Колымы и Индигирки. Очевидно, это связано с интенсивным выносом взвесей речными водами и процессами разрушения берегов, обусловленными таянием ледовых комплексов (напомним о линейной зависимости между коэффициентом ослабления ФАР и концентрацией взвесей, приведенной на рис. 2). Кроме этого возможной причиной такого распределения является, следуя Дудареву и др. [2], вынос терригенного материала сгонными или отливными водами от побережья и ремобилизация со дна уже осевшей взвеси. Оценкой эффективности последнего механизма могут служить результаты модельных расчетов Кулакова (настоящий сборник).

Дополнительным подтверждением возможной эффективности механизма ремобилизации может служить сравнение приведенных на рис. 4 распределений коэффициента ослабления в 2003 и 2004 гг. Как видно из рисунка, величина коэффициента ослабления даже в районах, удаленных от устьев рек, в 2004 г. была примерно в 2 раза выше, чем в 2003 г. Вероятной причиной такого различия в величине коэффициентов ослабления были погодные условия в период проведения экспедиций. Как показал анализ данных ежечасных измерений скорости ветра, при преобладании в районе исследований во время обеих экспедиций юго-восточного ветра, его средняя скорость в 2003 г. составляла 5 м/с. При этом повторяемость скорости ветра 7–9 м/с не превышала 5 %. В 2004 г. средняя скорость ветра составляла более 6 м/с, повторяемость скорости ветра 7–9 м/с — более 20 %, а скорости ветра выше 9 м/с — 12 %. Штормовые условия, имевшие место в 2004 г., обусловили интенсивное перемешивание водных масс на акваториях, глубина которых не превышала 20 м, увеличение концентрации взвеси в приповерхностных слоях за счет взмучивания осадочных пород и, соответственно, увеличение коэффициента ослабления.

Проведенные впервые в истории исследований гидрооптических свойств арктических морей спектральные измерения полупространственной облученности

позволили получить соотношения между приходящей суммарной солнечной радиацией и ФАР в верхнем слое моря в зависимости от концентрации взвесей. Такие соотношения важны, поскольку они позволяют рассчитать значения ФАР, необходимые, как было указано выше, для оценки первичной продукции моря, по данным стандартных актинометрических наблюдений в атмосфере, при которых измеряется лишь суммарная солнечная радиация. Следует указать, что исследованию такого рода в последнее время уделяется большое внимание, например, в районах Средиземного моря [16]. На рис. 5 приведен пример изменения распределения по спектру интенсивности полупространственной облученности солнечной радиацией на глубинах от 0,5 до 2 м на акватории Восточно-Сибирского моря при высоте солнца 10° . Как видно из рисунка, резкое уменьшение интенсивности радиации, особенно ярко выраженное для длин волн короче 400 нм и длиннее 730 нм, происходит уже в пределах первого метрового слоя воды.

Для оценки связи ФАР и суммарной солнечной радиации и ее изменения с глубиной по данным спектральных измерений был рассчитан относительный вклад ФАР (E_{par}) в суммарную полупространственную облученность (E_{sw}):

$$E_{par}/E_{sw} = \frac{\int_{400}^{700} E(\lambda) d\lambda}{\int_{350}^{950} E(\lambda) d\lambda}. \quad (5)$$

Ограничение по верхней границе спектрального диапазона было обусловлено высоким уровнем шумов при малых уровнях регистрируемого спектрометром «FieldSpec-Pro» сигнала на длинах волн выше 950 нм.

Результаты расчетов по формуле (5) приведены на рис. 6. Как видно из рис. 6 а, отношение E_{par}/E_{sw} закономерно уменьшается с увеличением концентрации взвеси, отражая роль последней в неселективном ослаблении солнечной радиа-

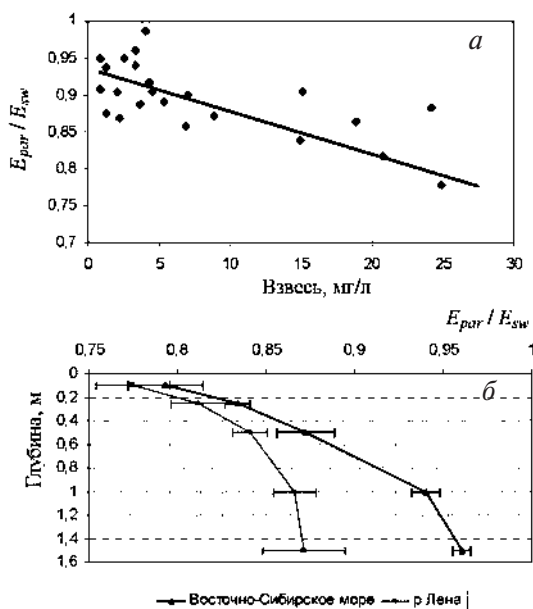


Рис. 6. Зависимость отношения E_{par}/E_{sw} от концентрации взвесей в верхнем метровом слое моря (а) и его изменение по глубине на восточной периферии Восточно-Сибирского моря и в дельте реки Лены (б)

ции мутной средой. Аналогичная зависимость E_{par}/E_{sw} от аэрозольного фактора, введенного в работе [23] и характеризующего аэрозольное загрязнение атмосферы, была получена в работе [16] по данным о величинах приходящих ФАР и суммарной солнечной радиации на о. Кипр. При этом, если в верхнем метровом слое воды отношение E_{par}/E_{sw} изменяется от 0,95 для прозрачных вод северо-восточной части Восточно-Сибирского моря до 0,75 для сильно замутненных вод устьевых участков реки Лены, то для всего слоя атмосферы, следуя работе [16], это уменьшение составляет от 0,46 до 0,44 при изменении аэрозольного фактора от 0 до 0,6. Приведенное сравнение указывает на гораздо более значимую роль молекулярного поглощения и рассеяния взвешенным веществом в морской среде по сравнению с воздушной и на необходимость их учета при расчете ФАР в верхнем слое моря по данным актинометрических наблюдений в атмосфере.

Рис. 6 б иллюстрирует изменение отношения E_{par}/E_{sw} по глубине в сильно замутненных водах устьевых участков реки Лены и относительно чистой воде восточной периферии Восточно-Сибирского моря. Заметим, что данное отношение существенно меньше по величине в придонном слое речных вод по сравнению с ее величиной на той же глубине в приповерхностном слое морских вод. Причиной этого может быть как повышенная концентрация взвесей в придонном слое, так и большая концентрация фитопланктона и желтого вещества, поглощающих радиацию в коротковолновой (ФАР) части спектра.

В подтверждение последнего предположения отметим, что в период экспедиции 2004 г. впервые для исследуемой акватории были получены предварительные оценки пространственного распределения желтого вещества (CDOM). Для этого был проведен спектральный анализ проб морской воды, взятых из поверхностного слоя моря, в слое скачка плотности и в придонном слое. Спектры поглощения снимались в диапазоне 260–400 нм с разрешением 1 нм. Затем полученные спектры аппроксимировались с помощью метода наименьших квадратов формулой:

$$a(\lambda) = a(\lambda_0) \exp \{-S(\lambda - \lambda_0)\}, \quad (6)$$

где $a(\lambda)$, $a(\lambda_0)$ — коэффициенты поглощения на конкретной длине волны в исследуемом диапазоне и на длине волны $\lambda_0 = 290$ нм, S — параметр, определяющий спектральную зависимость коэффициента поглощения, обусловленную концентрацией желтого вещества [12]. Проведенный анализ показал высокую концентрацию CDOM в приустьевых участках рек ($S = 0,018$ 1/нм) и весьма низкую ($S = 0,030$ 1/нм) — в восточной части Восточно-Сибирского моря.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Натурные исследования, выполненные в доступных для плавания акваториях морей Восточно-Сибирского и Лаптевых с помощью современной океанологической аппаратуры, позволили установить основные закономерности перераспределения солнечной радиации в приповерхностных слоях исследованных акваторий. Полученные в ходе работы эмпирические зависимости между коэффициентом ослабления, концентрацией взвеси и глубиной исчезновения диска Секки дают возможность получить новые данные о радиационном режиме и характеристиках пространственно-временного распределения взвесей морей арктического шельфа на основе реанализа хранящихся в ААНИИ данных наблюдений за глубиной исчезновения диска Секки, выполненных в ходе многочисленных экспедиций 1950–1980-х гг.

Проведенные впервые для района исследований спектральные измерения приходящей солнечной радиации на различных глубинах позволили оценить и, в первом приближении, получить эмпирическое соотношение между интенсивностью суммарной солнечной радиации и радиации в ФАР диапазоне в зависимости от концентрации взвесей, необходимое при разработке моделей био-

химических процессов. Впервые для исследуемой акватории были получены оценки пространственного распределения желтого вещества (CDOM), важные как при оценке воздействия солнечной радиации на морские организмы, так и при интерпретации спутниковых изображений.

Опыт, приобретенный при разработке методики наблюдений и анализе полученных данных, послужил основой планирования и проведения натурных исследований гидрооптических характеристик морей арктического шельфа в ходе экспедиций БАРКЛАВ-2007 и БАРКЛАВ-2008.

Работа была выполнена в рамках темы ЦНТП Росгидромета 5.5. «Исследование и моделирование процессов и явлений в акватории Арктического бассейна. Обобщение результатов научных исследований в области гидрометеорологии, полученных в рамках МПГ 2007/2008» и при поддержке гранта Российско-германской лаборатории им. Отто Шмидта «Исследование радиационных характеристик, растворенного органического вещества и взвешенных частиц в Арктических морях». Авторы выражают благодарность Н.Бельчевой, выполнившей спектральный анализ проб морской воды на CDOM, И.Семилетову, руководителю экспедиций, и всем членам экспедиций на борту з/с «Иван Киреев» за помощь в выполнении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айбулатов Н.А., Матюшенко В.А., Шевченко В.П., Политова Н.В., Потехина Е.М. Новые данные о поперечной структуре латеральных потоков взвешенного вещества по периферии Баренцева моря // Геоэкология. 1999. № 4. С. 526–540.
2. Дударев О.В., Чаркин А.Н., Семилетов И.П., Боцул А.И., Космач Д.А. Современное осадкообразование на приконтинентальном шельфе Восточно-Сибирского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 2: Исследования морских экосистем и биоресурсов / Ред. В.П.Челомин. М.: Наука, 2007. С. 382–391.
3. Ерлов Н.Г. Оптическая океанография. М.: Мир, 1970. 223 с.
4. Левин И.М., Копелевич О.В. Корреляционные соотношения между первичными гидрооптическими характеристиками в спектральном диапазоне около 550 нм // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 374–379.
5. Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане. М.: Наука, 1994. 448 с.
6. Лисицын А.П., Шевченко В.П., Буренков В.И. Гидрооптика и взвесь арктических морей // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т. 13. № 1. С. 70–79.
7. Матюшенко В.А. Пространственно-временная изменчивость гидрооптических характеристик Белого моря // Проблемы изучения, рационального использования и охраны ресурсов Белого моря. Материалы IX международной конференции 11–14 октября 2004 г., Петрозаводск, Карелия, Россия. Петрозаводск, 2005. С. 218–223.
8. Семилетов И.П., Дударев О.В., Пинко И.И., Салюк А.Н., Шахова Н.Е. Морские исследования в Арктике на рубеже третьего тысячелетия // Дальневосточные моря России. Кн. 2: Исследования морских экосистем и биоресурсов / Ред. В.П.Челомин. М.: Наука. 2007. С. 309–324.
9. Шифрин К.С. Введение в оптику океана. Л.: Гидрометеоиздат, 1983. 278 с.
10. Anoshkin A.F., Popov I.E., Ushakov I.E. TRANSDRIFT Shipboard Scientific Party. Hydrooptical measurements in the Laptev Sea: spatial distributions of light attenuation and chlorophyll fluorescence // Reports on Polar Research. 1995. Vol. 196. P. 178–186.
11. Blough N.V. Photochemical processes // Encyclopedia of Ocean Sciences (J.Steele, S.Thrope, K.Turekian, Eds). Academic Press, London, 2001. P. 2162–2172.
12. Blough N.V., Del Vecchio R. Chromophoric DOM in the coastal environment // Biogeochemistry of marine dissolved organic matter (ed. D.A.Hansell and C.A.Carlson). Academic Press, London. 2002. P. 509–545.
13. Eicken H., Kolatschek J., Freitag J., Lindemann J., Kassens H., Dmitrenko I. A key source area and constraints on entrainment for basin-scale sediment transport by Arctic sea ice // Geophys. Res. Letters. 2000. Vol. 27. P. 1919–1922.

14. Gensler W.G. Advanced Agricultural Instrumentation // Proceedings from the NATO Advanced Study Institute on «Advanced Agricultural Instrumentation», Martinus Nijhoff Publishers, Dordrecht, Netherlands, 1984. P. 1–10.
15. Ivanov B.V., Ionov V.V., Orbaek Jon-Borre // Indirect method of adjectives of the concentration suspended particles in the waters of the Western Svalbard fjords // Complex investigation of Svalbard nature. Apatity Publ. KSC RAS. 2005. P. 297–301.
16. Jacovides C.P., Tymvios F.S., Asimakopoulos D.N., Theofilou K.M., Pashiardes S. Global photosynthetically active radiation and its relationship with global solar radiation in the Eastern Mediterranean basin // Theor. Appl. Climatol. 2003. Vol. 74. P. 227–233.
17. Kahru M., Mitchel B.G. Seasonal and nonseasonal variability of satellite-derived chlorophyll and dissolved organic matter concentration in the California Current // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 2517–2529.
18. Levin I.M., Radomyslskaya T.M. Secchi disk theory: a reexamination // Proc. of SPIE. 2007. Vol. 6615. P. 661500-1–661500-11.
19. Makshtas A.P., Bogorodsky P.V. A slush-field formation in the Arctic Basin // Meteorology and Hydrology. 1996. Vol. 8. P. 72–80 (in Russian).
20. Makshtas A.P., Korsnes R. Distribution of solar radiation in the Barents Sea marginal ice zone during summer // J. Geophys. Res. 2001. Vol. 106. P. 2531–2543.
21. Neale P.J., Keiber D.J. Assessing biological and chemical effects of UV in the marine environment: Special weighting functions. In «Causes and Environmental Implications of Increased UV-B Radiation» (R.E. Hester and R.M. Harrison, Eds). The Royal Soc. of Chemistry, Cambridge, UK. Issues in Environmental Science and Technology. 2000. № 14. P. 61–83.
22. Sathyendranath S., Platt T., Caverhill C.M., Warnock R.E., Lewist M.R. Remote sensing of oceanic primary production: computations using a spectral model // Deep-Sea Res. 1989. Vol. 36. № 3. P. 431–453.
23. Unsworth M.H., Monteith J. L. Aerosol and solar radiation in Britain // Quart. J. Roy. Meteor. Soc. 1972. Vol. 98. P. 778–797.
25. Wegner C., Holemman J.A., Dmitrenko I., Kirilov S., Kassens H. Seasonal variations in Arctic sediment dynamics – evidence from 1-year records in the Laptev Sea (Siberian Arctic) // Global and Planetary Change, 2005. Vol. 48. P. 126–140.
26. Woerd van der H., Pasterkamp R. Mapping of the North Sea turbid coastal waters using SeaWiFS data // Can. J. Remote Sensing. 2004. Vol. 30. № 1. P. 44–53.
27. Wozniak B., Dera J., Majchrowski R., Kaczmarek, S., Ostrowska M., Koblentz-Mishke O.I. Model for the in vivo spectral absorption of algal pigments. Part I. Mathematical apparatus // Oceanologia. 2000. Vol. 42(2). P. 177–190.

R.E.VLASENKOV, A.P.MAKSHTAS

HYDROOPTICAL CHARACTERISTICS OF THE LAPTEV AND EAST-SIBERIAN SEAS

Based on the data of experimental investigations executed in open waters of the East - Siberian and Laptev Seas on the board of research vessel «Ivan Petrov» in 2003 and 2004, the empirical dependences between intensity of global short-wave radiation, concentration of suspended matter and depth of Seichi disk disappearance have been developed. Spectral measurements of penetrated to different depths solar radiation, carried out for the first time in the area under study, have allowed to estimate and, as a first approximation, to develop the empirical ratio between intensity of global solar radiation and PAR radiation in dependence on concentration of the suspended matter, important for modeling of biochemical processes. First time the spatial distributions of chromophoric dissolved organic matter (CDOM), important for estimations the influence of solar radiation on aquatic organisms as well as interpretation of satellite images has been constructed for the investigated area.

Keywords: Hydrooptic, Laptev and East-Siberian Seas, photosynthetic active radiation.

ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТИЧЕСКОГО РЕЖИМА СТАНЦИИ РУССКАЯ (ЗАПАДНАЯ АНТАРКТИДА)

н.с. Н.Е.ИВАНОВ, канд. физ.-мат наук В.Е.ЛАГУН, канд. географ. наук Э.И.ЛУЦЕНКО
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoor@aari.nw.ru

Статистический анализ скорости приземного ветра выполнен по данным срочных (4 раза в сутки) измерений на станции Русская в западной Антарктиде за период с 1980 по 1990 г. Оценки параметров межгодовой изменчивости, годовой ритмики, процессов синоптического масштаба и суточного хода с учетом низкочастотной модуляции получены в терминах вектора математического ожидания и инвариантов тензоров дисперсии и спектральной плотности в предположениях стационарности и периодической коррелированности векторного случайного процесса, для параметризации изменчивости синоптического масштаба использована модель случайного импульсного процесса. Приведены рекомендации по комплектованию прикладных климатических пособий.

Ключевые слова: Западная Антарктида, скорость приземного ветра, климатическая изменчивость, спектральный анализ, кatabатические потоки

ВВЕДЕНИЕ

Антарктическая станция Русская открыта 9 марта 1980 г., закрыта 12 марта 1990 г., расположена на мысе Беркс (Берег Хобса) в точке с координатами 74° 46' ю.ш. и 136° 52' з.д. на высоте 124 м над уровнем моря. Берег в районе станции представляет собой снежно-ледниковый барьер высотой от 2 до 40 м. С западной стороны мыса Беркс береговая линия круто уходит на юг. К востоку от станции берег на протяжении 30 км ориентирован в широтном направлении (рис. 1). На этом участке Берега Хобса поднятие материкового ледникового покрова в сторону полюса составляет около 300 м на 10 км. Горизонталь с отметкой 100 м проходит на расстоянии около 3 км от береговой черты. В районе станции вдоль берега расположен ряд возвышенностей с отметками 125–145 м. Особенности орографии способствуют усилению восточных ветров в приземном слое атмосферы.

Морское дно в районе станции характеризуется резким уклоном к морю. Изобата 50 м проходит на расстоянии 200 м от берега, а изобата 20 м — на расстоянии 100 м от берега. Грунт представлен скальными породами.

Станция Русская расположена в центральной части огромного района Антарктиды, не охваченного научными наблюдениями, и предназначалась для выполнения чисто исследовательских задач. На станции проводился комплекс гидрометеорологических, геофизических, астрономических, медико-физиологических и других наблюдений. Синоптическое обеспечение жизнедеятельности станции проводилось прогностической группой станции Молодежная.

Чрезвычайно суровые условия погоды, характерные для района расположения станции, формируются при сочетании низких температур воздуха и ураганных



Рис. 1. Окрестности станции Русская (фото из архива РАЭ)

ветров. Среднегодовая температура воздуха за весь период наблюдений составила — 12,4 °С. Наиболее теплый месяц январь, наиболее холодный — август. Абсолютный минимум температуры составил — 46,4 °С, абсолютный максимум +7,4 °С. В районе станции часты метели около 150 дней в год нередко с выпадением снега и ограничением видимости до минимальных значений. В силу особенностей орографии преобладают ветры восточного направления (см. также <http://south.aari.nw.ru>).

Атмосферная циркуляция в тихоокеанском секторе Антарктики характеризуется высокой активностью. Процессы циклогенеза наиболее развиты в холодный период года и ослаблены в ноябре—январе. Наибольшая повторяемость подвижных циклонических вихрей отмечается в зоне 60–70° ю.ш., а основная область интенсивного циклогенеза локализуется к северу от островов Тасмания и Новая Зеландия в зоне 50–60° ю.ш. Случаи образования циклонов южнее 60° ю.ш. чрезвычайно редки. Преобладающее число циклонических вихрей смещается по зональным траекториям, но наибольшей активностью отличаются циклоны, движущиеся по субмеридиональным траекториям из вышеуказанной зоны циклогенеза по направлению к Берегу Хобса. Такие процессы связаны с развитием блокирующего тропосферного гребня, направленного с севера на море Амундсена. Высокая повторяемость подобных ситуаций способствует формированию квазистационарной барической депрессии к северу от Берега Хобса, что особенно характерно для холодного периода года. С другой стороны, развитие блокирующих ситуаций при активизации антарктического антициклона способствует также образованию области высокого давления над побережьем Земли Мэри Бэрд.

Своеобразие процессов атмосферной циркуляции в исследуемом регионе определяет уникальность барического и ветрового режимов станции Русская.

Среднемноголетнее значение давления на уровне моря на станции Русская является самым низким для прибрежных антарктических станций — 980,9 гПа. Годовой ход давления характеризуется наступлением максимума в январе и минимума в октябре. Абсолютный максимум давления составил 1019,1 гПа, абсолютный минимум — 923,4 гПа. Амплитуда годового хода давления по среднемесячным данным на станции Русская значительно выше, чем на других антарктических станциях.

Суровость ветрового режима — отличительная черта климата района станции Русская. Среднегодовая скорость ветра составляет здесь 12,9 м/с. Максимум средней за месяц скорости ветра отмечен в марте — 18,1 м/с, минимум — в январе — 9,6 м/с. Максимальная средняя скорость ветра в течение года, за исключением января и февраля, колеблется в пределах 46–61 м/с. Зарегистрированный

максимальный порыв скорости ветра составил 77 м/с, более сильные порывы измерить не удалось вследствие разрушения датчиков ветра. Известен случай, когда ветер силой 50–60 м/с длился непрерывно в течение 16 суток. В среднем за год на станции отмечается 264 дня с ветром более 15 м/с и 136 дней с ветром более 30 м/с. Все зафиксированные на станции ураганные ветры имели циклоническое происхождение с направлением в диапазоне 75–85°. Характерные для других районов антарктического побережья с крутым ледниковым склоном юго-восточные ветры здесь неустойчивы. Даже в тыловых частях циклонических возмущений направление ветра тяготеет к западному–юго-западному, соответственно широтной ориентации берега. Во всех случаях ураганные усиления ветра были связаны с приближением очень активных циклонов с северо-запада к побережью Земли Мэри Бэрд, траектория перемещения которых определялась локализацией блокирующего тропосферного гребня, направленного на море Амундсена. При этом центры циклонических вихрей располагались над океанической акваторией западнее меридиана станции, а облачный фронт был ориентирован вдоль побережья. Очевидно, с учетом орографии побережья, эти условия являются необходимыми для ураганного усиления ветра.

Для успешного прогнозирования таких ситуаций необходимо получать спутниковую информацию об облачности не менее двух раз в сутки, что позволяет определить скорость и направление перемещения облачных вихревых возмущений. Вспомогательным материалом могут служить синоптические карты, но они бывают неточны для этого региона из-за недостатка данных метеорологических наблюдений.

Усиление скорости ветра до ураганных значений можно предусмотреть также по данным метеонаблюдений на станции. Приближение активного циклона к побережью обычно сопровождается натеканием перисто-слоистой и высоко-слоистой облачности за 6–12 ч до усиления ветра. При этом отмечается падение давления и повышение температуры воздуха на 5–10°. Последующий разворот ветра на 75–85°, если до этого направление было иное, свидетельствует о скором его усилении. Разворот ветра к северо-востоку с понижением скорости не всегда можно принимать за окончание шторма, так как это может быть связано с прохождением фронтального раздела, за которым следует очередной циклон. В некоторых случаях возможно прохождение двух и более циклонических возмущений с примерно суточной периодичностью, что является причиной длительных штормовых ситуаций. Обычно ветер стихает окончательно при повороте на юго-запад.

Основной особенностью ледового режима района расположения станции Русская является ежегодно формирующаяся широкая сплошная полоса припая и цепочка стационарных полыней, развитых вдоль береговой линии в летний период. Характерной особенностью припая является его повышенная устойчивость. Ежегодно он достигает одних и тех же предельных размеров – около 100 км, ограниченных шельфовой зоной. В весенне-летний период разрушается около половины припайного льда. В районе станции припай взламывается один раз в 3–4 года. В случае взлома многолетнего припая частые ураганные ветры длительное время препятствуют формированию устойчивого льда.

Ниже приводятся синоптические и статистические оценки ключевых элементов режима района станции Русская.

СИНОПТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ УРАГАННЫХ ВЕТРОВ НА СТАНЦИИ РУССКАЯ

Возможности анализа синоптических условий экстремальных усиления ветра в районе станции ограничены полным отсутствием данных метеорологических наблюдений на обширнейшем участке побережья и океанической акватории западной части тихоокеанского сектора Антарктики, что определяет невысокое ка-

чество синоптических материалов в этом регионе. Поэтому для этой цели использовались в основном данные спутниковых наблюдений облачного покрова и четырехсрочных метеорологических наблюдений непосредственно на станции. В качестве исходных послужили материалы за 1986 г., когда на станции Русская было зарегистрировано восемь случаев ураганных ветров, скорость которых при порывах равнялась или превышала 60 м/с. Выбор этого периода был определен наличием соответствующей спутниковой информации об облачности. Штормовые ситуации преобладали в холодный период года. Два случая отмечены в мае, один в июле, два в июне, два в октябре и один случай зарегистрирован летом — в декабре. Минимальная продолжительность экстремального усиления ветра составила двое суток, максимальная — около пяти. Наибольшая сила ветра 75 м/с при порыве была зарегистрирована 27 октября. Выполненный анализ показал, что во всех рассматриваемых ситуациях экстремальные усиления ветра были связаны с выходом к побережью активных циклонических вихрей с северо-запада.

Атмосферная циркуляция в западной части тихоокеанского сектора Антарктики характеризуется высокой интенсивностью, и даже в летний период здесь обычны вспышки активного циклогенеза. Высокая повторяемость блокирующего тропосферного гребня, ось которого располагается в секторе 140–160° з.д., обуславливает формирование так называемой новозеландской меридиональной циклонической траектории, одной из наиболее значимых в атмосфере Антарктики. Циклонические вихри, образующиеся над океанической акваторией в умеренных широтах, перемещаются в юго-восточном направлении к антарктическому побережью в районе Берега Хобса и в большинстве случаев заполняются в этом регионе, создавая условия для формирования климатического циклона [1].

На станции приближение циклона обычно характеризуется падением атмосферного давления, натеканием высоко-слоистой облачности, разворотом ветра к ВСВ и дальнейшим его усилением до ураганных значений. В период шторма повышается температура воздуха, иногда довольно значительно — на 15–20°, что, очевидно, связано с выносом тепла с северных океанических акваторий при приближении циклона к побережью. Особо следует отметить устойчивость направления штормовых и ураганных ветров, которое удерживается преимущественно на отметке 70–80°. Ослабление ветра обычно связано с его разворотом к ЗЮЗ и началом роста давления, что свидетельствует о смещении циклонического вихря на восток. В случае регенерации циклона, вызвавшего ураган, или приближения следующего атмосферного вихря шторм приобретает затяжной характер. Регенерация активных циклонов, имеющих значительные запасы тепла и приближающихся к антарктическому побережью, осуществляется при вовлечении в расширяющуюся по площади циклоническую циркуляцию холодного антарктического воздуха южными тыловыми потоками. При смещении нескольких вихрей возможно образование малоподвижной барической депрессии в океаническом регионе к северу от Берега Хобса. В таком случае сильный восточный ветер, иногда усиливающийся до штормового, может сохраняться на станции длительный период. Описанная выше схема развития ситуации с ураганными усилениями ветра на станции Русская существенно отличается по своей природе от характера возникновения юго-восточных стоковых ветров, обычных для районов антарктического побережья, имеющих крутой ледниковый склон. Юго-восточные ветры здесь вообще неустойчивы, их повторяемость незначительна. При обычном стоке нет четкой зависимости параметров ветра от циклонической деятельности. Характерно, что в тыловой части циклона стоковый ветер усиливается, а ураганный ветер на станции Русская, наоборот, ослабевает, причем и в такой ситуации направление ветра тяготеет к ЗЮЗ — вдоль береговой черты.

Метеорологическая площадка станции расположена на мысе Беркс на высоте 124 м над уровнем моря. От оконечности мыса с западной его стороны береговая



Рис. 2. Облачный вихрь активного циклона (центр в точке «А») и траектория его смещения у антарктического побережья на снимке ИСЗ NOAA-9 11 июля 1986 г. 02 ч 44 мин

линия уходит круто на юг. К востоку от станции берег, представленный материковым ледниковым покровом, на протяжении 20 км ориентирован на восток–северо-восток и далее на расстояние около 10 км – на восток с незначительной южной составляющей. На этом 30-километровом участке берега поднятие материкового ледникового покрова в сторону полюса составляет около 300 м на 10 км. Горизонталь с отметкой 100 м проходит на расстоянии около 3 км от береговой черты. Вдоль берега в районе станции располагается ряд возвышенностей с отметками 125–145 м. В общем, строение рельефа способствует усилению восточных ветровых потоков при приближении циклона, а крутизна склона недостаточна для развития интенсивных стоковых ветров. На рис. 2 показан облачный вихрь циклона, вызвавшего ураганное усиление ветра на станции Русская 11–13 июля 1986 г. Из-за отсутствия данных метеорологических наблюдений не представилось возможным определить его глубину, но структура облачности и размеры свидетельствуют о значительном запасе тепла и высокой активности этого вихря. Обычно в этих широтах циклоны полностью окклюдируются, в приводимом же случае на спутниковом снимке прослеживается наличие теплого фронта.

Данные табл. 1 наглядно иллюстрируют развитие штормовой ситуации. Значения атмосферного давления и барической тенденции свидетельствуют о том, что

Таблица 1

Состояние погоды на ст. Русская 11–14 июля 1986 г.

Дата	Срок набл.	Направление ветра град.	$V_{ср}$ м/с	$V_{пор.}$ м/с	$T_{возд.}$ °С	Рп гПа
11.07	06	00	00	05	–36,9	980,2
	12	35	04	08	–34,2	982,6
	18	75	22	28	–23,6	977,5
12.07	00	80	30	37	–22,1	971,0
	06	80	38	51	–20,2	961,1
	12	85	38	58	–18,6	958,0
	18	80	25	53	–18,0	968,0
13.07	00	85	34	46	–18,8	966,4
	06	85	40	58	–18,2	951,5
	12	85	39	67	–17,3	951,5
	18	75	28	48	–15,4	956,4
14.07	00	40	05	34	–22,8	9716
	06	250	06	12	–26,9	981,5

погода на станции Русская формировалась под влиянием циклона, который 11–12 июля со значительной скоростью смещался к району Берега Хобса (рис. 2). 11 июля во второй половине суток с началом падения давления ветер принял устойчивое направление около 80° и в середине суток 12 июля усилился до 38 м/с при порывах 58 м/с. Во второй половине суток 12 июля на фоне начавшегося роста давления наблюдалось некоторое ослабление ветра, связанное, очевидно, с начавшимся заполнением циклона. Дальнейшее развитие процесса определялось регенерацией этого атмосферного вихря, что выразилось в значительном падении давления и усилении ветра в середине суток 13 июля до 40 м/с при порывах 67 м/с. После этой вспышки активности снова начался рост атмосферного давления и деградация вихря. В начале суток 14 июля ветер развернулся к ЗЮЗ и окончательно ослабел. В процессе развития штормовой ситуации температура воздуха на станции Русская повысилась на 19° .

В рассмотренном случае продолжительность урагана (число шестичасовых сроков наблюдений с силой ветра более 29 м/с при порывах) составила около 54 ч. Ураганный ветер может быть более продолжительным, если к району Берега Хобса сместятся поочередно два или более атмосферных вихря, как это произошло в период с 15 по 19 мая 1986 г., когда такой шторм наблюдался около 116 ч. Развитие этой ситуации отражено в табл. 2. Первый циклон начал оказывать влияние на погоду станции Русская в середине суток 15 мая, что выразилось в падении давления и устойчивом развороте ветра на отметку $70\text{--}80^\circ$ с усилением до 38 м/с при порывах 60 м/с. 17 мая на фоне роста давления наблюдалось постепенное ослабление ветра с поворотом к отметке 60° . Затем приблизился следующий циклон, давление упало

Таблица 2

Состояние погоды на ст. Русская 15–20 мая 1986 г.

Дата	Срок набл.	Направление ветра град.	V_{cp} м/с	$V_{пор.}$ м/с	$T_{возд.}$ $^\circ\text{C}$	Pп гПа
15.05	00	30	08	10	–17,8	1015,6
	06	50	14	17	–16,4	1013,6
	12	70	18	21	–17,7	1011,4
	18	80	26	33	–19,9	1009,4
16.05	00	80	35	44	–20,4	1003,6
	06	70	38	56	–19,8	997,3
	12	70	37	60	–19,5	997,1
	18	80	38	54	–21,4	999,8
17.05	00	85	25	48	–20,4	1004,6
	06	80	31	37	–18,5	1007,5
	12	75	27	42	–17,9	1008,8
	18	60	28	37	–17,3	1012,2
18.05	00	70	26	36	–16,9	1015,5
	06	60	20	32	–16,0	1015,0
	12	80	27	33	–13,7	1009,8
	18	80	27	39	–12,4	1005,9
19.05	00	75	32	41	–11,5	1000,6
	06	65	37	57	–11,0	993,1
	12	80	40	55	–11,1	992,5
	18	80	31	54	–10,8	996,4
20.05	00	80	29	42	–10,9	1001,2
	06	70	23	31	–10,6	1005,2
	12	75	17	22	–09,6	1007,9

и ветер снова усилился до 40 м/с при порывах 57 м/с. Ураган окончательно ослабел в конце суток 19 мая, но сильный восточный ветер (до 23 м/с) сохранялся еще около двух суток, что, очевидно, было связано с образовавшейся в океаническом регионе к северу от Берега Хобса малоподвижной медленно заполняющейся депрессией. Повышение температуры воздуха в этом случае составило около 10°.

Наименее продолжительный из рассмотренных восьми случаев ураган (24 ч) был вызван циклоническим вихрем, смещавшимся в направлении Берега Хобса 5–6 мая. Как видно из показаний атмосферного давления и ветровых параметров, процесс усиления ветра до ураганных значений в общих чертах происходил в соответствии с вышеописанными схемами, но в отличие от них циклон быстро смещался на восток, что и обусловило относительную небольшую продолжительность урагана. Температура воздуха на станции повысилась на 5°. Максимальная сила ветра составила 42 м/с, порывы достигали 60 м/с.

В проанализированных ситуациях ураганные ветры возникали при выходе циклонов по меридиональным траекториям. При этом нельзя исключать, что штормовые условия могут вызываться такими вихрями, смещающимися в широтном направлении.

Отмеченные закономерности в процессе развития штормовой ситуации на станции Русская могут быть использованы как прогностические признаки, особенно в условиях отсутствия оперативной спутниковой информации об облачности. В таком случае экстремальное усиление ветра можно предусмотреть за 6–12 ч до его начала. Приближение циклона определяется по натеканию перисто-слоистой и высоко-слоистой облачности и началу падения давления. Последующий разворот ветра на восток, если перед этим направление было иное, свидетельствует о скором его усилении.

СТАТИСТИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА СКОРОСТИ ПРИЗЕМНОГО ВЕТРА В ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИДЕ

Многолетние временные ряды данных срочных метеорологических измерений позволяют анализировать межгодовую изменчивость, годовую ритмику, внутрисезонную изменчивость, процессы синоптического масштаба и суточный ход ключевых элементов климатического режима. Формирование исчерпывающих архивов данных стандартных приземных измерений в южной полярной области [10, 18, 19] предоставило возможность получения надежных оценок параметров климатической изменчивости за весь период измерений в регионе. Проведение детального исследования статистической структуры полей метеорологических элементов обусловлено необходимостью построения прикладных режимно-справочных метеорологических пособий, выполнения климатического районирования и верификации региональных моделей циркуляции с высоким разрешением [20], обеспечения проектирования и установки автоматических метеостанций в Антарктике.

Задача настоящего исследования заключается в количественной оценке особенностей изменчивости параметров ветрового режима с учетом его векторной природы на основе векторно-алгебраического метода [2, 12] по данным приземных измерений, выполненных на станции Русская. В качестве исходных данных в работе использованы результаты четырехсрочных в сутки стандартных измерений за весь период работы станции. Наблюдения за скоростью ветра производились с помощью анеморумбометра М-63М, шкала которого оцифрована и поверена до значений скорости ветра 90 м/с.

Поддиапазонный статистический анализ временных рядов позволяет оценить вклад взаимодействия процессов различных масштабов в формирование климатической изменчивости. Ключевым звеном такого взаимодействия является годовая ритмика — ее характеристики изменяются от года к году, а сам годовой ход модулирует процессы синоптического масштаба и внутрисуточные колебания [11]. В рабо-

те [4] изменчивость параметров годового хода трактуется как модуляционная составляющая (МС) межгодовой изменчивости в отличие от аддитивной составляющей (АС), представленной рядом среднегодовых значений. Задачами поддиапазонного анализа являются выбор адекватных статистических моделей и оценивание вероятностных характеристик изменчивости с учетом векторной природы ветра.

Модели случайной величины (СВ) в терминах закона распределения вероятностей и его моментов и квантилей, стационарного (в широком смысле) случайного процесса (ССП) в терминах математического ожидания, дисперсии и/или среднеквадратического отклонения (СКО) и спектральной плотности использованы ниже для выявления наиболее общих закономерностей во всем частотном диапазоне, оценивания распределения дисперсии по диапазонам, анализа АС и в качестве индикаторов годовой, суточной ритмики и изменчивости синоптического масштаба [7].

Исчерпывающей вероятностной характеристикой стохастического евклидового вектора $\vec{V}$ (с модулем $|\vec{V}|$ и направлением φ как СВ является [13] закон двумерного распределения вероятностей $F(|\vec{V}|, \varphi)$, традиционно представляемый [9, 16] таблицей повторяемости (обеспеченности) по румбам и градациям модуля или графически розой ветра, определяющий на каждом румбе вероятность заданной градации модуля. В практических задачах наряду с $F(|\vec{V}|, \varphi)$ целесообразно использовать квантили распределения [13] модуля $|\vec{V}|_{(p)}^{(v)}$ порядка p по выборкам, сгруппированным по румбам, определяющие диапазон значений модуля заданной вероятности. Центр распределения характеризует медиана ($p = 0,5$), оцениваемая центральным членом ранжированной выборки $|\vec{V}|_1 \leq |\vec{V}|_2 \leq \dots \leq |\vec{V}|_n$. Медианы левой ($p = 0,25$) и правой ($p = 0,75$) половин ранжированной выборки называют нижним и верхним квартилями. Интервал $|\vec{V}|_{0,25} \div |\vec{V}|_{0,75}$ называют интерквартильным расстоянием Q , он включает 50 % значений в окрестностях центра распределения, интервалы $|\vec{V}|_{\min} \div |\vec{V}|_{0,25}$ и $|\vec{V}|_{0,75} \div |\vec{V}|_{\max}$ включают по 25 % аномальных значений. Еще одной важной характеристикой масштаба распределения является размах $R = |\vec{V}|_{\max} - |\vec{V}|_{\min}$.

Для сжатия информации о распределении и описания $\vec{V}(t)$ как случайного процесса используют моменты и моментные функции, определяемые векторно-алгебраическим методом [2]. Математическое ожидание в стационарном приближении есть вектор $\vec{m}_v$ с модулем $|\vec{m}_v|$ и направлением φ . Дисперсия в стационарном приближении есть симметричный тензор D_v , свойства которого раскрываются через инварианты — скалярные числа, не изменяющиеся при развороте исходной системы координат. Собственные числа λ_1, λ_2 характеризуют дисперсию по ортогональным направлениям и используются для геометрической интерпретации D_v в виде эллипса с полуосями λ_1, λ_2 , развернутого на угол α относительно положительного направления оси OY исходной системы координат. Инвариантами тензора среднеквадратического отклонения σ_v являются числа $\sqrt{\lambda_1}, \sqrt{\lambda_2}$. Линейный инвариант I_1 тензора D_v

$$I_1 = \lambda_1 + \lambda_2 \quad (1)$$

характеризует модуль общей изменчивости скорости независимо от того, изменяются ли модуль $|\vec{V}|$ или направление φ скорости ветра. Поэтому сопоставление I_1 с дисперсией D_v модуля скорости V как скалярной величины можно использовать для оценки вклада вращения. Инвариант χ

$$\chi = \lambda_2 / \lambda_1 \quad (2)$$

характеризует вытянутость эллипса дисперсии — при $\chi = 0$ происходят только реверсивные изменения скорости, либо изменяется лишь $|\vec{V}|$ при постоянном φ , а при $\chi = 1$ интенсивность изменчивости по всем направлениям одинакова. Векторным аналогом коэффициента изменчивости является число

$$v = (I_1)^{0,5} / |\vec{m}_v| \quad (3)$$

Спектральная плотность в стационарном приближении $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega)$ есть тензор-функция, содержащая симметричную и кососимметричную части. Неотрицательный инвариант $I_1(\omega)$ (1) симметричной части $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega)$ характеризует распределение по частотам интенсивности общей (по $|\dot{\mathbf{V}}|$ и по ϕ) изменчивости, а знакопеременный инвариант $D(\omega)$ кососимметричной части $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega)$, называемый индикатором вращения, характеризует вклад вращения в общую дисперсию. Они связаны соотношением $I_1(\omega) \geq |D(\omega)|$. Если $D(\omega) > 0$, то преобладает вращение по часовой стрелке и наоборот, а $D(\omega) = 0$ может свидетельствовать не только об отсутствии вращения, но и об одинаковой интенсивности вращательных движений в обоих направлениях. Необходимым и достаточным условием отсутствия вращения является $I_1(\omega) = \lambda_1(\omega)$.

Адекватной математической моделью, учитывающей регулярную повторяемость колебаний и стохастичность их параметров, является периодически коррелированный случайный процесс [5, 12]. Процесс называют периодически коррелированным (ПКСР), если его вероятностные характеристики инвариантны относительно сдвига на положительное число периодов коррелированности T (1 год или 1 сутки). Когерентные оценки вероятностных характеристик ПКСР $\bar{\mathbf{m}}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$, $\mathbf{D}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$, $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega, t)$ получают по данным, взятым через T , т.е. за одноименные месяцы (сроки) после предварительного центрирования на средние за T значения (т.е. на АС). В силу периодичности они разложимы в ряд Фурье. Оценки компонентов Фурье $\mathbf{m}_k$, $\mathbf{D}_k$, $\mathbf{S}_k(\omega)$ придают количественную определенность качественным особенностям годового (суточного) хода $\bar{\mathbf{m}}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$, $\mathbf{D}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$, $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega, t)$ и использованы для сжатия информации и параметризации процессов с годовой и суточной ритмикой. Математическое ожидание в ПКСР-приближении есть периодический вектор [7, 13]:

$$\bar{\mathbf{m}}_{\dot{\mathbf{V}}}(t) = \bar{\mathbf{m}}_0 + \sum_{k=1}^N \bar{\mathbf{m}}_k(t), \quad (4)$$

где $\bar{\mathbf{m}}_0 \equiv \bar{\mathbf{m}}_{\dot{\mathbf{V}}}$, $\bar{\mathbf{m}}_k(t)$ — векторные гармоники, представленные годографами векторов $\bar{\mathbf{m}}_k(t_j)$, j — номер месяца, концы которых за период T_k обходят эллипсы с параметрами $L_{1,2}^{(k)}$ — длина большой и малой полуосей, $\beta_k \pm \pi$ — ориентация большой оси в исходной системе координат, $\psi_k \pm \pi$ — фаза (два момента максимума $|\bar{\mathbf{m}}_k|$), в направлении по часовой стрелке $J_k > 0$ или против часовой стрелки $J_k < 0$. Эти параметры определяют через амплитуды $A_{x,y}^{(k)}$ и фазы $\psi_{x,y}^{(k)}$ компонентов разложения в ряд Фурье проекций $m_x^{(k)}(t)$, $m_y^{(k)}(t)$. Дисперсионный вклад векторных гармоник $\bar{\mathbf{m}}_k$ в результирующий годовой ход $\bar{\mathbf{m}}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$ можно представить числами

$$\mu_k = \frac{[L_1^{(k)}]^2 + [L_2^{(k)}]^2}{\sum_{k=1}^m [L_1^{(k)}]^2 + [L_2^{(k)}]^2}. \quad (5)$$

В ПКСР приближении $\mathbf{D}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$ — периодическая тензор-функция, инварианты которой являются скалярными периодическими функциями [13]. Для описания эволюции $\mathbf{D}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$ во времени использованы ряды параметров разложения (4) исходных данных $\dot{\mathbf{V}}(t)$ на годовых отрезках [8].

Когерентной оценкой спектральной плотности в ПКСР-приближении является поверхность [5, 13] $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega, t)$, которую можно графически представить набором сечений по t . В компонентном методе распределение по частотам средней за период T мощности колебаний, оставшихся в ПКСР после центрирования на АС и $\bar{\mathbf{m}}_{\dot{\mathbf{V}}}(t)$, характеризует нулевой спектральный компонент $s_0(\omega)$, обладающий всеми свойствами спектральной плотности ССП и связанный с $\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega)$ соотношением

$$\mathbf{S}_{\dot{\mathbf{V}}}(\omega) = s_0 + \sum_{k=-N}^N |\bar{\mathbf{m}}_k|^2 \delta\left(\omega + k \frac{2\pi}{T}\right). \quad (6)$$

Таким образом, $s_0(\omega)$ уже не содержит составляющих, определяющих мощность регулярных колебаний.

Суточный ход скорости ветра в Антарктиде в значительной степени обусловлен кататическим эффектом [9] из-за усиления выхолаживания приповерхностного воздуха в ночные и предутренние часы. Сезонную модуляцию суточного хода описывает модель бипериодически коррелированного случайного процесса (БПКСП) [5, 13]. В когерентном методе она реализована в форме оценок $\bar{\mathbf{m}}_v(t)$, $\mathbf{D}_v(t)$, $\mathbf{S}_v(\omega, t)$ на суточном периоде $T = 24$ ч по месяцам, а в компонентном методе — посредством разложения этих оценок в двойной ряд Фурье на периодах коррелированности $T_1 = 1$ сутки, $T_2 = 1$ год.

Синоптическую изменчивость целесообразно анализировать по ряду $\bar{\mathbf{V}}^0(t)$, центрированному на АС и годовой ход среднемесячных значений. Сезонную модуляцию и межгодовую изменчивость интенсивности процессов синоптического масштаба можно описать временным рядом внутримесячной дисперсии $\mathbf{D}_{v^0}$ как реализации ПКСП. Синоптическая изменчивость в атмосфере представляет собой динамику (зарождение, перемещение, трансформацию и исчезновение) циклонов и антициклонов. Обусловленные этими процессами изменения метеорологических характеристик в фиксированной точке пространства представляют собой ее локальные проявления. Поэтому для ее описания и параметризации целесообразно использовать последовательность «штормов» и «окон погоды» в форме модели случайного импульсного процесса [15]. «Шторм» означает выход $\bar{\mathbf{V}}^0(t)$ за заданный уровень z_j , а «окно погоды» — промежуток между двумя последовательными штормами. Тогда параметризация сводится к формированию последовательностей трех чисел — мощности h_i штормов, продолжительности τ_i штормов и окон погоды θ_i . Уровни z_j задают (например, на основании квантильного анализа или как критерии опасных или особо опасных явлений погоды).

Экстремумы модуля $|\bar{\mathbf{V}}|(t)$ векторного случайного процесса можно анализировать по данным, сгруппированным по румбам. Использование в качестве экстремумов квантилей $|\bar{\mathbf{V}}|_p^{(q)}$ редкой повторяемости (например, 3 % обеспеченности $p = 0,97$) позволяет оценить значения, возможные 1 раз в N лет [1, 14]. Оценки повторяемости P_j экстремумов по месяцам $j = 1 \div 12$ позволяют представить распределение годовых F_{extr} экстремумов смесью ежемесячных распределений F_j [1].

Тренд во временных рядах скорости ветра определен как [3]:

$$\bar{\mathbf{V}}(t) = \bar{\mathbf{m}}_v + \bar{\mathbf{a}}t + \bar{\varepsilon}(t), \quad (7)$$

где $\bar{\mathbf{a}} = \{a_x, a_y\}$ — вектор с декартовыми компонентами a_x, a_y , являющимися наклонами трендов проекций, определяемых по линейной регрессионной модели [6] $V_{x,y}(t) = m_{x,y} + a_{x,y}t + \varepsilon_{x,y}(t)$. Параметрами тренда являются модуль и направление векторного аналога углового коэффициента $\bar{\mathbf{a}}$ и инварианты тензора дисперсии $\mathbf{D}_{\bar{\varepsilon}}$ аномалий относительно тренда. Из (7) следует, что тренд скорости ветра может проявляться не только через усиление/ослабление скорости, но и через разворот. Признаком преобладания первого из названных эффектов является выполнение условия $\Phi_{\bar{\mathbf{a}}} \pm \pi \approx \Phi_{\bar{\mathbf{m}}_v}$, а признаком наличия второго из названных эффектов является выполнение условия $\Phi_{\bar{\mathbf{a}}} \pm \pi \approx \Phi_{\bar{\mathbf{m}}_v} \pm \pi/2$.

Общая характеристика поддиапазонной изменчивости представлена на рис. 3 и в табл. 3–6. Двумерная повторяемость скорости ветра $P(|\bar{\mathbf{V}}|, \varphi)$ представлена розой ветра (рис. 3 а) — штиль показан кружком в центре, на каждом румбе выделено по 5 градаций (слабый 1–5 м/с, умеренный 6–10 м/с, сильный 11–20 м/с, очень сильный 21–30 м/с и штормовой ветер 30 м/с и более), обозначенных прямоугольниками различной высоты, а диаметр круга и длина прямоугольников соответствуют повторяемости. Две наиболее яркие и взаимосвязанные особенности распределения — исключительно сильный контраст между румбами восточной

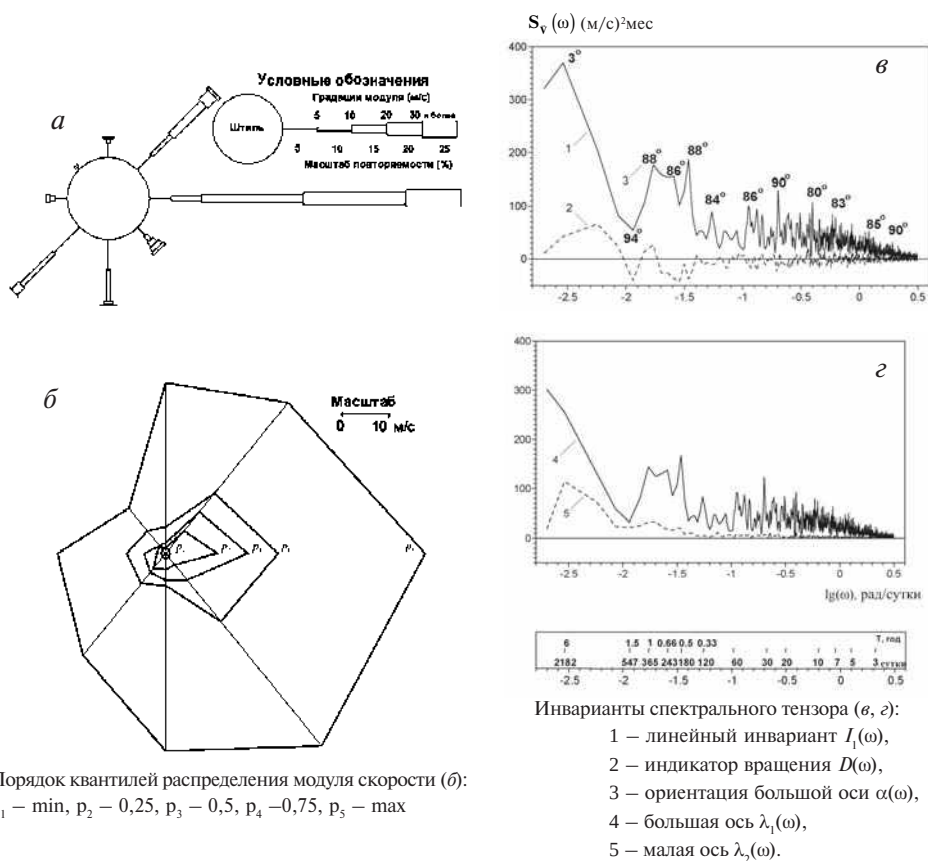


Рис. 3. Оценки вероятностных характеристик скорости ветра по данным срочных измерений: а – роза ветра, б – квантили распределения модуля скорости по румбам (без учета штиля), в, з – инварианты тензора спектральной плотности

четверти и остальными и большая повторяемость очень сильных и штормовых ветров восточной четверти в результате взаимодействия синоптических процессов и кататического эффекта. На других румбах повторяемость ветра $|\vec{V}| > 20$ м/с нулевая или ничтожно мала. Второй (более слабый) максимум повторяемости по ф имеет юго-западный ветер, но он обусловлен повышенной повторяемостью слабого и умеренного ветра. Наименьшую повторяемость имеет северо-западный ветер, у которого $|\vec{V}|$ не превышает 10 м/с.

Для многих видов деятельности за критерий опасного явления погоды (ОЯ) принят $|\vec{V}| > 10-12$ м/с, а за критерий особо опасного явления погоды (ООЯ) принят $|\vec{V}| > 30$ м/с. Из квантильной диаграммы (рис. 3 б) видно, что в восточной четверти критерий ОЯ не превышают всего лишь 25 % (интервал p_1-p_2) наиболее слабых ветров, 50 % значений $|\vec{V}|$ в окрестностях центра распределения (интерквартильное расстояние p_2-p_4) приходится на сильные ветры, 25 % положительных аномалий (интервал p_4-p_5) представлены очень сильными и штормовыми ветрами, причем ООЯ отмечаются почти в 10 % случаев. Учитывая, что общая повторяемость восточных ветров наиболее велика, а их $|\vec{V}|$ достигает 50 м/с и более, условия в районе станции Русская по этому показателю похожи на условия

Таблица 3

Оценки вероятностных характеристик годового и суточного хода модуля $|\bar{m}_v|$ и направления ϕ средней скорости ветра $\bar{m}_v(t)$, инварианта I_1 и ориентация α эллипса дисперсии $D_v(t)$, вытянутости χ эллипса СКО $\sigma_v(t)$ и коэффициента изменчивости v

Месяц	Срок	Среднее		Дисперсия и СКО							
		$ \bar{m}_v $ м/с	ϕ град.	Срочные данные				Среднемесячные данные			
				$I_1^{(D)}$ м ² /с ²	$\alpha^{(D)}$ град.	$\chi^{(o)}$	v	$I_1^{(D)}$ м ² /с ²	$\alpha^{(D)}$ град.	$\chi^{(o)}$	v
I	ночь	8,4	86	106,4	77	0,30	1,52	9,1	65	0,38	0,46
	утро	8,5	82	110,7	76	0,33	1,57	10,4	60	0,50	0,51
	день	7,4	82	109,5	74	0,30	1,75	8,3	55	0,57	0,53
	вечер	7,5	85	109,7	74	0,29	1,73	9,1	59	0,48	0,54
II	ночь	8,8	88	101,4	78	0,29	1,42	6,6	65	0,48	0,39
	утро	8,6	86	108,0	79	0,31	1,50	6,2	65	0,47	0,39
	день	7,6	85	116,4	77	0,31	1,78	6,6	60	0,47	0,45
	вечер	7,8	88	111,8	76	0,30	1,69	5,9	67	0,50	0,42
III	ночь	11,9	88	176,5	82	0,35	1,42	23,1	93	0,53	0,55
	утро	12,3	87	184,9	82	0,36	1,41	25,9	102	0,57	0,56
	день	11,6	86	186,6	79	0,36	1,52	26,0	88	0,64	0,61
	вечер	11,7	87	179,1	82	0,34	1,45	28,6	87	0,61	0,61
IV	ночь	12,6	87	205,4	82	0,34	1,44	39,7	78	0,41	0,65
	утро	12,5	88	193,5	79	0,35	1,42	32,0	78	0,39	0,59
	день	12,7	87	205,8	81	0,39	1,46	28,4	76	0,46	0,63
	вечер	12,5	89	208,2	78	0,35	1,47	38,2	73	0,40	0,64
V	ночь	12,7	85	205,7	82	0,41	1,47	22,6	46	0,48	0,50
	утро	13,3	84	215,7	81	0,45	1,43	28,3	42	0,48	0,54
	день	13,5	86	212,3	81	0,43	1,42	29,1	44	0,51	0,54
	вечер	12,8	84	215,4	81	0,44	1,51	25,1	47	0,63	0,54
VI	ночь	10,5	89	221,7	81	0,42	1,86	17,9	59	0,74	0,56
	утро	10,6	87	229,2	83	0,48	1,91	19,2	36	0,77	0,58
	день	10,5	89	231,0	82	0,52	1,95	20,9	30	0,78	0,61
	вечер	10,5	86	202,0	82	0,43	1,86	14,6	34	0,80	0,51
VII	ночь	9,5	85	202,2	78	0,39	1,93	19,9	57	0,62	0,65
	утро	10,1	84	191,8	76	0,41	1,79	21,3	59	0,68	0,64
	день	9,9	86	197,2	76	0,42	1,85	22,4	67	0,70	0,66
	вечер	9,8	87	203,7	77	0,40	1,88	19,7	54	0,62	0,62
VIII	ночь	9,8	88	207,9	77	0,37	1,88	25,1	74	0,44	0,67
	утро	9,7	86	194,8	80	0,37	1,85	26,8	74	0,44	0,70
	день	9,2	89	194,4	79	0,39	1,96	23,7	72	0,48	0,71
	вечер	9,4	87	191,9	80	0,37	1,90	23,4	75	0,51	0,69
IX	ночь	8,2	89	188,0	77	0,42	2,18	10,6	17	0,72	0,55
	утро	8,5	88	193,7	76	0,45	2,17	9,7	19	0,56	0,50
	день	7,9	89	172,5	75	0,42	2,19	10,6	40	0,59	0,56
	вечер	8,0	88	173,1	75	0,45	2,17	10,1	27	0,65	0,55
X	ночь	11,3	87	199,6	82	0,38	1,61	18,8	106	0,82	0,54
	утро	11,6	86	197,8	81	0,40	1,57	18,5	41	0,84	0,53
	день	10,9	85	192,6	79	0,36	1,63	13,0	66	0,89	0,47
	вечер	10,8	86	197,8	8	0,35	1,66	15,0	91	0,77	0,50
XI	ночь	9,4	87	144,0	79	0,32	1,60	12,1	92	0,52	0,50
	утро	9,4	83	144,4	79	0,34	1,63	13,9	92	0,52	0,54
	день	8,8	83	155,3	77	0,32	1,79	15,0	91	0,49	0,59
	вечер	8,9	86	144,8	78	0,31	1,70	15,9	88	0,45	0,59
XII	ночь	9,0	84	121,1	77	0,30	1,52	10,5	77	0,50	0,48
	утро	8,9	81	123,0	79	0,30	1,55	8,5	77	0,43	0,43
	день	7,5	80	132,2	73	0,31	1,92	9,3	71	0,55	0,55
	вечер	7,8	83	130,9	74	0,32	1,86	8,0	71	0,53	0,49

Таблица 4

Оценки средней многолетней скорости ветра $\bar{m}_v$, инварианта D_v дисперсии среднемесячных и среднегодовых данных, коэффициента $\bar{a}$ векторного линейного тренда и инвариантов тензора D_e дисперсии аномалий относительно тренда

Месяц	$\bar{m}_v$		D_v			$\bar{a}$		D_e		
	$ \bar{m}_v $ м/с	φ град.	I_1 м ² /с ²	α град.	χ	$ \bar{a} $ м/с	Φ_a град.	$I_1(\bar{v})/I_1(\bar{V})$ %	α град.	χ
I	8,0	83	8,8	59	0,47	0,46	63	70	55	0,58
II	8,2	86	6,0	63	0,47	0,23	48	90	66	0,49
III	11,9	87	25,3	93	0,56	0,99	276	71	88	0,71
IV	12,6	86	35,4	76	0,42	0,65	38	86	82	0,33
V	13,1	84	25,6	43	0,50	0,51	6	88	49	0,45
VI	10,5	87	17,3	37	0,78	0,66	2	69	69	0,60
VII	9,8	85	20,1	57	0,66	0,62	343	76	63	0,34
VIII	9,5	87	23,6	73	0,45	0,38	8	92	75	0,35
IX	8,2	88	9,5	24	0,62	0,37	33	83	18	0,69
X	11,1	85	15,7	89	0,90	0,20	323	97	82	0,88
XI	8,9	85	15,9	87	0,46	0,39	64	88	93	0,45
XII	8,3	81	8,1	75	0,50	0,33	73	84	76	0,56
Ср. год	10,1	86	4,5	356	0,71	0,28	18	82	339	0,74

Таблица 5

Годовой и суточный ход максимальной скорости ветра

Месяц	Срочные данные, срок										Средне- месячные данные	
	ночь		утро		день		вечер		ср. сут.			
	V м/с	φ град.	V м/с	φ град.	V м/с	φ град.	V м/с	φ град.	V м/с	φ град.	V м/с	φ град.
I	39	90	35	80	38	100	37	90	34,1	95	12,7	76
II	35	80	37	80	33	80	38	80	30,4	76	11,7	84
III	60	90	60	90	57	90	58	90	57,0	90	19,2	95
IV	60	90	55	80	60	90	60	90	53,8	90	20,6	90
V	53	100	55	90	52	90	54	90	47,3	90	18,6	87
VI	46	75	49	90	49	120	52	90	39,6	89	15,9	85
VII	41	70	47	70	49	80	49	130	42,3	80	15,0	85
VIII	46	100	43	80	44	100	52	90	40,5	80	15,1	94
IX	54	110	51	125	47	115	42	90	46,7	115	11,0	80
X	53	85	52	90	45	90	46	90	45,3	80	16,3	84
XI	40	90	39	80	47	90	40	90	34,0	90	14,0	81
XII	41	80	49	90	42	80	46	70	40,9	86	11,4	80

восточного побережья Антарктиды [9], и эти районы являются одним из мировых полюсов штормовой активности.

В табл. 7 приведены оценки средней скорости ветра $\bar{m}_v$ и инвариантов тензора D_v при различных масштабах осреднения исходных данных. Инвариант I_1 показывает, что наибольший вклад в общую дисперсию вносит межсуточная изменчивость. Ориентация α эллипса D_v срочных, среднесуточных и среднемесячных значений практически совпадает с направлением среднего переноса φ , а у среднегодовых значений отличается почти на 90°. Инвариант χ указывает на существенную роль вращения для среднемесячных и особенно среднегодовых значений. Сопоставление I_1 с дисперсией модуля D_v показывает, что анализ одного лишь V без учета φ занижает дисперсию на 40–60 % для срочных, среднесуточных и среднемесячных значений, а для среднегодовых значений происходит более чем трехкратное уменьшение дисперсии.

Таблица 6

Оценки квантилей и экстремумов характеристик модуляционной составляющей межгодовой изменчивости скорости ветра и компонентов годового хода повторяемости штормов

Параметр	k	$x_{\min}$	$x_{0,25}$	$x_{0,50}$	$x_{0,75}$	$x_{\max}$	Q	R
Параметры годовой ($k = 1$) и полугодовой ($k = 2$) гармоник годового хода скорости ветра								
$I_1^{(k)}$, м/с	1	1,34	2,04	2,82	3,53	4,09	1,49	2,75
	2	1,00	1,76	1,89	2,29	5,68	0,53	4,68
$L_2^{(k)}$, м/с	1	0,01	0,10	0,32	0,77	1,33	0,67	1,32
	2	0,00	0,24	0,46	0,61	1,25	0,37	1,25
$\psi_k \pm 0,5T_k$, мес.	1	0,0	1,4	2,4	4,0	5,5	2,6	5,5
	2	0,0	0,2	0,6	0,9	2,6	0,7	2,6
$\beta_k \pm 180$, град.	1	22	49	76	88	108	39	86
	2	10	67	78	88	133	21	123
μ_k	1	0,21	0,27	0,37	0,38	0,77	0,11	0,56
	2	0,06	0,14	0,25	0,53	0,71	0,39	0,65
χ_k	1	0,00	0,03	0,18	0,30	0,65	0,27	0,65
	2	0,00	0,10	0,13	0,27	0,67	0,17	0,67
$sp_k, \%$	1	$sp(+)-20$				$sp(-)-80$		
	2	$sp(+)-20$				$sp(-)-80$		

Амплитуда A_k и фаза ψ_k компонентов годового хода инвариантов тензора внутримесячной дисперсии и повторяемости (P) штормов

Параметры	k	$x_{\min}$	$x_{0,25}$	$x_{0,50}$	$x_{0,75}$	$x_{\max}$	Q	R
$\lambda_1^{(k)}$	A_k , м ² /с ²	0	106,26	109,53	111,66	121,86	145,86	39,60
		1	2,90	16,37	27,41	36,70	49,30	20,33
		2	5,27	13,43	15,96	25,59	47,09	12,16
	ψ_k , мес.	1	2,4	5,5	6,12	6,2	8,3	0,7
		2	0,9	2,7	3,2	3,5	4,2	0,8
								3,3
χ_k	A_k , м ² /с ²	0	0,20	0,22	0,25	0,25	0,31	0,11
		1	0,01	0,02	0,04	0,06	0,10	0,04
		2	0,00	0,01	0,02	0,03	0,06	0,02
	ψ_k , мес.	1	0,0	5,9	6,6	7,2	7,7	1,3
		2	0,9	1,6	1,9	3,7	4,9	2,1
								4,0
P_k	A_k , %	0	6,2	7,1	8,8	9,6	13,1	2,5
		1	1,6	2,7	5,3	6,2	9,3	3,5
		2	0,9	3,0	3,7	5,1	7,9	2,1
	ψ_k , мес.	1	3,0	5,1	5,5	5,8	6,8	0,7
		2	0,1	3,0	3,2	3,8	5,5	0,8
								3,8

Таблица 7

Средние многолетние значения скорости ветра $\bar{m}_v$, максимального модуля $|\bar{V}|$ и оценки инвариантов тензора дисперсии D_v скорости ветра и дисперсии ее модуля D_v при различном масштабе осреднения данных

Масштаб осреднения			Срочные, $N = 14484$	Среднесуточные, $N = 3621$	Среднемесечные, $N = 119$	Среднегодовые, $N = 10$
Среднее	m_v	м/с	10,1			
	ϕ	град	86			
Дисперсия	D_v	м ² /с ²	111,1	93,3	13,1	1,3
	I_1	м ² /с ²	176,9	138,1	18,9	4,5
	χ^*	—	0,15	0,12	0,35	0,51
	α	град	79	79	75	175
Максимум	$ V $	м/с	60	57,0	20,6	11,9

На графиках инвариантов тензора спектральной плотности (рис. 3 *в, г*) выделяются межгодовые колебания с периодом более 2 лет, годовая ритмика с пиками (примерно одинаковой высоты) на частотах годовой и полугодовой гармоник и в диапазоне 8–10 месяцев, внутрисезонные колебания с периодами 15–60 суток, связанные в первую очередь с крупномасштабными процессами (длинные атмосферные волны, цикл индекса и т.д.) и колебания синоптического масштаба с периодами 2–10 суток. Оценка спектральной функции в реальном масштабе ω (графики даны для наглядности в полулогарифмическом масштабе) показывает, что на эти диапазоны приходится 4 %, 5 %, 25 % и 55 % общей дисперсии соответственно. Вклад в дисперсию суточной ритмики составляет всего лишь около 1 %. В диапазонах внутрисезонной и синоптической изменчивости дисперсия почти полностью обусловлена изменчивостью зонального переноса ($\alpha \approx 90^\circ$, $\chi \approx 0$). На частоте годового и полугодового колебаний χ несколько увеличивается, знак $D(\omega)$ указывает на преобладание вращения по часовой стрелке на $T = 12$ месяцев и на преобладание вращения против часовой стрелки на $T = 6$ месяцев. В диапазоне межгодовых колебаний резко возрастает роль вращения (преимущественно по часовой стрелке), а направление максимальной изменчивости становится меридиональным.

В табл. 5, 6 приведены характеристики годового и суточного хода средней скорости ветра $\bar{m}_v(t)$ и оценок дисперсии $D_v(t)$ и СКО $\sigma_v(t)$ срочных значений $\bar{V}(t)$ и среднемесячного переноса $\bar{m}_v(t_j)$ по срокам (табл. 3) и в среднем за сутки (табл. 4). Направление $\varphi(t)$ средней скорости практически постоянно (80 – 88°) в течение года и не имеет суточного хода. Годовой ход $|\bar{m}_v(t)|$ с размахом около 6 м/с имеет 2 максимума в переходные сезоны – главный в мае и вторичный в октябре и 2 минимума – главный летом и вторичный в конце зимы. Суточный $|\bar{m}_v(t)|$ ход с максимумом ночью и утром и минимумом днем и вечером проявляется только в теплый сезон, его размах достигает 1,0–1,5 м/с. Годовой ход инварианта $I_1(t)$ тензора $D_v(t)$ срочных значений имеет максимум в июне и минимум в январе–феврале, размах $I_1^{0,5}(t)$ составляет около 5 м/с. Размах суточного хода $I_1^{0,5}(t)$ изменяется от месяца к месяцу от 2 до 5,5 м/с, его форма и фаза в течение года не стабильны. Ориентация $\alpha(t)$ не имеет годового и суточного хода и почти совпадает с $\varphi(t)$ (отклонение к северу от не превышает 10 – 15°). Вклад вращения в общую дисперсию срочных значений $\bar{V}(t)$ необходимо учитывать, поскольку инвариант $\chi(t)$ тензора $\sigma_v(t)$ составляет 0,3–0,4 в теплый сезон и 0,4–0,5 в холодный сезон. В течение всего года $\bar{V}(t)$ неустойчив, т.к. $\nu(t) > 1$, и изменяется от 1,4–1,7 летом и в переходные сезоны до 1,8–2,2 зимой. Суточный ход $\chi(t)$ и $\nu(t)$ не выражен.

Инвариант $I_1(t)$ дисперсии среднемесячного переноса уменьшается в сравнении с дисперсией срочных значений в 5–10 раз в теплый сезон и в 10–20 раз в холодный сезон, т.е. зимой разброс направлений $\varphi(t)$ больше, чем летом. Годовой ход $I_1(t)$ имеет сложную форму – главный максимум отмечается в апреле и вторичный максимум в ноябре, главный минимум отмечается в феврале и вторичный в сентябре, размах годового хода $I_1^{0,5}(t)$ составляет 3 м/с, а размах суточного хода не превышает 2 м/с. Ориентация $\alpha(t)$ эллипса дисперсии среднемесячного переноса изменяется в течение года, так что направления максимальной изменчивости и среднего переноса в отдельные месяцы различаются на 50 – 70° . Вклад в дисперсию вращения среднемесячного переноса больше, чем для мгновенных значений, поскольку $\chi(t)$ изменяется от 0,4–0,6 в теплый сезон до 0,6–0,9 в холодный сезон. Среднемесячный перенос весь год устойчив – $\nu(t)$ составляет 0,4–0,7. Суточный ход $\alpha(t)$, $\chi(t)$ и $\nu(t)$ при месячном осреднении исходных данных выражен слабо.

Сопоставление изменчивости межгодового и синоптического масштаба с учетом сезонных особенностей в графической форме представлено на рис. 4 *б* совмещенными эллипсами СКО среднесуточных и среднемесячных (или среднегодо-

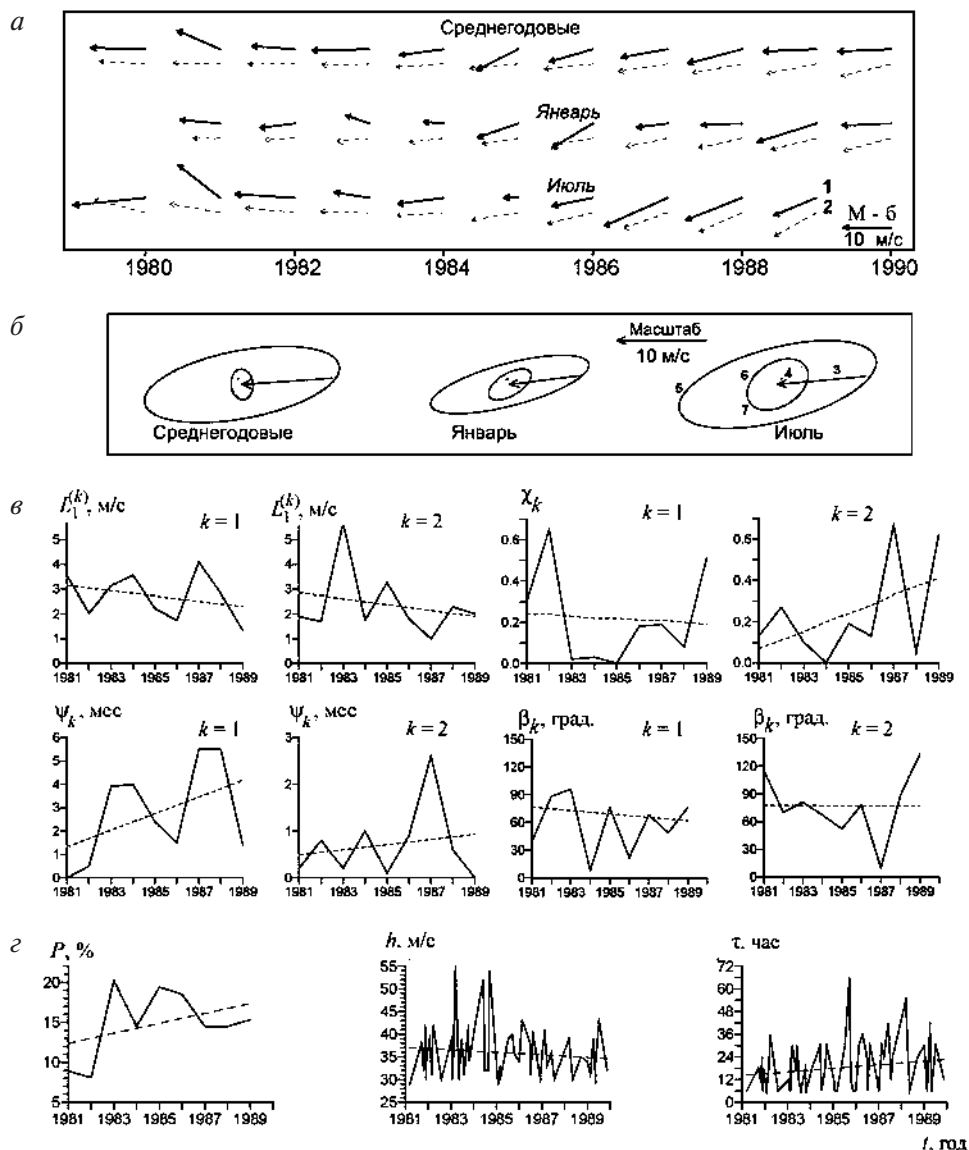


Рис. 4. Оценки вероятностных характеристик и трендов аддитивной и модуляционной составляющих межгодовой изменчивости:

a — ряды (1) и тренды (2) среднемесячной и среднегодовой скорости ветра; *б* — математическое ожидание скорости ветра и эллипсы среднеквадратического отклонения — вектор средней многолетней скорости (3), коэффициент тренда (4), эллипс среднеквадратического отклонения по среднесуточным данным (5), по среднемесячным или среднегодовым данным (6), относительно тренда (7); *в* — ряды и тренды параметров годового хода: длина большой оси $L_1^{(k)}$, вытянутость χ_k , фаза ψ_k и ориентация β_k эллипсов годовой ($k = 1$) и полугодовой ($k = 2$) гармоник; *г* — ряды и тренды общей повторяемости (P), интенсивности (h) и продолжительности (τ) индивидуальных штормов в мае

вых) данных. При различном масштабе осреднения данных эллипсы отличаются не только длиной осей, но также формой (июль) и ориентацией (среднегодовые).

В табл. 4 приведены характеристики годового и суточного хода многолетних максимумов модуля срочных и среднемесячных значений $\bar{\mathbf{V}}$. Годовой ход $\max\{|\bar{\mathbf{V}}|\}$ по срочным данным согласуется с годовым ходом $|\bar{\mathbf{m}}_{\mathbf{v}}|$, наибольшие значения отмечаются в переходные сезоны — в марте–апреле 55–60 м/с, а в сентябре–октябре — 45–55 м/с. Зимой $\max\{|\bar{\mathbf{V}}|\}$ уменьшается до 40–50 м/с, летом до 30–40 м/с. Различия $\max\{|\bar{\mathbf{V}}|\}$ между сроками не велики и связаны не только с суточным ходом, но и с выборочной изменчивостью времени начала и окончания штормов. Направление максимальной скорости в большинстве случаев составляет 70–90°, но в отдельных случаях имеет небольшую южную составляющую — 100–125°. Среднесуточные значения $\max\{|\bar{\mathbf{V}}|\}$ лишь немногим меньше срочных, т.е. в каждом шторме $\varphi(t)$ почти не изменяется. Эти закономерности отмечаются и в тех случаях, когда наблюдаемые экстремумы в разные сроки отмечались в различные даты и даже годы. Следовательно, штормовые ветры в этом районе всегда формируются одним и тем же комплексом условий. Поскольку сильные и штормовые ветры отмечаются только у ветров восточных румбов и их направление в каждом шторме стабильно, значения $\max\{|\bar{\mathbf{V}}|\}$ среднемесячного переноса также исключительно велики и составляют в апреле 20–22 м/с, в октябре 15–17 м/с и только летом уменьшаются до 10–13 м/с. Направление $\max\{|\bar{\mathbf{V}}|\}$ всегда составляет 70–100°.

Ряд среднегодовых значений $\bar{\mathbf{V}}(t)$ приведен на рис. 4 а. Следуя [4], будем называть его АС. Процесс $\bar{\mathbf{V}}(t)$ устойчив, поскольку $\nu < 1$ (см. табл. 1), а большая ось эллипса $\mathbf{D}_{\mathbf{v}}$ и вектор $\bar{\mathbf{m}}_{\mathbf{v}}$ ортогональны (рис. 4 б). Согласно рис. 2 а, это связано с заметными выборочными отклонениями φ к югу (1985 г.) и к северу (1981 г.) при почти постоянном $|\bar{\mathbf{V}}|$. У среднемесячных значений существенные межгодовые изменения происходят как у $\bar{\mathbf{V}}$, так и у φ (см. также [17]).

Традиционным методом анализа АС является аппроксимация рядов среднегодовых значений линейным трендом. В табл. 4 и на рис. 4 а, б приведены оценки модуля $|\bar{\mathbf{a}}|$ и направления φ_a векторного коэффициента линейного тренда (7) и инвариантов тензора дисперсии относительно тренда $\mathbf{D}_{\mathbf{e}}$. Для среднегодовых значений тренд приводит к небольшому (около 0,3 м/с за год) усилению скорости ветра, что объясняет около 20 % дисперсии среднегодовых значений. В зависимости от месяца величина $|\bar{\mathbf{a}}|$ изменяется от 0,2 до 1,0 м/с, возрастая с марта по июль. Соотношение φ_a и φ_v показывает, что с ноября по февраль тренд вызывает в основном усиление среднего ветра, а в остальные месяцы и в среднем за год приводит к левому развороту. В зависимости от месяца тренд объясняет от 3 до 30 % дисперсии среднемесячных значений, форма χ и ориентация α эллипсов $\mathbf{D}_{\mathbf{e}}$ и $\mathbf{D}_{\mathbf{v}}$ близки (кроме июня по α и июля по χ). Размах годового хода $\bar{\mathbf{a}}$ среднемесячных значений превосходит по модулю $\bar{\mathbf{a}}$ среднегодовых значений, что косвенно свидетельствует о том, что модуляция годовой ритмики вносит в межгодовую изменчивость больший вклад, чем АС. Все тренды статистически не значимы на 95 % уровне. При столь непродолжительных рядах данных само понятие тренда в определенной степени условно.

В качестве индикатора годовой ритмики использована оценка $\mathbf{S}_{\mathbf{v}}(\omega)$ по среднемесячным данным в стационарном приближении (рис. 5 а), которая в основных чертах совпадает с оценкой по исходным данным (рис. 3 в, г) — годовая ритмика представлена пиками на частоте годовой и полугодовой гармоник примерно одинаковой высоты, на которых преобладает вращение противоположного направления.

Когерентные оценки годового хода модуля и направления вектора $\bar{\mathbf{m}}_{\mathbf{v}}(t)$ и инвариантов $\mathbf{D}_{\mathbf{v}}(t)$ тензора приведены на рис. 5 в, г в ПКСП-приближении, т.е. после центрирования исходных данных на АС. Годовой ход $|\bar{\mathbf{m}}_{\mathbf{v}}(t)|$ в ПКСП-приближении имеет 2 максимума — так же, как у исходных данных, а $\varphi(t)$ является

западным или восточным в зависимости от месяца. На рис. 5 д оценка $\vec{m}_v(t)$ представлена годографом, огибающая которого имеет сложную петлеобразную форму.

В стационарном приближении все процессы по определению рассматриваются как стохастические. Амплитуду $A(\omega_0)$ их колебаний в полосе частот $\delta\omega$ в окрестности ω_0 можно оценить по спектральной плотности $S(\omega)$ как [4]

$A(\omega_0) = \sqrt{2\delta\omega S(\omega_0)}$. Сопоставление этой оценки по рис. 3 а с оценками амплитуды

регулярных колебаний $L_{1,2}^{(k)}$ показало, что регулярные годовые и полугодовые колебания объясняют около 80 % дисперсии колебаний в соответствующих частотных диапазонах. Столь значительное регулярное полугодовое колебание является важной отличительной особенностью режима ветра в рассматриваемом районе, т.к. для многих гидрометеорологических процессов в высоких и умеренных широтах это нехарактерно.

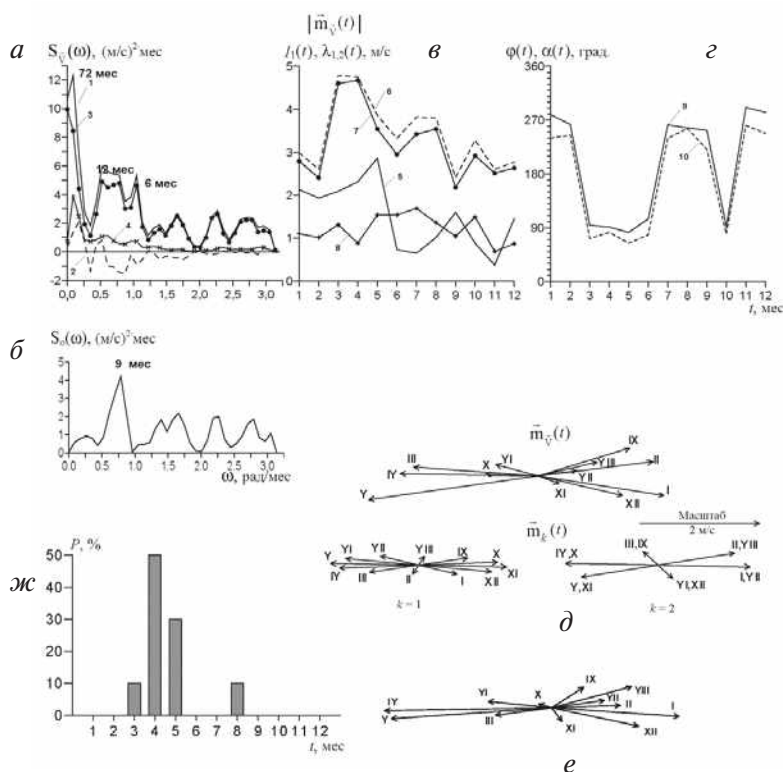


Рис. 5. Оценки вероятностных характеристик годовой ритмики среднемесячной скорости ветра в стационарном и ПКСП-приближении:

a – инварианты спектрального тензора в стационарном приближении: 1 – линейный инвариант $I_1(\omega)$, 2 – индикатор вращения $D(\omega)$, 3 – большая ось $\lambda_1(\omega)$, 4 – малая ось $\lambda_2(\omega)$; *б* – линейный инвариант нулевого спектрального компонента в ПКСП-приближении: 5 – модуль среднемесячной скорости ветра $|\vec{m}_v(t)|$, 6 – линейный инвариант $[I_1(t)]^{0.5}$ тензора дисперсии, 7 и 8 – инварианты $\lambda_{1,2}(t)$ тензора СКО; *в* – направление среднемесячной скорости ветра $\varphi(t)$, 10 – ориентация эллипса СКО $\alpha(t)$; *г* – годовой ход направления математического ожидания скорости ветра и ориентации эллипса СКО в ПКСП-приближении; *д* – годограф годового хода математического ожидания $\vec{m}_v(t)$ в ПКСП-приближении и его годовая ($k = 1$) и полугодовая ($k = 2$) гармоники $\vec{m}_k(t)$; *е* – аппроксимация $\vec{m}_v(t)$ годовой и полугодовой гармониками; *ж* – повторяемость $P(\%)$ по месяцам годовых максимумов среднемесячной скорости ветра

Когерентные оценки инвариантов периодического тензора $\mathbf{D}_v(t)$ приведены на рис. 3 в, г. Годовой ход определяет в основном изменчивость большой оси эллипса дисперсии $\lambda_1(t)$, его форма сложнее, чем у дисперсии исходных данных, т.к. он имеет 3 максимума — главный в марте и вторичные — в августе и октябре. В течение всего года эллипс $\mathbf{D}_v(t)$ сильно вытянут, ориентация его большой оси близка к направлению среднего переноса $\varphi(t)$. На рис. 3 б приведена оценка нулевого спектрального компонента в ПКСП-приближении (6), из которой следует, что после центрирования $\tilde{\mathbf{m}}_v(t)$ на пики на частотах годовой и полугодовой гармоник исчезают, а сохраняющееся в спектре колебание с периодом 8–10 месяцев может быть связано с выборочной изменчивостью. Все это указывает на то, что МС нельзя свести к амплитудной модуляции годовой гармоник.

Для анализа эволюции МС во времени используем разложение (4) исходных данных на годовых отрезках. Квантили параметров разложения приведены в табл. 6, из которой следует, что все параметры всего за 10 лет изменялись в широких пределах. Особенно сильно изменялись длины большой $L_1^{(k)}$ и малой $L_2^{(k)}$ полуосей эллипсов годовой ($k = 1$) и полугодовой ($k = 2$) гармоник. Ширина интерквартильного расстояния Q межгодовых изменений $L_1^{(1)}$ и $L_2^{(2)}$ примерно одинакова, внутри него (а также для 25 % аномально малых значений) выполняется условие $L_1^{(1)} > L_1^{(2)}$. Размах R межгодовых изменений $L_1^{(2)}$ в 1,7 раза больше, чем размах $L_1^{(1)}$, для аномально больших значений выполняется условие $L_1^{(1)} < L_1^{(2)}$. Заметно меняется от года к году и соотношение длин $L_1^{(k)}$ и $L_2^{(k)}$, ширина Q и R параметра χ_k при $k = 1$ и при $k = 2$ примерно одинакова, в 75 % $\chi_k < 0,3$, однако в отдельные годы χ_k достигал значения 0,65. Отметим, что сильно изменяется от года к году спектральный состав годового хода — медиана параметра μ_k составляет примерно 0,35 при $k = 1$ и 0,25 при $k = 2$, что значительно меньше, чем у регулярного годового хода $\tilde{\mathbf{m}}_v(t)$ (табл. 4), а в отдельные годы вклад в результирующий годового ход уменьшался до 20 % при $k = 1$ и до 5 % при $k = 2$. Интересно, что заметно изменяется и ориентация β_k эллипсов годового и полугодового колебаний (причем $Q_{\beta_1} > Q_{\beta_2}$, но $R_{\beta_1} > R_{\beta_2}$), и направление обхода (в 8 случаях за 10 лет отмечалось вращение против часовой стрелки как при $k = 1$, так и при $k = 2$, хотя $\tilde{\mathbf{m}}_1(t)$ регулярного годового хода обходит эллипс по часовой стрелке).

Временные ряды параметров разложения (4) и их аппроксимация линейным трендом приведены на рис. 4 в, а параметры тренда даны в табл. 6. Из них следует, что из-за очень сильных междугодовых изменений параметров МС при малой длине ряда идентификация тенденций междугодовой изменчивости как трендов неочевидна даже в тех случаях, когда его формальная оценка объясняет около 25 % дисперсии. Все тренды не значимы на 95 % уровне.

На рис. 5 ж приведена диаграмма повторяемости P годовых максимумов среднемесячных значений $|\tilde{\mathbf{m}}_v|$. Годовой ход $P(t)$ согласуется с годовым ходом $\tilde{\mathbf{m}}_v(t)$ — максимальные среднемесячные значения скорости отмечались только с марта по май и в августе, максимум $P(t)$ приходится на апрель.

Наиболее значимой является изменчивость синоптического масштаба, объясняющая более 50 % дисперсии (табл. 7). Общая характеристика ее сезонной модуляции и междугодовой изменчивости дана в терминах инвариантов тензор-функции внутримесячной дисперсии $\mathbf{D}_v^{(m)}(t)$, срочных значений $\tilde{\mathbf{V}}^0(t)$, центрированных на АС и годового хода. Графики временных (по месяцам t) рядов инвариантов $\lambda_{1,2}(t)$ приведены на рис. 6 а. Из этого рисунка следует, что при всех t выполняется неравенство $\lambda_1(t) \gg \lambda_2(t)$, ряд $\lambda_1(t)$ можно рассматривать как реализацию ПКСП с годовой ритмикой, параметры которой сильно изменяются от года к году. Расчет показал, что почти всегда $\alpha(t) \cong 90^\circ$ и никогда не выходит за границы интервала 70° – 120° .

На рис. 5 б годовая ритмика $\mathbf{D}_v^{(m)}(t)$ представлена квантилями междугодовой изменчивости $\lambda_1(t)$ по месяцам. Оценки по 10-летнему ряду имеют существенную

Таблица 8

Оценки наклона A тренда и дисперсионного вклада аномалий относительно тренда D_e/D (%) параметров модуляционной составляющей межгодовой изменчивости скорости ветра и годового хода повторяемости штормов

k	Параметры компонентов скорости ветра годового хода							
	$L_1^{(k)}$, м/с		λ_k		ψ_k , мес.		β_k , град.	
	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %
1	-0,105	91	-0,006	99	0,36	78	-1,9	97
2	-0,118	85	0,043	77	0,06	96	-0,1	99

Амплитуда A_k и фаза ψ_k компонентов годового хода инвариантов тензора внутримесячной дисперсии и повторяемости штормов P

k	$\lambda_1^{(k)}$				P_k , %			
	A_k		ψ_k		A_k		ψ_k	
	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %
0	0,03	100	—	—	0,25	90	—	—
1	1,47	94	-0,05	99	0,28	90	0,21	77
2	-2,89	68	0,06	97	-0,28	88	0,24	80

Таблица 9

Оценки наклона A тренда и дисперсионного вклада аномалий относительно тренда D_e/D (%) инвариантов тензора внутримесячной дисперсии скорости ветра, повторяемости (P), интенсивности (h) и продолжительности (τ) штормов

Месяц	$D_y^{(m)}(t)$, λ_1 , (м/с) ²		Штормовая активность					
			P , %		h , м/с		τ , час	
	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %	A	D_e/D , %
I	1,62	97	0,18	97	< 0,1	100	< 1	99
II	-1,40	95	0,13	97	< 0,1	100	< 1	100
III	-6,70	88	-1,47	76	< 0,1	97	< 1	95
IV	2,42	98	1,27	85	< 0,1	97	< 1	100
V	0,05	100	0,62	84	< 0,1	99	< 1	97
VI	3,02	76	0,28	96	< 0,1	100	< 1	92
VII	1,60	98	0,85	83	< 0,1	96	< 1	97
VIII	3,46	93	0,54	90	< 0,1	98	< 1	96
IX	5,24	74	0,70	69	< 0,1	95	< 1	86
X	-2,35	97	0,08	88	< 0,1	100	< 1	96
XI	-6,61	57	-0,32	89	< 0,1	97	< 1	98
XII	0,16	100	0,17	99	< 0,1	100	< 1	99
Год	0,03	100	0,25	90	< 0,1	100	< 1	100

Таблица 10

Повторяемость штормов 10% обеспеченности* по месяцам и по румбам

Месяц	Румб								Всего
	С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	
I	—	—	2,7	—	—	—	—	—	2,7
II	—	—	1,8	—	—	—	—	—	1,8
III	—	0,5	8,5	—	—	—	—	—	9,0
IV	0,1	0,4	11,2	0,2	—	—	—	—	11,9
V	0,1	0,8	12,9	0,8	—	—	—	—	14,6
VI	—	0,3	10,2	1,3	0,1	—	—	—	11,9
VII	—	0,8	8,7	0,4	—	—	—	—	9,9
VIII	—	0,4	9,0	0,1	—	—	—	—	9,5
IX	0,1	0,5	6,7	0,7	—	—	—	—	8,0
X	—	0,3	9,9	0,6	—	—	—	—	10,6
XI	—	0,1	5,5	—	—	—	—	—	5,6
XII	—	0,1	4,4	—	—	—	—	—	4,5
Всего	0,3	4,2	91,3	4,1	0,1	—	—	—	100

Примечание: 10 % обеспеченности соответствует скорость ветра с модулем $V > 28$ м/с, повторяемость определена как отношение количества сроков с $V > 28$ м/с к общему числу сроков

выборочную изменчивость, поэтому ограничимся констатацией того, что размах годового хода велик (соизмерим с медианным значением), не симметричен и характеризуется усилением изменчивости в холодный и переходные сезоны.

В табл. 9 приведены оценки параметров тренда $\lambda_1(t)$ по месяцам и в среднем за год. В годовом ходе наклон тренда является знакопеременным, а его дисперсионный вклад в большинстве месяцев не превышает 10 %. Оценки трендов параметров разложения $\lambda_1(t)$ в ряд Фурье на годовых отрезках приведены в табл. 8, из которой следует тенденция к упрощению спектра годового хода. В период с 1980 по 1990 г. амплитуда годовой гармоник имела положительный тренд, а амплитуда полугодовой гармоник — отрицательный. Все тренды в табл. 8–9 статистически незначимы на 95 % уровне. Расчет показал, что дисперсия процессов синоптического масштаба более чем на 80 % обусловлена сезонной модуляцией.

Особый интерес представляют оценки сильных и штормовых ветров. В табл. 10 приведена оценка повторяемости по румбам и месяцам скорости ветра 10 % обеспеченности ($|\vec{V}| > 28$ м/с, что почти совпадает с критерием ООЯ — $|\vec{V}| \geq 30$ м/с). Из таблицы следует, что 99,6 % штормовых ветров имеют восточную составляющую, причем в восточный сектор (при градации по 8 румбам) попадает более 90 %. Повторяемость штормов P усилена в холодный и переходные сезоны, главный максимум приходится на март–май, а вторичный максимум — на октябрь. Параметры среднего многолетнего годового хода $m_p(t)$ приведены в табл. 7. Большое сходство годового хода $m_{\lambda_1}(t)$ тензора $\mathbf{D}_{\vec{V}}^{(m)}(t)$ и $m_p(t)$ позволяет считать, что

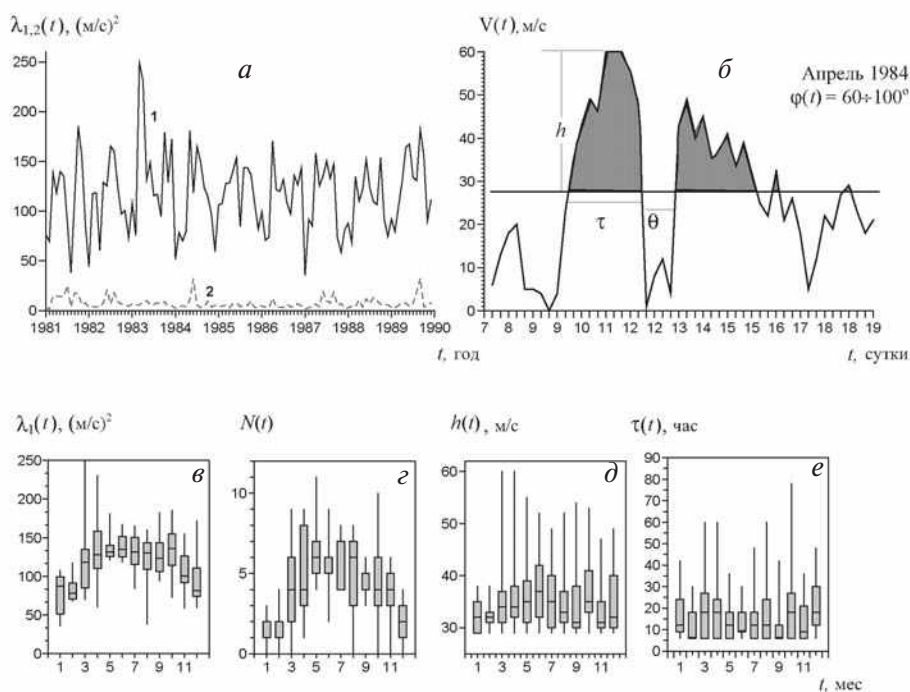


Рис. 6. Оценки вероятностных характеристик изменчивости скорости ветра в синоптическом масштабе:

a — ряды длин большой λ_1 (1) и малой λ_2 (2) полуосей эллипса внутримесячной дисперсии; b — параметры случайного импульса; c – e — годовой ход квантилей межгодовой изменчивости λ_1 , количества N , интенсивности h и продолжительности τ штормов

внутримесячная дисперсия в большой мере обусловлена аномально сильным ветром. В табл. 5 приведены оценки квантилей параметров разложения $P(t)$ в ряд Фурье на годовых отрезках, указывающие на сильную межгодовую изменчивость среднегодовых значений и амплитуд годовой и полугодовой гармоник при относительно стабильных фазах (особенно у годовой гармоник). Оценки параметров тренда $P(t)$ по месяцам и в среднем за год приведены в табл. 9. Для всех месяцев (кроме марта и ноября) и в среднем за год отмечается тенденция к увеличению повторяемости штормов с 1980 по 1990 г., однако вклад трендовой составляющей, статистически незначимой на 95 % уровне, почти во все месяцы менее 20 %. Ряд значений $P(t)$ для мая и его аппроксимация трендом приведен на рис. 4 г. Из анализа этого рисунка следует, что из-за сильной выборочной изменчивости указанные тенденции не могут быть однозначно идентифицированы как тренд.

Дальнейший анализ выполним в терминах параметров модели случайного импульсного процесса [15] — количества N , мощности h и продолжительности τ выбросов $|\tilde{V}^0|$ за уровень 10 % обеспеченности — рис. 6 б. Оценки квантилей N , h и τ по месяцам приведены на рис. 6 г–е. Основные свойства годовой ритмики $N(t)$ в целом совпадают с $P(t)$. У параметра $h(t)$ годовая ритмика хотя и заметна, но не столь отчетлива — она проявляется прежде всего в годовом ходе 25 % наиболее мощных выбросов, показанных на рис. 6 д верхним «усом» «ящика с усами» [14]. Еще менее четко выражена годовая ритмика параметра $\tau(t)$. Рис. 6 е показывает, что 75 % штормов имеют продолжительность в зависимости от месяца не более 6–30 ч (2–5 сроков измерений). Наиболее аномальные по продолжительности шторма отмечались марте, апреле и августе (60 ч — 10 сроков измерения) и в октябре (78 ч — 13 сроков измерения). Отметим, что наиболее сильные ветры характерны для продолжительных штормов, поскольку корреляция между h и τ составляет $r = 0,85$.

Оценки параметров тренда по месяцам и за год приведены в табл. 9 и на рис. 4 г, они указывают на стационарный (по математическому ожиданию) характер межгодовой изменчивости $h(t)$ и $\tau(t)$.

ВЫВОДЫ

1. Для вероятностного поддиапазонного описания скорости приземного ветра использован векторно-алгебраический метод в стационарном и ПКСП-приближении в терминах вектора математического ожидания и инвариантов тензоров дисперсии и спектральной плотности. Для описания экстремумов в синоптическом диапазоне использована модель случайного импульсного процесса в терминах силы и продолжительности штормов и окон погоды.

2. Наиболее выраженными особенностями ветрового режима в районе антарктической станции Русская является преобладание ветров восточной четверти и большая повторяемость сильных и штормовых ветров, причем все без исключения сильные ветры имеют восточную составляющую. Особенности годового хода и межгодовой изменчивости скорости ветра формируются процессами синоптического масштаба, которые ответственны более чем за 50 % общей дисперсии.

3. Векторно-алгебраический метод, адекватно описывающий совместную изменчивость модуля и направления скорости ветра, позволил существенно детализировать представления о синоптической изменчивости скорости приземного ветра. Неучет синоптических колебаний приводит к почти двухкратному занижению дисперсии, даже в районах, где наблюдается устойчивые по направлению ветровые потоки. Значительная синоптическая изменчивость скорости ветра в районе станции Русская, приводящая к формированию штормовых условий, обусловлена взаимодействием систем циклонической циркуляции с локальными стоковыми переносами и имеет выраженную сезонную модуляцию.

Данное исследование поддержано подпрограммой «Изучение и исследование Антарктики» Федеральной целевой программы «Мировой океан».

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Г.В., Бухановский А.В., Иванов Н.Е., Рожков В.А. Распределение годовых экстремумов температуры воздуха // Известия РГО. 1999. Т. 131. Вып. 4. С. 26–30.
2. Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 264 с.
3. Боков В.Н., Бухановский А.В., Иванов Н.Е., Рожков В.А. Пространственно-временная изменчивость поля ветра в умеренных широтах Северного полушария // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 170–181.
4. Боков В.Н., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Оценки межгодовой изменчивости скорости ветра над морем // Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 1993. Т. 29. № 3. С. 253–289.
5. Драган Я.П., Рожков В.А., Яворский И.Н. Вероятностный анализ ритмики океанологических процессов. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 319 с.
6. Дрейпер Н., Смит Г. Прикладной регрессионный анализ. М.: Финансы и статистика. 1986. Т. 1. 366 с.
7. Иванов Н.Е., Рожков В.А. Вероятностный анализ ритмики векторных гидрофизических процессов // Измерительная техника. 1994. № 1. С. 48–51.
8. Иванов Н.Е., Рожков В.А. Компонентное описание ритмики гидрометеорологических процессов // Известия СПбГУ. 1996. Серия 7. Вып. 2. № 14. С. 66–74.
9. Колосова Н.В. Структура приземного ветра в Антарктиде. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 174 с.
10. Лагун В.Е. Климатическая изменчивость атмосферы южной полярной области в двадцатом столетии // Всемирная конференция по климату (WCCC 2003). Москва. 29 сентября – 3 октября 2003 г. Тезисы докладов. С. 416. (См. также Природа. 2004. № 2. С. 84–85).
11. Лагун В.Е., Иванов Н.Е. О статистической структуре поля приземной температуры воздуха и давления на уровне моря в районе Антарктического полуострова (по данным российской станции Беллинсгаузен) // Квартальный бюллетень РАЭ. 2001. № 4 (17). С. 32–38.
12. Луценко Э.И., Федосов М.К. О формировании климатических циклонов в атмосфере Антарктики // Информ. бюл. САЭ. 1989. № 111. С. 9–12.
13. Рожков В.А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Книга II. СПб.: Прогресс-Погода, 1996. 559 с.
14. Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Кн. 1. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 340 с.
15. Рожков В.А., Лопатухин Л.И., Лавренов И.В., Дымов В.И., Бухановский А.В. Моделирование штормового волнения // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2000. Т. 36. № 5. С. 689–699.
16. Справочник по климату Антарктиды. Т. 3. Л.: Гидрометеиздат, 1981. 272 с.
17. Ivanov N.E., Lagun V.E. Study of statistical structure of surface wind speed vector in Western Antarctica // Research activities in atmospheric and oceanic modelling. CAS/ JSC Working Group on Numerical Experimentation Report (Ed. Ritchie H.). 2004. № 34, WMO/TD. P. 2-03–2-04.
18. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. The SCAR READER project: Towards a high-quality data base of mean Antarctic meteorological observations // Journal of Climate. 2004. Vol. 17. № 14. P. 2890–2898.
19. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // International Journal of Climatology. 2005. Vol. 25. No. 2. P. 279–294.
20. Van Lipzig N.P.M., Turner J., Colwell S.R., Van Den Broeke M.R. The near-surface wind field over the Antarctic continent // International Journal of Climatology. 2004. Vol. 24. № 15. P. 1973–1982.

**ABOUT CLIMATE REGIME OF RUSSKAYA STATION AREA
(WESTERN ANTARCTICA)**

Statistical analysis of surface wind velocity is executed on the base of current observations (four-times a day) at Russkaya station, located in Western Antarctica for period from 1980 to 1990. Estimates of interannual variability parameters, parameters of annual rhythms, processes of synoptic scale and diurnal variability with account of low frequency modulation are obtained in terms of mathematics expectance vector and of invariant of dispersion tensor and spectral density in suggestion of stationary and periodic correlation vector stochastic process. For parameterization of synoptic scale variability the model of stochastic impulse process is applied. Recommendations for applied climatic manuals are presented.

Keywords: Western Antarctic, surface wind speed, climate variability, spectral analysis, katabatic flows

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ И ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ НАУЧНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕДИЦИИ «АРКТИКА-2007»

канд. географ. наук *И.М.АШИК*, нач. ВАЭ *В.Т.СОКОЛОВ*

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, *aaricoor@aari.nw.ru*

В статье кратко изложены основные цели и задачи высокоширотной экспедиции «Арктика-2007», проходившей в июле—сентябре 2007 г. на борту НЭС «Академик Федоров», даны сведения о районе работ экспедиции, основных видах проводившихся наблюдений и измерений, приведены предварительные научные результаты исследований.

Ключевые слова: Северный Ледовитый океан, арктические моря, экспедиция, данные наблюдений

Высокоширотная экспедиция «Арктика-2007» на борту НЭС «Академик Федоров», организованная Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом Росгидромета, не имеет аналогов по масштабам исследований высокоширотной Арктики с использованием судна. Экспедиция выполнялась в рамках мероприятий и проектов Международного полярного года 2007/08, оперативно-производственных и научных задач Росгидромета в Арктике.

В последние десятилетия в природных условиях Арктики произошли значительные изменения. В Арктике стало отмечаться значительное увеличение частоты прохождения и интенсивности циклонов, приведшее в итоге к повышению температуры воздуха и увеличению количества осадков. На фоне этого потепления чаще стала проявляться экстремальность погодных явлений: увеличиваются максимумы и минимумы температуры, более часто происходят резкие перепады температуры и давления воздуха, увеличивается количество выпадений осадков, более часто наблюдаются штормовые ветры. Площадь и толщина ледяного покрова уменьшается, растет температура воды в поверхностном слое и в слое атлантических вод и пр. Наблюдающиеся изменения в Арктике требуют переоценки существующих взглядов на арктические природные процессы и деятельность человека за Северным полярным кругом.

Основной научной целью Программы высокоширотной экспедиции «Арктика-2007» являлось получение комплексной информации, основанной на данных прямых наблюдений и измерений, о состоянии природной среды высокоширотной Арктики и процессах в ней протекающих.

Главные задачи Морского отряда экспедиции, работавшего на борту НЭС «Академик Федоров» в ходе экспедиции «Арктика-2007», состояли в получении новых данных о:

— гидрометеорологических процессах в климатически активных районах Арктического бассейна Северного Ледовитого океана (СЛО) и арктических морей, их взаимодействии с Северо-Европейским бассейном СЛО, Атлантическим и Тихим океанами;

— метеорологических, гидрологических и гидрохимических условиях, сложившихся в Арктическом бассейне СЛО и арктических морях в начале XXI века;

- радиационных процессах в системе «атмосфера — морской лед — верхний слой моря»;
- структуре и динамике ледяного покрова Арктического бассейна СЛО;
- эксплуатационных характеристиках научно-экспедиционного судна при плавании по чистой воде и в предельных ледовых условиях;
- составе осадков и глубинном геологическом строении дна Арктического бассейна СЛО, материкового склона и строении окраинных желобов;
- состоянии популяций морских птиц высокоширотных островов и акваторий Российской Арктики.

Для реализации указанных задач в составе Морского отряда экспедиции было сформировано девять отрядов: океанографический, метеорологический, ледоисследовательский, отряд изучения ледовых качеств судна, геологический, гидрографический, биологический, специализированного гидрометеорологического обеспечения (СГМО) и группа по установке автоматизированных дрейфующих станций. Всего в научном составе Морского отряда экспедиции в разные этапы работало 58 человек из 15 научных и учебных российских и зарубежных учреждений. Кроме этого 8 человек работали в научно-техническом составе экипажа судна.

Экспедиция «Арктика-2007» (рис. 1) состояла из пяти этапов: на первом этапе (10–24 июля) НЭС «Академик Федоров» совершило переход из Санкт-Петербурга в Балтийск, где на борт судна были погружены глубоководные обитаемые аппараты (ГОА) «Мир-1» и «Мир-2» и обслуживающий их персонал из числа сотрудников ИО РАН. После этого в п. Киль на борт судна были погружены автоматизированные измерительные комплексы, предназначенные для последующей установки на дрейфующих льдах Арктического бассейна. Затем, обогнув Скандинавию, судно прибыло в порт Мурманск, где на его борт поднялся Морской отряд экспедиции, состоявший преимущественно из сотрудников АНИИ.

Второй этап экспедиции (25 июля–7 августа) был связан с работой на борту НЭС «Академик Федоров» Высокоширотной арктической глубоководной экспедиции (начальник экспедиции А.Н.Чилингаров). Пройдя через восточную часть Баренцева моря, судно вышло в район к северо-востоку от арх. Земля Франца-Иосифа, где 29 июля было осуществлено пробное погружение ГОА «Мир». После успешного завершения спусков НЭС «Академик Федоров» под проводкой а/л «Россия» направилось к Северному полюсу и достигло его 1 августа. 2 августа 2007 года ГОА «Мир-1» и «Мир-2» впервые в истории полярных исследований совершили погружение в точке географического Северного полюса и установили на дне Государственный флаг РФ. 7 августа в проливе Кэмбридж (арх. ЗФИ) произошла встреча НЭС «Академик Федоров» с НИС «Мстислав Келдыш». ГОА «Мир» были перегружены на борт НИС, и была осуществлена ротация части экспедиционного состава.

Основным содержанием третьего этапа экспедиции (8–28 августа) стало выполнение масштабных комплексных исследований природной среды высокоширотной Арктики. В этот период были выполнены исследования в районе материкового склона морей Карского и Лаптевых, проведены работы в районе желобов Святой Анны и Воронина, в проливе Шокальского, осуществлены геологические и орнитологические исследования на островах ЗФИ, Северной Земли, о. Ушакова. На завершающей фазе этапа (22–23 августа) были выполнены работы по эвакуации станции «Ледовая база», дрейфовавшей в Арктическом бассейне СЛО на протяжении двух месяцев. 28 августа НЭС «Академик Федоров» прибыло в п. Тикси, где на борт судна поднялся основной состав дрейфующей станции «Северный полюс-35», а также была осуществлена частичная ротация личного состава экспедиции.

Главной задачей четвертого этапа экспедиции (29 августа–25 сентября) стал поиск ледяного поля для организации дрейфующей станции СП-35 и работы по ее строительству. НЭС «Академик Федоров» осуществило переход из п. Тикси через

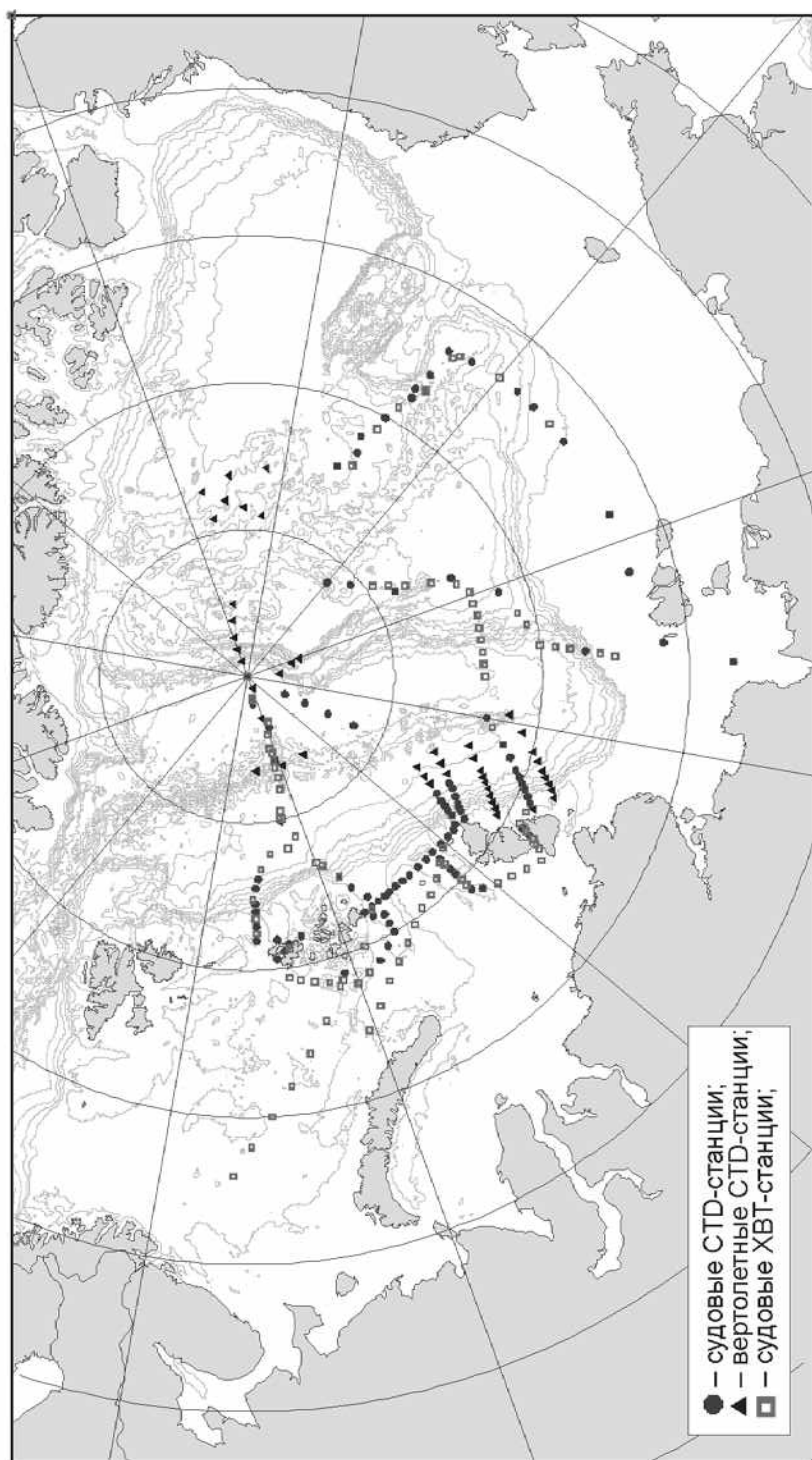


Рис. 2. Схема положения океанографических станций, выполненных во время экспедиции «Арктика-2007»

восточную часть моря Лаптевых, северную часть морей Восточно-Сибирского и Чукотского в район к северу от о. Врангеля. Так как обследование ледяных полей, первоначально намеченных для высадки дрейфующей станции, показало их полную непригодность, судно под проводкой а/л «Россия» вошло в ледяной массив Канадского сектора Арктики и продолжило поиск в этом районе. Поиск, в процессе которого был обследован ледяной покров на площади 311 тыс. км², завершился 18 сентября, когда в точке с координатами 81° 26' с.ш. и 103° 02' в.д. было обнаружено ледяное поле, признанное годным для размещения на нем лагеря дрейфующей станции СП-35. 21 сентября работы по выгрузке оборудования станции были закончены, и НЭС «Академик Федоров» взяло курс на Мурманск, куда прибыло 25 сентября и где личный состав экспедиции покинул борт судна.

На завершающем, пятом этапе экспедиции НЭС «Академик Федоров» совершило переход из Мурманска в Санкт-Петербург, прибыв в порт приписки 3 октября.

За период рейса судно прошло 14 447 миль, в том числе 4 925 миль в тяжелых арктических льдах.

В ходе работ экспедиции «Арктика-2007» получены научные результаты, позволяющие качественно и количественно оценить состояние природной среды Арктики начала XXI века и уточнить существующие представления о механизмах их формирования.

На акватории Арктического бассейна СЛО и арктических морей было выполнено 243 зондирования водных масс (рис. 2), из них: 96 глубоководных судовых океанографических станций с отбором проб воды для последующих гидрохимических определений, 47 океанографических станций со льда, 100 станций с борта судна обрывными зондами.

Предварительный анализ полученных данных позволяет утверждать, что по сравнению с 2004–2005 гг. в западной части Арктического бассейна СЛО температура ядра атлантических вод возросла на 0,5 °С, а толщина слоя возросла на 100–150 м преимущественно за счет увеличения глубины распространения атлантических вод (рис. 3, 4). В восточной части Арктического бассейна СЛО существенных изменений в состоянии атлантических вод не зафиксировано. Практически повсеместно отмечается значительное распреснение поверхностного слоя, связанное, очевидно, с интенсивным таянием ледяного покрова, ростом количества атмосферных осадков и увеличением стока рек, впадающих в СЛО. Необходимо отметить, что летом 2007 г. произошло очищение ото льда огромных акваторий арктических морей и Арктического бассейна СЛО (рис. 5), в результате чего поверхностный слой вод на севере Восточно-Сибирского и Чукотского морей, районах, обычно покрытых ледяным покровом, прогрелся до 5–7 °С. Таким образом, в арктических морях и на значительной части Арктического бассейна СЛО сформировался значительный теплозапас, что не может не оказать влияния как на гидрологические, так и ледовые условия этих акваторий.

В ходе гидрохимических исследований (рис. 6) выполнено: 861 определение силикатов, 861 определение фосфатов, 853 определения кислорода, 263 определения рН, отобрано 263 пробы для последующего определения общей щелочности.

По предварительным оценкам гидрохимических исследований состава вод СЛО можно утверждать, что исследуемый район СЛО является стоком для атмосферного CO₂. Обнаружено, что на материковом склоне севернее архипелага Северная Земля происходит вентиляция вод, охватывающая водную толщу в интервале глубин 700–1500 м. По предварительным оценкам «след» вентиляции может наблюдаться до 87° с.ш. Характер вертикальной изменчивости органических форм биогенных элементов обычный, концентрации органического фосфора и органического азота максимальны в поверхностном фотическом слое, а с глубиной убывают до аналитического нуля. Анализ изменчивости главных биогенных

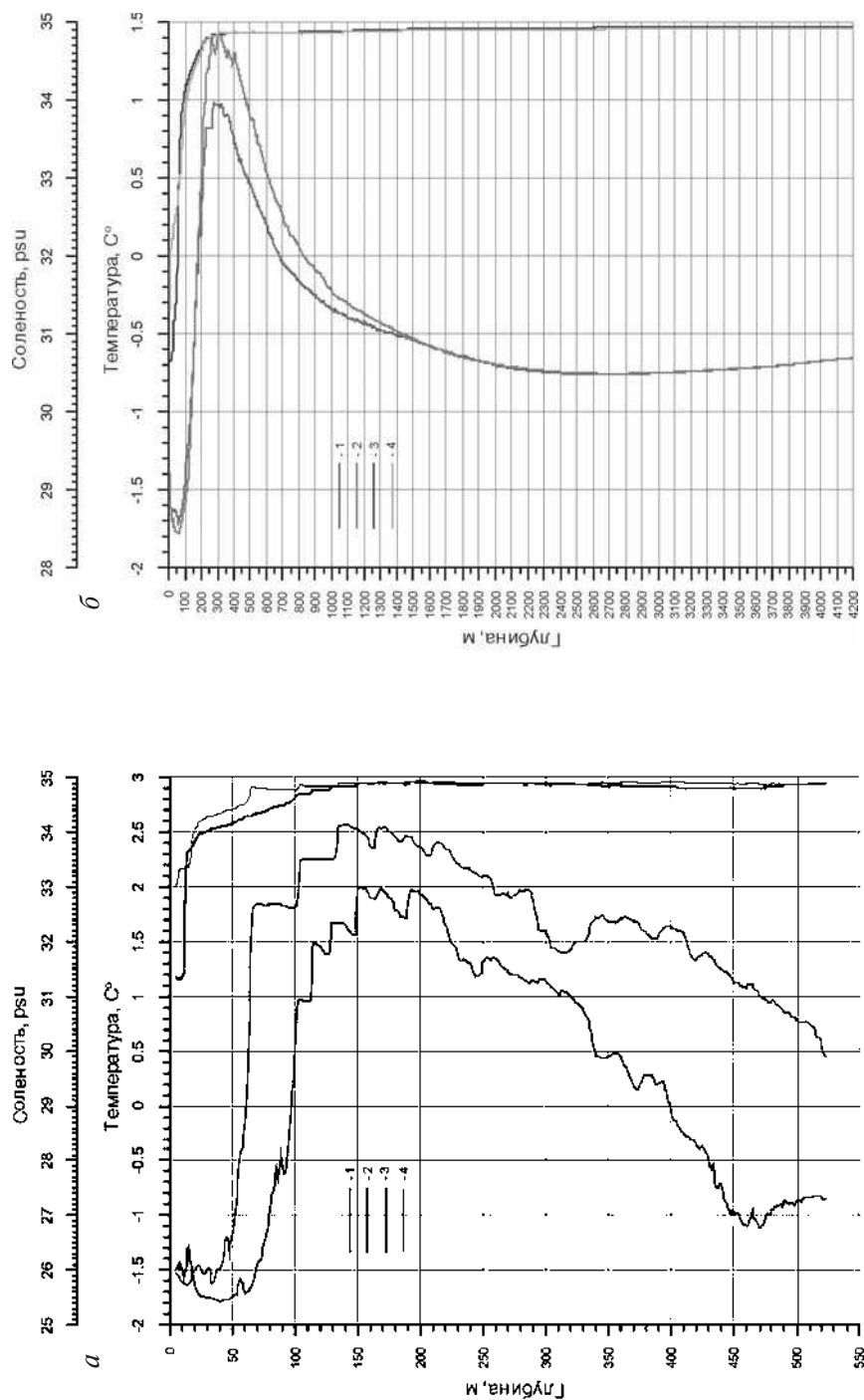


Рис.3. Вертикальные профили температуры и солености морской воды в районе желоба Святой Анны (а) и котловины Амундсена (б): 1, 2 – температура; 3, 4 – соленость; 1, 3 – данные 2004 и 2005 гг., 2, 4 – данные 2007 г.

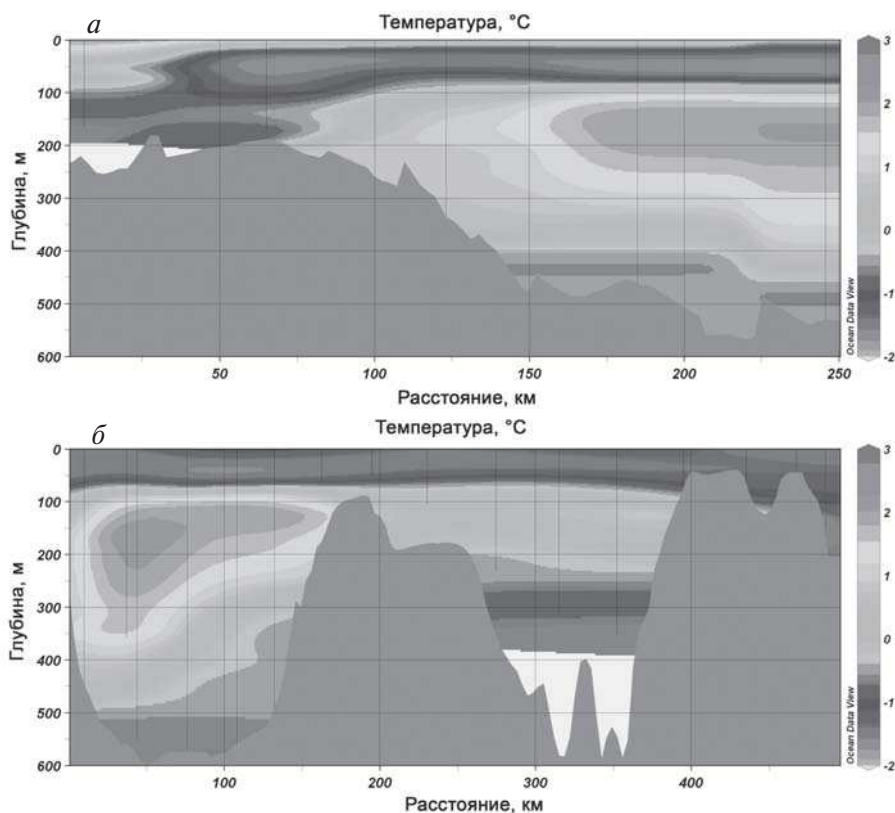


Рис. 4. Распределение температуры воды на океанографических разрезах Земля Франца-Иосифа – Новая Земля (а) и Земля Франца-Иосифа – Северная Земля (б), выполненных в августе 2007 г.

элементов в поверхностном слое позволяет сделать вывод, что первичная продукция в исследуемом районе СЛО лимитируется силикатами.

В ходе исследований теплофизических и радиационных свойств морского льда были уточнены представления о физических и морфометрических характеристиках снежиц, в частности было установлено, что вертикальные и горизонтальные градиенты температуры и солености воды в снежицах имеют порядок $0,001\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{см}$ и $0,001\text{ }_{\text{‰}}/\text{см}$, под снежицей имеется слой льда толщиной порядка $0,5\text{ м}$ с более высокой пористостью, температура которого практически постоянна, суточный ход температуры талой воды коррелирует с приходящей солнечной радиацией, альбедо снежиц имеет явно выраженную спектральную зависимость, существенно отличающуюся от альбедо фирна (в коротковолновой части спектра, до 700 нм в $2\text{--}2,5$ раза, в длинноволновой, $700\text{--}900\text{ нм}$, в $7\text{--}8$ раз), учет спектрального альбедо и спектрального распределения приходящей коротковолновой радиации может существенно изменить время начала таяния снега вследствие преимущественного поглощения длинноволновой радиации в самом верхнем слое снежного покрова, нормированная интенсивность приходящей под разными зенитными углами коротковолновой радиации имеет явно выраженный бимодальный характер даже при плотной сплошной облачности.

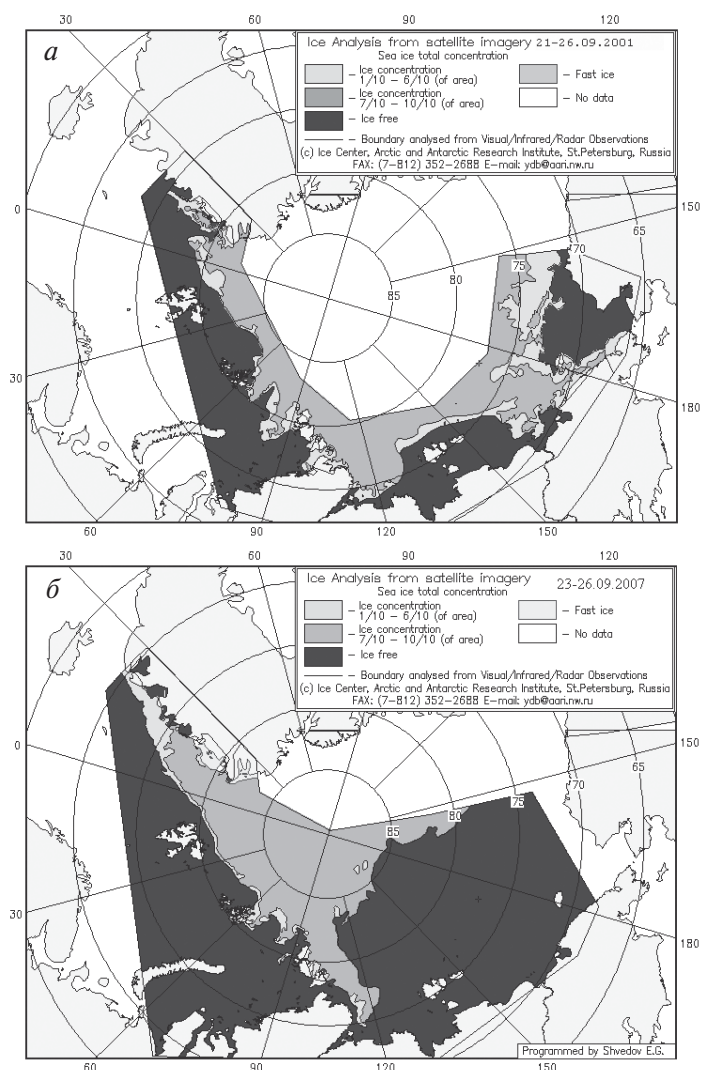


Рис. 5. Ледовая обстановка в Северном Ледовитом океане в сентябре 2001 г. (а) и в сентябре 2007 г. (б)

При исследовании свойств приледных слоев атмосферы и океана были выполнены измерения течений в верхнем слое моря под ледом. В период измерений наблюдалось формирование области повышенных величин течения в слоях 20–60 м, отмечалась выраженная периодичность величин скорости течения в слое 20–30 м с периодами колебаний 5–30 мин. Такое явление может быть вызвано возникновением внутренних волн в слое пикноклина, располагающегося на глубине 20–30 м. Градиенты солёности достигали значительных величин – около 0,1 ‰/м. Такой градиент солёности даёт оценку величины периода плавучести около 200–300 с, что обеспечивает возможность возникновения высокочастотных колебаний внутри пикноклина, наблюдаемых на полученных записях характеристик скорости

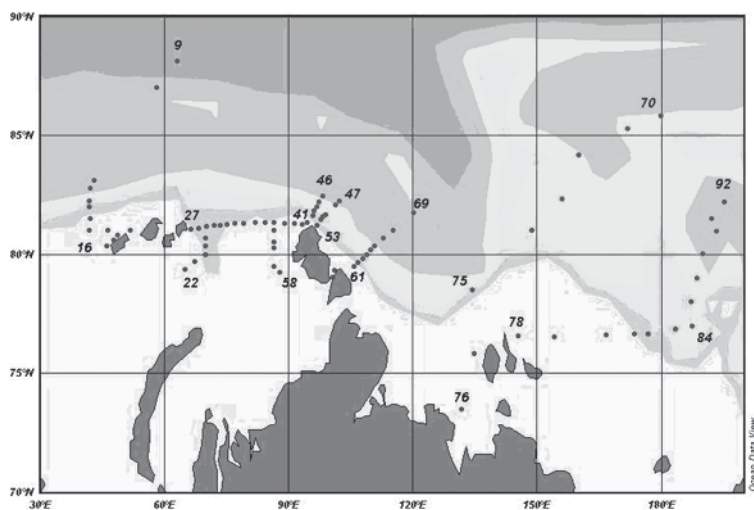


Рис. 6. Схема расположения станций, на которых выполнялись гидрохимические наблюдения в 26-м рейсе НЭС «Академик Федоров»

течения. Также были обнаружены пульсации атмосферного давления в приледном слое с периодом порядка 10 мин. Пульсации имеют апериодический характер и наблюдаются в виде нескольких колебаний за время порядка 1 ч. Для выяснения физической природы пульсаций необходим спектральный анализ данных измерений давления и ветра.

Трансарктический маршрут НЭС «Академик Федоров» позволил получить информацию о пространственно-временном распределении и изменчивости газового состава атмосферы на обширных участках акватории Северного Ледовитого океана в период летнего таяния. Была отмечена значительная пространственная и временная изменчивость этих элементов. Хорошо заметны локальные экстремумы CO_2 , до 550 мкг/м^3 (при норме в 360 мкг/м^3), наблюдавшиеся в течение нескольких часов. При этом экстремумы метеопараметров и концентраций CO_2 в целом соответствуют друг другу. Кроме того, в качестве предварительных результатов проведенного комплекса исследований можно предложить следующее: в Арктическом бассейне слой подледной воды толщиной до 50 м при сплоченности льдов 9 и более баллов не насыщен углекислым газом даже относительно летнего пониженного содержания CO_2 в атмосфере арктического и субарктического регионов; в части акватории с открытой водой и при малой сплоченности льдов содержание CO_2 в воде слоя перемешивания находится в равновесии с содержанием CO_2 в атмосфере; содержание CO_2 в большей части глубинных слоев воды оказывается выше равновесного с концентрацией CO_2 в атмосфере в период проведения измерений.

Концентрация озона (КО) в атмосфере в Арктике связана с характеристиками приземного аэрозоля, а последние (распределение по размерам частиц, массовая концентрация, элементный состав) тесно коррелируют с динамометаморфическими преобразованиями морского льда и, прежде всего, процессами сжатия и торошения. Именно эти процессы отмечались в период движения судна, соответствующего первому максимуму КО, в сплошных льдах приполюсного района. Поскольку в период движения, отвечающий второму максимуму, эти процессы не

фиксируются, то, вероятно, этот экстремум следует отнести на счет естественных колебаний, обусловленных физико-географическими или метеорологическими факторами. К сожалению, ценность полученных данных существенно снижается невозможностью разделения пространственной и временной компонент изменчивости, вследствие динамичности, меняющейся от года к году и усиливающейся (ослабевающей) при потеплении (похолодании) климата.

В период нахождения судна в районах, покрытых льдом, велась визуальная и инструментальная фиксация параметров льда, два телеметрических комплекса осуществляли измерения толщины льда и регистрацию общей ледовой обстановки по курсу движения судна. Было проведено макро- и микрофотографирование срезов керна морского льда, микрофотографирование твердых атмосферных осадков, произведен отбор проб на изотопный анализ. Работы по изучению морфометрических характеристик ледяного покрова выполнялись на 37 ледовых станциях, при этом проведены измерения на 49 профилях длиной от 25 до 50 м. Произведен отбор и обработка 12 кернов льда. Регулярно велись работы по обработке и архивации записей телеметрического комплекса для измерения толщины льда и регистрации общей ледовой обстановки по курсу движения судна. В соответствии с программой изучения физико-механических свойств льда выполнено 83 измерения температуры кернов льда, построены температурные профили для трех кернов; 41 измерение плотности, построены профили плотности для трех кернов; 6 измерений солёности; изготовлено 6 шлифов структур морского льда. Отобраны 34 пробы солёности ровного льда, а также 20 образцов, предназначенных для изготовления шлифов.

Во время трех кратковременных вертолетных высадок на островах архипелагов Земля Франца-Иосифа и Северная Земля были проведены обследования территорий вблизи мест посадки вертолета с целью документации мерзлотных процессов в зонах, освободившихся в недавнем прошлом от ледникового покрова. Результаты кратковременных наблюдений можно обобщить следующим образом: наиболее активное развитие криогенных процессов наблюдается в непосредственной близости от фронта ледника, на территории, недавно освобожденной ото льда при деградации ледникового покрова; здесь наблюдаются криогенные разрушения и сортировка каменного материала, формируются полигональные формы поверхности, происходит пучение грунтов, на удаленных от ледника участках присутствуют аналогичные проявления мерзлотных процессов, однако формы рельефа находятся на более глубокой стадии развития.

Выполнение морских и сухопутных геологических исследований на акватории Карского моря, моря Лаптевых, архипелагах Земля Франца-Иосифа и Северная Земля (рис. 7) осуществлялось объединенной группой ПМГРЭ и ВНИИОкеангеология, при этом сотрудники ПМГРЭ играли ведущую роль в производстве сухопутных работ, а сотрудники ВНИИОкеангеология — в производстве морских работ. В ходе геологических работ на островах Ламон, Вильчека, Земля Вильчека и Рудольфа (Земля Франца-Иосифа) обследованы мезозойские базальты и долериты с задачей уточнения их состава и возраста. На острове Шмидта отобраны палеонтологические образцы, изучение которых позволит уточнить природу зарождения и развития этого изолированного ледникового купола. В ходе облета ледяного острова Ушакова установлено отсутствие выходов горных пород, которые указаны в лоции Карского моря. На острове Октябрьской Революции (арх. Северная Земля) с различной степенью детальности изучены выходы кембрийских метаосадочных пород, позднепалеозойских гранитов и мезозойских долеритов, геологическое положение и возраст которых остаются на сегодня неясными. В ходе исследований уточнены строение и масштабы проявлений некоторых полезных ископаемых: олова, железа, фосфора, редкоземельных металлов, поделочных и самоцветных камней. Выявлены также многочисленные факты,

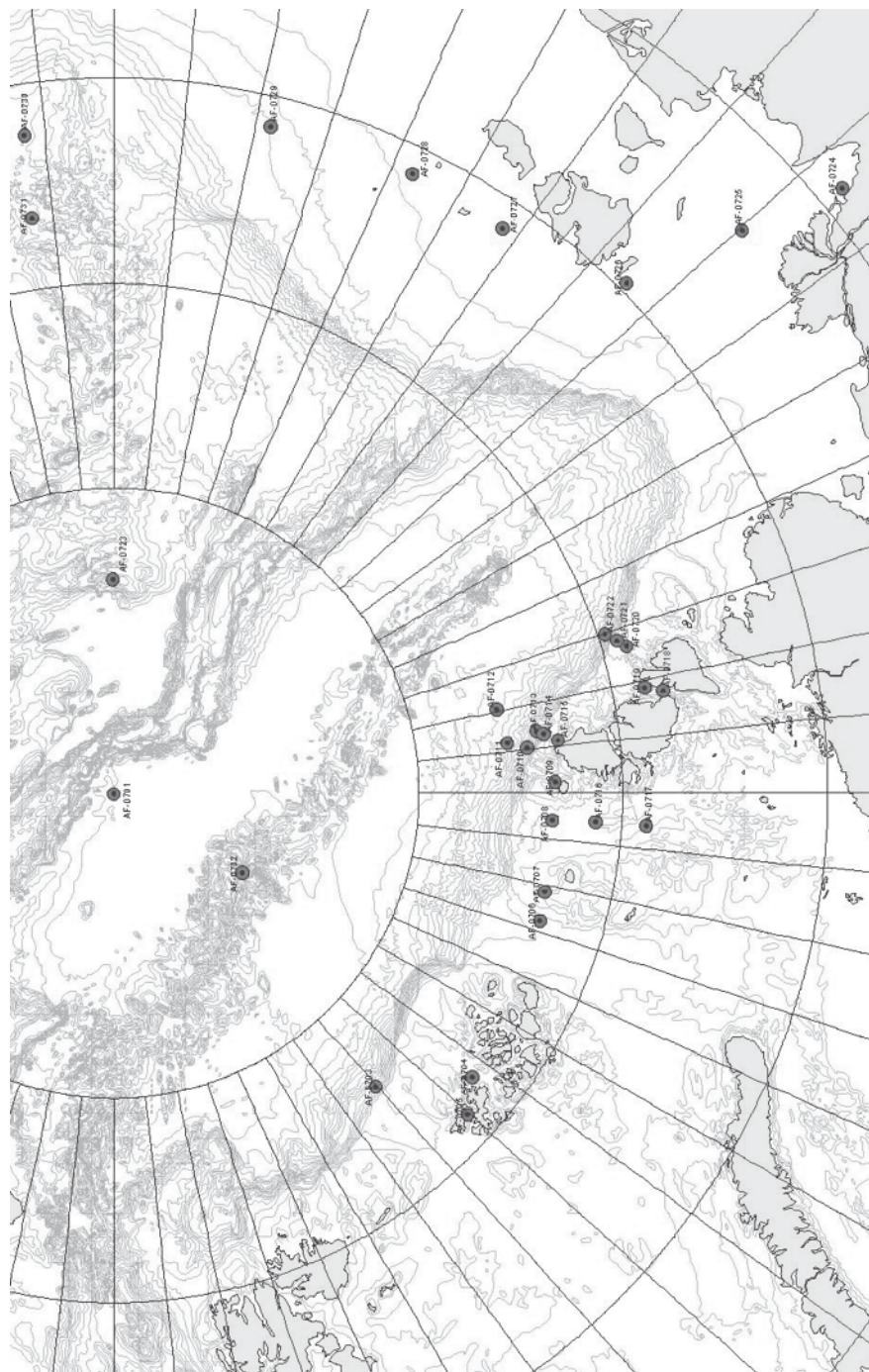


Рис. 7. Схема положения морских геологических станций в ходе экспедиции «Арктика-2007»

свидетельствующие об активном и широком движении крупных ледниковых масс в плейстоцене.

Морские геологические исследования экспедиции были сосредоточены на поднятии Менделеева, на континентальном склоне в районе архипелага Северная Земля, во внешней зоне шельфа морей Баренцева, Карского и Лаптевых. В ходе работ выполнено 18 геологических станций, из них в 10 точках для донного пробоотбора использовалась грунтовая труба длиной 4 м и в 8 точках дночерпатель. Таким образом, получены новые результаты по стратиграфии четвертичных отложений Северного Ледовитого океана, континентального склона и шельфа морей Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского. Отобраны пробы для палеомагнитных исследований, на гранулометрию, минералогию, органическое вещество, микрофауну, остракоды, споры и пыльцу, диатомовый анализ.

В ходе выполнения биологических работ было обследовано 12 островов архипелагов ЗФИ и Северная Земля, совершены вертолетные облеты вокруг остро-

Таблица 1

Сведения о времени и месте установки дрейфующих профилографов (ИТР), измерителей толщины снега и льда (IMB) и буев системы АРГОС

№ п/п	Наименование прибора	Дата установки	Координаты места установки	
1.	ИТР № 11 IMB № 09114	08.09.07	83,20° с.ш.	126,13° з.д.
2.	ИТР № 10 IMB № 07949	10.09.07	84,98° с.ш.	130,40° з.д.
3.	ИТР № 9 IMB № 30197	11.09.07	87,08° с.ш.	124,83° з.д.
4.	ИТР № 14	13.09.07	89,18° с.ш.	96,42° в.д.
5.	ИТР № 17 Ice-T	15.09.07	86,02° с.ш.	105,20° в.д.
6.	Буй АРГОС (6 шт.) Серийн. номер 75980 75979 75977 75981 75976 75978	15.09.07	85,44° с.ш. 85,99° с.ш. 86,08° с.ш. 86,12° с.ш. 86,08° с.ш. 85,99° с.ш.	105,07° в.д. 103,96° в.д. 103,96° в.д. 105,13° в.д. 106,34° в.д. 106,31° в.д.

вов Ушакова, Вильчека и частично Шмидта. Острова Ламон (арх. Земля Франца-Иосифа), Шмидта и Комсомолец, а также посещенные точки о-ва Октябрьской Революции (арх. Северная Земля) с орнитологической точки зрения были обследованы впервые. Всего на островах и непосредственно в прибрежной зоне зарегистрировано 16 видов птиц, для 8 доказано гнездование. На Земле Франца-Иосифа найдены крупнейшие из известных на архипелаге колонии полярных крачек с приблизительной численностью до 100–200 пар (острова Ламон и Ева-Лив).

По проекту «Белая чайка» получены уникальные материалы по распространению, численности и продуктивности вида на значительной части российского ареала. Найдены новые гнездовые колонии вида на островах Рудольфа и Комсомолец и, предположительно, на о-ве Вильчека. Документально подтверждено наличие колонии на о-ве Шмидта, ранее известной по опросным сведениям из туристических круизов. Проверено состояние известных колоний на островах Ева-Лив

и Домашний. Систематические наблюдения за распределением и численностью морских птиц и млекопитающих (судовые учеты и аэровизуальные наблюдения) на большей части обследованной акватории проводились впервые. Всего на исследованных акваториях зарегистрировано 13 видов птиц, 5–6 видов морских млекопитающих и белый медведь. Наиболее северный характер пространственного распределения обнаружен среди птиц — у розовой чайки, а также моевки, среди млекопитающих — у кольчатой нерпы.

Собран гербарий сосудистых растений и лишайников на арх. Земля Франца-Иосифа (о-в Земля Вильчека, побережье залива Ермак) и Северная Земля (о-в Октябрьской Революции, мысы Массивный и Некрасова); всего более 80 гербарных образцов лишайников и более 30 экземпляров сосудистых растений. Составлены краткие геоботанические описания растительных сообществ в местах сбора, выполнено фотографирование характерных растительных ценозов и отдельных видов растений. Ботанические сборы и наблюдения в указанных местах выполнены впервые.

В течение всего рейса на борту судна непрерывно велись работы по определению глубин и рельефа дна СЛО, а также работы по испытанию радионавигационного оборудования. Протяженность выполненного маршрутного промера глубин составила 5 300 линейных километров, было выполнено 120 отдельных промеров глубин в акватории арктических морей и Арктического бассейна СЛО, в том числе на участках, не изученных или мало изученных в гидрографическом отношении. Были выявлены особенности работы исследовательских эхолотов при плавании во льдах и выработаны рекомендации для выполнения гидрографических исследований в ледовых условиях.

Основным результатом работы отряда СГМО по программе «Арктика-2007» (26-й рейс НЭС «Академик Федоров») является полное, своевременное и качественное обеспечение плавания судна в высоких широтах, выполнение сложного комплекса мероприятий по проведению глубоководных работ, эвакуации дрейфующей «Ледовой базы» и организации дрейфующей станции СП-35, а также выполнение научных исследований, включающих в себя геологические, гидрологические и ледовые работы. Несмотря на аномальное развитие метеорологических и ледовых процессов, опыт рейса НЭС «Академик Федоров» убедительно доказал возможность и эффективность эвакуации закончившей свой срок и организации новой дрейфующей станции «Северный полюс» с судна в летний период. Важную роль в успешном выполнении всех поставленных перед экспедицией задач сыграла система специализированного гидрометеорологического обеспечения. Опыт информационного обеспечения экспедиции в очередной раз убедительно показал, что для эффективного движения судов в Арктическом бассейне необходима система СГМО, включающая: режимные знания ледовых условий плавания и процессов, их формирующих; надежные методы долгосрочных и краткосрочных метеорологических и ледовых прогнозов; алгоритмы составления навигационных рекомендаций для современного ледокольного и транспортного флота; использование современных дистанционных средств зондирования ледяного покрова, позволяющих осуществлять его мониторинг; специальные судовые ледовые наблюдения и контактные методы измерений; визуальную авиационную ледовую разведку, являющуюся важным инструментом для оперативного получения информации о ледовой обстановке на предварительно выбранном варианте плавания.

В ходе работ по реализации Плана управления данными Программы МПГ в части, касающейся экспедиции «Арктика-2007», был доработан и дополнен приложениями, основанными на реальных данных наблюдений, проводимых в экспедиции, документ «Рекомендации по оформлению данных экспедиционных наблюдений». Подготовлены описания данных наблюдений по 9 видам, на основе

форм, установленных Планом управления данными МПГ, которые будут внесены в центральную базу метаданных ЕСИМО и станут доступны пользователям через Интернет. Проведена апробация электронной версии сводной формы описания морских наблюдений РОСКОП. Выполнены тестирование и доработка программного обеспечения контроля соответствия данных формату обмена, рекомендованному Планом управления данными МПГ.

Совместно со специалистами Вудсхоллского океанографического института (США) и Университета им. Жолио и Марии Кюри (Франция) на льду было установлено 5 дрейфующих профилографов водных масс (ИТР), 3 дрейфующих измерителя толщины снега и льда (ИМВ) и 6 буев определения координат места системы АРГОС для определения динамики льда (табл. 1). Информация с дрейфующих измерительных комплексов оперативно передается по спутниковым каналам связи в центры сбора информации и представляется пользователям средствами Internet.

В подготовке, организации и проведении высокоширотной арктической экспедиции, осуществлявшей работы в рамках Международного полярного года 2007/08, приняли участие сотни специалистов и ученых ААН ИИ Росгидромета и представители организаций и институтов других министерств и ведомств. Полученные в процессе экспедиции материалы натурных наблюдений являются существенным вкладом России в реализацию программы исследования полярных областей планеты.

ASHIK I.M., SOKOLOV V.T.

MAIN RESUME AND PRELIMINARY RESULTS OF THE EXPEDITION «ARCTIC-2007»

The basic purposes and tasks of the highlatitude expeditions taking place in July - September 2007 on board of RV «Academician Fedorov» are briefly stated in paper; data on area of expedition's researches, main types of carried out observations and measurements are given, preliminary scientific results of researches are presented.

Keywords: Arctic Ocean, arctic seas, expedition, observation data

ЦИРКУЛЯЦИЯ ВОД И ПЕРЕНОС ВЗВЕСЕЙ В МОРЯХ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОМ

канд. физ.-мат. наук М.Ю.КУЛАКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, mod@aari.nw.ru

Численная гидродинамическая модель адаптирована к акваториям морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Из сопоставления результатов расчетов и данных натурных наблюдений определены значения эмпирических параметров, описывающих процессы взмучивания и оседания взвеси. На основе модельных экспериментов и данных натурных исследований сделан ряд выводов об особенностях циркуляции вод и о природе динамики взвеси в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском и продемонстрированы возможности моделирования в исследовании данного феномена.

Ключевые слова: моря Лаптевых и Восточно-Сибирское, циркуляция вод, эрозия дна, перенос взвесей, моделирование

ВВЕДЕНИЕ

Важную роль в формировании природной среды морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (ЛВС) играет материковый сток. В акваторию впадают такие крупные реки, как Лена (среднегодовой сток около 513 км^3), Хатанга (свыше 100 км^3), Оленек (около 35 км^3), Яна (около 30 км^3), Анабар (около 20 км^3), Колыма (более 100 км^3), Индигирка (около 50 км^3). Эти реки имеют огромные водосборные бассейны и несут в море большое количество взвешенных частиц. По разным оценкам одна только Лена приносит в море от 12 до 21 млн тонн взвешенных частиц в год. Пресная вода, распространяясь по акватории морей, в большой степени определяет схему циркуляции вод, процессы обмена теплом и формирования ледового покрова в осенне-зимний период. Вместе с речными водами в море поступают и биогенные элементы и загрязнения, собранные с огромных водосборных бассейнов. Расход рек имеет ярко выраженную сезонную изменчивость, и наиболее интенсивные процессы взаимодействия речных и морских вод происходят в июне, когда волна половодья достигает морской границы эстуариев. В это время большая часть моря еще покрыта льдом, и экспедиционные наблюдения не производятся. Большая часть наблюдений за термохалинной структурой акватории ЛВС выполнялась в августе–октябре, когда ареал пресных вод уже сформирован под действием многочисленных природных факторов, имеющих значительную межгодовую и сезонную изменчивость. По этой причине исследование процессов распространения речных вод по данным одних только натурных наблюдений не представляется возможным. Положительный результат в исследовании данного феномена может быть достигнут только путем применения всех возможных методов исследования. Моделирование представляется одним из наиболее перспективных методов исследования данного явления.

В работе приводятся результаты моделирования циркуляции вод ЛВС, их термохалинной структуры и траекторий переноса речных взвесей.

МОДЕЛЬ

Численная гидродинамическая модель циркуляции вод, использовавшаяся в работе, основана на примитивных уравнениях динамики вод. Полное описание модели приведено в [9].

Для расчета переноса взвесей использовалось уравнение диффузии и адвекции в виде:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} + (w + w_s) \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \eta \frac{\partial c}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \mu \frac{\partial c}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} \mu \frac{\partial c}{\partial y}, \quad (1)$$

где c — концентрация взвеси, t — время, u, v, w — проекции скорости течения на оси x, y, z соответственно, w_s — Стоксова скорость, η и μ — коэффициенты вертикальной и горизонтальной диффузии.

Граничные условия по вертикальной координате, принятые в задаче транспорта взвеси можно записать в следующем виде:

$$\left(w_s c - \eta \frac{\partial c}{\partial z} \right)_{z=0} = 0, \quad (2)$$

$$\left(w_s c - \eta \frac{\partial c}{\partial z} \right)_{z=H} = p_s w_s c + q_r, \quad (3)$$

где p_s — вероятность осаднения; q_r — поток осадков со дна при эрозии.

Для связных грунтов q_r имеет следующее выражение:

$$q_r = d_M (\tau_B - \tau_c) / \tau_c; \quad (4)$$

$$q_r = 0, \text{ при } \tau_B < \tau_c, \quad (5)$$

где d_M — эмпирическая константа; τ_B — тангенциальное напряжение на дне; τ_c — пороговое значение тангенциального напряжения, при котором начинается эрозия дна.

Модель была адаптирована к акватории ЛВС на сеточной области 161×75 с пространственным разрешением 7,5 км (рис. 1). По вертикали было выбрано 20 горизонтов: 0, 5, 10, 15, 20, 30, 40, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 1000, 1500, 2000 и 3000 м.

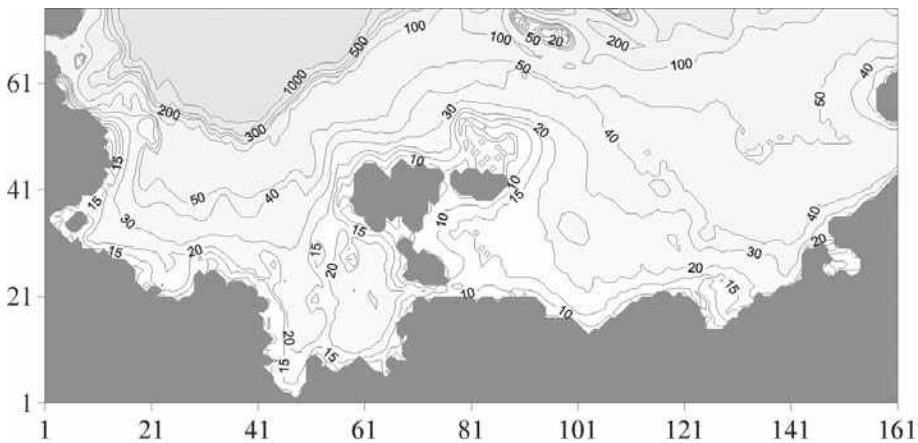


Рис. 1. Расчетная область. Изолинии — глубина в м. Цифры на осях — номера узлов

ДАННЫЕ

Четырехсрочные данные об атмосферном давлении из *NCEP/NCAR Reanalysis* использовались для расчета тангенциального напряжения трения на поверхности моря. Жидкий и твердый сток основных рек (рис. 2) был взят из [6].

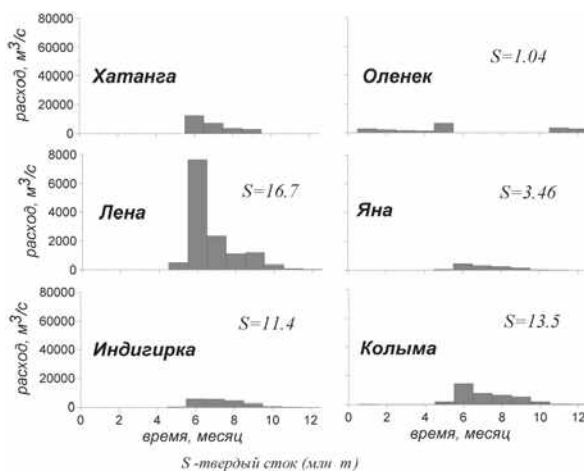


Рис. 2. Средние многолетние расходы рек

Температура и соленость вод ЛВС была взята из *Joint Russian-US Atlas of the Arctic Ocean, 1998* [8]. В качестве примера на рис. 3 представлено распределение температуры и солености воды на поверхности морей.

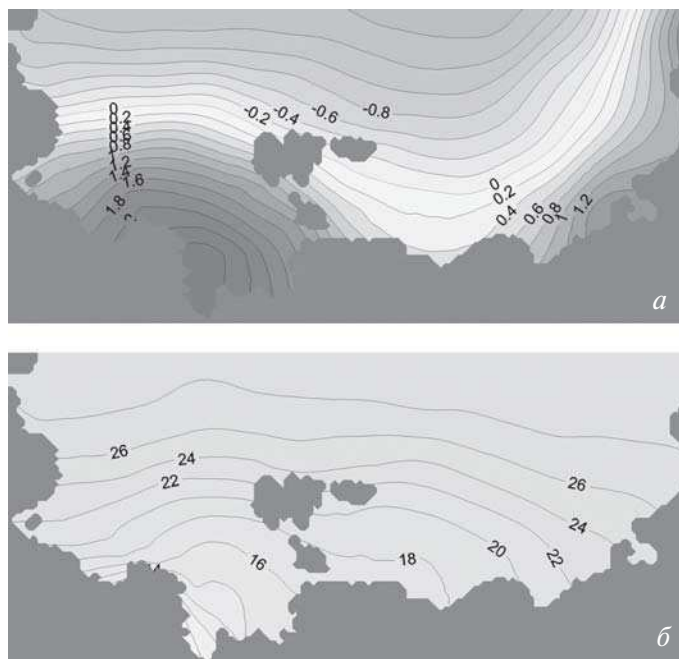


Рис. 3. Температура (а) и соленость (б) воды на поверхности морей

РЕЗУЛЬТАТЫ ЧИСЛЕННЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Моделирование циркуляции вод

Циркуляция вод ЛВС изучена очень слабо вследствие значительной ледовитости морей (даже в летний период). Немногочисленные инструментальные наблюдения за течениями, в основном косвенные методы, позволили построить лишь очень приблизительную схему течений [1, 2, 5, 13]. Согласно ей, в поверхностном слое морей более или менее четко выражена циклоническая циркуляция вод. При этом воды вдоль побережья движутся в общем направлении на восток. Это течение носит название Сибирское вдольбереговое течение (СВТ). Впервые оно было описано в *Sverdrup, 1929* [19]. СВТ берет начало в море Лаптевых, откуда распресненные обильным стоком реки Лены воды через проливы Новосибирских островов проникают в западную часть Восточно-Сибирского моря. При движении далее на восток к этому потоку присоединяются пресные воды рек, среди которых Индигирка и Колыма являются наибольшими. СВТ движется вдоль всего побережья Восточно-Сибирского моря и через пролив Лонга проникает в Чукотское море. В некоторых случаях воды этого потока наблюдались в районе Берингова пролива. Был зафиксирован случай [4], когда у мыса Чукотский (северная часть Берингова моря) была обнаружена бутылка с запиской, выброшенная в Восточно-Сибирском море. Схематично СВТ представлено на рис. 4 [19].

В первом эксперименте моделировалась циркуляция ЛВС, обусловленная речным стоком и ветром, осредненным за летние месяцы в период 1948–2004 гг. Рассчитанное поле поверхностных течений представлено на рис. 5.

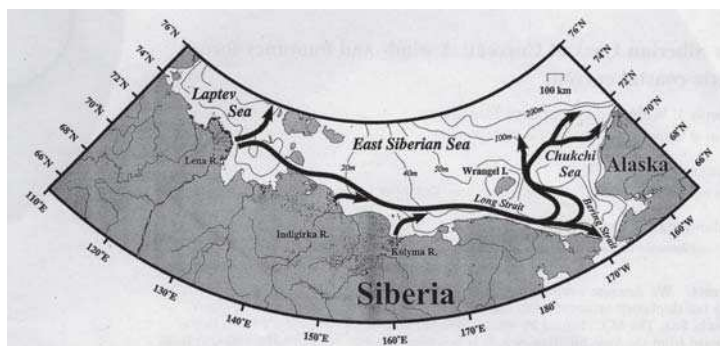


Рис. 4. Идеализированная схема СВТ [19]

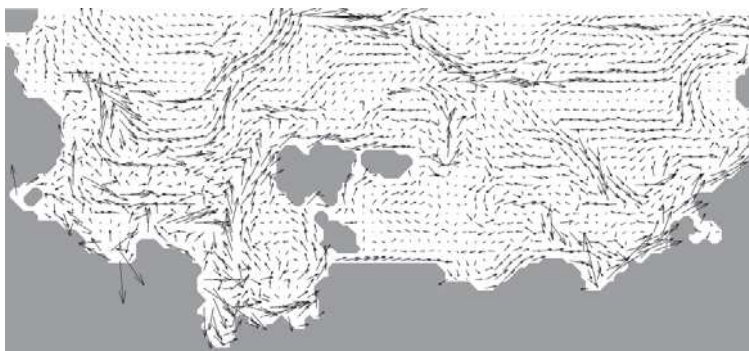


Рис. 5. Рассчитанная циркуляция вод ЛВС на поверхности в летний период

Сравнение рис. 4 и 5 демонстрирует, что модель удовлетворительно воспроизводит основные известные особенности циркуляции ЛВС. Как и следовало ожидать, рассчитанное поле течений имеет значительно более сложную структуру, изобилующую локальными круговоротами, особенно в западной части моря Лаптевых, характеризующейся значительными неоднородностями рельефа дна.

Численные эксперименты при различных ветровых ситуациях продемонстрировали, что циркуляция вод ЛВС очень чувствительна к ветровому форсингу, особенно в поверхностном слое. Обостренный пикноклин, отделяющий распресненную поверхностную водную массу от нижележащих слоев, подавляет турбулентное перемешивание и способствует развитию сильных дрейфовых течений в поверхностном слое, скорость которых при штормовых ветрах может превышать 2 м/с.

Анализ результатов моделирования позволил выявить важный для режима моря Лаптевых феномен, имеющий место при ветрах восточных и юго-восточных направлений. При подобных ветровых ситуациях результирующий Экмановский поток направлен на север, и в результате этого у берега происходит значительное понижение уровня моря. Для компенсации этого понижения уровня ниже пикноклина развиваются течения, направленные с севера на юг, переносящие от северных границ моря

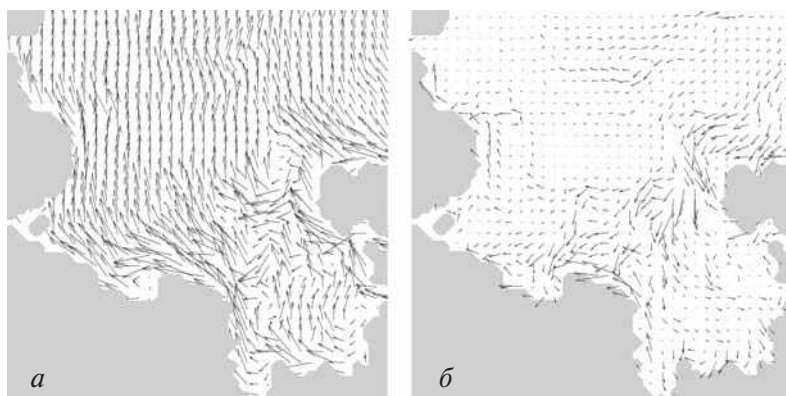


Рис. 6. Рассчитанная циркуляция вод в поверхностном (а) и придонном (б) слоях при юго-восточном ветре

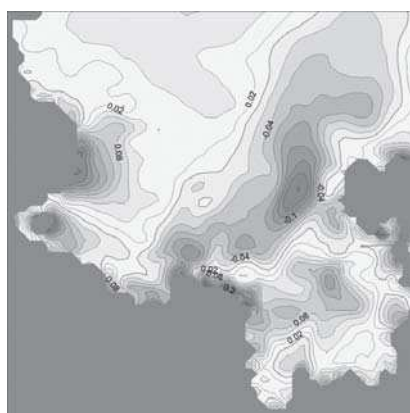


Рис. 7. Вертикальная скорость ($\text{см/с} \cdot 10^3$) при юго-восточном ветре

в сторону берега более соленую воду. На рис. 6 представлены течения в поверхностном и придонном слоях моря Лаптевых при юго-восточном ветре.

Как видно из рис. 6 б, течения южного направления в виде довольно узких струй вдоль границ подводных ложбин достигают практически дельты Лены. Смена направления течения происходит непосредственно в слое пикноклина. Эти течения обостряют пикноклин за счет подтока более соленых вод в нижележащий слой. При сочетании некоторых условий в районе дельты Лены может происходить апвеллинг и выклинивание на поверхность донных более соленых вод, принесенных в этот район с северных областей моря. На рис. 7 представлены рассчитанные значения вертикальной скорости.

В режиме моря Лаптевых этот феномен проявляется в виде очагов соленой воды в устье Туматской протоки, которые наблюдались во время гидрологических съемок моря в 1969, 1974 и 1975 гг.

Перенос взвесей, поступающих в моря с речным стоком

Поскольку гранулометрический состав взвеси в устьях рек неизвестен, моделирование проводилось с различными величинами Стоксовой скорости w_s . Так, в численных экспериментах w_s варьировало от 0,0001 см/с, что соответствует частице размером 1 мкм, до 0,1 см/с, что соответствует частицам песка [15].

Концентрация взвеси в устьях рек рассчитывалась по простой формуле:

$$C_{riv} = W/S,$$

где W – жидкий сток реки за год, S – твердый сток реки за год.

Рассчитанные поля концентрации взвеси (фракция с $w_s = 0,0001$ см/с) в поверхностном слое ЛВС на различные моменты летнего сезона представлены на рис. 8. Значимые концентрации взвеси в море появляются в мае с началом половодья, а максимальное развитие ареал замутненных вод получает в августе. Мак-

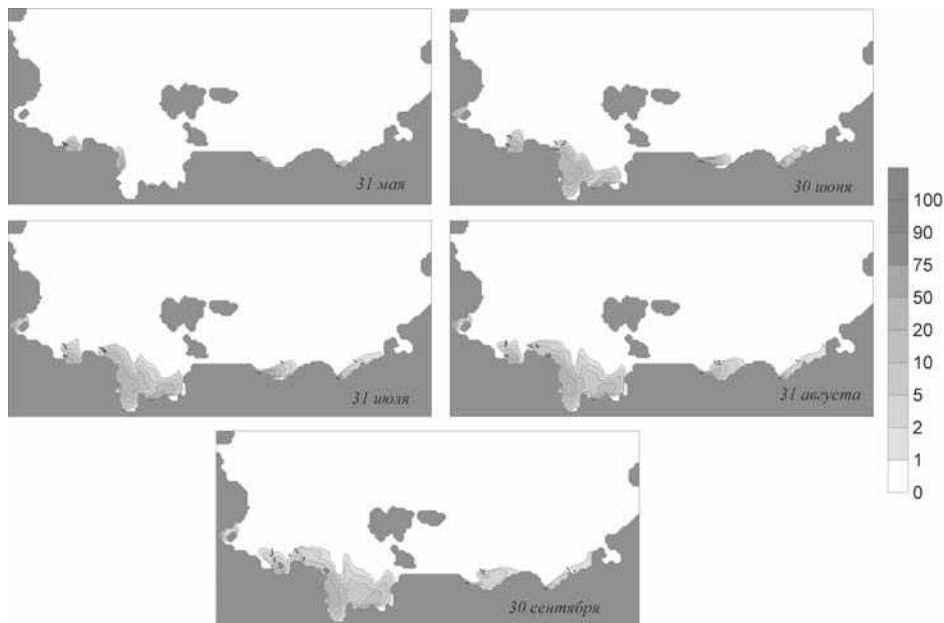


Рис. 8. Концентрация взвеси (μг/л) речного происхождения с $w_s = 0,0001$ см/с в поверхностном слое

симальная концентрации взвеси в поверхностном слое не превышает 50 $\mu\text{г/л}$ даже в устьевых областях. Большая часть взвеси выпадает на дно в непосредственной близости от устьев рек.

Эрозия дна течениями

Для моделирования судьбы взвешенных частиц в море необходимо параметризовать процесс вовлечения в водную толщу частиц, высвободившихся с морского дна в результате эрозии. Для расчета потоков взвеси с морского дна использовались данные, полученные в рамках проекта «Система моря Лаптевых» в 1998–1999 гг. [17]. Изменение интенсивности отраженного сигнала ADCP, установленного на дне моря в точке $75^{\circ} 09'$ с.ш. и $130^{\circ} 50'$ в.д. в сентябре 1999 г., представлено на рис. 9 а. Интенсивность отраженного сигнала во многом определяется концентрацией взвешенных частиц. К сожалению, перевести этот сигнал в концент-

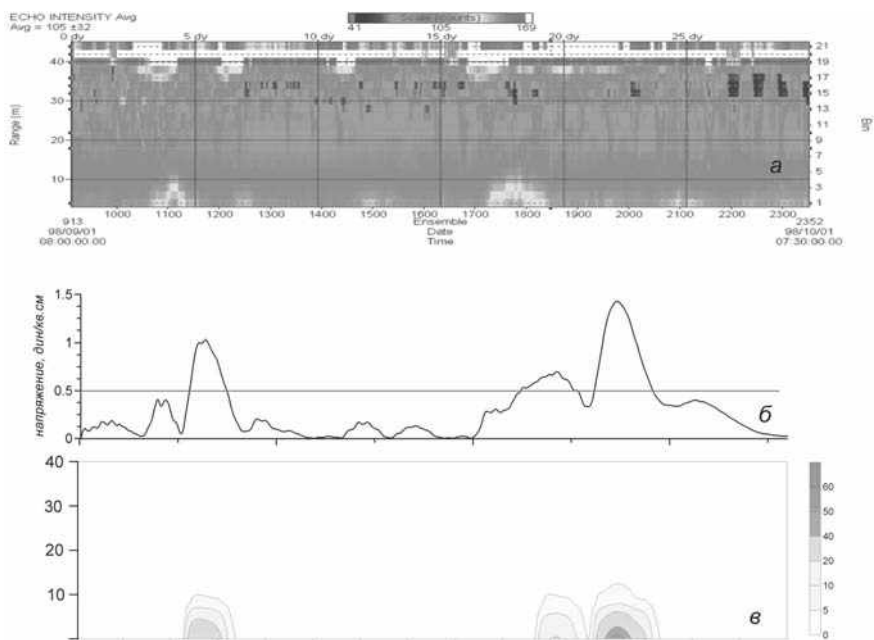


Рис. 9. Интенсивность отраженного сигнала (а), напряжение трения на дне (б) и концентрация взвеси ($\mu\text{г/л}$) в воде (в)

рацию взвеси достаточно сложная задача, поскольку для различного дисперсного состава взвеси вид зависимости сильно различается, а натурные данные для калибровки нам были недоступны. Однако некоторые полезные выводы из анализа этого рисунка сделать можно.

Несложно заметить, что существенная эрозия дна, сопровождающаяся залповым переходом донных осадков во взвешенное состояние, имела место два раза за исследуемый период во время интенсивных штормовых ситуаций. На рис. 9 б представлено изменение за тот же период времени и в той же точке величины касательного напряжения трения на дне, рассчитанного по модели. Сравнение рис. 9 а и 9 б позволяет сделать вывод, что в качестве критической величины касательного напряжения трения для начала эрозии дна (см. уравнение 4) с большой степенью точности можно принять значение $0,5 \text{ дин/см}^2$. Следует отметить, что эта величина достаточно часто используется в моделировании динамики взвеси (например, [10, 12, 16]).

Моделирование для сентября 1998 г. при постоянной скорости осаждения продемонстрировало, что при штормовых ситуациях концентрация взвеси в придонном слое превышает 500 $\mu\text{г/л}$. Однако известно, что при высоких концентрациях взвеси в морской воде происходит процесс флокуляции, при котором мелкие частицы объединяются в агломераты. В результате скорость оседания значительно возрастает. Mehta [11] по результатам наблюдений выявил степенной закон, по которому меняется скорость в зависимости от концентрации взвеси:

$$w_s = 0,001C^{1,3}. \quad (6)$$

В соответствии с (6), для концентрации $C \sim 500 \mu\text{г/л}$ w_s должно возрасти до 0,8 см/с. Минимальная скорость оседания при расчетах задавалась равной 0,001 см/с. Серия тестовых экспериментов была проведена для определения скорости эрозии d_M , необходимой для расчета потоков взвеси со дна в уравнении (4). Sheng [14] указывал, что d_M сложно определить с высокой точностью, однако ее величина варьирует в диапазоне от 10^{-6} до $2 \cdot 10^{-5} \text{ г/см}^2\text{с}$. Тесты показали, что реальные значения концентрации получаются при задании $d_M = 8 \cdot 10^{-6} \text{ г/см}^2\text{с}$. Такое же или очень близкие значения использовались и в работах [7, 10]. Результаты моделирования изменения концентрации взвеси в результате эрозии дна представлены на рис. 9 в. Сравнение рис. 9 а и 9 в демонстрирует, что модель достаточно адекватно воспроизводит процесс взмучивания и оседания донных осадков.

Лето 2003 г.

Воспроизведение динамики взвеси в море нельзя производить при осредненных форсингах (средние многолетние поля ветра, средние расходы рек и т.п.), поскольку при таких условиях не могут возникать сильные течения и, как следствие, практически выпадает из рассмотрения процесс эрозии дна. По этой причине в данном разделе приводятся результаты моделирования для конкретного периода, а именно лета 2003 г.

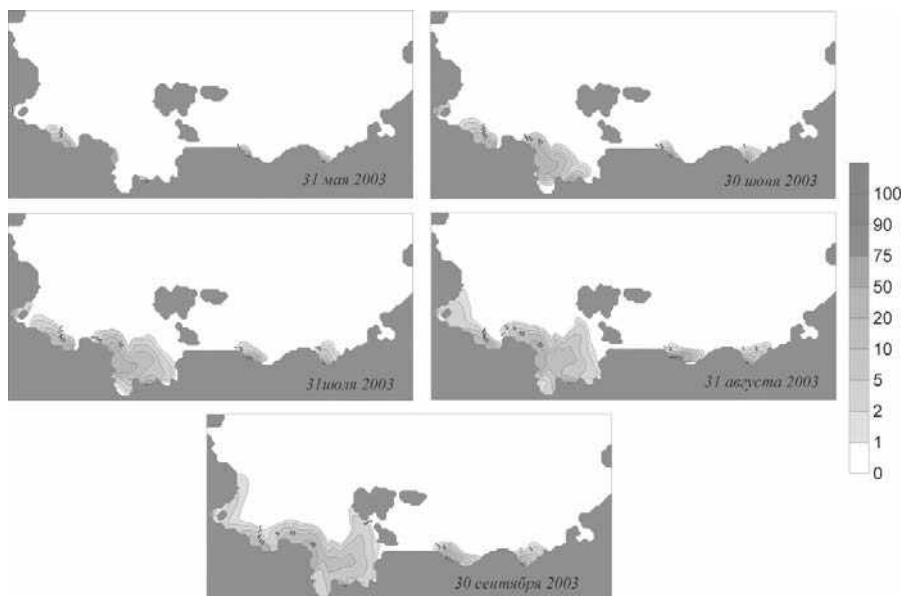


Рис. 10. Концентрация взвеси ($\mu\text{г/л}$) речного происхождения с $w_s = 0,0001 \text{ см/с}$ в поверхностном слое летом 2003 г.

Изменение концентрации взвеси (фракция с $w_s = 0,0001$ см/с), поступившей в море с речным стоком в поверхностном слое ЛВС, представлено на рис. 10. Как и в первом эксперименте, сигнал речных вод в начале лета распространяется в восточном направлении, однако в августе и сентябре направление перемещения меняется на северное. В конце сентября изолиния 1 мкг/л достигает западного побережья Новосибирских островов. Максимального развития ареалы мутных вод достигают в конце сентября. Сигналы Колымы и Индигирки значительно слабее Ленского сигнала, хотя концентрация в устьевой области и выше, чем в дельте Лены.

Подобные расчеты для более крупных частиц ($w_s \geq 0,001$ см/с) продемонстрировали, что ареалы замутненных вод значительно меньше, а максимального развития они достигают в июне—июле во время максимального расхода рек.

В следующей серии экспериментов моделировалась динамика взвеси, поступающей в воду в результате эрозии дна. На рис. 11 представлены поля концентрации взвеси в поверхностном слое в различные моменты времени. Из анализа рисунков видно, что эрозия дна является существенным механизмом, определяющим концентрацию взвеси в воде ЛВС, особенно в прибрежной зоне. Максимальная концентрация в поверхностном слое во время сильных штормов может превышать 10 мкг/л . Развитие во времени процессов эрозии дна, перехода донных осадков

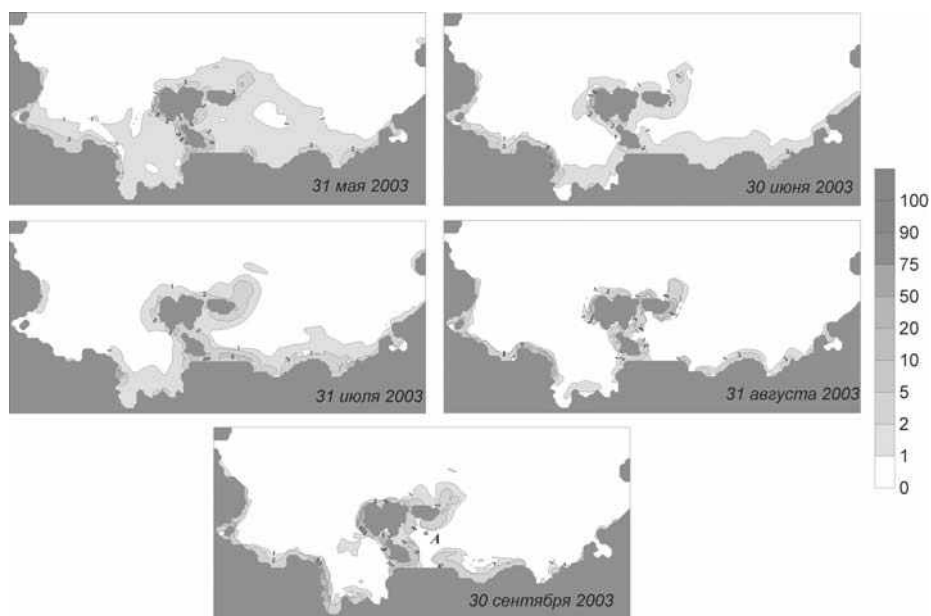


Рис. 11. Концентрация взвеси (мг/л), поступившей в поверхностный слой в результате эрозии дна летом 2003 г.

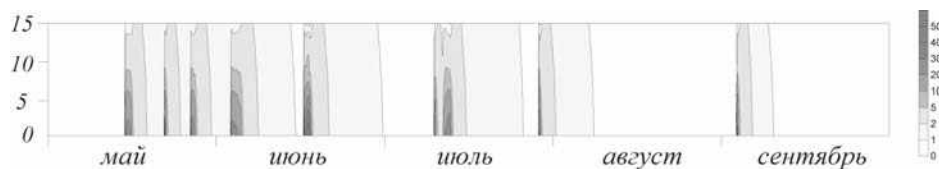


Рис. 12. Концентрация взвеси (мг/л) в водной толще в точке А (рис. 11) летом 2003 г.

во взвешенное состояние и их осаждение на дно в районе к югу от острова Новая Сибирь (см. рис. 11) представлено на рис. 12. Нетрудно заметить, что интенсивная эрозия летом 2003 г. происходила в среднем 2 раза в месяц, а существенные концентрации взвеси в воде после шторма наблюдались в течении 5–15 дней.

Для оценки интенсивности литодинамических процессов на дне исследуемой акватории было построено распределение изменения толщины слоя донных осадков вследствие эрозии дна течениями за 4 месяца (рис. 13). Как и следовало ожидать, наиболее сильная эрозия происходит в мелководных прибрежных районах и в проливах. Однако более 90 % взмученных донных осадков из-за малой глубины и отсутствия ярко выраженных постоянных течений осаждается на дно в непосредственной близости от мест эрозии. Разница между осаждением и эрозией дна представлена на рис. 14. На большей части акватории изменение толщины слоя осадков за летний сезон не превышает 1 см. Значительное перемещение донного материала происходило только в зоне Сибирского вдольберегового течения на востоке Восточно-Сибирского моря и в подводном каньоне Лены на востоке моря Лаптевых. Локальные экстремумы в глубоководной северной части, скорее всего, вызваны возмущением в поле циркуляции вблизи границы расчетной области.

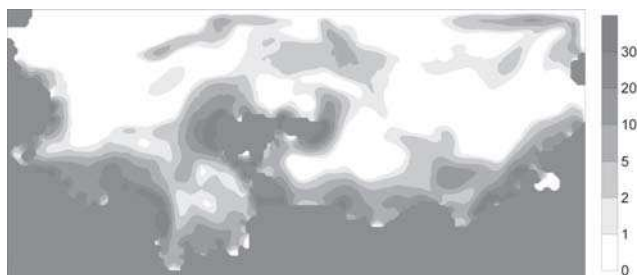


Рис. 13. Эрозия дна (см) летом 2003 г.



Рис. 14. Разница между осаждением взмученных осадков и эрозией дна (см) летом 2003 г.

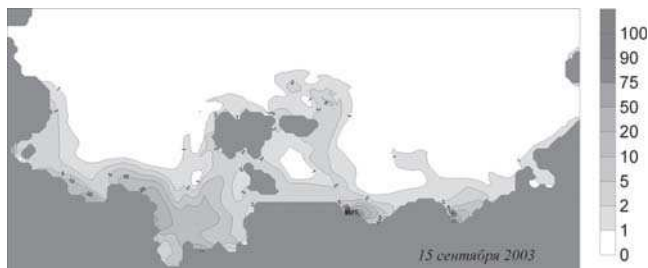


Рис. 15. Суммарная концентрация взвеси (мг/л) в поверхностном слое летом 2003 г.

В последнем эксперименте при моделировании динамики взвеси учитывались все рассмотренные в данной работе источники и механизмы. На рис. 15 представлено распределение суммарной концентрации взвеси в поверхностном слое ЛВС на 15 сентября 2003 г.

Полученное распределение соответствует современному представлению о режиме взвесей исследуемой акватории, а также подтверждается результатами работы *Власенко и Макитаса* [3], в которой авторы восстановили концентрацию взвесей в воде по данным определения прозрачности воды. Причем совпадение отмечается не только качественное, но и в полученных значениях концентрации взвеси.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное исследование не претендует на полноту по нескольким причинам. Во-первых, не все источники взвеси были рассмотрены. В ЛВС есть еще очень интенсивный источник терригенного материала, а именно абразия берегов. Во-вторых, не все динамические процессы были учтены при моделировании. В первую очередь это касается приливов и ветрового волнения. Что касается приливных течений, то в силу своей реверсивности они не оказывают значительного влияния на транспорт взвеси, а их вклад в донное тангенциальное напряжение косвенно учитывался при параметризации граничного условия на дне. Ветровое волнение оказывает существенный вклад в эрозию дна только в мелководной прибрежной части моря. Разработанные в настоящее время модели позволяют учитывать все многообразие динамических процессов в море, однако чем сложнее модель, тем больше в ней различных параметризаций, для калибровки которых необходимо большое количество разнообразных натурных данных, полученных в результате специальных экспериментов.

Несмотря на указанные ограничения, настоящая работа позволила сделать ряд выводов о природе динамики взвеси в ЛВС и продемонстрировала возможности численного моделирования в исследовании данного феномена. Конечно, недостаток натурной информации для калибровки модели не позволил получить точные количественные оценки.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан / Под ред. С.Г.Горшкова. МО СССР, 1980. 184 с.
2. Баскаков, Г.А., Бородачев В.Е., Дворкин Е.Н., Мустафин Н.В., Янес А.В. Гидрологические и ледовые условия шельфовой зоны арктических морей // Биологические ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Наука, 1987. С. 15–47.
3. Власенко Р.Е., Макитас А.П. Гидрооптические характеристики морей Лаптевых и Восточно-Сибирского (в настоящем сборнике).
4. Мейлах И.Г. К вопросу о проникновении вод Северного Ледовитого океана в Берингово море // Проблемы Арктики. 1958. № 3. С. 35–40.
5. Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970. 526 с.
6. Ivanov V.V., Piskun A.A. Distribution of River Water and Suspended Sediment Loads in the Deltas of Rivers in the Basins of the Laptev and East-Siberian Seas // Kassens H. et al. (eds) Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Springer-Verlag, Berlin, 1999. P. 239–250.
7. Hamblin P.F. Observations and Model of Sediment Transport Near the Turbidity Maximum of the Upper Saint Lawrence Estuary // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, C10. P. 14,419–14,428.
8. Joint American-Russian Atlas of the Arctic Ocean, Summer (on CD-ROM). National Snow and Ice Data Centre, Environmental Working Group, Boulder, Colorado. 1998.
9. Kulakov M.Yu. Development and implementation of coupled ice-ocean model of the East-Siberian Sea // Technical Report. JAMSTEC, Japan, 1997. 41 p.
10. Lang G., Schubert R., Markofsky M., Faanger H.-U., Grabemann I., Krasemann H.L., Neumann L.J.R., Riethmuller R. Data interpretation and Numerical Modeling of the Mud and Suspended Sediment Experiment 1985 // J. Geophys. Res. 1989. Vol. 94, C10. P. 14,373–14,380.

11. *Mehta A.J.* Characterization of cohesive sediment properties and transport progresses in estuaries // *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics* (A.J.Mehta ed.). Springer-Verlag. 1984. 468 p.
12. *Mehta A.J.* On Estuarine Cohesive Sediment Suspension Behavior // *J. Geoph. Res.* 1989. Vol. 94, C10. P. 14,303–14,314.
13. *Pavlov V.K.* Features of the structure and variability of the oceanographic processes in the shelf zone of the Laptev and East-Siberian seas // *The Sea*. Vol. 11. The global coastal ocean. Regional Studies and Syntheses. Robinson A.R. and Brink K.H. eds. John Wiley & Sons, Inc., USA, 1998. P. 759–787.
14. *Sheng Y.P.* Modeling bottom boundary layer and cohesive sediment dynamics in estuarine and coastal waters. In *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, edited by A.J.Mehta, Springer-Verlag, New York, 1985. P. 360–400.
15. *Sheng Y.P., Villaret C.* Modeling the Effect of Suspended Sediment Stratification on Bottom Exchange Processes // *J. Geoph. Res.* 1989. Vol. 94, C10. P. 14,429–14,444.
16. *Wang X.H.* Tide-Induced Sediment Resuspension and the Bottom Boundary Layer in an Idealized Estuary with a Muddy Bed // *J. Phys. Oceanogr.* 2002. Vol. 32. P. 3113–3131.
17. *Wegner C., Holemann J.A., Dmitrenko I., Kirillov S., Niessen F., Kassens H.* Seasonal sediment dynamics on the Laptev Sea shelf – implications for sediment budget // *Proc. Of Climate Drivers of the North*, May 8–11, 2002, Kiel, Germany. P. 116–117.
18. *Wegner C., Holemann J.A., Dmitrenko I., Kirillov S., Klagge T., Mmoerz T., Kassens H.* Acoustic Doppler current profiler – a tool for the determination of sediment transport dynamics on Arctic shelves – implications for sediment budget // *Proc. Of Climate Drivers of the North*, May 8–11, 2002, Kiel, Germany. P. 116–117.
19. *Weingartner T.J., Sasaki Y., Pavlov V.K. and Kulakov M.Yu.* The Siberian Coastal Current: A wind- and buoyancy-forced Arctic coastal current // *J. of Geoph. Res.* 1999. Vol. 104, C12. P. 29,697–29,713.

M.YU.KULAKOV

WATER CIRCULATION AND TRANSPORT OF SUSPENDED SEDIMENTS IN THE LAPTEV AND EAST-SIBERIAN SEAS

The numerical hydrodynamical model is adapted to water areas of the Laptev and East-Siberian seas. Values of some empirical parameters describing processes of bottom erosion and deposition of a suspended sediment are determined from comparison of results of calculations and data of measurements. On the basis of modelling experiments and field researches a number conclusions about features of water circulation and the nature of dynamics of a suspended sediment in the Laptev and East-Siberian seas are made and opportunities of modelling in research of the given phenomenon are shown.

Keywords: the Laptev Sea, the East-Siberian Sea, water circulation, bottom erosion, sediment transport, simulation.

СЕЗОННЫЕ И МНОГОЛЕТНИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ В МОРЯХ СЕВЕРО-ЕВРОПЕЙСКОГО БАССЕЙНА СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

канд. географ. наук И.М.АШИК¹, канд. географ. наук В.К.ПАВЛОВ²

¹ — ГНИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoor@aarini.nw.ru

² — Норвежский полярный институт, г. Тромсё, Норвегия, pavlov@npolar.no

В статье представлены результаты анализа многолетних изменений среднегодового уровня по 31 станции, расположенной на побережье Гренландского, Норвежского и Баренцева морей. Определена величина линейного тренда, наблюдавшаяся в течение второй половины XX в. Установлено, что на 17 станциях тренд имел отрицательный знак, а на 14 станциях положительный. Различия в характере многолетних изменений среднего уровня во многом объясняются особенностями структуры вертикальных движений земной коры. Получены оценки основных статистических характеристик рядов наблюдений и выполнено их районирование по акваториям. В статье также приведены оценки ожидаемых изменений уровня морей Северо-Европейского бассейна к середине XXI в., полученные на основе использования различных климатических сценариев.

Ключевые слова: уровень моря, Северный Ледовитый океан, изменчивость, тренд, климат

Колебания уровня морей и океанов являются следствием реакции свободной поверхности на воздействие большого числа внешних факторов: изменений атмосферного давления и касательного напряжения ветра, приливообразующих и гелиогеофизических сил, изменения полей плотности и циркуляции вод, изменений водного баланса и морфометрических особенностей того или иного бассейна. Таким образом, колебания уровня моря могут рассматриваться как интегральный показатель гидрометеорологических процессов, протекающих в атмосфере, гидросфере, криосфере и литосфере.

Одним из проявлений глобального потепления климата может стать повышение уровня Мирового океана. Так, в 1995 г. ученые, работающие в Межправительственной комиссии по изменению климата (IPCC), пришли к выводу, что наиболее вероятный сценарий для Мирового океана (за исключением Северного Ледовитого океана) предполагает повышение уровня моря к 2100 г. приблизительно на 50 см, с диапазоном оценок от 15 до 95 см. Повышение уровня моря и увеличение штормовой активности приведут к интенсификации процессов разрушения берегов и отступления береговой линии, затоплению прибрежных участков суши. Для Северного Ледовитого океана негативные последствия повышения уровня могут оказаться более значительными, чем для других акваторий, что связано с низменным положением обширных участков береговой черты и преобладанием вечной мерзлоты.

Изучению многолетних колебаний уровня в арктических морях Северного Ледовитого океана уделено немало внимания [3–11, 14–18, 20], в то же время

многолетние колебания уровня в морях Северо-Европейского бассейна СЛО (Гренландское, Норвежское, Баренцево моря) исследованы весьма слабо. Можно утверждать, что в последнее десятилетие опубликованных работ, посвященных данной проблеме, практически не было.

Для анализа многолетней изменчивости уровня, как правило, используются сведения о среднегодовом уровне моря, полученные путем осреднения за соответствующий период данных наблюдений на отдельных станциях. Непременным условием при этом является приведение этих наблюдений к одному горизонту.

В морях Северо-Европейского бассейна СЛО инструментальные наблюдения за уровнем моря проводились еще в XIX в. Однако первоначально эти наблюдения носили отрывочный характер и предназначались для получения данных, необходимых для оценки основных характеристик приливных колебаний уровня моря. Регулярные инструментальные наблюдения за уровнем моря были начаты в Гренландском море на станции Баренцбург в 1949 г., в Норвежском море на станции Нарвик в 1929 г., в Баренцевом море на станции Полярный в 1926 г. В течение 1960–1980-х гг. наблюдения за уровнем моря в этом регионе велись почти на 30 станциях (табл. 1), расположенных на материковом побережье и островах.

Таблица 1

Станции, представленные в электронном архиве «Среднемесячные и среднегодовые уровни по станциям морей Северо-Европейского бассейна СЛО»

Станция	Широта	Долгота	Период	Станция	Широта	Долгота	Период
Северная Атлантика				Норвежское море			
Рейкьявик	64°09' с.ш.	21°56' з.д.	1957–01	Молей	61°56' с.ш.	05°07' в.д.	1946–04
Гриндавик	63°50' с.ш.	22°26' з.д.	1958–65	Кьолдал	61°55' с.ш.	05°38' в.д.	1935–87
Торсхавн	62°01' с.ш.	06°46' з.д.	1957–01	Олесунн	62°28' с.ш.	06°09' в.д.	1945–04
Северное море				Кристиансунн	63°07' с.ш.	07°44' в.д.	1953–04
Ставангер	58°58' с.ш.	05°44' в.д.	1928–01	Хеймсьо	63°26' с.ш.	09°07' в.д.	1935–04
Берген	60°24' с.ш.	05°18' в.д.	1928–04	Тропхейм	63°26' с.ш.	10°26' в.д.	1949–01
Гренландское море				Рервик	64°52' с.ш.	11°15' в.д.	1972–04
Баренцбург	78°04' с.ш.	14°15' в.д.	1949–02	Бреннейсунн	65°29' с.ш.	12°13' в.д.	1957–67
Ню-Олесунн	78°56' с.ш.	11°56' в.д.	1977–01	Муппэн	65°51' с.ш.	13°12' в.д.	1956–62
Баренцево море				Самнесшвэн	66°01' с.ш.	12°38' в.д.	1965–71
Линнахамарн	69°39' с.ш.	31°22' в.д.	1931–89	Буле	67°17' с.ш.	14°23' в.д.	1950–04
Мыс Никшуев	69°33' с.ш.	32°26' в.д.	1956–90	Кабелвог	68°13' с.ш.	14°29' в.д.	1948–04
Полярный	69°12' с.ш.	33°29' в.д.	1926–90	Нарвик	68°26' с.ш.	17°25' в.д.	1929–04
Мурманск	68°58' с.ш.	33°03' в.д.	1952–02	Эвенсъяер	68°35' с.ш.	16°33' в.д.	1947–68
Териберка	69°12' с.ш.	35°07' в.д.	1941–90	Харстад	68°48' с.ш.	16°33' в.д.	1953–04
Бугрино	68°48' с.ш.	49°20' в.д.	1963–90	Ашленес	69°19' с.ш.	16°09' в.д.	1938–01
м. Белый Нос	69°36' с.ш.	60°13' в.д.	1958–80	Тромсё	69°39' с.ш.	18°58' в.д.	1953–04
м. Болванский Нос	70°27' с.ш.	59°05' в.д.	1951–93	Хаммерфест	70°40' с.ш.	23°40' в.д.	1957–01
Малые Кармакулы	72°22' с.ш.	52°42' в.д.	1950–00	Хоннингсвог	70°59' с.ш.	25°59' в.д.	1972–01
Русская Гавань	76°12' с.ш.	62°35' в.д.	1953–92	Бердевог	70°51' с.ш.	29°06' в.д.	1939–43
им. Кренделя	80°37' с.ш.	58°03' в.д.	1962–99	Варие	70°20' с.ш.	31°06' в.д.	1948–98
				Валсе	70°04' с.ш.	29°45' в.д.	1969–86

Однако в 1990-е гг. произошло заметное сокращение российской сети полярных станций и программ гидрометеорологических наблюдений.

Массив исходных данных, использовавшихся в данной работе, формировался на основе материалов представленных Глобальной системой наблюдений за уровнем (GLOSS) <http://www.pol.ac.uk/psmsl/datainfo/>, <http://ilikai.soest.hawaii.edu/uhscl/datai.html> и данных Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

Многолетние изменения уровня на отдельных станциях (ΔH) в общем виде определяются тремя основными факторами: геологическим ($\Delta H_{\text{г.о.}}$), объемным ($\Delta H_{\text{об.}}$) и динамическим ($\Delta H_{\text{дин.}}$):

$$\Delta H = \Delta H_{\text{г.о.}} + \Delta H_{\text{об.}} + \Delta H_{\text{дин.}}$$

Действие геологического фактора ($\Delta H_{\text{г.о.}}$) обусловлено преимущественно процессами, происходящими в земной коре, проявляется в ее вертикальных движениях

и соответствующем видимом изменении положения среднего уровня. Наиболее существенными составляющими геологического фактора можно считать изостатические движения земной коры ($\Delta H_{изост.}$) и вертикальную составляющую тектонических движений земной коры ($\Delta H_{тек.}$). Определенный вклад могут вносить также такие явления, как деформации геоида и накопление осадков на морском дне:

$$\Delta H_{гед.} = \pm \Delta H_{изост.} \pm \Delta H_{тек.}$$

Изменения положения среднего уровня моря могут быть обусловлены колебаниями общего объема воды в водоеме ($\Delta H_{об.}$), который зависит от величины материкового стока, складывающегося из поверхностного ($\Delta H_{пов.}$) и подземного стока ($\Delta H_{подз.}$); величины баланса осадков ($\Delta H_{осад.}$) и испарения ($\Delta H_{исп.}$); величины баланса фазовых превращений воды, то есть процессов, связанных с увеличением или уменьшением объема воды при таянии льда ($\Delta H_{таян.}$) и его образовании ($\Delta H_{ледооб.}$); изменений плотности воды ($\Delta H_{степ.}$), зависящей преимущественно от температуры и солености; изменений баланса водообмена ($\Delta H_{водооб.}$) с соседними бассейнами и в некоторой степени от притока ювенильных вод из мантии Земли:

$$\Delta H_{об.} = \Delta H_{пов.} + \Delta H_{подз.} + \Delta H_{осад.} - \Delta H_{исп.} + \Delta H_{таян.} - \Delta H_{ледооб.} \pm \Delta H_{степ.} \pm \Delta H_{водооб.}$$

Существенное влияние на положение среднего уровня моря на отдельных станциях могут оказывать динамические факторы ($\Delta H_{дин.}$), в частности: статическое действие атмосферного давления ($\Delta H_{давл.}$), получившее название «обратного барометра» и выражающееся в изменении уровня моря приблизительно на 1 см при изменении атмосферного давления на 1 мм рт. ст.; влекущее действие ветра ($\Delta H_{ветр.}$); характер и интенсивность циркуляции вод ($\Delta H_{цирк.}$); долгопериодные приливные колебания уровня ($\Delta H_{прил.}$).

$$\Delta H_{дин.} = \pm \Delta H_{давл.} \pm \Delta H_{ветр.} \pm \Delta H_{цирк.} \pm \Delta H_{прил.}$$

Определение роли отдельных факторов в общем процессе многолетних изменений уровня моря является задачей крайне сложной, как в силу отсутствия или недостаточности информации для оценки отдельных составляющих, так и в силу взаимосвязанности некоторых составляющих, существовании сложных взаимнообратных связей между ними.

На первом этапе исследований представляется крайне важным получить основные статистические характеристики многолетних колебаний уровня на отдельных станциях и их пространственное распределение, оценить основные параметры многолетних изменений положения среднего уровня, определить его основные тенденции. В связи с этим первоначальной задачей является выявление линейного тренда в многолетних изменениях уровня моря, оценка его величины и исключение из дальнейшего анализа. Необходимо отметить, что если раньше предполагалось, что по величине линейного тренда можно судить о скорости вертикальных движений земной коры (исходя из гипотезы о неизменности положения поверхности моря за период исследования), то в настоящее время стало очевидным наличие долгопериодного тренда в колебаниях уровня моря, обусловленного климатическими изменениями. Разделить эти составляющие, оперируя только данными наблюдений за колебаниями уровня, практически невозможно.

Для оценки линейного тренда в колебаниях уровня моря, как правило, используется величина коэффициента уравнения линейной регрессии, связывающего величину среднегодового уровня с номером года. Вычисление величины линейного тренда и среднего уровня осуществляется на основе метода наименьших квадратов. Результаты вычисления линейного тренда среднего уровня на станциях морей Северо-Европейского бассейна СЛО представлены в табл. 2.

Величина линейного тренда колебаний уровня, осредненного по 31 станции, составила $+0,014 \pm 0,060$ см/год, при этом на 17 станциях тренд имел отрицательный знак, а на 14 станциях положительный. Представляется очевидным существо-

Величина линейного тренда (см/год) колебаний уровня
на станциях морей Северо-Европейского бассейна СЛО

Станции	Годы							За период наблюдений	
	1931–40	1941–50	1951–60	1961–70	1971–80	1981–90	1991–00	C	S _c
	C	C	C	C	C	C	C		
1. Рейкьявик	—	—	—	–0,178	0,070	0,868	0,164	0,227	0,049
2. Торсхавн	—	—	—	—	–0,393	—	0,518	0,168	0,030
3. Ставангер	–0,382	—	–0,447	–0,202	–0,104	0,494	0,724	0,015	0,017
4. Берген	–0,590	0,143	–0,602	–0,469	–0,118	0,798	0,618	–0,027	0,017
5. Молей	—	—	–1,105	0,710	–1,393	0,685	0,598	0,091	0,034
6. Кьолсдал	–0,766	0,949	–0,057	–0,884	–0,778	—	—	–0,093	0,041
7. Одесунн	—	—	–1,776	0,868	–0,503	1,714	0,440	0,118	0,039
8. Кристиансунн	—	—	–2,452	0,779	0,105	0,818	0,312	0,087	0,048
9. Хеймсьо	–0,397	1,604	–0,792	–0,944	–0,898	0,365	0,042	–0,172	0,025
10. Тронхейм	—	—	0,259	–0,875	–0,059	–0,219	0,071	0,073	0,059
11. Рервик	—	—	—	—	–0,882	0,447	0,014	–0,076	0,069
12. Буде	—	—	–1,622	–0,943	–1,350	—	–0,199	–0,200	0,050
13. Кабелваг	—	—	–2,470	0,634	–0,776	0,234	–0,073	–0,121	0,045
14. Парвик	–0,292	—	–1,325	–0,941	–1,882	0,762	–0,303	–0,302	0,030
15. Эвенсъяер	—	—	–0,721	–0,709	—	—	—	–0,494	0,167
16. Харстал	—	—	–2,230	0,228	–0,570	0,449	–0,006	–0,024	0,042
17. Тромсё	—	—	–2,321	0,276	–1,349	0,274	–0,059	–0,006	0,045
18. Хаммерфест	—	—	—	–1,212	–1,681	0,635	–0,266	–0,038	0,066
19. Хоннингсвог	—	—	—	—	–0,760	1,059	–0,223	0,205	0,094
20. Линнахамари	–0,733	0,921	–0,467	–0,558	–0,994	–0,067	—	–0,045	0,029
21. Мыс Пикипусв	—	—	—	–0,806	–1,012	0,824	—	0,044	0,076
22. Полярный	–0,873	1,030	–0,745	–0,776	–0,861	0,533	—	–0,158	0,026
23. Мурманск	—	—	–1,083	–0,897	–0,679	0,552	0,754	0,303	0,066
24. Терiberка	—	1,085	–0,509	–0,321	–0,842	1,188	—	–0,017	0,050
25. Бугрино	—	—	—	–0,512	0,794	2,042	—	0,852	0,138
26. м. Белый Лос	—	—	—	–0,285	–0,697	—	—	0,166	0,197
27. м. Болванский Нос	—	—	0,103	–0,430	–0,442	1,648	—	0,296	0,061
28. Мыс Кармакулы	—	—	–0,091	–2,452	0,279	0,926	2,234	0,206	0,074
29. Русская Гавань	—	—	–1,333	–0,806	–0,848	0,794	—	–0,061	0,060
30. им. Кренкеля	—	—	—	–1,300	–1,236	0,079	–0,200	–0,240	0,071
31. Баренцбург	—	—	–0,982	–0,218	–0,597	–0,208	–2,448	–0,339	0,048
Среднее	–0,576	0,955	–1,035	–0,472	–0,668	0,681	0,129	0,014	0,060

Примечание: C — величина линейного тренда, S_c — средняя квадратическая ошибка определения величины тренда

вание достаточно хорошо выраженной закономерности в географическом распределении величин тренда. На двадцати станциях, расположенных вдоль побережья Скандинавского полуострова от Ставангера до Полярного, преобладает отрицательный тренд, средняя величина которого составляет $-0,056 \pm 0,051$ см/год. На шести станциях, расположенных в юго-восточной части Баренцева моря, преобладает положительный тренд со средней величиной $+0,301 \pm 0,098$ см/год. На трех станциях, расположенных в северной части Баренцева моря, отмечается отрицательный тренд со средней величиной $-0,213 \pm 0,060$ см/год. И на двух станциях, расположенных в районе границы Северного Ледовитого и Атлантического океанов, наблюдается положительный тренд со средней величиной $+0,198 \pm 0,040$ см/год.

Значительный интерес при анализе однонаправленных тенденций в многолетних колебаниях уровня моря представляет вопрос о степени их устойчивости. Анализируя изменения величины линейного тренда колебаний уровня на отдельных станциях по десятилетиям (табл. 2), нетрудно заметить, что практически на всех станциях меняется не только величина тренда, но и его знак. Единственными станциями, на которых знак тренда сохранялся на протяжении всего периода наблюдений, являются Буде и Баренцбург. На большинстве станций отмечается изменение знака тренда при переходе от десятилетия к десятилетию, что позволяет предположить существование циклических колебаний среднегодового уровня с периодом около 20 лет.

В многолетних изменениях линейного тренда в морях Северо-Европейского бассейна СЛО можно усмотреть определенные параллели с изменениями температуры воздуха. В 1940-е гг. температура воздуха в Арктике была выше средних значений, в этот же период уровень моря вдоль побережья Скандинавии повышался. В 1950–1980-х гг. температура воздуха в Арктике опустилась ниже средних значений, в это же время на большинстве станций Норвежского и Баренцева морей происходило понижение уровня. В последнее двадцатилетие XX в. в Арктике преобладала положительная аномалия температур воздуха, в это же время отмечался рост уровня.

Связь между температурой воздуха и уровнем моря определяется наличием следующих физически обусловленных причинно-следственных цепочек:

1) увеличение температуры воздуха — увеличение температуры воды — увеличение удельного объема морской воды — рост уровня;

2) увеличение температуры воздуха — интенсификация таяния материкового льда — увеличение материкового стока — увеличение количества воды в море и уменьшение ее солёности — увеличение общего объема вод — рост уровня.

В то же время представляется очевидным, что реализация такого рода цепочек, в силу значительной инерционности процессов, требует достаточно длительного периода времени. Поэтому в данном случае более вероятным представляется действие не объемного, а динамического фактора. В этом случае повышение температуры воздуха следует рассматривать как одно из проявлений усиления циклонической активности над акваторией Северо-Европейского бассейна СЛО, то есть увеличения повторяемости и интенсивности циклонов. Как следствие этого усиливается циклоническая циркуляция вод Гренландского, Норвежского и Баренцева морей, при этом в центральной части этих морей уровень моря опускается, а на периферии, вдоль побережья, поднимается. Объем вод при этом остается постоянным.

В процессе исследования изменчивости среднегодовых уровней по станциям морей Северо-Европейского бассейна СЛО были получены оценки основных статистических характеристик, позволяющих составить «статистический портрет» анализируемых рядов: средней арифметической величины, медианы, моды, среднего квадратического отклонения, коэффициентов асимметрии и эксцесса, максимальных и минимальных значений рядов, амплитуд их изменений (табл. 3). Полученные при этом результаты показывают, что исследуемые функции имеют сложный характер распределения и не всегда подчиняются нормальному закону распределения (Кабелваг, Териберка, Малые Кармакулы). Положение среднего уровня вдоль побережья Скандинавии имеет свои особенности: в южной и северной части побережья уровень выше, чем в центральной части (рис. 1). Такое распределение носит устойчивый характер и, очевидно, обусловлено распределением температуры и солёности морской воды. У южного и северного побережья Скандинавии плотность морских вод меньше, чем в центральной части, соответствующим образом формируется и положение уровневой поверхности.

Наименьшая многолетняя изменчивость среднегодовых уровней (табл. 3) отмечается в южной части региона, где среднеквадратическое отклонение составляет 2–4 см при амплитуде колебаний 10–20 см. Практически вдоль всего побережья Скандинавии от Олесунна до Полярного среднеквадратическое отклонение изменяется в пределах от 4 до 6 см при амплитуде колебаний 20–25 см, аналогичные величины изменчивости уровня наблюдаются и в северной части Баренцева моря. В юго-восточной части Баренцева моря среднеквадратическое отклонение увеличивается до 5–7 см при амплитуде колебаний среднегодового уровня 20–40 см. Характер пространственного распределения изменчивости напрямую связан с морфометрией бассейнов: на станциях, расположенных в районах с малыми глубинами, в вершинах заливов или фиордов, изменчивость уровня выше, чем на станциях,

расположенных в районах больших глубин, на островах или открытом побережье. Колебания уровня в мелководных районах моря в большей степени зависят от ветровой составляющей, имеющей значительную многолетнюю изменчивость.

Исключение из рядов наблюдений за уровнем моря линейного тренда дает возможность рассмотреть межгодовую изменчивость уровня без влияния долго-

Таблица 3

Оценки трендов и основных статистических характеристик распределения среднемесячных уровней по станциям морей Северо-Европейского бассейна СЛО (за период наблюдений)

Станция	N	C	S_C	M_e	M_o	σ	S_e	S_o	h_{max}	t_{max}	h_{min}	t_{min}	Amp
1. Рейкьявик	43	0,227	0,049	-1,188	-3,564	4,293	0,502	-0,754	9	1990	-8	1995	18
2. Торсхавн	30	0,168	0,030	0,542	1,627	2,426	0,384	0,796	5	1998	4	1962	9
3. Ставангер	62	0,015	0,017	-0,454	-1,361	2,908	0,106	-0,742	6	1964	-6	1996	12
4. Берген	73	-0,027	0,017	-0,030	-0,089	3,280	0,248	-0,373	8	1990	-7	1976	15
5. Молей	51	0,091	0,034	0,227	0,681	4,182	-0,284	1,243	10	1946	-13	1960	23
6. Кьолсдал	36	-0,093	0,041	-0,293	-0,880	3,948	0,614	0,892	12	1961	-8	1940	20
7. Одесунн	50	0,118	0,039	-0,137	-0,410	4,631	-0,082	1,053	13	1967	-14	1960	26
8. Кристьянсунн	50	0,087	0,048	-0,267	-0,801	5,256	0,150	0,416	13	1989	-13	1960	26
9. Хеймсе	66	-0,172	0,025	0,103	0,310	4,105	0,447	0,106	11	1950	-8	1941	19
10. Тромсёйм	53	0,073	0,059	0,798	2,394	6,576	0,174	0,316	13	1983	-15	1987	28
11. Рервик	32	-0,076	0,069	-0,366	-1,098	3,813	0,336	0,370	8	1989	-9	1996	17
12. Буде	42	-0,200	0,050	0,998	2,993	5,382	-0,109	-0,580	12	1950	-11	1978	23
13. Кабеллаг	54	-0,121	0,045	-0,218	-0,653	5,533	-0,612	1,995	10	1990	-20	1960	30
14. Нарвик	63	-0,302	0,030	0,351	1,053	5,028	-0,239	-0,188	12	1990	-13	1977	24
15. Эвенскайер	21	-0,494	0,167	0,120	0,361	5,000	-0,270	-0,746	8	1949	-10	1960	18
16. Харстад	46	0,024	0,042	0,515	1,545	4,503	0,143	1,478	13	1989	14	1960	26
17. Тромсё	52	-0,006	0,045	-0,961	-2,883	4,962	-0,062	0,791	11	1983	-15	1960	26
18. Хаммерфест	40	-0,038	0,066	0,048	0,145	5,512	0,195	-0,656	11	1957	-10	1977	21
19. Холлингсвог	25	0,205	0,094	0,608	1,824	4,541	0,070	0,869	9	1990	8	1974	17
20. Линнахамари	59	-0,045	0,029	0,637	1,911	3,845	0,085	-0,485	9	1975	-8	1960	17
21. Мыс Пикшув	35	0,044	0,076	-0,241	-0,724	4,589	0,302	-1,070	10	1989	-7	1980	17
22. Полинья	65	-0,158	0,026	-0,124	-0,372	3,937	0,140	-0,217	11	1989	-9	1960	20
23. Мурманск	48	0,303	0,066	0,710	2,131	6,683	-0,183	-1,123	11	1953	-14	1974	25
24. Терьерка	50	0,017	0,050	0,041	0,124	5,125	0,924	1,475	18	1989	10	1960	28
25. Бугрино	28	0,852	0,138	0,368	1,105	6,009	0,162	-0,933	11	1986	-10	1984	21
26. м. Белый Нос	23	0,166	0,197	0,482	1,447	6,415	0,611	0,003	16	1975	-11	1958	26
27. м. Болванский Нос	43	0,296	0,061	-0,134	-0,401	5,052	-0,148	0,240	11	1989	-14	1977	25
28. Мыс Кармакулы	47	0,206	0,074	-0,390	-1,169	7,532	1,128	1,957	26	1950	-13	1958	39
29. Русская Гавань	39	-0,061	0,060	-0,318	-0,955	4,265	0,288	0,069	10	1953	-9	1966	19
30. им. Кренделя	37	-0,240	0,071	0,606	1,818	4,828	-0,194	2,280	14	1962	-13	1980	28
31. Баренцбург	45	-0,339	0,048	0,487	1,461	4,795	-0,701	0,259	8	1990	-13	1996	21

Примечание: N – количество реализаций; C – тренд (см/мес); S_C – средняя квадратическая ошибка определения величины тренда (см/мес); M_e – медиана; M_o – мода; σ – среднее квадратическое отклонение; S_e – коэффициент асимметрии; S_o – коэффициент эксцесса; h_{max} , t_{max} – величина и время реализации максимума; h_{min} , t_{min} – величина и время реализации минимума; Amp – амплитуда. Статистики рассчитаны после исключения линейного тренда

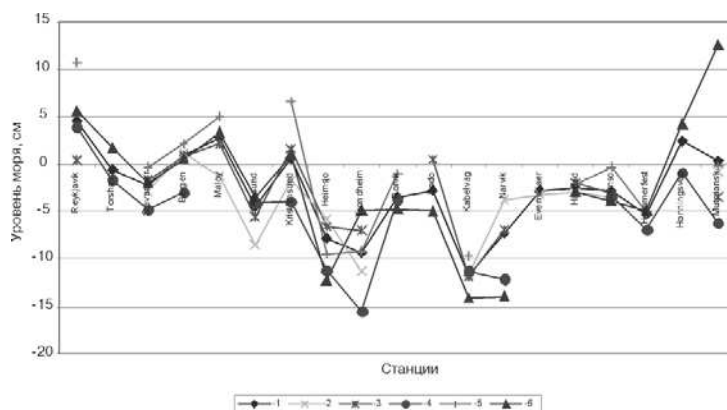


Рис. 1. Изменение положения среднего уровня моря вдоль побережья Скандинавии:

1 – за период наблюдений; 2 – в 1950-х гг.; 3 – в 1960-х гг.; 4 – в 1970-х гг.; 5 – в 1980-х гг.; 6 – в 1990-х гг.

временной («вековой») составляющей, обусловленной преимущественно геологическими и климатическими факторами. Для выяснения степени однородности реакции уровня моря на отдельных станциях на действие основных вынуждающих сил были выполнены оценки величины связи колебаний уровня между всеми станциями (табл. 4). Полученные при этом коэффициенты корреляции были использованы как показатели меры расстояния между объектами [13] для районирования исследуемой области, в результате чего было выделено два основных района, хорошо совпадающих с географическими объектами: Норвежское и Баренцево моря (рис. 2). Граница между этими районами проходит через станцию Хоннингсвог, колебания уровня на которой хорошо связаны и со станциями, расположенными в Баренцевом море, и со станциями, расположенными в Норвежском море. Район Норвежского моря, в свою очередь, можно разделить на два подрайона: северный и южный. Граница между этими подрайонами проходит в районе станций Буде и Рервик, коэффициент корреляции между которыми равен 0,83. Коэффициенты корреляции между станциями, отнесенными к южному подрайону (Ставангер, Берген, Молей, Олесунн, Кристиансунн, Хеймсьо), составляют от 0,66 до 0,85. Коэффициенты корреляции каждой из этих станций с Рервиком составляют от 0,72 до 0,87. Коэффициенты корреляции между станциями, отнесенными к северному подрайону (Кабелваг, Нарвик, Харстад, Тромсе, Хаммерфест, Хоннингсвог), составляют от 0,67 до 0,86. Коэффициенты корреляции каждой из этих станций с Рервиком составляют от 0,70 до 0,89.

В районе Баренцева моря уверенно можно выделить только подрайон Кольского полуострова, включающий в себя станции Лиинахамари, Мыс Пикшуев,

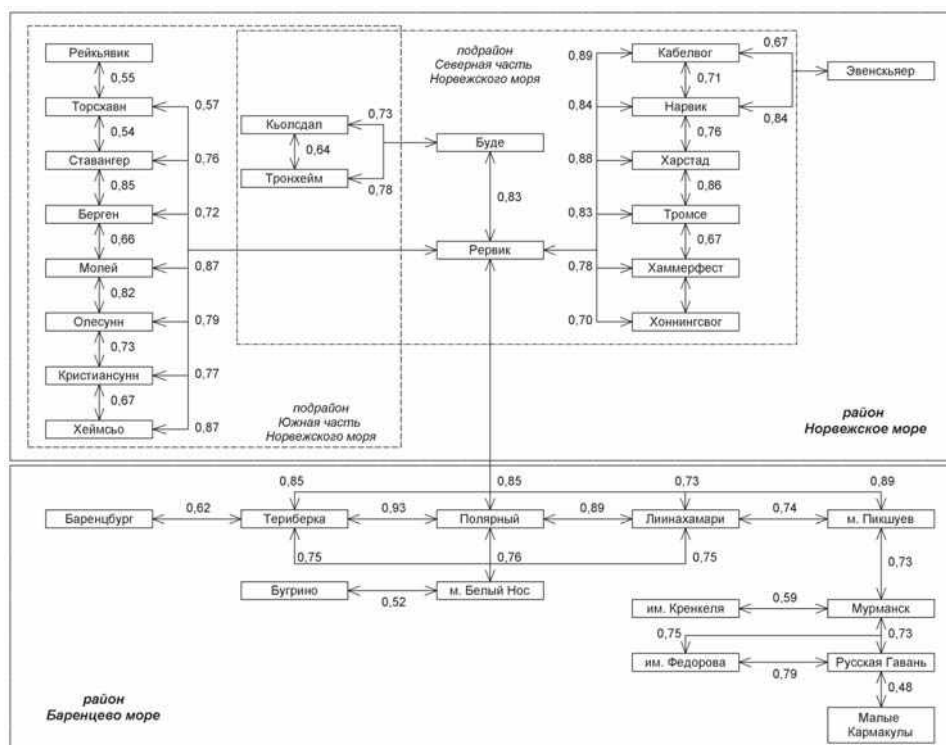


Рис. 2. Взаимосвязь среднегодовых уровней на станциях морей Северо-Европейского бассейна СЛО

Таблица 4

Корреляционная матрица среднегодовых уровней по станциям морей Северо-Европейского бассейна СЛО ($\times 10^{-2}$)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	
1. Рейкьявик	100	55	42	31	31	42	39	36	34	4	48	28	39	31	—	34	42	14	28	31	40	47	—	7	39	24	7	25	19	38	—	31
2. Торсхавн		100	54	51	47	—	41	42	48	23	57	27	16	32	—	30	30	24	7	9	28	28	8	37	—	7	2	22	39	29	2	22
3. Стангер			100	85	70	53	64	78	61	47	76	48	52	58	44	61	52	49	43	43	47	51	34	48	32	7	51	25	47	17	24	
4. Берген				100	66	68	52	73	74	61	72	68	45	63	62	51	44	48	39	41	51	59	46	57	26	4	65	41	57	30	21	
5. Молей					100	21	82	73	67	39	87	60	76	59	56	74	67	48	49	42	30	47	11	52	—	2	24	5	19	4	35	
6. Кюлсдал						100	—	1	36	69	64	—	73	32	60	—	26	31	70	—	47	55	51	54	43	13	11	49	48	58	12	24
7. Олесунн							100	73	56	17	79	37	82	53	54	81	70	38	35	40	16	48	10	50	18	19	28	12	28	14	48	
8. Кристиансунн								100	67	51	77	63	70	57	69	79	63	43	43	34	35	53	32	57	13	—	2	50	14	41	10	34
9. Хеймско									100	60	87	87	63	75	75	70	62	80	60	63	63	74	51	73	36	40	66	48	50	40	28	
10. Тропхейм										100	66	78	33	61	53	40	45	49	41	48	49	49	54	55	12	3	54	31	40	61	23	
11. Рервик											100	83	89	84	—	88	83	78	70	73	89	85	37	85	19	0	66	30	71	25	57	
12. Буле												100	63	86	65	67	68	77	75	61	67	69	71	67	54	26	61	46	63	36	23	
13. Кабеллаг													100	71	67	85	84	43	74	61	34	64	18	66	23	27	24	17	39	—	49	
14. Нарвик														100	84	76	77	85	78	76	77	77	61	82	37	52	71	33	72	39	39	
15. Эвенскаьер															100	—	64	—	—	58	—	60	43	64	—	—	61	17	32	—	42	
16. Харстад																100	86	62	59	66	48	75	41	78	8	34	47	12	44	11	56	
17. Тромсе																	100	67	74	77	64	79	39	78	25	54	45	12	58	26	57	
18. Хаммерфест																		100	79	74	87	80	59	76	23	61	64	9	70	39	40	
19. Хоннингсвог																			100	—	86	83	45	83	50	—	68	5	76	26	45	
20. Лиинахамари																				100	74	89	47	79	50	75	56	23	59	52	58	
21. Мыс Пикцуев																					100	84	73	79	36	53	76	23	81	42	49	
22. Полярный																						100	59	93	40	76	73	29	73	47	59	
23. Мурманск																							100	56	25	44	75	41	73	59	—	7
24. Терберка																								100	20	75	72	24	67	45	62	
25. Бугрино																									100	52	39	46	38	38	—	7
26. м. Белый Нос																										100	48	21	60	27	58	
27. м. Болванский Нос																											100	32	79	53	43	
28. Малые Кармакулы																												100	48	28	—	17
29. Русская Гавань																													100	34	49	
30. им. Кренкеля																														100	3	
31. Баренцбург																															100	

Примечание: нумерация станций соответствует нумерации, приведенной в табл. 2. выделены коэффициенты корреляции, превышающие значение 0.60

Полярный, Мурманск и Териберка. Коэффициенты корреляции между этими станциями составляют от 0,73 до 0,93. Обращает на себя внимание тот факт, что среднегодовой уровень на станциях, расположенных, казалось бы, в одном географическом подрайоне Баренцева моря, скоррелированы слабо. Так, коэффициент корреляции между станциями Бугрино, мыс Белый Нос, мыс Болванский Нос и Малые Кармакулы, расположенными в юго-восточной части Баренцева моря, не превышает 0,52, а между станциями Русская Гавань и им. Кренделя, расположенными в северо-восточной части Баренцева моря, равен 0,34.

Отличия в характере многолетних колебаний уровня на станциях различных районов хорошо видны при анализе автокорреляционных функций и спектров [12]. Так, для Рейкьявика (рис. 3) основная часть спектра смещена в сторону низких частот, что позволяет классифицировать его как спектр «красного шума». Слабо выделяются пики на периодах, соответствующих 7,3, 3,7 и 2,5 года. Совсем другой характер спектра получен для станции Хеймсьо (рис. 4). Здесь четко выделяются пики на периодах 17,5, 7,8, 5,4, 3,7–3,9 и 2,0 года. Полученный спектр можно отнести к спектру случайного процесса с присутствием периодических колебаний. В спектре уровня для станции Тромсе хорошо выделяется пик на частоте, соответствующей периоду 8,7 лет, и слабовыраженные пики на периодах

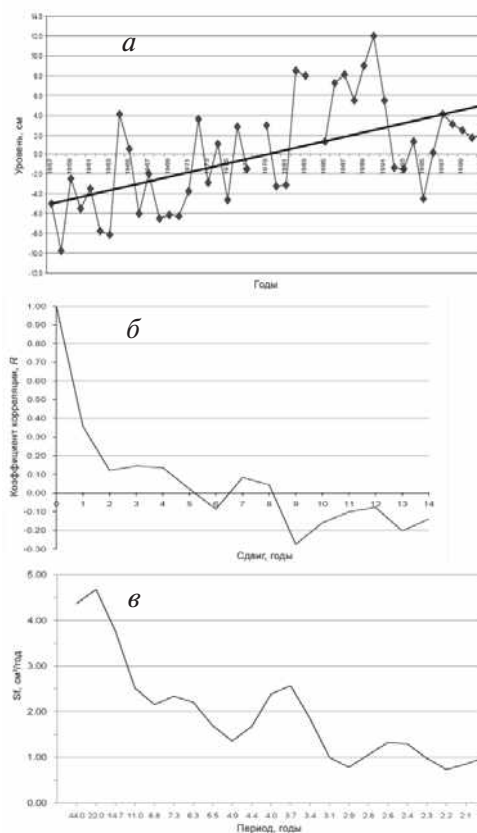


Рис. 3. Временной ход (а), автокоррелограмма (б) и спектр (в) среднегодовых уровней моря на станции Рейкьявик

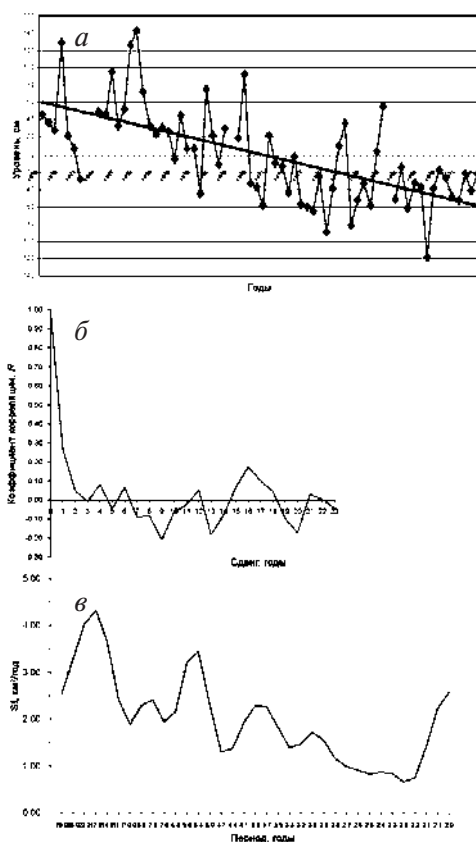


Рис. 4. Временной ход (а), автокоррелограмма (б) и спектр (в) среднегодовых уровней моря на станции Хеймсьо

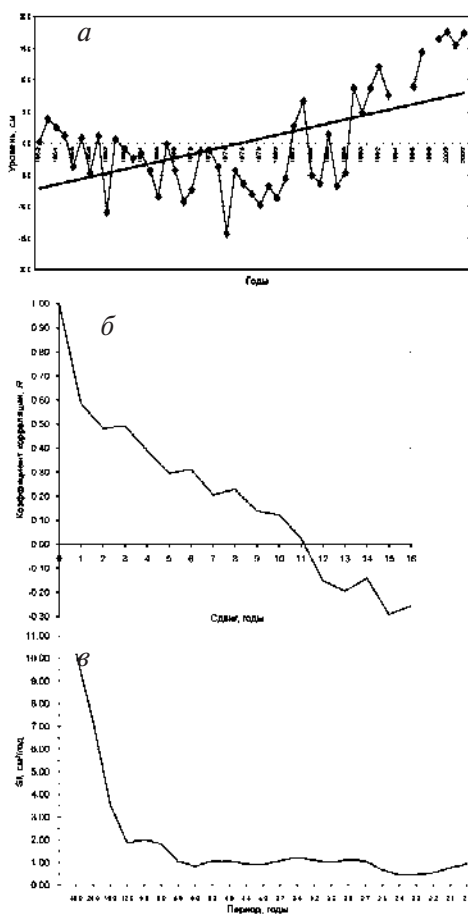


Рис. 5. Временной ход (а), автокоррелограмма (б) и спектр (в) среднегодовых уровней моря на станции Мурманск

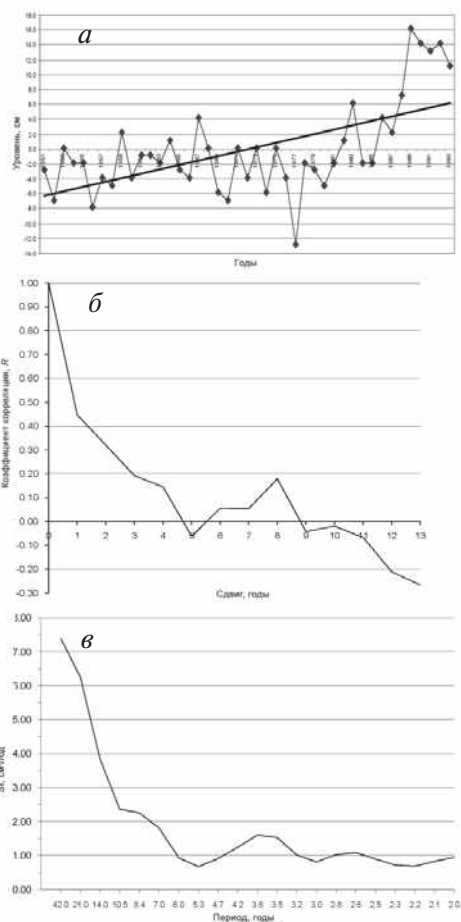


Рис. 6. Временной ход (а), автокоррелограмма (б) и спектр (в) среднегодовых уровней моря на станции мыс Болванский Нос

17,3, 2,6–2,7 и 2,0 года. В данном случае спектр показывает, что случайный сигнал модулирован гармоническим колебанием. Резко отличается характер колебаний уровня на станциях Полярный и Мурманск (рис. 5), несмотря на то, что станции находятся в непосредственной близости друг от друга. Если в спектре колебаний уровня на станции Полярный выделяются пики на периодах 21,3, 7,1, 3,6, 2,7, 2,3 и 2,0 года, то в спектре колебаний уровня на станции Мурманск, как и на станции Рейкьявик, основная часть спектра смещена в сторону низких частот, а пики спектра в области высоких частот выделены очень слабо. Столь резкое различие в характере колебаний уровня на двух близлежащих станциях может быть объяснено влиянием чисто местных условий, в частности влиянием стока реки Колы, впадающей в Кольский залив недалеко от равномерного водопоста станции Мурманск. Спектр многолетних колебаний уровня для станции мыс Болванский Нос (рис. 6) аналогичен по своему характеру спектрам уровня на станциях Рейкьявик и Мурманск. Слабые пики в этом случае можно выделить на периодах 8,4, 3,5–3,8 и 2,6 года. Основная часть спектра для станции Баренцбург (рис. 7) также

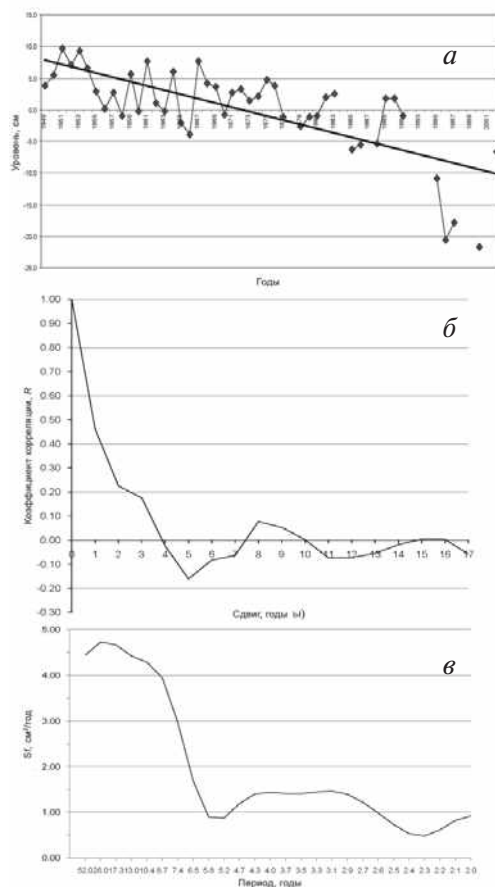


Рис. 7. Временной ход (а), автокоррелограмма (б) и спектр (в) среднегодовых уровней моря на станции Баренцбург

смещена в область низких частот, но здесь можно выделить пик на периодах 17,3–26,0 лет и слабо выраженные пики на частотах 4,0, 3,1, и 2,0 года.

Таким образом, частотная структура колебаний уровня в разных районах исследуемой области подтверждает справедливость полученного районирования. В диапазоне межгодовой изменчивости среднего уровня в той или иной степени прослеживаются: низкочастотные колебания уровня с периодом более 17–18 лет и колебания с периодами 7–10 лет, определяемые астрономическими и климатическими факторами; колебания с периодами 5–6 лет и 2–4 года, связанные с изменениями глобальных атмосферных процессов, и колебания с периодом 2 года, обусловленные влиянием полусного прилива.

Из перечисленных выше факторов, определяющих изменение среднего уровня, наибольшей изменчивостью в многолетнем плане обладают атмосферное давление, ветер и плотность морской воды. В той или иной степени каждый из этих факторов зависит от изменений глобальных атмосферных процессов. Для численного выражения интенсивности атмосферных процессов и их направленности используются разнообразные индексы атмосферной циркуляции, наибольшее распространение среди которых в последние годы получил индекс Северо-атлантичес-

кого колебания (NAO). Корреляция между этим индексом и среднегодовым уровнем на станциях Северо-Европейского бассейна СЛО показывает, что связь этих показателей сравнительно невелика. Наибольшая связь отмечается для станций, расположенных в Норвежском море, где коэффициент корреляции изменяется от 0,35 до 0,70. Для станций, расположенных на побережье Кольского полуострова, коэффициент корреляции уменьшается до 0,12–0,51, а в юго-восточной части Баренцева моря до 0,01–0,44. В качестве индекса климатических процессов можно использовать такой показатель, как речной сток, интегрированно отображающий баланс осадков и испарений над крупными материковыми районами. Однако корреляция стока Северной Двины, впадающей в Белое море, и Печоры, впадающей в Баренцево море, показала практически полное отсутствие связи как со средним уровнем на станциях морей Северо-Европейского бассейна СЛО, так и с NAO.

Изменения атмосферного давления над акваторией Северного Ледовитого океана в течение последних пятидесяти лет оказывали влияние не только на межгодовую изменчивость среднего уровня, но и на его вековую составляющую. Линейные тренды атмосферного давления, вычисленные за период 1948–2000 гг. (рис. 8), показали устойчивое падение давления над акваторией СЛО в эти годы. Соответствующим образом по закону «обратного барометра» должен был расти уровень моря. Его более интенсивный рост должен был отмечаться на севере Гренландского, Норвежского и Баренцева морей. Однако при этом необходимо учитывать, что в прибрежных районах, где расположено подавляющее большинство станций, проявление закона «обратного барометра» может затухать или сильно искажаться влиянием морфометрии бассейна. Корреляция уровня на станции с атмосферным давлением над акваторией водного бассейна показывает, что область максимальных значений коэффициента корреляции оказывается лежащей не над самой станцией, а в стороне от нее [18]. Как правило, эти области располагаются над

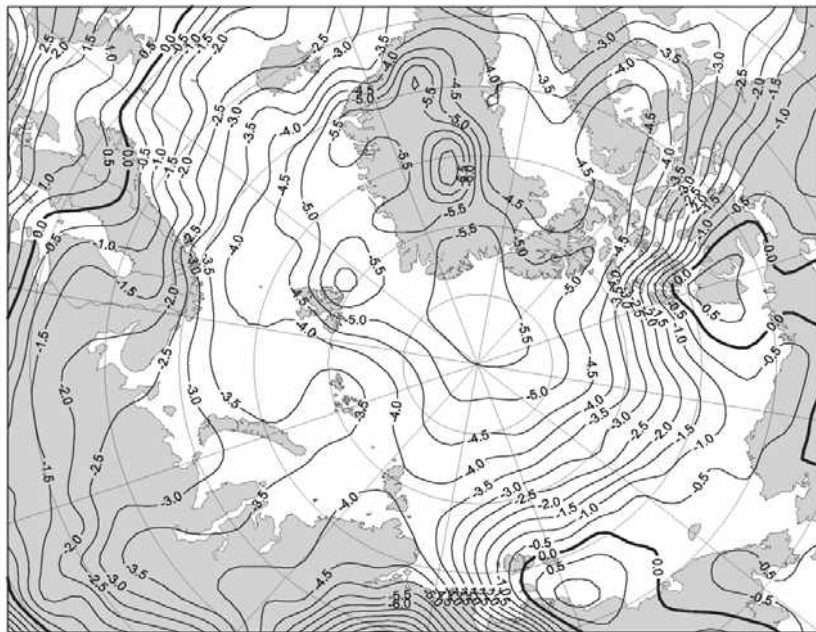


Рис. 8. Линейный тренд изменения атмосферного давления на уровне моря (мб/100 лет) за период 1948–2000 гг.

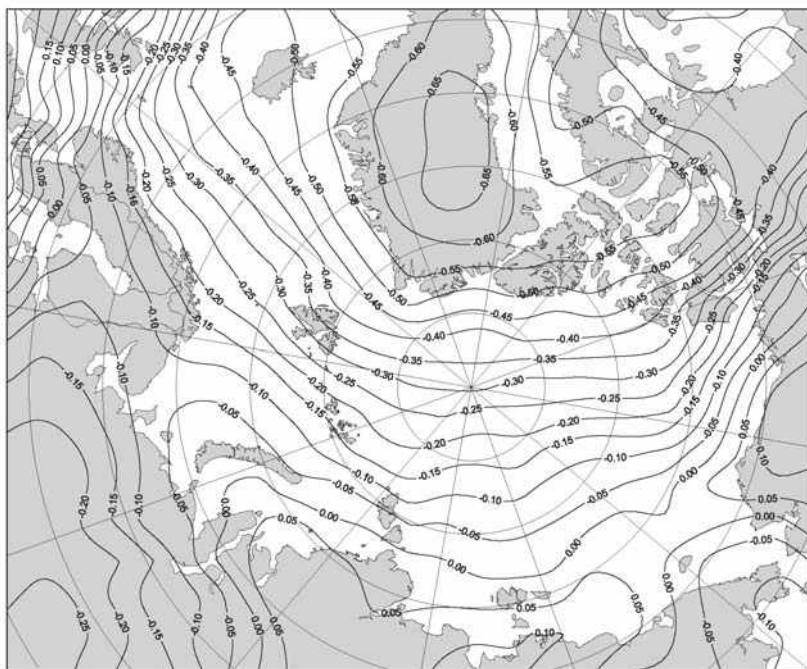


Рис. 9. Корреляция среднегодового уровня на станции Рейкьявик с атмосферным давлением на уровне моря

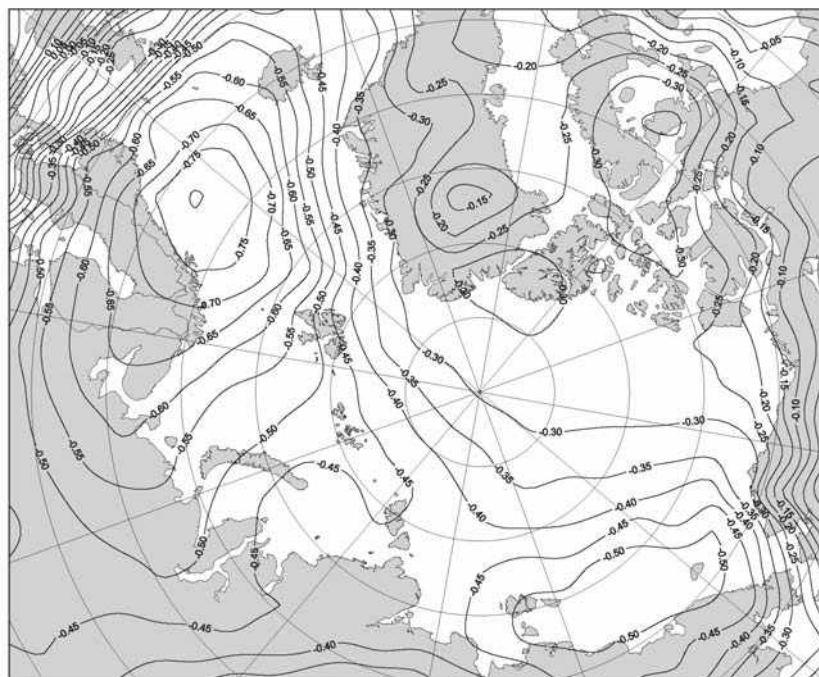


Рис. 10. Корреляция среднегодового уровня на станции Хеймсьо с атмосферным давлением на уровне моря

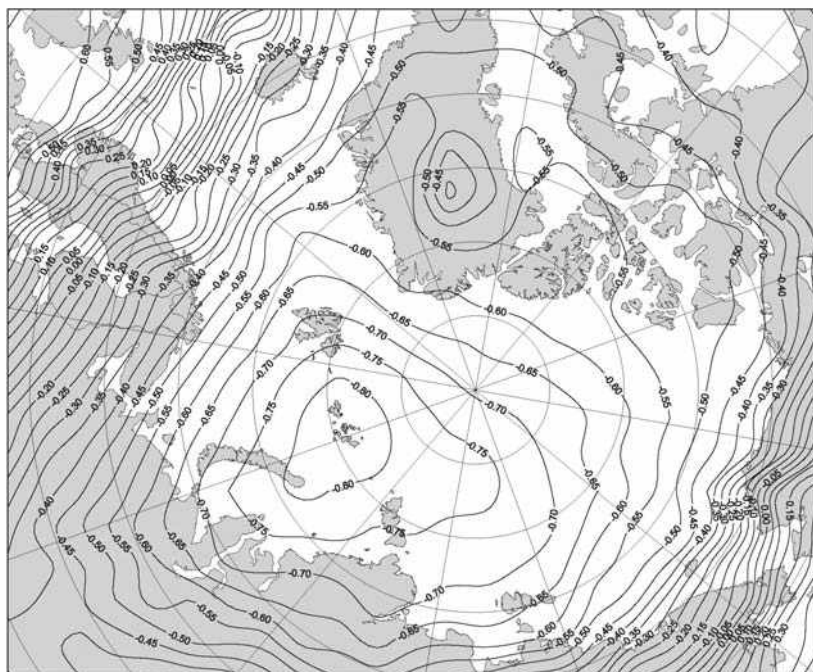


Рис. 11. Корреляция среднегодового уровня на станции м. Белый Нос с атмосферным давлением на уровне моря

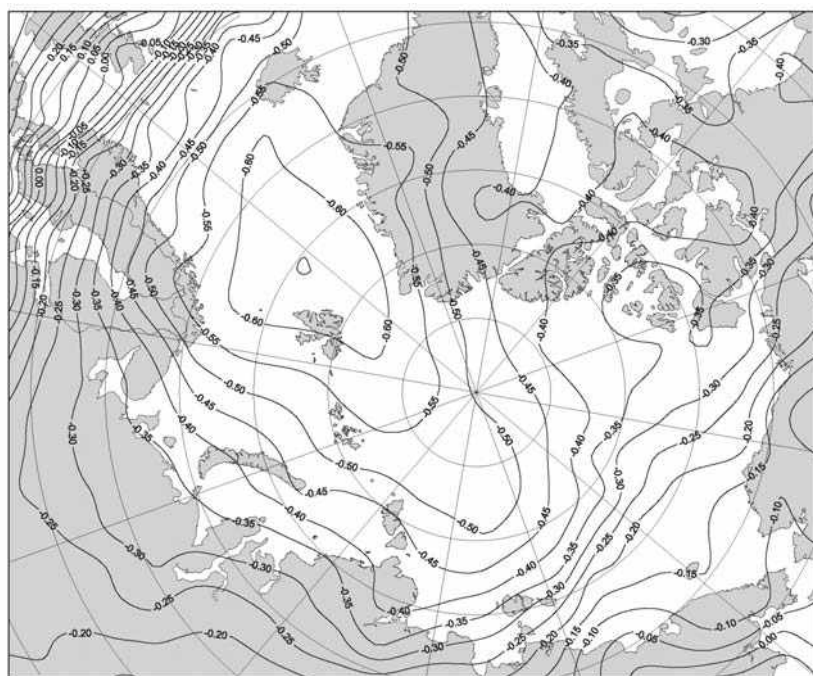


Рис. 12. Корреляция среднегодового уровня на станции Баренцбург с атмосферным давлением на уровне моря

глубоководными акваториями бассейна, на берегах которого находятся станции. В целом эта закономерность находит свое подтверждение и для акватории морей Северо-Европейского бассейна СЛО. Для станции Хеймсьо (рис. 10) область максимальных значений коэффициента корреляции с атмосферным давлением расположена над южной частью Норвежского моря, для станций Тромсе и Баренцбург (рис. 12) — над северной частью Норвежского моря, для станции Полярный — над северо-западной частью Баренцева моря, для станции мыс Белый Нос (рис. 11) — над северо-восточной частью Баренцева моря. Однако для станции Рейкьявик (рис. 9) эта область расположена над центральными районами острова Гренландия. Коэффициенты корреляции между среднегодовым уровнем и атмосферным давлением на уровне моря в области их максимальных значений достигают весьма больших величин: для станций Хеймсьо, Тромсе, Полярный, мыс Белый Нос они достигают величин $-0,82... -0,88$, для станций Рейкьявик и Баренцбург $-0,67... 0,68$. При этом разница между коэффициентом корреляции в районе станции и коэффициентом корреляции в области его максимальных значений составляет от 0,10 до 0,20.

Для оценки связи среднегодового уровня с приводным ветром были рассчитаны коэффициенты корреляции между уровнем и проекциями ветра по четырём основным направлениям (С—Ю, 3—В, СВ—ЮЗ, СЗ—ЮВ). В качестве исходных данных использовались те же поля атмосферного давления на уровне моря (NCAR/NCER) за период с 1948 по 2000 г. По этим полям в узлах географической сетки с шагом $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ рассчитывался геострофический ветер, который пересчитывался в приводный ветер путем введения эмпирических поправок в скорость и направление. Затем производилось проецирование полученных значений ветра на основные направления, после чего срочные значения ветра осреднялись за годовой период. Как известно, наилучшими показателями связи уровня с ветром обладают не значения ветра в точках наблюдений за уровнем, а значения регионального ветра, то есть ветра, осредненного над акваторией, в пределах которой формируются сгонно-нагонные колебания уровня. В связи с этим следовало ожидать, что области максимальных значений коэффициента корреляции уровня и ветра будут располагаться в центральной части Норвежского и Баренцева морей. Однако в реальности в большинстве случаев области максимальных значений коэффициента корреляции оказались локализованы в южной части Норвежского моря, на границе с Северным морем. Как уже указывалось выше, колебания уровня в морях Северо-Европейского бассейна СЛО в значительной степени определяются циклонической активностью Исландского минимума. Средние поля атмосферного давления в этом районе характеризуются преимущественно положением центра циклона над центральной частью Норвежского моря и высокоградиентной зоной в южной части циклона, которая располагается на границе Норвежского и Северного морей. Сопреженная с этой областью зона штормовых ветров является, таким образом, наряду с давлением в центре циклона, показателем интенсивности циклоничности. Коэффициенты корреляции между проекциями ветра и средним уровнем достигают при этом довольно больших значений от 0,66—0,68 для Буде и Тронхейма до 0,80—0,84 для таких станций, как Хеймсьо, Нарвик и Лиинахамари. Преобладающим направлением, при котором проекция ветра наилучшим образом коррелирует с уровнем, является в основном юго-запад.

Для достоверной оценки возможных изменений положения уровня в морях Северо-Европейского бассейна СЛО в XXI в. в рамках климатических сценариев необходимо иметь сведения об ожидаемых распределениях: атмосферного давления на уровне моря; скорости и направления приводного ветра; баланса осадков и испарения; речного стока; температуры и солёности морской воды; положения кромки дрейфующих льдов и границ припая. К сожалению, в настоящее время в наше распоряжение были предоставлены только оценки ожидаемых изменений

полей атмосферного давления. Таким образом, в свою очередь оценка изменений положения среднего уровня Норвежского и Баренцева морей может быть выполнена весьма приближенно: в предположении сохранения существующих тенденций и на основе оценок ожидаемых изменений полей атмосферного давления с коррекцией на вертикальные движения земной коры.

Во втором случае, по сути дела, оценивается только вклад в ожидаемые изменения среднего уровня моря анемобарического фактора, то есть совместного действия атмосферного давления и ветра.

В первом случае ожидаемые изменения положения среднего уровня на станциях арктических морей оцениваются на основе расчетных величин тренда. В соответствии с полученными результатами, наиболее заметные изменения положения среднего уровня к середине XXI в. должны произойти в северной части Баренцева моря, где в результате подъема земной коры уровень моря понизится на 15–35 см.

Во втором случае оценка вклада в ожидаемые изменения среднего уровня арктических морей изменений атмосферного давления и ветра выполнялась с использованием разработанной в ААНИИ модели совместной динамики воды и льда [1, 2]. Исходной информацией для расчета по модели служат поля приземного атмосферного давления и информация о распределении припая и сплоченности дрейфующего льда на акватории расчетной области. Использувавшиеся в данном случае поля приземного атмосферного давления были получены на основе информации, переданной в наше распоряжение из ГГО. Распределение припая и дрейфующего льда задавалось в соответствии с климатическими данными. Расчет осуществлялся при постоянно действующем поле вынуждающих сил до выхода модели на стационар.

Полученные результаты указывают на ослабление арктического антициклона и общую тенденцию к понижению атмосферного давления, в результате чего должно произойти повышение уровня Северного Ледовитого океана в целом и морей Северо-Европейского бассейна в частности. При этом наиболее заметное повышение уровня должно произойти в Баренцевом море: по оценкам, полученным на основе различных сценариев, максимальная величина этого повышения к 2060 г. составит 0,5–1,5 см. Подъем уровня в Норвежском и Гренландском морях будет менее заметен и составит 0,5–1,0 см. Таким образом, оценки изменения уровня морей Северо-Европейского бассейна, полученные на основе использования сценариев, предложенных ГГО, показали, что анемобарические факторы не являются определяющими и существенными при долгосрочном прогнозировании положения уровня поверхности в морях Северо-Европейского бассейна СЛО. В частности, изменения положения среднего уровня, обусловленные только вертикальными движениями земной коры, в ряде районов на порядок превышают изменения среднего уровня, обусловленные действием анемобарического фактора.

Работы по данной теме выполнялись в рамках проекта «Long-term Sea Level variability in the Nordic Seas (LEVANS)» («Долгопериодные изменения уровня в скандинавских морях»), являющегося частью кластера проектов МПГ «Sea level and tidal science in the polar oceans» («Изучение уровня и приливов в полярных океанах»).

ЛИТЕРАТУРА

1. Ашик И.М. Численные прогнозы колебаний уровня моря и сплоченности льдов в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // Научные результаты экспедиции «ЛАПЭКС-93». СПб.: Гидрометеиздат, 1994. С. 199–209.
2. Ашик И.М. Численные расчеты и прогнозы колебаний уровня, течений и дрейфа льда на шельфе морей Западного сектора Арктики // Навигация и гидрография. 1997. № 4. С. 85–94.
3. Ашик И.М., Ванда Ю.А. Гидрологическое районирование шельфа арктических морей России // Метеорология и гидрология. 1999. № 1. С. 73–83.

4. Баннов-Байков Ю.Л. О статистической структуре крупномасштабных колебаний уровня моря в высоких широтах Северного полушария // Проблемы Арктики и Антарктики. 1974. Вып. 45. С. 21–26.
5. Баннов-Байков Ю.Л., Дворкин Е.Н., Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Плотностные колебания уровня Северного Ледовитого океана // Тр. ААНИИ. 1985. Т. 389. С. 71–78.
6. Баннов-Байков Ю.Л. Связь крупномасштабных неоднородностей полей уровня моря и атмосферного давления в Арктике // Тр. ААНИИ. 1976. Т. 319. С. 122–128.
7. Воробьев В.Н. и др. Сезонные и многолетние колебания уровня морей Северного Ледовитого океана. СПб.: РГМУ. 2000. 114 с.
8. Дворкин Е.Н., Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. О причинах сезонной и многолетней изменчивости уровня в морях Лаптевых и Восточно-Сибирском // Тр. ААНИИ. 1978. Т. 349. С. 60–68.
9. Дворкин Е.Н., Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Причины сезонной и многолетней изменчивости уровня Чукотского моря // Тр. ААНИИ. 1978. Т. 349. С. 69–75.
10. Дворкин Е.Н., Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Сезонная и многолетняя изменчивость уровня Карского моря // Тр. ААНИИ. 1979. Т. 361. С. 63–71.
11. Дворкин Е.Н., Захаров Ю.В., Мустафин Н.В. Сезонные и многолетние колебания уровня арктических морей // Проблемы Арктики и Антарктики. 1985. Вып. 60. С. 10–17.
12. Дженкинс Г., Ваттс Д. Спектральный анализ и его приложения. М.: Мир. 1971. Вып. 1. 316 с.; 1972. Вып. 2. 287 с.
13. Классификация и кластер / Под ред. Дж.В.Райзин. М.: Мир, 1980. 389 с.
14. Прошутинский А.Ю. Колебания уровня Северного Ледовитого океана. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 216 с.
15. Советская Арктика (Моря и острова Северного Ледовитого океана). М.: Наука, 1970. 526 с.
16. Pavlov V.K. Seasonal and long-term sea level variability in the marginal seas of the Arctic Ocean // Polar Research. Vol. 20. № 2. P. 153–160.
17. Pavlov V.K., Pavlov P.V. Features of seasonal and interannual variability of the level regime and water circulation in the Laptev Sea. // H.Kassens et al. (eds.): Land-ocean systems in the Siberian Arctic: dynamics and history. Berlin, Springer, 1999. P. 3–16.
18. Pavlov V.K. Seasonal and Long-Term Sea Level Variability in the Arctic Ocean // Arctic Climate Feedback Mechanisms. Proceeding of a workshop at the Norwegian Polar Institute, Tromsø, Norway, 17–19 November 2003. P. 37–40.
19. Peltier W.R. Global glacio isostasy and the surface of the ice-age Earth: The ICE-5G (VM-2) model and GRACE // Annual Review Earth and Planetary Sciences. 2004. Vol. 32. P. 111–149.
20. Proshutinsky A., Ashik I.M., Dvorkin E.N., Hakkinen S., Krishfield R., Peltier W.R. Secular sea level change in the Russian sector of the Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research. 2004. Vol. 109. C03042. doi:10.1029/2003JC002007.

I.M.ASHIK, V.K.PAVLOV

SEASONAL AND LONG-TERM LEVEL OSCILLATIONS IN THE NORDIC SEAS

The results of analysis of the long-term changes of annual mean sea level at 31 coastal stations located in the Greenland, Norwegian and Barents seas are presented. For the period of 3–5 decades the magnitudes of the linear trend were determined. The trend has a negative sign at 17 stations and positive sign at 14 stations. The distinctions in character of the long-term changes of annual mean sea level are mostly explained by the features of vertical movements of the earth's crust. The estimations of the basic statistical characteristics of records were obtained, and they were ranged along the coastal line. This paper also contains the estimations of the expected sea level changes in the Nordic seas for the first half of 21 centuries based on the various climatic scenarios.

Key words: sea level, Arctic Ocean, variability, trend, climate

ЛИНЕЙНЫЕ И НЕЛИНЕЙНЫЕ ПРИЛИВНЫЕ ЯВЛЕНИЯ В МОРЯХ ЕВРОПЕЙСКОЙ АРКТИКИ

н.с. Р.И.МАЙ

Санкт-Петербургское отделение Государственного океанографического института (СПО ГОИН), г. Санкт-Петербург, rimay@mail.ru

В статье на основе инструментальных наблюдений и результатов моделирования описываются линейные и нелинейные приливные явления в морях Европейской Арктики. Оцениваются остаточный приливной уровень, амплитуды и фазы нелинейных долгопериодных гармоник и вклад нелинейно-волновой модуляции в формирование изменчивости гармонических постоянных основных волн прилива.

Ключевые слова: приливы, нелинейные явления, Норвежское море, Баренцево море, Белое море

Характеристики основных волн прилива морей Европейской Арктики изучались ранее как с помощью численного моделирования [1, 4, 10, 12, 13, 17], так и обработкой натурных данных [2, 9]. Серия работ Прошутинского [10, 13] по определению приливных явлений в Северном Ледовитом океане основана на реализации численной гидродинамической модели с пространственным шагом 20 км. Пионерская для своего времени, работа содержит ряд неточностей и не раскрывает механизм генерации нелинейных явлений. Грубая сетка модели [10] неточно воспроизводит характеристики основных и нелинейных гармоник. Следует особо выделить работу [16]: авторы создали баротропную приливную модель Арктики с пространственным шагом 5 км, которая ассимилирует альтиметрическую спутниковую информацию и данные береговых измерений уровня. В работе [16] рассчитываются приливной уровень и приливные течения восьми основных волн прилива. Слабым местом этой работы представляется ассимиляция непроверенных гармонических постоянных: нет оценки качества вычисления гармонических постоянных устаревшими методами, и не учитывается влияние сезонной изменчивости констант прилива. Тем не менее последняя работа, как нам представляется, наиболее удачно описывает основные приливные волны в морях Европейской Арктики. Оценивание остаточных приливных течений по инструментальным данным затруднено из-за невозможности выделить остаточные составляющие из фоновых явлений (ветровые, термогалинные течения). Поэтому численное моделирование приливных явлений может быть наиболее успешным методом определения остаточных приливных явлений. Проводимые ранее эксперименты на численных моделях раскрыли некоторые особенности остаточных приливных явлений морей Европейской Арктики [1, 10, 17] и в частности Белого моря [6]. Однако во многих работах на открытой границе задавалась только одна полусуточная волна и не рассматривалось влияние астрономических условий, неравенств приливов, амплитудной модуляции и мелководных гармоник.

В целом следует отметить, что приливные явления, а особенно нелинейные приливные явления, до сих пор изучены недостаточно.

Большие амплитуды прилива в некоторых районах морей Европейской Арктики вызывают периодическое затопление и высыхание больших по площади литоральных зон. Наблюдаемая в природе осушка мелководных районов в практике моделирования не учитывается напрямую из-за появления в численном решении отрицательных значений суммы $H + \xi$, где H — глубина моря, а ξ — отклонение свободной поверхности моря. Встроенная нами в модель процедура осушки берега показала надежную работу: приливная осушка Белого моря по результатам нашего моделирования совпадает с данными навигационных карт. Применение подобного механизма изменения береговой линии позволило нам не ограничивать пространственные границы модели изобатой 5 м, что существенно исказило бы морфометрические характеристики таких мелководных районов, как, например, Онежский залив, а следовательно, и изменило бы характеристики линейных и нелинейных приливных явлений. Таким образом, учет приливной осушки важен для точного моделирования линейных и нелинейных волн прилива.

Верификация модели производилась с использованием результатов гармонического анализа длительных рядов наблюдений за течениями на буйковых станциях (таблицы 1, 2 и 3) и данных прибрежных уровенных постов.

Таблица 1

Сравнение максимальной скорости приливных течений, измеренных на станциях BIF, и модельных данных

Условное название станций	Данные		Модель		Разность амплитуд $\Delta V_{\max}$ %	Разность фаз $\Delta P_{\max}$ °
	$M_2 \cdot V_{\max}$ см/с	Фаза M_2	$M_2 \cdot V_{\max}$ см/с	Фаза M_2		
BIF1, BIF1-1	17,17	177	17,77	180	–3,49	–3
BIF2, BIF2-2	15,17	165	14,90	8	1,78	–23
BIF3, BIF3-2	11,83	31	12,01	24	–1,52	7
BIF4, BIF4-2	10,32	37	11,16	34	–8,14	3
BIF5, BIF5-2	11,03	39	11,47	47	–3,99	–8

Примечание: $\Delta V_{\max}$ — расхождение (%) максимальной скорости течения по натурным и модельным данным; $\Delta P_{\max}$ — разность фаз максимальной скорости течения по натурным и модельным данным.

Таблица 2

Сравнение максимальной скорости приливных течений, измеренных на станциях ZT, и модельных данных

Условное название станций	Данные		Модель		Отклонение амплитуд $\Delta V_{\max}$ %	Разность фаз $\Delta P_{\max}$ °
	$M_2 \cdot V_{\max}$ см/с	Фаза M_2	$M_2 \cdot V_{\max}$ см/с	Фаза M_2		
ZT01	13,22	75	14,77	71	–11,74	4
ZT02	13,7	68	13,6	67	0,9	1
ZT03	10,4	71	10,6	65	–1,7	6
ZT05	7,6	70	8,7	61	–13,9	9
ZT06	7,4	58	10,9	55	–47,6	3
ZT07	15,3	51	16,1	47	–5,4	4
ZT08	21,9	52	24,2	43	–10,5	9
ZT10	38,6	54	38,3	45	0,7	9
ZT11	14,0	50	14,2	50	–1,4	0
ZT12	9,0	48	11,1	48	–22,8	0
ZT13	15,2	44	16,8	39	–10,5	5

Примечание: $\Delta V_{\max}$ — расхождение (%) максимальной скорости течения по натурным и модельным данным; $\Delta P_{\max}$ — разность фаз максимальной скорости течения по натурным и модельным данным.

Сравнение максимальной скорости приливных течений,
измеренных на станциях МО, и модельных данных

Станция, модель	$M_2 \cdot V_{\text{пик}}$ см/с	$S_2 \cdot V_{\text{пик}}$ см/с	$K_1 \cdot V_{\text{пик}}$ см/с	$O_1 \cdot V_{\text{пик}}$ см/с
МО1	1,92	0,67	1,98	1,28
Модель	2,29	0,81	1,79	0,91
МО2	1,73	0,63	1,27	0,59
Модель	1,36	0,53	1,18	0,72
МО3	1,69	0,54	1,06	0,53
Модель	1,81	0,72	1,22	0,65
МО4	3,89	1,18	1,81	0,93
Модель	3,47	1,41	1,80	0,69
$\Delta V_{\text{пик}}, \%$	14,61	22,39	8,08	24,84

Примечание: $\Delta V_{\text{пик}}$ — среднее для станций МО расхождение (%) максимальной скорости течения по натурным и модельным данным

Сравнение результатов моделирования и инструментальных данных показало хорошее качество моделирования, как приливного уровня, так и приливных течений.

На основе результатов моделирования с использованием комплекса программных продуктов анализа полей приливных характеристик были построены котидальные карты основных волн прилива, представленные на рис. 2 а. Максимальная амплитуда волны M_2 наблюдается в вершине Мезенского залива, этот регион (Воронка Белого моря и Мезенский залив) является как бы местом концентрации приливной энергии всей акватории Европейской Арктики, которая переносится сюда волнами Кельвина вдоль норвежского и мурманского побережья. Увеличенные амплитуды волны M_2 по сравнению с остальной частью морей Европейской Арктики отмечаются в прибрежных районах Гренландии, Исландии, Шпицбергена, норвежского и российского побережья Арктики, что также объясняется распространением приливной волны в виде волны Кельвина.

Наименьшие высоты главной лунной полусуточной волны расположены в амфидромических точках. Амфидромическая точка в Датском проливе между Исландией и Гренландией выражена ярко, несмотря на близость открытой границы; в центральных частях Баренцева (восточнее острова Медвежий) и Карского морей по результатам моделирования получены крупные амфидромические системы. Сравнительно небольшие амфидромии и узловые зоны отмечаются в Белом (возле Летнего и Онежского берегов), Баренцевом (около Чешской губы, юго-западной части Новой Земли, в районе Земли Франца-Иосифа) и Карском морях (в Байдацкой губе у берега полуострова Ямал).

Большие полуоси эллипсов приливных течений волны M_2 максимальны в Воронке Белого моря и в районе шпицбергенской банки у островов Медвежий и Надежда, причем если в Воронке течения имеют реверсивный характер, то южнее Шпицбергена эллипсы течения близки к окружности и вращаются по часовой стрелке. Выделяется резкое увеличение скорости течений западнее меридианов 16–18° в.д., что обуславливается наличием там шельфа Баренцева моря. Эллипсы течений в проливе между Шпицбергом и Землей Франца-Иосифа также имеют большие значения максимальной скорости, и это также объясняется наличием шельфа в этом районе.

Пространственное распределение критерия Дуванина для морей Европейской Арктики показало, что на всей акватории доминируют полусуточные приливы. Неправильные полусуточные приливы отмечаются возле архипелага Земля Франца Иосифа, юго-восточной части Баренцева моря, юго-западной части Карского моря и в локальных зонах амфидромических точек, где характер прилива может быть суточным. Характерно, что в Белом море прилив правильный полусуточный, несмотря на

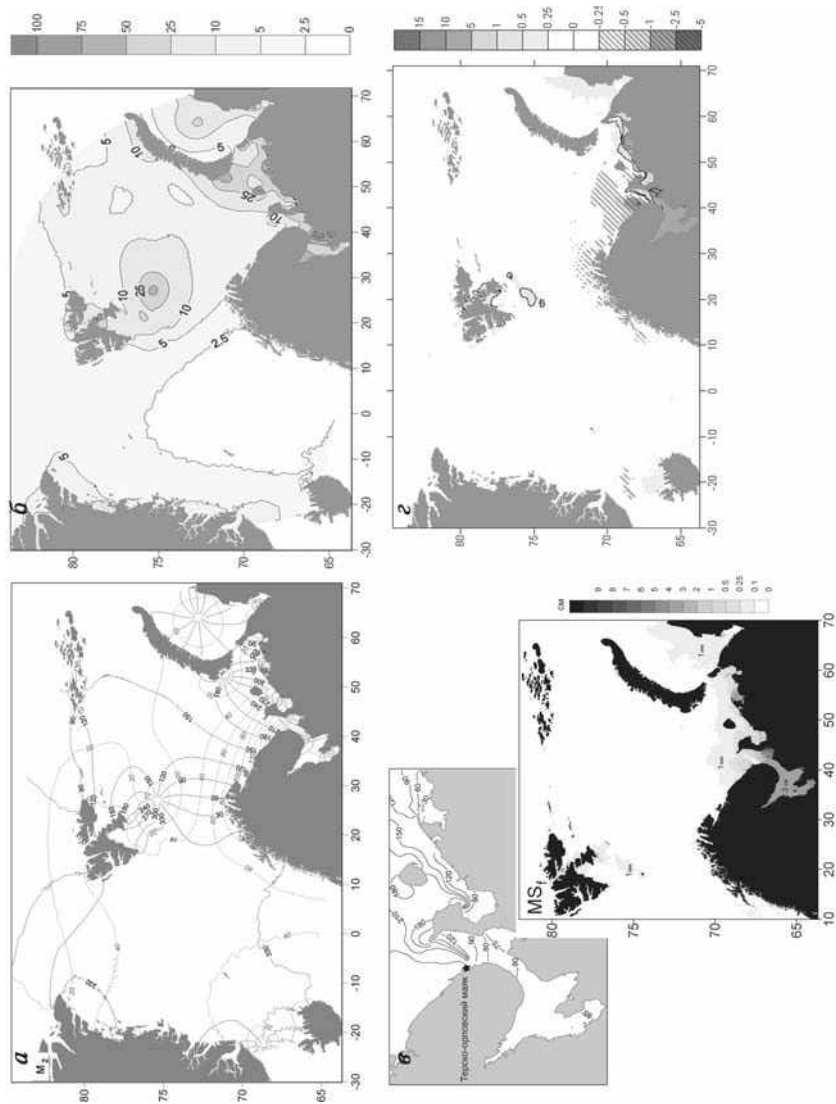


Рис. 2. Характеристики линейных и нелинейных приливных явлений в морях Европейской Арктики:

a — котидальная карта волны M_2 (амплитуда в сантиметрах, фаза в градусах); *б* — процентное отношение амплитуд нелинейных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива; *в* — котидальная карта нелинейной долгопериодной гармоники MS_1 для района Белого моря (амплитуда в сантиметрах, фаза в градусах); *г* — остаточный приливной уровень морей Европейской Арктики (см)

наличие амфидромии волны M_2 в Горле. Критерий Дуванина для максимальных приливных течений имеет более сложную пространственную структуру. Правильные полусуточные течения отмечаются в Баренцевом море, за исключением прибрежной части северного острова Новой Земли, где характер приливного течения доходит до неправильного суточного. Неправильный полусуточный характер отмечается в проливе Карские Ворота и северной части Байдарацкой губы. Отмечаются локальные зоны, где критерий Дуванина достигает значения 4, — это западное и северное побережье архипелага Шпицберген, район Лофотенских островов.

В результате нелинейного взаимодействия восьми основных волн прилива следует ожидать появления обертонов, остаточных эффектов, долгопериодных и короткопериодных гармоник. Как видно из рис. 3, суммарная амплитуда нелинейных гармоник составляет более 10 % от амплитуд основных волн в Белом море, юго-восточной части Баренцева моря, южнее архипелага Шпицберген, в центральной части Баренцева и Карского морей. Большое влияние нелинейных волн приурочено к амфидромическим и узловым точкам полусуточных волн, так, в районе амфидромии Белого моря сумма амплитуд нелинейных гармоник даже превышает амплитуды основных волн.

Определяющим свойством, характерным для всех долгопериодных нелинейных гармоник, является то, что угол положения увеличивается в сторону Баренцева моря из Белого моря, притом в самом бассейне и Горле Белого моря фаза достаточно однородна, например, для нелинейной гармоники MS_1 фаза составляет $83-85^\circ$. Анализ амплитуд и изофаз долгопериодных гармоник показал, что возле Терско-Орловского маяка отмечается локальное уменьшение амплитуды и схождение котидалей (рис. 2 в): в этой точке расположена амфидромическая точка, образованная относительно большой волной, исходящей из Белого моря, и малой, распространяющейся вдоль Мурманского берега в Белое море.

Еще раз оговоримся, что долгопериодные гармоники, описываемые в статье, являются результатом нелинейного взаимодействия основных суточных и полусуточных гармоник, а не вызваны приливообразующей силой. Нелинейные долгопериодные приливные волны дополняют или искажают амплитуду «истинных» долгопериодных приливов.

В картине пространственной структуры остаточного приливного уровня, представленного на рис. 2 г, отслеживаются две обширные зоны положительного среднего уровня, совпадающие с районами со значимыми амплитудами нелинейных гармоник. Остаточный уровень превышает значение 5 мм в районе Белого моря, прибрежной зоны Печорского моря и вокруг Шпицбергена и шпицбергенской банки. Максимальное значение среднего уровня, обусловленного приливными явлениями, по данным моделирования, наблюдаются в вершине Онежского залива (более 5 см) и в вершине Мезенского залива, где остаточный уровень превышает 15 см. Для большей части Кандалакшского и Двинского заливов и в центральной части Белого моря средний уровень составляет около 4 см. Несколько меньшие значения среднего уровня отмечаются в Горле Белого моря: 2–3 см. Устойчивые отрицательные значения среднего уровня (до –5 см) наблюдаются в северной части Воронки Белого моря, между мысами Канин Нос и Святой Нос.

Как показали исследования [3, 5], амплитуды и фазы основных волн прилива в некоторых частях Мирового океана фактически не являются постоянными [2]: в изменчивости характеристик прилива отмечается выраженный, чаще всего годовой ход. Это явление вначале связывали исключительно с воздействием ледяного покрова [3, 5], однако впоследствии обнаружилось, что нередко наблюдается сезонная изменчивость гармонических постоянных и в морях свободных от льда круглый год. Сейчас полагается, что значение констант прилива зависит от комплекса условий, формирующих изменчивость колебаний уровня, поля ветра, атмосферного давления, стока рек, ледовых условий [2]. Однако механизм изменчивости констант прилива до сих пор не изучен.

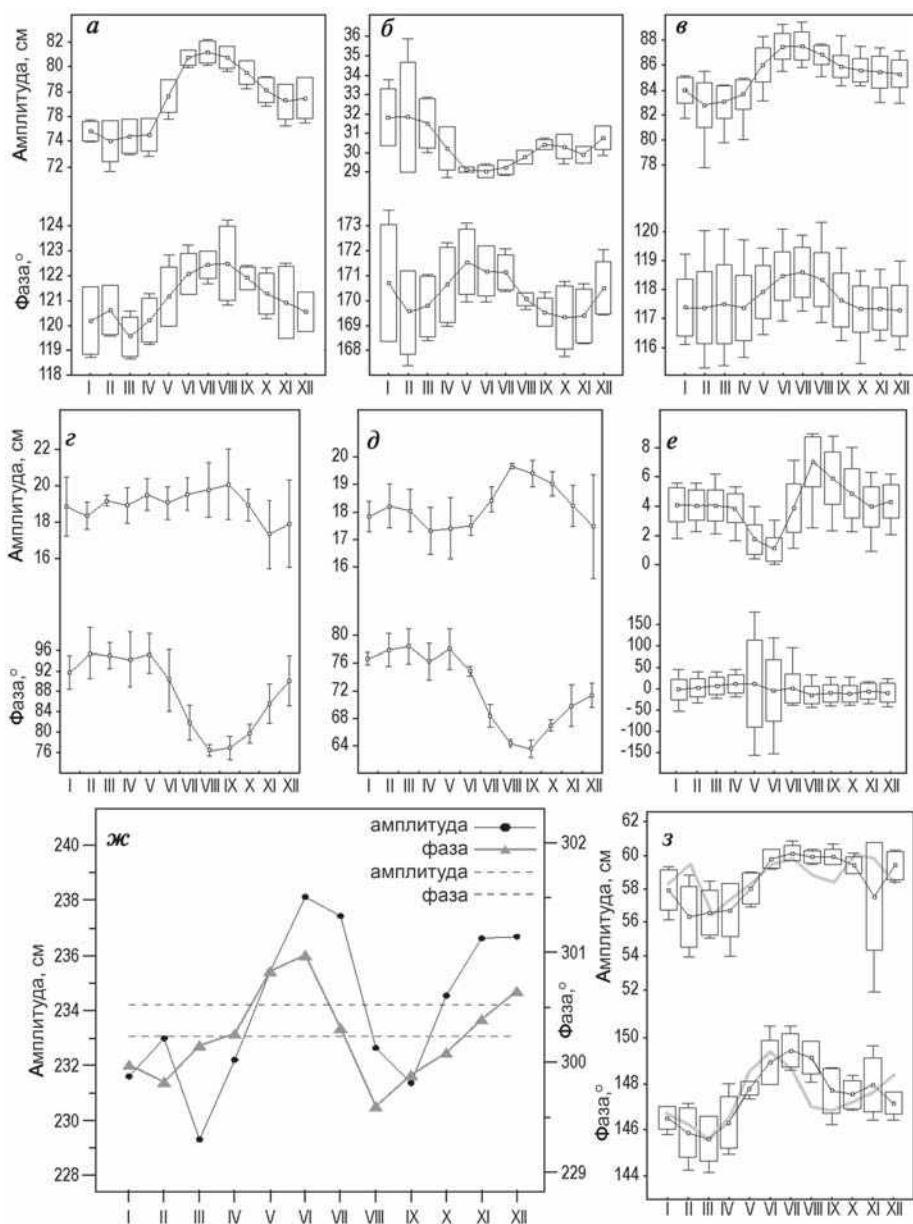


Рис. 3. Изменчивость амплитуды (верхний график) и фазы (нижний график) главной полусуточной волны M_2 в различных пунктах:

a – станция Кандалакша; *б* – станция Соловецкие острова; *в* – станция Умба; *г* – станция Югорский Шар; *д* – станция Болванский Нос; *е* – станция Печора; *ж* – эффект «изменчивости» гармонических постоянных в модельных данных, обусловленный модуляцией нелинейными гармониками (сплошной линией показаны оценки амплитуд (черная линия) и фаз (серая линия) по месячным реализациям, пунктирной линией – по реализации один год); *з* – сопоставление изменчивости гармонических постоянных по данным измерений на станции Кемь («ящики с усами») с результатами моделирования в точке, соответствующей станции Кемь (нижняя сплошная линия)

Для учета сезонной изменчивости приливов Г.Н.Войновым [2] была предложена аппроксимация сезонного хода амплитуд и фаз с помощью новых мелководных гармоник. Это позволило использовать для их выделения приемы гармонического анализа приливов и дало основание для правомочности и необходимости анализа длительных серий наблюдений. Устойчивость среднемесячных значений гармонических постоянных приливов и их индивидуальное поведение в конкретном пункте моря обусловлены особенностями сочетаний астрономических аргументов и фаз основной волны, модулирующих ее группы второстепенных волн [2]. Этим же объясняется индивидуальная форма кривых сезонного хода гармонических постоянных основных волн и причина несовпадения экстремумов в ходе амплитуды и фазы среднемесячных значений гармонических постоянных [2].

Для описания изменчивости констант прилива в данной работе были обработаны длительные измерения уровня в морях Европейской Арктики на станциях: Кемь (длительность ежедневных измерений 5 лет), Умба (длительность ежедневных измерений 17 лет), Кандалакша (длительность ежедневных измерений 3 года), Соловецкие острова (длительность ежедневных измерений 4 года), Болванский Нос (длительность ежедневных измерений 4 года), Югорский Шар (длительность ежедневных измерений 3 года), Печора (длительность ежедневных измерений 18 лет).

Анализ многолетних рядов проводился следующим образом: методом наименьших квадратов анализировались данные, длина которых соответствует одному месяцу, и по найденным гармоническим постоянным определялись оценки математического ожидания и дисперсии для двенадцати месяцев.

Как видно из рис. 3, на всех станциях отчетливо прослеживаются изменения угла положения и амплитуды полусуточной волны M_2 в различные месяцы. Причем на различных станциях отмечается индивидуальное распределение по сезонам величин амплитуд и фаз, часто не совпадающее с «классическим» распределением, — уменьшение амплитуды и увеличение фазы в зимний период [3, 5].

В годовом изменении амплитуды волны M_2 на станции Болванский Нос отмечается два максимума в феврале и в августе, причем второй максимум доминирует: колебание математического ожидания амплитуды волны M_2 составляет на станции Болванский Нос около 2,5 см, т.е. около 15 % от средней амплитуды. В изменении угла положения главной лунной полусуточной гармоники наблюдается уменьшение фазы в сентябре, кроме того, в годовом ходе можно также выделить незначительное уменьшение фазы в марте: максимальный размах изменчивости фазы на станции Болванский Нос составляет около 7°.

Схожая картина в изменении фазы отмечается на станции Югорский Шар — уменьшение угла положения в августе—сентябре на 10° по сравнению со значениями фазы в феврале—мае. Обе эти станции расположены на острове Вайгач, разделяющем Карское и Баренцево море; станция Болванский Нос установлена на одноименном мысе северной оконечности острова Вайгач в проливе Карские Ворота, а станция Югорский Шар в узком проливе, разделяющем остров и материк. В изменении амплитуды на станции Югорский Шар трудно выделить четкие закономерности.

Годовой ход амплитуды по данным измерений на станции Печорская Устьевая имеет один минимум в июне, а максимум в августе. Максимальный разброс составляет около 7 см, т.е. более 150 % при незначительной средней амплитуде волны M_2 . Безусловно, результаты анализа на этой станции сильно зашумлены стоком реки Печора.

На станции Кандалакша максимальные среднемесячные многолетние вариации амплитуды волны M_2 составляли 7 см, а наибольший разброс в годовом ходе амплитуды — более 10 см, т.е. примерно 10 % от средней амплитуды волны M_2 в этой точке. В годовом ходе наблюдается выраженный максимум в летние месяцы (июнь, июль, август) и слабовыраженный максимум в декабре. В изменении фазы

также отмечается максимум фазы в летние месяцы и второй максимум, более слабый, в феврале. Расхождение фаз волны M_2 составляет около 5° , а среднемесячное многолетнее — 3° . В нашем распоряжении было три годовых серии наблюдений за уровнем на станции Кандалакша, следовательно, возникает вопрос о достаточности трехлетнего ряда для корректного описания явления «изменчивости констант прилива». Станция Умба расположена рядом со станцией Кандалакша, но имеет более длительные ряды наблюдений — 17 лет. Максимальная амплитуда на станции Умба отмечается в летние месяцы (июнь, июль), а минимальная амплитуда в феврале—марте, следовательно, годовой ход амплитуды не является гармонической функцией. Максимальное расхождение в амплитуде волны M_2 составляет около 12 см, что примерно соответствует 18 % от средней амплитуды. Максимальное расхождение среднемесячной многолетней амплитуды на станции Умба составляет 5 см. В изменении фазы, так же как и для станции Кандалакша, наблюдается максимум в летние месяцы. Максимальная величина расхождения фазы волны M_2 составляет 5° , среднемесячное многолетнее расхождение — чуть более 1° . На станции Соловецкие острова годовой ход амплитуды противоположен ходу на станциях Кандалакша и Умба: минимальные амплитуды отмечаются в летние месяцы (май, июнь, июль) и максимальные амплитуды в январе—феврале—марте, причем годовой ход имеет еще один максимум в сентябре. Разброс амплитуд волны M_2 составляет 7 см, или 23 % от средней амплитуды. Максимальная величина расхождения среднемесячной многолетней амплитуды — 3 см. В годовом ходе угла положения выражены два максимума — по одному летом и зимой. Максимальный разброс значения фазы волны M_2 на станции Соловецкие острова составляет более 6° , а среднемесячный — около 2° .

Станция Кемь также расположена недалеко от Соловецкого архипелага. На этой станции имеет место увеличение амплитуды волны M_2 в летние месяцы и также кратковременное увеличение в декабре—январе. Наибольшая разность между минимальным и максимальным значениями амплитуды составляет 7 см, что соответствует примерно 12 % от средней амплитуды; среднемесячное многолетнее изменение амплитуды на станции Кемь оценивается в 3–4 см. В годовом ходе угла положения также отмечаются два максимума — наибольший максимум в летние месяцы и незначительное увеличение в ноябре. Наибольший разброс в значении фазы — 7° , а межгодовые среднемесячные вариации фазы — 4° .

Обобщая полученные результаты, можно заключить, что разброс значений амплитуды, рассчитанной по ряду инструментальных наблюдений длиной один месяц, может превышать 10 % от амплитуды, вычисленной по годовым рядам; разброс значений угла положения также превышает 5° . Существует зависимость, по которой происходит изменение амплитуды и фазы, причем эта зависимость индивидуальна для различных пунктов, даже расположенных в одном районе. Как правило, на рассмотренных станциях отмечается два максимума в изменении фазы, при доминировании одного из максимумов. На большинстве беломорских станций максимум фазы отмечается в летние месяцы, в то время как на станциях Югорский Шар и Болванский Нос наибольшая фаза наблюдается в зимние месяцы.

Возможно, что причиной «изменчивости» констант прилива может служить модуляция основных волн прилива нелинейными гармониками, имеющими частоту, близкую к частоте основных волн. Например, очевидно, что волна M_2 может модулироваться нелинейными волнами OP_2 , $2MS_2$ (μ_2), $2MN_2$ (L_2) и др.

Для оценки модуляции основных волн прилива нелинейными гармониками были проведены сравнения амплитуд и фаз основных волн, рассчитанных по модельным рядам различной длины. На рис. 3 ж представлен годовой ход амплитуды и фазы главной лунной полусуточной волны M_2 в точке, соответствующей центру Мезенского залива. Отмечается наличие двух максимумов в годовом ходе

амплитуд и фаз. При этом следует помнить, что в эксперименте кроме восьми основных волн прилива ничего больше не задавалось (т.е. отсутствуют речной сток и атмосферное воздействие). Данная «полугодовая» периодичность обусловлена, скорее всего, модуляцией основной волны нелинейной волной OP_2 , которая может быть результатом нелинейного взаимодействия двух волн O_1 и P_1 или даже результатом трехволнового взаимодействия K_2 , M_2 и S_2 .

На рис. 3 з представлен годовой ход амплитуды и фазы волны M_2 , рассчитанный по данным анализа инструментальных рядов измерений уровня на станции Кемь, и данные годового хода, определенного по модельным данным. На графике вертикальный масштаб колебания амплитуд и фаз модельных данных изменен по сравнению с данными инструментальных наблюдений. Это пришлось сделать, для того чтобы можно было выявить общие закономерности годового хода гармонических постоянных, определенных по модельным и инструментальным данным. Как видно из рисунка, прослеживаются некоторые общие черты в изменчивости констант прилива модельных и инструментальных данных. Безусловно, в натурных данных присутствует результат воздействия атмосферы, речного стока, стерических колебаний и ледяного покрова, что и объясняет различие инструментальных и модельных данных. Тем не менее, сопоставляя размеры вертикальных колебаний, можно определить, что вклад чисто нелинейноволновой модуляции составляет на станции Кемь 37 % от общей изменчивости амплитуды и около 50 % от изменчивости фазы.

Описанная выше модуляция обуславливается внутренними, нелинейными эффектами и устраняется дополнительным учетом новых гармоник при проведении гармонического анализа. Данное явление следует приписывать не природным явлениям, а некорректности анализа изменчивости констант прилива по месячным наблюдениям. Безусловно, подобное утверждение относится только к взаимодействию исключительно приливных волн, но если же во взаимодействие будут вступать основные приливные волны и неприливные явления, например сезонный ход уровня моря или ледяной покров, то тогда действительно правомочно говорить об изменчивости гармонических постоянных.

Статья подготовлена при поддержке Российского Фонда фундаментальных исследований, грант РФФИ-04-05-64765.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андросов А.А., Вольцингер Н.Е., Либерман Ю.М. Двумерная приливная модель Баренцева моря // Океанология. 1997. Т. 37. № 1. С. 20–26.
2. Войнов Г.Н. Приливные явления в Карском море. СПб.: РГО, 1999. 117 с.
3. Дворкин Е.Н. Мандель С.З. О влиянии ледяного покрова на изменчивость констант приливов // Тр. ААНИИ. 1989. Т. 414. С. 215–244.
4. Зильберштейн О.И., Сафронов Г.Ф., Попов С.К. Исследования приливных движений в Баренцевом море на основе гидродинамического моделирования // Тр. ГОИН. 2000. Вып. 207. С. 81–102.
5. Коптева А.В. Влияние ледяного покрова на скорость распространения приливной волны // Доклады Юбилейной сессии Ученого совета Арктического института. Л.; М. 1945. С. 7.
6. Кравец А.Г. Модель крупномасштабной баротропной циркуляции в мелководном окраинном море // Метеорология и гидрология. 1987. № 11. С. 84–91.
7. Май Р.И. Влияние выбора геодезической основы сеточной области на результаты математического моделирования // Математическое моделирование и информационные технологии в исследованиях биоресурсов мирового океана. Владивосток: ТИНРО-Центр, 2004. С. 24–28.
8. Некрасов А.В. Энергия океанских приливов. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 288 с.
9. Некрасов А.В. Приливные волны в окраинных морях. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 247с.

10. Прошутинский А.Ю. Колебания уровня Северного Ледовитого океана. СПб.: Гидрометеиздат, 1993. 216 с.
11. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-dimensional coastal ocean models. Coastal and estuarine sciences: Vol. 4. / N.Heaps, ed., American Geophysical Union, Washington, D.C. 1987. P. 208.
12. Gjevik E. Nost, Straume T. Model simulations of the tides in the Barents Sea // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № C2. P. 3337–3350.
13. Kowalik Z., Proshutinsky A.Y. The Arctic Ocean Tides // The Polar Oceans and Their Role in Shaping the Global Environment. Geophysical Monograph. American Geophysical Union. 1994. Vol. 85. P. 137–158.
14. May R.I. Simulation of climate significant nonlinear tidal phenomena in the Euro Arctic seas // IEEE OCEANS'05 EUROPE Conference proceedings. Oceanography: Modeling & Data Processing Brest, France. June 20–23. 2005. 041127-01. P. 1–6.
15. Mellor G.L. A three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Users guide. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, Princeton, NJ 08544-0710. 2003. 53 p.
16. Padman L., Erofeeva S. A barotropic inverse tidal model for the Arctic Ocean // Geophys. Res. Lett. 2004. Vol. 31. № 2. L0230310.1029/2003GL019003.
17. Popov S.K., Safronov G.F., Zilberstein O.I., Tikhonova O.V., Verbitskaya O.A. Density and residual tidal circulation and related mean sea level of the Barents Sea // IOC Workshop Report № 171. Annex III. 1999. P. 106–131.

R.I.MAY

LINEAR AND NONLINEAR TIDAL PHENOMENA IN THE EURO-ARCTIC SEAS

On the base of instrumental observations and simulation results the linear and nonlinear tidal phenomena of Euro Arctic seas are described. Residual tidal level, amplitudes and phases of nonlinear long-period harmonics and contribution of nonlinear-wave-modulation to formation of variability of harmonious constants of the basic waves are estimated.

Keywords: tides, nonlinear phenomena, Norwegian Sea, Barents Sea, White Sea.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВАРИАЦИЙ СТРАТОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ ВО ВРЕМЯ СОЛНЕЧНЫХ ПРОТОННЫХ СОБЫТИЙ ЯНВАРЯ 2005 г. ПО ДАННЫМ GOMOS/ENVISAT

канд. физ.-мат. наук С.В.ВЕРЕТЕНЕНКО¹, д-р физ.-мат. наук Л.С.ИВЛЕВ²,
н.с. В.А.УЛЬЕВ³

¹ — Физико-технический институт им. А.Ф.Иоффе РАН, г. Санкт-Петербург, svetaveretenenko@mail.ru,

² — Санкт-Петербургский государственный университет, НИИ физики им. В.А.Фока, г. Санкт-Петербург, lev@aero.phys.spbu.ru,

³ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, vauliev@yandex.ru

Проведен анализ результатов наблюдений концентрации стратосферного аэрозоля в январе 2005 г. по данным инструмента GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars), установленного на спутнике ENVISAT. Обнаружено заметное увеличение аэрозольной концентрации в высоких широтах (72° с.ш.) после начала серии солнечных протонных событий 15–17 января, сопровождавшихся возрастанием потока частиц в диапазоне 165–500 МэВ, и 20 января Ground Level Enhancement (GLE). Наблюдаемые вариации содержания аэрозоля сопоставлены с изменениями скорости ионизации в нижней стратосфере. Показано, что увеличение аэрозольной концентрации может быть обусловлено влиянием изменений скорости стратосферной ионизации на формирование и рост аэрозольных частиц.

Ключевые слова: стратосферный аэрозоль, протоны солнечных космических лучей, скорость ионизации

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в качестве одного из возможных механизмов влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы, погоду и климат рассматриваются изменения радиационно-теплого баланса атмосферы вследствие изменений прозрачности атмосферы в видимом и инфракрасном диапазоне (напр., [1]). Предполагается, что причиной изменений прозрачности могут быть вариации состояния облачности и/или аэрозольных характеристик (концентрации и размеров аэрозольных частиц) вследствие изменений скорости ионизации в стратосфере/верхней тропосфере, обусловленных вариациями потока солнечных и галактических космических лучей с энергиями ~0,1 — несколько ГэВ.

Влияние различных гелио-геофизических факторов на образование аэрозолей исследовалось в работах [1, 2, 5] с использованием данных лидарных наблюдений. В настоящей работе приводятся результаты наблюдений аэрозольной концентрации (АК) во время мощных солнечных протонных событий (СПС) 15, 16 и 17 января 2005 г., сопровождавшихся возрастанием потока частиц в диапазоне 165–500 МэВ, а также 20 января (GLE) по данным инструмента GOMOS.

АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) представляет собой спектрометр, установленный на борту спутника Европейского космического агентства ENVISAT, запущенного в марте 2002 г. Принцип работы GOMOS —

измерения спектра звездного излучения при заходе звезды в ультрафиолетовом, видимом и ближнем инфракрасном диапазонах длин волн. GOMOS позволяет восстанавливать вертикальные профили концентраций озона и других малых составляющих атмосферы, а также аэрозольной экстинкции. Измерения охватывают диапазон высот от ~5–10 км до 100 км, вертикальное разрешение составляет ~2 км [4]. Для анализа использовались наблюдения самой яркой звезды, Сириуса, так как они имеют наилучшую точность.

Данные наблюдений обнаружили заметное увеличение АК в нижней стратосфере/верхней тропосфере на широте 72° с.ш. во второй половине января 2005 г., наиболее четко выраженное на высотах 10–12 км и сопровождавшееся понижением температуры выше области формирования аэрозольного слоя (рис. 1). Для устранения возможного вклада циркумполярного вихря, из анализа исключались

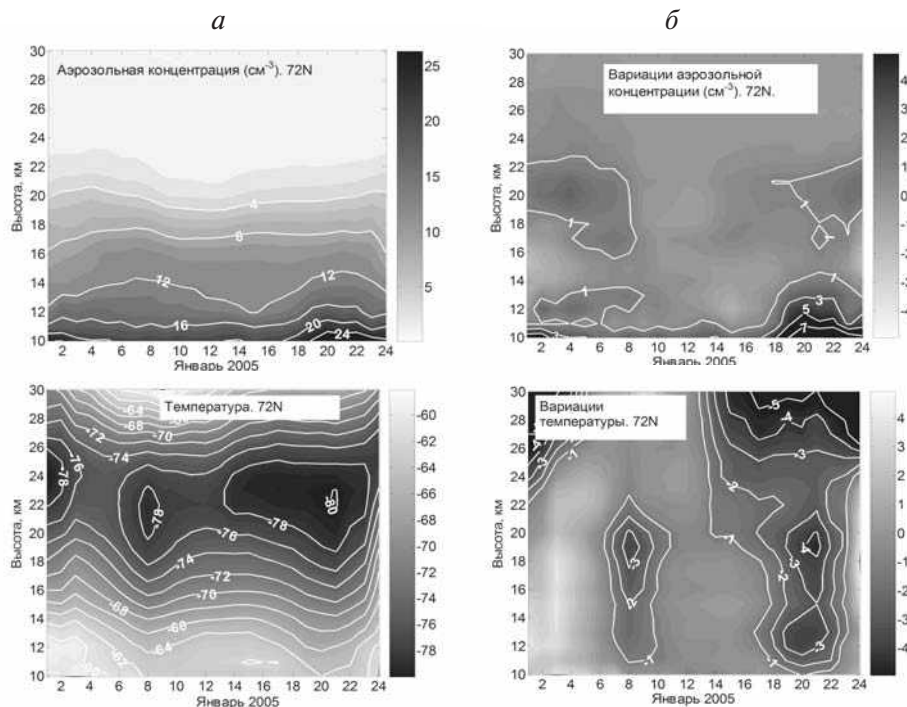


Рис. 1. Временной ход аэрозольной концентрации (см⁻³) и температуры (°C) (а) и их вариаций (отклонений от медианных значений на интервале 10–14.01.2005) (б) в январе 2005 г. Широта 72° с.ш., области долгот 180° з.д. – 100° з.д. и 20° з.д. – 100° в.д.

области повышения циклонической завихренности над северной частью Канады и Восточной Сибирью.

Как показывают данные на рис. 1 и 2, изменение АК во время событий 15–17 января наблюдалось в диапазоне высот 10–22 км и имело 2 максимума: на 10 км (отклонения от медианных значений ~4–7 см⁻³) и на 16–20 км (~1–2 см⁻³). Последний совпадает с областью высот, которую могут достигать частицы с энергиями 165–500 МэВ, и аэрозольным слоем Юнге, состоящим из микрокапелек серной кислоты. Следует отметить, что наиболее заметное возрастание АК на более низких высотах (10–12 км) наблюдалось после 17 января. После 20.01 (GLE) аэрозольная концентрация возрастала на 18–22 км (до 2 см⁻³) и на 10–12 км (до 10 см⁻³).

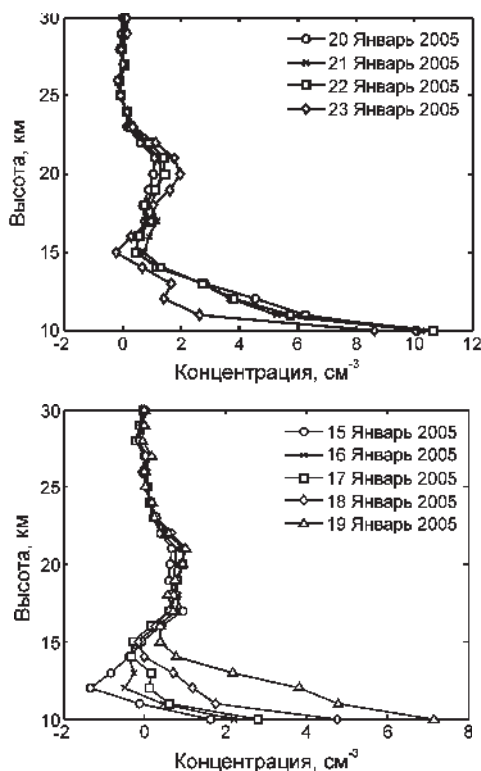


Рис. 2. Вертикальные профили вариаций аэрозольной концентрации после начала протонных событий. Широта 72° с.ш., области долгот 180° з.д. — 100° з.д. и 20° з.д. — 100° в.д.

Сопоставим наблюдаемые изменения аэрозольной концентрации с изменениями скорости ионизации в высокоширотной атмосфере. Скорость ионообразования рассчитывалась численным методом. В основу алгоритма расчета положена формула скорости потери энергии заряженной частицей (протоном) при проникновении в атмосферу на высотах 10–90 км. Приняты следующие допущения: 1) магнитные силовые линии вертикальны; 2) поверхность ионосферы плоская; 3) отсутствует поток альбеда. Такие допущения оправданы для расчетов скорости ионообразования в высоких широтах. Результаты расчетов дополнительной ионизации в связи с исследуемыми СПС приведены на рис. 3.

Расчеты показали, что в ходе СПС 15 и 16 января скорость дополнительной ионизации на высотах 15 и 20 км была незначительна и составляла $\sim 0,2$ – $0,4$ и $\sim 1,3$ – $2,5$ $\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$ соответственно. Существенное повышение скорости дополнительной ионизации произошло в связи с СПС 17 января: до ~ 8 $\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$ на 15 км и ~ 90 $\text{см}^{-3}\text{с}^{-1}$ на 20 км (рис. 4). После GLE 20 января скорость ионизации на данных высотах возросла на 3 порядка.

Сопоставление данных на рис. 1–3 показывает, что увеличение аэрозоля на высотах ~ 20 км началось после 15.01 и заметно усилилось после 20.01. На более низких высотах (10–14 км) резкое увеличение АК наблюдается после события 17.01, более мощного по сравнению с предыдущими событиями 15.01 и 16.01. Таким образом, вышеприведенные данные позволяют предположить, что наблюда-

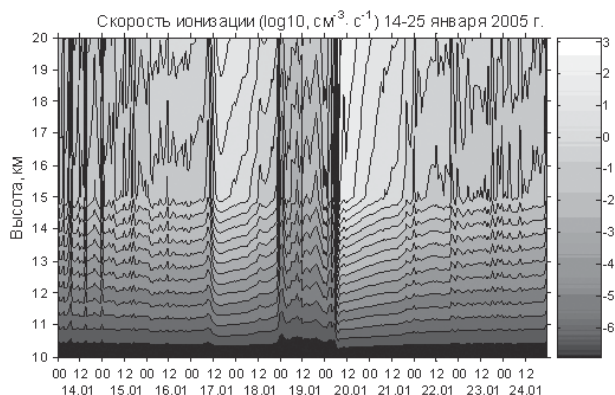


Рис. 3. Временной ход скорости дополнительной ионизации в январе 2005 г. для высокоширотной атмосферы (широта 72° с.ш., долгота 0° в.д.)

емые изменения аэрозольной концентрации в значительной степени могут быть обусловлены изменениями скорости ионизации в стратосфере в связи с исследуемыми протонными событиями. Это согласуется с данными [2, 5], свидетельствующими об увеличении содержания стратосферного аэрозоля после мощных СПС. Возможной причиной усиления АК на 20 км может быть также формирование полярных стратосферных облаков, поскольку в этот период наблюдалось понижение температуры до -78°C .

Увеличение аэрозольной концентрации в связи с увеличением скорости ионизации может быть обусловлено как «ion-mediated nucleation», так и электрическими механизмами [6]. В первом из них («ion-mediated nucleation») предполагается, что конденсация на заряженных молекулярных кластерах серной кислоты и воды приводит к образованию новых аэрозольных частиц, которые при определенных условиях могут достичь размеров облачных ядер конденсации (0,1–1 мкм). Данный механизм непосредственно зависит от скорости ионизации атмосферы потоками космических лучей. Усиление аэрозольного слоя в области высот 15–20 км, которую могут достигать частицы с энергиями 165–500 МэВ, по-видимому, может быть обусловлено указанным механизмом. Электрические механизмы («electrofreezing», «electroscavenging») предполагают влияние вариаций космических лучей, а также

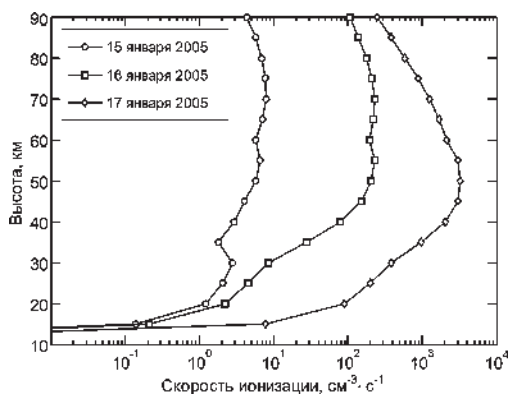


Рис. 4. Профили скорости дополнительной ионизации в высокоширотной области (широта 72° с.ш., долгота 0° в.д.) для событий 15, 16 и 17 января 2005 г. в максимумах потока частиц

локального ионосферного потенциала на величину атмосферного тока, создающего начальную электризацию облака, которая в свою очередь влияет на величину электростатического заряда аэрозольных частиц и водяных капелек. Наличие электрических зарядов способствует более эффективному собиранию аэрозольных частиц падающими облачными каплями («electroscavenging»). Результатом данного процесса может быть увеличение скорости образования ледяных частиц в облаках, состоящих из переохлажденной воды [6]. Электрический механизм может способствовать формированию аэрозолей на более низких высотах, где изменения скорости ионизации невелики.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты данного исследования обнаружили увеличение аэрозольной концентрации в стратосфере на высотах 10–12 и 15–20 км во время солнечных протонных событий января 2005 г. Предположено, что возможной причиной наблюдаемых эффектов является увеличение скорости ионизации в связи с исследуемыми событиями.

Авторы благодарят В.Ф.Софиеву (Финский метеорологический институт) и the GOMOS team (Финский метеорологический институт, Service d'Aeronomie, France, IASB, Belgium, ACRI-ST, France, ESA/ESRIN, Italy, ESA/ESTEC, Netherlands) за предоставленные данные. Работа поддержана программой Президиума РАН № 16 «Изменения окружающей среды и климата: природные катастрофы».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Маричев В.Н. и др. Влияние геомагнитных возмущений на образование аэрозольных слоев в стратосфере // Геомагнетизм и аэрномия. 2004. Т. 44. С. 841–848.
2. Миронова И.А., Пудовкин М.И. Увеличение содержания аэрозоля в нижней атмосфере после протонных вспышек на Солнце в январе и августе 2002 г. по данным лидарных наблюдений в Европе // Геомагнетизм и аэрномия. 2005. Т. 45. С. 234–240.
3. Пудовкин М.И., Распопов О.М. Механизм воздействия солнечной активности на состояние атмосферы и метеопараметры // Геомагнетизм и аэрномия. 1992. Т. 32. С. 1–22.
4. Kyrölä E. et al. GOMOS on Envisat: an overview // Adv. Space Res. 2004. V. 32. P. 1020–1028.
5. Shumilov O.I. et al. Enhancement of stratospheric aerosols after solar proton events // Ann. Geophysicae. 1996. Vol. 14. P. 1119–1123.
6. Tinsley B.A. and Yu.F. Atmospheric ionization and clouds as links between solar activity and climate // Solar variability and its effects on the Earth's atmosphere and climate system. Ed. by J. Pap et al. AGU Press. Washington, 2004. P. 321–339.

S.V.VERETENENKO, L.S.IVLEV, V.A.ULIEV

RESEARCH OF STRATOSPHERIC AEROSOL VARIATIONS DURING SOLAR PROTON EVENTS OF JANUARY 2005 ACCORDING TO THE DATA OF GOMOS/ENVISAT

The analysis of results of registration of stratospheric aerosol concentration in January, 2005 according to tool GOMOS (Global Ozone Monitoring by Occultation of Stars) established on Envisat satellite is carried out. The appreciable increase in aerosol concentration at high latitudes (72°N) after the beginning of series of solar proton events on January, 15–17th and on January, 20th, accompanied by increase of solar protons in an energy range of 165–500 MeV (on January, 20th it is registered GLE) is revealed. Model calculations of change of ionization rate in the bottom stratosphere under the influence of solar protons are spent. It is shown that the increase in aerosol concentration can be caused by influence of increase of stratospheric ionization rate on formation and growth of aerosol particles.

Keywords: stratospheric aerosol, protons of solar cosmic rays, ionization rate.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОМЕТРИИ ТОРОСИСТЫХ ОБРАЗОВАНИЙ СО СМЕЩЕННЫМИ ПАРУСОМ И КИЛЕМ

канд. физ.-мат. наук В.В.ХАРИТОНОВ, вед. программист А.Э.КЛЕЙН,
канд. геогр. наук Р.Б.ГУЗЕНКО

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoor@aari.nw.ru

Традиционно считается, что для гряд, образовавшихся при торошении ровного льда, характерна правильность геометрической формы паруса и килья, причем парус тороса несколько смещен относительно килья. Во время высадки дрейфующих станций «Северный полюс-34» и «Северный полюс-36» проводились исследования морфометрических характеристик ровного льда и торосов с помощью бурения. Были обнаружены два тороса, киль которых был полностью смещен относительно паруса. Приведены основные морфометрические характеристики этих торосов. Рассмотрен опыт использования подводного телеметрического комплекса для наблюдений за нижней поверхностью льда.

Ключевые слова: парус тороса, киль тороса, термобурение, подводный телеметрический комплекс

Традиционно считается, что для гряд, образовавшихся при торошении ровного льда, характерна правильность геометрической формы паруса и килья [2]. В практике расчетов ледовых нагрузок торосистых образований на опоры ледостойких платформ чаще всего используется модель тороса, в которой парус и киль имеют правильную треугольную форму [1]. Анализ информации о форме парусов и килей торосов показал их сложное строение. Очень часто одна гряда торосов переходит в другую, одному парусу нередко соответствуют два килья или, наоборот, одному килью — два паруса. Однако треугольную модель тороса можно использовать с учетом того, что в большинстве случаев парус тороса несколько смещен относительно килья. По данным авторов статьи, точка с максимальным парусом может быть смещена относительно точки с максимальным килем на расстояние до 15 м, в среднем на 4—4,5 м.

Во время высадки дрейфующих станций «Северный полюс-34» и «Северный полюс-36» проводились исследования морфометрических характеристик ровного льда и торосов, находившихся в районе высадки и на льдине-носителе станции. Эти исследования производились с помощью мотобура и установки для электротермобурения с записью скорости бурения на компьютер. Геометрия торосов и их внутреннее строение определяются в результате обработки записей термобурения. Эта процедура достаточно известна и описана во многих предыдущих статьях, например [4, 5] и др. Технология защищена Патентом России № 2153070, 2000 г. [3]. Скорость бурения зависит от подаваемой на термобур тепловой мощности и пористости льда. Определение расположения пустот, плотного и рыхлого льда на отрезках скважины производится по скорости погружения бура. Необходимым условием валидности этого определения является бурение скважин при постоянной тепловой мощности или учет ее изменения во время бурения. В рыхлом льду и пустотах движение термобура резко ускоряется. Дополнительно измеряется расстояние от поверхности снега (льда) до

уровня моря. При обработке данных бурения определяются величина надводной и подводной части ледяного покрова, границы консолидированного льда торосов, границы пустот, участки льда различной пористости.

Для наблюдений за нижней поверхностью льда использовался подводный телеметрический комплекс (ПТК). Основной и единственной задачей на момент разработки ПТК в 2004 г. являлась регистрация по вмороженной рейке нарастания толщины льда подо льдом без бурения скважин. Однако в процессе эксплуатации были получены информативные материалы, показывающие, что ПТК может эффективно использоваться для долговременных наблюдений за биотой подо льдом и определения геометрических размеров блоков льда, составляющих киль тороса. Для упрощения и облегчения работ по подводной съемке был собран и апробирован в полевых условиях мобильный пульт управления подводной телекамерой. Для его подключения и приведения в рабочее состояние требуется всего лишь подключение поста к электропитанию и коммутация нескольких проводов, идущих от ПТК. Проведенные ранее испытания показали, что пульт может эксплуатироваться в любых метеоусловиях. Развертывание комплекса на льду производится одним человеком и занимает не более 15 мин. Для погружения подводного блока (камера + прожектор) под лед нужна скважина диаметром не менее 250 мм и несколько контрольных скважин для погружения реперной мерной рейки.

В соответствии с программой работ ледоисследовательского отряда экспедиции «Арктика-2005» предполагалось исследовать ровный лед. Однако уже первые пробуренные скважины на судовой ледовой станции показали, что выбранное ледяное поле является обломком гряды торосов на двухлетнем льду со смещенным под ровную часть льдины килем. Высота паруса этого ледяного образования составляла по визуальной оценке от 1 до 1,5 м, глубина киля по данным механического бурения — 4,6 м. К сожалению, недостаток времени не позволил провести более детальное исследование этого ледяного образования.

В сентябре 2008 г. среди исследованных торосов один выделялся своими морфометрическими характеристиками. Он располагался на краю льдины и, единственный из всех рассматриваемых близлежащих торосов, имел парус, сложенный из отдельных блоков льда. Все остальные торосы были многолетними с сильно сглаженными парусами, полностью занесенными снегом. На торосе было пробурено 12 скважин с записью скорости бурения на компьютер и еще несколько дополнительных скважин мотором на окружающем торос ровном льду. Проводилось измерение габаритных размеров блоков, составляющих парус тороса, а также визуальные наблюдения за килем тороса с помощью ПТК. Телекамера на штангах от керноотборника «Kovacs» последовательно опускалась на глубину 2, 3 и 4 м. Общие затраты времени на развертывание комплекса, включая бурение скважин, составили один час.

Профиль тороса № 2, полученный в результате термобурения, представлен на рис. 1. Масштаб по оси X и по оси Y одинаков. В скважине 4 на дистанции 9,6 м зафиксирован провал длиной 2,5 м. Пунктирная линия обозначает вероятную границу киля тороса на этой дистанции. Как видно из рисунка, киль тороса существенно смещен относительно паруса. В точках бурения 4–6 зафиксирована максимальная осадка киля этого ледяного образования, составляющая 7,8–8,3 м. Причем за исключением провала в скважине 4 в этой части киля больше не отмечено пустот, коэффициент заполнения равен единице.

Это ледяное образование явилось результатом торошения ровного однолетнего льда, наслоившегося на многолетний торос и притопившего его таким образом, что парус вновь образовавшегося тороса оказался сложенным из блоков однолетнего льда, а киль практически полностью смороженным. Среднее значение толщины блоков льда, составляющих парус тороса, составляет 0,53 м, длины — 1,73 м, ширины — 1,10 м.

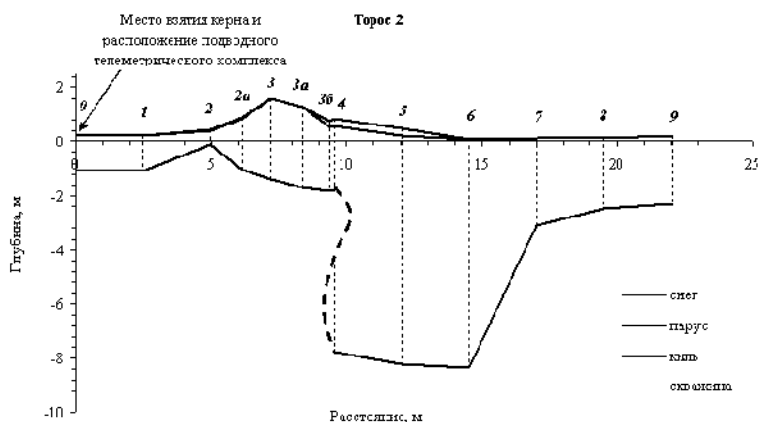


Рис. 1. Профиль бурения торося № 2.

Масштаб по оси X и по оси Y одинаков. Цифрами сверху обозначены номера скважин. В скважине 4 на дистанции 9,6 м зафиксирован провал длиной 2,5 м. Пунктирная линия обозначает вероятную границу килля торося на этой дистанции

Исходя из морфометрических параметров, можно предположить следующий генезис этого ледяного образования. Большой киль этого торося был частью многолетнего торося, располагающегося на краю льдины. Причем киль также был смещен относительно паруса торося. Вероятно, в результате динамики часть льдины, на которой преимущественно находился парус торося, была отколота и унесена течением или под действием ветра. Оставшаяся часть килля, подвергаемая архимедовой силе, но прочно смерзшаяся с окружающим ровным льдом (толщина которого к сентябрю 2008 г. достигла толщины 2,5–2,6 м), была зафиксирована и не смогла преодолеть его сопротивление, оставшись в подводном положении. Этому способствовало замерзшее вскоре разводе. Впоследствии образовавшийся в разводе лед выторосился на край оставшегося многолетнего торося, образовав парус и небольшой киль. Косвенным признаком этого может служить значение толщины льда на краю гребня торося в точке бурения 2, равное 0,54 м. К тому же большая часть блоков льда, составляющих парус торося, имеет толщину 0,45–0,53 м.

Основные морфометрические характеристики торося приведены в табл. 1.

Общий вид килля данного торосистого образования, полученный с помощью ПТК, представлен на рис. 2. Прозрачность воды была достаточно высока и не являлась препятствием для проведения подводной телесъемки. Освещенность подо льдом толщиной 1,5–2 м достаточна для проведения измерений на расстоянии до 10 м от камеры даже в ночное время. Жесткое крепление подводной телекамеры на штанге оказалось оправданным, т.к. обеспечило стабильность ее положения при съемке. В дальнейшем для работы ПТК в мобильном варианте во избежание потери информации при неожиданном прекращении электропитания необходимо

Таблица 1

Морфометрические характеристики исследованных торося

Параметр	Торос 1	Торос 2
Максимальная толщина льда, м	5,49	8,72
Максимальная высота паруса, м	1,5	1,60
Максимальная глубина килля, м	4,6	8,34
Соотношение «максимальный киль / максимальный парус»	3–4,5	5,2
Углы ската паруса, градусы	—	28,4–21,1

использовать специализированный портативный компьютер, в состав которого входит встроенный источник бесперебойного питания.

Проведенные исследования позволили получить новые данные о морфометрии ледяного покрова центральной части Арктического бассейна. В заключение можно сделать следующие выводы:

— особенности строения рассмотренных торосов состоят в том, что кили данных торосистых образований полностью смещены относительно парусов, причем торос № 2 можно предположительно классифицировать как торос с однолетним парусом и многолетним килем;



Рис. 2. Общий вид киля тороса № 2:

a — на снимке хорошо видна ниша в киле тороса. На переднем плане размеченный кабель с грузом на конце, опущенный в скважину для оценки размеров блоков льда в киле тороса; *б* — снимок отображает полностью смороженный киль тороса. Невозможно выделить ни одного блока льда, составляющего киль тороса. На переднем плане шнек мотобура после окончания бурения скважины

— значительное смещение паруса и киля определяется в первую очередь возрастом торосистого образования, т.к. высокая степень его консолидации предохраняет торос от разрушения при сжатии и торосообразовании на его краях;

— крайне важно с точки зрения получения дополнительной информации о киле торосистого образования использовать термобурирование в комплексе с ПТК. Альтернативой существующей системе подводной телевизионной съемки с помощью неподвижной камеры на штанге является подводный телеуправляемый аппарат (ПТА), позволяющий выполнять подводную съемку на совершенно ином качественном уровне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев Ю.Н., Афанасьев В.П., Литонов О.Е., Мансуров М.Н., Панов В.В., Трусков П.А. Ледотехнические аспекты освоения морских месторождений нефти и газа / Под ред. О.Е.Литонова и В.В.Панова. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 360 с.
2. Грищенко В.Д. Морфометрические характеристики гряд торосов на льдах Арктического бассейна // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 46–55.
3. Морев В.А., Морев А.В., Харитонов В.В. Способ определения структуры торосов и стамух, свойств льда и границы льда и грунта. Патент на изобретение № 2153070 от 20.07.2000. Бюллетень № 20.
4. Morev V.A., Kharitonov V.V. Definition of the Internal Structure of Large Ice Features by Thermal Drilling Methods. Proc. of the 16th Int. Conf. on Port and Ocean Engineering under Arctic Condition. POAC' 01. Aug. 12–17, 2001. Ottawa, Ontario, Canada. Vol. 3. P. 1465–1472.
5. Kharitonov V.V. Peculiarities of Fractional Composition of the Pechora Sea First-Year Ridges // Proc. of the 18th Int. Conference on Port and Ocean Engineering under Arctic Conditions (POAC). Potsdam, New York, 26–30 June 2005. Vol. 2. P. 907–916.

V.V.KHARITONOV, A.E.KLEYN, R.B.GUZENKO

PECULIARITIES OF MORPHOMETRIC CHARACTERISTICS OF ICE RIDGES WITH SAIL AND KEEL DISPLACED

It is traditionally considered that sails and keels of ice ridges formed from level ice have the regular geometrical shape. Usually, the sail of an ice ridge is somewhat displaced relative to the keel. During building the drifting stations «NP–34» and «NP–36», the morphometric characteristics of level ice and ice ridges were researched using the method of drilling. Two ice ridges with keels completely displaced relative to the sails have been found. The main morphometric characteristics of these ice ridges are presented. Experience of using the submersible telemetric complex for observing the lower ice surface is discussed.

Keywords: Ice ridge sail, ice ridge keel, thermal drilling, submersible telemetric complex.

ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ, ФИНСКОГО ЗАЛИВА И БЕЛОГО МОРЯ В СВЯЗИ С ГЛОБАЛЬНЫМ ПОТЕПЛЕНИЕМ

канд. геогр. наук А.А.ЛЕБЕДЕВ, д-р геогр. наук Е.У.МИРОНОВ,
канд. геогр. наук В.В.ДРАБКИН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoop@aari.nw.ru

Рассматриваются особенности климатической изменчивости ледовых условий Балтийского моря, Финского залива и сопредельного с ними Белого моря во второй половине XX и начале XXI вв.

Эмпирические распределения ледовых явлений имеют отчетливо выраженную левостороннюю асимметрию в сторону их отрицательных аномалий. Характерно, что в 2000–2008 гг. эта особенность проявилась наиболее резко.

Ключевые слова: климатическая изменчивость ледовых условий, Балтийское море, Белое море,

В известном отчете Международной комиссии по климатическим изменениям ООН отмечается, что в настоящее время так называемое глобальное потепление не вызывает сомнений. Наиболее показательными явились прошедшие зимы 2006/07 и 2007/08 гг. в России и его северо-западном регионе. Эти зимы оказались в числе самых теплых за всю историю инструментальных наблюдений за температурой воздуха.

Представляется интересным рассмотреть особенности ледовых условий Балтийского моря, Финского залива, Белого моря во второй половине XX и начале XXI вв. за период с 1950 по 2008 г. В комплексе рассматривались временные колебания ледовитости Балтийского моря и протяженности пути плавания судов во льдах по основной судоходной трассе Финского залива. При этом акцентировалось внимание на характере ледовых явлений начиная с середины 80-х гг. прошлого века.

Многолетние тенденции направленности межгодовых изменений ледовых условий исследовались путем построения и анализа интегральных характеристик ледовитости и протяженности пути плавания судов во льдах (рис. 1 а, б). Характерным для обеих таких кривых является их определенный «спад» в 1950-е гг. при климатическом потеплении в Арктике и сравнительный «рост» в 1960-е гг. при климатическом похолодании. Однако обращает внимание стремительный «спад» обеих кривых начиная со второй половины 1980-х гг., который продолжается вплоть до 2008 г. На вышеупомянутом фоне отмечаются сравнительно кратковременные или «торможение», или «рост» интегральных кривых в 1995/96 г. и 2002/03 г. (рис. 1 а, б).

Количественная оценка ледовитости и протяженности пути судов во льдах выполнялись путем типизации их аномалий по 5 градациям относительно среднего квадратического отклонения:

1 — отрицательная очень крупная аномалия или очень поздняя дата наступления ледового явления (ООКр или ОП $\leq 1,2\delta$);

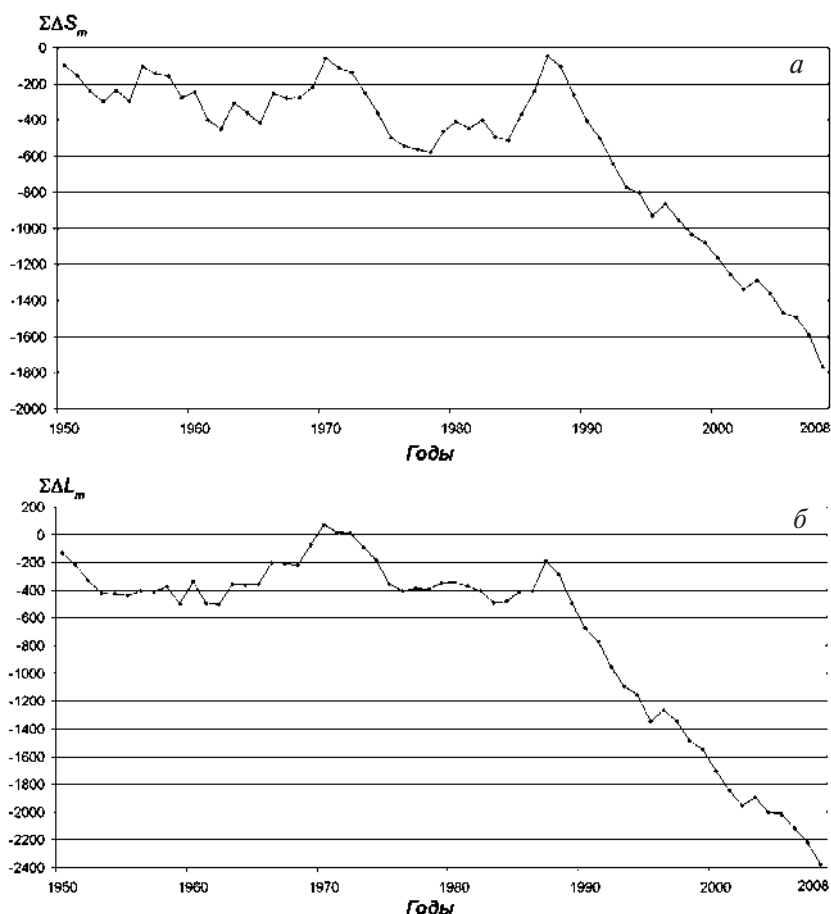


Рис. 1. Изменчивость аномалий ледовитости Балтийского моря (а) и протяженности пути судов во льдах по основной судоходной трассе Финского залива (б) в период с 1950 по 2008 г.

2 – отрицательная крупная аномалия или поздняя дата наступления ледового явления (ОКр или П от $-0,4\sigma$ до $-1,2\sigma$);

3 – около нормы (оН – $N \pm 0,4\sigma$);

4 – положительная крупная аномалия или ранняя дата наступления ледового явления (ПКр или Р от $0,4\sigma$ до $1,25\sigma$);

5 – положительная очень крупная аномалия или очень ранняя аномалия наступления ледового явления (ПОКр или ОР $\geq 1,2\sigma$).

Процедура предусматривает расчеты аномалий (Δ), нормированных аномалий $\left(\frac{\Delta}{\sigma}\right)$, расчет повторяемости исследуемых характеристик (%) по этим градациям, по выбранным десятилетиям.

Эмпирические распределения ледовитости и протяженности пути судов во льдах характеризовались отчетливо выраженной левосторонней асимметрией в сторону повышения повторяемости ОКр и ООКр аномалий в 1990-е и 2000–2008 гг.

Если рассматривать ранее упомянутые характеристики, то суммарная повторяемость ООКр и ОКр аномалий составила в 1950-е гг. 50–60 %, в 1960-е гг. она уменьшилась до 10–40 %, а в 1990-е и 2000–2008 гг. их повторяемость резко возросла до 77–90 %. В эти последние годы действительно очень резко увеличилась повторяемость ООКр и ОКр аномалий, выражающих в целом благоприятные для судоходства ледовые условия, исключая зимние сезоны 1995/96 и 2002/03 гг.

По существу, по ранее исследованным интегральным кривым аномалий тех же характеристик, были получены несколько другим путем принципиально подобные выводы (рис. 1). В результате достоверность полученных выводов об исключитель-

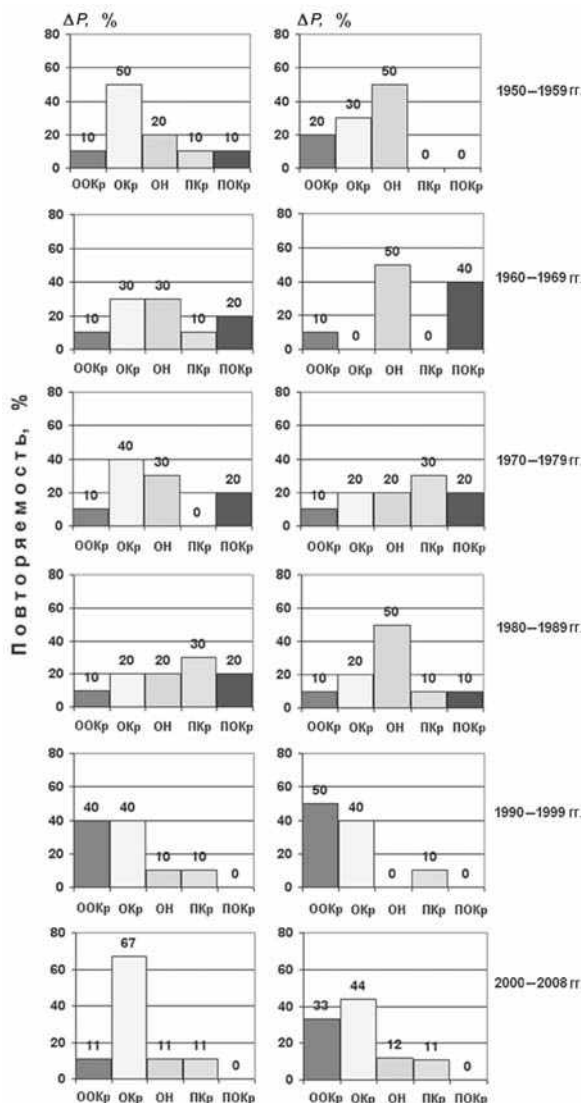


Рис. 2. Повторяемость (%) типов аномалий средней за декабрь–февраль температуры воздуха по десятилетиям за 1950–2008 гг.:

слева – по данным в Хельсинки; справа – в Санкт-Петербурге

ной аномальности ледовых условий на Балтике в конце прошлого — начале текущего столетия повысилась. Известно, что формирование ледовых условий тесно связано с обуславливающей их температурой воздуха, аномалии которой по выбранным десятилетиям рассматривались в двух наиболее показательных (репрезентативных) пунктах: Хельсинки и Санкт-Петербурге. На гистограммах повторяемости средних за зиму (декабрь—февраль) аномалий температуры воздуха выражено преобладание суммарных положительных (ПОКр и ПКр), ее аномалий до 30–50 % в 1960-е годы, их уменьшение до 20–30 % и резкое повышение суммарной повторяемости ПОКр и ПКр аномалий средней за зиму температуры в 1990-х и 2000–2008 гг. (рис. 2).

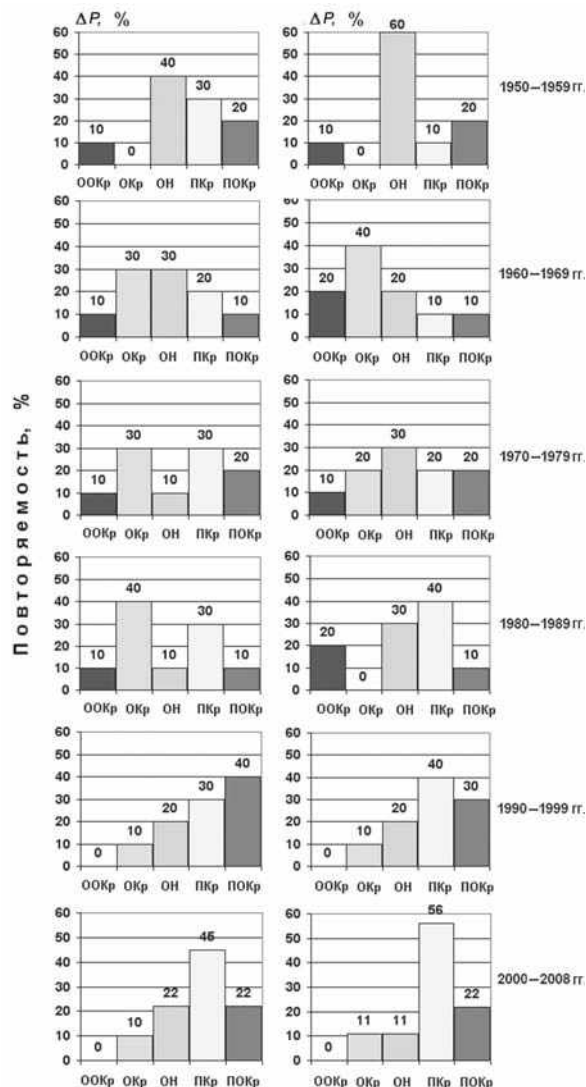


Рис. 3. Повторяемость (%) типов аномалий дат наступления первого становления припая по десятилетиям за 1950–2008 гг.:

слева — по наблюдениям в р-не ГМС м. Шепелевский; справа — по наблюдениям в р-не ГМС маяк Толбухин

Следует иметь в виду, что преобладанию положительных аномалий температуры воздуха, по физическим соображениям, должны соответствовать отрицательные аномалии ледовых характеристик и наоборот. Как и следовало ожидать, эмпирическое распределение аномалий температуры по данным в Хельсинки и Санкт-Петербурге на рис. 2 характеризуются резко выраженной правосторонней асимметрией в сторону ПКр и ПОКр аномалий в конце прошлого – начале текущего столетий.

Не меньший интерес представляют интегральные кривые аномалий межгодовой изменчивости количества дней со льдом западнее Невской Губы по данным прибрежных наблюдений на гидрометеостанциях (ГМС) маяк Толбухин и м. Шепелевский. Соответствующие иллюстрации для краткости изложения не приводятся. Тем не менее отметим, что в течение 2000–2008 гг. интегральная кривая аномалий количества дней со льдом в районе ГМС м. Шепелевский стремительно «падала» начиная с конца 90-х гг. XX в. Исключение составляет некоторое «торможение», отмечавшееся в 2002/03 году. Аналогичная, но менее яркая картина имела место при анализе интегральной кривой аномалий количества дней со льдом в районе ГМС маяк Толбухин.

Наконец, представлялось важным рассмотреть особенности формирования по наблюдениям на тех же станциях припайного (неподвижного) льда. Наиболее интересны случаи ледовых сезонов, когда припай по данным прибрежных наблюдений на ГМС вообще не образовывался. Для выявления особенностей распределения припайных льдов были построены гистограммы и рассматривалась повторяемость (%) аномалий сроков наступления первого образования припая по пяти ранее установленным градациям. Последние дополнялись шестой градацией, характеризующей отсутствие припая, которое фиксировалось символом «н/б» (рис. 3).

На соответствующих гистограммах эмпирическое распределение аномалий сроков первого становления припая по данным прибрежных наблюдений ГМС м. Шепелевский и маяк Толбухин отличается резко выраженной левосторонней асимметрией данной характеристики в сторону очень поздних сроков (ОП) и отсутствия припая (рис. 3). Принятая новая градация оказалась весьма характерной для последних десятилетий. Ее вероятность в 1980-е гг. составила 40 %, в 1990-х гг. она возросла до 50–70 %, а в 2000–2008 гг. повторяемость отсутствия припая достигла около 80 %.

Как правило, в публикациях выявляются особенности природных (ледовых) условий, оказывающих влияние на судоходство. На характер ледовых условий оказывает влияние интенсивность плавания судов. Действительно, грузооборот в последние десятилетия в российских портах (Санкт-Петербург, Приморск, Высоцк, Усть-Луга) Финского залива существенно возрос.

Рассмотрим также климатическую изменчивость ледовых условий в сопредельном с Балтикой Белом море. Сведения по ледвитости этого моря заимствованы из работ И.О.Думанской [1]. В табл. 1 представлена повторяемость типов аномалий ледовитости по десятилетиям за период 1950–2005 гг.

Из данной таблицы видно, что в 50-е гг. прошлого столетия в Белом море преобладали положительные аномалии максимальной за сезон ледовитости, которые отражали сравнительно тяжелые по отношению к норме ледовые условия. Отметим, что в эти годы ледовые условия на Балтике и в Финском заливе характеризовались, наоборот, относительно легкими по сравнению с нормой условиями.

Тем не менее эмпирические распределения рассматриваемых характеристик Белого моря в 1990–2005 гг., так же как Балтийского моря и Финского залива, имеют отчетливо выраженную левостороннюю асимметрию в сторону отрицательных аномалий ледовитости. Причем в 2000–2005 гг. это явление проявилось более резко, чем в 90-х гг. прошлого столетия.

Показательно, что отмеченные выше особенности режима ледовых явлений в Северо-Западном регионе России в конце прошлого – начале текущего столе-

**Повторяемость (%) типа аномалий ледовитости Белого моря
по 10-летиям за период 1950–2005 гг.**

Годы	Максимальная ледовитость				
	ООКр	ОКр	оК	ПКр	ПОКр
1951–59	12	22	11	22	33
1960–69	0	20	50	10	20
1970–79	0	40	30	10	20
1980–89	20	10	40	20	10
1990–99	20	30	40	10	0
2000–05	0	83	17	0	0

тий происходили в тесной связи с аномальным повышением температуры воздуха, прежде всего, в холодные месяцы. Частое отсутствие зимой или значительное сокращение припайного льда протекали на фоне так называемого глобального потепления.

Не вступая в существующую полемику, ограничимся сведениями о том, что в научной литературе по этому вопросу пока не существует однозначного суждения [2–3]. Упомянутое глобальное потепление, по-видимому, вызвано комплексом естественных и антропогенных факторов, которые проявляются как в долгопериодных, так и в короткопериодных колебаниях атмосферы и океана.

В заключение авторы выражают искреннюю признательность специалистам Северо-Западного УГМС Е.В.Комисарову и П.А.Солощук за предоставление материалов ледовых наблюдений по некоторым прибрежным и островным ГМС Финского залива.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Думанская И.О. Анализ изменчивости положения кромок дрейфующих льдов и максимальной ледовитости Белого моря // Тр. ГМЦ. 2004. Вып. 339. С. 45–54.
2. Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М. Научные исследования в Арктике. Том II. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. С. 1–122.
3. Lebedev A.A., Drabkin V.V., Mironov Ye.U. Climatic variability of ice phenomene in the lastern Gulf of Finland. Report series in Geophysics. Helsinki. 2002. № 44, P. 17–29.

A.A.LEBEDEV, YE.U.MIRONOV, V.V.DRABKIN

THE PECULIARITIES OF ICE CONDITION VARIATIONS IN THE GULF OF FINLAND, BALTIC SEA AND WHITE SEA IN CONNECTION WITH THE GLOBAL WARMING

The peculiarities of ice conditions distribution of the Baltic Sea, Gulf of Finland and contiguous White Sea in the 2nd half of the 20th and beginning of the 21st centuries are under consider.

The empiric distributions of ice phenomena have clear left-side asymmetry (toward the negative anomalies). It is typical that in 2000–2008 this specific feature is seen more distinctly than in the 1990-s.

Keywords: ice conditions, Baltic Sea, White Sea,

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ВЫЧИСЛЕНИЯ ПОЛЕЙ АДВЕКТИВНОГО ПЕРЕНОСА ВОД И ВОССТАНОВЛЕНИЯ СКАЛЯРНЫХ ПОЛЕЙ

канд. геогр. наук В.Ю.БЕНЗЕМАН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoor@aari.nw.ru

В работе предлагаются аналитически выведенные критерии возможности вычисления по уравнению адвекции с парной синхронизацией измеренных асинхронных гидрофизических полей на полигонах Мирового океана.

Ключевые слова: критерии адвекции

Современное состояние вопроса о численных методах получения векторов течений с помощью скалярных полей гидрофизических элементов (температура, соленость и т.д.) не дает возможности достаточно точно вычислять поля течений. Построить точные гидродинамические модели при малоизученных физических аспектах этой проблемы пока не удастся, тем более решать их аналитически, поэтому приходится вычислять поля течений по косвенным данным.

Для построения векторов циркуляции вод и дрейфа льда воспользуемся статистической моделью множественной регрессии в виде трехмерного полинома второго порядка [1]:

$$\hat{T}_i = f_i(x, y, t) = \sum_{l+j+k=0}^2 A_{ijk(i)} x^l y^j t^k, \quad (1)$$

где $\hat{T}_i$ — оценка модели, т.е. вычисленное значение гидрофизического элемента по полиному с пространственными координатами x , y и временной t в каждой i -й точке поля; A_{ijk} — коэффициенты полинома.

Неизвестные параметры, или коэффициенты $A_{ijk(i)}$ полинома, оцениваются с помощью обобщенного «взвешенного» метода наименьших квадратов, соответственно, T_i — измеренные значения гидрофизического элемента в i -й точке.

Аппроксимация всех точек поля одним полиномом недостаточно точна, поэтому полином строится для каждой точки отдельно по ближайшим по времени и пространству точкам (измерениям).

$$\hat{T} = f(x, y, t) = \sum_i^N \sum_{l+j+k=0}^2 [A_{ijk} x^l y^j t^k]_i. \quad (2)$$

Этот алгоритм более подробно описан в работе [1]. После того как получена локально-интегральная (полиномиальная) модель (2), можно все измерения на гидрологической съемке (по горизонтам), по которой строилась модель, привести к двум моментам времени, например, к середине временного интервала съемки. То есть по измерениям в различные моменты времени сделать все данные съемки синхронными на два момента времени t_n и t_{n+1} [1].

В качестве примера точечной аппроксимации трехмерными степенными полиномами, а по ним синхронизации к двум моментам использовались данные о температуре воды гидрологической съемки полигона, выполненного в Северной Атлантике в июне–июле 1971 года [1].

Гидрологические станции, расположенные в узлах регулярной сетки с расстоянием между станциями 25 миль, выполнялись судном по «входной» спирали последовательно. На полигоне 49 станций и, следовательно, по 49 измерений температуры воды на различных горизонтах от поверхности до дна. Необходимо также отметить важное свойство приведенных полей — при парной синхронизации они дают возможность вычислять перенос вод в районе гидрологической съемки. Этот аспект будет использован в дальнейшем для вычисления течений по уравнению эволюции.

Для вычисления скоростей течения по гидрологическим данным гидрофизических полей нами была принята в качестве физической гипотезы идея о переносе свойств воды под влиянием течений в океане [2, 3].

Формально эта гипотеза записывается в виде уравнения адвекции (переноса, эволюции).

$$\frac{df}{dt} = 0; \quad \frac{\partial f}{\partial t} + U \frac{\partial f}{\partial x} + V \frac{\partial f}{\partial y} + W \frac{\partial f}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

Принимая во внимание сложность учета вертикальной координаты z , совместно с x , y и временной t , очевидную малость вертикальной компоненты скорости, а также трудности ее параметризации, член уравнения адвекции $W \frac{\partial f}{\partial z}$ не будем учитывать.

С помощью уравнения (3) и трехмерных аппроксимирующих полиномов (2) построим алгебраическую систему из двух уравнений, которая замыкается по своим неизвестным U и V путем использования его два раза — парной синхронизации на t_n и t_{n+1} , так как неизвестных два — U и V . Эта система имеет следующий вид [1]:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\sum \mathbf{Ax})}{\partial t_n} + U \frac{\partial(\sum \mathbf{Ax})}{\partial x_p} + V \frac{\partial(\sum \mathbf{Ax})}{\partial y_p} &= 0, \\ \frac{\partial(\sum \mathbf{Ax})}{\partial t_{n+1}} + U \frac{\partial(\sum \mathbf{Ax})}{\partial x_{p+1}} + V \frac{\partial(\sum \mathbf{Ax})}{\partial y_{p+1}} &= 0, \end{aligned} \quad (4)$$

где t_n и t_{n+1} — два ближайших момента (середина временного интервала) синхронизации всех измерений; p — номер точки; f — любая характеристика воды, которая моделируется с помощью уравнений множественной регрессии в виде квадратичного полинома $\mathbf{Ax}$ (2).

При этом различие гидрофизических элементов во всех точках обоих синхронных полей $\hat{Y}_{i(n)}$ и $\hat{Y}_{i(n+1)}$ достаточно, поскольку за интервал времени $t_{n+1} - t_n = t$ происходит перенос субстанции. Например, частица воды с фиксированной температурой в i -й точке в момент времени t_n за период t под воздействием течения перемещается по направлению движения этого потока. Найти траекторию этой частицы за период t — значит узнать скорость и направление течения в данной точке, а следовательно, при любом i и для любой другой точки поля.

Частные производные по t , x и y вычисляются аналитически дифференцированием полинома (1) последовательно для каждой i -й и $i+1$ -й точек на моменты времени t_n и t_{n+1} . Решая эти уравнения любыми известными методами, можно легко найти составляющие вектора течения U и V .

Точность определения скоростей течений может быть оценена по натурным наблюдениям на буйковых станциях во время съемки, а там, где их нет, — по косвенным данным. При этом точность аппроксимации (и точность синхронизации гидрофизического поля) не должна оказывать существенного влияния на точность вычисления U и V , т.к. составляющие скорости вычисляют по двум рядом лежащим точкам и по двум близким моментам синхронизации. Поэтому ошибки при использовании полинома (1) для обоих моментов времени, по-видимому, будут одинаковы, а перестройка поля за временной интервал Δt между t_n и t_{n+1} окажется существенной и не зависящей от этих ошибок. Таким образом, модель, аппроксимирующая поле, достаточно чувствительна к его изменению при наличии переноса гидрофизического элемента, т.е. этот перенос улавливается изменениями величин частных производных по пространству за время t , которое является временным интервалом осреднения составляющих скоростей.

Использование для каждой точки (точнее, пары точек) отдельной статистической модели (1) соответствует гипотезе о локальной однородности и изотропности гидрофизического поля. Этот класс физических полей согласуется с реальными гидрофизическими полями океана. В целом же можно сказать, что рассматриваются поля, неоднородные по времени и пространству.

В обоснование использования уравнения адвекции для описания циркуляции вод введем формальный (статистический) параметр адвективного движения в море как критерий возможности применения уравнения переноса.

Поскольку вектор течения вычисляется между парой рядом лежащих измерений на горизонте, то важно, чтобы именно внутри этой пары не существовало значительных источников и стоков тепла и солей.

Если принять, что любое свойство f (температура, соленость, плотность и т.д.) определенной частицы воды за малый период времени между двумя моментами синхронизации $t = t_i - t_{i-1}$ будет постоянным, то, согласно К.Эккарту [3], можно полагать, что изменение этого свойства в некоторой точке обуславливается только адвекцией, то есть $df/dt = 0$.

Такое можно уверенно предположить, так как расстояния между гидрологических станциями в натурных экспериментах чаще всего выбираются порядка 30 миль (около 56 км). Даже крупномасштабные полигоны, выполненные высокоширотными экспедициями «Север» в СЛО, с расстояниями между станциями порядка 150 км, при слабой динамике крупномасштабных процессов и их большой инерции, по-видимому, тоже могут быть использованы для вычисления полей течений по уравнению адвекции, тем более что ледяной покров очень сильно ослабляет теплообмен с атмосферой.

Однако хотелось бы иметь некоторый количественный, хотя бы сравнительный, критерий оценки такой возможности.

Для этого необходимо учесть параметры интенсивности процессов в море (скорости течения v) вместе со скоростью выполнения полигона V , которые учитываются введенным нами ранее безразмерным обобщенным параметром асинхронности $\theta = v/V$, который является количественной мерой степени асинхронности измерений на полигоне и интенсивности переноса свойств воды. Также это учитывается средним для конкретного полигона расстоянием между станциями, выраженным в общем количестве гидрологических станций N и характерным пространственным масштабом полигона L .

Следовательно, если считать, что чем ближе друг к другу измерения в море и чем меньше временной интервал между этими измерениями, тем меньше при вычислениях на величину переноса воды влияют внутренние силы и тем больше этот перенос определяется адвекцией. То есть адвективный перенос выделяется лучше и с минимальным искажением. Тогда безразмерный параметр идентификации адвекции B на полигоне может быть записан аналитически как:

$$B = \frac{N}{\theta \sigma_k}, \quad B = N \frac{V}{v \sigma_k}, \quad B = N \frac{V}{v}, \text{ или } B = \frac{NL}{tv}. \quad (5)$$

Здесь необходимо уточнить, что $\theta = v/V$ зависит также от размаха колебаний измеряемой величины X , $X_{\max} - X_{\min}$ ее или дисперсии σ_x , т.е. чем выше размах колебаний, тем выше асинхронность $\theta = tv\sigma_x/L$, где σ_x/L — удельная дисперсия, распределенная на характерный размер полигона L .

Поэтому для более корректного сравнения гидрологических полигонов Мирового океана, представленных в Приложении в работе [1], необходимо скорректировать их на величину их дисперсий.

То же самое необходимо учитывать при вычислении параметров адвекции

Тогда параметр идентификации адвекции B на полигоне может быть записан

$$B = \frac{N}{\theta \sigma_x}, \quad B = N \frac{V}{v \sigma_x}, \text{ или } B = \frac{NL}{tv \sigma_x}. \quad (6)$$

При этом, естественно, с учетом величины дисперсии σ_x , будет учитываться динамичность района гидрологического полигона. В соответствии с этим изменятся гистограммы обобщенного параметра асинхронности θ и параметра идентификации адвекции B , хотя закон распределения и не изменится — он останется нормальным.

Поскольку количество станций на полигоне N , в зависимости от характерного масштаба полигона L , определяет среднее расстояние между станциями и, следовательно, среднюю величину интервала времени между измерениями Δt , то величина B определяет статистическую обеспеченность использования гипотезы об адвективном характере циркуляции вод между соседними измерениями, т.е. корректность вычисления адвективного переноса на данном горизонте для данного полигона. И при таком локальном рассмотрении перенос вод определяется главным образом адвекцией. Перенос на полигонах вычисляется между парами рядом лежащих измерений на горизонте, то есть является локальным.

Из выведенных формул видно, что B — безразмерный параметр. Это определяет его универсальность и возможность использования для сравнения любых полигонов друг с другом с целью выяснения, какие из них могут быть использованы для вычисления полей течений по уравнению адвекции. Чем больше величина B , тем больше оснований использовать уравнение адвекции.

Здесь необходимо отметить важное обстоятельство — обобщенный параметр асинхронности и параметр идентификации адвекции B выведены аналитически для объектов с распределенными параметрами (в терминах теории динамических

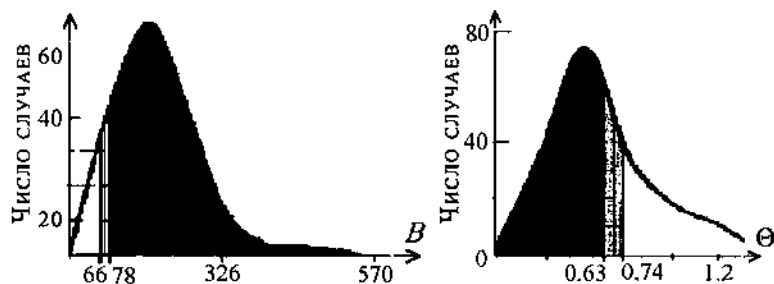


Рис. 1. Гистограммы распределения обобщенных статистических параметров идентификации адвекции B (слева) и параметров асинхронности θ (справа) 182-х полигонов Мирового океана

систем), каковыми являются районы морей и океанов, а не лабораторным путем, как многие параметры гидравлики. Они часто используются при математическом моделировании в гидродинамике океана (числа Рейнольдса, Ричардсона, Фруда и т.д.), поэтому нет необходимости пользоваться теорией подобия при реализации модели адвекции.

Были вычислены параметры θ и B для 182 гидрологических полигонов различных пространственно-временных масштабов, выполненных в Мировом океане за несколько последних десятилетий экспедициями на судах (иногда несколькими судами или самолетами) различных стран. По этим значениям были построены гистограммы распределения и B (рис. 1). Они близки, естественно, к нормальному закону, поскольку построены по обобщенному параметру θ . Как видно из гистограммы для B , выполненные полигоны ложатся по величинам B , большей частью в пределы их значений $B = 14 \dots 326$ с максимумом $B = 139$.

Из формул (5) хорошо видно, что при уменьшении асинхронности полигона θ увеличивается величина B , а также что чем больше время выполнения измерений t на полигоне, тем меньше величина B . Следовательно, чем больше величина параметра идентификации адвекции B , тем больше оснований считать, что внутренние силы не сильно исказят вид реальной циркуляции в процесс выделения адвективного переноса.

В качестве примера приведем некоторые вычисленные поля векторов течений по полям гидрофизических элементов. На рис. 2 представлены вычисленные течения по полям температуры на полигоне, выполненном в июне 1971 г. в Северной Атлантике. Тонкими стрелками обозначены вычисленные векторы, а жирными — измеренные на буйковых станциях; жирные квадратики обозначают гидрологические станции полигона (1 мм вектора = 10 см/с), два крупных жирных квадрата — станции гидрологической съемки, ко времени выполнения которых производится парная синхронизация полей.

Две синхронизации производятся к середине временного интервала съемки с разрывом $\Delta t = 4$ ч, т.е. к этому же интервалу относятся и представленные данные буйковых станций. Некоторое расхождение этих данных с вычисленными векторами (в пределах 10–15 % по модулю) можно объяснить тем, что в южной части полигона проходит гидрологический фронт, в районе которого течения на небольших расстояниях могут иметь резко меняющиеся направления. Наблюдения на буйковых станциях, расположенных в районе фронта, подтверждают на-

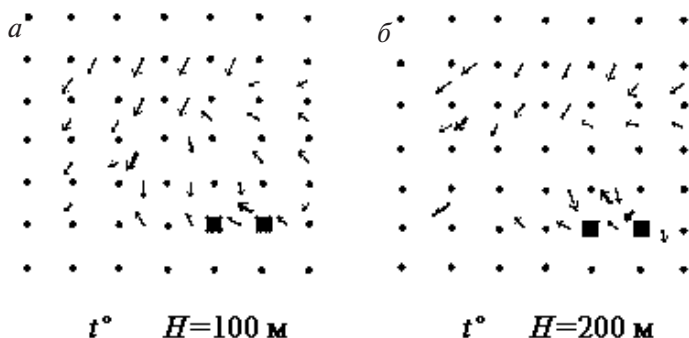


Рис. 2. Адвективный перенос вод на банке Роколл по полю температуры на горизонтах 100 (а) и 200 м (б). Два квадрата — гидрологические станции, на время выполнения которых производилась парная синхронизация.

личие таких пульсаций. Как следует из (2) и системы уравнений (3), векторы вычисляются осредненными на интервалах, равных пространственной и временной дискретности выполнения станций полигона.

Хорошая адекватность вычисленных векторов течений измеренным на буйковых станциях позволяет считать, что потоки на полигоне определяются в основном адвекцией. При этом если учесть, что скорости течений на полигоне в основном находятся в пределах 25–30 см/с (22–26 км/сут), то обобщенные параметры асинхронности находятся в пределах $\theta = 0,63 - 0,74$, а параметры идентификации адвекции в пределах $B = 78 - 66$ соответственно. Из этого можно сделать заключение, что, при этих значениях θ возможно восстановление гидрофизических полей и тем более при меньших значениях, то есть в пределах $\theta = 0 - 0,74$. Точно так же можно определить пределы значений идентификации адвекции $B > 66$, когда возможно определять перенос на полигоне как адвективный. Таких полигонов около 85 % (из 182).

На графиках гистограмм θ и B (рис. 1) эти зоны выделены черным цветом с переходными заштрихованными зонами.

Если рассмотреть эту проблему — оценки указанных критериев θ и B — для другого более крупного полигона, например, гидрологической съемки всего СЛО в экспедиции «Север-25», то имеем характеристики: обобщенный параметр асинхронности $\theta = 0,12$ и $B = 1063$, то есть эта съемка может считаться квазисинхронной и по ее скалярным полям можно проводить расчеты адвективных потоков в Северном Ледовитом океане на период выполнения измерений, поскольку они далеко не достигают своих пороговых значений [1].

Временной интервал между двумя (центральными на всем временном интервале выполнения съемки) моментами синхронизации $\Delta t = t_2 - t_1$ для гидрологического полигона экспедиции «Север-25», выполненного в марте—мае 1973 г., был принят равным двум суткам. Для каждой пары измерений в скалярном поле гидрологических станций также строился отдельный полином, то есть производилась кусочно-полиномиальная аппроксимация (2) с парной синхронизацией и нахождением векторных полей (4).

Поля течений вычислялись для всех горизонтов 5, 50, 300, 500, 1000, 1500 и 2000 м по (4), скалярные поля которых (ρ , S ‰, σ_t), были измерены на полигоне. Все векторные поля представлены в приложении работы [1]. Интересно отметить, что векторы течений, вычисленные для одного горизонта, но по разным океанографическим элементам (ρ , S ‰, σ_t), в рамках векторного пространства — абсолютно идентичны для каждого горизонта. Это позволяет сделать выводы:

1. Используемая методология аналитического решения уравнения переноса субстанции (3) дает хорошую точность, что не обеспечит конечно-разностная аппроксимация при численном решении системы (4) или использование других известных гидротермодинамических моделей.

2. Основные потоки переноса вод (циркуляции) в СЛО имеют адвективный характер.

3. Эти вычисленные потоки согласуются с известными представлениями (к сожалению, только по математическим климатическим моделям) о характере циркуляции вод в бассейне.

4. Именно это пространственно-временное распределение гидрологических станций с соответствующим распределением измерений гидрофизических характеристик (ρ , S ‰, σ_t) на них дает возможность выделять адвективную составляющую циркуляции вод.

5. Последнее заставляет считать, что представленная методология дает более точное описание физики действующих механизмов динамики вод в СЛО.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бензема́н В.Ю. Пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей океана. СПб.: ААНИИ, 2004. 278 с.
2. Поляков И.В., Тимохов Л.А. Плотностная циркуляция Северного Ледовитого океана // Доклады РАН. 1995. Т. 342. № 2. С. 254–258.
3. Эккарт К. Гидродинамика океана и атмосферы. М.: Иностранная литература, 1963. 327 с.

V.YU.BENZEMAN

MATHEMATICAL CRITERIA FOR CALCULATING THE FIELDS OF ADVECTIVE WATER TRANSPORT AND RESTORATION OF SCALAR FIELDS

The paper suggests the analytically derived criteria of possibility to calculate the measured anisochronous hydro-physical fields on the World Ocean polygons using the advection equation with pair synchronization

Keywords: criteria advection

ГИДРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ «ЛЕДОВЫХ РЕК» (IJ) И СТРУКТУРА ПОТОКА

канд. геогр. наук В.Ю.БЕНЗЕМАН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoor@aari.nw.ru

На основе предложенных нами ранее гидрофизических факторов, влияющих на образование, существование и затухание «ледовых рек», рассматриваются сопутствующие обязательные ветровые и ледовые условия при наличии специфического вертикального расслоения вод как факторы, генерирующие это опасное природное явление.

Ключевые слова: гидрофизические факторы, «ледовые реки».

Ранее нами проводились исследования струйных потоков типа «ледовая река» [1]. Из истории арктических исследований известно, что в арктических морях часто образуются поверхностные локальные и временные потоки дрейфующего с большой скоростью льда. Это очень опасное явление, поскольку дрейфующий в таких ускоренных потоках лед сильно затрудняет движение судов и ледоколов в замерзающих морях, создавая иногда аварийные и даже катастрофические ситуации. Из приведенного ниже примера (табл. 1) видно, что даже умеренный ветер вызывает достаточно сильный дрейф льда.

Таблица 1

Результаты наблюдений «ледовой реки» с а/л «Л.Брежнев».
Пролив Карские Ворота 23–25 февраля 1981 г.

Дата, время	Дрейф, мили	«Ледовая река»		Ветер		Сжатие, баллы
		<i>V</i> , град	<i>v</i> , узлы	Направ- ление	<i>w</i> , м/с	
23.02. 04 h	7,6	50	1,9	SW	12	2–3
08 h	9	35	2,1	W	8	1
12 h	13	40	3,2	SW	10	2–3
16 h	7,5	75	1,9	W	7	–
20 h	5,3	90	1,3	W	7	–
24.02.00 h	5,2	95	1,3	W	7	1–2
04 h	5,0	110	1,2	W	7	–
08 h	3,5	120	0,9	W	7	–
12 h	3,5	130	0,9	W	8	–
16 h	2,0	220	0,5	NW	12	–
20 h	3,0	170	0,8	NW	12	–
25.02. 00h	1,5	200	0,8	NW	12	–

Примечание: *V* – направление движения «ледовой реки», *v* – скорость движения «ледовой реки», *w* – скорость ветра.

Рассмотрим условия образования «ледовых рек».

1. Ледовые условия:

а) наличие дрейфующего льда, часто мелкобитого и тертого, различной сплоченности, который вовлекается в движение течением или ветром или их совместным однонаправленным действием за счет тангенциального напряжения на нижней и верхней поверхностях;

б) наличие достаточно протяженной границы припая или сплоченного малоподвижного ледяного массива, относительно которого течение и ветер могут вовлечь в локальное движение мелкобитый лед различной сплоченности;

в) «набивание» кромки припая при сжатиях, которая по существу становится многометровой стенкой для поверхностной толщи воды часто до слоя скачка плотности;

г) перестройка локальной ледовой обстановки под действием ветра в узкой зоне, когда при сжатии у границы припая или массива более старых мощных льдов происходят сильное дробление льдин и перегруппировка мелкобитого льда по размерам за счет различной парусности льдин;

д) увеличение параметра шероховатости с соответствующим увеличением ветрового коэффициента дрейфа льда за счет уменьшения размеров льдин, когда при дроблении льдин горизонтальные размеры их становятся соизмеримыми с вертикальными;

е) возникновение локальных дрейфоразделов при встречном движении потоков дрейфующих льдов, движение которых вызвано разными причинами, происходило в разное время и некоторые из них являются показателями («отпечатками») прошедших «ледовых рек»;

ж) образование полыней и прогалов в ледяных массивах.

Пункты а) и д) имеют большое значение для образования струйного потока, так как малые по размерам льдины быстрее вовлекаются в движение. Дробление льдин (раздробленность ρ) у границы припая или малоподвижного массива сплоченного льда зависит от угла вектора ветра и направления границы массива — W_r , силы ветра — $|w|$ и длительности ветра одного направления — t_w , а также толщины льда — δh , то есть

$$\rho = f(W_r, |w|, t_w, \delta h).$$

При большой раздробленности льда и при отсутствии конвергенции периодические сжатия приводят к перегруппировке льдин [1]. Результатом этого является образование узкой полосы мелкобитого и тертого льда вдоль границы припая или ледяного массива, которые служат «берегом» «ледовой реки», когда она возникнет. Вторым — противоположным — «берегом» является массив из обломков полей и крупнобитого льда, который при благоприятном (для образования явления) ветре и течении из-за своей достаточно большой инерционности относительно мелкобитого и тертого льда, ввиду их большей парусности, будет практически неподвижным. Чем более раздроблены льдины около кромки, тем более вероятно возникновение «ледовой реки» при соответствующем ветре и течении.

Если поток «ледовой реки» инициирован ветром («сверху»), то сплоченность льда в потоке должна быть максимальной. Если поток возник в основном по чисто гидрологическим причинам («снизу»), то сплоченность мелкобитого и тертого льда в потоке может быть любой, хотя при малой сплоченности льда это уже не «ледовая река», а просто струйное течение [1].

2. Гидрофизические факторы:

а) общая или локальная денивеляция уровенной поверхности $\partial \xi / \partial n$, созданная нагонным эффектом ветра, когда большие градиенты уровня моря способ-

ствуют образованию сильных градиентных течений и их ускорению при совпадении векторов внутренних и внешних сил;

б) наличие постоянных периодических — приливных и непериодических течений, ускорения которых под действием других факторов способствуют возникновению максимальных скоростей потоков струйного типа;

в) «прижатие» потоков к границе припая или ледового массива под действием силы Кориолиса;

г) наличие поверхностных распресненных слоев воды с большой статической устойчивостью, разделенных тонкой прослойкой с высокими градиентами плотности $\partial\sigma/\partial z$, — эффект «мертвой воды» (при движении верхнего слоя по нижнему);

д) быстрый прогрев льда при резком и значительном повышении температуры воздуха, в связи с чем происходит быстрое аномальное распреснение его и осолонение подледного слоя воды с образованием под ним тонкого слоя с высокими отрицательными градиентами плотности ($\partial\sigma/\partial z$) — неустойчивость инверсионного типа;

е) осолонение подледного слоя воды при зимнем торошении ($S, \% \rightarrow \max$).

По первым трем пунктам (а, б, в) необходимо отметить, что движение в потоке поддерживают касательное напряжение ветра w и сильно развитая бароклинность за счет большой денивиляции уровня $\partial\xi/\partial n$ на противоположных границах проливов, а также полыней и прогалов. Часто фоном «реки» является суммированное с постоянным сильным приливное течение, образующее поток струйного типа.

Последние три пункта (г, д, е) определяют толщину слоя «ледовой реки» Δh , а следовательно, скорость вовлечения слоя в движение и скорость потока, поэтому рассмотрим их подробнее. При этом указанные процессы (г, д, е), производящие эффект «чистого скольжения», создают слой смазки непосредственно на нижней границе льда, практически не вовлекая в движение воду.

Необходимо учесть, что энергия движения сплошного ледяного покрова расходуется на приведение в движение 30–40-метровой однородной по плотности толщи воды экмановского слоя (где происходит и обратный процесс — торможение водой движения ледяного покрова). Этот слой увлекается льдом благодаря силе трения между водой и льдом [1], и в последнем случае — при торошении (пункт е) — происходит сильное, хотя и временное (из-за неустойчивости стратификации), осолонение подледного слоя, а вследствие этого и переслоение воды инверсионного типа. При этом пространства между выступами льда на его нижней границе заполняются тертым льдом и более плотной (за счет сильного осолонения) водой σ , чем в нижележащем слое.

Ввиду низкой температуры вытекающего рассола, близкой к температуре его замерзания, он имеет структуру, близкую к структуре льда, который забивает все неровности нижней поверхности льда. Более жидкий рассол выполняет к тому же роль «смазки», имея гораздо большую плотность, чем нижележащий слой воды. Возможно, при быстром движении льда в потоке «ледовой реки» этот слой «смазки» за счет высокой скорости несущегося потока ледовой «каши» препятствует проникновению рассолов достаточно долго (продолжительность действия «ледовой реки») в нижележащие слои воды. Поэтому происходит как бы сглаживание очень изрезанного рельефа нижней поверхности льда и параметр шероховатости $e = h \rightarrow 0$, где h — средняя глубина неровностей льда на нижней границе. Тогда по критерию Никурадзе [3]: $Ni = h\nu/\nu$, где ν — коэффициент молекулярной вязкости, ν — динамическая скорость.

Если $Ni < 5,5$, нижнюю поверхность льда можно считать гидродинамически гладкой [3], что и определяет возникновение «эффекта чистого скольжения» —

резкого уменьшения трения на границе слоев. И в движение тогда вовлекается подледный слой не 30–40 м (экмановский слой в высоких широтах), который тормозит движение льда, а всего несколько метров, равный глубине рельефа нижней поверхности h движущегося в потоке льда. При этом течения с максимальными скоростями располагаются в тонком поверхностном слое Δh , а в переслоенном море — выше слоя скачка плотности [4]. В связи с этим энергия ветра уходит в основном только на движение льда (а не слоя воды большой толщины), скорость резко увеличивается и поток превращается в «ледовую реку», которая «несется» по нижележащему слою воды, как по «жидкому грунту».

Последнее обстоятельство, по-видимому, является определяющим при возникновении у ледовой границы экстремального струйного потока, который при наличии дрейфующего льда можно назвать «ледовой рекой».

Необходимо здесь отметить, что эффект чистого скольжения особенно сильно проявляется при большой сплоченности льда (мелкобитого и тертого) в струе [1].

Быстрый прогрев льда в холодное время года (пункт д), согласно мнению В.Д.Грищенко [2], возможен при следующих условиях:

- при торошении, обломки холодного льда попадают под воду;
- при любом нарушении сплошности ледяного покрова, когда теплая (относительно льда) морская вода прогревает лед в районе кромок образовавшихся трещин и каналов;
- при резком и значительном повышении температуры воздуха зимой, например при прохождении циклона, когда температура за несколько часов может повыситься на 15–20 °С и больше на фоне длительных сильных морозов.

Повышение температуры льда вызывает переход рассола во льду из кристаллического состояния в жидкую фазу, вытекание его из льда и образование воды очень большой плотности. Соленость ее может достигать 200 ‰ [2].

Поскольку название явления «ледовая река» является условным, то в терминах динамики моря его можно определить как экстремальный дрейф льда в пограничных струйных течениях часто в сильно переслоенном море, при котором создается эффект «чистого скольжения» в слое скачка плотности, и нагонного эффекта со сжатием у границы сплоченного льда или припая в открытых частях замерзающих морей, заливах и в проливах, ICE JET (IJ).

Указанный комплекс гидрометеорологических условий и их вариация в арктических морях бывают достаточно часто, поэтому общая вероятность возникновения «ледовых рек», особенно при хотя бы частичном сложении указанных гидрофизических факторов, достаточно велика.

По нашему мнению, это явление происходит часто и, самое главное, остается визуальная информация о нем в ледяном покрове, как «застывшая метка» прошедших «ледовых рек». То есть дрейфоразделы — это гряды мелкобитого и тертого льда, часто наблюдаемые с борта самолета или судна, вдоль прибрежных границ припая или непосредственно по краям крупных сплоченных ледовых образований — визуально очень похожи на внешние границы «ледовой реки» (рис. 1). Может быть, не всегда это явление происходило в данном районе, но ледовый материал был подготовлен для образования явления «ледовой реки» (IJ) в течение достаточно длительного времени. Однако более вероятно, что процесс этот происходил с наступлением действия одного из гидрофизических факторов указанного списка.

Очевидцы указывают на большой диапазон пространственных масштабов: по ширине от нескольких десятков метров до нескольких километров и по времени — от нескольких часов до нескольких суток, что видно из пространственной классификации.

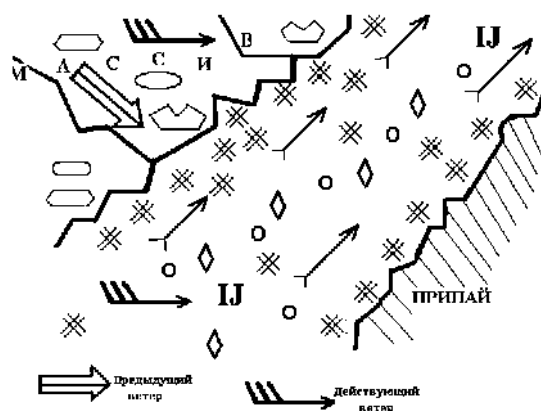


Рис. 1. Общая схема ледовой обстановки в зоне действия «ледовой реки»

Анализ материалов наблюдений показывает, что время действия — продолжительность существования «ледовой реки» — обычно прямо пропорционально пространственным масштабам ее и обратно пропорционально скоростям потока. Масштабы горизонтальных вихрей зависят от размеров неоднородностей: внутренних волн на фрикционной границе слоя скачка плотности, размеров изломов границ массивов или припая, распределения льдин по размерам. Общая схема ледовой обстановки и ветровых условий в зоне действия «ледовой реки» представлена на рис. 1, а вертикальная структура потока (ИЖ) — на рис. 2 (1, 2) по пунктам гидрофизических условий (г, д, е) [1].

Рассмотрим теперь вертикальную структуру «ледовой реки» — как бы вертикальный разрез ее вдоль оси движения при одной силе и направлении ветра W_r для двух вариантов (1 и 2) распределения солёности и плотности воды и толщин слоев смазки Δh .

Распределение плотности воды σ в левой части (1) рис. 2. по гидрофизическим факторам соответствует пункту г), и процесс этот происходит в летнее-осенний период. Процессы, связанные с резкими перепадами температуры воздуха и зимним торошением, отражены в правой части рис. 2 (2) и соответствуют гидрофизическим условиям максимума и минимума солёности в подледном слое согласно пунктам д) и е). И происходит все это в осенне-зимний период. Наиболь-

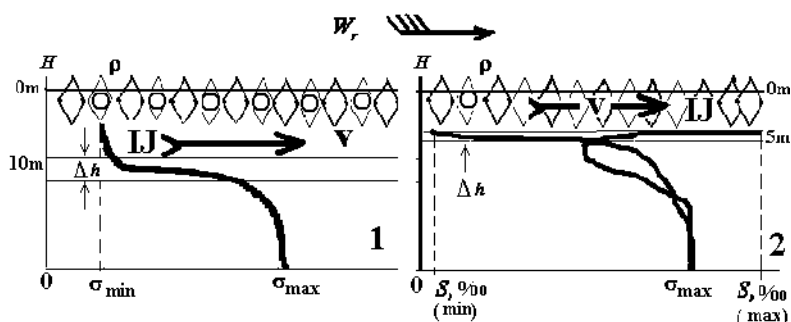


Рис. 2. Схема различных вариантов (1) и (2) условий возникновения «ледовой реки» (ИЖ) согласно пунктам (г, д, е) списка гидрофизических факторов

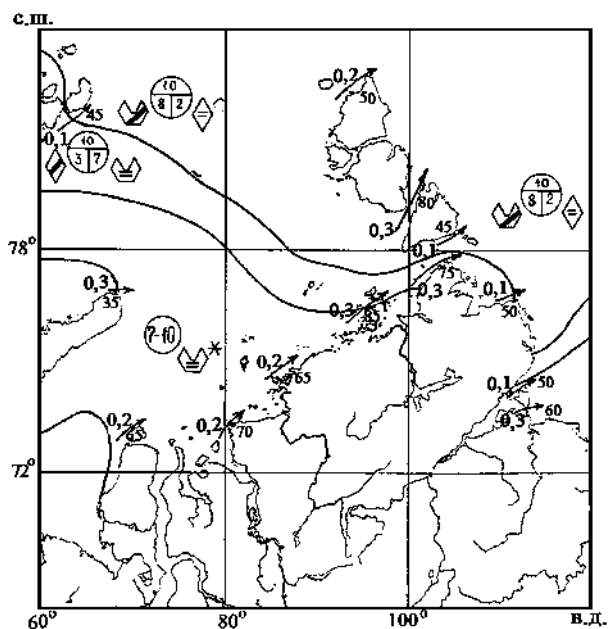


Рис. 3. Карта вероятностей (0–1) образования «ледовых рек» в осеннее время в Карском море при сильном юго-западном ветре

шее количество возникающих «ледовых рек» как раз и приходится на этот осенне-зимний-весенний период (пункты г, д, е). Остальные случаи возникновения «ледовой реки» (II) (пункты а, б, в) могут происходить в любое время года при соответствующих гидрометеорологических условиях.

Главное, что необходимо подчеркнуть: чем тоньше слой смазки Δh , тем выше скорость «ледовой реки» (II) при прочих равных условиях в любые сезоны, то есть существует обратная пропорциональная зависимость $v \sim 1/\Delta h$.

В качестве примера приведем из [4] (по статистике) одну из многих карт вероятностей образования «ледовых рек» при определенных синоптических условиях.

Двузначные цифры (35–80) обозначают вероятности (в процентах) возникновения (II) в локальных районах. В этих районах вероятность образования «ледовых рек» резко повышается в связи резким увеличением числа и/или обострением действующих «рекообразующих» факторов.

По многочисленным свидетельствам капитанов обычных и атомных ледоколов, участвовавших в последние годы (1991–2006 гг.) в проводках транспортных судов в западном секторе Арктики, «ледовые реки» очень сильно и часто затрудняют операции по проводке судов. Особенно в районах проливов Югорский Шар, Карские Ворота, при подходе к острову Диксон (особенно с юга), в проливах архипелага Норденшельда и др.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бензман В.Ю. Пространственно-временная изменчивость гидрофизических полей океана. СПб.: ААНИИ, 2004. 278 с.
2. Грищенко В.Д. Некоторые особенности опреснения морских льдов зимой // Тр. ААНИИ. 1988. Т. 401. С. 55–64.

3. Доронин Ю.Н., Крейман К.Д. Некоторые характеристики слоя трения в море у шероховатых поверхностей // Тр. ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 171–174.
4. Мурзин А.И., Воеводин В.А., Панов В.В., Бенземан В.Ю. Атлас «Пособие по учету влияния опасных ледовых явлений на безопасность судоходства в Арктике». Л.: ААНИИ, 1989. 92 с.

V.YU.BENZEMAN

HYDRO-PHYSICAL PARAMETERS OF THE «ICE JET» (IJ) AND ITS STRUCTURE

Based on the earlier suggested hydro-physical factors, influencing the «ice jet» formation, their existence and attenuation, this paper discusses the concomitant obligatory wind and ice conditions in the presence of specific vertical water stratification as factors generating this dangerous natural phenomenon.

Keywords: hydro-physical parameters of the «ice jet»

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 551.465.5 (268.52)

Поступила 15 января 2008 г.

ЗАМЕТКИ ИЗ ПРОШЛОГО

канд. геогр. наук В.Ф.ДУБОВЦЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, г. Санкт-Петербург, aaricoop@aari.nw.ru

Подготовка специалистов для обеспечения мореплавания по Северному морскому пути, выполнявшаяся в Гидрографическом институте, в связи с началом Великой Отечественной войны и блокадой Ленинграда прекратилась. Многие организации были эвакуированы в глубь страны.

В 1943 г. Арктический научно-исследовательский институт находился в эвакуации в г. Красноярске, директором института в то время был В.Х.Буйницкий. Арктический научно-исследовательский институт в г. Красноярске располагался в небольшом двухэтажном здании на ул. Профсоюзов.

В соответствии с решением вышестоящих инстанций, директору института было поручено произвести набор студентов в Гидрографический институт и организовать их обучение. Молодежь призывного возраста была в армии, поэтому среди студентов ока-

зались юноши, не достигшие 18 лет, и девушки, всего удалось набрать 20–25 человек. Мне довелось быть студентом Гидрографического института в то время. Занятия были организованы в здании Арктического института. Читали лекции известные ученые-полярники А.Ф.Лактионов, И.С.Песчанский и др., геодезию вел известный ученый О.Г.Дитц. После окончания 1943/44 учебного года была организована практика на окраине города и на территории известного заповедника «Столбы».

В начале лета 1944 г. было принято решение о возвращении института в Ленинград, желающим студентам было предложено выехать вместе с сотрудниками Арктического института для продолжения учебы в Гидрографическом институте. Был организован специальный поезд, создано две бригады грузчиков для погрузки оборудования



А.Ф.Лактионов.
Фото из архива ААНИИ



И.С.Песчанский.
Фото из архива ААНИИ



В. Ф. Бурханов.
Фото из архива ААНИИ

и личных вещей. Одной из бригад руководил будущий директор института А. Ф. Трешников, другой — В. В. Бирюков. Студенты принимали активное участие в этой работе.

После приезда в Ленинград сотрудники института отправились по домам, а студентов привезли в здание института на Фонтанку, 34, где они провели первую ночь в Белом зале. На следующий день они были отправлены на Заневский проспект, 5, где их встречал директор Гидрографического института Л. И. Ляндрес. Через год институт был преобразован в Высшее Арктическое морское училище (ВАМУ).

Среди студентов, приехавших из Красноярска, были будущие сотрудники Арктического института А. Л. Соколов, И. М. Кузнецов, В. Ф. Дубовцев, В. М. Коновалова, В. И. Задорина, Б. С. Майнагашев, ставший капитаном дальнего плавания. После окончания училища они внесли немалый вклад в дело исследования природы Арктики и обеспечения судоходства по Северному морскому пути.

А. Л. Соколов защитил кандидатскую диссертацию, в течение ряда лет руководил научно-оперативной группой, обеспечивающей судоходство ледовыми, метеорологическими прогнозами и рекомендациями пути следования во льдах в Восточном районе Арктики. Начальником морских операций в те годы был контр-адмирал В. Ф. Бурханов. В 1956 г. А. Л. Соколов возглавил дрейфующую станцию «Северный полюс-5», руководил научными подразделениями института.

И. М. Кузнецов защитил кандидатскую диссертацию, успешно занимался исследованием ледового режима Российской Арктики. Был руководителем научно-оперативной группы в Западном районе Арктики, одновременно с бывшим своим одноклассником, начальником морских операций — Б. С. Майнагашевым.

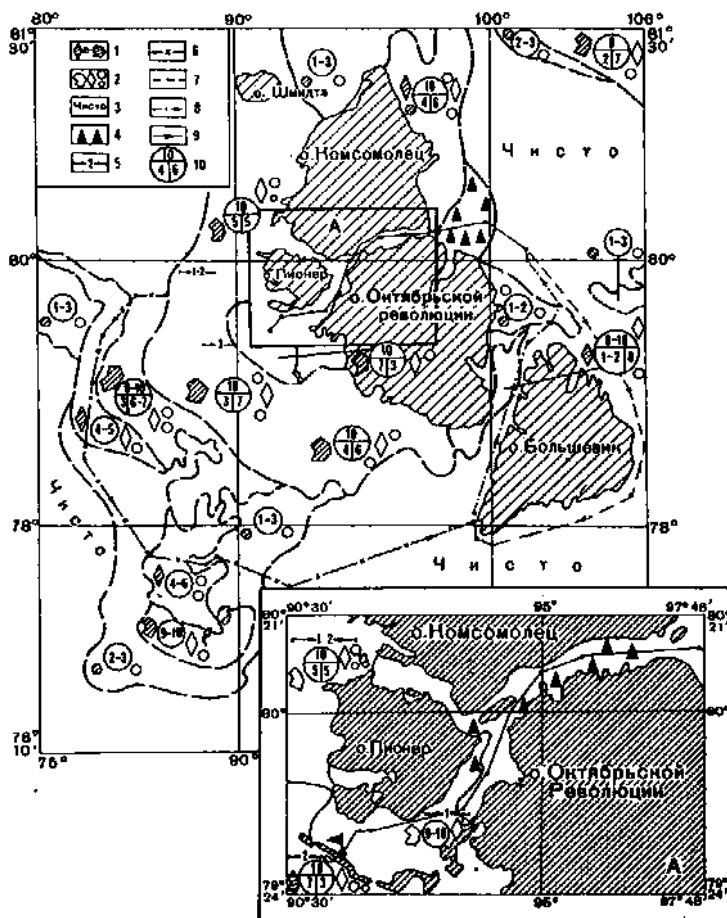
В. Ф. Дубовцев защитил кандидатскую диссертацию, руководил научно-оперативной группой в Западном районе Арктики, был директором АНИО Диксон, был начальником дрейфующих станций СП-13, СП-18, возглавлял работу антарктических научно-исследовательских станций: Новолазаревская, Беллинсгаузен, АМЦ Молодежная и 31-ю Советскую зимовочную экспедицию.

В. М. Коновалова, мл. научный сотрудник, успешно занималась научной работой в отделе океанологии, зимовала в АНИО Тикси, Диксон, где занималась обработкой и анализом материалов наблюдений полярных станций. Вера Михайловна принимала участие в работе 8, 11 и 14-й Советских антарктических экспедиций.

В. И. Задорина, мл. научный сотрудник, успешно выполняла научную работу в Отделе изучения ледового плавания в те годы, когда возглавлял его известный полярник, доктор наук П. А. Гордиенко. В течение ряда лет Вера Ивановна работала гидрологом на ледоколе, обеспечивая капитана ледовой и метеорологической информацией, необходимой для выбора оптимальных маршрутов плавания во льдах.

В 1950-е гг. мореплавание на СМП было особенно интенсивным, сотни судов бороздили арктические моря, доставляя народнохозяйственные грузы для северных регионов России и снабжая полярные станции. В эти годы была осуществлена проводка большого количества речных судов различного назначения в устья сибирских рек Оби, Енисея, Лены, массовая проводка рыболовных судов и судов специального назначения (ЭОН) на Дальний Восток. Немалый вклад в успешное судоходство по СМП внесли научно-оперативные группы, состоящие из сотрудников ААНИИ, обеспечивая судоводителей информацией о ледовых условиях, оптимальных вариантах плавания, ледовыми и метеорологическими прогнозами.

Вспоминается необычная морская операция по снабжению острова Средний. Подход к острову, обычно, осуществлялся с за-



Ледовая обстановка в северо-восточной части Карского моря и к востоку от Северной Земли на 4–7 сентября 1959 г., в проливе Красной Армии на 7–8 сентября, в период проводки т/х «Л. Леонидов», л/к «Капитан Мелухов» при сопровождении г/с «Фарватер»: 1 — двухгодовалый лед; 2 — годовалый лед; 3 — чистая вода; 4 — айсберги; 5 — показатель сжатости льда; 6 — путь следования л/к «Ермак» и т/х «Л. Леонидов»; 8 — путь следования г/с «Фарватер»; 9 — маршрут проводки т/х «Л. Леонидов» ледоколом «Капитан Мелухов» при сопровождении г/с «Фарватер»; 10 — в числителе — общая сплоченность в баллах, в знаменателе — количество льда в зависимости от его возраста

пада — со стороны Карского моря. С востока, со стороны моря Лаптевых, к острову теоретически возможен проход через пролив Красной Армии (между островами Большевик и Октябрьской Революции архипелага Северная земля), покрытый неподвижным припайным льдом, который вскрывается не каждый год. В конце августа 1959 г. остров Средний с запада, т.е. со стороны Карского моря, был блокирован сплоченным, тяжелым льдом. Попытка ледокола «Ермак» пробиться через этот лед и подвести грузовое судно к месту разгрузки окончилась не-

удачей. Западные переносы воздушных масс не оставляли надежды на улучшение ледовых условий. Времени для доставки грузов по назначению до начала ледообразования оставалось в обрез. Необходимо было срочно искать решение вопроса. Ледовые разведки, выполненные в конце августа — начале сентября показали, что подход к проливу Красной Армии с востока возможен, в проливе была чистая вода и большое количество айсбергов. Казалось, вот и решение вопроса, но этим проливом никто никогда не плавал, не было подробного промера глу-

бин, не исключался риск блокирования пролива сплоченными льдами. Полярная станция на острове Голомянный, острове Средний, гидрографическая экспедиция на мысе Ватутина крайне нуждались в жизненно важных грузах для обеспечения их деятельности в предстоящую зиму. Регулярное обследование авиационной разведкой ледовых условий района, тщательное наблюдение за текущими ледовыми и гидрометеорологическими процессами и прогнозы их развития, составляемые научно-оперативной группой, позволяли рассчитывать на сохранение благоприятных условий. В течение недели стабильно сохранялись благоприятные ледовые условия к востоку от архипелага Северная Земля, в проливе Красной Армии и на подходах к месту выгрузки, что позволило принять решение об использовании этого варианта плавания. Для промера глубин головным было направлено гидрографическое судно «Фарватер», за ним следовал ледокол «Капитан Мелехов», имея под проводкой транспортное судно «Л.Леони-

дов». 7 сентября они вошли с востока в пролив Красной Армии, а 9 сентября судно было поставлено под разгрузку к о. Средний. После окончания грузовых работ судно благополучно было выведено тем же проливом на чистую воду, к востоку от архипелага Северная Земля.

Второй караван – ледокол «Капитан Мелехов» и дизель-электроход «Индигирка» – прошел тем же путем, выгрузился у острова Средний, затем у мыса Ватутина и 25 сентября был выведен на чистую воду в море Лаптевых.

Так было осуществлено снабжение перечисленных пунктов крайне необходимыми грузами для предстоящей зимовки, выполнены первые плавания в не обследованном ранее районе, с одновременной проводкой транспортных судов. Эта уникальная, по существу, морская операция прошла успешно благодаря слаженной работе моряков, летчиков, гидрографов и сотрудников научно-оперативной группы Западного района Российской Арктики.

Подписано в печать 30.12.2008
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 10
Заказ № 48

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38