

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

№ 2 (79)

**ДОКЛАДЫ ИТОГОВОЙ СЕССИИ УЧЕНОГО СОВЕТА ААНИИ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАБОТ 2007 г.**
*(14–16 января 2008 г., Санкт-Петербург,
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт)*

Санкт-Петербург
ААНИИ
2008

Главный редактор
Фролов И.Е. (ААНИИ)

Редакционная коллегия

Данилов А.И.
(зам. главного редактора)

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

Алексеев Г.В. (ААНИИ)

Грикуров Г.Э. (ВНИИОкеангеология)

Гудкович З.М. (ААНИИ)

Доронин Ю.П. (РГГМУ)

Зубакин Г.К. (ААНИИ)

Иванов В.Л. (ВНИИОкеангеология)

Катцов В.М. (ГГО)

Липенков В.Я. (ААНИИ)

Лихоманов В.А. (ААНИИ)

Макишас А.П. (ААНИИ)

Никифоров Е.Г. (ААНИИ)

Радионов В.Ф. (ААНИИ)

Рожков В.А. (СПбГУ)

Саватюгин Л.М. (ААНИИ)

Тимохов Л.А. (ААНИИ)

Шикломанов И.А. (ГГИ)

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 2 (79)

ДОКЛАДЫ ИТОГОВОЙ СЕССИИ УЧЕНОГО СОВЕТА ААНИИ
ПО РЕЗУЛЬТАТАМ РАБОТ 2007 г.

(14–16 января 2008 г., Санкт-Петербург,
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт)

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

Подписка на первое полугодие 2009 г. на журнал «Проблемы Арктики и Антарктики» принимается на всей территории Российской Федерации.

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

ISSN 0555-2648

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

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	5
<i>Н.А.Крупина, Б.В.Иванов, Н.В.Кубышкин, В.А.Лихоманов, П.М.Николаев, А.В.Чернов, Е.Г.Шахов.</i> Комплексные исследования процессов нарастания и механики разрушения льда естественного намерзания в большом ледовом бассейне ААНИИ	7
<i>В.Г.Коростелев, С.М.Ковалев.</i> Некоторые результаты исследований низкочастотных колебаний ледяного покрова в период движения циклона над поверхностью Северного Ледовитого океана	21
<i>И.Б.Шейкин, В.Н.Смирнов, С.М.Ковалев.</i> Оценка возможностей спутниковых навигационных измерений для изучения кинематики и динамики морского льда (по данным российских дрейфующих станций СП-33 и СП-35)	31
<i>Г.А.Лебедев, В.П.Трипольников.</i> Модели разрушения айсбергов и стамух взрывами и оценки рисков исходов взрывания	44
<i>Е.В.Шевнина, З.С.Соловьева.</i> Многолетняя изменчивость и прогнозы сроков весенних ледовых фаз в устьевой области реки Енисей	49
<i>Е.В.Шевнина.</i> Многолетняя изменчивость и методы прогноза сроков начала и достижения максимума половодья на устьевом участке реки Енисей	57
<i>М.В.Третьяков.</i> К моделированию гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом	67
<i>В.П.Зимичев.</i> Краткосрочный прогноз максимальных уровней половодья на замыкающем гидрометрическом створе, к краевым условиям в реальном масштабе времени с учетом добегания (для устьевового участка реки Енисей)	75
<i>А.А.Пискун.</i> Методика расчета водного и руслового режима сложноразветвленных речных дельт на основе методов гидравлики и уравнения баланса наносов	84
<i>С.В.Шутилин, А.П.Макишас, Г.В.Алексеев.</i> Модельные оценки ожидаемых изменений ледяного покрова СЛО при антропогенном потеплении в XXI веке	101
<i>Ю.А.Горбунов, С.М.Лосев, Л.Н.Дымент.</i> Стамухи моря Лаптевых	111
<i>В.Е.Лагун, Н.Н.Парамонова, И.А.Репина.</i> Измерения приземной концентрации метана на станции Беллинсгаузен	117
<i>В.Е.Бородачев, З.М.Гудкович, С.В.Клячкин, В.М.Смоляницкий.</i> Особенности припайных льдов Карского моря и возможные причины межгодовой изменчивости их площади	120
<i>В.М.Воробейчиков, О.А.Трошичев, Э.С.Горишков, В.В.Степанов.</i> Влияние гравитационных возмущений на поведение человека и высших животных	125
<i>В.В.Денисов, Г.В.Ильин.</i> Районирование акваторий как инструмент оптимизации природопользования на арктическом шельфе	134
<i>С.М.Лосев, Ю.А.Горбунов, Л.Н.Дымент.</i> Характеристики гряд торосов на дрейфующих полях однолетнего льда в северной части Баренцева моря по данным аэрофотосъемки ...	145

CONTENTS

Preface	5
<i>N.A.Krupina, B.V.Ivanov, N.V.Kubyshev, V.A.Likhomanov, P.M.Nikolaev, A.V.Chernov, E.G.Shakhov.</i> Combined experimental studies of growing up processes and failure mechanics of ice of natural freezing ice in aari's large ice tank	7
<i>V.G.Korostelev, S.M.Kovalev.</i> Some results of the investigations of the ice cover low-frequency oscillations during the period of the cyclone motion above the surface of the Arctic Ocean	21
<i>I.B.Sheykin, V.N.Smironov, S.M.Kovalev.</i> Accuracy estimation of GPS-measurements on the russian drifting stations «North Pole-33» and «North Pole-35»	31
<i>G.A.Lebedev, V.P.Tripolnikov.</i> Models of destruction of icebergs and grounded hummocks by explosion and assessment of blasting results risks	44
<i>E.V.Shevnina, Z.S.Solov'eva.</i> Long term variation and forecasting of ice break up phases for the Yenisei river mouth	49
<i>E.V.Shevnina.</i> The dates of flood begin and maximum level for the Yenisei river mouth: long term variation and forecast	57
<i>M.V.Tretyakov.</i> About modelling hydrological processes in estuaries with an ice cover	67
<i>V.P.Zimichev.</i> The short-term forecast of maximum levels of a high water on closing hydrometric gauge line, to regional conditions in real time in view of lag of time (for mouth's station Yenisei river)	75
<i>A.A.Piskun.</i> Method of calculation of water and channel net regime of complicated bifurcated river deltas based on the methods of hydraulics and equation of sediment transport budget	84
<i>S.V.Shutilin, A.P.Makshtas, G.V.Alexeev.</i> Modeling estimations of expected changes of ice cover in the Arctic under anthropogenous warming in XXI century	101
<i>Yu.A.Gorbunov, S.M.Losev, L.N.Dyment.</i> Stamukhas of the Laptev Sea	111
<i>V.E.Lagun, N.N.Paramonova, I.F.Repina.</i> Surface methane concentration measurements at Bellingshausen station	117
<i>V.Ye.Borodachev, Z.M.Gudkovich, S.V.Klyachkin, V.M.Smolyanitsky.</i> The peculiarities of the Kara Sea landfast ice and probable reasons of the inter-annual variability of its area	120
<i>V.M.Vorobeitchikov, O.A.Troshichev, E.S.Gorshkov, V.V.Stepanov.</i> Influence of gravitational indignations on behavior of the person and the higher animals	125
<i>V.V.Denisov, G.V.Ilyin.</i> Water areas zoning as implement of nature management optimization in connection with oil and gas resources development on the Arctic shelf	134
<i>S.M.Losev, Yu.A.Gorbunov, L.N.Dyment.</i> Characteristics of ice ridges on drifting first-year ice floes in the northern area of the Barents Sea from aerial photography data	145

ПРЕДИСЛОВИЕ

14–16 января 2008 г. в Санкт-Петербурге в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте состоялась итоговая сессия Ученого совета ААНИИ, на которой обсуждались результаты работ 2007 г. В 2007 г. проекты ААНИИ выполнялись в рамках федеральных и региональных целевых программ, международного научно-технического сотрудничества, грантов РФФИ, внебюджетной деятельности.

На итоговой сессии было сделано 72 доклада, и в результате обсуждения были даны рекомендации опубликовать наиболее интересные и значимые материалы, которые и включены в настоящий сборник.

В докладах, представленных на секциях Ученого совета, изложены основные результаты работ по различным научным направлениям.

На основании проведенных комплексных исследований процессов нарастания и механики разрушения льда естественного намерзания в большом ледовом бассейне ААНИИ предполагается построение математической модели льда как материала, пригодной для использования в численных методах расчета ледовых нагрузок и включающей критерии разрушения льда в зависимости от его температуры и скорости нагружения.

Исследования низкочастотных колебаний ледяного покрова в период движения циклона над поверхностью Северного Ледовитого океана показали, что изучение взаимосвязи между характером динамики и деформаций льда различного масштаба являются основой для совершенствования моделей динамического поведения морского льда, используемых в прикладных задачах ледовых прогнозов, а также при изучении природы катастрофических явлений локального и геофизического масштабов.

При оценке возможностей использования спутниковых навигационных систем для изучения кинематики и динамики морского льда выполнено статистическое моделирование измерений скорости дрейфа и ускорений и определены границы применимости нормального распределения и Гамма-распределения при интерпретации данных. Обсуждаются перспективы развития GPS-измерений применительно к геофизике морского льда.

При рассмотрении теоретических моделей разрушения взрывами ледовых образований (ЛО) типа айсбергов и стамух для обеспечения безопасной эксплуатации подводных сооружений в замерзающих морях даются оценка рисков исходов взрывания ЛО и рекомендации по учету эффектов канализации энергии взрывов для обеспечения благоприятного исхода взрывания.

На основании анализа многолетних характеристик сроков весенних ледовых фаз в устьевой области реки Енисей разработаны методики их прогноза. Многолетние характеристики сроков начала и наступления максимума половодья в устьевой области реки Енисей позволили разработать методику долгосрочного прогноза даты начала и достижения максимума половодья.

Представленная трехмерная математическая модель гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом, учитывающая влияние льда на размеры водного потока, позволяет воспроизводить более адекватную реальным физическим процессам картину циркуляции вод в устьевых областях.

Разработанная технология пересчета характеристик максимальных уровней половодья, поступающих с ГМС, в характеристики краткосрочного прогноза этих уровней на замыкающем гидрометрическом створе дает возможность в доступной

для любого потребителя форме предложить автоматизированный алгоритм расчета прогнозных характеристик.

Изложенный подход к расчету сложноразветвленных дельт в условиях деформируемого русла методами одномерной гидравлики позволил предложить способы расчета гидравлических сопротивлений в условиях деформируемого русла при неизвестном его наполнении. Методика апробирована на примерах дельт рек Оби и Колымы.

При оценке возможных изменений ледовых условий в северной полярной области на период до 2100 г. использована разработанная в ААНИИ динамико-термодинамическая модель морского льда и среднемесячных полей температуры приповерхностного слоя воздуха и приземного атмосферного давления. Существенное отличие прогнозируемого состояния ледяного покрова от современного наблюдается в летний период. Тем не менее, как следует из выполненных прогностических расчетов, даже к концу текущего столетия не следует ожидать возможности безледного плавания, особенно в Канадском секторе Арктики.

При анализе многолетних материалов ледовой авиационной разведки и спутниковой ледовой информации, отражающих особенности распространения стаблук в море Лаптевых выявлены пространственные и временные изменения их количества. Приведены данные о размерах и продолжительности существования этих ледовых образований.

При измерениях приземной концентрации метана на острове Кинг Джордж вблизи российской антарктической станции Беллинсгаузен над различными типами подстилающей поверхности и сопоставлении полученных результатов измерений со срочными данными зарубежных антарктических станций показано, что данные станции Беллинсгаузен надежно характеризуют фоновое состояние газового состава атмосферы южной полярной области. Предложена организация регулярного мониторинга парниковых газов на станции Беллинсгаузен.

При рассмотрении основных особенностей припая Карского моря выявлена зависимость площади припая северо-восточной части моря в конце зимы от направления зональных воздушных переносов в течение предшествующих 10 месяцев. Причина обнаруженной закономерности объясняется влиянием нормальных и касательных напряжений в ледяном покрове, создаваемых градиентными течениями и наклонами уровня моря вблизи границы припая.

При исследовании влияния гравитационных возмущений на поведение человека и высших животных экспериментально установлено явление аномального поведения, вызванное активным поступлением в кровь метаболитов кишечной палочки, обусловленное ее ускоренным размножением под влиянием излучения неэлектромагнитной природы, связанного с взаимным положением Солнца, Земли и Луны и привязанного к моментам наступления определенных фаз Луны.

На основе комплексного анализа структуры морского природопользования и природных ресурсов в Баренцево-Карском бассейне проведено эколого-экономическое зонирование региона. Основная задача выполненной работы – поддержка развития технологии пространственного планирования хозяйственной деятельности, создание системы управления и создание ценностной, интегральной основы принятия стратегических и оперативных управленческих решений. Предложенный подход может быть применен для планирования хозяйственной деятельности в локальном и региональном масштабах.

Изложенная технология получения характеристик гряд торосов на дрейфующих полях однолетнего льда в северной части Баренцева моря по данным аэрофотосъемки позволила установить, что распределения направления гряд характеризуются четко выраженной асимметрией, в полях плотности и длины гряд отмечено наличие мезомасштабных структурных образований.

Редколлегия

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОЦЕССОВ НАРАСТАНИЯ И МЕХАНИКИ РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА ЕСТЕСТВЕННОГО НАМЕРЗАНИЯ В БОЛЬШОМ ЛЕДОВОМ БАССЕЙНЕ ААНИИ

Н.А.КРУПИНА, Б.В.ИВАНОВ, Н.В.КУБЫШКИН, В.А.ЛИХОМАНОВ,
П.М.НИКОЛАЕВ, А.В.ЧЕРНОВ, Е.Г.ШАХОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В 2007 г., в рамках проекта 1.7.5 ЦНТП, при поддержке гранта РФФИ, сотрудниками отдела ледовых качеств судов при участии сотрудников отдела взаимодействия океана и атмосферы и лаборатории «Арктик-шельф» был выполнен комплекс экспериментальных работ в большом ледовом бассейне ААНИИ. Эксперименты проводились на лабораторном льду естественного намерзания, аналогичном натурному, толщиной около 45 см. Исследования включали:

— испытания образцов льда при сжатии параллельно и перпендикулярно поверхности ледяного покрова;

— испытания прочности льда при крупномасштабном сжатии;

— испытания прочности льда при внедрении цилиндрического индентора;

— исследование характеристик трещиностойкости;

— исследование эволюции вертикальных профилей температуры, солёности и плотности нарастающего лабораторного льда естественного намерзания;

— моделирование искусственной снежицы.

Настоящая статья посвящена результатам исследований прочности образцов льда при сжатии и термодинамики искусственной снежицы

1. ОБЩЕЕ ОПИСАНИЕ РАБОТ

В феврале 2007 г. в рамках проекта 1.7.5 ЦНТП «Обеспечить проведение экспериментальных исследований прочностных характеристик морского льда на базе комплекса ледовых бассейнов ААНИИ» и гранта РФФИ № 06-08-01288 «Исследование характеристик разрушения и трещиностойкости льда при сложном нагружении в лабораторных условиях» сотрудниками ААНИИ был выполнен комплекс экспериментальных работ в большом ледовом бассейне института. Исследования включали:

— испытания образцов льда при сжатии силой, прикладываемой параллельно и перпендикулярно поверхности ледяного покрова (в дальнейшем — параллельное и перпендикулярное сжатие);

— испытания прочности льда при крупномасштабном сжатии;

— испытания прочности льда при внедрении цилиндрического индентора;

— исследование характеристик трещиностойкости;

— исследование эволюции вертикальных профилей температуры, солёности и плотности нарастающего лабораторного льда естественного намерзания;

— моделирование искусственной снежицы.

Оборудование большого ледового бассейна ААНИИ позволяет получить лабораторный лед естественного намерзания. Солёность воды в бассейне составляла около 15‰. Температура воздуха в помещении бассейна в период подготовки льда поддерживалась в диапазоне $-14...-17^{\circ}\text{C}$ (см. рис. 1). Поскольку температур-

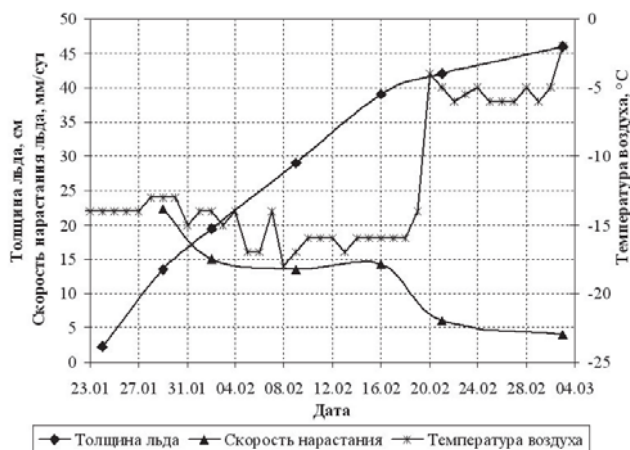


Рис. 1. Температурный режим в большом ледовом бассейне и скорость нарастания льда в ходе проведения экспериментов

ный режим в бассейне поддерживался в достаточно узких пределах, воздействия солнечной радиации и других внешних факторов (ветер, осадки и др.) отсутствовали, можно полагать, что создавались идеальные (эталонные) условия для намораживания льда и решения основных задач планируемого эксперимента. Можно утверждать также, что лед, приготовленный в бассейне, по структуре и механическим свойствам был более однородным, чем природный морской лед. В результате был получен лабораторный лед естественного намерзания, аналогичный натурному, толщиной около 45 см.

Еще до начала ледообразования была установлена термокоса, термисторы которой были расположены так, чтобы в каждую серию измерений входили: температура воздуха над ледяной поверхностью, температура поверхности льда, температура в толще льда, температура в подледном слое воды (для оценки потока тепла от воды). Показания термокосы снимались каждые 3 дня. В дополнение к измерениям температуры, определялись вертикальные профили солёности и плотности льда, что позволило зафиксировать изменения свойств нарастающего льда.

После достижения ледяным покровом толщины 40 см на поверхности льда была сделана снежица с целью исследования поведения жидкой линзы на поверхности льда. Скорость нарастания льда заметно снизилась, и температура воздуха в бассейне была повышена до -5°C .

Данная статья содержит описание и результаты экспериментов по исследованию характеристик разрушения льда при сложном нагружении малых образцов и моделированию искусственной снежицы.

2. ИССЛЕДОВАНИЕ ХАРАКТЕРИСТИК РАЗРУШЕНИЯ ЛЬДА ПРИ СЛОЖНОМ НАГРУЖЕНИИ В ЛАБОРАТОРНЫХ УСЛОВИЯХ

Изучение поведения льда при разрушении является очень сложной задачей. Известно, что лед является анизотропным материалом, который в естественных условиях находится при температурах, близких к температуре плавления. На характер его разрушения оказывает существенное влияние множество факторов, такие как температура, солёность, кристаллическое строение, направление приложения нагрузки и т.д. Основной целью данной работы было выявить зависимость параметров разрушения от скорости нагружения, при относительной стабильности значений остальных внешних факторов.

Испытания цилиндрических или призматических образцов являются одним из самых распространенных способов определения прочности льда при сжатии. Множество таких экспериментов проведено отечественными и зарубежными исследователями. Они, как правило, были направлены на определение прочности льда в конкретном географическом районе и при определенных условиях. Их общим недостатком было то, что в натуральных условиях удавалось подготовить и испытать ограниченное количество образцов. Эксперименты, условия и методика которых позволяла бы исследовать десятки или сотни образцов, однородных по структуре и в одинаковых условиях, ранее не проводились.

В рамках представляемой работы испытывались цилиндрические образцы высотой 250 мм и диаметром 100 мм или 142 мм. Поперечные размеры образцов, по крайней мере, на порядок превышали размеры кристаллов льда. С целью выявления анизотропии свойств льда при сжатии, ось образцов была ориентирована как перпендикулярно, так и параллельно плоскости ледяного покрова. Нагрузка прикладывалась к образцам в направлении их оси. При этом образцы, перпендикулярные направлению роста ледяного покрова (т.е. параллельно поверхности льда), отбирались с нескольких фиксированных горизонтов — 10, 22 и 35 см от верхней поверхности льда.

Поскольку результаты испытания существенно зависят от точности изготовления образца в части его геометрических параметров (длина и диаметр образца, параллельность торцов образца, перпендикулярность торцов оси образца), был изготовлен специальный стенд, позволяющий изготавливать образцы строго заданной длины, а также обеспечивающий перпендикулярность торцов образца его оси. Стенд оборудован фиксатором керна и электрической цепной пилой, закрепленной на качающемся держателе. Изготовленные образцы подвергались взвешиванию и обмеру для определения плотности льда.

Температура в образцах льда измерялась прецизионными электронными термометрами GTH175/MO фирмы GREISINGER ELECTRONIC (Германия) (диапазон измеряемых температур — от $-199,9\text{ }^{\circ}\text{C}$ до $+199,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, погрешность измерений — не более $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$). Для определения температуры в керне непосредственно после его извлечения из ледяного покрова просверливались отверстия до оси керна, в которые помещался шуп термометра. Соленость определялась по электропроводности растаявшего льда с помощью лабораторного кондуктометра InoLab Cond 720 с погрешностью измерений не более $0,1\text{ }‰$. Плотность льда находилась по результатам определения геометрических размеров образца льда и взвешивания его на электронных весах ТВН-4К производства ООО «ПетВес» (Россия). Наименьший предел взвешивания для весов ТВН-4К составляет 40 г, наибольший предел взвешивания — 4 кг. Погрешность измерений — не более 2 г.

Для испытаний при сжатии использовался модернизированный гидравлический пресс ГП-10 производства Экспериментальных производственных мастерских ААНИИ, развивавший усилие до 98 кН (10т). Пресс был снабжен измерителем давления *WIKA ECO-TRONIC* производства фирмы *WIKA* (диапазон измеряемых давлений — от 0 до 400 бар, сила выходного тока — от 4 до 20 μA , напряжение питания — от 10 до 30 В постоянного тока). Для измерения абсолютных деформаций образца и, таким образом, определения скорости деформации льда при испытаниях на прессе монтировался датчик линейных перемещений ДЛП-2 производства ООО «Микросенсорные технологии» (Россия), с помощью которого фиксировалось перемещение штока гидроцилиндра. Сигналы с обоих датчиков поступали на вход многофункциональной платы *DAQCard-6062E* производства *National Instruments Corporation* (США), установленной в переносном компьютере. Плата обеспечивала аналогово-цифровое преобразование сигнала и имела следующие технические характеристики: количество входных каналов — до 16, частота опроса каналов — до 500 тыс. считываний в секунду, разрешение — 12 бит. Программное

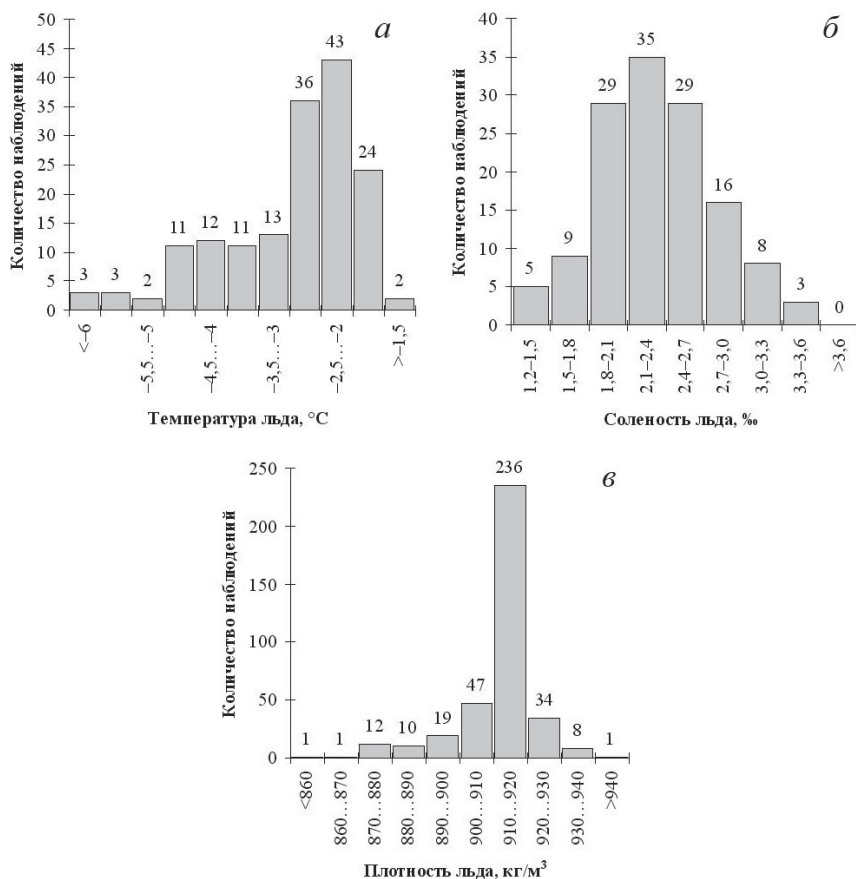


Рис. 2. Гистограммы распределения температуры (а), солености (б) и плотности (в) льда, измеренных в ходе выполнения прочностных испытаний

обеспечение измерительной системы, обеспечивающее сбор и запись данных, а также их отображение в ходе испытания, состояло из программы *VI Logger* версии 1.0.1, выполнявшейся в среде *Measurement & Automation Explorer* версии 2.2.0.3010 (поставщик – *National Instruments Corporation*, США). Тарировка пресса выполнялась по поверенному образцовому динамометру ДОСМ-3-10.

Температура, соленость и плотность льда являются важными факторами, влияющими на его прочность и деформационные характеристики. Эти параметры были получены для большинства испытанных образцов. Обобщенные результаты измерений приведены в виде гистограмм на рис. 2. Несмотря на идеальные условия образования льда (постоянная температура воздуха, постоянная соленость воды, отсутствие перемешивания, отсутствие осадков и др.), наблюдается значительный разброс как значений солености, так и значений плотности льда. Однако в большей степени это связано с изменчивостью параметров по толщине льда. Для иллюстрации этого факта на рис. 3 показаны вертикальные профили солености и плотности льда.

Как уже говорилось, основной целью эксперимента было исследование характеристик разрушения льда при различных условиях нагружения. Для этого были проведены серии испытаний малых образцов льда при сжатии параллельно и пер-

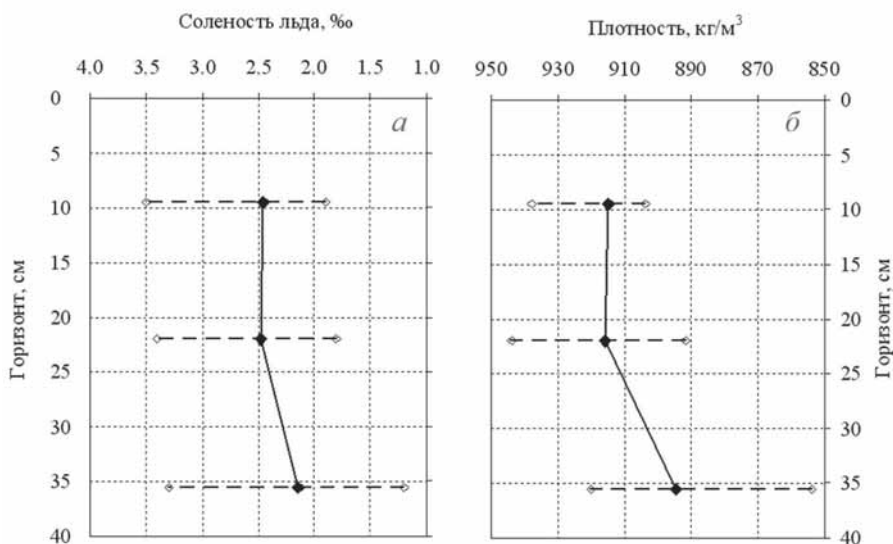


Рис. 3. Вертикальная изменчивость солености и плотности льда (среднее значение и диапазон вариации)

пендикулярно поверхности ледяного покрова. Обобщенные результаты представлены в табл. 1 и на рис. 4. Наблюдается изменчивость свойств по толщине льда – при испытаниях параллельно поверхности ледяного покрова предел прочности существенно уменьшается в направлении от верхней поверхности льда к нижней. Определение прочности льда при сжатии не являлось главной задачей экспериментов. При определении этой величины оказалось, что, несмотря на стабильные внешние условия в период ледообразования и относительно однородные физические свойства льда, разброс значений очень велик (отношение максимальных и минимальных значений составляет от 3 до 10). Это означает, что для оценки параметров разрушения льда невозможно ограничиться детерминированным подходом, а необходимо использовать вероятностные методы. В частности, распределение пределов прочности хорошо описывается Гамма-распределением (см. рис. 4). Аналогичная закономерность обычно наблюдается и при анализе натурных данных.

Основным параметром, который варьировался в ходе экспериментов, являлась скорость нагружения. На рис. 5 представлены гистограммы относительных

Таблица 1

Обобщенные результаты измерений

Характеристика льда	Кол-во измерений	Минимум	Максимум	Среднее значение	Стандартное отклонение
Предел прочности при сжатии перпендикулярно плоскости горизонта, МПа	205	0,72	6,97	3,26	1,37
Предел прочности при сжатии параллельно плоскости горизонта, МПа	192	0,45	3,01	1,62	0,51
верхний горизонт	64	1,10	3,01	1,90	0,48
средний горизонт	54	0,60	2,81	1,54	0,42
нижний горизонт	64	0,45	2,39	1,37	0,45

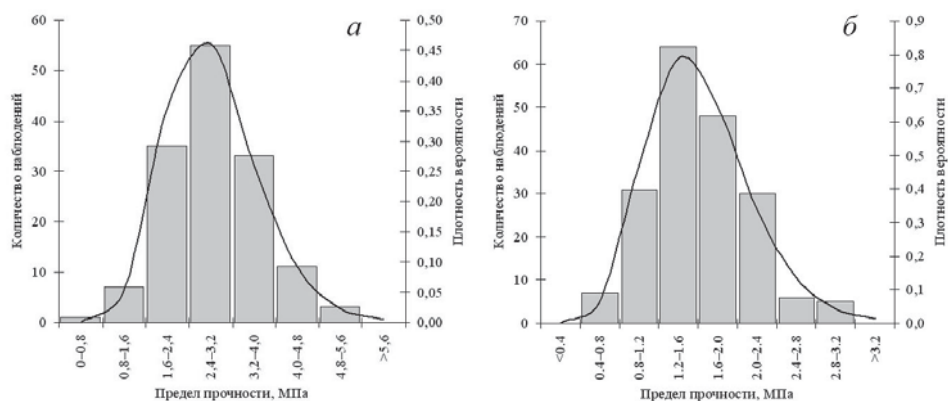


Рис. 4. Гистограммы распределения предела прочности при испытаниях образцов льда при сжатии параллельно (а) и перпендикулярно (б) поверхности ледяного покрова и их аппроксимации Гамма-распределением

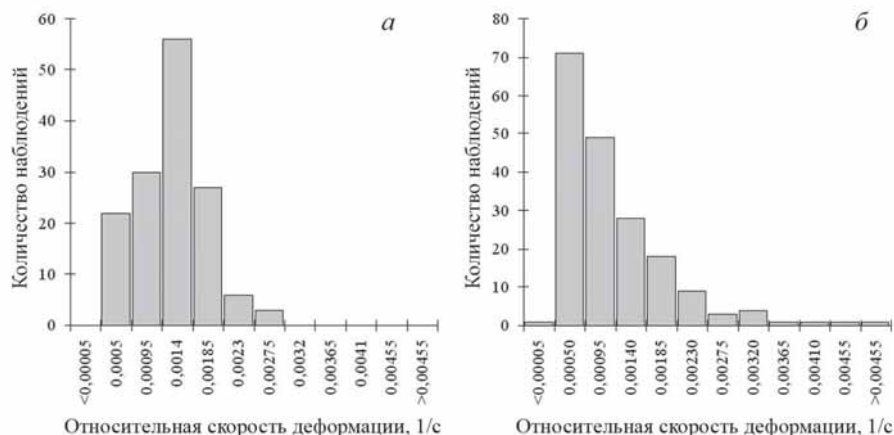


Рис. 5. Гистограммы распределения относительной скорости деформации при испытаниях образцов льда при сжатии параллельно (а) и перпендикулярно (б) поверхности ледяного покрова

скоростей деформации¹ образцов льда при сжатии перпендикулярно и параллельно поверхности ледяного покрова. Наибольшее количество опытов было выполнено при относительной скорости деформации, близкой к требуемой в нормативных документах для производства ледоисследовательских работ, т.е. близкой к значению 10^{-4} 1/с. Однако диапазон вариации скоростей составил от $5 \cdot 10^{-5}$ до $5 \cdot 10^{-3}$.

Традиционно принято считать, что при увеличении скорости нагружения прочность льда уменьшается. Однако в проведенных экспериментах такой закономерности обнаружено не было. На рис. 6 представлены зависимости предела прочности

¹ В данном случае перемещения штока пресса соответствуют абсолютной деформации образца, поэтому под относительной скоростью деформации понимается отношение скорости перемещения штока пресса к длине образца.

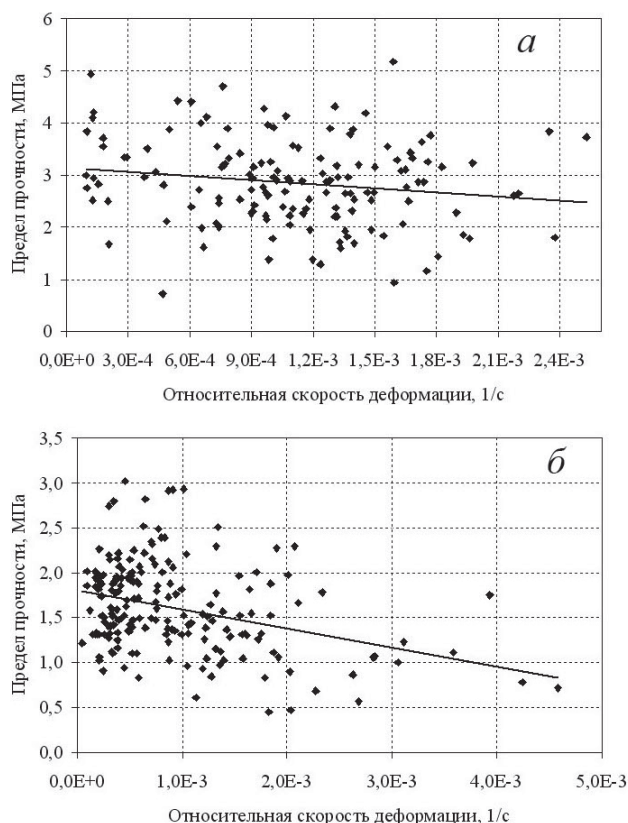


Рис. 6. Зависимость при сжатии перпендикулярно (а) и параллельно (б) поверхности льда

от скорости деформации. Видно, что корреляция между этими величинами полностью отсутствует. В связи с этим дальнейший анализ выполнялся для всей выборки целиком, без разделения на различные диапазоны скоростей деформации.

Для расчета ледовых нагрузок на инженерные объекты с помощью конечно-элементного моделирования необходимо детальное знание свойств льда как материала, в частности характеристик поведения льда в процессе нагружения. В первом приближении такие характеристики могут быть получены путем анализа экспериментальных данных по испытаниям образцов при сжатии.

С помощью измерительного оборудования для каждого испытанного образца были получены зависимости силы, действующей на образец, и перемещения штока прессы от времени. В качестве примеров для данной статьи были выбраны два испытания образцов при сжатии перпендикулярно поверхности ледяного покрова: № 201 и № 111. Оба образца имели диаметр 100 мм, а высоту – 250 мм. Температура образцов при испытании была $-2,8^{\circ}\text{C}$, соленость 2,6 ‰, плотность 915 кг/м^3 . Основное отличие между образцами – относительная скорость деформации при испытании. Для образца № 111 она составила $1,54 \cdot 10^{-4}\text{ 1/с}$, а для № 201 – $1,33 \cdot 10^{-3}\text{ 1/с}$, т.е. отличалась примерно в 10 раз. Записи процесса нагружения представлены на рис. 7.

По результатам экспериментов для каждого образца получены зависимости от времени: силы, действующей на него, и перемещения штока. Перемещения

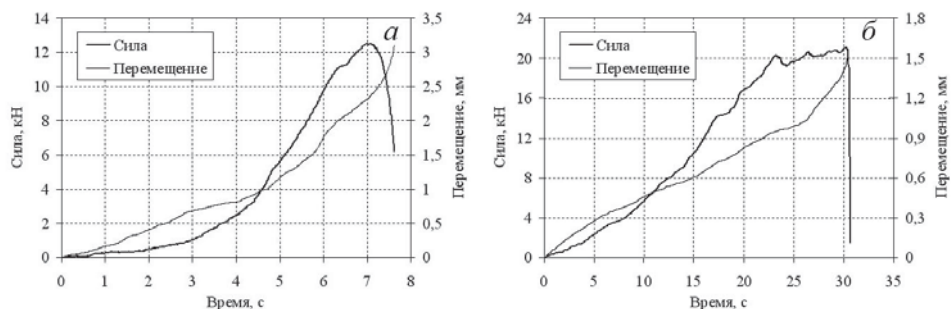


Рис. 7. Записи процесса нагружения образцов № 201(а) и 111 (б)

штока численно равны абсолютной деформации сжатия образца. Первичная обработка экспериментальных данных заключалась в перестроении диаграмм зависимости силы и перемещения от времени в диаграммы «деформация—напряжения». При этом деформации и напряжения рассчитывались по формулам:

$$\sigma(t) = \frac{F(t)}{S}, \quad \varepsilon(t) = \frac{\Delta l(t)}{l}, \quad (1)$$

где $F(t)$ — зависимость силы, действующей на образец льда, от времени; $\sigma(t)$ — зависимость напряжений, возникающих в образце, от времени; $\varepsilon(t)$ — зависимость относительных деформаций образца от времени; $\Delta l(t)$ — зависимость перемещения штока пресса от времени; S — площадь поперечного сечения образца; l — длина образца.

В связи с большой вариацией значений максимальных относительных деформаций и максимальных напряжений все диаграммы «деформация—напряжения» были нормированы по максимальным значениям, в результате чего был получен набор кривых в безразмерных координатах. Пример нормированных диаграмм для образцов № 111 и 201 представлен на рис. 8.

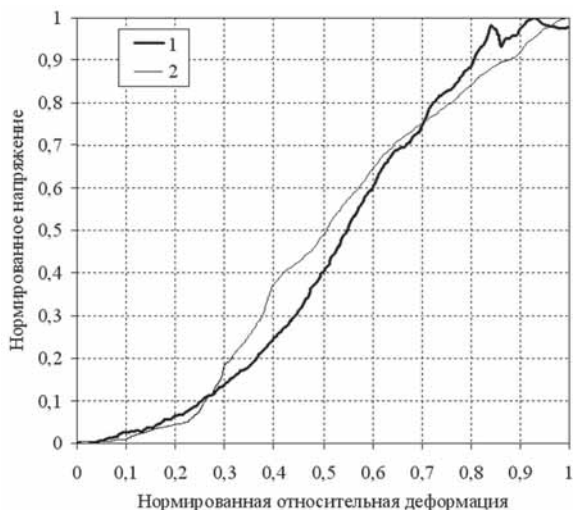


Рис. 8. Нормированные диаграммы «деформация—напряжения» для образцов № 111 (кривая 1) и № 201 (кривая 2)

Уже на этапе первичной обработки результатов экспериментов была обнаружена высокая степень нелинейности диаграммы «деформация–напряжения» и было определено, что наилучшая аппроксимация безразмерных диаграмм описывается степенной функцией $\bar{\sigma} = \bar{\varepsilon}^a$. Для каждого образца (кривой), с помощью пакетного приложения *DataFit*, было рассчитано значение коэффициента a . Анализ результатов показал, что значения коэффициента a являются случайной величиной, распределенной по логнормальному закону. В качестве средней оценки при сжатии перпендикулярно поверхности ледяного покрова безразмерная зависимость напряжений от деформаций может быть описана квадратичной функцией (среднее рассчитанное значение коэффициента $a = 2,001$). Для сжатия параллельно поверхности ледяного покрова среднее значение показателя степени меньше 2 и зависит от горизонта по толщине льда, а именно: для верхнего горизонта – 1,586; среднего – 1,784; нижнего – 1,866.

В заключение можно сказать, что в качестве первого приближения при описании свойств льда как материала применительно к конечно-элементному моделированию можно рекомендовать использовать зависимость напряжений $\sigma(\varepsilon)$ от деформаций в образце ε в следующем виде:

$$\sigma(\varepsilon) = \sigma_{\max} \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon_{\max}} \right)^a, \quad (2)$$

где $\sigma_{\max}$ – предел прочности льда при сжатии; $\varepsilon_{\max}$ – предельная деформация образца; a – показатель степени, значение которого выбирается в зависимости от направления действия силы относительно поверхности ледяного покрова.

По результатам работы можно сделать следующие выводы:

- разработана усовершенствованная методика проведения экспериментов по изучению прочностных характеристик льда на базе ледового бассейна ААНИИ; определен перечень внешних факторов, которые необходимо варьировать при выполнении таких работ: температура льда, скорость нарастания льда (а соответственно, изменение кристаллической структуры льда), скорость нагружения при исследовании прочности льда и т.д.;
- впервые в мировой практике в лабораторных условиях получена статистика по результатам около 400 опытов по изучению механики разрушения льда;
- получены уникальные данные, позволяющие начать разработку критериев разрушения льда, необходимых для конечно-элементного моделирования процессов воздействия льда на суда и сооружения;
- разработана механико-математическая модель разрушения льда, пригодная для описания льда как материала при моделировании взаимодействия льда с различными объектами; эта модель будет усовершенствована при проведении серий дополнительных экспериментов.

3. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЖИДКИХ ЛИНЗ (ЗАМЕРЗШИХ СНЕЖНИЦ) НА ПРИМЕРЕ ИСКУССТВЕННОГО ЛЬДА В ЛЕДОВОМ БАССЕЙНЕ ААНИИ

Основная цель выполненных исследований заключалась в проведении лабораторных экспериментов по исследованию термодинамики жидких линз (замерзших снежиц), теплофизических свойств модельного льда и особенностей его нарастания при наличии жидких линз.

Как известно, снежицы оказывают значительное влияние на скорость разрушения морского льда в силу более низкого альбедо [1, 3]. Являясь очагами поглощения солнечной радиации, они способствуют более интенсивному таянию льда, превращаясь на конечном этапе своего существования в сквозные промои-

ны. Это обстоятельство в конечном счете приводит к механическому разрушению льда, нарушению его сплошности и к более интенсивному таянию его боковых поверхностей. Роль снежниц в осенне-зимний период исследована недостаточно. Хотя имеется ряд работ, в которых, на основании немногочисленных экспериментальных данных, формулируется вывод, что замерзшие снежницы (жидкие линзы) обуславливают заметную пространственную неравномерность зимнего нарастания льда [2]. Причем под снежницами лед нарастает медленнее. Естественно, сведения о том, что снежницы в осенний период покрываются тонким слоем льда, имелись в отчетах многих дрейфующих станций. В ряде случаев было определено альbedo подобных снежниц и выполнены измерения толщин образовавшегося льда. Однако каких-либо далеко идущих выводов о термодинамических последствиях подобных явлений сделано не было.

Безусловно, организация наблюдений над снежницами в зимних условиях принципиально возможна. Однако здесь присутствует ряд технических моментов, которые довольно затруднительно реализовать в натуральных условиях. В первую очередь это касается размещения соответствующей аппаратуры (датчиков) внутри снежницы, покрытой растущим льдом, без нарушения его сплошности и возможности контроля внешних условий эксперимента. Для создания необходимых условий, приближающихся к натурным и в то же время контролируемых наблюдателем, мы использовали возможности ледового бассейна ААНИИ. При достижении модельным льдом в бассейне толщины 50 см на его поверхности была создана искусственная снежница с горизонтальными размерами 50×50 см и глубиной 20 см. На дне снежницы были установлены следующие приборы:

- комплекс «Прилив» для изменений температуры и гидростатического давления в слое жидкости при образовании льда на ее поверхности;
- портативный кондуктометр ЕС300 для измерения температуры, электропроводности и солёности жидкости;
- прецизионный датчик температуры YSI-46043 для регистрации температуры жидкости с высоким разрешением и точностью.

Приемная мембрана датчика давления и датчик температуры «Прилива» располагались на расстоянии 2–3 см от дна снежницы, датчики ЕС300 и YSI-46043 на расстоянии 5–6 см от дна (закреплены на корпусе «Прилива»). Снежница была заполнена пресной (водопроводной) водой с начальной температурой около 18 °С до уровня поверхности льда. Регистрация давления проводилась непрерывно с дискретностью 2 минуты с помощью аналого-цифрового преобразователя, входящего в комплект прибора «Прилив», температура и электропроводность фиксировалась один раз в сутки с помощью цифрового блока ЕС300, который присоединялся к датчикам в момент измерений, и портативного мультиметра. Общая продолжительность измерений составила 8 суток.

Наиболее интересные результаты были получены при анализе данных измерений с комплекса «Прилив» и датчиков, размещенных на дне снежницы до момента ее замерзания. Схема размещения приборов, размеры снежницы и особенности ледовых образований на момент окончания эксперимента представлены на рис. 9.

Как уже указывалось выше, глубина искусственной снежницы составляла 20 см. Солёность льда изменялась от 2,4 ‰ в верхнем 4 см слое льда до 1,9 ‰ в слое на глубине 20–24 см, линейно убывая с глубиной (по данным о ледовом керне, полученным за 5 суток до начала нашего эксперимента). В течение этих суток толщина льда изменилась очень незначительно. Начиная с 20 февраля и до окончания эксперимента непрерывно фиксировалось гидростатическое давление внутри жидкой линзы и температура ее придонного слоя (2–3 см от дна). Дискретность измерений составляла 2 мин. Параллельно, один раз в сутки, выполнялись замеры температуры жидкости на расстоянии 5 см от дна (прецизионный термометр YSI-43-46), а также

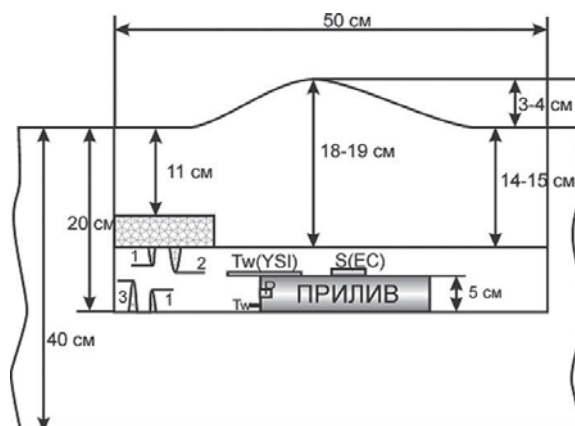


Рис. 9. Схема эксперимента: 1, 2, 3 – размеры ледяных образований на дне и нижней поверхности льда в снежнице (см); 14–15 см – ровный лед на поверхности снежницы; 18–19 см – толщина льда в центре; 3–4 см – высота «вздутия»; 40 см – общая толщина искусственного льда в бассейне; 20×50 см – размеры снежницы



Рис. 10. Изменения температуры воды ($T_{\text{воды}}$) и гидростатического давления (P) в жидкой линзе и атмосферного давления ($P_{\text{атм}}$)

электропроводности и солёности (кондуктометр ЕС300, расстояние то же). Временной ход давления и температуры («Прилив») представлен на рис. 10.

На графике видны характерные моменты «сброса» давления в замерзшей снежнице, причем в ряде случаев (давление падает практически до нуля) снежница имела свободное сообщение с окружающим воздухом. Визуально это проявилось в образовании трещин на верхней границе льда, сформировавшегося на снежнице. В целом наблюдалась устойчивая тенденция роста гидростатического давления по мере увеличения толщины льда на поверхности снежницы. К сожалению, мы не имели технической возможности контролировать этот процесс количественно. В то же время, как указывалось выше, этот процесс может сопровождаться либо разрушением льда на поверхности снежницы (появление трещин), либо его деформацией в виде характерных ледяных бугров – «вздутий», высотой до 3 см.



Рис. 11. Типы деформации льда на поверхности искусственной снежицы: *а* – трещины; *б* – «вздутия»

Все эти морфометрические особенности (трещины, «вздутия») и их размеры представлены на рис. 11.

По данным наших измерений, соленость воды в течение практически всего эксперимента оставалась нулевой. По крайней мере, в пределах точности кондуктометра ЕС300. Электропроводность же имела тенденцию к росту. В начальный момент она составляла $0,357 \mu\text{S}$, а в конце эксперимента равнялась $2,336 \mu\text{S}$. При этом соленость воды оказалась равной $0,3 \text{ ‰}$. Поскольку погрешность измерений солености кондуктометром ЕС300 составляет $\pm 0,3 \text{ ‰}$, то к полученным оценкам солености нужно относиться с большой осторожностью. В то же время отмеченный рост электропроводности свидетельствует об определенном росте минерализации жидкости. По-видимому, это связано с тем, что при заполнении снежицы использовалась обыкновенная водопроводная вода, имеющая относительно высокую температуру. Первые замеры в снежице показали, что температура воды равнялась $+6 \text{ }^\circ\text{C}$. Таким образом, мы не можем исключить тот факт, что часть льда (соленость верхнего 20 см слоя составляла $1,9\text{--}2,4 \text{ ‰}$) могла расплавиться при контакте с теплой водой. Как результат – образование на дне слоя воды не нулевой солености.

Возможно, именно это обстоятельство и обусловило положительные значения температуры у дна снежицы (2–3 см) практически в период всего эксперимента. Действительно, в этом случае на границе фронта кристаллизации температура жидкости будет равна $0 \text{ }^\circ\text{C}$, а в придонном слое она может быть отличной от нуля, поскольку конвективное перемешивание в снежице отсутствует (стратификация устойчивая), а процессы молекулярного перемешивания за несколько суток не могут привести к гомогенизации всего слоя (коэффициент теплопроводности имеет порядок $10^{-7} \text{ м}^2/\text{с}$).

К сожалению, на 7 сутки эксперимента датчик давления остановился на отметке в 111 гПа. По-видимому, это было связано с обмерзанием приемной мембраны. Однако датчик температуры продолжал работать до момента извлечения прибора из снежицы.

Поскольку на момент извлечения прибора из снежицы на ее дне находилась вода, можно предположить, что датчик фиксировал понижение температуры воды не нулевой солености. Если вспомнить, что «измеренная» соленость составила $0,3 \text{ ‰}$, то это соответствует температуре замерзания, равной примерно $-0,02 \text{ }^\circ\text{C}$. Зафиксированные значения оказались существенно ниже. Однако такие низкие значения температуры замерзания ($-0,5\text{...}-0,7 \text{ }^\circ\text{C}$) соответствуют солености $10\text{--}13 \text{ ‰}$ [4]. В то же время датчик давления остановился на отметке в 1118 гПа и никаких характерных сбросов

давления зафиксировано не было. Соленость, равную примерно 10 ‰, имел верхний слой воды в бассейне. При вскрытии снежницы откачать находящуюся в ней воду не представилось возможным, т.к. в нее поступала вода снизу. Следовательно, имела место инфильтрация воды сквозь дно снежницы, поскольку явных следов разрушения дна («поршневое» отторжение) зафиксировано не было. В случае нарушения «герметичности» дна произошло бы выравнивание давления внутри снежницы с атмосферным. Если вернуться к схеме, представленной на рис. 9, нельзя не отметить, что так называемые «бугорки и неровности», обнаруженные на дне снежницы и на нижней поверхности льда, образовавшегося на ее поверхности, вполне могли соприкасаться с датчиком температуры, вызывая его обмерзание. В этом случае датчик будет фиксировать уже не температуру окружающей жидкости, а температуру льда сверху или снизу. Действительно, после вскрытия снежницы мы обнаружили, что все приборы были покрыты сантиметровым слоем льда.

Таким образом, вопрос о фактических значениях температуры воды внутри жидкой линзы остается открытым. Ответить на него позволят новые эксперименты, которые планируется провести в ледовом бассейне ААНИИ в 2008 г. Однако уже сейчас можно сформулировать предложения по содержанию планируемых экспериментов, приборам и оборудованию. Это позволит получить принципиально новые результаты, которые, несомненно, будут иметь как теоретическое, так и прикладное значения. Основные требования к проведению экспериментов можно свести к следующим:

- использование прецизионного датчика, определяющего малые величины солености с большой точностью;
- регистрация солености и температуры в снежнице (например, датчик YSI-43046) должна носить непрерывный характер, желательно на нескольких уровнях;
- возможность контролировать нарастание льда в снежнице;
- непрерывная регистрация температуры и влажности воздуха в помещении бассейна, а также теплового излучения льда и свода бассейна, солености и температуры подледного слоя (граничные условия для модельных расчетов);
- организация регулярных наблюдений за интенсивностью нарастания участков ровного льда и под снежницей (применение подводной телеметрии);
- использование красителей для исследования процессов диффузии;
- исследование структуры и текстуры ровного льда и льда, образующегося на поверхности снежницы.

В заключение сформулируем основные научные результаты, полученные в результате проведенных экспериментов и в соответствии с календарным планом работ:

- впервые проведены экспериментальные исследования искусственных жидких линз (замерзших снежниц) на базе ледового бассейна ААНИИ;
- испытаны приборы и оборудование, разработанные в отделе разработки автоматических станций и приборов (самописец «Прилив-2», прецизионный датчик температуры YSI) и имеющиеся в лаборатории взаимодействия океана и атмосферы (портативный кондуктометр ЕС300);
- опробована методика проведения подобных экспериментов;
- получены оригинальные экспериментальные данные о параметрах замерзающей искусственной снежницы (температура воды; соленость (минерализация); электропроводность; гидростатическое давление); также в период эксперимента получены сопутствующие данные о температуре воздуха, температуре льда на нескольких уровнях (термокоса), температуре и солености подледного слоя воды, толщине льда и его солености; сформирован электронный архив полученных натурных данных;
- зафиксирован устойчивый (квазилинейный) рост гидростатического давления в жидкости (до 1200 гПа) при увеличении толщины льда на ее поверхности до 15 см при начальной глубине снежницы в 20 см; отмечены кратковременные

(импульсные) сбросы давления (до значений атмосферного), сопровождающиеся появлением трещин на поверхности нарастающего «молодого» льда; избыточное давление в жидкой фазе имело своим последствием появление характерных «вздутий» (бугров) на поверхности замерзшей снежицы;

— проанализирована взаимосвязь скорости нарастания искусственного льда и температуры воздуха в помещении бассейна в терминах эмпирических формул «градусо-дней мороза».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский П.В., Махитас А.П. К вопросу о формировании снежиц в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1996. № 8. С. 72–80.
2. Бузуев А.Я., Горбунов Ю.А., Гудкович З.М., Лосев С.М. Оценка площади воды на льду по материалам аэрофотосъемки // «ПОЛЭКС–Север-76»: Сб. трудов. Т. 2. Л.: Гидрометеиздат, 1978. С. 92–106.
3. Иванов Б.В., Андреев О.М. Особенности термической структуры арктических снежиц // Тр. АНИИ. 2003. Т. 446. С. 176–184.
4. Океанографические таблицы. Изд. 4-е. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 477 с.

N.A.KRUPINA, B.V.IVANOV, N.V.KUBYSHKIN, V.A.LIKHOMANOV, P.M.NIKOLAEV,
A.V.CHERNOV, E.G.SHAKHOV

COMBINED EXPERIMENTAL STUDIES OF GROWING UP PROCESSES AND FAILURE MECHANICS OF ICE OF NATURAL FREEZING ICE IN AARI'S LARGE ICE TANK

Combined experimental studies were fulfilled in AARI's large ice tank by researchers of the Department of Ship Performance in Ice with the assistance of Department of Interaction of Ocean and Atmosphere and «Arctic-Shelf» laboratory in 2007 under the project 1.7.5 SRTP (Special Research Technical Program) and with support of RFBR (Russian Foundation for Basic Research). Tests were carried out on laboratory ice of natural freezing with thickness of 45 cm analogous to the in-situ sea ice. Experiments included:

- tests of ice samples at compression parallel and perpendicular to the ice cover surface;
- tests of ice strength at large-scale compression;
- tests of ice strength at indentation of cylindrical indenter;
- research on characteristics of cracking resistance;
- research on evolution of vertical profiles of temperature, salinity and density of building-up laboratory ice of natural freezing;
- modeling of an artificial meltwater pool.

The paper is devoted to results of studies of ice samples compressive strength and an artificial meltwater pool thermodynamics.

НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ НИЗКОЧАСТОТНЫХ КОЛЕБАНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА В ПЕРИОД ДВИЖЕНИЯ ЦИКЛОНА НАД ПОВЕРХНОСТЬЮ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

В.Г.КОРОСТЕЛЕВ, С.М.КОВАЛЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлены результаты исследований колебаний ледяного покрова Северного Ледовитого океана (СЛО), вызванных прохождением циклона в один из периодов дрейфа станции СП-33 в 2005 г. Основное внимание обращено на выявление связи между возмущением свободной поверхности СЛО и анемобарическими процессами. Ледяной покров выступает в роли своеобразного индикатора изменчивости поверхности океана под воздействием ветра, течений и барических градиентов. Показано, что одной из основных причин разломов и торошений морского льда является процесс перемещения циклонов в акватории СЛО, вызывающий аномальные отклонения уровня моря. Изучение взаимосвязи между характером динамики и деформаций льда различного масштаба с привлечением спутниковых наблюдений является основой для совершенствования моделей динамического поведения морского льда, используемых в прикладных задачах ледовых прогнозов, а также при изучении природы катастрофических явлений локального и геофизического масштабов.

ВВЕДЕНИЕ

Деформации и разломы поверхности ледяного покрова в акваториях Северного Ледовитого океана (СЛО) в основном обусловлены активными процессами взаимодействия океана и атмосферы, которые в зависимости от масштабов процессов реализуются в областях радиусом от сотен метров до сотен километров. Наиболее интенсивно деформирование ледяного покрова происходит в периоды активизации процессов среднего масштаба, к числу которых в первую очередь следует отнести подвижные барические системы типа циклонов. Последнее обстоятельство позволяет рассматривать их как главный фактор процесса взаимодействия океана и атмосферы.

Начало теоретического исследования деформаций дрейфующего льда положил Н.Н.Зубов [3] в 1938 г., выдвинув теорию образования и расползания полос дрейфующего льда, происходящих под действием ветра. Позже, в 1946 г. он же [4] показал, как возникают и развиваются во времени сжатие и разрежение льда при прохождении барических систем. Идею Н.Н.Зубова о зависимости деформации льда от барических систем использовал Н.К.Ханайченко [7]. В 1946 г. он обратил внимание на то, что деформационному полю атмосферного давления должно соответствовать «деформационное поле напряжения ледяного покрова», и указал принцип построения последнего. Это поле дает наглядную картину образования сжатия и разрежения льда. Теория Н.К.Ханайченко получила некоторое подтверждение также на опытном материале в работе В.Х.Буйницкого [1]. Теоретическое исследование вопроса о зависимости деформации льда от барического поля получило дальнейшее развитие в 1977 г. в работе З.М.Гудковича [2].

Инструментальными измерениями выявлены приливные составляющие поля и напряжений во льду с периодом от 11,9 ч до 12,4 ч [8]. При измерении наклонов

ледяного покрова СЛО отмечена его изменчивость, обусловленная не только поверхностными и внутренними волнами, но и прохождением циклонов [5, 6]. Очевидно, что уровень океана может повышаться или понижаться в виде движущихся поднятий (впадин) сложной формы диаметром в десятки-сотни километров. Ледяной покров в этом случае повторяет форму поверхности океана и может подвергаться деформированию и разрушению.

Изменения уровня СЛО в районах расположения циклонов приводят к появлению аномальных динамических наклонов ледяного покрова с периодами, соответствующими периодам вертикальных перемещений поверхности океана. Вследствие чего экспериментальное изучение флуктуаций уровня моря проводится с помощью наклономеров, установленных на поверхности льда.

РЕЗУЛЬТАТЫ И АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ НИЗКОЧАСТОТНЫХ НАКЛОНОВ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА

Рассмотрим в качестве примера один из случаев реакции ледяного покрова на прохождение циклона в районе дрейфа станции СП-33 в августе 2005 г. Дрейф станции в указанный период проходил в Западном полушарии и характеризовался сменой генерального направления дрейфа в течение 17–19 августа (рис. 1). Ледовая обстановка вокруг станции характеризовалась наличием значительного числа разводьев и сквозных трещин. Ледяной покров представлял собой набор отдельных ледяных полей и льдин различной площадью, практически не контактирующих между собой. Такая ситуация довольно типична для конца арктического лета. В период с 12 по 20 августа в районе дрейфа станции СП-33 (область А, рис. 1) отмечалось прохождение небольшого по глубине и длительности циклона. На рис. 2 приведен временной ход метеоэлементов (давление, температура воздуха, скорость и направ-

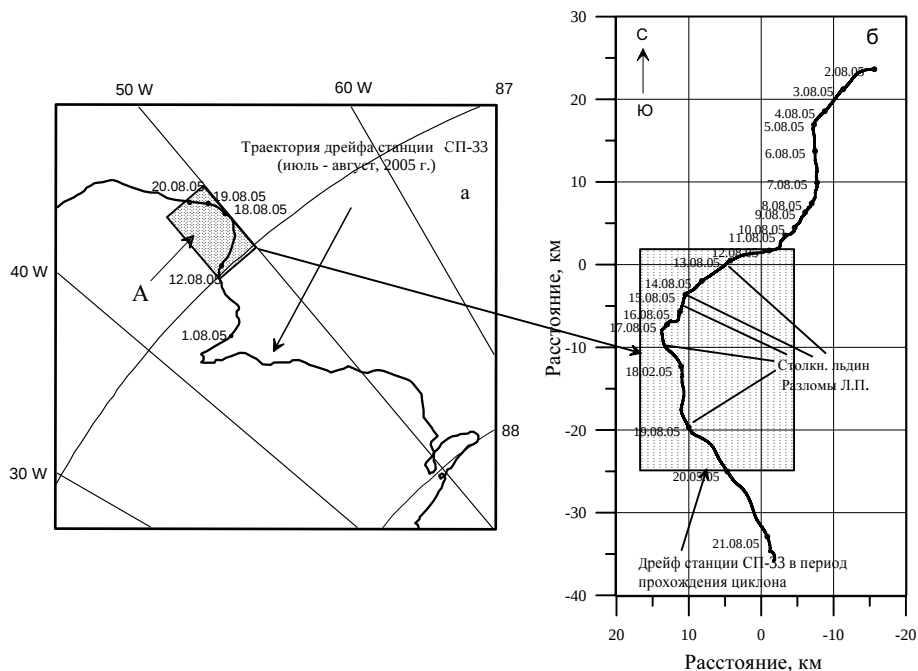


Рис. 1. Характер генерального дрейфа станции СП-33 в июле–августе 2005 г. (а – сферические координаты) и участок дрейфа станции СП-33 в период прохождения циклона (б – прямоугольные координаты)

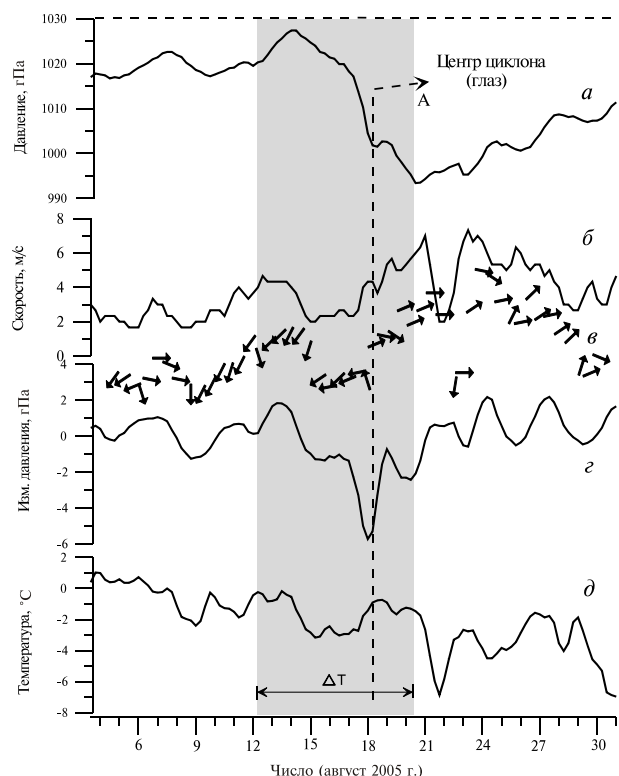


Рис. 2. Временной ход метеопараметров в период дрейфа станции СП-33 в августе 2005 г.: *a* — изменение давления воздуха; *б* — изменение скорости ветра; *в* — изменение направления вектора скорости ветра; *г* — вариации атмосферного давления воздуха (ВЧ-составляющая атмосферного давления); *д* — изменение температуры воздуха

ление ветра), измеренных с интервалом времени 6 ч в течение 3–30 августа 2005 г. Как видно из рисунка, в первой половине месяца (3–16.08.05) давление было довольно высоким ($P_{\text{средн.}} = 1020,1$ гПа).

Спад давления во второй половине месяца ($P_{\text{средн.}} = 1010$ гПа) указывал на перестройку крупномасштабной синоптической системы над акваторией СЛО. В то же время на этом фоне отмечаются более высокочастотные флуктуации давления, скорее всего обусловленные прохождением в районе дрейфа станции циклонов, т.е. барических систем среднего масштаба ($\sim 50\text{--}300$ км) с периодом несколько суток. С помощью ряда математических процедур данные флуктуации давления были выделены из временного ряда, характеризующего общий ход атмосферного давления за указанный период (рис. 2 *г*).

На графике суточных вариаций атмосферного давления в течение августа (рис. 2 *д*) отмечается абсолютный минимум (16–19.08.05). Характерно, что в данный период произошла смена направления генерального дрейфа станции СП-33. Это хорошо видно на схеме дрейфа станции, представленной на рис. 1. При этом по широте направление дрейфа поменялось на 180° . Учитывая, что в данный период ледяной покров был довольно разрежен (слабый контакт между ледяными полями), он в большой степени был подвержен ветровому воздействию, вследствие чего направления скорости дрейфа льда и скорости ветра проявляют некоторую корреляцию. Полного совпадения направлений векторов скорости ветра и дрейфа быть не может,

поскольку на характер дрейфа ледяного покрова влияют скорость и направление подповерхностных течений, взаимодействующих с нижней границей ледяного покрова (в пограничном слое лед–жидкость).

На рис. 3 приведен характер изменчивости во времени азимутов скорости ветра (*а*) и скорости дрейфа (*б*). В качестве дополнительной информации на рисунке приведен временной ряд, характеризующий интенсивность колебаний ледяного покрова на частотах более 0,1 Гц (*в*) и график перемещения станции СП-33 в широтном направлении (*г*).

Сопоставляя данные процессы (рис. 3) с временным ходом метеопараметров (рис. 2), с определенной степенью достоверности (в отсутствие синоптических карт) можно утверждать, что станция в период до 17 августа находилась в переднем фронте циклона. На это указывали начало процесса понижения атмосферного давления и устойчивость направления ветра (перемещение воздушных масс против часовой стрелки). В период со второй половины 17 августа по первую 18 августа район дрейфа станции пересекал центр циклона (фиксация локального минимума атмосферного давления, рис. 2 *г*). На то, что глаз циклона находился чуть южнее точки наблюдения, указывал факт поворота вектора скорости ветра по часовой стрелке (вправо, рис. 2 *в*). При этом направление скорости ветра практически изменилось на 180° в течение 17–20 августа (тыл циклона).

В период с 12 по 15 августа азимуты скорости ветра и скорости дрейфа практически одинаковы. Это говорит о том, что дрейф льдины был вызван силами трения в пограничном слое воздух–лед. Направление дрейфа в данный период

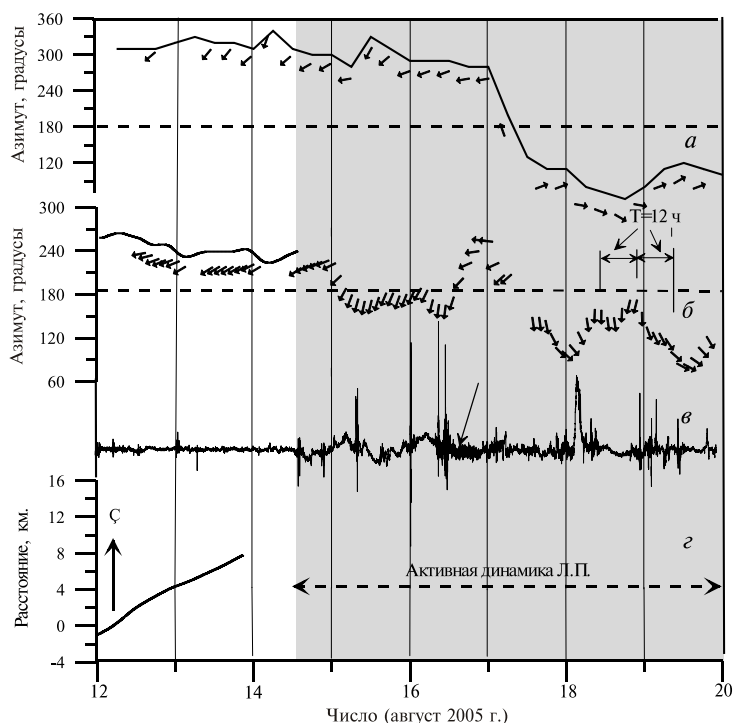


Рис. 3. Временная изменчивость азимутов направлений скорости ветра (*а*) и скорости дрейфа ледяного покрова (*б*), амплитуды ВЧ-колебаний (сейсмонаклонометр, *в*), перемещений станции СП-33 в широтном направлении (*г*)

практически совпадало с направлением ветра (рис. 3 а, б). Довольно стабильное атмосферное давление в данный период указывало на небольшие значения горизонтальных градиентов давления.

При приближении переднего фронта циклона (15–16.08.05, рис. 3) отмечается поворот вектора скорости ветра по часовой стрелке, в то время как вектор скорости дрейфа постепенно поворачивался влево (против часовой стрелки). Разнонаправленность векторов скорости ветра и скорости дрейфа вызвало некоторую активизацию динамических процессов во льду (увеличение и уменьшение ширины разводий, столкновения льдин, разломы ледяных полей и т.д.). Данные процессы довольно хорошо отмечались визуально, а также путем регистрации колебаний ледяного покрова, возбуждаемых во льду в периоды контактного взаимодействия ледяных полей (рис. 3 в).

Пересечение передним фронтом циклона района наблюдений (16–17.08.05, рис. 3) вызвало довольно существенные флуктуации значений азимуты скорости ветра и скорости ледяного покрова (до 100°). В каждый последующий момент времени угол между векторами скорости ветра и скорости дрейфа постоянно менялся. При этом интенсивность и длительность динамических процессов во льду увеличилась в несколько раз (рис. 3 в). В тыловой части циклона (18–20.08.05, рис. 2) направление ветра довольно устойчиво и противоположно направлению в переднем фронте циклона (16–18.08.05, рис. 2). Различная направленность векторов скорости ветра и скорости дрейфа в поле циклона обусловлена системой поверхностных течений в пограничном слое лед–жидкость. На характер и частоту флуктуаций скорости и направления дрейфа также влияют приливообразующие силы. На рис. 3 б довольно хорошо отмечаются флуктуации азимута вектора скорости ледяного покрова с периодом 12 ч.

На рис. 4 а и 4 б приведены записи наклонов ледяного поля в двух взаимно перпендикулярных направлениях (X , Y) и рассчитанная временная реализация общего угла наклона ледяного покрова в период с 12 по 20 августа (рис. 4 в). Из временного ряда, характеризующего изменчивость во времени общего угла наклона, удалялся линейный тренд, вызванный синоптическими процессами временного масштаба большего, чем длительность рассматриваемого периода. Из рисунка видно, что процесс движения циклона в районе дрейфа станции сопровождался существенными по величине низкочастотными периодическими наклонами ледяного покрова. При этом в областях локальных экстремумов временного ряда (рис. 4 в) наклономерами и сейсмометрами (СМЗ) фиксировались пакеты горизонтально поляризованных колебаний. То, что колебания имели горизонтальную поляризацию, говорил факт отсутствия соответствующих колебаний на записях, полученных с помощью сейсмометра СМЗ(Z), установленного на льду для фиксации вертикально поляризованных колебаний. Длительность пакетов и цугов колебаний варьировалась от нескольких до сотен секунд.

Ввиду того, что общий наклон ледяного покрова есть величина векторная ($\vec{\alpha}_i$), направление наклона определяется его азимутом φ_i . На рис. 4 г приведен временной ход азимута φ_i наклона ледяного покрова $\vec{\alpha}_i$ и его изменчивость через каждые 20 мин в период с 12 по 20 августа. Во время прохождения циклона помимо изменения величины общего угла наклона довольно существенно меняется его азимут. В период нахождения станции в тылу циклона (20.08.05, рис. 3 а) азимут угла наклона льда φ_i практически возвратился в прежнее положение (12.08.05, рис. 4 г). Такое поведение ледяного покрова возможно только в случаях вертикального смещения поверхности ледяного покрова (вверх или вниз) в течение несколько суток, соответствующего времени прохождения через район наблюдений области пониженного давления. При этом область максимальных смещений льда находилась в стороне от точки регистрации динамических наклонов и перемещалась со временем. На это указывало изменение

азимута (направления) общего угла наклона (T0, T1, T2, рис. 4 д). Сопоставляя записи наклона ледяного покрова (рис. 4 в) и изменчивости его азимута (рис. 4 з), можно отметить следующие закономерности:

- локальные максимумы и минимумы наклона ледяного покрова (рис. 4в) совпадали по времени с периодами максимального изменения его азимута (направления на источник наклона);

- периоды активной динамики льда соответствовали периодам максимального изменения азимута общего угла наклона (рис. 4, T0, T1, T2).

Исходя из этих закономерностей, можно сделать вывод, что в период с 14 по 19 августа через район проведения наблюдений синхронно с циклоном (непосредственно под областью низкого давления) перемещалось локальное возмущение поверхности СЛО, представлявшее собой сложное пространственное образование (типа цуга волн или солитона) средних масштабов (более 100 км). На склоне этого образования (локальные экстремумы наклона льда) регистрировались процессы столкновения льдин, небольшие торожения и разломы льда.

Из ряда теоретических и экспериментальных работ известно, что при распространении длинной поверхностной гравитационной волны в водоеме, покрытом льдом, в точках максимального наклона профиля волны (склоне) наблюдается дивергенция льдов (увеличение ширины разводий, смещение льдин относительно друг друга и т.д.). Учитывая, что поле циклона характеризуется существенными скоростями ветра и разнонаправленностью векторов скорости ветра и дрейфа, – вероятность столкновения, торожения льдин различной площади существенно возрастает в сравнении со спокойным периодом (при отсутствии в заданном районе движущихся барических систем).

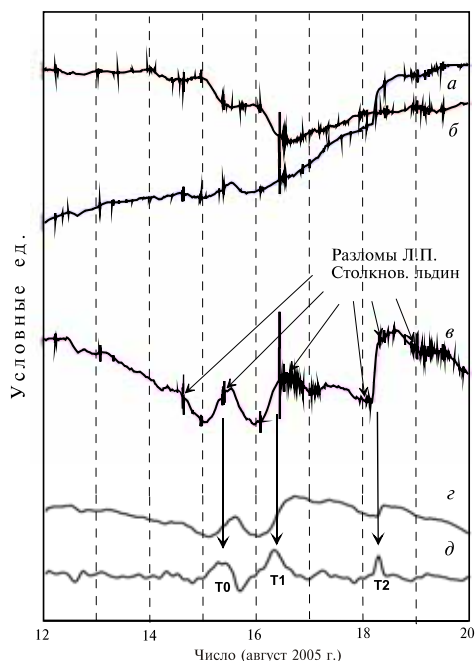


Рис. 4. Запись наклонов льда в двух взаимно-перпендикулярных направлениях (а, б), расчетные значения общего угла наклона (в), азимут общего угла наклона (з), изменения азимута угла наклона (д, через 20 мин)

Информация о значениях наклонов ледяного покрова в двух направлениях (X, Y) не может использоваться для расчета вертикального смещения Z ледяного поля. Для получения истинных вертикальных смещений необходима пространственная расстановка наклономеров (расстояния между которыми соизмеримы с размерами центральной области циклона). Это дает возможность рассчитать скорость перемещения вынужденного возмущения поверхности СЛО и соответственно провести оценку его пространственных размеров по горизонтали и вертикали.

С помощью двух наклономеров (X, Y) , установленных в одной точке, можно получить только форму (временной разрез) перемещающегося во времени возмущения поверхности ледяного покрова («псевдосмещения»).

Для получения характера временной изменчивости вертикальных смещений ледяного покрова необходимо знание скорости движения циклона относительно поверхности СЛО — $V(t)$.

Как уже упоминалось выше, для получения истинной скорости движения возмущения (вертикальные отклонения поверхности океана от среднего уровня) необходимо проведение синхронных измерений угла наклона поверхности СЛО в нескольких точках. Ввиду того, что мы не знаем скорости перемещения циклона, сделаем следующее допущение — будем считать, что скорость постоянна и равна величине A . Величина скорости дрейфа льда существенно меньше скорости циклона, вследствие чего ее можно не учитывать.

Регистрация временной изменчивости угла наклона льда производилась с частотой 20 Гц. Для уменьшения уровня помех и получения сглаженной оценки временного ряда, характеризующего наклоны ледяного покрова, применялась процедура «скользящего среднего» по 21 точке. В результате прореживания данных временной ряд наклонов формировался значениями с интервалом одна секунда.

Зная угол наклона льда и скорость циклона — A , можно предположить, что за время смены угла наклона с φ_i на φ_{i+1} возмущение проходит расстояние $L = A \times \Delta t$. Вертикальное смещение за время Δt составит величину:

$$h_i = L \times \operatorname{tg}(\varphi_i).$$

Учитывая, что $\Delta t = 1$ с, а $L = A$, в первом приближении вертикальные отклонения уровня моря Z_i можно выразить формулой:

$$Z_i(t) = A \int_0^{t_i} \operatorname{tg}[\varphi_i(t)] dt.$$

Реально измеряемые углы наклона ледяного покрова лежали в диапазоне $10^{-6} - 10^{-3}$ рад. вследствие чего величина $\operatorname{tg} \varphi_i(t) \approx \varphi_i(t)$. Принимая значения $A = 1$, «псевдосмещения» Z_i^1 можно вычислить по формуле

$$Z_i^1(t) = \int_0^{t_i} \varphi_i(t) dt.$$

Полученный временной ряд Z_i^1 пропорционален истинным величинам Z_i (при условии постоянной скорости движения циклона). Учитывая, что $Z_i^1 \sim Z_i$, характер графика изменчивости во времени (форма кривой) величины Z^1 будет приблизительно соответствовать по форме графику временного хода истинного смещения льда (Z_i).

Поскольку основной нашей задачей является поиск причин, вызывающих разломы, торшения, образования разводий и т.д., необходимо провести синхронный анализ изменения параметров колебаний льда и дрейфа в период воздействия на него внешних сил (ветра, атмосферного давления, поверхностных течений в поле циклонов).

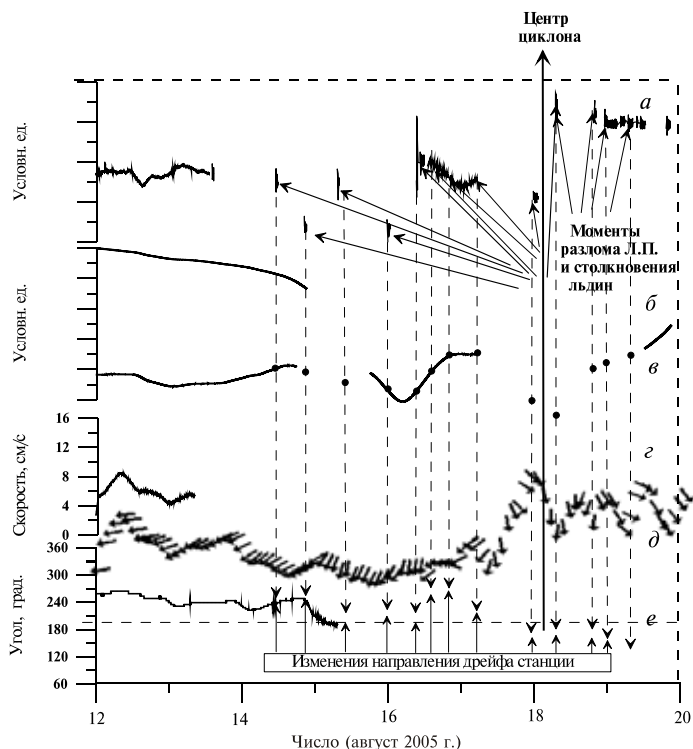


Рис. 5. Временной ход угла наклона ледяного поля (*a*), расчетных значений смещений поверхности СЛО (*б*), ВЧ — составляющая вертикальных смещений льда (*в*), модуля скорости дрейфа льда (*г*), направления вектора скорости дрейфа (*д*) и азимута скорости дрейфа (*е*)

На рис. 5 приведены временные ряды общего угла наклона ледяного поля (*a*), расчетных значений вертикальных «смещений» поверхности СЛО (*б*), смещения льда после удаления из временного ряда (*б*) тренда и низкочастотной составляющей (*в*), модуля скорости дрейфа льда (*г*), направления вектора скорости дрейфа (*д*) и азимута скорости дрейфа (*е*).

Путем сопоставления соответствующих временных рядов попытаемся выявить причину активизации некоторых динамических процессов во льду. Учитывая, что мы рассматриваем случай воздействия циклона на поверхность льда в период максимальной его разреженности, динамика льда не так ярко выражена в сравнении с зимним периодом. Взаимодействие льдин между собой (летний период) происходит в результате их столкновения во время закрытия сквозных трещин и разводов. Данные явления могут происходить только в случаях, когда отдельные льдины, формирующие в данный момент ледяной покров, имеют различную по величине скорость.

Моменты и периоды столкновения льдин фиксировались сеймонаклонометрами СН(*X*, *Y*) и сейсмометрами СМЗ(*X*, *Y*), установленными в одной точке. В процессе контактного взаимодействия льдин происходила генерация колебаний, которые в виде цугов и пакетов горизонтально поляризованных волн распространялись вдоль поверхности ледяного покрова.

На рис. 5 *a* отмечены моменты времени начала регистрации цугов волн, возбуждаемых в результате контактного взаимодействия соседних льдин. С помо-

щью вертикальных линий идентифицируем соответствующие моменты времени на графиках временной изменчивости параметров, упомянутых выше.

Временной ход вертикальных смещений, представленный на рис. 5 б, построен по результатам регистрации наклонов в двух направлениях (X , Y). График, характеризующий временную изменчивость вертикальных смещений ледяного покрова, имеет минимум в период прохода центра циклона в районе дрейфа станции. Тренд, присутствующий во временном ряде смещений (рис. 5 б), по-видимому, связан с процессами, временной масштаб которых существенно больше, чем длительность рассматриваемого периода. С целью удаления тренда реализация величин смещений ледяного покрова подвергалась процедуре цифровой фильтрации (ФНЧ-фильтр). Полученный в результате фильтрации временной ряд характеризовал изменчивость смещений льда во времени с периодом менее 8 суток (рис. 5 в).

При сопоставлении временных рядов, представленных на рис. 5, отмечаются следующие закономерности:

- динамические процессы, связанные с разломами и столкновениями льдины (СП-33) с соседними с ней ледяными полями, фиксировались датчиками в периоды смены направления скорости дрейфа (рис. 5 а, д, е);

- время смены направления дрейфа станции соответствовало времени максимальных наклонов ледяного покрова в данный период (рис. 5 а, в, д, е);

- в периоды столкновения льдин отмечалось небольшое уменьшение (на 1–5 см/с) мгновенной скорости дрейфа станции;

- моменты разломов и столкновений льдин происходили в периоды нахождения станции на «склоне» смещений ледяного покрова (рис. 5 в).

ВЫВОДЫ

- Причиной, вызывающей изменения уровня поверхности ледяного покрова, вероятней всего, служит процесс перераспределения структуры течений в верхнем слое океана под воздействием движущихся барических систем. При этом непосредственно под центром циклона формируется область с более низкой плотностью поверхностных вод, а в периферийных областях циклона – повышенная плотность поверхностных вод. Вследствие этого нескомпенсированные градиенты давления являются источником широкого набора движений жидкости в приповерхностном слое океана (в частности, во вращающейся жидкости могут формироваться мезомасштабные вихри).

- Циклоны создают на поверхности ледяного покрова области разрежения и сжатия льдов. Области сжатия (конвергенции), как правило, приходятся на районы, расположенные непосредственно под областью низкого давления (центра циклона). Максимальное разрежение испытывает ледяной покров во фронтальных областях циклона (области дивергенции).

- Переупорядочивание структурных элементов ледяного покрова происходит по периферии циклона. Максимальные подвижки льдин относительно друг друга отмечались в переднем фронте и тылу циклона.

С целью совершенствования получения прогностических признаков деформирования, разломов и торошений льда необходимо привлечение дополнительной информации:

- синоптическая ситуация над исследуемым районом;
- временная изменчивость метеопараметров (давление, температура, скорость и направление ветра);

- характер дрейфа льдов в заданном районе (временная изменчивость вектора скорости дрейфа и его азимута);

- эволюция гидрофизических полей приповерхностного слоя океана (~200 м).

Для более детального изучения характера реакции поверхности СЛО на воздействия циклонов необходимо проведение синхронных измерений угла наклона ледяного покрова в нескольких точках, разнесенных в пространстве на 10–100 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Буйницкий В.Х. Формирование и дрейф ледяного покрова в Арктическом бассейне // Труды дрейфующей экспедиции на л/п «Г. Седов». Т. IV. М.: Изд. Главсевморпути, 1951. С. 74–179.
2. Гудкович З.М. Об изменениях сплоченности и сжатиях льдов в барических системах // Тр. ААНИИ. 1977. Т. 364. С. 75–81.
3. Зубов Н.Н. Движение льдов при прохождении барических систем // Докл. Гос. Океаногр. ин-та. 1946. № 15. С. 1–3.
4. Зубов Н.Н. Морские воды и льды. М.: Гидрометеиздат, 1947. 451 с.
5. Смирнов В.Н. Динамические процессы в морских льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
6. Смирнов В.Н. Особенности динамики и механики деформирования льда Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 75. С. 73–84.
7. Ханайченко Н.К. Деформационные поля напряжения и перемещения льдов в Арктическом бассейне // Метеорология и гидрология. 1946. № 6. С. 69–150.
8. Tucker III W.B., Perovich D.K. Stress measurements in drifting Pack Ice // Cold regions science and technology. 1992. Vol. 20. № 2. P. 119–139.

V.G.KOROSTELEV, S.M.KOVALEV

SOME RESULTS OF THE INVESTIGATIONS OF THE ICE COVER LOW-FREQUENCY OSCILLATIONS DURING THE PERIOD OF THE CYCLONE MOTION ABOVE THE SURFACE OF THE ARCTIC OCEAN

The results of the investigations of the oscillations of the drifting ice field of the Arctic Ocean caused by the passage of cyclone in one of the drift periods of the station "North Pole-33" in the 2005 are considered. The main attention is paid at the revealing of the connection between perturbation of the free surface of Arctic Ocean and anemobaric processes. The ice cover plays a role of an original indicator of the ocean cover variability under action of the wind, currents and baric gradients. It is shown that the process of the movement of the cyclones in the Arctic Ocean is one of the causes of the fractures and ridging of the sea ice. This process causes anomaly declination of the sea level. The study of the interconnection between the dynamics character and ice deformations of the different scale with attraction of the satellite observations is a base for improvement of the models of the sea ice dynamic behaviour used in the applied tasks of the ice forecasts and at the study of the catastrophic phenomena nature of the local and geophysical scales.

ОЦЕНКА ВОЗМОЖНОСТЕЙ СПУТНИКОВЫХ НАВИГАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ КИНЕМАТИКИ И ДИНАМИКИ МОРСКОГО ЛЬДА (ПО ДАННЫМ РОССИЙСКИХ ДРЕЙФУЮЩИХ СТАНЦИЙ СП-33 И СП-35)

И.Б.ШЕЙКИН, В.Н.СМИРНОВ, С.М.КОВАЛЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

В предлагаемой работе рассматриваются возможности использования спутниковых навигационных систем для изучения кинематики и динамики морского льда на примере полевых GPS-измерений скорости дрейфа, ускорений и вращения ледяных полей дрейфующих станций СП-33 и СП-35, выполненных с помощью GPS-приемников гражданского назначения. Предлагаются различные методы оценивания точности позиционирования и калибровки полевого измерительного комплекса, разработанные на основе статистического анализа. Показано влияние ошибок округления вычислений на результаты измерений, и рассматриваются пути их уменьшения. Выполнено статистическое моделирование измерений скорости дрейфа и ускорений, и определены границы применимости нормального распределения и Гамма-распределения при интерпретации данных. Установлена зависимость погрешности измерений от интервала усреднения исходных данных, и даются рекомендации для планирования полевых экспериментов. Обсуждаются проблемы интерпретации данных, а также перспективы развития GPS-измерений применительно к геофизике морского льда.

Методы точного позиционирования с использованием спутниковых навигационных систем находят все большее использование в геофизических [6] и гляциологических исследованиях [9, 10]. Применительно к проблемам геофизики морского льда представляют интерес измерения таких характеристик, как 3D-координаты, скорость дрейфа и вращение ледяных полей [7], а также ускорения и нагрузки, возникающие при их взаимодействии. Некоторые из этих измерений проводились в рамках международной программы арктических буев [11], однако их возможности были ограничены трафиком спутниковых каналов связи и потребляемой энергией. В условиях обитаемой дрейфующей станции эти факторы не критичны, что позволяет детально исследовать потенциальные возможности измерительной системы и работать на пределе ее разрешающей способности. Новые методы измерений с использованием спутниковых навигационных систем являются сегодня перспективным направлением для решения проблем геофизики морского льда, и их разработка и применение могут значительно расширить наши возможности по изучению механики деформирования и разрушения ледяного покрова [5].

Одна из основных проблем GPS-измерений состоит в определении реальной точности позиционирования и выделения полезной информации на фоне естественных и искусственных шумов [1]. Такая калибровка не вызывает затруднений, когда измерительная точка неподвижна [4], однако в условиях дрейфующих льдов Арктического бассейна требуется разработка косвенных методов оценивания. В предлагаемой работе рассматривается, в частности, метод с использованием двух GPS-приемников, установленных на одном ледяном поле. В этом случае реальная дистанция между GPS-антеннами не меняется, а вариации вычисленной

псевдодистанции связаны с ошибками измерений двух GPS-каналов, что позволяет детально исследовать статистические и спектральные характеристики шумов и оптимизировать измерительные каналы. С помощью такого подхода были получены оценки погрешности GPS-измерений дистанции и производных от нее скорости дрейфа и ускорений ледяного поля. Независимые оценки погрешности измерения скорости дрейфа и ускорений были получены также с помощью регрессионного анализа для последовательности данных двух относительно независимых измерительных каналов. Для получения оценки абсолютной погрешности GPS-измерений для каждого из каналов в отдельности рассматривается метод, основанный на определении референц-траектории дрейфа ледяного поля, относительно которой вычисляются погрешности абсолютного позиционирования в полосе частот более 0,25 МГц. Этот метод предлагается использовать для индивидуальной калибровки GPS-приемников на подвижной платформе.

Впервые в практике российских полярных исследований методика двухточечных GPS-измерений с минутным интервалом регистрации данных была использована на ледяном поле дрейфующей станции СП-33, траектория дрейфа которого показана на рис. 1 г. Измерения проводились в период с 28 мая по 18 августа 2005 г. с помощью двух портативных GPS-приемников типа «GARMIN-GPS-12» и «GARMIN-MAP-76», схема расстановки которых показана на рис. 1 а.

Дистанцию между GPS-приемниками можно считать постоянной, поскольку нарушения сплошности ледяного поля в пределах измерительного полигона не наблюдалось, а интенсивность динамических и термических деформаций льда много меньше масштаба и погрешности измерений. Неизменность дистанции подтверждается также данными GPS-измерений, которые показали, что до 12 июля псевдо-

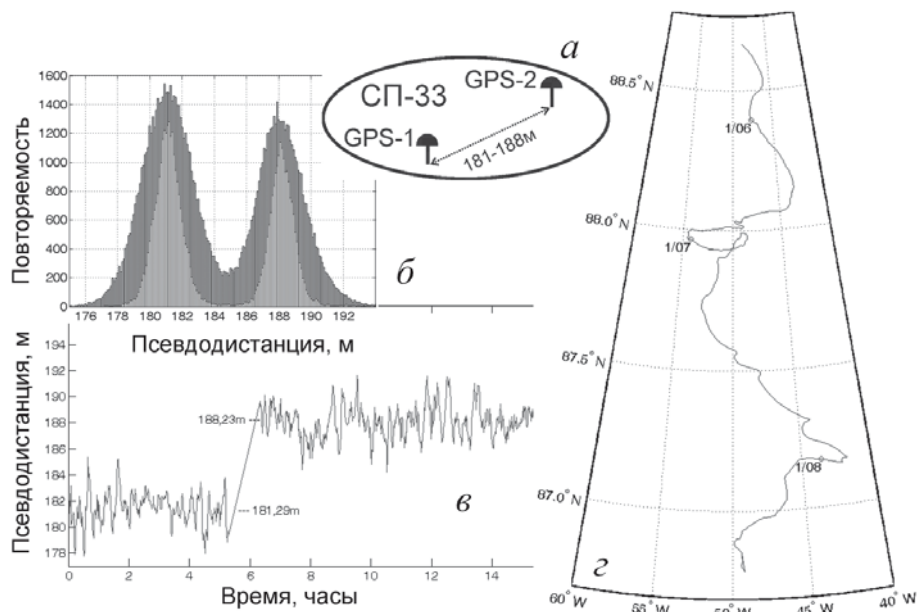


Рис. 1. Участок траектории дрейфа ледяного поля СП-33 (г), схема расположения GPS-приемников на ледяном поле (а), участок записи псевдодистанции со скачком в 6,9 м при изменении позиции одной из антенн (в), гистограммы распределения псевдодистанции до и после фильтрации (б)

дистанция между GPS-антеннами составляла 181,29 м, а после — 188,23 м. 12 июля имело место перемещение на 6,96 м измерительной лаборатории с ледяного пьедестала, образовавшегося в результате поверхностного таяния льда. Это событие нашло отражение в записи псевдодистанции на рис. 1 в. Отметим, что оценки средней псевдодистанции, приведенные выше с точностью до второго знака после запятой, являются статистически обоснованными, поскольку 95 % ошибка этих оценок составляет 0,03 м для исходного ряда и 0,015 м после низкочастотной фильтрации. Гистограммы на рис. 1 б показывают, что около 75 % дисперсии псевдодистанции сосредоточено в диапазоне частот с периодом менее 1 часа.

Использование гражданских GPS-приемников с относительно большой ошибкой позиционирования является компромиссным решением на начальном этапе исследования как альтернатива профессиональным GPS-приемникам с высоким пространственным разрешением и стоимостью, использование которых предлагается в дальнейшем для обеспечения прецизионных измерений.

Полевой персональный компьютер обеспечивал ежеминутную запись исходных данных, их форматирование и архивирование. Однако фиксация координат двух GPS-приемников осуществлялась в различные моменты времени, в результате чего в относительных измерениях возникала асинхронная ошибка, величина которой в среднем была сравнима с погрешностью измерений. Для устранения асинхронной ошибки исходные данные GPS-измерений были синхронизированы и с помощью стандартных функций линейной интерполяции приведены к целочисленным минутам при точности синхронизации около одной секунды. Сравнение исходной траектории дрейфа ледяного поля и траектории, построенной по синхронизированным данным, показывает удовлетворительное качество работы алгоритма линейной интерполяции, однако побочным эффектом синхронизации данных является некоторое сглаживание траектории дрейфа за счет взвешенного осреднения на интервале между точками измерений.

Еще одна проблема обработки данных состояла в том, что из-за особенностей функционирования аппаратуры в полевых условиях исходная база данных сильно фрагментирована. За весь период наблюдений имеются только несколько фрагментов с продолжительностью непрерывной записи 3–4 дня при средней ее продолжительности около суток. После синхронизации данных двух GPS-приемников их фрагментация значительно возрастает, что создает дополнительные трудности при анализе синхронизированных данных. В связи с чем хотелось бы обратить внимание руководства проекта дрейфующих станций «Северный полюс» на необходимость повышения качества исходной базы данных GPS-измерений за счет повышения надежности аппаратуры, энергообеспечения и методики измерений. Оставляет также желать лучшего стандартизация формата базы исходных данных по разделу координатных измерений, как между различными группами наблюдателей, так и между различными станциями.

На основании синхронизированных данных двух разнесенных GPS-приемников были получены оценки дистанции и азимута отрезка пути между ними. Вычисление производилось по кратчайшему расстоянию между двумя точками по дуге большого круга с использованием стандартных математических функций. Пример вычисленной дистанции, далее называемой псевдодистанцией, показан на рис. 1 а. Отметим, что дисперсия этих оценок основана на практически одновременных измерениях двух GPS-приемников, дистанция между которыми составляет примерно 10^{-5} от длины трассы навигационных радиосигналов, и в силу этого она аккумулирует в основном шумы реверберации сигнала в ближней зоне антенны, кабельные и алгоритмические шумы, так же как и слабо коррелированные шумы на трассе распространения радиоволн. В таких условиях детальный выбор места для антенны и полевая калибровка измерительных каналов являются

необходимым условием для получения качественных экспериментальных данных. К сожалению, проведение калибровочных экспериментов на дрейфующей станции запланировано не было, и поэтому характеристики двух измерительных GPS-каналов имели значимое различие, что нашло отражение в анализе данных и будет показано ниже. Оценки вращения ледяного поля и скорости его вращения являются важным самостоятельным элементом мелкомасштабной динамики морского льда, однако в рамках предлагаемой работы они рассматриваются как один из параметров полевого эксперимента.

Обычно применительно к GPS-системам используют следующие показатели точности измерений [8]: *вероятная круговая погрешность* (Circular Error Probable = CEP), *горизонтальная среднеквадратическая погрешность* (Horizontal Root Mean Square = HRMS) и *удвоенная среднеквадратическая погрешность* (Twice Distance Root Mean Square = 2DRMS). Эти показатели отображают горизонтальное расстояние от истинного местоположения, в пределах которого расположены 50 %, 68 % и 95 % измеренных точек соответственно. При этом предполагается пространственная анизотропия ошибок измерений и симметричная форма облака рассеяния. Из-за особенностей GPS-измерений на дрейфующем льду в высоких широтах последнее предположение не всегда выполнялось, и вследствие этого для анализа пространственного рассеяния точек измерений было использовано эллиптическое приближение.

На рис. 2 а можно видеть облако рассеяния и эллипсы концентрации 95 % обеспеченности (2DRMS) точек позиции дополнительного GPS-приемника в прямоугольной системе координат, центр которой совпадает с позицией основного GPS-приемника, а вертикальная ось ориентирована по локальному меридиану.

Серый эллипс построен на основе совместной двумерной функции распределения вероятности с учетом корреляции измерений по ортогональным координатам. Он имеет две основные полуоси, с размером 6,2 м и 4,0 м соответственно, которые характеризуют *удвоенную среднеквадратическую погрешность* по основным направлениям. Белый эллипс построен на основе двух частных функций распределения вероятности по ортогональным координатам. Он имеет две оси с размером 5,0 м и 3,6 м, которые характеризуют *удвоенную среднеквадратическую погрешность* для каждого из частных распределений, показанных на рис. 2 б, в. Текстовая информация на рисунке отражает стандартное отклонение по основным направлениям совместного и частного эллипсов концентрации. Как видно из рисунка, основанные на совместном законе распределения оценки в среднем на 10–20 % больше оценок, основанных на частных распределениях, что отражает известный в статистике эффект суммирования дисперсии независимых случайных процессов [2]. Вследствие этого для более точного количественного оценивания статистик необходимо использовать параметры совместного распределения, а параметры частных распределений дают систематически заниженные оценки и могут быть использованы только для приблизительных расчетов.

На рис. 2 а и 2 б можно видеть эффект периодического группирования точек облака рассеяния по широте, так же как и отсутствие такого эффекта по долготе. При этом обычно наблюдаются две системы групп, пространственный период которых составляет около 1,9 м, что близко к ошибке округления географических координат, которая для GPS-приемников второго поколения составляет тысячную долю минуты или 1,852 м по широте. Длина минуты долготы в районе дрейфа станции менялась от 49 м на широте 88,5° до 113 м на широте 86,5° (рис. 1 б), а соответствующая ошибка округления по долготе изменялась от 5 до 11 см, что значительно меньше ошибок измерения. Вследствие этого ошибки округления находят отражение только при вычислении широты, и это является существенным недостатком GPS-приемников второго поколения. Для GPS-приемников третьего поколения точность округления улучшена на порядок, что автоматически снимает

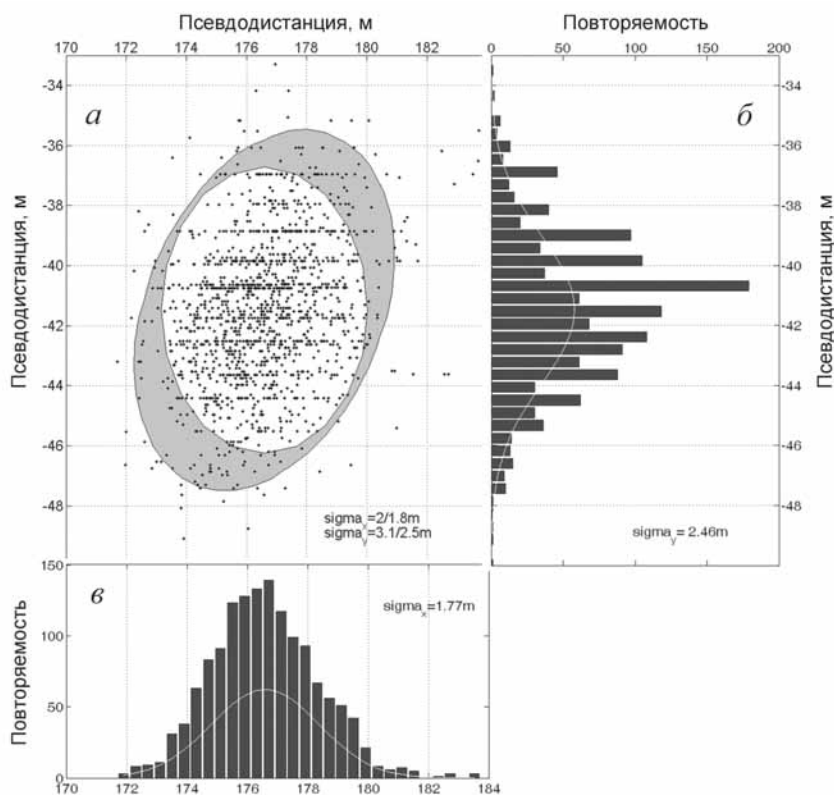


Рис. 2. Выборочные диаграммы рассеяния:

a — суточное рассеяние позиции дополнительного GPS-приемника относительно основного GPS-приемника, расположенного в центре прямоугольной системы координат. Эллипсы концентрации 95 % обеспеченности для совместной и двух частных функций распределения — серый и белый соответственно, σ_x и σ_y — соответствующие стандартные отклонения по основным осям; *б*, *в* — частные гистограммы распределения по широте и долготе соответственно совместно с функциями плотности вероятности в нормальном приближении

проблему группирования точек рассеяния и соответствующие дочерние проблемы, которые возникают при вычислениях значений скорости и ускорения.

Форма облака рассеяния отражает нестационарность выборочного распределения на интервале анализа, вероятная причина которой состоит в том, что в течение суток наблюдался медленный поворот измеряемого ледяного поля примерно на $2,5^\circ$ против часовой стрелки. В результате этого средняя позиция дополнительного GPS-приемника в относительных прямоугольных координатах имела постоянное смещение, а суммарное облако рассеяния было растянуто по касательной к радиусу вращения. В таких условиях репрезентативной 2DRMS-оценкой точности относительного позиционирования можно считать малую полуось совместного эллипса концентрации, размер которой для исходной суточной выборки составляет около 4 м.

С целью исследования дисперсии ошибок был выполнен спектральный анализ флуктуаций псевдодистанции и установлено, что основная часть дисперсии сигнала погрешности измерений локализована в области частот от 0,5 до 2 МГц, что можно видеть на рис. 3 *a*, *г*.

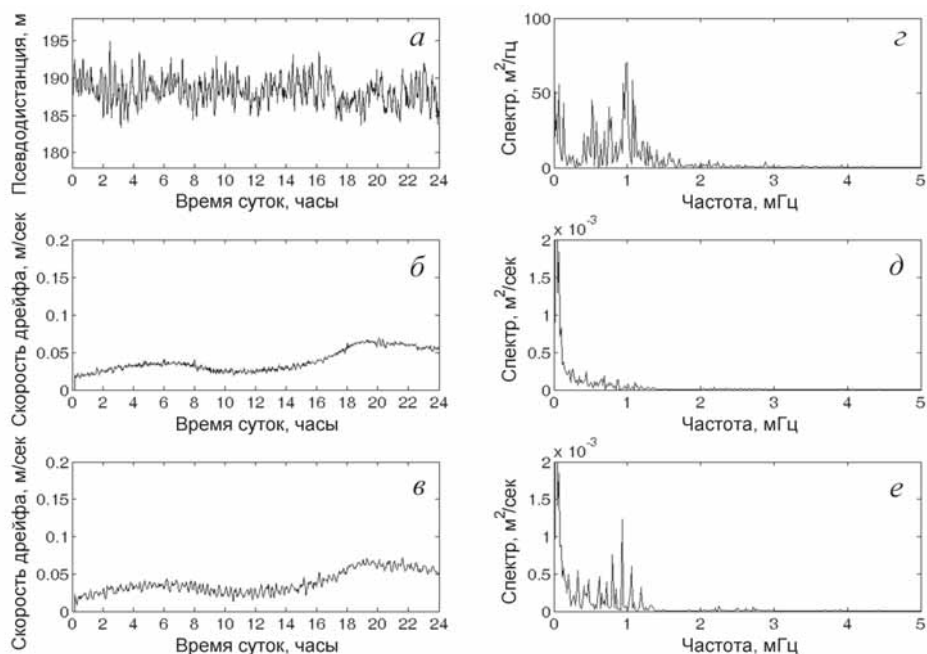


Рис. 3. Временные ряды (а, б, в) и спектры мощности (г, д, е) псевдодистанции (а, г), скорости дрейфа основного GPS-приемника (б, д) и дополнительного GPS-приемника (в, е)

Попытки обнаружить соответствующие гармоники в спектре мощности скорости дрейфа для каждого из GPS-приемников дали неожиданный результат — спектры мощности основного и дополнительного приемников в этом диапазоне частот отличаются более чем на порядок, что можно видеть на рис. 3 д, е. Спектр основного измерительного канала может быть отнесен к группе нестационарных случайных процессов с преобладанием низкочастотных и инфра-низкочастотных гармоник, что отражает изменчивость естественных процессов в океане, атмосфере и ионосфере. В спектре дополнительного приемника имеет место увеличение мощности в области частот от 0,5 до 2 МГц, что не находит естественного объяснения и связано, вероятно, с возрастанием аппаратных шумов измерений в режиме неуверенного приема сигналов навигационных спутников. При этом мощность аппаратных шумов в спектре переменной дистанция составляет около 50 % суммарной мощности спектра, что оказывает пропорциональное влияние на дисперсию рассеяния точек и оценку точности позиционирования. Это означает в частности, что полученные 2DRMS-оценки являются завышенными и можно надеяться на значительное улучшение оценок за счет устранения шумов GPS-приемников на этапе калибровки измерительных каналов при установке оборудования.

Для количественного сравнения измерительных каналов GPS-приемников был разработан метод оценивания абсолютной погрешности позиционирования для каждого из каналов в отдельности. По сравнению с береговыми наблюдениями его особенность состоит в том, что мы не знаем истинного положения подвижного носителя и у нас нет референц-точки для оценки ошибки измерений. Однако в условиях стационарного дрейфа или при незначительных отклонениях от него мы можем рассчитать достаточно гладкую референц-траекторию дрейфа и относительно нее определять ошибку позиционирования. Для расчета референц-траектории

были выбраны сегменты записи, не содержащие явных возмущений. Эти сегменты были пропущены через низкочастотный фильтр Баттерворта 6-го порядка с периодом среза около одного часа, и далее путем пространственно-временной интерполяции были определены референц-позиции для каждой точки исходного ряда. Ошибка GPS-измерений определялась как псевдодистанция от исходной точки ряда до вычисленной референц-точки. В соответствии с предложенным алгоритмом такая оценка может быть определена как оценка ошибок абсолютного позиционирования в ограниченной полосе частот, в данном случае в полосе частот более 0,3 мГц. Предлагаемая оценка включает дисперсию измерений практически всех технических шумов в антенне, кабеле, приемнике, в конфигурации навигационных спутников, так же как и естественных шумов, с периодом менее одного часа. И вследствие преобладания технических шумов эта оценка далее называется аппаратурной. Как видно из рис. 1 б, суммарная дисперсия аппаратурных шумов составляет около 75 % полной дисперсии оценок псевдодистанции.

На рис. 4 а показана гистограмма распределения погрешности измерения позиции для дополнительного GPS-приемника, так же как и МНК-оценка плотности распределения вероятности в приближении гамма-функции. Для сравнения здесь же представлена МНК-оценка плотности распределения вероятности для основного GPS-приемника и в текстовом формате – параметры Гамма-распределений для обеих МНК-оценок. Аналогичные расчеты были выполнены по частным законам распределения вдоль ортогональных географических координат в нормальном приближении, и полученный результат представлен на рис. 4 б в форме двумерной эллиптической диаграммы распределения ошибок измерений 95 % обеспеченности. Внутренний эллипс с главными полуосями 1,66 м по долготе и 2,28 м по широте соответствует оценкам погрешности основного GPS-приемника. Внешний эллипс с главными полуосями 3,58 м по долготе и 3,54 м по широте соответствует оценкам погрешности дополнительного GPS-приемника.

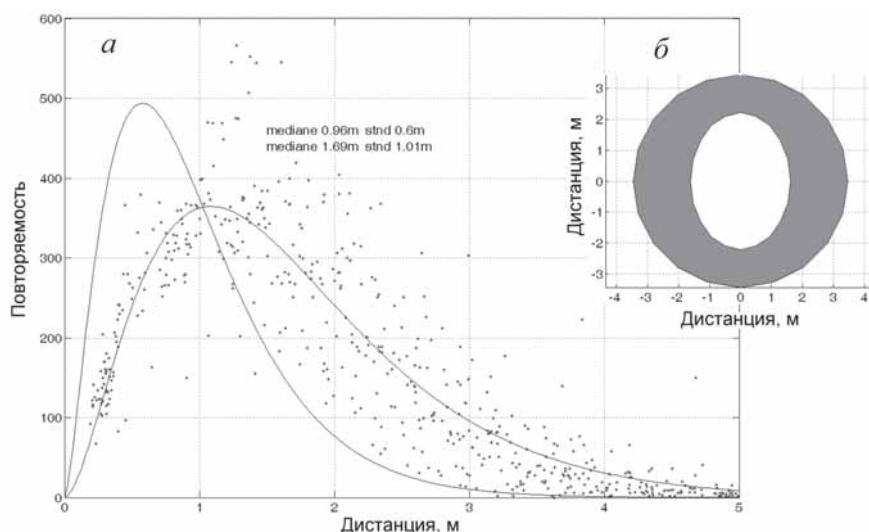


Рис. 4. Диаграммы калибровки GPS-приемников:

а – гистограмма распределения ошибок позиционирования для дополнительного GPS-приемника в полосе частот более 0,3 мГц и соответствующие функции плотности распределения в гамма-приближении для двух GPS-приемников; б – 95 % эллипсы концентрации ошибок позиционирования в полосе частот более 0,3 мГц для основного (белый) и дополнительного (серый) GPS-приемников

Сравнение медиан Гамма-распределений и двумерных диаграмм ошибок измерений показывает, что измерительный канал дополнительного GPS-приемника сильно шумит и в случае устранения избыточного шума следует ожидать пропорционального уменьшения 2DRMS-ошибки относительных измерений с 4 м до 2,5...3 м, так же как и дисперсии аппаратурных шумов с 75 % до 40 % от полной дисперсии. Косвенное сравнение оценок, полученных методом референц-траектории, с результатами береговых измерений дает качественное совпадение по двум позициям. Во-первых, и в том и в другом случае имеет место Гамма-распределение ошибок измерений. А во-вторых, оценки Гамма-распределения с медианой около 0,96 м для аппаратурной погрешности измерений вполне сравнимы с оценками полной погрешности, полученными на немецкой антарктической станции *Neumayer*, с медианой Гамма-распределения 2,8 м (частное сообщение). Отметим, что меридиональная полуось внутреннего эллипса погрешности GPS-измерений на рис. 4 б составляет около 2 м, что близко к ошибкам округления по широте для GPS-приемников второго поколения. Это дает основание полагать, что аппаратурная ошибка GPS-приемников третьего поколения может быть несколько меньше.

Низкочастотная компонента дисперсии псевдодистанции с периодом более одного часа связана, в основном, с флуктуациями естественных геофизических полей и их влиянием на процесс GPS-измерений. На рис. 5 а, б показаны выборочные десятисуточные фрагменты псевдодистанции, в том числе низкочастотная компонента, полученная с помощью фильтра Баттерворта 6-го порядка. Здесь можно видеть суточную и полусуточную компоненты, флуктуации с периодом от одного часа до шести часов, так же как и отдельные неперiodические выбросы с интенсивностью до 5 м. Вследствие этого исследование влияния естественных процессов на точность GPS-измерений требует длинных рядов исходных данных и привлечения статистического аппарата для анализа нестационарных случайных процессов.

На рис. 5 в, г показана зависимость стандартной ошибки измерений псевдодистанции от интервала усреднения исходного ряда данных, суммарная продолжительность которого составляла около 80 дней. Для скользящего усреднения был использован низкочастотный фильтр Баттерворта 6-го порядка, частота среза которого изменялась в широком временном диапазоне от 2 до 60 мин – рис. 5в и от 1 до 40 ч – рис. 5 г. Практически все анализируемые временные ряды имели нормальный закон распределения, что подтверждало достаточность длины исходного ряда для получения устойчивых статистических оценок. Это позволило в качестве меры ошибки измерений использовать стандартное отклонение каждого из нормальных распределений, пример которых был показан на рис. 1 б. При этом 95 % точность оценивания стандартного отклонения составляет около 1 см. Анализ зависимости позволил выделить наиболее характерные участки изменчивости стандартной ошибки измерений. В частности, при усреднении на интервале до 10 мин ошибка измерений практически не меняется из-за сильной корреляции шумов. При усреднении на интервале от 10 до 30 мин имеет место уменьшение ошибки примерно на 0,5 м, что связано, вероятно, с вычислительными флуктуациями за счет изменчивости конфигурации навигационных спутников. При усреднении на интервале от 30 мин до 28 ч имеет место, в основном, экспоненциальное уменьшение ошибки вплоть до 0,3 м с небольшими отклонениями от экспоненты в области полусуточной и суточной гармоник. И далее на интервале усреднения более 28 ч имеет место равномерное уменьшение ошибки с наклоном около 2,5 см в сутки. Полученная зависимость позволяет прогнозировать точность GPS-измерений и планировать полевые эксперименты в условиях медленной кинематики, как, например, при исследовании ледников. В частности, для получения дециметровой точности относительных измерений необходимо проводить усреднение исходных данных как минимум на суточном интервале, а для достижения сантимет-

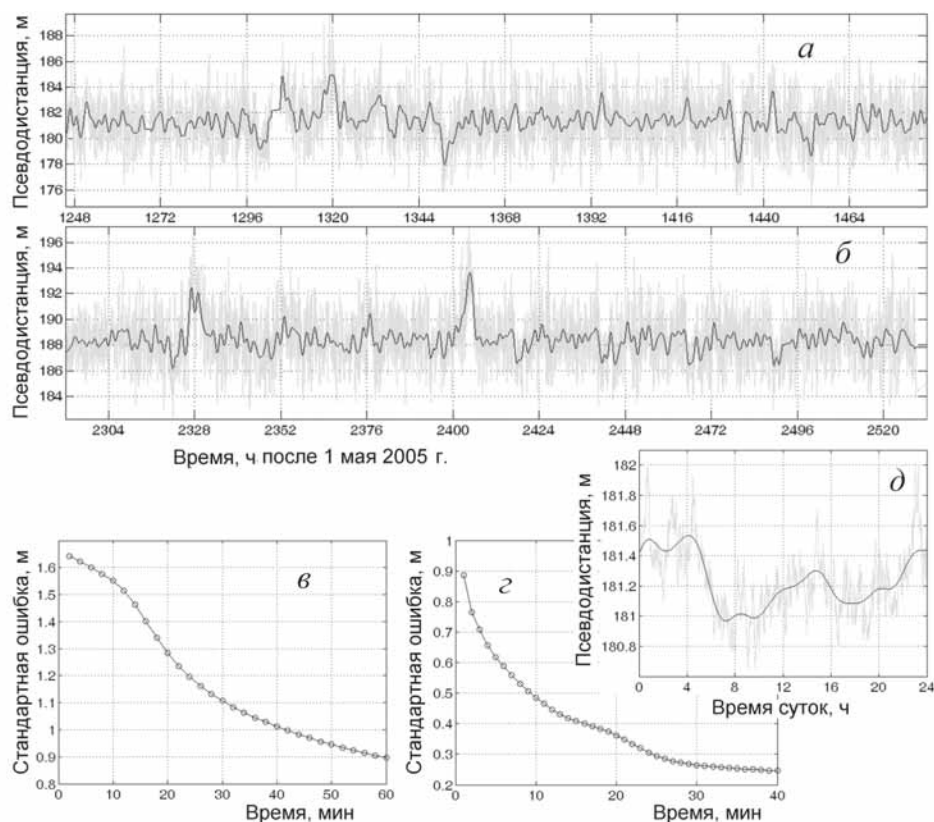


Рис. 5. Десятисуточные выборки оценок псевдодистанции. *а* – 21–31 июня 2005 г.; *б* – 4–14 августа 2005 г., до и после фильтрации – серые и черные линии соответственно, стандартная ошибка сглаженных оценок в зависимости от интервала сглаживания – (*в*, *г*), среднесуточный ход оценок псевдодистанции – (*д*)

ровой точности – на интервале 7–10 суток. Вероятно, эти оценки могут быть несколько лучше, если использовать калиброванные GPS-приемники третьего поколения, и значительно лучше в случае использования профессионального оборудования. При анализе данных была обнаружена среднесуточная изменчивость оценок псевдодистанции, временной ход которой показан на рис. 5 *д*, откуда видно, что различие между ночными и утренними измерениями псевдодистанции может составлять около 0,5 м.

Анализ погрешности относительного позиционирования, представленный выше, основан на синхронных измерениях двумя GPS-приемниками со сдвигом в пространстве. При измерениях скорости дрейфа обычно используют два последовательных измерения одного GPS-приемника, так, что имеет место сдвиг как в пространстве, так и во времени. Поскольку спутниковая навигационная система имеет самые высокие стандарты по времени, измерение скорости в итоге сводится к измерению дистанции между последовательными точками, однако временной фактор оказывает косвенное влияние через флуктуации параметров системы, вызывая увеличение суммарной дисперсии измерений. В GPS-приемниках есть еще возможность измерения скорости по сдвигу частоты Доплера, однако этот метод в предлагаемой работе не рассматривается.

На рис. 6 *а, б, в* показаны примеры вычисления скорости и направления дрейфа по данным дрейфующей станции СП-35 от 28 ноября 2007 г., когда в течение 12 часов произошел быстрый разворот дрейфа и ледяное поле было расколото.

На рис. 6 *г* представлена демонстрационная статистическая модель GPS-измерений скорости дрейфа, где каждая из последовательных измерительных точек моделируется случайным множеством точек с эмпирическим Гамма-распределением, а смещение между ними равно удвоенной медиане распределения. При этом псевдодистанция между парными точками случайного множества при малых смещениях также имеет Гамма-распределение, которое с увеличением смещения вырождается в нормальное распределение, а дисперсия оценок скорости дрейфа уменьшается за счет пропорционального увеличения интервала измерения. Так, оценки скорости дрейфа на рис. 6 *а* соответствуют модели на рис. 6 *г* в масштабе 1:12, поскольку при средней скорости дрейфа около 5 см/с смещение на интервале измерения 1 мин составляет около 3 м, что примерно равно двум медианам эмпирического Гамма-распределения на рис. 4 *а*. А оценки скорости и направления дрейфа на рис. 6 *б* и 6 *в*, полученные при увеличении измерительного интервала до 8 мин, соответствуют смещению в 16 медиан эмпирического Гамма-распределения. Сравнение оценок показывает 8-кратное уменьшение модельной погрешности, в результате чего на рис. 6 *б, в* можно видеть флуктуации сигнала в области частот 0,5–2 МГц, которые ранее были неразличимы.

Представленные оценки скорости дрейфа содержат также ошибки округления вычислений, которые проявляются в квантовании сигналов по амплитуде. При этом шаг квантования зависит как от интервала измерений, так и от направления

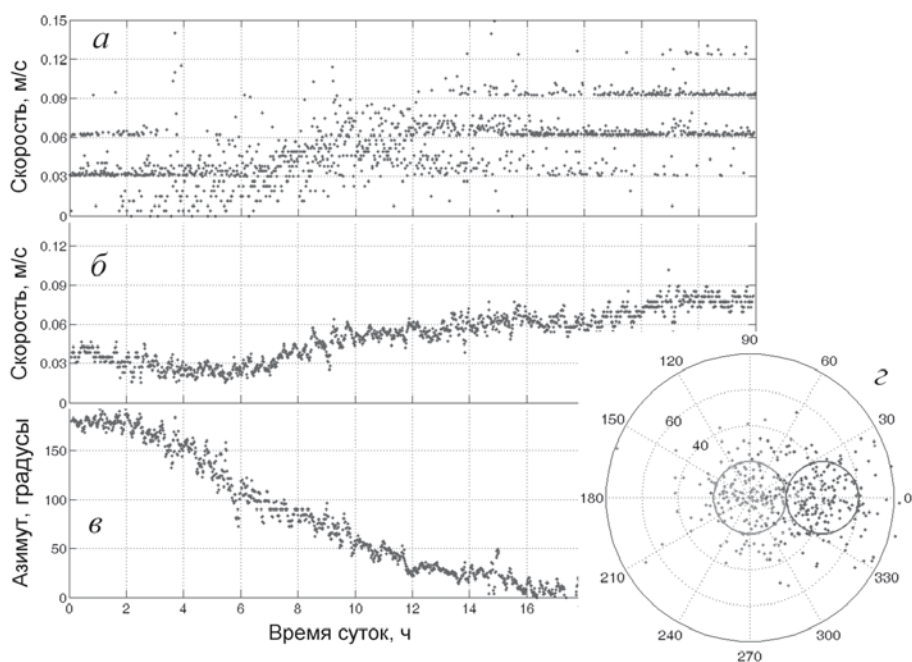


Рис. 6. Пример вычислений скорости и направления дрейфа по данным дрейфующей станции СП-35 от 28 ноября 2007 г., интервал регистрации данных — 1 мин, интервал вычисления скорости 1 мин — (*а*) и 8 мин — (*б, в*); *г* — статистическое моделирование GPS-измерений скорости дрейфа с помощью двух Гамма-распределений (точки) с медианой 18 м (окружности), дисперсией 144 м² и смещением 36 м

дрейфа, имея максимальное значение для скорости дрейфа в направлении север–юг, а для азимута в направлении запад–восток. Как было показано выше, ошибка округления позиции по широте является преобладающей и составляет 1,852 м, а все ошибки квантования являются дочерними и вычисляются по простым соотношениям. Так, для скорости дрейфа при интервале измерения 1 мин шаг квантования равен $1,852 \text{ м}/60 \text{ с} = 30,9 \text{ мм}/\text{с}$, при интервале измерения 8 мин – $1,852 \text{ м}/480 \text{ с} = 3,85 \text{ мм}/\text{с}$, а соответствующий шаг квантования по азимуту в сильной степени зависит от смещения (читай скорости дрейфа) и составляет для заданных условий около 5° . Отметим, что в поперечном направлении эффект квантования проявляется значительно слабее, однако в любом случае он является важным элементом прецизионных измерений.

Для анализа некоррелированных ошибок измерений скорости дрейфа и их зависимости от интервала измерений был выполнен регрессионный анализ соответствующих оценок двух измерительных каналов, разнесенных на дистанцию около 181 м. В данном случае в качестве меры погрешности измерений скорости используется стандартная ошибка регрессии оценок пройденной за интервал измерения дистанции. В таблице ниже представлены оценки стандартной ошибки регрессии, некоррелированные ошибки измерений скорости дрейфа и ошибки округления вычислений, полученные как для различных интервалов измерений, так и для различной скорости и направления дрейфа. Эти оценки показывают, что при уменьшении интервала измерений до периода менее 10 мин имеет место значительное уменьшение некоррелированных шумов, что, вероятно, связано с повышением стабильности конфигурации навигационных спутников на интервале измерения. А при возрастании интервала измерения преобладают ошибки округления.

Таблица 1

Зависимость ошибки регрессии, некоррелированных ошибок измерения скорости дрейфа и округления вычислений от временного интервала измерений.

Интервал измерений, мин	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	20
Станд. ошибка регрессии, м	0,8	1,14	1,35	1,49	1,62	1,72	1,79	1,87	1,9	1,91	1,9
Станд. ошибка скорости, см/с	1,33	0,95	0,75	0,62	0,54	0,48	0,43	0,39	0,35	0,32	0,17
Ошибка округления, см/с	3,09	1,55	1,03	0,98	0,62	0,52	0,44	0,37	0,34	0,31	0,16

Детальный анализ оценок псевдодистанции, так же как и ошибок относительного позиционирования, позволил получить статистически обеспеченные оценки скорости дрейфа и ускорений ледяного поля и вследствие этого наметить пути к оценкам ледовых сил, действующих в ледяном покрове. После низкочастотной фильтрации исходных временных рядов и подавления флуктуаций, связанных с изменчивостью конфигурации навигационных спутников, удалось снизить среднюю погрешность измерений ускорений ледяного поля до $0,25 \text{ мкм}/\text{с}^2$ или $0,25 \text{ мГал}$, что позволяет исследовать в первом приближении распределение внешних сил, действующих на ледяное поле вдоль траектории его дрейфа. На рис. 7 а, б представлены диаграммы распределения ускорений вдоль траектории дрейфа ледяного поля дрейфующей станции СП-33 при торошении 16 июля 2005 г. и ледяного поля дрейфующей станции СП-35 в момент разлома 28 ноября 2007 г. Ниже на рис. 7 в представлены графики изменчивости ускорений и скорости дрейфа для первого события. Как видно из рисунков, при активных динамических событиях в ледяном покрове преобладает хаотическое распределение внутренних ледовых сил, а интенсивность локальных ускорений значительно превосходит ускорения, связанные с крупномасштабным воздействием ветра и течений. Вероятно, именно мелкомасштабные и мезомасштабные внутренние силы, их перераспределение и самоорганизация определяют эволюцию процессов разрушения в ледяном покрове.

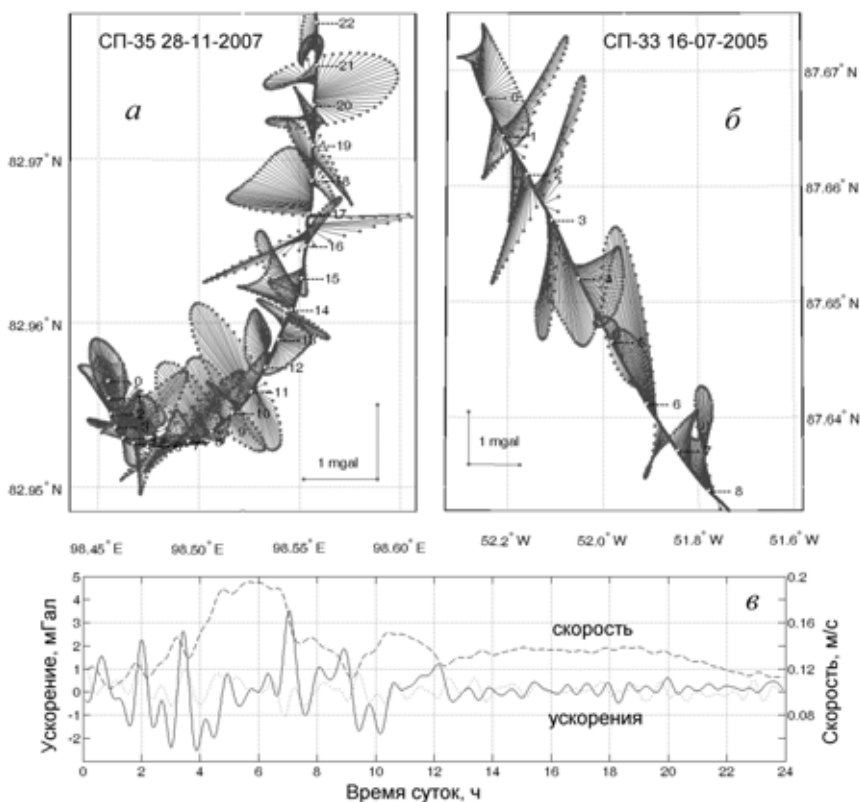


Рис. 7. Диаграммы распределения интенсивности и направления ускорений вдоль траектории дрейфа, СП-35 28 ноября 2007 г. – разлом ледяного поля – (а), СП-33 16 июля 2005 г. – торшение – (б); в – график ортогональных проекций ускорений и скорости дрейфа по данным СП-33 16 июля 2005 г.

Такая динамика ледяного покрова является вполне объяснимой и даже типичной с точки зрения механики дискретно иерархических сред [3].

Мы надеемся, что представленный анализ и некоторые его результаты будут способствовать оптимальному решению проблемы планирования полевых экспериментов с использованием спутниковых навигационных систем, так же как и расширят наши возможности по изучению механики деформирования и разрушения морского льда.

В статье представлены некоторые результаты, полученные во время работы по проекту 1.5.4. ЦНТП Росгидромета за 2007 г. Авторы благодарны участникам и руководителям проекта российских дрейфующих станций СП-33 и СП-35 В.Т.Соколову и А.А.Висневскому за сотрудничество и поддержку, а также руководителю отдела автоматики и приборов ААНИИ Р.А.Балакину за внимание к работе и полезные дискуссии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонович К.М. Использование спутниковых радионавигационных систем в геодезии. Новосибирск: Наука, 2005. 334 с.

2. Крамер Г. Математические методы статистики / Под ред. А.Н.Колмогорова. М.: Мир, 1975. 648 с.
3. Садовский М.А. Дискретные свойства геофизической среды. М.: Наука, 1989. 176 с.
4. Серапинас Б.Б. Основы спутникового позиционирования. М.: Изд-во МГУ, 1998. 82 с.
5. Смирнов В.Н. Динамические процессы во льдах. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 162 с.
6. Стеблов Г.М., Фролов Д.И., Куксенко В.С. Кинематика движения материков Земли // Физика твердого тела. 2005. Т. 47. Вып. 6. С. 1009–1014.
7. Vinnins M., Lachapelle G., Cannon M.E., Dosso S., Heard G. High Latitude Altitude // GPS World, October 2003. P. 16–27.
8. Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. Global Positioning System theory and practice. Fifth, revised edition. Wien, New-York: Springer-Verlag, 2001. 382 p.
9. Hvidberg C.S., Gundestrup N., Keller K., Jonsson P. Ice-divide flow at Hans Tausen Iskappe, North Greenland, from surface movement data. // J. of Glaciology. 2001. Vol. 47. № 156. P. 78–84.
10. Hvidberg C.S., Keller K., Forsberg R. Mass Balance and Surface Movement of the Greenland Ice Sheet at Summit, Central Greenland // Geophysical Research Letters. 1997. Vol. 24. № 18. P. 2307–2310.
11. Rigor I.G., Hudson E.T., Loyning T., Priamikov S. The International Arctic Buoy Programme (IABP) // Proc. ACSYS/CliC Final Meeting, St. Petersburg, Nov. 2003. 200 p.

I.B.SHEYKIN, V.N.SMIRNOV, S.M.KOVALEV

ACCURACY ESTIMATION OF GPS-MEASUREMENTS ON THE RUSSIAN DRIFTING STATIONS «NORTH POLE-33» AND «NORTH POLE-35»

There are difficult to estimate realistically the distance and velocity errors of GPS-measurements in the conditions of the ice drifting station. The presented paper includes some developments for solution this problem. At the summer 2005 the detail GPS-measurements are conducted in the high latitudes of Arctic Ocean. Two usual GPS-receivers were deployed into the consolidated ice floe on the distance about 185 meters and fix a position every minute.

The analysis of the field data allows investigate 2D distributions of pseudo-distance vector between measured points as well as the standard error of velocity estimations. The Gaussian PDF and confidence ellipses of concentration are used for interpretation of the 2D pseudo-position cloud and the regression parameters are used for estimations of velocity standard error. We have found that the regression standard errors are depended strongly of sampling interval because the GPS-receivers are calculating their positions from the some GPS-satellites at the short intervals and from the different GPS-satellites at the intervals more than 10 minutes. There are similar to the pseudo-differential conditions of GPS-measurements. The study examined a nonlinear relationship between velocity standard error and sampling interval for the pseudo-differential range as well as the range limits. The potential sources of measured errors are discussed.

Probably in situ calibration of GPS-measurements and monitoring of GPS-measurement errors will be useful for planning of investigations in the high latitude conditions.

МОДЕЛИ РАЗРУШЕНИЯ АЙСБЕРГОВ И СТАМУХ ВЗРЫВАМИ И ОЦЕНКИ РИСКОВ ИСХОДОВ ВЗРЫВАНИЯ

Г.А.ЛЕБЕДЕВ, В.П.ТРИПОЛЬНИКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Рассмотрены теоретические модели разрушения взрывами ледовых образований (ЛО) типа айсбергов и стамух для обеспечения безопасной эксплуатации подводных сооружений в замерзающих морях. Дается теоретическая оценка рисков исходов взрыва ЛО и рекомендации по учету эффектов канализации энергии взрывов для обеспечения благоприятного исхода взрыва.

В соответствии с распоряжением Правительства Российской Федерации от 10 апреля 2007 г. № 442-р Росгидромету совместно с заинтересованными органами исполнительной власти поручено в 2007–2010 гг. разработать систему гидрометеорологической безопасности в Российской Федерации.

Несомненно, что компонентом этой системы должен быть комплекс методов, технологий и технических средств, направленных на предотвращение техногенных аварий и катастроф, связанных с воздействием природной среды на инженерные объекты, или уменьшение негативных последствий от указанных воздействий.

Применительно к обеспечению эффективного и безопасного развития регионов России в условиях существования замерзающих акваторий одним из определяющих гидрометеорологических факторов воздействия природной среды на жизнедеятельность можно считать ледяной покров и связанные с ним проблемы и явления. В этой связи главной задачей современной инженерной гляциологии в области хозяйственной деятельности является нахождение новых путей и способов целенаправленного воздействия на гляциальную среду, изучение воздействия этой среды на хозяйственные объекты и установление закономерностей изменчивости того и другого.

В рамках данной работы обсуждаются результаты исследований, связанные с проблемами техногенного воздействия на ледяные образования (ЛО) типа айсбергов и стамух с целью их разупрочнения и разрушения для обеспечения безопасной эксплуатации подводных сооружений (ПС) в замерзающих морях. Так, для обеспечения безопасности в виде исключения возможности тарана айсбергом подводного сооружения требуется, по меньшей мере, разделить айсберг на части, каждая из которых имела бы безопасную осадку или была бы транспортабельна буксировочными приемами. Такое разделение может осуществляться короткозамедленным взрыванием (КЗВ) цепочки скважинных зарядов взрывчатых веществ (ВВ), при котором реализуется наименьшее акустическое воздействие на окружающую среду и наиболее экономично решается поставленная задача. Эта методика запатентована нами как «Способ защиты подводных сооружений от давления дрейфующих ледовых образований» [2].

Для достижения эффекта одноактного обрушения всего массива льда ЛО массу заряда ВВ в каждой скважине устанавливают исходя из требования, чтобы зона трещин во льду от взрыва каждого заряда достигала нижней границы массива

ЛО и чтобы зоны трещин от отдельных взрывов смыкались. Это достигается выбором расстояния между скважинами по линии замедления взрывной цепи, равного удвоенной глубине первоначальной осадки ЛО. Такой выбор обеспечивает минимизацию числа скважин, повышение эффективности защиты подводных сооружений от давления ЛО и исключение экологического ущерба.

Рассмотрим теоретическую модель этого явления. Согласно теории [6] от взрыва сосредоточенного заряда зона трещин в породе в направлении уплотнения среды заканчивается на расстоянии от заряда, определяемом уравнением

$$\hat{R} = R_g \left(\frac{\sigma_c}{2\sigma_p} \right)^{1/2}, \quad (1)$$

где R_g — радиус зоны бризантного действия взрыва, σ_c — прочность породы на сдвиг в условиях стеснения, σ_p — прочность породы на растяжение.

$$R_g = \left(\frac{E}{3\sigma_c} \right)^{1/3} \times R_0, \quad (2)$$

где E — модуль Юнга породы, R_0 — радиус газовой полости, образуемой в эпицентре взрыва продуктами детонации.

Для камуфлетного взрыва в соответствии с теорией радиус газовой полости может быть определен уравнением

$$R_0 = 0,61(qM)^{1/3} (\rho c^2 \sigma_c^2)^{-1/9}, \quad (3)$$

где q — удельная энергия ВВ, M — масса заряда ВВ, ρ — плотность породы, c — скорость упругой волны сжатия в породе.

При взрывах в забутованных скважинах формула (3) также может соответствовать реальной ситуации ввиду мгновенного характера расширения продуктов детонации.

Примем для расчета следующие характеристики льда [1]: $\rho = 900 \text{ кг/м}^3$; $c = 3200 \text{ м/с}$; $E = (3 \div 10) \times 10^3 \text{ МПа}$; $\sigma_p = 0,5 \text{ МПа}$; $\sigma_c = 40 \text{ МПа}$. Делая подстановки, получим уравнения (4–6), определяющие: радиус газовой полости R_0 ; радиус зоны бризантного действия взрыва R_g и радиус зоны трещин $\hat{R}$.

$$R_0 = 1,25 \cdot 10^{-3} (qM)^{1/3}, \text{ а по тротилу } R_0 = 0,2M^{1/3}, \quad (4)$$

$$R_g = (2,92 \div 4,37) R_0, \text{ а по тротилу } R_g = (0,59 \div 0,88) M^{1/3}, \quad (5)$$

$$\hat{R} = 6,32 R_g = (18,4 \div 27,6) R_0, \text{ а по тротилу } \hat{R} = (3,72 \div 5,58) M^{1/3}, \quad (6)$$

где M — в кг, R — в м.

Критическую массу заряда ВВ в скважинах, гарантирующую обрушение ЛО, определим из требования $\hat{R} = H$, где H — глубина первоначальной осадки ЛО. В тротиловом эквиваленте согласно уравнению (6) получим для массы заряда уравнение

$$M = \left(\frac{H}{3,72 \div 5,58} \right)^3 \equiv (0,006 \div 0,02) H^3. \quad (7)$$

При этом оптимальное расстояние между скважинами вдоль подрывной цепи равно $2H$.

Ударная волна во льду от взрыва тротила имеет пик давления, который в соответствии с экспериментальными данными [4, 7] определяется отношением

$$p^* = \frac{M}{\bar{R}^3}. \quad (8)$$

В предлагаемом способе ударная волна на границе ЛО с водой практически отсутствует, так как в соответствии с уравнениями (7) и (8) $p^* = (0,006 \div 0,02)$ МПа, а предел обращения затухающей ударной волны в обыкновенную волну сжатия во льду равен $0,66 \div 1,66$ МПа. Это позволяет утверждать, что предлагаемый способ безопасен для ПС при проведении взрывов на сравнительно небольших дистанциях от ПС, а для некоторых ПС даже при наличии их контакта с ЛО.

Чтобы исключить возможность тарана подводного сооружения стамухой, требуется, по меньшей мере, удалить от ее массива часть льда, обеспечив тем самым подвсплытие стамухи до безопасного уровня. Пусть H – глубина моря, h – эффективная высота надводной части стамухи, привязанная к условному миделю, L – протяженность стамухи в условном главном сечении, S – сечение массива льда в плоскости условной ватерлинии. Если требуется изменить осадку стамухи на величину ΔH , то следует удалить с нее массу льда, определяемую уравнением

$$\Delta M = S \cdot \Delta H \cdot \rho, \quad (9)$$

где ρ – плотность воды.

Эффективно отделить массу льда и обеспечить подвсплытие стамухи можно, например, отколом льда вдоль одного из протяженных бортов L . Для этого заряды ВВ необходимо разместить по цепочке подрывной линии, установленной на таком расстоянии ΔX от борта, чтобы масса отделяемого льда определялась уравнением

$$\Delta M = \Delta X \cdot (H + h) L \cdot \rho_i, \quad (10)$$

где ρ_i – плотность льда.

Т.е. это расстояние ΔX определится соотношением

$$\Delta X = 1,08 S \cdot \Delta H / (H + h) L. \quad (11)$$

Известно, что дневная поверхность крупных ледовых образований может иметь рельеф и качество состояния льда, исключаяющие возможность оперативного выбуривания скважин для установки зарядов. Применение кумулятивных зарядов существенно снижает трудоемкость подготовки взрывного разрушения ледовых образований. При этом цепочка кумулятивных зарядов устанавливается на дневной поверхности айсберга или стамухи [5]. При пробивании льда кумулятивным зарядом образуется конусообразная каверна раздробленного льда, имеющая диаметр, определяемый уравнением

$$2R_g = 0,627 A \cdot d \cdot V (\rho_c \rho_i)^{0,25}, \quad (12)$$

где A – эмпирический коэффициент вытеснения, d , V – диаметр и скорость кумулятивной струи, которые уменьшаются по мере углубления струи в породу, ρ_c , ρ_i – плотности материала струи (обычно медь) и льда.

Для мишени в виде льда и медной кумулятивной струи $A = 2,7$ (Дж^{-1/2}мм^{3/2}) [5].

В момент соударения со льдом $V = 8$ км/с (для условий гексогенового заряда), d выбирается соответственно конструкции заряда (диаметра).

Глубина конусной каверны раздробленного льда определяется уравнением

$$h_1 = l (\rho_c \rho_i)^{1/2} f, \quad (13)$$

где l – длина струи, f – коэффициент фокусировки, зависящий также от прочности материала пробиваемой преграды.

Для условий: $d = 0,05$ м, $V = 8000$ м/с, $\rho_i = 950$ кг/м³, $\rho_c = 5000$ кг/м³ (медь), получим $R_g = 0,5$ м.

Согласно (8) сферическую каверну радиуса 0,5 м дает скважинный заряд тротила массой 0,8 кг, а зона трещин в массиве льда распространяется на 2–3 м. В случае кумулятивного заряда зона трещин распространяется на данное расстояние также и от вершины конусной каверны.

Риск невыполнения произведенными взрывами поставленной задачи разрушения айсберга или стамухи связан с неопределенностью рассеяния энергии взрывов отдельных зарядов в цепочке. Так как энергия взрывов канализируется в направлении наименьшего сопротивления, то требуются известный опыт и знание строения объекта разрушения, а также специальные знания об оптимальной дистанции между зарядами и времени задержки последовательности взрывов по цепочке.

В идеализированном варианте однородного изотропного льда давление ударной волны, определяемое (8), по размерности адекватно плотности энергии, затраченной на дробление льда (МПа = МДж/м³). Но если часть энергии взрыва канализируется в непредсказуемом направлении, то убыль энергии разрушения в нужном направлении можно сопоставить с уменьшением действующей массы заряда или с увеличением расчетной массы заряда, необходимой для достоверного исхода разрушения льда в данной конкретной ситуации по характеристикам массива льда. Реально оценить вероятность выполнения поставленной задачи как отношение

$$p = M^*/M, \quad (14)$$

где M^* – масса заложенного заряда (имеются в виду одинаковые заряды в каждой скважине или одинаковые кумулятивные заряды), M – масса заряда, гарантирующая достоверный исход взрывания на данном объекте. Можно утверждать, что эта величина p совпадает с КПД взрывания.

Вероятность неблагоприятного исхода равна $(1 - p)$. Категория риска такого исхода, как мера неопределенности, равна относительной энтропии информационной системы, определяемой соотношением [3]:

$$R = -\{p \log p + (1 - p) \log (1 - p)\} / \log 2. \quad (15)$$

Приемлемый уровень риска, как правило, устанавливается нормативно. Например, вероятность благоприятного исхода должна быть не меньше 0,95. В этом случае $R = 0,286$ (табл. 1).

Максимальный риск исхода имеет место при вероятности $p = 0,5$, а вероятность негативных случайных факторов канализации энергии, в данном случае (p^*), определяется произведением $0,95p^* = 0,5$, т.е. $p^* = 0,526$. Если вероятность благоприятного исхода взрывания оценивается величиной 0,5, что соответствует неподготовленному заложению заряда, то вероятность канализации энергии взрыва в непредсказуемом направлении равна 1. Следовательно, для подстраховки от проявления возможных негативных факторов канализации энергии взрывов необходимо (и достаточно) вдвое увеличить массу расчетного заряда, т.е. увеличить вдвое массу заряда фактического заложения.

С другой стороны, разность $(1 - R) = 0,714$ (компенсируемая энтропия) может быть увеличена дополнительной информацией. Например, дуальная

Таблица 1

Вероятности и риски дуального исхода

p	0,05	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	0,95
R	0,286	0,468	0,731	0,88	0,987	1	0,987	0,88	0,731	0,486	0,286

информационная система с риском 0,714 имеет вероятности исходов примерно 0,8 и 0,2. Чтобы ее исключить из максимального риска и получить риск достоверного исхода $R \leq 0,286$, надо определить коэффициент канализации энергии по местам дислокации зарядов с вероятностью не менее 0,8 и скорректировать позиции заложения зарядов. Если планируется использование N скважин, из которых n могут быть дефектными, то их число регулируется соотношением $n/N \leq 0,2$. Информационная система ошибок заложения зарядов может быть многофакторной, но риск компенсируемой информационной системы (в данном случае $R = 0,714$) от этого не изменяется.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства, современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 384 с.
2. Лебедев Г.А., Трипольников В.П. Способ защиты подводных сооружений от давления дрейфующих ледовых образований: Патент на изобретение № 2310720 по заявке № 2006115028/03(016345) с приоритетом от 02.05.2006.
3. Лебедев Г.А., Трипольников В.П. Информационные риски в оценке угрожающих воздействий льда на сооружения и воздействия взрывов, устраняющих ледовые нагрузки // Труды RAO/CIS OFFSHORE 2007 PROCEEDING. СПб., 2007. С. 121 (полная версия доклада опубликована на CD-диске информационных материалов RAO/CIS OFFSHORE 2007).
4. Лебедев Г.А., Трипольников В.П. Разрушение ледяного покрова подледными взрывами газовых смесей для обеспечения технической и экологической безопасности эксплуатации инженерных объектов // Труды RAO/CIS OFFSHORE 2005 PROCEEDING. СПб. 2005., С. 480–483.
5. Ледов С.В., Копалов В.Н., Федоров С.В. Особенности пробития ледяных и грунтобетонных преград кумулятивными зарядами // Оборонная техника, 1995. № 4. С. 39–45.
6. Физика взрыва / Под ред. Л.П.Орленко. М.: Физматгиз, 2002. Т. 1. 832 с.
7. Mellor M., Kovacs A. Destruction of ice islands with explosives // POAC 77, 4-th Int. Conf. Port and Ocean Eng., Newfoundland, 1977. Vol. 2. P. 753–765.

G.A.LEBEDEV, V.P.TRIPOLNIKOV

MODELS OF DESTRUCTION OF ICEBERGS AND GRAUNDED HUMMOCKS BY EXPLOSION AND ASSESSMENT OF BLASTING RESULTS RISKS

The essay considers theoretical models of destruction of ice formations like icebergs and grounded hummocks by explosion, with the purpose to ensure safe operation of submarine constructions in freezing seas. Theoretical assessment of ice formations blasting results risks is given along with recommendations for regarding explosion energy channeling effects for the purpose to ensure favorable outcome of the detonation.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И ПРОГНОЗЫ СРОКОВ ВЕСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ФАЗ В УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ РЕКИ ЕНИСЕЙ

Е.В.ШЕВНИНА, З.С.СОЛОВЬЕВА

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлены многолетние характеристики сроков весенних ледовых фаз в устьевой области реки Енисей. Разработаны методики их прогноза.

ВВЕДЕНИЕ

Ледовый режим устьевой области реки Енисей во многом определяет условия хозяйственной деятельности человека в регионе. Обеспечение жизнедеятельности населения и работа промышленных объектов в этом районе связаны с использованием речного водного транспорта, который осуществляет грузоперевозки из южных областей в северные районы и далее по Северному морскому пути. Один из основных транспортных путей проходит через устьевую область реки Енисей. Знания особенностей вскрытия устья Енисея и прогнозирование сроков очищения акватории ото льда необходимы для своевременного планирования сроков навигации.

Изыскания возможностей прогнозирования весенних ледовых фаз в устьевой области Енисея началось в 1940-е годы. Основы прогнозирования сроков вскрытия были сформулированы В.С.Антоновым в [2], метод базируется на расчетах времени добегания паводочной волны от верхних постов к нижним. В 1950-е годы автор предложил использовать в прогностической практике приемы графической экстраполяции сглаженных по трехлетиям рядов сроков наступления ледовых фаз в сопоставлении с типами атмосферной циркуляции по Г.Я.Вангенгейму [1, 3, 21, 23]. Данные связи оказались значимыми и оценивались коэффициентами корреляции 0,70–0,80 при заблаговременности 2–3 месяца.

В работах [6–8] А.И.Бурдыкиной рассматриваются прогностические связи, где в качестве предикторов предложены суммы групповых аномалий атмосферного давления и температуры воздуха в приземном слое и на высоте 500 и 750 гПа в осенне-зимний период, а также ледовитость Карского моря и преобладающие направления ветров. Данная методика оказалась действующей для короткого периода наблюдения [5].

К концу 1970-х годов предложены синоптико-статистические методы прогнозирования сроков вскрытия рек в разных климатических зонах [14, 22]. На протяжении многих лет Ю.В.Налимов разрабатывает методики, основанные на уравнениях теплового баланса, для расчета и прогноза продвижения кромок льда и очищения ото льда открытых акваторий губ и заливов [17, 18, 24].

В последние годы широко известны исследования специалистов Гидрометеоцентра (ГМЦ) [9–12], где описано влияние распределения температуры поверхности океанов на сроки вскрытия рек России и СНГ. Обобщения методик, разработанных

в ГМЦ и региональных УГМС на основе физико-статистических закономерностей, представлены в руководстве по гидрологическим прогнозам [20].

Все вышеописанные методы для получения прогностических зависимостей используют два подхода: первый основан на учете характеристик атмосферных процессов (качественные оценки атмосферной циркуляции, однородность преобладающих атмосферных процессов синоптического периода, подбор лет-аналогов). Второй подход базируется на установлении корреляционных связей сроков ледовых фаз с метеорологическими, гидрологическими и геофизическими предикторами.

Настоящая публикация освещает результаты разработки методов прогнозов, основанных на связи сроков наступления ледовых фаз с повторяемостью синоптических процессов над Атлантикой и Евразией, характерными сроками температурных изменений в средней части бассейнов (переход через нулевую отметку, даты накопления сумм $+5^{\circ}\text{C}$, $+10^{\circ}\text{C}$ и т.д.), а также сроками вскрытия на верхних створах.

МНОГОЛЕТНИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРОКОВ НАСТУПЛЕНИЯ ВЕСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ФАЗ

Речная часть устьевой области реки Енисей ограничивается гидрологическими постами (г/п) Селиваниха и Караул, в морской части реки расположены г/п Байкалово и Сопочная Карга [15]. Однородность рядов сроков наступления ледовых фаз нарушена вводом в эксплуатацию Красноярского водохранилища [16]. Поэтому для оценки многолетних характеристик сроков наступления ледовых фаз и анализа связи сроков вскрытия Енисейской устьевой области с различными предикторами использовались данные за 1968–2005 гг.

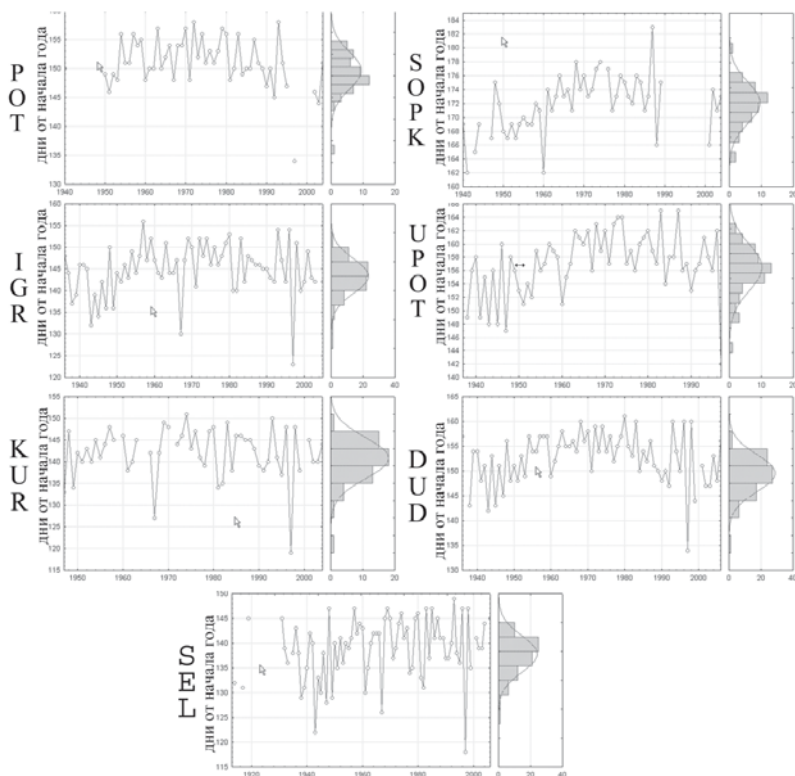


Рис. 1. Многолетняя изменчивость сроков начала ледохода на гидрологических постах низовьев Енисея. Коды постов приведены в примечании к табл. 1

Первая подвижка льда в устьевой области Енисея происходит в среднем во второй–третьей декадах мая на речном участке и во второй декаде июня в морской части области. Начало ледохода происходит в среднем в конце мая – начале июня на речном участке и 13–27 июня в морской части области. Очищение ото льда начинается в среднем в начале июня на речном участке и в конце июня в морской части области (табл. 1). Анализ данных наблюдений за сроками первой подвижки льда на г/п Селиваниха, Усть-Порт и Сопочная Карга показал отсутствие многолетнего тренда, функции распределения асимметричны с модальными значениями, соответствующими поздним срокам. Функция распределения дат первой подвижки льда на г/п Потапово имеет асимметрию в сторону ранних сроков.

В многолетних рядах наблюдений за сроками начала ледохода на г/п Селиваниха и Курейка отсутствует тренд, а функции распределения имеют слабую асимметрию в сторону поздних сроков. Функции распределения дат начала ледохода на г/п Потапово, Усть-Порт, Игарка и Дудинка близки к нормальным (рис. 1). В многолетних рядах наблюдений за сроками начала ледохода на г/п Сопочная Карга имеется выраженный тренд в сторону ранних сроков.

Таблица 1

**Многолетние характеристики сроков вскрытия Енисейской устьевой области
(за период 1967–2005 гг.)**

Г/пост (коды на рис. 1)	Первая подвижка льда					Начало весеннего ледохода					Очищение ото льда				
	AVE*	MIN	MAX	A	σ	AVE	MIN	MAX	A	σ	AVE	MIN	MAX	A	σ
SEL	19/05	27/04	27/05	31	5,4	22/05	01/05	31/05	30	5,3	01/06	19/05	09/06	32	5,7
KUR	21/05	28/04	30/05	32	4,7	24/05	01/05	02/06	33	4,8	01/06	18/05	10/06	33	4,2
IGR	24/05	02/05	02/06	33	4,3	30/05	13/05	07/06	26	4,9	08/06	25/05	19/06	26	4,3
LIP	28/05	07/05	07/06	32	6,3	31/05	18/05	10/06	24	5,7	06/06	25/05	14/06	21	4,9
POT	30/05	13/05	10/06	29	4,1	04/06	21/05	09/06	20	3,2	11/06	28/05	18/06	22	3,9
DUD	02/06	13/05	09/06	27	5,5	06/06	21/05	13/06	25	4,7	11/06	28/05	22/06	26	5,1
UPOT	07/06	21/05	13/06	23	4,3	10/06	26/05	16/06	22	4,2	14/06	28/05	21/06	25	4,2
KAR	07/06	22/05	14/06	24	5,6	10/06	27/05	18/06	23	4,0	17/06	02/06	26/06	26	4,5
BAY	12/06	03/05	19/06	48	3,9	13/06	31/05	21/06	22	4,8	18/06	08/06	30/06	23	5,4
SOPK**	21/06	14/06	01/07	17	3,7	27/06	10/06	13/07	34	5,0	01/07	19/06	16/07	18	6,3

* Коды гидрологических постов: SEL – Селиваниха, KUR – Курейка, IGR – Игарка, LIP – Липатниково, POT – Потапово, DUD – Дудинка, UPOT – Усть-Порт, KAR – Караул, BAY – Байкалово, SORK – Сопочная Карга.

**AVE – средняя дата, MIN – наиболее ранняя дата, MAX – наиболее поздняя дата, A – амплитуда колебания, σ – среднеквадратичное отклонение.

*** Для фазы первой подвижки и очищения использовались ряды, в которых отсутствуют данные за 1990–2000 гг.

В многолетних рядах наблюдений за сроками полного очищения ото льда на большинстве постов устьевой области Енисея отсутствуют тренды, лишь на г/п Игарка наблюдается слабая тенденция смещения в сторону ранних сроков. Функции распределения сроков очищения ото льда для всех гидрологических постов близки к нормальным.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СРОКОВ НАСТУПЛЕНИЯ ВЕСЕННИХ ЛЕДОВЫХ ФАЗ

Сроки разрушения ледяного покрова низовьев и устьевых областей определяются развитием атмосферных процессов в бассейнах этих рек, а также высотой и скоростью продвижения волны половодья и характером вскрытия рек. Процесс вскрытия и очищения ото льда происходит под воздействием как тепловых, так и механических факторов [2, 6, 7].

Связь сроков наступления ледовых фаз в устьевой области Енисея и повторяемостью синоптических процессов типа *W*, *C* и *E* над Атлантикой и Евразией в осенние, зимние и весенние месяцы [13, 23] не значима и характеризуется значениями коэффициента корреляции ниже 0,50. Наиболее тесная связь сроков наступления

ледовых фаз выявляется с повторяемостью синоптических процессов за периоды ноябрь–декабрь и март–апрель (0,79–0,88 – для г/п Игарка, Дудинка, Усть-Порт для сглаженных по трехлетиям рядов). Обеспеченность методик составляет 71–82 % при природной 45–52 %, но для оперативной практики не пригодна, может быть использована для предсказания фона вскрытия.

Весеннее вскрытие и подъем весеннего половодья во многом определяются метеорологическими условиями в бассейне реки в зимние и весенние месяцы. Сроки перехода температуры воздуха через нулевую отметку, продолжительные периоды положительных температур и связанные с ними даты накопления сумм +5 °С, +10 °С, +20 °С, +30 °С и +40 °С влияют на интенсивность снеготаяния в бассейне, наряду с количественными характеристиками содержания воды в снежном покрове [4].

В настоящей работе использованы исторические данные сети наблюдений на 12 станциях Всемирной метеорологической организации (ВМО) (табл. 2), расположенных в бассейне реки Енисей. Архивы многолетних наблюдений за среднесуточными температурами воздуха опубликованы в рамках системы CLIWARE. Выборочная проверка качества данных показала их соответствие метеорологическим ежемесячникам.

Таблица 2

Метеорологические станции ВМО в бассейне реки Енисей

Станция	Высота над уровнем моря, м	Период наблюдений	TMP [*]	TMP+5C	TMP+10C	TMP+20C	TMP+30C	TMP+40C
Диксон	42	1936-2005	02/06	02/06	16/06	21/06	26/06	30/06
Туруханск	32	1960-2005	12/04	13/04	25/04	02/05	09/05	16/05
Бор	58	1936-1995	01/04	01/04	11/04	16/04	23/04	27/04
Байкит	179	1936-2005	08/04	07/04	18/04	24/04	30/04	05/05
Тура	188	1928-1995	11/04	11/04	23/04	30/04	06/05	10/05
Ербогачен	284	1936-1995	11/04	11/04	20/04	24/04	01/05	05/05
Ванавара	259	1932-1995	03/04	03/04	16/04	21/04	28/04	02/05
Енисейск	77	1884-1995	26/03	25/03	05/04	12/04	19/04	23/04
Богучаны	131	1930-1995	25/03	25/03	07/04	13/04	20/04	23/04
Красноярск	285	1914-1995	20/03	19/03	28/03	03/04	09/04	15/04
Нижнеундинск	410	1966-1995	25/03	25/03	03/04	06/04	13/04	18/04

* среднегодовое значение даты накопления сумм положительных температур до указанного значения в °С

В низовьях Енисея тесная связь сроков первой подвижки льда наблюдается на г/п Селиваниха, Курейка и Игарка с датами накопления сумм температур +40 °С по наблюдениям на ст. Байкит, Туруханск и Тура. Значения коэффициентов корреляции составляют 0,71–0,78. В нижней части устья Енисея коэффициенты корреляции ниже и составляют 0,48–0,54 для сроков первой подвижки льда (г/п Потапово и Дудинка). Даты первой подвижки льда на г/п Караул имеют тесную связь со сроками перехода температуры воздуха через ноль и накопления сумм температур +5 °С и +10 °С на станциях Бор и Красноярск (0,71–0,74) и на Ербогачен (0,81–0,84). В морской части устьевой области наиболее тесная связь сроков первой подвижки льда характеризуется коэффициентами корреляции 0,43–0,69, значения которых соответствуют датам накопления сумм температур +5 °С (ст. Тура) и +10 °С (ст. Енисейск). Тесная связь сроков первой подвижки льда на г/п Сопочная Карга наблюдается со сроками накопления температур +10 °С и +20 °С, по данным наблюдений за температурой воздуха на ст. Диксон коэффициенты корреляции составляют 0,60–0,61.

Наибольшие значения коэффициентов получены в случае корреляции дат накопления сумм температур +40 °С на ст. Байкит и Туруханск и сроков начала ледохода на г/п речной части (0,66–0,79). В морской части Енисейского залива у г/п Сопочная Карга наилучшая связь последней наблюдается со сроками накопления сумм

температур $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$, по данным наблюдений за температурой воздуха на ст. Диксон коэффициент корреляции составляет 0,54. Высокие значения коэффициента корреляции (0,68–0,75) характеризуют связь сроков начала ледохода на ст. Байкалово и дат накопления сумм температур $+5\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $+10\text{ }^{\circ}\text{C}$ на ст. Аян.

Сроки полного очищения на большинстве станций хорошо коррелируют с датами накопления температур $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ по на станциях Байкит, Туруханск, Бор и Тура, значения коэффициентов корреляции изменяется от 0,57 до 0,78. Для сроков полного очищения в районе г/п Сопочная Карга тесная связь получена для дат $+20\text{ }^{\circ}\text{C}$, $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ по наблюдениям за температурой воздуха на ст. Диксон (0,79–0,80). Высокие значения коэффициента корреляции получены для сроков полного очищения ото льда в районе г/п Байкалово и сроками перехода температуры воздуха через ноль на ст. Ербогачен (0,71 и 0,56).

Процесс вскрытия устьевой области Енисея начинается на юге и распространяется на север, его продолжительность составляет 2–4 месяца. Данные о сроках наступления ледовых фаз на верхнем посту устьевой области использованы для оценки связи их со сроками первой подвижки льда, начала ледохода и дат очищения ото льда на нижерасположенных постах. В Енисейской устьевой области в качестве верхнего поста взят г/п Селиваниха. Связь сроков первой подвижки льда убывает с севера на юг, по направлению к морской границе, и характеризуется значениями коэффициентов корреляции 0,77–0,83 (речная часть) и 0,44–0,61 (морская часть), связь сроков первой подвижки на г/п Игарка и г/п Селиваниха значительна. Она характеризуется коэффициентом корреляции 0,83, выпуск поверочных прогнозов показал 83 % их оправдываемости при средней заблаговременности 7 суток.

Связь сроков начала ледохода и сроков очищения ото льда, наблюдаемых на верхнем посту (Селиваниха) и нижележащих постах в устьевой области Енисея, характеризуется коэффициентами корреляции 0,49–0,75, однако выпущенные поверочные прогнозы показали низкую оправдываемость (25–63 %).

Проведен анализ связи сроков наступления ледовых фаз на г/п устьевой части Енисея со сроками начала ледохода верхних постов Енисея и Нижней Тунгуски. Используются данные о сроках начала ледохода на г/п Верхнее Имбатское и Подкаменная Тунгуска, расположенных выше по течению р. Енисей на расстояниях 325 и 488 км соответственно, а также наблюдения на г/п Большой Порог и Тура (Нижняя Тунгуска). Значения коэффициентов корреляции значительны, меняются от 0,64 до 0,94 на участке от г/п Селиванихи до г/п Караул. Для г/п морской части устьевой области Енисея связь отсутствует. Заблаговременность прогнозов сроков наступления ледовых фаз, полученных по уравнениям регрессии

Таблица 3

Оценки прогнозов сроков начала ледохода за период 2001–2006 гг., выпущенных на основе комплексных зависимостей с использованием синоптических и гидрологических предикторов

Пункт	Предикторы	R*	P, %	PN, %	τ	D
Дудинка	$E_{\text{XI-II}}^{**}$, $E_{\text{III-IV}}$, Q_V^{***} , TMR0C (ст. Туруханск)	0,87	82	58	6	3
Дудинка	Q_V , $E_{\text{III-IV}}$, TMR+40 (ст. Туруханск)	0,87	78	50	6	3
Игарка	$E_{\text{III-IV}}$, $Q_{2\text{ая дек. V}}$, TMR+40 (ст. Байкит)	0,69	67	57	10	4
Дудинка	$E_{\text{III-IV}}$, $Q_{2\text{ая дек. V}}$, TMR+40 (ст. Байкит)	0,76	76	62	15	4
Дудинка	$E_{\text{III-IV}}$, TMR+40 (ст. Байкит), DMIC В.Им****	0,77	74	50	20	3
Игарка	$E_{\text{III-IV}}$, TMR+40 (ст. Туруханск), DMIC В.Им	0,85	79	53	14	4
Селиваниха	$E_{\text{III-IV}}$, TMR+30 (ст. Байкит), DMIC В.Им	0,92	88	47	7	5

* R – коэффициент множественной регрессии, P – оправдываемость поверочных прогнозов, PN – природная оправдываемость прогнозов, τ – заблаговременность, в днях; D – допустимая погрешность, в днях;

** $E_{\text{XI-II}}$ – повторяемость синоптических процессов типа E в осенне-зимние и весенние месяцы;

*** Q_V – расход воды в мае месяце;

**** DMIC В.Им – дата начала ледохода на г/п Верхнее Имбатское.

с использованием сроков начала ледохода на г/п Верхнее Имбатское, Подкаменная Тунгуска, составляет от 3 до 26 суток в среднем для сроков первой подвижки льда и от 16 до 50 суток для сроков полного очищения ото льда .

Для г/п Игарка, Дудинка и Селиваниха неплохие результаты были получены с использованием уравнений множественной регрессии, куда в качестве предикторов входили индексы атмосферной циркуляции за ноябрь–декабрь предыдущего года и март–апрель текущего года, наблюдаемые расходы воды у г/п Игарка за предшествующий вскрытию период (вторая декада мая), характерные температурные даты по ст. Байкит и Туруханск и даты начала ледохода на г/п Верхнее Имбатское. Коэффициенты корреляции таких комплексных зависимостей составляют 0,76–0,92 при заблаговременности 6–20 дней (табл. 3).

В табл. 4 представлены оправдываемость поверочных прогнозов, их заблаговременность и используемые предикторы. Сроки накопления сумм положительных температур $+30^{\circ}\text{C}$ и $+40^{\circ}\text{C}$, а также сроки начала ледохода на верхних постах Енисея и Нижней Тунгуски обнаруживают тесную и значимую связь со сроками ледовых фаз на постах устьевой области Енисея и могут быть использованы в прогностической практике [19].

Таблица 4

Оценки прогнозов сроков наступления ледовых фаз на постах низовьев Енисея, полученных на основе уравнений регрессии

Ледовая фаза	Гидрологический пост	Оправды- ваемость прогнозов по уравнению регрессии, %	Природная оправды- ваемость прогнозов, %	Заблаговре- менность прогноза, дни	Группа предикторов*
Первая подвижка льда	Сопочная Карга	75	63	2–3	TMP
	Караул	75	56	14–25	HYD
	Игарка	86	61	7–28	HYD
	Курейка	86	64	7–15	HYD
	Селиваниха	83	58	6–14	HYD
Начало ледохода	Усть Порт	83	63	32–70	TMP
	Игарка	71	48	5–23	HYD
	Курейка	86	60	6–25	HYD
	Селиваниха	86	58	8–17	TMP

* TMP – сроки накопления сумм положительных температур до значений $+5^{\circ}\text{C}$ – $+40^{\circ}\text{C}$; HYD – сроки наступления ледовых фаз на вышерасположенных гидрологических постах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены зависимости сроков наступления ледовых фаз, позволяющие выпускать прогнозы с заблаговременностью от 3 до 110 суток для гидрологических постов, расположенных в устьевой области реки Енисей (табл. 4). Оправдываемость поверочных прогнозов выше природной на 10–20 % в большинстве случаев и достигает 71–86 % по различным фазам весеннего ледового режима. Однако в ряде случаев природная оправдываемость сравнима или даже выше полученной по регрессионным моделям. Такая ситуация чаще всего наблюдается в морской части устьевой области, где сроки наступления ледовых фаз больше определяются ледовым режимом Карского моря, чем гидрологическим режимом реки Енисей и температурными условиями на речных водосборах.

Взаимосвязь сроков ледовых фаз вскрытия устьевой области Енисея с повторяемостью синоптических процессов над Атлантикой и Евразией в целом не значи-

ма и не может быть использована для прогностических целей. Лишь по г/п Дудинки и Байкалово оправдываемость поверочных прогнозов составляет 70–75 %, при заблаговременности 2–3,5 месяца.

Наилучшие оценки поверочных прогнозов сроков наступления ледовых фаз получены по регрессионным зависимостям с использованием сроков накопления сумм положительных температур до +30 °С и +40 °С (по данным метеостанций средней части бассейнов). Оправдываемость таких прогнозов от 70 до 86 %, при средней заблаговременности 20–30 суток. Для гидрологических постов, расположенных в верхней части устьевой области Енисея, оправдываемость прогнозов первой подвижки льда, полученных по уравнениям регрессии, составляет 75–86 % (г/п Селиваниха, Курейка и Игарка). Заблаговременность таких прогнозов составляет 6–19 суток. В средней и нижней частях устьевой области Енисея оправдываемость прогнозов значительно хуже – от 25 до 60 % (от г/п Потапово до г/п Байкалово). Оправдываемость прогнозов сроков первой подвижки льда на г/п Сопочная Карга составляет 75 %, при заблаговременности 2–3 дня.

Для большинства постов устьевой области Енисея наблюдается низкая оправдываемость прогнозов сроков начала ледохода по уравнениям регрессии, которая составляет от 20 до 67 %. Исключением является г/п Селиваниха, где оправдались 86 % прогнозов, средняя заблаговременность составляет 12 дней. Оправдываемость прогнозов сроков полного очищения ото льда акватории Енисейской устьевой области, полученных по уравнениям регрессии, для большинства постов низкая и составляет 25–50 %. Лишь на г/п Селиваниха и Сопочная Карга оправдываемость прогнозов составляет 71 и 75 %, при заблаговременности 18–36 суток и до 5 дней соответственно.

Использование данных наблюдений на верхних створах Енисея и Подкаменной Тунгуски для прогноза сроков наступления ледовых фаз на устьевых постах дает хорошие результаты для речной части. Оправдываемость прогнозов сроков ледовых фаз на г/п устьевой области Енисея составляет 67–86 % для речной части и 33–51 % для морских г/п Енисейской устьевой области. Оправдываемость прогнозов сроков наступления ледовых фаз, полученных по уравнениям регрессии с использованием сроков начала ледохода на г/п Большой Порог и Тура, составляет 50–70 % для речной части, при заблаговременности от 4 до 20 суток в среднем для сроков первой подвижки льда и от 11 до 43 суток – для сроков полного очищения ото льда. Поверочные прогнозы, выпущенные для г/п морской части устьевой области, показали низкую оправдываемость.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Антонов В.С. Методы прогнозирования вскрытия устьевых участков рек моря Лаптевых // Труды ААНИИ. 1958. Т. 209. Вып. 3. С. 5–19.
2. Антонов В.С. О методе предсказания вскрытия и замерзания низовий реки Енисея // Труды АНИИ. 1941. Т. 176. 78 с.
3. Антонов В.С., Соловьева З.С., Усанкина Г.Е. Методические основы долгосрочных ледовых прогнозов для устьев арктических рек // Проблемы Арктики и Антарктики. 1977. Вып. 5. С. 60–66.
4. Аполлов Б.А., Лисаченко Ф.П. Принципиальные возможности краткосрочного фонового прогноза начала весеннего половодья на малых реках // Труды ЦИП. 1947. Вып. 2. С. 49–56.
5. Беляков А.Г., Налимов Ю.В., Усанкина Г.Е. К вопросу эффективности методов долгосрочных прогнозов по низовьям и устьям рек бассейна Карского моря // Труды ААНИИ. 1983. Т. 378. С. 122–131.
6. Бурдыкина А.П. Метод долгосрочного прогноза вскрытия и замерзания низовьев Оби и Енисея // Труды ААНИИ. 1963. Т. 234. С. 28–75.

7. Бурдыкина А.П. О методике фоновых прогнозов сроков вскрытия и замерзания рек арктической зоны Сибири // Труды АНИИ. 1949. Т. 22. 170 с.
8. Бурдыкина А.П. Особенности вскрытия устья и низовьев Енисея // Труды ААНИИ. 1970. Т. 290. С. 34–55.
9. Гинзбург Б.М. Влияние температуры поверхности океанов на сроки замерзания и вскрытия рек. Методы его учета в прогнозах. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 99 с.
10. Гинзбург Б.М., Солдатова И.И. Многолетние колебания сроков замерзания и вскрытия рек в различных географических зонах // Метеорология и гидрология. 1996. № 6. С. 101–108.
11. Гинзбург Б.М., Сильницкая М.И., Полякова К.Н. Влияние распределения температуры поверхности океанов на сроки вскрытия рек европейской территории России // Метеорология и гидрология. 1999. № 6. С. 84–89.
12. Гинзбург Б.М., Сильницкая М.И. Влияние распределения температуры поверхности океанов на сроки замерзания и вскрытия рек азиатской территории России // Метеорология и гидрология. 2004. № 1. С. 89–95.
13. Дмитриев А.А., Белязо В.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеиздат, 2006. 358 с.
14. Ефремова Н.Д., Каракаш Е.С. Метод долгосрочного прогноза сроков вскрытия рек Лены и Енисея // Труды ГМЦ. 1977. Вып. 186. С. 78–87.
15. Иванов В.В. Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей крупных рек // Труды ААНИИ. 1974. Т. 308. С. 4–13.
16. Иванов В.В., Налимов Ю.В. Оценка изменения режима вскрытия в низовьях и устье р. Енисей при регулировании стока // Труды координационного совещания по гидротехнике. 1976. Вып. 3. С. 81–84.
17. Налимов Ю.В. Оценка роли факторов взаимодействия ледяного покрова в устьях арктических рек (на примере устья р. Енисей) // Труды ААНИИ. 1972. Т. 297. С. 60–68.
18. Налимов Ю.В., Усанкина Г.Е., Балабаев А.П. Характеристики процесса очищения ото льда эстуариев Западной Арктики, полученные на основе материалов наблюдения ледовых авиационных разведок и ИЗС // Труды ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 290–298.
19. Наставление по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 193 с.
20. Руководство по гидрологическим прогнозам. М.: Гидрометеоцентр СССР. 1989. Вып. 3. 168 с.
21. Соловьева З.С. Долгосрочные прогнозы вскрытия низовьев и устьев арктических рек Сибири и их оправдываемость // Труды ААНИИ. 1976. Т. 314. С. 44–50.
22. Соловьева З.С. Применение разложения метеорологических полей по полиномам Чебышева для прогноза сроков вскрытия устьевой области Енисея // Труды ААНИИ. 1980. Т. 358. С. 32–34.
23. Соловьева З.С. Связь сроков вскрытия рек Сибири с особенностями циркуляции атмосферы // Труды ААНИИ. 1984. Т. 394. С. 89–96.
24. Усанкина Г.Е., Налимов Ю.В., Балабаев А.П. Применение регрессионных моделей для прогноза ледово-гидрологических явлений в устьевых областях рек Сибири // Тезисы докладов Итоговой сессии Ученого совета ААНИИ. 2005. С. 60–61.

E.V.SHEVNINA, Z.S.SOLOV'EVA

LONG TERM VARIATION AND FORECASTING OF ICE BREAK UP PHASES FOR THE YENISEI RIVER MOUTH

The long term features of the ice moving (ICM), main ice moving (MIC) and free ice (FIC) dates for the Yenisei river mouth has been estimated. The forecasting methods were developed.

МНОГОЛЕТНЯЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ И МЕТОДЫ ПРОГНОЗА СРОКОВ НАЧАЛА И ДОСТИЖЕНИЯ МАКСИМУМА ПОЛОВОДЬЯ НА УСТЬЕВОМ УЧАСТКЕ РЕКИ ЕНИСЕЙ

Е.В. ШЕВНИНА

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлены многолетние характеристики сроков начала и наступления максимума половодья в устьевой области реки Енисей. Разработана методика долгосрочного прогноза даты начала и достижения максимума половодья.

ВВЕДЕНИЕ

Ледовый и гидрологический режим устьевой области реки Енисей во многом определяет условия хозяйственной деятельности человека на севере Центральной Сибири. Ранние аномалии в сроках формирования весенних половодий являются опасным явлением и могут нанести значительный ущерб прибрежным населенным пунктам и промышленным объектам. Долгосрочные прогнозы сроков начала и достижения максимального уровня половодья в устьевой области позволяют провести ряд предупредительных работ и избежать значительных ущербов хозяйству в устье Енисея.

Первые исследования сроков начала и достижения максимума половодья появились в конце сороковых годов прошлого столетия. В работах [1, 7] обосновано, что сумма среднесуточных положительных температур, необходимая для начала половодья, в северных лесных районах достигает 30–40 °С. В работе [1] высказано предположение, что сроки начала и достижения максимума половодья определяются высотой снежного покрова и его плотностью. Вопрос прогнозирования сроков фаз половодья рассматривался в исследовании [6], однако такие прогнозы являются частью прогноза гидрографа половодья. В работах [2, 3] получены оценки многолетней изменчивости дат начала и максимума половодья на Европейской территории России (ЕТР). Предложены методы долгосрочного фоновое прогнозирования, основанного на корреляционных связях с характеристиками (коэффициентами разложения по ЕОФ) температуры поверхности океана (ТПО) в Северной Атлантике и геопотенциала H_{100} и H_{500} над значимыми зонами Северного полушария в январе–марте. Авторами предложены комплексные зависимости дат начала и максимума половодья от предикторов, связь с которыми характеризуется коэффициентами корреляции 0,67–0,80 на юге и 0,53–0,68 – на северо-западе и севере ЕТР.

Разработка методик долгосрочных прогнозов сроков начала и максимума весеннего половодья на устьевом участке Енисея обусловлена практической необходимостью и обеспечивает нужды хозяйственной деятельности в регионе. Настоящая публикация освещает результаты оценки взаимосвязи сроков начала и максимума половодья с повторяемостью синоптических процессов над Атлантикой в зимние месяцы, характерными сроками температурных изменений в средней

части бассейнов (переход через нулевую отметку, даты накопления сумм $+5^{\circ}\text{C}$, $+10^{\circ}\text{C}$ и т.д.) и характеристиками снежного покрова.

МНОГОЛЕТНИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ СРОКОВ НАЧАЛА И ДОСТИЖЕНИЯ МАКСИМУМА ПОЛОВОДЬЯ НА УСТЬЕВОМ УЧАСТКЕ РЕКИ ЕНИСЕЙ

Гидрологические посты в низовьях и устьевой части [5] представлены 10 станциями наблюдений, из них 8 расположены в пределах речной части устьевой области и 2 — в морской части (рис. 1). В настоящей работе рассматриваются посты, расположенные до ст. Сопочная Карга, которая является пограничной, разделяющей устьевую область Енисея на две части: речную и морскую. Территория административно подчинена Долгано-Ненецкому автономному округу.

Государственная и международная сеть метеорологических станций в бассейне распределена крайне неравномерно. Наибольшее число станций расположено в средней части бассейна, северная часть бассейна плохо освещена наблюдениями. В настоящем исследовании используются данные наблюдений на 16 метеостанциях бассейна Енисея (табл. 1, рис. 1), большинство станций проводят наблюдения по программе Всемирной метеорологической организации (ВМО).

Таблица 1

Список метеостанций, наблюдения которых используются в исследовании

Данные	Станция	Код	Высота над уровнем моря, м	Длина рядов наблюдений	Бассейн реки
TMP	Диксон	DK	42	1937–2005	Е-ский залив
SN	Дудинка	DU	28	1966–1983	Енисей
SN	Игарка	IG	30	1966–1993	Енисей
SN	Агата	AGT	263	1966–1993	Енисей
SN/TMP	Туруханск	TR	38	1966–1993/1960–2005	Енисей
TMP	Енисейск	EN	77	1884–1995	Енисей
SN	Верхнее Имбатское	VIM	40	1970–1993	Енисей
SN/TMP	Тура	TR	188	1966–1990/1928–1995	Н.Тунгуска
TMP/PRE	Ванавара	VA	259	1932–1995	П.Тунгуска
SN/TMP	Байкит	BY	179	1966–1993/1936–1995	Чуя
TMP	Бор	BR	58	1936–1995	Енисей
TMP	Красноярск	KR	285	1914–1995	Енисей
TMP	Богучаны	BOG	131	1930–1995	Ангара
TMP	Аян	AY	498	1931–1995	Непа
TMP	Ербогачен	ERB	284	1936–1995	Нижняя Тунгуска
TMP	Нижнеундинск	NU	410	1966–1995	Уда

Данные наблюдений представлены в суточном временном разрешении и включают ряды наблюдений за максимальными, минимальными и средними температурами воздуха (www.meteo.ru). Ряды наблюдений продолжительные, выборочная проверка качества данных показала, что они соответствуют данным, опубликованным в метеорологических ежемесячниках.

Станции, для которых имеются опубликованные данные наблюдений за снежным покровом [13], расположены в средних и нижних частях бассейна (рис. 1). Четыре из семи станций расположены вдоль главного русла Енисея и отражают снегонакопление в низменной части бассейна, станции Туруханск и Агата показывают изменения высоты снежного покрова в горной части бассейна Нижней Тунгуски. Станция Байкит отражает снегонакопление в бассейне реки Подкаменной Тунгуски.

К концу зимы на водосборе Нижнего Енисея накапливаются значительные снегозапасы, которые с переходом температуры воздуха через нулевую отметку начинают таять, вызывая подъем уровней в реке и ее притоках. Первый переход температуры воздуха через нулевую отметку в средних частях бассейна происходит уже в конце марта на равнинной части, и в середине апреля в горной местности (рис. 2). Многолетняя изменчивость сроков перехода температуры через ноль велика и

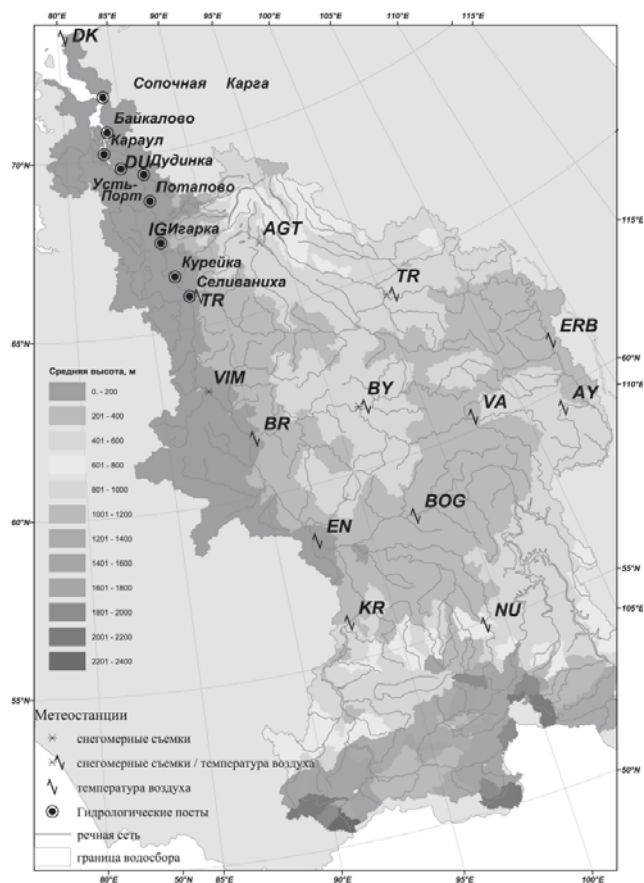


Рис. 1. Гидрометеорологическая сеть в бассейне реки Енисей (коды метеостанций представлены в табл. 1)

составляет 32–34 дня и зависит от преобладающих типов погоды над Атлантикой [4]. После перехода температуры воздуха через ноль часто наблюдаются продолжительные периоды отрицательных температур. В среднем через 10–12 дней суммы положительных среднесуточных температур достигают $+5^{\circ}\text{C}$, и далее каждые 5–7 дней сумма положительных температур увеличивается на 10°C (рис. 2).

Начало половодья происходит через 45–51 день после перехода температуры воздуха через ноль в средних и верхних частях бассейна. Подъем уровня воды и начало половодья часто зависят не только от даты перехода через нулевую отметку, но и от дат накопления суммы положительных температур ($+20^{\circ}\text{C}$, $+30^{\circ}\text{C}$ и т.д.) [1]. Различия между датами перехода температуры воздуха через ноль и датами достижения максимума половодья на постах устьевых участков составляют в среднем 65 суток. Такие различия в характерных сроках теплового режима территории бассейна среднего Енисея и гидрологического режима устьевой области реки позволяют предположить возможность установления связи для выпуска долгосрочных прогнозов сроков начала и достижения максимума половодья.

Многими исследователями отмечено, что строительство Красноярской ГЭС и ее запуск значительно повлияли на гидрологический и ледовый режим устьевой

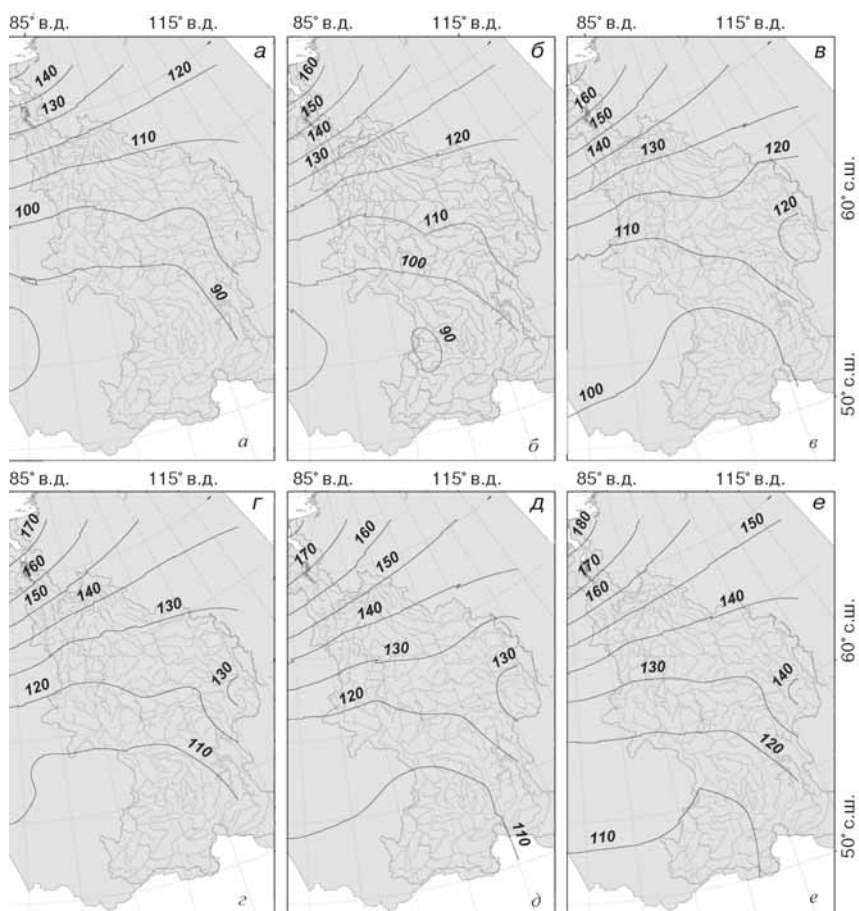


Рис. 2. Изолинии характерных дат температурного режима в бассейне Енисея: а – переход температуры через нулевую отметку, б – накопление сумм положительных температур $+5^{\circ}\text{C}$, в – $+10^{\circ}\text{C}$, г – $+20^{\circ}\text{C}$, д – $+30^{\circ}\text{C}$, е – $+40^{\circ}\text{C}$ (даты даны в днях от начала года)

области Енисея [11, 12], нарушив однородность рядов наблюдений. Для оценки однородности рядов дат начала и достижения максимума половодья на г/п устьевой области Енисея использованы критерии Стьюдента и Вилкоксона [9]. Ряды наблюдений за датами разделены на два периода: 1936–1967 гг. и 1968–2004 гг., которые использованы для расчета указанных критериев однородности рядов. В качестве «нулевой гипотезы» принято, что статистическая структура рядов не была нарушена в результате регулирования стока Красноярской ГЭС.

Анализ показал, что гипотеза о принадлежности обеих выборок одной статистической совокупности по критерию Стьюдента отвергается только для рядов наблюдений за сроками достижения максимума половодья на гидрологическом посту (г/п) Селиваниха и г/п Усть-Порт. Для этих двух постов многолетние характеристики определены за период 1968–2004 гг. (табл. 2).

Подъем уровня воды и начало весеннего половодья на устьевом участке реки Енисей происходят в среднем во второй декаде мая. Подъем уровня воды распространяется от г/п Селиваниха до г/п Караул в среднем за 8–9 дней. Многолетняя изменчивость в сроках начала половодья велика и достигает 28–35 дней, а эмпирическое

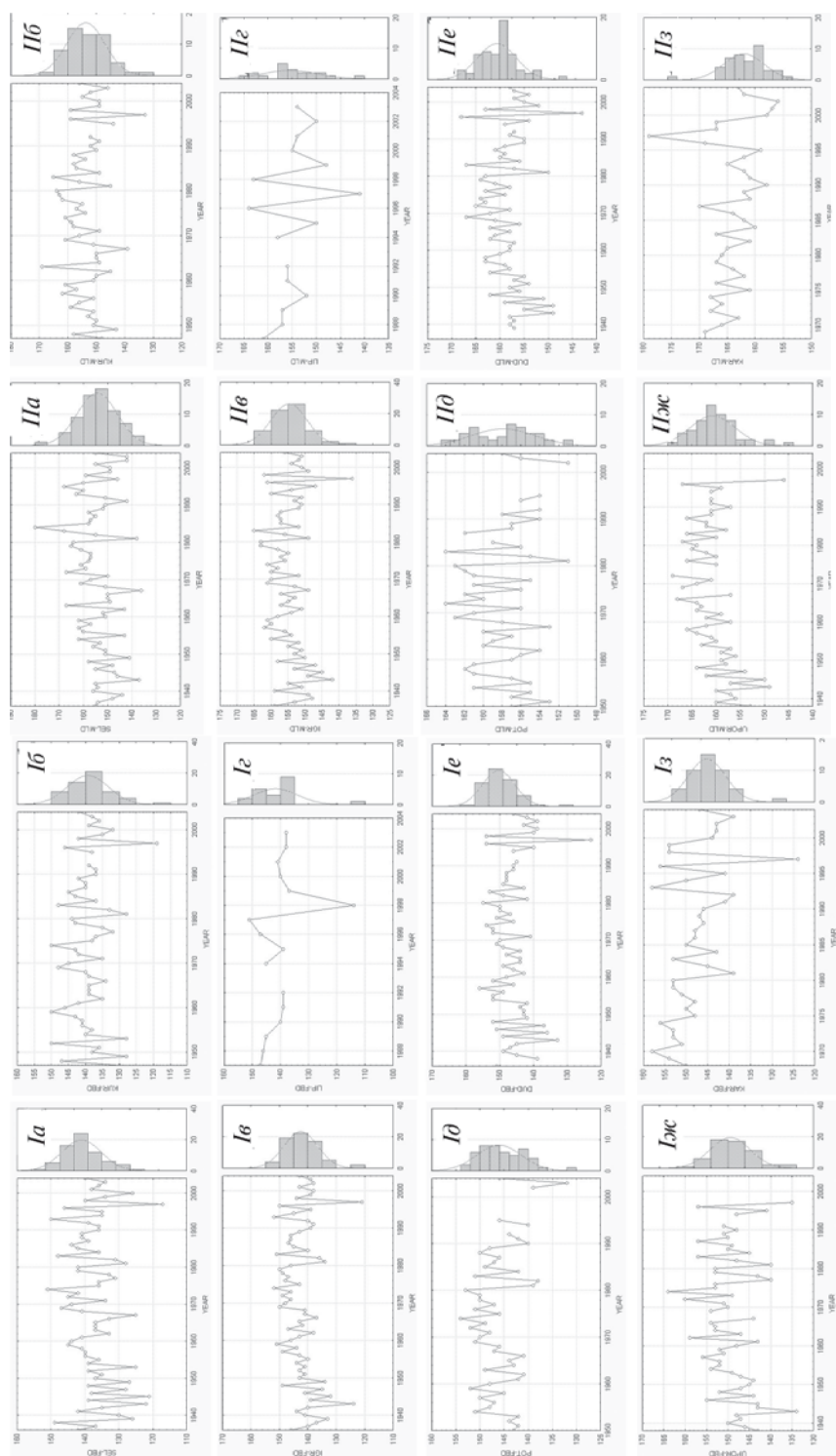


Рис. 3. Многолетние характеристики сроков начала (*И*) и достижения максимума (*II*) весеннего половодья в устьевой области Енисея:
а – Селиваниха, *б* – Курейка, *в* – Игарка, *г* – Диланиково, *д* – Поганово, *е* – Дулинка, *ж* – Усть-Порт, *з* – Караул

Многолетние характеристики, природная обеспеченность и допустимая погрешность прогнозов сроков начала (FBD) и достижения максимума (MLD) весеннего половодья на устьевом участке реки Енисей

Гидропост	Код поста/ Сроки	Ранний срок	Поздний срок	Средний срок	Природная оправдываемость прогноза, %, [8]	Допустимая погрешность прогноза, сутки, [8]
Селиваниха	SEL.FBD	26/04	30/05	16/05	56	5
	SEL.MLD	17/05	28/06	04/06	59	6
Курейка	KUR.FBD	28/04	29/05	18/05	57	4
	KUR.MLD	12/05	17/06	01/06	74	5
Игарка	IGR.FBD	30/04	31/05	21/05	59	4
	KUR.MLD	15/05	13/06	02/06	59	4
Липатниково	LIP.FBD	23/04	30/05	20/05	88	5
	LIP.MLD	20/05	13/06	03/06	44	4
Потапово	POT.FBD	11/05	02/06	24/05	45	3
	POT.MLD	30/05	12/06	05/06	65	3
Дудинка	DUD.FBD	02/05	04/06	25/05	56	4
	DUD.MLD	16/06	22/05	06/06	61	3
Усть-Порт	UPOT.FBD	13/05	12/06	28/05	53	4
	UPOT.MLD	25/05	17/06	10/06	42	5
Караул	KAR.FBD	03/05	06/06	26/05	56	5
	KAR.MLD	11/06	04/06	27/06	64	3

распределение сроков начала половодья хорошо описывается нормальным законом в большинстве случаев (рис. 3). Весеннее половодье достигает максимума в первой декаде июня, в среднем на ст. Селиваниха максимум наблюдается 4 июня, а на ст. Караул — 27 июня. Время добегания максимальных уровней весеннего половодья от верхних к нижним постам устьевое участка составляет 7–8 дней. Дисперсия дат наступления максимума половодья изменяется от 15 до 22 дней (рис. 3) и уменьшается по направлению к морской границе устьевой области. Это связано, прежде всего, со сглаживающим влиянием морских приливно-отливных течений в Енисейском заливе.

МЕТОДЫ ДОЛГОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА СРОКОВ НАЧАЛА И ДОСТИЖЕНИЯ МАКСИМУМА ПОЛОВОДЬЯ

В качестве математического аппарата для прогноза сроков начала и достижения максимума половодья используется широко применяемая в подобных работах линейная регрессия. Это связано, прежде всего, со значительными объемами исходных данных для физико-математических и физико-статистических моделей. Гидрологические наблюдения на постах опубликованы в изданиях Государственного Водного Кадастра, данные наблюдений на метеорологических станциях Всемирной метеорологической организации предоставлены Мировым центром данных (г. Обнинск) и National Snow and Ice Data Center [13]. Для расчета численных значений регрессионных моделей используются данные с 1936 г., для неоднородных рядов — с 1968 г. Выпуск и оценка поверочных прогнозов осуществляется по данным за последние десять лет.

Вскрытие рек, как правило, связано не только с термическим разрушением ледяного покрова, но и с механическим воздействием воды и началом подъема уровня. В этой связи сроки вскрытия использованы в качестве предикторов для прогноза сроков начала и достижения максимума половодья. Большинство специалистов, занимающихся вопросами прогнозирования вскрытия рек, отмечается значительная взаимосвязь дат вскрытия и дат начала и достижения максимума весеннего половодья на реках [2]. В работе [10] анализируется связь повторяемости различных видов синоптических процессов над Атлантикой в зимние месяцы и сроков вскрытия. В то же время анализ связи сроков начала и достижения

максимума половодья на гидрологических постах Енисейской устьевой области показал слабую взаимосвязь с повторяемостью синоптических процессов типа *W*, *C* и *E* в осенние, зимние и весенние месяцы. Наибольшие средние значения парного коэффициента корреляции наблюдаются для марта и составляют 0,23 и 0,24 для сроков начала и достижения максимума соответственно. Для осеннего и зимнего сезонов значения коэффициента корреляции не превышают 0,17–0,19. Такие низкие значения коэффициентов корреляции не позволяют использовать подобные связи в прогностической практике.

Для анализа связи сроков начала и максимума половодья на гидрологических постах устьевой области Енисея с датами перехода температуры воздуха через ноль и накоплением сумм температур $+5^{\circ}\text{C}$ ($\text{TMP}+5\text{C}$), $+10^{\circ}\text{C}$ ($\text{TMP}+10\text{C}$), $+20^{\circ}\text{C}$ ($\text{TMP}+20\text{C}$), $+30^{\circ}\text{C}$ ($\text{TMP}+30\text{C}$) и $+40^{\circ}\text{C}$ ($\text{TMP}+40\text{C}$) использованы данные о средних суточных температурах воздуха, наблюдаемых на метеостанциях бассейна Енисея (табл. 1). В большинстве случаев значения коэффициентов корреляции дат начала половодья и характерных дат температурного режима выше 0,50 и достигают 0,67–0,69. Наиболее тесная связь характерна для дат накопления сумм положительных температур $+40^{\circ}\text{C}$, наблюдаемых на метеостанциях Байкит, Тура, Туруханск и Ванавара.

Связь сроков достижения максимума весеннего половодья с температурными датами в целом значительно лучше, чем для сроков начала половодья. Максимальные значения коэффициентов корреляции достигают 0,70–0,79 и характеризуют связь сроков достижения максимума половодья с датами накопления сумм температур $+40^{\circ}\text{C}$ на ст. Байкит и Богучаны. Согласно [1], водоотдача из снега начинается, когда плотность достигает значений 0,35–0,40 г/см³, а сумма положительных температур, необходимая для начала половодья, сильно зависит от физико-географических условий бассейна и для северных лесных районов достигает 30–40 $^{\circ}\text{C}$. Анализ связей сроков начала и наступления максимума половодья на гидрологических постах устьевой области Енисея показал, что наиболее значимая взаимосвязь наблюдается со сроками накопления сумм положительных температур до величин $+10$ ÷ $+40^{\circ}\text{C}$. Значения коэффициентов корреляции больше 0,60, а заблаговременность прогнозов больше 15 суток, что позволяет использовать такие связи для целей долгосрочного прогнозирования.

В работе [1] предлагается использовать данные о плотности снежного покрова на водосборе для прогнозирования сроков начала и пика половодья. В средней и верхней частях бассейна расположены 5 метеорологических станций, вблизи которых проводятся регулярные снегомерные маршруты: ст. Туруханск, Агата, Верхнее Имбатское, Байкит и Игарка. Данные за 1966–1990 гг. получены из [13], они использованы для оценки тесноты связи сроков вскрытия с высотой снежного покрова и его плотностью. Маршрутные снегомерные съемки проводились каждые 5–10 дней, данные о высоте и плотности снежного покрова усреднены вдоль маршрута. Отдельные значения этих величин получены для лесной и полевой частей бассейна. Коэффициенты корреляции предикторов и прогнозируемых величин в отдельных случаях достигают 0,60–0,78, однако разница в среднемноголетних датах начала и прохождения максимума половодья ниже заблаговременности, необходимой при составлении долгосрочного прогноза [8]. Данные снегомерных маршрутов успешно могут быть использованы для выпуска краткосрочных прогнозов весенних элементов гидрологического цикла, хотя в отдельных случаях данные снегомерных съемок используются и в долгосрочном прогнозировании.

Для получения прогностических зависимостей использовались уравнения множественной регрессии (табл. 3) сроков начала и достижения максимума половодья с наиболее значимыми предикторами. Значимыми считаются те предикторы, включение которых в уравнение регрессии дает увеличение значения коэффициента

Таблица 3

Зависимости для выпуска долгосрочных прогнозов сроков начала и достижения максимума половодья на гидрологических постах устьевой области Енисея

	Пост	Прогностическое уравнение	R*	D	N	NM
Сроки начала половодья	Селиваниха	$0,56\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,09\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,37\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,20\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+50$	0,73	5	56	86
	Курейка	$0,78\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,13\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,23\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,34\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+69$	0,82	4	57	92
	Игарка	$0,03\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,51\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,44\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,47\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+65$	0,81	4	59	75
	Потаново	$0,23\text{ТУ}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,08\text{EN}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+0,13\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,10\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,09\text{VA}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+104$	0,60	3	45	78
	Дулинка	$0,08\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,28\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,47\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,66\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+72$	0,83	4	56	85
	Усть-Порт	$0,63\text{ТУ}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,29\text{ТУ}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,05\text{EN}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}-0,04\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,13\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+79$	0,69	4	53	75
Сроки достижения максимума	Караул	$0,65\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,31\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}-0,25\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,31\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+95$	0,76	5	56	71
	Селиваниха	$0,58\text{ТУ}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,17\text{ТУ}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}-0,27\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,58\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+54$	0,69	6	64	80
	Курейка	$0,13\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,30\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,46\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,70\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+62$	0,83	5	74	83
	Игарка	$0,11\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,28\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,30\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,44\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+82$	0,85	4	59	79
	Потаново	$0,08\text{ТУ}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,20\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,15\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,24\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+109$	0,74	3	65	75
	Дулинка	$0,04\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,25\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,17\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,33\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+98$	0,84	3	61	86
	Усть-Порт	$0,42\text{EN}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}-0,37\text{EN}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+0,27\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+0,12\text{TR}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}-0,14\text{TR}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+125$	0,71	3	60	78
	Караул	$0,82\text{EN}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}-0,84\text{EN}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}-0,15\text{BY}^{\text{ТМР}+30}_{\text{ТМР}+30}+0,28\text{BY}^{\text{ТМР}+40}_{\text{ТМР}+40}+151$	0,67	3	64	86

* R – коэффициент множественной корреляции; D – допустимая погрешность прогноза в днях; N – природная оправдаемость прогноза (%); NM – число оправдавшихся прогнозов, выпущенных с использованием уравнения регрессии (%).

корреляции. Для оценки пригодности полученных зависимостей для долгосрочного прогнозирования сроков начала и наступления максимума половодья на гидрологических постах устьевой области реки Енисей были выпущены поверочные прогнозы за период 1987–2004 гг. Эти прогнозы использованы для оценки качества методики согласно Наставлению [8] по числу оправдавшихся прогнозов (табл. 3). Для значительной части гидрологических постов выявлены тесный ($r = 0,60–0,80$) и значимый ($r = 0,80–0,90$) характер связи сроков начала и достижения максимума половодья с характеристиками температурного режима в бассейне Енисея. Как видно из табл. 3, большинство прогностических зависимостей можно рекомендовать для использования в практике оперативного прогнозирования. Оправдываемость поверочных прогнозов в большинстве случаев составляет от 71 до 92 %, что превышает природную оправдываемость прогнозов на 20–30 %. По числу оправдавшихся прогнозов большинство прогностических зависимостей можно классифицировать как удовлетворительные [8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Собраны многолетние данные о сроках начала и достижения максимума половодья, наблюдаемых на гидрологических постах устьевой области реки Енисей от ст. Селиваниха до ст. Караул. Получены многолетние характеристики дат, ранние и поздние значения, дана оценка однородности рядов за 1936–2004 гг. Выявлено, что строительство Красноярской ГЭС, функционирующей в режиме многолетнего регулирования стока, не повлияло на однородность рядов дат начала и достижения максимума половодья для большинства постов устьевой области Енисея.

Подъем уровня воды и начало весеннего половодья на устьевом участке Енисея происходит в среднем во второй половине мая. Функции распределения сроков начала половодья для большинства створов близки к нормальным, лишь на г/п Селиваниха и Игарка распределения асимметричны. Весеннее половодье достигает максимума в первой декаде июня, функции распределения сроков наступления максимума в большинстве случаев асимметричны, с модальными значениями, соответствующими ранним срокам.

Для большинства гидрологических постов устья Енисея выявлен тесный ($r = 0,60–0,80$) и значимый ($r = 0,80–0,90$) характер связи сроков начала и достижения максимума половодья с датами накопления температур $+30\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $+40\text{ }^{\circ}\text{C}$ в средних частях бассейнов. Число оправдавшихся прогнозов превышает природную оправдываемость на 18–30 %, что позволяет рекомендовать полученные зависимости для выпуска долгосрочного прогноза сроков начала и достижения максимума половодья на устьевом участке Енисея. Заблаговременность прогнозов составляет от 20 до 24 суток.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аполлов Б.А., Лисаченко Ф.П. Принципиальные возможности краткосрочного фонового прогноза начала весеннего половодья на малых реках // Труды ЦИП. 1947. Вып. 2. С. 49–56.
2. Гинзбург Б.М. Влияние температуры поверхности океанов на сроки замерзания и вскрытия рек. Методы его учета в прогнозах. СПб.: Гидрометеиздат, 2005. 99 с.
3. Гинзбург Б.М., Борщ С.В., Ефремова Н.Д., Сильницкая М.И., Полякова К.Н. Методы долгосрочного и среднесрочного прогноза сроков прохождения максимального уровня весеннего половодья на реках Европейской территории России // Метеорология и гидрология. 2002. № 11. С. 81–92.
4. Дмитриев А.А., Белязо В.А. Космос, планетарная климатическая изменчивость и атмосфера полярных регионов. СПб.: Гидрометеиздат, 2006. 358 с.
5. Иванов В.В. Основные принципы гидролого-морфологического районирования устьевых областей крупных рек // Труды ААНИИ. 1974. Т. 308. С. 4–13.

6. Истошина О.А. Формирование стока Верхней Оби и методика его предвычисления // Труды ЦИП. 1957. Вып. 58. С. 10–120.
7. Калинин Г.П. Основы методики краткосрочных прогнозов водного режима // Труды ЦИП. 1952. Вып. 28. С. 109–120.
8. Наставление по службе прогнозов. Раздел 3. Ч. I. Прогнозы режима вод суши. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 198 с.
9. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1974. С. 189–208.
10. Соловьева З.С. Роль жидкого стока в процессе вскрытия устьевых рек Обского Севера // Труды ААНИИ. 1984. Т. 394. С. 89–96.
11. Соловьева З.С. Закономерности режима вскрытия низовьев и устьевых областей крупных рек Арктической зоны Сибири: Дис. ... канд. геогр. наук. Л., 1988. 153 с.
12. Шикломанов А.И. Влияние антропогенных изменений глобального климата на сток в бассейне Енисея // Метеорология и гидрология. 1994. № 2. С. 84–93.
13. National Snow and Ice Data Center: World Data Center for Glaciology. 1966–1990. Former Soviet Union Hydrological Snow Surveys. Digital data. University of Colorado. Boulder. Colorado.

E.V.SHEVNINA

THE DATES OF FLOOD BEGIN AND MAXIMUM LEVEL FOR THE YENISEI RIVER MOUTH: LONG TERM VARIATION AND FORECAST

The long term features of the flood begin (FBD) and maximum level (MLD) dates for the Yenisei river mouth has been estimated. The forecasting method for FBD and MLD were developed.

К МОДЕЛИРОВАНИЮ ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЭСТУАРИЯХ С ЛЕДОВЫМ ПОКРОВОМ

М.В. ТРЕТЬЯКОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлена трехмерная математическая модель гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом, учитывающая влияние льда на размеры водного потока. Модель использует модифицированные сигма-координаты и рассматривает толщу воды от нижней кромки погруженного в воду льда до дна. На примере моделирования гидрологических процессов в годовом цикле в Обско-Тазовской устьевой области показана необходимость учета влияния льда на размеры потока. Предлагаемое дополнение к существующим моделям в виде модифицированных σ -координат позволяет воспроизводить более адекватную реальным физическим процессам картину циркуляции вод в устьевых областях.

Моделирование гидрологических процессов в устьях рек, где имеют место и чисто речные, и чисто морские, и смешанные черты режима, осуществляется как при помощи распространенного в гидрологии суши метода речной одномерной гидродинамики [1], так и с применением морских гидродинамических моделей различной мерности [3]. В силу своих ограничений каждая модель имеет свою полноту воспроизведения гидрологических процессов и более адекватно работает лишь в некоторой части устьевой области, где доминируют определенные черты режима. Наиболее полными являются трехмерные гидродинамические модели, которые имеют широкий диапазон воспроизводимых процессов — от речных до морских. В последнее время большинство региональных моделей эстуариев используют именно трехмерную постановку, как для выявления особенностей режима, так и для изучения переноса и трансформации различных примесей.

При моделировании таких сложных гидрологических объектов, как эстуарии крупных рек, в первую очередь обращается внимание на описание процесса взаимодействия речной пресной и морской соленой воды. Процессы в устьевой зоне смешения, где присутствует циркуляция, обусловленная плотностной неоднородностью, описываются трехмерными уравнениями движения, неразрывности, состояния и уравнениями адвекции-дисперсии тепла и соли. При решении моделей как с применением функции тока [3, 13], так и без нее [8, 11] пренебрегают переносом в слое уровненного возмущения и используют «жесткую» расчетную сетку по вертикали. Это допустимо для открытого моря и устьевых взморий, где преобладает морской режим, но не позволяет распространять модели на акваторию, где сильно сказывается влияние речного стока, при котором существенны и сравнимы с глубиной стоковые колебания уровня.

Наилучшим образом учесть этот момент способна сформулированная Бламбергом (Blumberg A.F.) трехмерная модель, основанная на примитивных уравнениях движения, неразрывности, диффузии тепла и соли, но записанных в σ -координатах [12]:

$$\sigma = (z - \xi) / (H - \xi), \quad (1)$$

где z — координата по вертикальной оси, H — глубина относительно невозмущенного уровня моря, ξ — уровень воды.

При этом σ изменяется от 0 на поверхности ($z = -\xi$) до 1 на дне ($z = H$). Наиболее популярным развитием этой модели стала Princeton Ocean Model (POM) [14]. Благодаря использованию σ -координат эта модель успешно применяется как для условий открытого океана, так и для мелководных прибрежных районов и эстуариев, находящихся под влиянием речного стока.

В замерзающих устьях рек присутствуют дополнительные процессы появления, роста и таяния льда. Ледовый покров на поверхности эстуария является существенным фактором, влияющим на элементы гидрологического режима. Для имитации годового хода гидрологических характеристик и наиболее полного учета возможных обратных связей в модель включаются уравнения для описания ледовых процессов [2, 3, 13]. Однако при этом не учитывается захват образовавшимся льдом части речного стока, а влияние ледяного покрова ограничивается тем, что появившийся на поверхности лед блокирует потоки тепла и импульса на границе вода—атмосфера, создает потоки соли при нарастании—таянии и влияет на течение через трение. Кроме этого не учитывается тот факт, что погруженный в воду лед изменяет размеры потока и, соответственно, все остальные его характеристики, что особенно сильно должно проявляться при небольших глубинах.

Таким образом, к настоящему времени трехмерные модели позволяют воспроизводить динамику воды в самых сложных системах, где одновременно присутствуют участки и с речным и с морским режимами. При этом в модель при необходимости включаются и ледовые процессы. Однако учет влияния плавающего льда на размеры водного потока и захвата стока льдом выполнен не был, что особенно важно для арктических эстуариев, где в относительно мелководных районах может присутствовать достаточно толстый лед (до 1,5 м).

Учет этих факторов предлагается произвести путем введения в модель РОМ [14] новых σ^+ -координат, при которых рассматривается слой воды не от свободной поверхности до дна, а от нижней кромки погруженного в воду льда толщиной h до дна (см. рис. 1):

$$\sigma^+ = \left(z - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h \right) / \left(H - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h \right), \quad (2)$$

где ρ_i — плотность льда, ρ — плотность воды.

В этих координатах при появлении и нарастании толщины льда h столб воды подо льдом $D = H - \xi - \frac{\rho_i}{\rho} h$ уменьшается, соответственно уменьшается количество воды в водоеме, то есть таким образом моделируется захват воды льдом, как раз того количества, какое пошло на его образование. При этом уровень воды непосредственно не зависит от толщины льда, а может среагировать только на изменившиеся гидравлические характеристики водного потока.

Уравнения модели (движения, неразрывности, диффузии тепла и соли) в этих σ^+ -координатах и численная схема ее решения ничем не отличаются от уравнений модели в σ -координатах и ее схемы решения, как это предложено в [14], и поэтому здесь не приводятся.

Оценить эффект от применения σ^+ -координат (2) можно путем сравнения результатов моделирования как по модели в σ -координатах (1), так и по модели в

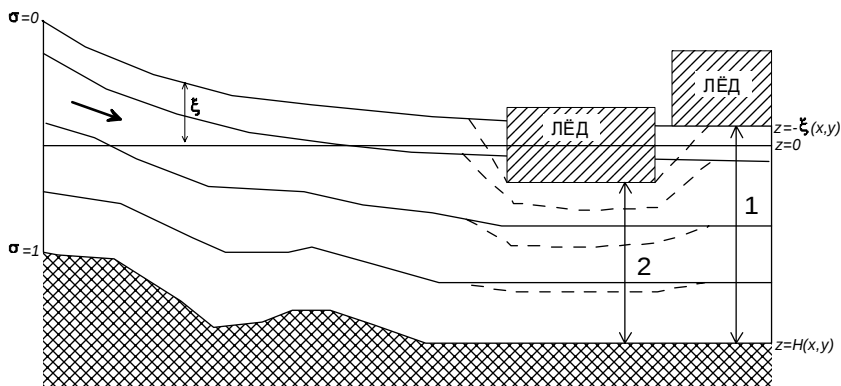


Рис. 1. Схема системы в σ -координатах (1) и в σ^+ -координатах (2) (пунктиром)

σ^+ -координатах (2). Обе модели воспроизводят динамику гидрологических полей в сезонном масштабе, учитывая при этом наличие существенных стоковых уровней, взаимодействие и смешивание речных и морских вод. Модель в σ -координатах (1) представляет традиционный подход к учету ледовых явлений, когда образовавшийся лед блокирует потоки тепла и импульса из атмосферы, а его рост или таяние создает потоки соли на поверхности. В модели в σ^+ -координатах кроме этого плавающий лед изменяет количество воды в эстуарии, которое тратится на образование льда либо добавляется при его таянии, а также уменьшает площадь поперечного сечения, влияя тем самым на течения, массоперенос и водообмен с приемным водоемом.

Для описания ледовых процессов предлагается использовать разработки Ю.П.Доронина для устьевых областей рек [2, 3, 13]. В модели вводятся уравнения нарастания и таяния льда. Дрейф льда в данном случае не учитывается. В уравнении нарастания толщины льда h , которое начинает работать при охлаждении поверхностного слоя воды до температуры замерзания при соответствующей солености, принимается линейность профиля температуры во льду и учитывается поток тепла от воды Φ [4]:

$$h = \sqrt{h^2 + \frac{2\lambda}{L\rho_i}(\theta - T_a)\Delta t - \frac{2h}{L\rho_i}\Phi\Delta t}, \quad (3)$$

где Δt – шаг по времени, $\theta = f(S)$ – температура замерзания воды соленостью S , L – удельная теплота кристаллизации льда, λ – коэффициент теплопроводности льда, T_a – температура поверхности льда.

Температура поверхности льда T_a при наличии на льду снежного покрова высотой h_c определяется как

$$T_a = \frac{T_c + \frac{\lambda_c h_c}{\lambda_c h} \theta}{1 + \frac{\lambda_c h_c}{\lambda_c h}}, \quad (4)$$

где λ_c – коэффициент теплопроводности снега, T_c – температура поверхности снега.

В формуле расчета величины стаявшего льда Δh полагается, что все тепло, которое поступает сверху I , расходуется на таяние снежно-ледяного покрова, и учитывается поток тепла от воды Φ , что особенно важно для арктических эстуариев, где вытаивание происходит по стрелюю потока под действием тепла речных вод:

$$\Delta h = \frac{\Delta t}{L\rho_i} [I + \Phi] - \frac{\rho_c}{\rho_i} h_c, \quad (5)$$

где ρ_c — плотность снега.

Формула (5) начинает работать, когда поток тепла I , рассчитанный для условий тающей снежно-ледяной поверхности ($T_c = 0$), оказывается положительным ($I > 0$), при этом высота находящегося на льду снега переводится в эквивалентную толщину льда.

Начальные условия для моделей задаются распределениями полей составляющих скорости, солёности, температуры, уровня воды и толщины льда. Граничные условия на жидких частях контура со стороны реки и моря задаются распределением температуры и солёности. Кроме того, на речной границе задаются интегральные скорости течений, соответствующие расходу реки, а для морской — используется условие излучения. На береговых частях контура, которые принимаются неизменными, задается отсутствие потоков тепла и соли. На поверхности задаются касательные напряжения ветра или трения об лёд, а также потоки соли при таянии или росте льда, потоки тепла через границу вода–атмосфера при отсутствии льда, или при наличии льда поверхностная температура воды задается равной температуре замерзания $T = \theta$. На дне задается отсутствие потоков тепла и соли.

Сравнение моделей проводилось на примере Обско-Тазовской устьевой области, которая представляет собой особый физико-географический объект, расположенный при впадении рек Обь, Надым, Пур и Таз в Карское море, в пределах которого происходят специфические устьевые процессы, обусловленные взаимодействием и смешиванием речных и морских вод.

Из многочисленных литературных источников [1, 6, 7], посвященных изучению Обско-Тазовской устьевой области, известно, что наиболее существенные процессы, формирующие специфический гидрологический режим Обской и Тазовской губ, связаны с режимом стока впадающих рек, с образованием и таянием льда, а также со сложным взаимодействием реки и моря. Для северной части Обско-Тазовской устьевой области основными факторами, определяющими гидрологическое состояние, являются термохалинные условия в губе и прилегающих районах моря, поскольку существующий заток морской воды в губу влияет на динамику вод, положение галоклина, стратификацию и ледовые условия. Для южной части Обской губы и всей Тазовской губы основным фактором является речной сток, создающий существенные денивеляции уровня. Характерной особенностью стокового режима Оби является чрезвычайно длительное стояние высоких уровней в летний период (свыше четырех месяцев), чем эта река резко отличается от других рек Сибири. Продолжительность половодья на замыкающем створе (п. Салехард) колеблется от 110 до 180 суток. В южной и средней части взморья продолжительность половодья уменьшается до 70–80 суток. Максимум уровня (вторая половина июня), особенно в средней части взморья, наблюдается под устойчивым ледяным покровом. В северной части половодье длится 50–60 суток, максимум уровня и расхода воды — при открытой акватории. При выходе к морскому краю дельты амплитуда волны половодья составляет 0,8–1 м, в средней части взморья амплитуда составляет 0,5–0,6 м, а в северной 0,2–0,3 до полного распластывания на выходе в море. Как видно, Обско-Тазовская губа является таким объектом, адекватное моделирование которого в сезонном масштабе может

быть выполнено только с применением σ -координат. Наличие толстого льда в зимний период до 1,5 м в сочетании с небольшими глубинами (в южной части Обской губы преобладают глубины менее 10 м) позволят проиллюстрировать необходимость применения их модификации в виде σ^+ -координат.

Для аппроксимации Обско-Тазовской устьевой области была использована сетка с размером ячейки 4×4 км, которая является оптимальной для описания гидрологических процессов практически по всей акватории Обской и Тазовской губ. Сеткой была охвачена Обская губа от морского края дельты до выхода в море и Тазовская губа от п. Находка до слияния с Обской губой. При разработке расчетной сетки был использован различный картографический материал с разным нулем глубин. С каждого квадрата карты-основы снималась средняя глубина и относилась к центру квадрата. Для приведения глубин к средним гидрологическим условиям реки и моря использовались определенные поправки согласно принципам, изложенным в [5]. При средних гидрологических условиях на границах устьевой области был построен продольный профиль свободной поверхности сточкового уровня по длине устьевой области. Используя глубины, приведенные к средним гидрологическим условиям реки и моря, и продольный профиль свободной поверхности при тех же условиях были получены глубины в узлах сетки относительно среднего уровня моря.

Начальные и граничные условия в модельных экспериментах для обеих моделей задавались теми же самыми. Начальные условия задавались исходя из имеющихся данных сети гидрометеорологических станций и экспедиционных исследований. В качестве граничных условий со стороны реки задается расход и температура воды. Наблюдения за расходом и температурой воды проводятся на р. Обь — в п. Салехард, на р. Надым — в г. Надым, на р. Пур — в п. Самбург, на р. Таз — в п. Тазовское или п. Сидоровск. Расходы воды по этим пунктам задавались среднемесячными значениями и пересчитывались в расходы на речной границе расчетной области. Температура воды, измеряемая на замыкающих створах, задавалась среднедекадными значениями и пересчитывалась к месту выхода в губу с использованием температурных градиентов в нижнем течении рек. По данным береговых метеостанций значения метеорологических характеристик методом весовой интерполяции пересчитывались в узлы сетки и корректировались с учетом того, что искомые точки находятся на открытом водном пространстве, и на их основе вычислялся поток тепла на границе вода—атмосфера. При этом использовались методы, принятые в практике гидрологических расчетов [10].

Результаты расчетов показали, что моделями воспроизводится сезонная динамика гидрологических характеристик, соответствующая принципиальным схемам их распределения, известным из данных натурных наблюдений в различные сезоны. Так, урвненная поверхность понижается от речной границы к морской и имеет превышение у правого берега из-за действия силы Кориолиса. В соответствии с уклонами уровня вектор скорости потока направлен в сторону моря. Для южной части Обской губы и для Тазовской губы такое направление сохраняется от поверхности до дна. В северной части Обской губы у дна вектор скорости направлен в сторону реки, то есть моделируется заток морской воды в губу. При этом формируется достаточно четкий гидрофронт, дальность залива которого в губу меняется в течение года в зависимости от расхода впадающих рек. В распределении температуры достаточно четко воспроизводится выхолаживание воды при контакте с атмосферой при сохранении гомотермии в Тазовской губе и южной части Обской губы. Моделирование ледообразования и очищения водной поверхности ото льда согласуется со схемами развития ледовых процессов, полученными по данным ледовых авиаразведок. Таким образом, обе модели воспроизводят

динамику гидрологических полей в сезонном масштабе, учитывая при этом наличие существенных стоковых уровней, взаимодействие и смешивание речных и морских вод, а также образование, нарастание и таяние льда.

Эффект от аккумуляции воды в ледяном покрове ранее оценивался приближенно А.А.Ивановой [8]. По результатам пересчета объема льда в объем воды автором делается вывод об уменьшении зимнего стока (не менее чем на 30 %), вплоть до его прекращения, и, соответственно, более интенсивного проникновения морских вод в губу. Этот сток возвращается в губу при таянии льда в период весеннего половодья. Таким образом, автором предполагается внутригодовое перераспределение стока на морской границе Обской губы, обусловленное ледовыми процессами.

Для проверки этого предположения на нескольких поперечных створах, расположенных по всей длине Обской губы, в процессе моделирования подсчитывались расходы воды. У речной границы расчетной области гидрограф стока повторяет очертания гидрографа впадающих рек, но по мере удаления в сторону морской границы он постепенно трансформируется. На всех створах расходы в зимний период, рассчитанные с использованием σ^+ -координат и с использованием σ -координат, практически совпадают. На рис. 2 в качестве примера приведены рассчитанные расходы воды для створа у п. Се-Яха (находится в северной части Обской губы) с использованием σ^+ -координат и с использованием σ -координат. Видно, что аккумуляция воды в ледяном покрове зимой, моделируемая при помощи σ^+ -координат, никак не влияет на расход воды. Физически это объяснимо: лед давит на воду всей своей массой, вытесняя количество воды, необходимое, чтобы ему остаться на плаву. Если лед и забирает часть воды из водоема, то такое же количество он и вытесняет. Поэтому никакого уменьшения расхода за счет нарастания льда не должно быть, соответственно, не должно быть и увеличения расхода за счет таяния льда. Повышенный расход, выдаваемый моделью в σ^+ -координатах начиная с момента начала весеннего таяния, обусловлен таянием снега на ледяном покрове. Это еще один фактор, который не учитывался ранее в известных моделях, но который удастся учесть при использовании σ^+ -координат. При этом тающий снег не только участвует в распреснении верхнего слоя, но и вносит дополнительный расход за счет наличия слоя стока $\rho_c h_c / \rho$ на площади акватории Обско-Тазовской устьевой области.

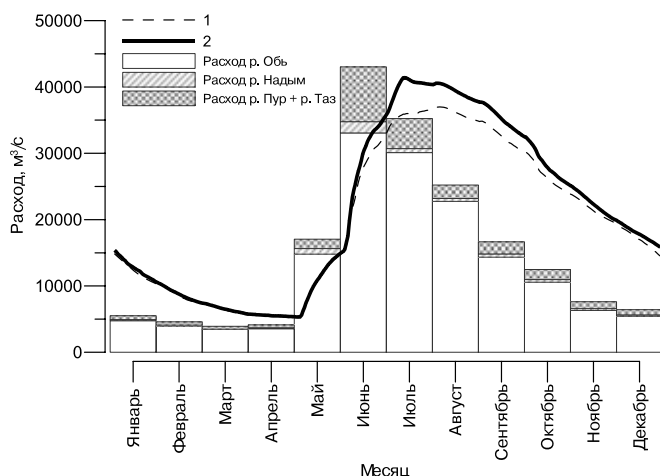


Рис. 2. Рассчитанное распределение направленного в море стока на створе у п. Се-Яха по моделям с σ -координатами (1) и σ^+ -координатами (2)

Однако тот факт, что образующийся ледяной покров не влияет на расход воды, не означает, что он не влияет на течения и массоперенос в Обской губе и на водообмен с Карским морем. Уровень воды из-за образования льда и захвата им части стока не уменьшается, а, наоборот, немного, но увеличивается. Наличие льда приводит к уменьшению площади поперечного сечения и, соответственно, увеличению стоковой составляющей скорости (рис. 3). Наиболее сильно это проявляется в южной части Обской губы, где преобладают небольшие глубины. По мере продвижения к морю с увеличением глубины влияние льда на скорость потока уменьшается, но, тем не менее, сказывается на положении гидрофронта. Моделируемая дальность затoka морских вод благодаря наличию ледяного покрова существенно меньше, чем при моделировании с использованием σ -координат (1). Максимальная разница достигает 20 км. Таким образом, вывод сделанный в [8], где из-за ледовой аккумуляции предполагается дополнительный заток морских вод в губу, не подтверждается. Напротив, моделью с использованием σ^+ -координат (2) воспроизводится обратная картина, когда образовавшийся лед перекрывает часть сечения потока, при этом увеличивается стоковая составляющая скорости и, соответственно, вытесняется гидрофронт в сторону морской границы.

Эксперименты со снежным покровом на поверхности льда, толщина которого пересчитывалась в эквивалентную толщину льда, показали, что равномерное распределение толщины снега по всей акватории эстуария не оказывает заметного влияния на динамику гидрологических полей. При неравномерном распределении снежного покрова его влияние оказывается несколько более существенным. Большее количество снега в южной части Обской губы приводит к небольшому увеличению стоковой составляющей скорости, а в северной — к небольшому уменьшению.

Исходя из вышесказанного, можно заключить, что захват воды при образовании льда не приводит к внутригодовому перераспределению стока. Однако ледовый покров на поверхности эстуария существенно влияет на распределение гидрологических характеристик не только из-за его экранирующих свойств, но и из-за изменения им размеров потока. При этом отмечается закономерность — чем толще образуется лед (то есть больше захватывается стока), тем выше уровень воды, больше стоковая составляющая скорости и меньше дальность интрузии морских вод в эстуарий. Полученные результаты не распространяются на период ледохода, когда дрейф льда, не учтенный приведенной моделью, может вносить свои коррективы в распределение гидрологических полей.

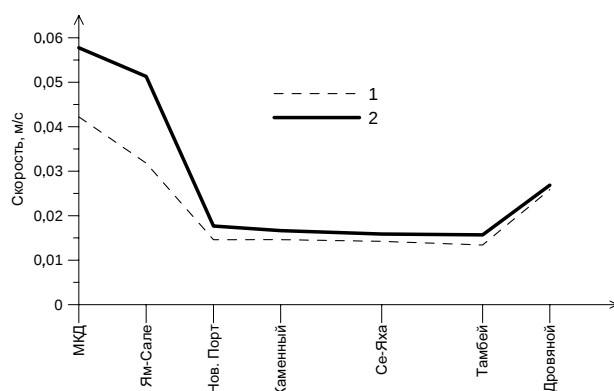


Рис. 3. Рассчитанная продольная поверхностная скорость течения по длине Обской губы от морского края дельты (МКД) до м. Дровяной в период максимального развития ледяного покрова по моделям в σ -координатах (1) и σ^+ -координатах (2)

Таким образом, при моделировании гидрологических процессов в эстуариях с ледовым покровом необходимо учитывать влияние льда на размеры потока. Предлагаемое дополнение к существующим моделям в виде σ^+ -координат это учитывает и позволяет воспроизводить более адекватную реальным физическим процессам картину циркуляции вод в эстуариях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Виноградова Т.А. Анализ взаимодействия волн половодья с колебаниями уровня моря на закрытых устьевых взморьях сибирских рек // Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. 1990. Т. 9. С. 150–157.
2. Доронин Ю.П. Моделирование вертикальной структуры устьевой области реки с морским галоклином // Метеорология и гидрология. 1992. Вып. 8. С. 76–83.
3. Доронин Ю.П., Лукьянов С.В., Царев В.А. Математические модели гидрологии эстуария и взморья // Труды РГГМИ. 1994. Вып. 117. С. 15–31.
4. Доронин Ю.П., Хейсин Д.Е. Морской лед. Л.: Гидрометеиздат, 1975, 318 с.
5. Иванов В.В. Методика оценки запасов пресных вод в устьевых областях рек Арктики с закрытыми устьевыми взморьями // Проблемы Арктики и Антарктики. 1991. Вып. 66. С. 224–238.
6. Иванов В.В., Святский А.З. Численное моделирование вторжения морских вод в устья рек в сезонном временном масштабе // Водные ресурсы. 1987. № 5. С. 46–51.
7. Иванова А.А. Особенности гидродинамики Обской губы // Современное состояние природной среды и экологический мониторинг Обско-Тазовского района: Сборник научных трудов. СПб.: Гидрометеиздат, 2004. С. 94–99.
8. Иванова А.А. Течения и массоперенос на устьевом взморье Оби // Труды ААНИИ. 2004. Т. 449. С. 327–330.
9. Павлов В.К., Становой В.В. Прогностическая трехмерная гидродинамическая модель расчета течений и плотности воды в шельфовой зоне приливных морей // Труды ААНИИ. 1985. Т. 398. С. 94–111.
10. Самохин А.А., Соловьева Н.Н., Догановский А.М. Практикум по гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 296 с.
11. Становой В.В. К расчету приливных течений в Обской губе // Труды ААНИИ. 1984. Т. 358. С. 10–18.
12. Blumberg A.F., Mellor G.L. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model // Three-dimensional coastal ocean models. Heaps Ed., American Geophys. Union. 1987. P. 1–16.
13. Doronin Yu.P., Ivanov V.V. Numerical modeling of water mass dynamics, thermohaline and ice processes in Kara mouth region // NDRE Workshop. Modeling Requirements for water mass dynamics, ice and river transports in Kara sea. Norway, 1995. P. 112–123.
14. Mellor G.L. Users' guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. Program in Atmospheric and Oceanic Sciences. Princeton University, 2004. 56 p.

M.V.TRETYAKOV

ABOUT MODELLING HYDROLOGICAL PROCESSES IN ESTUARIES WITH AN ICE COVER

The three-dimensional mathematical model of hydrological processes in estuaries with an ice cover taking into account influence of ice on the sizes of a water stream is submitted. The model uses the modified sigma-coordinates and considers thickness of water from the bottom edge of the ice shipped in water to the bottom. By the example of modelling hydrological processes in an annual cycle in Ob–Taz estuary necessity of the account of influence of ice for the sizes of a stream is shown. Offered addition to existing models as the modified sigma-coordinates allows to reproduce picture of circulation of waters more adequate to real physical processes in estuaries.

**КРАТКОСРОЧНЫЙ ПРОГНОЗ МАКСИМАЛЬНЫХ УРОВНЕЙ
ПОЛОВОДЬЯ НА ЗАМЫКАЮЩЕМ ГИДРОМЕТРИЧЕСКОМ
СТВОРЕ, К КРАЕВЫМ УСЛОВИЯМ В РЕАЛЬНОМ МАСШТАБЕ
ВРЕМЕНИ С УЧЕТОМ ДОБЕГАНИЯ
(ДЛЯ УСТЬЕВОГО УЧАСТКА РЕКИ ЕНИСЕЙ)**

В.П.ЗИМИЧЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Разработана технология пересчета характеристик максимальных уровней половодья, поступающих из гидрометеорологической сети, в характеристики краткосрочного прогноза максимальных уровней половодья на замыкающем гидрометрическом створе. Наиболее эффективный результат прогнозов дает комбинированный подбор эмпирических зависимостей по разным начальным створам. Это также дает возможность увеличить заблаговременность прогноза. Полученные зависимости легко выражаются в простой аналитической форме, что дает возможность в доступной для любого потребителя форме, предложить автоматизированный алгоритм расчета прогнозных характеристик.

В основу предлагаемой схемы прогнозирования берутся данные водомерных наблюдений на постах (гидрометрический подход). Заблаговременность уровней и расходов воды на устьевом участке р. Енисей будет определяться временем добегаания воды на расчетном участке реки. Для участка реки длиной L возможно составление краткосрочного прогноза с заблаговременностью τ , то есть:

$$\tau = L/86,4 \cdot V, \quad (1)$$

где τ – время добегаания (сутки); L – длина участка реки (км); V – скорость течения (м/с).

Задача гидрометрического прогноза сводится к получению следующих основных результатов:

- выявление зависимости расходов (Q) или уровней (H) в расчетном створе реки от Q и H в створе (или в створах) стационарных наблюдений;
- оценка времени добегаания на расчетном участке реки.

Условно предполагается отсутствие приточности на расчетном участке реки. Степень трансформации гидрографа половодья будет определяться русловыми процессами, регулированием стока и другими факторами.

На точность расчетов будет влиять и характер распластывания паводка. Интенсивность подъема и спада половодья, меняющаяся от года к году, оказывает влияние на интенсивность снижения стоковых характеристик. Причем это влияние возрастает при увеличении длины расчетного участка. Этот фактор для устья Енисея, очевидно, будет немаловажным.

В зависимости от высоты уровня воды будет меняться τ – при возрастании уровней и скоростей потока τ будет уменьшаться (на участках с затопляемой поймой закономерность может нарушаться).

Оценка степени приближения и возможности предлагаемой схемы расчетов основана на анализе динамики соответственных уровней и расходов воды и определении значений τ .

Аналитические выражения для кривых расходов $Q(H)$ по двум соседним створам расчетного участка реки имеют вид:

$$Q_B = a + bH_B^m, \quad (2)$$

$$Q_H = c + dH_H^n. \quad (3)$$

При подъеме уровней в половодье уровень воды в нижнем створе через время τ станет равным

$$H_H = (Q_B - c/d)^{1/n} = ((a - c)/d + bH_B^m/d)^{1/n}. \quad (4)$$

Так как $a, b, c, d, m, n = \text{const}$, то уровни в нижнем створе будут зависеть только от уровней в верхнем створе. Таким образом, на основе полученных связей $H_H = f(H_B)$ устанавливаются значения соответственных уровней воды на расчетном участке реки без наличия кривых расходов воды. На этом и строится метод прогноза по соответственным уровням.

Половодье на р. Енисей имеет ряд отличительных признаков, создающих объективные сложности при составлении краткосрочных прогнозов уровенных и стоковых характеристик. В первую очередь на гидрологические характеристики влияют особенности ледового режима. Енисей протекает в строго меридиональном направлении с юга на север, что определяет неравномерность вскрытия ледяного покрова реки по длине, образование заторных участков, резко меняющих гидравлику руслового потока.

Другим стокоформирующим фактором является искусственное регулирование стока реки многочисленными гидроэлектростанциями расположенными как на самом Енисее, так и на его основных притоках.

Оценке особенностей формирования половодья в устье р. Енисей посвящено достаточно много специальных исследований [1, 2, 3], и нет необходимости повторного анализа этого вопроса. Следует лишь отметить, что существующие методики прогнозов основных гидрологических характеристик половодья на устьевом участке р. Енисей не позволяют с достаточной и необходимой степенью надежности давать описание динамики волны половодья, как на спаде, так и на подъеме. Наиболее приемлемая точность расчетов достигается лишь при оценке максимальных уровней половодья с незначительной заблаговременностью (1–3 суток).

Для получения расчетных зависимостей использовались данные Гидрологических ежегодников за период с 1965 по 2003 г.

Динамика волны половодья для нижнего течения р. Енисей показывает, что заблаговременность прогнозов (от 5 до 10 суток) возможна лишь для самых нижних устьевых постов, вышележащие створы характеризуются практически синхронным прохождением пика половодья по всей длине реки.

Из имеющихся материалов видно, что многолетняя амплитуда максимальных уровней воды (A_M) достаточно большая (см. Приложения). Даты наступления пика половодья также имеют довольно широкий диапазон колебаний: наиболее ранние – середина мая, поздние – середина июня. Соответствующие многолетние амплитуды в наступлении пиков половодья составляют: для п. Селиваниха $T_M = 32$ суток, для п. Дудинка $T_M = 25$ суток, для п. Караул $T_M = 21$ суток.

На основе анализа зависимостей $Q(H)$ для створа Игарка можно сделать вывод о русловой стабильности и, соответственно, об устойчивости кривых расходов, которые могут являться основой для расчетов стоковых характеристик по данным наблюдений об уровнях.

ПОСТРОЕНИЕ ЗАВИСИМОСТЕЙ И РАСЧЕТНЫЕ ПРИЕМЫ ДЛЯ ПРОГНОЗОВ

Установлены связи между максимальными уровнями половодных периодов на расчетных участках – рис. 1. На этих же графиках показаны аналитические выражения для полученных зависимостей.

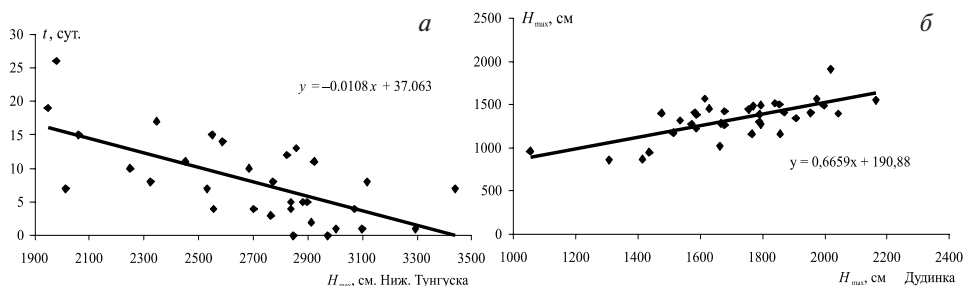


Рис. 1. Зависимость времени добегания от $H_{\max}$ на участке Нижняя Тунгуска (Большой Порог) – Дудинка (а) и связь $H_{\max}$ на участке Подкаменная Тунгуска – Дудинка (б)

Также получены данные о связи времени добегания с максимальными уровнями воды на расчетных участках. По установленным зависимостям и таблицам на основе данных по верхнему посту составляется прогноз значений максимальных уровней половодья для нижних створов.

Более эффективный результат прогнозов дает комбинированный подбор эмпирических зависимостей по разным исходным створам. Это дает возможность существенно увеличить заблаговременность прогноза.

Для п. Дудинка прогноз даты наступления пика половодья наиболее точным получается по данным р. Нижняя Тунгуска с. Большой Порог (рис. 1). Прогноз значений максимальных уровней половодья на п. Дудинка наиболее точен — по данным связи $H_{\max}$ с п. Подкаменная Тунгуска.

Полученные зависимости легко выражаются в простой аналитической форме. Это дает возможность в доступной для любого потребителя форме предложить автоматизированный алгоритм расчета прогнозных характеристик, например, в программе EXEL (табл. 1).

Таблица 1

Автоматизированный расчет прогнозируемых значений максимальных уровней половодья для п. Дудинка, с учетом времени добегания

	f_x	$= 0,6659 \cdot B11 + 190,88$			$= D7 + (-0,0108 \cdot C7 + 37,063)$	
	A	B	C	D	E	F
1	год	Пол. Тунг.	Ниж. Тунг. (БП)	Дудинка (прогноз)		
2		$H_{\max}$, см	$H_{\max}$, см	дата	$H_{\max}$, см	дата
3	1970	1794	2061	26 мая	1386	9 июня
4	1971	1667	2346	20 мая	1301	31 мая
5	1972	1587	2973	13 июня	1248	17 июня
6	1973	1997	2451	31 мая	1521	10 июня
7	1974	1840	2838	8 июня	1416	14 июня
8	1975	1615	2838	2 июня	1266	8 июня
9	1976	1790	2772	3 июня	1383	10 июня
10	1977	1583	2882	1 июня	1245	6 июня
11	1978	1628	3294	8 июня	1275	9 июня
12	1979	1854	3003	13 июня	1425	17 июня
13	1980	1572	2847	11 июня	1238	17 июня
14	1981	1436	2684	19 мая	1147	27 мая
15	1982	1514	2912	3 июня	1199	8 июня
16	1983	1954	2764	12 июня	1492	19 июня
nn	2008	—	—	—	—	—

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ И ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОГНОЗОВ

Использованный прием прогноза является, по своей сути, построением эмпирических зависимостей между гидрометрическими параметрами реки, физическая точность и обоснованность которых определяет надежность и точность используемой методики [4, 5, 6, 7].

Критерием тесноты эмпирических зависимостей является среднее квадратичное отклонение наблюдаемых величин от среднего значения данной зависимости — σ_{sr} :

$$\sigma_{sr} = \left(\sum (y_i - y_{sr})^2 / (n - 1) \right)^{1/2}, \quad (5)$$

где y_i — данное значение явления в многолетнем ряду наблюдений, y_{sr} — его норма, n — число членов многолетнего ряда.

Среднее квадратичное отклонение $\sigma\Delta$ изменения расхода (уровня) воды за период заблаговременности прогноза от нормы этого изменения вычисляется по формуле

$$\sigma\Delta = \left(\sum (\Delta_i - \Delta_{sr})^2 / (n - 1) \right)^{1/2}, \quad (6)$$

где Δ_i — разность между начальным и конечным значениями явления за период заблаговременности прогноза, Δ_{sr} — норма этой разности, n — число членов ряда.

Если нет особых условий составления гидрологического прогноза, определяющих специальные правила и порядок назначения допустимых погрешностей, то за допустимую погрешность прогноза принимают меньшее из вероятных отклонений $0,674\sigma_{sr}$ и $0,674\sigma\Delta$.

Прогноз максимального уровня (расхода) половодья, составляемый в период подъема половодья, оценивается, исходя из разности максимального уровня (расхода) половодья и уровня (расхода) в день составления прогноза. Допустимые погрешности принимаются равными вероятным отклонениям этой разности от ее нормы:

$$\sigma = 0,674\sigma\Delta = 0,674 \left(\sum (\Delta_i - \Delta_{sr})^2 / (n - 1) \right)^{1/2}, \quad (7)$$

где Δ_i — разность между максимальным уровнем (расходом) и уровнем (расходом) в день составления прогноза, Δ_{sr} — норма этой разности, n — число членов ряда.

Мерой точности методики служит средняя квадратическая погрешность поверочных прогнозов

$$S_{sr} = \left(\sum (y_i - y_{pr})^2 / (n - m) \right)^{1/2}, \quad (8)$$

где y_{pr} — прогнозная величина, m — обозначает число степеней свободы, или, иначе, характеризует вид уравнения регрессии, и равна количеству постоянных величин в нем. Для линейных уравнений $m = 2$.

Допустимые погрешности краткосрочных прогнозов времени наступления характерных явлений водного режима принимаются в зависимости от заблаговременности [4].

Числовым критерием надежности принимают не σ_{sr} , а обеспеченность допустимых отклонений.

Это статистическое понятие представляет выраженное в процентах число случаев, когда отклонение наблюдаемых величин от средней линии не превышает величины допустимой ошибки. Критерием оценки точности используемой методики будет являться обеспеченность метода

$$p = 100n'/n \quad (9)$$

(где n' – число оправдавшихся прогнозов, n – общее число прогнозов), которая, по сути своей, является обеспеченностью полученной эмпирической кривой, используемой для прогноза.

Чем больше вероятность непревышения допустимой ошибки отклонениями наблюдаемых величин от принятой зависимости, тем надежнее прогноз.

Применение методики прогнозов в практике является целесообразным лишь в том случае, когда обеспеченность допустимой погрешности по этой методике не менее чем на 10 % превышает обеспеченность вероятного отклонения от нормы. Исходя из этого и учитывая погрешности определения S_{sr} и σ_{sr} , которые зависят от числа членов ряда n , ниже даются предельные значения основного критерия применимости методики прогноза.

Методика прогноза считается применимой для выпуска оперативных прогнозов при следующих отношениях S_{sr}/σ_{sr} :

$$\begin{aligned} \text{при } n < 15 & \quad S_{sr}/\sigma_{sr} \leq 0,7; \\ \text{при } 15 < n < 25 & \quad S_{sr}/\sigma_{sr} \leq 0,75; \\ \text{при } n > 25 & \quad S_{sr}/\sigma_{sr} \leq 0,80. \end{aligned}$$

Здесь n – число членов ряда, использованного при установлении зависимости для прогноза, или число проверочных прогнозов.

Величина отношения S_{sr}/σ_{sr} является также и критерием качества применимой методики прогноза. Категория качества применимой методики и соответствующее значение S_{sr}/σ_{sr} при числе проверочных прогнозов $n \geq 25$ даны в табл. 2. Для более полной характеристики качества применимой методики прогноза в этой же таблице приведены также соответствующие отношению S_{sr}/σ_{sr} значения коэффициента, или индекса корреляции, и обеспеченности допустимой погрешности при $n \geq 25$.

Таблица 2

Оценка категории качества применяемой методики			
Категория качества методики	Показатели качества методики		
	S_{sr}/σ_{sr}	Коэффициент (или индекс) корреляции	Обеспеченность допустимой погрешности ($\alpha = 0,674\alpha_{cr}$)
Хорошая	$\leq 0,50$	$\geq 0,87$	82
Удовлетворительная	0,51–0,80	0,86–0,60	81–60

В табл. 3, в качестве примера, представлены значения аналитических аппроксимаций, дающих наиболее приемлемые результаты краткосрочных прогнозов пиков половодья для постов Селиваниха, Дудинка, Игарка и Караул.

В табл. 4 дается оценка категории качества используемых методик прогнозирования при различных критериях оценки.

В табл. 1 показан пример (выделенные ячейки – F7 и E11) автоматизированного расчета прогнозируемых значений максимальных уровней половодья

Таблица 3

Аналитические аппроксимации расчетных зависимостей прогноза максимальных уровней половодья р. Енисей с учетом времени добегания

Участок реки	Расчет времени добегания τ , сут.	Расчет $H_{\max}$, см
Селиваниха – ПТ, (НТ)	$\tau(\text{Сел.}) = -0,0059H_{\max}(\text{НТ}) + 20,804$	$H_{\max}(\text{Сел.}) = 0,4877H_{\max}(\text{ПТ}) + 1076$
Селиваниха – Караул	Зависимость графическая	$H_{\max}(\text{Кар.}) = 0,06312H_{\max}(\text{Сел.}) - 428,03$
Дудинка – ПТ, (НТ)	$\tau(\text{Дуд.}) = -0,0108H_{\max}(\text{НТ}) + 37,063$	$H_{\max}(\text{Дуд.}) = 0,6659H_{\max}(\text{ПТ}) + 190,88$
Игарка – ПТ	–	$H_{\max}(\text{Игарка}) = 1,1H_{\max}(\text{ПТ}) - 249,07$
Караул – НТ	$\text{Кар.} = -0,0118H_{\max}(\text{НТ}) + 42,325$	$H_{\max}(\text{Кар.}) = 0,1831H_{\max}(\text{НТ}) + 260,85$

Сокращения: ПТ – р. Енисей п. Подкаменная Тунгуска; НТ – р. Нижняя Тунгуска п. Большой Порог

Оценка категории качества используемых методик прогнозирования

Участок реки	Категория качества в зависимости от показателя оценки качества						
	$S_{гр}/\sigma_{гр}$	$S_{гр}/\sigma\Delta$	$p(0,674\sigma\Delta)$	$p(0,674\sigma_{гр})$	$pH_{гр}$	$p\Delta t$	$p\Delta t A_{нм}$
Селиваниха – (ПТ, НТ)	удовл.	хорошая	удовл.	удовл.	<10 %**	—	удовл.
Селиваниха – Караул	удовл.	удовл.	хорошая	удовл.	<10 %	—	удовл.
Дудинка – (ПТ, НТ)	удовл.	удовл.*	удовл.*	удовл.	<10 %	—	—
Игарка – ПТ	удовл.	хорошая	хорошая	удовл.	<10 %	—	—
Караул – НТ	—	удовл.	удовл.	—	<10 %	—	—*

* – методика на 1–3 % не «дотягивает» до перехода в более высокую категорию;

** – значение <10 % $pH_{гр}$ для характеристики природной обеспеченности, по требованию [4] во всех случаях удовлетворяет условию не менее чем на 10 % не превышать обеспеченность расчетных зависимостей

для п. Дудинка. Предложенная схема позволяет, подставляя значения дат и максимальных уровней половодья на вышележащих створах в заданную формулу, автоматически получать искомую характеристику половодья для нижнего створа.

На рис. 2 и в табл. 5 и 6 показаны результаты прогнозов для п. Селиваниха и п. Дудинка по вышеприведенным формулам.

При оценке эффективности прогнозов целесообразно использовать разные критерии (см. Приложения – таблицы расчетов допустимых погрешностей, применимости и качества методики прогнозов). В конце каждой таблицы приложений приводятся расчетные статистические параметры.

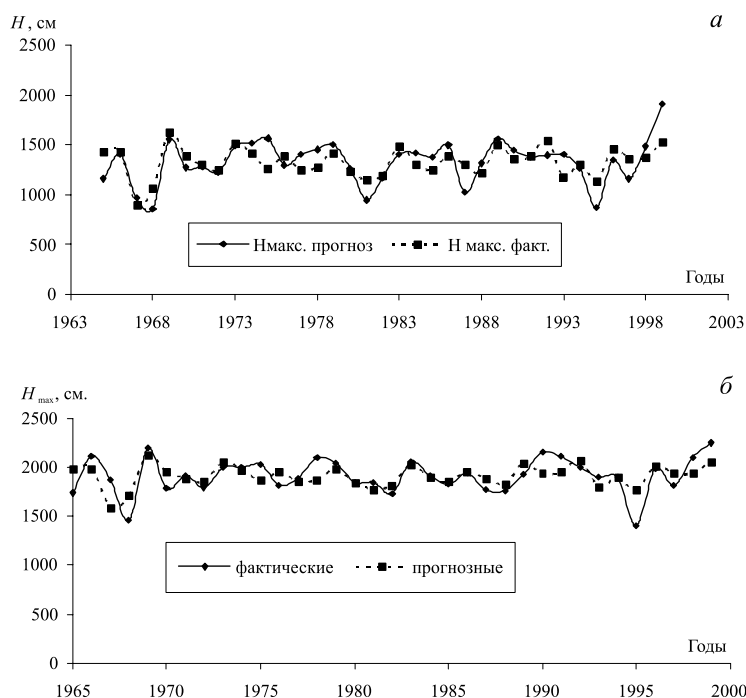


Рис. 2. Прогноз $H_{\max}$ для п. Дудинка (а, $H_{\max}$ по п. Подкаменная Тунгуска, $\tau_{\text{доб.}}$ – по р. Нижняя Тунгуска п. Большой Порог) и для п. Селиваниха (б, $H_{\max}$ по п. Подкаменная Тунгуска, $\tau_{\text{доб.}}$ – по р. Нижняя Тунгуска п. Большой Порог)

Таблица 5

Прогноз $H_{\max}$ для п. Селиваниха ($H_{\max}$ по п. Подкаменная Тунгуска, $\tau_{\text{лоб.}}$ — по п. Нижняя Тунгуска п. Большой Порог)

Год	Дата		$H_{\max}$	
	факт.	прогноз	факт.	прогноз
1970	5 июня	04 июня	1779	1945
1971	28 мая	03 июня	1907	1900
1972	15 июня	02 июня	1792	1870
1973	7 июня	11 июня	1989	2010
1974	9 июня	11 июня	1979	1955
1975	6 июня	09 июня	2029	1880
1976	5 июня	24 мая	1803	1940
1977	5 июня	18 июня	1883	1860
1978	9 июня	21 июня	2066	1880
1979	13 июня	30 мая	2041	1960
1980	12 июня	24 июня	1841	1865
1981	24 мая	31 мая	1831	1820
1982	4 июня	06 июня	1730	1845
1983	16 июня	16 июня	2058	1995

Таблица 6

Прогноз $H_{\max}$ для п. Дудинка ($H_{\max}$ по п. Подкаменная Тунгуска, $\tau_{\text{лоб.}}$ — по р. Нижняя Тунгуска п. Большой Порог)

Год	Дата		$H_{\max}$	
	факт.	прогноз	факт.	прогноз
1970	10 июня	12 июня	1403	1271
1971	06 июня	01 июня	1328	1277
1972	13 июня	15 июня	1280	1222
1973	11 июня	10 июня	1524	1488
1974	12 июня	12 июня	1431	1517
1975	07 июня	06 июня	1297	1567
1976	11 июня	08 июня	1401	1299
1977	06 июня	04 июня	1278	1403
1978	09 июня	05 июня	1304	1453
1979	12 июня	14 июня	1439	1504
1980	11 июня	15 июня	1271	1269
1981	29 мая	26 мая	1190	947
1982	05 июня	06 июня	1237	1173
1983	15 июня	17 июня	1499	1404
1984	04 июня	—	1334	1420

Различия в критериях оценки эффективности методики иногда дают возможность, с одной стороны, выбора той или иной методики прогнозирования, с другой — определения ее соответствия различным категориям качества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 391 с.
2. Бурдыкина А.П. Метод прогноза объема половодья низовьев Енисея // Тр. ААНИИ, 1977. Вып. 256. С. 15–22.
3. Жидиков А.П., Левин А.Г., Нечаева Н.С., Попов Е.Г. Методы расчета и прогноза половодья для каскада водохранилищ и речных систем. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 128 с.
4. Наставления по службе прогнозов. Разд. 3. Ч. 1. Л.: Гидрометеиздат, 1962. 193 с.
5. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 256 с.
6. Пособие по краткосрочным прогнозам паводочного стока рек. Л.: Гидрометеиздат, 1973. 148 с.

ПРИЛОЖЕНИЕ

1. Расчеты допустимых погрешностей, применимости и качества методики прогнозов для участка Селиваниха – Караул:

$$\begin{aligned} H_{sr} &= 778 \text{ см}, H_{\max} = 1089 \text{ см}, H_{\min} = 538 \text{ см}, A_M = 551 \text{ см}, \\ S_{sr} &= 80; \sigma_{sr} = 109; \sigma\Delta = 138; S_{sr}/\sigma_{sr} = 0,74; S_{sr}/\sigma\Delta = 0,58; 0,674\sigma_{sr} = 73; \\ 0,674\sigma\Delta &= 93; \\ pH(0,674\sigma\Delta) &= 86 \%; pH(0,674\sigma_{sr}) = 76 \%; pH_{sr}(0,674\sigma_{sr}) = 66 \%; p\Delta t = 48 \%; \\ p\Delta t A_{HM} &= 66 \%. \end{aligned}$$

2. Расчеты допустимых погрешностей, применимости и качества методики прогнозов для участка Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска – Селиваниха:

$$\begin{aligned} H_{sr} &= 1932 \text{ см}, H_{\max} = 2425 \text{ см}, H_{\min} = 1400 \text{ см}, A_M = 1025 \text{ см}, \\ S_{sr} &= 146; \sigma_{sr} = 183; \sigma\Delta = 360; S_{sr}/\sigma_{sr} = 0,80; S_{sr}/\sigma\Delta = 0,42; 0,674\sigma_{sr} = 123; \\ 0,674\sigma\Delta &= 236; \\ pH(0,674\sigma\Delta) &= 77 \%; pH(0,674\sigma_{sr}) = 67 \%; pH_{sr}(0,674\sigma_{sr}) = 51 \%; p\Delta t = 54 \%; \\ p\Delta t A_{HM} &= 62 \%. \end{aligned}$$

3. Расчеты допустимых погрешностей, применимости и качества методики прогнозов для участка Нижняя Тунгуска – Караул

$$\begin{aligned} H_{sr} &= 770 \text{ см}, H_{\max} = 1089 \text{ см}, H_{\min} = 538 \text{ см}, A_M = 551 \text{ см}, \\ S_{sr} &= 101; \sigma_{sr} = 115; \sigma\Delta = 170; S_{sr}/\sigma_{sr} = 0,89; S_{sr}/\sigma\Delta = 0,60; 0,674\sigma_{sr} = 77; \\ 0,674\sigma\Delta &= 114; \\ pH(0,674\sigma\Delta) &= 81 \%; pH(0,674\sigma_{sr}) = 58 \%; pH_{sr}(0,674\sigma_{sr}) = 55 \%; p\Delta t = 48 \%; \\ p\Delta t A_{HM} &= 58 \%. \end{aligned}$$

4. Расчеты допустимых погрешностей, применимости и качества методики прогнозов Нмакс для участка Подкаменная Тунгуска – Игарка

$$\begin{aligned} H_{sr} &= 1665 \text{ см}, H_{\max} = 2177 \text{ см}, H_{\min} = 960 \text{ см}, A_M = 1217 \text{ см}, \\ S_{sr} &= 163; \sigma_{sr} = 272; \sigma\Delta = 511; S_{sr}/\sigma_{sr} = 0,60; S_{sr}/\sigma\Delta = 0,32; 0,674\sigma_{sr} = 183; \\ 0,674\sigma\Delta &= 345; \\ pH(0,674\sigma\Delta) &= 97 \%; pH(0,674\sigma_{sr}) = 77 \%; pH_{sr}(0,674\sigma_{sr}) = 59 \%. \end{aligned}$$

5. Расчеты допустимых погрешностей, применимости и качества методики прогнозов для участка Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска – Дудинка

$$\begin{aligned} H_{sr} &= 1331 \text{ см}, H_{\max} = 1914 \text{ см}, H_{\min} = 860 \text{ см}, A_M = 1054 \text{ см}, \\ S_{sr} &= 172; \sigma_{sr} = 219; \sigma\Delta = 341; S_{sr}/\sigma_{sr} = 0,79; S_{sr}/\sigma\Delta = 0,51; 0,674\sigma_{sr} = 148; \\ 0,674\sigma\Delta &= 230; \\ pH(0,674\sigma\Delta) &= 80 \%; pH(0,674\sigma_{sr}) = 63 \%; pH_{sr}(0,674\sigma_{sr}) = 49 \%; p\Delta t = 46 \%; p\Delta t A_{HM} = 43 \%. \end{aligned}$$

Условные обозначения:

H_{sr} – среднее значение максимального уровня половодья за имеющийся период наблюдений, см;

$H_{\max}$ – наибольшее значение максимального уровня половодья за имеющийся период наблюдений, см;

$H_{\min}$ – наименьшее значение максимального уровня половодья за имеющийся период наблюдений, см;

A_M – многолетняя амплитуда колебания максимального уровня половодья, см;

S_{sr} – средняя квадратическая погрешность поверочных прогнозов;

σ_{sr} — среднее квадратичное отклонение наблюдаемых величин от среднего значения данной зависимости;

$\sigma\Delta$ — среднее квадратичное отклонение изменения уровня воды за период заблаговременности прогноза от нормы этого изменения;

S_{sr}/σ_{sr} , $S_{sr}/\sigma\Delta$, $0,674\sigma_{sr}$, $0,674\sigma\Delta$ — соответствующие соотношения;

$pH(0,674\sigma\Delta)$ — обеспеченность метода расчета $H_{\max}$ при допустимой погрешности $0,674\sigma\Delta$, %;

$pH(0,674\sigma_{sr})$ — обеспеченность метода расчета $H_{\max}$ при допустимой погрешности $0,674\sigma_{sr}$, %;

$pH_{sr}(0,674\sigma_{sr})$ — природная обеспеченность метода расчета $H_{\max}$ при допустимой погрешности $0,674\sigma_{sr}$, %;

$p\Delta t$ — обеспеченность метода расчета даты наступления максимального уровня половодья [4];

$p\Delta t A_{HM}$ — обеспеченность метода расчета даты наступления максимального уровня половодья по допустимым отклонениям в пределах 20 % неполной многолетней амплитуды колебаний дат наступления максимальных уровней половодья.

V.P.ZIMICHEV

THE SHORT-TERM FORECAST OF MAXIMUM LEVELS OF A HIGH WATER ON CLOSING HYDROMETRIC GAUGE LINE, TO REGIONAL CONDITIONS IN REAL TIME IN VIEW OF LAG OF TIME (FOR MOUTH'S STATION YENISEI RIVER)

The technology of recalculation of characteristics of maximum levels of the high water acting with SGN, in characteristics of the short-term forecast of maximum levels of a high water on closing hydrometric gauge line is developed. The Most effective result of forecasts gives the combined selection of empirical dependences on a miscellaneous initial gauge line. It also enables to increase earliness of the forecast. The received dependences are easily expressed in the simple analytical form that enables in the form accessible to any consumer, to offer the automated algorithm of calculation flood forecast characteristics.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ВОДНОГО И РУСЛОВОГО РЕЖИМА СЛОЖНОРАЗВЕТВЛЕННЫХ РЕЧНЫХ ДЕЛЬТ НА ОСНОВЕ МЕТОДОВ ГИДРАВЛИКИ И УРАВНЕНИЯ БАЛАНСА НАНОСОВ

А.А. ПИСКУН

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Изложен подход к расчету сложноразветвленных дельт в условиях деформируемого русла методами одномерной гидравлики, при котором узел разветвления рассматривается одновременно и как точка гидравлического соединения или деления потока (при расчете сопротивлений), и как некоторый, отвечающий реальности, объект, заключенный между створами на концах рукавов, подводящих воду к узлу и отводящих (при расчете деформаций). Разработано уравнение баланса наносов для узлов русловых разветвлений и способ учета русловых деформаций при переменном подпоре. Предложены способы расчета гидравлических сопротивлений в условиях деформируемого русла при неизвестном его наполнении. Методика апробирована на примерах дельт рек Оби и Колымы. Определены задачи дальнейшего развития методики.

Важнейшими природными факторами, определяющими водный и русловой режим дельт, являются сток воды и наносов и их распределение по дельтовым рукавам, а также уровень приемного водоема, от которого зависит положение кривой свободной поверхности, т.е. наполнение русла.

Вследствие того, что дельты рек являются сложными системами как по строению русловой сети, так и по режиму, изменения в одной из их частей неизменно находят отклик в остальных. В связи с этим методы и зависимости, разработанные для расчета элементов режима в неразветвленных руслах, как правило, не могут быть использованы для русловых разветвлений непосредственно, без учета взаимосвязей во всей системе водотоков и без учета особенностей режима, подверженного, кроме речных факторов, влиянию уровня приемного водоема.

Разработке методов расчета водного и руслового режима в русловых разветвлениях уделяется постоянное внимание [1–5, 8, 11–13, 16, 18, 25–27, 29, 30 и др.], однако не все аспекты этой проблемы можно считать решенными. Особенно актуальным остается вопрос учета такими методами прямых и обратных связей во взаимодействующей системе поток–русло. Эти связи в общих чертах характеризуются тем, что при заданных граничных условиях пространственные характеристики распределения расходов и уровней воды в системе дельтовых водотоков определяются гидравлическими сопротивлениями, а перераспределение расходов и уровней по рукавам с течением времени — изменением этих сопротивлений, зависящим от русловых деформаций, которые, в свою очередь, неразрывно связаны с распределением расходов и уровней воды и расходов наносов.

Как известно, несмотря на неустановившийся в целом характер движения воды на устьевых участках рек, приемы гидравлики могут с успехом применяться для них при решении ряда практических задач. Это становится возможным, если элементы водного режима осреднить за некоторые, обоснованные специальными исследованиями, периоды времени [9, 10] и, таким образом, получить более про-

стую картину квазиустановившегося движения, которое часто определяют как движение открытого потока при переменном подпоре.

Среди методов гидравлического расчета расходов и уровней воды в русловых разветвлениях различаются методы, предназначенные для двухузловых или последовательно ветвящихся разветвлений (Н.Н.Павловский, 1937; В.М.Маккавеев, 1950; А.В.Караушев, 1955; С.С.Байдин, 1959, 1962, 1978, 1980; Г.Н.Ган и В.Н.Михайлов, 1971 и др.) и для сложноразветвленных систем (П.А.Войнович, 1932; А.И.Мордухай-Болтовской, 1952; В.М.Маккавеев, 1953; К.В.Гришанин, 1967; В.В.Иванов, 1967; Ф.М.Чернышов 1977, 1980; А.Ю.Жук, 1983 и др.). Большинство методов в свое время были подробно рассмотрены в работах С.С.Байдина [2] и систематизированы В.В.Ивановым [8].

Развивая итерационный метод К.В.Гришанина [5], позволяющий вести расчет при неизвестном наполнении русла (в условиях переменного подпора), В.В.Иванов создал метод, обладающий наиболее общей расчетной схемой и применимый к разветвлениям любой сложности [8]. Используемое в нем уравнение установившегося неравномерного движения для одного рукава записывается в конечных разностях в виде:

$$Q_i = \sqrt{\frac{|Z_{k_2 i} - Z_k|}{F_i}}, \quad (1)$$

где Q — расход воды, м³/с; Z — отметка уровня, м; k — порядковый номер узла разветвления; k_2 — индекс узла, сопряженного с k -тым узлом через i -тый рукав. Предполагается, что модуль сопротивления рукава F_i (с²м⁻⁵) однозначно определен средней отметкой свободной поверхности в рукаве $\bar{Z}_i$, т.е. задан зависимостью $F_i(\bar{Z}_i)$. Уравнение (1) получено из полного уравнения установившегося неравномерного движения при следующих допущениях: ввиду малых уклонов свободной поверхности и плавно изменяющихся форм русел в устьях длины расчетных участков приравниваются к длинам рукавов; расходы воды в рукавах между смежными узлами полагаются постоянными; разностью кинетической энергии потока в начальных и конечных сечениях рукавов пренебрегают (поскольку на протяжении длинного расчетного участка плавные сжатия потока неоднократно сменяются плавными расширениями) [5, 8].

Уравнение неразрывности (баланса расходов воды в узле) записывается в виде [8]:

$$\sum_i {}^I Q_{p_k} + \sum_i {}^{II} \text{sign}(Z_{k_2 i} - Z_k) \sqrt{\frac{|Z_{k_2 i} - Z_k|}{F_i}} = 0, \quad (2)$$

где $\text{sign}(Z_{k_2 i} - Z_k)$ — символ, определяющий направление течения и позволяющий заранее его не задавать; Σ^I — суммирование выполняется по рукавам с заданным расходом воды, примыкающим к k -тому узлу и вводящим в систему разветвлений или выводящим из нее расход; Σ^{II} — суммирование осуществляется по внутренним рукавам с неизвестными расходами Q_i и примыкающим к k -тому узлу; $Z_{k_2 i}$ — отметка уровня в узлах k, j , смежных с узлом k через i -тый рукав; индекс p означает «вводящий» рукав с заданными направлением течения и расходом воды. Система (2) решается методом релаксаций.

Универсальность метода, реализованного на ЭВМ, подтверждена широкой проверкой на методическом материале и на конкретных сложных разветвлениях.

В то же время его возможности исчерпываются расчетом распределения расходов и уровней воды при неизменной морфометрии либо при ее изменении, косвенно учитываемом в модулях сопротивления русла [8, 11].

Один из путей перехода от жесткого русла к деформируемому при гидравлических расчетах методом итераций был изложен в работе [12]. Связующим звеном между жестким руслом и деформируемым руслом в ней служит формула для определения F «морфометрическим» способом

$$F_i = (l_i \lambda_i) / (\omega_i^2 R_i 2g), \quad (3)$$

где l_i — длина i -того участка (рукава) (м); λ_i — коэффициент гидравлического трения русла; ω_i — средняя площадь поперечного сечения на участке (м²); R_i — гидравлический радиус (м), принимаемый равным средней глубине h_i ; g — ускорение силы тяжести.

Имеющиеся к настоящему времени методы расчета водного и руслового режима дельт в условиях установившегося движения потока, в которых реализован учет связей в системе поток–русло, условно можно разделить на две группы. В одной из них рассчитывается распределение расходов и уровней воды и элементы руслового режима в рукавах и, на основе сопоставления расхода наносов с транспортирующей способностью и фактических морфометрических характеристик с «устойчивыми» (по М.А.Михалеву [13] либо В.Н.Михайлову [18]), устанавливается направленность русловых процессов в водотоках [3, 13, 25]. Величина обратимых деформаций в ряде методов этой группы оценивается по расчетным характеристикам гряд. Основное различие отмеченных методов данной группы между собой состоит в способах расчета гидравлических сопротивлений — с детализацией их по длине рукавов и в узлах разветвлений [3] либо без детализации [13, 25]. В методе [1], отнесенном нами к этой же группе, кроме направленности русловых процессов, рассчитывается новое распределение расходов воды при измененной (в результате регулирования стока) морфометрии рукавов, найденной по зависимости между «устойчивыми» характеристиками (по В.Н.Михайлову) и руслоформирующими расходами (по Н.И.Маккаеву) с использованием гистограмм суточных расходов воды в дельтовых рукавах как для бытовых, так и проектных условий. Рассмотренную группу методов можно объединить под условным названием методов «тенденций».

Методы другой группы дают возможность рассчитывать начальное распределение расходов и уровней и их перераспределение за интервал времени, кратный целому числу лет, при наличии данных фактических наблюдений за деформациями, если эти данные позволяют установить «историческую» тенденцию развития водотоков [4] либо получить региональные эмпирические зависимости для вычисления деформаций [27]. Расчет ведется при руслоформирующем расходе воды в реке.

Все рассмотренные методы основаны на поочередном решении «гидравлического» блока (при расчете распределения расходов и уровней воды) и «руслового» (при расчете элементов руслового режима). «Гидравлический» блок, в зависимости от того, известно наполнение русла или нет, реализуется с помощью метода общих модулей сопротивления либо решением составленной для конкретного разветвления замкнутой системы уравнений, либо итерационным путем. Для решения «руслового» блока требуются данные, получаемые в результате длительных, зачастую многолетних, натурных наблюдений. При отсутствии же таких данных ни один из рассмотренных методов не позволяет рассчитывать перераспределение расходов и уровней воды в системе русловых разветвлений за заданный интервал времени при неизвестном наполнении русла.

Это и обусловило необходимость разработки методики гидравлического расчета перераспределения расходов и уровней, а также гидравлико-морфометрических характеристик в сложноразветвленных дельтах рек, учитывающей взаимодействие потока и русла в условиях переменного подпора и пригодной для использо-

вания при отсутствии данных наблюдений за изменением поперечных сечений русла под влиянием деформаций.

При разработке методики придерживаемся подхода, который заключается в поочередной реализации двух взаимосвязанных блоков – «гидравлического» и «руслового». Такой подход апробирован в рассмотренных методах [1, 4, 13, 25, 27], а также широко используется в инженерной практике при расчетах и математическом моделировании изменения отметок кривой свободной поверхности в неразветвленных руслах под влиянием деформаций дна [20]. При этом первый из блоков служит для расчета распределения расходов и уровней воды как на начальном этапе, так и на последующих, с учетом элементов руслового процесса, определяемых во втором блоке в зависимости от полученных значений расходов и уровней воды в первом блоке. Для расчета распределения расходов и уровней воды в разветвлениях («гидравлический» блок) используем итерационный метод В.В.Иванова [8], учитывая универсальность этого метода. Соответственно, принимаем все допущения, положенные в его основу. В отношении модулей сопротивления (F_i) считается действительным «постулат инвариантности» Н.Н.Павловского [22].

Подчеркнем, что мы будем оперировать модулями сопротивления рукавов, не разделяя потери напора на местные и по длине, учитывая, во-первых, большую протяженность расчетных участков в дельтах большинства рек (и, следовательно, многократное превышение потерь по длине над местными), во-вторых, сложности с расчетом местных сопротивлений в узлах (например, когда в них сопрягается более трех рукавов), в-третьих, необходимость в дополнительной исходной информации [19 и др.] в случае, если бы мы приняли вариант разделения потерь, и, в-четвертых, то, что для расчета распределения расходов и уровней по рукавам достаточно знать суммарное сопротивление каждого из них. Тем более что и в тех методах, в которых сопротивления (местные и по длине) определяются по отдельности [3, 19], в конечном счете они суммируются.

Расчет модулей сопротивления деформируемого русла представляет собой единую задачу, поскольку в зависимости от соотношения сопротивлений рукавов распределяется сток воды – один из основных факторов русловых деформаций, а деформации изменяют сопротивление рукавов и приводят к перераспределению стока. Понятно поэтому, что для определения F_i в условиях деформируемого русла удобнее всего использовать «морфометрические» зависимости вида (3), поскольку они содержат элементы руслового режима, изменение которых под влиянием деформаций возможно измерить в натурных условиях либо определить расчетным путем. Такие формулы также включают коэффициент гидравлического трения λ , для определения которого существует ряд эмпирических зависимостей [6, 7 и др.]. Каждая из них имеет свои пределы применимости, определенные их авторами. В данную методику та или иная зависимость для λ включена с целью расширения возможностей адаптации методики к конкретным русловым разветвлениям.

Известно, что при расчетах расходов и уровней в сложных разветвлениях наилучшее соответствие расчетных данных натурным дает использование сопротивлений, полученных «гидрометрическим» способом А.Н.Рахманова [28] через отношение падения отметки уровня к квадрату расхода воды на участке. Этот способ определения F_i учитывает все виды потерь энергии и дает наименьшую погрешность в сравнении с «морфометрическим», основанным на использовании морфометрических характеристик при расчете F_i [24]. Для некоторых дельт крупных сибирских рек модули сопротивления ранее были получены по формуле А.Н.Рахманова на основе комплексного использования взаимоувязанных данных аэродинамического моделирования и натурных материалов. Учитывая преимущества этого способа, целесообразно применить его и для расчета перераспределения расходов и уровней под влиянием изменяющейся при деформациях морфометрии русла.

Вначале остановимся на основных особенностях расчета модулей сопротивления F_i в условиях переменного подпора через коэффициент гидравлического трения λ_r . Поскольку для обеспечения итерационного процесса в «гидравлическом» блоке (который предшествует «русловому») требуется наличие зависимостей

$F_i(\bar{Z}_i)$, такие зависимости должны быть заданы, в данном случае хотя бы и произвольными (в качестве вспомогательных), для получения исходных значений расходов воды и отметок уровня. В то же время при расчете F_i через λ_r мы получаем в «русловом» блоке на каждом приближении (M) по одному значению λ_r , которое соответствует расчетному наполнению русла, вычисленному в предшествующем «гидравлическом» блоке. Переход от одного значения модуля сопротивления к зависимости $F_i(\bar{Z}_i)$ обеспечивается посредством замены исходной вспомогатель-

ной кривой $F_i(\bar{Z}_i)$ новой зависимостью, в которой все значения F_i исправлены на величину $(F_{\lambda i} - F_{Zi})$, полученную для расчетного наполнения, где

– индекс Zi при F означает, что модуль сопротивления определен в «гидравлическом» блоке с использованием зависимости $F_i(\bar{Z}_i)$,

– индекс λi при F означает, что модуль сопротивления русла рассчитан в «русловом» блоке по формуле (3) через коэффициент гидравлического трения, определяемый одним из существующих способов.

В данном случае задание вспомогательных кривых $F_i(\bar{Z}_i)$ и процедура их корректировки дает возможность расчета расходов, уровней и гидравлико-морфометрических характеристик в сложных разветвлениях при неизвестном наполнении русла на основе формул для λ , предназначенных для заданного наполнения.

Взаимодействие между блоками продолжается до выполнения условий заданной точности ϵ . В качестве критерия завершения процесса приближений между блоками может быть принято численное равенство (с заданной точностью) модулей сопротивления двух смежных приближений, вычисленных как через λi , т.е. $F_{\lambda i}^{(M)}$ и $F_{\lambda i}^{(M+1)}$, так и по кривым $F_i(\bar{Z}_i)$, т.е. $F_{Zi}^{(M)}$ и $F_{Zi}^{(M+1)}$. Однако, задавая

точность расчетов по F_r , невозможно заранее судить о том, какие невязки расходов воды в рукавах будут получены между смежными приближениями на завершающем этапе вычислений, в связи с чем для наших целей примем более предпочтительный критерий, основанный на сравнении расходов воды в рукавах между смежными приближениями, т.е. $\max |Q_i^{(M+1)} - Q_i^{(M)}| \leq \epsilon$. Выполнение данного условия свидетельствует о том, что на момент t_0 все элементы режима взаимоувязаны с гидравлическими сопротивлениями, рассчитанными по одной из выбранных нами зависимостей для расчета λ_r .

Взаимодействие между «гидравлическим» и «русловым» блоками как для момента времени t_0 (т.е. при исходных морфометрических характеристиках), так и для момента t_1 (т.е. при новых морфометрических характеристиках, вычисленных с учетом русловых деформаций) выполняются аналогично с той разницей, что каждому этапу взаимодействия между блоками предшествует вычисление деформаций площади поперечных сечений и корректировка исходных кривых $\omega_{i,k}(Z_k)$.

Рассмотрим особенности расчета изменений гидравлических сопротивлений деформируемого русла на основе использования исходных зависимостей $F_i(\bar{Z}_i)$, имея в виду, что они получены наиболее точным «гидрометрическим» способом и соответствуют сопротивлениям на некоторый момент времени, который мы условно принимаем за начальный (t_0) для расчетного интервала Δt . Общую схему

расчетов при этом сохраним в виде взаимодействующих «гидравлического» и «руслового» блоков. Воспользуемся выражением (3), часть которого $2g\omega_i^2 h_i / l_i$ для сокращения записи обозначим через P_i . Тогда для начального момента времени t_0 формулу (3) можно представить в виде

$$\lambda_{Zi}^{(t_0)} = F_{Zi}^{(t_0)} P_i^{(t_0)}, \quad (4)$$

где индекс Zi при λ означает, что коэффициент гидравлического трения получен через F_{Zi} , где, в свою очередь, аналогичный индекс при F подчеркивает, что модуль сопротивления рассчитан в «гидравлическом» блоке по зависимости $F_i(\bar{Z}_i)$.

Далее, получив некоторым образом величины деформаций русла за расчетный интервал времени Δt (что будет рассмотрено ниже) и используя рассчитанные на момент t_0 в «гидравлическом» блоке значения расходов и уровней воды, мы можем определить начальные ($M = 0$) значения гидравлико-морфометрических характеристик на момент времени t_1 , включая $\omega_i^{(M, t_1)}$ и $h_i^{(M, t_1)}$, по которым несложно найти начальные значения модулей сопротивления для t_1 по выражению

$$F_{\lambda i}^{(M, t_1)} = \lambda_{Zi}^{(t_0)} / P_{i(\Delta\omega)}^{(M, t_1)}, \quad (5)$$

где индекс $(\Delta\omega)$ при $P_i^{(M, t_1)}$ означает, что характеристика определена после вычисления деформаций площади поперечного сечения.

Аналогичным способом будем уточнять значения модулей сопротивления $F_{\lambda i}^{(M+1, t_1)}$ очередного приближения между блоками на текущем шаге времени, подставляя в формулу (5) значения $P_{i(\Delta\omega)}^{(M+1, t_1)}$ и $\lambda_{Zi(\omega)}^{(M+1, t_1)}$, т.е.

$$F_{\lambda i}^{(M+1, t_1)} = \lambda_{Zi(\omega)}^{(M+1, t_1)} / P_{i(\Delta\omega)}^{(M+1, t_1)}, \quad (6)$$

где индекс (ω) означает, что характеристика определена до вычисления деформаций площади поперечного сечения.

При этом коэффициент гидравлического трения λ_{Zi} на очередном приближении уточняется по выражению

$$\lambda_{Zi(\omega)}^{(M+1, t_1)} = F_{Zi}^{(M, t_1)} P_{i(\omega)}^{(M+1, t_1)}. \quad (7)$$

Каждый переход от «руслового» блока к «гидравлическому» осуществляется после корректировки зависимостей $F_i(\bar{Z}_i)$, с учетом вычисляемых деформаций, на величину $(F_{\lambda i} - F_{Zi})$. Построенные таким образом приближения между блоками продолжаются до выполнения заданной точности ϵ , о чем будет также свидетельствовать численное равенство $F_{\lambda i}$ и F_{Zi} на последнем приближении.

Аналогично рассмотренному строится порядок нахождения модулей сопротивления русла на последующих шагах времени.

В данном случае процедура корректировки зависимостей $F_i(\bar{Z}_i)$ дает возможность учесть во всей кривой $F_i(\bar{Z}_i)$ (т. е. для разных наполнений) изменения сопротивлений под влиянием деформаций, которые получены для одного наполнения.

Характеристики руслового режима, необходимые для расчета гидравлических сопротивлений через заданный интервал времени Δt , находят на основе уравнения деформаций. Такое уравнение, применяемое к одномерной модели руслового потока, получают путем составления баланса наносов для объема, ограниченного двумя произвольными поперечными сечениями потока [6]. В связи с этим принятое в рассмотренных гидравлических методах использование осредненных

по длине рукавов морфометрических характеристик предопределяет сложности применения уравнения деформаций в традиционной форме. Поэтому в данной методике при расчете деформаций водотоков будем задавать вместо осредненной – фактическую морфометрию на концах расчетных участков, осредняя ее лишь при расчете сопротивлений.

Как известно, решать уравнение деформаций можно двумя путями. Первый из них состоит в том, что выражение для расхода наносов вводится в дифференциальное уравнение деформации, что, как правило, усложняет решение задачи. Для наших целей остановимся на втором, более простом способе, который не требует прямой подстановки выражения для расхода наносов в уравнение деформаций, что позволяет применять любую формулу расхода наносов. Для определения деформации в нижнем сечении i -того рукава, сопряженного с k -ым узлом, за промежуток времени $\Delta t = t_{\tau+1} - t_{\tau}$ разностное уравнение деформации записывается в виде

$$\omega_{i,k_H}^{(t_{\tau+1})} = \omega_{i,k_H}^{(t_{\tau})} + \frac{W_{i,k_H}^{(t_{\tau})} - W_{i,k_B}^{(t_{\tau})}}{(1 - \sigma) l'_i} \Delta t, \quad (8)$$

где $\omega_{i,k_H}^{(t_{\tau+1})}$ и $\omega_{i,k}^{(t_{\tau})}$ – площади поперечного сечения на нижнем конце i -того рукава в моменты времени t_1 и t_0 , соответственно; $W_{i,k_H}^{(t_{\tau})}$ и $W_{i,k_B}^{(t_{\tau})}$ – расходы наносов ($\text{м}^3/\text{с}$) соответственно на нижнем и верхнем концах i -того рукава в момент t_{τ} ; σ – коэффициент пористости отложений в русле; l'_i – расстояние (м) между створами (рис. 1).

Решив уравнение (8), получаем значения площадей сечения на момент t_1 для нижних концов водотоков. Для верхних концов рукавов, отводящих воду из узла,

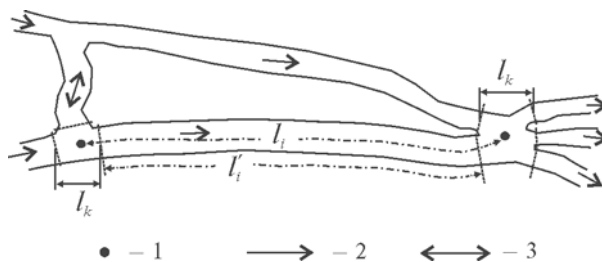


Рис. 1. Схема к определению расстояний в системе русловых разветлений: 1 – точка гидравлического деления (соединения) потока; 2 – однонаправленный расход воды в рукаве; 3 – направление расхода меняется в зависимости от наполнения русла

расчет русловых деформаций балансовым методом усложняется в силу сложности происходящих в узлах процессов и их недостаточной общей изученности. В то же время при некоторых допущениях уравнение вида (8) может быть использовано для расчета деформаций на верхних концах рукавов, отводящих воду из узла. Принимая во внимание то, что в реальности створы на концах рукавов, примыкающих к узлу разветвления, в любом случае расположены на некотором расстоянии от точки гидравлического деления (соединения) потока, суммарный баланс наносов в k -том узле между примыкающими к нему выше и нижерасположенными створами i -тых рукавов можно записать по аналогии с уравнением (8) в виде

$$\sum_i \omega_{i,k_B}^{(t_{\tau+1})} = \sum_i \omega_{i,k_B}^{(t_{\tau})} + \frac{\sum_i W_{i,k_B}^{(t_{\tau})} - \sum_i W_{i,k_H}^{(t_{\tau})}}{(1 - \sigma) l_k} \Delta t, \quad (9)$$

где $\sum_i \omega_{i,k_B}^{(t_i)}$ и $\sum_i \omega_{i,k_B}^{(t_{i+1})}$ — суммы площадей живого сечения соответственно в моменты времени t_i и t_{i+1} на верхних концах i -тых рукавов, сопряженных с расчетным k -тым узлом (т.е. отводящих воду из разветвления); $\sum_i W_{i,k_B}^{(t_i)}$ и $\sum_i W_{i,k_B}^{(t_{i+1})}$ — суммы расходов наносов на момент t_i соответственно для верхних (отводящих воду из узла) и нижних (подводящих воду к узлу) концов i -тых рукавов; l_k — расстояние (м) между створами, лежащими выше и ниже k -того узла разветвления, которое можно либо непосредственно назначать для каждого узла, либо определять через задаваемые исходные параметры.

При этом, учитывая большую протяженность расчетных участков ($l_i > B_i$) и сравнительно малые уклоны свободной поверхности в устьевых областях рек, при определении площадей поперечного сечения и ширин русла (B) по урезу на концах рукавов по заданным зависимостям $\omega_{i,k}(Z_k)$ и $B_{i,k}(Z_k)$ соответственно примем допущение о равенстве отметок свободной поверхности во всех сечениях, примыкающих к расчетному узлу.

Опираясь на уравнение (9), мы можем получить лишь суммарную величину деформаций на верхних концах рукавов, примыкающих к k -тому узлу, за промежуток времени Δt как разность между двумя первыми членами этого уравнения

$$\sum_i \Delta \omega_{i,k_B}^{(\Delta t)} = \sum_i \omega_{i,k_B}^{(t_{i+1})} - \sum_i \omega_{i,k_B}^{(t_i)}. \quad (10)$$

Величину же деформаций в каждом из створов на верхних концах рукавов $\Delta \omega_{i,k_B}^{(\Delta t)}$ выделим из этой суммы, полагая, что она пропорциональна безразмерному коэффициенту $\phi_{i,k_B}^{(\Delta t)}$, т.е.

$$\Delta \omega_{i,k_B}^{(\Delta t)} = \phi_{i,k_B}^{(\Delta t)} \sum_i \Delta \omega_{i,k_B}^{(\Delta t)}. \quad (11)$$

Коэффициент $\phi_{i,k_B}^{(\Delta t)}$ в формуле (11) выражает долю одного из гидравлико-морфометрических элементов (или их совокупности) в данном сечении по отношению к остальным сечениям на верхних концах рукавов, примыкающих к расчетному узлу. Поскольку на нынешнем этапе изученности процессов в узлах разветвлений окончательный выбор элемента для определения $\phi_{i,k_B}^{(\Delta t)}$ сделать затруднительно, для отработки методики в первом приближении мы можем использовать один из рассчитываемых элементов: расход наносов (W) или воды (Q), среднюю скорость (V), мутность воды (μ), коэффициент подвижности дна русла (V/V_0), уклон свободной поверхности (I) и т.п. При этом необходимо иметь в виду, что при $\sum_i \Delta \omega_{i,k_B}^{(\Delta t)} < 0$ (намыв) зависимость абсолютной величины деформаций от V , V/V_0 , I — обратная, а от μ — прямая (протоки с большей мутностью — наносотсасывающие — заиляются сильнее). И наоборот, при $\sum_i \Delta \omega_{i,k_B}^{(\Delta t)} > 0$ (размыв) характер зависимости величины деформаций с V , V/V_0 , I — прямой, с μ — обратный. Преимущество использования какого-либо из названных нами элементов (или их совокупности) для определения ϕ может быть обосновано в дальнейшем по мере накопления натурных и лабораторных материалов либо в результате проведения целенаправленных исследований узлов русловых разветвлений.

С учетом (11), уравнение деформаций для отдельного створа на верхнем конце i -того рукава, отводящего воду из рассматриваемого узла, запишется как

$$\omega_{i,k_B}^{(t_{i+1})} = \omega_{i,k_B}^{(t_i)} + \varphi_{i,k_B}^{(\Delta t)} \frac{\sum_i W_{i,k_B}^{(t_i)} - \sum_i W_{i,k_H}^{(t_i)}}{(1 - \sigma) l_k} \Delta t. \quad (12)$$

В дальнейших расчетах, имеющих методический характер, для определения φ использовалось соотношение

$$\varphi_{i,k_B}^{(\Delta t)} = W_{i,k_B}^{(t_i)} / \sum_i W_{i,k}^{(t_i)}. \quad (13)$$

Полагая, что рассчитанная величина $\Delta\omega$ всецело относится к деформациям ложа, изменение площади поперечного сечения при расчетах будем учитывать путем корректировки всех точек зависимостей $\omega_{i,k_H}(Z_k)$ и $\omega_{i,k_B}(Z_k)$ на расчетную величину деформаций $\Delta\omega$, поскольку эти изменения, полученные при данном наполнении, будут действительны и для других наполнений. При этом береговые деформации на расчетном шаге могут не приниматься во внимание, поскольку для дельт крупных рек ширина $B \gg h$ и, следовательно, изменения B по урезу при деформациях будут малозначимы на фоне деформаций ложа (тем более в условиях арктической зоны при наличии сдерживающих береговые деформации факторов). При переходе к другим граничным условиям береговые деформации могут учитываться посредством варьирования задаваемыми параметрами $B_{ik}(Z_k)$, которые включали бы фактические или предполагаемые изменения ширины по урезу.

Расходы русловых наносов в уравнении деформаций вычисляются по фактическим данным наблюдений за мутностью воды, а для створов, по которым такие данные отсутствуют, на основе одной из существующих для этой цели зависимостей.

Приемы корректировки кривых $F_i(\bar{Z}_i)$ и $\omega_{i,k}(Z_k)$ с учетом деформаций позволяют пересчитать уже по новым сопротивлениям все характеристики режима в процессе приближений между блоками на текущем шаге Δt и, что особенно важно, последовательно накапливать от шага к шагу эффект деформаций как в параметрах сопротивлений, так и морфометрии, и следовательно, переходить к новым граничным условиям. Тем самым достигается возможность автоматизации расчета при неизвестном наполнении. Расчеты выполняются для открытого русла при схематизации реального хода граничных условий в виде последовательных стационарных «ступенек», что практикуется и при математическом моделировании деформаций дна в неразветвленных руслах [20 и др.]. При этом продолжительность «ступенек» должна быть не менее допустимого периода осреднения граничных условий при приведении движения к квазиустановившемуся. Этот период для большинства дельт сибирских рек составляет 2–5 суток [10].

Для выполнения расчетов необходимы следующие исходные данные: граничные условия для каждого расчетного шага (расходы воды, поступающие в многоорукавное разветвление (Q_{pi}), и отметки уровня на выходе из разветвления), средняя для дельты температура воды, число шагов Δt и продолжительность каждого шага, точность расчетов ϵ , длины участков, расстояния между сечениями на концах рукавов в каждом из узлов, нулевые приближения отметок уровня в узлах, зависимости $F_i(\bar{Z}_i)$ (реальные – в случае счета по исходным кривым либо вспомогательные – в случае расчета F_i через λ_i), зависимости $\omega_{i,k}(Z_k)$ и $B_{ik}(Z_k)$, зависимости среднего диаметра влекомых и взвешенных наносов от расхода воды, зависимости мутности от расхода для створов, по которым имеются такие данные, плотность наносов, доля стока влекомых наносов от стока взвешенных на расчетных участках.

Общая последовательность расчетов построена следующим образом (рис. 2). При данных граничных условиях по заданным параметрам определяем в «гидрав-

ним уточняем $\Delta\omega$. Корректируем исходные для текущего шага зависимости $\omega_{i,k}(Z_k)$, по которым уточняем элементы режима и находим F_{λ} , затем корректируем зависимости $F_i(\bar{Z}_i)$, полученные на предыдущем приближении, на величину $F_{\lambda,i} - F_{Z,i}$

и в «гидравлическом» блоке пересчитываем $Q_i, Z_k, F_{Z,i}$. Проверяем условие заданной точности расчетов ϵ , сравнивая расходы воды смежных приближений между блоками. При его выполнении заканчивается расчет на текущем шаге времени Δt . Если необходимо, происходит переход к другим граничным условиям на последующем шаге. Это становится возможным благодаря наличию кривых $\omega_{i,k}(Z_k)$ и $F_i(\bar{Z}_i)$, откорректированных с учетом рассчитанных деформаций. В результате вычислений мы получаем набор последовательных состояний взаимосвязанных элементов режима в дельте для условий квазиустановившегося движения потока с учетом пошагового накопления эффекта рассчитываемых деформаций поперечных сечений русла. К этим элементам относятся: для узлов и створов — $Z_k, \omega_{i,k}, B_{ik}, h_{ik}, V_{ik}, V_{0ik}, (V/V_{0ik}), W_{ik}, \Delta\omega_{i,k}$ и откорректированные зависимости $\omega_{i,k}(Z_k)$; для рукавов — $\bar{Q}_i, \bar{Z}_i, I_i$, средние на участке ω_i, B_i, h_i , значения F_i и откорректированные кривые $F_i(\bar{Z}_i), \lambda_i$, коэффициенты шероховатости и Шези. Если требуется, могут быть получены и другие гидравлико-морфометрические характеристики режима, а также расчетные параметры гряд.

Выполненная по фактическим материалам дельты р. Оби оценка погрешностей определения ω_{ik} , обусловленных допущением о равенстве отметок уровня во всех сечениях, примыкающих к узлу разветвления, подтвердила правомерность сделанного допущения. Эта погрешность оказалась на один-два порядка меньше той, которая обусловлена точностью натурных измерений ω_{ik} .

Проверочные расчеты с использованием числового материала по дельте р. Оби показали соответствие получаемых результатов заданному алгоритму (рис. 3, 4).

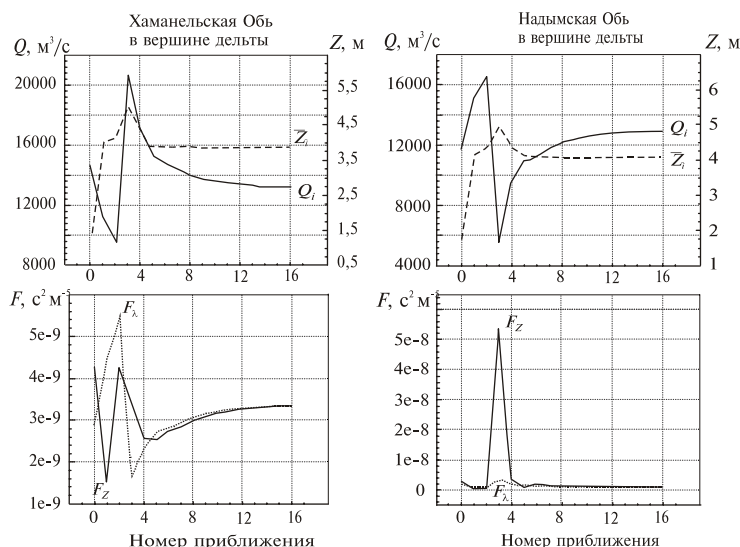


Рис. 3. Изменение расчетных характеристик рукавов в вершине дельты р. Оби в процессе приближений между «гидравлическим» и «русловым» блоками при вычислении гидравлических сопротивлений по методу Дж.Кеннеди

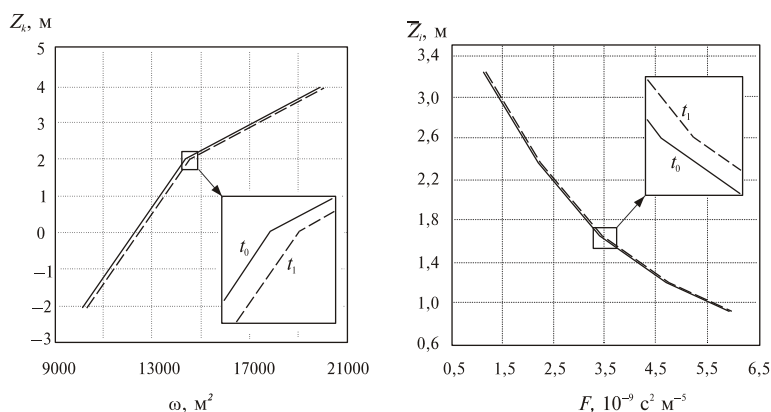


Рис. 4. Зависимости $w_{i,k}(Z_i)$ и $F_i(\bar{Z}_i)$ на моменты времени t_0 и t_1 для Хаманельской Оби в вершине дельты, полученные за интервал $\Delta t = 7$ суток при использовании исходных зависимостей $F_i(\bar{Z}_i)$ для вычисления гидравлических сопротивлений

Численная проверка работы методики выполнена с применением заданных зависимостей $F_i(\bar{Z}_i)$, полученных «гидрометрическим» способом, формул для расчета гидравлических сопротивлений К.В.Гришанина, Г.Л.Гладкова, Дж.Кеннеди, В.С.Кнороза [6, 13 и др.], а также табличных значений коэффициентов Шези и шероховатости. Расход наносов при методических расчетах определялся по формулам К.В.Гришанина, В.Н.Гончарова, В.Графа и А.Акароглу, И.Ф.Карасева, Р.А.Бэгнольда, Ф.Энгелунда и Е.Хансена, С.Х.Абальянца, А.В.Караушева, И.И.Левина, Г.И.Шамова [6, 13, 14, 15 и др.]. При использовании их для конкретных объектов необходимо иметь в виду, что каждая из таких зависимостей имеет свои условия применимости. В случае, если формула позволяет рассчитывать расход только взвешенных наносов, для получения полного расхода вводится коэффициент, учитывающий долю стока влекомых от стока взвешенных наносов (при $V/V_0 \geq 1$). Расчет неразмывающей скорости в сечении предусмотрен по формулам В.Н.Гончарова, В.С.Кнороза, Б.И.Студеничникова, Ц.Е.Мирцхулава, А.Шильдса, Г.И.Шамова, М.А.Великанова, А.М.Латышенкова [6, 14, 15, 17 и др.]. При необходимости в методику могут быть включены любые другие зависимости. Результаты проверочных расчетов показали, что выбор формулы для расхода наносов имеет решающее значение при определении деформаций в «русловом» блоке (табл. 1), как и выбор способа расчета сопротивлений для определения расходов и уровней – в «гидравлическом» [23, 26].

Для опытного применения методики, кроме дельты р. Оби, выполнена также параметризация дельты р. Колымы, относящейся к иному гидролого-морфологическому типу. Для нескольких наполнений русла проведена проверка, какой из способов определения гидравлических сопротивлений наиболее подходит для данных объектов. Сравнение результатов этих расчетов (по расходам и уровням) с материалами натурных измерений, физического и численного моделирования для устьевых участков рек Оби и Колымы показало, что наилучшее соответствие расчетных данных натурным или модельным дает использование «гидрометрического» способа расчета модулей сопротивления русла. Учитывая результаты предварительных расчетов все дальнейшие вычисления выполнялись с использованием исходных зависимостей $F_i(\bar{Z}_i)$, полученных «гидрометрическим» способом на основе обобщения сетевых, модельных и экспедиционных материалов.

Таблица 1

Расходы наносов ($W_{ик}$, м³/с) и русловые деформации ($\Delta\omega_{ик}$, м²) в дельте р. Оби, полученные по результатам тестовых расчетов при использовании различных формул для W (при средненавигационных условиях: расход воды в реке 26200 м³/с, отметка уровня на морском крае дельты 0,030 м БС)

Рукав (участок)	Автор формулы для W									
	С.Х.Абдальин	Р.А.Бятонов	В.И.Граф и А.Андропу	К.В.Гришанин	В.Н.Гончаров	И.Ф.Карасев	А.В.Карпушев	И.И.Левин	Г.И.Шапов	Ф.Энгелунд и Е.Хансен
$W_{ик}$ на верхних концах участков										
1	$1,98 \cdot 10^{-1}$	$2,53 \cdot 10^0$	$2,89 \cdot 10^{-2}$	$4,74 \cdot 10^{-1}$	$1,70 \cdot 10^{-3}$	$9,29 \cdot 10^{-3}$	$5,22 \cdot 10^{-1}$	$1,44 \cdot 10^{-3}$	$5,31 \cdot 10^{-4}$	$1,75 \cdot 10^{-1}$
2	$1,05 \cdot 10^{-1}$	$5,22 \cdot 10^0$	$3,06 \cdot 10^{-1}$	$3,42 \cdot 10^{-1}$	$1,01 \cdot 10^{-3}$	$1,52 \cdot 10^{-3}$	$9,52 \cdot 10^{-2}$	$5,08 \cdot 10^{-3}$	$3,19 \cdot 10^{-4}$	$1,89 \cdot 10^{-1}$
3	$5,77 \cdot 10^{-2}$	$6,49 \cdot 10^{-1}$	$6,77 \cdot 10^{-3}$	$3,93 \cdot 10^{-2}$	$2,47 \cdot 10^{-4}$	$9,78 \cdot 10^{-4}$	$3,89 \cdot 10^{-1}$	$1,13 \cdot 10^{-2}$	$9,24 \cdot 10^{-3}$	$2,99 \cdot 10^{-2}$
4	$1,65 \cdot 10^{-2}$	$3,01 \cdot 10^{-2}$	$5,28 \cdot 10^{-4}$	$1,07 \cdot 10^{-2}$	$7,59 \cdot 10^{-5}$	$3,05 \cdot 10^{-4}$	$6,39 \cdot 10^{-2}$	$3,53 \cdot 10^{-3}$	$2,79 \cdot 10^{-5}$	$8,42 \cdot 10^{-3}$
5	$1,69 \cdot 10^{-2}$	$1,28 \cdot 10^{-1}$	$4,38 \cdot 10^{-4}$	$1,33 \cdot 10^{-2}$	$1,55 \cdot 10^{-4}$	$3,10 \cdot 10^{-4}$	$1,01 \cdot 10^{-1}$	$2,22 \cdot 10^{-3}$	$5,30 \cdot 10^{-5}$	$1,79 \cdot 10^{-2}$
6	$1,37 \cdot 10^{-1}$	$3,90 \cdot 10^{-1}$	$2,31 \cdot 10^{-3}$	$1,17 \cdot 10^{-1}$	$8,43 \cdot 10^{-4}$	$7,69 \cdot 10^{-3}$	$7,63 \cdot 10^{-1}$	$2,08 \cdot 10^{-2}$	$2,79 \cdot 10^{-4}$	$6,60 \cdot 10^{-2}$
$W_{ик}$ на нижних концах участков										
1	$2,00 \cdot 10^{-1}$	$2,57 \cdot 10^0$	$2,43 \cdot 10^{-2}$	$4,28 \cdot 10^{-1}$	$1,82 \cdot 10^{-3}$	$9,58 \cdot 10^{-3}$	$6,04 \cdot 10^{-1}$	$1,49 \cdot 10^{-3}$	$5,65 \cdot 10^{-4}$	$1,87 \cdot 10^{-1}$
2	$2,17 \cdot 10^{-1}$	$5,67 \cdot 10^0$	$7,32 \cdot 10^{-2}$	$2,86 \cdot 10^{-1}$	$3,97 \cdot 10^{-3}$	$7,48 \cdot 10^{-3}$	$4,40 \cdot 10^{-1}$	$1,76 \cdot 10^{-2}$	$1,09 \cdot 10^{-3}$	$3,68 \cdot 10^{-1}$
3	$9,80 \cdot 10^{-2}$	$5,80 \cdot 10^{-1}$	$3,02 \cdot 10^{-3}$	$4,46 \cdot 10^{-2}$	$7,54 \cdot 10^{-4}$	$4,61 \cdot 10^{-3}$	$7,92 \cdot 10^{-2}$	$3,34 \cdot 10^{-2}$	$2,54 \cdot 10^{-4}$	$4,62 \cdot 10^{-2}$
4	$2,20 \cdot 10^{-3}$	$1,39 \cdot 10^{-2}$	$8,10 \cdot 10^{-4}$	$2,52 \cdot 10^{-3}$	$9,53 \cdot 10^{-6}$	$7,03 \cdot 10^{-8}$	$3,52 \cdot 10^{-3}$	$2,56 \cdot 10^{-4}$	$4,15 \cdot 10^{-6}$	$4,73 \cdot 10^{-2}$
5	$2,03 \cdot 10^{-1}$	$2,00 \cdot 10^{-1}$	$1,22 \cdot 10^{-4}$	$5,37 \cdot 10^{-2}$	$2,99 \cdot 10^{-3}$	$5,78 \cdot 10^{-2}$	$3,53 \cdot 10^0$	$6,66 \cdot 10^{-2}$	$7,82 \cdot 10^{-4}$	$4,76 \cdot 10^{-2}$
6	$1,17 \cdot 10^{-1}$	$2,72 \cdot 10^{-1}$	$1,63 \cdot 10^{-3}$	$8,55 \cdot 10^{-2}$	$8,81 \cdot 10^{-4}$	$6,22 \cdot 10^{-3}$	$7,75 \cdot 10^{-1}$	$1,90 \cdot 10^{-2}$	$3,07 \cdot 10^{-4}$	$7,21 \cdot 10^{-2}$
$\Delta\omega_{ик}$ на верхних концах участков										
1	$7,75 \cdot 10^1$	$1,21 \cdot 10^3$	$5,65 \cdot 10^0$	$5,04 \cdot 10^1$	$9,19 \cdot 10^{-1}$	$5,28 \cdot 10^0$	$2,89 \cdot 10^2$	$6,54 \cdot 10^0$	$2,71 \cdot 10^{-1}$	$6,87 \cdot 10^1$
2	$4,08 \cdot 10^1$	$3,85 \cdot 10^3$	$5,97 \cdot 10^1$	$3,64 \cdot 10^1$	$5,44 \cdot 10^{-1}$	$8,57 \cdot 10^{-1}$	$5,15 \cdot 10^1$	$2,29 \cdot 10^0$	$1,63 \cdot 10^{-1}$	$7,44 \cdot 10^1$
3	$-2,17 \cdot 10^2$	$-7,05 \cdot 10^2$	$4,71 \cdot 10^0$	$-1,40 \cdot 10^2$	$-2,18 \cdot 10^0$	$-3,31 \cdot 10^1$	$-1,24 \cdot 10^3$	$-4,69 \cdot 10^1$	$-5,78 \cdot 10^{-1}$	$-3,44 \cdot 10^1$
4	$-5,97 \cdot 10^0$	$-9,83 \cdot 10^1$	$-2,11 \cdot 10^0$	$-5,87 \cdot 10^{-1}$	$-4,96 \cdot 10^{-2}$	$-1,85 \cdot 10^{-2}$	$3,27 \cdot 10^0$	$-2,35 \cdot 10^0$	$-1,66 \cdot 10^{-2}$	$-3,96 \cdot 10^0$
5	$-6,23 \cdot 10^0$	$-5,01 \cdot 10^2$	$-1,75 \cdot 10^0$	$-7,34 \cdot 10^{-1}$	$-1,01 \cdot 10^{-1}$	$-1,82 \cdot 10^{-2}$	$4,12 \cdot 10^0$	$-1,49 \cdot 10^0$	$-3,16 \cdot 10^{-2}$	$-8,43 \cdot 10^0$
6	$-4,94 \cdot 10^1$	$-1,17 \cdot 10^3$	$-9,19 \cdot 10^0$	$-6,45 \cdot 10^1$	$-5,51 \cdot 10^{-1}$	$-4,71 \cdot 10^{-1}$	$3,93 \cdot 10^1$	$-1,38 \cdot 10^1$	$-1,77 \cdot 10^{-1}$	$-3,10 \cdot 10^1$
$\Delta\omega_{ик}$ на нижних концах участков										
1	$-1,40 \cdot 10^{-1}$	$-9,73 \cdot 10^0$	$-2,56 \cdot 10^{-1}$	$-2,75 \cdot 10^0$	$6,92 \cdot 10^{-3}$	$1,34 \cdot 10^{-2}$	$1,19 \cdot 10^0$	$1,95 \cdot 10^{-3}$	$1,87 \cdot 10^{-3}$	$5,99 \cdot 10^{-1}$
2	$2,91 \cdot 10^{-1}$	$-2,18 \cdot 10^2$	$-5,83 \cdot 10^{-1}$	$-1,42 \cdot 10^1$	$7,46 \cdot 10^{-1}$	$1,51 \cdot 10^0$	$8,81 \cdot 10^1$	$3,17 \cdot 10^0$	$1,94 \cdot 10^{-1}$	$4,53 \cdot 10^1$
3	$1,93 \cdot 10^0$	$1,73 \cdot 10^0$	$-1,21 \cdot 10^{-1}$	$2,92 \cdot 10^{-1}$	$1,67 \cdot 10^{-2}$	$1,25 \cdot 10^{-1}$	$1,08 \cdot 10^1$	$7,70 \cdot 10^{-1}$	$5,30 \cdot 10^{-3}$	$5,54 \cdot 10^{-1}$
4	$-3,28 \cdot 10^{-1}$	$-3,05 \cdot 10^{-1}$	$7,04 \cdot 10^{-3}$	$-2,02 \cdot 10^{-1}$	$-1,69 \cdot 10^{-3}$	$-7,50 \cdot 10^{-3}$	$-1,28 \cdot 10^0$	$-8,03 \cdot 10^{-2}$	$-6,04 \cdot 10^{-4}$	$-9,20 \cdot 10^{-2}$
5	$4,66 \cdot 10^0$	$3,29 \cdot 10^0$	$-8,61 \cdot 10^{-3}$	$1,09 \cdot 10^0$	$7,81 \cdot 10^{-2}$	$1,56 \cdot 10^0$	$9,90 \cdot 10^1$	$1,72 \cdot 10^0$	$2,01 \cdot 10^{-2}$	$8,18 \cdot 10^{-1}$
6	$-5,48 \cdot 10^{-1}$	$-1,49 \cdot 10^0$	$-2,48 \cdot 10^{-2}$	$-1,12 \cdot 10^0$	$1,41 \cdot 10^{-3}$	$-5,51 \cdot 10^{-2}$	$-1,51 \cdot 10^0$	$-5,80 \cdot 10^{-2}$	$3,77 \cdot 10^{-4}$	$2,45 \cdot 10^{-1}$

Номерами обозначены следующие рукава (участки): 1 – Хаманельская Обь в вершине дельты, 2 – Надымская Обь в вершине дельты, 3 – Большая Наречинская, 4 – Малая Хаманельская, 5 – Мурунская, 6 – Хаманельская у Горного Хаманеля

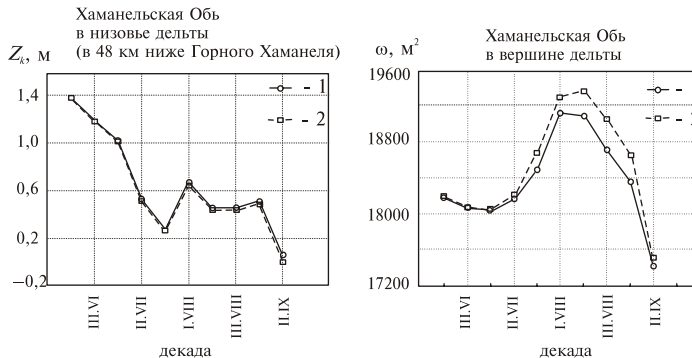


Рис. 5. Расчетный ход элементов режима без учета (1) и с учетом (2) деформаций русла (дельта р. Оби, 1979 г.)

Применение методики для оценок элементов водного и руслового режима в естественных условиях выполнено по дельте р. Оби для многоводного 1979 г. (при подекадном ходе граничных условий для периода открытого русла) (рис. 5). Расходы наносов $W_{ик}$ рассчитывались по формуле К.В.Гришанина, дающей близкое соответствие натурным материалам.

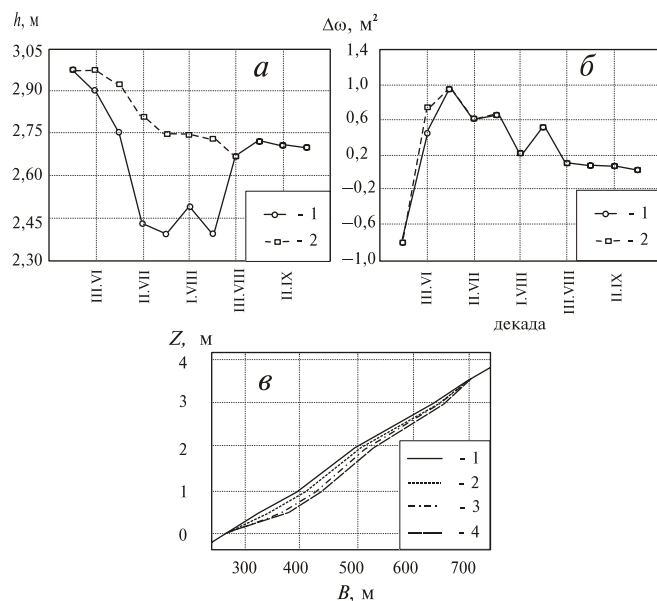


Рис. 6. Подекадный ход средней глубины (*a*) и деформаций ложа (*б*) в истоке протоки Поперечная I при отсутствии береговых деформаций (1) и при заданной их величине (2) для условий 1985 г. по результатам экспериментальных расчетов; (*в*) — задаваемые при этом зависимости ширины русла поверху от отметки уровня на расчетных шагах для I, II, III декад мая, I, II декад июня

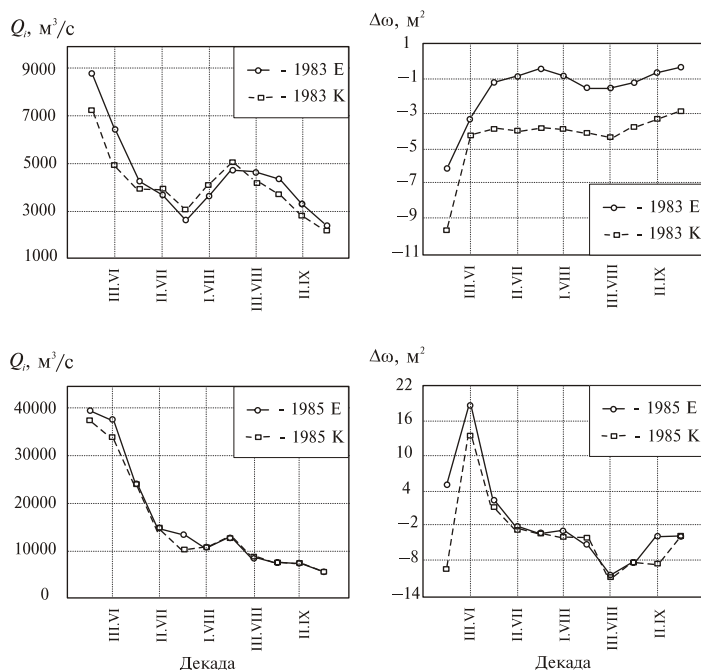


Рис. 7. Расчетный ход среднедекадных расходов воды Q_i и русловых деформаций $\Delta\omega_{i,k}$ в Каменной протоке в вершине дельты Колымы в период открытого русла в естественных условиях (Е) и при работе каскада ГЭС (К) в 1983 (маловодный) и 1985 (многоводный) гг.

По дельте р. Колымы апробировались варианты без учета и с учетом экспериментально задаваемого изменения ширины русла по урезу от шага к шагу (рис. 6). При этом гипотетическое увеличение ширины русла (в рабочем диапазоне уровней) было принято равным 20 м для III декады мая, 15 и 10 м для I и II декад июня соответственно. Учитывая методический характер расчетов, использовались ориентировочные зависимости $\mu_{ik}(Q_i)$, полученные в результате сопряженного анализа результатов гидравлических расчетов (по Q_i и Z_k) и натурных данных по W_{ik} и μ_{ik} в дельте и на замыкающем створе Колымское.

Использование методики для оценок элементов водного и руслового режима в антропогенно измененных условиях опробовано для вариантов регулирования стока р. Колымы каскадом ГЭС для лет малой (1983) и большой (1985) водности (в сравнении с естественными условиями) (рис. 7), а также искусственного изменения размеров поперечного сечения одного из водотоков дельты р. Колымы для граничных условий 1985 г. при расходах воды в реке 20 % обеспеченности.

Выполненные расчеты показали возможность использования методики для получения осредненных за определенные интервалы времени количественных характеристик элементов водного и руслового режима в естественных и проектных условиях:

- при фактических граничных условиях, осредненных за допустимый период;
- при реальных граничных условиях (с учетом минимально допустимого периода их осреднения), которые из-за редкой повторяемости одновременно не наблюдались, но могут совместно проявиться в более продолжительном ряду;
- при рассмотрении обобщенных либо схематизированных ситуаций хода граничных условий, что бывает необходимо для выделения вклада колебаний стока реки или уровня приемного бассейна в изменчивость того или иного элемента режима на акватории дельты;
- при экспериментальной проверке влияния на водный и русловой режим в дельте различных вариантов изменения во времени задаваемых исходных параметров и граничных условий; при этом на любом расчетном шаге могут учитываться изменения как отдельных исходных параметров, так и их совокупности в различных сочетаниях;
- при оценках последствий регулирования стока рек и искусственного изменения пропускной способности русла непосредственно в дельтах.

Таким образом, представленная методика отличается новым подходом к расчету русловых деформаций в сложных русловых разветвлениях методами одномерной гидравлики, суть которого в том, что при расчете сопротивлений узел разветвления рассматривается с общепринятых в одномерной гидравлике позиций – как точка гидравлического соединения или деления потока. Это позволило оперировать значениями модулей сопротивления рукавов, суммарно учитывающими все виды потерь энергии, что и требуется для расчета распределения расходов и уровней воды в сложных разветвлениях. При расчете же деформаций узел выступает как некоторый, отвечающий реальности объект, заключенный между створами на концах рукавов, подводящих воду к узлу и отводящих. Это дало возможность рассчитывать деформации на основе уравнения баланса наносов (для неразветвленных участков – в традиционном виде, а для узлов разветвлений – в предложенном), используя фактические значения площадей поперечных сечений, которые затем, после исправления их на величину деформаций, осредняются для соответствующих участков, обеспечивая переход к пересчету суммарных гидравлических сопротивлений рукавов с учетом деформаций. Изложенный подход может быть использован и в одномерных численных методах расчета деформаций дна при неустановившемся движении воды в русловых разветвлениях, т. к. позволяет отказаться от применявшейся в таких моделях гипотезы о равенстве отметок дна в сечениях рукавов, сопряженных в одном узле [21 и др.].

Разработанная на основе этого подхода методика, в отличие от существующих методов, позволяет рассчитывать перераспределение расходов и уровней воды в разветвлениях и изменение поперечных сечений под влиянием русловых деформаций при отсутствии данных наблюдений за последними. При разработке методики учитывалась, с одной стороны, слабая изученность дельт рек арктической зоны, а с другой — потребность в наиболее полном усвоении всего комплекса гидрометрических данных, получаемых на стационарной сети и в экспедициях.

Основными задачами дальнейших исследований в рамках рассмотренных вопросов являются: выявление по натурным и лабораторным данным закономерностей балансовых характеристик расходов наносов в узлах дельтовых разветвлений, их связей с другими элементами режима и геометрическими характеристиками узла, с целью надежного обоснования коэффициента пропорциональности в уравнении деформаций для узла разветвления; разработка методов расчета гидравлических сопротивлений в дельтах в зимний и переходные периоды; обоснование региональных формул для расчета расходов наносов применительно к конкретным дельтам и к их отдельным районам.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алабян А.М., Сидорчук А.Ю. Метод расчета переформирований русел, разветвленных на рукава рек, при изменении гидрологического режима // Метеорология и гидрология. 1987. № 10. С. 82–88.
2. Байдин С.С. Сток и уровни дельты Волги. М.: Гидрометеиздат, 1962. 337 с.
3. Васильев Л.В., Марченко А.С. О гидравлическом расчете сложных разветвлений естественных русел // Гидрофиз. процессы в реках и водохранилищах: Докл. 2-й Всесоюз. конф. Москва, 19–23 нояб., 1984 г. М., 1985. С. 42–46.
4. Гранич П.С. Метод расчета перераспределения стока воды по рукавам неприливной дельты с учетом русловых деформаций (на примере устья Дуная). М.: Изд-во МГУ, 1987. 12 с. Деп. в ВИНТИ. № 559–В87.
5. Гришанин К.В. Гидравлический расчет элементов водного режима в дельтах рек арктической зоны // Тр. ААНИИ. 1967. Т. 278. С. 5–21.
6. Гришанин К.В. Динамика русловых потоков. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 311 с.
7. Гришанин К.В. Гидравлическое сопротивление естественных русел. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 184 с.
8. Иванов В.В. Метод гидравлического расчета элементов водного режима в дельтах рек // Тр. ААНИИ. 1968. Т. 283. С. 30–63.
9. Иванов В.В. Метод расчета стоковой составляющей колебаний уровней в устьях рек // Тр. ААНИИ. 1968. Т. 283. С. 12–29.
10. Иванов В.В. О временной изменчивости стока и уровней в дельтах рек // Тр. ААНИИ. 1970. Т. 290. С. 6–17.
11. Иванов В.В. Гидравлический метод расчета перераспределения стока в дельтах рек под влиянием водохозяйственных мероприятий // Тр. IV Всесоюз. гидрол. съезда. 1975. Т. 5. С. 388–398.
12. Иванов В.В., Марченко А.С., Михалев М.А. Развитие методов расчета водного режима многорукавных русел рек с учетом русловых процессов и основные задачи экспериментальных исследований в этой области // Тр. ААНИИ. 1980. Т. 358. С. 46–54.
13. Иванов В.В., Михалев М.А., Марченко А.С., Пискун А.А., Чернин К.Е. Гидравлический метод расчета водного и руслового режима в многорукавных руслах рек // Тр. ААНИИ. 1984. Т. 378. С. 5–22.
14. Карасев И.Ф. Русловые процессы при переброске стока. Л.: Гидрометеиздат, 1975. 288 с.
15. Караушев А.В. Теория и методы расчета речных наносов. Л.: Гидрометеиздат, 1977. 272 с.

16. *Маккавеев В.М.* К гидравлике сложного разветвления естественного русла // Тр. ЛИВТ. Вып. XX. Л.; М.: Изд-во Мин. реч. и мор. флота, 1953. С. 162–169.
17. *Мирихулава Ц.Е.* Основы физики и механики эрозии русел. Л.: Гидрометеиздат, 1988. 330 с.
18. *Михайлов В.Н., Рогов М.М., Чистяков А.А.* Речные дельты (гидролого-морфологические процессы). М.: Гидрометеиздат, 1986. 280 с.
19. *Михалев М.А., Марченко А.С., Кумина Т.Д., Чудинова Л.Б., Вансевичус А.Ю.* Моделирование гидравлических явлений в разветвленном русле // Тр. V Всесоюзн. гидрол. съезда. 1990. Т. 9. С. 94–101.
20. *Москаль А.В.* Математическое моделирование влияния дноуглубительных работ и разработки подводных карьеров на русла судоходных рек: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. СПб., 1999. 20 с.
21. *Овчарова А.С.* Численный метод расчета деформации дна в системах открытых русел и каналов // Механика неоднородных сплошных сред. Новосибирск, 1981. Вып. 52. С. 78–87.
22. *Павловский Н.Н.* Гидравлический справочник. Л.; М., 1937. 890 с.
23. *Пискун А.А.* Анализ водного и руслового режима дельты Оби // Водные ресурсы. 2002. Т. 29. № 4. С. 395–404.
24. *Пискун А.А.* Оценка точности расчета модулей сопротивления речного русла // Проблемы Арктики и Антарктики. 1978. Вып. 53. С. 55–60.
25. *Пискун А.А.* Методика гидравлического расчета водного и руслового режима сложноразветвленных дельт рек (на примере дельты Колымы). СПб.: ААНИИ, 1992. 16 с. Деп. в ВНИИГМИ-МЦД 18.11.92. № 1127-гм92.
26. *Пискун А.А.* Методика расчета водного и руслового режима в сложноразветвленных дельтах рек при отсутствии данных наблюдений за русловыми деформациями: Автореф. дис. ... канд. техн. наук. СПб., 2002. 25 с.
27. *Полонский В.Ф.* Одномерная математическая модель динамики дельтовых водотоков // Тр. V Всесоюзн. гидрол. съезда. 1990. Т. 9. С. 101–109.
28. *Рахманов А.К.* К вопросу о построении кривых свободной поверхности для естественных водотоков // Гидротехническое строительство. № 10. 1934. С. 1–4.
29. Руководство по расчету элементов гидрологического режима в прибрежной зоне морей и в устьях рек при инженерных изысканиях. М.: Гидрометеиздат, 1973. 535 с.
30. *Чернышов Ф.М.* Распределение расхода воды на разветвленных участках // Тр. НИИВТ. 1980. Вып. 139. С. 130–163.

A.A.PISKUN

METHOD OF CALCULATION OF WATER AND CHANNEL NET REGIME OF COMPLICATED BIFURCATED RIVER DELTAS BASED ON THE METHODS OF HYDRAULICS AND EQUATION OF SEDIMENT TRANSPORT BUDGET

An approach to calculation of complicated bifurcated deltas under the conditions of deformed channel by one-dimensional hydraulics methods is presented. In addition, the node of branching is considered both as a point of hydraulic connection or stream division (at resistance calculation), and as some object, responding to reality, confined between the section lines at the ends of the branches, bringing water to node and removing (at deformation calculation). Equation of sediment load balance for channel net branching nodes and the way of taking into account stream deformations at variable afflux are developed. Methods of calculation of hydraulic resistances under the conditions of deformed channel at its unknown filling are proposed. The method was tested by the examples of the Ob and Kolyma River deltas. Problems of further development of the method are determined.

МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ ОЖИДАЕМЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА СЛО ПРИ АНТРОПОГЕННОМ ПОТЕПЛЕНИИ В XXI ВЕКЕ

С.В.ШУТИЛИН, А.П.МАКШТАС, Г.В.АЛЕКСЕЕВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Оценки возможных изменений ледовых условий в северной полярной области на период до 2100 года выполнены на основе разработанной в ААНИИ динамико-термодинамической модели морского льда и среднемесячных полей температуры приповерхностного слоя воздуха и приземного атмосферного давления, полученных из сценарных прогнозов увеличения концентрации углекислого газа A1B и B2 в ходе численных экспериментов на совместных моделях HadCM3 и ECHAM5. Расчеты по обоим сценариям показали близкие результаты как по распределению толщин, так и по сплоченности ледяного покрова. При этом в период максимального его развития обе характеристики, в общем, соответствуют имеющим место в настоящее время. Это обусловлено слабой чувствительностью ледяного покрова к изменениям температуры приземного слоя воздуха в зимний период вследствие наличия отрицательных обратных связей между физическими процессами, обуславливающими нарастание льда. Существенное отличие прогнозируемого состояния ледяного покрова от современного наблюдается в летний период, когда указанные обратные связи отсутствуют. Тем не менее, как следует из выполненных прогностических расчетов, даже к концу текущего столетия не следует ожидать возможности безледного плавания, особенно в Канадском секторе Арктики.

Основой технологии для прогнозирования климатических изменений ледовых условий в Арктике на период до 2100 г. являются разработанная в ААНИИ динамико-термодинамическая модель морского льда [2, 6], валидированная по всем доступным данным, и поля изменений температуры приземного слоя воздуха и приземного атмосферного давления, полученные из сценарных прогнозов, связанных с увеличением концентрации парниковых газов. Эти сценарные прогнозы подготовлены в Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова на основе результатов по совместным моделям Хадлеевского Центра, Великобритании (HadCM3) и Института метеорологии им. Макса Планка, Германия (ECHAM5).

Использовались два сценария изменений климата — A1B и B2. Группа сценариев и сюжетных линий развития A1 описывает будущий мир, характеризующийся весьма быстрыми темпами экономического роста, сопровождающегося ростом численности населения Земли, пик которого придется на середину столетия, и которое затем будет постепенно сокращаться. Особенности развития будут являться сглаживание различий между регионами, создание экономического потенциала и активизация культурных и социальных взаимосвязей, а также существенное сокращение региональных различий в доходе на душу населения. Группа сценариев A1 подразделяется на три подгруппы, которые описывают альтернативные направления технологических изменений в системе энергетики, из них наибольший интерес представляет сценарий A1B, предполагающий сбалансированное использование различных источников энергии, как ископаемого топлива, так и альтернативных источников. Группа сценариев и сюжетных линий B2

описывает условия развития мира, в котором акцент сделан на локальных решениях проблемы экономической, социальной и экологической устойчивости. Это мир с постоянно растущей численностью общего населения Земли, темпы роста которого, однако, ниже, чем в случае сценариев группы А, промежуточными уровнями экономического развития и менее быстрым техническим прогрессом.

Основными уравнениями динамико-термодинамической модели морского льда являются: стационарное уравнение баланса импульса, квазистационарное уравнение сохранения энергии, описывающее тепловые процессы в ледяном покрове, и нестационарное уравнение баланса массы льда. В отличие от других моделей в использованной модели ледяной покров в каждой точке пространства описывается средней толщиной ровного льда, толщиной торосов, высотой снежного покрова и относительными площадями, занятыми ровным и восторшенным льдами, а также участками открытой воды. Кроме этого рассчитываются основные параметры взаимодействия атмосферы и океана: турбулентные и радиационные потоки тепла, поток тепла через снежно-ледяной покров, поток тепла от океана к нижней границе льда, обусловленный поглощенной в разводах солнечной радиацией, температуры верхней поверхности снежно-ледяного покрова, разводий и верхнего слоя океана, представленного в модели перемешанным слоем постоянной глубины. Модель имеет пространственное разрешение 50 км и интегрируется по времени методом крупных частиц с шагом 24 часа.

В качестве внешних параметров модели используются интерполированные в узлы сетки ежедневные данные о температуре приповерхностного слоя атмосферы

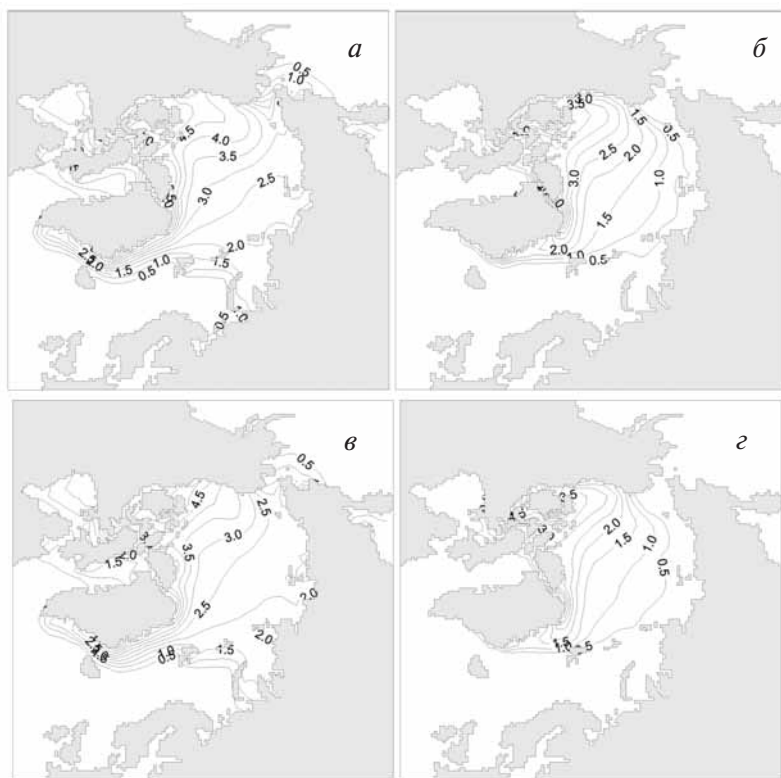


Рис. 1. Осредненное за 1980–2000 гг. (а, б) и за 2040–2060 гг. (в, г) пространственное распределение толщин ледяного покрова (м) в апреле (а, в) и сентябре (б, г)

и приземного атмосферного давления, а также приведенные в Атласе Северного Ледовитого океана [1] климатические значения балла общей облачности, интенсивности выпадения твердых осадков и относительной влажности воздуха. Поскольку модель не описывает адвективные процессы в океане, использована матрица постоянных потоков тепла от нижележащих слоев океана для районов Гренландского, Берингова и Баренцева морей, построенная на основе результатов совместной модели [4]. Валидация результатов моделирования изменчивости ледяного покрова за 1958–1997 гг. по максимально возможному набору доступных данных, выполненная в [6], показала, что она достаточно адекватно воспроизводит как сезонную, так и межгодовую изменчивость характеристик ледяного покрова, включая выявленное Ротроком и др. [7] значительное уменьшение толщины льда в начале 1990-х гг.

При прогнозе будущих возможных изменений характеристик ледяного покрова в качестве форсинга для модели использовались ежесуточные поля приповерхностной температуры воздуха и приземного давления за 1980–2000 гг., полученные из реанализа NCEP (текущий климат), и поля этих же характеристик, сконструированные с учетом их среднемесячных аномалий, полученных при расчетах по сценариям в моделях HadCM3 и ECHAM5. Результаты расчетов состояния ледяного покрова с использованием данных реанализа NCEP для текущего климата и сценария XXI века по модели HadCM3 приведены на рис. 1, 2.

Как видно из рисунков, пространственное распределение осредненных толщины и сплоченности ледяного покрова в 2040–2060 гг. в основном соответствует

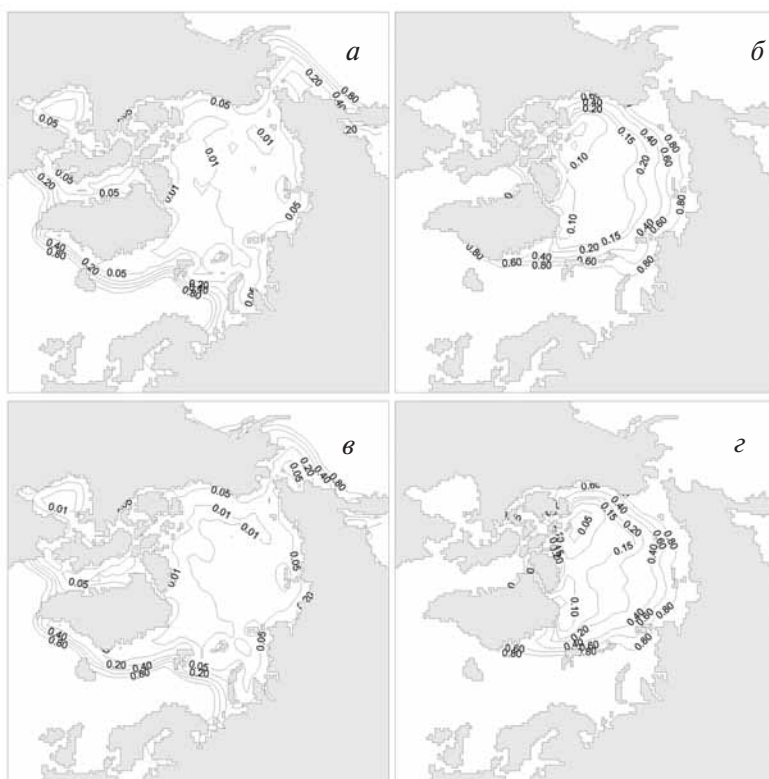


Рис. 2. Осредненное за 1980–2000 гг. (а, б) и за 2040–2060 гг. (в, г) пространственное распределение относительных площадей развоид в апреле (а, в) и сентябре (б, г)

Таблица 1

**Осредненные за 1980–2000, 2040–2060 и 2080–2100 гг. интегральные характеристики
ледяного покрова в Северном Ледовитом океане,
рассчитанные по сценарию A1B**

Годы	$V_{\max}$	$V_{\min}$	$Vr_{\max}$	$Vr_{\min}$	$S_{\max}$	$S_{\min}$
НЦЕР 1980–2000	27,18	14,36	12,53	9,77	9,01	5,62
Had3 2040–2060	21,55 –20 %	8,10 –43 %	8,89 –29 %	5,55 –43 %	8,64 –4 %	3,97 –29 %
Had3 2080–2100	17,50 –36 %	5,12 –64 %	6,32 –49 %	3,42 –64 %	8,12 –10 %	3,35 –40 %
ЕНАМ 2040–2060	21,06 –23 %	5,89 –58 %	7,86 –37 %	4,44 –54 %	8,93 –1 %	3,30 –41 %
ЕНАМ 2080–2100	16,29 –40 %	2,10 –85 %	4,61 –63 %	1,60 –83 %	8,59 –5 %	1,45 –74 %
2007	26,08 –4 %	12,31 –14 %	12,45 –1 %	9,25 –5 %	8,79 –2 %	4,35 –22 %

Примечание: V , Vr – интегральные объемы льда и торосов на акватории (в тысячах км³); S – площадь акватории, покрытой ледяным покровом, сплоченность которого превышает величину 0,15 (в млн км²). В последней строке таблицы приведены относительные разности между вторым и первым из исследованных периодов

распределению, наблюдаемому в настоящее время. Отметим хорошее соответствие последнего имеющимся натурным данным [3]. Практически во всем Северном Ледовитом океане произойдет, следуя сценарию, сравнительно небольшое уменьшение толщины льда (порядка 0,5 м) и некоторое увеличение количества разводий (на 5–10 % зимой и 20–40 % летом). При этом более подробный анализ показывает, что на акватории, примыкающей к Канадскому Архипелагу и Гренландии, количество разводий может даже уменьшиться. Последнее дает основание полагать, что оптимистические надежды использовать улучшение ледовых условий для коммерческого плавания Северо-Западным проходом вряд ли сбудутся, по крайней мере, на протяжении ближайших 50 лет.

В табл. 1 приведены интегральные характеристики ледяного покрова Северного Ледовитого океана, характеризующие текущее состояние (1980–2000 гг.) и прогнозируемые для середины и конца XXI века при расчетах по сценарию климата A1B в моделях HadCM3 и ECHAM5. Расчеты проводились по акваториям, на которых сплоченность ледяного покрова превышает величину 0,15 для каждого года, а затем осреднялись по исследуемым периодам. При этом максимальные и минимальные значения параметров для каждого года выбирались на основе анализа ежедневных значений. Как видно из анализа таблицы, уменьшения в объеме и площади льда в Арктике существенно различаются для зимнего и летнего периодов, причем эта разница демонстрируется каждой из использованных моделей. Для зимы это сокращение составляет 20–30 % к середине века и увеличивается до 40–60 % к концу XXI столетия. В летний же период при уменьшении площади и

Таблица 2

**Осредненные за 1980–2000 и 2040–2060 гг. интегральные характеристики ледяного покрова
в Северном Ледовитом океане, рассчитанные по сценарию B2**

Годы	$V_{\max}$	$V_{\min}$	$Vr_{\max}$	$Vr_{\min}$	$S_{\max}$	$S_{\min}$
1980–2000	31,11	15,08	14,17	10,06	13,98	6,56
2040–2060	27,39	11,32	11,93	7,44	13,39	5,85
Различие в %	–12	–25	–16	–26	–4	–11

Примечание: обозначения те же, что в табл. 1

объема льда в 40–50 % к середине века, модель ЕНАМ прогнозирует более чем 80 % сокращение площади и объема льда к концу века, в то время как модель Had3 показывает 60 % уменьшение объема льда и лишь 40 % сокращение его площади.

Как видно из табл. 2 (последняя строчка показывает разницу между величинами из второй и первой строк таблицы, деленную на значение первой строки), при расчете климата по сценарию В2 площадь ледяного покрова сократится к середине века не более чем на 11 % по сравнению со 100 % по оценкам, приведенным в [7]. При этом наибольшее сокращение как площади, так и объема льда в СЛО произойдет летом, когда даже небольшое повышение температуры воздуха (до $+0,3$ – $+0,5$ °С, следуя используемому сценарию) вызывает значительно более

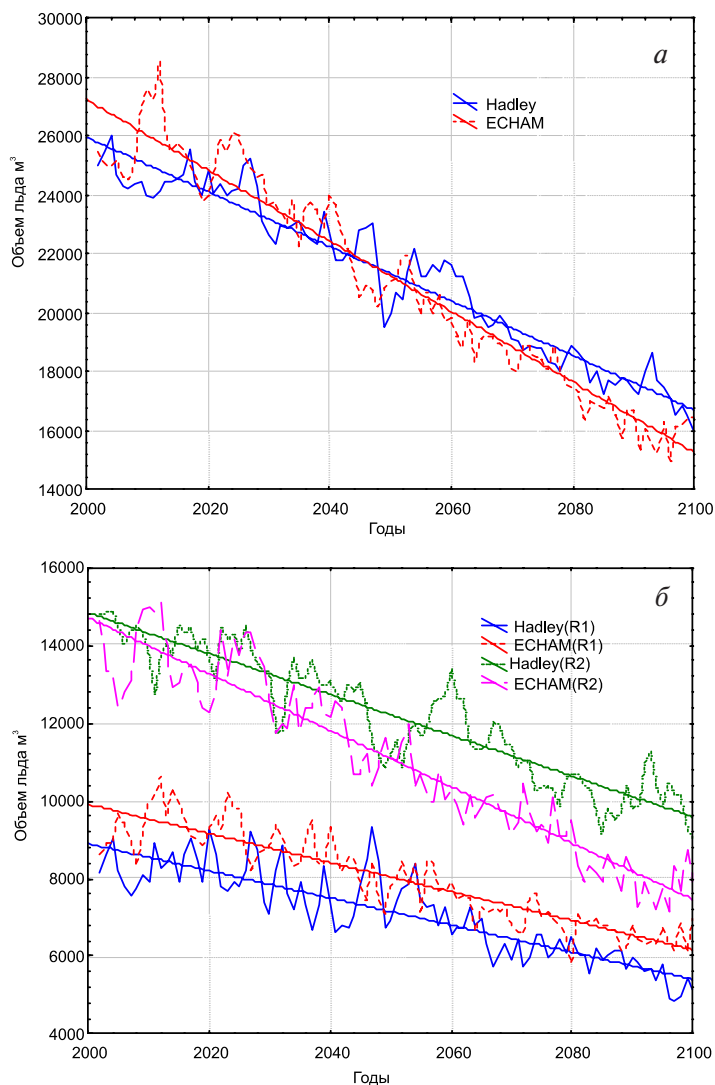


Рис. 3. Изменение объема льда в апреле в Северном Ледовитом океане (а), в Евразийском (R1) и Канадском (R2) суббассейнах (б)

существенное уменьшение ледяного покрова, чем повышение температуры зимой на 3–5 °С (тот же сценарий). Указанное различие было объяснено в работе [6] отсутствием отрицательной обратной связи между радиационными и турбулентными потоками летом. Из табл. 1 также следует, что основное уменьшение массы льда в СЛО произойдет вследствие уменьшения количества торосов.

На рис. 3, 4 приведены изменения интегральных характеристик морского ледяного покрова в Северном Ледовитом океане. Как видно из рис. 3, результаты расчетов по обоим сценариям показывают существенное, но практически одинаковое уменьшение объема морского льда в Северном Ледовитом океане после 2030 г. и значительные его колебания с периодом порядка двадцати лет. При этом уменьшение объема льда более существенно в Канадском суббассейне. Дополнительный анализ показывает, что соответствие изменений объемов льда обусловлено динамическими процессами в морском льду (процессами торошения).

Как видно из рис. 5–8, расчеты по обоим сценариям дают близкие результаты как по распределению толщин, так и по сплоченности ледяного покрова. При этом в

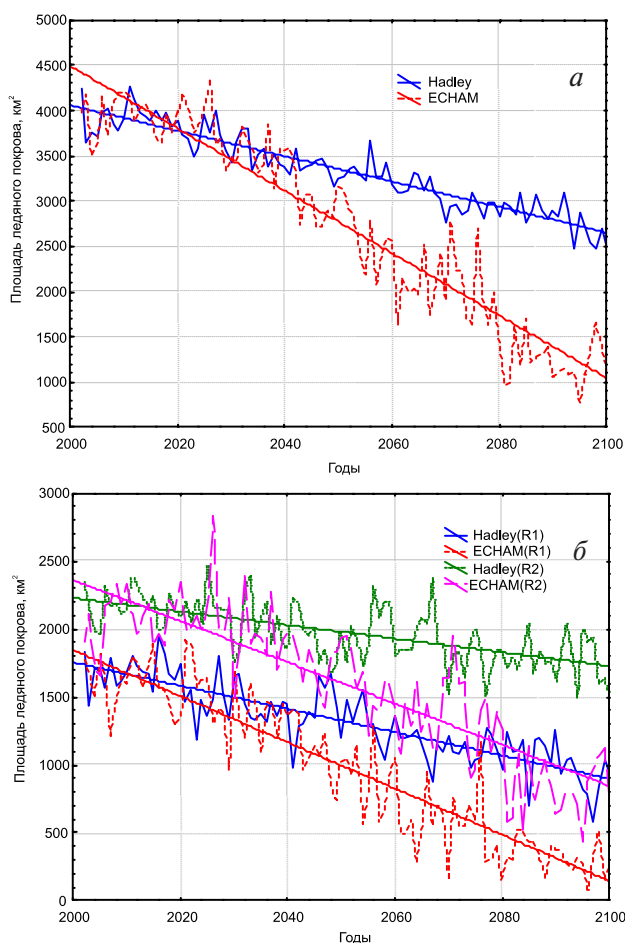


Рис. 4. Изменение площади льдов в сентябре в Северном Ледовитом океане (а) и в Евразийском (R1) и Канадском (R2) суббассейнах (б)

период максимального его развития обе характеристики морского ледяного покрова, в общем, соответствуют имеющим место в настоящее время (рис. 1, 2). Как уже было отмечено ранее, это обусловлено слабой чувствительностью ледяного покрова к изменениям температуры приземного слоя воздуха в зимний период вследствие наличия отрицательных обратных связей между физическими процессами, ответственными за нарастание льда. Существенное отличие прогнозируемого состояния ледяного покрова от современного состояния наблюдается в летний период, когда указанные обратные связи отсутствуют. Тем не менее, как это следует из выполненных по разработанной технологии прогностических расчетов, даже к концу текущего столетия не следует ожидать возможности безледного плавания, особенно Северо-Западным проходом.

В то же время модельные расчеты текущего состояния ледяного покрова на 2007 г. и реальные спутниковые данные показывают, что 2007 г. был рекордным по

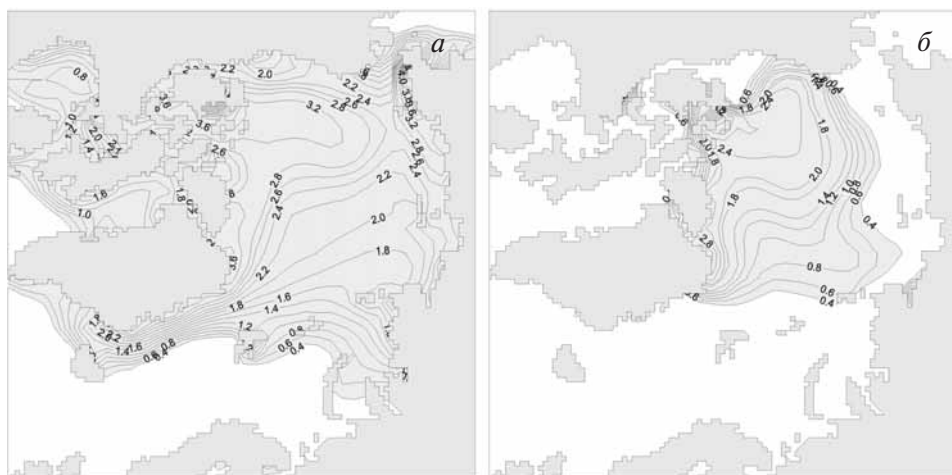


Рис. 5. Осредненное за 2080–2100 гг. пространственное распределение толщин ледяного покрова (м) в апреле (а) и сентябре (б) по модели HadCM3

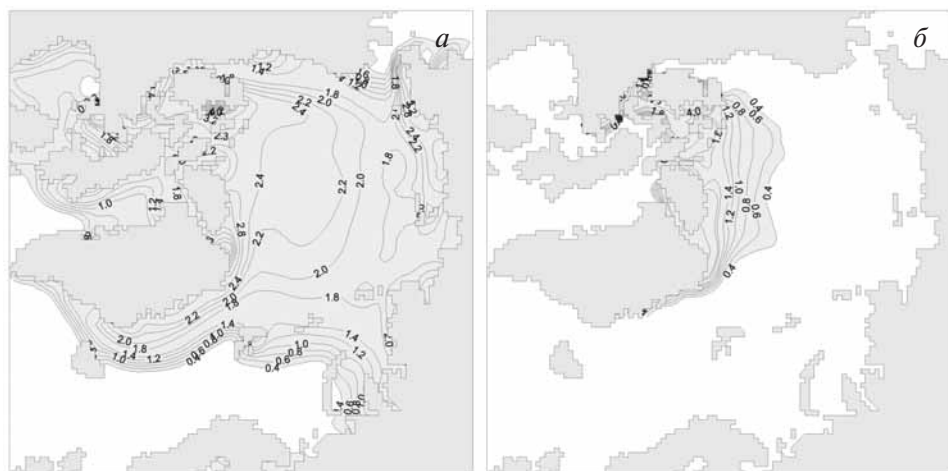


Рис. 6. Осредненное за 2080–2100 гг. пространственное распределение толщин ледяного покрова (м) в апреле (а) и сентябре (б) по модели ECHAM5

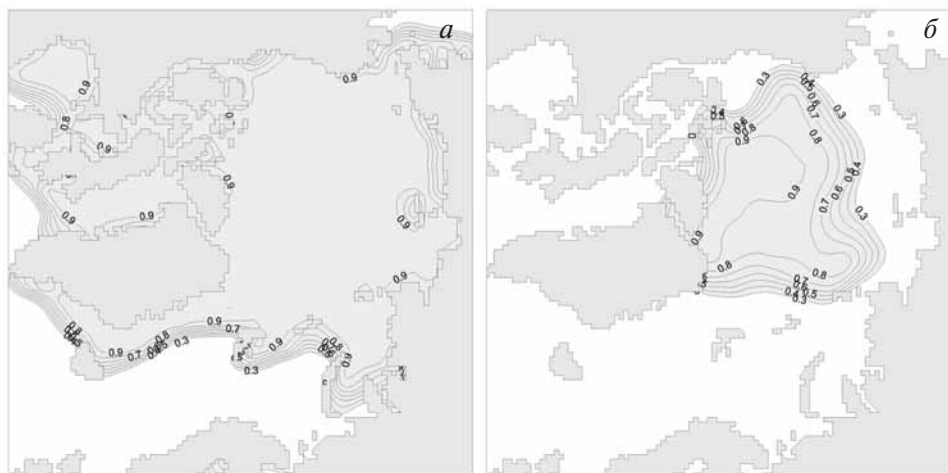


Рис. 7. Осредненное за 2080–2100 гг. пространственное распределение сплоченности ледяного покрова (м) в апреле (а) и сентябре (б) по модели HadCM3

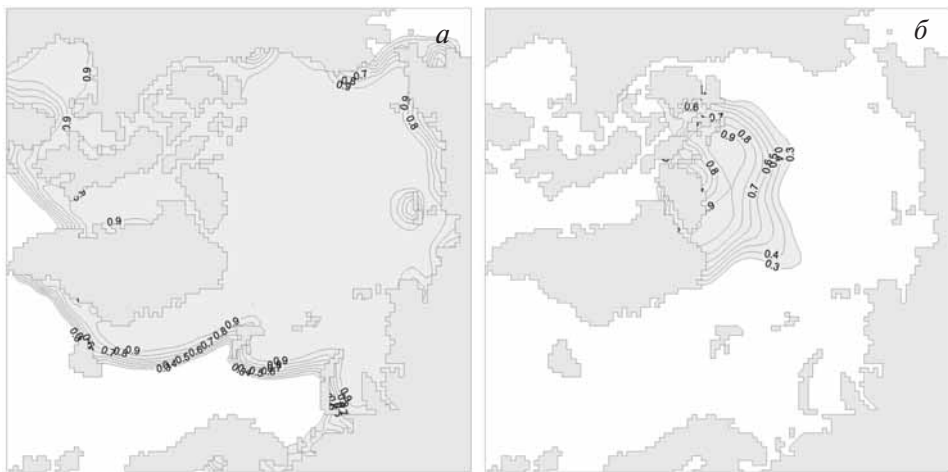


Рис. 8. Осредненное за 2080–2100 гг. пространственное распределение толщин ледяного покрова (м) в апреле (а) и сентябре (б) по модели ECHAM5/MPI

величинам сокращения ледяного покрова в летний период (рис. 9). Это свидетельствует о том, что реальное сокращение площади ледяного покрова в летний период превышает в настоящее время все, даже самые пессимистические прогнозы. При этом в летний период практически полностью очистились ото льда все шельфовые моря Сибирского шельфа. Благодаря интенсивному летнему прогреву за счет проходящей солнечной радиации произошло существенное повышение температуры верхнего слоя океана в этих районах до 6–8 °С. Как результат, ледообразование здесь началось значительно позже обычного времени, а в Чукотском море открытая вода сохранялась как в модели, так и по реальным данным до декабря.

В заключение следует отметить, что разработанная технология может быть применена, при некоторой модификации, к детальному анализу существующих и

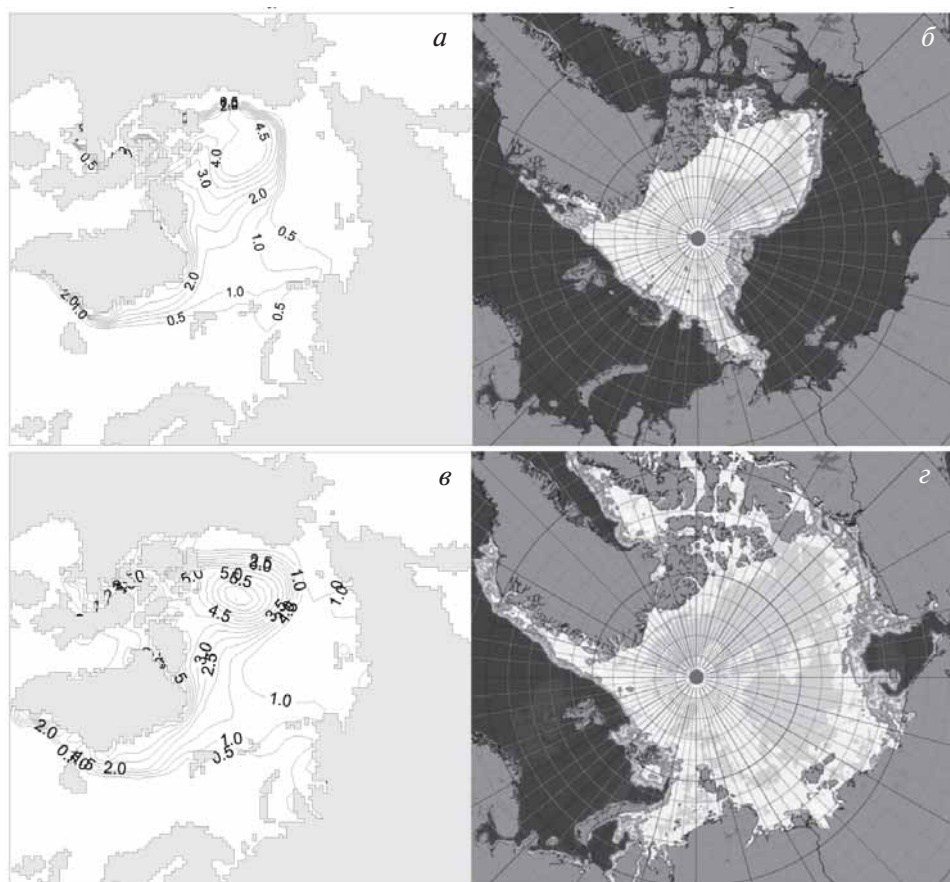


Рис. 9. Распределение толщин льда по модели и спутниковым данным в Северном Ледовитом океане в сентябре (а, б) и ноябре (в, г) 2007 г.

прогнозу будущих изменений ледовых условий конкретных районов Северного Ледовитого океана, в которых предполагается активная хозяйственная деятельность (навигация и добыча полезных ископаемых, в частности углеводородного сырья на шельфе арктических морей).

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 07-05-13558-офиц_ц и 08-05-00124-а.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан. М.: Изд. ВМФ СССР, 1980. 184 с.
2. Махитас А.П., Назаренко Л.С., Шутин С.В. Модель морского ледяного покрова Арктического бассейна. Математические модели в исследовании динамики океана. Новосибирск: ВЦ СО АН СССР, 1988. С. 96–116.
3. Bourke R.H., McLaren A.S. Contour mapping of Arctic Basin ice draft and roughness parameters // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 17715–17728.

4. Hakkinen S., Mellor G.L. Modeling the seasonal variability of a coupled Arctic ice-ocean system // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. P. 20285–20304.
5. Johannessen O.M., Miles M.W., Bengtsson L., Bobylev L.P., Kuzmina S.I. Arctic climate change // Arctic environment variability in the context of global change / Ed. L.P.Bobylev, K.Ya.Kondratyev, O.M.Johannessen. Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 2003. P. 1–14.
6. Makshtas A., Shoutilin S., Andreas E. Possible dynamic and thermal causes for the recent decrease in sea ice in the Arctic // J. Geophys. Res. 2003. Vol. 108. P. 25-1–25-13.
7. Rothrock D.A., Yu.Y., Maykut G.A. Thinning of the Arctic sea-ice cover // Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 3469–3472.

S.V.SHUTILIN, A.P.MAKSHTAS, G.V.ALEXEEV

MODELING ESTIMATIONS OF EXPECTED CHANGES OF ICE COVER IN THE ARCTIC UNDER ANTHROPOGENOUS WARMING IN XXI CENTURY

Estimations of possible changes of ice conditions in the Arctic basin till 2100 are executed on the basis of developed in AARI sea ice dynamic-thermodynamic model and monthly mean fields of air surface temperature and atmospheric pressure from numerical experiments with joint models HadCM3 and ECHAM5 under scenarios of atmospheric carbon dioxide increase A1B and B2. Calculations under both scenarios have shown the similar results about distributions of sea ice thickness and concentration. During the maximal development of sea ice cover in winter both characteristics in general correspond to having place now. It is explained by weak sensitivity of sea ice growth to changes of air surface temperature during winter due to presence of negative feedbacks. Essential difference of predicted sea ice conditions from modern is observed during summer, when such feedbacks are absent. Nevertheless, as follows from estimations, even to the end of XXI century it is not necessary to expect the opportunity of ice-free navigation, especially in the Canadian basin

СТАМУХИ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Ю.А.ГОРБУНОВ, С.М.ЛОСЕВ, Л.Н.ДЫМЕНТ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Представлены результаты анализа многолетних материалов ледовой авиационной разведки и спутниковой ледовой информации, отражающие особенности распространения стамух в море Лаптевых. Выявлены пространственные и временные изменения их количества. Приведены данные о размерах и продолжительности существования этих ледяных образований.

Стамухи (рис. 1) представляют определенную опасность как для судов, так и для гидротехнических сооружений в мелководных районах арктических морей. Их изучению уделяется особенно большое внимание в районах нефтяных и газовых месторождений Печорского моря и юго-западной части Карского моря. Исследования проводятся здесь с помощью дистанционных методов, прямых измерений [4, 5] и путем анализа ретроспективных материалов ледовой авиационной разведки [2, 4, 6].

Стамухи, широко распространенные в мелководных районах моря Лаптевых, пока не исследовались. Лишь в работе [1] выполнены оценки геометрических параметров этих ледовых образований, полученные на основе материалов радиолокационных съемок с самолета в июле–августе 1976 г. в юго-восточной части моря.

Важным источником информации о стамухах моря Лаптевых являются материалы визуальной ледовой авиационной разведки. В прошлом веке в течение



Рис. 1. Стамуха в припае, высота паруса 10 м. Фото А.Г.Егорова и А.А.Ермолова

нескольких десятков лет при выполнении ледовой разведки фиксировалось местоположение обнаруженных стамух, а иногда и их геометрические параметры. Исходная информация об этих ледовых образованиях за 1962–1993 гг. занесена в электронный архив [3]. В состав информации входят даты наблюдений, координаты местоположения стамух, число стамух и глубина моря в местах их фиксирования. В отдельных немногочисленных случаях имеются оценки размеров стамух. Общее число стамух, обнаруженных за три десятка лет, составило здесь 2086. Ниже приводятся некоторые результаты анализа этой информации, позволяющие получить представление об особенностях пространственного распространения и некоторых характеристиках этих ледяных образований.

Условия формирования стамух определяются в основном глубиной моря и характеристиками льда. Вся южная часть моря мелководна. Однако рельеф дна крайне неравномерен. В юго-западной и особенно в юго-восточной частях моря многочисленны банки с глубинами менее 10 м. Мелководье с глубинами до 20 м распространяется почти до 76° с.ш. к северу от Семеновской банки и к северу от острова Песчаный. В то же время глубины до 20–25 м распространяются с севера до 74° с.ш. к Анабарскому заливу, дельте реки Лены и острову Столбовой. Восточное побережье полуострова Таймыр сравнительно приглубое. Изобата 20 м расположена здесь в 5–20 км от берега.

В юго-восточной части моря к концу лета лед в большинстве случаев вытает. С началом нового ледового сезона стамухи в этом регионе образуются в основном из местных льдов при их торошении и набивании до дна, что в первую очередь происходит на банках. Западная часть моря летом далеко не всегда полностью очищается ото льдов. Поэтому стамухи здесь формируются не только из льдов нового образования, но иногда и из остаточного льда или даже двухлетнего льда, принесенного с севера.

Изложенные условия формирования стамух обуславливают особенности их распространения в море. Эти ледяные образования весьма многочисленны на обширном мелководье южной части моря (рис. 2). Однако в ее пределах стамухи распределены весьма неравномерно. Наибольшее количество стамух отмечается на банках в юго-восточной и юго-западной частях моря, в прибрежных районах от мыса Терпий-Тумса до Анабарского залива, вокруг острова Большой Бегичев, у восточного побережья п-ова Таймыр от мыса Цветкова до острова Андрея (рис. 3). Малочисленность зафиксированных стамух в губе Буорхая и Оленекском заливе объясняется тем, что ледовые разведки в этих районах выполнялись довольно редко. В более северных районах моря стамухи встречаются у островов Старокадомского и Малый Таймыр, на безымянной банке с минимальной глубиной 7,4 м в 7–13 милях к востоку от п-ова Олений (о. Большевик), на банке Некрасовская (минимальная глубина 9,6 м) к востоку от пролива Красной Армии. В этих районах возможна также встреча с айсбергами, сидящими на грунте.

В большинстве случаев в море встречаются одиночные стамухи, иногда небольшие их совокупности численностью от 2 до 5 штук. Группы стамух в количестве 10 и более отмечены лишь в пяти случаях. Максимальное число стамух в совокупности достигало 20. Эта группа зафиксирована у восточного побережья полуострова Таймыр в районе острова Петра.

Сезонные изменения количества стамух обусловлены их образованием при формировании припая и разрушением в период его взлома и таяния льда. Повидимому, наибольшая численность стамух приходится на конец зимы. Однако ледовые авиаразведки в это время года были немногочисленны, и полученные от них сведения недостаточны для уверенного заключения. Самое большое количество стамух зафиксировано в августе, но обусловлено это не реальным изменением

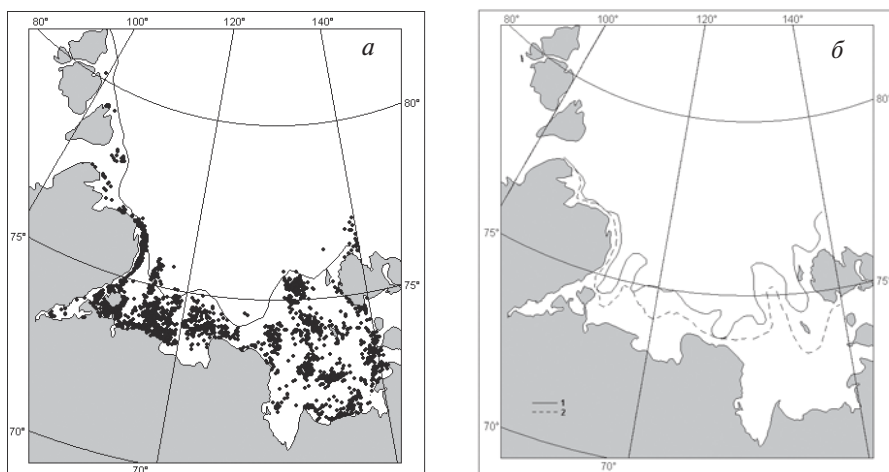


Рис. 2. Положение стамух (а) и границы их максимального (1) и среднего (2) распространения (б), 1962–1991 гг. Сплошная линия на (а) – граница наибольшего распространения припая

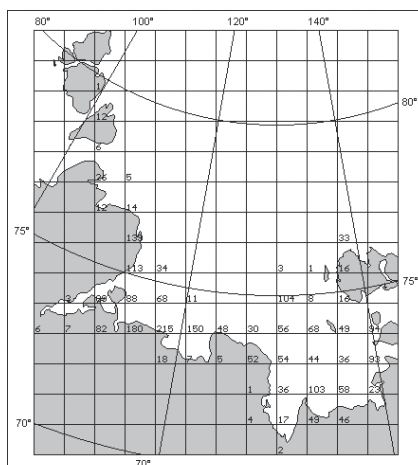


Рис. 3. Общее количество стамух, зафиксированных в квадратах сетки 100×100 км за 1962–1991 гг.

ем их численности, а связано с увеличением числа ледовых авиаразведок в этом месяце, когда мореплавание было наиболее интенсивным.

Межгодовые колебания числа стамух в 1960–1980-е гг. были велики. Наибольшее число стамух (232) наблюдалось в 1970 г., наименьшее (6) – в 1965 г. (рис. 4). Из рисунка следует, что периоды с повышенным количеством стамух продолжительностью 2–4 года чередовались с периодами их пониженной численности или численности, близкой к средним значениям. Продолжительность последних периодов составляла от 3 до 13 лет. Наиболее длительный период отмечен в 1970-х – начале 1980-х гг. Периоды с повышенным количеством стамух в основном совпадают с периодами неблагоприятных ледовых условий в летние месяцы. Связь числа стамух и ледовых условий в море Лаптевых подтверждается, в частности, и относительно высоким (0,63)

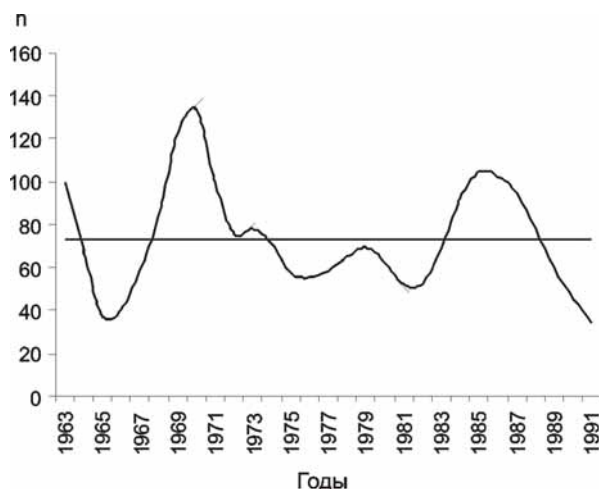


Рис. 4. Межгодовые изменения суммарного количества стамух, сглаженные по трехлетним периодам

коэффициентом корреляции между ледовитостью моря в сентябре и общим количеством стамух в году.

Горизонтальные размеры стамух во время ледовых авиаразведок не оценивались. На основе анализа спутниковой ледовой информации в море Лаптевых были установлены районы формирования крупных стамух, горизонтальные размеры которых могут превышать 10 км [3]. Такие ледяные образования обычно наблюдаются на отмелях и банках в открытых районах мелководной южной части моря. Во внутренней части заливов и губ, а также в прибрежной зоне, где происходит быстрое становление припая, столь крупные стамухи не успевают сформироваться до его образования.

Оценки высоты паруса стамух весьма немногочисленны (их всего три). Наибольшее ее значение (15 м) зафиксировано у восточного побережья полуострова Таймыр на подходах к бухте Марии Прончишевой.

Осадка стамух определялась по глубине моря в местах их фиксирования, которая снималась с навигационных карт масштаба 1:100000 — 1:700000. Максимальная величина осадки стамух, равная 37,2 м, отмечена в южной части желоба, который простирается вдоль восточного побережья полуострова Таймыр. Весьма вероятно, что данная стамуха образовалась из торосистых льдов, принесенных с севера.

Основная часть стамух (60 % от общего их числа) наблюдалась на участках с глубиной моря (h) от 8 до 16 м (рис. 5). Далее с увеличением h количество стамух быстро уменьшается и при $h \geq 24$ м не превышает 1 %. Распределение осадки асимметрично, и ее средняя величина несколько больше модального значения.

На основании статистических характеристик осадки, приведенных в таблице, установлено, что эмпирические повторяемости выравниваются кривой, которая по классификации Пирсона относится к кривым распределения IV типа. Уравнение кривой имеет вид:

$$p_i = p_0 \left[1 + \left(\frac{x_i}{l} \right)^2 \right]^{-q} e^{-v \cdot \arctg \frac{x_i}{l} \Delta h},$$

где $x_i = \frac{h_i - \bar{h}}{\Delta h} - \frac{v}{r} l$.

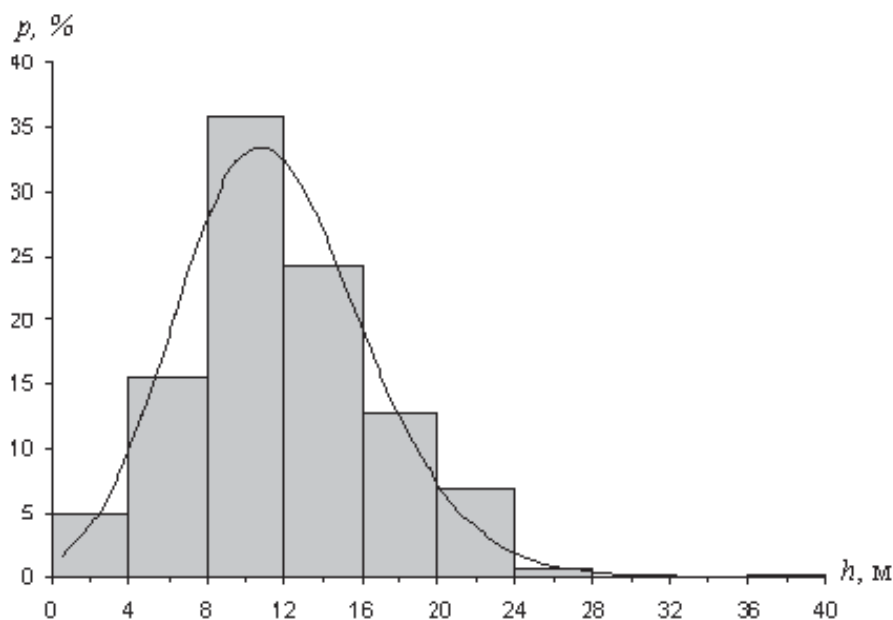


Рис. 5. Распределение осадки стамух

Здесь p_i – оценка вероятности встречи стамух (%), осадка которых попадает в интервал $h_i - h_{i+1}$, h_i – середина этого интервала, Δh – величина интервала, $\bar{h}$ – средняя осадка стамух по данным всей выборки.

$$h'_i = \frac{h_i - \bar{h}}{\sigma_h}$$

Параметры уравнения, вычисленные по статистикам распределения, имеют следующие значения:

$$l = 6,707981; q = 24,487751; v = -34,520553; r = 46,975502; p_0 = 1,018272 \cdot 10^{-4}.$$

Произведение сомножителей p_0 и Δh в уравнении можно свести к одному коэффициенту $a = p_0 \cdot \Delta h$. В нашем случае ($\Delta h = 4$ м) получаем $a = 4,07309 \cdot 10^{-4}$.

Таблица

Статистические характеристики осадки стамух

Средняя осадка, м	Минимальная осадка, м	Максимальная осадка, м	Мода, м	Стандартное отклонение, м	Асимметрия	Экссесс
11,59	0,5	37,2	10,78	4,911	0,3571	0,3321

Отметим, что кривая IV типа уже использовалась для выравнивая распределения осадки стамух, которые формируются в Карском море в районе о-ва Свердруп [4]. В этой же работе приводится единая дифференциальная функция распределения безразмерной осадки стамух, применяемая ко всем районам юго-западной части Карского моря, по которым имелись фактические данные. Безразмерная функция также представлена уравнением кривых IV типа. Средняя интервальная осадка выражена в

ней нормированной на σ_h , то есть задана в виде . Вопрос о возможности применения безразмерной функции для выравнивания распределения осадки стамух в

море Лаптевых представляет определенный интерес. Предпринятая проверка показала, что средняя квадратическая погрешность повторяемостей, рассчитанных по этой функции, не превышает погрешности при их расчете по приведенному здесь уравнению, хотя статистики осадки стамух, особенно размах распределения, в море Лаптевых заметно отличались от статистик в Карском море. Это позволяет предположить, что установленная ранее дифференциальная функция распределения безразмерной осадки может быть использована для оценки вероятности встречи стамух на различной глубине и в других арктических морях при наличии ограниченных выборок.

Взлом припая в море Лаптевых происходит в основном в июле. После взлома припая большая часть стамух в августе—сентябре разрушается в результате таяния. Однако в годы с неблагоприятными ледовыми условиями в летний период некоторая часть стамух не успевает растаять до начала ледообразования и остается на следующий год. Стамухи, продолжительность существования которых превышала один год, отмечались в западной части моря в узкой прибрежной зоне у восточного побережья полуострова Таймыр и на отмели к северу от острова Песчаный. За 30 лет наблюдений ледовой авиационной разведки в море Лаптевых зафиксированы 21 двухлетняя и одна трехлетняя стамуха. Большинство этих стамух наблюдалось в 1970-е гг. Трехлетняя стамуха отмечалась примерно с ноября 1969 г. по август 1972 г. на подходах к бухте Марии Прончищевой. Таким образом, продолжительность ее существования составила 34 месяца.

Следует отметить, что, хотя выполненное исследование и дает общее представление о распространении и некоторых характеристиках стамух в море Лаптевых, целесообразно дальнейшее изучение этих ледяных образований, в том числе и путем выполнения полевых ледоисследовательских работ, которые позволят произвести измерения размеров стамух, определить их строение и физико-механические характеристики льда. Потребность в таких сведениях всегда возникает при решении многих гидротехнических задач в шельфовой зоне моря.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горбунов Ю.А. Стамухи в юго-восточной части моря Лаптевых // ПОЛЭКС—Север-76. Ч. 2. Л.: Гидрометеониздат, 1979. С. 107—110.
2. Горбунов Ю.А., Лосев С.М. Пространственная и временная изменчивость распространения стамух // Изменчивость природных условий в шельфовой зоне Баренцева и Карского морей. СПб.: ААНИИ, 2004. С. 351—358.
3. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи арктических морей сибирского шельфа // Электронный журнал «Новости ЕСИМО». Вып. 22, апрель—июнь 2005 г. <http://oceaninfo.ru/news/news22.htm#stat>
4. Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. 272 с.
5. Природные условия Байдарачской губы // М.: ГЕОС, 1997. 432 с.
6. Gorbunov Ju.A., Losev S.M., Tyuryakov A.B., Dyment L.N. Stamukhas in the Pechora Sea // Proc. of ICETECH-2000. 12—14 September 2000. St. Petersburg, Russia. P. 508—511.

YU.A.GORBUNOV, S.M.LOSEV, L.N.DYMENT

STAMUKHAS OF THE LAPTEV SEA

The results of the analysis of materials of airborne ice reconnaissance and satellite ice information, reflecting peculiarities of the distribution of stamukhas in the Laptev Sea for a long-term period are presented. The spatial and temporal changes of their quantity were revealed. Data on the size and duration of existence of these ice features are given.

ИЗМЕРЕНИЯ ПРИЗЕМНОЙ КОНЦЕНТРАЦИИ МЕТАНА НА СТАНЦИИ БЕЛЛИНСГАУЗЕН

В.Е.ЛАГУН¹, Н.Н.ПАРАМОНОВА², И.А.РЕПИНА³

¹ — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

² — Главная геофизическая обсерватория им. А.И.Воейкова

³ — Институт физики атмосферы им. А.М.Обухова, РАН

Приведены результаты первых (2003 г.) измерений приземной концентрации метана на острове Кинг Джордж вблизи российской антарктической станции Беллинсгаузен над различными типами подстилающей поверхности. Отбор проб воздуха произведен в металлические фляги с электрополированной внутренней поверхностью объемом 1,5 л. Анализ проб выполнен в лаборатории ГГО им. А.И.Воейкова с использованием калибровочных смесей, прошедших международное сравнение. Результаты измерений сопоставлены со срочными данными зарубежных антарктических станций. Сопоставление показало, что данные станции Беллинсгаузен надежно характеризуют фоновое состояние газового состава атмосферы южной полярной области. Предложена организация регулярного мониторинга парниковых газов на станции Беллинсгаузен.

Мощный сигнал потепления, обнаруженный в приземном слое и в тропосфере над Антарктическим полуостровом, требует качественного объяснения механизма формирования этого природного феномена [1, 5]. Наряду с циркуляционными причинами и наличием множества обратных связей в системе атмосфера—морской лед—океан, одним из важных факторов, влияющих на этот процесс, является изменение газового состава атмосферы [6].

В рамках специальной программы измерений в период сезонных работ 48-й РАЭ выполнены отборы проб воздуха в металлические фляги объемом 1,5 л в районе станции Беллинсгаузен. Задачей такого отбора было получение характеристики фоновой концентрации метана в преддверии организации здесь регулярных измерений в период Международного полярного года по схеме, предложенной в [2].

Отбор проб воздуха на острове Кинг Джордж был проведен во второй половине марта 2003 г. после прохождения годового максимума температуры воздуха и почвы, чтобы исключить возможное влияние местных природных источников парниковых газов.

Таблица 1

Результаты парных измерений концентрации метана (по шкале НОАА) 20 марта 2003 г. в окрестностях станции Беллинсгаузен и метеорологические условия отбора проб

Время отбора проб	Координаты		Приземный ветер		T, °C	U, %	Концентрация CH ₄ , млрд ⁻¹	Тип подстилающей поверхности
	южная широта	западная долгота	направление, град.	скорость, м/с				
15:00	62°11'53,3"	58°58'16,4"	292	11,0	0,4	71	1695,4 1694,1	Заболоченная
15:15	62°11'48,8"	58°59'02,7"	299	14,4	0,2	70	1693,7 1694,8	
16:00	62°12'01,1"	58°58'59,4"	298	9,3	0,1	70	1694,8 1694,6	Каменистая с лишайниками

Примечание: T — температура, U — относительная влажность воздуха.

Средние месячные значения приземной концентрации метана на зарубежных антарктических станциях по данным [4] в марте 2003 г.

Станция	Координаты		Высота, м	Концентрация CH ₄ , млрд ⁻¹
	южная широта	долгота		
Палмер	64°55'	64°00' W	10	1693,08
Сева	69°00'	39°35' E	11	1691,63
Амундсен-Скотт	89°59'	24°48' W	2810	1693,72

Результаты лабораторного анализа проб, выполненного на газохроматографической установке в лаборатории ГГО, приведены в табл. 1. В табл. 2 представлены средние значения приземной концентрации метана, полученные в марте 2003 г. на других антарктических станциях. Сравнение данных табл. 1 и табл. 2 показывает, что различие концентраций в парных (основной и контрольной) пробах воздуха в районе станции Беллинсгаузен, с одной стороны, соответствует естественной изменчивости фоновой концентрации (различие концентрации в каждой паре менее 1,4 млрд⁻¹), а с другой стороны, совпадает в пределах точности измерений с данными других антарктических станций.

На рис. 1 представлены колебания значений концентрации метана в марте 2003 г. на различных антарктических станциях. Из рис. 1 следует, что результаты измерений на станции Беллинсгаузен надежно характеризуют фоновые условия распределения метана в южной полярной области.

Организация синхронных отборов проб воздуха на разных станциях, расположенных на острове Кинг Джордж, анализ и усвоение результатов в региональной фотохимической модели переноса [2] позволит описать локальное распределение естественных источников и временную изменчивость потоков парниковых газов в атмосферу.

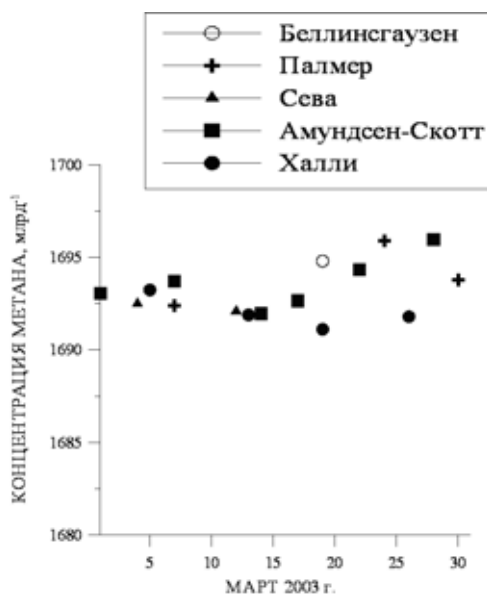


Рис. 1. Внутримесячное изменение приземной концентрации метана на антарктических станциях в марте 2003 г. по данным РАЭ и [5]

Авторы выражают благодарность В.И.Геллеру за помощь в транспортировке фляг на станцию Беллинсгаузен.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Данилов А.И., Лагун В.Е., Клепиков А.В., Катцов В.М., Вавулин С.В. Текущие изменения климата Антарктики и сценарии его будущих изменений // Арктика и Антарктика. М.: Наука, 2003. Вып. 2 (36). С. 114–125.
2. Лагун В.Е., Яговкина С.В. Об измерениях метана в Антарктиде // Состояние природной среды Антарктики: Квартальный бюллетень РАЭ. 2002. № 2. С. 35–42. <http://south.aari.nw.ru>
3. Яговкина С.В., Кароль И.Л., Зубов В.А., Лагун В.Е., Решетников А.И., Розанов Е.В. Оценки потоков метана в атмосферу с территории газовых месторождений севера Западной Сибири с использованием трехмерной региональной модели переноса // Метеорология и гидрология. 2003. № 4. С. 49–62.
4. Data for Greenhouse gases and other atmospheric gases. WMO WDCGG. 2005. № 11. <http://gaw.kishou.go.jp/wdcgg.html>
5. Marshall G.J., Lagun V.E., Lachlan-Cope T.A. Changes in Antarctic Peninsula tropospheric temperatures from 1956–99: a synthesis of observations and reanalysis data // International Journal of Climatology. 2002. Vol. 22. № 2. P. 291–310.
6. Turner J., Colwell S.R., Marshall J., Lachlan-Cope T., Carleton A.M., Jones P.D., Lagun V.E., Reid P.A., Iagovkina S. Antarctic climate change during the last 50 years // International Journal of Climatology. 2005. Vol. 25. № 2. P. 279–294.

V.E.LAGUN, N.N.PARAMONOVA, I.A.REPINA

SURFACE METHANE CONCENTRATION MEASUREMENTS AT BELLINGSHAUSEN STATION

First (2003) measurements of surface methane concentrations sampled at King George Island near Russian Antarctic Bellingshausen station over different underlying surfaces are presented. Air samples were made into metal flasks (1,5L) with electropolished internal surface. Probe analysis was provided by A.I.Voeikov Main Geophysical Observatory laboratory based on calibration mixtures with international inter-comparison. Measurement results are compared with current data of other Antarctic stations. Data comparison shows that Bellingshausen data reliable describe the Southern Polar area air gas composition background conditions. Regular greenhouse gases monitoring at Bellingshausen station is proposed.

ОСОБЕННОСТИ ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ КАРСКОГО МОРЯ И ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ МЕЖГОДОВОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ ИХ ПЛОЩАДИ

В.Е.БОРОДАЧЕВ., З.М.ГУДКОВИЧ, С.В.КЛЯЧКИН, В.М.СМОЛЯНИЦКИЙ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Рассмотрены основные особенности припая Карского моря. Выявлена зависимость площади припая северо-восточной части моря в конце зимы от направления зональных воздушных переносов в течение предшествующих 10 месяцев. Авторы объясняют причину обнаруженной закономерности влиянием нормальных и касательных напряжений в ледяном покрове, создаваемых градиентными течениями и наклонами уровня моря вблизи границы припая.

Наличие неподвижных (припайных) льдов — характерная особенность ледяного покрова арктических морей. Припай оказывает заметное влияние на направленность и интенсивность многих гидрометеорологических процессов, в частности на динамику и термодинамику морских вод и льдов в районе заприпайных полыней, ледообмен с соседними бассейнами, температурный режим атмосферы.

Согласно исследованиям [3, 12], припай в Карском море обычно начинает образовываться в виде ледяного заберега у отдельных участков побережья и островов вскоре после начала устойчивого ледообразования, в основном в октябре. В дальнейшем в течение ноября—декабря граница припая незначительно отступает в море. Однако в северо-восточной части моря в течение второй половины декабря и в январе, а отчасти и в феврале площадь припая обычно заметно увеличивается, а граница его в феврале-марте нередко проходит вдоль линии, протянувшейся через острова Сергея Кирова — Известий — Арктического института. Лишь к западу от Северной Земли (за исключением о-ва Большевик) положение границы припая в это время изменяется незначительно. К апрелю-маю оно, как правило, стационарирует во всем море. Таким образом, только в северо-восточной части моря — к северу от п-ова Таймыр образуется достаточно развитый припай (рис. 1).

Данные о положении границ припая за конкретные годы свидетельствуют о значительной пространственно-временной их изменчивости. В зависимости от условий становления и развития припай может занимать в море различные площади, покрывать разные участки его акватории, иметь разную толщину.

Для исследования межгодовой изменчивости площади припая в северо-восточной части Карского моря были использованы результаты планиметрирования припая этого района, полученные И.Д.Карелиным по данным ИСЗ и визуальных авиаразведок в мае с 1949 по 1997 г. [12]. Они показывают, что площадь припая в этом районе в среднем составляет 110 тыс. км² (22 % от площади района), изменяясь от 46 до 142 тыс. км². Следовательно, размах межгодовых изменений достигает 87 % от средней величины. Анализ повторяемости различных величин площади припая показывает, что гистограмма распределения повторяемости имеет хорошо выраженный бимодальный характер: чаще всего площадь припая находится в пределах 85–95 тыс. км² (25 % случаев) и 115–125 тыс. км² (27 % случаев), тогда как на диапазон 95–115 тыс. км² приходится лишь 18 % случаев.

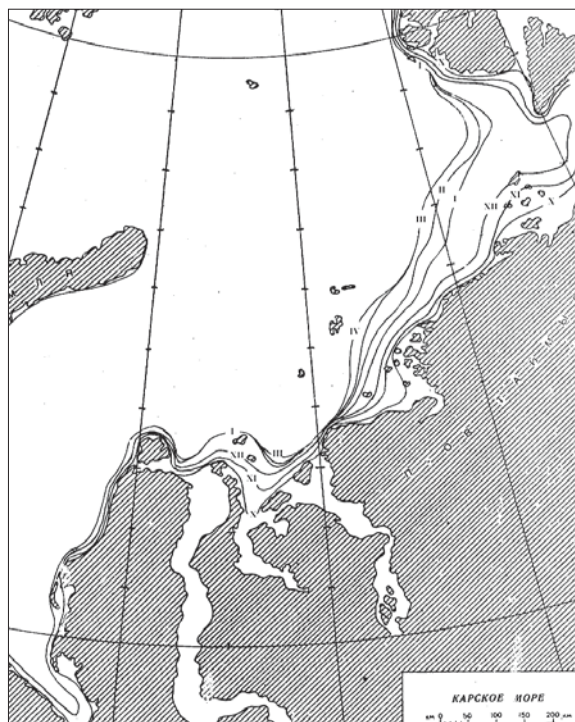


Рис. 1. Среднее положение границ припая в период его нарастания в Карском море по данным ИСЗ за период 1979–2003 гг.

Большие различия в ширине припая на разных участках арктических морей, значительная межгодовая изменчивость площади припая в некоторых районах потребовали исследований основных причин его становления и разрушения.

По мнению большинства исследователей, межгодовая изменчивость ширины припая в основном зависит от соотношения отжимных и нажимных ветровых потоков в течение зимнего сезона [1, 12–15], от течений и приливо-отливных явлений [6, 11], от изрезанности береговой черты и стамух [4–5, 7].

Существует и альтернативное мнение, согласно которому распространение припая определяется тепловыми процессами, которые регулируются речным стоком [16].

Для выявления особенностей полей ветра, оказывающих влияние на формирование припая северо-восточной части Карского моря и его межгодовую изменчивость, были выделены 10 лет, в которые площадь припая в мае в этом районе была понижена (менее $95 \cdot 10^3 \text{ км}^2$), и 10 лет, когда она существенно превышала норму (более $130 \cdot 10^3 \text{ км}^2$). В первую группу вошли годы: 1949, 1953, 1954, 1956, 1963, 1968, 1972, 1985, 1995, 1996; во вторую группу годы: 1959, 1969, 1971, 1979, 1981, 1989, 1991, 1992, 1994, 1997. Для каждой группы лет были построены средние карты атмосферного давления для предшествовавших моменту наблюдений месяцев — с июля по апрель. Карты показали, что в годы, когда припай слабо развит, характерная для региона ложбина атмосферного давления протянулась из Баренцева моря на северо-восток, тогда как в годы, когда площадь припая повышена, ось этой ложбины направлена на юго-восток. Это создает условия, характеризующиеся в первом случае усилением зональных западно-восточных воздушных переносов над морем, по сравнению со вторым случаем. Такие различия, вероятно, вызываются

соответствующими смещениями траекторий атлантических циклонов в связи с развитием блокирующих Сибирского либо Арктического антициклонов.

Характерные различия обнаруживаются и в средних барических полях предшествующих летних месяцев (июля-августа), относящихся к рассмотренным группам лет. В годы, предшествующие группе лет с повышенной площадью припая, над морем усилены северо-восточные воздушные переносы, по сравнению с годами со слабым развитием припая. При этом, согласно данным, любезно предоставленным нам В.В.Ивановым и З.С.Соловьевой, средний объем речного стока в море в течение обеих групп лет был практически одинаков.

Таким образом, можно заключить, что усиление в течение длительного времени западных и юго-западных ветров и ослабление восточных и северо-восточных ветров над Карским морем ограничивает развитие припая северо-восточной части моря, а господство ветров противоположных румбов способствует расширению припая.

На рис. 2 показаны характеризующие зональные воздушные переносы над морем средние разности атмосферного давления между параллелями 70 и 80° с.ш., вычисленные для меридианов 50, 60, 70, 80 и 90° в.д. для каждого месяца по двум рассмотренным группам лет. Как видно, при пониженной площади припая в течение предшествовавших лета и всей зимы в среднем преобладает составляющая воздушных переносов, направленная с запада на восток. Наоборот, при повышенной площади припая преобладает зональная составляющая воздушных переносов, направленная с востока на запад. Накопленные величины разности давления для двух групп лет имеют на протяжении всего года противоположный знак, а их различия возрастают от месяца к месяцу, что подтверждает неслучайность этих различий.

Известно, что усиление западных воздушных переносов над Карским морем сопровождается не только смещением распределенного речного стока вод в восточную часть моря, но и увеличением поступления в это море более соленых вод из Баренцева моря. При этом горизонтальные градиенты плотности поверхностных вод заметно обостряются, что влечет за собой повышение скорости течения, направленного на северо-восток и север — в Арктический бассейн. Эти явления были экспериментально обнаружены во время экспедиции на ледоколе «Отто Шмидт» в октябре—ноябре 1979 г. [8]. Усиление этого течения, с которым связаны сдвиговые напряжения в ледяном покрове, должно препятствовать расширению припая.

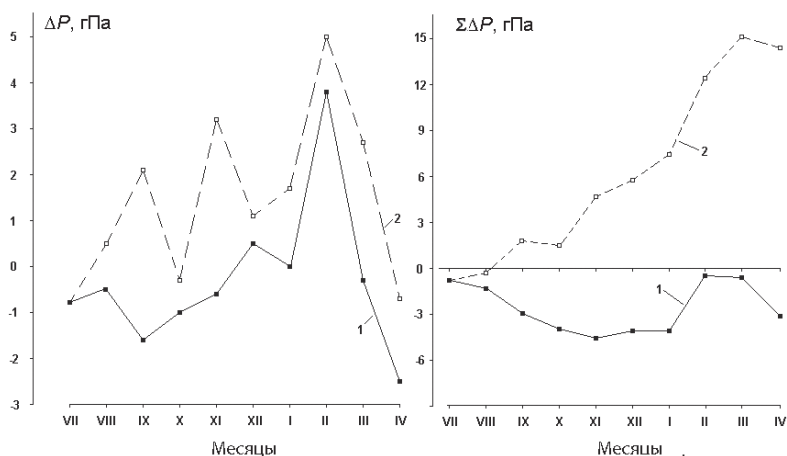


Рис. 2. Средняя разность атмосферного давления (ΔP , GPa) между 70 и 80° с.ш. в Карском море (a) и значение накопленных разностей (б).

1 — годы с большой площадью припая, 2 — годы с малой площадью припая

Поле касательных напряжений на поверхности моря, вызываемое ветровым дрейфом льда, не распространяется на акваторию, покрытую припаем. Это создает условия, вызывающие у кромки припая нагон либо сгон (в зависимости от направления полного потока дрейфового течения относительно кромки припая). Учитывая, что этот поток имеет составляющую, направленную в Северном полушарии вправо от направления ветрового дрейфа [2], можно заключить, что если ветровой дрейф льда направлен вдоль кромки припая, расположенного справа, то вблизи нее возникает нагон вод и соответствующий наклон уровня в сторону моря. При противоположном направлении ветрового дрейфа — сгон и наклон уровня в сторону припая.

Это подтверждают результаты моделирования сгонно-нагонных колебаний уровня при наличии ледяного покрова [9]. Результаты моделирования распределения уровня и течений, приведенные в упомянутой работе, убедительно свидетельствуют о возникновении нагона в районе кромки и связанном с ним значительном усилении течений вдоль этой кромки при соответствующем направлении ветра. Возникающие под их воздействием в ледяном покрове напряжения сдвига дополняются напряжениями растяжения, связанными с влиянием наклона уровня моря от границы припая в сторону моря [10].

Следует заметить, что рассмотренные выше баротропные эффекты нагонов у границы припая под влиянием юго-западных ветров в Карском море складываются с бароклинным усилением течений, обусловленным отмеченным выше притоком более соленых вод с запада. Наоборот, явления сгонов при усилении ветров противоположных направлений вызывают составляющие течений, которые направлены навстречу характерным для этих районов «постоянным» течениям в основном бароклинной природы. Поэтому горизонтальный сдвиг в поле скорости дрейфа в этом случае будет ослаблен, а отжимная компонента скорости, обусловленная наклоном уровня, сменится нажимной компонентой, что создает условия для расширения припая.

Заметим также, что возникновение нагонов под воздействием западных ветров на подходах к проливу Вилькицкого усиливает восточное течение через этот пролив, что препятствует становлению в нем припая. В условиях сгонов это течение ослабевает, что способствует становлению припая.

С аномалиями воздушных переносов в Арктике связаны и аномалии температуры воздуха. В Карском море при усилении западных ветров зимой температура воздуха обычно повышается, восточные ветры вызывают противоположный эффект. Действительно, средняя температура воздуха за зимний период для группы лет с пониженной площадью припая оказалась на 2,3 °C выше, чем для группы лет с повышенной площадью припая. Однако соответствующая разность расчетной толщины льда составляет всего 11 см (6 % от средней толщины), что указывает на второстепенное значение этого механизма.

Предложенные гипотезы разрешают и кажущееся противоречие между закономерностями зависимости площади припая от преобладающего направления ветра в двух регионах — в северо-восточной части Карского и западной части Восточно-Сибирского морей. В первом из них преобладание «нажимных» западных ветров сопровождается сокращением площади припая, а «отжимных» восточных — ее увеличением. Во втором регионе — наоборот: «нажимные» северо-восточные ветры создают условия для расширения припая, а «отжимные» западные — для ее сокращения [15]. На самом деле — в свете рассмотренных гипотез — важно не только и не столько направление ветра (нажимной—отжимной) относительно границы припая, сколько процессы нагона — сгона, связанные с направлением дрейфовых течений в подледном слое моря. С учетом отклонения вправо ветрового дрейфа льда от ветра и дрейфового течения от дрейфа льда оказывается, что ветры восточной четверти создают у границы припая Восточно-Сибирского моря ситуацию сгона, а ветры

западной четверти — нагона. Как и в Карском море, в первом случае возникают условия для расширения припая, во втором — для его сокращения.

Выявленные закономерности открывают возможности для разработки математической модели становления и разрушения припая в арктических морях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бацких Ю.М., Бородачев В.Е., Потапов В.Р. Оценка влияния метеорологических факторов на безопасность проведения грузовых работ на припаях // Проблемы Арктики и Антарктики. 1987. Вып. 63. С. 102–107.
2. Беляков Л.Н. Дрейфовые течения подо льдом в Арктическом бассейне // Океанология. 1974. Т. 14. С. 256–262.
3. Бородачев В.Е. Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеиздат, 1998. 182 с.
4. Горбунов Ю.А., Лосев С.М., Дымент Л.Н. Стамухи Карского моря // Ледяные образования морей Западной Арктики. СПб.: ААНИИ, 2006. С. 70–76.
5. Гордиенко П.А. Припайные льды арктических морей. Ч. I–II. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 172 с.
6. Гудкович З.М. Воздействие тангенциальных сил ветра и течений на припай // Труды ААНИИ. 1974. Т. 316. С. 96–106.
7. Гудкович З.М., Клячкин С.В. Модель образования и разрушения припая в восточной части Финского залива // Метеорология и гидрология. 2000. № 5. С. 67–75.
8. Гудкович З.М., Кудряшов Л.И. Некоторые особенности океанологических условий Карского моря в начале зимы 1979 г. // Труды ААНИИ. 1985. Т. 400. С. 156–161.
9. Гудкович З.М., Прошутинский А.Ю. Моделирование сгонно-нагонных колебаний уровня с учетом ледяного покрова // Труды ААНИИ. 1988. Т. 413. С. 85–95.
10. Гудкович З.М., Захаров В.Ф. Роль прикромочных динамических процессов в изменении сплоченности льдов в арктических морях в летний период // Метеорология и гидрология. 1998. № 3. С. 65–71.
11. Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд-во Главсевморпути, 1945. 360 с.
12. Карелин И.Д. Формирование припая в восточном районе Арктики по данным искусственных спутников Земли // Труды ААНИИ. 2001. Т. 443. С. 76–88.
13. Скоков Р.М. К прогнозу взлома припая // Труды Гидрометеорологического научно-исследовательского центра СССР. 1985. Вып. 270. С. 52–57.
14. Тарбеев Ю.В. Роль ветра в процессах разрушения припая // Труды Океанографической комиссии АН СССР. 1960. Т. 7. С. 116–126.
15. Юлин А.В. Сопряженность экстремального развития припая и летних ледовых условий в Восточно-Сибирском море // Труды ААНИИ. 1997. Т. 437. С. 115–123.
16. Dmitrenko I., Golovin P., Gribanov V., Kassens H., Holeman J. Influence of the summer river runoff on ice formation in the Kara and Laptev Seas // Proc. of the 14th Intern. symp. on ice, Potsdam/New York. USA. 27–31 July, 1998. Ice in Surface Waters. Balkema, Rotterdam, 1998. P. 251–257.

V.YE.BORODACHEV, Z.M.GUDKOVICH, S.V.KLYACHKIN, V.M.SMOLYANITSKY

THE PECULIARITIES OF THE KARA SEA LANDFAST ICE AND PROBABLE REASONS OF THE INTER-ANNUAL VARIABILITY OF ITS AREA

The basic peculiarities of the Kara Sea landfast ice are under consideration. The correlation between the landfast ice area in the north-eastern part of the sea at the end of winter and the direction of the zonal component of the atmospheric circulation during previous 10 months is revealed. The authors explain the reason of the revealed regularity as the influence of the normal and tangential stresses in the ice cover caused by the gradient currents and sea level tilt near the landfast ice boundary.

ВЛИЯНИЕ ГРАВИТАЦИОННЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ НА ПОВЕДЕНИЕ ЧЕЛОВЕКА И ВЫСШИХ ЖИВОТНЫХ

В.М.ВОРОБЕЙЧИКОВ, О.А.ТРОШИЧЕВ, Э.С.ГОРШКОВ, В.В.СТЕПАНОВ

ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт

Исследованы вопросы влияния неэлектромагнитной природы на аномальное поведение человека и высших животных. Описано экспериментально установленное явление поведения человека и высших животных, вызванное активным поступлением в кровь метаболитов кишечной палочки, обусловленное ее ускоренным размножением под влиянием излучения неэлектромагнитной природы (предположительно — гравитационного), связанного с взаимным положением Солнца, Земли и Луны и привязанного к моментам наступления определенных фаз Луны.

1. ВВЕДЕНИЕ

Аномальное поведение человека является критическим при работе в небольших изолированных коллективах, к которым относятся коллективы станций СП и антарктические станции. В данном контексте изучение механизмов формирования указанного поведения является актуальным. Воздействие геофизических возмущений на поведение человека и высших животных отмечалось на протяжении всей истории человечества. К настоящему времени накоплен значительный, в том числе клинический и статистический, материал о влиянии гравитационных возмущений на физиологическую активность человека [9, 23–24, 26–37]. В частности, описано влияние расположения Луны относительно Солнца и Земли на ряд характеристик поведения человека, таких как острые психотические состояния, различные психические заболевания, сомнамбулизм, частота суицидных поступков, асоциальные поступки, агрессивное поведение и преступления. Отмечено также влияние Луны на поведение высших животных [22].

Тем не менее современная наука категорически отрицает влияние Луны на человека или другие живые организмы на Земле, поскольку до сих пор не найдено убедительного физического механизма такого воздействия. Действительно, основной гипотезой влияния Луны на организм человека в настоящее время является гипотеза «биологического прилива» [24], согласно которой человеческий организм, состоящий на 80 % из воды, подвергается влиянию гравитационных сил Луны, подобно океанам и морям. Считается, что при таком воздействии изменения, происходящие в структуре воды и в проницаемости клеточных мембран, приводят к сдвигу водного баланса и изменению динамики воды в организме, что отражается на его функциях.

По этой гипотезе объектом приложения гравитационного лунного влияния является также и нервная система, которая, по мнению авторов данной концепции, имеет разветвленную сеть гравито-рецепторов внутри тела человека или высшего животного. Считается, что особую роль в восприятии лунного гравитационного действия играет эпифиз, который оказывает свое влияние на организм через активные вещества гормональной природы, например мелатонин и серотонин [9].

Таким образом, в качестве причины влияния Луны на психику и поведение человека рассматривается связь изменений гравитации с этими специфическими гормонами.

Имеется, однако, целый ряд существенных моментов, которые не дают возможности использовать данную гипотезу на практике. Прежде всего, это тот факт, что почти вся вода в организме человека представлена не в свободном состоянии, как в океанах и морях, а является структурированной и связанной гидрофильными связями с биомолекулами, ионами органических молекул и разными комплексными соединениями, с мембранами клеток и клеточными органеллами. Та доля воды, которая не является связанной с указанными объектами, движется в организме по строго упорядоченным направлениям по сосудам (в том числе лимфатическим) и капиллярам и проходит через различные клапаны, которые имеют особые эласто-механические и физико-химические свойства. Как показали расчеты [9], в результате лунного притяжения масса тела в одну тонну изменяется всего на 0,2 грамма, а возможное максимальное изменение за счет влияния Луны составляет всего тысячные доли от g , в результате чего выраженных приливно-отливных явлений в организме человека быть не может. Не было обнаружено влияния и слабых гравитационных воздействий, которые могли бы играть роль триггерных, т.е. запускающих некий иной процесс.

Кроме того, из опубликованных результатов исследований известно [15], что малоразмерные объекты, такие как внутриклеточные структуры и клетки, практически индифферентны по отношению к прямым гравитационным явлениям. Не исключено, что непосредственное влияние меняющихся гравитационных условий на поведение, функцию и строение биологических объектов носит микросистемный характер и проявляется в реакциях приспособительного характера, которые зависят от величины, направления и продолжительности воздействия. Однако солнечно-лунные гравитационные возмущения ($\sim 2 \times 10^{-5} \%$) находятся за пределами точности измерений современных приборов. Не было выявлено также влияния Луны на ту или иную специфическую систему организма или его отдельный орган.

Исследователи давно обратили внимание на геофизические и погодные факторы, сопровождающие смену лунных циклов. Однако выделить их эффект в явном виде и таким образом доказать опосредованное действие Луны на человека и высших животных довольно трудно. В 1984 г. было высказано предположение [13], что опосредованное влияние Луны может реализовываться, например, через увеличение светового давления в полнолуние, но эта гипотеза в дальнейшем не обосновывалась и не развивалась.

В то же время вопрос о характере действующих физических агентов, обусловленных влиянием Луны, требует дополнительного рассмотрения. Отметим, что к настоящему времени накоплен значительный экспериментальный материал по изучению амплитуды макроскопических флуктуаций (МФ) при измеренных скоростях химических и биохимических реакций.

В частности, обнаружены достоверные изменения скорости реакции аскорбиновой кислоты с дихлорфенолиндофеном при закатах и затмении Солнца. Наблюдаемое при этом изменение амплитуды МФ не согласуется с предположениями о зависимости ее от «экранированности» Солнца. При заходе Солнца максимум изменений скорости реакции и амплитуды МФ соответствует моменту нахождения Солнца на горизонте, однако до и после захода эти величины достоверно не различаются. Аналогичным образом при затмении Солнца изменение параметров МФ начинается до «надвигания» лунного диска на Солнце и продолжается после завершения затмения. Из сказанного следует существенность не открытости или закрытости Солнца (дня, ночи, затмения), а положения Солнца и Луны относительно Земли. Описанные явления позволяют предполагать, что фактор, действующий на исследуемые процессы, имеет гравитационную природу [18].

Косвенное подтверждение воздействия гравитационных сил, связанных с взаимным положением Солнца, Земли и Луны и совпадающих по времени с моментом наступления определенных фаз Луны, можно обнаружить и в результатах, показывающих зависимость процессов вертикальной миграции планктона от фаз Луны на глубинах 800÷1400 м, куда лунный или солнечный свет проникнуть не может [25].

Описаний прецизионной записи вариаций колебания гравитационного поля Земли в зависимости от фазы Луны обнаружить не удалось. Однако имеется сообщение о многолетней записи (1972–1976 гг.) показаний сверхчувствительных крутильных весов – фибриляционного потенциометра [5]. Его показания подтвердили связь с непосредственным влиянием Луны, не связанным с приливными явлениями – 12-часовыми циклами. В период полнолуния были зарегистрированы 2- и 4-часовые циклы.

В данной работе развивается положение, впервые сформулированное в [38], согласно которому в период полнолуния резко увеличивается скорость размножения кишечной палочки в толстом кишечнике человека и животных. Усиленное развитие кишечной палочки ведет к резкому увеличению продуктов метаболизма, поступающих затем в кровь и ведущих к нарушениям или сбоям в работе жизненно важных систем человека и животных.

2. КИШЕЧНАЯ ПАЛОЧКА *E.COLI*

Кишечная палочка *Escherchia coli* (далее *E.coli*) является микроорганизмом, впервые выделенным Т.Ешерихом в 1885 г. Она относится к семейству энтеробактерий и является важнейшим организм-моделью этого семейства, его генетики и биохимии. *E.coli* изучена лучше других энтеробактерий. Она обитает в толстом кишечнике человека, млекопитающих, птиц и рептилий и является постоянной составляющей всей микрофлоры человека и микрофлоры кишечника в частности. Являясь составной частью человеческого организма, *E.coli* принимает непосредственное участие в синтезе ряда необходимых организму аминокислот, антибиотиков и ферментов. *E.coli* и другие нормальные обитатели кишечника синтезируют витамины K₂, E и витамины группы B.

В работе [17] было показано, что внутриклеточные структуры энтеробактерий не токсичны для лабораторных животных. Токсическое действие оказывают только препараты клеточных стенок бактерий и особенно извлеченные из них липо-полисахариды. Ускоренное, под влиянием определенных условий, размножение *E.coli* внутри кишечника человека вызывает резкое повышение метаболизма микробной клетки и их всасывание кишечником. Кроме того известно, что липо-полисахариды, находящиеся на поверхностной стенке кишечной палочки *E.coli*, легко отделяются от поверхности микробной клетки и всасываются, через кровеносную капиллярную систему, в кровь человека. Токсичность липо-полисахаридов зависит от степени вирулентности и токсигенности микроорганизма, но даже у микроорганизмов с небольшой токсигенностью она существенно увеличивается, вызывая соответствующую реакцию у макроорганизма. У человека, в частности, это выражается в возбуждении, бессоннице и, в некоторых случаях, головной боли.

E.coli, как и другие виды микроорганизмов, может быть выращена на искусственных питательных средах. Для изучения особенностей роста микроорганизмов обычно применяют жидкие питательные среды, в которых рост микроорганизма происходит строго закономерным образом и может быть разделен на четыре основные фазы: приспособительная (лаг-фаза), экспоненциальная, стационарная и фаза отмирания. Из них наиболее подходящей для выявления эффектов внешних воздействий является лаг-фаза [4].

Как показали исследования [19], *E.coli* является самой активной по скорости размножения среди энтеробактерий. В стандартных условиях культивирования

продолжительность лаг-фазы (L) *E.coli* составляет 3,0–3,5 часа. В этот период микроорганизм начинает ассимиляцию (потребление) питательных компонентов из среды, выделяя в нее продукты метаболизма. При этом в первую очередь ассимилируется глюкоза. Необходимо отметить, что на данной фазе происходит только приспособление микроорганизма к новым условиям культивирования. Однако как раз в этот период он остро реагирует на любые физико-химические изменения не только в питательной среде, но и в окружающем пространстве. Как было отмечено в [19], при определенных внешних воздействиях может наблюдаться феномен «взрыва», когда, при высеве одной и той же стандартной дозы микроорганизмов, число дочерних экоформ возрастает в сотни и даже тысячи раз. Длина лаг-фазы L при этом существенно сокращается.

3. МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТА

Учитывая особую чувствительность лаг-фазы *E.coli* к внешним воздействиям, были поставлены эксперименты по выявлению особенностей поведения *E.coli* в зависимости от фазы Луны. Длительность лаг-фазы L в Санкт-Петербурге определялась по методу [14] в дни новолуния, полнолуния, а также для таких экстремальных событий, как лунные и солнечные затмения. Измерения проводились раз в 15 мин, а вблизи максимума события – ежеминутно.

Питательный бульон для культивирования клеток *E.coli* готовился из сухого порошка. В профильтрованный стерильный бульон добавлялся стерильный раствор глюкозы из расчета конечной концентрации ее в растворе, равной 4 %. Затем добавлялась одна ампула (1 мл) лиофильно высушенной культуры *E.coli* М-17 (из расчета 10^6 клеток на 1 мл бульона). Бульон с микробной культурой асептично перемешивался и разливался по 10 мл в пробирки.

Регистрация изменения ионного состава жидкой питательной среды при сбраживании глюкозы кишечной палочкой осуществлялась специально созданным для этой цели прибором – диэлектрометром, работающим по принципу бесконтактной высокочастотной кондуктометрии [4]. Пробирка с измеряемой жидкостью, представляющая жидкостной конденсатор, помещалась в специальную термостатированную ($37,2^\circ$) ячейку. При этом стрелочный индикатор генератора диэлектрометра настраивался на нулевую отметку – определенную резонансную частоту. С началом реакции сбраживания кислотность жидкости увеличивается и, соответственно, меняются удельная электропроводность среды и показания диэлектрометра. Высокая концентрация глюкозы (4 %) и микроорганизмов в сочетании с высокой чувствительностью диэлектрометра дают возможность быстрой экспресс-регистрации изменения кислотности среды.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

Рис. 1 и 2 показывают характер изменения лаг-фазы *E.coli* во время новолуния (8–9 августа 2002 г.), полнолуния (24 июля 2000 г.), лунного затмения (24/25 июня 2002 г.) и солнечного затмения (10–11 июня 2002 г.) [38]. Как можно видеть, для всех событий характерно существенное уменьшение продолжительности лаг-фазы с последующим, после прохождения Луной зенита, ее восстановлением. Когда Луна пересекает линию Земля–Солнце позади Земли (полнолуние), лаг-фаза сокращается до 1 часа (во время лунного затмения – до 0,5 часа), при этом период уменьшения и последующего восстановления L до невозмущенного уровня ($L \sim 3,5$ часа) занимает около 10 часов. Когда Луна пересекает линию Земля–Солнце перед Землей (новолуние), лаг-фаза уменьшается до 1,5 часа, но длительность этого уменьшения всего лишь $\sim 0,5$ часа (рис. 1 б). Во время солнечного затмения лаг-фаза падает до нуля, а период сокращенной лаг-фазы длится более 10 часов (рис. 1 а). Закономерным следствием сокращения лаг-фазы является ускоренное размножение микробных клеток на экспоненциальной фазе их развития.

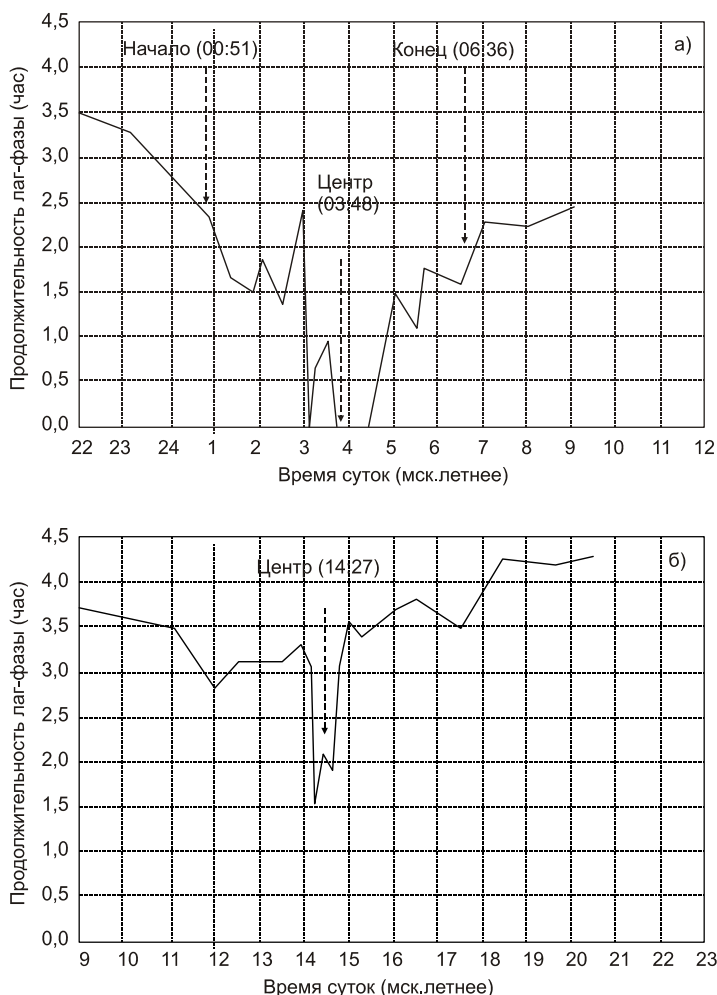


Рис. 1. Пример записи изменения продолжительности лаг-фазы при солнечном затмении 10–11 июня 2002 г. (а) и новолунии 8–9 августа 2002 г. (б)

Таким образом, эксперименты *in vitro* показывают, что фаза полнолуния характеризуется ускоренным процессом размножения кишечной палочки *E.coli*. Мы предполагаем, что результатом этого является ускорение и взрывное нарастание продуктов метаболизма кишечной палочки, поступление которых в кровяную систему приводит к нарушениям или сбоям в работе жизненно важных систем человека и животных. Чтобы доказать эту связь, был проведен следующий эксперимент. Пробирки с питательной средой и продуктами метаболизма, относящиеся к моменту полной Луны, центрифугировались, и надостаточная жидкость асептично сливалась в стерильные сухие пробирки. Спустя 4 часа после максимума полной Луны эта жидкость, содержащая метаболиты кишечной палочки, вводилась подкожно морским свинкам в количестве 1 мл. Спустя 12–17 мин у всех 7 подопытных животных отмечалось беспокойное поведение, которое через следующие 5–8 мин переходило в фазу сильного возбуждения. Животные возвращались к спокойному состоянию только через 3 часа. В контрольной группе морских свинок, которым вводился

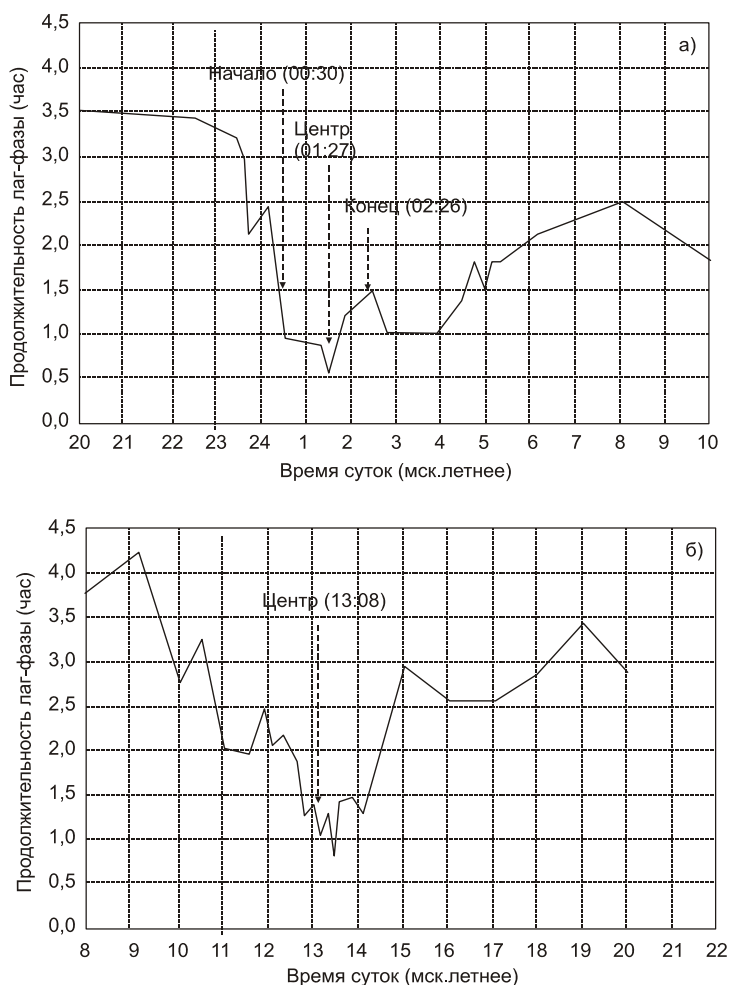


Рис. 2. Пример изменения продолжительности лаг-фазы при лунном затмении 24–25 июня 2002 г. (а) и полнолунии 24 июля 2002 г. (б)

читый стерильный бульон в той же дозе, не наблюдалось никаких признаков беспокорства и возбуждения. Литературные данные также указывают на зависимость поведения животных от фазы Луны: максимум числа укусов человека животными (кошки, крысы, лошади, собаки) падает на дни полнолуния.

5. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как показывают результаты наших исследований, зависимость аномального поведения человека и высших животных от фазы Луны может быть связана с активным поступлением в кровь метаболитов кишечной палочки *E.coli*, усиленно размножающейся в период полнолуния. Метаболизм микробной клетки определяется суммой всех реакций распада поступающих веществ (катаболизм) и синтеза структурных компонентов клетки и метаболитов, катализируемых ферментами клетки (анаболизм). Метаболизм микроорганизмов имеет ряд особенностей, из которых следует отметить следующие: высокая эффективность, способность вы-

делять во внешнюю среду как клеточные, так и промежуточные продукты обмена, необходимость в источниках внешней энергии для поддержания процессов метаболизма. Воздействие метаболитов *E.coli* на мозг человека или животного может приводить к неадекватным реакциям на происходящие события.

Полученные результаты позволяют пересмотреть существующие представления о «приливном» механизме влияния Луны на поведение человека и высших животных. Использование биосенсора — кишечной палочки *E.coli*, которая по своим биохимическим показателям наиболее близка к организму человека, открывает новые подходы в изучении влияния космических факторов на жизнедеятельность человека. Тот факт, что лаг-фаза *E.coli* падает до нуля во время полнолуния, позволяет сделать естественный вывод, что Солнце является источником неизвестного излучения, влияющего на рост микроорганизмов. Однако в этом случае нам приходится допустить, что интенсивность этого излучения, приходящего к Земле, меняется похожим образом и в периоды солнечного затмения.

Следует добавить несколько необходимых, на наш взгляд, факторов, позволяющих полнее раскрыть механизм воздействия кишечной палочки на организм человека во время реперных космических явлений, таких как полнолуние.

Как было отмечено выше, в реперные моменты времени наблюдается усиление обмена веществ *E.coli* и увеличение скорости размножения. Данные изменения были зафиксированы в условиях *in vitro*. А как аналогичные процессы протекают в организме человека? На этот вопрос можно ответить следующим образом: размножаясь в толстом кишечнике человека и животных в ускоренном режиме, кишечная палочка потребляет значительное количество энергии. Единственным ее источником для *E.coli* является организм человека, в котором при создающемся дефиците энергии нарушается обмен веществ. Усиленное потребление питательных субстратов ведет к усиленному выделению клеткой *E.coli* большого количества продуктов метаболизма, которые всасываются толстым кишечником и поступают в кровь человека и по кровеносной системе — в его мозг. В результате такого воздействия мозг человека или животного может произвести неадекватную реакцию на любое поведенческое или информационное воздействие.

ЛИТЕРАТУРА

1. Акимов Л.А. О распределении яркости по диску Луны и планет // *Астрономический журнал*. 1979. Т. 56. Вып. 2. С. 412–418.
2. Акимов Л.А. Отражение света Луной // *Кинематика и физика небесных тел*. 1988. Т. 4. № 1. С. 3–10.
3. Акимов Л.А. Отражение света Луной. // *Кинематика и физика небесных тел*. 1988. Т. 4. № 2. С. 10–16.
4. Андреев В.С., Баташов А.В., Воробейчиков В.М., Матыко Н.А. Регистрация изменения ионного состава жидкой питательной среды // *Лабораторное дело*. 1972. № 9. С. 554–557.
5. Беляев В. «Дельта» — паучья нить // *Техника молодежи*. 1980. № 9. С. 42–44.
6. Великодский Ю.И. Влияние альбедо и рельефа на закон распределения яркости по диску Луны: Дис. ... канд. физ.-мат. наук. Харьковский национальный университет им. В.Н.Каразина. Научно-исследовательский институт астрономии. Харьков, 2002. 152 с.
7. Воробейчиков В.М., Горшков Э.С., Шаповалов С.Н., Иванов В.В., Трошичев О.А. Влияние положения Луны на поведение *E.coli* // Тез. докл. 3 Международного симпозиума «Механизмы действия сверхмалых доз». 3–6 декабря 2002 г. Москва. С. 173.
8. Грейнджер Д., Ринг Д. Люминесценция лунной поверхности // *Новое о Луне*. М.: Изд-во АН СССР, 1963. С. 25–34.
9. Дубров А.П. Лунные ритмы у человека. М.: Медицина, 1990. 160 с.

10. *Изаксон Х. А.* Рабочая группировка нарушений и лечение различных форм сомнамбулизма // Невропатология и психиатрия. 1979. № 9. С. 1383.
11. *Козырев Н. А.* Люминесценция лунной поверхности и интенсивность корпускулярного излучения Солнца // Изв. Крымской астрофиз. обсерватории. 1956. Т. 16. С. 148–158.
12. Неврозы, эпилепсия, наркомания / Под ред. С.Н.Давиденкова. М.: Медицина, 1960. 84 с.
13. *Нейман Д.* Приливные и лунные ритмы // Биологические ритмы: Пер. с англ. М., 1984. Т. 2. С. 5–43.
14. *Перт С.Дж.* Основы культивирования микроорганизмов и клеток. М.: Мир, 1978. 228 с.
15. *Пестов Н.Д.* Основы гравитационной биологии // Человек в космическом полете. Т. 3. Кн. 1. М.: Наука, 1997. 489 с.
16. *Пяткин К.Д., Кривошей Ю.С.* Микробиология. Изд. 4-е, перераб., дополн. М.: Медицина, 1980. 512 с.
17. *Станиславский Е.С.* Бактериальные структуры и их антигенность. М.: Медицина, 1971. 164 с.
18. *Удальцова Н.В., Коломбет В.А., Шноль С.Э.* Возможная космофизическая обусловленность макроскопических флуктуаций в процессах разной природы. Пушкино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1987. 96 с.
19. *Чернощев К.А., Чернощев М.А.* Закономерности воздействия геомагнитного поля на жизненные функции энтеробактерий // Северо-Кавказский государственный технический университет. Циклы. Материалы VII Международной конференции. Т. 3. Ставрополь, 2005. С. 302–308.
20. *Чура Н.И.* Мифы и реальность ночного видеонаблюдения // Спецтехника. 2003. № 5. С. 35–38.
21. *Шемми-заде А.Э.* Трансформация импульса солнечно-геомагнитной активности в возмущения радонового и аэроионного полей планеты // Биофизика. 1992. Т. 37. Вып. 4. С. 690–699.
22. *Bhattacharjee Ch., Bradley P., Smith M., Scally A.J., Wilson B.J.* Do animals bite more during a full moon? Retrospective observational analysis // Br. Med. J. 2000. Vol. 23. P. 1559–1561.
23. *Borsky M.* Influence of the Moon. Porcupine's Quill Inc. Erin. 1995. 136 p.
24. *Cunningham D.* The Moon in Your Life: Being a Lunar Type in a Solar World. Weiser Books. Newburyport, 1996. 384 p.
25. *Hans van Haren.* Monthly periodicity in acoustic reflections and vertical motions in the deep ocean // Geophysical research letters. 2007. Vol. 34, L12603, doi:10.1029/2007GL029947.
26. *Lieber A.L.* How the Moon Affects You. Hastings House. Mamaroneck, NY., 1996. 191 p.
27. *Lieber A.L.* The Lunar Effect. Biological tides and human emotions. NY., Anchor Press, 1978. 168 p.
28. *McAlees T.J., Anderson G.A.* The influence of the full moon on the number of accessions to an animal emergency centre // Australian Veterinary Journal. 2007. Vol. 85. № 10. P. 389–391.
29. *Roman E.M., Soriano G., Fuentes M., Galvez M.L., Fernandez C.* The influence of the full moon on the number of admissions related to gastrointestinal bleeding // International Journal of Nursing Practice. 2004. Vol. 10(6) P. 292–296.
30. *Russell G., Graaf J.* Lunar cycles and human aggression: A replication // Social Behavior and Personality: An International Journal. 1999. Vol. 13. Issue 2. P. 143–146.
31. *Russell G., Dua W.* Manjula Lunar Influences on Human Aggression // Social Behavior and Personality. 1983. Vol. 11. № 2. P. 41–44.
32. *Stahl W.H.* Moon madness // Ann. Med. History. 1937. Vol. 9. P. 248–263.
33. *Trapp C.E.* Lunacy and the moon // Amer. J. Psychiat. 1937. Vol. 94. № 2. P. 339–343.
34. *Sarton G.* Lunar influence on living things // Isis. 1939. Vol. 30. P. 445–507.
35. *Snoyman Ph., Haldstock T. L.* The influence of the Sun, Moon, climate and economic conditions on crisis incidence // J. Clin. Psychol. 1980. Vol. 36. № 4. P. 884–893.
36. *Esberard C.E.L.* Influencia do ciclo lunar na captura de morcegos // Iheringia, Série Zoologia. 2007. Vol. 97. № 1. P. 81–85.

37. Zimecki M. The lunar cycle: effects on human and animal behavior and physiology // Postepy Hig Med Dosw. 2006. Vol. 60. P. 1–7.
38. Vorobeitchikov V. M., Gorshkov E. S., Shapovalov S. N., Ivanov V. V., Troshichev O. A. Influence of the Moon Position on Behavior of Escherichia coli // Biophysics. 2004. Vol. 49. P. S68–S71.

V.M.VOROBETCHIKOV, O.A.TROSHICHEV, E.S.GORSHKOV, V.V.STEPANOV

INFLUENCE OF GRAVITATIONAL INDIGNATIONS ON BEHAVIOR OF THE PERSON AND THE HIGHER ANIMALS

Questions of influence of not electromagnetic nature on behavior of the person and the higher animals are investigated. Experimentally established phenomenon of abnormal behavior of the person and the higher animals, caused by active receipt in blood метаболитов the intestinal stick, caused by its accelerated reproduction under the influence of radiation of not electromagnetic nature (presumably – gravitational) the Sun connected with mutual position, the Earth and the Moon and the approach of certain phases of the Moon adhered to the moments is described.

РАЙОНИРОВАНИЕ АКВАТОРИЙ КАК ИНСТРУМЕНТ ОПТИМИЗАЦИИ ПРИРОДОПОЛЬЗОВАНИЯ НА АРКТИЧЕСКОМ ШЕЛЬФЕ

В.В.ДЕНИСОВ, Г.В.ИЛЬИН

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН

На основе комплексного анализа структуры морского природопользования и природных ресурсов в Баренцево-Карском бассейне проведено эколого-экономическое (функциональное) зонирование региона. В общих чертах зонирование понимается как интегрирование различных видов хозяйственной деятельности, функций, потенциала, ценностей (ресурсных и экологических) на определенных четко разграниченных частях территории. Определение приоритетов природопользования при высокой конкуренции на определенном участке акватории является результатом принятия управленческого решения, выработанного с участием субъектов социальной и хозяйственной деятельности. Основная задача выполненной работы — поддержка развития технологии пространственного планирования хозяйственной деятельности, создание системы управления и создание «ценностной», интегральной, основы принятия стратегических и оперативных управленческих решений. Предложенный подход может быть применен для планирования хозяйственной деятельности в локальном и региональном масштабах.

Потребность в ресурсах экономического развития определяет все более разрастающееся вовлечение морских акваторий в сферу хозяйственного освоения. Уже давно освоенные прибрежные акватории вовлекаются в новые, все более напряженные хозяйственные связи. За счет отдаленных, ранее слабо освоенных морских акваторий происходит расширение «хозяйственного» пространства. Не в последнюю очередь эта тенденция затрагивает морское пространство евро-арктического шельфа. Анализ морской хозяйственной деятельности в Баренцево-Карском регионе позволяет выделить рыбный промысел и морской транспорт как наиболее значимые в социальном, экономическом и экологическом аспектах отрасли. На эту традиционную основу природопользования накладываются развивающиеся виды деятельности: разработка нефтяных и газовых месторождений и транспорт углеводородного сырья, переработка газоконденсата, марикультура, промысел донных беспозвоночных и водорослей, рекреационная деятельность, создание природоохранных зон.

Эксплуатация рыбных ресурсов сосредоточена на путях миграции рыбных косяков в районы нагула или зимовки на западных окраинах бассейна (Медвежинско-Шпицбергенский район, район Копытова, Нордкинская банка, Норвежский желоб) и в южной периферии Баренцева моря (Рыбачья, Финмаркенская и Демидовская банки, Западный прибрежный район, склоны Мурманской и Гусиной банок). На этих участках акватории промысел ведется круглогодично. В Белом море и особенно в Карском море интенсивность и значимость рыбного промысла существенно меньше, а промысел сосредоточен в узкой прибрежной зоне — Кандалакшский, Онежский, Двинский заливы, Байдарацкая губа.

Основные операции с генеральными и наливными грузами в регионе выполняют ОАО «Мурманское морское пароходство», «Северное морское пароходство» и судоходная компания «Лукойл-Арктик-Танкер» (рис. 1).

Транспортировка осуществляется в двух направлениях — в восточные районы по Северному морскому пути (СМП) и экспортно-импортные перевозки (в основном в страны Европы) в западном направлении [13, 20]. В дополнение к традиционным грузам (металлы, руда, уголь, рыба, апатитовый концентрат, генеральные грузы) происходит значительный рост перевалки нефти и нефтепродуктов для вывоза через порты Баренцева, Белого и Карского морей. Основная часть грузопотока сырой нефти направлена на удовлетворение экспортных поставок на западно-европейские рынки. Грузопоток светлых и темных нефтепродуктов ориентирован, в большей части, на обеспечение топливом северных территорий РФ (рис. 1). По судоходным путям в регионе в круглогодичном и сезонном режимах ежегодно перевозится около 11,6 млн т нефти и нефтепродуктов. Из этого количества 9,2 млн т отправляется танкерами на экспорт в порты Европы, около 2,4 млн т составляют внутренние перевалки между терминалами и каботажные перевозки. Прогнозируется трехкратное увеличение транспортировки нефти к 2010 г. [8, 9, 10]. Отправными портами СМП являются Мурманск, Архангельск, Кандалакша, а для плаваний по СМП используются два варианта маршрутов: — по Печорскому морю через проливы Карские Ворота или Югорский Шар; — по Баренцеву морю, вокруг мыс Желания (Новая Земля).

В 2010 г. прогнозируется рост интенсивности грузоперевозок по СМП с 1,7 до 5–7 млн т, в первую очередь, за счет освоения Тимано-Печерской нефтегазовой провинции и нефтегазовых месторождений Западной Сибири. Важным фактором развития грузопотоков станет включение СМП в международный транзит из Европы в Азию [1, 2, 10, 18, 22, 23].

При оценке приоритетности морского природопользования в Арктике следует учитывать, что Севморпуть не только выполняет функции транспортной артерии, но и решает ряд задач, связанных с экономической и военной безопасностью Российской Федерации.

Добыча и переработка углеводородов в Баренцево-Карском регионе — относительно новый вид хозяйственной деятельности, сопряженный с проведением геолого-разведочных работ, возведением различных инженерных сооружений, интенсификацией транспортных операций. Перспективные геологические структуры и уже разведанные месторождения нефти и газа на шельфах Баренцева и Карского морей составляют в настоящее время стратегический топливо-энергетический резерв РФ и ее экспортных возможностей.

В настоящее время осуществляется подготовка к разработке Штокмановского газоконденсатного месторождения (ШГКМ), расположенного в Центральном желобе Баренцева моря, и группы нефтяных месторождений в Печорском море. Мероприятия по разработке этих месторождений потребуют возведения инженерных сооружений, отчуждения участка акватории и участков дна, изменения режима мореплавания и рыболовства в этих районах [5, 16]. Для транспортировки углеводородного сырья ШГКМ планируется прокладка нескольких ниток подводного трубопровода протяженностью почти 600 км от месторождения к береговой инфраструктуре на Мурманском побережье в районе пос. Териберка (рис. 1). Для переработки и дальнейшей транспортировки продукции предусмотрено строительство береговой инфраструктуры, включая завод по сжижению газа и обширный портовый комплекс. По характеру природопользования, по географическому расположению и охвату пространства нефтегазодобывающая отрасль в ближайшее десятилетие станет наиболее выраженной конкурентной составляющей существующим и перспективным биоресурсным отраслям морского природопользования [4, 5, 16].

В числе промысловых донных организмов в Баренцево-Беломорском бассейне наиболее важны морские ежи, крабы, северная розовая креветка, кукумарии, морской гребешок, мидии и еще несколько видов брюхоногих и двухстворчатых моллюсков. Хотя промысел донных беспозвоночных в бассейне ведется давно, активно эксплуатируются пока отдельные виды, традиционно входящие в струк-

туру питания населения. Наиболее ценным промысловым ресурсом в настоящее время, бесспорно, являются камчатский краб, креветки и морской гребешок. Промысловая добыча других видов беспозвоночных рассматривается как перспектива и зависит от развития технологий промысла и переработки этих ресурсов.

Скопления разных видов донных беспозвоночных распределены неравномерно. Вполне определенно выделяются три обширных района Баренцева моря, где сгруппированы промысловые ареалы сразу нескольких видов бентосных животных.

Во-первых, это Шпицбергенский район — относительно мелководная территория шельфа архипелага Шпицберген, на которой имеются массовые поселения морского гребешка и несколько видов брюхоногих моллюсков, объединенных одним коммерческим названием «трубачи».

Во-вторых, Медвежинский район — обширный участок шельфа, находящийся под влиянием холодного Медвежинского и ветвей теплых течений Шпицбергенского и Нордкапского. В этом районе концентрируются промысловые скопления северной креветки, кукумарии (морского огурца) и морских ежей.

В-третьих, Юго-восточная периферия баренцевоморского шельфа — район, который можно условно отделить от остального пространства линией от полуострова Рыбачий до южной оконечности северного острова архипелага Новая Земля. В этот район входят прибрежная зона Мурмана, Мурманское, Канинское, Гусиное мелководья, склоны Центрального желоба, Печорское море. Район уникален по видовому разнообразию и насыщен скоплениями всех видов промысловых беспозвоночных. Здесь ведется промышленный лов наиболее ценного промыслового вида ракообразных — камчатского краба (промысел открыт с 2004 г.).

В первых двух районах в близком будущем прогнозируется относительно слабая конкуренция между рыболовством и промыслом донных беспозвоночных. В третьем районе уже сейчас активно ведется промысел рыбы, донных беспозвоночных, функционирует морской транспорт, развивается морская инфраструктура [5, 16].

Добыча водорослей концентрируется в узкой прибрежной зоне Баренцева и Белого морей. По приблизительным подсчетам суммарный запас хозяйственно используемых водорослей (ламинариевые и фукусовые) на промысловых участках Баренцева моря составляют около 550 тыс. т. В Белом море интегральный запас водорослей составляет около 1100 тыс. т. В настоящее время ресурсы макрофитов в бассейне недоиспользуются [6, 12, 21].

Мировой опыт показывает, что марикультура перспективна для получения традиционных видов пищевых ресурсов — водорослей, лососей и моллюсков (в основном мидий), а также для промышленного производства аборигенных видов (треска, камбаловые рыбы и др.) [5, 14]. Развитие марикультуры при современном уровне технологий возможно в прибрежной зоне Мурманского берега и в прибрежье Белого моря. Для марикультуры используются акватории незагрязненных губ и заливов с относительно развитой береговой инфраструктурой. В настоящее время, несмотря на обилие проектов фермерских хозяйств, морская аквакультура в бассейне переживает стадию становления. Единственным морским хозяйством является фермерское хозяйство по выращиванию атлантического лосося в губе Печенга в бассейне Баренцева моря (ООО «Гиганте Печенга»). Опытное морское хозяйство в беломорском бассейне (губа Палкина) приостановило свою деятельность.

По оценкам специалистов ПИНРО и специалистов-рыбоводов, в условиях марикультуры в бассейне можно выращивать до 50 тыс. т атлантического лосося, 5–7 тыс. т гольца, до 10 тыс. т мидий [14]. Значительный потенциал марикультуры в Баренцево-Беломорском бассейне сохраняется благодаря малой загрязненности участков прибрежной зоны. Развитие аквахозяйств неизбежно будет конкурировать с другими видами морского природопользования в части использования удобных для размещения инфраструктуры акваторий, участков побережья и т.д.

В конкурентных взаимоотношениях находятся биоресурсные виды природопользования и природоохранная деятельность. К примеру, в Баренцевом море заповедной зоной для промысла водорослей является район Семи островов и Айновых островов у Мурманского берега, в Белом море — район Соловецких островов. Для тралового лова рыб и моллюсков закрыты определенные районы Мурманского мелководья и Гусиной Банки, участки 12-мильной прибрежной зоны Мурмана [19].

Бурный рост рекреационных потребностей в стране и в мире вызвали подъем рекреационного природопользования на акваториях Баренцева и Белого морей. Развитие арктического туризма решает не только экономические, но и геополитические задачи — сохраняется и усиливается присутствие России в Арктике. Наиболее перспективны круизный, экологический, познавательный виды туризма. Данная отрасль в регионе развивается пока медленно в силу различных причин. Однако очевидно, что арктический туризм — явление закономерное, вызванное развитием «промышленных» цивилизаций [4, 5]. Стремление людей компенсировать воздействие глобальных экологических проблем в нетронутых ландшафтах со своеобразным духовным миром будет со временем возрастать.

Основные направления и районы рекреационного природопользования в регионе уже определились. Это морские круизы с посещением архипелагов Шпицберген, Земля Франца-Иосифа, Соловецких островов, ледокольные круизы к Северному полюсу. В среде самостоятельных туристов популярен дайвинг в бухтах беломорского и мурманского побережий, рафтинг по рекам беломорского бассейна. К туристическому природопользованию в прибрежной зоне можно отнести рекреационное рыболовство — спортивное и любительское. Этот вид деятельности распространен на «лососевых» реках Мурманского, Терского, Кандалакшского и Карельского берегов, в бухтах и заливах близ населенных пунктов. В устьях нерестовых рек Кольского полуострова создано 17 туристических баз для обслуживания рекреационного рыболовства. В 2006 г. для потребностей спортивного и любительского лова лососей в реках было выдано около 62 тыс. лицензионных разрешений, в том числе для спортивного лова по принципу «поймал—отпустил» — 54 тыс. лицензии, для любительского и спортивного лова по принципу «поймал—изъял» — 8 тыс. лицензий. Любительский вылов трески в прибрежной зоне в среднем составляет около 2,5 т [6].

Экологический и научный туризм развивается на Шпицбергене, на островах Кандалакшского залива, на островах Белого моря. Объектами наблюдения являются белухи, тюлени, белки.

Центрами туризма в регионе могут стать Мурманск, Архангельск, Кандалакша, Кийский остров, Умба и другие населенные пункты, в том числе на побережье Печорского моря [5].

Природоохранная деятельность и заповедывание территорий выступают «противовесом» другим видам хозяйственной деятельности. К прибрежным и морским особо охраняемым природным территориям (ООПТ) в регионе относятся:

- Кандалакшский государственный природный заповедник,
- Ненецкий государственный природный заповедник,
- «Карский» («Гыданский») государственный природный заповедник,
- Большой Арктический государственный природный заповедник,
- Ненецкий федеральный заказник,
- Нижне-Обский федеральный заказник,
- Североземельский федеральный заказник.

Заповедные территории предназначены для того, чтобы сохранить ненарушенные и мало нарушенные участки прибрежных экосистем в различных ландшафтных зонах, сохранить «ключевые» участки сезонных скоплений (места гнездования или зимовки, миграционных скоплений, места воспроизводства тюле-

ней) животных и птиц. Уникальность природных комплексов, в том числе сообществ морских донных беспозвоночных, наличие редких и исчезающих видов птиц и морских млекопитающих предопределяют расширение сети существующих особо охраняемых территорий и акваторий в Баренцевом, Белом и Карском морях. Для охраны морских природных комплексов с высоким биоразнообразием донных беспозвоночных, рыб и околоводных птиц уже необходимо или будет необходимо в недалеком будущем заповедывание участков акваторий в открытом море.

Зоны особой чувствительности к разным видам воздействия, имеющие высокую природоохранную ценность в отношении компонентов морских экосистем рассматриваемого региона, включены в основной список Рамсарской конвенции (г. Рамсар, Иран, 1971 г.). В прибрежной зоне это участки прибрежных водно-болотных угодий: шхеры Кандалакшского залива, острова Онежского залива, острова Обской губы и дельты Енисея. В зоне открытого моря Всемирный фонд дикой природы предлагает придать официальный статус ООПТ нескольким участкам акватории и организовать:

- морской заказник Западного и Восточного Мурмана,
- заказник Соловецкого архипелага,
- морскую часть Онежского национального парка,
- морской заказник «Терский берег»,
- морской заказник «Чешская губа и остров Колгуев»,
- морской заказник «Гусиная Банка»,
- морской биосферный полигон Ненецкого государственного заповедника (Печорское море),
- морскую зону национального парка «Русская Арктика» (западное побережье арх. Новая Земля),
- морской биосферный полигон Гыданского заповедника «Карский».

Отчасти морская природоохранная деятельность выражена введением временных (сезонных) или постоянных запретов лова рыбы в определенных районах юго-восточного сектора Баренцева моря.

Конкуренция между направлениями природопользования на арктическом шельфе Баренцево-Карского региона повышает экологические и хозяйственные риски, обостряет проблемы управления морским природопользованием в Баренцевом море [11]. Области влияния так называемых «внутриотраслевых» рисков (риски технических аварий, снижения биоресурсной базы в результате перелова рыб или моллюсков и пр.) накладываются, а спектр воздействия рисков увеличивается, охватывая другие, «неотраслевые» виды природопользования. Загруженность рыболовными судами морских транспортных линий увеличивает риск столкновения для танкерного флота. Риск загрязнения акваторий при аварийных разливах нефти увеличивает риск «подрыва» биоресурсной базы для рыболовства, увеличивает риск ущерба ООПТ и рекреационной деятельности и т.д.

В настоящее время для региона актуальны риски неблагоприятного многофакторного воздействия на морскую среду и биоту при освоении Штокмановского газоконденсатного месторождения на этапах строительства и эксплуатации. Риски связаны не только с возможностью загрязнения среды токсикантами, но и с шумовым загрязнением, загрязнением механическими примесями, тепловым загрязнением. Интегральная зона распространения таких рисков составляет ареал с радиусом около 200 км вокруг объектов добычного комплекса и инфраструктуры (рис. 1) [16].

Тяжелые экологические последствия могут быть связаны с аварийными разливами нефти при танкерных перевозках. Риск таких аварий определяется в основном «человеческим фактором». Наиболее частыми причинами таких разливов по статистике становятся погрузочно-разгрузочные операции, столкновения и навалы, посадка на мель [3, 8, 17].

Значительное увеличение объемов морской транспортировки нефти в Арктике повышает риск разливов при танкерных авариях на транзитных маршрутах [15]. Ареалы риска потенциального нефтяного загрязнения на наиболее оживленном направлении транзита охватывают значительную часть наиболее продуктивной области моря, характеризующейся высоким разнообразием гидробионтов, млекопитающих и птиц (рис. 1). Одновременно создается высокая степень опасности загрязнения побережий Варангер-фьорда, Западного Мурмана, Новой Земли, Большеземельской тундры, полуострова Канин [7, 8, 24].

Следствием многопользовательского режима эксплуатации становится также растущее соперничество за пространство дна, берегов, акваторий, местообитаний. Завоевание ресурсов у океана или их совместное использование различными отраслями хозяйствования часто оказывается несовместимым. В настоящее время проблема совмещения разноресурсных участков на шельфе арктических морей носит во многом гипотетический характер. Однако через несколько лет пространственная конкуренция может приобрести вполне реальные очертания, вынуждая правительственные органы к выбору оптимальной стратегии эксплуатации ресурсов шельфа. В этой ситуации целесообразно заблаговременно выполнить комплексную оценку хозяйственных интересов и оценить приоритеты. Этапами такой оценки являются составление геоэкологических карт и функциональное зонирование акваторий в региональном масштабе [4, 5, 11, 18].

Функциональное зонирование согласуется с национальной и региональной стратегией развития и понимается как определение (распределение) видов хозяйственной деятельности, функций, потенциала, ценностей и целей в определенных частях акватории. В результате зонирования должны быть получены три основных продукта: набор карт, отражающих текущую ситуацию; карты конфликтов; общая карта районирования акваторий по совместимости хозяйственной деятельности и сохранения биоресурсов [11].

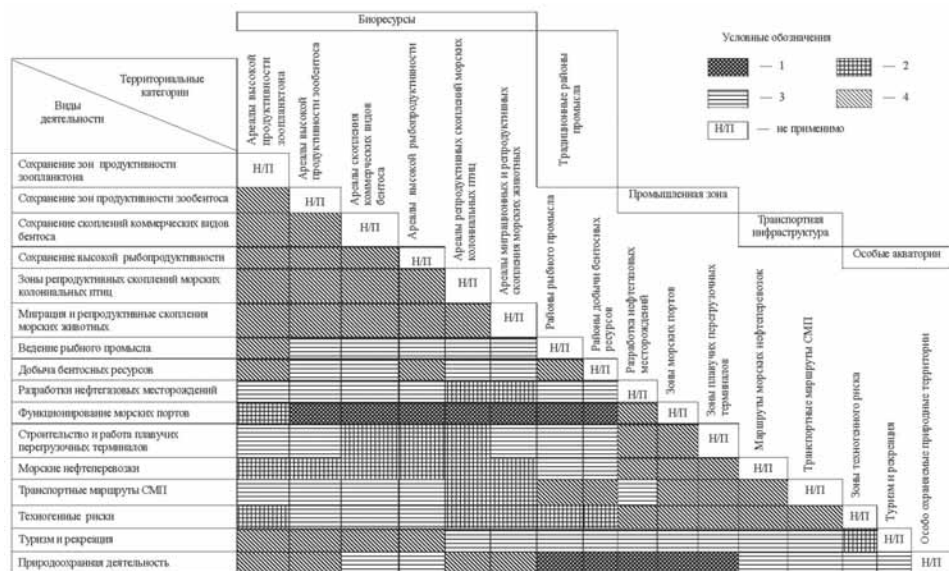


Рис. 2. Матрица совместимости видов деятельности:

1 – несовместимость, виды деятельности исключают друг друга; 2 – совмещение нежелательно, виды деятельности характеризуются высокой конфликтностью, но в определенной системе приоритетов могут быть совмещены; 3 – частичная совместимость, виды деятельности могут быть совмещены с определенными ограничениями; 4 – полная совместимость, отсутствие конфликтов

Гармоничное или конфликтное взаимодействие различных видов хозяйственной деятельности в одном районе или сопредельных районах определяет их пространственную совместимость. Степень совместимости может быть высокой, низкой или нулевой (не совместимы). В большинстве случаев определение критериев совместимости не следует рассматривать как научную задачу со строгими граничными условиями. Скорее, это совместное действие заинтересованных сторон на муниципальном и региональном уровнях, осуществляемое в ходе рабочих встреч. Консолидированный результат анализа представляется в виде «матрицы совместимости», которая является основой для процесса зонирования и дополнительным инструментом для принятия управленческих решений по предотвращению или минимизации конфликтов природопользования [11]. Такая матрица была составлена в процессе анализа экологической и социально-экономической информации по Баренцево-Карскому региону (рис. 2).

На базе отраслевых информационных продуктов, созданных с помощью компьютерных технологий (матрицы совместимости, тематические карты природопользования, состояния среды, техногенных и природных рисков и пр.), выполнено районирование акватории западно-арктического шельфа по совместимости хозяйственной деятельности и сохранения биоресурсов (рис. 3). В основу формирования карты положены два фундаментальных принципа конкурентности. Один из принципов — противоречие между промышленным использованием акватории и сохранением на этой акватории естественных условий среды и биоресурсов, включая показатели биоразнообразия (природная компонента конкуренции). Вторым принципом — противоречие между добычей возобновляемых биоресурсов и всеми другими видами хозяйственной деятельности на акватории и в прибрежье (хозяйственная компонента конкуренции).

В качестве системообразующих ресурсных компонентов морских экосистем региона, уязвимых в результате хозяйственной деятельности, отобраны зоопланктон (общая биомасса), зообентос (общая биомасса), коммерческие (промысловые) виды бентоса (ареалы обитания), рыбные ресурсы (объемы промысла и показатель видового разнообразия). Дополнительно, как природопользовательское ограничение, введено расположение особо охраняемых территорий, статус которых определен российским законодательством.

В качестве системоразрушающих видов хозяйственной деятельности были приняты и картированы морская транспортная инфраструктура, включая портовые сооружения, морские терминалы и техногенные риски, связанные с транспортом нефти и нефтепродуктов, разведкой и добычей нефти, газа и газоконденсата, включая Штокмановское месторождение.

Выделены 4 зоны совмещения, которым присвоены ранги — «недопустимое» совмещение; «нежелательное» совмещение; «ограниченно допустимое» совмещение; «возможное» совмещение (рис. 3).

В зону «недопустимого» совмещения хозяйственной деятельности и сохранения биоресурсов выделены акватории заповедников, где всякая хозяйственная деятельность запрещена законодательно.

В южной части Баренцева моря, вдоль побережий материка и архипелагов всего региона сосредоточен наиболее конкурентный потенциал природопользования. Это зона проявления экологического эффекта теплых гидрофронтов и пограничного эффекта «суша—море». Высокие биопродуктивность и биоразнообразие, значение зоны как рыбопромыслового и репродукционного ресурса определяют ее ранг как зоны «нежелательного» совмещения биоресурсного потенциала с опасными видами хозяйственной деятельности. В эту зону попадает федеральный заказник «Земля Франца-Иосифа» и подавляющая часть ареалов сезонных скоплений морских животных и колониальных и водоплавающих птиц, расположенных вне заповедников.

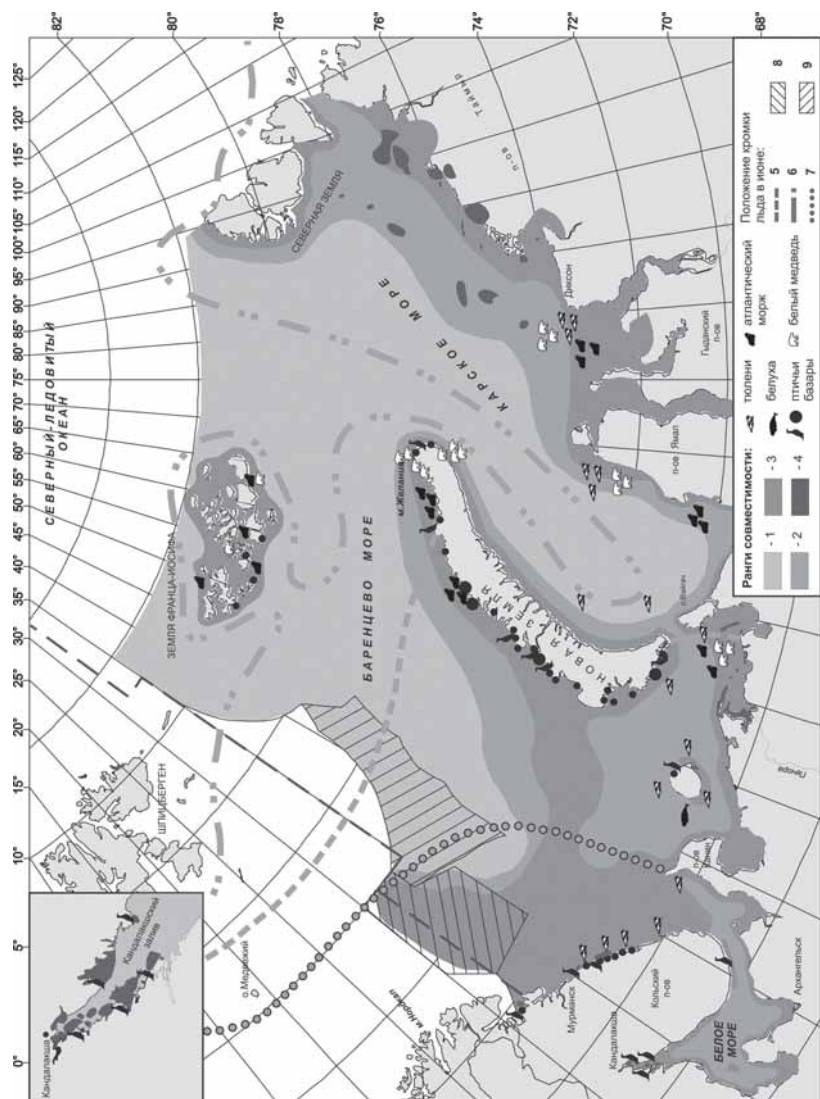


Рис. 3. Зональная структура Баренцево-Карского бассейна по степени совместимости направлений хозяйственной и природоохранной деятельности:

1 – совместимость возможна; 2 – совместимость ограниченно допустима; 3 – совместимость нежелательна; 4 – совместимость недопустима; 5 – средняя граница кромки льда; граница наименьшего распространения льда; 6 – граница наибольшего распространения льда; 8 – смежный участок рыболовства России и Норвегии («серая зона»); 9 – анклав открытой части Баренцева моря

По насыщению биоресурсами, по биоразнообразию, а следовательно, и по уязвимости зона «ограниченно допустимого» совмещения уступает предыдущей зоне. Сохранение биоресурсов и биоразнообразия в этой зоне в определенной мере зависит от пополнения молодью и взрослыми гидробионтами из сопредельных экологических районов. Ранг зоны «ограниченно допустимого» совмещения придан также ледовой прикромочной зоне. Кроме высокой биопродуктивности и биоразнообразия у кромки тающего льда, концентрации рыб, животных (включая китов) и птиц, ледовая кромка представляет собой фактор природного риска при осуществлении хозяйственной деятельности в ее границах, будь то судоходство или добыча нефтегазового сырья. К зонам «нежелательного» и «ограниченно допустимого» совмещения тяготеют интересы нефтегазовой отрасли, выраженные в перспективах добычи сырья на шельфе Баренцева моря и увеличения транспортировки нефтепродуктов на западные рынки из глубинных районов РФ. Для этой деятельности характерны повышенные техногенные риски.

Ранг зоны «возможного» совмещения присвоен открытым пространствам Баренцева и Карского морей, характеризующимся обширными однородными ареалами относительно невысокого биоразнообразия и запаса биоресурсов. Именно обширность и однородность пространств, их низкий биопотенциал обеспечивают им статус менее уязвимых районов при развитии хозяйственной деятельности.

Таким образом, проведение зонирования является одним из первых необходимых шагов для эколого-экономической оценки хозяйственной деятельности и разработки стратегического плана интегрированного природопользования и стратегического планирования в Баренцево-Карском регионе. Аналогичный план для норвежского сектора Баренцева моря был разработан и одобрен Стортингом (парламентом) Норвегии в 2007 г. Общемировые тенденции перехода на экологически ориентированное морское природопользование требуют аналогичных усилий и от российских ученых и управленцев.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бабич Н.Г. «Золотой ключ» от Арктики // Нефть России. 2000. № 5. С. 38–40.
2. Волошин В.И. Загрязнение морской среды судами. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 72 с.
3. Воскобойников Г.М., Макаров М.В., Облущинская Е.Д., Пантелеева Н.Н. Запасы, современное состояние и перспективы использования водорослей-макрофитов Баренцева моря. Мурманск: Препринт ММБИ КНЦ РАН, 2007. 92 с.
4. Гогоберидзе Г.Г., Аверкиев А.С. Экономика прибрежной зоны. СПб.: РГМУ, 2003. 153 с.
5. Денисов В.В. Эколого-географические основы устойчивого природопользования в шельфовых морях. Апатиты: КНЦ РАН, 2002. 502 с.
6. Доклад по охране окружающей среды и рациональному использованию природных ресурсов Мурманской области в 2006 году. Комитет по природным ресурсам и охране окружающей среды Мурманской обл. Мурманск: ОАО «999», 2007. 159 с.
7. Журавель В.И. Инфраструктура обеспечения безопасности добычи и транспорта нефти в Баренцевом море // Тр. 7-й Междунар. конф. по освоению ресурсов нефти и газа российской Арктики и континентального шельфа RAO/CIS Offshore Proceedings 2005. Санкт-Петербург, 13–15 сентября 2005 г. СПб.: Балтик Петролеум, 2005. С. 445–449.
8. Журавель В.И., Мансуров М.Н., Маричев А.В. Риск возникновения и организация ликвидации разливов нефти при танкерных перевозках в Баренцевом море // Тр. 7-й Междунар. конф. по освоению ресурсов нефти и газа российской Арктики и континентального шельфа RAO/CIS Offshore Proceedings 2005. Санкт-Петербург, 13–15 сентября 2005 г. СПб.: Балтик Петролеум, 2005. С. 449–454.
9. Ильин Г.В., Шавыкин А.А. Освоение северных маршрутов транспортировки нефтегазового сырья и связанные с этим экологические проблемы // Ученые записки МГПУ. Географические науки. Мурманск: МГПУ, 2007. Вып. 2. С. 72–91.

10. Концепция развития Северного морского пути. 2006. http://www.rosmorport.ru/content_eng.php?id=636
11. Кононенко М.Р., Шилин М.Б. Стратегия планирования в комплексном управлении прибрежной зоной. СПб.: РГМУ, 2003. 151 с.
12. Кузнецов Л.Л., Шошина Е.В. Фитоценозы Баренцева моря. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. 308 с.
13. Куликов В.Н. Морские перевозки нефтеналивных грузов в Арктике: Проблемы и решения. М.: ЗАО «Издательство “Экономика”», 2001. 251 с.
14. Матишов Г.Г., Денисов В.В., Дженюк С.Л. Стратегия рационального природопользования на шельфе и в прибрежных зонах Европейского Севера // Формирование основ современной стратегии природопользования в Евро-Арктическом регионе. Апатиты: КНЦ РАН, 2005. С. 448–462.
15. Минин В.В., Вальдман Н.А., Вишневецкий А.М., Разлетова А.Б. Экологическая безопасность и снижение рисков транспортировки нефтепродуктов морским транспортом в арктической зоне России // Тр. 7-й Междунар. конф. по освоению ресурсов нефти и газа Российской Арктики и континентального шельфа СНГ «RAO/CIS OFFSHORE 2005». Санкт-Петербург, 13–15 сентября 2005. СПб., 2005. С. 454–458.
16. Научно-методические подходы к оценке воздействия газонефтедобычи на экосистемы морей Арктики (на примере Штокмановского проекта). Апатиты: КНЦ РАН, 1997. 393 с.
17. Обеспечение экологической безопасности при танкерных операциях и бункеровке судов. СПб.: РГО, 2002. 60 с.
18. Плиник Н.Л., Гогоберидзе Г.Г. Политика действий в прибрежной зоне. СПб.: РГМУ, 2003. 225 с.
19. Правила рыболовства для северного рыбохозяйственного бассейна. Приказ Минсельхоза РФ. № 245. 2007.
20. Проблемы Северного морского пути / Под ред. акад. Гранберга А.Г., Пересыпкина В.И. М.: Наука, 2006. 581 с.
21. Промысловые и перспективные для использования водоросли и беспозвоночные Баренцева и Белого морей. Апатиты: КНЦ РАН, 1998. 628 с.
22. Селин В.С., Истомин А.В. Экономика Северного морского пути: Исторические тенденции, современное состояние, перспективы. Апатиты: КНЦ РАН, 2003. 201 с.
23. Чилингаров А. Арктика дает России уникальный шанс // Босс. 2005. № 3. <http://www.bossmag.ru/view.php?id=627>
24. Johansen O., Hoverstad B.A., Skognes K. Evers K.U. Simulations of Oil Drift and Spreading and Oil Spill Response Analysis. ARCOP Project GRD 2-2000-30112. 2005. 145 с.

V.V.DENISOV, G.V.ILYIN

WATER AREAS ZONING AS IMPLEMENT OF NATURE MANAGEMENT OPTIMIZATION IN CONNECTION WITH OIL AND GAS RESOURCES DEVELOPMENT ON THE ARCTIC SHELF

According to complex analysis of marine nature and natural resources management structure in the Barents-Kara basin ecology-economical (functional) zoning of the region was made.

In general zoning is integration of different kinds of economic activity, functions, potential, values (resource and ecological) in definite well- demarcated areas. Identification of nature management priorities in conditions of high competition on define area of water is a result of administrative decision making in collaboration with subjects of social and economical activity.

Major task of carried out work is to support development of spatial economic activity planning technology, to create management system and “value”, integral basis for strategic and efficient administrative decision making. Suggested approach can be applied to economic activity planning on local and regional scales.

С.М.ЛОСЕВ, Ю.А.ГОРБУНОВ, Л.Н.ДЫМЕНТ

ХАРАКТЕРИСТИКИ ГРЯД ТОРОСОВ НА ДРЕЙФУЮЩИХ ПОЛЯХ ОДНОЛЕТНЕГО ЛЬДА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ БАРЕНЦЕВА МОРЯ ПО ДАННЫМ АЭРОФОТОСЪЕМКИ

Изложена технология получения исходных данных по материалам аэрофотосъемки, выполненной на двух полигонах в мае 2001 г. Камеральные работы осуществлялись по фотосхемам, на которых с помощью дигитайзера были оцифрованы все зафиксированные гряды торосов. Приведены результаты анализа рассчитанных характеристик плотности гряд, их протяженности и ориентации. В полях плотности и длины гряд отмечено наличие мезомасштабных структурных образований. Установлено, что распределения направления гряд характеризуются четко выраженной асимметрией.

Анализируемая информация о грядах торосов получена по материалам плановой площадной аэрофотосъемки, выполненной в мае 2001 г. в северной части Баренцева моря на двух полигонах. Этот вид наблюдений уже много лет успешно используется при изучении торосов. Каждое его применение приводит к сбору большого количества надежных данных, позволяющих провести их статистическое обобщение [3, 5, 6].

Полигоны располагались в сравнительно небольшой области в двухстах километрах к юго-западу от Земли Франца-Иосифа между параллелями $78^{\circ} 13'$ – $78^{\circ} 26'$ с.ш. и меридианами $42^{\circ} 55'$ – $45^{\circ} 55'$ в.д. (табл. 1). Расстояние между центрами полигонов составляло около 60 км. Съемка осуществлялась с вертолета, который базировался на научно-экспедиционном судне «Михаил Сомов». Полигоны выбирались с таким расчетом, чтобы в зону съемки попадали достаточно крупные ледяные поля со значительной торосистостью.

В период наблюдений отмечалась малооблачная погода, что позволило вести аэрофотосъемку в масштабе 1:10 000. Поперечное перекрытие между снимками смежных маршрутов задавалось равным 25 %, продольное перекрытие по маршруту полетов составляло 60 %. В рамках первого полигона аэрофотосъемка была произведена на семи параллельных маршрутах, на втором – на шести. Их протяженность в обоих случаях составляла от 6 до 12 км.

Камеральные работы выполнялись по мозаичным фотосхемам, составленным из полученных снимков. Географическая привязка фотосхем осуществлялась

Таблица 1

Основные сведения о полигонах аэрофотосъемки в 2001 г.

№ полигона	Дата съемки	Географические координаты центра полигона		Площадь, с которой получены исходные данные, км ²
		φ	λ	
1	17.05	$78^{\circ} 22,1'$	$43^{\circ} 08'$	54,67
2	20.05	$78^{\circ} 16,4'$	$45^{\circ} 44'$	53,39

по координатам φ , λ , которые во время полетов были зафиксированы по GPSMAP на каждом маршруте в моменты экспозиции первого и последнего снимков. Данные координаты можно отнести к центрам указанных снимков и на этой основе произвести плановую привязку фотосхем.

Гряды торосов на фотосхемах измерялись с применением дигитайзера (оцифровка гряд). Для реализации на нем этой процедуры предусматривается применение прямоугольной системы координат, которая на каждой фотосхеме выбирается произвольно.

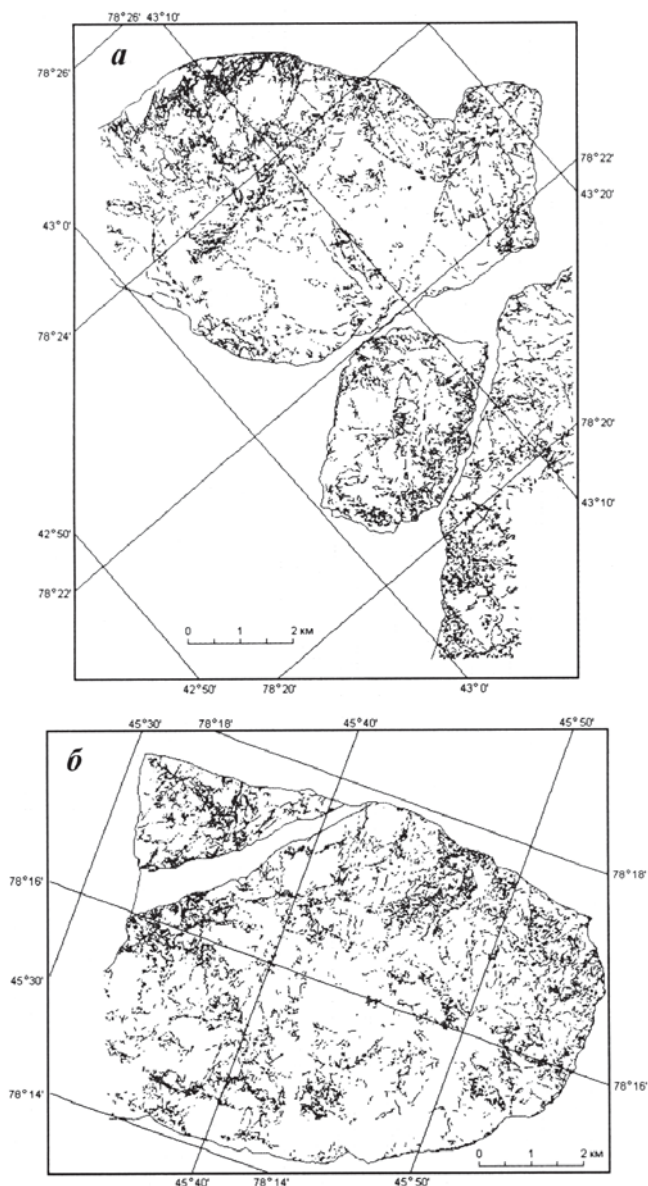


Рис. 1 Результаты оцифровки гряд торосов на фотосхемах: а – полигон № 1, б – полигон № 2

В процессе оцифровки гряд на фотосхеме, установленной на планшете дигитайзера, оператор световым пером последовательно касается точек, расположенных вдоль гребня торосистого образования. В компьютере при этом рассчитываются их прямоугольные координаты x_i, y_i . Точки выбираются таким образом, чтобы отрезки между ними можно было считать прямолинейными. Чем извилистее гряда, тем чаще берутся точки. Опыт показал, что длина элементарных отрезков между точками находится в основном в пределах 2,5–4 мм. Кроме гряд торосов могут оцифровываться контуры ледяных полей, на которых расположены дешифрируемые торосы, а также зоны ровного льда. В ходе работы оцифрованные объекты воспроизводятся на экране дисплея, что позволяет контролировать полноту и правильность выполняемой процедуры.

На фотосхеме полигона № 1 гряды торосов оцифрованы на трех ледяных полях (рис. 1 а). Размеры поля 1 по наибольшим взаимноперпендикулярным поперечникам составили 9 и 5 км. Аналогичные поперечники поля 2 были равны 4 и 2,5 км. Согласно существующей классификации обе льдины относятся к обширным ледяным полям (поперечники от 2 до 10 км). Значительная часть поля 3 находилась за рамкой полигона. Зафиксированная часть льдины имела протяженность 7,5 км. Учитывая ее очертания, можно полагать, что это поле принадлежит к разряду гигантских ледяных полей.

На второй фотосхеме оцифровка выполнена на гигантском ледяном поле, которое занимало почти всю площадь полигона. Наибольший поперечник поля превышал 10 км, а второе сечение составляло 7 км. В левой верхней части поля имеется старый замерший разрыв, покрытый серо-белым льдом, который спаял основную часть поля с ранее отколовшейся частью. Торосы на поверхности льда в разрыве отсутствуют. Длина разрыва равна 4,3 км, а ширина постепенно увеличивается от 200 до 800 м.

Все ледяные поля на обоих полигонах являлись сморозьями однолетнего тонкого льда. На их поверхности отмечалось значительное количество протяженных и довольно широких гряд, которые уверенно дешифрировались на аэрофотоснимках. На некоторых участках полей имелись пояса торосов шириной 30–50 м, состоящие из 3–5 близко расположенных друг к другу гряд. Протяженность поясов составляла от 150 до 800 м. Вмерзшие в поля льдины отчетливо выделялись благодаря валикам торосов, которые сформировались на краях льдин до образования сморозей. Всего на обоих полигонах было опознано и оцифровано 11491 гряда.

Расчет географических координат φ, λ любой точки фотосхемы по ее прямоугольным координатам x_p, y_p , измеренным на дигитайзере, а также расчет географической сетки на область оцифрованных гряд требуют определения элементов географической привязки фотосхемы. К ним относятся:

- меридиан λ_x , параллельный оси x принятой прямоугольной системы координат;
- координаты Северного полюса x_p, y_p в этой системе;
- масштабный коэффициент фотосхемы M .

Эти параметры вычислялись по зафиксированным во время аэрофотосъемки географическим координатам φ_0, λ_0 центров аэрофотоснимков и прямоугольным координатам x_0, y_0 , установленным оцифровкой тех же центров на фотосхемах. Расчеты выполнялись по соотношениям, приведенным в работе [1].

Все вычисления, связанные с географической привязкой фотосхем, оцифровкой на них гряд торосов, получением численных значений характеристик каждой гряды и характеристик, обобщенных в рамках полигона или его отдельных частей, осуществлялись на основе специально разработанного комплекса программного обеспечения.

Приведем совокупность элементов, которые рассчитываются для каждой гряды по результатам ее оцифровки. Длина l_i элементарного отрезка гряды между точками i и $i+1$ равна

$$l_i = [(x_{i+1} - x_i)^2 + (y_{i+1} - y_i)^2]^{1/2}.$$

Сумма входящих в грядку отрезков l_i представляет ее общую протяженность l

$$l = \sum_{i=1}^n l_i.$$

Расстояние по прямой между первой и последней точками гряды, координаты которых равны соответственно x_1, y_1 и x_n, y_n , является ее результирующей длиной l'

$$l' = [(x_n - x_1)^2 + (y_n - y_1)^2]^{1/2}.$$

Чем больше различие между величинами l_i и l'_i , тем извилистей гряда. Отношение $k = l_i / l'_i$ принято считать коэффициентом извилистости.

Ориентация элементарных отрезков гряд рассчитывалась относительно одного общего меридиана λ , заданного для района съемки. Отсчитываемый по часовой стрелке угол α_i между северным направлением этого меридиана и оцифрованным отрезком равен

$$\alpha_i = 360 + \lambda - \lambda_x - \arctg \frac{y_{i+1} - y_i}{x_{i+1} - x_i}.$$

По данным фотосхем обоих полигонов ориентация отрезков вычислялась относительно меридиана $\lambda = 45^\circ$ в.д.

Пространственное обобщение первичных данных осуществлялось по квадратам сетки 1×1 км, в рамках отдельных ледяных полей и по полигонам в целом. При этом рассчитывались характеристики плотности гряд, их длины и ориентации. Последняя представлена тремя параметрами. Первым из них является результирующее направление гряд α_r

$$\alpha_r = \frac{1}{2} \arctg \frac{\sum_{i=1}^n l_i \sin \alpha_i}{\sum_{i=1}^n l_i \cos \alpha_i}.$$

Это направление примечательно тем, что сумма проекций на него всех элементарных отрезков максимальна.

Второй параметр — модальная ориентация гряд α_m , то есть то направление, которому соответствует максимальная плотность вероятности ориентации элементарных отрезков. Величина α_m рассчитывается путем суммирования длины отрезков, направление которых попадает в скользящий интервал $\alpha_k \pm \Delta\alpha$. Каждая последующая сумма подсчитывается при смещении интервала на 1° . Направление α_k последовательно проходит диапазон от 0 до 179° . То значение α_k , при котором $\sum l_i$ оказывается наибольшей, принимается за модальное направление гряд α_m в рассматриваемой зоне. Опытным путем установлено, что величину $\Delta\alpha$ в расчетах целесообразно задавать равной 10° .

Третьей величиной является обеспеченность p_m ориентации гряд в интервале $\alpha_m \pm \Delta\alpha$, то есть отношение совокупной длины отрезков, направление которых попадает в заданный интервал, к общей длине всех отрезков в зоне. Эта величина позволяет судить о степени упорядоченности ориентации гряд относительно друг друга. Если направления всех элементарных отрезков гряд на поверхности льда равновероятны, то при $\Delta\alpha = 20^\circ$ величина p составляет 22 %. Чем больше рассчитанная обес-

печенность превышает эту величину, тем большее число гряд имеет близкую ориентацию и, следовательно, тем значительнее упорядоченность их направления.

Для получения наиболее полного и всестороннего представления о плотности гряд также использована совокупность характеристик. В нее включены число гряд m на площади 1 км^2 , среднее число гряд q , пересекаемых на протяжении 1 км в выделенной зоне, удельная длина гряд l^* равная средней их протяженности на площади 1 км^2 , среднее расстояние между грядами f . Параметры q и f рассчитывались по створам, проходящим с шагом 10 м по нормали к результирующему направлению гряд α_r в зоне.

Рассмотренная технология первоначально была применена авторами для оцифровки разрывов в ледяном покрове, которые фиксируются на снимках, принимаемых с искусственных спутников Земли [2, 4], а затем и для оцифровки гряд торосов на аэрофотоснимках, смонтированных в фотосхемы. При этом она подверглась некоторой доработке и уточнению с учетом специфики как самих фотосхем, так и отображенных на них объектов.

Рассмотрим кратко основные результаты расчета обобщенных характеристик гряд.

Плотность гряд. Данные, полученные по сетке квадратов $1 \times 1 \text{ км}$, позволили установить, что в пределах каждого полигона все осредненные характеристики плотности гряд имеют весьма значительную пространственную изменчивость. Обратимся к диапазонам изменения рассчитанных характеристик

Полигон	m	q	l^* , м/км ²	f , м
№ 1	33–371	1,2–17,2	1570–24190	58–813
№ 2	29–315	1,1–14,4	1660–19720	70–819

Как видим, наибольшие и наименьшие значения характеристик различаются в 11–15 раз. При этом границы самих диапазонов на полигонах довольно близки между собой, что свидетельствует о статистической близости анализируемых данных.

Естественно, чем меньше плотность гряд, тем дальше они расположены друг от друга. Средние значения расстояний между грядами на обоих полигонах не превышали 820 м .

На поверхности ледяных полей значения удельной длины распределены не бессистемно. В поле l^* отчетливо проявляется наличие мезомасштабных зон с повышенной и пониженной плотностью гряд (рис. 2).

Зоны в основном имеют форму неправильного вытянутого овала. Размеры пространственных структурных образований оценивались по протяженности двух сечений, заданных от центра зоны повышенной удельной длины до линии, которая проходит вокруг зоны по точкам с наименьшими значениями l^* . Одно из сечений выбиралось вдоль зоны, а второе – поперек ее. Соответственно, их длина относится к продольной и поперечной осям структурного образования. По данным девяти измерений малых (поперечных) полуосей их длина находилась в пределах от $1,3 \text{ км}$ до $3,7 \text{ км}$, а средняя величина составила $2,2 \text{ км}$. Протяженность больших полуосей варьировала от $2,2 \text{ км}$ до $5,5 \text{ км}$. Средняя их длина равна $3,9 \text{ км}$. Расстояние между точками с максимальной удельной длиной на обоих полигонах изменялось в диапазоне $4,3–8,1 \text{ км}$ и в среднем равно $5,8 \text{ км}$.

Большие пространственные различия плотности гряд обусловлены в основном тем, что при образовании сморозей на некоторых льдинах плотность гряд была довольно значительной, тогда как на других гряды имелись только на их кромках. Остальная часть поверхности таких льдин представляла собой зоны ровного или шероховатого льда, в которых гряды практически отсутствовали.

Характеристики плотности гряд, обобщенные по площади ледяных полей полигона № 1, существенно ближе друг к другу, чем при расчете по квадратам

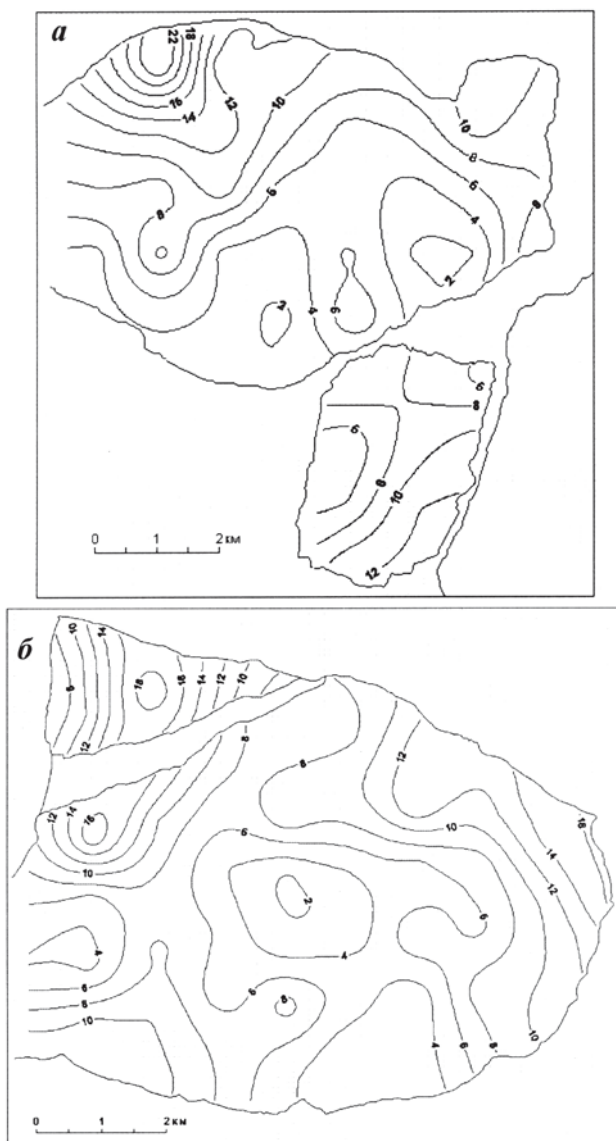


Рис. 2. Удельная длина гряд торосов, тыс. м/км²: *a* – полигон № 1, *б* – полигон № 2

1×1 км (табл. 2). Наименьшая плотность гряд отмечалась на ледяном поле 1, а наибольшая – на поле 3. Однако все рассматриваемые характеристики различаются не более чем в 1,7 раза.

При обобщении данных в целом по полигону № 1, то есть с увеличением объема выборки, рассчитанные для него характеристики становятся близкими к аналогичным характеристикам, полученным по выборке полигона № 2. Разность значений параметров q и l составляет меньше 2 % от их величины, а значений параметра f не превышает 2,3 % от среднего расстояния между грядами. Такое

Характеристики плотности гряд на ледяных полях

Характеристика	Полигон № 1				Полигон № 2	Оба полигона
	ледяное поле 1	ледяное поле 2	ледяное поле 3	полигон в целом		
Число измеренных гряд	3620	694	1143	5457	6034	11491
Среднее число гряд q на протяжении 1 км	4,9	5,8	8,2	5,5	5,6	5,6
Среднее число гряд m на площади 1 км ²	129	139	191	140	147	144
Удельная длина l^* , м/км ² ·10 ³	7,40	7,83	10,69	7,96	7,82	7,89
Число измеренных расстояний между грядами	13767	2890	4894	21551	22612	44163
Среднее расстояние f , м	203	173	123	181	177	179
Среднее квадратическое отклонение σ_f , м	453	245	157	382	463	425

различие средних с учетом дисперсии расстояний σ_f и числа выполненных измерений согласно произведенной оценке с достаточно большой вероятностью может рассматриваться как случайное. Отсюда следует, что совокупности данных, полученные на обоих полигонах, можно отнести к одной общей совокупности и объединить их, используя общие статистики параметров и общее распределение расстояния между грядами. По объединенным данным удельная длина гряд торосов в районе исследований составляла 7890 м/км². При этом на протяжении 1 км в среднем пересекается 5–6 гряд по нормали к их результирующему направлению.

Повторяемость расстояний между грядами торосов постепенно уменьшается с увеличением самих расстояний (рис. 3). По данным объединенной выборки расстояния до 200 м составляют 75 % от ее объема, а расстояния от 1,1 км и больше не превышают 0,85 %. Для аппроксимации распределения расстояний использовано уравнение логарифмически нормальной кривой

$$p_i = \frac{k \cdot \Delta f}{\sigma_z \tilde{f}_i \sqrt{2\pi}} e^{-\frac{u_i^2}{2}},$$

где p_i — повторяемость i -го интервала (%), $\tilde{f}$ и Δf — его середина и величина (м) соответственно, k — эмпирический коэффициент, $u = (\tilde{z}_i - z_0)/\sigma_z$, причем $\tilde{z}_i = \ln \tilde{f}$.

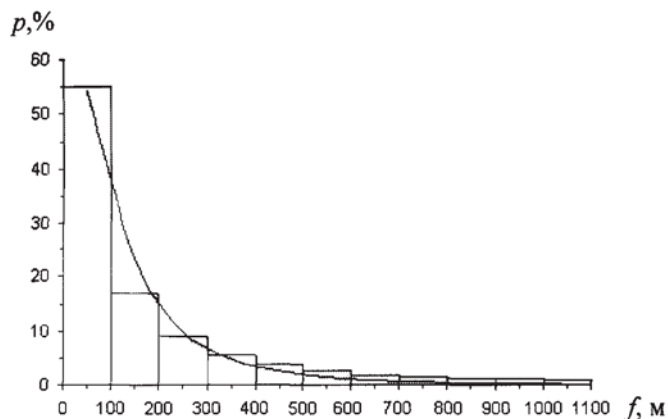


Рис. 3. Распределение расстояния между грядами торосов

Здесь z_0 и σ_z – соответственно среднее значение и среднее квадратическое отклонение величины $z_i = \ln f_i$, рассчитанные по данным всей выборки.

Подстановка в формулу численных значений входящих в нее параметров приводит это выражение к более простому виду

$$p_i = \frac{ae^{-\frac{u^2}{2}}}{\tilde{f}_i} \Delta f.$$

Установленные по фактическим данным параметры равны $a = 3754,286$, $z_0 = 4,678926$, $\sigma_z = 0,947257$.

Характеристики плотности гряд статистически взаимосвязаны между собой. Наиболее тесная связь, близкая к функциональной, отмечается между удельной длиной Γ и средним числом гряд, пересекаемых на протяжении 1 км. Она может быть представлена линейным уравнением

$$\Gamma = 1356 \cdot q.$$

Коэффициент детерминации связи равен 0,99. Обеспеченность уравнения при допуске $0,674\sigma_p$ составляет 100 %.

Связи между Γ и m , между m и q также хорошо аппроксимируются линейными уравнениями

$$\Gamma = 55 \cdot m,$$

$$m = 24,2 \cdot q.$$

Для обоих уравнений коэффициент детерминации и обеспеченность совпадают и равны соответственно 0,98 и 99 %.

Исходя из того, что величины q и f являются обратными, можно записать еще два соотношения

$$l^* = \frac{1356 \cdot 10^3}{f} \quad \text{и} \quad m = \frac{24163}{f}.$$

Установленные уравнения полезны в том отношении, что по маршруту полета вертолета величина q может быть оценена на основе визуального подсчета числа пересекаемых гряд. Далее по данным таких наблюдений формулы позволяют найти оценки других характеристик плотности в случае, если по каким-либо причинам выполнить аэрофотосъемку нет возможности.

Протяженность гряд. Средняя длина гряд l , рассчитанная по квадратам 1×1 км, более устойчива в пространстве по сравнению с обобщенными характеристиками их плотности. Диапазоны изменения l и σ_l на полигонах составляли

	Поле 1	Поле 2	Поле 3	Весь полигон № 1	Полигон № 2
Число квадратов	28	5	6	39	41
l , м	44,1–89,4	51,9–63,3	50,6–61,0	44,1–63,3	43,2–67,2
σ_l , м	14,2–80,2	29,3–35,7	30,1–48,8	14,2–80,2	19,7–49,8

Из приведенных данных следует, что в общей их совокупности наибольшее среднее значение l в квадрате превышает ее наименьшую величину только в два раза. Границы диапазонов на обоих полигонах в целом сравнительно близки между собой. Дисперсия длины гряд, рассчитанная по тем же квадратам, возрастает с увеличением их средней протяженности. Линейная связь между σ_l и l в пределах ледяных полей характеризуется коэффициентом корреляции 0,75–0,9.

В поле средней протяженности гряд, как и в поле удельной длины, отмечается наличие мезомасштабных структурных образований (рис. 4).

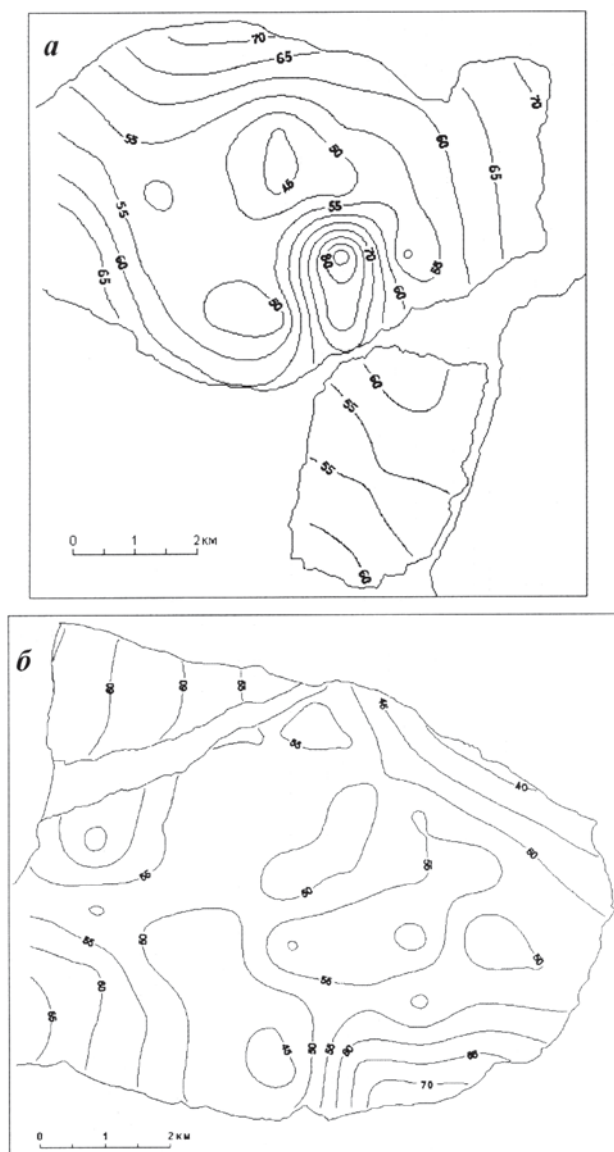


Рис. 4. Средняя протяженность гряд торосов, м: *a* – полигон № 1, *б* – полигон № 2

На ледяном поле полигона № 1 отчетливо выделяется зона с повышенной длиной гряд, в центральной части которой имеются замкнутые изолинии со значениями l от 70 м до 85 м. Аналогичная зона с замкнутыми изолиниями 55 м и 60 м зафиксирована и на ледяном поле второго полигона.

Размеры зон здесь также оценивались по двум полуосям. По объединенным данным обоих полигонов длина большой полуоси находилась в диапазоне 2,5–4,1 км, а ее среднее значение составило 3,1 км. Протяженность малой полуоси изменялась от 1,1 км до 2,5 км при средней величине 1,8 км. Расстояния между максимумами длины гряд в зонах находились в пределах от 4,3 км до 8,1 км.

Обобщенные характеристики длины гряд торосов

Характеристика	Полигон № 1				Полигон № 2	Оба полигона
	ледяное поле 1	ледяное поле 2	ледяное поле 3	полигон в целом		
Число измеренных гряд	3620	694	1143	5457	6034	11491
Наибольшая длина, м	385	283	648	648	627	648
Средняя длина, м	57,2	56,4	56,1	56,9	53,1	54,9
Среднее квадратическое откл., м	38,4	32,0	35,9	37,5	35,4	36,5
Коэффициент извилистости	1,10	1,08	1,10	1,10	1,10	1,10

Среднее расстояние равно 5,8 км. Из сравнения размеров структурных образований в поле протяженности гряд с аналогичными показателями поля удельной длины следует, что, хотя масштабы образований этих полей и близки друг к другу, в целом для удельной длины они примерно в 1,1 раза больше, чем для протяженности гряд. Примечательно, что отношение средней длины большой полуоси зон к средней длине их малой полуоси, рассчитанное по данным структурных образований поля удельной длины, равно 1,77, а то же отношение, рассчитанное применительно к протяженности гряд, составило 1,72. Такая близость значений этого параметра свидетельствует о наличии некоторого подобия в форме структурных образований, проявляющихся в полях рассматриваемых характеристик. Вместе с тем статистическая взаимосвязь между l и l' практически отсутствует. Коэффициенты их корреляции на полигонах № 1 и № 2 очень незначительны и соответственно равны 0,11 и 0,12. Отсюда понятно, что какого-либо соответствия в пространственном положении структурных зон в полях длины гряд и их плотности быть не может. Действительно, зоны с повышенными значениями l занимают различное положение по отношению к зонам удельной длины.

Средние значения длины гряд, обобщенные на полигоне № 1 по каждому ледяному полю (табл. 3), очень близки между собой. Незначительно различаются

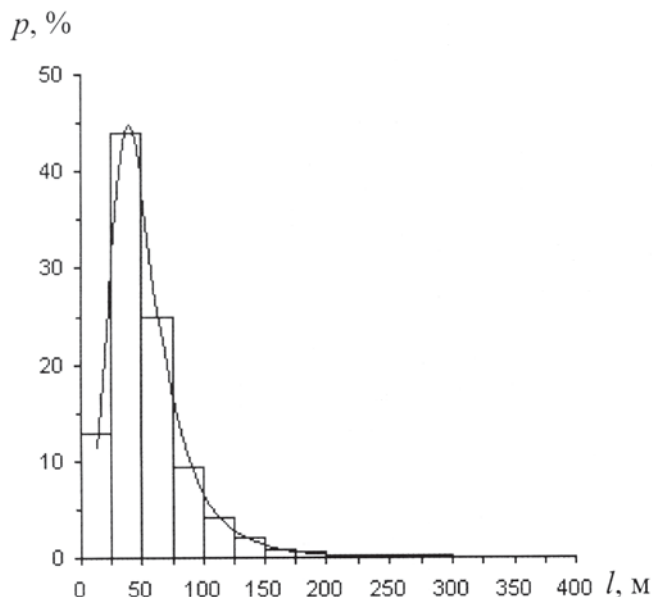


Рис. 5. Распределение длины гряд торосов

и средние квадратические отклонения σ_l . Средняя длина гряд, рассчитанная по совокупности данных всего полигона, только на 3,8 м больше средней на полигоне № 2. Аналогичное различие для σ_l еще меньше и составляет 2,1 м. Близки между собой и значения максимальной протяженности гряд на полигонах, равные 648 м и 627 м. В общей совокупности данных, объединенных по двум полигонам, средняя длина гряд равна 54,9 м при $\sigma_l = 36,5$ м. Из величины коэффициента извилистости следует, что фактическая протяженность гряд только на 10 % больше их результирующей длины.

Распределение длины гряд торосов имеет значительную асимметрию и большой эксцесс (рис. 5). Сравнительно короткие гряды с $l < 75$ м составляют 81,9 %, причем наибольшая повторяемость, близкая к 45 %, приходится на интервал 25–50 м. Гряды повышенной протяженности с $l > 200$ м составляют всего 0,9 %.

Эмпирическое распределение длины гряд торосов, как и распределение расстояний между ними, хорошо выравнивается кривой логарифмически нормального распределения. По фактическим данным установлены следующие значения параметров ее уравнения: $\alpha = 73,10099$, $z_0 = 3,84919$, $\Delta z = 0,54071$.

При расчете теоретической повторяемости первого интервала значения его середины $\tilde{l}_1$ и его величины Δl принимаются с учетом минимальной протяженности оцифрованных гряд. В нашем случае последняя составляла 10 м. Отсюда, при правой границе этого интервала 25 м, имеем $\tilde{l}_1 = 17,5$ м, $\Delta l = 15$ м.

Ориентация гряд. Ледяные поля, дрейфующие в открытом море, в течение зимы неоднократно подвергаются сжатиям. Наиболее значительные из них сопровождаются торошением льда. Каждое сжатие может иметь свое направление. Соответственно, ориентация образующихся при этом гряд также будет различна. Кроме того, ледяные поля в ходе поступательного перемещения обычно вращаются. По этой причине, даже в случае, если направление повторных сжатий изменяется незначительно, ориентация вновь образовавшихся гряд каждый раз будет иной. В результате повторения сжатий распределение направления гряд к концу периода развития полей должно стать близким к равномерному, при котором все направления равновероятны.

Такая гипотеза формирования на дрейфующем льду к концу зимы хаотического распределения направления гряд торосов [7] кажется достаточно правдоподобной. Возможно, в некоторых районах она действительно реализуется. Однако в нашем случае данные, полученные на полигонах, этой гипотезе не соответствуют. В мае, когда сформировавшиеся зимой сморози однолетнего льда начали распадаться, распределения ориентации гряд торосов оказались весьма анизотропными (рис. 6). Даже на ледяном поле 1 первого полигона, где анизотропия выражена в меньшей степени, чем на полях 2 и 3, относительное количество гряд в шестидесятиградусном секторе 80–140° достигает 39 %, тогда как в таком же секторе 0–60° — только 26 %, то есть в 1,5 раза меньше. На ледяных полях 2 и 3 повторяемости в указанных секторах различаются соответственно в 2,5 и 3 раза.

Гистограммы распределения ориентации гряд на рис. 6 представлены в круговом виде, поскольку два направления гряды, различающиеся на 180°, равнозначны.

Наличие на поверхности ледяных полей не хаотически ориентированных гряд торосов, а их системы с преобладающим направлением позволяет предположить, что эта система могла образоваться при реализации не менее двух условий, которые противоположны исходным посылкам приведенной выше гипотезы. Во-первых, направления сжатий на льду, вызывающих грядообразование, в основном должны были быть близкими. Очевидно, что в открытом море число таких сжатий не могло быть значительным. Во-вторых, в довольно небольшой зоне первого

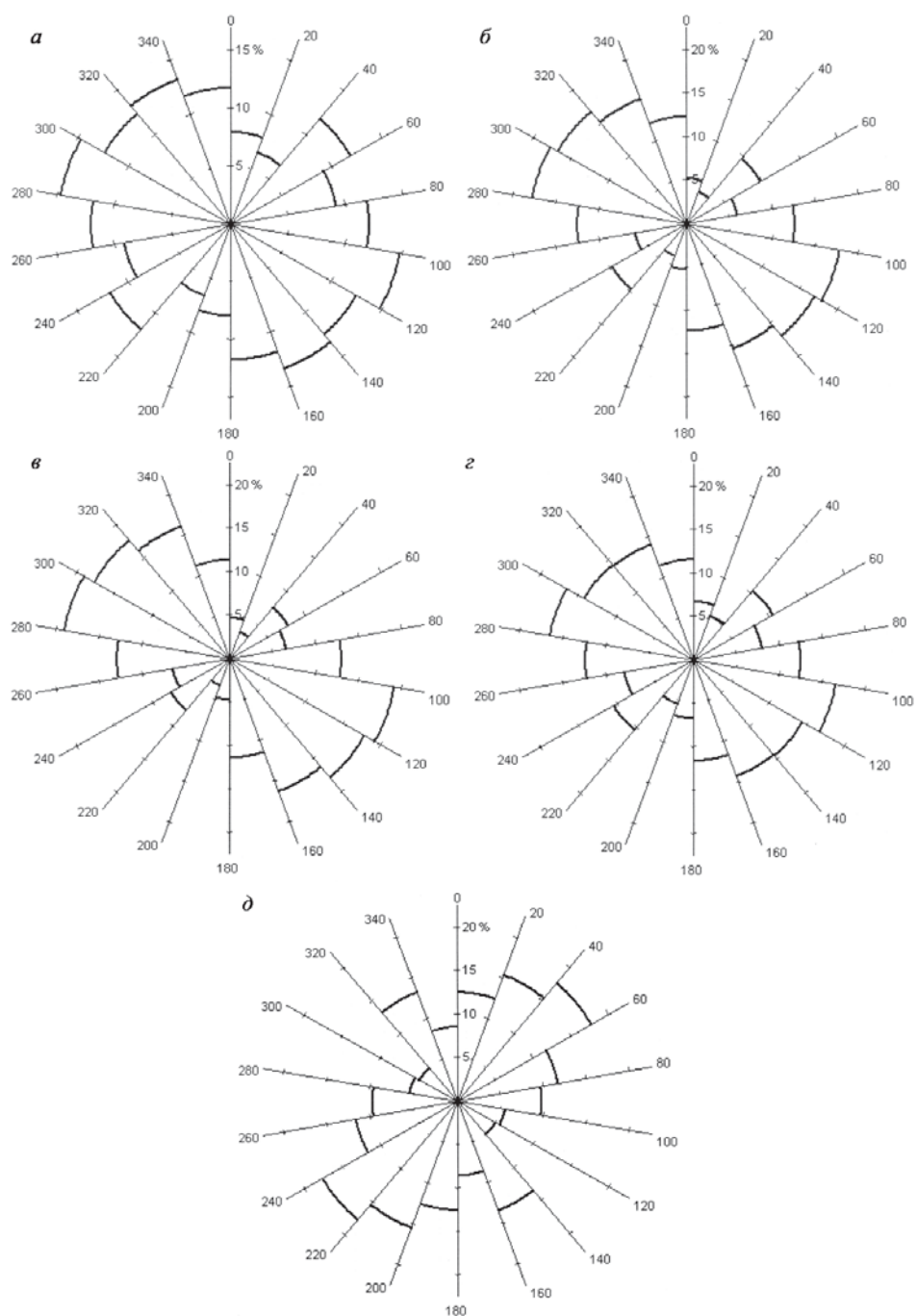


Рис. 6. Распределение ориентации гряд торосов на полигонах аэрофотосъемки: *a*, *б*, *в* – соответственно ледяные поля 1, 2, 3 на полигоне № 1, *г* – весь полигон № 1, *д* – ледяное поле на полигоне № 2

Характеристики ориентации гряд торосов на ледяных полях

Характеристика	Полигон № 1				Полигон № 2
	ледяное поле 1	ледяное поле 2	ледяное поле 3	полигон в целом	
Число ориентированных отрезков	11074	2689	4851	18614	15601
α_r , градусы	124	127	125	125	29
α_{m_1} , градусы	110	110	110	110	48
p_{m_1} , %	32	41	42	36	36
α_{m_2} , градусы	56	53	58	56	155
p_{m_2} , %	21	16	14	18	21
$\alpha_{m_1} - \alpha_{m_2}$, градусы	54	56	53	54	73

полигона дрейфующие льдины вследствие их «плотной упаковки» не должны были иметь вращательного движения относительно друг друга. Реальность выполнения этого условия полностью подтверждается абсолютным совпадением значений первой моды на всех полях полигона (табл. 4). Кроме того, наименьшие повторяемости в каждом из трех распределений отмечаются в одном и том же интервале 20–40°. Если бы поля имели хоть малейшие взаимные повороты, такого совпадения указанных характеристик не случилось.

Анизотропия в распределениях ориентации гряд торосов на дрейфующем льду выявлена и в других регионах. Так, в море Бофорта преобладающее направление гряд совпадало с генеральным направлением береговой черты [8].

На всех полях первого полигона повторяемость ориентации гряд p_{m_1} вблизи первой моды в секторе $\alpha_{m_1} \pm 20^\circ$ довольно высокая и составляет 32–42 %. Это на 10–20 % больше той повторяемости, которая при равномерном распределении направлений в интервале шириной 40° равна 22 %.

В распределениях ориентации, которые относятся к полям 1 и 2, наряду с первой модой α_{m_1} имеется второе модальное направление α_{m_2} . Оно проявляется и в распределении направления гряд на поле 3, но выражено не столь четко, как на первых двух полях. Средняя повторяемость ориентации гряд p_{m_2} в секторе $\alpha_{m_2} \pm 20^\circ$ на полигоне № 1 составляет 18 %. Случаи двумодального распределения ориентации гряд отмечены и в работе [5].

Во всех распределениях первого полигона вторая мода приходится на интервал 40–60°, а ее численные значения различаются не более чем на 5°. Угол между направлениями первой и второй моды также довольно стабилен. Его средняя величина равна 54°. Незначительно различалось и результирующее направление гряд α_r . Близость характеристик распределения, полученных по данным отдельных полей, явилось основанием для расчета общего распределения направления гряд на первом полигоне.

На ледяном поле второго полигона распределение ориентации гряд торосов во многом аналогично ее распределению на полигоне № 1. Здесь достаточно четко выражены и анизотропия распределения, и наличие второй моды. Однако все распределение в целом развернуто относительно распределения первого полигона против часовой стрелки примерно на 90°. Последнее не означает, что формирование

гряд на полигонах происходило при различных грядообразующих процессах. Весьма незначительная разница характеристик плотности гряд, а также их длины говорит об обратном. В распределениях ориентации гряд тоже имеется ряд совпадений. Так, повторяемость гряд p_{m_1} вблизи первой моды в секторе $\alpha_{m_1} \pm 20^\circ$ на обоих полигонах одинакова и равна 36 %, а значение повторяемости p_{m_2} вблизи второй моды в секторе $\alpha_{m_2} \pm 20^\circ$ различается всего лишь на 3 %. Второй модальный интервал в распределениях ориентации как на первом, так и на втором полигонах расположен сразу за интервалом с минимальной повторяемостью направлений. При этом сами значения минимальной повторяемости одинаковы и равны 5 %. Угол между интервалами с наименьшей и наибольшей повторяемостями в распределениях обоих полигонов совпадает и равен 80 %. Сходство приведенных характеристик, безусловно, не случайно и позволяет считать, что основная часть гряд на полигонах формировалась либо при одних и тех же, либо при очень близких грядообразующих процессах, а позднее ареалы льда в зонах полигонов несколько развернулись относительно друг друга. Это и привело к кажущемуся отличию распределения ориентации на полигоне № 2 от распределения на полигоне № 1. Причиной вращения полей и ареалов льда в море является обычно пространственная неравномерность полей дрейфа.

В заключение приведем краткую сводку численных значений всех рассмотренных характеристик с тем, чтобы получить общее представление о грядах торосов, зафиксированных в изучаемом районе на дрейфующих полях сморозей однолетнего льда в период, когда начался процесс их распада. Гряды торосов в основном находились на удалении 60–820 м друг от друга по нормали к результирующему направлению. Среднее расстояние между ними составляло 180 м. При этом на площади 1 км² отмечалось от 30 до 370 гряд. Их удельная длина варьировала в диапазоне 1570–19720 м/км² при среднем значении 7890 м/км².

Наибольшая протяженность гряд достигала 648 м, тогда как средняя их длина — только 55 м. На всех ледяных полях значения средней длины различались не более чем на 4 м. Средняя величина коэффициента извилистости гряд на обоих полигонах одинакова и составляет 1,1.

В поле удельной длины гряд, обобщенной по квадратам 1×1 км, и в поле их средней протяженности имеются мезомасштабные структурные образования, порождения которых в основном составляют 2,4 км.

Распределение направления гряд характеризуется четко выраженной анизотропией. Относительное количество гряд, направление которых попадает в интервал $\alpha_{m_1} \pm 20^\circ$, равно 36 %, что в 1,6 раза больше, чем при равномерном распределении. Угол между интервалами распределения с наибольшими и наименьшими повторяемостями ориентации гряд близок к прямому.

Сходство всех характеристик плотности, длины и направления гряд на полигонах № 1 и № 2 с учетом сравнительно небольшого расстояния между ними позволяет считать, что грядообразование в обеих зонах происходило в основном в одни и те же периоды при совпадающих или очень близких гидрометеорологических условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бушуев А.В., Быченков Ю.Д. Исследование распределения и динамики морских льдов по телевизионным снимкам ИСЗ «Метеор»: Временная инструкция. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 132 с.
2. Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н., Лосев С.М. Основные результаты исследования разрывов в морском ледяном покрове // Научная конференция по результатам исследований в области гидрометеорологии и мониторинга загрязнения природной среды в государствах-участни-

ках СНГ, посвященная 10-летию образования Межгосударственного совета по гидрометеорологии. Санкт-Петербург, 23–26 апреля 2002 г. Секция 2. СПб.: Гидрометеоиздат, 2002. С. 213–215.

3. Горбунов Ю.А., Гудошников Ю.П., Зубакин Г.К., Лосев С.М., Наумов А.К. Вероятностные оценки распределения гряд торосов в Печорском море, необходимые для планирования транспортных операций // Труды 5-й научно-технической конференции «Современное состояние и проблемы навигации и океанографии (НО-2004)». Санкт-Петербург, 10–20 марта 2004 г. Т. 2. СПб.: ГНИНГИ, 2004. С. 141–146.

4. Лосев С.М., Горбунов Ю.А., Дымент Л.Н. Разрывы в ледяном покрове Арктического бассейна по спутниковым данным // Проблемы Арктики и Антарктики. 2002. Вып. 73. С. 36–51.

5. Dawis N.R., Wadhams P. A statistical analysis of Arctic pressure ridge morphology // J. Geophys. Res. 1995. Vol. 100. P. 10915–10925.

6. Hibler W.D., Ackley S.F. A sea ice terrain model and its application to surface vehicle trafficability. Washington: AIDJEX Bulletin. 1974. № 25. P. 107–124.

7. Lewis J.E., Leppaeranta M., Granberg H.B. Statistical properties of sea ice topography in the Baltic Sea // Tellus. 1993. Vol. 45A. P. 127–142.

8. Lewis J.E., Budkewitsch P., Newton G., Saged M., Frederking R. Two dimensional analysis of ice ridging in the Beaufort Sea using aerial photography // Proc. Symp. Appl. Ice and Snow Res. Rovaniemi, 18–23 April 1994. Cambridge. Ann. Glaciol. 1994. Vol. 19. P. 25–32.

S.M.LOSEV, YU.A.GORBUNOV, L.N.DYMENT

CHARACTERISTICS OF ICE RIDGES ON DRIFTING FIRST-YEAR ICE FLOES IN THE NORTHERN AREA OF THE BARENTS SEA FROM AERIAL PHOTOGRAPHY DATA

The technology of obtaining the initial data from materials of aerial photography made at two polygons in May 2001 is described. The laboratory work was performed by means of the photo-schemes, on which all ice pressure ridges were digitized using a digitizer. The results of the analysis of the calculated characteristics of the density of ice ridges, their length and orientation are presented. Presence of mesoscale structural features is noted in the fields of density and length of ice ridges is noted. It is determined that the distributions of orientation of ice ridges are characterized by pronounced asymmetry.

Подписано в печать 01.09.2008
Формат 70×100 1/16
Тираж 500

Печать офсетная
Усл. печ. л. 10.
Заказ № 41

Ротапринт ГНЦ РФ ААНИИ
199397, ул. Беринга, 38