

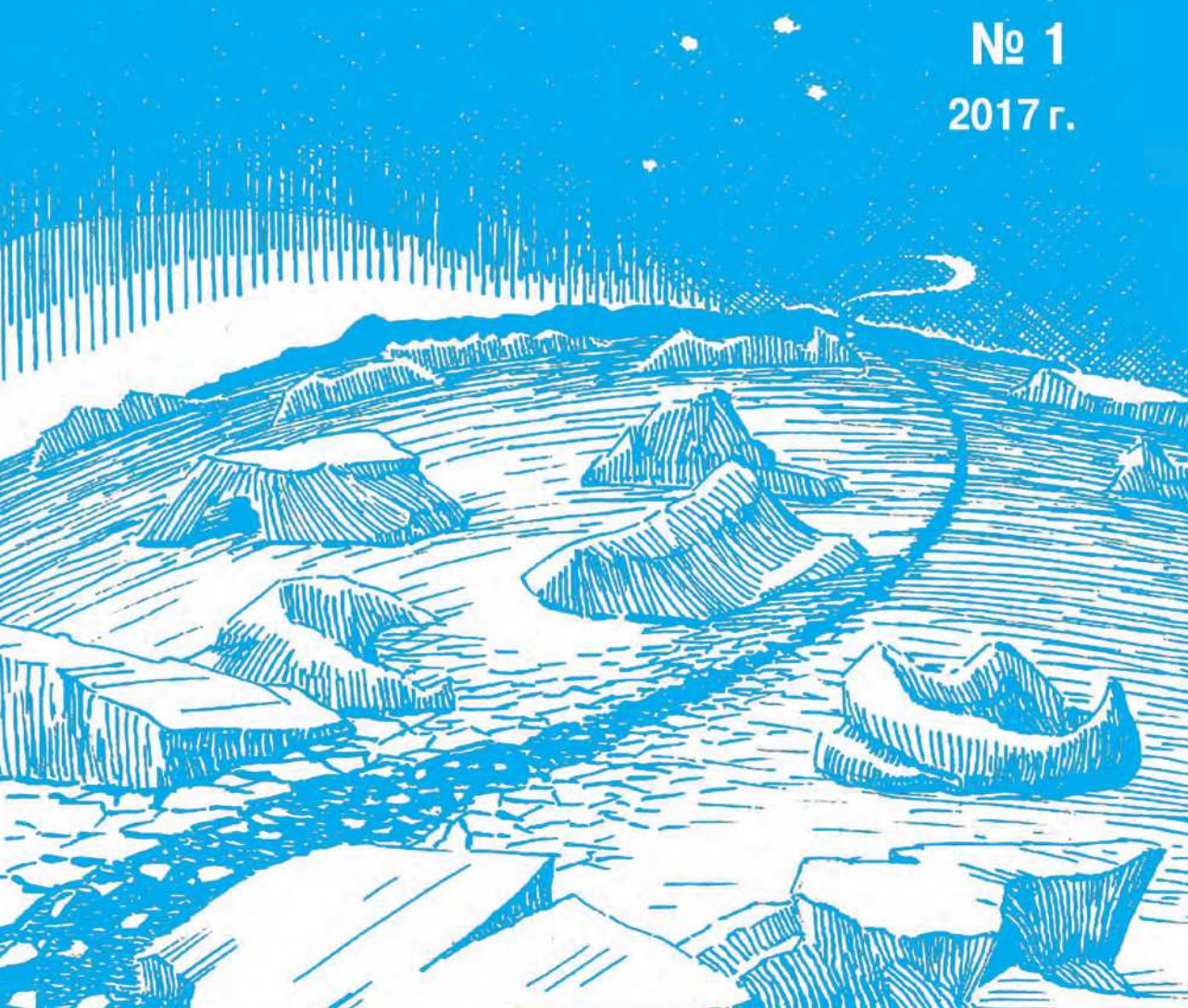


ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1

2017 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (111)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2017

Главный редактор

чл.-кор. РАН, д-р геогр. наук *И.Е. Фролов* (ААНИИ)

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *И.В. Бузин*

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

А.А. Меркулов

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

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

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

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

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

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

д-р геол.-минерал. наук *Г.Л. Лейченко* (ВНИИОкеангеология)

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

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

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

д-р геогр. наук *Е.У. Миронов* (ААНИИ)

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

д-р геогр. наук *А.Ю. Прошутинский* (Woods Hole Oceanographic Institute, USA)

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

д-р философии *Д. Рэйно* (Centre National de la Recherche Scientifique, France)

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

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

д-р техн. наук *К.Г. Ставров* (ОАО «ГНИНГИ»)

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 1 (111)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

Выдано Федеральной службой по надзору в сфере связи и массовых коммуникаций
Журнал включен в перечень рецензируемых научных изданий ВАК (вступивший в силу 1 декабря 2015 г.),
в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученых
степеней доктора и кандидата наук.

Подписные индексы издания в каталоге «Газеты. Журналы» ОАО «Агентство Роспечать»

70279 – на год

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода)

70278 – для предприятий и организаций (на полгода)

Редактор Е.В. Миненко

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2017

СОДЕРЖАНИЕ

<i>С.Н. Зацепа, В.И. Журавель, А.А. Ивченко, В.В. Солбаков, В.В. Становой.</i> Инкрементальный подход к выбору критических сценариев распространения разливов нефти для планирования мероприятий по минимизации экологических рисков.....	5
<i>А.В. Неелов, В.П. Природина.</i> О литорально-сублиторальном виде рыб из Западной Антарктики — антарктическом гарпагифере <i>Harpagifer antarcticus</i> <i>nybelin, 1947 (harpagiferidae, notothenioidae, pisces).</i> Сообщение 2. Биологические и экологические особенности, распространение, происхождение и вероятные пути расселения вида	18
<i>В.А. Рожков, Н.А. Сухих.</i> Векторный дисперсионный анализ изменчивости течений в Печорском море	30
<i>В.Ю. Чанцев.</i> Определение параметров воздушно-пузырькового барботажа в воде...	39
<i>А.С. Макаров, Д.Ю. Большаков.</i> Органоминеральные отложения на побережьях как индикатор положения уровня моря в прошлом	46
<i>А.Ф. Зеньков, Е.А. Гордеева, А.В. Костенич, Е.В. Колобов, Д.Н. Кытманов, К.Г. Ставров.</i> О подходе к созданию цифровой модели рельефа дна Арктического бассейна.....	57
<i>Л.Н. Дымент, С.М. Лосев.</i> Метод долгосрочного прогноза дрейфа льда в Арктическом бассейне	62
<i>А.А. Пискун.</i> Оценка высшего уровня воды весеннего половодья в районе Панаевска (дельта р. Оби)	76
<i>М.Н. Григорьев.</i> Исследования деградации многолетнемерзлых пород морей Восточной Сибири (по результатам экспедиций 2014–2016 гг.).....	89
<i>Ю.Е. Смирнова, П.А. Голубкин.</i> Оценка доли полярных циклонов, воспроизводимых атмосферными реанализами, с использованием различных наборов данных	97
Памяти В.С. Лощилова	107

CONTENTS

<i>S.N. Zatsepa, V.I. Zhuravel, A.A. Ivchenko, V.V. Solbakov, V.V. Stanovoy.</i> Incremental approach to the selection of oil spills spreading critical scenarios for planning measures for environmental risks minimization	5
<i>A.V. Neyelov, V.P. Prirodina.</i> About the littoral-sublittoral fish species of from Western Antarctic — <i>Harpagifer antarcticus</i> Nybelin, 1947 (harpagiferidae, notothenioidae, pisces). Report 2. Biological and ecological peculiarities, distribution patterns, origin and probable species dispersal routes.....	18
<i>V.A. Rozhkov, N.A. Sukhikh.</i> Analysis of variance of sea currents' variability in the Pechora sea.....	30
<i>V.Yu. Chantsev.</i> Parametr definition of air-bubbles barbotage in the water	39
<i>A.S. Makarov, D.Yu. Bolshiyarov.</i> Organomineral deposits on the coasts, as an indicator of the position of the sea level in the past.....	46
<i>A.F. Zenkov, E.A. Gordeeva, E.V. Kolobov, A.V. Kostenich, D.N. Kytmanov, K.G. Stavrov.</i> On the approach to develop updated digital models of the Arctic basin bottom	57
<i>L.N. Dymant, S.M. Losev.</i> Method of long-range ice drift forecast in the Arctic Basin..	62
<i>A.A. Piskun.</i> The highest water level assessment of the spring flood in Panaevsk (delta r. Ob) area	76
<i>Grigoriev M.N.</i> Study of permafrost formations degradation in East Siberia coastal zone (subsequent to the results of expeditions of 2014–2016)	89
<i>J.E. Smirnova, P.A. Golubkin.</i> Estimating proportion of polar lows resolved by atmospheric reanalyses using different data sets	97
In Memory of V.S. Loshchilov	107

ИНКРЕМЕНТАЛЬНЫЙ ПОДХОД К ВЫБОРУ КРИТИЧЕСКИХ СЦЕНАРИЕВ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗЛИВОВ НЕФТИ ДЛЯ ПЛАНИРОВАНИЯ МЕРОПРИЯТИЙ ПО МИНИМИЗАЦИИ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ РИСКОВ

С.Н. ЗАЦЕПА¹, В.И. ЖУРАВЕЛЬ²,
А.А. ИВЧЕНКО¹, В.В. СОЛБАКОВ³,
В.В. СТАНОВОЙ⁴

¹ — Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва, e-mail: zatsopa@gmail.com

² — Научно-методический центр «Информатика риска», Москва, e-mail: vjouravel@ric.msk.ru

³ — ФИЦ «Информатика и управление» РАН – ВЦ РАН, Москва, e-mail: solbakov@ccas.ru

⁴ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: vstanovoy@yandex.ru

В работе обсуждается проблема использования результатов математического моделирования при подготовке мероприятий по обеспечению экологической безопасности шельфовых нефтегазовых проектов. Инкрементальный подход при выборе критических сценариев распространения в море разливов нефти выбран как ключевой принцип формирования подмножества вариантов развития аварийной обстановки. Последовательное применение критериев отбора позволяет выбрать критические сценарии для анализа эффективности различных стратегий реагирования, которые обеспечивают уровень готовности сил и средств, достаточный для обеспечения экологической безопасности с приемлемым уровнем риска.

Ключевые слова: математическое моделирование, разливы нефти в море, план ликвидации разлива нефти.

Минимизация экологических рисков при осуществлении нефтедобычи и транспортировки на морских акваториях считается приоритетной задачей при проектировании и реализации шельфовых проектов, в особенности в арктических регионах. Важным мероприятием по предотвращению или минимизации негативных последствий возможных аварий является разработка Плана предупреждения и ликвидации разлива нефти в море (ЛРН). На основании применимой статистики происходивших ранее аварий может быть оценен технический риск возникновения аварийных ситуаций со сбросом в море нефти или нефтепродуктов, на основании которого с учетом нормативных требований определяются возможные сценарии технических аварий* и максимальные расчетные объемы разливов нефти при реализации проектов на континентальном шельфе. Концепция риск-анализа *распространения в море* аварийных разливов нефти (Зацепы и др., 2014, 2015, 2016) базируется на постулате, что

* Сценарий технической аварии — сведения о типе нефти или нефтепродукта, сброшенного в морскую среду в результате аварии, координаты сброса, интенсивность и продолжительность или объем сброса.

инцидент может произойти в любое время, иногда в неизвестном месте, с не вполне определенным объемом разлива и при заранее неизвестных гидрометеорологических условиях. Проблема заключается в том, что получаемые при анализе риска оценки имеют вероятностный характер, тогда как основная задача Плана ЛРН — определение состава и размещения сил и средств — чаще всего требует вполне определенного, чаще всего единственного и, желательно, оптимального решения. Это не так трудно сделать для одного или нескольких определенных сценариев распространения разлива*, но становится трудной, скорее всего, неформальной и эвристической, задачей, когда мы имеем дело с ансамблем равновероятных сценариев с самыми различными последствиями.

Действующие правила (ПП №1189, 2014) не содержат каких-либо требований или рекомендаций по этому вопросу, ограничиваясь указанием на то, что план ЛРН должен содержать «прогнозируемые зоны распространения разливов нефти и нефтепродуктов при неблагоприятных гидрометеорологических условиях с описанием возможного характера негативных последствий разливов нефти и нефтепродуктов для окружающей среды, населения и нормального функционирования систем его жизнеобеспечения». Это нормативное требование предполагает оценку зоны возможного воздействия разливов нефти на уязвимые объекты в районе интереса и их последствий в пределах этой зоны.

В нормативной литературе распространены два подхода к оценке вероятности и последствий аварий (см., например, (РД-03-14–2005)):

- наиболее вероятная авария — с максимальной вероятностью реализации за определенный период времени;
- наиболее опасная по последствиям авария — с наибольшим ущербом людским и материальным ресурсам или компонентам природной среды.

Конструктивность, строгость и селективность этих определений (возможность выделить с их помощью наиболее вероятный и максимальный по последствиям сценарий разливов) явно недостаточны для задач, возникающих при планировании ЛРН. По существу целью данной работы является обсуждение и определение применимой терминологии, критериев и методов оценки сценариев аварий, включая «неблагоприятные условия» и «плохие» сценарии, на которых должны строиться планы ЛРН.

Очевидно, что реализация и первого, и второго требования может быть проведена только методами математического моделирования. С помощью комплекса математических моделей, предназначенных для проведения анализа риска распространения аварийных разливов, необходимо: а) дать оценки вероятности поражения нефтяным разливом уязвимых ресурсов на акватории и побережье; б) определить время, доступное для развертывания сил и средств локализации и ликвидации разливов нефти (ЛРН); в) оценить варианты стратегий применения технических средств.

Результаты риск-анализа представляют статистическую обработку расчетов многочисленных вариантов распространения аварийных разливов нефти. Но каждый из разнообразных сценариев распространения разлива сопровождается специфическими последствиями и проходит в конкретных гидрометеорологических условиях.

* Сценарий распространения разлива нефти — расчет траектории и/или последовательных конфигураций разлива, включая оценку изменения геометрических и физико-химических характеристик, обусловленных конкретными гидрометеорологическими условиями в период аварийной ситуации.

Возникает вопрос — к какому варианту развития событий следует готовиться специализированным службам, в чью задачу входит борьба с разливами нефти в море и минимизация негативных последствий аварий?

Существует точка зрения, что последствия разливов нефти следует оценивать размерами ущерба, выраженного в денежном эквиваленте и определенного по затратам на операции ЛРН, на рекультивацию береговой зоны и водного объекта и на компенсацию нанесенного вреда, однако ее внешняя привлекательность сильно контрастирует с отсутствием убедительных научных обоснований денежных оценок и взаимных сопоставлений вреда, причиняемого водным объектам, атмосфере, берегам, биологическим объектам и социальной сфере (Журавель, 2015).

Часто предполагается, что наибольший видимый ущерб связан с достижением разливом особо охраняемых территорий или рекреационных зон, которые, как правило, находятся в мелководных прибрежных областях акваторий или на побережье. Поэтому одним из приоритетов в ходе кампании ЛРН может быть уменьшение количества нефти на поверхности моря к моменту ее подхода к берегу. Предполагается, что чем больше нефти подойдет к берегу, тем тяжелее будет ситуация. В то же время легко представить, что характеристики береговых загрязнений могут сильно различаться по объему, площади и протяженности загрязнений побережья. С позиций оценки затрат на последующую очистку берега наиболее критичным показателем является протяженность, объем имеет меньшее значение (неважно, сколько нефти будет на берегу, если в этом месте все равно будут необходимы очистные и восстановительные работы), площадь занимает промежуточное положение, так как будет определять объем работ и количество образующихся отходов. В более широком контексте выбор критериев с позиций минимизации экологического вреда вряд ли удастся свести к единственному критерию, а загрязнение берегов может быть не единственным и даже не самым важным из них.

Если стоимость уязвимых ресурсов в регионе не определена, то возможен подход, основанный на относительной оценке последствий, например — по максимальному количеству нефти, которое может быть выброшено на берег. Состояние вопроса и возможности моделирования в этом направлении были представлены в обзоре (Etkin et al., 2007). На основании многочисленных обследований загрязненных береговых зон авторы констатировали, что поведение нефтяного разлива при контакте с берегом зависит от целого ряда взаимосвязанных факторов и процессов, таких, как тип и характеристики нефти, прежде всего вязкость; толщина слоя нефти при подходе разливов к берегу и на береговой линии; время достижения береговой линии; фаза прилива; погода до и после контакта с берегом; энергия волн. Способность береговых линий к удержанию нефти обусловлена геоморфологическими характеристиками берегов, прежде всего их уклонов и слагающих пород в зоне осушки, возможностью фильтрации нефти или нефтепродуктов в подстилающий субстрат, что, в свою очередь, зависит от проницаемости грунта и вязкости фильтрующейся субстанции. Обследования, проведенные на побережьях Керченского пролива после аварии танкера в 2007 г., показали, что в ряде случаев, в особенности на песчаных пляжах, нефтяное загрязнение береговой зоны оказалось неоднородным по вертикали, проникая в песок на глубину до нескольких десятков сантиметров. В этом случае способность побережий «удерживать» нефтяное пятно определялась литодинамическими процессами в береговой зоне (Фашук и др., 2010).

В (Gundlach, Hayes, 1978) была предложена классификация береговых линий по геоморфологическим особенностям, в соответствии с которой каждому участку береговой зоны присваивается свой индекс чувствительности. Подобное картирование возможно по результатам полевых исследований в районе интереса, что к настоящему времени проведено лишь для отдельных районов континентального шельфа РФ в зоне арктических и дальневосточных морей (Калинка, 2016; Погребов, Шилин, 2001; Блиновская, 2004).

В абсолютном большинстве моделей анализа риска распространения нефти используется самый простой подход (А), заключающийся в том, что нефтяное пятно, траектория перемещения которого пересекает береговую линию, считается осевшим на берегу независимо от типа нефти, характеристик выветривания, типа береговой линии, уже имеющегося количества нефти на берегу и т.д. Возможен и другой подход (Б), при котором пятно нефти на берегу может рассматриваться как источник вторичного загрязнения акватории и новых участков побережий. В этом случае часть нефти считается осевшей на берегу в месте контакта, а оставшаяся часть продолжает эволюционировать, трансформируясь процессами переноса, растекания и выветривания и вызывая загрязнение новых областей акватории и побережий. Предельным случаем этого сценария взаимодействия следует рассматривать ситуацию (В), когда разлив нефти «отражается» от береговых линий, рассеиваясь в атмосферу и водную толщу.

В этой ситуации, возможно, следует считать, что третий вариант (В) соответствует наихудшему сценарию с позиций загрязнения водной среды диспергированной и растворенной нефтью, в то время как первый вариант (А) самый «неприятный» для уязвимых объектов на берегу. С другой стороны, если рассматривается в качестве приоритетного критерия загрязнение определенных или особо охраняемых участков побережья, то наихудшими могут оказаться совсем другие сценарии. Моделирование с учетом частичного осаждения нефти на берегу связано с учетом большого числа неопределенностей в локальных гидрометеорологических и геоморфологических параметрах. Особенно важно это для небольших разливов, поведение которых может существенно меняться в зависимости от локальных особенностей береговой линии и прибрежной зоны, не учитываемых в гидродинамических моделях циркуляции и волнения.

Ниже приведен пример расчета вероятности воздействия нефтяного разлива на акваторию в течение первых 10 суток после аварийного сброса при гипотетической аварии в центральной части Финского залива при различных «схемах» взаимодействия разлива с берегом*. Рисунок 1а соответствует варианту (А) полного поглощения разлива (или его части в случае продолжительного сброса) при первом контакте с берегом. На рисунке 1б показаны изолинии вероятности воздействия на области акватории при расчетах по варианту (В). На обоих рисунках выделена эллиптическая область, где различия между результатами расчетов наиболее сильны. Видно, что условие отражения разлива от берега приводит к увеличению протяженности загрязнения береговой линии, что может быть некорректной оценкой при высокой удерживающей нефтяной разлив способности береговой черты. В любом случае, на рис. 1 (а, б) показаны два предельных случая расчетов распространения нефтяного разлива, так что

* Все приведенные в работе рисунки подготовлены в демонстрационных целях для обсуждения выходной продукции моделирования разливов нефти по материалам реконструкций гидрометеорологических условий, выполненных авторами в различных проектах по информационному обеспечению планов ЛРН и проведению АСЭВ.

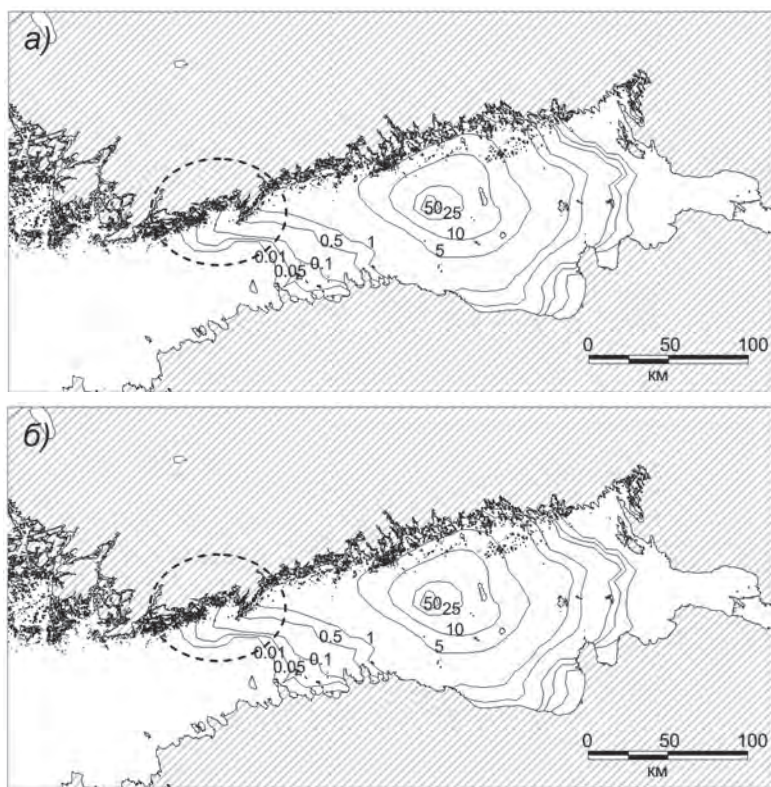


Рис. 1. Оценка вероятности поражения акватории при разных «схемах» взаимодействия разлива с берегом: а — «поглощение» разлива берегом; б — «отражение» разлива от берега.

разнообразные варианты вычислений по варианту (Б) должны располагаться между соответствующими изолиниями вероятности, приведенными на рисунках.

Восстановление исходного состояния (до воздействия разлива нефти) экосистемы береговой зоны представляется наиболее трудозатратным, и снижение эффективными операциями ЛАРН количества нефти, достигающего береговой зоны, может рассматриваться как стратегия, приводящая к минимизации негативных последствий аварии.

Среди десятков тысяч вариантов распространения нефти в море, которые могут реализоваться в регионе интереса по реконструированным гидрометеорологическим условиям и которые рассчитываются в рамках риска-анализа (Зацепя и др., 2014, 2015, 2016), есть сценарии, в которых *количество нефти*, достигшее береговой зоны оказывается максимальным, и есть другие сценарии, в которых негативные последствия разлива проявляются в экстремальной *протяженности загрязнения* береговой зоны. Последние сценарии, как правило, реализуются, когда истечение нефти из источника (аварийный танкер, буровая) продолжается достаточно долго, а масштабы сброса и/или малая удаленность источника от берега не дают возможности разливу рассеяться до безопасных концентраций по мере движения к береговой зоне. В таких случаях к моменту начала взаимодействия с берегом нефтяной разлив может иметь достаточную протяженность и при распространении вдоль берега может загрязнить

береговую зону на многие десятки километров. В этих условиях полная защита берега вряд ли возможна, так как предусмотреть в Плане ЛРН многие километры боновых заграждений и суда-бонопостановщики для их размещения по пути следования разлива нефти нереально. Этот сценарий распространения разлива нефти, по-видимому, следует признать самым неблагоприятным, но насколько он вероятен? Для ответа на этот вопрос необходимо принять во внимание вероятность реализации аварийной ситуации с различными масштабами сброса нефти в морскую среду.

Пусть оценка вероятности поражения берега при условии, что толщина пленки нефти h при достижении береговой зоны больше заданного значения h_T , равна $P_{coast}(t)|_{h>h_T}$. Каждый из сценариев распространения нефти $\{CS_i\}$ (*coast scenario*), в которых нефтяной разлив достигает берега, приводит к индивидуальным последствиям, выражающимся в количестве нефти на берегу и протяженности загрязнения береговой линии. Эти последствия, вообще говоря, могут быть описаны с помощью функции распределения $F_L(t, L)$ или $F_M(t, M)$, где L и M — протяженность загрязненной береговой линии и количество нефти на берегу соответственно, а t — время, прошедшее от начала разлива.

Среди поражающих* береговую зону сценариев распространения нефти $\{CS_i\}$ необходимо выделить подмножество (сценариев), негативные последствия воздействия которых на береговые объекты критически значимы. Вероятность реализации таких сценариев $P_{cr}(t)$, приводящих к неприемлемым результатам, когда ущерб D больше критического значения D_{cr} , определяется произведением вероятности

$$P_{cr}(t) = \underbrace{P_{os}|_{V>V_{cr}}}_1 \cdot \underbrace{P_{coast}(t)|_{h>h_T}}_2 \cdot \underbrace{F(t, L)|_{L>L_{cr}}}_3, \quad (1)$$

где $P_{os}|_{V>V_{cr}}$ — вероятность реализации аварийной ситуации, при которой объем сброса будет более V_{cr} . Второй сомножитель представляет вероятность достижения нефтяным разливом берега при условии, что толщина пленки h_T или количество нефти в пятне будут больше заданных пороговых значений. Третий сомножитель определяет долю поражающих берег сценариев распространения нефти с последствиями, более критически значимыми. Вероятность воздействия разлива нефти на уязвимые объекты зависит от времени, что важно с позиций планирования мер противодействия разливу нефти, но может быть выражена и предельными значениями, соответствующими сценариям, в которых в силу разных причин немедленное реагирование будет невозможно (ночное время, штормовые и неблагоприятные (например, туман и пр.) погодные условия).

Снижение риска воздействия от аварий на морских объектах нефтегазового комплекса может быть достигнуто за счет повышения безопасности и надежности технологий (первый сомножитель в (1)), за счет вовремя принятых мер по локализации и ликвидации разлива нефти (второй и третий сомножитель в (1)).

Какими параметрами может характеризоваться сценарий распространения аварийного разлива нефти, кроме размеров причиненного ущерба?

Время, в течение которого возможно принятие мер противодействия разливу, примерно соответствует времени достижения береговой зоны за исключением сценариев распространения нефти с длительным истечением от источника сброса, в которых, несмотря на то, что первые «порции» нефти могут достаточно быстро достичь берега,

* Поражающий сценарий распространения нефти — сценарий, в котором нефтяной разлив достигает береговой зоны и/или уязвимых объектов на акватории, частично или полностью оседая на берегу или элементах берегового ландшафта (марши, камыши).

тем не менее кампания ЛРН будет осуществляться до полной локализации разлива непосредственно у аварийного объекта.

Метеорологические условия, прежде всего ветер и волны, определяющие, с одной стороны, скорость движения нефтяного slickа и, тем самым, размеры пятна нефти, скорость выветривания и время достижения берега, а с другой стороны, влияющие на эффективность применения механических средств локализации и сбора нефти. За время движения разлива до береговой зоны метеорологические условия могут изменяться, и в этой ситуации, по-видимому, следует использовать как характеристику метеоусловий средние показатели в первые-вторые-третьи сутки после начала разлива.

Объем и продолжительность сброса, тип нефти или нефтепродукта определяют масштабы воздействия на береговую зону.

Методика отбора сценариев распространения нефти для последующего анализа эффективности различных стратегий по противодействию разливу представляет вариант инкрементального подхода к планированию и состоит из нескольких последовательных шагов.

На первом шаге следует сформировать выборку сценариев распространения нефти $\{CS_i\}$, в которых нефтяной разлив достигает берега (или выбранной его части, например особо охраняемых природных территорий (ООПТ)) при условии, что средняя толщина слоя нефти при контакте с берегом не менее порогового значения h_T . Выбранные сценарии следует ранжировать по совокупности критериев. Сначала в качестве критерия ранжирования ряда выбирается количество нефти, вынесенное на берег, дифференцированное по времени (сутки) после начала разлива. Самые «быстрые» сценарии распространения нефти, в которых нефтяной разлив достигает берега, реализуются, как правило, с невысокой вероятностью, но требуют высокой оперативности реагирования. Экологические последствия таких сценариев, происходящих при высоких скоростях ветра, могут быть не столь масштабными, как в сценариях при умеренных и слабых ветрах, когда естественное рассеяние нефтяного разлива при движении по направлению к береговой зоне будет незначительным. На этом этапе целесообразно выбрать критический уровень риска воздействия на уязвимые объекты $P_{coast}(t)|_{h>h_T} > P_{coast_{cr}}$ и подвергнуть дальнейшему анализу подмножество сценариев, когда нефть достигает береговой зоны в рамках этих ограничений.

С другой стороны, реагирование не может закончиться ранее, чем разлив будет локализован в районе сброса нефти. Таким образом, ранжирование сценариев распространения нефти по критерию выноса массы нефти на берег следует проводить на временных сроках не ранее окончания действия источника. Только к этому моменту времени может выясниться, какой ущерб от разлива нефти можно ожидать, если никаких мер по минимизации последствий не предпринимать.

Следующее разбиение на подгруппы в отобранном подмножестве сценариев из генеральной совокупности $\{CS_i\}$ можно провести по критерию *разнообразия* метеорологических условий. В ансамбле сценариев распространения нефти, приводящих к негативным последствиям для окружающей среды, следует выделить две подгруппы. К первой подгруппе стоит отнести подмножество сценариев, в которых в силу неблагоприятных погодных условий реагирование невозможно. Во второй подгруппе следует провести ранжирование поражающих сценариев и выбрать, например, сценарии, приводящие к максимально негативным последствиям в подгруппах, характеризующихся различными ветровыми условиями. Приняв, что механические средства локализации

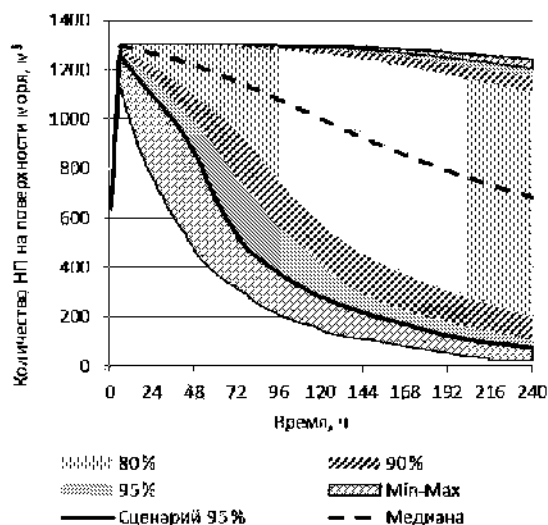


Рис. 2. Двухсторонние проценты количества нефти на поверхности моря по ансамблю расчетных сценариев. Изменения в точке.

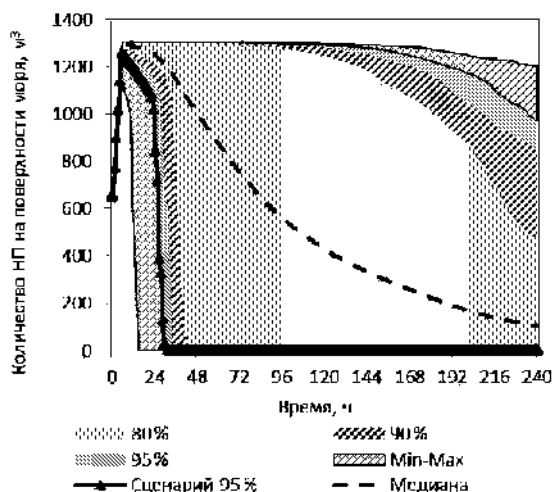


Рис. 3. Двухсторонние проценты количества нефти на поверхности моря по ансамблю расчетных сценариев. Изменения по траектории.

и ликвидации разливов нефти на море (боны и скиммеры) существенно теряют эффективность при скоростях ветра более 10 м/с, целесообразно критические сценарии распространения нефти рассмотреть в трех диапазонах скорости ветра (слабый ветер $W_{10} < 4$ м/с, умеренный $W_{10} = 5-7$ м/с и умеренно-сильный $W_{10} = 8-10$ м/с). Методика анализа риска распространения нефти предполагает использование реконструкции гидрометеорологических условий по данным реанализа метеорологических полей. По этой причине сценарии распространения нефтяных разливов, сброс нефти на морскую поверхность в которых происходит в близкие моменты времени, будут иметь

схожие показатели как в части, касающейся ограничений на реагирование, так и по траектории движения и характеристикам разлива.

Среди номенклатуры результатов риск-анализа распространения разливов нефти есть позиции, как, например, зоны риска или вероятности воздействия на области акватории и побережий, которые должны быть показаны в виде картограмм с привязкой к карте района интереса. С другой стороны, в особенности для разливов нефти, происходящих далеко от берега, представляет интерес построить сценарии *типового* выветривания нефтяного slicka, чтобы на этой основе рассчитать необходимую потребность в технических средствах реагирования на разлив — бонах и скиммерах. В этих типовых сценариях неважно, в какую сторону распространяется разлив нефти, но важно, сколько нефти в среднем окажется на поверхности через заданные промежутки времени после начала сброса нефти. На коротких временных интервалах (в пределах суток) характеристики разлива нефти, соответствующие заданному сценарию технической аварии, можно оценить в предположении, что скорость ветра и соответствующих течений примерно постоянна и равна, например, 0, 3, 5, 7 и 10 м/с (Зацева и др., 2014, 2016). Однако предположение о постоянстве скорости ветра и течения представляются нереалистичными на больших, чем сутки, временных масштабах. Учитывая большую неоднородность гидрологических полей и изменчивость во времени полей приводного ветра, построение типового сценария выветривания может быть основано на следующей последовательности действий. На первом этапе, как было предложено в работе (Зацева и др., 2014), рассчитываются проценти́ли выборки данных по выветриванию, включающие оценки изменения физико-химических характеристик пятна нефти за счет испарения, диспергирования и других процессов трансформации. На рис. 2 приведены расчеты статистик выветривания нефти для гипотетической точки разлива, соответствующей расположению источника сброса в центральной части Финского залива, вероятности воздействия на акваторию для которого приведены на рис. 1. В приведенном примере продолжительность сброса 6 ч и при этом на поверхность моря проливается примерно 1200 м³ судового топлива. График баланса массы нефти, в предположении, что нефтяное пятно не осаждается на береговых участках, назван *изменениями в точке*, в отличие от *изменения по траектории* (см. рис. 2, 3), когда в результате контакта с берегом нефтяное пятно или его часть полностью поглощаются в береговой зоне. Вертикальными двунаправленными стрелками на рис. 2 и 3 показан размах двухсторонних (относительно медианы) проценти́лей выборки данных.

На втором этапе, используя данные о зависимости медианы выборки данных статистики выветривания в точке разлива от времени, следует найти такой расчетный сценарий (определить номер) разлива нефти из десятков тысяч предварительно рассчитанных для выбранного варианта технической аварии, для которого средний квадрат отклонений от медианного варианта выветривания был бы наименьшим. Этот вариант отбора сценариев представляется обоснованным для проведения операций на море. Аналогичный «подбор» сценариев можно сделать для любых проценти́лей выборки данных по выветриванию. Однако если точка аварийного сброса находится недалеко от берега, то статистики выветривания в точке разлива могут оказаться нерепрезентативными. На рис. 4 приведены результаты оценки возможного выноса нефти на берег, дифференцированные по времени, прошедшему после аварии. Из рис. 4 можно видеть, что в значительном числе сценариев распространения нефти

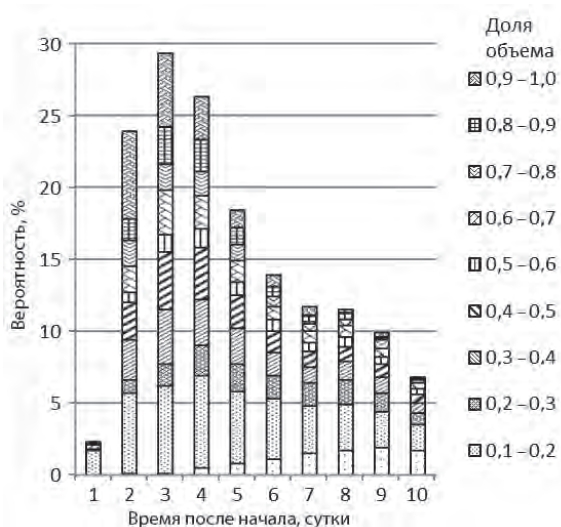


Рис. 4. Вероятность осаждения доли объема нефти на берегу.

происходит вынос нефти в береговую зону и осаждение на берегу. Для Финского залива, ширина которого в средней части 50–60 км, в среднем за 10 суток для рассмотренного сценария технической аварии на поверхности моря останется порядка 10 % исходной массы пролившегося судового топлива (рис. 3). Возможен вынос нефти на острова уже в первые сутки после аварии, а во вторые, третьи и четвертые сутки после аварии вероятность контакта с берегом больше 20 % в сутки, а совокупно

Таблица 1

Основные показатели для сценариев распространения нефти по каждому варианту технической аварии

№	Показатель	Комментарий
1	Номер сценария	По номеру сценария можно определить дату и время гипотетического инцидента
2	Время достижения берега (первый контакт), ч	
3	Максимальное количество нефти, вынесенное на берег, т	Протяженность загрязнения береговой линии и масса нефти на берегу зависят от времени, прошедшего после начала разлива
4	Максимальная протяженность загрязнения береговой линии, км	
5	Средняя скорость ветра в сценарии до контакта с берегом, м/с	Могут быть использованы при определении эффективности использования технических средств
6	Средняя скорость ветра в 1-й день сброса	
7	Средняя скорость ветра во 2-й день аварии	
8	Время достижения ООПТ 1, ч	
9	Время достижения ООПТ 2, ч	
10	Максимальная площадь разлива, до контакта с берегом, км ²	
11	Средняя скорость изменения площади разлива в один день сброса, км ² /ч	Служит оценкой для определения производительности нефтесборных систем

составляет порядка 80 %. При этом, как следует из рис. 4, вероятность того, что на берегу окажется более 90 % от всего объема сброса на вторые, третьи и четвертые сутки после аварии, составляет около 10 %.

Из результатов моделирования распространения нефти, примеры постобработки которых частично приведены на рис. 2–4, можно сделать вывод, что при выборе критических или репрезентативных сценариев развития аварийной ситуации следует рассматривать, с одной стороны, разные статистические оценки, из которых выбираются средние или вероятные значения параметров разлива, и, с другой стороны, необходимо учесть защиту приоритетных объектов (ООПТ и пр.). Учитывая высокую вероятность достижения берега уже на вторые сутки после аварии пятна нефти на поверхности моря, «медианный» (по ветровым условиям) сценарий распространения нефти, по-видимому, целесообразно «поискать» среди сценариев распространения нефти, в которых разлив достигает берега на вторые и третьи сутки после аварии и в которых большая доля первоначального сброса нефти может осесть на берегу.

Таблица 2

Примерная последовательность шагов при выборе критических сценариев

Шаг	Действие	Результат
1	Расчет всех возможных сценариев разлива нефти с учетом процессов трансформации	Формирование множества сценариев M_0
2	Выборка из M_0 сценариев, при которых нефть достигает берега (или ООПТ) и средняя толщина слоя нефти при контакте с берегом не менее порогового значения	Формирование подмножества сценариев M_1
3	В подмножестве сценариев M_1 выбираются сценарии, при которых в силу неблагоприятных погодных условий реагирование невозможно	Формирование подмножества сценариев M_{11}
4	Формирование выборки сценариев, когда реагирование возможно	Формирование подмножества сценариев $M_2 = M_1 - M_{11}$
5	Ранжирование выбранных сценариев M_2 по количеству нефти, вынесенной на берег, по протяженности области загрязнения и по времени достижения берега. Исходя из критического уровня риска воздействия, из подмножества сценариев M_2 выбираются сценарии, приводящие к экстремальным последствиям и имеющие малую вероятность	Формирование подмножества сценариев M_{21}
6	Отбор из подмножества сценариев M_2 сценариев, имеющих значимую вероятность	Формирование подмножества сценариев $M_3 = M_2 - M_{21}$
7	Выбор из подмножества сценариев M_3 характерных репрезентативных сценариев по гидрометеорологическим условиям и по уровню загрязнения	Формирование выборки сценариев M_4
8	Проведение моделирования с учетом применения средств противодействия разливу на примере выборки сценариев M_4 и расчет необходимой потребности в технических средствах реагирования на разлив	Рекомендации органам МЧС

Каждому варианту распространения нефти, обусловленному конкретными гидрометеорологическими условиями из представительного ансамбля гидрометеорологических сценариев, можно поставить в соответствие ряд показателей, основные из которых показаны в табл. 1.

Некоторые из показателей нуждаются в дополнительных комментариях. Для целей нашего анализа можно принять фиксированные моменты времени, например 5 и 10 суток после начала аварии, для которых определить показатели 3 и 4. Время достижения берега, в случае продолжительного истечения, представляется не конкретным моментом, но, в некоторых случаях, достаточно большим промежутком времени между моментом первого контакта и окончательным выносом всего разлива в береговую зону. Время достижения ООПТ, так же как и время достижения береговой зоны в целом, необходимо определять при выполнении условий, что толщина пленки нефти при подходе к берегу или концентрация диспергированной нефти в водной толще в береговой зоне выше наперед заданных критических значений.

Для показателей 2, 3, 4, 8 и 9 следует построить функции распределения, с помощью которых можно оценить вероятность наступления негативных последствий для экосистемы и вероятность реализации сценариев, приводящих к неприемлемому риску для населения и окружающей среды.

Таким образом, последовательность шагов в анализе результатов расчетов характеристик разливов в ансамбле сценариев распространения нефти представляет основания для выбора наиболее вероятных вариантов распространения нефти или консервативных оценок возможных последствий разлива, т.е. «сделанных с запасом», для выбора будущих стратегий борьбы с разливом (табл. 2).

Сформулированная выше задача отбора сценариев распространения нефти для последующего анализа при оценке стратегий реагирования вряд ли должна получить строгий алгоритм решения, пригодный для всех объектов нефтегазового комплекса на континентальном шельфе РФ и внутренних водных объектах. Причина заключается в региональных особенностях морской деятельности, специфике гидрометеорологических условий и наличии/отсутствии важных природоохранных и уязвимых объектов. Однако сам принцип инкрементального подхода может считаться ключевым моментом при решении задачи планирования мероприятий по минимизации экологических рисков. В соответствии с этим принципом из генеральной совокупности всевозможных сценариев распространения нефти в результате аварийного сброса в морскую среду на основании ряда критериев, следующих из результатов риск-анализа распространения разливов, отбираются варианты развития аварийной обстановки, подготовка к реагированию на примере которых обеспечивает уровень готовности сил и средств, достаточный для обеспечения экологической безопасности с приемлемым уровнем риска.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ в рамках проектов № 14-07-00434, № 15-07-04871 и № 14-07-00513

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Блиновская Я.Ю. Принципы создания информационной системы «Карты чувствительности прибрежно-морских зон к загрязнению нефтью» // Вестник ДВО РАН. 2004. № 4. С. 63–73.
- Журавель В.И. Ликвидация разливов нефти в море: соответствует ли финансовое обеспечение работ реалиям? // Oil and Gas Journal Russia. 2015. № 12 (100). С. 92–95.

Зацепя С.Н., Дианский Н.А., Журавель В.И., Ивченко А.А., Коротенко К.А., Солбаков В.В., Становой В.В., Фомин В.В. Моделирование разливов нефти в море для планирования мероприятий по обеспечению экологической безопасности при реализации нефтегазовых проектов. Часть 1. Методология // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 27–39.

Зацепя С.Н., Ивченко А.А., Журавель В.И., Солбаков В.В., Становой В.В. Анализ риска распространения аварийных разливов нефти на примере Обской губы Карского моря // Арктика: экология и экономика. 2014. № 3 (15). С. 30–45.

Калинка О.П. Оценка уязвимости акватории Кольского залива и чувствительности его берегов при разливах нефти: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. Мурманск, 2016. 26 с.

Погребов В.Б., Шилин М.Б. Экологический мониторинг прибрежной зоны Арктических морей. СПб.: Гидрометеиздат, 2001. 96 с.

ПП №1189. Об организации предупреждения и ликвидации разливов нефти и нефтепродуктов на континентальном шельфе Российской Федерации, во внутренних морских водах, в территориальном море и прилежащей зоне Российской Федерации // Постановление правительства РФ от 14.11.14 г. № 1189.

РД-03-14-2005. Порядок оформления декларации промышленной безопасности опасных производственных объектов и перечень включаемых в нее сведений (утвержден приказом Ростехнадзора от 29.11.2005 г. № 893)

Фащук Д.Я., Флинт М.В., Иванова А.А., Ткаченко Ю.Ю. Нефтяное загрязнение среды в Керченском проливе по результатам исследований 2007–2009 гг. // Изв. РАН. Серия Географическая. 2010. № 4. С. 86–97.

Etkin D.S., French-McCay D., Michel J. Review of the State-Of-The-Arton Modeling Interactions between Spilled Oil and Shorelines for the Development of Algorithms for Oil Spill Risk Analysis Modeling // MMS OCS Study 2007-063. Environmental Research Consulting, Cortlandt Manor, New York. MMS Contract 0106PO39962. 157 p.

Gundlach E.R., Hayes M.O. Vulnerability of coastal environments to oil spill impacts // Marine Technology Society Journal. 1978. Vol. 12. № 4. P. 18–27.

Hayes M.O., Michel J., Zengel S., Dahlin J., Petersen J. Environmental sensitivity index guidelines, Version 2.0. // Seattle, Washington, NOAA Tech. Memo. NOS ORCA 115. 1997. 79 p.

S.N. ZATSEPA, V.I. ZHURAVEL, A.A. IVCHENKO, V.V. SOLBAKOV, V.V. STANOVOY

INCREMENTAL APPROACH TO THE SELECTION OF OIL SPILLS SPREADING CRITICAL SCENARIOS FOR PLANNING MEASURES FOR ENVIRONMENTAL RISKS MINIMIZATION

The paper introduces the problem of the use of mathematical modeling results in the preparation of measures to ensure environmental safety of offshore oil and gas projects. Incremental approach to the selection of critical scenarios of oil spills spreading in the sea is chosen as a key principle of forming a subset of variants of the accident development. Consistent application of the selection criteria allows selecting the critical scenarios to analyze the effectiveness of various response strategies, which provide a level of readiness of forces and resources sufficient to ensure environmental safety with an acceptable level of risk.

Keywords: mathematical modeling, sea oil spills, oil spill response plans..

**О ЛИТОРАЛЬНО-СУБЛИТОРАЛЬНОМ ВИДЕ РЫБ
ИЗ ЗАПАДНОЙ АНТАРКТИКИ — АНТАРКТИЧЕСКОМ
ГАРПАГИФЕРЕ *HARPAGIFER ANTARCTICUS* NYBELIN, 1947
(HARPAGIFERIDAE, NOTOTHENIOIDEI, PISCES)**

**СООБЩЕНИЕ 2. БИОЛОГИЧЕСКИЕ И ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ,
РАСПРОСТРАНЕНИЕ, ПРОИСХОЖДЕНИЕ
И ВЕРОЯТНЫЕ ПУТИ РАССЕЛЕНИЯ ВИДА**

А.В. НЕЕЛОВ, В.П. ПРИРОДИНА

Зоологический институт РАН, Санкт-Петербург, e-mail: antarct@zin.ru

Настоящее сообщение является продолжением исследования авторов по антарктическому гарпагиферу, опубликованного в предыдущем номере данного журнала. По собственным и литературным материалам дано описание биологических и экологических особенностей самого южного представителя антарктических гарпагиферов – *Harpagifer antarcticus* от западных берегов Антарктического п-ва и прилежащих акваторий архипелагов Западной Антарктики, единственного вида рода антарктических рыб, которые обитают как в литорали, так и в верхней сублиторали (до 100 м). Основу материала составили рыбы, пойманные на российской антарктической станции Беллинсгаузен в период 2006–2011 гг., и все доступные литературные источники. Рассматриваются вопросы биологии, экологии, распространения и происхождения от возможной предковой формы, обитавшей в прибрежных водах тихоокеанского сектора Антарктики и юга Южной Америки до их разделения. Обсуждаются вопросы вероятного «продвижения» предковых гарпагиферов на восток, их расселения и независимого видообразования на удаленных субантарктических островах и причины невозможности заселения прибрежных вод приконтинентальных морей Восточной Антарктики

Ключевые слова: рыбы, антарктический гарпагифер, *Harpagifer antarcticus*, Западная Антарктика, биология, экология, распространение, происхождение, расселение и видообразование.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущей статье (Сообщение 1) авторы представили результаты детального исследования систематического положения вида, его номенклатуру, морфологическое описание по собственным материалам и сравнительные замечания с другими видами рода *Harpagifer* из различных акваторий Южного океана. В данном сообщении подробно представлена биологическая и экологическая характеристика вида, разобраны особенности его распространения в водах Западной Антарктики. Рассмотрены вопросы происхождения от возможной предковой формы, обитавшей в прибрежных водах тихоокеанского сектора Антарктики и юга Южной Америки до их разделения. Обсуждаются вопросы вероятного пути «продвижения» предковых гарпагиферов на восток, их расселения и независимого видообразования на удаленных субантарктических островах и причины невозможности заселения прибрежных вод приконтинентальных морей Восточной Антарктики.

БИОЛОГИЯ

Размножение. Антарктическому гарпагиферу, как, скорее всего, вообще всем видам рода, свойственна откладка икры в гнездо и охрана ее в течение 5–6 месяцев вместе самцом и самкой (Daniels, 1978, 1979). Подробное описание особенностей размножения в природе и в аквариуме, ход гаметогенеза и эмбриогенеза у *H. antarcticus* от Южных Оркнейских островов дали М. Уайт и П. Баррен (White, Burren, 1992). Нерест, по данным этих авторов, происходит поздней антарктической осенью и в начале зимы (конец мая–июнь), а выклев в ноябре–декабре. Именно поэтому драгой в заливе Адмиралти не удавалось добыть гарпагиферов в течение многих месяцев года или ловились лишь единичные особи, а в ноябре и декабре было поймано соответственно 10 и 9 взрослых рыб длиной до 10 см (Žadrožny, 1996, Tabl. II; Kulezh, 1999), т.е. когда родители покинули гнездо после выклева личинок в поисках пищи. Появление и распределение личинок *H. antarcticus* в пелагиали у Южных Оркнейских о-вов по месяцам и их размер дает А. Келлерманн (Kellermann, 1989). При этом он отмечает, что первое их появление приходится на октябрь, массовое на ноябрь–декабрь (при длине 7–12 мм), очень мало их в январе–феврале, а в марте они полностью отсутствуют, когда, вероятно, они оседают на дно.

Первое описание и изображение личинок *H. antarcticus* под названием *H. bispinis*, пойманных в пелагиали у Port Lockroy тралом Агассица на глубине 30 м в Borge Bay, Signy Isl., было опубликовано И. Эверсоном (Everson, 1968, 1969). По данным этого автора, полный метаморфоз у них заканчивается поздней антарктической осенью. Л.А. Лисовенко (1987) приводит такие данные диаметра икринок для гарпагиферов от Южных Оркнейских о-вов, также под названием *H. bispinis*, — 2,4–2,8 мм (табл. на с. 342) и от о. Южная Георгия — 2,4–2,6 мм (с. 350), что сходно с размерами икринок гарпагиферов от Port Lockroy (Everson, 1968); абс. плодовитость 0,4–2 тыс. икринок для рыб длиной до 10,4 см, нерест — июль, выклев — ноябрь–январь, появление личинок весна–лето (с. 350). Предличинки антарктического гарпагифера, названные *H. georgianus georgianus*, были пойманы В.Н. Ефременко у Юж. Оркнейских о-вов в пелагиали в пределах шельфовых вод над глубинами 120–350 м весной в ноябре–декабре, а «оформившиеся личинки» (вернее, уже мальки) осенью в марте–апреле (Ефременко, 1982, 1987, с. 360, табл., с. 364). Кроме того, Ефременко сообщает также о поимке икринок гарпагифера в пелагиали над указанными выше глубинами. Это ошибочно, так как этого в принципе не может быть, ибо демерсальные икринки гарпагиферов, откладываемые в гнездо на дне или в укрытие и охраняемые самцом или самкой в течение не менее 150 суток, вплоть до выклева личинок (White, Burren, 1992), никак не могут быть пойманы в толще воды.

С. Ван дер Молен и Х. Маталланас (Van der Molen, Matallanas, 2004, с. 104) для вида *H. spinosus* от о-вов Крозе, представив гистологически детальный ход гаметогенеза и развития ооцитов, на основании наличия в яичниках перед и сразу после овуляции (т.е. в IV и VI стадиях зрелости) ооцитов начала трофоплазматического роста, делают заключение о порционном нересте у гарпагиферов. Однако много ранее (Андрияшев, Буцкая, Фалеева, 1979), а затем (Буцкая, Фалеева, 1987) впервые убедительно показали, что для нототениоидных антарктических видов рыб после нереста характерен переход из VI сразу в стадию VI–III зрелости половых продуктов, при единовременном нересте, минуя стадию VI–II, так как в яичниках уже имеются ооциты нереста будущего года в фазе начала трофоплазматического роста, т.е. развитие

ооцитов от начала вителлогенеза до его завершения длится значительно дольше года. Позже эта особенность оогенеза антарктических рыб была подтверждена и развита в специальных работах многими отечественными исследователями для разных видов рыб Антарктики. Например, (Сильянова, 1981) показала, что стадия зрелости VI–III у всех нототениевых видов рыб длится 4–5 месяцев, т.е. до окончания резорбции фолликулов. В частности, по данным (Манило, 2006), у широколобой нототении (*Notothenia coriiceps*) от о. Galindes (Аргентинские о-ва) эта стадия длится с начала апреля по июль. Эти особенности гаметогенеза для разных экологических и систематических групп антарктических видов рыб были обобщены Л.А. Лисовенко (1987).

Размер, точное время и возраст оседания мальков и перехода к донному образу жизни пока остаются до конца не выясненными, но И. Эверсон (Everson, 1968) считает, что пелагическая стадия у гарпагиферов длится приблизительно 6–7 месяцев, а «полуколючие» молодые рыбы *H. antarcticus* длиной 28 мм от Юж. Оркнейских о-вов уже ведут типичный донный образ жизни.

Все виды рода *Harpagifer* проходят пелагическую стадию в своем развитии в обязательном порядке, как и все без исключения виды нототениоидных рыб. Подтверждением этому является «колючий» малёк, т.е. сублиторальной формы, длиной более 1 см у архипелага Кергелен, пойманный в пелагиали над шельфом (Кондрицкая, 1983), к сожалению, не сохраненный, но виденный А.В. Нееловым. С большой долей уверенности можно говорить, что это был малёк *H. nybelini* (Prirodina, 2002a), т.е. кергеленская «рогатая» форма, по А.П. Андрияшеву. То же с уверенностью можно сказать и о пелагическом мальке гарпагифера длиной 24,5 мм, как «личинки» *H. bispinis*, от о. Южная Георгия (Efremenko, 1983, Fig. 23 b), который, как показано нами ранее (Неелов, Природина, 2006), является мальком сублиторального «колючего» вида *H. permitini*.

Питание. В работах аргентинских ихтиологов (Barrera-Oro, Casaux, 1998; Casaux, 1998) подробно изучено питание *H. antarcticus* как типичного засадчика, из двух различных зон обитания (литораль и сублитораль) от Южных Шетландских о-вов. Экземпляры от о. Кинг Джордж (зал. Potter Cove) были пойманы руками на мелководье, и их основным видом питания были эпибентические гаммариды амфиподы, в составе остальной пищи обычны полихеты, гастроподы и изоподы. Однако из желудков бакланов, ныряющих на глубину 46–100 м (пролив Дрейка, о. Нельсон, Юж. Шетландские о-ва) извлекали гарпагиферов, в желудках которых нашли только антарктический криль. Правда, авторы не уверены, с какой точно глубины эти рыбы были бакланами выловлены. В более ранних работах (Moreno, 1971; Richardson, 1975; Showers, Daniels, Laine, 1977; Targett, 1981; Wiansky, Targett, 1981; Daniels, 1982, 1983 и др.) авторы также считали, что основной пищей *H. antarcticus* в разных местах ареала в течение всего года (кстати, так же как и других видов рода) являются гаммариды, в значительно меньшей степени другие представители бентоса и даже водоросли (Daniels, 1982, Fig. 2). В подробной работе о стратегии питания и пищевой предпочтительности антарктического гарпагифера как засадчика (Duarte, Moreno, 1981) особо подчеркивается узкая избирательность питания амфиподами, преимущественно видом *Gondogenia antarctica* даже при наличии в массе других животных. При этом амфиподы составляют 99,6 % от веса пищевого комка, то есть он является ключевым видом в структуре эпибентического сообщества приливно-отливной зоны. Следует уточнить, что в большинстве этих исследований изучали питание рыб, пойманных с глубин 0–20 м. В свою очередь, этот вид гарпагиферов, кроме потребления в пищу

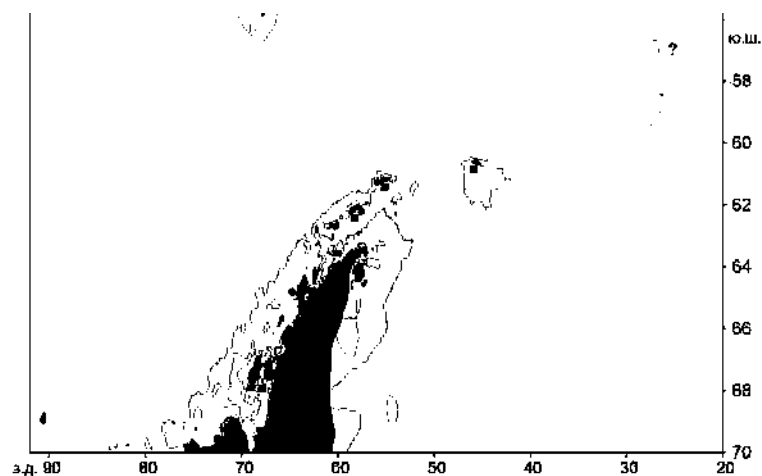


Рис. 1. Места поимок антарктического гарпагифера *Harpagifer antarcticus*.

● — типовое местонахождение вида; * — собственный материал; ■ — находки по литературным источникам; ? — о. Кандлмас, Южные Сандвичевы о-ва, видовая принадлежность к *H. antarcticus* условна. Изобата — 500 м.

бакланами (см. выше), был найден также в желудках широколобой нототении — *N. coriiceps* у о. Galindes (Манило, 2006).

Распространение (рис. 1). *H. antarcticus* достоверно известен пока от западного побережья Антарктического полуострова с прилегающими островами, Южные Шетландские о-ва: о. Кинг Джордж (Ватерлоо), о. Элефант (Мордвинова), Южные Оркнейские о-ва — о. Сайни (Signy Isl.), вероятно, сублитораль о. Кандлмас (гл. 24 и 15–70 м, см. синонимию) и других Южных Сандвичевых о-вов, т.е. не выходит за пределы Грейамовой переходной зоогеографической провинции (Андрияшев, Неелов, 2005) Западной Антарктики (Kuleszh, 1998). Обитает на мелководье от приливно-отливных луж литорали и самой верхней сублиторали до глубины 100 м или несколько более. В нашей коллекции имеется один экз. (ЗИН № 55380), пойманный донным тралом, который проходил на глубинах 115–67–84–85 м. По нашему мнению, рыба была, скорее всего, захвачена тралом на глубине 67–85 м, так как сообщений о поимке этого вида глубже 100 м в литературе не приводится (Tomo, Stadler, 1973; Wyanski, Targett, 1981), за одним исключением — 118 м (Matallanas, 1997, как *H. spinosus*).

У побережья о. Кинг Джордж взрослые особи данного вида были пойманы в лужах среди камней нижней границы отлива в заливе Адмиралти и драгой на глубине до 30 м (Skóra, Neyelov, 1992; Żadrożny, 1996; Kuleszh, 1999), а участниками РАЭ в районе станции Беллинсгаузен и гидробиологами-аквалангистами нашего института как в отливных лужах, так и на глубине 3 и 5 м, т.е. в приливно-отливной, или в литоральной, и в самой верхней сублиторальной зонах. Вместе с тем рыб этого вида вылавливали и, как уже отмечено выше, в верхней сублиторали при драгировке на глубинах до 40 м (Nybelin, 1947; Everson, 1969) и даже до 100 м (Tomo, 1981). При этом в обеих зонах рыбы обычны, во всяком случае в летний период, что для этих районов в этот период года следует считать экологической нормой вида (см. ниже). К сожалению, как уже отмечалось выше, не во всех работах приводятся точные сведения о глубинах поимки рыб этого, а нередко и других видов рода *Harpagifer*, поэтому точный диапазон глубин обитания вида требует дальнейшего уточнения.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вопросы происхождения *H. antarcticus* от возможной предковой формы

По нашему мнению, *H. antarcticus* является прямой производной формой от предкового вида рода, обитавшего, по-видимому, еще до разделения Антарктики и южной оконечности Южной Америки в общих теплых прибрежных тихоокеанских водах единых тогда континентов. Именно поэтому определенную схожесть в ряде морфологических особенностей у *H. palliolatus*, *H. permitini* и *H. antarcticus*, по нашему мнению, следует рассматривать как проявление их плезиоморфности, оставшейся от общего предка.

После возникновения проливов Дрейка и Брансфилда и разделения Южной Америки и Антарктики в конце миоцена (Кнох, 1960) эволюционная судьба предковой формы по обе стороны пролива сложилась по-разному. Развивающееся выхолаживание антарктических вод, вызванное: 1) образованием Циркумантарктического течения; 2) возникновением локальных прибрежных круговоротов; 3) развитием ледового купола Антарктиды; 4) все большим понижением температуры воды у ее берегов, особенно к востоку от моря Уэдделла, не позволяло предковой форме гарпагифера проникать вдоль континентального берега на восток. Вместе с тем океанологические условия в возникшем море Беллинсгаузена продолжали оставаться менее суровыми, хотя и постепенно также охлаждались, но без образования холодной антарктической шельфовой воды (АШВ) и круглогодичного мощного слоя зимней антарктической водной массы с максимально низкими отрицательными температурами воды (до $-1,9^{\circ}\text{C}$). Такая структура шельфовых вод ныне свойственна прибрежным акваториям вдоль континента от моря Уэдделла до моря Росса на восток включительно, но отсутствует в море Амундсена и особенно в море Беллинсгаузена (Попков, 1980; Антипов, Клепиков, 2010, 2011, 2013; Клепиков, Антипов, 2014). Именно эти акватории, как предполагает П. Конвей с соавторами (Convey et al., 2009), всегда были, есть и будут самыми теплыми прибрежными морями Южного океана. Однако ежегодно происходит образование прибрежного льда в зимний период и понижение зимней температуры поверхностной воды до минимальных минусовых значений на глубинах до 55 м (Krebs, 1974, Fig. 3), хотя в иные годы она не опускалась ниже $-1,4^{\circ}\text{C}$ (Томо, 1969). Такие гидрологические условия приводили, с одной стороны, к необходимости рыбам погружаться глубоко в сублиторальную зону, где ниже на шельфе постоянно присутствовала теплая циркумполярная глубинная вода (ЦГВ) (Антипов, Клепиков, 2010, 2011, 2013; Клепиков, Антипов, 2014), т.е. глубже 55 м; с другой стороны, реализовывать свойственную нототениеидным рыбам возможность выработки антифризов, препятствующих замерзанию жидкостей организма при отрицательных температурах воды, что имеет место у *H. antarcticus* (Tradatti et al., 1983; White, Burren, 1992). В летний период гарпагиферы снова поднимались в верхнюю сублитораль и выше в литоральную зону для откорма, оставаясь надолго там, где температуры на глубинах от 0 до тех же 55 м были уже положительными, а в приливно-отливной зоне даже до $4,5^{\circ}\text{C}$ на глубинах до 3 м. При таких условиях в процессе эволюционных преобразований у современного мелководного *H. antarcticus* постепенно выработались достаточно значительные эврибатность и эвритермность, при сохранении определенных предковых морфологических черт, что проявляется в значительном развитии костных структур скелета и члеников боковой линии туловищной сейсмодатированной системы и сохранении мягких кожных образований на голове. Эврибатность *H. antarcticus* развивалась еще и в связи с тем, что первоначально

мелководные шельфы островов Южноанtilьской дуги испытывали изостатические вертикальные перемещения, перемежающиеся с трансгрессиями и регрессиями уровня океана, что фактически показано для Южных Шетландских островов (Заморуев, 1976), с уже последующим переуглублением бровки их шельфов до современных 300–350 м (Воронов, 1960; Knox, 1960; Андрияшев, Грузов, 1974). Эти чередующиеся изменения глубины шельфа, вкупе с приливно-отливной амплитудой уровня воды в литоральной зоне в настоящее время до 2,19 м (Clarke, 1996), также сыграли свою роль в развитии эврибатности *H. antarcticus*, что и не «позволило» возникнуть парности видов в пределах известного ныне ареала *H. antarcticus*. Такая парность литоральные – сублиторальные виды свойственна гарпагиферам практически во всех акваториях островных шельфов, насколько это теперь выяснено, более северной и более тепловодной периферии Циркумантарктического течения (Nugeau, 1985; Природина, 2000, 2002a, 2002b, 2004; Нелов, Природина, 2006), хотя детальные исследования рыб многих островных шельфов Южного океана и прилежащих акваторий в этом отношении нуждаются в получении новых достоверных материалов.

Расселение и независимое видообразование на шельфах удаленных субантарктических островов

После становления *H. antarcticus* как самостоятельного вида дальнейшее его проникновение на восток из западных акваторий Антарктического полуострова было возможным лишь вдоль Южноанtilьской островной дуги (Авилов, Гершанович, 1969) после начала образования проливов Дрейка и Брансфилда: архипелаг Пальмера, Аргентинские острова, Южные Шетландские острова, включая о. Элефант, Южные Оркнейские острова, где океанологические условия уже тогда были или становились сходными с таковыми моря Беллингаузена. Весьма вероятно, что в ряд этого «продвижения» *H. antarcticus* на восток по мелководной тогда талассобатиали банок, вследствие крупных колебаний уровня океана — трансгрессий и регрессий (Линдберг, 1970), возникающего Южноанtilьского хребта, также могут быть включены южные акватории Южных Сандвичевых островов. И, как выяснено теперь благодаря работам российских гидробиологов-аквалангистов, отсутствие строгой литоральной и самой верхней сублиторальной фауны приконтинентальных морей от моря Уэдделла на восток до моря Росса включительно на глубинах до 2–3 м обусловлено не только отрицательными значениями температуры воды здесь даже в летний период (Клепиков, Антипов, 2014), но и еще двумя абиотическими факторами: истирающим действием приливно-отливной подвижки льда и образованием слоя пресной воды подо льдом в весенне-летний период в результате таяния самого льда и потоков талой воды с берега, из-за чего морская стеногалинная антарктическая фауна существовать здесь не может (И.А. Мельников, Б.И. Сиренко и С.Ю. Гагаев, личное сообщение). Гидрологические условия прибрежных акваторий о-вов Южноанtilьской гряды также испытывают в летний период влияние стекающих талых вод прибрежных ледников и распада льда самой акватории, степень развитости которого сильно различается даже в смежные годы (White, 1977, Fig.1), но гораздо в меньшей степени, что хорошо иллюстрируют исследования в заливе Адмиралти (Саруханян, Токарчик, 1986) и в бухте Ардли (Усов и др., 2012) о. Кинг Джордж. Это, в свою очередь, в эволюции гарпагиферов способствовало выработке большей эвритермности и эвригалинности.

Дальнейшее «продвижение» на восток сублиторальных предков современных гарпагиферов могло происходить как вдоль тогда еще относительно мелководной

талассобатии (по Андрияшеву, 1979), возникающих океанических хребтов от одной островной акватории к другой, что отмечено выше, так и, по мнению ряда авторов, с «помощью» дрейфа келпов пелагическими личинками и мальками с развивающимся Течением западных ветров вплоть до острова Маккуори (см. выше). Последнее предположение развивается в работах (Кнох, 1960; Miller, 1987, 1993; Eastman, 1991, 1993), а также (Matallanas, 1997). На «невозможность миграций от одной географической точки океана до другой» уже давно указано в работе (Hureau et Tomo, 1976, s. 611).

В результате последовательного заселения каждой следующей островной группы в ее шельфовых водах независимо возникала «мягкая» литоральная форма гарпагифера в не занятой тогда никем свободной мелководной экологической нише с ее богатой пищевой составляющей, обильно представленными здесь амфиподами (DeBroyer et al., 2007). В результате на таких далеко удаленных ныне друг от друга островах или группах островов образовывалась пара близких видов — сублиторальный «колючий или рогатый» и литоральный «мягкий» вид (Nybelin, 1947, 1951; Hureau, 1985; Природина, 2000, 2002, 2002a, 2004; Неелов, Природина, 2006). Абсолютно схожую ситуацию в особенностях видовых островных ареалов обнаруживают пингины и морские котики (Mackintosh, 1960). А сходно направленные морфологические изменения от более или менее «вооруженных» сублиторальных форм к «невооруженным» «мягким» литоральным формам, но никак не наоборот, с полным правом следует считать проявлением закона Луи Долло (Dollo, 1893) о необратимости эволюции, с последующим закреплением новых морфологических структур стабилизирующим отбором (Шмальгаузен, 1969). Эти положения еще раз подтверждают высказанное нами утверждение о происхождении всех литоральных видов гарпагиферов от «вооруженных» сублиторальных предков, если предковым видом считать форму, сходную с современными *H. antarcticus* и *H. palliolatus*, с усилением «вооружения» у всех его сублиторальных потомков.

Весьма вероятно, если исходить из такой концепции расселения и видообразования в роде *Harpagifer*, что виды данного рода из вод о. Маккуори (Природина, 2000) также являются потомками предкового «тепловодного» вида рода, населявшего праморе Беллинсгаузена с прилегающими тихоокеанскими акваториями приконтинентальных антарктических морей, ныне ставшими недоступными для обитания гарпагиферов в силу суровых гидрологических условий, а не попали в акваторию острова Маккуори на келпах с Течением западных ветров, преодолев тысячи миль от архипелага Кергелен до Маккуори в пелагиали, что для этих донных рыб практически невозможно (см. выше).

Удивительным образом особенности ареала видов гарпагиферов повторяют придонно-пелагические сублиторальные виды нототениевых рыб рода *Nototheniops* (сем. Nototheniidae) — остроносые нототении. Согласно работам А.В. Балушкина (1976) и Г.А. Шандикова (1987, 1990, 1995), разные близкие виды и подвиды этого рода, замещающая друг друга, обитают на шельфах различных акваторий Южного океана. При этом предковая форма нототениепсов, как считает Шандиков (1995), была наиболее близка к *N. nybelini*, а ее ареал располагался по Тихоокеанскому побережью Западной Антарктики вплоть до островов Баллени. Эта схема ареала предковой формы нототениепсов практически аналогична выдвигаемой нами концепции ареалов таковой видов гарпагиферов.

Отсюда возникают два интересных вопроса — а есть ли гарпагиферы на шельфе острова Петра I, где обитает *N. nybelini*, и как далеко к югу и юго-западу встречаются

гарпагиферы в самом море Беллинсгаузена? Необходимость и важность исследования до сих пор остающейся практически не изученной ихтиофауны морей Амундсена и Беллинсгаузена подчеркивал А.П. Андрияшев еще 50 лет тому назад (Андрияшев, 1964; Andriashev, 1965), недавно в работе (Matallanas, Olaso, 2007) также особо подчеркнута очень малая изученность фауны рыб этих морей. На эти вопросы не проливает свет и исследование (Томо, 1973) и вышеупомянутых (Matallanas, Olaso, 2007), так как у них в море Беллинсгаузена минимальная глубина тралений была 355 м и, естественно, гарпагиферы в траловых уловах никак не могли там быть, а из шести траловых ловов у о. Петра I в улове трала с глубины 86 м были лишь нототении и трематомы, остальные траления здесь были сделаны также глубже. В траловых сборах Е.Н. Грузова и А.Ф. Пушкина в 1973 г. (13-я САЭ) от о. Петра I гарпагиферов тоже не было. В лаборатории ихтиологии ЗИН РАН также имеется небольшая коллекция рыб из сборов единственной циркумantarктической рыбохозяйственной экспедиции, организованной ТИНРО на судне БМРТ «Пелагида» в 1969–1970 гг., собранных ихтиологом И.И. Серобабой в морях Росса, Беллинсгаузена и от Земли Грейама при промысловых тралениях. Однако гарпагиферов, естественно, в этих сборах также не было и не могло быть. Поэтому особо интересно и важно было бы обнаружение гарпагифера в юго-восточных водах моря Беллинсгаузена, например в прибрежье о. Александра, что реально подтвердило бы развиваемую нами концепцию их происхождения и расселения как часть эволюционного развития автохтонной фауны Антарктики, самой Антарктиды и окружающих ее приконтинентальных морей. Таким образом, результаты ихтиологических исследований не только подтверждают данные океанологов о структуре водных масс на шельфе моря Беллинсгаузена, но и в определенной степени помогают понять их исторический генезис. Именно поэтому так необходимо проведение натурных экспедиционных, тесно связанных между собой биологических и океанографических работ в различных районах тихоокеанского сектора Южного океана, равно как и на шельфах антарктических островов, фауна которых еще не исследована в этом отношении.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авилов И.К., Гершанович Д.И. Рельеф дна моря Скотия // Тр. ВНИРО. 1969. Т. 66. С. 34–62.
- Андрияшев А.П. Обзор фауны рыб Антарктики // Исслед. фауны морей. Вып. II (X). Рез. биол. исслед. Сов. антаркт. эксп. (1955–1958 гг.). М.; Л: Наука, 1964. Т. 2. С. 335–386.
- Андрияшев А.П. О некоторых вопросах вертикальной зональности морской донной фауны // Биологические ресурсы Мирового океана / Под ред. П.А. Моисеева. М.: Изд-во «Наука», 1979. С. 117–138.
- Андрияшев А.П., Буцкая Н.А., Фалеева Т.И. Половые циклы антарктических рыб *Trematomus bernacchii* и *Pagothenia borchgrevinki* (Nototheniidae) в связи с адаптацией к условиям обитания // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. № 2. С. 499–502.
- Андрияшев А.П., Грузов Е.Н. Биологические сообщества у берегов Антарктиды // Наука и человечество. М.: Знание, 1974. С. 100–121.
- Андрияшев А.П., Неелов А.В. Карта Б. Зоогеографическое деление Антарктической области. Атлас Мирового океана. СПб.: Изд-во ГКУ ВМФ РФ, 2005. Т. VI. Антарктика. Л. 261. Кальмары. Донные рыбы.
- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Океанографические работы в Южном океане в сезонный период 55-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2010. № 1. С. 35–37.

- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Океанографические работы в сезонный период 56-й РАЭ // Информ.-аналит. сборник. 2011. № 2 (4). С. 10–13.
- Антипов Н.Н., Клепиков А.В. Морские научные наблюдения в Южном океане в сезонный период 58-й РАЭ // Российские полярные исследования. 2013. № 2 (12). С. 26–31.
- Балушкин А.В. Обзор видов группы «larseni» рода *Notothenia* Rich. // Вопр. ихтиологии. 1976. Т. 16. Вып. 1 (96). С. 3–15.
- Буцкая Н.А., Фалеева Т.И. Сезонные изменения в гонадах и плодовитость антарктических рыб *Trematomus bernacchii* Boulenger, *Trematomus hansonii* Boulenger и *Pagothenia borchgrevinki* (Boulenger) (Nototheniidae) // Вопр. ихтиологии. 1987. Т. 27. Вып. 1. С. 114–123.
- Воронов П.С. Опыт реставрации ледникового щита Антарктиды эпохи максимального оледенения Земли // Информ. бюлл. САЭ. 1960. № 23. С. 15–19.
- Грузов Е.Н., Пушкин А.Ф. Результаты подводных гидробиологических исследований // Тр. Сов. антаркт. экспед. 1973. Т. 56. С. 121–134.
- Ефременко В.Н. Распределение личинок нототениевых рыб в антарктической части моря Скотия // Особенности размножения, распределения икры, личинок и молоди массовых видов нототениевых рыб. М.: ВНИРО, 1982. С. 17–26.
- Ефременко В.Н. Видовой состав и распределение ихтиопланктона в Антарктике // Биол. ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Изд-во «Наука», 1987. С. 358–373.
- Заморуев В.В. Следы колебаний уровня океана на Южно-Шетландских островах // Колебания уровня мирового океана в плейстоцене. Л.: Географическое общество СССР, 1975. С. 116–121.
- Клепиков А.В., Антипов Н.Н. Особенности формирования и распространения водных масс на шельфе и материковом склоне вокруг Антарктиды // Лед и снег. Морские, речные и озерные льды. 2014. № 4 (128). С. 81–94.
- Кондрицкая С.И. Ихтиопланктон шельфа острова Кергелен // Проблемы раннего онтогенеза рыб: Тез. докл. III Всесоюз. совещ. Калининград, 1983. С. 108–110.
- Линдберг Г.У. Парадоксальные выводы биогеографии в свете новейших данных океанической геологии и геофизики // Зоол. журнал. 1970. Т. XLIX. Вып. 11. С. 1605–1613.
- Лисовенко Л.А. Репродуктивная биология антарктических рыб в связи с условиями их обитания // Биол. ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Изд-во «Наука», 1987. С. 337–357.
- Манило Л.Г. Ихтиофауна и морфометрическая характеристика массовых видов рыб прибрежных вод Аргентинских островов (Антарктика) (по материалам зимовки 9-й украинской антарктической экспедиции 2004–2005 гг.) // Збірник праць зоологічного музею. 2006. № 38. С. 5–22.
- Неелов А.В., Природина В.П. Описание *Harpagifer permitini* sp. nova (Harpagiferidae) с сублиторали острова Южная Георгия и переописание литорального *H. georgianus* Nybelin // Вопр. ихтиологии. 2006. Т. 46. № 1. С. 5–16.
- Попков В.В. Особенности распределения поверхностной температуры воды в районе моря Беллинсгаузена // Информ. бюлл. САЭ. 1980. № 101. С. 35–38.
- Природина В.П. О систематическом положении литоральных и глубинных видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) от острова Маккуори с описанием двух новых видов // Вопр. ихтиологии. Т. 40. № 4. 2000. С. 438–445.
- Природина В.П. Систематическое положение литоральных и глубинных видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) из Кергеленской зоогеографической подообласти. // Тез. докл. науч. конф. «Исследования и охрана окружающей среды Антарктики», СПб, 13–15 ноября 2002 г. Экспресс-информация № 15. ААНИИ. 2002а. С. 86–87.
- Природина В.П. Переописание литоральных и глубинных видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) из Кергеленского региона (Субантарктика) с описанием нового вида. // Вопр. ихтиологии. Т. 42. № 6. 2002б. С. 731–743.

Природина В.П. *Harpagifer crozetensis* sp. nova (Harpagiferidae, Notothenioidei) – новый вид с литорали островов Крозе (Индоокеанский сектор Антарктики) // Вопр. ихтиологии. Т. 44. № 3. 2004. С. 419–423.

Саруханян Э.И., Токарчик Р. Гидрологические условия в заливе Адмиралти летом 1982 г. // Информ. бюлл. Совет. антаркт. эксп. 1986. № 108. С. 78–85.

Сильянова З.С. Оогенез и стадии зрелости рыб семейства Nototheniidae // Вопр. ихтиологии. 1981. Т. 21. Вып. 4. С. 687–694.

Усов Н.В., Неелов А.В., Поважный В.В., Семин В.Л., Тихоненков Д.В. Сезонная и межгодовая динамика видового состава и обилия зоопланктона в бухте Ардли (о. Кинг Джордж, Южные Шетландские острова) // Проблемы Арктики и Антарктики. 2012. № 3 (93). С. 51–65.

Шандиков Г.А. Обзор остроносых нототений рода *Nototheniops* (Nototheniidae) индоокеанского сектора Южного океана // Тр. Зоол. ин-та АН СССР. 1987. Т. 162. С. 115–140.

Шандиков Г.А. Обзор остроносых нототений рода *Nototheniops* (Nototheniidae) Антарктики: Автореф. дис. ... канд. биолог. наук. Л.: ЛГУ, 1990. 17 с.

Шандиков Г.А. Возможные пути расселения рыб рода *Nototheniops* (Nototheniidae) в свете периодизации истории палеоклимата Антарктики // Тр. Южн. науч.-исслед. ин-та морс. рыб. хоз-ва и океаногр. 1995. Т. 41. С. 130–137.

Шандиков Г.А. Ихтиофауна Антарктики: история формирования и современный облик // Сучасні проблеми теоретичної і практичної іхтіології: Матеріали V Міжнародної іхтіологічної науково-практичної конференції. Чернівці: Книги-XXI, 2012. С. 258–263.

Шмальгаузен И.И. Проблемы дарвинизма. Л.: Изд-во «Наука», 1969. 493 с.

Andriashev A.P. A general review of the Antarctic fish fauna // Biogeography and Ecology in Antarctica /Eds. by P. van Oye & J. van Mieghem. Hagu: Junk, 1965. P. 491–550.

Barrera-Oro E., Casaux R. Ecology of demersal fish species from Potter Cove // The Potter Cove Coastal Ecosystem – Synopsis. 1998. P. 156–167.

Casaux R. The contrasting diet of *Harpagifer antarcticus* (Notothenioidei, Harpagiferidae) at two localities of the South Shetland Islands, Antarctica // Polar Biol. 1998. Vol. 19. P. 283–285.

Clarke A. The distribution of Antarctic marine benthic communities // Foundations for Ecological Research West of the Aantarctic Peninsula. Antarctic Research. Ser. 1996. Vol. 70. P. 219–230.

Convey P., Bindschadler R., Di Prisco G., Fahrbach E., Gutt J., Hodgson D.A., Mayewski P.A., Summerhayes C.P., Turner J. and the ACCE Consortium. Review Antarctic climate change and the environment // Antarctic Science. 2009. Vol. 21. № 6. P. 541–563.

Daniels R.A. Nesting behavior of *Harpagifer bispinis* in Arthur Harbor, Antarctic Peninsula // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12. P. 465–474.

Daniels R.A. Nest guard replacement in the Antarctic fish *H. bispinis*: Possible Altruistic Behavior // Science. 1979. Vol. 205. № 4408. P. 75–77.

Daniels R.A. Feeding ecology of some fishes of the Antarctic Peninsula // Fish Bull. 1982. Vol. 80. P. 575–588.

Daniels R.A. Demographic characteristics of the Antarctic plunder fish, *Harpagifer bispinis antarcticus* // Mar. Ecol. Progress Ser. 1983. Vol. 13. P. 181–187.

Daniels R.A., Lipps J.H. Distribution and ecology of fishes of the Antarctic Peninsula // J. Biogeogr. 1982. Vol. 9. P. 1–9.

Duarte W., Moreno C. The specialised diat of *Harpagifer bispinis*: its effect on the diversity of Antarctic intertidal amphipoda // Hydrobiologia. 1981. Vol. 80. P. 241–250.

DeBroeyr C., Lowry J.K., Jażdżewski K., Roberts H. Census of Antarctic marine life. Synopsis of the Amphipoda of the Southern Ocean. Vol. 1. (Ed. by C. DeBroeyr) // Bull. de Liinst. Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Brussel. 2007. Vol. 77. 324 p.

- Dollo L.* Les lois de l'évolution // Bull. Soc. belg. géol., paléontol. et hydrol. 1893. Vol. 7. P. 164–166.
- Duhamel G., Hureau J.-C., Ozouf-Costaz C.* Ecological Survey of the Notothenioid fishes in the Southern Ocean from Bouvet to Kerguelen Islands // Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Iss. 1983. № 27. P. 176–182.
- Eastman J.T.* Evolution and diversification of Antarctic notothenioid fishes // Amer. Zool. 1991. Vol. 31. P. 93–109.
- Eastman J.T.* Antarctic fish biology: evolution in a unique environment. San Diego: Academic Press, 1993. 322 p.
- Efremenko V.N.* Atlas of fish larvae of the Southern Ocean // Cybium. 1983. Vol. 7. № 2. P. 3–74.
- Everson I.* Larval stages of certain Antarctic fishes // Brit. Antarct. Surv. 1968. Bull. № 16. P. 65–70.
- Everson I.* Inshore fishes from the South Orkney and South Shetland Islands, the Antarctic Peninsula and South Georgia // Brit. Antarct. Surv. Bull. 1969. № 19. P. 89–96.
- Hureau J.-C.* Harpagiferidae // FAO Spec. Identificat. Sheets. Rome. FAO 1985. P. 286–288.
- Hureau J.-C., Tomo A.* Variations morphologiques des especes du genre *Harpagifer* (Teleosteens, Nototheniiformes) en fonction de leur distribution géographique // Rev. trav. Inst. Scient. Trav. Pêch. marit. 1976. Vol. 40. № 3–4. P. 609–611.
- Kellermann A.* The larval fish community in the zone of seasonal pack-ice cover and its seasonal and interannual variability // Archiv für Fischereiwissenschaft. 1989. Vol. 39. S. 81–109.
- Knox G.A.* Littoral ecology and biogeography of the Southern oceans // Proc. Royal Soc., Ser. B, Biol. Sci. London. 1960. Vol. 152. № 949. P. 577–624.
- Krebs W.N.* Physical-chemical oceanography of Arthur Harbor, Anvers Island // Antarctic J. 1974. Vol. IX. № 5. P. 219–221.
- Kulesz J.* Fishes of the Western Antarctic. A Review // Pol. Archiwum Hydrobiol. 1998. Vol. XLV. № 1. P. 103–129.
- Kulesz J.* Ichthyofauna of lagoons of the Admiralty Bay (King George Island, Antarctica) in 1997 // Pol. Archiwum Hydrobiol. 1999. Vol. XLVI. № 2. P. 173–184.
- Mackintosh N.A.* The pattern of distribution of the antarctic fauna // Proc. Royal Soc., Ser. B, Biol. Sci. London. 1960. Vol. 152. № 949. P. 624–631.
- Matallanas J.* Sobre algunos peces con interés biogeográfico de las Islas Orcadas del Sur. // Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Biología). 1997. Vol. 93. P. 87–92.
- Matallanas J., Olaso I.* Fishes of the Bellingshausen Sea and Peter I Island // Polar Biol. 2007. № 30. P. 333–341.
- Miller R.G.* Origins and pathways possible for the fishes of the Antarctic Ocean / Kullader S.O., Fernholm B. (eds.) // Proc. V Congr. Europ. Ichthyol. Stockholm, 1985. P. 373–380.
- Miller R.G.* A history and atlas of the fishes of the Antarctic ocean. Carson City, Nevada: Foresta Inst. for Ocean and Mountain Studies. 1993. 792 p.
- Moreno C.M.* Somatometria y alimentacion natural de *Harpagifer georgianus antarcticus* Nybelin, en Bahia Filds, Isla Rey Jorge, Antártica // Bol. Inst. Antárt. Chileno. 1971. № 6. P. 9–12.
- Nybelin O.* Antarctic fishes // Sci. Results Norweg. Antarct. Exped. 1927–1928. 1947. № 26. P. 1–76.
- Nybelin O.* Subantarctic and Antarctic fishes // Sci. Results of the “Brategg” Exped. 1947–48. 1951. № 2. P. 1–32.
- Richardson M.* The dietary composition of some Antarctic fish // Brit. Antarct. Surv. Bull. 1975. № 41/42. P. 113–120.
- Showers W.J. Jr., Daniels R.A., Laine D.* Marine biology at Palmer Station, 1975 austral winter // Antarctic Jour. 1977. Vol. XII. № 1, 2. P. 22–25.

- Targett Th. Trophic ecology and structure of coastal Antarctic fish communities // Mar. Ecology – Progress Ser. 1981. Vol. 4. P. 243–263.
- Tomo A.P. Taxonomia y biología de los peces costeros de Puerto Paraíso (Costo de Danco, Peninsula Antarctica) // Contrib. del Inst. Antartico Argentino. 1969. № 110. S. 3–18.
- Tomo A.P. Notas biológicas sobre la Isla Pedro I // Contrib. del Inst. Antartico Argentino. 1973. № 161. S. 1–26, Figs. 1–11.
- Tradatti C.E., Badran A.F., Bussato D. Anticongelantes biológicos en *Harpagifer antarcticus* // Inst. Antarc. Argentino Contrib. 1983. № 301. P. 1–9.
- Van der Molen S., Matallanas J. Reproductive biology of female Antarctic spiny plunderfish *Harpagifer spinosus* (Notothenioidei: Harpagiferidae), from Îles Crozet // Antarctic Science. 2004. Vol. 16. № 2. P. 99–105.
- White M.G. Ecological adaptations by Antarctic Poikilotherms to the Polar Marine Environment // Adapt. within Antarc. Ecosyst.: Proc. Third SCAR Symposium on Antarctic Biology / Ed by G.A. Llano. Washington. 1977. P. 197–208.
- White M.G., Burren P.J. Reproduction and larval growth of *Harpagifer antarcticus* Nybelin (Pisces, Notothenioidei) // Antarctic Sciences. 1992. Vol. 4. № 4. P. 421–430.
- Wyanski D.M., Targett Th.E. Feeding biology of fishes in the endemic Antarctic Harpagiferidae // Copeia. 1981. № 3. P. 686–693.
- Żadrozny T. Fishes of Admiralty Bay caught in 1994 and 1995 (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica) // Polskie Archiwum Hydrobiologii. 1996. Vol. 45. P. 347–354.

A.V. NEYLOV, V.P. PRIRODINA

ABOUT THE LITTORAL-SUBLITTORAL SPECIES OF FISH FROM THE WESTERN ANTARCTIC — *HARPAGIFER ANTARCTICUS* NYBELIN, 1947 (HARPAGIFERIDAE, NOTOTHEONIOIDEI, PISCES)

REPORT 2. BIOLOGICAL AND ECOLOGICAL PECULIARITIES, DISTRIBUTION PATTERNS, ORIGIN AND PROBABLE PASSWAYS OF DISPERSE OF THE SPECIES

This report is a continuation of the study of *H. antarcticus* by authors published in the previous issue of this magazine. On our and literary data on the most southern representative of the genus *Harpagifer* – *H. antarcticus* from the western coasts of the Antarctic Peninsula and the neighboring waters of the archipelagos of the Western Antarctic a descriptions of biological and ecological peculiarities are given as the only species of the genus inhabiting both littoral and upper sublittoral zones (up to 100 m depth). The base of our materials consists of fishes collected at the Russian Antarctic station Bellingshausen in 2006–2011. Also distribution patterns and problems of the origin of the species from possible ancestor form inhabited in near coast waters of the Pacific sector of the Antarctic and the south parts of the South America up to their division are considered and discussed. The problems of “advance” of harpagifer ancestor, its origin and speciation independent on far distant subantarctic islands and some causes of impossibility to occupy coast waters of the Continental seas of the Eastern Antarctic are discussed.

Keywords: antarctic fishes, antarctic harpagifer, *Harpagifer antarcticus*, biology, ecology, distribution patterns, Western Antarctic, origin, dispersal routes, speciation.

ВЕКТОРНЫЙ ДИСПЕРСИОННЫЙ АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ ТЕЧЕНИЙ В ПЕЧОРСКОМ МОРЕ

В.А. РОЖКОВ², Н.А. СУХИХ^{1,2}

¹ — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: suhikh.natalya@mail.ru

² — Санкт-Петербургский государственный университет, e-mail: varozhk@gmail.com

Для количественной характеристики годовой и приливной ритмики скорости течений использован метод дисперсионного анализа векторных случайных процессов. Приводятся примеры, характеризующие изменчивость течений во времени, по пространству и по глубине.

Ключевые слова: скорость течений, векторный дисперсионный анализ, однофакторные модели, двухфакторные модели, иерархическая классификация, перекрестная классификация.

ВВЕДЕНИЕ

В статье (Рожков и др., 2016) обсуждаются результаты вероятностного анализа измерений скоростей течений продолжительностью с сентября 2001 по октябрь 2003 г., выполненных синхронно на двух станциях на серии горизонтов в Печорском море.

Массив данных скоростей течений проанализирован в нестационарных приближениях: периодически коррелированных случайных процессов (ПКСП) в диапазоне сезонной изменчивости (с периодом коррелированности 1 год) и полипериодически коррелированных случайных процессов (ППКСП) в диапазоне приливных явлений (с периодами коррелированности, равными лунным и солнечным суткам и полусуткам с учетом месячных, полумесячных и долгопериодных неравенств). Также приводятся результаты анализа течений в диапазоне синоптической изменчивости в квазистационарном приближении после фильтрации (исключения годовой и суточной цикличности).

В работе (Рожков и др., 2016) поставлена (но не решена) задача сопоставления параметров годовой ритмики на станциях 1 и 2 на серии горизонтов, а также параметров приливной ритмики на станциях и горизонтах. Для решения этой задачи обычно привлекаются методы и модели дисперсионного анализа (ДА). Для скалярных величин, таких, как температура воздуха (T) и атмосферное давление (P), эта задача решена как в классических работах (Джонсон и др., 1980; Шеффе, 1980), так и в работе (Иванов и др., 2006), на примере ДА гидрометеорологических величин (T , P) без обобщения на векторный ДА.

Новизна данной статьи состоит в перенесении понятий ДА со скалярных величин на векторы. Если для скалярных величин эти понятия, рассмотренные в (Иванов и др., 2006), вошли в обобщающую монографию (Рожков и др., 2009), то для векторных величин они публикуются впервые.

В настоящей работе рассматривается обобщение методов ДА скалярных величин на случайные евклидовы векторы $\vec{V}$ (например, скорость течения), векторные случайные процессы $\vec{V}(t)$ и поля $\vec{V}(z, t)$, характеризующие зависимость скорости течений от времени и глубины.

Согласно работе (Рожков, 1996) скалярные поля (T, P) — это двумерная (или многомерная) случайная величина (СВ), аффинов вектор, геометрически являющийся точкой в многомерном пространстве.

Евклидовы векторы $\vec{V}$ (Бельшев и др., 1983) — векторы в физическом пространстве (есть модуль вектора, направление вектора; сложение векторов происходит по «правилу» параллелограмма, умножение векторов возможно по законам скалярного, векторного и тензорного произведения векторов). Основное отличие методов дисперсионного анализа скалярных случайных величин или случайных функций $\zeta(\vec{r}, t)$ времени t и/или пространственных координат $\vec{r}$ состоит в том, что их математическое ожидание m_ζ и дисперсия D_ζ — скалярные величины, а для векторов $\vec{V}$ математическое ожидание m_V — вектор и дисперсия D_V — тензор (Бельшев и др., 1983, Иванов и др., 2006).

В ДА термин «фактор» означает качество или свойство классифицируемых данных, применительно к скорости течений $\vec{V}$ такими факторами являются время и горизонт измерения. Каждый фактор имеет несколько различных уровней. Термин «уровень» используется для описания конкретного свойства (здесь сезоны или горизонты), определяющего категорию рассматриваемой классификации.

Термин «классификация» в ДА понимается как мера различия математического ожидания и дисперсии между классами, т.е. значительно уже, чем в других процедурах многомерного статистического анализа (МСА), в которых совместно классификация и дискриминация рассматриваются как мера неоднородности исходных данных с использованием еще и ковариационных функций и спектральных плотностей (Рожков, 1996).

Однофакторные модели ДА представлены параметрическими (с фиксированными уровнями фактора) или случайными моделями (моделями дисперсии). Двухфакторные модели обычно формулируются в виде иерархической и перекрестной классификации. В иерархической классификации уровень первого фактора (основного) связан с множеством уровней второго фактора (подгруппы). В перекрестной классификации каждый уровень одного фактора может сочетаться со всеми уровнями другого фактора.

ВЕКТОРНЫЙ ДИСПЕРСИОННЫЙ АНАЛИЗ

Примем следующие обозначения:

- $\vec{V}_{it}$ — измеренные значения, индекс $t = 1 \dots k$ отмечает группу (уровень фактора);
 - индекс $i = 1 \dots n$ нумерует последовательность выборочных значений в группе t ;
 - n_t — объем выборки группы t , $n = \sum_{t=1}^k n_t$ — общий объем выборки по всем группам;
 - $\vec{\mu}_t$ — среднее значение $\vec{V}_{it}$ в t группе, $\vec{\mu} = n^{-1} \sum_{t=1}^k n_t \vec{\mu}_t$ — общее среднее значение;
 - $\vec{\gamma}_t = \vec{\mu}_t - \vec{\mu}$ — отклонение среднего значения группы от общего среднего, $\sum_{t=1}^k n_t \vec{\gamma}_t = 0$;
 - $\vec{\epsilon}_{it}$ — случайная величина (остаток от центрирования индивидуального значения вектора $\vec{V}_{it}$ на общее среднее или среднее по группе);
 - $\vec{v}_t$ — случайная величина, характеризующая разброс значений по группам;
- знак «стрелка» над буквой символизирует векторную величину, знак $\{ \}_{\cdot}, \{ \}_{..}$ ука-

зывает на операцию осреднения величин по интервалу внутри группы (одна точка) или по всем группам (две точки) в нижнем индексе за скобкой.

Вектор $\vec{V}(t)$ в декартовой системе координат имеет проекции (u , v) на оси координат (u — проекция на параллель в направлении восток, v — проекция на меридиан в направлении север).

Для векторных величин $\vec{V}_{ii}$ основное соотношение ДА

$$\sum_{t=1}^k \sum_{i=1}^{n_t} (\vec{V}_{ii} - \{\vec{V}\}_{..})^2 = \sum_{t=1}^k n_t (\{\vec{V}\}_{.} - \{\vec{V}\}_{..})^2 + \sum_{t=1}^k \sum_{i=1}^{n_t} (\vec{V}_{ii} - \{\vec{V}\}_{.})^2 \quad (1)$$

позволяет полную сумму квадратов (SS) разности векторов $\vec{V}_{ii}$ и $\vec{\mu}$ левой части разделить на две части: сумму квадратов разности векторов $\vec{V}_t = \vec{\mu}_t - \vec{\mu}$ между группами, (S1) — первое слагаемое в правой части и сумму квадратов разности векторов $\vec{V}_t$ внутри групп (S2) — второе слагаемое правой части.

Подчеркнем, что для векторных величин $\vec{V}_{ii}$ операции возведения в квадрат в (1) выполняются в терминах тензорного (а не скалярного и не векторного) умножения векторов, т.е. величины SS, S1, S2 — тензоры, поэтому все общепринятые понятия ДА случайных величин необходимо дать в терминах инвариантов этих тензоров с использованием представления о том, что математическое ожидание $\vec{V}_{ii}$ есть вектор, а дисперсия — тензор.

Рассмотрим соотношение (1) на примере данных измерений скорости течений в Печорском море продолжительностью с сентября 2001 по октябрь 2003 г. прибором ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) синхронно на двух станциях (расстояние между которыми 118 км) на серии горизонтов через 1 м.

В принятой системе обозначений левая часть (1) имеет вид

$$SS = \sum_{t=1}^k \sum_{i=1}^{n_t} (\vec{V}_{ii} - \vec{\mu}) \otimes (\vec{V}_{ii} - \vec{\mu}) = \sum \sum \begin{pmatrix} u_0 u_0 & u_0 v_0 \\ v_0 u_0 & v_0 v_0 \end{pmatrix}_{ii}, \quad (2)$$

где $u_0 = u_{ii} - \bar{u}$, $v_0 = v_{ii} - \bar{v}$, — проекции вектора $\vec{\mu}$, u_{ii} , v_{ii} — проекции вектора $\vec{V}_{ii}$;

$$S1 = \sum_{t=1}^k n_t \vec{V}_t \otimes \vec{V}_t = \sum \begin{pmatrix} (u'_0)^2 & (u'_0 v'_0) \\ (v'_0 u'_0) & (v'_0)^2 \end{pmatrix}_t, \quad (3)$$

где $u'_0 = \bar{u}_t - \bar{u}$, $v'_0 = \bar{v}_t - \bar{v}$, $\bar{u}_t$, $\bar{v}_t$ — проекции вектора $\vec{\mu}_t$;

$$S2 = \sum \sum \vec{V}_{ii} \otimes \vec{V}_{ii} = \sum \sum \begin{pmatrix} (u_0)^2 & (u_0 v_0) \\ (v_0 u_0) & (v_0)^2 \end{pmatrix}_{ii}. \quad (4)$$

Рассмотрим годовой ход $\vec{V}(t)$ по среднесуточным значениям и группировкой по месяцам.

В таблице 1 приведены среднемесячные значения скорости течений по месяцам, а также оценки линейного инварианта $\sqrt{I_1}$ на фиксированном горизонте. Из таблицы следует, что среднемесячные значения вектора скорости течений изменяются от месяца к месяцу как по модулю, так и по направлению. Дисперсия $\sqrt{I_1}$ внутримесячных среднесуточных значений также не остается постоянной.

Наибольшее значение $\vec{\mu}_t$ в декабре 2001 г. составило 11 см/с, а наименьшее — 0,6 см/с в январе 2002 г. Дисперсия $\sqrt{I_1}$ была наибольшей 348 см²/с² в январе 2002 г., а наименьшей 61 см²/с² — в июле.

Таким образом, наиболее подходит смешанная модель.

$$\vec{V}_{ii} = \vec{\mu} + \vec{V}_t + \vec{V}_{ii} + \vec{\epsilon}_{ii}. \quad (5)$$

Таблица 1

**Параметры однофакторной модели векторного дисперсионного анализа
по среднесуточным значениям $\vec{V}(t)$ и группировкой по месяцам для двух станций
в Печорском море (горизонт 2 м, 2001–2002 гг.)**

Группы		2001–2002 гг.											
		X	XI	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
1-я станция Горизонт 2	$ \vec{\mu}_t $ см/с	3,34	7,19	11,01	1,63	0,59	2,18	6,27	2,13	1,79	4,37	5,68	3,27
	φ, град.	42	58	60	346	310	81	80	287	48	60	48	66
	$\sqrt{I_1}(D_t)$ см/с	8,42	10,61	13,67	18,65	12,19	8,19	7,79	7,89	9,89	8,71	9,67	8,45
2-я станция Горизонт 2	$ \vec{\mu}_t $ см/с	6,28	14,19	10,98	2,63	2,77	0,79	1,15	2,36	7,13	7,21	4,87	8,59
	φ, град.	25	27	17	248	259	311	61	247	54	24	13	31
	$\sqrt{I_1}(D_t)$ см/с	8,93	13,36	13,28	10,65	9,72	5,57	3,31	10,60	10,01	8,82	7,68	7,85

В таблице 2 приведена эпюра по среднемесячным значениям скорости течений в фиксированный месяц.

Таблица 2

**Эпюра вертикального распределения $\vec{V}(z)$ для некоторых горизонтов
на двух станциях в Печорском море в июле 2002 г.**

Группы		2001–2002 гг.					
		2 м	5 м	7 м	10 м	12 м	21/16 м
1-я станция, июль 2002 г.	$ \vec{\mu}_t $ см/с	4,37	6,77	7,88	8,74	9,79	6,81
	φ, град.	60	57	60	67	65	56
	$\sqrt{I_1}(D_t)$ см/с	8,71	7,37	5,93	5,28	5,84	5,90
2-я станция, июль 2002 г.	$ \vec{\mu}_t $ см/с	7,21	8,10	6,87	5,42	4,63	3,55
	φ, град.	24	35	38	39	36	22
	$\sqrt{I_1}(D_t)$ см/с	8,82	8,67	7,77	8,13	6,92	6,14

Из таблицы следует, что $\vec{V}(z)$ меняется между горизонтами как по средним значениям, так и по дисперсии. Таким образом, наиболее подходит смешанная модель (5). Количественные характеристики течений существенно зависят от сезона, максимум скорости течений и вид эпюры изменчив.

Описывая изменчивость скорости течений $\vec{V}(\vec{r}, t)$ методами ДА, даже на основе примеров 1 и 2, необходимо детализировать ДА применительно к векторным случайным величинам и функциям.

ОДНОФАКТОРНЫЕ МОДЕЛИ ДА

Модель ДА, согласно (Джонсон и др., 1981; Рожков, 2002), имеет вид

$$\vec{V}_i = \sum_{j=1}^s \vec{\beta}_j x_{ij} + \vec{\epsilon}_i, \quad (6)$$

где x_{ij} — известные постоянные коэффициенты, равные обычно 0 или 1, $\vec{\beta}_j$ — неизвестные постоянные векторы, например $\vec{\mu}, \vec{\mu}_t$. Если x_{ij} не являются такими указателями, а пробегают множество значений, то зависимость $\vec{V}(x_{ij})$ называют регрессионным анализом, если в (6) переменные двух видов — ковариационным анализом.

В таблицах 1 и 2 зависимость $\vec{V}(x)$ — это детерминированная функция вектора $\vec{V}$ от аргумента: годовая ритмика $\vec{V}(t)$, горизонты измерений $\vec{V}(z)$ или пространственные координаты двух станций $\vec{V}(\vec{r})$.

В регрессионной модели

$$\vec{V}_i = \vec{\beta}_0 + \vec{\beta}_1 x_i + \vec{\epsilon}_i \quad (7)$$

x_i — детерминированная переменная (время t_i — месяцы или горизонт z_i), $\vec{\epsilon}_i$ — векторная СВ. Принципиальное отличие (7) от (1) в остатке $\vec{\epsilon}_i$ (его нет в (1)) и в том, что

$$SS = \sum_i (y_i - \bar{y})^2, \quad S1 = \sum_i (\hat{y}_i - \bar{y})^2, \quad S2 = \sum_i (y_i - \hat{y})^2, \quad (8)$$

где y_i — случайная переменная — проекции (u, v) вектора $\vec{V}_i$;

$$\beta_0^* = \bar{y} - \beta_1^* \bar{x}, \quad \beta_1^* = \left[\sum_i (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y}) \right] / \left[\sum_i (x_i - \bar{x})^2 \right], \quad (9)$$

β_1^* — СВ, не может быть интерпретирована как ковариация, т.к. x_i — заданная величина; $\hat{y}_i = \bar{y} + \beta_1(x_i - \bar{x})$, значения $\vec{\beta}_0, \vec{\beta}_1$ в (7) вычисляются по формулам (9) через проекции u, v вектора $\vec{V}$.

При анализе годового хода вектора скорости течений под x_i понимается аргумент аппроксимации годового хода вектора скорости течений тригонометрическим полиномом на фиксированном горизонте, а при анализе вертикальной эпюры скорости течений x_i — аргумент аппроксимации вертикальной эпюры $\vec{V}(z)$ кусочно-линейной функцией.

Поэтому (7) в общем случае будет иметь вид

$$\vec{V}_i = \varphi(x) + \vec{\epsilon}_i, \quad (10)$$

где $\varphi(x)$ — детерминированная функция (тренд временного ряда), а $S1$ (3) и $S2$ (4) интерпретируются в (8) как отклонение регрессии от среднего и отклонение вектора скорости относительно регрессии.

Рассмотрим векторный ДА регрессионной модели. В таблице 3 приведены значения инвариантов I_1, I_2 тензоров $SS, S1, S2$, вычисленные по среднесуточным значениям скорости течений для фиксированного момента времени (июль 2002 г.), для двух станций.

Из таблицы видно, что

- скорость течения изменяется по вертикали, т.к. I_1, I_2 зависят от z ;
- пространственные различия вертикальной структуры $\vec{V}(z)$ между станциями незначительны;
- основной вклад в SS (изменчивость течений) вносит не $S1$ (изменение средних значений), а $S2$ (изменение дисперсии);
- кусочно-линейная аппроксимация $\vec{V}(z)$ позволяет выявить различия между станциями.

Отметим, что зависимость $\vec{V}(z)$ видна уже из таблицы 2 (если построить графики изменения средних значений и инварианты СКО вектора скорости течений

**Инварианты I_1, I_2 тензоров $SS, S1, S2$, вычисленные
по среднесуточным значениям скорости течений в июле 2002 г.**

Группы		2001–2002 гг.					
		2 м	5 м	7 м	10 м	12 м	21/16 м
1-я станция, июль 2002 г.	SS	2653,05	1679,19	1054,52	877,48	1144,40	1095,21
	I_1						
	S1	376,84	48,94	1,23	41,48	122,66	50,93
	I_1						
	S2	2276,20	1630,24	1053,30	836,00	1021,75	1044,28
	I_1						
	SS	1173346,13	555994,09	215582,90	100240,70	146657,47	60515,89
	I_2						
2-я станция, июль 2002 г.	S1	292506,71	22369,42	942,39	14712,07	21750,42	24327,99
	I_2						
	S2	880839,42	533624,67	214640,51	85528,63	124907,05	36187,90
	I_2						
	SS	2589,83	2667,03	1995,58	2019,77	1440,25	1173,42
	I_1						
	S1	257,2	410,6	185,45	37,35	2,53	43,04
	I_1						
	S2	2332,63	2256,42	1810,14	1982,42	1437,72	1130,37
	I_1						
	SS	1559524,6	1101659,1	492803,55	531421,92	261910,5	156124,36
	I_2						
	S1	346101,31	278867,14	107646,97	32342,42	2438,22	32416,22
	I_2						
	S2	1213423,3	822791,96	385156,58	499079,5	259472,28	123708,14
	I_2						

по глубине), но это будет лишь качественное описание. Применение векторного дисперсионного анализа регрессионной модели направлено как на количественное (критериальное) описание, так и на геометрическое его представление, поскольку через инварианты I_1, I_2 определяются центр и оси эллипса, их направление (Белышев и др., 1983). Более того, исходя из (7) и (10), возможна предварительная запись вероятностной модели $\vec{V}(z)$.

ДВУХФАКТОРНЫЕ МОДЕЛИ

Параметры иерархической классификации представлены в таблице 4.

В таблице 4 приведено распределение скорости течений $\vec{V}(t, z)$ по сезонам и горизонтам.

Отметим, что для вектора скорости течений $\vec{V}(t, z)$ оба аргумента (фактора) аддитивны, поэтому иерархическая модель необходима лишь как форма представления результатов совместного анализа $\vec{V}(t, z)$ по t и z . Будем считать основным фактором изменчивость течений по времени, а второстепенным — изменчивость течений по вертикали. В частности, из приведенных средних значений скорости течений и дисперсии можно увидеть, что эпюра $\vec{V}(z)$ меняется по сезонам.

Рассмотрим перекрестную классификацию в терминах векторного дисперсионного анализа. В таблице 5 приведено распределение скорости течений по сезонам и

Таблица 4

Распределение скорости течений $\vec{V}(t, z)$ по сезонам и горизонтам в терминах иерархической модели векторного дисперсионного анализа на некоторых горизонтах для двух станций в Печорском море в 2001–2002 гг.

Группы	Станция 1				Станция 2			
$ \gamma_{it} $ (см/с)/ γ_{it} (°)	X	I	IV	VII	X	I	IV	VII
2 м	4,1/247	3,8/240	3,4/218	7,1/240	1,6/240	5,0/214	5,9/201	3,2/217
10 м	4,0/244	4,0/242	4,2/240	3,3/232	4,1/204	2,9/211	3,0/219	3,6/207
21/16 м	3,8/233	3,6/242	4,4/259	4,8/247	4,8/206	2,7/203	1,2/255	5,4/218
$I_1(D_i)$ (см ² /с ²)	X	I	IV	VII	X	I	IV	VII
2 м	70,9	347,7	60,7	75,9	79,8	113,3	10,9	77,8
10 м	96,0	326,3	100,7	27,9	75,8	105,6	19,6	66,1
21/16 м	92,1	272,5	90,7	34,8	78,3	85,3	31,6	37,7

горизонтам в терминах перекрестной модели векторного дисперсионного анализа на некоторых горизонтах для двух станций в Печорском море в 2001–2002 гг. Каждая из клеток этой таблицы содержит модуль и направление среднего вектора, а также СКО вектора течений.

Таблица 5

Распределение скорости течений $\vec{V}(t, z)$ по сезонам и горизонтам в терминах перекрестной модели векторного дисперсионного анализа на некоторых горизонтах для двух станций в Печорском море в 2001–2002 гг.

Группы	Станция 1				Станция 2			
$ \mu_{it} $ (см/с)/ μ_{it} (°)	X	I	IV	VII	X	I	IV	VII
2 м	3,3/42	1,6/346	6,3/80	4,4/60	6,3/25	2,6/248	1,2/61	7,2/24
10 м	3,7/57	1,3/7	5,6/76	8,7/67	2,7/70	1,5/222	2,4/35	5,4/39
21/16 м	3,5/61	1,8/356	4,9/55	6,8/56	1,8/73	1,4/225	4,5/22	3,6/22
$\sqrt{I_1}(\rho_{it})$, см ² /с ²	X	I	IV	VII	X	I	IV	VII
2 м	8,4	18,7	7,8	8,7	8,9	10,7	3,3	8,8
10 м	9,8	18,1	10,0	5,3	8,7	10,3	4,4	8,1
21/16 м	9,6	16,5	9,5	5,9	8,9	9,2	5,6	6,1

Перекрестная классификация предпочтительна, т.к. она ориентирована на совместный анализ средних и дисперсий каждой из клеток матрицы $\vec{V}(t, z)$. Более того, для евклидовых векторов скорости течения $\vec{V}(t, z)$ в отличие от аффинных векторов (температура воздуха и атмосферное давление) отпадает необходимость введения «результативного признака», т.к. для определения моделей ДА необходимы только оценки $\vec{m}_V, D_V$.

ПРИЛИВНАЯ РИТМИКА

В работе (Рожков и др., 2016) показано, что в Печорском море приливные течения вносят существенный вклад в дисперсию D_V скорости течений, «гармонические постоянные» приливных течений являются случайными величинами (не константами) и для них допустимо описание через математическое ожидание $\vec{m}_V(t)$ и дисперсию $D_V(t)$; полусуточные гармоники превышают суточные, гармоника M_2 преобладает

над остальными, «гармонические постоянные» приливных течений меняются по вертикали (между горизонтами) и по горизонтали (между станциями).

Обычно в практических задачах ограничиваются четырьмя суточными (K_1 , P_1 , O_1 , Q_1), четырьмя полусуточными (M_2 , S_2 , N_2 , K_2) и четырьмя мелководными волнами (MS_4 , M_4 , S_4 , M_6).

В детерминистическом представлении главная лунная составляющая (M_2) имеет период 12 ч 25 мин, главная солнечная (P_1) — период 24 ч. Их модуляция обусловлена совместным влиянием Луны и Солнца. Средний период фазового полумесячного неравенства равен 14,77 суток; время, протекающее между двумя полнолуниями или новолуниями (синодический месяц) равно 29,53 суток.

Поскольку модуляция колебаний описывается произведением тригонометрических функций, которое можно представить через сумму этих функций (зависящих от суммы и разности аргументов), то необходимо ввести в гармонический анализ такие слагаемые, как главная лунная (O_1), главная солнечная (S_2), лунно-солнечная деклинационная (K_1), лунная большая эллиптическая (Q_1), лунная большая эллиптическая (N_2), лунно-солнечная деклинационная (K_2). Периоды полусуточных гармоник (M_2 , S_2 , N_2 , K_2) принадлежат интервалу 11,97–12,66 ч, а суточных гармоник (K_1 , P_1 , O_1 , Q_1) — интервалу 23,93–26,87 ч, поэтому на графиках оценок спектральной плотности $S_{\vec{v}}^*(\omega)$ в квазистационарном приближении они представлены в виде довольно узких пиков (рис. 1 в работе (Рожков и др., 2016)).

При детерминистическом подходе А.И. Дуванин классифицирует приливные явления по показателю характера приливов $\kappa = (H_{K_1} + H_{O_1}) / H_{M_2}$ через отношение амплитуд основных гармонических составляющих. Для полусуточных приливов $0 < \kappa < 0,5$; для смешанных приливов: неправильные полусуточные $0,5 < \kappa < 2,0$; неправильные суточные $2,0 < \kappa < 4,0$; для суточных приливов $\kappa > 4,0$. Для приливных течений вместо H используется V из приливного эллипса. За образ классифицирующей переменной берется образ суточной ритмики приливных течений в виде векторной диаграммы средних (за фиксированный месяц) значений вектора скорости течений в фиксированный час.

А.А. Дмитриева для классификации использует максимальную скорость течения $\vec{V}_{\max}(t)$, характеризуемую модулем этого вектора, направлением γ и фазой τ . Эти величины заимствованы из работы А. Ведемейера и использованы в работе (Рожков, 1996).

В работе (Рожков и др., 2016) замены этой детерминистической классификации приливных течений на статистическую не предложено, поскольку обобщения ДА со скалярных величин СВ на векторные СВ не было сделано. После изложенных выше результатов в этой статье, которую следует считать продолжением статьи (Рожков и др., 2016), статистическая классификация приливных течений полностью укладывается в определение (1) для векторных СВ. Для приливных течений переменную $\vec{V}_i$ в (1) необходимо интерпретировать как вектор скорости течений соответствующей гармоники, под группой понимать индекс гармоники, параметры гармоники («гармонические постоянные») — СВ с известными оценками математических ожиданий и дисперсий. Для скорости приливных течений лучше всего начать с модели векторного ДА с векторным базисом:

$$\vec{V}(\vec{r}, t) = \sum_k b_k(t) \vec{\Psi}_k(\vec{r}, t), \quad (11)$$

где $\vec{\Psi}_k(\vec{r}, t)$ — векторные естественные ортогональные функции (БЕОФ).

БЕОФ являются собственными функциями ковариационного тензора величин SS (2), $S1$ (3), $S2$ (4). Обратим внимание на отличие модели (7) от (11): скалярный базис и векторные коэффициенты в (7); векторный базис и скалярные коэффициенты в (11); зависимость скорости течений (11) от двух аргументов.

ВЫВОДЫ

Скорости течений в Печорском море, как показали данные продолжительных измерений, присуща изменчивость по времени, пространству и по глубине. Статистический анализ этих данных выявил наличие годовой ритмики и приливных колебаний, их параметры изменяются по глубине и по пространству.

Для количественной характеристики различий этих параметров необходимо использовать векторный дисперсионный анализ. Специфика такого анализа в том, что величины SS , $S1$, $S2$ — тензоры, математическое ожидание $\vec{V}_i$ есть вектор, а дисперсия — тензор.

Для вектора скорости течений $\vec{V}(t, z)$ оба аргумента (фактора) аддитивны, поэтому иерархическая модель необходима лишь как форма представления результатов совместного анализа $\vec{V}(t, z)$ по t и z . Перекрестная классификация учитывает оба аргумента и дает возможность построить подходящую вероятностную модель.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бельшев А.П., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Вероятностный анализ морских течений. Л.: Гимиз, 1983. 264 с.
- Джонсон Н., Лион Ф. Статистика и планирование эксперимента в технике и науке. М.: Мир, 1980. Т. 1. 610 с.; 1981. Т. 2. 500 с.
- Иванов Н.Е., Клеванцов Ю.П., Рожков В.А. Специфика дисперсионного анализа гидрометеорологических процессов и полей // Известия РГО. 2006. Вып. 5. Т. 138. С. 20–39.
- Рожков В.А. Теория вероятностей случайных событий, величин и функций с гидрометеорологическими примерами. СПб.: Прогресс-погода, 1996. 560 с.
- Рожков В.А. Теория и методы статистического оценивания вероятностных характеристик случайных величин и функций с гидрометеорологическими примерами. Т. 1, 2. СПб.: Гидрометеоздат, 2002. 780 с.
- Рожков В.А. и др. Методы и средства статистической обработки и анализа информации об обстановке в Мировом океане на примере гидрометеорологии. Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 2009. 416 с.
- Рожков В.А., Сухих Н.А. Изменчивость течений в Печорском море // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 84–95.
- Шеффе Г. Дисперсионный анализ. М.: Наука, 1980. 512 с.

V.A. ROZHKOVA, N.A. SUKHIKH

ANALYSIS OF VARIANCE OF SEA CURRENTS' VARIABILITY IN THE PECHORA SEA

The method of vector analysis of variance of vector random processes was used for the description of annual and tidal variability of sea currents in the Pechora Sea.

There are the cases for description of temporal and spatial variability of sea currents.

Keywords: sea current velocity, vector analysis of variance, single-factor analysis of variance models, two-factor analysis of variance models, hierarchical classification, cross-classification.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПАРАМЕТРОВ ВОЗДУШНО-ПУЗЫРЬКОВОГО БАРБОТАЖА В ВОДЕ

В.Ю. ЧАНЦЕВ^{1,2}

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

² — Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург, e-mail: chantsev@hotmail.com

Рассматривается возможность расчета основных параметров воздушно-пузырькового барботажа. Основными характеристиками барботажа выступают частота отрыва воздушных пузырьков и их размер. Выражения для частоты отрыва и размеров пузырьков найдены на основе анализа теории размерностей. Скорость всплытия воздушных пузырьков связана с их размером. Для определения скорости всплытия рассматривается стационарное решение уравнения импульса и условия автомодельности относительно вязкости воды.

Ключевые слова: частота отрыва, барботаж, скорость всплытия, Стоксовый режим.

ВВЕДЕНИЕ

Для решения практических задач продления навигации в портах замерзающих морей используют методы растопления морского льда путем увеличения теплоотдачи от прилежащего слоя воды либо снижением температуры кристаллизации. Такие методы основаны на двух режимах подкачки к нижней поверхности льда воды с температурой выше температуры замерзания — подогрев воды от внешних источников или подкачка более теплых либо более соленых вод с нижних горизонтов с помощью барботажных установок. Реализации таких подходов посвящено достаточно много работ (Nyman, 2000; Huffmeier, Sandkvist, 2008; Pan, Eranti, 2009). При этом необходимо отметить, что в этих работах особо не рассматривается проблема, связанная с энергозатратами обеспечения процесса ледотаяния, либо она рассматривается на эмпирической основе для конкретных рабочих условий. Хотелось бы получить более универсальные методы расчета барботажа для использования на любых акваториях. Для контроля необходимых энергозатрат генерирующих установок следует получить численную взаимосвязь физических процессов ледотаяния с параметрами барботажной установки.

При использовании барботажной установки энергозатраты определяются расходом воздуха, подаваемого на ту или иную глубину в зависимости от конкретных условий рабочей зоны заданной акватории. Для эффективной работы барботажной установки необходимо учитывать температуру и толщину льда, гидродинамический режим вод подо льдом, а также глубину расположения и протяженность источника воздуха.

Связь между интенсивностью притопающего источника воздуха и толщиной приповерхностного перемешанного слоя воды в виде эмпирической зависимости была

получена еще П. Булсоном в середине прошлого столетия (Bulson, 1961). Формирование турбулентного режима приповерхностного слоя воды сопровождалось вовлечением нижележащих более соленых вод, что могло быть использовано для решения задач ледоплавания. В дальнейшем зависимости, полученные П. Булсоном, были уточнены А. Траттебергом (Trætteberg, 1965), а С. Сагров (Sægrov, 1978) на основании их работ вывел зависимость скорости переноса вод в приповерхностном слое воды подо льдом. Эйднес обобщил полученные наработки и использовал их для предотвращения замерзания участка фьорда Holandsfjord на севере Норвегии (Eidnes, 2004).

Для получения общего подхода к расчету барботажа, который можно было бы использовать в численных моделях циркуляции вод в ограниченных водных пространствах, необходимо найти более физичную взаимосвязь между расходом воздуха системы и скоростью подъема спудного потока воды.

ЧАСТОТА ОТРЫВА И РАЗМЕР ВОЗДУШНОГО ПУЗЫРЬКА В ВОДЕ

Эта скорость в первую очередь связана не просто с общим объемом всплывающих воздушных пузырьков, а с их диаметром и частотой их отрыва от источника. Исходя из теории размерностей можно получить выражение, описывающее связь частоты отрыва воздушных пузырьков с расходом воздуха:

$$f = B \cdot \left(g^2 \frac{\rho_w \cdot \sigma^2 \cdot d}{\rho_a \cdot Q^3} \right)^{1/5}, \quad (1)$$

где g — ускорение свободного падения; σ — поверхностное натяжение; d — диаметр сопла; Q — объемный расход воздуха; ρ_w , ρ_a — плотность воды и воздуха соответственно; B — числовой коэффициент.

Лабораторные эксперименты по определению частоты отрыва воздушных пузырьков были представлены в работе В.И. Елисеева, А.П. Толстопята и Л.А. Флеера (Елисеев и др., 2013). Эксперименты проводились для различных диаметров сопла. Результаты этих исследований показаны на рис. 1.

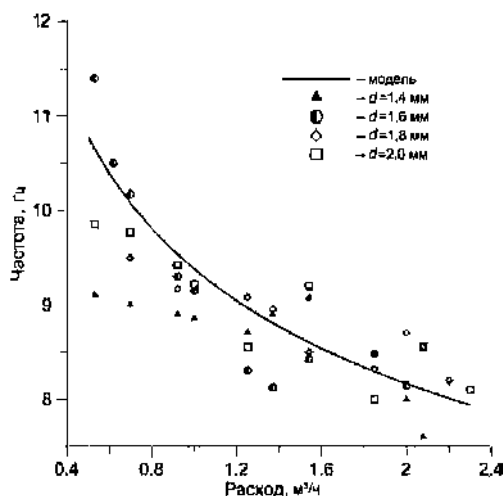


Рис. 1. Зависимость частоты отрыва воздушных пузырьков от величины расхода воздуха по результатам экспериментов с различным диаметром сопла (Елисеев и др., 2013) и по модельной зависимости.

Отсутствие видимой зависимости частоты отрыва от диаметра сопла привело авторов работы к выводу об отсутствии связи между этими параметрами. Поэтому они предложили свое выражение для частоты отрыва пузырьков, полученное из теории размерностей в виде:

$$f = A \cdot \left(\frac{\rho_w \cdot g^3}{\rho_a \cdot Q} \right)^{0,2}, \quad (2)$$

где A — численный коэффициент.

На основании представленных данных экспериментов с использованием метода наименьших квадратов было найдено значение коэффициента $A = 0,1173$. Зависимость частоты отрыва от расхода воздуха, рассчитанная по уравнению (2), представлена на рис. 1 в виде сплошной линии.

Диаметр отрывающегося от сопла воздушного пузырька (D_b) является определяющей величиной для формирования вертикальной скорости спудного потока воды. Этот диаметр можно получить из уравнения (2), представив частоту отрыва пузырьков воздуха в виде отношения объемного расхода воздуха к объему пузырька. Тогда:

$$D_b = \left[\frac{C}{\pi} \left(\frac{\rho_w Q^6}{\rho_a g^3} \right)^{0,2} \right]^{1/3}, \quad (3)$$

где C — числовая константа.

Формула (3) никем экспериментально не проверялась, но исходя из того, что частота отрыва пузырьков снижается при увеличении расхода воздуха, можно сделать вывод о прямой зависимости диаметра отрывного пузыря от величины расхода ($D_b \sim Q^{2/5}$).

На частоту отрыва воздушных пузырьков и их диаметр помимо интенсивности подачи воздуха влияет также и внешнее давление водной среды. Так, увеличение глубины расположения источника воздуха еще больше снижает частоту отрыва пузырьков при увеличении его расхода (рис. 2а), а диаметр отрывных пузырьков при этом увеличивается (рис. 2б).

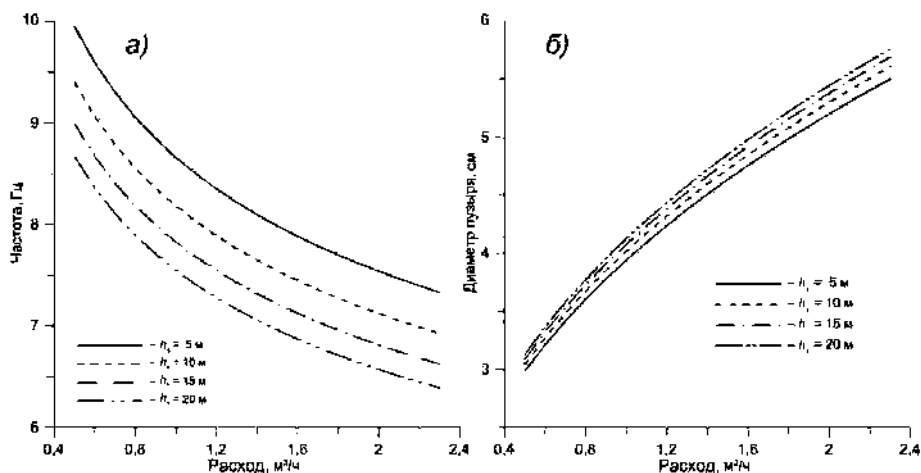


Рис. 2. Влияние глубины расположения источника воздуха на частоту отрыва пузырьков (а) и на их диаметр (б).

СКОРОСТЬ ВСПЛЫТИЯ ВОЗДУШНОГО ПУЗЫРЬКА

Диаметр отрывных пузырьков воздуха влияет на скорость их всплытия (w). Для выявления этой взаимосвязи рассмотрим уравнение баланса сил для отрывного воздушного пузыря в воде:

$$m_a \frac{dw}{dt} = G_a + F_A + F_R, \quad (4)$$

где m_a — масса воздушного пузыря; G_a — гравитационная сила; F_A — сила плавучести; F_R — сила сопротивления.

Раскрывая силы правой части уравнения (4), перепишем его в следующем виде:

$$\frac{\pi D_b^3}{6} \frac{dw}{dt} = \frac{\pi D_b^3}{6} (\rho_a - \rho_w) g - C_D \frac{\pi D_b^2 \cdot \rho_w}{8} w^2, \quad (5)$$

где C_D — безразмерный коэффициент сопротивления.

Уравнение (5) описывает свободное всплытие воздушного пузырька как в ламинарном режиме, так и в турбулентном. Ламинарный, или стоксовый, режим всплытия воздушного пузыря характеризуется числом Рейнольдса $Re \sim 1$ и меньше. Для этого режима большинство исследователей, в том числе и Л.Г. Лойцянский (Лойцянский, 2003), определяют коэффициент сопротивления как:

$$C_D = 24 / Re. \quad (6)$$

При этом Re определялось как

$$Re = \rho_w D_b w / \mu,$$

где μ — динамическая вязкость воды.

Анализ уравнения (5) показывает, что скорость всплытия воздушного пузырька очень быстро переходит в стационарный режим и зависит только от его объема. В этом случае можно определить максимальный диаметр пузырька, который обеспечивает стоксовый режим всплытия, записав уравнение (5) в стационарной форме и используя выражение (6):

$$D_{\max} = \left(\frac{18\mu^2}{\rho_w (\rho_w - \rho_a) g} \right)^{1/3}. \quad (7)$$

Исходя из уравнения (7) максимальное значение диаметра отрывного пузырька воздуха определяется исключительно характеристиками среды, в которой происходит всплытие. При этом глубина погружения источника воздуха практически не влияет на величину диаметра воздушного пузырька, обеспечивающего стоксовый режим всплытия. Исходя из полученного выражения, можно заключить, что размер всплывающего «стоксового» пузырька сильно ограничен и не превышает 4 мм.

Уравнение для скорости свободного всплытия воздушного пузыря в воде в стоксовом режиме получаем из стационарного вида уравнения (5) с учетом выражения для коэффициента сопротивления (6):

$$w = \alpha \cdot g \frac{D_b^2 (\rho_w - \rho_a)}{18\mu}, \quad (8)$$

где α — числовая константа. В теоретическом выводе $\alpha = 1$.

Турбулентный режим всплытия в воде практически для всего существующего размерного диапазона воздушных пузырей является определяющим. Характер и особенности движения газовых пузырей в этом режиме подробно анализировались в

работах (Маленков, 1968) и (Кутателадзе, Стырикович, 1976). Этот режим характеризуется двумя размерными диапазонами всплывающих пузырьков, соответствующими числам Рейнольдса $Re \sim 10-100$ и $Re \sim 1000$.

Первый режим можно считать переходной формой, связанной с изменениями формы пузыря и зависящей от силы поверхностного натяжения. Скорость всплытия пузыря в этом режиме находится из автомодельности относительно вязкости воды:

$$w = \alpha \sqrt{\frac{2\sigma}{D_b (\rho_w - \rho_a)}}. \quad (9)$$

Этот режим действительно является промежуточным для всего размерного диапазона воздушных пузырей в воде. Он действует при $D_b = 5-10$ мм и демонстрирует снижение скорости при увеличении размеров пузыря.

Уравнение (9) является частным случаем скорости всплытия воздушного пузыря, полученного И.Г. Маленковым для всего турбулентного режима ($Re \sim 10-1000$):

$$w = \alpha \left(\beta \frac{2\sigma}{D_b (\rho_w - \rho_a)} + g D_b \frac{\rho_w - \rho_a}{2\rho_w} \right)^{1/2}. \quad (10)$$

Здесь числовые коэффициенты α и β по Маленкову являются единичными.

Экспериментальные исследования скорости всплытия газовых пузырей в воде во второй половине XX в. (Krevelen, von Hoftizer, 1950; Козлов, Мологин, 1951; Лодыженский, 1954; Сахаров, 1966) показали характер зависимости скорости всплытия воздушных пузырей от их диаметра. Рассматриваемые данные полностью подтверждают распределение ламинарного и турбулентного режимов всплытия на всем размерном диапазоне воздушных пузырей (рис. 3).

Ламинарный режим всплытия имеет хорошо выраженный линейный характер и достаточно точно описывается уравнением (8) с числовой константой $\alpha = 0,42$. Почти двукратное уменьшение, по всей видимости, связано с заданием коэффициента сопро-

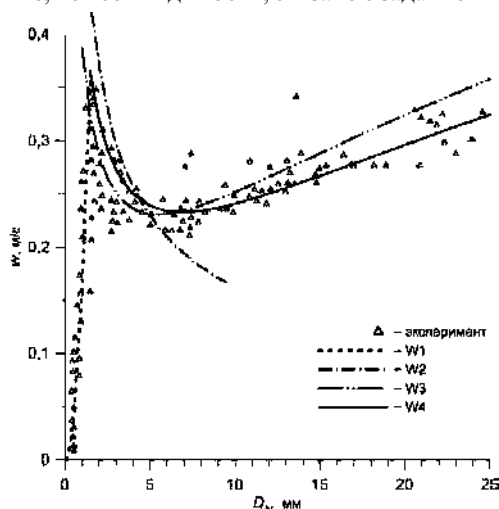


Рис. 3. Зависимость скорости всплытия воздушных пузырьков от их диаметра.

Δ — экспериментальные данные (Krevelen, von Hoftizer, 1950; Козлов, Мологин, 1951; Лодыженский, 1954; Сахаров, 1966); W1 — по формуле (8) при $\alpha = 0,42$; W2 — по формуле (9) при $\alpha = 1,45$; W3 — по формуле (10) при $\alpha = 1$ и $\beta = 1$; W4 — по формуле (10) при $\alpha = 0,8944$ и $\beta = 1,625$.

тивления. Скорость всплытия пузырьков для промежуточного турбулентного режима (кривая W2), описываемая уравнением (9), оказалась несколько смещенной относительно данных экспериментов и имеет несколько другой наклон. Это означает, что переходный участок турбулентного режима лучше описывать совместно с режимом больших чисел Рейнольдса. Так, уравнение (10) достаточно хорошо воспроизводит зависимость скорости всплытия воздушных пузырьков от их диаметра. Однако предложенное Маленковым уравнение (кривая W3) с $\alpha = 1$ и $\beta = 1$ дает завышенные значения скорости всплытия при повышенных размерах воздушных пузырьков. Гораздо лучшее распределение получается при $\alpha = 0,8944$ и $\beta = 1,625$ (кривая W4).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Частота отрыва воздушных пузырьков в водной среде и их размеры являются основными элементами расчета вертикальной скорости спудного потока воды. Зависимость этих характеристик от величины объемного расхода достаточно успешно можно получать из анализа теории размерностей. Возможность такого подхода подтверждается проведенными лабораторными экспериментами.

Диаметр всплывающих воздушных пузырьков определяет режим их всплытия. Так, ламинарный режим всплытия хорошо описывается теоретическим уравнением движения. В то же время турбулентный режим всплытия лучше описывать автомодельной зависимостью относительно вязкости воды. Сравнение полученных уравнений с данными лабораторных экспериментов демонстрирует правильность сделанных выводов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Елисеев В.И., Толстомят А.П., Флеер Л.А. Частота отрыва пузырей от газового прифурменного объема // Вестник Днепропетровского ун-та. Серия «Механика». 2013. Т. 1. Вып. 17. С. 86–94.
- Козлов Б.К., Мологин М.А. О скорости подъема и гидравлическом сопротивлении газоздушных пузырей в жидкости // Известия АН СССР. 1951. № 8. С. 1188–1192.
- Кутателадзе С.С., Стырикович М.А. Гидродинамика газожидкостных систем. М.: Энергия, 1976. 296 с.
- Лодыженский Р.М. Исследование движения воздушного пузырька в воде при высоких значениях Re // Прикладная химия. 1954. Т. 27. Вып. 1. С. 103–119.
- Лойцянский Л.Г. Механика жидкости и газа. М.: Дрофа, 2003. 840 с.
- Маленков И.Г. О движении больших пузырей газа, всплывающих в жидкости // Журнал прикладной механики и технической физики. 1968. № 6. С. 130–134.
- Сахаров В.А. Экспериментальное определение относительной скорости движения газового пузыря в потоке жидкости // Известия вузов, сер. Нефть и газ. 1966. № 6. С. 84–102.
- Bulson P.S. Currents produced by an air curtain in deep water // Dock and Harbour Authority. 1961. Vol. 42. P. 15–22.
- Eidnes G. Bubble Curtain to Prevent Freezing // Proceedings of The Fourteenth International Offshore and Polar Engineering Conference, Toulon, France, May 23–28, 2004. P. 905–909.
- Huffmeier J., Sandkvist J. Ice Control Measures in Swedish Harbours // Ice Mechanics and Shipping in Ice-infested Waters. LTU Res. Rep, 2008. P. 241–284.
- Nyman T. Basic Ice Handling Methods in Finnish Ports // Maritime Res. News. 2000. Vol. 14. P. 9–10.
- Pan H., Eranti E. Flow and heat transfer simulations for the design of the Helsinki Vuosaari harbour ice control system // Cold Regions Science and Technology. 2009. Vol. 55. P. 304–310.

Sægvog S. Air bubbler in stratified waters // VHL report. Norwegian, 1978. 30 p.

Trætteberg A. Bubble Curtain with Air Supply from Co-operating Parallel Pipes // RHL SINTEF-report, Project № 600185. 1965. P. 21–38.

Von Krevelen D.W., Hofstizer P.J. Studies of gasbubble formation. Calculation of interfacial area in bubble contactors // Chem. Engng. Progr. 1950. Vol. 46. № 1. P. 72–88.

V.Yu. CHANTSEV

PARAMETER DEFINITION OF AIR-BUBBLES BARBOTAGE IN THE WATER

This paper presents computation possibility of basic air-bubbles barbotage parameters. The frequency of air-bubble breakaway and its size are the basic characteristics of the barbotage. Mathematical expressions of the breakaway frequency and of air bubble size were founded on base of dimensions analysis. Ascent velocity of air bubbles is related to their size. The stationary solution of the momentum equation and the automodel conditions relatively viscosity of water is regarded for determining the ascent velocity.

Keywords: breakaway frequency, barbotage, ascent velocity, Stokes regime.

ОРГАНОМИНЕРАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ НА ПОБЕРЕЖЬЯХ КАК ИНДИКАТОР ПОЛОЖЕНИЯ УРОВНЯ МОРЯ В ПРОШЛОМ

А.С. МАКАРОВ¹, Д.Ю. БОЛЬШИЯНОВ^{1,2}

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

² — Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

На основе собственных исследований на побережьях Арктики и анализа мировой научной литературы изучены органоминеральные отложения побережий и показано, что они представляют собой специфический вид отложений береговой зоны, образование которых связано с изменениями уровня моря в прошлом. Эти отложения являются обычными не только для Арктики, а в том или ином виде встречаются повсеместно, т.е. представляют собой результат процесса осадконакопления в береговой зоне моря, проявляющегося на глобальном уровне. Большинство исследователей называют эти отложения торфом и изучают их с точки зрения палеоклимата. Но т.к. их формирование напрямую связано с изменением уровня моря, то палеоклиматические построения по такому «торфу» не учитывают специфику и механизм формирования органо-минеральных отложений, что зачастую ведет к тупиковым ситуациям при палеоклиматических исследованиях. Как продукт деятельности моря в прибрежных условиях такие отложения являются отличным индикатором изменения положения уровня моря в прошлом, и их следует более широко использовать с этой целью.

Ключевые слова: голоцен, побережье, Арктика, индикатор изменения уровня моря.

Актуальность проблемы предвидения изменений уровня Мирового океана (МО) не вызывает сомнений, т.к. большая часть населения Земли проживает на его побережье, активно осваивая шельф. Но представления об этой проблеме целиком базируются на выводе о том, что в течение последних 5 тысяч лет уровень МО не превышал первых метров относительно современного и его флуктуации зависят и зависели от поведения тающих или нарастающих ледниковых щитов. Наши исследования побережий и островов Российской Арктики показали, что колебания уровня в последнем десяти-тысячелетии происходили неоднократно с амплитудой до 10–15 м вне зависимости от жизни ледниковых щитов (Большиянов и др., 2013; Bolshiyarov et al., 2015). Если это происходило действительно так, то самое время задуматься о том, что в недалеком будущем уровень моря может подняться на метры, как было около 500 и 2000 лет назад и еще неоднократно в более древние времена (Большиянов и др., 2013).

Методология исследований прошлых флуктуаций уровня МО сформировалась (Методы палеогеографических реконструкций, 2010). Свидетелями повышенного стояния уровня моря на суше являются: морские террасы, древние береговые линии, отложения, сформированные в условиях прибрежно-морского осадконакопления. Определить морской тип осадка позволяют палеонтологические, литологические, химические, биоиндикационные методы исследований. Геоморфологические анализ

и карта дают возможность представить положение бывших морских бассейнов в пространстве. Возраст трансгрессий определяется датированием морских отложений. Хорошо зарекомендовавшим себя методом исследований изменений уровня моря является изучение отложений каскадов озер, расположенных в береговой зоне и бывших ранее морскими заливами (Колька и др., 2012).

Однако существуют сложности интерпретации получаемых данных. Противоположно могут трактоваться одни и те же данные исследований, существует проблема сопоставления данных, получаемых в результате изучения морских донных отложений и разрезов, расположенных выше современного уровня моря (Макаров, 2016).

В данной работе рассматривается специфический вид органоминеральных отложений (ОМО), широко распространенный на арктическом побережье России, который является важным индикатором положения уровня моря в прошлом. Это скопления органического материала разного происхождения (по объему до 90 %) с прослоями песка, алевроита, содержащих меньшее количество органики. В регионе моря Лаптевых, где они прослеживаются в устьевых областях рек и на побережьях континента и островов, эти отложения предложено называть «слоёнкой», т.к. внешний облик обнажений, где вскрываются ОМО, абсолютно идентичен слоеному пирогу, но состоящему из неразложившихся остатков осок и зеленых мхов, переслаивающихся с песком и алевроитом (рис. 1). Мощность этих отложений достигает 12 м. Наиболее полно они описаны и объяснено их происхождение в дельте р. Лены в (Большаинов и др., 2013). «Слоёнка» сформирована в результате быстрой аккумуляции растительного детрита в застойных зонах водоемов, возникающих при подпоре со стороны моря, т.е. в результате трансгрессий моря. Но большинство современных исследователей называют эти отложения торфом и рассматривают их как свидетельства континентального осадконакопления, в чем и состоит одна из главных проблем прибрежной палеогеографии.

Задачей данной статьи является рассмотрение многообразия толкований ОМО на различных побережьях и попытка понимания механизма их образования.

Нашими предшественниками и современниками представлены многочисленные свидетельства формирования ОМО в прибрежной зоне. В.М. Смирнов (1988) отмечает большое количество торфа, органики с прослоями «намывного торфа» на побережье Карского моря. А.И. Ачкасов и Г.Г. Карташова (1977) исследуют «торфяник» в береговой зоне Енисейского залива. Р.Б. Крапивнер (1965) объясняет особую роль специфических ваттовых отложений, обогащенных органикой, в палеогеографических реконструкциях в низовьях Оби и Печоры. И.Д. Стрелецкая и ее коллеги



Рис. 1. Разрез ОМО в дельте р. Лены.

(2012) описывают залежи аллохтонного «наносного торфа» голоценового возраста на побережье Карского моря. Е.А. Гусев с коллегами (2016) исследует и датирует прослой «торфа», накапливавшиеся 1500 лет назад (л.н.) на побережье о. Западный Каменный в Карском море. Ф.А. Романенко (2015, с. 393), исследуя острова архипелага Земли Франца-Иосифа, очень четко показывает проблему интерпретации ОМО. Он пишет: «Своеобразный феномен архипелага, в котором преобладают ледники и скалы, — болотные торфяники, ограниченные фрагменты которых приурочены к тыловым частям морских террас, высотой до 25 м. Они имеют иногда обычный мохово-травянистый состав, но существенно чаще состоят из водорослей». Так это болотные торфяники или морские отложения? По приводимым признакам (тыловые части террас и водоросли) это морские осадки, по представлениям — торфяники. Вот в таком понимании и кроется большая проблема интерпретации исследуемых отложений. Морские осадки, но болотный торф. Первые откладываются в прибрежной зоне моря, второй формируется вне влияния моря. Торф всегда показатель не морских условий осадконакопления. Так торф ли это?

В дельте р. Лены, где рекой и морем вскрыты обнажения слоёнок мощностью до 8 м, доказываемая невозможность понимания таких отложений как торфа. Во-первых, они слоисты, что нехарактерно для торфа. Во-вторых, скорость их накопления непомерна высока (0,2–1,6 м за 100 лет) не только для торфа Арктики, но и для торфяников умеренной лесной зоны, где торф накапливается со скоростью на порядок и даже 2 порядка меньше указанной. В-третьих, эти отложения характеризуются практически нулевой степенью разложения растительных остатков, что также нехарактерно для торфа (Большаинов и др., 2013). Значит, это не торф, а аллохтонный растительный материал, накапливающийся в определенных условиях и с очень большой скоростью.

В.Н. Коротаев и коллеги (1989), исследуя дельту Лены, свидетельствуют о том, что 7–8 тыс. л.н. первая терраса вышла из-под уровня затопления и этот процесс сопровождался формированием мощной торфяной толщи. Вопрос в том, когда она формировалась — до выхода из-под уровня затопления, как отложения бассейна, или после, как торфяная залежь? По нашим представлениям, именно в бассейновых условиях, т.к. геологическое тело имеет все признаки, в первую очередь текстурные, водных осадков (горизонтальная и волнистая слоистость).

ОМО зачастую залегают далеко от современных береговых линий, например, в долинах рек. Голоценовые слоёнки отмечены в долине р. Лены в 350 км выше дельты, в устье р. Кэлимээр (приток Оленька) и в самой долине Оленька в сотнях километрах от его дельты. Позднелепистоценовые слоёнки характерны для всех рек Таймырской низменности, где они залегают ингрессионно до высоты 50 м над уровнем моря. Такое их распространение свидетельствует о том, что во время формирования ОМО устья рек представляли собой обширные эстуарии, далеко вдающиеся в сушу. Это геоморфологические доказательства формирования ОМО в прибрежных условиях.

Сходные по своим морфологическим характеристикам ОМО встречаются и на побережьях других регионов Земли. В Гренландии (Long et al., 2010, 2012; Wake et al., 2012) эти отложения дают возможность детальной реконструкции хода уровня моря в последние тысячелетия и столетия. Изученные осадки имеют большое сходство с описанными авторами в дельте р. Лены слоёнками и представляют собой отложения маршей, формировавшихся при неоднократном изменении базиса эрозии, т.е. уровня моря. По данным изучения этих ОМО выявлен подъем уровня моря на первые метры 1200–1500 л.н. и в последние столетия на высоту до 1 м.

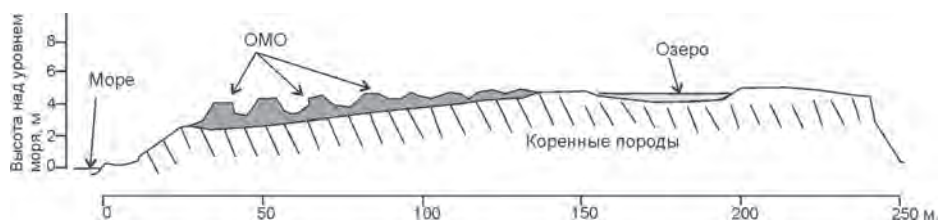


Рис. 2. Схема залегания ОМО в районе Хермансенной, о. Западный Шпицберген (Jaworsky et al., 2012). По геоморфологическим признакам этими отложениями сложены береговые валы.

На архипелаге Шпицберген (Jaworsky et al., 2012) описаны ОМО, трансгрессивно залегающие на высоте 4 м над уровнем моря (рис. 2). Судя по всему, залегание этих отложений также контролируется колебанием уровня базиса эрозии, моря, озер или протоки. Толща формировалась в голоцене на этапах 1820 ± 60 , 4620 ± 45 , 5870 ± 70 и 7370 ± 240 лет назад. Авторы статьи не рассматривают данные отложения как свидетельства возможного колебания уровня водоемов в прошлом, а видят в них торф, используют для климатических реконструкций прошлого и удивляются тому, что палеоклиматические построения по такому «торфу» не сравнимы с другими палеоклиматическими построениями по Шпицбергену. А они и не должны совпадать, т.к. морские отложения несут в себе не палеоклиматическую, а палеоокеанологическую информацию в первую очередь.

Интересные результаты показывает исследование толщи ОМО в заливе Фанди, где при значительных приливно-отливных колебаниях уровня моря формируются маршевые отложения, прекрасно подходящие для реконструкции изменчивости уровня моря последние 350–400 лет (Graf, Chmura, 2010). Такие же колебания уровня на первые метры несколько сот лет назад четко реконструируется и в Российской Арктике (Большаинов и др., 2013).

Торфяные отложения на севере провинции Онтарио занимают огромные площади и, как показано в работе (Hargan et al., 2105), формировались при изменении гидродинамических условий, что определено по видовому составу диатомей и интерпретируется как изменение уровня грунтовых вод. Однако исследованные колонки отложений взяты в непосредственной близости от водоемов, и колебания уровня подземных вод могли быть вызваны изменением местного базиса эрозии, т.е. приемного близлежащего водоема. Кроме того, все исследованные торфы подстилаются глинами и тонкозернистыми песками морского происхождения, что свидетельствует о связи «торфонакопления» с развитием морских условий в регионе.

На Аляске исследованы колонки торфяных отложений, которые отбирались из озер или рядом с водоемами и их формирование контролировалось изменчивостью местного базиса эрозии, что реконструируется по сменам гидрологических условий (Jones et al., 2009). По разрезу ОМО меняется видовой состав растительных остатков, степень их разложения, что, на наш взгляд, говорит о смене условий осадконакопления, в частности об аллохтонном характере материала описываемых отложений.

В Субантарктике ОМО сформировались и встречаются практически на всех островных территориях (Van der Putten et al., 2012). На о. Южная Георгия ОМО представляют собой обогащенные органикой отложения, переслаивающиеся с тонкозернистым песком (Van der Putten et al., 2009), накапливающиеся в течение

голоцена и имеющие пики скоростей накопления 4,5 и 2,5 тыс. л.н. Все описанные обнажения ОМО находятся на побережьях либо океанских, либо других водоемов (озер, рек, проток), соединяющих озера с океаном. Авторы статьи не связывают накопление этих толщ с изменением базиса эрозии и используют полученные данные для реконструкции климатических условий территорий в голоцене. На наш взгляд, увеличение скоростей осадконакопления толщ ОМО может быть связано с подъемом базиса эрозии и увеличением количества переносимого на побережье материала.

На о. Кергелен отмечается образование ОМО в раннем голоцене. Их формирование неразрывно связано с отложениями водного ряда, т.к. толщи ОМО подстилают и перекрывают бассейновые отложения, представленные тонко- и среднезернистым песком, формировавшимся в период 14500–11500 л.н. (Van der Putten et al., 2015).

ОМО прибрежных территорий встречаются не только в полярных широтах. Отложения маршей отлично подходят для реконструкций хода уровня в последние столетия и тысячелетия. Так, в Северной Каролине по данным изучения маршевых отложений реконструируются незначительные колебания уровня моря в середине XIX в., в период с конца XIV и до конца XVI в. (Brain et al., 2015). Похожие датировки повышенного стояния уровня моря были получены для региона моря Лаптевых на основании изучения старых картографических материалов (Большаинов и др., 2013).

Интересные результаты исследования ОМО получены на побережье Северной Атлантики (Barlow et al., 2014). ОМО представляют собой торфоподобные отложения, подстилаемые песком и часто с прослоями песка в толще органических осадков, т.е. представляют собой слоёнки, описанные в Арктике. Встречается и засоленный торф. Изучение этих ОМО позволило реконструировать палеособытия подъема уровня моря на этапах 300–500 л.н. на высоту до 1 м и 2000 л.н. на высоту 1–2 м.

В Португалии в эстуарии Минхо по результатам изучения ОМО восстановлен ход уровня моря за последние 2000 лет. Выявлены колебания уровня 1800–1600 л.н., 1200 л.н. и 600–700 л.н. (Moreno et al., 2014). Амплитуда уровней фиксируется небольшой, но по времени выявленные колебания уровня совпадают с интервалами трансгрессий, реконструированных для арктических побережий. Опять же исследователи таких осадков не рассматривают их как архив, хранящий в себе следы изменчивости уровня приемного водоема в прошлом.

Изучение маршевых отложений на побережье Франции в районе залива Брест позволило восстановить ход уровня моря начиная с середины голоцена. В целом он характеризуется ростом примерно на $5,5 \pm 0,5$ м за период с 6300 л.н. назад до настоящего времени (Stephan et al., 2015). Также фиксируется незначительный подъем уровня около 2000 л.н.

В аридных условиях побережья Красного моря ОМО, подобные описываемым, не формируются. Но формируются коралловые рифы, образование и развитие которых также определяется изменчивостью уровня моря. Пример Саудовской Аравии интересен тем, что здесь наблюдается карбонатонакопление в мелководных водоемах, что близко к условиям формирования ОМО (Rowlands et al., 2014), но при этом отсутствует избыточное количество аллохтонного органического материала, т.е. в данном случае процесс формирования ОМО замещается рифообразованием на мелководье и эти отложения также могут быть использованы для реконструкции хода уровня моря в голоцене.

Богатый материал для исследования представляют собой ОМО низких широт. Так, на побережье пролива Маскар о. Сулавеси изучены толщи ОМО. Данные ОМО представляют собой пласты аллохтонной органики, накопление которой полностью

контролируется изменением уровня моря. Морфологически они подобны многократно описанным «слоёнкам», с той лишь разницей, что в данных природных условиях не формируются столь мощные их толщи. Их изучение позволило реконструировать ход уровня моря в голоцене и выявить его повышение 4500–5000 л.н. на высоту 4–5 м и 1000–1200 л.н. на высоту 2 м (Mann et al., 2016), что практически полностью совпадает с результатами реконструкций уровня, полученными по данным изучения ОМО в Арктике.

На Сейшельских островах сформирован специфичный тип ОМО на побережье. Он представляет собой толщу остатков мангровых растений, рост которых определяется сугубо влиянием моря (Woodroffe et al., 2015). Полученные колонки отложений представляют собой обогащенный в большей или меньшей степени органикой песок, зачастую переходящий в торф. Изучение ОМО в данной точке позволило реконструировать незначительное повышение (до 1 м) уровня моря 1500–1800 л.н. Подобный тип мангровых ОМО описан и изучен также в юго-западной части Индийского океана на о. Занзибар (Woodroffe et al., 2015), что позволило определить повышение уровня моря на 4 м в период с 7000 до 4000 л.н. Также отмечается небольшой рост уровня 1800–2000 л.н.

На побережьях островов Индонезии и вдоль долин крупнейших рек сформированы мощные залежи торфа (Dommain et al., 2014). Морфологически они не столь близки с ОМО, которые описаны в Арктике, тем не менее образование этих толщ контролируется изменчивостью уровня моря. Максимальные скорости накопления органики на побережье отмечены 4000 л.н., что совпадает с этапом повышения уровня моря на побережье Индонезии 4000–5000 л.н. на 5 м выше современного уровня моря (Hanebuth et al., 2011). В центральных частях о. Калимантан отмечается рост скорости накопления органики и 8000 л.н. (Dommain et al., 2014). Исследованные торфяники сформированы выше максимального подъема уровня моря, но тесно связаны с долинами рек, в которых они формируется и развитие которых определялось изменчивостью уровня моря. Торфяники, таким образом, имеют четкое трансгрессивное залегание, и их формирование контролировалось изменчивостью уровня моря в голоцене.

На западном побережье Австралии, недалеко от города Перт, располагается остров Роттнест. Там также сформированы уникальные ОМО, накопление которых полностью контролируется уровнем моря. Описываемые отложения формируются в пересыхающем озере, в котором образовано болото, питаемое атмосферными осадками. Эта система располагается на высоте всего лишь 30 см выше уровня моря и потому периодически затопливается морскими водами, что видно в разрезе отложений, в частности по изменению видового состава фораминифер (Gouramanis et al., 2012). Авторы связывают повышение уровня моря с разными причинами, но если подобные отложения встречаются на побережье водоемов, то их формирование, как правило, контролируется изменением его уровня. Изучение именно этих ОМО позволило реконструировать палеособытие вторжения морских вод на этапе 4500–4300 л.н., что может объясняться лишь трансгрессией моря.

Некоторые торфяники в Сибири, расположенные на удалении от побережья морей, но в непосредственной близости от рек, также показывают зависимость формирования от изменчивости гидродинамических условий. Например, в торфяниках близ Новосибирска (Borren et al., 2004) наблюдается рост скоростей накопления карбонатов на этапах 8000, 4000 и 1500 л.н., и такая изменчивость торфонакопления связывается именно с гидродинамической активностью, ростом стока, что может являться косвенным признаком роста уровня в реке. В публикации (Willis et al., 2015)

исследованы торфяники Западно-Сибирской низменности, которые накапливались в течение 2700 лет, и их формирование определялось изменчивостью гидрологических условий бассейна осадконакопления, изменением его уровня, что интерпретировано как изменение условий увлажнения местности. В США, на севере Висконсина на огромных пространствах в голоцене сформированы торфяные пласты, интенсивность формирования которых, как показано (Ireland et al., 2013), четко связана с колебанием уровня воды в водоеме, в озере, где и формируются исследованные отложения, а это, в свою очередь, определяется изменением увлажнения, изменением количества осадков. Приведенные выше примеры показывают, что даже вдали от морского побережья или побережья крупных водоемов торфонакопление во многом контролируется изменчивостью уровня озера, причины изменения которого могут быть разными.

Важным объектом исследования изменчивости уровня моря в прошлом являются дельты рек. И зачастую в дельтах накапливаются толщи ОМО, контролируемые уровнем моря. Это хорошо видно на примере дельты р. Лены и других крупных арктических рек России (Большаинов, 2006; Большаинов и др., 2013; Макеев, 1988; Макеев и др., 1988). Практически во всех исследованных устьевых областях рек встречаются толщи ОМО, и их изучение позволило выявить колебания уровня морей арктического бассейна России на этапах 6, 4, 1,5–2 л.н. до высоты 5–7 м.

В дельте р. Миссисипи отложения содержат большое количество органики, но сложены преимущественно песками (Kessel, 2008), и их формирование связано с изменением уровня приемного водоема — моря. Основные этапы осадконакопления в дельте Миссисипи происходили 11000, 8000, 6000 и 4000 л.н., что сопоставимо с этапами осадконакопления в дельтах арктических рек России.

Крупнейшая дельта мира рек Ганг и Брахмапутра формируется в голоцене, и этот процесс подобен таковому для дельты р. Лены, крупнейшей в арктическом бассейне. По сути каждая из крупных проток развивается как самостоятельная река и определяет локальные условия осадконакопления. В дельте р. Лены наблюдается смещение осадконакопления с запада на восток в течение голоцена, т.е. слева направо по течению, в дельте рек Ганг и Брахмапутра — справа налево, но тоже с запада на восток. Осадконакопление концентрируется во временные интервалы 7000–8000, 4000–5000 и 1500 л.н. (Sarkar et al., 2009), что близко к ленской истории формирования дельты и хорошо коррелируется с кривой изменчивости уровня моря в районе дельты рек Ганг и Брахмапутра с трансгрессивными этапами 1500, 2000, 4000, 6000 и 8000 л.н. При этом следы трансгрессий 6000 и 8000 л.н. располагаются ниже современного уровня моря. Сами исследованные отложения представляют собой специфичный тип ОМО, сформированный остатками мангровой растительности, характерной для побережий низких широт.

Итак, существует множество свидетельств накопления ОМО на побережьях морей и в дельтах рек. В дельте р. Лены такие отложения исследованы наиболее подробно, и сделан вывод об их накоплении в бассейнах подпора в результате быстрого осаждения органического материала, поступавшего в результате его сноса при подъеме уровня моря с берегов моря и реки. Далее при смене трансгрессивного режима регрессией эти отложения интенсивно разрушались эрозией, но затем снова накапливались в течение следующей трансгрессии моря. В результате первая терраса дельты р. Лены состоит из различных по возрасту геологических тел ОМО и песков с алевролитами. Геоморфологическое и геологическое строение дельт рек Пясины, Хатанги, Нижней Таймыры, Оби также подтверждают данную модель дельтоформирования, основной идеей которой являются неоднократные в течение голоцена смены трансгрессий регрессиями. Подтверждения

выделяемым этапам трансгрессивно-регрессивного развития в устьях рек находятся в стрении и датировках морских террас на этих же побережьях арктических морей, куда упомянутые реки впадают (Большаинов и др., 2013).

Впервые описал механизм формирования ОМО в устьях рек великий ученый и путешественник А.Ф. Миддендорф. Он глубоко понимал роль морских процессов в формировании ландшафтов огромных пространств Сибири и писал еще в середине XIX века: «Но в пределах морской воды я нашел уже и в Таймырском заливе морской ил рыхлее и глину, вопреки суровости края, смешанную с существенно важною долей растительного сора... На устье Пясины ил состоит из “облачных масс”, которые на удобных к тому местах неизледиимо глубоки: эти облачные массы наверное были не иное что, как разросшиеся волокна корней и моха, которые в том холодном климате противостоят разложению и намываются в кучи на подобие облаков. На морском берегу эти пряди волокон заносятся илом, и они образуют в течение времени глиняные и сланцевые слои с рисунками дендритов в прожилках» (Миддендорф, 2004, с. 253–354). Ныне «облачные массы» можно найти в разрезах слоёнок дельты Лены или побережья моря Лаптевых (см. рис. 3 цвет. вклейки).

Исследования маршевого осадконакопления показали (Silinski et al., 2016), что в условиях постоянного колебания уровня водоема на маршах закрепляется растительность. Это объясняет спорные моменты в трактовке результатов изучения ОМО. В одной и той же толще может содержаться автохтонный и аллохтонный органический материал. От характера изменений гидродинамических условий зависит преобладание в толще принесенных или захороненных на месте произрастания растительных остатков. Смена гидродинамической обстановки в таких условиях является самым обычным и постоянно повторяющимся процессом, ежедневно (приливы-отливы), периодически (сгоны-нагоны), в многолетнем масштабе (вековые колебания уровня моря).

Органоминеральные отложения, «слоёнки», отражают морские, мелководные условия осадконакопления не только в голоцене, но и в позднем неоплейстоцене. Имеются доказательства (геоморфологические, геологические, криолитологические), что отложения Ледового комплекса пород (ЛК), занимающие обширные пространства на побережьях морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, формировались в субаквальных условиях (Большаинов и др., 2013, Большаинов и др., 2008). Этапы формирования ЛК в центре полуострова Таймыр в каргинское время верхнего неоплейстоцена подробно изучены благодаря тщательным исследованиям ЛК мыса Саблера на западном берегу озера Таймыр в российско-шведской экспедиции 1995 г. (Большаинов, 2006). Там толща ЛК также сформирована в субаквальных условиях при колебаниях уровня пресноводного озера, но связанного гидравлически с морским бассейном каргинской трансгрессии. Отложения ЛК обогащены аллохтонной органикой, и схема их формирования сходна с таковой, характерной для голоценовых ОМО дельты р. Лены (Большаинов и др., 2013; Bolshiyanov et al., 2015). Разница в формировании неоплейстоценового и голоценового ЛК лишь в более суровых условиях климата в конце позднего неоплейстоцена, что позволило формироваться мощным многоярусным скоплениям ледяных жил. Но в обоих случаях (голоцена и позднего неоплейстоцена) толщи ЛК — это результат накопления органоминеральных осадков в ходе трансгрессивно-регрессивного цикла.

Морские мелководные условия осадконакопления с привносом органики в позднем неоплейстоцене выявлены также на побережье Карского моря (Стрелецкая и др., 2012). Другие исследователи показывают аквальный характер (русло реки) накопления осадков, в которых встречается «торфяная» органика (Гусев и др., 2015).

Таким образом, в результате исследований побережий мира накоплено достаточно фактов о формировании ОМО, образование которых связано с изменениями уровня моря в прошлом. Эти отложения являются обычными не только для Арктики, а в том или ином виде встречаются повсеместно, т.е. представляют собой результат процесса осадконакопления в береговой зоне моря, проявляющегося на глобальном уровне. Их формирование напрямую связано с изменением уровня моря, и поэтому такие отложения являются отличным индикатором изменения положения уровня моря в прошлом. В течение голоцена было несколько этапов накопления таких отложений: 6–8, 4, и 1,2–1,5 тыс. лет назад, подобный режим осадконакопления имел место и на более ранних этапах геологической истории. Отложения Ледового комплекса пород на побережьях морей Лаптевых, Восточно-Сибирского, да и Карского в позднем неоплейстоцене могли формироваться в субаквальных условиях подпора со стороны моря. Рассмотренные органоминеральные отложения могут широко применяться для исследований колебаний уровня моря в прошлом.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Ачкасов А.И., Карташова Г.Г.* Некоторые данные палинологического анализа голоценового торфяника Усть-Порта // Вестник Московского университета. Сер. География. 1977. № 3. С. 113–117.
- Большаинов Д.Ю.* Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб.: ААНИИ, 2006. 296 с.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Гусев Е.А., Шнайдер В.* Проблема происхождения ледового комплекса пород и существования в прошлом «земель Санникова» в море Лаптевых в позднем неоплейстоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 1 (78). С. 151–160.
- Большаинов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г.* Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- Гусев Е.А., Молодьков А.Н., Деревянко Л.Г.* Сопкаргинский мамонт, время и условия его обитания (север Западной Сибири) // Успехи современного естествознания. 2015. № 1. С. 432–435.
- Гусев Е.А., Максимов Ф.Е., Молодьков А.Н., Яржембовский Я.Д., Макарьев А.А., Арсланов Х.А., Кузнецов В.Ю., Петров А.Ю., Григорьев В.А., Токарев И.В.* Новые геохронологические данные по неоплейстоцен-голоценовым отложениям Западного Таймыра и островов Карского моря // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 74–84.
- Колька В.В., Корсакова О.П., Шелехова Т.С., Лаврова Н.Б., Арсланов Х.А.* Перемещение береговой линии Белого моря и гляциоизостатическое поднятие суши в голоцене (район поселка Кузема, северная Карелия) // Доклады академии наук. Серия География. 2012. Т. 442. № 2. С. 263–267.
- Кортаев В.Н., Сидорчук А.Ю., Тарасов П.Е.* Палеогеоморфологический анализ речных дельт Тазовской губы // Геоморфология. 1990. № 2. С. 78–84.
- Крапивнер Р.Б.* Ваттовые отложения бассейнов нижней Оби и Печоры и их значение для понимания палеогеографии четвертичного периода // Сб. статей по геологии и гидрогеологии. М.: Недра, 1965. Вып. 4. С. 130–155.
- Макаров А.С., Трунин А.А.* Изменчивость уровня полярных морей России в голоцене // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 3 (109). С. 100–110.
- Макеев В.М.* Колебания уровня Обской губы в голоцене // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 137–146.
- Макеев В.М., Большаинов Д.Ю., Медкова О.Н., Савин В.Б., Федоров Б.Г.* Особенности морфологии долины устьевое участка р. Оби и история формирования современной дельты // Географические и гляциологические исследования в полярных странах. Л.: Гидрометеиздат, 1988. С. 125–137.
- Методы палеогеографических реконструкций: Методическое пособие / Под ред. П.А. Каплина, Т.А. Яниной. М.: Географический факультет МГУ, 2010. 430 с.
- Миддендорф А.Ф.* Путешествие на север и юг Сибири. СПб.: ГеоГраф, 2004. Т. 1. С. 253–254.

- Романенко Ф.А. Формирование рыхлых отложений Земли Франца-Иосифа в голоцене // Материалы IX Всероссийского совещания по изучению Четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований». Иркутск, 15–20 сентября 2015 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б.Сочавы СО РАН, 2015. С. 393–394.
- Смирнов В.М. Строение и развитие берегов Карского моря // Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. 1988. Т. 63. Вып. 3. С. 118–125.
- Стрелецкая И.Д., Гусев Е.А., Васильев А.А., Рекант П.В., Арсланов Х.А. Подземные льды в четвертичных отложениях побережья Карского моря как отражение палеогеографических условий конца неоплейстоцена – голоцена // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. 2012. № 72. С. 28–59.
- Barlow N.L.M., Long A.J., Saher M.H., Gehrels W.R., Garnett M.H., Scaife R.G. Salt-marsh reconstructions of relative sea-level change in the North Atlantic during the last 2000 years // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 99. P. 1–16.
- Bolshiyakov D., Makarov A., Savelieva L. Lena River delta formation during the Holocene // Biogeosciences. 2015. Vol. 12. P. 579–593. doi:10.5194/bg-12-579-2015.
- Brain M.J., Kemp A.C., Horton B.P., Culver S.J., Parnell A.C., Cahill N. Quantifying the contribution of sediment compaction to late Holocene salt-marsh sea-level reconstructions, North Carolina, USA // Quaternary Research. 2015. Vol. 83. P. 41–51.
- Borren W., Bleuten W., Lapshina E.D. Holocene peat and carbon accumulation rates in the southern taiga of western Siberia // Quaternary Research. 2004. Vol. 61. P. 42–51.
- Dommain R., Couwenberg J., Glaser P.H., Joosten H., Nyoman I., Suryadiputra N. Carbon storage and release in Indonesian peatlands since the last deglaciation // Quaternary Science Reviews. 2014. Vol. 97. P. 1–32.
- Gouramanis C., Dodson J., Wilkins D., De Deckker P., Chase B.M. Holocene palaeoclimate and sea level fluctuation recorded from the coastal Barker Swamp, Rottneest Island, south-western Western Australia // Quaternary Science Reviews. 2012. Vol. 54. P. 40–57.
- Graf M.-T., Chmura G.L. Reinterpretation of past sea-level variation of the Bay of Fundy // The Holocene. 2010. Vol. 20 (1). P. 7–11.
- Hanebuth T.J., Voris H.K., Yokoyama Y., Saito Y., Okuno J.I. Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications // Earth-Sci. Rev. 2011. Vol. 104. P. 92–110.
- Hargan K.E., Ruhland K.M., Paterson A.M., Holmquist J., MacDonald G.M., Bunbury J., Finkelstein S.A., Smol J.P. Long-term successional changes in peatlands of the Hudson Bay Lowlands, Canada inferred from the ecological dynamics of multiple proxies // The Holocene. 2015. Vol. 25 (1). P. 92–107.
- Ireland A.W., Booth R.K., Hotchkiss S.C., Schmitz J.E. A comparative study of within-basin and regional peatland development: implications for peatland carbon dynamics // Quaternary Science Reviews. 2013. Vol. 61. P. 85–95.
- Jaworski T., Niewiarowski W. Frost peat mounds on Hermansenøya (Oscar II Land, NW Swabard) — their genesis, age and terminology // Boreas. 2012. Vol. 41. P. 660–672.
- Jones M.C., Peteet D.M., Kurdyla D., Guilderson T. Climate and vegetation history from a 14,000-year peatland record, Kenai Peninsula, Alaska // Quaternary Research. 2009. Vol. 72. P. 207–217.
- Kessel R.H. A revised Holocene geochronology for the Lower Mississippi Valley // Geomorphology. 2008. Vol. 101. P. 78–89.
- Long A.J., Woodroffe S. A., Milne G.A., Bryant C.L., Wake L.M. Relative sea level change in west Greenland during the last millennium // Quaternary Science Reviews. 2010. Vol. 29. P. 367–383.
- Long A.J., Woodroffe S.A., Milne G.A., Bryant C.L., Simpson M.J.R., Wake L.M. Relative sea-level change in Greenland during the last 700 yrs and ice sheet response to the Little Ice Age // Earth and Planetary Science Letters. 2012. Vol. 315–316. P. 76–85.
- Mann T., Rovere A., Schöne T., Klicpera A., Stocchi P., Lukman M., Westphal H. The magnitude of a mid-Holocene sea-level highstand in the Strait of Makassar // Geomorphology. 2016. Vol. 257. P. 155–163.

- Moreno J., Fatela F., Leorri E., De la Rosa J.M., Pereira I., Araujo M.F., Freitas M.C., Corbett D.R., Medeiros A. Marsh benthic Foraminifera response to estuarine hydrological balance driven by climate variability over the last 2000 yr (Minho estuary, NW Portugal) // *Quaternary Research*. 2014. Vol. 82. P. 318–330.
- Rowlands G., Purkis S., Bruckner A. Diversity in the geomorphology of shallow-water carbonate depositional systems in the Saudi Arabian Red Sea // *Geomorphology*. 2014. Vol. 222. P. 3–13.
- Sarkar A., Sengupta S., McArthur J.M., Ravenscroft P., Bera M.K., Bhushan R., Samanta A., Agrawal S. Evolution of Ganges–Brahmaputra western delta plain: clues from sedimentology and carbon isotopes // *Quaternary Science Reviews*. 2009. Vol. 28. P. 2564–2581.
- Silinski A., Heuner M., Troch P., Sara Puijalon S., Bouma T.J., Schoelynck J., Schröder U., Fuchs E., Meire P., Temmerman S. Effects of contrasting wave conditions on scour and drag on pioneer tidal marsh plants // *Geomorphology*. 2016. Vol. 255. P. 49–62.
- Stephan P., Goslin J., Pailler Y., Manceau R., Suanez S., Vliet-Laanoe B.V., Henaff A., Delacourt Ch. Holocene salt-marsh sedimentary infilling and relative sea-level changes in West Brittany (France) using foraminifera-based transfer functions // *Boreas*. 2015. Vol. 44. P. 153–177.
- Van den Putten N., Verbruggen C., Ochyra R., Spassov S., Beaulieu J.-L. de, Dapper M. de, Hus J., Thouveny N. Peat bank growth, Holocene palaeoecology and climate history of South Georgia (sub-Antarctica), based on a botanical macrofossil record // *Quaternary Science Reviews*. 2009. Vol. 28. P. 65–79.
- Van den Putten N., Mauquoy D., Verbruggen C., Björck S. Subantarctic peatlands and their potential as palaeoenvironmental and palaeoclimatic archives // *Quaternary International*. 2012. Vol. 268. P. 65–76.
- Van den Putten N., Verbruggen C., Björck S., Michel E., Disnar J.-B., Chapron E., Moine N.B., de Beaulieu J.-L. The last termination in the South Indian Ocean: a unique terrestrial record from Kerguelen Islands (49°S) situated within the Southern Hemisphere westerly belt // *Quaternary science reviews* 2015. Vol. 122. P. 142–157.
- Wake L.M., Milne G.A., Long A.J., Woodroffe S.A., Simpson M.J.R., Huybrechts P. Century-scale relative sea-level changes in West Greenland – A plausibility study to assess contributions from the cryosphere and the ocean // *Earth and Planetary Science Letters*. 2012. Vol. 315–316. P. 86–93.
- Willis K.S., Beilman D., Booth R.K., Amesbury M., Holmquist J., MacDonald G. Peatland paleohydrology in the southern West Siberian Lowlands: Comparison of multiple testate amoeba transfer functions, sites, and Sphagnum $\delta^{13}\text{C}$ values // *The Holocene*. 2015. Vol. 25 (9). P. 1425–1436.
- Woodroffe S. A., Long A.J., Punwong P., Selby K., Bryant C.L., Marchant R. Radiocarbon dating of mangrove sediments to constrain Holocene relative sea-level change on Zanzibar in the southwest Indian Ocean // *The Holocene*. 2015. Vol. 25 (5). P. 820–831.
- Woodroffe S. A., Long A.J., Milne G.A., Bryant C.L., Thomas A.L. New constraints on late Holocene eustatic sea-level from Mahe, Seychelles // *Quaternary Science Reviews*. 2015. Vol. 115. P. 1–16.

A.S. MAKAROV, D.Yu. BOLSHIYANOV

ORGANOMINERAL DEPOSITS ON THE COASTS, AS AN INDICATOR OF THE POSITION OF THE SEA LEVEL IN THE PAST

It is shown that the organic-mineral deposits are a specific kind of the coastal zone deposits, the formation of which is due to sea-level changes in the past. These deposits are unique not only in the Arctic, and in one form or another be found everywhere, that is, are the result of sedimentation processes in the coastal zone of the sea, which manifests itself at the global level. Their formation is directly related to changes in sea level, and therefore, these deposits are an excellent indicator of the change in the position of the sea level in the past. It should be noted that during the Holocene were several stages of accumulation of sediments 6–8, 4, and 1,2–1,5 thousand years ago, indicating a possible change in the level of the Global Ocean in these time periods. It turns out that the organic-mineral deposits have great potential as an indicator of the position of the sea level in the past.

Keywords: Holocene, Arctic, coastal zone, sea-level change's indicators.

О ПОДХОДЕ К СОЗДАНИЮ ЦИФРОВОЙ МОДЕЛИ РЕЛЬЕФА ДНА АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА

А.Ф. ЗЕНЬКОВ, Е.А. ГОРДЕЕВА,
А.В. КОСТЕНИЧ, Е.В. КОЛОБОВ,
Д.Н. КЫТМАНОВ, К.Г. СТАВРОВ

АО «Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт», Санкт-Петербург, e-mail: mail@gningi.ru

Описывается подход к разработке технологии создания цифровых моделей рельефа морского дна с использованием данных разнородных съемок. Технология апробирована на материалах гидрографических работ, выполненных отечественными и зарубежными исследователями в центральной части Северного Ледовитого океана с дрейфующего льда, с надводных и подводных носителей. Обоснована необходимость систематического анализа качества неравноточной батиметрической информации, полученной при маршрутных и площадных съемках и различающейся по уровню достоверности, при создании единых баз данных и цифровых моделей.

Ключевые слова: геостатистика, многолучевой эхолот, морфометрический анализ, съемка рельефа морского дна, цифровая модель рельефа, ИВСаО.

Под моделью рельефа морского дна понимается представление в том или ином формате редуцированного рельефа морского дна, отражающее основные свойства истинного рельефа, ради изучения которых создается модель. Цифровая модель рельефа морского дна (ЦМРД) — это модель, представленная множеством числовых триад (глубина и плановые координаты) с указанием системы координат и (или) картографической проекции. ЦМРД могут быть регулярными (grid, растр), нерегулярными (TIN — triangulated irregular network) и комбинированными (TGRID — triangulated grid).

ЦМРД в качестве батиметрической основы необходима для решения различных прикладных задач, требующих привлечения батиметрических данных, например:

- создания «навигационных поверхностей» (The Navigation Surface) (Smith, 2003);
- отображения различных видов информации о морской природной среде (гидрометеорологической, экологической, геологической, геофизической, экологической и др.) в геоинформационных системах (ГИС);
- построения различных типов тематических карт (тектонических, структурных, геохимических карт, карт осадков, карт металлоносности и т.д.);
- решения научно-прикладных задач, например определения континентальной окраины для обоснования внешней границы континентального шельфа (ВГКШ) (Международная Конвенция, 1985).

Такая модель может использоваться для обеспечения плавания подо льдом, в этом случае ЦМРД целесообразно совместить с базой данных о донных грунтах.

Обычно при построении цифровых моделей рельефа дна используются два принципиально отличающихся подхода:

– оцифровка традиционных батиметрических и морских навигационных карт с последующей интерполяцией различными методами глубин между оцифрованными изобатами (Кошель, 2005; Никифоров и др., 2012);

– создание регулярных (grid) и нерегулярных (TIN) цифровых баз данных на основе интерполяции фактографического материала — имеющихся в цифровом виде данных современных съемок рельефа дна или ретроспективной информации, полученной в результате оцифровки планшетов систематического и маршрутного промеров.

Широко используемая международным арктическим сообществом цифровая модель рельефа морского дна (ЦМРД) Северного Ледовитого океана (International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean – IBCAO) (Jakobsson et al., 2000; Jakobsson, Macnab, 2001) для российского сектора составлена на основе оцифровки изобат и отдельных глубин карты «Центральный Арктический бассейн» масштаба 1:2 500 000, изданной ГУНиО МО РФ в 2003 г., и нескольких навигационных карт масштаба 1:500 000, изданных ранее. Это обстоятельство позволяет говорить о ее недостаточной информативности для российского сектора с учетом имеющихся в настоящее время открытых материалов съемок рельефа дна этого региона.

Следует также отметить, что оцифровка изобат может давать специфический эффект «искусственного террасирования». На рис. 1 цвет. вклейки показано сравнение ЦМРД IBCAO и модели, построенной на основе базы ретроспективных батиметрических данных (БРБД). В БРБД использованы материалы съемок рельефа дна с дрейфующего льда (на станциях «Северный полюс» и Воздушных высокоширотных экспедиций «Север»), с подводных лодок (программа SCICEX, США), с надводных судов с помощью однолучевых (ОЛ) и многолучевых (МЛ) эхолотов.

Таблица 1

Объем базы батиметрических данных на российский сектор СЛО

№ п/п	Источник	Годы съемки	Количество точек глубин, шт.	Объем информации, Мб
1	БРБД (Россия)	1961–1991	98 140	3,94
2	МЛ-съемка с надводного судна (Россия)	2010	4 484 871	149,68
3	МЛ-съемка с надводного судна (Россия)	2011	873 188	29,10
4	МЛ-съемка с надводного судна (Россия)	2014	7 581 882	218,06
5	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2003	1 142 293	32,92
6	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2004	3 305 181	100,36
7	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2007	5 482 455	165,37
8	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2008	6 568 762	196,60
9	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2010	5 298 628	161,09
10	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2011	5 794 872	175,06
11	МЛ-съемка с надводного судна (США)	2012	6 098 926	183,41
12	ОЛ-съемка (Россия)	2013	2 561	0,14
13	ОЛ-съемка (база NOAA/NGDC, США)	–	267 130	12,79
14	Съемка по программе SCICEX (США)	1993–1999	1 752 439	98,55
15	Оцифрованные карты в формате S-57	2013	6 896	7,79
Всего			48 758 224	1534,84

Исправить ситуацию можно, создав цифровую модель рельефа морского дна СЛО (российский сектор) на основе имеющегося фактографического материала (табл. 1). По аналогии с IBCAO мы назвали такую модель RuBCAO — The Russian Bathymetric Chart of the Arctic Ocean.

Сложность создания RuBCAO обусловлена разнородностью имеющейся информации. Съёмки рельефа дна проведены разными методами, специалистами разных стран с использованием разнородной гидрографической и навигационной аппаратуры и т.д. Временной диапазон проведения съёмок — более 50 лет, это целая эпоха в век научно-технической революции. Для решения возникающих проблем нами разработана технология совмещения в единый массив разнородных данных о глубинах морского дна, в основном построенная на принципах, аналогичных использовавшимся при построении IBCAO (вне российского сектора).

Кратко принципы построения IBCAO можно сформулировать так:

- создание «списка приоритетности» по уровню достоверности батиметрических данных;
- анализ каждого отдельного источника данных на наличие ошибок и их коррекция;
- анализ расхождений батиметрических данных в местах их пересечения, определение причин ошибок на основе известных методов и условий получения данных и их коррекция;
- компоновка откорректированных данных;
- гридирование и дальнейшее сглаживание результатов.

Предлагаемая нами технология вобрала в себя некоторые приемы, применяемые при построении IBCAO, например ранжирование всех разнородных данных по приоритетности (у нас — уровню достоверности), исключение из площади полос обзора многолучевого эхолота данных с меньшим уровнем достоверности и т.д.

Основное отличие в том, что если в IBCAO осуществляется поиск причин несоответствия данных разных съёмок и это обуславливает введение поправок, то в RuBCAO определяются расхождения (невязки) съёмок с меньшим уровнем достоверности по сравнению с более достоверными, на основе которых вводятся поправки либо напрямую, либо с использованием различных методов интерполяции. Можно сказать, что принцип построения RuBCAO — совмещение на основе системного анализа статистических и геостатистических методов с методами морфометрического и экспертного анализов.

Рассмотрим основные этапы технологии RuBCAO:

1. Составление списка приоритетности по уровням достоверности — ранжирование всех видов съёмки рельефа дна в порядке возрастания (убывания) их достоверности. Под уровнем достоверности съёмки рельефа дна мы понимаем степень приближения результатов съёмки к истинному рельефу дна. Ранжирование съёмок рельефа дна по уровню достоверности осуществляется экспертом на основе анализа метаданных съёмок и зависит от априорной или апостериорной неопределённости съёмки, точности привязки результатов измерений, дискретности, плотности измерений в единице площади и т.д.

Для RuBCAO съёмки рельефа дна можно расположить по убыванию уровня достоверности в следующем порядке:

- результаты съёмки рельефа дна многолучевым эхолотом с надводного судна;

- результаты съемки рельефа дна однолучевым эхолотом с надводного судна;
- результаты съемки рельефа дна однолучевым эхолотом со станций «Северный полюс» (СП);
- результаты съемки рельефа дна однолучевым эхолотом и сейсмозондированием при проведении ВВЭ «Север»;
- результаты съемки рельефа дна по программе SCICEX;
- результаты оцифровки изобат батиметрической карты 2013 г. в формате S-57.

2. Использование статистического метода для поиска и учета систематических расхождений (невязок) между результатами съемок с разным уровнем достоверности на их пересечениях (наложениях). Поиск и учет расхождений может быть реализован методами алгебры карт (ArcGIS, 2013) путем построения поверхности расхождения или «ошибок» менее достоверной съемки по сравнению с более достоверной. Это достигается вычитанием поверхности одной съемки из поверхности другой (см. рис. 2 цвет. вклейки).

3. На последующих этапах выполняются следующие операции:

- проверяется нормальность распределения расхождений (ошибок) по критерию χ^2 или Стьюдента;
- выявляются промахи (выбросы) по критерию Диксона, которые удаляются из выборки;
- находятся участки с систематическим расхождением, и вычисляется систематическая ошибка, равная средней ошибке на данном участке $\Delta_{\text{сист.}} = \Delta_{\text{ср.}}$;
- определяется поправка, равная $-(\Delta_{\text{сист.}})$. Поправка вводится в данные съемки с низшим приоритетом (худшей достоверностью);
- в случае отсутствия систематической ошибки, когда случайная ошибка не превосходит допустимой погрешности по 2-му классу стандарта Международного гидрографического общества ИНО S-44 (v. 5), поправки в данные не вводятся;
- после введения всех необходимых поправок, вся исправленная выборка гридуется.

4. Интерполяция поправок по поверхности съемки с меньшим уровнем достоверности с использованием методов геостатистики (Krigging и Radial Basis Function) на основе построения вариограмм (Демьянов, Савельева, 2010).

5. Морфометрический анализ для определения углов наклона между ближайшими точками поверхности и сравнения их с характерными для данных геоморфологических форм. Значительное превышение допустимых значений углов наклона поверхности дна является поводом для удаления таких данных как имеющих наименьшее доверие.

Все операции при создании модели проводятся с TIN-поверхностями, а конечный результат представляется в виде модели grid. При этом можно говорить о снижении погрешности результатов съемок рельефа дна с низким уровнем достоверности (использованных при создании модели) за счет введения интерполированных поправок и снижения систематической составляющей погрешности.

В результате создается регулярная ЦМРД с требуемым шагом ячейки grid'a, визуализацию которой в виде псевдотрехмерной модели рельефа дна можно осуществить с помощью той или иной ГИС. На рис. 3 цвет. вклейки представлены модели рельефа дна до обработки и учета систематических погрешностей (сверху) и полученные в результате полной обработки информации по вышеприведенной схеме (снизу).

Сравнение моделей RuBCAO и IBCAO выявляет расхождение глубин в 125–800 м на отдельных участках континентального склона и подводных хребтов. При этом, поскольку расхождения выявлены в основном в районах съемки современными многолучевыми эхолотами, можно говорить о наличии неопределенностей на отдельных участках IBCAO, построенных по ретроспективным данным.

Таким образом, представляется целесообразным рекомендовать предлагаемую методику создания ЦМРД, основанную на использовании реперных технологий, для обработки разнородных данных съемок рельефа дна и в других районах Мирового океана.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геостатистика теория и практика М.: Наука, 2010. 327 с.
- Кошель С.М. Моделирование рельефа по изолиниям // Университетская школа географической картографии. К 100-летию профессора К.А. Салищева / Ред. А.М. Берлянт. М.: Аспект Пресс, 2005. С. 198–208.
- Международная Конвенция по морскому праву 1982 г. : Конвенция Организации Объединенных Наций по морскому праву: [подписана 10 декабря 1982 г.: вступ. в действие 16 ноября 1994 г.]. М.: «Военное издательство», 1985. 224 с.
- Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В. Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.
- ArcGIS Resources 10.1 [Electronic resource] / Esri, 380 New York Street, Redlands, CA 92373-8100, USA. 2013. URL: <http://resources.arcgis.com/ru/help/main/10.1/019r/019r00000002000000.htm>
- Jakobsson M. New grid of Arctic bathymetry aids scientists and mapmakers / M. Jakobsson, N.Z. Cherkis, J. Woodward et al. // Eos Trans. AGU. Vol. 81, 89, 93, 96. 2000.
- Jakobsson M. International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) [Electronic resource] / M. Jakobsson, R. Macnab, Members of the Editorial Board // Technical Reference and User's Guide. 2001. URL: http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/IBCAO_TechnicalReference.PDF.
- Smith S.M. The Navigation Surface: A Multipurpose Bathymetric Database. University of New Hampshire, 2003. 86 p.

*A.F. ZENKOV, E.A. GORDEEVA, E.V. KOLOBOV, A.V. KOSTENICH, D.N. KYTMANOV,
K.G. STAVROV*

ON THE APPROACH TO DEVELOP UPDATED DIGITAL MODELS OF THE ARCTIC BASIN BOTTOM

In the report an approach to developing technology to create digital elevation models of the seabed using heterogeneous data is considered. The technology was tested on material hydrographic work carried out by domestic and foreign researchers in the Central Arctic Ocean with drifting ice, surface ships and submarines. The necessity of systematic analysis of different quality bathymetric information varying by level of reliability when creating common databases and digital models is justified.

Keywords: geostatistics, multi-beam echo sounder, morphometric analysis, surveying the seabed topography, digital elevation model, IBCAO.

МЕТОД ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ДРЕЙФА ЛЬДА В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

Л.Н. ДЫМЕНТ, С.М. ЛОСЕВ

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

По данным автоматических буев «Аргос» за годовые ледовые циклы рассчитана повторяемость месячных полей скорости дрейфа льда с наличием в каждом из них антициклонического вихревого образования. Установлено, что при близких значениях повторяемости за разные годы поля скорости дрейфа также во многом идентичны друг другу. На этом основании совокупность лет с исходными данными по величине повторяемости разделена на 3 группы. Прогностический расчет перемещения льда выполняется по месячным полям той из них, значения повторяемости которой будут, как ожидается, в большей мере соответствовать повторяемости текущего годового ледового цикла. Приведена информация, на основании которой осуществляется выбор аналоговой группы лет. Изложена технология прогностического расчета перемещения льда по месячным полям скорости дрейфа за выбранные аналоговые годы. Представлены результаты определения оправдываемости и эффективности метода, полученные с учетом эллипса допустимой погрешности.

Ключевые слова: поля скорости дрейфа льда, антициклонические вихревые образования, прогностический расчет дрейфа льда, эллипс допустимой погрешности.

ВВЕДЕНИЕ

Дрейф льда в Арктическом бассейне и окраинных арктических морях и связанные с ним процессы в ледяном покрове в значительной мере влияют на пространственное распределение льда, а также на величину ряда его характеристик: торосистость, сплоченность, раздробленность, длина и ориентация разрывов. Эта информация учитывается в хозяйственной деятельности многих организаций. Таким образом, прогнозы дрейфа льда являются важной составной частью ледовых прогнозов.

Актуальность долгосрочных прогнозов перемещения льда обусловлена тем, что они используются при определении со значительной заблаговременностью ожидаемых ледовых условий в окраинных арктических морях и на трассе Северного морского пути в начале предстоящего навигационного периода и на последующих его стадиях. В частности, с их учетом оцениваются такие показатели, как граница зоны с преобладанием многолетних льдов, ожидаемый ледообмен между Арктическим бассейном и арктическими морями, положение ледяных массивов в период плавания. Долгосрочные прогнозы дрейфа льда необходимы и в случае, когда по какой-то причине требуется выполнить прогностический расчет перемещения отдельного ледяного поля или некоторой совокупности полей. Такая ситуация может возникнуть при загрязнении льда или при вмерзании в дрейфующий лед судна и потере им возможности

самостоятельного движения. Прогнозы дрейфа льда за периоды 6–12 месяцев были всегда особенно востребованы при организации в Арктическом бассейне дрейфующей станции «Северный полюс».

До последнего времени долгосрочные прогнозы перемещения льда в бассейне составлялись в основном по климатическим данным. В начале XXI в. З.М. Гудкович и Ю.П. Доронин обобщили все сведения о дрейфе морских льдов в Арктике, собранные до 1970 г. (Гудкович, Доронин, 2001). При этом учитывался дрейф судов, зажатых льдом, перемещение расставляемых на льду элементарных буйев и радиовех. Учен также дрейф всех отечественных станций «Северный полюс» и американской станции Т-3.

Благодаря выполненной работе качество климатической информации и возможности ее использования несколько повысились. По результатам анализа полученных данных в Арктическом бассейне выделено восемь сравнительно обширных локальных зон. По их наибольшему сечению длина двух взаимно перпендикулярных поперечников составляет от 530×650 км до 940×1380 км, а средние их значения равны 685 и 960 км. По каждой выделенной зоне для трех зимних месяцев (январь–март) и для трех летних месяцев (июль–сентябрь) рассчитано по одному климатическому результирующему вектору среднемесячного дрейфа льда. По зонам также рассчитаны эллипсы рассеивания, которые уже широко использовались при статистическом анализе векторов дрейфа (Лосев, 1973; Лосев и др., 1994).

Естественно, что климатические прогнозы, составляемые по данным со столь значительной пространственной и временной дискретностью, были весьма приближенными.

С 1979 г. начала поступать информация о перемещении автоматических буйев «Аргос», устанавливаемых на льду Арктического бассейна по международной программе. Эти данные по мере накопления также использовались при расчете климатических параметров дрейфа, в том числе и в прогностических целях. В значительной мере этому способствовали такие преимущества получаемых сведений, как регулярность их поступления, одинаково высокая точность в течение годового ледового цикла и в разных частях бассейна, охват обширной акватории.

Однако опыт составления прогнозов перемещения в Арктическом бассейне дрейфующих станций «Северный полюс» с СП-32 по СП-40 за промежутки времени от трех до двенадцати месяцев на основе климатических полей скорости дрейфа, рассчитанных за каждый месяц по данным буйев, показал, что и в этом случае получаемые оценки ожидаемого результирующего перемещения льда довольно часто оказывались недостаточно удачными. При этом используемые климатические поля скорости, как выяснилось по истечении прогностического периода, существенно отличались от фактических. Стало очевидно, что для повышения качества долгосрочных прогнозов дрейфа необходимо располагать не только климатическими его оценками, но и результатами расчета ожидаемого перемещения льда, полученными по более надежному, обоснованному методу. Такой метод к тому же должен обеспечивать возможность составления долгосрочных прогнозов в любое время года и задавать исходную точку на большей части Арктического бассейна.

СУЩНОСТЬ МЕТОДА

Предлагаемый метод является результатом обобщения сведений, получаемых по ежемесячным полям скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне. Поля вос-

произведены по данным автоматических буев «Аргос», устанавливаемых на льду Арктического бассейна по международной программе. Для получения исходных сведений привлекались два варианта полей. В первом из них на бланковых картах масштаба 1:10 000000 представлены векторы скорости месячного результирующего дрейфа буев и изолинии скорости (изотахи), воспроизведенные экспертным путем с учетом этих векторов и полей среднемесячного приземного атмосферного давления. Такие поля дрейфа использовались за 36 лет с октября 1979 г. по сентябрь 2016 г. В полях второго варианта наряду с векторами скорости перемещения буев приведены векторы скорости дрейфа в узлах сетки квадратов 200×200 км, рассчитанные по методу объективной интерполяции. При их расчете дополнительно к данным буев привлекались значения параметров скорости, определяемые в ряде точек, выбранных на полях скорости первого варианта (Лосев и др., 2002). Поля второго варианта получены за 18 годовых ледовых циклов (с октября 1998 г. по сентябрь 2016 г.).

Характерной особенностью полей скорости дрейфа льда является наличие в них макромасштабных антициклонических вихревых образований. Нередко такой круговорот охватывает значительную часть Арктического бассейна. Это соответствующим образом проявляется в структуре поля скорости. Установлено, что рассчитанная за годовой ледовый цикл повторяемость антициклонических вихревых образований p может быть использована в качестве численного показателя полей скорости дрейфа льда. Выраженная в процентах величина p равна

$$p = (n/12) \cdot 100, \quad (1)$$

где n — число месячных полей скорости в течение годового ледового цикла с наличием в каждом из них антициклонического круговорота.

Вычисленные за все годы наблюдений значения повторяемости варьируют от 33 до 100 %, средняя их величина $\bar{p} = 66,7$ %, а стандартное отклонение $\sigma_p = 17,7$ %.

При близких значениях p за разные годовые ледовые циклы поля скорости дрейфа во многом идентичны друг другу. Если же в выделенной совокупности лет значения p за разные годы существенно различаются, то сходство между полями скорости за эти годы проявляется довольно слабо или совсем не выражено. Обнаружено также, что в годовых ледовых циклах с повышенной повторяемостью антициклонических вихревых образований дрейф льда намного интенсивнее, чем в циклах с относительно низкими значениями p (Лосев, Дымент, 2016).

Таким образом, повторяемость антициклонических круговоротов является параметром, который позволяет выделить из ретроспективных данных группы лет со сравнительно близкими полями скорости дрейфа льда. Для использования этого свойства величины p в прогностических целях совокупность лет, за которые рассчитаны как повторяемость антициклонических круговоротов, так и месячные поля векторов скорости дрейфа в узлах сетки, разделена на три группы. Годы со значениями повторяемости, соответствующими условию

$$p \geq \bar{p} + 0,674\sigma_p, \quad (2)$$

отнесены к группе лет с повышенной повторяемостью. Годы, в которых значения p определяются неравенством

$$\bar{p} - 0,674\sigma_p < p < \bar{p} + 0,674\sigma_p, \quad (3)$$

включены в группу лет с повторяемостью около средней. К группе лет с пониженной повторяемостью отнесены годы с повторяемостью

$$p \leq \bar{p} - 0,674\sigma_p. \quad (4)$$

Группы лет с разной повторяемостью антициклонических круговоротов за годовой ледовый цикл в месячных полях скорости дрейфа с октября 1998 г. по сентябрь 2016 г.

Характеристика повторяемости антициклонических круговоротов в группе лет	Диапазон числа месячных полей дрейфа льда с антициклоническими круговоротами в годовом ледовом цикле	Годы группы	Общее число лет в группе
Повышенная	10–12	2004, 2007, 2008, 2009, 2010, 2014, 2015	7
Около средней	7–9	1999, 2000, 2001, 2005, 2006, 2011, 2012, 2013, 2016	9
Пониженная	4–6	2002, 2003	2

Результаты группировки лет представлены в табл. 1. Приведенные во втором ее столбце диапазоны числа месячных полей скорости дрейфа с антициклоническими круговоротами соответствуют граничным значениям повторяемости в их совокупностях, выделенных по формулам (2) – (4). В третьем столбце таблицы вместо годовых ледовых циклов указаны годы, к которым относится вторая наиболее значительная часть каждого цикла. Так, цикл с октября 2001 г. по сентябрь 2002 г. обозначен 2002-м годом.

При прогностическом расчете перемещения льда из трех групп выбирается та, которая, как ожидается, по значениям p будет в большей мере, чем остальные, соответствовать текущему годовому ледовому циклу. Основой для определения аналоговой группы служат межгодовые колебания повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда с антициклоническими круговоротами. Эти колебания отчетливо проявляются в многолетнем ходе изменения годовых значений p , представленном рис. 1 цвет. вклейки. Здесь же приведены их тренд, аппроксимированный полиномом второй степени (Лосев, Дымент, 2016), и две границы, которые разделяют все значения p на три совокупности, соответствующие выделенным группам лет. Выбор группы производится с учетом следующей информации:

- направленность изменения трендовой повторяемости p_t^* за последние годы и ее ожидаемая величина в текущем году;
- последовательность чередования межгодовых колебаний разной продолжительности;
- продолжительность колебания, закончившегося перед началом прогностического периода;
- экстремальные значения повторяемости данного колебания и группы лет, к которым относятся эти экстремумы;
- группа лет, к которой относится повторяемость последнего годового ледового цикла перед циклом текущим;
- изменение повторяемости в начавшемся, но еще не закончившемся колебании.

На основании анализа приведенной информации оценивается группа лет, которая по повторяемости полей с антициклоническими круговоротами будет, как ожидается, более адекватна текущему годовому ледовому циклу, чем две другие группы.

В случае, если прогноз составляется через 4 месяца после начала годового ледового цикла или позже, т.е. существует предпрогностический промежуток времени, когда уже имеется несколько рассчитанных месячных полей дрейфа за данный ледовый цикл, первый вариант выбора аналоговой группы дополняется вторым. Здесь за предпрогно-

стический промежуток времени по полученным данным определяется ход изменения накопленного числа N месячных полей скорости дрейфа льда с наличием в них антициклонических круговоротов от первого месяца ледового цикла до месяца начала прогностического периода (k). За те же месяцы по ретроспективным данным рассчитывается ход изменения накопленных среднемесячных значений в каждой из трех выделенных групп $N^* = \sum_{i=1}^k n_i^*$. Величина n_i^* — среднее количество полей с антициклоническими круговоротами в i -м месяце, вычисленное по годам данной группы. На рис. 2 цвет. вклейки в качестве примера приведен график изменения значений N и N^* , рассчитанных за 4 месяца. Та группа, ход изменения показателя N^* которой наиболее идентичен ходу изменения показателя N за текущий цикл, принимается за аналоговую. Если аналоговая группа лет, выявленная по второму варианту, совпадает с группой, установленной по первому варианту, то выбор ее считается весьма надежным.

В случае, если аналоговая группа лет, выделенная по второму варианту, не совпадает с полученной по первому, а является смежной с ней, расчет ожидаемого перемещения льда выполняется по данным каждой группы. За прогностический вектор перемещения льда из заданной точки принимается вектор, осредненный по обоим вариантам. Если через несколько месяцев после составления такого прогноза возникает необходимость его уточнения, то рассчитанные за миновавший промежуток времени по данным каждой уже использованной группы перемещения льда сопоставляются с фактическим его дрейфом. Тот вариант, по которому рассчитанное перемещение льда ближе к фактическому, используется для уточненного расчета ожидаемого дрейфа за оставшуюся часть прогностического периода.

Таким образом, в целом рассматриваемый метод долгосрочного прогноза дрейфа льда в Арктическом бассейне по своей сути является аналоговым.

ТЕХНОЛОГИЯ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОЗОВ И ОЦЕНКИ ИХ ОПРАВДЫВАЕМОСТИ

Составление долгосрочных прогнозов дрейфа льда в Арктическом бассейне по изложенному методу реализуется на основе разработанного программного обеспечения. Первый модуль служит для выбора в интерактивном режиме аналоговой группы лет. В ходе его работы по всем имеющимся данным рассчитываются статистические характеристики повторяемости антициклонических круговоротов, визуализируется график многолетнего хода ее изменений. При наличии предпрогностического периода, относящегося к текущему ледовому циклу, демонстрируются кривые накопленного количества антициклонических круговоротов в полях скорости дрейфа в течение предшествующих 3–6 месяцев по годам, относящимся к группам лет с повышенной, средней и пониженной повторяемостью p , а также по данным текущего года (см. рис. 2 цвет. вклейки). Реализована возможность просмотра осредненных полей скорости дрейфа льда за предпрогностический период по данным текущего года и каждого года группы отдельно. На основе анализа предоставляемой информации эксперт выбирает аналоговую группу, и относящиеся к ней годы заносятся в файл.

При ежегодном выполнении расчетов после окончания очередного годового ледового цикла необходимо добавить в электронный архив относящиеся к нему месячные поля скорости дрейфа льда, а также занести координаты центров антициклонических круговоротов в соответствующий файл. Используемые в методе характеристики (средняя многолетняя повторяемость антициклонических кругово-

ротов $\bar{p}$, стандартное отклонение σ_p , границы групп лет с разной повторяемостью, уравнение тренда, средние координаты центров антициклонических круговоротов) пересчитываются автоматически при запуске вышеуказанного программного модуля.

Непосредственно расчет прогностического результирующего перемещения льда в Арктическом бассейне осуществляет второй разработанный программный модуль. Последовательно по данным каждого года-аналога, отобранного на предыдущем этапе, из заданной исходной точки вычисляется вектор результирующего перемещения льда за три месяца, начиная с даты начала прогностического периода. Расчет векторов перемещения льда осуществляется по данным месячных полей скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне на основе метода объективной интерполяции. Положение конца итогового вектора, полученного путем осреднения результирующих векторов, рассчитанных за трехмесячный период по каждому году-аналогу, принимается за начальное положение точки при расчете перемещения льда за следующий трехмесячный период. Аналогичные вычисления повторяются до тех пор, пока не будет построен вектор результирующего перемещения льда за необходимый промежуток времени.

В результате работы программы на экране визуализируется карта Арктического бассейна с наложенной на нее географической сеткой, масштаб изображения, траектория перемещения льда из заданной точки за весь прогностический период. Предусмотрена возможность воспроизвести вектор результирующего перемещения, а также сформировать таблицу географических координат местоположения исходной точки через каждые 3 месяца.

В состав программного обеспечения включена визуализация границ экономических зон Дании и Канады в Арктическом бассейне. Эта опция может быть использована в случае, если прогнозируемое перемещение дрейфующей станции направлено в сторону иностранной экономической зоны и необходимо определить время достижения ее границы.

Оценка оправдываемости расчетов и прогнозов вектора результирующего перемещения льда нуждается в выборе такого критерия, который соответствовал бы двумерной величине вектора дрейфа. Ранее выполненные исследования показали, что распределение отклонений проекций векторов скорости дрейфа льда $\Delta u_i = u_i - \bar{u}$, $\Delta v_i = v_i - \bar{v}$ на оси координат X, Y от составляющих $\bar{u}$, $\bar{v}$ среднего вектора $\bar{W}$ близко к двумерному нормальному распределению случайной величины (Лосев, 1973; Лосев и др., 1994). Его уравнение описывает поверхность распределения вероятности этих отклонений. В проекции на горизонтальную плоскость поверхность нормального распределения изображается семейством эллипсов рассеивания равной плотности вероятности. Для определения оправдываемости расчетов и прогнозов вектора результирующего перемещения льда нами принят эллипс допустимой погрешности. Необходимая для его расчета вероятность задана равной 0,6. Это объясняется тем, что такую вероятность попадания в интервал $-0,8\sigma \dots 0,8\sigma$ имеют отклонения любой одномерной ледовой характеристики от ее средней многолетней величины. Указанный интервал является мерой допустимой погрешности долгосрочного прогноза. Если его ошибка $\delta_s = S_n - S_\phi$, где S_n и S_ϕ — соответственно прогнозируемое и фактическое значения анализируемого параметра S, попадает в этот диапазон, оправдываемость прогноза $f = 100\%$. Если $|\delta_s| > 0,8\sigma$, считается, что $f = 0$. Понятно, что в случае, когда за прогнозируемую величину S_n характеристики принимается ее климатическое значение, средняя оправдываемость таких прогнозов будет приближаться к 60 %.

Принципы оценки оправдываемости прогнозов одномерных характеристик применимы и к прогнозам результирующего перемещения льда при проверке их с использованием эллипса допустимой погрешности.

Перейдем непосредственно к расчету этого эллипса. При его вычислении используются следующие характеристики:

– проекции u_i, v_i вектора $\vec{W}$ на оси X и Y в i -м году за расчетный промежуток времени;

– коэффициент их корреляции r ;

– стандартные отклонения проекций σ_u, σ_v ;

– проекции климатического вектора перемещения льда $\vec{u}, \vec{v}$;

– координаты начала климатического вектора x_n, y_n и его конца x_k, y_k .

Все приведенные характеристики находятся по данным результирующего перемещения льда за расчетный промежуток времени из заданной точки на основе месячных полей скорости дрейфа льда за все годы наблюдений.

Составляющие u_i, v_i вектора результирующего перемещения льда $\vec{W}_i$ являются обычно слабозависимыми величинами, что усложняет расчеты, связанные с двумерным нормальным распределением случайных величин. Для их упрощения проекции u_i, v_i в системе координат UOV преобразуются в проекции в системе координат $\xi O\eta$. Ось ξ этой системы задается по направлению большей оси симметрии отклонений $\Delta u_i, \Delta v_i$.

Проекции ξ_i, η_i того же вектора в преобразованной системе координат находятся по формулам:

$$\xi_i = u_i \cdot \cos \alpha + v_i \cdot \sin \alpha, \quad (5)$$

$$\eta_i = v_i \cdot \cos \alpha - u_i \cdot \sin \alpha. \quad (6)$$

Вычисленные составляющие становятся независимыми случайными величинами. В уравнениях (5, 6) α — угол отклонения большей оси симметрии от оси OU . Его величина является направлением большей оси эллипса рассеивания и определяется по следующей формуле:

$$\alpha = \frac{1}{2} \arctg \frac{2r\sigma_u\sigma_v}{\sigma_u^2 - \sigma_v^2}. \quad (7)$$

По составляющим ξ_i, η_i находятся их отклонения от составляющих климатического вектора $\Delta \xi_i = \xi_i - \bar{\xi}, \Delta \eta_i = \eta_i - \bar{\eta}$, по которым вычисляются их стандартные отклонения σ_ξ и σ_η .

Уравнение эллипса рассеивания с учетом принятых обозначений в каноническом виде записывается

$$\frac{(\Delta \xi)^2}{(kE_\xi)^2} + \frac{(\Delta \eta)^2}{(kE_\eta)^2} = 1. \quad (8)$$

Абсциссами и ординатами эллипса являются отклонения $\Delta \xi$ и $\Delta \eta$. В центре эллипса $\Delta \xi = \Delta \eta = 0$. Полуоси эллипса a и b равны $a = kE_\xi, b = kE_\eta$. При этом главные вероятные отклонения $E_\xi = 0,674\sigma_\xi, E_\eta = 0,674\sigma_\eta$.

Отношение полуосей эллипса рассеивания к главным вероятным отклонениям $k = a/E_\xi = b/E_\eta$ получено нами из формулы вероятности попадания в эллипс рассеивания. В работе (Абезгауз и др., 1966) параметр k связан с вероятностью P попадания в эллипс уравнением

Задание исходных данных

ПОЛОЖЕНИЕ НАЧАЛЬНОЙ ТОЧКИ ПРОГНОЗА

Широта: 82.955 °с.ш. Долгота: 145.5 °в.д.

Координаты задавать в долях градуса!

ПЕРИОД ПРОГНОЗА

Начало периода: Год: 14 Месяц: 10 Число: 1

Должно соответствовать указанным координатам

Конец периода: Год: 15 Месяц: 4 Число: 1

Эллипс рассеивания

СТРОИТЬ ЧЕРЕЗ КАЖДЫЕ

☐ 3 месяца

☐ 6 месяцев

☐ 9 месяцев

☐ 12 месяцев

☒ Только в конце периода прогноза

Вероятность

☐ 0.5

☒ 0.6

☐ 0.7

☐ 0.8

☐ 0.974

☐ Не строить эллипс

OK Cancel

Рис. 3. Задание входных параметров в программном модуле расчета дрейфа льда в Арктическом бассейне.

$$P[(\Delta\xi, \Delta\eta) \subset B] = 1 - e^{-(k\rho)^2}. \quad (9)$$

Здесь $\rho = 0,477$. Величина P для эллипса допустимой погрешности, как уже отмечалось, принята равной 0,6. Подставляя значения ρ и P в приведенное равенство и решая его относительно k , получаем $k = 2,0$. Следовательно, $a = 1,348\sigma_\xi$, $b = 1,348\sigma_\eta$.

Модули для расчета и построения эллипса допустимой погрешности определения результирующего дрейфа льда включены в состав программного обеспечения, о котором говорилось выше. В ходе работы в интерактивном режиме пользователю наряду с уже приводимыми параметрами предлагается задать вероятность, которой должен соответствовать эллипс допустимой погрешности, а также промежуток времени, через который требуется его построение. В конце прогностического периода эллипс допустимой погрешности строится по умолчанию, однако предусмотрена возможность и не воспроизводить его вообще. Общий вид диалогового окна для задания всех необходимых исходных данных при составлении прогноза результирующего перемещения льда с применением разработанного программного обеспечения представлен на рис. 3.

Данный эллипс используется для оценки долгосрочных прогнозов перемещения льда, составленных как по данным климатического дрейфа, так и по изложенному методу. В первом случае за ожидаемое перемещение льда из заданной точки принимается климатический вектор результирующего дрейфа $\vec{W}_k$ за прогностический период (рис. 4 цвет. вклейки). Наряду с ним из заданной точки рассчитывается фактический дрейф льда (буя) за тот же промежуток времени. Если конец фактического вектора $\vec{W}_\phi$ оказывается в пределах эллипса допустимой погрешности, климатический прогноз считается оправдавшимся, то есть $f_k = 100\%$. Наоборот, при положении конца вектора $\vec{W}_\phi$ за пределами эллипса принимается, что прогноз не оправдался и $f_k = 0\%$. На рис. 4 цвет. вклейки место положения конца этого вектора обозначено знаком «+» красного цвета. В данном случае, как видим, климатический прогноз не оправдался.

Для определения оправдываемости прогноза, составленного по методу аналогов, из исходной точки строится вектор результирующего дрейфа $\vec{W}_m$, предвычисленный за установленный промежуток времени (см. рис. 4 цвет. вклейки). Затем воспроизводится тот же эллипс допустимой погрешности. Его центр совмещается с концом прогностического вектора $\vec{W}_m$. Как и в предыдущем варианте, оправдываемость прогноза f_m устанавливается по положению конца фактического вектора $\vec{W}_\phi$ перемещения льда относительно эллипса допустимой погрешности. Из рис. 4 цвет. вклейки следует, что $f_m = 100\%$.

Обобщенная эффективность метода (e) оценивается по данным достаточно представительной совокупности прогнозов, относящихся к разным периодам годового ледового цикла.

$$e = \bar{f}_m - \bar{f}_k. \quad (10)$$

Здесь $\bar{f}_m, \bar{f}_k$ — средние значения оправдываемости совокупности прогнозов, составленных, соответственно, по методу аналогов и по климатическому вектору перемещения льда.

Для оценки преимущества прогнозов дрейфа льда по методу аналогов по сравнению с климатическими прогнозами использованы также ошибки параметров дрейфа, возникающие при каждом из указанных вариантов прогностического расчета. Сопоставление осуществляется с учетом двух ошибок: ошибки по дальности δ_w и ошибки по направлению δ_α . Применительно к климатическому прогнозу они равны

$$\delta_{w_k} = W_k - W_\phi, \quad (11)$$

$$\delta_{\alpha_k} = \alpha_k - \alpha_\phi, \quad (12)$$

где α_k — направление климатического результирующего вектора перемещения льда из заданной точки за прогностический период.

При прогнозе по методу формулы ошибок аналогичны приведенным:

$$\delta_{w_m} = W_m - W_\phi, \quad (13)$$

$$\delta_{\alpha_m} = \alpha_m - \alpha_\phi. \quad (14)$$

Ошибки по дальности и направлению перемещения льда рассчитываются по каждому прогнозу с установленной его оправдываемостью.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕРКИ ПРОГНОЗОВ

Основательная проверка оправдываемости расчетов векторов результирующего перемещения льда за промежутки времени от 3 до 12 месяцев могла быть выполнена только на основе ретроспективных данных по дрейфу автоматических буев. Однако в этом случае расчет осуществляется без оценки ожидаемой аналоговой группы лет, как это предусмотрено при прогнозе, поскольку для каждого миновавшего промежутка времени эта группа лет уже известна, так как известна повторяемость антициклонических круговоротов в месячных полях скорости дрейфа в закончившемся ледовом цикле. Таким образом, оправдываемость расчетов перемещения льда, выполненных за прошлые годы, является оправдываемостью не прогностических, а диагностических расчетов. В то же время нельзя не учитывать, что сущность оправдываемости прогностических расчетов в случае безошибочного выбора аналоговой группы лет не отличается от ее определения при диагностических расчетах. В обоих вариантах расчет выполняется с использованием полей скорости дрейфа за те годовые ледовые циклы, в которых повторяемость антициклонических круговоротов этих полей близка к их повторяемости в текущем годовом ледовом цикле. На этом основании можно

полагать, что осредненные значения оправдываемости диагностических расчетов, выполненных по ретроспективным данным автоматических буев, в целом отображают среднюю оправдываемость прогнозов, составленных при правильном выборе аналоговых групп лет за использованные годовые ледовые циклы.

Проверка диагностических расчетов перемещения льда, основанная на сопоставлении параметров дрейфа, вычисленного из точки исходного положения буя, с параметрами его фактического дрейфа, реализована за 11 годовых ледовых циклов. При этом расчеты выполнялись как по методу, так и по климатическим данным. Результаты определения их оправдываемости и эффективности получены по каждой аналоговой группе за периоды разной продолжительности и представлены в табл. 2. Общее число проверенных случаев — 303.

Перейдем непосредственно к результатам оценки оправдываемости расчетов векторов дрейфа за периоды разной продолжительности.

Из сведений, приведенных в табл. 2, следует, что в группе лет со значениями p , близкими к их средней величине, оправдываемость расчетов и по методу, и по климатическим данным более высокая, чем в двух соседних группах. Значения оправдываемости расчетов по методу, осредненные по совокупности проверяемых случаев, варьируют здесь от 66 до 74 %, а по климату — от 55 до 66 %.

Таблица 2

Оправдываемость и эффективность расчетов результирующих векторов дрейфа льда

Продолжительность расчетного периода, месяцы	Число проверенных случаев	Средняя оправдываемость расчета, %		Эффективность метода, $e = \bar{f}_m - \bar{f}_k$, %
		по климату, $\bar{f}_k$	по методу, $\bar{f}_m$	
Группа лет с повышенными значениями p				
12	28	32	53	21
9	17	59	65	6
6	33	51	64	13
3	50	42	55	13
3–12	128	44	58	14
Группа лет со значениями p около средней				
12	29	55	66	11
9	24	66	74	8
6	46	61	70	9
3	42	57	67	10
3–12	141	59	69	10
Группа лет с пониженными значениями p				
6	11	45	55	10
3	23	43	56	13
3–6	34	44	56	12
Обобщение по трем группам				
12	57	44	60	16
9	41	63	70	7
6	90	55	66	11
3	115	48	60	12
3–12	303	51	63	12

В группе лет с повышенными значениями p оправдываемость расчетов на 6–13 % меньше, чем в предыдущей группе. В последней аналоговой группе лет, в которой повторяемость антициклонических круговоротов в месячных полях скорости дрейфа за годовой ледовый цикл понижена, оправдываемость расчетов перемещения льда за 3 и 6 месяцев по методу близка к значениям f_m в группе лет с повышенными значениями p , несмотря на ограниченное число случаев, по которым можно было осуществить проверку.

Во всех группах аналоговых лет средняя оправдываемость расчетов дрейфа, выполненных по методу, $\bar{f}_m$ выше климатической оправдываемости $\bar{f}_k$, вследствие чего эффективность метода $e = \bar{f}_m - \bar{f}_k$, осредненная по совокупностям случаев проверки, имеет положительные значения.

В группе лет с повышенными значениями p при продолжительности расчетного периода, равной 9 месяцев, отмечается весьма существенное уменьшение эффективности. Подобное уменьшение эффективности проявляется и в группе лет со значениями p , близкими к средней величине. Вместе с тем осредненные по каждой группе лет значения e можно считать достаточно близкими. Средняя величина показателя эффективности диагностических расчетов по методу равна 12 %.

Нельзя не отметить, что при сопоставлении значений оправдываемости f_m и f_k , рассчитанных по отдельным буям, в некоторых случаях $f_m < f_k$. Возникновение этих ситуаций, по-видимому, обусловлено причинами, в том числе и случайными, которые в аналоговом методе не учитываются.

В табл. 3 приведены ошибки по дальности δ_w и по направлению δ_a , относящиеся к рассчитанным векторам результирующего дрейфа буев. В каждом проверяемом случае значения ошибок вычислены по формулам (11) – (14).

В группе лет с повышенной повторяемостью антициклонических круговоротов ошибки δ_{w_k} и δ_{w_m} в целом наиболее значительны. Диапазон их изменения в пределах всех принятых периодов при расчете по климату составляет 188–350 км, а по методу — 85–274 км. Ошибки δ_{w_m} , рассчитанные за каждый период по методу, в среднем на 64 км меньше ошибок δ_{w_k} , полученных по «климату». Средняя ошибка результирующего вектора дрейфа буев, вычисленного по методу, составляет 28 % от средней величины перемещения буев за период, а при расчете по «климату» — 38 %.

В группе лет со значениями p , близкими к их средней величине, отмечается хорошо выраженное увеличение ошибок δ_{w_k} и δ_{w_m} с возрастанием продолжительности расчетного периода. Тем не менее при продолжительности периода 12 месяцев эти ошибки не достигают величины, которую имеют ошибки предыдущей группы. В противоположность ошибкам той группы здесь при периодах 3 и 6 месяцев ошибки δ_{w_m} несколько больше ошибок δ_{w_k} . По этой причине осредненная по всем расчетным периодам ошибка $\bar{\delta}_{w_m}$ хотя и меньше средней ошибки $\bar{\delta}_{w_k}$, но их разность составляет всего 8 км, тогда как в предыдущей группе она равна 64 км.

Относительно группы лет с пониженными значениями p , в связи с ограниченным количеством имеющейся информации, можно только отметить, что при расчетном периоде 6 месяцев ошибки δ_{w_k} и δ_{w_m} почти совпадают с таковыми в первой из рассмотренных групп, а значения этих ошибок за трехмесячный период близки к их значениям в предыдущей группе. Средняя ошибка $\bar{\delta}_{w_m}$ здесь на 9 км меньше ошибки $\bar{\delta}_{w_k}$.

Таблица 3

**Модули ошибок результирующих векторов дрейфа льда,
рассчитанных по климату и по изложенному методу**

Продолжительность расчетного периода, месяцы	Число проверенных случаев	Перемещение льда, осредненное по всем случаям, км	Ошибка по перемещению, км		Ошибка по направлению, градусы	
			по климату δ_{w_k}	по методу δ_{w_m}	по климату δ_{a_k}	по методу δ_{a_m}
Группа лет с повышенными значениями p						
12	28	889	350	274	28	25
9	17	677	207	85	18	15
6	33	484	188	155	22	24
3	50	584	233	175	23	23
3–12	128	637	244	180	23	23
Группа лет со значениями p около средней						
12	29	589	304	240	57	31
9	24	359	126	118	35	28
6	46	303	99	116	32	30
3	42	176	73	76	33	28
3–12	141	334	138	130	38	29
Группа лет с пониженными значениями p						
6	11	451	187	160	40	32
3	23	240	88	87	34	29
3–6	34	308	120	111	36	30
Обобщение по трем группам						
12	57	736	327	257	43	28
9	41	491	160	104	28	23
6	90	387	142	136	29	28
3	115	366	146	121	29	26
3–12	303	459	181	149	31	27

Осредненные по трем группам лет за все периоды ошибки δ_{w_k} и δ_{w_m} равны соответственно 181 км и 149 км. Таким образом, ошибки векторов результирующего дрейфа, рассчитанных по методу, в среднем на 32 км меньше, чем при их расчете по климатическим данным.

Ошибки векторов результирующего дрейфа льда по направлению δ_a более стабильны, чем ошибки по дальности. В группе лет с повышенными значениями p ошибки δ_{a_k} и δ_{a_m} варьируют в пределах 18–28° и 15–25° соответственно, а средние их значения совпадают и равны 23°. Во второй анализируемой группе лет значения ошибки δ_{a_k} находятся в пределах 32–57°, а ошибки δ_{a_m} – в пределах 28–31°. Средние значения этих ошибок равны соответственно 38° и 29°. В итоге ошибка направления результирующего вектора, рассчитанного по методу, в среднем на 9° меньше, чем при его расчете на основе климатических данных. В группе лет с пониженными значениями p ошибки δ_{a_k} также больше δ_{a_m} и разница между их средними значениями составляет 6°.

Теперь обратимся к результатам проверки реальных прогнозов дрейфа льда, которые были составлены в начале годового ледового цикла 1.10.2015 – 1.10.2016 гг. Таких

прогнозов три. Продолжительность первого из них равна 12 месяцам, то есть охватывает весь цикл. Во втором прогнозе ожидаемое перемещение льда рассчитано за 6 месяцев с 1.01.2016 г. до 1.07.2016 г., а в третьем — за 3 месяца с 1.01.2016 г. до 1.04.2016 г.

Выбор аналоговой группы лет, по данным которой следовало рассчитывать перемещение льда, выполнен в основном с учетом двух признаков. Первый состоял в том, что продолжительность предыдущего межгодового колебания показателя p равна 6 годам (см. рис. 1 цвет. вклейки). Отсюда следовало ожидать, что текущее колебание будет более коротким. Во-вторых, максимум данного колебания отмечался год назад, и в текущем годовом ледовом цикле уменьшение p должно продолжаться, в результате чего по величине p этот цикл попадет в группу лет со значениями повторяемости, близкими к $\bar{p}$. После завершения годового ледового цикла фактические данные подтвердили правильность сделанного выбора.

При выполнении прогностических расчетов ожидаемого перемещения буев некоторые из них использовались в двух периодах с разной продолжительностью. Из данных, приведенных в табл. 4, следует, что оправдываемость прогностических расчетов, выполненных как по климату, так и по методу, в данном случае необыкновенно высокая, а эффективность метода соответственно понижена и составляет в среднем 11 %. Ошибки прогнозов по своей величине во многом аналогичны ошибкам диагностических расчетов.

В целом, исходя из полученных значений оправдываемости расчетов ожидаемого перемещения льда за периоды разной продолжительности и возникающих при этом их ошибок, можно считать, что и диагностические, и прогностические расчеты дрейфа льда по методу более достоверны, чем его оценки по климатическим данным.

Таблица 4

Результаты проверки прогнозов результирующих векторов дрейфа льда с использованием данных автоматических буев за промежутки времени 3, 6 и 12 месяцев в годовом ледовом цикле 1.10 2015 г. – 1.10 2016 г.

№ буй	Параметры фактического дрейфа буя		Параметры прогностического дрейфа буя				Показатели прогноза			Модули ошибок прогноза			
	$W_{\phi},$ км	$\alpha_{\phi},^{\circ}$	по климату		по методу		Оправдываемость		Эффективность $e, \%$	по климату		по методу	
			$W_k,$ км	$\alpha_k,^{\circ}$	$W_m,$ км	$\alpha_m,^{\circ}$	по климату $f_k, \%$	по методу $f_m, \%$		$\delta_{W_k},$ км	$\delta_{\alpha_k},$ град.	$\delta_{W_m},$ км	$\delta_{\alpha_m},$ град.
Прогностический период 12 месяцев, 1.10 2015 г. – 1.10 2016 г.													
25525	330	45	363	82	384	70	0	100	100	33	37	54	25
64757	740	138	835	135	770	134	100	100	0	95	3	29	4
48508	589	106	552	102	491	83	100	100	0	3	3	98	23
Прогностический период 6 месяцев, 1.01 2016 г. – 1.07 2016 г.													
25623	381	117	342	107	292	92	100	100	0	39	11	89	25
48508	147	47	201	86	194	69	100	100	0	54	39	47	23
48600	85	57	183	123	164	124	100	100	0	98	66	79	67
Прогностический период 3 месяца, 1.01 2016 г. – 1.04 2016 г.													
48600	76	47	79	94	62	77	100	100	0	3	48	14	30
64757	100	77	125	99	101	87	100	100	0	25	22	1	10
48770	51	11	49	24	60	14	100	100	0	2	13	9	3

ВЫВОДЫ

Повторяемость месячных полей скорости дрейфа льда за годовой ледовый цикл с наличием в каждом из них антициклонических вихревых образований может служить численным показателем, позволяющим по данным электронного архива выделить группу лет, поля скорости дрейфа которой могут быть использованы в качестве аналогов для прогностического расчета перемещения льда из заданной точки в текущем ледовом цикле за требуемый период.

При составлении прогноза только одна операция (выбор аналоговой группы) осуществляется экспертом. Выполнение всех остальных операций обеспечивается разработанным программным комплексом.

Прогностические расчеты перемещения льда, выполненные по методу за периоды от трех до двенадцати месяцев, как по оправдываемости, так и по величине ошибок вычисляемых параметров более достоверны, чем расчеты, выполненные по климатическим данным.

Для решения вопроса о целесообразности использования метода в ААНИИ для составления долгосрочных прогнозов дрейфа льда в Арктическом бассейне необходимо в оперативном режиме в течение двух лет оценивать их оправдываемость.

Работа выполнена в рамках ЦНТП Росгидромета 2014–2016 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абезгауз Г.Г., Тронь А.П., Копенкин Ю.Н., Коровина И.А. Справочник по вероятностным расчетам. М.: Воениздат, 1966. 407 с.
- Гудкович З.М., Доронин Ю.П. Дрейф морских льдов. СПб.: Гидрометеониздат, 2001. 112 с.
- Лосев С.М. Статистический анализ относительной подвижности ледяного покрова // Труды ААНИИ. 1973. Т. 307. С. 28–40.
- Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Кулаков И.Ю. Статистический анализ дрейфа льда в Арктическом бассейне по данным автоматических буев // Проблемы Арктики и Антарктики. 1994. № 67–68. С. 51–63.
- Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Сергеева И.А. Технология воспроизведения полей скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне по данным автоматических буев // Труды ААНИИ. 2002. Т. 445. С. 101–112.
- Лосев С.М., Дымент Л.Н. Повторяемость крупномасштабных вихревых образований в полях скорости дрейфа льда Арктического бассейна как показатель его интенсивности // Метеорология и гидрология. 2016. № 10. С. 72–83.

L.N. DYMENT, S.M. LOSEV

METHOD OF LONG-RANGE ICE DRIFT FORECAST IN THE ARCTIC BASIN

Based on the data of automatic “Argos” buoys, the frequency of occurrence of the monthly fields of ice drift velocity with presence of the anticyclonic eddy in them was calculated for the annual ice cycles. It was determined that at close values of the frequency of occurrence for different years, the drift velocity fields are also identical to each other in many aspects. On this basis the total number of years with initial data is divided into three groups by the value of the frequency of occurrence. The prognostic calculation of ice motion is performed by the monthly fields of the group the values of the frequency of occurrence of which will correspond to a greater extent to the frequency of occurrence of the current annual ice cycle. The article presents information on the basis of which the choice of the analogous group of years is presented. Technology of the prognostic ice motion calculation by the monthly drift velocity fields for the chosen analogous years is given. The results of determination of the skill score and efficiency of the method obtained taking into account the ellipse of permissible error are presented.

Keywords: Ice drift velocity fields, Anticyclonic eddy features, Ice drift prognostic calculation, Permissible error ellipse.

ОЦЕНКА ВЫСШЕГО УРОВНЯ ВОДЫ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ В РАЙОНЕ ПАНАЕВСКА (ДЕЛЬТА Р. ОБИ)

А.А. ПИСКУН

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

Представлены способы и результаты определения высшего уровня воды и отметки нуля поста Панаевск (дельта р. Оби). Для исследования использованы данные наблюдений за уровнями воды на постах Аксарка, Салемал, Салехард, Панаевск, Ямсальский бар, Яр-Сале, а также за расходами воды р. Оби у Салехарда. Установлено, что отметка нуля поста Панаевск в первом приближении может быть принята равной $-0,86$ м (БС), а высота максимального уровня воды весеннего половодья обеспеченностью 1 % $3,54$ м (БС). Полученные результаты представляют интерес для пользователей режимными данными при проектировании, строительстве и эксплуатации хозяйственных объектов в районе поста Панаевск. Они могут быть также использованы при ведении работ по Водному кадастру.

Ключевые слова: уровень воды, отметка нуля поста, оценка высшего уровня весеннего половодья обеспеченностью 1 % в Панаевске, дельта р. Оби.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, в настоящее время в Обско-Тазовском регионе развернуто строительство различных объектов хозяйственного назначения, обеспечивающих освоение его природных ресурсов. При разработке проектной документации для такого строительства в прибрежных районах и на акватории Обской и Тазовской губ неизменно встает вопрос о гидрологическом обеспечении этих работ. Однако далеко не всегда имеется достаточно данных наблюдений для расчета требуемых характеристик гидрологического режима в определенных пунктах. Именно такая ситуация возникла при проектировании хозяйственных объектов на берегу протоки дельты Оби – Янготы в районе с. Панаевск, когда потребовалось определить высоту нуля данного поста в Балтийской системе и оценить высший уровень весеннего половодья на устьевом участке р. Оби в районе Панаевска.

Способы решения поставленных задач и полученные результаты представлены далее.

ОСОБЕННОСТИ ВОДНОГО РЕЖИМА УСТЬЕВОГО УЧАСТКА Р. ОБИ И ХАРАКТЕРИСТИКА ЕГО ИЗУЧЕННОСТИ ПО МАТЕРИАЛАМ НАБЛЮДЕНИЙ СТАЦИОНАРНОЙ СЕТИ

В соответствии с гидролого-морфологической классификацией и районированием (Иванов, 1974) устьевой участок р. Оби (рис. 1) состоит из придельтового участка и сложно разветвленной дельты, образовавшейся в результате заполнения акватории южной части Обской губы речными наносами.



Рис. 1. Схема устьевое участка р. Оби.

Морская граница устьевое участка р. Оби пролегает по меридиану м. Ям-Сале ($71^{\circ} 44'$), пересекая Ямсальский и Надымский бары. Речной границей устьевое участка р. Оби принято считать замыкающий створ Оби у г. Салехарда (287 км от морской границы). Вершина дельты располагается в районе мыса Салемал, где происходит деление русла реки Оби на два основных рукава — Надымскую Обь и Хаманельскую Обь. Таким образом, в привязке к существующим населенным пунктам, придельтовый участок протяженностью 143 км (по фарватеру р. Оби) расположен между г. Салехард и с. Салемал, дельта — между с. Салемал и мысом Ямсальский бар. При этом Панаевск расположен в дельте Оби на северном берегу протоки Янгота (в другой редакции Янгута) на удалении 92 км от принятой морской границы устьевое участка. Общая площадь дельты составляет около 3250 км², из которой примерно 40 % занимают острова.

Водный режим в пределах устьевое участка р. Оби формируется под влиянием как речного стока, так и периодических и непериодических колебаний уровня устьевое взморья. Сток речных вод Оби и его сезонные изменения являются определяющими и постоянными факторами, воздействующими на водный и русловой режим придельтового участка и района вершины дельты. По мере продвижения к устьевое взморью вследствие расплывания волны половодья влияние стока воды снижается с одновременным возрастанием роли сгонно-нагонных колебаний уровня, которые достигают максимального развития в зоне Ямсальского и Надымского баров. Лишь в период весеннего половодья в баровом районе прослеживается повышение уровня, обусловленное поступлением речных вод, однако его величина существенно меньше величины сгонов-нагонов, которая здесь может достигать 3,8–4,0 м (Антонов, Маслаева, 1965). Подпор уровня от наиболее сильных нагонов в период летне-осенней межени распространяется вверх по течению выше г. Салехарда.

Приливо-отливные колебания уровня в пределах дельты невелики по сравнению с Обской губой и затухают в районе острова Пуйко в Хаманельской Оби и несколько дальше от морского края дельты — в Надымской Оби (Антонов, 1939).

Вскрытие придельтового участка р. Оби характеризуется взломом и подвижками льда, ледоходом значительной интенсивности с продолжительностью несколько суток. На этом участке почти весь лед стаивает, не проникая в протоки дельты. В дельте половодная волна расплывается по протокам, и всплывший на фарватерах лед, занимающий незначительную часть общей площади затопления, взламывается и разносится течением по всей акватории. Продолжительность ледохода в протоках дельты и его интенсивность меньше, чем на расположенном выше по течению участке.

**Сведения о наблюдениях за уровнем (все посты) и стоком воды (только Салехард)
на стационарной гидрологической сети устьевого участка р. Оби**

Водоток–пункт	Годы наблюдений за уровнем (расходом)	Характеристика наблюдений	Отметка нуля поста
р. Обь – г. Салехард	1933– наст. время	круглогодичные	0,52 м БС-77
р. Обь – пос. Аксарка	1959–1998	круглогодичные	0,39 м БС
р. Обь – с. Салемал	1977–1994	круглогодичные	–1,50 м БС
Дельта р. Оби, пр. Янгота – с. Панаевск	1982–1990	круглогодичные с пропусками*	–2,00 м усл.
Дельта р. Оби, пр. Малая Юмба – с. Яр-Сале	1944–1993	круглогодичные	–2,46 м БС
Обская губа, морской край дельты – пост мыс Ямсальский бар (ведомственный)	1965–1984	навигационные	–3,52 м БС

Примечание: *— детализация наличия данных по уровням на посту Панаевск: 1982 г. — без периода январь–сентябрь; 1983 — полный год; 1984 — без июля; 1985, 1986 — полные; 1987 — без периода май–август; 1988 — без периода июнь–декабрь; 1989 — без периодов январь–апрель, октябрь–декабрь; 1990 — без периодов январь–апрель, ноябрь–декабрь. Также имеются отдельные пропуски на других постах, кроме Салехарда. БС — Балтийская система высот.

Осенью появление льда в дельте р. Оби по среднемноголетним данным отмечается в конце первой декады октября. Процесс ледообразования, распространяясь вверх по течению, достигает замыкающего створа у Салехарда к концу второй декады октября. Замерзание устьевого участка сопровождается незначительным по интенсивности ледоходом с образованием ряда ледяных перемычек.

Изученность расходов и уровней воды на стационарной сети наблюдений на устьевом участке р. Оби от Салехарда до выхода в Обскую губу, включая состояние наблюдений поста Панаевск, можно оценить на основе материалов наблюдений (Гидрологические ежегодники..., 1936–1999) (табл. 1).

Как следует из табл. 1, наиболее продолжительный ряд наблюдений за уровнем и стоком воды имеет Салехард, ведущий наблюдения по настоящее время. За исключением поста Ямсальский бар, расположенного на морском крае дельты, все посты проводили круглогодичные наблюдения за уровнем в основные сроки 08 и 20 часов, в период весеннего половодья велись учащенные наблюдения (02, 08, 14 и 20 ч), в зимнюю межень — сокращенные (в срок 08 ч). При этом в Панаевске учащенные наблюдения в период весеннего половодья проводились нерегулярно.

Пост в Панаевске, имеющий самый короткий ряд наблюдений среди остальных постов устьевого участка, работал с октября 1982 г. в круглогодичном режиме, однако по разным причинам имеются пропуски в наблюдениях за июль 1984 г., май–август 1987 г., с июня 1988 по апрель 1989 г., с октября 1989 по апрель 1990 г. С ноября этого же года наблюдения окончательно прекращены, несмотря на то, что пост относится к статусу «реперных». Наиболее существенным недостатком поста в Панаевске является отсутствие привязки его высотной основы к Балтийской системе высот. Более того, в официальных изданиях Водного кадастра отсутствуют какие-либо сведения о высотной основе данного поста в период его функционирования.

Качество рядов уровней воды на постах устьевом участка в отдельных случаях имеет недостатки, отмеченные в текущих изданиях Водного кадастра. Так, по посту Яр-Сале имелось нарушение однородности ряда вследствие переноса поста в 1948 г. без увязки наблюдений за уровнем с прежним постом.

По замыкающему гидроствору у Салехарда уровни и расходы, опубликованные в гидрологических ежегодниках за 1979–1991 гг., впоследствии были исправлены и опубликованы в Гидрологическом ежегоднике (1993. Т. 1. Вып. 10). Причины, по которым потребовалось вносить исправления, обусловлены недостатками в контроле состояния высотной основы поста Салехард за указанный период. Краткие пояснения, приведенные в данном ежегоднике по поводу исправления уровней и расходов, не дают полной уверенности в надежности этих данных. Отсутствуют сведения о проведении их экспертизы в научно-исследовательском учреждении-кураторе.

Кроме того, имеется информация о водном режиме проток дельты р. Оби по экспедиционным данным (Антонов, 1939; Жижанов, 1984; и др.) и лабораторному моделированию элементов водного режима (Антонов и др., 1965). Эти данные использовались для параметризации проток дельты р. Оби при гидравлических и гидродинамических расчетах (Иванов, 1968; Пискун, 1987, 2002, 2008).

Анализ изученности элементов режима показал, что определить отметку нуля поста Панаевск в Балтийской системе высот, а также высшего уровня воды весеннего половодья на устьевом участке р. Оби в районе Панаевска по данным непосредственных наблюдений на данном посту не представляется возможным. Для решения этих задач требуется использовать расчетные методы с привлечением всех имеющихся материалов, полученных на других постах устьевом участка.

АНАЛИЗ МАТЕРИАЛОВ НАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА УСТЬЕВОМ УЧАСТКЕ Р. ОБИ С ПОЗИЦИЙ ОЦЕНКИ МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ ВОДЫ И ФАКТОРОВ, ИХ ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ

На рис. 2 представлены совмещенные графики хода среднесуточного уровня воды на постах устьевом участка р. Оби Аксарка, Салемал, Панаевск и Яр-Сале по

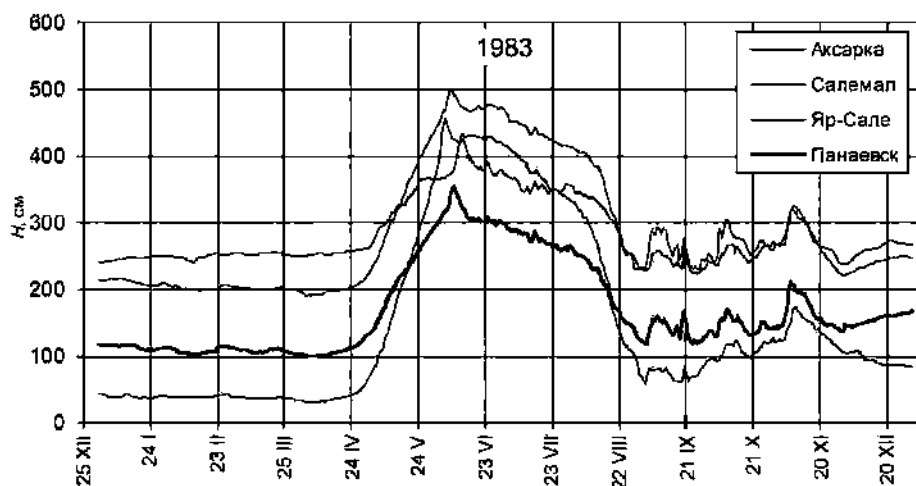


Рис. 2. Ход суточных значений уровня воды (H) на постах устьевом участка р. Оби Аксарка, Салемал, Панаевск и Яр-Сале.

данным Водного кадастра за 1983 г. Рис. 2 свидетельствует, что колебания уровня на этих постах определяются водностью реки Оби и сгонами-нагонами. Рассмотрение аналогичных графиков за другие годы, в которые велись наблюдения за уровнем в Панаевске, показало, что такая картина является типичной и для остальных лет.

Важно при этом отметить, что во всех случаях максимальный уровень весеннего половодья на постах превышает пики сгонов-нагонов летне-осенней межени. Известные случаи проникновения наиболее сильных и продолжительных сгонов-нагонов выше замыкающего створа Салехард (например, 1938 г. (Антонов, Маслаева, 1965)) относятся исключительно к периоду межени. Аналогичная картина характерна и для постов Аксарка и Салемал. Даже для поста Яр-Сале, расположенного, по сравнению с Панаевском, ближе к морскому краю дельты Оби и более сильно подверженного влиянию сгонов-нагонов, высший уровень за каждый год по всему ряду наблюдений приурочен к весеннему половодью. Отсюда следует очевидный вывод, что и для района Панаевска высший уровень связан всецело с речным стоком. Это подтверждается не только данными за кратковременный период наблюдений за уровнем на этом посту, но и данными о высшем уровне на смежных постах за значительно более длительные периоды.

Вторым важным обстоятельством применительно к задаче оценки высшего уровня в районе Панаевска является то, что в период прохождения исторического максимума уровня весеннего половодья в дельте Оби (3–9 июня 1987 г.) наблюдения за уровнем непосредственно в Панаевске не велись, однако на ближайших постах высший уровень весеннего половодья был зафиксирован.

Следующим важным моментом является то, что, несмотря на отсутствие привязки поста Панаевск к Балтийской системе высот, такая привязка имеется на остальных постах устьевое участка. На ближайших уровнях постах, по имеющимся архивным данным, привязка к Государственной высотной сети выполнена III классом нивелирования (Салемал) и IV классом (Яр-Сале).

В целом значения высшего уровня на постах по годам достаточно хорошо согласованы (рис. 3) и имеют тесную связь, которая для Панаевска наиболее высока с Салемалом (0,97) и Аксаркой (0,95), оставаясь приемлемой и с уровнем воды по посту у Салехарда (0,89).

Все перечисленные обстоятельства дают основание полагать, что имеющаяся информация наблюдательной сети позволяет оценить характеристики высшего уровня

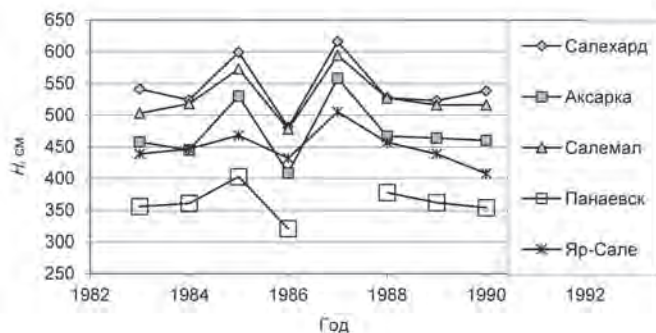


Рис. 3. Высшие значения уровня весеннего половодья на постах устьевое участка р. Оби за период наблюдений на посту Панаевск (1983–1990 гг.).

**Расчетные значения наивысшего уровня воды весеннего половодья
в районе с. Панаевска по фактически наблюдаемым высшим значениям уровня
на опорных постах устьевое участка р. Оби**

Опорный пост	Уравнение связи	r	Наблюденный высший уровень воды на опорном посту (дата)	Расчетный высший уровень в Панаевске
с. Салемал	$y = 0,8397x - 73,422$	0,97	594 (3.06.1987)	425
пос. Аксарка	$y = 0,6561x + 59,137$	0,95	558 (1.06.1987)	425
г. Салехард	$y = 0,6331x + 24,544$	0,89	643 (30.05.1979)	432

Примечание: r — коэффициент корреляции.

воды весеннего половодья в районе Панаевска на основе сопряженной обработки фактических материалов этой сети.

По материалам наблюдений непосредственно в Панаевске за период 1983–1990 гг. высший уровень весеннего половодья составил 403 см над нулем поста (11.06.1985). Однако в период прохождения наивысшего из высших значений уровня воды, зафиксированного в 1987 г. на вышерасположенных постах Салемал и Аксарка, наблюдения в Панаевске не производились. В связи с этим наивысший уровень воды в Панаевске за период наблюдений нами получен расчетом по корреляционным связям с вышележащими постами устьевое участка (табл. 2).

Как следует из табл. 2, высшее расчетное значение уровня воды в Панаевске (432 см над нулем поста) при наивысших наблюдаемых значениях уровня воды на постах устьевое участка получено по связи с Салехардом. Хотя теснота этой связи ниже, чем с остальными рассматриваемыми постами.

Для определения уровня воды заданной обеспеченности выполнена статистическая обработка имеющихся рядов высших значений уровня весеннего половодья на основе использования законов распределения. Как известно, СНИП 2.01.14-83 и последующие нормативные документы (Определение расчетных гидрологических..., 2004; Методические рекомендации..., 2005) рекомендуют для строительного проектирования использовать кривые обеспеченности Крицкого–Менкеля, допуская при этом использование и других законов. Среди них в гидрологических исследованиях наиболее распространены кривые обеспеченности, созданные на основе нормального закона распределения, Пирсона III типа, логарифмически-нормального, Гамбела, Джонсона и некоторых других (Шелутко, 1971).

Подбор оптимального закона распределения осуществлялся на основе методов и критериев, изложенных в работе (Шелутко, 1971). Полученные таким образом законы

Таблица 3

**Оптимальные законы распределения и полученные значения высшего уровня
весеннего половодья однопроцентной обеспеченности (см над нулем)
на постах устьевое участка с длительными рядами наблюдений**

Исходный пост	Закон распределения	Уровень однопроцентной обеспеченности на исходном посту (по кривой распределения)	Уровень однопроцентной обеспеченности в Панаевске (по уравнению связи)
Салехард	Джонсона	643	432
Аксарка	Пирсона III типа	581	440

распределения и высший уровень однопроцентной обеспеченности даны в табл. 3. Ввиду относительно короткого ряда наблюдений (14 лет) значения высшего уровня с. Салемал к данному анализу не привлекались.

По уровню однопроцентной обеспеченности на исходных постах, представленном в табл. 3, и на основе уравнений связи из табл. 2 получены расчетные значения высшего уровня весеннего половодья однопроцентной обеспеченности в районе с. Панаевск.

Как оказалось, представленный в табл. 3 расчетный высший уровень однопроцентной обеспеченности в Салехарде равен наивысшему из измеренных за весь период наблюдений на данном посту (30.05.1979). Таким образом, полученный прямой обработкой гидрометрических данных высший уровень весеннего половодья однопроцентной обеспеченности в Панаевске составил 432 см над нулем поста по связи с Салехардом и 440 см по связи с Аксаркой. При этом отметка высшего уровня и нуля поста Панаевск в БС остается пока неизвестной, ее получение рассмотрим далее.

ОЦЕНКА ОТМЕТОК УРОВНЯ ВОДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ УРОВНЯ В РАЙОНЕ ПАНАЕВСКА НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ ОДНОМЕРНОЙ ГИДРАВЛИКИ

Для оценки отметок уровня водной поверхности в районе Панаевска обратимся к методу, основанному на ранее разработанной в ААНИИ методике гидравлического расчета сложно разветвленных дельт в зоне переменного подпора (Иванов, 1968). Эта методика, базирующаяся на законах классической гидравлики, прошла широкую практическую проверку на реальных объектах в устьях рек Оби, Пура, Таза, Енисея, Колымы и др. сибирских рек. Она рекомендована к использованию в Руководстве по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях (Руководство..., 1973).

В общем случае, в отличие от гидрометрического метода расчета уровня (по наблюдаемым данным), гидравлический метод позволяет при наличии необходимых исходных данных получать (для условий квазиустановившегося режима) высоту уровня в узлах разветвлений проток и распределение расходов воды по рукавам при различных заданных расходах воды на речной границе и отметках уровня на устьевом взморье.

Для параметризации устьевое участка р. Оби, включая ее дельту, использовались данные стационарной сети и экспедиций по расходам и уровню воды, сведения

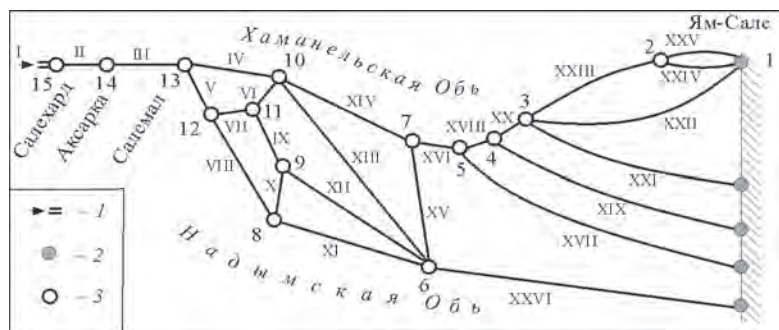


Рис. 4. Расчетная схема устьевое участка р. Оби (Пискун, 2002).

1 — рукав с заданным расходом воды у Салехарда; 2 — узлы с заданными отметками уровня воды; 3 — узлы с неизвестными отметками уровня. Римские цифры — номера участков, арабские — номера узлов. Номера узлов на схеме соответствуют пунктам: 15 — Салехард, 14 — Аксарка, 13 — Салемал, 3 — Горный Хаманель.

о высотной основе постов, гидрографические карты и материалы промеров, а также данные аэродинамического моделирования дельты (Антонов и др., 1965). Применительно к нашей задаче наиболее ценным результатом этого моделирования явилась высотная увязка основных дельтовых разветвлений в единую систему с привязкой к имеющимся на тот момент отметкам в БС опорных постов и уреза навигационных карт.

На рис. 4 ближайшим расчетным узлом к пункту Панаевск является узел 7, лежащий в месте ответвления протоки Худобинская от Хаманельской Оби.

Гидравлический расчет проводился для четырех соотношений расходов воды у Салехарда и отметки уровня воды на морском крае дельты у мыса Ям-Сале:

1 — при среднемноголетнем расходе воды у Салехарда ($Q_{\text{ср. многолетн.}} = 12600 \text{ м}^3/\text{с}$) и среднем навигационном уровне на морском крае ($Z_{\text{ср. навигац.}} = 0,02 \text{ м БС}$);

2 — при среднемноголетнем расходе воды у Салехарда ($Q_{\text{ср. многолетн.}} = 12600 \text{ м}^3/\text{с}$) и максимальном среднемесечном уровне на морском крае дельты ($Z_{\text{max}} = 0,79 \text{ м БС}$);

3 — при наибольшем среднемесечном расходе воды у Салехарда ($Q_{\text{max}} = 44900 \text{ м}^3/\text{с}$) и среднем навигационном уровне на морском крае ($Z_{\text{ср. многолетн.}} = 0,02 \text{ м БС}$);

4 — при наибольшем среднемесечном расходе воды у Салехарда ($Q_{\text{max}} = 44900 \text{ м}^3/\text{с}$), и высшем среднемесечном уровне на морском крае дельты ($Z_{\text{max}} = 0,79 \text{ м БС}$).

Результаты расчета по линии точек 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10, 13, 14, 15 (см. рис. 4) для всех указанных вариантов представлены на рис. 5, а для траверза поста Панаевск (10 км выше узла 7) — дополнительно в табл. 4.

Отметим, что, при всей эффективности использования гидравлического метода для расчета распределения отметок уровней и расходов по рукавам сложноразветвленных дельт при неизвестном наполнении русла, слабым местом является трудность параметризации дельты из-за недостаточной ее изученности. В сложившихся условиях результаты гидравлических расчетов могут служить для сравнения с результатами, полученными способом передачи высотной отметки на основе обработки прямых наблюдений за уровнем воды на сети близлежащих постов.

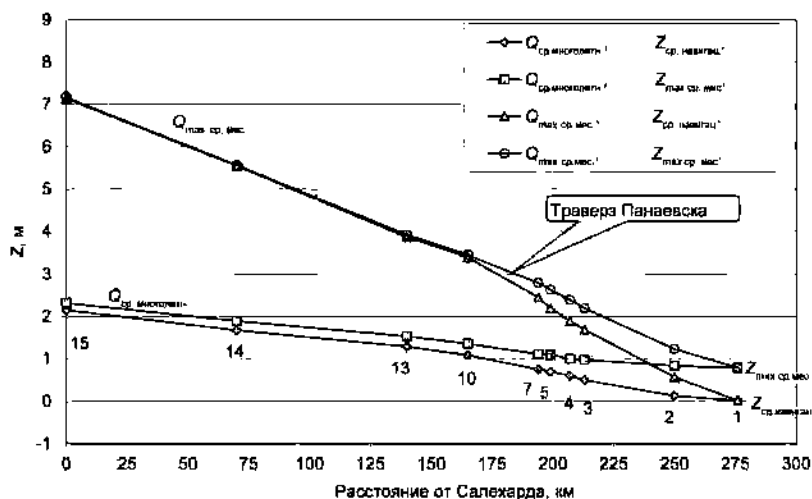


Рис. 5. Кривые свободной поверхности уровня на устьевом участке р. Оби по результатам гидравлических расчетов при заданных сочетаниях расхода воды в реке и отметки уровня на мысе Ям-Сальский бар (номера у точек соответствуют номерам расчетной схемы рис. 4).

Результаты гидравлических расчетов отметок уровня (Z м, БС) на траверзе Панаевска в условиях установившегося режима при различных сочетаниях расхода воды в реке и уровня на морском крае дельты Оби

Отметки уровня воды в м БС на траверзе Панаевск при граничных условиях:			
$Q_{\text{ср.}} = 12600 \text{ м}^3/\text{с},$ $Z_{\text{ср. навигаци.}} = 0,02 \text{ м}$	$Q_{\text{ср.}} = 12600 \text{ м}^3/\text{с},$ $Z_{\text{max}} = 0,79 \text{ м}$	$Q_{\text{max}} = 44900 \text{ м}^3/\text{с},$ $Z_{\text{ср. навигаци.}} = 0,02 \text{ м}$	$Q_{\text{max}} = 44900 \text{ м}^3/\text{с},$ $Z_{\text{max}} = 0,79 \text{ м}$
0,860 м	1,199 м	2,780 м	3,030 м

Наиболее надежные результаты, полученные с помощью гидравлического метода, относятся к устойчивому меженному периоду. Результаты для наибольших расходов применительно к дельте Оби не обеспечены надежной параметризацией, в связи с чем они могут служить преимущественно для качественного описания даже в условиях стационарного режима.

Переход от отметки высшего уровня при установившемся режиме, полученной для района Панаевска гидравлическим методом, к отметке уровня в условиях нестационарного режима можно осуществить, используя данные сетевых наблюдений за уровнем на других постах устьевого участка. Из результатов таких наблюдений известно, что разность между наивысшим из максимальных значений уровня и максимальным среднимесячным значением для смежных с Панаевском постов Салемал и Яр-Сале составляет 86 и 84 см соответственно. Такую величину можно в первом приближении принять в виде поправки на нестационарность к результатам гидравлических расчетов при ориентировочной оценке наивысшего из максимальных значений уровня воды у Панаевска, имея в виду, что в данном случае точность такой оценки снижается из-за упомянутой недостаточной надежности параметризации дельты при высоких горизонтах уровня.

Как следует из приведенных результатов гидравлических расчетов, отметка уровня на траверзе Панаевска в условиях установившегося движения может изменяться в зависимости от граничных условий от 0,860 м до 3,030 м (см. табл. 4). При этом, в связи с отсутствием параллельных с Панаевском наблюдений за уровнем на морском крае дельты в Ям-Сале, более точно привязать измеренные на посту Панаевск уровни к конкретному расчетному горизонту затруднительно. Тем не менее полученный расчетный диапазон отметок уровня может послужить в качестве одного из ориентиров при совместном анализе всей совокупности имеющихся данных. В данных обстоятельствах попытаемся осуществить эту привязку также на основе прямой обработки измеренных значений уровня воды, чему посвящен следующий раздел.

**АНАЛИЗ НАТУРНЫХ И РАСЧЕТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УРОВНЯ
НА СЕТИ ПОСТОВ ДЛЯ ЦЕЛЕЙ ПРИВЯЗКИ ПОСТА ПАНАЕВСК
К ЕДИНОЙ СИСТЕМЕ ВЫСОТ РАЙОНА**

Как отмечено ранее (см. табл. 1), нуль уровенного поста Панаевск имеет условную систему высот. Приведение высоты нуля данного поста к единой системе высот района выполнено способом, который можно условно отнести к методу водного нивелирования. Для этого использованы данные наблюдений на других постах устьевого участка, имеющих привязку к единой системе. При этом, учитывая крайне малое количество полных лет наблюдений за уровнями на посту Панаевск (3 года), для указанной цели были использованы ряды средних месячных уровней за периоды совместных с Панаевском наблюдений на постах устьевого участка и сведения об отметках нулей соответствующих постов в Балтийской системе. Число членов таких

рядов составило для Салехарда, Салемала, Панаевска и Яр-Сале по 74, для Аксарки — 66. Осредненные за этот период значения уровней воды, характеризующие собой средние гидрологические условия реки, составили для поста Салехард 174 см над нулем, Аксарка 166 см, Салемал 296 см, Панаевск 181 см, Яр-Сале 292 см. Средний расход воды у Салехарда за этот период составил $12200 \text{ м}^3/\text{с}$, что мало отличается от его значения за весь период наблюдений на данном створе ($12600 \text{ м}^3/\text{с}$). По средним значениям уровня с учетом современных отметок нулей постов были получены отметки водной поверхности для постов Салехард (2,26 м), Аксарка (2,05 м), Салемал (1,46 м), Яр-Сале (0,46 м) в единой системе высот. Эти отметки легли в основу кривой водной поверхности по длине устьевго участка на отрезке Салехард – Яр-Сале, представленной на рис. 6. Кривая построена с учетом расстояний между постами, измеренных по фарватеру (в дельте Оби – по протоке Хаманельская Обь).

Отметка среднего уровня в Панаевске за весь период наблюдений на данном посту, определенная по кривой водной поверхности (рис. 6), составила 0,95 м. С учетом того, что она соответствует уровню в Панаевске 181 см над нулем, полученному осреднением за весь период наблюдений, отметка нуля поста равна $-0,86 \text{ м}$ (БС). Скобки в данном случае означают, что отметка получена расчетным способом, а не инструментальным.

Как видно, отметка среднего уровня за весь период наблюдений уровня в Панаевске (0,95 м), полученная по кривой (рис. 6), укладывается в диапазон отметок в узле 7 (см. табл. 4), полученных для условий среднемноголетнего расхода воды в реке с помощью гидравлического метода (0,860–1,199 м).

Полученная отметка нуля поста не противоречит и характеристикам кривой водной поверхности, построенной по отметкам наивысших из наблюдаемых уровней на постах данного участка (рис. 7). Выборки максимумов в последнем случае выполнены по полным рядам, которые, естественно, выходят далеко за пределы периода наблюдений в Панаевске. Отметка наивысшего уровня в Панаевске, полученная по этой кривой, которую условно можно принять за своеобразный горизонт высоких вод (ГВВ) за длительный период, получена равной 3,51 м БС, что согласуется и с наивысшими отметками, представленными в табл. 5, полученными по уровням из табл. 2 и 3. При этом на рис. 7 учтена отметка экстремального нагона на морском

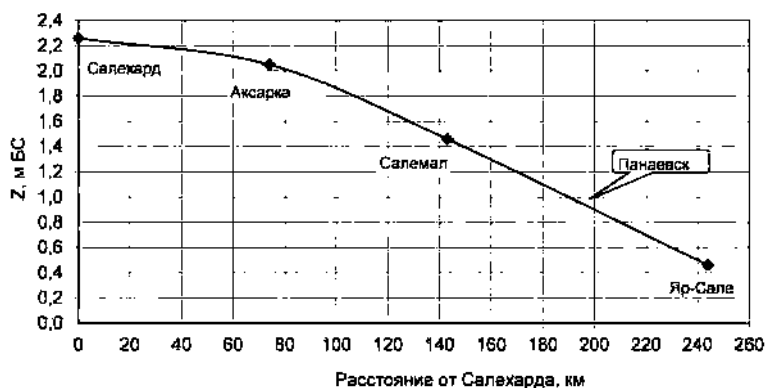


Рис. 6. Кривая водной поверхности на устьевом участке р. Оби для средних гидрологических условий за период совместных с Панаевском наблюдений на постах.

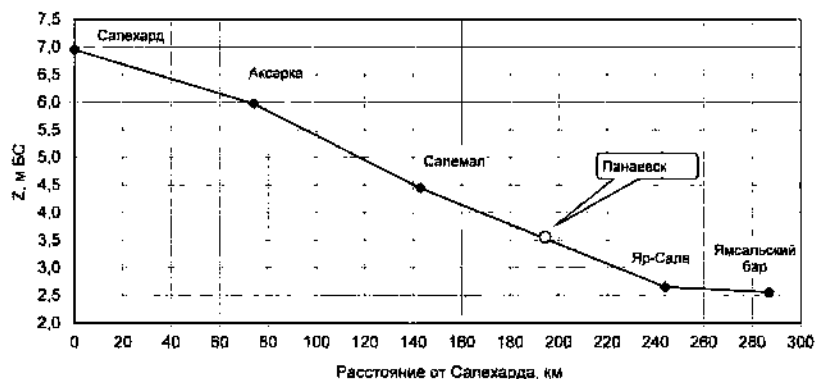


Рис. 7. Условная кривая водной поверхности (ГВВ), построенная по наивысшим из наблюдаемых максимальных значений уровня воды за весь период наблюдений на постах устьевых участка р. Оби (отметка Яр-Сале условно вынесена на Хаманельскую Обь в районе Горного Хаманеля).

крае дельты (м. Ям-Сале), который наблюдался 17 августа 1972 г. В период данного нагона на посту Яр-Сале, расположенном ближе к устьевому взморью, чем Панаевск, отмечен срочный уровень 478 см над нулем (отметка равна 2,32 м БС), который все

Таблица 5

Отметки максимальных уровней в Панаевске при отметке нуля поста –0,86 м (БС)

Способ получения уровня (см. табл. 2 и 3)	Уровень в Панаевске, см над нулем	Отметка уровня в Панаевске, м БС
По связи с Салемалом при высшем наблюдаемом уровне воды в Салемале	425	3,39
По связи с Аксаркой при высшем наблюдаемом уровне воды в Аксарке	425	3,39
По связи с Салехардом при высшем наблюдаемом уровне воды в Салехарде	432	3,46
По связи с Аксаркой при высшем уровне воды однопроцентной обеспеченности, полученном по теоретической кривой для Аксарки	440	3,54
По связи с Салехардом при высшем уровне воды однопроцентной обеспеченности, полученном по теоретической кривой для Салехарда	432	3,46
Наблюдаемый высший уровень в Панаевске (11.06.85)	403	3,17

же оказался ниже наблюдаемого максимума весеннего половодья данного года (503 см над нулем, 14.06.72), при наивысшем уровне за весь период наблюдений на посту Яр-Сале 511 см над нулем (7.06.1979 г., отметка равна 2,65 м БС).

Таким образом, выбирая из табл. 5 наивысшие из расчетных отметок максимального уровня, получаем, что отметка высшего наблюдаемого уровня в Панаевске, соответствующая высшему наблюдаемому уровню в Салехарде, равна 3,46 м БС, а соответствующая уровню 1%-й обеспеченности (по теоретической кривой для Аксарки и по связи уровня в Панаевске с Аксаркой) равна 3,54 м БС.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Приведенный анализ всех имеющихся материалов по режиму устьевому участка р. Оби показал, что отметка нуля поста Панаевск в первом приближении может быть принята равной $-0,86$ м (БС).

При этом высота максимального уровня воды весеннего половодья обеспеченностью 1 % в районе поста Панаевск может быть принята равной 3,54 м БС. Возможность ее превышения относится к событию крайне редкой повторяемости, выходящему за пределы 1 %. Это обусловлено отсутствием заторных повышений уровня, большими поперечными размерами русла в сочетании с низкими высотами дельтовых островов и, как следствие, большой аккумулярующей способностью русловой сети дельты, приводящей к сглаживанию кратковременных экстремальных повышений нагонных уровней на морском крае.

Следует отметить, что точность полученного результата по максимальной высоте уровня воды в Панаевске в данном случае, кроме точности измерений уровня, определяется точностью привязки к единой системе высот постов, данные которых использованы для определения нуля поста Панаевск, в первую очередь Салемала и Яр-Сале. При этом ошибки нивелирования высотной основы этих постов, при наличии необходимых данных, могут быть оценены по формулам, приведенным в работе (Железняков, Данилевич, 1966) с учетом класса нивелирования.

Автор выражает благодарность В.В. Иванову за консультации и полезные советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Антонов В.С., Гиляров Н.П., Иванов В.В. Экспериментальные исследования водного режима дельты р. Оби // Проблемы Арктики и Антарктики. 1965. Вып. 20. С. 23–30.
- Антонов В.С., Маслаева Н.Г. Низовья и устье р. Оби: (Гидролого-навигационный очерк). Л.: Гидрометеиздат, 1965. 84 с.
- Антонов Н.Д. Гидрологическая характеристика низовья р. Оби // Труды ААНИИ. 1939. Т. 128. Вып. 4. С. 27–80.
- Гидрологические ежегодники. 1936–1999 гг. Т. 6. Вып. 0–3. Т. 1. Вып. 10.
- Железняков Г.В., Данилевич Б.Б. Точность гидрологических измерений и расчетов. Л.: Гидрометеиздат, 1966. 240 с.
- Жижанов А.В. Результаты экспедиционных гидрологических исследований устьевой области Оби в 1977–1979 гг. // Труды ААНИИ. 1984. Т. 394. С. 51–62.
- Иванов В.В. Метод гидравлического расчета элементов водного режима в дельтах рек // Труды ААНИИ. 1968. Т. 283. С. 30–63.
- Иванов В.В. Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей рек Арктики // Факторы и принципы физико-географического районирования полярных областей Земли. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 108–120.
- Методические рекомендации по определению расчетных гидрологических характеристик при наличии гидрометрических наблюдений / Под ред. А.В. Рождественского. СПб.: ГГИ, 2005. 122 с.
- Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33-101-2003. М.: ФГУП ЦПП, 2004. 72 с.
- Лискун А.А. Анализ водного и руслового режима дельты Оби // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 4. С. 395–404.

Пискун А.А. Методика расчета водного и руслового режима сложноразветвленных речных дельт на основе методов гидравлики и уравнения баланса наносов // Проблемы Арктики и Антарктики. 2008. № 2 (79). С. 84–100.

Пискун А.А. Численное моделирование динамики вод в дельте Оби при сгонах-нагонах // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 129–135.

Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеоиздат, 1973. 535 с.

Шелутко В.А. Численные методы в гидрологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1971. 239 с.

A.A. PISKUN

THE HIGHEST WATER LEVEL ASSESSMENT OF THE SPRING FLOOD IN PANAEVSK (DELTA R. OB) AREA

The methods and results of determining the highest water level and zero mark of Panaevsk station (at the Ob river delta) are presented. Were used observations of water levels at stations of Aksarka, Salemal, Salekhard, Panaevsk, Yamsalski bar, Yar-Sale, and also the water discharges of Ob river near Salekhard. It was found that zero mark of Panaevsk station in the first approximation can be taken equal -0.86 m (BS) and the height of maximum water level spring flood with probability 1 % is equal 3.54 m (BS). The obtained results are of interest to users by regime data at planning, building and exploitation of economic objects in the Panaevsk station area. They can also be used in the course of Water cadastre business.

Keywords: water level, level datum, the highest level assessment of spring flood with 1 % probability in Panaevsk.

ИССЛЕДОВАНИЯ ДЕГРАДАЦИИ МНОГОЛЕТНЕМЕРЗЛЫХ ПОРОД МОРЕЙ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ (ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ЭКСПЕДИЦИЙ 2014–2016 гг.)

М.Н. ГРИГОРЬЕВ

Институт мерзлотоведения СО РАН, г. Якутск, e-mail: grigoriev@mpi.ysn.ru

В прибрежной зоне морей Лаптевых и Восточно-Сибирского происходят заметные изменения криологического комплекса (многолетнемерзлотные породы подводной мерзлоты, льдистые берега), которые сопровождаются выносом органического вещества в море. Отмечается деградация кровли субаквальных многолетнемерзлых пород. Средняя скорость понижения кровли за весь период растепления находится в диапазоне от долей сантиметра до 40 см в год. Криогенные рельефообразующие процессы на берегах морей Восточной Сибири (термоабразия, термоэрозия и др.) приводят к сокращению прибрежной суши ежегодно на 10–11 км². Средняя скорость отступления берегов составляет 1–5 м/год и не превышает 10 м/год. Максимальные значения могут достигать 25 м/год. Усиление темпов разрушения термоабразионных берегов произошло в период с 2000 г. до 2009 г. Поступающая масса наносов и органического материала для морей Лаптевых и Восточно-Сибирского составляет 62 и 90 млн т в год осадков и 1,6 и 2,4 млн т в год органического углерода. Экспедиционные исследования 2016 г. на базе НИС «Остров Самойловский» включали буровые работы, георадарные съемки на буровых профилях в дельте реки Лены. Глубина бурения достигала 24 м. При бурении талых подрусловых грунтов сквозь водную толщу глубиной 7–9 м наблюдался длительный выброс метана (около получаса).

Ключевые слова: море Лаптевых, Восточно-Сибирское море, подводная мерзлота, льдистые берега, термоабразия, вынос органического материала, отступление берегов, НИС «Остров Самойловский».

В береговой зоне и на шельфе арктических морей Восточной Сибири, включая устьевые зоны крупных рек, отмечаются значительные темпы деградации многолетнемерзлых пород (ММП), термоабразии и термоденудации льдистых берегов. Разрушение берегов приводит к формированию суспензионных потоков и выносу большой массы углерода. Исследования этих процессов ведется достаточно давно, а в последние годы используются возможности научно-исследовательской станции «Остров Самойловский». В 2014–2016 гг. были получены новые данные, расширяющие существующие представления и уточняющие количественные оценки.

МОРСКОЕ ПОБЕРЕЖЬЕ

Анализ динамики погружения кровли подводной мерзлоты по основным буровым профилям показывает, что скорость деградации субаквальных многолетних мерзлых пород (СММП) сверху весьма неравномерна в разных частях подводного склона. Средние скорости проседания протаивающей кровли СММП, как упоминалось, меняется от долей сантиметра до 40 см в год. Для примера приведем расчет

Средняя скорость понижения верхней границы ММП, погруженных под уровень моря (за весь период субаквального растепления)

Расстояние от уреза моря, м (L)	Средняя скорость отступления берега, м/год (V_0)	Время вступления данного участка в контакт с морскими водами, годы ($T = L / V_0$)	Абсолютная высота кровли СММП, м (H)	Средняя скорость деградации СММП сверху, м/год ($V_d = H/T$)	Средняя скорость деградации СММП сверху, между соседними скважинами, м/год
Профиль 1: Подводный береговой склон, прилегающий к северному мысу о. Муостах					
65	13	5,0	-1,0	0,2	0,3 max
100	13	7,7	-1,8	0,23 max	0,14
200	13	15,4	-2,9	0,19	0,18
300	13	23,1	-4,3	0,186	0,09
400	13	30,1	-4,9	0,16	-0,58 (инверсия)
420	13	32,3	-4,0	0,12	0,62 (инверсия)
500	13	38,5	-7,9	0,21	-0,27 (инверсия)
600	13	46,15	-5,8	0,13	0,15
850	13	65,4	-8,6	0,13	0,074
2500	13	192,3	-18,0	0,09	
Средняя скорость понижения кровли СММП:					
Профиль 2: Подводный береговой склон, прилегающий к северо-восточному побережью Бакковского п-ова (урочище Мамонтовый-Хаята)					
150	3	50	-3,5	0,07	0,05
300	3	100	-6,0	0,06	0,055
420	3	140	-8,8	0,06	0,03
850	3	283	-12,8	0,045	0,045
3000	3	1000	-45	0,015	
Средняя скорость понижения кровли СММП:					
Профиль 3: Подводный береговой склон, прилегающий к берегу в районе мыса Мамонтов Клык, профиль 2003 г.					
400	5,8	69,0	-3,6	0,05	0,065
600	5,8	103,4	-5,85	0,06	0,07
1000	5,8	172,4	-10,5	0,06	0,13
1300	5,8	224,1	-17,2	0,08	
Средняя скорость понижения кровли СММП:					
Профиль 4: Подводный береговой склон, прилегающий к берегу в районе мыса Мамонтов Клык, профиль 2005 г.					
500	4,5	111,1	-2,8	0,025	0,09
1000	4,5	222,2	-3,9	0,018	0,018
3000	4,5	666,7	-12,0	0,018	0,012
11500	4,5	2 555,6	-35,5	0,014 min	
Средняя скорость понижения кровли СММП:					
Средняя скорость понижения кровли СММП по 4 профилям:					
				0,019	0,04
				0,074	0,08

средней скорости понижения верхней границы ММП (табл. 1), погруженных под уровень моря, вблизи о. Муостах и п-ова Быковский в губе Буор-Хая моря Лаптевых, а также два профиля вблизи мыса Мамонтов Клык. Для расчета необходимы такие параметры, как среднемноголетняя скорость отступления берега, расстояние скважины до уреза моря и абсолютная высота кровли СММП на определенном участке.

Скорость деградации кровли СММП понижается с увеличением перекрывающего их слоя талого донного грунта и понижением температуры придонного слоя воды к нижней части подводного берегового склона. Самые высокие скорости деградации СММП отмечаются в мелководной части берегового склона, а на большем удалении от берега при увеличении глубин, мощности вышележащего талого чехла и, как правило, понижения температур придонной воды скорости растепления верхних горизонтов СММП уменьшаются в 2–3 раза. Такое явление характерно почти для всех типов подводного склона. В связи с этим практически во всех приведенных в работе разрезах кровля СММП имеет вогнутый профиль.

Протаивание льдонасыщенных грунтов, слагающих субаквальные террасы подводного берегового склона, должно вызывать некоторую просадку дна, количественное значение которой определить весьма сложно, поскольку в пределах мелководья активно протекают абразионные и аккумулятивные процессы, а просадки обычно компенсируются большим потоком береговых наносов. Кровля СММП в мелководной зоне подводного профиля может быть очень неровной, с выступами и западинами. Такую морфологию кровли можно связать с первоначальными неровностями рельефа или с существованием небольших таликов под полигональными озерами, а также с локальными размывами и избирательно активными просадками СММП на литорали и мелководье. В целом в пределах подводного берегового склона, прилегающего к льдистым берегам, средний темп понижения кровли СММП (за весь период растепления) составляет от долей сантиметра до 40 см в год.

Средние скорости деградации (понижения кровли) реликтовых СММП на прибрежном шельфе исследуемых морей составляет 0,074 м в год. Средний уклон этой кровли от берега в сторону моря составляет 0,011 (или 0,62°). По всему разрезу морских скважин (морская вода, переработанные донные, протаявшие толщи и СММП) до глубины 65–100 м имеют небольшие отрицательные температуры –1,5... –0,7 °С.

УСТЬЕВЫЕ УЧАСТКИ РЕК

В 2016 г. были проведены экспедиционные работы по исследованию подводной мерзлоты под протоками устьевой области р. Лены в Булунском районе Республики Саха (Якутия) на базе арктической научно-исследовательской станции «Остров Самойловский». В ходе работ использовались буровые установки УРБ-4Т, а также осуществлялось геофизическое зондирование русловых отложений по буровым профилям с помощью Георадара SIS System-3000 с антеннами 40, 100 и 200 МГц.

Работы были сконцентрированы в пределах верхнего узла Туматской протоки в центральной части дельты Лены. Здесь был пройден буровой профиль № 2 длиной менее 1 км, состоявший из пяти скважин (рис. 1 цветной вклейки).

Этот профиль, в отличие от профиля 1, разбуренного в 2014–2015 гг., пройден по относительно глубоководному фарватеру протоки, прижимающемуся на данном участке к правому берегу.

Скважины бурового профиля вскрывают преимущественно русловые отложения (рис. 2 цвет. вклейки), представленные чередованием песков различной зернистости

и алевритов, а также захороненными древесными остатками мощностью до 2–3 м. Мощность речного льда составляла в среднем 2 м.

В скважинах 1с-16, 2с-16 и 3с-16 бурение производилось через водную толщу глубиной от 7 до 9 м, по талым грунтам. По завершении скважины 1с-16 после подъема бурового снаряда был зафиксирован длительный (около получаса) выброс природного газа (метана) из скважины (рис. 3 цвет. вклейки).

Такие газовые факелы обнаруживаются при бурении в исследуемом регионе довольно часто, как в прибрежной зоне моря, так и под руслами протоков, при нарушении буровым снарядом плотного несколько-метрового глинисто-илистого слоя донных отложений, служащего определенным препятствием для восходящих газов. Эти газы поступают с некоторых глубин из недр или могут иметь местное происхождение, например при разложении органики, содержание которой доходит в подрусловых толщах до 30 весовых процентов (рис. 4 цвет. вклейки). Затем метан концентрируется в нижележащих талых, обычно песчаных, толщах и при разрушении верхнего илистого пласта в значительных количествах выходит в воду, а затем в атмосферу.

По морским скважинам ситуация практически аналогичная. Как оказалось, именно в верхней части песчаных толщ концентрируются скопления метана, поступающие при разложении многочисленных включений нижележащих прослоев органики, а также, возможно, поступающие через вяло-мерзлые, частично талые, трещиноватые или неплотные многолетнемерзлые породы шельфа. Например, в морской скважине 1Д15 губы Буор-Хая был зафиксирован довольно продолжительный (около 30 минут) горящий газовый факел, высота которого составляла около 20–40 см (в верхней части он имел голубой цвет). Газовый выход был зафиксирован в скважине при глубинах проходки в интервале 13–16 м. Анализ проб воздуха у устья скважины показал, что концентрация метана в них составляла до 45 %. Существенным препятствием для быстрого выхода накапливающегося газа в воду и затем в атмосферу, по-видимому, служат плотные придонные слои суглинков и илов, мощность которых в месте бурения была около 4 м (с 9,5 до 13,5 м). Такие газовые факелы не редкость при бурении на шельфе в разных диапазонах глубин проходки. При этом они фиксируются, как правило, случайно, при прогреве бурового снаряда, для облегчения выхода керна из колонковой трубы. Вполне возможно, что при специальных исследованиях газовых выбросов из скважин выявление таких факелов может стать частым явлением.

Скважина 4с-16 на профиле 2 в дельте р. Лены была пробурена до глубины 17,80 м. Мощность снежного покрова составила 0,95 м, речного льда 1,75 м, далее талые горизонты песков и илов, обогащенные органическими остатками в виде древесных фрагментов до глубины 7,00 м. С 7,00 м до 17,10 м грунты мерзлые, криотекстура в песках массивная (лед–цемент), а в алевритах микро-, среднешлифовая. По всей толще наблюдаются горизонты древесного детрита мощностью от 2–3 мм до 0,4–0,6 м. У забоя на интервале 17,10–17,80 м грунты талые. Температура грунтов на глубине 7,5 м достигала $-0,25^{\circ}\text{C}$, а на глубине 17,5 м — $-0,41^{\circ}\text{C}$.

Скважина 5с-16 была пробурена до глубины 23,90 м. Вскрытые отложения представлены песками различной зернистости и алевритами с прослоями древесного детрита. Криотекстура в песках массивная (лед–цемент), а в алевритах и в детрите микро-, среднешлифовая. На интервале 21,00–21,50 м наблюдается горизонт торфа. Температура грунтов на глубине 5 м достигала -13°C , на 10 м — -6°C , на 15 м — 4°C и на глубине 24 м — -2°C .

По материалам бурового профилирования краевая граница талика оказалась крайне сложной, совсем не классического вида, а с двумя тальми зонами-выступами по вертикали, внедряющимися в мощную мерзлоту суши (температура ММП около -10°C , мощность ММП около 500 м) на десятки метров (рис. 5 цвет. вклейки).

Результаты бурения были заверены геофизическим зондированием (Георадар SIS System-3000), которое показало близкий (к буровому профилированию) контур границ таликовых зон.

В начале сентября 2016 г. с помощью стандартного мерзлотного щупа исследовались ключевые участки на мелких протоках, где подводная мерзлота залегает, как правило, на небольших глубинах. Как пример, приведем результаты работ на небольшой протоке Ысы-Хая-Тебюлеге, соединяющейся с крупной Оленёкской протокой (рис. 6 цвет. вклейки).

Здесь кровля ММП залегает всего лишь на глубине не более 1 м от поверхности дна протоки при глубине воды в ней не более 1 м. Такая ситуация на мелких или мелководных протоках (или же на мелководьях крупных проток) встречается повсеместно. Длинная, суровая зима, мощное промерзание через лед, толщина которого достигает к весне 2,5 м, короткое прохладное лето — вот набор основных причин повсеместного развития многолетнемерзлых пород под обширными мелководьями в арктических дельтах.

Следует подчеркнуть, что использование техники, приборов и оборудования НИС «Остров Самойловский» позволило провести успешный полевой сезон и получить хорошие результаты по изучению подводной мерзлоты и подрусловых таликов.

ПОСТУПЛЕНИЕ ОРГАНИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА ИЗ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ НА ШЕЛЬФ МОРЕЙ ЛАПТЕВЫХ И ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО

В морях Лаптевых и Восточно-Сибирском, вследствие активного разрушения берегов и, в особенности, ледового комплекса, на значительной части прилегающего шельфа формируются суспензионные потоки и выносятся большие массы углерода. В отличие от морей Восточной Сибири, в других арктических морях основным источником выноса терригенного материала являются не берега, а реки.

За период с 1951 по 2015 г. пик скоростей термоабразии и термоденудации берегов пришелся на 2007–2009 гг. На многолетних мониторинговых участках скорости термоденудации и термоабразии льдистых берегов в регионе за последние три года (2013–2015) несколько сократились и приблизились к среднемуголетним, несколько превышая их. В последние годы темпы разрушения этих берегов стали значительно ниже, чем в 2005–2011 гг. Увеличение скоростей отступления берегов, вызванное потеплением климата в регионе и, как следствие, уменьшением площади сплоченных морских льдов, усилением штормовой активности и увеличением мощности сезонно-талого слоя на береговых склонах, позволяет предполагать, что вынос массы материалов из берегов в море в последнее десятилетие также существенно возрос.

На основе многолетних исследований и детальной сегментации берегов морей Лаптевых и Восточно-Сибирского для этого региона была сформирована береговая база данных. Она освещает следующие параметры береговой зоны: номер берегового сегмента (с запада на восток), местоположение сектора, географическая привязка крайних точек сегмента, географические координаты крайних точек сегмента, основные береговые формы рельефа, преобладающие типы динамического развития берегов, преобладающие литологические типы пород, слагающих берега, длина береговой линии секции (км), средняя высота бровок береговых уступов или береговых склонов (м), средний темп разрушения

берегов или перемещения береговой линии (м/год), среднее объемное содержание льда в породах, слагающих берега (%), средняя плотность сухого скелета пород, слагающих берега ($\text{г/см}^3 - \text{т/м}^3$), масса обломочного материала, выносимого из разрушаемых берегов на шельф за один год (т/год), среднее весовое содержание органического углерода в береговом обломочном материале (%), масса органического углерода, выносимого из разрушаемых берегов на шельф за один год (т/год), краткая информация по специфическим ключевым участкам, выходящим по некоторым параметрам из структурной формы базы данных (береговые ледники, лагуны, отсеченные от моря барьерами, небольшие острова, попадающие в континентальный береговой сегмент, и т.д.), иллюстративный материал по ключевым участкам, суммарные характеристики для морей.

Определение принципов сегментации побережий арктических морей, начало ее разработки и создание на ее основе береговой базы данных были осуществлены нами на примере морей Лаптевых и Восточно-Сибирского. Сегментация обозначает разделение береговой зоны на определенные участки, характеризующиеся определенным набором параметров, достаточно типичных именно для данного берегового сектора и отличающихся по комплексу этих параметров от соседних участков.

Основные принципы выделения берегового сегмента:

1) примерно одинаковый динамический режим в пределах берегового отрезка, то есть, если не учитывать локальные участки с другим динамическим режимом, то в целом в выбранном сегменте преобладает береговая эрозия (термоабразия), умеренная или активная, либо аккумуляция, либо берега в основном стабильны;

2) примерно одинаковое литологическое строение на большей части сегмента;

3) примерно один диапазон абсолютных высот преобладающего числа клифов и береговых склонов;

4) примерно одинаковое геокриологическое строение на преобладающей части сегмента (прежде всего льдистость пород), например, ледовый и термокарстовый комплексы, практически не льдистые коренные породы, четвертичные дельтовые отложения с относительно небольшим содержанием льда, грубообломочные толщи с низкой льдистостью и т.д.

Главными критериями при выделении береговых сегментов на участках побережья, которые полевыми методами не были изучены, были наш собственный экспедиционный опыт и накопленный материал при работе на подобных (по литологическим, геокриологическим, геоморфологическим и динамическим условиям) ключевых береговых участках. Выделенные береговые сегменты представлены на прилагаемых схемах (рис. 8 цвет. вклейки).

Основные криогенные геоморфологические процессы на изучаемых нами берегах, термоабразия, термоэрозия, солифлюкция, обычно протекают в парагенезе с обычными геоморфологическими процессами — абразией, эрозией, гравитационными процессами на склонах и т.д. В районах распространения ледового комплекса можно наблюдать изменение различных элементов криогенного рельефа за относительно короткие промежутки времени. Анализ данных таких наблюдений и материалов дистанционных исследований позволяет уверенно судить о тенденциях изменения береговой линии и об интенсивности развития криогенных береговых процессов в связи с различными местными факторами. К основным факторам, определяющим динамику переработки берегов, принято относить мощность, продолжительность и направленность гидрологических и метеорологических процессов, батиметрические параметры берегового подводного склона, конфигурацию береговой линии, высоту и крутизну берегового уступа, геокриологическое и литологическое строение берегов.

Береговая база данных позволила с достаточной точностью рассчитать поступающую в акваторию арктического бассейна массу наносов и органического материала из разрушающихся берегов, как по отдельным береговым секторам, так и по морям Лаптевых и Восточно-Сибирскому в целом. Эти массы для двух морей составляют соответственно 62 и 90 млн т в год осадков и 1,6 и 2,4 млн т в год органического углерода. Проведенные расчеты показывают, что в азиатском секторе России, как и во всем арктическом регионе, береговой вынос наносов значительно превышает твердый речной сток, хотя уступает речному выносу в отношении органического углерода. Установлено, что береговой вклад органического углерода в арктическом бассейне превышает речной лишь в Восточно-Сибирском море. Такие источники обломочного материала и органического вещества, как оловый, ледовый вынос, грунтовые воды и влекомый речной материал, на один-три порядка меньше потоков из берегов и рек и не играют существенной роли в бюджете твердого стока с континента, как в Северный Ледовитый океан, так и в моря Лаптевых и Восточно-Сибирское.

Арктические берега Восточной Сибири теряют более 10 км² площади прибрежной суши в год. Наибольшая скорость отступления свойственна льдистым берегам. Их разрушение обусловлено процессами термической денудации, абразии и эрозии, термического карста и криогенными склоновыми процессами в сочетании с другими процессами морфогенеза. Наиболее распространенными криогенными процессами на берегах морей Восточной Сибири являются термоабразия, термоэрозия, термокарст, солифлюкция (криосолифлюкция), морозобойное растрескивание, морозное пучение, криогенное выветривание, морозная сортировка материала, нивация, курумообразование, криогенный крип. Обычно комплекс криогенных деструктивных процессов определяется как термоденудация.

К основным факторам, определяющим динамику переработки берегов, принято относить мощность, продолжительность и направленность гидрологических и метеорологических процессов, батиметрические параметры берегового подводного склона, конфигурацию береговой линии, высоту и крутизну берегового уступа, геокриологическое и литологическое строение берегов.

Средние скорости термоабразии, установленные на ключевых участках морей Лаптевых и Восточно-Сибирского, как правило, не превышают 10, а чаще составляют 2–5 м/год, максимальные — до 25 м/год. Однако в течение лишь одного сильного и продолжительного шторма отступление бровки термоабразионного берегового уступа может достигать нескольких метров. Известны случаи, когда при крупно-блоковом (полигональном) характере разрушения суша теряет до 20 метров за шторм.

Льдистые берега особенно активно реагируют на происходящие в настоящее время климатические изменения в арктическом регионе. В последние годы особенно заметное усиление береговых процессов отмечается на ключевых участках на побережье центральной части моря Лаптевых. Это выразилось в массовой активизации склоновых процессов, прежде всего солифлюкции на прежде стабильных, задернованных берегах. Произошло резкое усиление темпов разрушения термоабразионных берегов. С периода 1997–2002 до 2007–2009 гг. скорость их отступления превысила на нескольких мониторинговых участках среднемноголетние нормы в 1,5–2 раза. По наблюдениям на мониторинговых площадках в последние 3 года отмечается заметное снижение темпов разрушения льдистых берегов.

В августе–сентябре 2016 г. с использованием моторной яхты “Nicole” проведены исследования береговых процессов в дельте р. Лены, на Быковском п-ове, о. Муостах, мысе Мамонтов Клык в рамках многолетнего мониторинга по уточнению динамики развития криогенных процессов в береговой зоне (рис. 9 цвет. вклейки). Проведено опробование донных и береговых отложений в дельте Лены и в прибрежной зоне

моря на предмет изучения содержания и распространения органического углерода. Аналитические определения по собранным образцам в настоящее время проводятся в лабораториях Лимнологического института СО РАН.

Наблюдения, проведенные в августе 2013–2016 гг. на многолетних мониторинговых участках, показали, что скорости термоденудации и термоабразии льдистых берегов в регионе за последние два года несколько сократились, приблизились к среднемноголетним и стали значительно ниже, чем темпы разрушения этих берегов в 2005–2011 гг. (рис. 10 цвет. вклейки).

Измерение скоростей береговой эрозии в сентябре 2016 г. показало, что темпы отступления берегов с осени 2015 по осень 2016 г. на ключевых створах о. Муостах, на северо-восточном побережье и северном мысе составили около 3,7 и 8,5 м в год (при максимальных зарегистрированных, соответственно, 14 и 25 м в год), на северо-восточном побережье Быковского п-ова — 2,5 м в год (максимальные зарегистрированные — 11 м в год), в на мысе Мамонтов Клык — 4 м в год (максимальные зарегистрированные — 7,5 м в год).

В целом темпы отступления берегов примерно соответствуют изменению сезонной климатической обстановки в регионе, в частности динамики площади летних сплоченных льдов, влияющих на развитие штормовой активности в море Лаптевых. Установлено, что за период с 1951 по 2016 г. пик скоростей термоабразии и термоденудации берегов пришелся на 2007–2010 гг. Темпы отступления берегов примерно соответствуют изменению сезонной климатической обстановки в регионе, в частности динамики площади летних сплоченных льдов, влияющих на развитие штормовой активности в море Лаптевых. Следует подчеркнуть, что низкие скорости термоабразии и термоденудации берегов на ключевых участках объясняются рекордно холодным летом в исследуемом регионе и пониженной штормовой активностью моря в летний сезон 2016 г.

M.N. GRIGORIEV

STUDY OF PERMAFROST FORMATIONS DEGRADATION IN EAST SIBERIA COASTAL ZONE (SUBSEQUENT TO THE RESULTS OF EXPEDITIONS OF 2014–2016)

The noticeable changes in cryological complex (submarine permafrost formations, ice-covered banks) in the coastal zone of the Laptev and East Siberian Seas are accompanied by export of organic matter into the sea. The degradation of subaqueous permafrost formations roof rock has been observed. The average cover rate fall for the entire period of thawing is in the range of millimeters to 40 centimeters per year. Cryogenic relief-forming processes (thermoabroziya, thermoerosion, etc.) on the Eastern Siberia Sea coast lead to a reduction of coastal land annually by 10–11 km². The average rate of shore retreat is 5.1m / year and not more than 10m / year. The maximum values can reach 25 m / year. The acceleration of thermoabrasive shores destruction occurred in the period from 2000 to 2009. The sediment and organic matter flowing down to the Laptev Sea and East Siberian Sea is 62 and 90 million tons of precipitation and 1.6 and 2.4 million tons of organic carbon per year.

The expedition studies in 2016 on the basis of the research station “Ostrov Samoilovsky” included drilling, GPR survey on the drilling profiles at the Lena River delta. Drilling depth is 24 meters. When drilling of underflow thawed soil through the water column of 7–9 m, the long-term (about an hour) methane outburst was observed.

Keywords: Laptev Sea, East Siberian Sea, submarine permafrost, ice-covered banks thermoabrasion, export of organic matter, retreat of the shore, the research station “Ostrov Samoilovsky”.

ОЦЕНКА ДОЛИ ПОЛЯРНЫХ ЦИКЛОНОВ, ВОСПРОИЗВОДИМЫХ АТМОСФЕРНЫМИ РЕАНАЛИЗАМИ, С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ РАЗЛИЧНЫХ НАБОРОВ ДАННЫХ

Ю.Е. СМЕРНОВА, П.А. ГОЛУБКИН

*Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург,
e-mail: Juliet_and@mail.ru*

Впервые проведены оценки степени воспроизведения полярных циклонов в реанализе Arctic System Reanalysis (ASR), специально разработанном для арктического региона, а также проведено сравнение с оценками, полученными с использованием реанализа ERA-Interim. Установлено, что по данным реанализов ERA-Interim и ASR воспроизводится, соответственно, 48 и 89 % случаев из широко используемого списка полярных циклонов. Доля полярных циклонов, воспроизводимых реанализом ASR, таким образом, оказалась значительно выше оценок, полученных в предшествующих исследованиях для других реанализов. Показано, что значения скорости приводного ветра по данным реанализа ASR находятся в хорошем соответствии с данными спутниковых измерений, в то время как значения реанализа ERA-Interim значительно занижены. Установлено, что выбор альтернативного списка полярных циклонов ведет к существенно иным результатам. Как обнаружено, при использовании более полного списка полярных циклонов доля случаев, воспроизводимых реанализами ERA-Interim и ASR, уменьшилась до 26 и 66 % соответственно. Также было обнаружено влияние критерия статической устойчивости атмосферы на получаемые результаты.

Ключевые слова: полярные циклоны, атмосферный реанализ, ASR, ERA-Interim, относительная завихренность, скорость приводного ветра.

ВВЕДЕНИЕ

Полярные циклоны являются подклассом мезомасштабных циклонов, характеризующимся высокими скоростями приводного ветра (вплоть до штормовых значений или даже выше). Данные погодные системы, наблюдающиеся в обоих полушариях, формируются к полюсу от основной бароклинной зоны и ассоциируются с холодными вторжениями (Rasmussen, Turner, 2003). Их короткое время жизни (менее 48 ч) и небольшой пространственный размер (до 1000 км) в совокупности с недостаточным покрытием контактными измерениями районов их генерации приводят к тому, что полярные циклоны редко идентифицируются на синоптических картах. Ранее это могло привести к полной неосведомленности рыбаков и мореплавателей, а также жителей прибрежных районов о надвигающейся угрозе, вызванной полярными циклонами, которая включает в себя обледенение, высокие волны, сильные ветры и обильные снегопады. При создании первой климатологии полярных циклонов в Норвежском море (Wilhemsen, 1985) наряду с синоптическими картами и небольшим количеством спутниковых инфракрасных снимков Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) использовались даже отчеты о кораблекрушениях. Последующие климатологии, регионом исследования

которых в основном являлся Северо-Европейский бассейн (Норвежское, Баренцево и Гренландское моря), преимущественно основывались на спутниковых данных, доступность которых увеличивалась со временем (Blechschmidt, 2008; Луценко, Лагун, 2010; Noer et al., 2011; Smirnova et al., 2015, Смирнова и др., 2016), или же на численных моделях, способность которых воспроизводить полярные циклоны с использованием данных атмосферных реанализов в качестве начальных условий также улучшалась с течением времени (напр., Bracegirdle, Gray, 2008; Zahn, von Storch, 2008).

Однако степень воспроизведения полярных циклонов самими атмосферными реанализами также представляет интерес в настоящее время. В недавней работе (Laffineur et al., 2014) в результате анализа списка, содержащего 29 полярных циклонов за три сезона (1999/2000–2001/02), было установлено, что только 24 и 45 % из них идентифицируются в полях приведенного к уровню моря атмосферного давления по данным реанализов ERA-40 и ERA-Interim соответственно. Затем данные реанализов были использованы в качестве входных параметров для мезомасштабной модели Méso-NH, имеющей более высокое пространственное разрешение (12 км). Это позволило выявить при моделировании больше случаев, и в результате доля воспроизводимых полярных циклонов улучшилась и стала равна 61 % по данным ERA-40 и 79 % по данным ERA-Interim. В схожей работе (Zappa et al., 2014) для оценки воспроизведения полярных циклонов по данным реанализов использовался автоматический алгоритм отслеживания циклонов по трем параметрам: интенсивность относительной завихренности на уровне 850 гПа, скорость приводного ветра и критерий статической устойчивости атмосферы. При рассмотрении списка, содержащего 34 случая за сезоны 2008/09–2010/11, было обнаружено, что около 55 и 70 % полярных циклонов воспроизводится по данным реанализа ERA-Interim и оперативного анализа ECMWF соответственно. Примечательным является то, что с использованием автоматического алгоритма отслеживания дополнительно было найдено 49 случаев полярных циклонов, отсутствующих в анализируемом списке.

Таким образом, степень воспроизведения полярных циклонов по данным реанализов остается недостаточной. В то же время в последние годы был достигнут значительный прогресс, связанный с повышением качества атмосферных реанализов, включающий в себя увеличение горизонтального и вертикального разрешений, усовершенствования физических схем и методов ассимиляции данных. Исходя из этого, с появлением реанализа Arctic Systems Reanalysis (ASR), преимущества которого при воспроизведении других мезомасштабных явлений уже были продемонстрированы (Moore et al., 2015), следует ожидать дальнейших улучшений, касающихся и воспроизведения полярных циклонов.

Следует отметить, что на существующие оценки степени воспроизведения полярных циклонов реанализами может влиять и ограниченность списков полярных циклонов, используемых для получения этих оценок. Так, в работах (Laffineur et al., 2014; Zappa et al., 2014), использовались списки из климатологии полярных циклонов, описанной в работе (Noer et al., 2011), для создания которой при отборе случаев применялись строгие дополнительные критерии, а также, например, в случаях образования ансамбля полярных циклонов в результате одного холодного вторжения в климатологию включался лишь один наиболее интенсивный циклон. В результате данная климатология содержит значительно меньшее количество полярных циклонов (около 12 в год) по сравнению с другими исследованиями. В связи с этим недавно

созданная климатология полярных циклонов (Smirnova et al., 2015), отбор случаев для которой осуществлялся на основе широко используемого компромиссного определения полярных циклонов, предложенного в работе (Rasmussen, Turner, 2003), предоставляет отличный альтернативный список полярных циклонов, в котором содержится в среднем 45,5 случаев в год.

В данной работе сравнивается степень воспроизведения полярных циклонов двумя реанализами (ASR и ERA-Interim) с использованием двух списков полярных циклонов с целью оценки возможностей нового реанализа и установления возможных расхождений при использовании различных списков.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Данные реанализов

ERA-Interim является глобальным атмосферным реанализом Европейского центра среднесрочных прогнозов (ECMWF), данные которого доступны с 1979 г. по настоящий момент. Он основан на интегрированной системе прогнозирования (IFS) с изменениями цикла 31r2. Для системы ассимиляции данных используется 4D вариационный анализ с 12-часовыми циклами. Анализ выполнен на 60 вертикальных уровнях со спектральным разрешением T255 (соответствует горизонтальному разрешению ~79 км). Данные доступны каждые 6 ч на регулярной сетке $0,75 \times 0,75^\circ$. Более подробная информация о реанализе ERA-Interim представлена в работе (Dee et al., 2011).

Реанализ ASR создается группой полярной метеорологии Университета штата Огайо. В данном исследовании использовалась первая версия реанализа с горизонтальным разрешением 30 км (в данной работе будет обозначаться как ASR). ASR был создан с использованием модели Polar Weather Research and Forecasting (Polar WRF) версии 3.3.1 (Hines, Bromwich, 2008; Bromwich et al., 2009). Данные доступны с дискретностью 3 ч с 2000 по 2012 гг. Более подробная информация о реанализе ASR представлена в работе (Bromwich et al., 2016).

Списки полярных циклонов

В работе (Noer et al., 2011;)* представлена климатология, основанная преимущественно на визуальном анализе инфракрасных снимков, полученных спутниковым радиометром AVHRR. Несмотря на то, что в работе привлекались и скаттерометрические данные, критерий скорости приводного ветра не всегда учитывался при отборе полярных циклонов из класса мезомасштабных систем. Вместо этого требовалось, чтобы результаты моделирования с использованием модели HIRLAM отображали благоприятные для развития полярных циклонов метеорологические условия. В тех случаях, когда группа полярных циклонов формировалась в общих синоптических условиях, в климатологию включался лишь самый интенсивный циклон из группы. В целом в работе содержится 121 полярный циклон за 10 лет (2000–2009 гг.).

Климатология полярных циклонов, представленная в работе (Smirnova et al., 2015)** основывается на анализе данных спутникового микроволнового радиометра Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). Первоначально при создании данной климатологии по полям интегрального содержания водяного пара в атмосфере, восстановленным по измеренным радиоярким температурам с использованием алгоритма, настроенного для арктических условий (Bobylev et al., 2010), отбирались

*Далее по тексту — N11.

**Далее по тексту — S15.

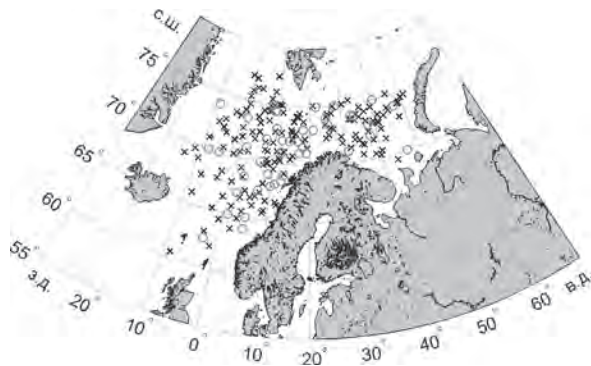


Рис. 1. Пространственное распределение рассматриваемых полярных циклонов. Серыми кругами обозначены полярные циклоны из списка по климатологии N11 (46 случаев). Черными крестиками обозначены полярные циклоны из списка по климатологии S15 (158 случаев).

мезомасштабные циклонические вихревые образования, размером не превышающие 1000 км и существующие менее 48 ч. Далее применялся критерий скорости приводного ветра, значения которого в отобранных случаях должны были превышать 15 м/с. Данные критерии соответствуют широко используемому компромиссному определению, предложенному в (Rasmussen, Turner, 2003). В работе содержится 637 полярных циклонов за 14 сезонов (1995/96—2008/09 гг.).

В данном исследовании используются два списка полярных циклонов из двух описанных выше климатологий (N11, S15) за четыре зимних сезона (т.е. с сентября по апрель) с 2000/01 по 2003/04 гг. Количество полярных циклонов в списках из N11 и S15 составляет 46 и 158 соответственно (рис. 1).

Метод и критерии идентификации полярных циклонов

Воспроизведение полярных циклонов из двух списков оценивалось с использованием набора критериев. В качестве первого критерия применялся критерий интенсивности относительной завихренности на уровне 850 гПа. Предварительно была проведена спектральная фильтрация полей относительной завихренности с помощью описанной далее методологии. Исходные поля относительной завихренности раскладываются с помощью спектральных коэффициентов Ψ_n^m и сферических гармоник $P_n^m(\mu)e^{im\lambda}$:

$$\psi(\lambda, \mu) = \sum_{m=-M}^M \sum_{n=|m|}^{N(m)} \Psi_n^m P_n^m(\mu) e^{im\lambda},$$

где $\psi(\lambda, \mu)$ — исходное поле; λ — долгота; $\mu = \sin\varphi$, где φ — широта; n и m — степень и порядок сферических функций; P_n^m — присоединенный полином Лежандра:

$$P_n^m(x) = (-1)^m (1-x^2)^{m/2} \frac{d^m}{dx^m} (P_n(x)),$$

где P_n — полином Лежандра:

$$P_n(x) = \frac{1}{2^n n!} \frac{d^n}{dx^n} [(x^2 - 1)^n];$$

Ψ_n^m — спектральные коэффициенты, которые находятся, как:

$$\Psi_n^m = \int_{-1}^1 \left\{ \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \Psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda \right\} P_n^m(\mu) d\mu,$$

где внутренний интеграл,

$$\Psi^m(\mu) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} \Psi(\lambda, \mu) e^{-im\lambda} d\lambda,$$

является прямым преобразованием Фурье в зональном направлении. Прямое преобразование Фурье рассчитывается на каждом круге широты, с использованием быстрого преобразования Фурье. Внешний интеграл,

$$\Psi_n^m = \int_{-1}^1 \{\Psi^m(\mu)\} P_n^m(\mu) d\mu,$$

оценивается в меридиональном направлении с помощью Гауссовой квадратуры:

$$\Psi_n^m = \sum_{j=1}^J \Psi^m(\mu_j) P_n^m(\mu_j) w_j,$$

где μ_j соответствует Гауссовым узлам сетки в меридиональном направлении, w_j — соответствующий Гауссов вес в точке μ_j :

$$w_j = \frac{2(1 - \mu_j^2)}{[JP_{J-1}(\mu_j)]^2}, \quad \sum_{j=1}^J w_j = 2,$$

где J — количество Гауссовых узлов сетки в меридиональном направлении.

Поля относительной завихренности были синтезированы, исключая спектральные коэффициенты с общим волновым числом (степенью сферических функций) менее 40 и более 100. Таким образом, была выполнена фильтрация полей со спектральным разрешением T40–T100 (на плоскости это разрешение приблизительно характеризуется половиной длины наиболее короткой воспроизводимой волны в зональном направлении на экваторе, т.е. соответствует пространственной фильтрации около 200–500 км), что позволило отфильтровать атмосферные образования синоптического масштаба и мелкомасштабный «шум» для отображения исключительно мезомасштабных систем. Возможные колебания Гиббса, вызванные данной процедурой, были ослаблены путем применения спектрального коэффициента сглаживания, описанного в работе (Sardeshmukh, Hoskins, 1984, уравнение 9). Критерий относительной завихренности на уровне 850 гПа в отфильтрованном поле T40–T100 для полярных циклонов был установлен на уровне $6 \times 10^{-5} \text{ с}^{-1}$. По определению, предложенному в работе (Rasmussen, Turner, 2003), полярные циклоны развивают скорость приводного ветра вплоть до штормовых значений или даже выше. Данный факт обуславливает необходимость второго критерия, а именно скорости приводного ветра, которая должна быть более 15 м/с. Также был введен критерий статической устойчивости атмосферы, который является индикатором холодных вторжений и часто используется в исследованиях, связанных с воспроизведением полярных циклонов в реанализах (напр., Zahn, von Storch, 2008; Zappa et al., 2014; Yanase et al., 2016). В соответствии с этим разница между температурой поверхности океана и температурой воздуха на уровне 500 гПа (ТПО–Т500) должна быть больше, чем 43 К. В работе (Terpstra et al., 2016) отмечено, что использование данного критерия потенциально может исключать полярные циклоны, образовавшиеся в условиях «прямого сдвига» (англ. *forward shear*),

при которых средние направления переноса в нижнем и среднем слоях тропосферы и термического ветра совпадают, поскольку такие полярные циклоны могут иметь значения ТПО-Т500 менее 43 К. Несмотря на это, критерий атмосферной устойчивости используется в данной работе для того, чтобы сделать возможным прямое сравнение с предыдущими исследованиями, однако также оценивается влияние уменьшения порогового значения этого критерия на получаемые результаты. В целом, в данном исследовании используются те же критерии, что и в работе (Zappa et al., 2014), что позволяет проводить прямое сравнение результатов.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты, полученные в ходе работы, обобщены в таблице 1.

Таблица 1

Количество и доля полярных циклонов из списков из N11 (46 случаев) и S15 (158 случаев), в которых выполнены критерии, указанные в первом столбце, по данным реанализов ERA-Interim (ERA-I) и ASR

Установленные критерии для воспроизведения полярных циклонов в реанализах	N11 (46)				S15 (158)			
	ERA-I		ASR		ERA-I		ASR	
Относительная завихренность на уровне 850 гПа	27	57,8 %	43	93,5 %	79	50,0 %	136	86,1 %
Скорость ветра	31	67,4 %	44	95,7 %	65	41,1 %	146	92,4 %
ТПО-Т500	45	97,8 %	45	97,8 %	131	82,9 %	132	83,6 %
Относительная завихренность на уровне 850 гПа + скорость ветра	23	50,0 %	43	93,5 %	50	31,7 %	126	79,8 %
Все три критерия	22	47,8 %	41	89,1 %	41	26,0 %	104	65,8 %

На первом этапе рассматривались данные реанализа ERA-Interim, в которых, с использованием описанных выше критериев, осуществлялся поиск полярных циклонов по списку из N11. Значения фильтрованной относительной завихренности на уровне 850 гПа, превышающие $6 \times 10^{-5} \text{ c}^{-1}$, были найдены в 27 случаях. Критерий скорости приводного ветра ($\geq 15 \text{ м/с}$) оказался выполнен в 31 случае. Критерий разницы температур, являющийся индикатором устойчивости атмосферы, превысил установленный порог в 43 К во всех случаях, кроме одного. В результате применения всех трех критериев установлено, что реанализом ERA-Interim воспроизводится 48 % полярных циклонов из списка из климатологии N11. Данный результат согласуется с оценками, полученными в работах (Zappa et al., 2014) и (Laffineur et al., 2014), в которых также использовался список из климатологии N11, однако за меньший временной период. В результате использования списка из климатологии S15 обнаружено, что доля воспроизводимых реанализом ERA-Interim полярных циклонов значительно ниже. Из 158 полярных циклонов, входящих в список, только в 79 случаях выполнен критерий относительной завихренности, в 65 случаях скорость приводного ветра превысила 15 м/с, а разница температур ТПО-Т500 больше 43 К была отображена в 131 случае. В целом степень воспроизведения полярных циклонов из списка из S15 по данным реанализа ERA-Interim составила 26 % (41 из 158 случаев).

Аналогичным образом оценивалась степень воспроизведения полярных циклонов по данным реанализа ASR по списку из климатологии N11. Во многих случаях было отмечено существенное увеличение значений относительной завихренности

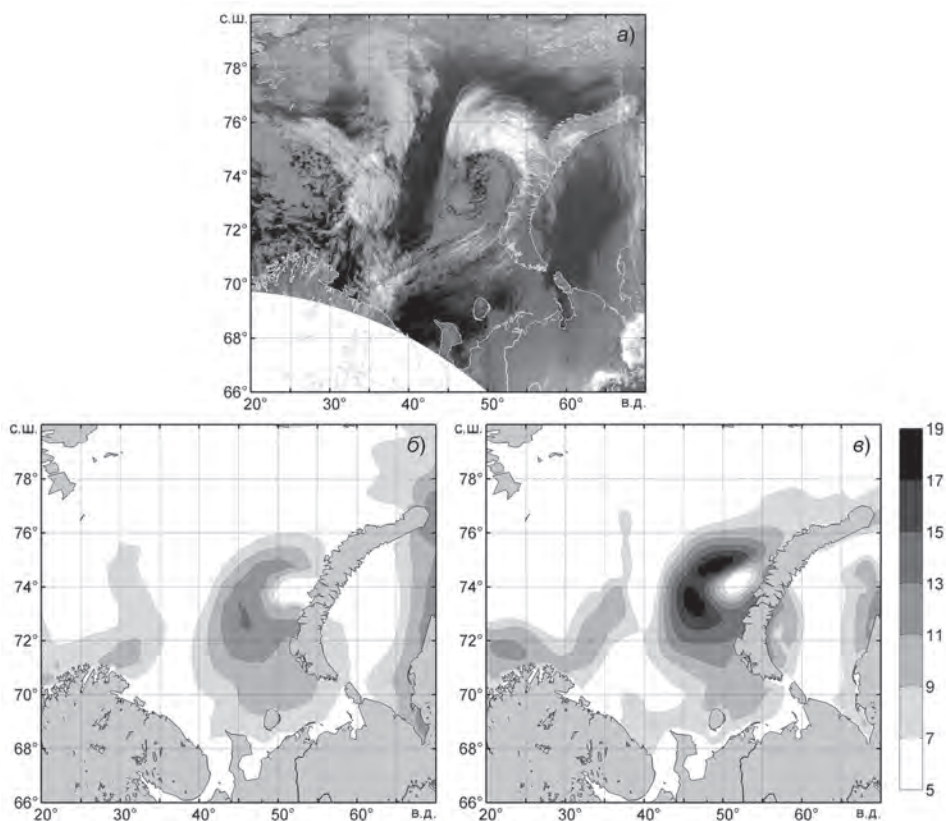


Рис. 2. Полярный циклон 2 ноября 2002 г. над акваторией Баренцева моря: ИК-изображение, полученное спектрометриком MODIS в 09:10 UTC (а); поле скорости приповерхностного ветра (м/с) в 12:00 UTC по данным ERA-Interim (б) и ASR (в).

на уровне 850 гПа, что привело к тому, что этот критерий выполнен в 93,5 % случаев. Также по данным реанализа ASR было отмечено значительно улучшенное воспроизведение высокой скорости приводного ветра, характерной для полярных циклонов. Количество случаев со скоростью ветра более 15 м/с оказалось почти в полтора раза больше, чем по данным ERA-Interim. Пример, наглядно демонстрирующий преимущества реанализа ASR по сравнению с реанализом ERA-Interim, приведен на рис. 2, который иллюстрирует типичный случай, когда ASR, в отличие от ERA-Interim, воспроизводит высокие значения скорости приводного ветра в полярном циклоне.

Именно благодаря улучшенному воспроизведению скорости приводного ветра и относительной завихренности, по данным реанализа ASR воспроизводится приблизительно в два раза больше полярных циклонов, чем по данным ERA-Interim. В процентном соотношении доля воспроизводимых ASR полярных циклонов соответствует 89,1 %. Изменений параметра ТПО-Т500 при сравнении реанализов найдено не было, и отсутствие атмосферной неустойчивости, на которое в одном случае указывают данные реанализа ERA-Interim, остается без изменений и по данным реанализа ASR. Недавние исследования, в которых также использовались списки по-

лярных циклонов из N11, но за более короткий временной период, свидетельствуют, что наилучшим образом полярные циклоны воспроизводятся в оперативном анализе ECMWF (воспроизведение полярных циклонов составило 70 % по данным работы (Zappa et al., 2014)) и при привлечении мезомасштабной модели с использованием в качестве входных параметров данных реанализа ERA-Interim (в данном случае воспроизводится 79 % полярных циклонов, как показано в работе (Laffineur et al., 2014)). Таким образом, установлено, что способность реанализа ASR воспроизводить полярные циклоны существенно выше наилучших результатов других реанализов, о которых сообщалось в предыдущих работах.

Увеличение значений относительной завихренности на уровне 850 гПа и скорости приводного ветра в наблюдаемых полярных циклонах в реанализе ASR еще более ярко выражено при использовании списка полярных циклонов из климатологии S15. По сравнению с реанализом ERA-Interim, в ASR обнаружено на 57 случаев больше, когда выполняется критерий относительной завихренности, и на 81 случай больше, когда наблюдается превышение порогового значения скорости приводного ветра. При анализе полей разницы температур ТПО-Т500 выявлен лишь один случай, где только по данным ASR превышено пороговое значение 43 К. Итого в 104 из 158 полярных циклонов выполняются все три критерия, т.е. приблизительно в 66 % случаев. Эта доля в 2,5 раза больше, чем полученная по данным реанализа ERA-Interim, хотя и значительно меньше, чем при использовании списка из климатологии N11.

Также была проведена оценка и сравнение максимальных значений скорости приводного ветра, развиваемой в полярных циклонах, по данным двух реанализов с измерениями спутникового микроволнового радиометра SSM/I для соответствующих случаев (рис. 3). На рис. 3 также представлены статистические параметры для обоих реанализов: MAE — средняя абсолютная ошибка, RMSE — среднеквадратичная ошибка, R — коэффициент корреляции, а также наклон линии тренда. Как следует из рис. 3, максимальные значения скорости приводного ветра в полярных циклонах по данным реанализа ASR находятся в хорошем соответствии со спутниковыми измерениями, в то время как значения реанализа ERA-Interim в большинстве случаев

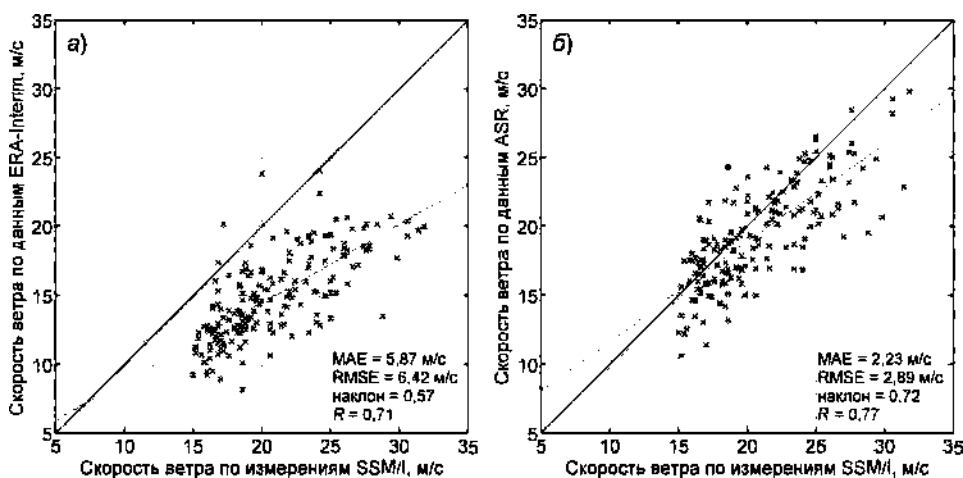


Рис. 3. Сравнение максимальных значений скорости приводного ветра в полярных циклонах по данным измерений спутникового микроволнового радиометра SSM/I и по данным реанализов ERA-Interim (а) и ASR (б).

занижены по сравнению как со значениями реанализа ASR, так и со спутниковыми измерениями радиометра SSM/I.

При сравнении двух реанализов не было найдено значительных расхождений в разнице температур ТПО-Т500. Это может быть вызвано тем, что данные ТПО реанализа ERA-Interim ассимилируются реанализом ASR (Bromwich et al., 2016), а также тем, что полям температуры воздуха на уровне 500 гПа не характерны значительные вариации на масштабах меньше тех, которые способен воспроизвести реанализ ERA-Interim. Что касается влияния этого критерия на оценки доли воспроизводимых реанализами полярных циклонов, установлено, что оно весьма незначительно при использовании списка из N11, где лишь в одном случае пороговое значение 43 К не было превышено. Однако выявлен существенный эффект данного критерия при использовании списка из S15, в котором оказалось около 17 % случаев с разницей температур меньше этого значения. Разница температур ТПО-Т500 для полярных циклонов из списка из S15 находится в диапазоне 36–55 К, среднее значение параметра равняется 46 К. Схожие значения (34–54 К) были получены в работе (Blechsmidt et al., 2009) для полярных циклонов, входящих в климатологию (Blechsmidt, 2008), составленную также в соответствии с определением полярных циклонов (Rasmussen, Turner, 2003), но лишь за двухлетний период. По результатам анализа 131 случая полярных циклонов по списку, полученному на основе N11, с использованием данных реанализа ERA-Interim в работе (Terpstra et al., 2016) приводятся значения ТПО-Т500 в диапазоне 33–53 К. Кроме того, в работе (Terpstra et al., 2016) было установлено, что пороговое значение в 43 К в основном не достигается во время генерации и развития полярных циклонов, образовавшихся в условиях «прямого сдвига», доля которых, как найдено авторами работы (Terpstra et al., 2016), составляет 19 % от общего количества полярных циклонов. Таким образом, применение этого критерия может исключать в ином случае хорошо воспроизводимые полярные циклоны, в связи с чем целесообразность его использования со строгим пороговым значением 43 К представляется сомнительной. При отказе от использования критерия статической устойчивости атмосферы, доля полярных циклонов из списка из S15, воспроизводимых реанализами, вырастет и станет составлять 31 % и 80 % для реанализов ERA-Interim и ASR соответственно. Тот же результат может быть достигнут и при уменьшении порогового значения до 36 К, поскольку ни в списке из N11, ни в списке из S15 не содержится полярных циклонов, образовавшихся при разнице температур ТПО-Т500 менее 36 К. Таким образом, пороговое значение 36 К может являться более корректным для критерия атмосферной устойчивости, использование которого все же необходимо в исследованиях, применяющих автоматические процедуры отслеживания полярных циклонов. Полный отказ от данного критерия в подобных исследованиях может привести к множественному ошибочному отбору систем, не относящихся к подклассу полярных циклонов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые оценена степень воспроизведения полярных циклонов новым реанализом высокого разрешения, разработанным специально для арктического региона, а также проведено сравнение с оценками, получаемыми с использованием реанализа ERA-Interim. Отмечены значительные улучшения, подтверждающие способность реанализа ASR лучше воспроизводить мезомасштабные явления. Эффективное разрешение ASR составляет 150 км (Moore et al., 2015), чего в большинстве случаев

оказывается достаточно для полярных циклонов, характеризующихся средним пространственным размером 300 км (Blechsmidt, 2008; Smirnova et al., 2015). Значения относительной завихренности на уровне 850 гПа в полярных циклонах в реанализе ASR выше по сравнению с реанализом ERA-Interim, обладающим эффективным разрешением 400 км (Moore et al., 2015). Приблизительно двукратное увеличение количества полярных циклонов, выполняющих данный критерий, наблюдается как при использовании списка из N11, включающего 46 полярных циклонов, так и при использовании более полного списка из S15, содержащего 158 случаев за тот же временной период. Данные о скорости приводного ветра в полярных циклонах также более реалистичны в реанализе ASR и, согласно проведенному анализу, находятся в хорошем соответствии со спутниковыми измерениями. Как обнаружено, приблизительно 48 % полярных циклонов из списка из N11 воспроизводится реанализом ERA-Interim. Для ASR эта доля составляет 89 %, что значительно больше максимальных оценок, приведенных в предшествующих работах для других реанализов, включая случаи, когда данные реанализа использовались в качестве начальных условий при расчетах негидростатической мезомасштабной модели.

Установлено, что при получении подобных оценок существенное влияние может оказывать полнота используемого списка полярных циклонов. При использовании списка из S15, который содержит в 3,5 раза больше случаев, чем список из N11 за один и тот же временной период, доля воспроизводимых полярных циклонов заметно уменьшается. Как получено в настоящей работе, все три установленных критерия выполняются в 26 и 66 % случаев из списка из S15 по данным реанализов ERA-Interim и ASR соответственно. Следует отметить, что эта разница не связана с увеличением длины выборки. Скорее, она связана с природой самих используемых списков. Так, спутниковая климатология S15 составлена в соответствии с общепринятым компромиссным определением, предложенным в работе (Rasmussen, Turner, 2003) и предъявляющим к полярным циклонам условия малых диаметра и времени существования, а также высокой скорости приводного ветра. В климатологию же N11 случаи включались лишь тогда, когда благоприятные условия для их образования отображались в модельных данных. Еще одно различие заключается в том, что климатология N11 содержит лишь один наиболее интенсивный циклон из группы полярных циклонов, образовавшихся в общих синоптических условиях.

Показано, что использование строгого порогового значения критерия устойчивости атмосферы в работах, связанных с воспроизведением полярных циклонов атмосферными реанализами или применением автоматических процедур для отслеживания циклонов, ведет к исключению значительного числа полярных циклонов, в которых по данным реанализов воспроизводятся высокие значения как относительной завихренности, так и скорости приводного ветра. Как установлено, задание порогового значения в 36 К позволяет избежать исключения подобных полярных циклонов. Дальнейшие исследования значимости критерия устойчивости атмосферы для автоматических процедур отслеживания циклонов и влияния изменений его порогового значения на корректный отбор максимально возможного количества случаев наряду с минимизацией количества ошибок, безусловно, необходимы.

Данное исследование было выполнено при поддержке гранта РФФИ №16-35-00504.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Луценко Э.И., Лагун В.Е. Полярные мезомасштабные циклонические вихри в атмосфере Арктики: Справочное пособие. СПб.: ААНИИ, 2010. С. 96. URL: http://www.aari.ru/projects/mesocyclone/mez_arc.pdf [дата обращения 02.03.2017].
- Смирнова Ю.Е., Заболотских Е.В., Бобылев Л.П., Шапрон Б. Статистические характеристики полярных циклонов в морях Северо-Европейского бассейна по данным спутниковых микроволновых радиометров // Исследование Земли из космоса. 2016. № 3. С. 27–36. doi: 10.7868/S0205961415040119
- Blechschmidt A.-M. A 2-year climatology of polar low events over the Nordic seas from satellite remote sensing // Geophysical Research Letters. 2008. Vol. 35. L09815. doi:10.1029/2008GL033706.
- Blechschmidt A.-M., Bakan S., Graßl H. Large-scale atmospheric circulation patterns during polar low events over the Nordic seas // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2009. Vol. 114. D06115. doi:10.1029/2008JD010865.
- Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Mitnik L.M., Mitnik M.L. Atmospheric water vapor and cloud liquid water retrieval over the Arctic Ocean using satellite passive microwave sensing // IEEE Transaction on Geoscience and Remote Sensing. 2010. Vol. 48. № 1. P. 283–294. doi:10.1109/TGRS.2009.2028018
- Bromwich D.H., Hines K.M., Bai L.-S. Development and Testing of Polar Weather Research and Forecasting Model: 2. Arctic Ocean // Journal of Geophysical Research: Atmospheres. 2009. Vol. 114. D08122. doi:10.1029/2008JD010300.
- Bromwich D., Kuo Y.H., Serreze M., Walsh J., Bai L.S., Barlage M. et al. Arctic system reanalysis: Call for community involvement // Eos, Transactions American Geophysical Union. 2010. Vol. 91. № 2. P. 13–14. doi:10.1029/2010EO020001
- Bromwich D.H., Wilson A.B., Bai L.S., Moore G.W., Bauer P. A comparison of the regional Arctic System Reanalysis and the global ERA–Interim Reanalysis for the Arctic // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2016. Vol. 142. P. 644–658. doi:10.1002/qj.2527.
- Bracegirdle T.J., Gray S.L. An objective climatology of the dynamical forcing of polar lows in the Nordic seas // International Journal of Climatolog. 2008. Vol. 28. № 14. P. 1903–1919. doi:10.1002/joc.1686.
- Dee D.P. et al. The ERA–Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Vol. 137. № 656. P. 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Hines K.M., Bromwich D.H. Development and testing of Polar WRF. Part I. Greenland ice sheet meteorology // Monthly Weather Review. 2008. Vol. 136. P. 1971–1989. doi:10.1175/2007MWR2112.1.
- Laffineur T., Claud C., Chaboureaud J.-P., Noer G. Polar Lows over the Nordic Seas: Improved Representation in ERA-Interim Compared to ERA-40 and the Impact on Downscaled Simulations // Monthly Weather Review. 2014. Vol. 142. P. 2271–2289. doi:10.1175/MWR-D-13-00171.1.
- Moore G.W.K., Renfrew I.A., Harden B.E., Nernild S.H. The impact of resolution on the representation of southeast Greenland barrier winds and katabatic flows // Geophysical Research Letters. 2015. Vol. 42. doi:10.1002/2015GL063550.
- Noer G., Saetra Ø., Lien T., Gusdal Y. A climatological study of polar lows in the Nordic Seas // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2011. Vol. 137. № 660. P. 1762–1772. doi:10.1002/qj.846.
- Rasmussen E., Turner J. Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, 2003. 624 p.
- Sardeshmukh P.D., Hoskins B.I. Spatial smoothing on the sphere // Monthly Weather Review. 1984. Vol. 112. № 12. P. 2524–2529. doi:10.1175/1520-0493(1984)112<2524:SSOTS>2.0.CO;2

Smirnova J.E., Golubkin P.A., Bobylev L.P., Zabolotskikh E.V., Chapron B. Polar low climatology over the Nordic and Barents seas based on satellite passive microwave data // *Geophysical Research Letters*. 2015. Vol. 42. № 13. P. 5603–5609. doi:10.1002/2015GL063865

Terpstra A., Michel C., Spengler T. Forward and reverse shear environments during polar low genesis over the Northeast Atlantic // *Monthly Weather Review*. 2016. Vol. 144. № 4. P. 1341–1354. doi:10.1175/MWR-D-15-0314.1

Wilhelmsen K. Climatological study of gale-producing polar lows near Norway // *Tellus, Ser. A*. 1985. Vol. 37. P. 451–459. doi:10.1111/j.1600-0870.1985.tb00443.x.

Yanase W., Niino H., Watanabe S.I.I., Hodges K., Zahn M., Spengler T., Gurvich I.A. Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 reanalysis // *Journal of Climate*. 2016. Vol. 29. № 2. P. 419–437. doi:10.1175/JCLI-D-15-0291.1

Zahn M., Storch H. von. A long term climatology of North Atlantic polar lows // *Geophysical Research Letters*. 2008. Vol. 35. L22702. doi:10.1029/2008GL035769.

Zappa G., Shaffrey L., Hodges K. Can Polar Lows be Objectively Identified and Tracked in the ECMWF Operational Analysis and the ERA-Interim Reanalysis? // *Monthly Weather Review*. 2014. Vol. 142. P. 2596–2608. doi:10.1175/MWR-D-14-00064.1.

J.E. SMIRNOVA, P.A GOLUBKIN

ESTIMATING PROPORTION OF POLAR LOWS RESOLVED BY ATMOSPHERIC REANALYSES USING DIFFERENT DATA SETS

For the first time representation of polar lows in the Arctic System Reanalysis (ASR), which was created specifically for the Arctic region, is estimated and compared to that of ERA-Interim. As obtained, ERA-Interim and ASR, correspondingly, resolve 48 and 89 % of cases from a widely used polar low list. The fraction of polar lows resolved by ASR is therefore considerably higher than was reported for other reanalyses in previous studies. ASR sea surface wind speed data were shown to be in good agreement with satellite-derived estimates. This is in contrast to ERA-Interim which significantly underestimates wind speed in polar low situations. As found, usage of an alternative polar low list leads to notable changes in the resulting estimates. As estimated for a more complete polar low list, polar low representation in ERA-Interim and ASR decreased to 26 and 66 %, correspondingly. Atmospheric static stability criterion was found to influence resulting percentages as well.

Keywords: polar lows, atmospheric reanalyses, Arctic System Reanalysis, ERA-Interim, relative vorticity, wind speed

ПАМЯТИ В.С. ЛОЩИЛОВА (1925 – 2017)



18 февраля на 92-м году жизни скончался старейший сотрудник ААНИИ Виктор Сергеевич Лощилов, известный специалист в области изучения морского ледяного покрова с помощью дистанционных методов.

Трудовую деятельность Виктор Сергеевич начал в годы Великой Отечественной войны, когда он работал на оборонном заводе в Перми, участвуя в изготовлении авиационных моторов для фронта. Этот его труд был отмечен правительственной наградой — медалью «За доблестный труд в Великой Отечественной войне 1941–1945 гг.».

По окончании Ленинградского высшего мореходного училища в 1951 г. Виктор Сергеевич был направлен на работу в АНИИ в отдел аэрофотосъемки. С тех пор 65 лет жизни он трудился в ААНИИ. Как сотрудник группы аэрофотосъемки Лощилов выполнял работы по использованию аэрофотосъемки для проводки судов. С 1953 г., когда самолеты ледовой разведки стали оборудоваться панорамными радиолокационными станциями, В.С. Лощилов начал развивать новое направление в изучении морских льдов — радиолокационный мониторинг с помощью аппаратуры авиационного базирования.

В 1965 г. В.С. Лощилов участвовал в первых ледовых авиаразведках с использованием экспериментальной РЛС бокового обзора «Игла». В те же годы Лощилов участвовал в составлении ТЗ, испытаниях макета, лабораторных и опытных образцов, Государственных испытаниях РЛС БО «Торос» разработки НПО «Ленинец».

С появлением в 1960-х гг. спутниковых средств дистанционного зондирования Земли Виктор Сергеевич начал исследования по дешифрированию морских льдов по телевизионным снимкам. По результатам исследования был получен первый опыт подготовки ледовых карт по спутниковым данным.

В 1956 г. В.С. Лощилов принял участие в высокоширотной воздушной экспедиции «Север-8» и в работе на дрейфующей станции «Северный полюс-6». Во время этих экспедиций Виктор Сергеевич проводил комплексные дистанционные и контактные наблюдения морского льда в рамках полигонного метода. В 1961 г. Лощилов участвовал в экспедиции «Север-13», выполняя аэрофотосъемку полигона на самолете Ли-2.

В 1958 г. В.С. Лощиловым был разработан фототеодолит для подводной стереофотограмметрической съемки нижней поверхности ледяных полей и торосов. С по-

мощью этого фототеодолита впервые были получены данные о строении, формах, размерах подводной части торосов. На основании этих результатов Виктор Сергеевич защитил кандидатскую диссертацию на тему «Метод подводной стереофото съемки в исследованиях ледяного покрова».

В 1968 г. В.С. Лощилов на самолете Ан-24 участвовал в экспериментальных полетах с РЛС БО «Торос» с целью выявления дешифровочных признаков морских льдов на РЛ-снимках. В 1978 г. с самолета Ан-24 с РЛС БО «Торос-М» он выполнял научно-оперативное обеспечение сверххранного экспериментального рейса д/э «Капитан Мышевский» под проводкой а/л «Сибирь». Впоследствии В.С. Лощилов выполнял авиационные ледовые разведки с РЛС БО «Нить».

В 1973 г. В.С. Лощилов принимал участие в первом советско-американском эксперименте в области космической метеорологии и океанографии «Беринг».

В.С. Лощилов участвовал в разработке предложений СССР по ледовой номенклатуре, ставших основой принятой в 1968 г. «Номенклатуры ВМО по морскому льду».

Виктор Сергеевич активно работал в международных организациях по линии ВМО. В 1977–1988 гг. он состоял членом международной рабочей группы по морским льдам Комиссии по морской метеорологии Всемирной метеорологической организации (КММ ВМО). В 1977–1987 гг. был членом постоянной международной рабочей группы по морским льдам Балтийского моря. При его участии был разработан, согласован, опубликован и внедрен Новый балтийский ледовый код.

Виктор Сергеевич многие годы дешифрировал спутниковую информацию о морском ледяном покрове, получаемую с отечественных и зарубежных космических аппаратов. Он разрабатывал методики обработки данных ИСЗ «Океан», позволявшего получать изображение морской поверхности одновременно с трех приборов: сканера видимого диапазона, радара бокового обзора и СВЧ-радиометра. По данным спутникового зондирования в инфракрасном диапазоне спектра В.С. Лощилов с коллегами разработал технологию автоматизированного определения толщины морского льда.

Многолетняя плодотворная деятельность В.С. Лощилова в ААНИИ отмечена наградами. Он удостоен ведомственных знаков: «Почетный полярник» и «Отличник гидрометслужбы», награжден Почетной грамотой от Федерального агентства по науке и инновациям «За большой личный вклад в развитие полярных исследований, многолетний плодотворный труд».

Память о Викторе Сергеевиче Лощилове будет жить в наших сердцах.

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 1 (111)

Подписано в печать 10.03.2017
Формат 70×100 1/16
Тираж 200

Печать цифровая
Печ. л. 7,5
Заказ № 0471458

Типография ООО «Супервэйв Групп»
188681, Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15

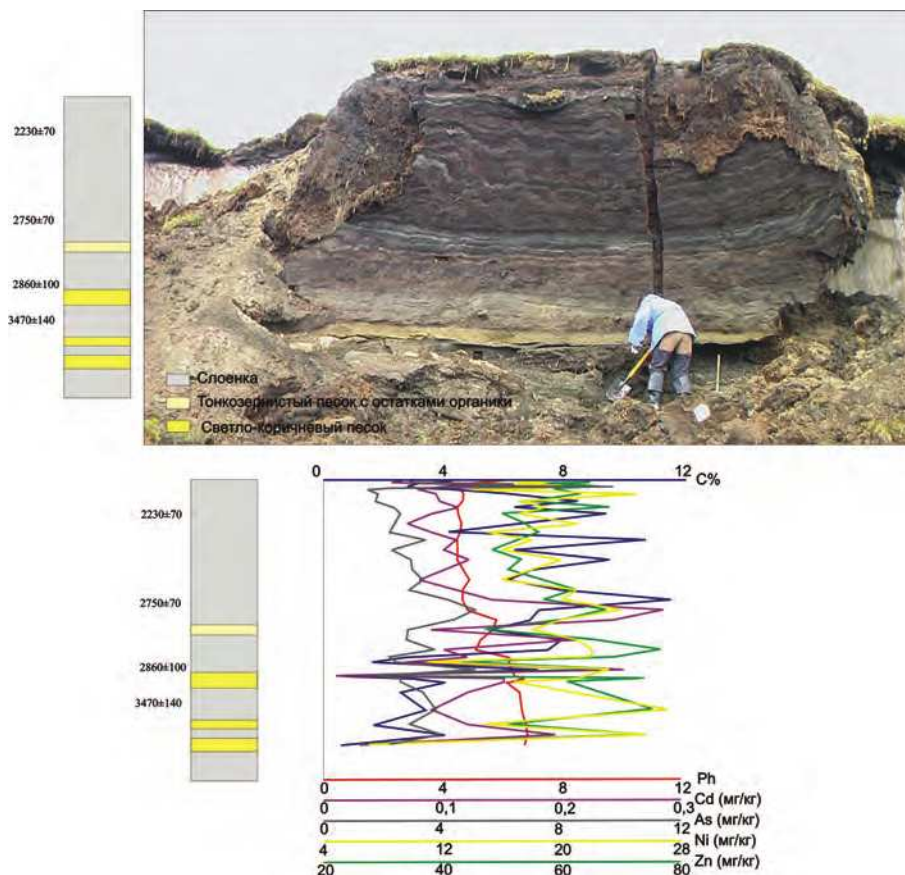


Рис. 3. Отложения слоёнки в дельте р. Лены — «облачные массы» по Миддендорфу.

К статье А.Ф. Зенькова и др.

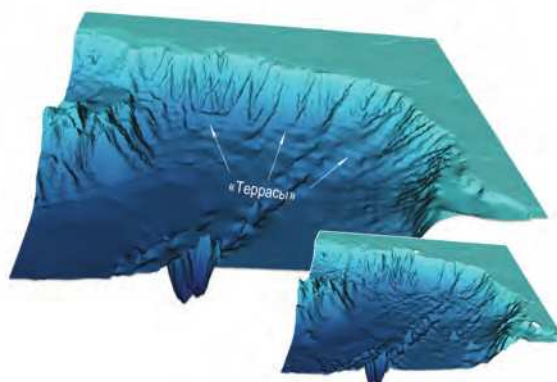


Рис. 1. Сравнение ЦМРД ИВСаО и модели на основе БРБД.

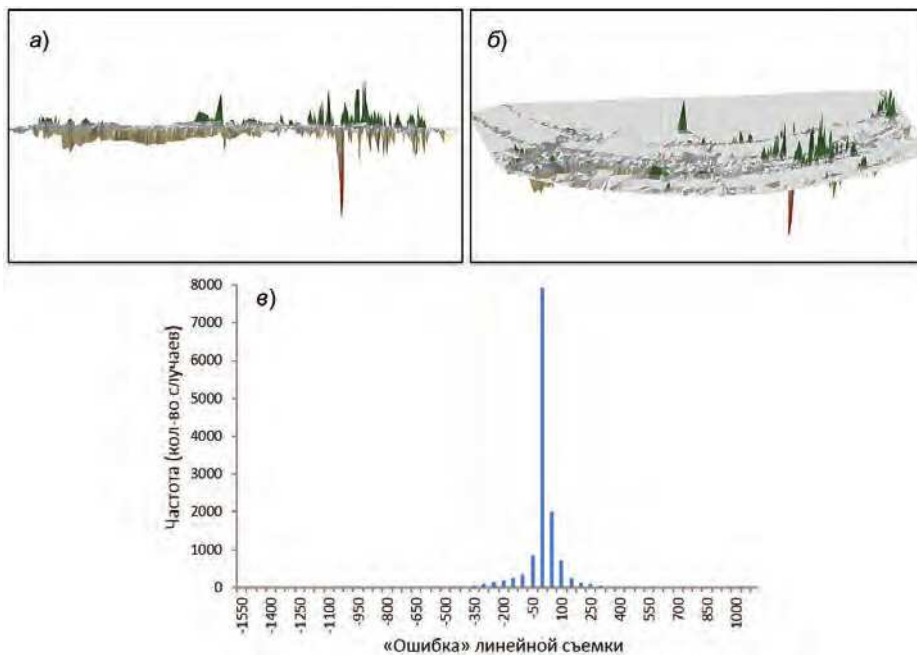


Рис. 2. Вид поверхности невязок (*а* — вид сбоку, *б* — вид сверху) и гистограмма их распределения (*в*).

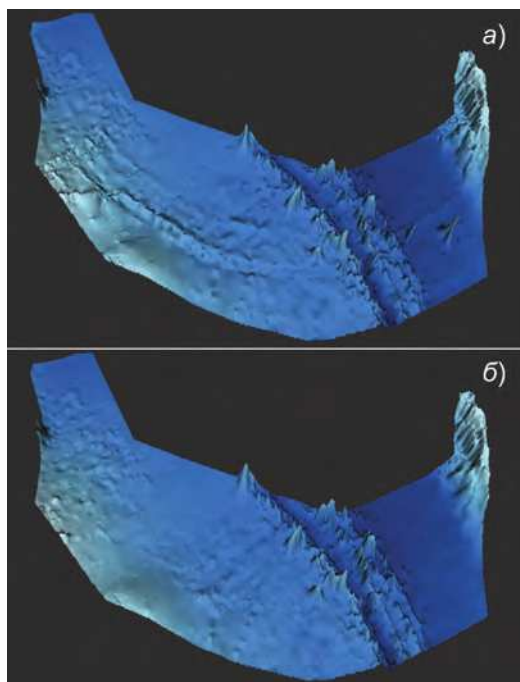


Рис. 3. Поверхности рельефа дна до (*а*) и после (*б*) полного цикла обработки.

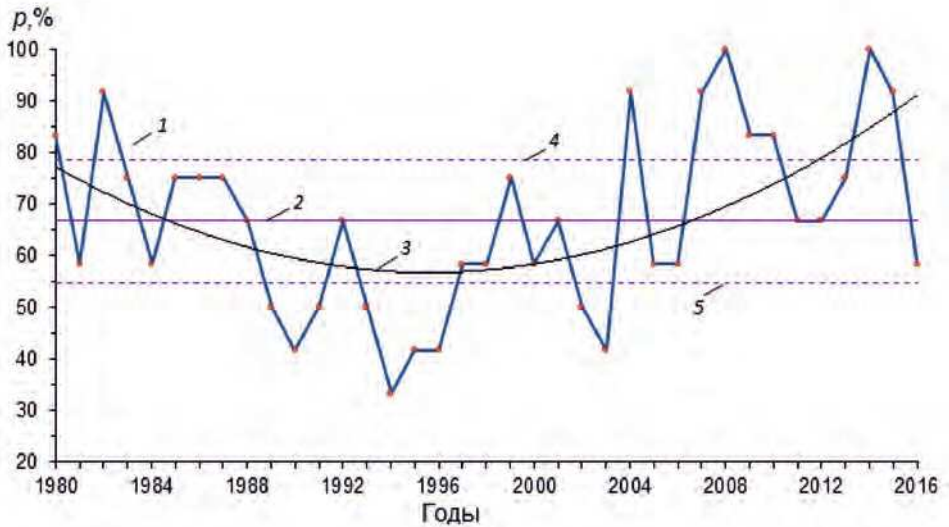


Рис. 1. Многолетнее изменение рассчитанной за годовые ледовые циклы повторяемости месячных полей скорости дрейфа льда с наличием в них антициклонических круговоротов.

1 — ход изменения значений p ; 2 — средняя многолетняя повторяемость; 3 — тренд; 4 — граница между группами повышенных значений p и значений p около средней величины; 5 — граница между группами пониженных значений p и значений p около средней величины.

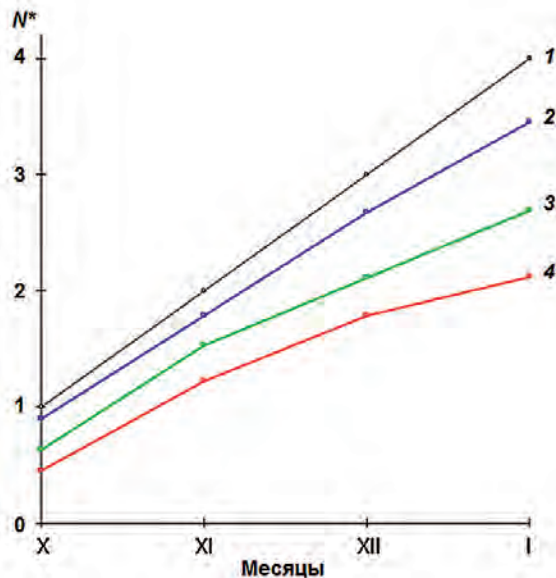


Рис. 2. Изменение накопленного числа месячных полей скорости дрейфа льда с антициклоническими круговоротами в предпрогностический период с октября по январь.

1 — текущий годовой ледовый цикл, 2015 г.; 2, 3, 4 — годы выделенных групп лет соответственно с повышенными, около средней и пониженными значениями повторяемости этих полей.

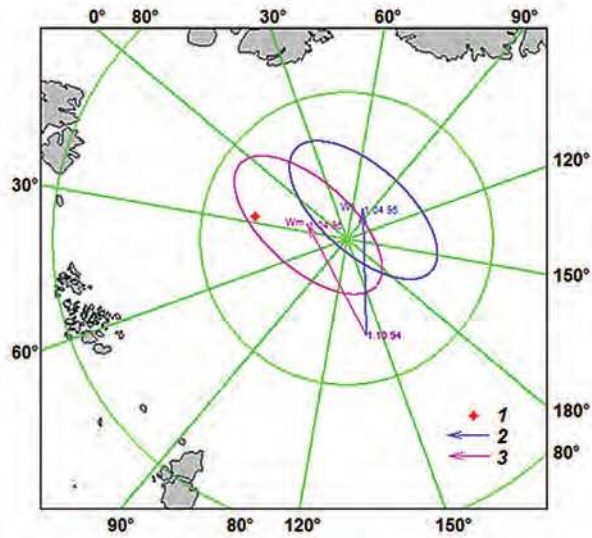


Рис. 4. Результаты оценки расчета результирующего перемещения льда в период с 1 октября 1994 г. по 1 апреля 1995 г. (буй № 63661).

1 — фактическое положение буй в конце расчетного периода; 2 — вектор результирующего перемещения льда, рассчитанный по климатическим данным; 3 — вектор результирующего перемещения льда, рассчитанный по изложенному методу.



Рис. 1. Спутниковый снимок о. Самойловский, оранжевыми линиями обозначены места расположения буровых профилей.

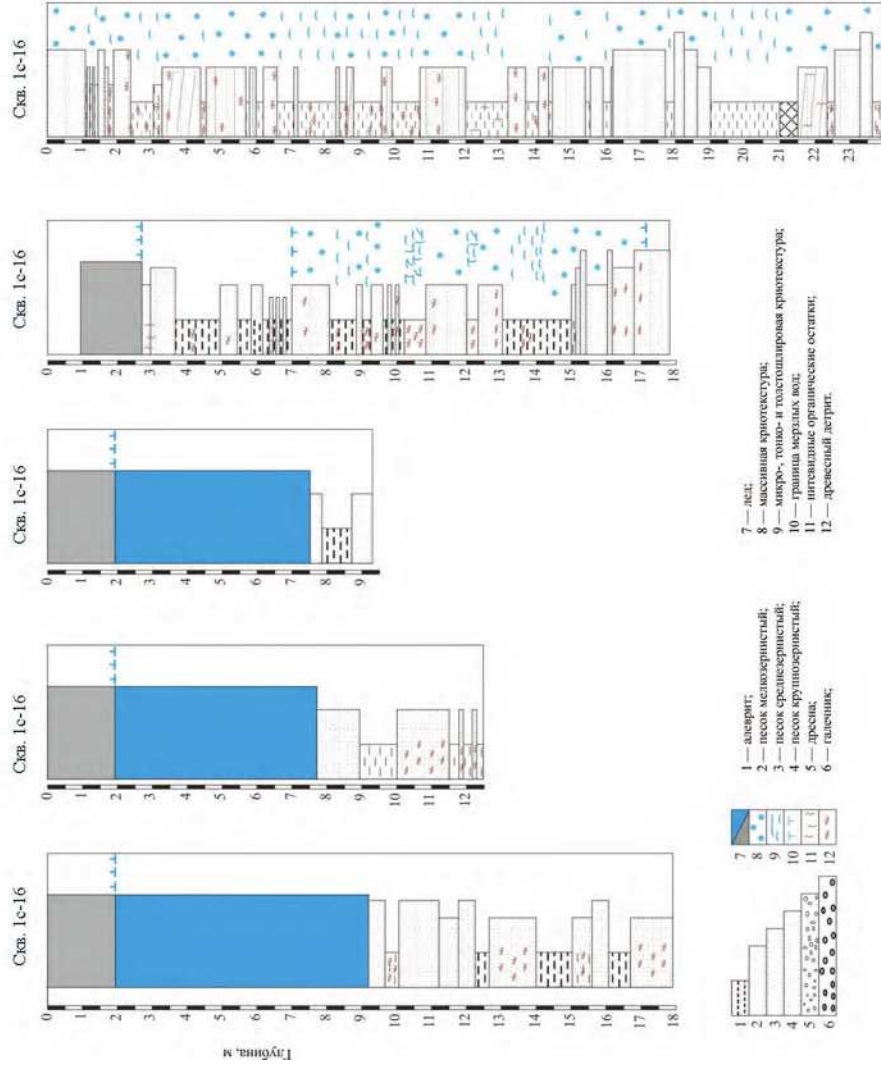


Рис. 2. Разрезы скважин бурового профиля 2, апрель 2016 г.



Рис. 3. Длительный выброс метана из скважины 1с-16, поднимающегося из пробуренных талых подрусловых грунтов через толщу речной воды (4,5 м) и речной лед (2 м), апрель 2016 г.



Рис. 4. Керн подрусловых песчаных аллювиально-дельтовых толщ обычно насыщен частыми слоями органического материала. Сква. 3с-16.

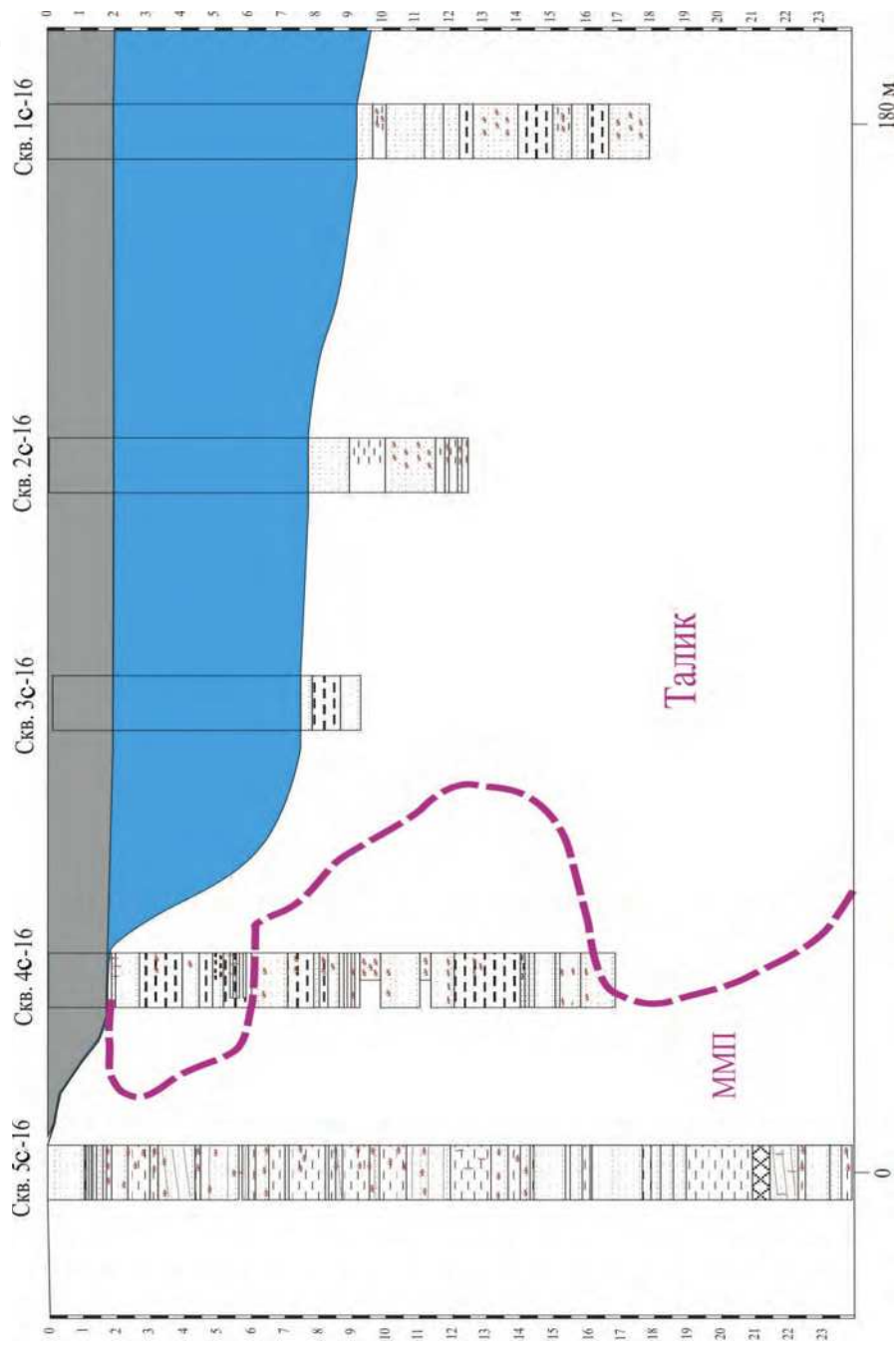


Рис. 5. Буровой профиль через Большую Туматскую протоку: красная прерывистая линия — граница талых и мерзлых пород, апрель 2016 г.



Рис. 6. Профиль через протоку Ысы-Хая-Тебюлеге для исследования кровли подводной мерзлоты, сентябрь 2016 г.



Рис. 7. Профиль дна и кровли ММП в протоке Ысы-Хая-Тебюлеге, сентябрь 2016 г.

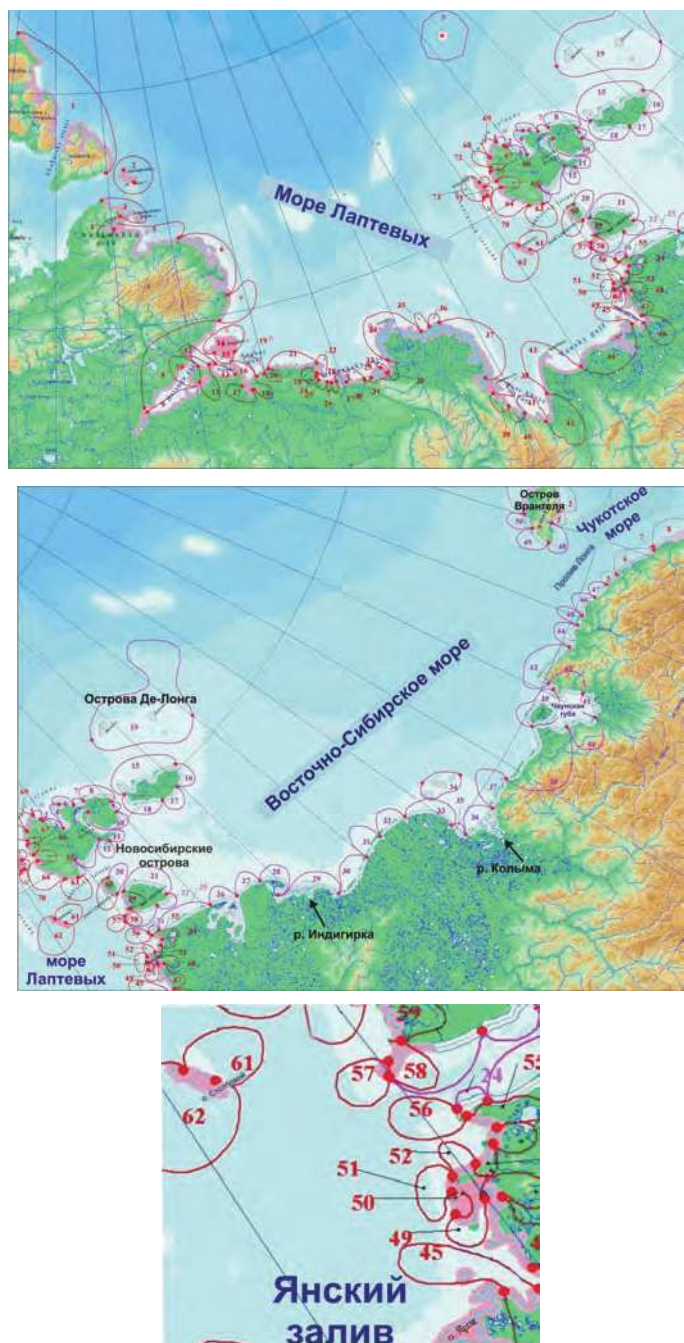


Рис. 8. Основные береговые сегменты, выделенные на побережье морей Лаптевых и Восточно-Сибирского для формирования береговой базы данных. Внизу — увеличенный фрагмент схемы сегментации берегов на границе морей Лаптевых и Восточно-Сибирского.

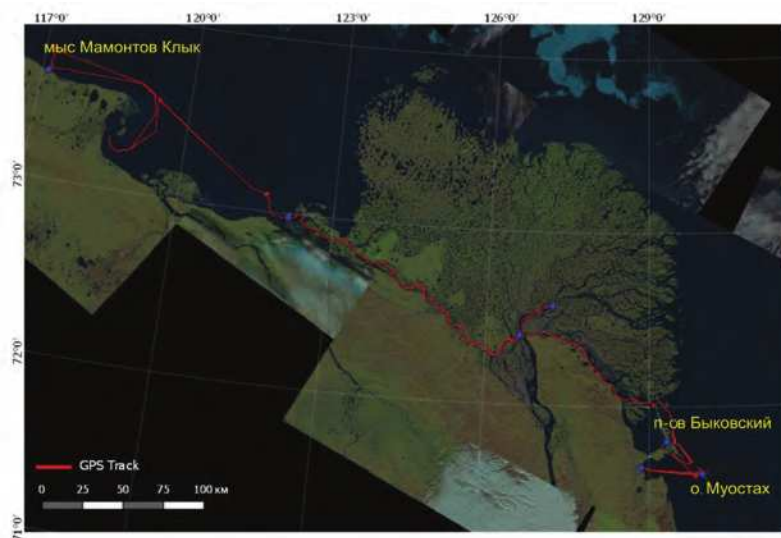


Рис. 9. Маршрут экспедиции и ключевые точки исследований, август–сентябрь 2016 г.

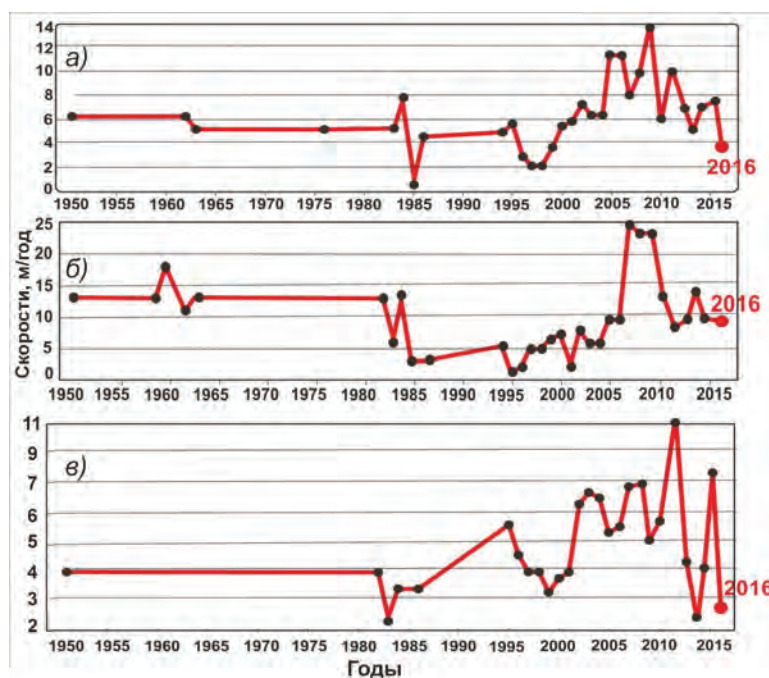


Рис. 10. Многолетние скорости отступления льдистых берегов на мониторинговых площадках в центральной части побережья моря Лаптевых: а) — о. Муостах (северо-восточное побережье); б) — о. Муостах (северный мыс), в) — Быковский п-ов (урочище Мамонтовый-Хаята).