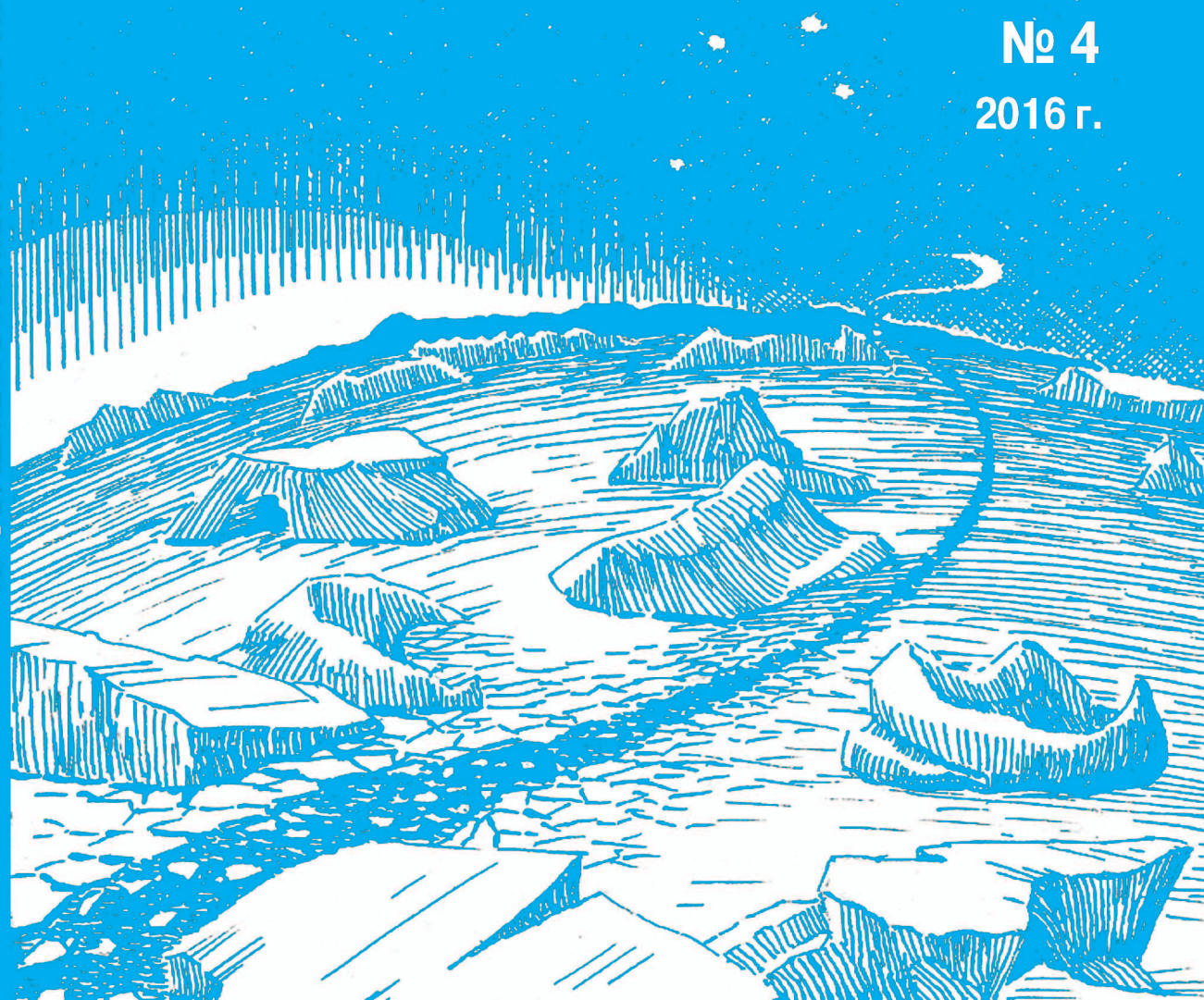




ISSN 0555-2648

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4
2016 г.



МИНИСТЕРСТВО ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ
И ЭКОЛОГИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (110)

Издается с июня 1937 г.

Санкт-Петербург
ААНИИ
2016

Главный редактор

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

Редакционная коллегия

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

канд. геогр. наук *И.В. Бузин*

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

А.А. Меркулов

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

№ 4 (110)

Свидетельство о регистрации

ПИ № ФС77-35144 от 28 января 2009 г.

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

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

70279 – на год

48657 – для индивидуальных подписчиков (на полгода)

70278 – для предприятий и организаций (на полгода)

Редактор Е.В. Миненко

ISSN 0555-2648

© Государственный научный центр РФ
Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт
(ГНЦ РФ ААНИИ), 2016

СОДЕРЖАНИЕ

<i>В.В. Солбаков, С.Н. Зацева, А.А. Ивченко, В.В. Становой.</i> О методике расчета области вероятного обнаружения нефтяного загрязнения на поверхности моря.....	5
<i>А.А. Скакун, В.Я. Липенков.</i> Исследование погрешностей орбитального метода датирования льда по данным о его газосодержании на примере ледяного керна со станции Купол Фуджи (Антарктида).....	14
<i>И.А. Немировская, В.П. Шевченко, А.М. Титова, А.Г. Боев, А.В. Травкина, И.П. Трубкин.</i> Алифатические углеводороды во взвеси снежно-ледяного покрова Белого моря.....	30
<i>В.П. Карклин, С.В. Хотченков, А.В. Юлин, В.М. Смоляницкий.</i> Сезонные изменения возрастного состава льдов в северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период.....	41
<i>Г.Н. Войнов, А.А. Пискун.</i> Приливные и сгонно-нагонные колебания уровня у мыса Ям-Сале (Обская губа).....	51
<i>Н.Э. Демидов, Е.С. Караевская, С.Р. Веркулич, А.Л. Никулина, Л.М. Саватюгин.</i> Первые результаты мерзлотных наблюдений на криосферном полигоне Российского научного центра на архипелаге Шпицберген (РНЦШ).....	67
<i>Г.В. Алексеев, Н.И. Глок.</i> Влияние приэкваториальной Северной Атлантики на потепление и сокращение площади морского льда в Арктике.....	80
<i>А.В. Неелов, В.П. Природина.</i> О литорально-сублиторальном виде рыб из Западной Антарктики — антарктическом гарпагифере <i>Harpagifer antarcticus nybelin</i> , 1947 (harpagiferidae, notothenioidei, pisces). Сообщение 1. Систематическое положение, номенклатура, морфологическое описание, сравнительные замечания	88
<i>И.А. Мельников, Л.С. Житина, Т.Н. Семенова.</i> Современное состояние биоразнообразия морского льда в районе Северного полюса.....	104

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

<i>Л.М. Саватюгин.</i> Долина и гора Сенько. К 100-летию со дня рождения Павла Кононовича Сенько.....	111
---	-----

CONTENTS

<i>V.V. Solbakov, S.N. Zatsepa, A.A. Ivchenko, V.V. Stanovoy.</i> Method of estimation of the probable detection area of oil pollution on the sea surface	5
<i>A.A. Skakun, V.Ya. Lipenkov.</i> Assessing the uncertainties of an ice core time scale based on orbital tuning of air content records: a case study of the Dome Fuji (Antarctica) ice core	14
<i>I.A. Nemirovskaya, V.P. Shevchenko, A.M. Titova, A.G. Boev, A.V. Travkina, I.P. Trubkin.</i> Aliphatic hydrocarbons in suspended matter of snow-ice cover of different regions of the White sea.....	30
<i>V.P. Karklin, S.V. Hotchenkov, A.V. Yulin, V.M. Smolyanitsky.</i> Seasonal changes in the stages of sea ice development in northeast part of the Kara sea during the autumn and winter period	41
<i>G.N. Voinov, A.A. Piskun.</i> Tidal and storm surges sea level at cape Yam-Sale (the gulf of Ob).....	51
<i>N.E. Demidov, S.R. Verkulich, E.S. Karaevskaya, A.L. Nikulina, L.M. Savatyugin.</i> First results of permafrost monitoring on the cryospheric site of Russian scientific center on Spitsbergen (RSCS).....	67
<i>G.V. Alekseev, N.I. Glok.</i> Influence of equatorial Northern Atlantic on warming and sea ice shrinking in the Arctic	80
<i>A.V. Neyelov, V.P. Prirodina.</i> About the littoral-sublittoral species of fish from the western antarctic — <i>Harpagifer antarcticus</i> Nybelin, 1947 (harpagiferidae, notothenioidae, pisces). Report 1. Systematical position, nomenclature, morphological description and comparative remarks	88
<i>I.A. Melnikov, L.S. Zhitina, T.N. Semenova.</i> Recent condition of the sea ice biodiversity within the North pole region.....	104

PAGES OF HISTORY

<i>L.M. Savatyugin.</i> Senko Valley and Mountain. On the occasion of the centenary of Pavel Kononovitch Senko birthday	111
---	-----

О МЕТОДИКЕ РАСЧЕТА ОБЛАСТИ ВЕРОЯТНОГО ОБНАРУЖЕНИЯ НЕФТЯНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ НА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

канд. физ.-мат. наук В.В. СОЛБАКОВ^{1,2}, канд. физ.-мат. наук С.Н. ЗАЦЕПА²,
ст. науч. сотр. А.А. ИВЧЕНКО², ст. науч. сотр. В.В. СТАНОВОЙ³

¹ — ФИЦ «Информатика и управление» РАН – ВЦ РАН, Москва, e-mail: solbakov@ccas.ru

² — Государственный океанографический институт имени Н.Н. Зубова, Москва,
e-mail: zatsepa@gmail.com

³ — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, e-mail: vstanovoy@yandex.ru

В работе предложена методика оценки области вероятного обнаружения нефтяного загрязнения на поверхности моря, дана математическая постановка задачи, как для залпового, так и для длительного сброса нефти, предложен численный метод ее решения, проведены расчеты для условий Баренцева моря. Использование предложенной методики целесообразно для информационного оповещения о чрезвычайных ситуациях, сопровождающихся аварийным разливом нефти на поверхности моря, вне зависимости от конкретной модели расчета распространения нефтяного загрязнения.

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

На сегодняшний день актуальной проблемой, возникающей при реализации плана ликвидации аварийных разливов нефти, является вопрос: что делать в случае, когда в области акватории, где должен находиться разлив согласно прогнозу его распространения, он не обнаружен? Какова должна быть область его поиска? Расчет перемещения пленок нефти и нефтепродуктов на поверхности моря производится путем интегрирования уравнений движения в форме Лагранжа с использованием предварительно рассчитанных полей течений и приземного ветра (Зацепя и др., 2015; Зацепя и др., 2016). И прогноз, и ретроспективный расчет гидрологических характеристик на основании данных реанализа метеорологических полей осуществляется с неизбежной погрешностью (Зацепя и др., 2014). Сравнение траекторий переноса буев в натуральных экспериментах (Dominicis et al., 2016) показало, что результаты расчетов по различным моделям океанской циркуляции, моделям ветрового волнения и атмосферным моделям отличаются друг от друга и, как следствие, не могут в точности соответствовать данным наблюдений. Это является причиной расхождения рассчитанных траекторий распространения находящихся на поверхности моря объектов и траекторий их перемещения, реализующихся в природе. Таким образом, распространение нефтяного разлива в море необходимо рассматривать как случайный процесс, в котором положение объекта интереса в каждый момент времени рассчитывается как случайная величина, эволюция которой описывается адвективно-диффузионными уравнениями типа уравнений Эйнштейна–Колмогорова.

Движение нефтяного пятна по поверхности моря обусловлено действием ветра, течений и волн. Каждый из этих гидрометеорологических элементов рассчитывается в соответствующих математических моделях. Однако же при расчете скорости ветра и течений используется осреднение Рейнольдса, а волновые модели, как правило, сформулированы относительно спектров волнового процесса. В итоге, оперируя средними значениями гидрометеорологических величин, можно рассчитать «среднюю» траекторию движения слика. Реальная траектория движения нефтяного разлива, формирующаяся под действием непрерывно меняющихся полей ветра, течений и волнения, может отличаться от рассчитанной средней, но расчет мгновенных значений гидрометеорологических полей представляет практически нерешаемую математическую задачу. По этой причине гораздо легче ввести в рассмотрение наиболее вероятную (в большинстве случаев совпадающую со средней) траекторию движения для объектов на поверхности моря и в водной толще и наиболее вероятное положение объекта в любой заданный момент времени, одновременно сопровождая расчет оценкой «погрешности», которая, как правило, описывается функцией распределения для отклонений действительного положения объекта интереса от среднего значения.

Обратим внимание на то, что в данном случае неопределенность положения объекта интереса в процессе переноса по поверхности моря обусловлена не только турбулентным характером движений в водной среде, но, в большей степени, погрешностью в расчете гидрометеорологических параметров с помощью математических моделей. По формальным основаниям разница между рассчитанной скоростью переноса нефтяного пятна по математической модели и определенной в результате наблюдений может быть добавлена в уравнения движения как случайная добавка, аналогично скоростям турбулентных пульсаций. Аналогично турбулентной диффузии лагранжевых частиц, неопределенность их положения за счет погрешности в определении скоростей ветра и течений может рассматриваться как результат искусственной «диффузии» с коэффициентом «диффузии», определенным из анализа статистических свойств ошибок модельных расчетов. В дальнейшем будем называть неопределенность в местоположении нефтяного пятна за счет ошибок расчета скоростей переноса рассеянием относительно наиболее вероятного положения, чтобы разделить указанные процессы.

На практике важно оценить область вероятного обнаружения разлива, поскольку он может находиться в точке пространства, отличной от рассчитанного наиболее вероятного положения. Методика оценки положения границ областей вероятного обнаружения разлива обсуждается в данной работе.

МОДЕЛЬ РАССЕЙНИЯ ПОЛОЖЕНИЯ ОБЪЕКТА НА ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Перемещение нефтяного разлива по поверхности моря определяется приводным ветром, как непосредственно, так и опосредованно, через дрейфовые течения и волновой перенос. В большинстве моделей распространения нефти в море скорость переноса нефтяного пятна по поверхности моря задается параметрически через ветровой коэффициент. Наблюдения показывают, что в открытом море вдали от берега и влияния течений не ветрового происхождения (прежде всего сгонно-нагонных и приливных) нефтяные пятна движутся со скоростью, пропорциональной скорости ветра, и для практической оценки этой скорости часто вводят т.н. ветровой коэффициент, как правило, составляющий порядка 3 % от скорости приводного ветра (Stolzenbach et al., 1977). Скорость перемещения нефтяного пятна, рассчитанная с помощью ве-

трового коэффициента, описывающего совокупное влияния ветра на пленку нефти на поверхности моря, включая волновые процессы, суммируется со скоростью течения, обусловленного другими причинами. В рамках данной работы мы оценим влияние погрешности расчета приводного ветра на рассеяние прогнозируемого местоположения нефтяного разлива, имея в виду, что для скоростей течений справедливы те же самые предположения. В работе (Зацепа и др., 2014) было проведено сравнение данных наблюдений на гидрометеорологической станции на побережье Баренцева моря и результатов расчетов по модели Гидрометцентра России. При отсутствии систематических ошибок в расчете скорости ветра, тем не менее отклонения между наблюдаемыми и модельными данными имели приблизительно нормальное распределение с нулевым средним и среднеквадратическим отклонением (СКО) порядка 2–3 м/с. Особенностью изменчивости этой случайной величины является довольно большой радиус временной автокорреляционной функции. В течение этого промежутка времени, в среднем, модельные результаты будут либо превышать данные наблюдений, либо занижать, и, соответственно, коэффициент рассеяния лагранжевых частиц, перемещающихся в рассматриваемом случае под действием течений и ветра, является функцией времени. В цитируемой работе было получено, что рассеяние координат центра пятна относительно наиболее вероятного положения аналогично процессу диффузии с переменным по времени коэффициентом диффузии:

$$K(t) = (\alpha \cdot \sigma_w)^2 T_u (1 - \exp(-t/T_u)) = K_{\max} (1 - \exp(-t/T_u)), \quad (1)$$

где α — ветровой коэффициент, σ_w — СКО погрешности расчетов скорости ветра, T_u — лагранжев масштаб турбулентности (Озмидов, 1986) ($\alpha = 0,03$, $\sigma_w = 2,9$ м/с, $T_u = 11$ ч, $K_{\max} \approx 300$ м²/с). Для сравнения: часто используемый на практике метод, связывающий значение коэффициента горизонтальной диффузии с масштабом явления (Озмидов, 1986) соотношением типа $K_L = aL^{4/3}$, где a — числовой коэффициент, L — характерный пространственный масштаб, дает существенно меньшие значения коэффициента турбулентного обмена. По этой причине оценку рассеяния возможного местоположения разлива нефти в момент времени t после начала сброса следует проводить на основании погрешности метеорологического прогноза.

Обратим внимание, что существуют модели нефтяного разлива, в которых длительный аварийный разлив нефти представляется в виде набора дискретных разливов — порций, или спиллетов (от англ. *spillet*), которые с определенной периодичностью поступают от источника загрязнения на поверхность воды (Становой, 2007; Liungman, 2011; Spaulding et al., 1994). Способ описания конкретного разлива нефти с помощью ансамбля спиллетов хорошо известен и применяется главным образом потому, что это наиболее простой способ представления для описания деформации нефтяного слика в неоднородном поле течений и за счет контакта с берегом, а также для учета диффузионного рассеяния нефтяного загрязнения.

В данной работе предметом исследования является не размер и не конфигурация области загрязнения, а местоположение нефтяного пятна в целом. По этой причине предлагаемая методика определения области возможного обнаружения разлива нефти после аварийного сброса в морскую среду рассматривается как дополнение к моделям нефтяного разлива на поверхности моря, вне зависимости от их конкретной численной реализации. Наряду с традиционно рассчитываемыми параметрами разлива, к которым относятся наиболее вероятное положение, размеры, количество нефти на поверхности и в водной толще, на берегу и на дне, изменения плотности и вязкости

разлитого нефтепродукта, имеется практическая потребность определять область его возможного обнаружения. Отметим, что каждому расчету распространения разлива соответствует свой сценарий гидрометеорологических условий¹, эволюция во времени наиболее вероятного местоположения центра разлива и траектории.

Рассеяние координат мгновенного точечного разлива с коэффициентом рассеяния (1) определяется соотношением

$$\frac{d}{dt}\sigma^2(t) = 2K(t), \quad \sigma^2(t) = 2K_{\max} \left(t - T_u (1 - \exp(-t/T_u)) \right), \quad (2)$$

Обозначим функцию плотности распределения координат центра разлива $G(x, t)$, ее эволюция в диффузионном процессе описывается прямым дифференциальным уравнением Колмогорова

$$\frac{\partial G}{\partial t} + \frac{\partial G u_i}{\partial x_i} = \frac{\partial}{\partial x_i} K_L \frac{\partial G}{\partial x_j}, \quad (3)$$

где u_i — компонента скорости среды по соответствующей координате, $i, j = 1, 2$, а K_L — коэффициент рассеяния.

Решением для мгновенного точечного источника и изотропного по пространству коэффициента горизонтальной диффузии (рассеяния) в однородном поле скоростей в рассматриваемом случае является

$$G(x, y, t) = \frac{1}{2\pi\sigma^2(t)} \exp \left[-\frac{(x-x_c)^2 + (y-y_c)^2}{2\sigma^2(t)} \right], \quad G(x, y, 0) = \delta(x_0, y_0), \quad (4)$$

$$x_c(t) = x_0 + \int_0^t u_x(t') dt', \quad y_c(t) = y_0 + \int_0^t u_y(t') dt', \quad (5)$$

где дисперсия определяется выражением (2), (x_0, y_0) — координаты источника разлива, (x_c, y_c) — координаты положения центра разлива нефти в рассматриваемом метеорологическом сценарии (наиболее вероятного).

Отметим, что выражение (4)–(5) справедливо в условиях открытого моря. Для реального разлива, который, как правило, является продолжительным и происходит в неоднородных по пространству скоростях течений и ветра, а также при наличии берегов пространственной симметрии области рассеяния нет и решение невозможно получить аналитическими методами.

В случае непрерывно действующего источника функция плотности распределения $f(x, t)$ запишется в виде суперпозиции решений (5) уравнения (4) для точечных источников

$$f(x, y, t) = \int_0^t \dot{M}(t') G(x - x_c(t', t), y - y_c(t', t), t - t') dt' / \int_0^t \dot{M}(t') dt', \quad (6)$$

$$x_c(t_1, t_2) = x_0 + \int_{t_1}^{t_2} u_x(x, y, t') dt', \quad y_c(t_1, t_2) = y_0 + \int_{t_1}^{t_2} u_y(x, y, t') dt', \quad (7)$$

¹ Сценарий гидрометеорологических условий (СГМУ) — набор последовательных полей скорости ветра и течений, температуры, солёности и плотности морской воды, характеристик ветрового волнения, позволяющий описать эволюцию нефтяного разлива под действием факторов природной среды (Зацева и др., 2014, 2015; Зацева и др., 2016). СГМУ может быть результатом как оперативного прогноза гидрометеорологических полей, так и ретроспективного прогноза, или реанализа.

где M — мощность источника. Выражения (7) в отличие от (5) определяют координаты наиболее вероятного положения элементарных разливов, представляющих части одного разлива нефти продолжительностью t_s , $t_l \in [0, t_s]$ на момент времени $t_2 \in [0, t]$.

Для полученной функции плотности распределения построим следующий функционал, зависящий от уровня плотности вероятности c_l

$$F(c, t) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} f(x, y, t) \theta(f(x, y, t) - c_l) dy dx, \quad \theta(z) = \begin{cases} 0, & z < 0 \\ 1, & z \geq 0 \end{cases}, \quad (8)$$

где θ — функция Хэвисайда.

Очевидно, что $F(c, t)$ — убывающая по переменной c функция и для нее можно определить значение уровня плотности вероятности

$$c_l(F_l, t) = \min_{F(c, t) \geq F_l} (c), \quad (9)$$

которому соответствует значение вероятности нахождения разлива внутри области, ограниченной изолинией со значением не меньшим, чем F_l .

ЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДЫ

Для решения уравнений (4) и (6) традиционно используют метод дискретных частиц (Климонтович, 1994; Коротенко и др., 1990), метод облаков (Bao-Shi-Shiau, 1998; Архипов и др., 2000) и стохастический метод дискретных облаков (Котеров и др., 2010). Последний из перечисленных является частным случаем методов SPH (Smoothed Particle Hydrodynamics) для невзаимодействующих частиц (Бровченко и др., 2002). Каждый из подходов имеет свои достоинства и недостатки. Метод частиц предполагает использование значительных вычислительных ресурсов, и его применение позволяет хорошо описывать процессы на границах области, когда таковые возникают в задаче. Метод облаков требует меньших вычислительных затрат, применим в слабо меняющихся полях скоростей течений, и решения, полученные с его использованием, плохо разрешают области скачков. В данной работе использован стохастический метод дискретных облаков, предполагающий распределение полной дисперсии между дисперсией каждого из облаков и дисперсией центров облаков и наследующий недостатки и достоинства двух других методов.

Для ансамбля дискретных облаков суммарная дисперсия является суммой дисперсии облака и дисперсии центров облаков

$$\sigma_c^2 = \alpha \sigma_\Sigma^2, \quad \sigma_{xy}^2 = (1 - \alpha) \sigma_\Sigma^2, \quad (10)$$

где σ_Σ^2 — полная дисперсия, σ_c^2 — дисперсия облаков, σ_{xy}^2 — дисперсия центров облаков, α — настроечный параметр, при $\alpha = 0$ метод вырождается в метод дискретных частиц, а при $\alpha = 1$ — в метод облаков.

Методика построения границ области вероятного обнаружения разливов состоит из нескольких шагов. На первом шаге в ячейках равномерной регулярной сетки определяется плотность распределения частиц/облаков, т.е. в центре ячейки рассчитывается отношение суммы вклада в плотность от каждого облака к площади ячейки, с учетом обозначенной в (6) нормировки. В случае метода дискретных частиц метод определения плотности распределения также традиционен и определяется отношением числа частиц, находящихся внутри ячейки, к площади ячейки и общему количеству частиц. Полученная таким образом сеточная плотность распределения

вероятности f_{ij} (i, j — индексы для ячеек сеточной области) является оценкой плотности вероятности согласно соотношению (6). На втором шаге для получения оценки функционала, задаваемого соотношением (8), строится ранжированный ряд значений полученной на сетке функции плотности распределения, а также дискретное представление функционала (8).

$$F_l(t) = F(c_l, t) = \sum_{i,j} f_{ij} \theta(f_{ij} - c_l) A_{ij}, \quad \theta(z) = \begin{cases} 0, & z < 0 \\ 1, & z \geq 0 \end{cases}, \quad (11)$$

где l пробегает значения от 1 до числа, равного количеству различных значений c_l плотности вероятности f_{ij} , A_{ij} — площадь ячейки. Полученная эмпирическая функция F_l является убывающей, так же как и функция, заданная соотношением (8). F_l принимает значения в пределах $[0, 1]$, и для любого значения вероятности может быть определен уровень плотности вероятности (линейной или иного вида интерполяцией), изолинии которого для f определяют зону, внутри которой находится разлив с заданной вероятностью.

ПРИМЕР РАСЧЕТА

Для иллюстрации результатов изложенной методики приведены результаты расчетов распространения нефтепродуктов для двух гипотетических сценариев технической аварии в Белом море. В качестве гидрометеорологических условий (поля ветра и течений) использовались архивные данные — поля течений и приводного ветра, используемые при расчетах распространения нефти в программном комплексе SPILLMOD в Северном УГМС, поступающие дважды в сутки из оперативного модуля ЕСИМО Гидрометцентра РФ на сервер Государственного океанографического института для обеспечения функционирования расчетно-модельных комплексов экспресс-анализа распространения аварийных разливов нефти (Гитис и др., 2012).

На рис. 1 приведены поля вероятности обнаружения разлива для заблаговременности прогноза в 12, 24 и 48 ч при длительности разлива в 1 ч (рис. 1 а, б, в) и 48 ч (рис. 1 г, д, е). Кружками внутри областей обозначено местоположение разлива без учета неопределенности в задании ветра. Видно, что поля вероятности для «мгновенного» разлива обладают выраженной симметрией (рис. 1 а, б, в), а длительного — вытянуты в направлении дрейфа (рис. 1 г, д, е). При приближении к берегу происходит некоторая их деформация (рис. 1 в, е), обусловленная как скоростями течений, так и непосредственно взаимодействием с береговой линией, в конце вторых суток от начала разлива размеры области с вероятностью обнаружения нефти 95 % достигают 50 км (см. рис. 1 в, е). Результаты расчетов для мгновенного источника (рис. 1 а, б, в) можно сравнить с аналитическим решением, которое можно получить, используя соотношения для функционала (8), соотношение (4), описывающее эволюцию точечного источника, а также соотношение (2). В таблице 1 для случая мгновенного точечного разлива приведены полученные аналитически значения размера (диаметра) области, ограничивающей зоны обнаружения нефтяного разлива с соответствующей вероятностью, и результаты численных расчетов этих областей. Согласно полученным данным совпадение неплохое для 12 ч и 1 суток от начала сброса, и различие не превышает одного километра. На вторые сутки различие данных возрастает, достигая 5 км (до 10 %), данное отличие обусловлено, по-видимому, влиянием берегов при моделировании.

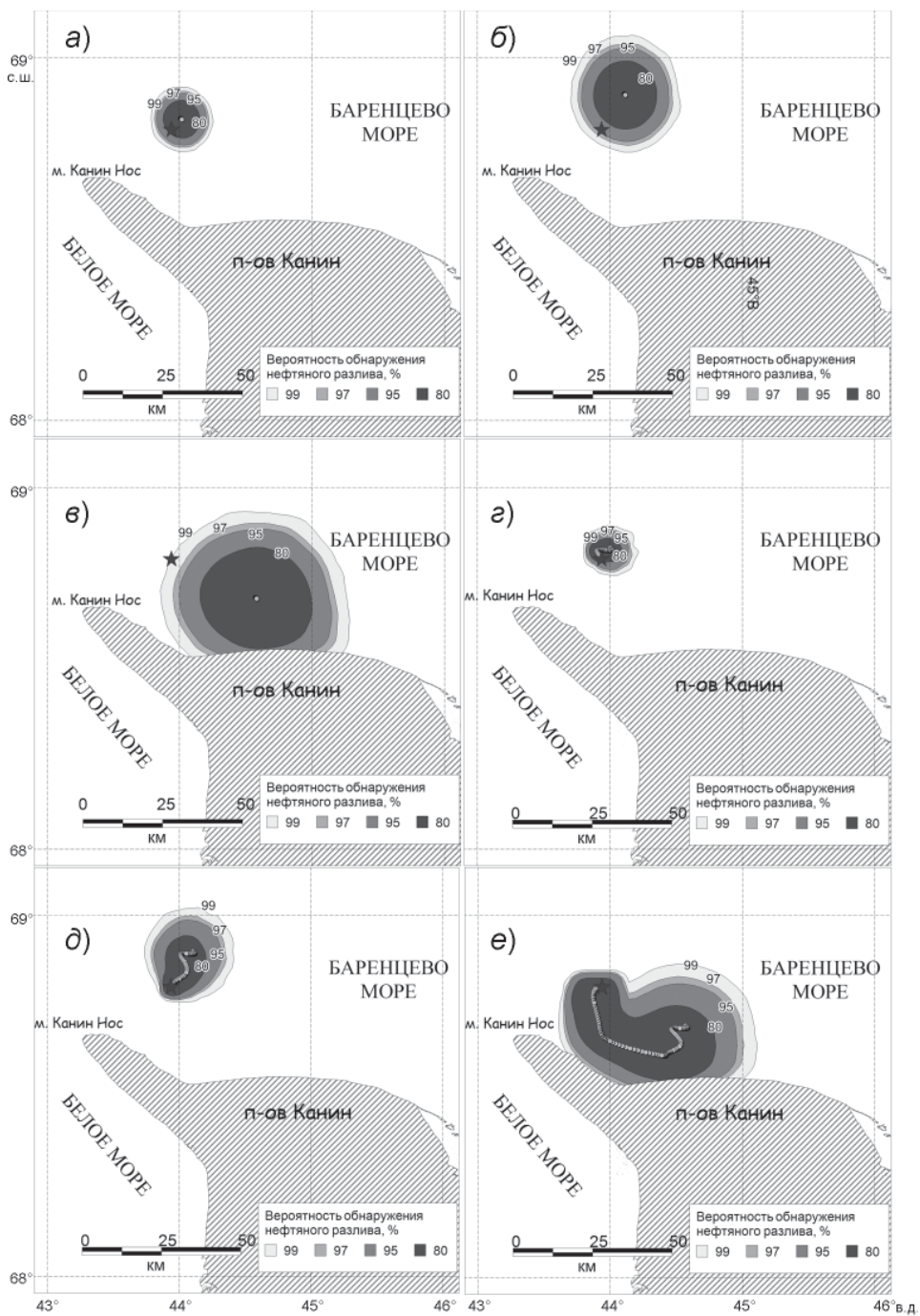


Рис. 1. Вероятность обнаружения разлива: а, б, в — сценарий мгновенного сброса; г, д, е — сценарий длительного сброса (в течение 48 ч); а, г — 12 ч после начала разлива; б, в — одни сутки после начала разлива; д, е — двое суток после начала разлива.

**Сравнение расчетных данных и полученных аналитически данных
для случая мгновенного точечного разлива**

Сроки	Размер области, км							
	Получено аналитически				Численные расчеты			
12 ч от начала разлива	11,4	15,6	16,9	19,3	11,5	15,8	17,2	20
24 ч от начала разлива	19,9	27,2	29,4	33,7	20,7	27,7	30,3	34,6
48 ч от начала разлива	32,1	43,8	47,4	54,4	34,3	48,3	52,1	60,1
Значения вероятности обнаружения нефтяного разлива	80 %	95 %	97 %	99 %	80 %	95 %	97 %	99 %

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования предложена методика определения зоны вероятного обнаружения нефтяного разлива для прогнозных расчетов. Методика позволяет учесть погрешности расчета приводного ветра и получить оценку зон морской акватории, внутри которых предполагается нахождение разлива с заданными уровнями вероятности. Определяемая характеристика, наряду с траекториями движения и конфигурациями разлива, позволяет локализовать область поиска разлива при проведении операций по его ликвидации. Приведенное уравнение для оценки плотности распределения координат центра области нефтяного загрязнения решается численными методами. Предлагаемая методика расчета области возможного обнаружения разлива нефти после аварийного сброса в морскую среду может быть использована как *дополнение к любой модели нефтяного разлива* на поверхности моря. Изложенная методика проиллюстрирована примерами расчетов для гипотетического разлива на основе реального гидрометеорологического прогноза на основе архивных данных.

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

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Архипов Б.В., Котеров В.Н., Солбаков В.В.* Модель АКС для прогноза распространения промышленных сбросов с морских буровых платформ. М.: ВЦ РАН, 2000. 71 с.
- Бровченко И.А., Мадерич В.С.* Численный лагранжевый метод моделирования распространения поверхностных пятен нефти // Прикладная гидромеханика. 2002. № 4 (76). С. 23–31.
- Гитис В.Г., Вайншток А.П., Дерендяев А.Б., Зацева С.Н., Ивченко А.А., Белов С.В., Белова К.В.* Сервис ЕСИМО по интерактивному моделированию гидрометеорологических и гидрофизических процессов, экспресс анализу аварийных разливов нефти // Мат. конф. «Использование средств и ресурсов Единой государственной системы информации об обстановке в мировом океане для информационного обеспечения морской деятельности в Российской Федерации» (ЕСИМО'2012) 24–28 сентября 2012 г. Обнинск: ФГБУ «ВНИИГМИ–МЦД», 2012. С. 47–51.
- Зацева С.Н., Дианский Н.А., Журавель В.И., Ивченко А.А., Коротенко К.А., Солбаков В.В., Становой В.В., Фомин В.В.* Моделирование разливов нефти в море для планирования мероприятий по обеспечению экологической безопасности при реализации нефтегазовых проектов. Ч. 1. Методология // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 4 (106). С. 27–39.
- Зацева С.Н., Дианский Н.А., Журавель В.И., Ивченко А.А., Коротенко К.А., Солбаков В.В., Становой В.В., Фомин В.В.* Моделирование разливов нефти в море для планирования меро-

приятный по обеспечению экологической безопасности при реализации нефтегазовых проектов. Ч. 2. Особенности реализации прикладных задач // Проблемы Арктики и Антарктики. 2016. № 1 (107). С. 5–18.

Зацева С.Н., Ивченко А.А., Солбаков В.В., Становой В.В., Москвичев А.С. К оценке области возможного обнаружения нефтяного загрязнения при прогнозировании распространения аварийных разливов нефти в море // Проблемы Арктики и Антарктики. 2014. № 4 (102). С. 61–70.

Климонтович Ю.Л. Нелинейное броуновское движение // Успехи физических наук. 1994. Т. 164. № 8. С. 811–844.

Коротенко К.А., Леявин С.Н. Расчет переноса примеси в море методом блуждающих частиц // Океанология. 1990. Т. 30. Вып. 5. С. 930–936.

Котеров В.Н., Юрезанская Ю.С. Моделирование переноса взвешенных веществ на океаническом шельфе. Горизонтальное рассеяние // Журнал вычислит. мат. и мат. физики. 2010. Т. 50. № 2. С. 375–387.

Озмидов Р.В. Диффузия примеси в океане. Л.: Гидрометиздат, 1986. 300 с.

Становой В.В., Лавренов И.В., Неелов И.А. Система моделирования разливов нефти в ледовитых морях // Проблемы Арктики и Антарктики. 2007. № 77. С. 7–16.

Bao-Shi-Shiau, Jia-Jung Juang. Numerical Study on the Far Field Diffusion of Ocean Dumping for Liquid Waste // Proceedings of the Eighth International Offshore and Polar Engineering Conference. Canada. May 24–29. 1998. P. 327–334.

Dominicis M. De., Bruciaferri D., Gerin R., Pinardi N., Poulain P. M., Garreaud P., Zodiatis G., Perivoliotis L., Fazioli L., Sorgente R., Manganiello C. A multi-model assessment of the impact of currents, waves and wind in modelling surface drifters and oil spill // Deep Sea Res. Part II. Topical Studies in Oceanography. April 2016. DOI: 0.1016/j.dsr2.2016.04.002. 33 p.

Liungman O., Mattsson J. Scientific Documentation of Seatrack Web; physical processes, algorithms and references. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 2011. 32 p.

Spaulding M.L., Odulo A., Kolluru V.S. A hybrid model to predict the entrainment and subsurface transport of oil // Proc. of the 15th Arctic and Marine Oil Spill Program Technical Seminar, Environment Canada. 1992. P. 67–92.

Stolzenbach K., Madsen O.S., Adams E.E., Pollack A.M., Cooper C.K. A Review and Evaluation of Basic Techniques for Predicting the Behavior of Surface Oil Slicks // MIT Report. 1977. № MITSG 227-8. 325 p.

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

METHOD OF ESTIMATION OF THE PROBABLE DETECTION AREA OF OIL POLLUTION ON THE SEA SURFACE

The method of estimation of the probable detection area of oil pollution on the sea surface is proposed. The mathematical formulation of the problem for the instant and continuous oil dumping is submitted, and it is proposed the numerical method of its decision. Results of the calculations for the Barents Sea are presented. The proposed method is useful for the information support of the accidents involving oil spill on the sea surface, regardless of the specific model for simulation of the oil pollution spreading.

Keywords: mathematical modeling, oil spills in sea, detection of oil spill area.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ ОРБИТАЛЬНОГО МЕТОДА ДАТИРОВАНИЯ ЛЬДА ПО ДАННЫМ О ЕГО ГАЗСОДЕРЖАНИИ НА ПРИМЕРЕ ЛЕДЯНОГО КЕРНА СО СТАНЦИИ КУПОЛ ФУДЖИ (АНТАРКТИДА)

вед. инженер А.А. СКАКУН, канд. геогр. наук В.Я. ЛИПЕНКОВ

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

Разработан алгоритм реализации нового метода датирования ледяных кернов, основанного на связи газосодержания ледникового льда с местной инсоляцией (Raynaud et al., 2007). Показано, что для совмещения рядов газосодержания с точно датированными расчетными рядами инсоляции идеально подходит техника непрерывного вейвлет-преобразования (СВТ). Проведено тщательное исследование погрешностей орбитального тюнинга. Новый метод датирования впервые использован для построения орбитальной хронологической шкалы ледяных отложений в районе японской антарктической станции Купол Фуджи по данным о газосодержании полученного здесь ледяного керна. Стандартная ошибка возраста льда по этой шкале не превышает $\pm 2,1$ тыс. лет, т.е. близка к случайной погрешности оптимизированной временной шкалы AICC2012, разработанной ранее для пяти пунктов глубокого бурения в Антарктиде и Гренландии.

Ключевые слова: ледяной керн, газосодержание льда, инсоляция, датирование льда, вейвлет-преобразование, палеоклимат.

ВВЕДЕНИЕ

Палеоклиматические ряды, реконструированные по данным исследований ледяных кернов Антарктиды и Гренландии, дают фактическую основу для изучения и понимания причин изменений климата и газового состава атмосферы Земли в позднем плейстоцене и голоцене. Главной проблемой палеоклиматической интерпретации керновых данных была и остается проблема точного датирования льда.

В настоящее время широко используется мультипараметрический, мульти-сайтовый подход к разработке хронологических шкал ледяных кернов, который заключается в согласовании и синхронизации максимального числа независимых датировок, полученных различными методами для кернов, добытых в разных пунктах антарктического и гренландского ледниковых покровов (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013). При этом разработка и совершенствование оригинальных однопараметрических методов датирования льда остается самостоятельной и весьма актуальной задачей. Перспективным в этом отношении является новый метод орбитального датирования ледяных кернов, основанный на зависимости общего газосодержания ледникового льда от местной инсоляции (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011).

Газосодержание льда (V) обычно выражается приведенным к нормальным условиям (н.у.) (273,1 К, 101,3 кПа) объемом захваченного льдом атмосферного воздуха,

приходящимся на 1 г ледяной породы. Несмотря на отсутствие строгой физической модели, связывающей V с инсоляцией в месте и во время отложения снега на поверхности ледника, существует множество экспериментальных свидетельств того, что от величины местной инсоляции в значительной степени зависит объем фирновых пор на стадии их изоляции от атмосферы, который, в свою очередь, определяет общее газосодержание ледяной породы, являющееся ее устойчивым генетическим признаком (Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011). Чем больше инсоляция, тем меньше объем пор и газосодержание.

Считается, что инсоляционный сигнал, наблюдаемый в экспериментальных профилях V , закладывается на поверхности ледника без временного запаздывания. Таким образом, совмещение предварительно датированного ряда газосодержания льда с временным рядом инсоляции, рассчитанным по уравнениям небесной механики для широты пункта бурения, приводит к получению орбитальной датировки керна, которая по своей сути — принимая во внимание высокую точность астрономических расчетов — является абсолютной датировкой.

Долгопериодные вариации инсоляции обусловлены периодическими изменениями параметров орбитального движения Земли вокруг Солнца. Каждый из орбитальных параметров дает свой частотный вклад в инсоляцию: эксцентриситет вызывает колебания с периодом 100 тыс. лет, наклонение — с периодом 41 тыс. лет, а прецессия — с периодами 23 и 19 тыс. лет. Заметим, что в данном случае речь идет о так называемой климатической прецессии (относительно линии апсид), спектральные компоненты которой формируются под влиянием прецессионных движений земной оси по отношению к орбите (период 26 тыс. лет) и движения самой линии апсид.

Существует несколько способов расчета инсоляции по уравнениям небесной механики, основные из которых представлены в классических работах А. Берже и Ж. Ласкара (Berger, 1978; Laskar et al., 2004). Предложенные авторами методики различаются количеством учтенных в расчетах небесных тел, алгоритмом вычислений и другими особенностями. Это приводит к накоплению расхождений в датировке экстремумов расчетных кривых дневной инсоляции, которые, однако, не превышают 1,5 тыс. лет для последнего миллиона лет.

Воздействие солнечной радиации на метаморфизм снега реализуется через ее влияние на температурный режим верхнего слоя снежной толщи, в пределах которого структурные изменения в твердых атмосферных осадках идут с максимальной скоростью. Поскольку в полярных районах заметные структурные преобразования снега происходят только в теплый летний период, для сопоставления с рядами газосодержания льда было предложено использовать интегральную летнюю инсоляцию, или ISI (Raynaud et al., 2007). Расчет рядов ISI ($\text{Дж}\cdot\text{м}^{-2}$) производится путем суммирования дневных (среднесуточных) инсоляций w_i ($\text{Вт}\cdot\text{м}^{-2}$) для всех дней (i) с $w_i \geq w_{\text{кр}}$ по формуле (Huybers, 2006):

$$\text{ISI} = \sum \beta_i (w_i \cdot 86400), \quad (1)$$

где $\beta_i = 1$, если $w_i \geq w_{\text{кр}}$, и $\beta_i = 0$, если $w_i < w_{\text{кр}}$. Изменение порогового значения, $w_{\text{кр}}$, приводит к изменению спектральных характеристик инсоляционного ряда — с увеличением порога увеличивается доля прецессионной компоненты. Варьируя $w_{\text{кр}}$, подбирают наиболее соответствующий экспериментальному ряду V ряд ISI.

Датирование льда осуществляется с помощью непрерывного вейвлет-преобразования (*continuous wavelet transform*, или CWT) рядов ISI и V , которое позволяет полу-

чить мгновенную разность фаз (временное запаздывание) между ними. Корректируя предварительную датировку ряда V на величину запаздывания, получают орбитальную (абсолютную) временную шкалу керна, обеспечивающую наилучшее совмещение экспериментального ряда газосодержания льда с расчетным рядом инсоляции.

Описанный метод датирования льда имеет ряд неопределенностей, связанных с шумом в экспериментальных рядах газосодержания льда, отличием решений орбитальных уравнений от реальных эфемерид, а также зависимостью конечного результата от предварительной датировки керна и алгоритма расчета временного запаздывания. Целью данной работы является детальное исследование различных составляющих погрешности этого метода на примере орбитального датирования ряда газосодержания ледяного керна, полученного на антарктической станции Купол Фуджи.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Японская антарктическая станция Купол Фуджи (77° 19' ю.ш., 39° 42' в.д.) расположена в Восточной Антарктиде на высоте 3810 м над уровнем моря. Мощность ледника в этом районе материка достигает 3050 м. Первая глубокая скважина была пробурена здесь в 1995–1996 гг. до глубины 2503 м. Максимальный возраст антарктического льда в поднятном на поверхность керне составил около 340 тыс. лет (Watanabe et al., 1999).

Измерения газосодержания ледяного керна первоначально были выполнены японскими исследователями двумя разными методами. Первый метод, волюметрический, заключается в плавлении льда в керосине с последующим измерением объема выделившегося из льда воздуха. Измерения этим методом были проведены на 43 образцах керна в интервале глубин 155–2200 м (Hondoh et al., 1999). Второй метод состоит в оценке V по температуре и давлению газовой пробы, экстрагированной из льда с целью определения концентрации метана на газовом хроматографе. Параллельные измерения содержания метана и общего газосодержания льда были произведены в 294 образцах в интервале 120–2500 м (Kawamura, 2001). Значения V , определенные указанными методами, характеризуются большими погрешностями (до 5 %), которые к тому же не поддаются точной оценке.

С целью абсолютной калибровки полученных экспериментальных профилей нами были проведены дополнительные измерения V на газоаналитической установке STAN, реализующей барометрический метод определения газосодержания льда (Lipenkov et al., 1997). Барометрический метод основан на точном измерении давления и температуры сухого воздуха, экстрагированного из ледяного образца в результате его плавления и медленного повторного замораживания в предварительно вакуумированной камере, объем которой известен с высокой степенью точности. Измерения были выполнены на 32 образцах, отобранных с 28 горизонтов ледниковой толщи в интервале глубин 130–706 м. Полученные данные были откорректированы на потерю газа из газовых пузырьков, срезанных поверхностью образца (Martinerie et al., 1990). Общая абсолютная погрешность значений V после коррекции составила менее 1 %.

Экспериментальные профили, измеренные двумя первыми методами, были приведены к уровню откорректированных значений, полученных барометрическим методом в интервале перекрытия 130–706 м (рис. 1а). После абсолютной калибровки результатов измерений японских исследователей все три набора данных были объединены в один сводный профиль (рис. 1б), который и был впервые использован в настоящей работе для построения орбитальной шкалы возраста ледяного керна со станции Купол Фуджи.

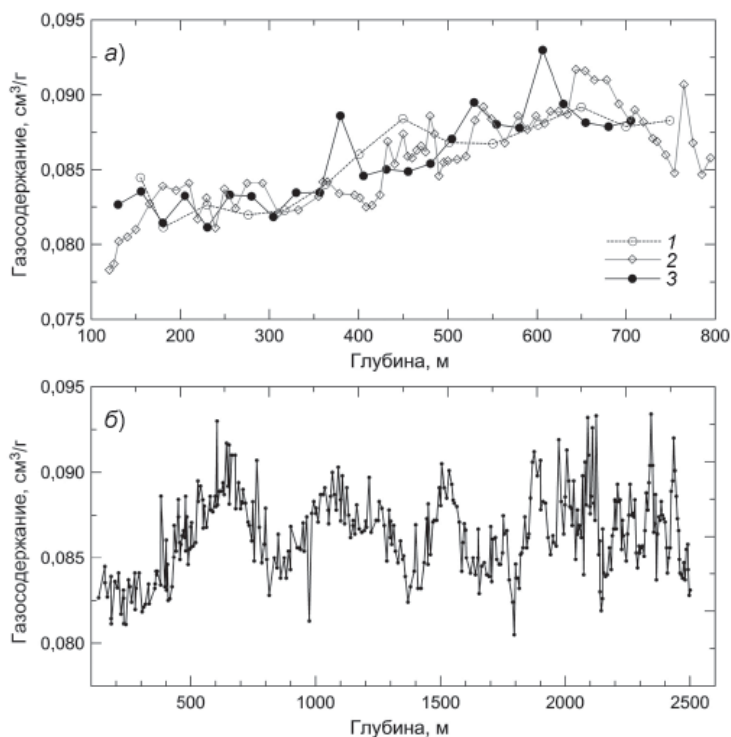


Рис. 1. Результаты измерения газосодержания ледяного ядра со станции Купол Фуджи: *a* — данные, полученные тремя разными методами: 1 — волюметрический метод (Hondoh et al., 1999); 2 — параллельные измерения концентрации метана и общего газосодержания льда (Kawamura, 2001); 3 — барометрический метод (эта работа); *б* — сводный профиль газосодержания ледяного ядра со станции Купол Фуджи. Все данные приведены к уровню значений, полученных барометрическим методом.

МЕТОД И РЕЗУЛЬТАТЫ ОРБИТАЛЬНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЯДРА

Сводный профиль газосодержания ледяного ядра был преобразован во временной ряд V с помощью предварительной гляциологической временной шкалы DF1 (Hondoh et al., 2002). Соответствующая полученному ряду V интегральная летняя инсоляция ISI рассчитывалась для широты пункта бурения по формуле (1) с использованием решения уравнений небесной механики La2004 (Laskar et al., 2004). Пороговое значение среднесуточной инсоляции, $w_{кр.}$, подбиралось таким образом, чтобы отношение пиков периодограммы ряда ISI на частотах прецессии и наклона было равно этому отношению у ряда газосодержания. В нашем случае этому условию удовлетворяет значение $w_{кр.} = 380 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-2}$. Следовательно, по спектральным характеристикам, данному экспериментальному ряду V в наибольшей степени соответствует ISI 380.

Расчет временного запаздывания между рядами V и ISI 380 дает возможность откорректировать первоначальную грубую датировку ледяного ядра, согласовав ее с более точной датировкой инсоляционной кривой. Для этого используется техника непрерывного вейвлет-преобразования, которая позволяет получить частотно-временное представление спектральной характеристики ряда.

Алгоритм орбитального датирования ядра состоит из пяти основных этапов.

1. Первичная обработка данных

Она включает: а) исключение линейного тренда с помощью метода наименьших квадратов, б) нормирование данных по стандартному отклонению ряда, в) линейную передискретизацию данных (*resampling*) на равномерную сетку возрастов и г) дополнение временного ряда нулями так, чтобы конечное число элементов ряда равнялось степени двойки. Последняя операция необходима для ограничения так называемых краевых эффектов и увеличения скорости расчета преобразования Фурье. Важно отметить, что она уменьшает амплитуду спектра мощности по краям, тем сильнее, чем больше нулей было добавлено. Нормированные экспериментальные значения V , передискретизированные с шагом 1 тыс. лет, показаны точками на рис. 2а.

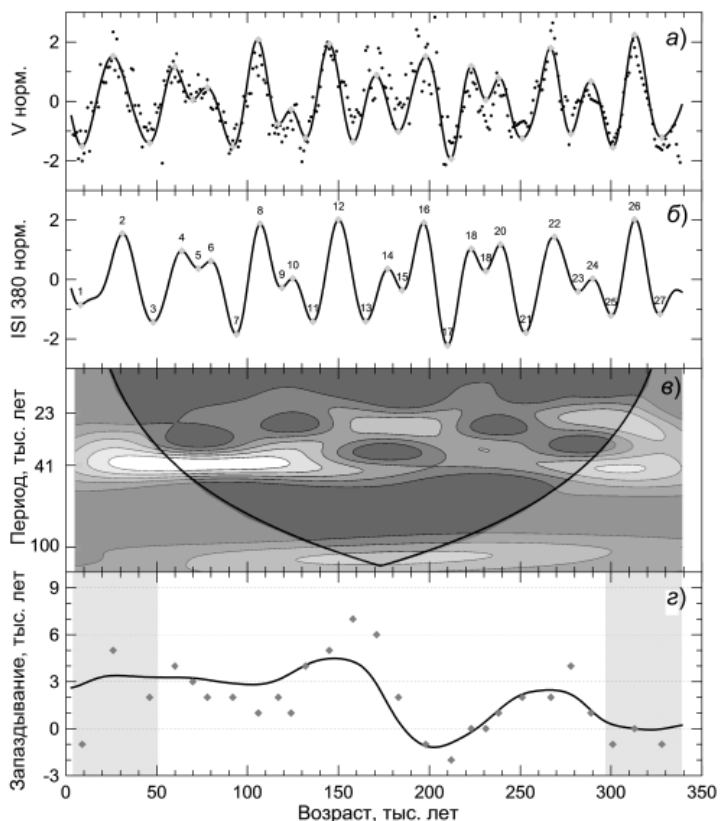


Рис. 2. Результаты CWT-анализа рядов газосодержания (V) ледяного ядра со станции Купол Фуджи и местной инсоляции ISI 380.

а — отфильтрованный в полосе пропускания 15–46 тыс. лет нормированный ряд V (сплошная линия) и нормированные экспериментальные значения V , проинтерполированные с шагом 1 тыс. лет (точки); использована гляциологическая датировка ядра DF1 (Hondoh et al., 2002); б — отфильтрованный в полосе пропускания 15–46 тыс. лет нормированный ряд ISI 380 (график инвертирован); цифрами пронумерованы экстремумы инсоляционной кривой (обозначены ромбами); в — картина непрерывного вейвлет-преобразования (CWT) экспериментального ряда V ; более светлые тона соответствуют повышенной мощности вейвлет-спектра; на графике показан конус влияния краевых эффектов, внутри которого эти эффекты пренебрежимо малы; г — запаздывание отфильтрованного ряда V относительно ряда ISI 380, полученное методом вейвлет-преобразования (CWT) (сплошная линия) и методом совмещения экстремумов (ромбы). Заштрихованы зоны возможных краевых искажений на кривой запаздывания (см. текст).

2. Расчет CWT

Непрерывное вейвлет-преобразование реализуется путем свертывания ряда с так называемой вейвлетной функцией. В данной работе использовался вейвлет Морле, форма которого является наиболее подходящей для анализа климатических рядов (Melice, Servain, 2003; Raynaud et al., 2007; Lipenkov et al., 2011), а наличие действительной и мнимой частей позволяет извлечь информацию как об амплитуде, так и о фазе сигнала:

$$\psi(t) = \pi^{-\frac{1}{4}} e^{i\omega_0 t} e^{-\frac{t^2}{2}}, \quad (2)$$

где $\omega_0 = 6$ — центральная частота, t — время, i — мнимая единица. Расчет CWT для временного ряда $x(t)$ осуществляется с помощью программного обеспечения для matlab (доступно по ссылке <http://paos.colorado.edu/research/wavelets/software.html>), реализующего расчеты по формуле (Torrence, Compo 1997; Melice, Servain 2003):

$$W_x(\tau, s) = \frac{1}{s} \int_{-\infty}^{\infty} x(t) \psi^*\left(\frac{t-\tau}{s}\right) dt, \quad (3)$$

где τ — сдвиг по времени, s — масштаб, а символ $(^*)$ обозначает комплексное сопряжение. Сдвиг по времени определяет движение вейвлета по временной шкале сигнала (локализирует его во времени), в то время как масштаб отвечает за ширину вейвлета. Каждому масштабу соответствует конкретная длина периода λ . Зависимость $\lambda(s)$ для вейвлета Морле определяется соотношением

$$\lambda = \frac{4\pi s}{\omega_0 + \sqrt{2 + \omega_0^2}}. \quad (4)$$

При $\omega_0 = 6$ формула (4) дает $\lambda = 1,03s$. Множество используемых масштабов задается как

$$s_j = s_0 2^{jd_j}, \quad j = 0, 1, \dots, J, \quad (5)$$

где s_0 — наименьший масштаб, d_j — шаг по сетке масштабов (он определяет разрешение спектра), а J определяет наибольший масштаб. Наименьший масштаб имеет смысл брать равным удвоенному шагу дискретизации, а наибольший подбирается исходя из длины временного ряда. Спектр мощности сигнала W_p (рис. 2в) используется для визуального представления частотно-временной характеристики данного ряда и определяется как квадрат модуля CWT:

$$W_p = |W_x(\tau, s)|^2. \quad (6)$$

Разрешение спектра мощности зависит от выбранного шага по сетке масштабов. Слишком большой шаг приводит к потере точности, а слишком маленький — к большому объему вычислений. Тестирование для различных шагов сетки показало, что для данных временных рядов оптимальным значением шага является 0,001. То есть результат расчета временного запаздывания при шаге, равном и меньшем этого значения, не претерпевает значительных изменений. Так как рассматриваемый ряд газосодержания имеет конечную длину, в его CWT присутствуют так называемые краевые эффекты — ошибки, вносимые во время преобразования Фурье. Область, в которой эти эффекты пренебрежимо малы, называется конусом влияния (см. рис. 2в). Его форма зависит от выбранного вейвлета.

3. Фильтрация рядов методом CWT

Для вычисления временного запаздывания между рядами двух взаимосвязанных характеристик $x(t)$ и $y(t)$ необходимо сначала отфильтровать каждый ряд, оставив только основные совпадающие частоты, чтобы минимизировать влияние шумов в данных. Фильтрация производится путем обрезания CWT на масштабах, не соответствующих выбранным периодам. В результате для дальнейшего анализа остается только информация о сигнале в определенной полосе частот. В нашем случае, когда в качестве $x(t)$ и $y(t)$ рассматриваются ряды газосодержания льда и инсоляции, совпадающими являются орбитальные периоды прецессии и наклона (23 и 41 тыс. лет), поэтому для фильтрации была выбрана полоса частот $1/15-1/46$ тыс. лет⁻¹, охватывающая обе указанные компоненты. Для визуального представления фильтрованной кривой $x_f(\tau)$, производится расчет по формуле

$$x_f(\tau) = \frac{dj\sqrt{dt}}{c_\delta \Psi_0(0)} \sum_{s=s_1}^{s_2} \frac{\operatorname{Re}(W_x(\tau, s))}{\sqrt{s}}, \quad (7)$$

в которой Re обозначает действительную часть, dt — шаг дискретизации по времени, s_1, s_2 — наименьший и наибольший масштабы в выбранном диапазоне, $c_\delta = 0,776$, $\Psi_0(0) = \pi^{-1/4}$ — параметры используемой вейвлетной функции. Отфильтрованные ряды газосодержания ледяного керна с Купола Фуджи и ISI 380 приведены на рис. 2а и 2б соответственно.

4. Расчет кросс-вейвлетного спектра и временного запаздывания

После того, как для двух временных рядов $x(t)$ и $y(t)$ были рассчитаны CWT, производится расчет кросс-вейвлетного спектра фильтрованных рядов:

$$W_{xy}(\tau, s) = W_x(\tau, s)W_y^*(\tau, s), \quad (8)$$

где W_x и W_y — CWT соответствующих временных рядов после фильтрации. Действительная и мнимая части кросс-вейвлетного спектра содержат информацию о различиях между рядами соответственно в амплитуде и фазе. Опираясь на этот факт, можно оценить величину мгновенного фазового запаздывания:

$$\Delta\Phi(\tau) = \tan^{-1} \frac{\int_{s_1}^{s_2} \operatorname{Im}(W_x(\tau, s)) ds}{\int_{s_1}^{s_2} \operatorname{Re}(W_y(\tau, s)) ds}, \quad (9)$$

где $s_1 < s_2$ — наименьший и наибольший масштабы фильтрации. Расчет мгновенного временного запаздывания производится по формулам

$$T(\tau) = \frac{\Delta\Phi(\tau)}{2\pi F(\tau)}, \quad (10)$$

$$F(\tau) = \frac{\int_{s_1}^{s_2} \lambda^{-1} |W_{xy}(\tau, s)| ds}{\int_{s_1}^{s_2} |W_{xy}(\tau, s)| ds}, \quad (11)$$

где $F(\tau)$ — мгновенная частота, а λ обозначает зависимость периода от масштаба (см. формулу 4).

5. Построение орбитальной шкалы возраста керна

Полученное мгновенное временное запаздывание ряда V относительно ряда ISI 380 показано на рис. 2г. Прибавляя значения запаздывания к предварительным возрастам членов ряда газосодержания, получаем орбитальную (абсолютную) датировку этого ряда. Глубины ледяного керна с Купола Фуджи, соответствующие абсолютным возрастам экстремумов инсоляционной кривой ISI 380, пронумерованным на рис. 2б, приведены в таблице.

Для оценки ширины зон влияния краевых эффектов на расчет временного запаздывания в данной работе первоначально использовалась величина конуса влияния вдоль временной шкалы на масштабе, соответствующем 41 тыс. лет (см. рис. 2в). Было установлено, что краевой эффект пренебрежимо мал на временном отрезке от

Таблица

Орбитальная шкала возраста ледяного керна со станции Купол Фуджи

Номер экстремума на кривой ISI 380	Глубина, м	Возраст, тыс. лет	Стандартная ошибка метода CWT, тыс. лет	Общая стандартная ошибка датирования льда, тыс. лет
1	181,0	8	0,66	2,1
2	660,6	31	0,48	2,1
3	850,1	48	0,39	2,1
4	1084,6	64	0,38	2,1
5	1176,7	73	0,38	2,1
6	1245,1	80	0,37	2,1
7	1374,8	94	0,36	2,1
8	1503,6	107	0,35	2,1
9	1623,2	119	0,37	2,1
10	1687,5	125	0,39	2,1
11	1803,9	136	0,44	2,1
12	1879,9	150	0,47	2,1
13	1951,1	165	0,44	2,1
14	2018,4	177	0,31	2,0
15	2061,2	185	0,24	2,0
16	2108,3	197	0,25	2,0
17	2156,6	210	0,25	2,0
18	2210,9	223	0,24	2,0
18	2236,8	231	0,24	2,0
20	2262,9	239	0,26	2,0
21	2306,1	253	0,31	2,0
22	2341,1	269	0,33	2,0
23	2371,1	282	0,31	2,0
24	2389,1	290	0,26	2,0
25	2408,5	300	0,24	2,0
26	2436,1	313	0,24	2,0
27	2466,2	327	0,25	2,0

Примечание. В таблице приведены глубины, на которых возраст льда в пределах указанной случайной погрешности равен возрасту экстремумов на инсоляционной кривой ISI 380 (см. рис. 2б).

примерно 300 тыс. до 50 тыс. лет назад (рис. 2э). Отметим, что ряд инсоляции может быть рассчитан для отрезков времени, значительно превышающих длину ряда газосодержания, что позволяет избежать вклада инсоляции в погрешность датирования, связанную с краевыми эффектами.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОГРЕШНОСТЕЙ МЕТОДА ОРБИТАЛЬНОГО ТЮНИНГА

Описанный выше метод расчета мгновенного запаздывания между двумя временными рядами имеет погрешности, которые обусловлены как естественным шумом экспериментальных данных (в нашем случае — ряда газосодержания льда), так и неопределенностями самого метода CWT. Результаты анализа будут зависеть, в частности, от формы и параметров вейвлетной функции (ширины вейвлета, шага сетки масштабов), выбор которых для данного конкретного приложения был обоснован в предыдущем разделе.

Дополнительные сложности в реализации метода орбитального тюнинга могут возникнуть из-за отсутствия четкого инсоляционного сигнала в ряде газосодержания льда на тех отрезках времени, для которых была характерна пониженная амплитуда изменений самой инсоляции. К таким периодам в истории Земли относятся, например, периоды с малым эксцентриситетом орбиты планеты и, соответственно, пониженным вкладом прецессионного движения земной оси в вековые изменения инсоляции (Landais et al., 2012).

Исследование погрешностей, вносимых методом CWT в расчет мгновенного временного запаздывания, было проведено нами методом симуляции. На первом этапе в качестве аналога отфильтрованного ряда V использовался ряд интегральной инсоляции ISI 380, рассчитанный для временного интервала 339–3 тыс. лет назад. Этот ряд сдвигался по временной шкале относительно самого себя на заданную величину временного запаздывания; значение сдвига в разных экспериментах изменялось в пределах от 1 до 8 тыс. лет. Затем методом CWT рассчитывалось временное запаздывание между двумя рядами, которое сравнивалось с заданным в эксперименте сдвигом.

Было установлено, что метод CWT систематически занижает постоянный временной сдвиг между рядами примерно на 7 %, а краевые эффекты в начальной и конечной точках ряда достигают 15 % от среднего рассчитанного временного запаздывания. Эксперименты показали, что ширина зон влияния и величина краевых эффектов зависят только от параметров выбранного вейвлета и с длиной ряда не связаны. Кроме этого, было обнаружено, что сама форма полученного в результате расчета временного запаздывания отличается от графика константы: помимо загибов в начале и конце ряда, обусловленных краевыми эффектами, наблюдаются также квазипериодические вариации вокруг среднего значения временного запаздывания со стандартным отклонением, которое слабо зависит от заданного временного сдвига рядов. В целом предварительные эксперименты показали, что с увеличением модуля временного запаздывания увеличивается ошибка его определения методом CWT.

В реальных рядах газосодержания льда доля инсоляционного сигнала составляет лишь 40–50 % от их общей изменчивости (Lipenkov et al., 2011). Оставшиеся 50–60 % приходится на вариации V , обусловленные изменениями температуры воздуха, атмосферного давления и ветровой активности, а также на экспериментальные погрешности ряда (Raynaud et al., 2007). В связи с этим на втором этапе экспериментов, для оценки неопределенности, вносимой указанными шумовыми компонентами, был применен метод Монте-Карло: симуляция была проведена с добавлением в первоначальный ряд

ISI 380 равномерного шума с $\sigma = 0,5\sigma_v$, где σ_v — стандартное отклонение экспериментального ряда V после удаления тренда. Эксперименты с зашумленным рядом ISI 380 подтвердили факт увеличения систематической ошибки определения временного запаздывания методом CWT с ростом модуля запаздывания, причем отличие среднего расчетного значения запаздывания от заданного в эксперименте возросло до 9 %. Это означает, что для ряда газосодержания льда с Купола Фуджи максимальный систематический сдвиг составил 0,4 тыс. лет, а амплитуда квазипериодических колебаний достигает 0,3 тыс. лет. Максимальный краевой эффект обнаруживается в начале ряда и достигает 1,2 тыс. лет.

Таким образом, общая погрешность метода CWT складывается из трех компонентов: (1) систематического занижения величины временного запаздывания, (2) квазипериодических колебаний расчетных значений запаздывания вокруг их среднего значения, (3) краевых эффектов, имеющих место в связи с конечной длиной ряда. Значение систематической погрешности (недооценки) увеличивается с ростом истинного временного запаздывания. С помощью метода Монте-Карло симуляции была обнаружена линейная зависимость между значениями истинного и среднего расчетного временного запаздывания, которая в дальнейшем использовалась для коррекции расчетных данных:

$$T_r(\tau) = 1,088T_c(\tau) - 0,009, \quad (12)$$

где $T_r(\tau)$ — истинное временное запаздывание, $T_c(\tau)$ — среднее расчетное временное запаздывание.

Амплитуда квазипериодических вариаций также увеличивается с ростом $T_c(\tau)$. Связь между этими величинами на отрезках времени, не подверженных краевым эффектам (для Купола Фуджи — 300–50 тыс. лет назад), можно аппроксимировать линейным уравнением

$$\sigma_1(\tau) = 0,007T_c(\tau) + 0,237, \quad (13)$$

где $\sigma_1(\tau)$ — стандартное отклонение расчетного временного запаздывания.

Ошибку, связанную с двумя вышеупомянутыми эффектами, можно выразить формулой

$$\sigma_2 = \sqrt{(0,007T(\tau) + 0,237)^2 + (0,088T(\tau) - 0,009)^2}. \quad (14)$$

Величина краевого эффекта является двухпараметрической функцией, зависящей от момента времени и от величины временного запаздывания. Влияние краевого эффекта уменьшается с увеличением расстояния от начала ряда и уменьшением истинного временного запаздывания. Поскольку последнее неизвестно, в расчетах использовалось максимальное значение запаздывания вне зоны краевых эффектов, которое равно 5 тыс. лет. Для этого значения были получены зависимости расчетного запаздывания от времени в зоне краевых эффектов:

$$T_r(\tau) = 0,013\tau + 3,995, \quad (15)$$

$$T_r(\tau) = -0,002\tau + 5,347, \quad (16)$$

где $T_r(\tau)$ и $T_l(\tau)$ — величины временного запаздывания на промежутках времени от 3 тыс. до 50 тыс. лет и от 300 тыс. до 339 тыс. лет соответственно.

На основании формул (12)–(16) общую погрешность, внесенную тремя вышеуказанными эффектами, можно выразить формулой

$$\sigma_3(\tau) = \begin{cases} \sqrt{\sigma_2^2 + (0,013(50 - \tau))^2}, & \tau \in [3, 50] \\ \sqrt{\sigma_2^2}, & \tau \in [51, 299] \\ \sqrt{\sigma_2^2 + (-0,002(300 - \tau))^2}, & \tau \in [300, 339] \end{cases} \quad (17)$$

Отметим, что описанные выше зависимости получены на основе экспериментов с постоянным на всем протяжении рядов временным запаздыванием. Изменение запаздывания по времени, характерное для реальных рядов V и ISI (см. рис. 2з), может вносить дополнительные погрешности в метод его определения, которые будут предметом дальнейших исследований.

Помимо описанных выше погрешностей метода CWT результат орбитального датирования может зависеть от метода фильтрации рядов, типа инсоляционной кривой, относительно которой осуществляется тюнинг ряда V , и начальной временной шкалы этого ряда. Для определения чувствительности орбитальной датировки к выбору указанных элементов мы сравнили альтернативные датировки, полученные с тем или иным отклонением от стандартной процедуры датирования, с основной орбитальной шкалой керна, построенной по стандартному алгоритму (см. предыдущий раздел) и откорректированной на систематический сдвиг расчетного запаздывания в соответствии с формулой (12). Результаты сравнения приведены на рис. 3.

В частности, был рассмотрен вариант с использованием для фильтрации рядов кусочно-линейного фильтра с прямоугольным окном (фильтр PLF) в полосе частот $0,022 \pm 0,043$ тыс. лет⁻¹ (Paillard et al., 1996). Среднее отклонение альтернативной датировки от основной в этом случае составило 0,45 тыс. лет, максимальное не превысило 0,9 тыс. лет (рис. 3, кривая 2).

Расчеты показали, что орбитальная датировка также мало чувствительна к выбору порогового значения в расчете ряда интегральной летней инсоляции ISI: изменения $w_{кр}$ в пределах от 340 до 500 Вт·м² приводят лишь к незначительным (<0,5 тыс. лет) откло-

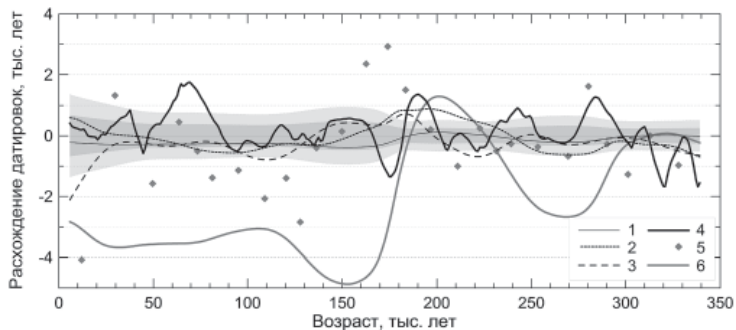


Рис. 3. Сравнение орбитальных шкал возраста керна со станции Купол Фуджи, полученных путем совмещения рядов газосодержания и местной инсоляции.

Кривые 1–6 показывают разницу в возрасте льда по альтернативным шкалам и основной орбитальной шкале (см. текст). Альтернативные шкалы отличаются от основной следующим образом: 1 — не сделана коррекция на систематическое смещение запаздывания, рассчитанного методом CWT; 2 — для фильтрации рядов V и ISI 380 использован PLF фильтр; 3 — вместо ISI 380 использован ряд среднесуточной инсоляции в день зимнего солнцестояния (21 декабря); 4 — для начальной датировки ряда V использована шкала возраста керна DF2; 5 — вместо метода CWT использовался метод совмещения экстремумов отфильтрованных рядов V и ISI 380; 6 — начальная датировка керна DF1. Затененные зоны показывают область случайных погрешностей метода CWT: темно-серый цвет — 1σ , светло-серый — 2σ .

нениям альтернативных датировок от основной орбитальной шкалы, построенной с использованием кривой ISI 380. Более значительные отклонения возникают при замене ISI 380 на среднесуточную инсоляцию в день зимнего солнцестояния (21 декабря), как было предложено в работе (Kawamura et al., 2007). Однако и в этом случае расхождение датировок не превышает 0,8 тыс. лет в неподверженной краевым эффектам области ряда (рис. 3, кривая 3).

Исследование влияния начальной временной шкалы ядра на результат орбитального тюнинга было проведено с использованием альтернативной гляциологической шкалы ядра Купола Фуджи DF2 (Hondoh et al., 2004). Расчеты показали, что полученная на основе DF2 орбитальная датировка ядра отличается от основной в среднем на 0,5 тыс. лет и максимально не более чем на 2 тыс. лет (рис. 3, кривая 4). Таким образом, результат орбитального датирования оказался более всего чувствителен к выбору начальной (предварительной) датировки ряда *V*.

В некоторых работах временное запаздывание между рядами определяли методом совмещения экстремумов отфильтрованных рядов (Kawamura et al., 2007). Сравнение полученных различными методами (CWT и совмещение пиков) временных запаздываний между симулированными зашумленными рядами показало, что метод сравнения пиков работает хуже, чем CWT. Он демонстрирует большее, чем метод CWT, случайное отклонение от истинного временного запаздывания и поэтому малопригоден для орбитального датирования рядов газосодержания льда. В случае экспериментального ряда *V*, полученного на Куполе Фуджи, временное запаздывание по методу пиков хорошо согласуется с таковым, полученным с помощью CWT, только на временных промежутках 50–150 тыс. лет и 170–300 тыс. лет (рис. 2з). Наибольшие расхождения наблюдаются на участке 150–170 тыс. лет, который характеризуется повышенным разбросом экспериментальных данных (см. рис. 2а), а также в зонах краевых эффектов. Максимальное расхождение между полученными датировками достигает 3 тыс. лет (рис. 3).

Затушеванные зоны на рис. 3 показывают область случайных погрешностей расчета временных запаздываний методом CWT (σ и 2σ), рассчитанных по формуле (17). Из графика видно, что альтернативные датировки, за исключением той, которая основана на использовании предварительной временной шкалы DF2, в основном дают результаты, совпадающие с основной орбитальной датировкой в пределах установленной погрешности (2σ) метода CWT. Суммарная случайная погрешность построенной нами орбитальной временной шкалы ледяного ядра с Купола Фуджи, учитывающая расхождения этой шкалы с возможными альтернативными орбитальными датировками, приведена в таблице.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненное исследование показало, что техника непрерывного вейвлет-преобразования, CWT, идеально подходит для построения орбитальной хронологической шкалы ледяного ядра путем совмещения ряда газосодержания льда с точно датированным расчетным рядом инсоляции. Впервые проведены численные эксперименты, которые позволили обнаружить незначительную (до 0,4 тыс. лет) систематическую недооценку временного запаздывания, рассчитанного методом CWT, и определить случайную погрешность метода, которая варьирует в пределах 0,24–0,66 тыс. лет для рассмотренной в работе временной шкалы ядра со станции Купол Фуджи. Определена степень зависимости результатов орбитального тюнинга от выбора предварительной

хронологической шкалы керна, инсоляционной кривой и метода фильтрации рядов. Установлено, что с учетом вклада всех перечисленных источников ошибок общая стандартная погрешность орбитальной шкалы возраста керна Купола Фуджи не превышает $\pm 2,1$ тыс. лет (см. таблицу).

Полученные оценки, однако, касаются лишь погрешностей, связанных с реализацией самого алгоритма орбитального тюнинга. Дополнительный вклад в суммарную ошибку возраста льда может вносить систематическая погрешность, возникающая в случае невыполнения базового положения метода, которое предполагает мгновенное, без запаздывания отражение изменений местной инсоляции в соответствующих изменениях общего газосодержания ледяной породы. Для проверки этого положения мы сравнили ряд изотопного ($\delta^{18}\text{O}$) состава льда с Купола Фуджи на орбитальной временной шкале с рядом содержания дейтерия (δD) в керне станции Восток на временной шкале AICC2012 (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013). С целью облегчения сопоставления рядов $\delta^{18}\text{O}$ и δD они были пронормированы и отфильтрованы низкочастотным фильтром, пропускающим колебания с периодами >10 тыс. лет.

При анализе изотопных рядов, представленных на рис. 4, мы исходили из следующего.

1. Хронологическая шкала AICC2012, созданная в результате синтеза и синхронизации всех имеющихся данных о возрасте льда в кернах из пяти глубоких скважин, пробуренных в Антарктиде (Восток, EDC, EDML, Купол Талос) и Гренландии (NGRIP), априори рассматривается как наиболее точная из доступных датировок и, следовательно, может быть использована для тестирования орбитальной временной шкалы, разработанной нами для Купола Фуджи, тем более что данные этой станции при создании AICC2012 не учитывались. Стандартная ошибка датировок AICC2012 на интересующем нас временном отрезке меняется от $\pm 0,6$ тыс. лет до $\pm 3,3$ тыс. лет, а в среднем составляет $\pm 2,0$ тыс. лет (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013).

2. Низкочастотные вариации температуры с периодами >10 тыс. лет и соответствующие им изменения изотопного состава аккумулирующегося льда происходили

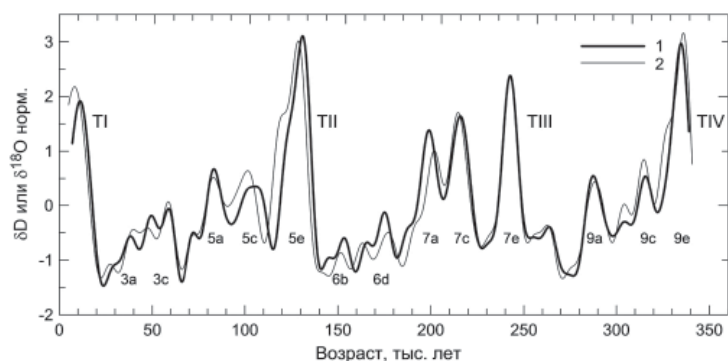


Рис. 4. Изменение изотопного состава антарктического льда за последние 340 тыс. лет по данным кернов со станций Купол Фуджи и Восток:

1 — ряд $\delta^{18}\text{O}$ керна Купола Фуджи (Watanabe et al., 2003) на орбитальной временной шкале, полученной в этой работе; 2 — ряд $\delta^{18}\text{D}$ керна станции Восток (Petit et al., 1999), на временной шкале AICC2012 (Bazin et al., 2013; Veres et al., 2013). Оба ряда отфильтрованы фильтром низких частот ($<10^{-4}$ год $^{-1}$) и пронормированы по стандартному отклонению. ТI-ТIV — терминации ледниковых периодов; цифрами с буквами обозначены морские изотопные стадии по классификации (Raisbeck et al., 2015).

синхронно и имели одинаковую амплитуду в районах станций Восток и Купол Фуджи в течение последних 340 тыс. лет (Watanabe et al., 2003).

Таким образом, в идеальном случае — при условии абсолютной точности используемых датировок — отфильтрованные ряды изотопного состава льда в двух указанных пунктах бурения должны быть практически идентичными.

Как видно из рис. 4, несмотря на достаточно хорошее совпадение между двумя изотопными кривыми как по амплитуде, так и по фазе вариаций, на некоторых участках временной шкалы наблюдаются заметные расхождения. Частично они могут быть объяснены различием условий в источниках влаги, откуда поступают осадки в районы Востока и Купола Фуджи (Watanabe et al., 2003). На некоторых участках рядов (стадии 3а, 3с, 6b и 6d на рис. 4) малая амплитуда вариаций изотопного состава затрудняет идентификацию и сопоставление изотопных стадий. Фазовое рассогласование наиболее значительных климатических изменений, связанных с терминациями ледниковых периодов (ТИ-TIV), меняется от нуля для третьей терминации до 2 тыс. лет для второй и первой. Максимальное расхождение в датировках крупных климатических событий наблюдается для изотопных стадий 5с (4,3 тыс. лет) и 7а (3,1 тыс. лет). Отметим, что лишь в одном случае (изотопная стадия 5с) обнаруженное расхождение незначительно превышает сумму стандартных ошибок нашей временной шкалы и шкалы AICC2012.

Таким образом, выполненный анализ подтверждает надежность сделанной выше оценки погрешности датирования льда по ряду его газосодержания. Стандартная ошибка этого метода составляет порядка ± 2 тыс. лет и, следовательно, не превышает стандартной погрешности оптимизированной временной шкалы AICC2012. Следующим шагом в разработке орбитального метода датирования льда по данным о его газосодержании должно стать создание согласованной орбитальной шкалы ледяных кернов со станций Восток, Конкордия и Купол Фуджи, для которых получены ряды газосодержания льда с высоким временным разрешением.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 14-27-00030.

Авторы благодарят профессора Т. Хондо за предоставление образцов керна со станции Купол Фуджи для проведения контрольных измерений газосодержания льда, руководство Лаборатории гляциологии и геофизики окружающей среды (г. Гренобль, Франция) за техническое содействие в проведении этих измерений, а также Д. Рэйно (D. Raynaud) за многочисленные полезные дискуссии и советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Bazin L., Landais A., Lemieux-Dudon B., Toyé Mahamadou Kele H., Veres D., Parrenin F., Martinerie P., Ritz C., Capron E., Lipenkov V., Loutre M.-F., Raynaud D., Vinther B., Svensson A., Rasmussen S., Severi M., Blunier T., Leuenberger M., Fischer H., Masson-Delmotte V., Chappellaz J., Wolff E. An optimized multi-proxies, multi-site Antarctic ice and gas orbital chronology (AICC2012): 120–800 ka // *Climate of the Past*. 2013. Vol. 9. № 4. P. 1715–1731. doi: 10.5194/cp-9-1715-2013.
- Berger A. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic change // *J. Atmos. Sci.* 1978. Vol. 35. P. 463–467. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2362:LTVO-DI>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVO-DI>2.0.CO;2)
- Hondoh T., Narita H., Hori A., Fujii M., Shoji H., Kameda T., Mae S., Fujita S., Ikeda T., Fukazawa H., Fukumura T., Azuma N., Wang Y., Kawada K., Watanabe O., Motoyama H. Basic analyses of Dome Fuji deep ice core. Part 2: Physical properties // *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.* 1999. Vol. 13. P. 90–98.

- Hondoh T., Shoji H., Watanabe O., Tsyganova E.A., Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya.* Average time scale for Dome Fuji ice core, East Antarctica // *Polar Meteorol. Glaciol.* 2004. Vol. 18. P. 1–18.
- Hondoh T., Shoji H., Watanabe O., Salamatin A.N., Lipenkov V.Ya.* Depth-age and temperature prediction at Dome Fuji station, East Antarctica // *Annals of Glaciology.* 2002. Vol. 35. № 1. P. 384–390. doi: <http://dx.doi.org/10.3189/172756402781817013>.
- Huybers P.* Early Pleistocene glacial cycles and the integrated summer insolation forcing // *Science.* 2006. Vol. 313. № 5786. P. 508–511. doi: 10.1126/science.1125249.
- Kawamura K.* Variations of atmospheric components over the past 340,000 years from Dome Fuji deep ice core, Antarctica // Tohoku University. Sendai. 2000. Vol. 182. doi: 10.11501/3188644.
- Kawamura K., Parrenin F., Lisiecki L., Uemura R., Vimeux F., Severinghaus J.P., Hutterli M.A., Nakazawa T., Aoki S., Jouzel J., Raymo M.E., Matsumoto K., Nakata H., Motoyama H., Fujita S., Goto-Azuma K., Fujii Y., Watanabe O.* Northern Hemisphere forcing of climatic cycles in Antarctica over the past 360,000 years // *Nature.* 2007. Vol. 448. P. 912–916. doi: 10.1038/nature06015.
- Laskar J., Robutel P., Joutel F., Gastineau M., Correia A.C.M., Levrard B.* A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth // *Astronomy and Astrophysics.* 2004. Vol. 428. P. 261–285. doi: 10.1051/0004-6361:20041335.
- Lipenkov V., Candaudap F., Ravoire J., Dulac E., Raynaud D.* Instruments and Methods: A new device for the measurement of air content in polar ice // *Journal of Glaciology.* 1995. Vol. 41. № 138. P. 423–429. doi: <http://dx.doi.org/10.3198/1995JoG41-138-423-429>.
- Lipenkov V.Ya., Raynaud D., Loutre M.F., Duval P.* On the potential of coupling air content and O₂/N₂ from trapped air for establishing an ice core chronology tuned on local insolation // *Quaternary Science Reviews.* 2011. Vol. 30. № 23–24. P. 3280–3289. doi: 10.1016/j.quascirev.2011.07.013.
- Martinerie P., Lipenkov V., Raynaud D.* Correction of the air content measurements in polar ice for the effect of cut bubbles at the surface of the sample // *Journal of Glaciology.* 1990. Vol. 36. № 124. P. 299–303. doi: <http://dx.doi.org/10.3198/1990JoG36-124-299-303>.
- Mélice, J.L., Servain J.* The tropical Atlantic meridional SST gradient index and its relationship with the SOI, NAO and Southern Ocean // *J. Climate Dynamics.* 2003. Vol. 20. № 5. P. 447–464. doi: 10.1007/s00382-002-0289-x.
- Paillard D., Labeyrie L., Yiou P.* Macintosh Program Performs Time-Series Analysis // *EOS. Transact. AGU.* 1996. Vol. 77. № 39. P. 379. doi: 10.1029/96EO00259.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delague G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Ya., Lorius C., Pepin L., Ritz C., Saltzman E., Stevenard M.* Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* 1999. Vol. 399. № 6735. P. 429–436.
- Railsback L.B., Gibbard P.L., Head M.J., Voarintsoa N.R., Toucanne S.* An optimized scheme of lettered marine isotope substages for the last 1.0 million years, and the climatostratigraphic nature of isotope stages and substages // *Quaternary Science Reviews.* 2015. Vol. 111 P. 94–106. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.01.012>.
- Raynaud D., Lipenkov V.Ya., Lemieux-Dudon B., Duval P., Loutre M.-F., Lhomme N.* The local insolation signature of air content in Antarctic ice. A new step toward an absolute dating of ice records // *Earth and Planetary Science Letters.* 2007. Vol. 261. № 3–4. P. 337–349. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2007.06.025>
- Torrence C., Compo G.P.* A practical guide to wavelet analysis // *Bulletin of the American Meteorological Society.* 1998. Vol. 79. № 1. doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(1998\)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(1998)079<0061:APGTWA>2.0.CO;2).
- Veres D., Bazin L., Landais A., Toyé Mahamadou Kele H., Lemieux-Dudon B., Parrenin F., Martinerie P., Blayo E., Blunier T., Capron E., Chappellaz J., Rasmussen S., Severi M., Svensson A., Vinther B.,*

Wolff E. The Antarctic ice core chronology (AICC2012): an optimized multi-parameter and multi-site dating approach for the last 120 thousand years // *Climate of the Past*. 2013. Vol. 8. № 6. P. 6011–6049. doi:10.5194/cp-9-1733-2013.

Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., Parrenin F., Shojik H., Yoshida N. Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles // *Nature*. 2003. Vol. 422. № 6931. P. 509–512.

Watanabe O., Kamiyama K., Motoyama H., Fujii Y., Shoji H., Satow K. The paleoclimate record in the ice core at Dome Fuji station, East Antarctica // *Annals of Glaciology*. 1999. Vol. 29. № 1. P. 176–178. doi:http://dx.doi.org/10.3189/172756499781821553.

A.A. SKAKUN, V.Ya. LIPENKOV

**ASSESSING THE UNCERTAINTIES OF AN ICE CORE TIME SCALE BASED
ON ORBITAL TUNING OF AIR CONTENT RECORDS:
A CASE STUDY OF THE DOME FUJI (ANTARCTICA) ICE CORE**

We have further elaborated an algorithm for implementing a new method of ice core dating, which is based on the link between air content of ice and local insolation (Raynaud et al., 2007).

Our study proves that continuous wavelet transform (CWT) is the most suitable tool for tuning the preliminary dated air content records on the calculated local insolation time series. The uncertainties associated with applying this technique to the experimental air content records have been thoroughly investigated. The new dating method was for the first time applied to constructing the orbital time scale for the Dome Fuji ice core, using a composite air content record obtained from this site. A standard error of the thus obtained timescale was evaluated not to exceed ± 2.1 ka, that is, close to the standard error of the optimized multi-proxy, multi-site AICC2012 chronology, previously developed for five drilling sites in Antarctica and Greenland.

Keywords: ice core, air content of ice, insolation, ice dating, wavelet transform, paleoclimate.

АЛИФАТИЧЕСКИЕ УГЛЕВОДОРОДЫ ВО ВЗВЕСИ СНЕЖНО-ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА БЕЛОГО МОРЯ

д-р. геол.-минерал. наук И.А. НЕМИРОВСКАЯ¹,

*канд. геол.-минерал. наук В.П. ШЕВЧЕНКО, мл. науч. сотр. А.М. ТИТОВА¹,
инженер А.Г. БОЕВ¹, науч. сотр. А.В. ТРАВКИНА¹, д-р. физ.-мат. наук И.П. ТРУБКИН²*

*¹ — Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН (ИО РАН), Москва,
e-mail: nemir@ocean.ru*

² — Всероссийский научно-исследовательский институт охраны природы, Москва

Представлены результаты многолетних исследований (2010, 2012, 2015 и 2016 гг.) алифатических углеводородов и взвешенного вещества в снежно-ледяном покрове двух районов Белого моря: губы Ругозерской (район биологической станции МГУ — ББС, периферия Кандалакшского залива) и устья Северной Двины (район г. Архангельска). В снеге, из-за загрязнения атмосферы в отопительный сезон, концентрации углеводородов повышались от февраля к марту, особенно в устье Северной Двины (до 616 мкг/л). Во льду в зависимости от условий льдообразования концентрирование углеводородов происходит в разных частях керна. В верхней части льда на содержание углеводородов оказывает влияние их поступление со снегом, а в нижней — из подледной воды, при этом большое значение приобретают процессы на границе лед–вода. Проведено сопоставление полученных данных с результатами изучения углеводородов в снеге и во льду в фоновых районах Арктики и Антарктики.

Ключевые слова: Белое море, снег, лед, алифатические углеводороды, взвесь, органическое вещество.

ВВЕДЕНИЕ

Интерес к исследованию углеводородов (УВ) в значительной степени обусловлен нефтяным загрязнением морских акваторий, так как на их долю приходится до 95 % нефти и нефтепродуктов (Немировская, 2013; Руководство..., 1993; АМАР, 2007). Современная система экологического мониторинга из-за сложности анализа нефти основана на определении содержания УВ (Руководство..., 1993). Снежно-ледяной покров меняет картину поведения нефти при разливах, так как создает два дополнительных барьера снег–лед и лед–вода (АМАР, 2007). Изучение последствий нефтяных разливов в Арктике показало, что для таких ситуаций характерно замедление скорости испарения легких фракций; повышение плотности сырой нефти, снижение ее текучести, ограничение подвижности нефти за счет ее абсорбции на поверхности льда и накопления в пористых наслоениях, каналах и пустотах ледяного покрова (АМАР, 2007; Fingas, Hollebhone, 2003; Prince, Bragg, 1997). По некоторым оценкам (Glover, Dickins, 1999), в арктических условиях лед способен аккумулировать и удерживать до 1 млн баррелей нефти на 1 квадратную милю льда. Образование ледяного покрова примерно в два раза сокращает площадь разлива (Немировская, Трубкин, 2013).

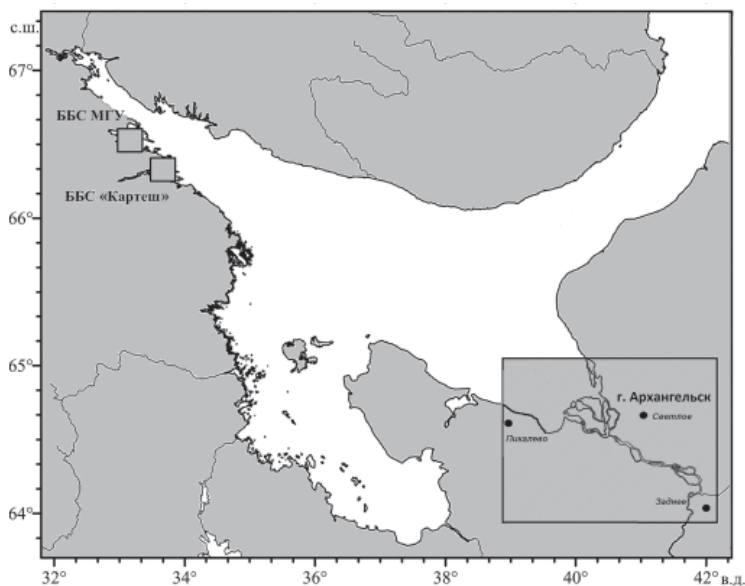


Рис. 1. Основные районы отбора проб снежно-ледяного покрова в Белом море.

Распределение УВ в снежно-ледяном покрове Белого моря было рассмотрено в монографии Немировской и Леонова (2012). Здесь приводятся данные, полученные в 2010–2016 гг. в сравнении с предыдущими результатами. Цель исследования — определить особенности распределения УВ во взвеси снежно-ледяного покрова периферии Кандалакшского залива (район Беломорской биологической станции МГУ — ББС, губа Ругозерская), в устье Северной Двины и на озерах в районе Архангельска (рис. 1). Изучали УВ в сопоставлении с содержанием других компонентов органического вещества — $C_{орг}$, липидов, хлорофилла «а» и самой взвеси. Районы исследования отличаются не только криобиологическими процессами образования снежно-ледяного покрова, но и антропогенной нагрузкой на экосистемы.

По классификации Н.Н. Зубова Белое море относится к замерзающим морям большой ледовитости (Зубов, 1944), с сезонным ледяным покровом. В феврале–марте здесь наблюдается устойчивый припай толщиной от 40 до 80 см, в среднем 57 см (Думанская, 2012). Сезонные припайные льды в сравнении с арктическими морскими многолетними образуются из водно-снежного льда, который характеризуется высокой пористостью, изотропной структурой и, как следствие, значительной обводненностью (Пантюлин, 2012; Сажин, Ратькова, 2012; Черепанов и др., 1997). В отдельных случаях нижняя часть льдов окрашена в бурый цвет из-за развития диатомовых водорослей. В прибрежной зоне лед может захватывать осадочный материал эрозии берегов, речного стока и донных отложений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Все оборудование для отбора и таяния снега и льда (скребки, мешки, полиэтиленовые фляги и баки) было предварительно тщательно протерто кашицей из пищевой соды для удаления жировых загрязнений с поверхности полиэтиленовой посуды. Затем посуда была ополоснута разбавленным раствором соляной кислоты для удале-

ния металлических загрязнений и потом промыта несколько раз дистиллированной водой. При отборе проб также соблюдали меры по предотвращению загрязнения. Снег собирали с поверхности льда пластиковым совком. Пробы льда отбирали с помощью ручного кольцевого бура ($d = 14,5$ см). Лед распиливали на части с помощью титановой пилы, учитывая его строение, и помещали в специальные баки для таяния. Для получения необходимого количества талой воды одновременно растапливали 5–8 кернов. Время плавления кернов — 2–2,5 суток.

Взвесь выделяли из воды методом мембранной фильтрации на предварительно отмытые (4 % особо чистой соляной кислотой) поликарбонатные ядерные фильтры (диаметр пор 0,45 мкм) под вакуумом 0,4 атм. и определяли концентрацию гравиметрически. Для определения концентраций УВ взвесь выделяли фильтрацией из воды под вакуумом 0,2 атм. на предварительно прокаленные при 450 °С стекловолокнистые фильтры GF/F фирмы Whatman (эффективный размер пор 0,7–1,2 мкм). Липиды (суммарная фракция) экстрагировали метилхлоридом из подсушенных на воздухе фильтров на ультразвуковой бане «Сапфир» при 30 °С.

УВ из липидной фракции выделяли с помощью колоночной хроматографии на силикале гексаном. Концентрацию липидов (до колоночной хроматографии) и алифатических УВ (после колоночной хроматографии) определяли ИК-методом на приборе IRAffinity-1, фирмы Shimadzu. В качестве стандарта использовали смесь (по объему): 37,5 % изооктана, 37,5 % гексадекана и 25 % бензола, используемую при анализе нефтяных УВ (Руководство..., 1993). Чувствительность метода — 3 мкг/мл экстракта.

$C_{\text{орг}}$ во взвеси определяли методом сухого сжигания при 800 °С на приборе АН-7529М с кулонометрическим окончанием. Фильтр помещали в фарфоровый тигель и использовали обычные процедуры, применяемые при определении $C_{\text{орг}}$ в донных осадках (Люцарев, 1986). Чувствительность метода 6 мкг углерода в пробе, точность 3–6 относительных процентов. Для пересчета концентраций УВ в концентрации $C_{\text{орг}}$ использовали коэффициент 0,5 (Руководство..., 2004).

Микрофотографии взвеси, собранной на ядерных фильтрах, выполнены при помощи сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA-3.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В губе Ругозерской исследования проводили в разные годы, но в основном в одно и то же время в конце января – начале февраля и в одних и тех же районах — озеро Кисло-Сладкое и причал ББС (рис. 2).

В снеге озера Кисло-Сладкое (ст. 1), расположенного в удалении от станции, концентрации УВ были ниже, чем на ст. 2, расположенной у причала ББС (рис. 2). Территория ББС относится к зоне повышенного увлажнения и характеризуется продолжительной, относительно теплой зимой, длящейся приблизительно 4–4,5 месяца с середины ноября по март. Первый снег здесь обычно выпадает в середине октября. Снежный покров существует 170–190 дней в году высотой 40–50 см, достигая максимума в марте. Осадков выпадает здесь около 450–550 мм в год, колебания от года к году часто составляют большие величины, но не превышают 650 мм. В течение года преобладают ветры юго-западного и западного направлений, захватывающие аэрозоли из Европы (Шевченко и др., 2012).

В феврале в снеге за весь период наблюдений в районе ББС содержание УВ изменялось в сравнительно узком интервале и не превысило 42 мкг/л (табл. 1). При этом УВ не являлись доминирующей фракцией в составе ОВ и в разные годы иссле-

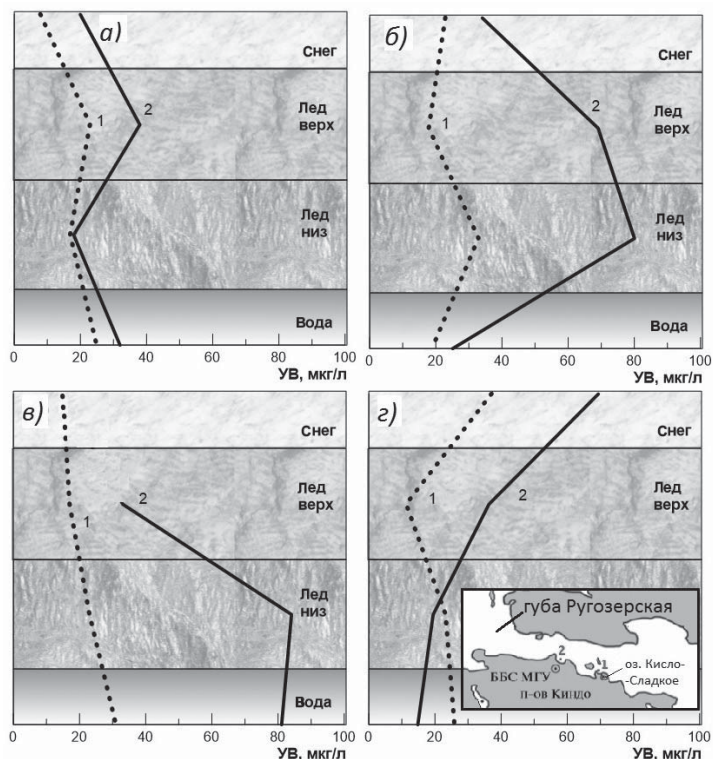


Рис. 2. Распределение алифатических УВ в снежно-ледяном покрове района ББС: *а* — 2010, *б* — 2012, *в* — 2015, *з* — 2016 гг.; 1 — озеро Кисло-Сладкое, 2 — причал ББС МГУ.

дования не превышали 8 % от $C_{\text{орг}}$. Обусловлено это, скорее всего, тем, что в общей структуре выбросов в атмосферу загрязняющих веществ (ЗВ) над Белым морем УВ составляют в среднем 16 % (Шварцман, Трубицына, 2007).

Загрязненность арктической атмосферы из-за отопления жилищ должна повышаться от ноября к марту и значительно превышать их концентрации в фоновых акваториях. Действительно, исследования снега, проведенные в марте 2015 г. в губе Ругозерской, установили более высокое содержание УВ (табл. 1): 40–92, в среднем 60 мкг/л ($n = 7, \sigma = 17$). Однако их концентрации были ниже, чем в другом районе Кандакшского залива — в губе Чупа в марте 2004 г.: 80–239 мкг/л (табл. 1). В то же время даже в феврале в составе взвеси снега губы Ругозерской наряду с диатомовыми водорослями и минералами обнаружена окалина, зола ТЭЦ, зола от сжигания угля (рис. 3).

В устье Северной Двины также установлены более высокие концентрации УВ в снеге в марте по сравнению с губой Ругозерской: 83–583 мкг/л (2007 г.), 27–616 мкг/л (2015 г.) по сравнению с февралем — 5–83 мкг/л (2008 г.) (табл. 1). Содержание взвеси в снеге в этом районе резко убывало с удалением от источников эмиссии (Шевченко и др., 2012). Поэтому в марте 2015 г. концентрации взвеси в снеге г. Архангельска между районом Яхтклуба и п. Экономия различались в 158 раз (0,74–116,79 мг/л), а УВ — в 23 раза (27–616 мкг/л) (см. рис. 4). В районе п. Экономия содержание УВ достигло 120 мкг/мг взвеси. Значительно ниже были концентрации УВ в снеге около побережья о. Мудьюг в феврале 2008 г. — 5,7 мкг/мг взвеси.

**Содержание алифатических углеводов (мкг/л) во взвеси снежно-ледяного покрова
Белого моря в сопоставлении с другими районами Мирового океана**

Район/год	Объект			
	Снег	Лед (верх)	Лед (низ)	Подледная вода
Губа Ругозерская, 2010 г., февраль	8–20	23–38	17–18	25–32
Губа Ругозерская, 2012 г., февраль	23–34	18–69	33–80	19–25
Губа Ругозерская, 2015 г., февраль	15	17–33	23–84	31–81
Губа Ругозерская, 2015 г., март	40–92	Не определяли	Не определяли	Не определяли
Губа Ругозерская, 2016 г., февраль	10–46	11–36	12–33	15–26
Губа Чупа, 2004 г., март	80–239	60–271	264–471	6–46
Устье Сев. Двины, 2007 г., март	83–583	50–300	78–420	130–249
Устье Сев. Двины, 2008 г., февраль	5–83	2–39	3–40	0–17
Устье Сев. Двины, 2015 г., март	27–616	46–55	73–103	98–1604
Озера в районе Архангельска, 2016 г., март	98–1064	Не определяли	Не определяли	Не определяли
СЛО, поднятие Менделеева, 2000 г., сентябрь	0–39	2–8	28–132	18–38
Антарктида, море Содружества, залив Прюдс, 2010 г., март	8–16	16–40	116–162	7–9
Антарктида, море Содружества, залив Тала, 2014 г., март	1	4	14	2

В большинстве растопленных снеговых проб в устье Северной Двины значения рН были слабокислыми, так как варьировали в интервале от 4,36 до 6,85 (Шевченко и др., 2012), что характерно для снежного покрова многих районов севера Русской равнины (Трубицына, 2010). В тоже время значения рН оказались выше установленных в снежном покрове западной части Кольского п-ова и прилегающих районов Финляндии и Норвегии (4,53–4,96) (Caritat et al., 1998), где существенно влияние выбросов медно-никелевых комбинатов. Для Архангельской агломерации характерны высокие нагрузки выпадений сульфатов. На станциях мониторинга Северного УГМС атмосферные осадки с рН > 7,2 в 1990–2003 гг. отмечены не были. В то же время рН был выше на станции около места выброса сточных вод Архангельского ЦБК и на станции около железнодорожного моста в Архангельске (Шевченко и др., 2012). Эти районы характеризовались повышенными концентрациями взвеси (от 11 до 83 мг/л),

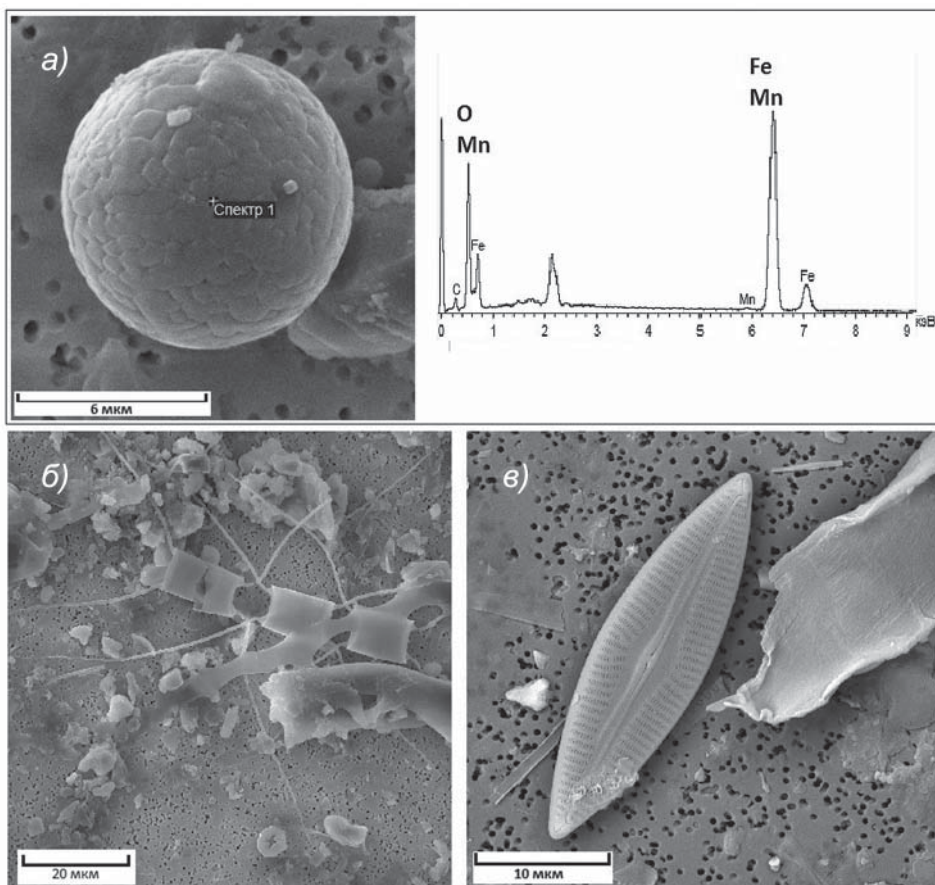


Рис. 3. Состав взвеси снега (данные сканирующего электронного микроскопа): *а* — окалина и ее состав, полученный с помощью приставки-микроанализатора к сканирующему электронному микроскопу; *б* — диатомовые и минеральные частицы; *в* — диатомовые и органическая ткань.

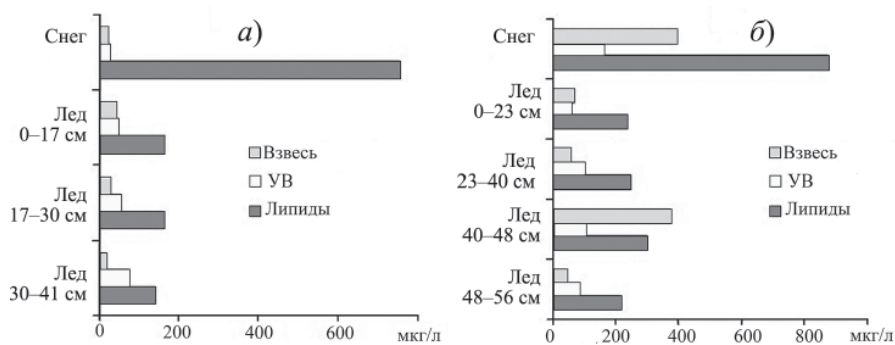


Рис. 4. Распределение взвеси (мкг/л/100), УВ и липидов (мкг/л) в снежно-ледяном покрове в районе Архангельска в марте 2015 г.: *а* — район Яхтклуба, *б* — порт Экономика.

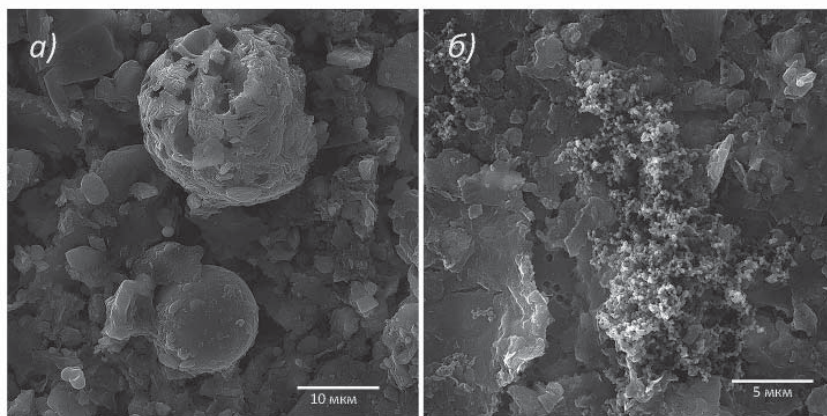


Рис. 5. Состав взвеси снега озера Пикалево (данные сканирующего электронного микроскопа): *a* — сфера сгорания жидкого топлива с рыхлой ноздреватой поверхностью и алюмосиликатная каменноугольная зола ТЭЦ с гладкой сферической поверхностью; *б* — рыхлый агрегат округлых частиц сажи.

которая способствовала нейтрализации кислотных выпадений. Более высокое содержание взвеси установлено на станциях около г. Новодвинска, в зоне влияния АЦБК, около 29-го лесозавода, в 1 км от устья протоки Хаторица, через которую в протоку Кузнечиха поступают сточные воды Соломбальского ЦБК.

В 2016 г. были отобраны пробы снега на озерах вокруг Архангельска — Пикалево, Светлое и Заднее (рис. 1, вставка, район Архангельска). Изменчивость концентраций УВ была столь высокая, что среднее их содержание (542 мкг/л) оказалось сопоставимым со стандартным отклонением (536 мкг/л). Максимальное количество УВ (1605 мкг/л) установлено в снеге о. Заднее, наиболее приближенного к Архангельску, а минимальное (98 мкг/л) — в снеге о. Светлое, находящегося в удалении от Архангельска на северо-восток. Взвесь, выделенная из снега, имела черный цвет, так как состояла из сфер сгорания, золы ТЭЦ, сажи (рис. 5) и др. антропогенных частиц.

Во льду, отобранном в губе Ругозерской, УВ концентрировались в разных частях ядра в разные годы исследования (рис. 2), и не превышали 30 % в составе липидов, что характерно для свежееобразованных органических соединений (Немировская, 2013). Последнее может свидетельствовать о незначительном нефтяном загрязнении вод этого района.

Примечательно, что зимой 2010 г. в нижнем слое льда концентрации УВ были в 3,4 раза выше, чем в подледной воде, а в 2012 г. разница в их содержании была меньше (табл. 1). Скорее всего, эти различия определялись условиями и, как следствие, особенностями формирования льда. Отличительная черта Белого моря состоит в том, что толщина снега и припайных льдов соизмеримы. Поэтому верхняя часть ледяных кернов прибрежных районов Белого моря, как правило, образована мутным матовым льдом снежного генезиса, а нижняя — обводненным кристаллическим льдом (Пантюлин, 2012; Сажин, Ратькова, 2012). Декабрь 2011 г. и январь 2012 г. были значительно теплее, чем в предыдущие годы. Однако в конце января наблюдался резкий температурный спад, между -25 и -30 °С, и льдообразование происходило в 5–6 раз интенсивнее, чем в декабре (Пантюлин, 2012). Кроме того, необходимо учитывать,

что в исследуемом районе Белого моря приливной ход имеет полусуточный характер с двумя полными и малыми водами. Поэтому возможны случаи совпадения резкого понижения температуры с выходом воды на поверхность через трещины (при одинаковой толщине снега и льда), которая, перемешиваясь со снегом, быстро превращается сначала в снежный, а потом и в матовый лед. В результате концентрация УВ в нижней части льда в 2012 г. оказалась незначительно выше, чем в подледной воде (табл. 1). В противоположность этому в губе Чупа Кандалакшского залива наблюдался рост концентраций $C_{\text{орг}}$, липидов, УВ в нижних слоях льдов (табл. 1). При этом происходило синхронное изменение концентраций этих соединений: $r(C_{\text{орг}} - \text{лип}) = 0,83$; $r(C_{\text{орг}} - \text{УВ}) = 0,67$; $r(\text{лип} - \text{УВ}) = 0,88$. На нижней поверхности всех исследованных ледяных кернов были обнаружены углеводородокисляющие микроорганизмы (Сажин, Ратькова, 2012). Их средняя численность была максимальной при приближении к берегу. По направлению к центральной части губы Чупа численность углеводородокисляющих бактерий снижалась до минимальных величин (0,06 тыс кл/мл).

В устье Северной Двины при переходе от снега ко льду содержание УВ во взвеси резко уменьшалось (табл. 1). Исследования населения сезонного льда Белого моря установили, что в начале зимы наибольшее обилие бактерий чаще свойственно верхним и средним слоям льда, а весной — нижним слоям (Сажин, Ратькова, 2012). В конце марта пик бактериального обилия приходится на самый нижний слой льда, толщиной несколько сантиметров. Поэтому количество УВ, имеющих биогенный состав, так же, как самой взвеси, в нижнем слое льда зачастую выше, чем в верхнем (табл. 1). В акватории о. Мудьюг в 2008 г. органические соединения концентрировались в нижней части льда, так как лед во время отлива коснулся дна. Поэтому нижний слой льда (40–52 см) из-за очень высокой концентрации взвеси (80,7 мг/л) приобрел темно-серый цвет (Шевченко и др., 2012). В составе взвеси преобладали минеральные частицы песчаной фракции с примесью микроводорослей. В верхнем мутном слое льда (0–25 см) снежного генезиса концентрация взвеси была значительно ниже — 9,8 мг/л и даже ниже средней многолетней концентрации во льдах устья Северной Двины — 10,3 мг/л.

Увеличение концентраций органических соединений и взвеси в нижнем слое льда характерно не только для припайных льдов Белого моря, но и паковых льдов в СЛО (поднятие Менделеева), толщина которых достигала 3 м, и припайных антарктических льдов. В СЛО содержание УВ во взвеси в нижней части льда в среднем было в 8 раз выше (до 64 мкг/л), чем в подледной воде, в то время как концентрации в растворенной форме были близки (6–10 мкг/л) (Немировская, 2013). В бухте Ленинградской моря Лазарева (Антарктида) под толстым слоем фирна в нижней части ледового керна при аномально высоких концентрациях органических соединений ($C_{\text{орг}}$, хлорофилла «а», УВ) установлено даже сероводородное заражение (Немировская, Кравчишина, 2015). В заливе Прюдс моря Содружества концентрации УВ в нижней части льда, толщина которого составляла 2,5 м, также были высокими — до 116 мкг/л (см. табл. 1). Функционирование экосистемы льда приводит к интенсивному накоплению органических соединений, в том числе и УВ, за счет фотосинтеза ледовой флоры на границе лед–вода (Мельников, Гогорев, 2008). Включение водной взвеси в состав льда происходит в результате подъема к поверхности новообразованных единичных кристаллов льда с сорбированными ими частицами ледовых микроводорослей (Черепанов и др., 1997). Этот процесс способствует аккумулярованию органических

соединений во льду в концентрациях, сопоставимых с водами высокопродуктивных районов Мирового океана (Мельников, Семенова, 2013).

Таким образом, большая площадь поверхности делает снег и лед эффективными ловушками для переносимых воздухом соединений, в том числе ЗВ, поступающих из атмосферы и из воды во время ледостава. Несмотря на низкие зимние температуры, в пограничных слоях снег—лед и лед—вода интенсивно происходят как процессы разложения, так и синтеза органических соединений, в том числе и УВ. В верхней части керна льда, как и в снеге, минеральная часть преобладала над биологической. Видовое разнообразие водорослей последовательно повышалось от снега к нижней части льда, где минеральные частицы практически не встречались. Продукты стгорания также не обнаружены. Подводно-подледные исследования показали, что основное распределение организмов связано с поверхностью основания льда (Melnikov, 1998). Льды легко аккумулируют взвесь. Было отмечено, что новообразованный лед в районе острова Новая Земля содержит в 2–3 раза взвеси и в 5 раз $C_{орг}$ больше по сравнению с морской водой (Кодина и др., 2007). За счет накопления на границе лед—вода питательных веществ создаются благоприятные условия для развития здесь диатомовых водорослей. В то же время при высоких концентрациях УВ в загрязненной нефтепродуктами подледной воде может происходить их поглощение льдом, как это наблюдалось в устье Северной Двины в 2007 г. (Немировская, 2013). Большое количество взвеси во льдах, а также гидрофобные свойства УВ обуславливают преимущественное содержание их во взвешенной форме даже в фоновых арктических и антарктических районах. Вода при волнении на поверхности размягчает лед и оказывает на его структуру двойное действие: увеличивает число каналов и капилляров во льду, а также расширяет их диаметр (Гершуни, Жуховицкий, 1972). Это интенсифицирует процессы обмена между водой и льдом.

Эксперименты по испарению нефтяных пленок с водной поверхности установили, что в водах, свободных ото льда, потери от испарения для легких нефтей достигали 40 %, а при наличии битого льда — всего 20–25 % (Немировская, 2013). Эти данные подтвердились при изучении разлива из танкера «Эксон Валдез» в море Бофорта, где испарилось лишь 20 % от общего количества нефти (АМАП, 1998; Prince, Bragg, 1997). Поэтому в высокоширотной Арктике и особенно в водах с наличием льда испарение в целом идет медленнее. Поглощение разлитой «свежей» нефти льдом не превышает 5–10 % (Fingas, Hollebhone, 2003). Во всех ситуациях нефть не налипала на лед, а находилась либо в воде, либо в ледяной каше. Однако рыхлой нижней поверхностью льда она сорбировалась значительно легче, чем гладкой верхней (АМАП, 2007). Поэтому концентрации УВ в загрязненных нефтью районах увеличивались в пограничном слое лед—вода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Распределение УВ в снежно-ледяном покрове Белого моря отличается пространственной и временной изменчивостью их концентраций от года к году даже в одном и том же районе. Обусловлено это, прежде всего, состоянием самого снежно-ледяного покрова.

Снег становится накопителем аэрозольных ЗВ, поступающих из атмосферы и с поверхности моря, — эффект «промокашки» (Лисицын, 2014). Поэтому концентрации УВ в снеге Белого моря выше, чем в фоновых районах Арктики и Антарктики. Низкая доля УВ среди других ОС обусловлена составом выбросов их в атмосферу.

Однолетние льды Белого моря фиксируют состояние поверхностного слоя вод в период замерзания. Особенности формирования припая приводят к изменчивости концентраций УВ в разных слоях льда. Верхний слой льда аккумулирует соединения, поступающие со снегом, а при погружении льда в воду — из поверхностных вод.

Содержание и состав УВ в нижнем слое льда зависят не только от их концентраций в подледной воде, но и от интенсивности биогеохимических процессов в пограничном слое вода–лед. Поэтому во льдах Белого моря концентрации УВ могут быть ниже, чем в паковых льдах СЛО и припайных льдах Антарктики (табл. 1).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00223, 15-05-08374 и 14-05-31512-мол.) и госзадания 0149-2014-0038 «Геолого-геохимические исследования природных и антропогенных процессов в воде, взвесах и донных осадках морских акваторий, в том числе в окраинных районах Мирового океана».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

АМАП (Программа арктического мониторинга и оценки). Загрязнение Арктики: Доклад о состоянии окружающей среды в Арктике. СПб.: Гидрометеоздат, 1998. 188 с.

Гершуни Г.З., Жуховицкий Е.М. Конвективная устойчивость несжимаемой жидкости. М.: Наука, 1972. 392 с.

Думанская И.О. Статистическая модель эволюции ледяного покрова // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 132–156.

Зубов Н.Н. Льды Арктики. М.: Изд. Главсевморпути, 1944. 360 с.

Кодина Л.А., Люцарев С.В., Богачева М.П. Концентрирование водной взвеси новыми льдами на первых стадиях их образования // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2003. Т. 2. С. 122–123

Лисицын А.П. Современные представления об осадкообразовании в океанах и морях. Океан как природный самописец взаимодействия геосфер земли // Мировой океан. Т. 2. М.: Научный мир, 2014. С. 331–571.

Люцарев С.В. Определение органического углерода в морских донных отложениях методом сухого сжигания // Океанология. 1986. Т. 26. Вып. 4. С. 704–708.

Мельников И.А., Гогорев Р.М. Криобиологические характеристики морского льда прибрежной зоны Антарктики // Природные процессы в полярных областях. 2008. № 3 (2). С. 226–232.

Мельников И.А., Семенова Т.Н. Характеристика криопелагической фауны современного морского ледяного покрова центрального Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 4 (98). С. 14–25.

Немировская И.А. Нефть в океане (загрязнение и природные потоки). М.: Научный мир, 2013. 432 с.

Немировская И.А., Леонов А.В. Углеводороды в снежно-ледяном покрове и водах Белого моря // Система Белого моря. Т. 2. / Под ред. А.П. Лисицына, И.А. Немировской. М.: Научный мир, 2012. С. 548–579.

Немировская И.А., Трубкин И.П. Антропогенные и природные углеводороды в воде и взвеси Арктических морей // Система Белого моря. Т. 3. М.: Научный мир, 2013. С. 438–470.

Руководство по методам анализа морских вод. РД 52.10. 243-92. СПб.: Гидрометеоздат, 1993. 264 с.

Пантюлин А.Н. Ледовитость и лед Белого моря по данным наблюдений // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 120–131.

Руководство по современным биохимическим методам исследования водных систем, перспективных для промысла и марикультуры. М.: ВНИРО, 2004. 124 с.

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

Сажин А.Ф., Ратькова Т.Н. Население сезонного льда Белого моря // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 201–224.

Трубицына О.П. Пространственное распределение нагрузок кислотных выпадений Севера Русской равнины по данным мониторинга // Экология арктических и приарктических территорий. Архангельск: Институт экологических проблем Севера УрО РАН, 2010. С. 128–131.

Шварцман Ю.Г., Трубицына О.П. Геоэкологическое состояние атмосферного воздуха и осадков на севере Русской равнины // Вестник АГУ. Сер. «Прикладная геоэкология». 2007. Вып. 70. С. 151–163.

Шевченко В.П., Филиппов А.С., Новигатский А.Н. и др. Рассеянное осадочное вещество пресноводных и морских льдов // Система Белого моря. Т. 2. М.: Научный мир, 2012. С. 169–201.

Черепанов Н.В., Федотов В.И., Тышко К.П. Кристаллическое строение морского льда // Морской лед. СПб.: Гидрометеиздат, 1997. С. 36–37.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme). Chapter 4. Sources, Inputs and Concentrations of Petroleum Hydrocarbons, Polycyclic Aromatic Hydrocarbons, and other Contaminants. Oslo: AMAP, 2007. 87 p.

Caritat P. de, Åyräs M., Niskavaara H. et al. Snow composition in eight catchments in the Central Barents Euro-Arctic region // Atmos. Environ. 1998. Vol. 32. № 14/15. P. 2609–2626.

Fingas M.F., Hollebone B.P. Review of behavior of oil in freezing environments // Mar. Pollut. Bull. 2003. Vol. 47. № 9–12. P. 333–340.

Glover N.W., Dickins D.F. Response plans for Arctic oil and ice encounters // Proceedings of the 1999 International Oil Spill Conference. Washington, D.C.: API, 1999. 10 p.

Melnikov I. A. Winter production of sea ice algae in the western Weddell Sea // J. Mar. Systems. 1998. Vol. 17. P. 195–205.

Prince R.C., Bragg M. Shoreline bioremediation following the Exxon Valdes oil spill in Alaska // Bioremediation J. 1997. Vol. 1. P. 97–104.

*I.A. NEMIROVSKAYA, V.P. SHEVCHENKO, A.M. TITOVA, A.G. BOEV,
A.V. TRAVKINA, I.P. TRUBKIN*

ALIPHATIC HYDROCARBONS IN SUSPENDED MATTER OF SNOW-ICE COVER OF DIFFERENT REGIONS OF THE WHITE SEA

There are presented the results of multiyear research (2010, 2012 and 2015 and 2016) of aliphatic hydrocarbons and suspended matter in snow-ice cover of two regions of the White Sea: the Ruzozerskaya bay (near the biological station of Moscow state University, the periphery of the Kandalaksha Bay) and the mouth of the Northern Dvina (near Archangelsk). Due to the atmospheric pollution in the heating season, hydrocarbon concentration increases, especially in the mouth of the Northern Dvina (up to 616 mg/l). In the ice, according to the conditions of ice formation, the concentration of the studied substances occurs in different parts of the core. In the top part of the ice the inflow of hydrocarbons with snow influence hydrocarbon concentration and in the bottom part the main role plays the inflow with under-ice water, in particular, a big role goes to the processes on the border ice-water. A comparison of the obtained data with the results of the research of hydrocarbons was produced in snow and ice in the background areas of the Arctic.

Keywords: White Sea, snow, ice, aliphatic hydrocarbons, suspended matter, organic matter.

СЕЗОННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ЛЬДОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В ОСЕННЕ-ЗИМНИЙ ПЕРИОД

канд. геогр. наук В.П. КАРКЛИН, вед. инж. С.В. ХОТЧЕНКОВ,
канд. геогр. наук А.В. ЮЛИН, канд. геогр. наук В.М. СМОЛЯНИЦКИЙ
ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург, e-mail: karklin@aari.ru

На основе анализа архива электронных ледовых карт за 1997–2016 гг. выполнены расчеты возрастного состава ледяного покрова в северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период. Полученные данные позволили установить с декадной дискретностью изменения количества (площади) и соответствующие им толщины льда всех возрастных градаций и периоды их преобладания с начала формирования ледяного покрова и до его завершения. Выявлены существенные различия в возрастном составе дрейфующих и припайных льдов, проявляющиеся в более раннем появлении однолетних льдов в припае и в относительном их количестве.

Исследование возрастного состава льдов в «холодный» и «теплый» климатические периоды в завершающей стадии формирования ледяного покрова северо-восточной части Карского моря выявило их существенное различие.

Подобного рода работы ранее не выполнялись. Ее результаты дополняют режимные характеристики ледяного покрова северо-восточной части Карского моря и могут быть использованы при разработках методик прогноза ледовых условий судоходства в зимнее время.

Ключевые слова: северо-восточная часть Карского моря, возраст льда, дрейфующий лед, припай.

ВВЕДЕНИЕ

Основные сведения о ледовом режиме арктических морей в зимнее время получены в основном благодаря визуальным авиационным ледовым разведкам, которые производились с 1930–1940-х до начала 1990-х гг. Как и в большинстве районов арктических морей, в северо-восточной части Карского моря после завершения (в октябре–ноябре) летне-осенней навигации, в течение которой выполнялись декадные и тактические (с меньшей дискретностью) разведки, начиная с декабря и до мая ледовые разведки выполнялись один раз в месяц. Разведки с такой дискретностью, позволяя получить общее представление об основных элементах зимнего ледового режима (припай, полыньи, зоны льдов различного возраста и др.), в то же время не давали возможности проследить их формирование в промежутках между разведками. В этом отношении значительно больше данных о формировании ледяного покрова в зимний период накоплено по юго-западной части Карского моря, где с осени 1973 г. началась круглогодичная навигация и регулярно производились тактические ледовые разведки.

Использование спутниковых данных существенно изменило возможности изучения зимнего ледового режима, благодаря получению площадных детальных съемок

ледяного покрова с регулярностью 7–10 суток, а при необходимости и чаще. Эти данные позволили расширить имеющиеся представления о формировании припая, заприпайных полыней (Карелин, Карклин, 2012). Создание электронных ледовых карт и их анализ с помощью ГИС-технологий позволили оценивать количество льдов различного возраста в период осенне-зимнего формирования ледяного покрова.

В настоящее время судоходство в Карском море в зимний период активизировалось, что вызвано необходимостью как исследований на шельфе моря и его обустройства, так и необходимостью вывоза углеводородного сырья. Изменились требования в предоставлении характеристик ледяного покрова в связи с вводом Администрацией Северного морского пути разрешительной системы для плавания судов в арктических морях.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛЕДОВОГО РЕЖИМА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ В ЗИМНИЙ ПЕРИОД

Северо-восточная часть Карского моря по своим климатическим и ледовым условиям наиболее суровый район моря. В течение 8–10 месяцев в году северо-восточная часть моря полностью покрыта льдом. В средние по ледовым условиям годы около половины акватории района после летнего периода таяния остается занятой льдами.

Ледообразование. Ледообразование в северо-восточной части Карского моря начинается на северной его границе в конце августа – первой декаде сентября чаще всего среди остаточных льдов. Достаточно быстро, к концу сентября, процессы ледообразования распространяются на большую часть акватории северо-восточной части моря. Окончательно эта часть моря покрывается молодыми льдами к концу октября.

Характерное распределение льдов различных возрастных градаций и соответствующих им толщин льда (легенда), сформировавшихся в сентябре–октябре, показано на карте, представленной на рис. 1 цвет. вклейки. Как видно из приведенной карты, различным по возрасту (толщине) льдам характерно распределение, близкое к зональному. К северу от обширной зоны начальных и молодых льдов, образовавшихся в основном в октябре, располагается зона однолетних тонких и средних льдов. Севернее этих льдов, на границе с Арктическим бассейном, видны языки остаточных льдов (льды, не вытаявшие в летний период).

Формирование ледяного покрова продолжается до конца мая. Оно сопровождается нарастанием толщины льда и изменением возрастного состава дрейфующих и припайных льдов. Молодые льды толщиной до 30 см переходят в градацию однолетних льдов, среди которых происходит накопление однолетних толстых льдов толщиной более 120 см. По данным из работ (Гудкович и др., 1972; Бородачев, 1998), однолетние толстые льды к концу мая занимают 80 % акватории северо-восточной части моря. Остальную часть возрастного состава ледяного покрова составляют молодые и тонкие льды, образующиеся в каналах, трещинах, разводьях, а также в полынях за границей припая. Старые льды (двухлетние и многолетние) частично образуются из остаточных льдов, частично приносятся из соседних районов Арктического бассейна.

Дрейфующие льды. В зимний период в дрейфующих льдах северо-восточной части Карского моря преобладают обширные ледяные поля размером от 5 до 10 км, встречаются зоны с гигантскими ледяными полями размером более 10 км. В апреле–мае (в связи с перестройкой атмосферной циркуляции) увеличивается подвижность ледяного покрова, сопровождающаяся его дроблением. И хотя по-прежнему

преобладают обширные ледяные поля, в мае их размер уменьшается до 2–3 и 3–5 км. Местами встречаются небольшие зоны с полями размером от 500 до 2000 м.

Толщина ледяных полей ровного однолетнего льда в марте–апреле в северо-восточной части моря в среднем достигает 1,6–1,8 м (Романов, 1991).

При постоянных подвижках ледяных полей на их стыках происходит торошение льда. Наибольшая торосистость наблюдается в апреле–мае, когда торосами покрыто около 60 % акватории северо-восточной части Карского моря при средней высоте надводной части торосов 1,5–1,8 м (Романов, 1991). Вследствие торошения дрейфующего льдов их толщина увеличивается в среднем на 20 %.

В течение всей зимы в северо-восточной части Карского моря преобладает вынос льда на север – северо-запад, что связано с преобладающими ветрами южного – юго-восточного направлений. За зимнее полугодие (с октября по март) из Карского моря через его северо-восточную часть выносятся на север в среднем около 139 тыс. км² ледяного покрова, что составляет около 28 % от общей площади ее ледяного покрова (Гудкович и др., 1972).

Припай. В северо-восточной части Карского моря формируется третий по величине припай — после припая западной части Восточно-Сибирского моря и восточной части моря Лаптевых. Припай устанавливается ежегодно вдоль всех материковых и островных берегов от острова Диксон до мыса Арктический.

Формирование припая начинается при достижении молодым льдом толщины 10–15 см. Припай состоит в основном из однолетних льдов. У берегов архипелага Северная Земля возможно включение двухлетних или многолетних льдов, которые сформировались здесь из остаточных льдов, не вытаявших в предшествующее лето.

Распространение припая происходит интенсивно до января, затем его граница медленно смещается в мористые районы и стабилизируется в марте — начале апреля. К этому времени припай в среднем занимает около 25 % северо-восточной части Карского моря (Карелин, Карклин, 2012).

В годы, благоприятные для развития припая, в него оказываются включенными острова Свердруп, Арктического института, Известий ЦИК, Исаченко, Кирова, Воронина. В такие годы площадь припая распространяется более чем на 30 % акватории северо-восточной части моря.

В годы, неблагоприятные для развития припая, он занимает узкую прибрежную полосу вдоль полуострова Таймыр, охватывает архипелаг Норденшельда и не перекрывает пролив Вилькицкого. В такие годы его площадь составляет около 8 % от площади северо-восточной части Карского моря (Карелин, Карклин, 2012).

Нарастание толщины припайного льда продолжается до второй-третьей декады мая. По осредненным данным группы полярных станций толщина льда в припае составляет 180–190 см. В подошве припая вблизи побережья островов Северной Земли толщина льда может достигать 225 см.

Полыньи. В арктических морях к полыньям относятся протяженные участки с чистой водой или молодым льдом толщиной до 30 см, образующиеся вдоль границы припая. Их образование обусловлено особенностями ветрового режима в районах арктических морей. За границей припая в северо-восточной части Карского моря образуются две полыньи — Центральная Карская и Западная Североземельская.

Центральная Карская полынья является постоянной, ее повторяемость превышает 75 %. Западная Североземельская полынья относится к устойчивым полыньям,

ее повторяемость в среднем превышает 50 %, изменяясь в течение зимнего сезона в пределах 50–85 % (Карелин, Карклин, 2012).

Средняя ширина полыней в период их существования колеблется в пределах 20–35 км, общая площадь составляет около 5 % от площади северо-восточной части моря. В зимний период полыньи вместе с разрывами и каналами в дрейфующем льду являются постоянными источниками ледопродуктивности моря, пополняя ледяной покров образовавшимися в них молодыми льдами.

Формирование ледяного покрова в северо-восточной части Карского моря завершается в конце мая — начале июня, когда на поверхности льда появляются признаки начала таяния — снежицы (Гудкович и др., 1972). Другим признаком является прекращение образования начальных видов льдов на чистой воде в полыньях.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ВОЗРАСТНОГО СОСТАВА ДРЕЙФУЮЩИХ И ПРИПАЙНЫХ ЛЬДОВ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КАРСКОГО МОРЯ

Условия плавания для судов с различными категориями ледовых усилений определяются в основном толщиной преодолеваемого ими льда, косвенными показателями которой является возраст льда (Правила плавания, 2013; Правила классификации и постройки, 2015). Современные технологии обработки спутниковых снимков, построения электронных карт и последующий их анализ позволяют с необходимой регулярностью определять как положение льдов различного возраста, так и их количество (площади). Архив электронных карт, имеющийся в ААНИИ, охватывает период 1997–2016 гг. Обработка этих карт для северо-восточной части Карского моря, результаты которой представлены в таблицах 1 и 2, позволила выявить с декадной дискретностью особенности последовательного перехода возрастных градаций дрейфующих и припайных льдов от начала формирования ледяного покрова в октябре до его завершения в мае. Следует отметить, что подобного рода исследования ранее не проводились.

Возраст дрейфующего льда. В октябре и начале ноября ледяной покров северо-восточной части Карского моря почти на 70 % состоит из начальных и молодых льдов, среди которых преобладают серо-белые льды. Как видно из табл. 1, в начале ноября серо-белые льды составляют более половины возрастного состава ледяного покрова. Количество (площадь) этих льдов постепенно убывает, но они сохраняются в течение всего зимнего сезона. Часть их переходит в градацию однолетних тонких льдов, часть вновь образуется в полыньях и в разрывах среди ледяного покрова.

В начале октября более 20 % составляют старые льды, к которым относятся в основном остаточные льды. Относительное их количество уменьшается по мере появления льдов других возрастных градаций, переходит в стадию двухлетних льдов и сохраняется в пределах 2 % (табл. 1).

В табл. 1 жирным шрифтом выделено количество льдов каждой из возрастных градаций за период, в течение которого льды этой градации преобладали над количеством льдов следующей возрастной градации с повышенной толщиной льда. Так, серо-белые льды преобладают в течение 5 декад при максимальном их количестве 52 % во второй декаде ноября. В течение такого же периода среди дрейфующих льдов преобладают однолетние тонкие льды с максимумом, равным 50 % в первой декаде декабря.

С середины января и до середины апреля, в течение 10 декад, среди дрейфующих льдов северо-восточной части Карского моря преобладают однолетние средние льды. Максимальное их количество, равное 45 %, наблюдается в феврале. Преобладание

**Изменения возрастного состава (толщины) дрейфующих льдов
в период нарастания ледяного покрова в северо-восточной части Карского моря
по данным за 1997–2016 гг., %**

Месяц	Декада	Начальные виды (< 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (> 200 см)
			Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)	
X	1	25	9	22	0	0	0	26
	2	21	24	24	0	0	0	21
	3	13	22	42	7	3	0	9
XI	1	4	13	52	20	3	0	7
	2	4	7	48	30	2	0	7
	3	2	7	40	42	3	0	4
XII	1	2	6	36	50	3	0	2
	2	1	6	30	49	10	0	2
	3	2	3	28	45	18	0	2
I	1	2	3	26	35	29	1	3
	2	1	3	22	30	38	1	3
	3	2	3	22	25	44	1	2
II	1	2	4	21	18	45	7	2
	2	1	2	21	17	45	10	2
	3	2	4	20	18	43	12	2
III	1	2	2	20	17	41	16	2
	2	2	1	19	15	41	19	2
	3	1	1	18	15	39	24	2
IV	1	1	2	18	15	36	25	2
	2	2	2	18	14	35	26	2
	3	1	1	17	14	31	33	2
V	1	1	1	16	8	29	41	2
	2	2	1	15	8	28	42	2
	3	1	1	12	7	27	43	2

самых мощных, однолетних толстых льдов, начинается с третьей декады апреля, к этому времени они составляют 33 % от общего количества дрейфующих льдов всех возрастных градаций. К концу мая их количество в среднем достигает 43 %.

Как следует из табл. 1, в течение всего осенне-зимнего периода в дрейфующих льдах северо-восточной части Карского моря представлены льды всех возрастных градаций.

Начиная с февраля большую часть дрейфующих льдов (более 70 %) составляют однолетние льды. Соотношение однолетних тонких, средних и толстых льдов изменяется в процессе нарастания толщины льдов, но до конца мая все виды этих льдов сохраняются среди дрейфующих льдов. Количественное соотношение градаций однолетних льдов в конце мая приблизительно можно представить как 1:4:6 (табл. 1). На рис. 2 наглядно представлены изменения количества льдов возрастных градаций

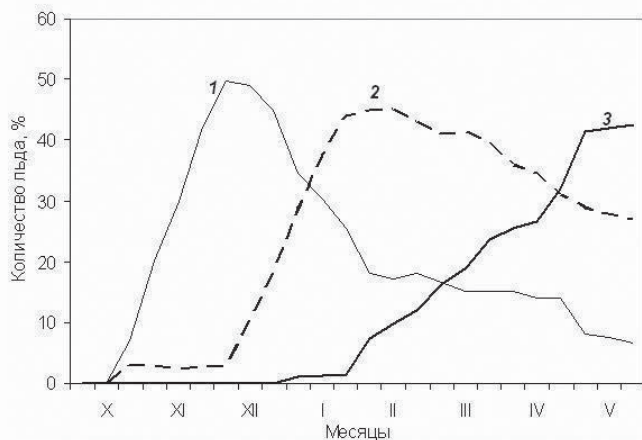


Рис. 2. Изменения количества дрейфующих однолетних тонких (1), средних (2) и толстых (3) льдов в период нарастания ледяного покрова в северо-восточной части Карского моря по данным за 1997–2016 гг.

однолетних дрейфующих льдов в северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период.

Возраст припайных льдов. В начальный период формирования припая, в октябре, когда площадь его не превышает 1–4 % от площади северо-восточной части Карского моря (Карелин, Карклин, 2012), относительное содержание в припайных льдах серо-белых льдов составляет более 60 % и остаточных льдов — более 30 %, что видно из табл. 2. По мере увеличения площади припая и появления льдов других возрастных градаций с увеличением толщины льда относительное количество серо-белого льда в припае довольно быстро сокращается, и в конце января эти льды полностью исчезают. Остаточные льды переходят в градацию двухлетних льдов и в количестве 1–2 % сохраняются до конца мая.

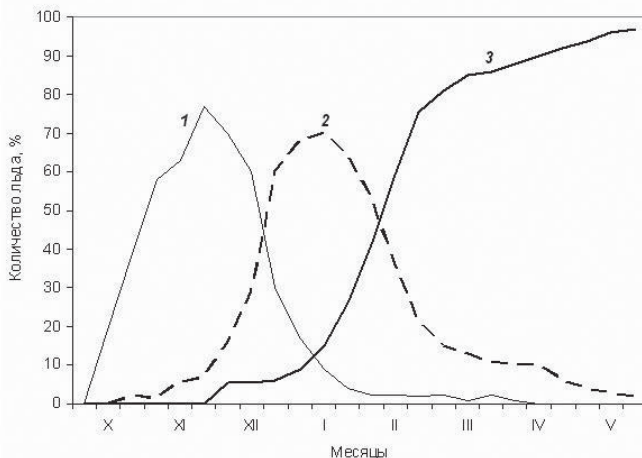


Рис. 3. Изменения количества однолетних тонких (1), средних (2) и толстых (3) льдов в припае в период его нарастания в северо-восточной части Карского моря по данным за 1997–2016 гг.

Изменения возрастного состава (толщины) льдов в припае в осенне-зимний период в северо-восточной части Карского моря по данным за 1997–2016 гг., %

Месяц	Декада	Начальные виды (< 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (> 200 см)
			Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)	
X	1	0	0	66	0	0	0	34
	2	0	0	45	19	0	0	32
	3	0	0	40	38	2	0	20
XI	1	0	0	35	58	2	0	6
	2	0	0	25	63	6	0	5
	3	0	0	15	77	7	0	1
XII	1	0	0	5	70	16	5	1
	2	0	0	3	60	29	5	1
	3	0	0	2	30	60	6	1
I	1	0	0	2	17	68	9	2
	2	0	0	2	9	70	15	3
	3	0	0	0	4	64	26	3
II	1	0	0	0	2	53	41	2
	2	0	0	0	2	36	59	2
	3	0	0	0	2	21	75	1
III	1	0	0	0	2	15	81	1
	2	0	0	0	1	13	85	1
	3	0	0	0	2	11	86	1
IV	1	0	0	0	1	10	88	1
	2	0	0	0	0	9	90	1
	3	0	0	0	0	6	92	2
V	1	0	0	0	0	4	94	2
	2	0	0	0	0	3	96	1
	3	0	0	0	0	2	97	1

Как и в случае с дрейфующими льдами, в табл. 4 жирным шрифтом выделено количество льдов каждой из возрастных градаций в период преобладания над содержанием льдов следующей по возрасту градации. Как можно судить по продолжительности этих периодов, нарастание толщины льда в припае происходит значительно быстрее. Если в дрейфующих льдах однолетние средние льды преобладают в течение 10 декад (табл. 1), то в припае — только в 5 декадах, и в течение 11 декад преобладают однолетние толстые льды.

Важной режимной особенностью в формировании возрастного состава ледяного покрова северо-восточной части Карского моря является более раннее появление однолетних толстых льдов в припае по сравнению с дрейфующими льдами. В припае эти льды появляются на месяц раньше, в декабре, в дрейфующих льдах — в январе (табл. 1 и 2).

Таблица 3

Среднемесячные площади дрейфующих льдов и припая в северо-восточной части Карского моря в период нарастания ледяного покрова по данным за 1997–2016 гг., %

Месяц	X	XI	XII	I	II	III	IV	V
Дрейфующий лед	57,0	91,3	88,4	82,1	80,7	77,7	76,8	75,0
Припай	1,0	4,3	9,6	16,0	18,3	21,5	22,6	22,4

В отличие от дрейфующих льдов, в которых все виды однолетних льдов сохраняются до конца зимнего сезона, в припае однолетние тонкие, средние и толстые льды одновременно присутствуют только до конца марта – начала апреля. В конце мая припай почти полностью состоит из однолетних толстых льдов с незначительным количеством (1–2 %) средних и старых льдов (табл. 3).

Изменения количества однолетних льдов в процессе формирования припая представлено на рис. 3. Рисунок наглядно демонстрирует переход однолетних тонких льдов в средние льды и средних — в толстые.

Следует отметить, что представленные в табл. 1 и 2 количества льдов разного возраста рассчитаны относительно площадей дрейфующих и припайных льдов соответственно. Средние величины этих площадей по данным за 1996–2016 гг. приведены в табл. 3. Как можно видеть из таблицы, в процессе формирования ледяного покрова площади дрейфующих льдов и припая изменяются. За исключением октября, когда северо-восточная часть Карского моря не полностью покрыта льдом, с ноября по май площадь дрейфующих льдов уменьшается по мере увеличения площади припая.

В табл. 4 приведено общее количество дрейфующих и припайных льдов в ледяном покрове северо-восточной части Карского моря относительно ее площади (495 тыс. км²). Поскольку припай (даже при его максимальном развитии) занимает площадь более чем в три раза меньшую, чем площадь дрейфующих льдов, данные табл. 4 в основном отражают сезонный ход формирования возрастного состава

Таблица 4

Среднемесячное количество льдов различного возраста (толщины) в северо-восточной части Карского моря по данным за период 1997–2016 гг., %

Месяц	Начальные виды (< 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (> 200 см)
		Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)	
X	11	11	19	2	1	0	10
XI	3	8	44	31	3	0	6
XII	2	4	28	47	13	1	2
I	1	2	20	26	41	4	2
II	1	2	17	15	42	19	2
III	1	1	15	12	34	33	2
IV	1	1	13	11	28	42	2
V	1	1	11	6	22	53	2

дрейфующего льда с характерными временными периодами преобладания той или иной возрастной градации. Наиболее отличительной особенностью возрастного распределения льдов является длительное преобладание однолетних средних льдов в течение трех зимних месяцев (декабрь–март).

Как уже упоминалось в начальном разделе статьи, большую часть ледяного покрова северо-восточной части Карского моря в конце периода его формирования, в мае, составляют однолетние толстые льды, площадь которых к этому времени достигает величины около 80 % (Гудкович и др., 1972; Бородачев, 1998). По данным, представленным в табл. 4, в среднем за период 1996–2016 гг. количество этих льдов в ледяном покрове немногим более 50 %.

Приводимые упомянутыми авторами данные о возрастном составе льда получены по результатам визуальных ледовых авиаразведок в основном за 1960–1980-е гг. Как известно (Фролов и др., 2007), эти годы относятся к «холодному» периоду в Арктике. Полученные нами данные относятся к «теплому» периоду, начавшемуся с середины 1980-х гг. Расхождение в оценке возрастного состава льда, вероятнее всего, обусловлены климатическими колебаниями ледяного покрова. Для проверки этого положения нами использованы оцифрованные обзорные ледовые карты для каждого месяца зимнего сезона, составленные в период визуальных ледовых разведок. Архив этих карт создан в ААНИИ в рамках проекта ВМО «Глобальный банк данных по морскому льду». Результаты расчета по этим картам возрастного состава льда в мае в среднем за период 1957–1984 гг., относящийся к «холодному» периоду в Арктике, представлены в табл. 5.

Как видно из табл. 5, возрастной состав льда в северо-восточной части Карского моря заметно различается в «холодный» и «теплый» климатические периоды. Количество однолетних толстых льдов в «холодный» период на 19 % больше, чем в «теплый». Судя по количеству однолетних средних льдов, формирование однолетних толстых льдов в «холодный» период происходит значительно быстрее. В «теплый» период значительно больше однолетних средних льдов, которые, возможно, не успели перейти в градацию толстых льдов.

Различие в количестве однолетних толстых льдов, рассчитанных нами для «холодного» периода и упомянутыми выше авторами, не столь велико и, возможно, объясняется точностью их оценки.

Таблица 5

Возрастной состав льдов в мае в северо-восточной части Карского моря в «холодный» и «теплый» периоды, %

Периоды, годы	Начальные виды (< 10 см)	Молодые льды		Однолетние льды			Старые льды (> 200 см)
		Серый (10–15 см)	Серо-белый (15–30 см)	Тонкий (30–70 см)	Средний (70–120 см)	Толстый (> 120 см)	
«Холодный» 1957–1984	3	4	2	5	5	72	6
«Теплый» 1997–2016	1	1	11	6	22	53	2

ВЫВОДЫ

Выполненное исследование возрастного состава льда дополняет режимные характеристики ледяного покрова северо-восточной части Карского моря в осенне-зимний период его формирования.

К режимной особенности возрастного состава дрейфующих льдов относится длительное, в течение 10 декад, преобладание однолетних средних льдов (70–120 см). В припае же в течение 11 декад преобладают однолетние толстые льды (более 120 см). В припае эти льды появляются на месяц раньше, в декабре, в дрейфующих льдах — в январе.

В «холодный» (1957–1984 гг.) и «теплый» (1997–2016 гг.) климатические периоды возрастной состав льда в северо-восточной части Карского моря существенно различается. В завершающей стадии формирования ледяного покрова количество однолетних толстых льдов в «холодный» период почти на 20 % больше, чем в «теплый».

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бородачев В.Е.* Льды Карского моря. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. 182 с.
- Гудкович З.М., Кириллов А.А., Ковалев Е.Г., Сметанникова А.В., Спичкин В.А.* Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей. Л.: Гидрометеоиздат, 1972. 348 с.
- Карелин И.Д., Карклин В.П.* Припай и заприпайные полыньи арктических морей сибирского шельфа в конце XX – начале XXI века. СПб.: ААНИИ, 2012. 180 с.
- Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов / Под ред. Б.А. Крутских. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 56 с.
- Правила плавания в акватории Северного морского пути. URL: http://www.mintrans.ru/documents/detail.php?ELEMENT_ID=19481 [дата обращения 01.09.2016]
- Правила классификации и постройки морских судов. СПб.: Изд-во Российского морского регистра судоходства, 2015. Т. 1. 580 с.
- Романов И.П.* Ледяной покров арктического бассейна. Л.: Гидрометеоиздат, 1991. 212 с.
- Фролов И.Е., Гудкович З.М., Карклин В.П., Ковалев Е.Г., Смоляницкий В.М.* Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа. СПб.: Наука, 2007. 136 с.

V.P. KARKLIN, S.V. HOTCHENKOV, A.V. YULIN, V.M. SMOLYANITSKY

SEASONAL CHANGES IN THE STAGES OF SEA ICE DEVELOPMENT IN NORTHEAST PART OF THE KARA SEA DURING THE AUTUMN AND WINTER PERIOD

On a basis of the analysis of archived ice charts for 1997–2016 calculations of changes in the stages of sea ice development composition in northeast part of the Kara Sea during the autumn and winter period are executed. The obtained data allowed establishing with 10 days discretization the changes in quantity (area) and corresponding thicknesses for all stages of sea ice development and the periods of their prevalence from the beginning till the end of ice formation. The essential distinctions between the stages of ice development composition of the drifting and fast ice exhibiting in an earlier appearance and different relative quantity of the first year ice within the fast ice zone are revealed.

Study of sea ice development composition in the northeast part of the Kara Sea during the “cold” and “warm” climatic periods, at the final stage of ice formation revealed their essential distinction.

Such studies were not performed earlier. Its results supplement ice conditions characteristics of northeast part of the Kara Sea and can be used when developing techniques of the ice navigation conditions forecast in winter time.

Keywords: Northeast part of the Kara Sea, stage of ice development, drifting ice, fast ice.

ПРИЛИВНЫЕ И СГОННО-НАГОННЫЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ У МЫСА ЯМ-САЛЕ (ОБСКАЯ ГУБА)

д-р геогр. наук Г.Н. ВОЙНОВ^{1,2}, канд. техн. наук А.А. ПИСКУН²

¹ — ФГБУ Государственный океанографический институт, Санкт-Петербургское отделение, e-mail: voinovgn@aari.ru

² — ГИЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: piskun@aari.ru

Приведены средние оценки гармонических постоянных приливов за летний период (июль–сентябрь) у мыса Ям-Сале (Обская губа), полученные с помощью МНК за период с 1937 по 1960 г. По остаточным рядам (наблюдения минус предвычисления) произведено исследование сгонно-нагонных колебаний уровня моря в отдельные годы за летний период 1937–1960 гг. Выполнена проверка прогностических уравнений В.Г. Корты и Н.А. Лабзовского для расчета сгонно-нагонных колебаний.

Ключевые слова: гармонические постоянные приливов, мыс Ям-Сале, статистические оценки, сгонно-нагонные колебания уровня, прогностические уравнения, расчет сгонно-нагонных колебаний уровня.

ВВЕДЕНИЕ

При впадении реки Оби в Обскую губу расположена дельта, разветвленная на многочисленные рукава, основными из которых являются левый рукав — Хаманельская Обь и правый — Надымская Обь. На выходе Хаманельской Оби в губу сформирован Ямсальский бар (по названию расположенного вблизи мыса Ям-Сале), который представляет собой мелководный 12–13-километровый участок, лимитирующий судоходство на пути транзита грузов между рекой Обью и Обской губой (Смирнов, 1946) (см. рис. 1). Глубины этого бара настолько малы, что для прохода в период навигации даже мелкоосидающих судов с осадкой 2–3 м требуются нагонные уровни.

Уже в начале XX в. в связи с освоением и развитием Северного морского пути появилась необходимость в прогнозе сгонно-нагонных и приливных колебаний уровня моря на этой акватории Обской губы (рис. 1). В обстоятельной работе В.Г. Корты, до настоящего времени не утратившей научного значения и посвященной непериодическим колебаниям уровня в арктических морях, прогнозу сгонно-нагонных колебаний уровня у мыса Ям-Сале уделено особое внимание (Корт, 1941). Важным практическим аспектом этой работы является разработка эмпирических прогностических уравнений для расчета сгонно-нагонных уровней. В этих уравнениях используются связи между выбранными градиентами атмосферного давления по ряду пунктов и уровнем на посту у м. Ям-Сале. Н.А. Лабзовский в дальнейшем рассматривал кроме величин атмосферного давления показатель ветра, но в полном виде эти эмпирические урав-

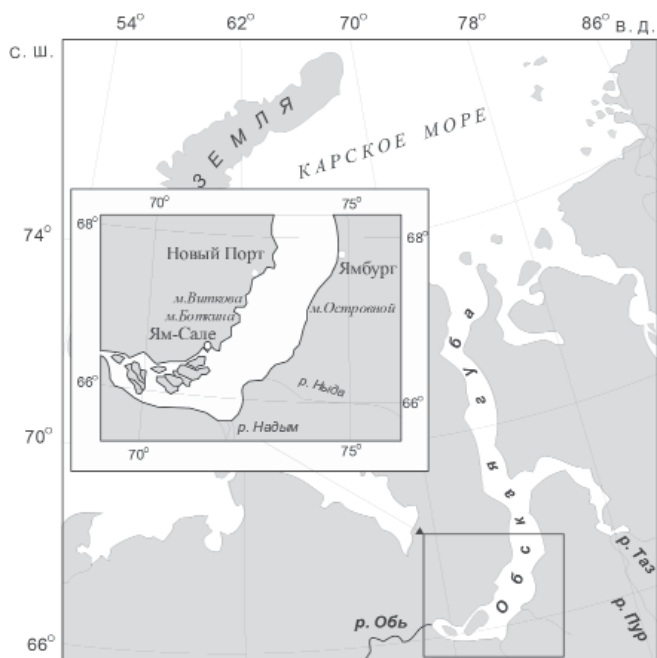


Рис. 1. Расположение уровенного поста в Обской губе Карского моря.

нения не приведены (Лабзовский, 1948). Практически на этих работах заканчивается исследование сгонно-нагонных колебаний у м. Ям-Сале.

Помимо сгонно-нагонных колебаний уровня воды, в Обской губе согласно теории могут возникать свободные колебания водных масс водоема в виде сейш (Корт, 1949). В работе (Корт, 1949) были рассчитаны периоды одноузловой, двухузловой, трехузловой и четырехузловой сейш в Обской губе по методу Дефанта. Однако В.Г. Карту не удалось обнаружить сейши с полученными периодами в колебаниях синхронных ежечасных уровней в летний период из наблюдений на нескольких постах. Он пришел к выводу, что вследствие малых глубин в Обской губе (средняя глубина равна 9,8 м), сильного влияния трения и быстрого изменения синоптической обстановки нельзя ожидать возникновения свободных колебаний в виде сейш с значительной амплитудой. Если учесть, что для решения этой проблемы требуются синхронные наблюдения на постах по всей длине Обской губы, то мы не имели возможности рассмотреть этот вопрос.

В работах (Корт, 1941) и (Лабзовский, 1948) сгонно-нагонные колебания уровня определялись относительно среднего уровня ежечасной серии без учета влияния речного стока и других факторов на его сезонное изменение. За непериодический уровень принимался средний мгновенный уровень, рассчитываемый как среднее значение полных и малых вод, что не строго исключает приливные колебания уровня.

Приливные колебания уровня не достигают у м. Ям-Сале величин, существенно определяющих размахи суммарных наблюдаемых колебаний, тем не менее их учет также является необходимым в прогнозе. Первые сведения о приливах у м. Ям-Сале приведены в работе А.П. Носкова (Носков, 1938). Гармонические постоянные были рассчитаны им по методу Дарвина по месячной серии наблюдений за июль–август

1935 г. Эти же данные помещены в Таблице приливов (1941) и даны также в обзорной работе А.В. Коптевой (Коптева и др., 1952), где для м. Ям-Сале приводятся результаты обработки еще нескольких серий за 1920 г. и 1940 г. Между значениями констант основных волн приливов этих серий имеются заметные различия, которые не комментируются и не оцениваются. Авторам неизвестны публикации по приливам в районе м. Ям-Сале.

Поскольку достоверность эмпирических уравнений из работ (Корт, 1941; Лабзовский, 1948), по-видимому, ранее не проверялась на независимом материале, как и сведений о приливах, то в связи с интенсификацией в последнее десятилетие грузоперевозок в районе Ямсальского бара эта проблема представляет научный и практический интерес.

Основной задачей настоящей работы является анализ приливных и сгонно-нагонных колебаний уровня в районе Ямсальского бара на основе обнаруженных в фондах института исторических данных ежечасных и срочных наблюдений за уровнем, которые в предыдущих опубликованных источниках не были востребованы. Также были выполнены на новом материале статистика сгонно-нагонных колебаний уровня и проверка эмпирических уравнений для краткосрочного прогноза уровня на Ям-Сале в зависимости от градиентов атмосферного давления между различными пунктами.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ АНАЛИЗА

Исходными данными для анализа колебаний уровня у мыса Ям-Сале послужили материалы ежечасных наблюдений, выполненные Омским территориальным управлением ГУСМП (ОТУ) за 1935–1940 гг., Салехардским техническим участком Иртышского бассейнового управления пути (СТУИБУП) в 1941–1960 гг., а также срочные наблюдения поста Гидрометслужбы, получившего название Ямсальский бар, за 1965–1976 гг. (табл. 1).

Таблица 1

Сведения о ежечасных и срочных наблюдениях за уровнем воды у мыса Ям-Сале, использованные в настоящей работе

Год	Период наблюдений	Длина ряда, сут.	Дискретность измерений, ч.	Кем получены
1935	05.07–29.09	87	1	ОТУ
1937	14.07–28.09	77	1	ОТУ
1938	06.07–30.09	86	1	ОТУ
1939	23.07–23.09	61	1	ОТУ
1940*	16.08–11.09	27	1	ОТУ
1941	09.07–29.09	82	1	СТУИБУП
1944*	01.08–13.10	74	1	СТУИБУП
1945	11.07–07.10	88	1	СТУИБУП
1946	18.07–04.10	78	1	СТУИБУП
1947	24.07–10.10	78	1	СТУИБУП
1955	22.06–15.10	116	1	СТУИБУП
1956	05.07–07.10	95	1	СТУИБУП
1960	25.06–07.10	104	1	СТУИБУП
1965–1976	07–09 (ежегодно)	Летний период	6	Пост Ямсальский бар

Примечание. * — Наблюдения имеют плохое качество и не вошли в дальнейшую обработку.

Пост Ямсальский бар действовал по 1984 г., но с 1977 г. выполнял только два измерения уровня в сутки. Эти наблюдения уже не представляли интереса применительно к задачам данной работы и нами не использовались. При анализе сгонно-нагонных колебаний уровня привлекались срочные данные об атмосферном давлении за отдельные годы на выбранных метеорологических станциях региона.

Пост Салехардского технического участка представлял собой футшток (рейку), установленный на удалении от берега. Отсчеты по рейке выполнялись с лодки или же со специально устроенных мостков. В штилевую погоду допускалось производить отсчет с берега, пользуясь биноклем. Главной задачей футшточного поста на Ямсальском баре являлось оповещение подходящих к бару со стороны моря и реки судов о глубине фарватера на баре. Зависимость между отсчетом горизонта воды по рейке и соответствующей данному отсчету глубиной на баре определялась в результате одновременных промеров фарватера на баре и отсчетов по рейке поста.

Из архивных материалов (фонды ААНИИ) известно, что нуль рейки поста Ям-Сале привязан к установленному в 1937 г. реперу № 53, имеющему условную отметку 35,921 м. По данным Северной портоизыскательской экспедиции (СПИЭ) 1947–1948 гг., отметка репера № 53 в системе СПИЭ равна 3,35 м. Это соответствует отметке 1,79 м Балтийской системы высот (БС). Нуль поста для периода 1937–1941 гг. равен –3,08 м в БС. В 1951 г. репер № 53 был утрачен. Отметка нуля поста Гидрометслужбы Ямсальский бар, по данным (Государственный водный кадастр, 1985), равна –3,52 м Балтийской системы высот. К настоящему времени, в результате дополнительного анализа данных о высотной основе поста, получена отметка –3,28 м БС-77. К сожалению, по имеющимся архивным источникам невозможно проверить данные о высотной основе за период до 1960 г. и однозначно удостовериться в том, что за все годы, упомянутые в табл. 1, высотное положение футштока оставалось неизменным. Поэтому уровни в данной работе анализировались отдельно за каждый год и, как следствие, мы рассматривали относительные колебания уровня.

При анализе сгонно-нагонных колебаний уровня с целью их сопоставимости необходимо знать средние месячные значения, определенные за многолетний период, то есть первоначально следует установить сезонный ход уровня. В условиях отсутствия высотной привязки в данных табл. 1 до 1960 г. прямо вычислить сезонный ход уровня затруднительно.

В отличие от метода в работе (Корт, 1941), где характеристики непериодических колебаний отсчитывались относительно среднего уровня за весь сезон каждого года в отдельности, в данном случае величина сгонов-нагонов на каждый час отсчитывалась от горизонта линейного тренда этого года. Целесообразность такого подхода представлена на рис. 2. На примере 1955 г. показано, что при выборе среднего за сезон уровня в качестве горизонта отсчета в первой половине серии будет отмечаться длительный многопиковый нагон (или несколько непрерывных нагонов), а во второй — в основном сгонный период. Более приемлемый результат дает использование средних месячных уровней для вычисления величины непериодических колебаний. Однако в этом случае возникает неопределенность в нахождении отклонений ежечасных уровней от среднемесячного, если сгон или нагон приходится на стык календарных месяцев. Более обоснованный результат, на наш взгляд, позволяет получить использование в таких расчетах линии тренда (см. рис. 2).

Обработка ежечасных серий с целью проверки качества наблюдений, оценки модели прилива и получения остаточных рядов. Для ежечасных временных рядов коле-

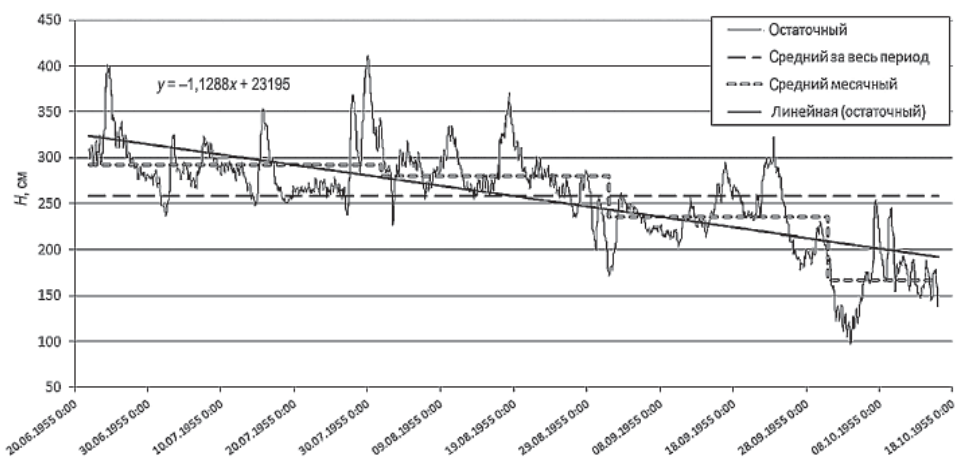


Рис. 2. Ход ежечасных уровней остаточного ряда (наблюдения минус предвычисления) за 1955 г. — пример к выбору отсчетного горизонта для определения количественных характеристик сгонов-нагонов.

баний уровня моря нами разработан способ контроля и редакции случайных выбросов (Войнов, 2003). Тестирование временных рядов проводилось с критерием отклонения более 6 см. Далее ежечасные временные ряды подвергались фильтрации фильтром низких частот Гровза (Д49) для подавления влияния неперидических колебаний. С целью устранения срезки при фильтрации (48 значений ряда теряется) временные ряды предварительно дополнялись в начале и конце с помощью предвычисления.

При выборе списка волн для анализа в целом мы следовали критерию Рэлея. Гармонический анализ измерений колебаний уровня моря проводился по методу наименьших квадратов (МНК) по методике, разработанной в ААНИИ (Войнов, 1999). В целом было выделено 26 волн в первом приближении и 6 — во втором в суточном, полусуточном, 1/3-суточном, 1/4-суточном и 1/6-суточном классах прилива.

Результаты по волнам K1, S2, N2 во втором приближении исправлялись от влияния второстепенных волн соответственно p , S_1 , ψ_1 , ϕ_1 , P_1 , K_2 , T_2 , R_2 , v_2 по теоретическим соотношениям.

Как установлено в предшествующих исследованиях (Коптева, 1953; Войнов, 1999; Войнов, Пискун, 2015), основной особенностью приливов и приливных течений в Обской губе является сезонная изменчивость их основных характеристик (величин амплитуд основных волн, их фаз, величины прилива и т.д.). То есть параметры приливных колебаний сильно варьируют в зимний период (ноябрь–июнь), и в этот период их необходимо определять на каждый месяц года. В летний период (июль–сентябрь) также наблюдается, хотя и незначительная, изменчивость приливов. К тому же имеется индивидуальный сезонный ход приливных колебаний уровня и течений, зависящий в Обской губе от времени становления, степени развития припая и его толщины, а также продолжительности периода нахождения припая и дрейфующего льда.

В материалах исторических наблюдений время производства измерений иногда или неверно указывалось, или вообще не записывалось. Поэтому на первом этапе по результатам анализа месячных серий анализируемого года устанавливалось соответ-

ствие углов положений волны M_2 декларируемому в материалах времени измерений. В ряде случаев наблюдатели неверно записывали в журналах время измерений как местное вместо поясного 6 пояса и наоборот.

По результатам нашей ревизии исторических материалов была подтверждена правильность обработки наблюдений за 1935 г. (Носков, 1938) и установлены ошибки в обработке наблюдений за 1940 г. (Коптева и др., 1952). Причиной ошибок в последнем случае стало плохое качество наблюдений и использование в обработке местного времени измерений вместо реального поясного по 6 поясу.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА ПРИЛИВОВ

В целом установлено, что сезонная изменчивость прилива в августе и сентябре не выходит за пределы ошибок гармонического анализа. Также не установлен тренд в межгодовой изменчивости амплитуд и фаз волны M_2 за август за весь период ежедневных наблюдений (1935–1960 гг.). Срочные наблюдения за 1965–1976 гг. были подвергнуты предварительной обработке и анализу, но не были использованы в расчете

Таблица 2

Средние векторные оценки гармонических постоянных приливов в летний период (июль–сентябрь) у мыса Ям-Сале

Волна	Угловая скорость, град/ч	Амплитуда		Угол положения	
		H	\pm СКО	g	\pm СКО
O_1	13,943035	0,94	0,63	57	38
P_1	14,958931	0,52	0,18	231	20
K_1	15,041068	1,58	0,55	231	20
μ_2	27,968208	0,22	0,20	131	21
N_2	28,439729	1,23	0,38	177	18
ν_2	28,512583	0,23	0,07	177	18
M_2	28,984104	9,09	0,69	222	4
L_2	29,528479	0,52	0,33	260	36
T_2	29,958933	0,21	0,11	314	29
S_2	30,000000	2,58	0,70	314	16
K_2	30,041067	0,93	0,36	314	22
$2SM_2$	31,015896	0,42	0,34	237	46
MO_3	42,927140	0,23	0,17	284	44
MK_3	44,025173	0,19	0,15	35	45
MN_4	57,423834	0,25	0,18	308	41
M_4	57,968208	1,02	0,20	18	11
SN_4	58,439729	0,13	0,12	131	55
MS_4	58,984104	0,86	0,20	104	13
M_6	86,952313	0,13	0,06	123	28
$2MS_6$	87,968208	0,18	0,06	235	18

Примечания. 1. Приведены волны с амплитудой, превышающей одно с.к.о. в данной частотной полосе прилива. 2. Волны P_1 , K_2 , N_2 и ν_2 даны во втором приближении по известным теоретическим соотношениям. 3. Для всех волн для расчета нодальных параметров учитывались только составляющие волн от второго члена потенциала (приливов второй степени) по Картрайту (Дудсону). 4. H — амплитуда, см; g — угол положения, град. СКО — значения среднего квадратического отклонения (векторного). Углы положений приведены к 0 поясу.

средних оценок вследствие недостаточно хорошего качества и ограничений за счет дискретности в количестве разрешаемых волн прилива. Здесь укажем для будущих исследователей, что время этих измерений было нестандартное. Наблюдения выполнялись по времени 5 пояса в сроки 2, 8, 14 и 20 ч.

В итоге для предвычисления мы предлагаем использовать средние оценки гармонических постоянных, полученные в результате гармонического анализа ежечасных серий за 10 лет: 1937, 1938, 1939, 1941, 1945, 1946, 1947, 1955, 1956, 1960 годы. Они даны в табл. 2.

Данными табл. 2 можно пользоваться для предвычисления приливов только для летнего периода (июль–сентябрь) для условий чистой воды. В зимний период (октябрь–июнь) эти гармонические постоянные не будут правильно описывать прилив, так как, по имеющимся сведениям по приливам, даже в районе бухты Новый Порт он практически исчезает в октябре–июне при становлении припайного льда (Войнов, Пискун, 2015).

По данным табл. 2 были рассчитаны значения средней сизигийной и квадратурной величин уровня моря по формулам Гарриса. Средняя сизигийная (S_g) и средняя квадратурная (N_p) величины прилива соответственно равны 23,4 см и 13,4 см. При этом значения S_g и N_p не связаны с какой-либо системой высот, а выражают среднюю абсолютную величину размаха колебаний прилива.

Прилив носит правильный полусуточный характер. Критерий Куртье, определяемый как отношение суммы амплитуд волн K_1 и O_1 к сумме амплитуд волн M_2 и S_2 , равен 0,22, а менее точный критерий Дуванина (не учитывает волну S_2) равен 0,28. Во временном ходе приливных колебаний уровня фазовое неравенство (цикл сизигия–квадратура) не ярко выражено, вследствие малой величины амплитуды волны S_2 , а параллактическое неравенство почти незаметно. Возраст полусуточного прилива составляет 3,7 сут., а возраст суточного прилива достигает 6,6 сут. При таком аномально большом значении возраста суточного прилива тропические приливы будут наблюдаться при нулевом склонении Луны, а равноденственные при максимальных значениях склонения Луны. Поэтому при близости моментов астрономических сизигий и максимальных склонений Луны сизигийные и тропические приливы не будут совпадать.

Несмотря на относительно небольшую величину мелководных волн, они существенно влияют на вид кривой прилива. Время роста кривой прилива в среднем в сизигию составляет 5 ч, а время падения достигает 7 ч.

РЕЗУЛЬТАТЫ АНАЛИЗА СГОННО-НАГОННЫХ КОЛЕБАНИЙ

Остаточные ряды (наблюдения минус предвычисления), полученные в результате обработки исходных рядов ежечасных уровней за период 1941–1960 гг. (также для сравнения за 1937–1939 гг.), были использованы для анализа сгонно-нагонных колебаний и расчета компонент прогностических зависимостей по уравнениям, предложенным для краткосрочных прогнозов сгонно-нагонных колебаний уровня у мыса Ям-Сале (Корт, 1941; Лабзовский, 1948). При этом данные об уровнях за 1960 г. не были оценены по уравнениям прогноза из-за прекращения после 1957 г. наблюдений за атмосферным давлением на посту Усть-Енисейский порт, необходимых для расчета одной из составляющих уравнения по Карту (1941). То же относится к данным за 1935–1939 гг., где отсутствуют данные по давлению на Ям-Сале.

Детальный обзор физических факторов, вызывающих непериодические колебания уровня у Ям-Сале, дан в работах (Корт, 1941; Лабзовский, 1948). В этих работах

установлены типы барических условий над районом Обской губы, влияющие на развитие сгонно-нагонных колебаний уровня, и предложены уравнения связи сгонов и нагонов с ветром и барическим режимом. На основе диаграмм повторяемости ветра и уровня при разных градациях скорости ветра выявлено, что сгонными являются ветры направлений от северо-запада через юг до юго-востока. Нагонными считаются ветры остальной половины горизонта. При этом наиболее эффективными ветрами, производящими при прочих равных условиях (одинаковая скорость, продолжительность и т.д.) максимальные сгоны и нагоны воды у м. Ям-Сале, являются: для нагона — север-северо-восток, для сгона — запад (Корт, 1941).

Повышения (нагоны) или понижения (сгоны) уровня от среднего за сезон, по данным работы (Корт, 1941), имели продолжительность от 1,5 сут. до 20 сут. При этом отмечались затруднения в выделении этих периодов, вследствие недостаточного обоснования отсчетного горизонта. Даже предлагалось рассматривать отдельно подъемы и спады уровня в рамках наблюдаемого продолжительного нагона (повышения уровня, называемого В.Г. Кортом стадией нагона) или сгона (понижения уровня — стадия сгона), что сильно затрудняло интерпретацию полученных результатов.

В табл. 3 приведены характеристики нагонов и сгонов на Ям-Сале, полученные авторами по ежечасным данным остаточных рядов, приведенных к тренду. В целом подтверждены характерные черты развития сгонно-нагонных колебаний, выявленные ранее в работах (Смирнов, 1937; Корт, 1941; Лабзовский, 1948; Коптева, 1953).

Данные табл. 3 показывают, что в летний период повторяемость нагонов и сгонов приближенно одинакова, а абсолютная величина нагонов существенно больше, чем сгонов. Наибольший размах сгонов-нагонов на Ям-Сале за период с 1937 по 1960 г. и дисперсия колебаний приходятся на 1938 г. Примечательно, что Корт (1941) считал этот ряд характерным, опираясь на те ряды, которые были в то время получены.

Наблюдается также существенная сезонная и межгодовая изменчивость характеристик сгоно-нагонов. Установлено, что вклад приливов в среднем составляет 4,2 % дисперсии остаточных рядов и также меняется от 2 до 6 % в зависимости от величины размаха непериодических колебаний (см. табл. 3).

Таблица 3

Статистические характеристики сгонно-нагонных колебаний уровня в летний период по остаточным ежечасным рядам у Ям-Сале относительно линейных трендов

Год	Число нагонов ¹	Число сгонов ¹	Макс. нагон, см	Макс. сгон, см	Размах, см	Дисперсия ряда	Дисперсия прилива ²
1937	10	12	120	-85	205	1395,8	50,8 (3,5 %)
1938	13	13	298	-100	398	2705,0	51,0 (1,9 %)
1939	12	15	113	-83	196	1126,0	52,6 (4,5 %)
1941	12	12	105	-70	175	840,7	52,9 (5,9 %)
1945	10	9	129	-92	221	1160,0	49,1 (4,1 %)
1946	7	10	167	-69	236	1102,0	49,5 (4,3 %)
1947	8	9	106	-69	175	770,3	47,9 (5,9 %)
1955	11	12	132	-111	243	1299,9	49,4 (3,7 %)
1956	13	8	101	-71	172	807,2	51,1 (6,0 %)
1960	10	12	144	-91	235	1830,7	51,6 (2,7 %)

Примечание. 1 — число нагонов и сгонов по абсолютной величине более 25 см; 2 — в скобках величина дисперсии прилива, в процентах, от общей дисперсии наблюдений.

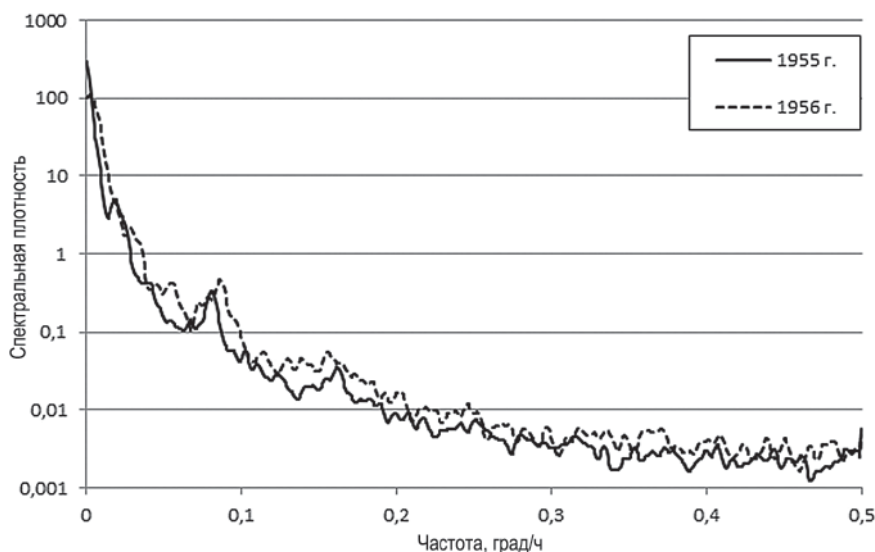


Рис. 3. Спектры остаточных ежечасных рядов за 1955 и 1956 гг.

Поскольку в предшествующих работах спектральная структура неперiodических колебаний уровня не изучалась, был выполнен расчет и анализ спектра остаточных рядов и также для детализации процесса произведен их фурье-анализ.

На рис. 3 даны спектры остаточных рядов за 1955 г. с высоким уровнем дисперсии колебаний и за 1956 г. со слабым развитием сгонно-нагонных колебаний (по их величине). Видно из хода кривых этого рисунка, что в долгопериодной полосе спектра можно различить не более двух пиков, причем они не совпадают по периодам. В 1955 г. присутствуют пики в спектре на периодах 54,5 ч и 24,5 ч, а в 1956 г. выделяются периоды 34,3 ч и 18,2 ч.

В полусуточной полосе спектров есть периоды соответственно 12,37 ч и 12,77 ч. Казалось, что на этих частотах пиков не должно быть, так как прилив в этих рядах устранялся по константам конкретного года и отдельно по месяцам. В первом случае, по-видимому, проявляется влияние четырехузловой сейши, так как в работе (Корт, 1949) рассчитан период этой сейши, который равен 12 ч 30 м. Во втором случае можно предположить проявление инерционных колебаний уровня с теоретическим значением 13,0 ч на широте Ям-Сале.

Видны значимые пики на периодах около 6 ч и 4 ч, которые отражают, по-видимому, высокочастотные сгонно-нагонные колебания уровня.

Все же спектры отражают колебания в стационарном приближении и не позволяют выявить детальные черты изменчивости (хотя и недостаточно устойчивые), и по результатам фурье-анализа остаточных рядов за 1935–1960 гг. были установлены общие для всех лет периодичности в остаточных рядах.

В синоптическом диапазоне колебаний выделяются периоды 69–75; 48–59; 34–40; 20–22 ч. В отдельные годы отмечаются колебания на периодах 120 ч и более до 688 ч (но они все мало значимые). Более ясно выражены колебания в мезомасштабном диапазоне. Здесь можно указать периоды 14–16; 12,4–13,0; 8,0–8,8; 6,0–6,3;

3,4–4,3; 2,6–3,2 ч. Видно, что большинство этих периодичностей находится вблизи линий спектра прилива. Возможно, что при более тщательном удалении прилива, а именно — не по средним за весь период наблюдений, а по оценкам за данный год, то есть с учетом межгодовой и сезонной изменчивости, оценки периодов могли бы несколько скорректироваться. Однако при визуальном просмотре остаточных рядов в них видны подобные нерегулярные высокочастотные колебания.

Оценка прогностических уравнений В.Г. Корта (1941) и Н.А. Лабзовского (1948). Работа (Корт, 1941) базируется в основном на материалах уровневых наблюдений на Ямсальском баре, выполненных в 1938 г. В.Г. Кортом получено несколько уравнений для расчета уровня с заблаговременностью 18 и 12 ч для полной воды, малой воды и для среднего мгновенного уровня. Под средним мгновенным уровнем понимался средний уровень серии в данном году с исключенным приливом, как текущее среднее из уровней полной и малой вод. В качестве предикторов автор использовал уровень Ям-Сале, а также градиенты атмосферного давления между пунктами Салехард — о. Белый и о. Белый — Усть-Енисейский порт по данным четырехсрочных наблюдений. Для учета влияния речного стока В.Г. Корт использовал уровень по посту Ангальский мыс (Салехард), измеренный за 120 ч до момента дачи прогноза. Именно такое значение времени добегания (5 сут.) речного уровня от Ангальского мыса до мыса Ям-Сале принимал В.Г. Корт, опираясь на данные отчета (Смирнов, 1937).

Вследствие малых величин коэффициента связи у члена уравнения, выражающего влияние речного стока в зависимости от уровня у м. Ангальский (Салехард), в работе (Корт, 1941) предложено его не использовать.

Выполненные нами расчеты коэффициента корреляции среднесуточных уровней у мыса Ям-Сале с уровнями р. Оби у Салехарда показали, что при разных временных сдвигах рядов (4, 5, 6 и 7 сут.) их значения оказались наименьшими для 1941 г. (от –0,027 до 0,065) и наибольшими для 1947 г. (0,68) (см. табл. 4). В данном случае коэффициенты корреляции оценивались по среднесуточным уровням в связи с отсутствием срочных наблюдений по посту Ангальский мыс, синхронных с Ям-Сале.

На самом деле коэффициент связи в прогностическом уравнении, отражающий влияние речного стока, настолько мал, что мы, следуя за (Корт, 1941), им пренебрегли.

Предложенная в (Корт, 1941) прогностическая зависимость имеет вид:

$$H_{\text{пр}} = k_1 \times H_{\text{и}} + k_2 \times \Gamma_1 + k_3 \times \Gamma_2 + C, \quad (1)$$

Таблица 4

Коэффициенты корреляции среднесуточных уровней на постах Ям-Сале и Ангальский мыс при различных временных сдвигах рядов (опережение Салехарда относительно Ям-Сале)

Год	Сдвиг, сут.			
	4	5	6	7
1941	0,065	0,051	0,027	–0,027
1945	0,274	0,252	0,219	0,193
1946	0,316	0,315	0,314	0,309
1947	0,678	0,679	0,68	0,678
1955	0,288	0,278	0,272	0,268
1956	0,17	0,195	0,208	0,210
1960	0,169	0,171	0,169	0,172

где $H_{пр}$ — прогнозируемый уровень с заданной заблаговременностью (в сантиметрах); $H_{н}$ — остаточный (средний мгновенный) уровень, измеренный на момент дачи прогноза (в сантиметрах); Γ_1, Γ_2 — градиенты атмосферного давления (в миллибарах) между выбранными метеорологическими станциями на момент дачи прогноза с заданной заблаговременностью, где $\Gamma_1 = P_1 - P_2, \Gamma_2 = P_2 - P_3, P_1$ — станция Салехард, P_2 — станция о. Белый, P_3 — станция Усть-Енисейский порт; k_1, k_2, k_3, C — соответственно коэффициенты регрессии и свободный член.

По мнению Н.А. Лабзовского (Лабзовский, 1948), наиболее удачным уравнением В.Г. Корта (Корт, 1941) является зависимость для заблаговременности 12 ч, полученная для среднего мгновенного уровня. При этом Н.А. Лабзовский, выполнив проверку зависимости для ряда градиентов атмосферного давления между 12 пунктами на материалах 1937 и 1940 гг., в окончательном варианте прогностического уравнения принял градиенты между Марре-Сале – Усть-Енисейский порт (Γ_1), а также Амдерма – Салехард (Γ_2).

Проведенное нами исследование связи уровня на посту Ям-Сале с градиентами атмосферного давления, вычисленными по (Корт, 1941) с различной заблаговременностью, показали, что наиболее тесная связь отмечается при заблаговременности 18 ч для градиента Белый – Усть-Енисейский порт (Γ_2 в уравнении (1)) (см. рис. 4).

Аналогичное исследование связи уровня на посту Ям-Сале с градиентами атмосферного давления, вычисленными по (Лабзовский, 1948), показали, что наибольшие коэффициенты корреляции получены при сдвиге рядов по времени 12 и 18 ч для градиента давления между станциями Марре-Сале – Усть-Енисейский порт (Γ_1 в уравнении (1), (см. рис. 5).

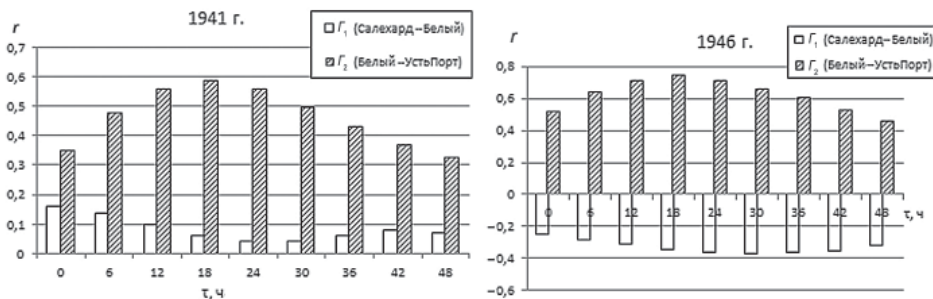


Рис. 4. Коэффициенты корреляции (r) уровней Ям-Сале с градиентами давления Γ_1, Γ_2 , вычисленными по (Корт, 1941) при различном временном сдвиге (τ) по данным за 1941 и 1946 гг.

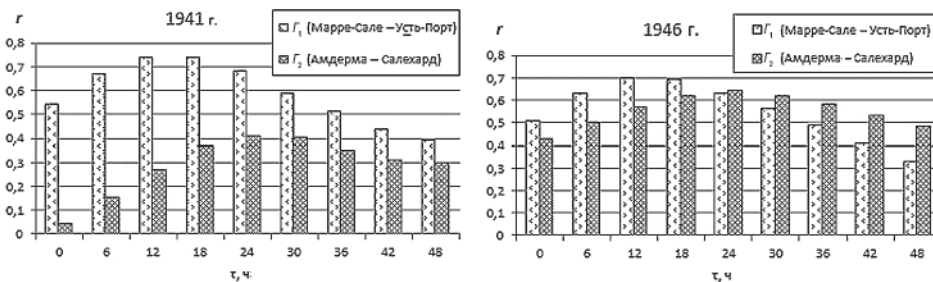


Рис. 5. Коэффициенты корреляции (r) уровней Ям-Сале с градиентами давления Γ_1, Γ_2 , вычисленными по (Лабзовский, 1948) при различном временном сдвиге (τ) по данным за 1941 и 1946 гг.

Таблица 5

Параметры прогностического уравнения, полные коэффициенты корреляции (R) и среднеквадратичные отклонения (СКО) для заблаговременности 18 ч при вычислении градиентов давления G_1, G_2 по (Корт, 1941) (n – длина ряда)

Год	Параметры уравнения				Статистика		
	k_1	k_2	k_3	C	R	СКО	n
1938 (Корт, 1941)	0,729	0,630	2,058	26,5	0,94	17,6	344
1941	0,421	1,042	2,982	137,00	0,76	19,98	214
1945	0,306	1,268	3,490	75,18	0,85	18,40	349
1946	0,500	0,602	2,573	57,27	0,86	17,20	309
1947	0,323	0,716	2,616	137,78	0,91	13,66	310
1955	0,815	0,021	0,990	44,26	0,87	25,90	461
1956	0,396	0,552	2,386	148,25	0,80	17,31	377

Таблица 6

Параметры прогностического уравнения, полные коэффициенты корреляции (R) и среднеквадратичные отклонения (СКО) для заблаговременности 18 ч при вычислении градиентов давления G_1, G_2 по (Лабзовский, 1948)

Год	Параметры уравнения				Статистика	
	k_1	k_2	k_3	C	R	СКО
1941	0,548	0,288	1,005	120,65	0,64	23,87
1945	0,286	2,889	2,049	84,79	0,89	16,31
1946	0,487	1,671	2,058	68,61	0,86	17,09
1947	0,456	1,728	1,044	97,95	0,90	14,35
1955	0,767	0,635	2,606	71,98	0,89	23,80
1956	0,300	2,118	1,959	188,11	0,85	15,03

Количественная оценка уравнения (1) на наблюдениях за 1941–1956 гг. дана в табл. 5 и табл. 6. Приведенные в табл. 5 и табл. 6 данные показывают, что наибольшие значения множественного (полного) коэффициента корреляции (после 1938 г.) наблюдаются в 1947 г. как для случаев вычисления градиентов давления по (Корт, 1941), так и по (Лабзовский, 1948). Минимальные значения коэффициентов корреляции и, как следствие, наибольшие СКО при расчетах по обоим методам наблюдались в 1941 и 1955 гг.

В 1938 г. наблюдались самые высокие значения частных и общего коэффициентов корреляции, а в ряду был отмечен нагон с величиной около 3 м (см. табл. 3). По-видимому, такие условия встречаются с повторяемостью 1 раз в 20 лет, поэтому нельзя рассматривать серию уровня в 1938 г. как характерную (Корт, 1941).

При сравнении эффективности уравнений по обоим прогностическим уравнениям (см. табл. 5 и 6), если в качестве критерия брать средние значения СКО за период 1941–1956 гг., видно, что небольшое преимущество наблюдается по (Лабзовский, 1948), так как средние СКО соответственно равны 18,74 и 18,41. Однако средние коэффициенты корреляции за тот же период практически одинаковы, но чуть выше по (Корт, 1941). В целом различие как в коэффициентах корреляции, так и в СКО по величине незначительное, поэтому оба метода приближенно одинаково эффективны.

Очевидно, что более надежный прогноз сгонно-нагонных колебаний уровня моря можно получить при использовании прогностического уравнения (1), построенного с использованием параметров, осредненных за ряд лет.

Средние за 1941–1956 гг. значения параметров прогностического уравнения при использовании градиентов атмосферного давления по В.Г. Корту (см. табл. 5) составили: $k_1 = 0,460$; $k_2 = 0,700$; $k_3 = 2,506$; $C = 99,957$. Аналогично, средние значения параметров уравнения при вычислении градиентов давления по Н.А. Лабзовскому (см. табл. 6) составили соответственно 0,474; 1,555; 1,787; 105,348. К сожалению, наблюдения за 1937–1939 гг. не удалось оценить по новым уравнениям вследствие отсутствия данных по атмосферному давлению.

На рис. 6 представлен ход уровней по наблюдениям и рассчитанный по средним параметрам вместе с предвычисленными по константам табл. 2 приливными колебаниями (прогноз). Видимое на графике наибольшее расхождение наблюдений с прогнозом отмечается на период наибольшего подъема уровня 22 сентября. Но в целом сгонно-нагонные колебания описываются удовлетворительно.

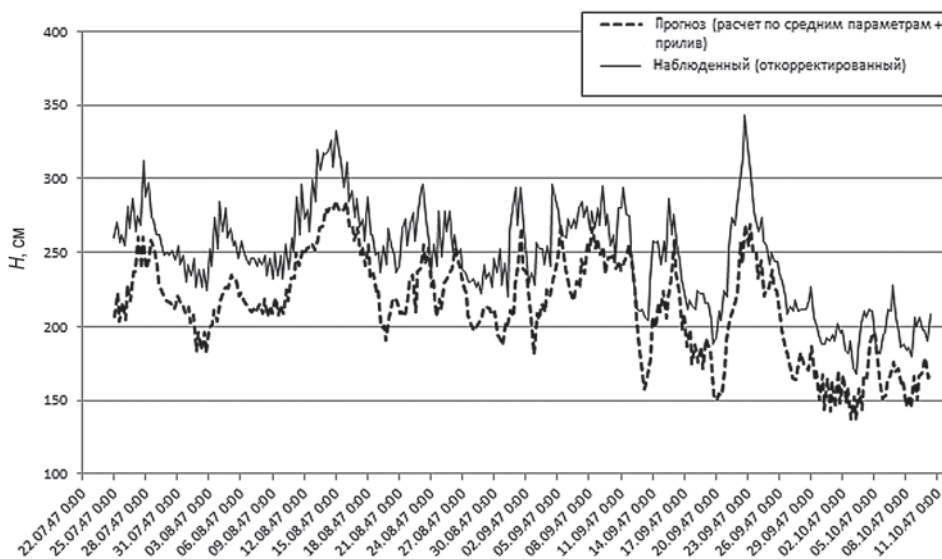


Рис. 6. Временной ход уровней наблюдаемого (откорректированного) ряда и рассчитанного по средним параметрам при заблаговременности 18 ч для 1947 г. (градиенты давления — по В.Г. Корту).

На рис. 6 кривые наблюдений и прогноза имеют разный горизонт отсчета. Это вызвано, во-первых, особенностями сезонного хода уровня в 1947 г. и, во-вторых, неустановленной высотной привязкой измерений уровня в этом году. В таких случаях следует ввести в прогноз поправку на высоту уровня, равную величине расхождения кривых в начале прогноза.

В табл. 7 представлены коэффициенты корреляции исходных (наблюденных) рядов с прогнозными, рассчитанными по средним за 1941–1956 гг. значениям параметров прогностического уравнения, для заблаговременности 18 ч. В качестве исходного (наблюденного) брался ряд, откорректированный на наличие ошибок. Прогнозные ряды формировались из остаточного ряда, рассчитанного по уравнению с осредненными параметрами, и приливной составляющей, предвычисленной по гармоническим постоянным.

Как видно из данных табл. 7, наиболее тесная связь наблюдаемых уровней с рассчитанными по осредненным параметрам отмечается для 1947 г. При вычислении

Коэффициенты корреляции остаточных рядов с рассчитанными по средним значениям параметров прогностического уравнения (1), для заблаговременности 18 ч по версиям Корта (1941) и Лабзовского (1948)

Год	Коэффициенты корреляции при вычислении градиентов давления	
	по Карту (1941)	по Лабзовскому (1948)
1941	0,78	0,81
1945	0,84	0,86
1946	0,86	0,87
1947	0,91	0,90
1955	0,83	0,88
1956	0,80	0,84

параметров по градиентам атмосферного давления по (Корт, 1941) и (Лабзовский, 1947) коэффициенты корреляции соответственно составили 0,91 и 0,90. Для остальных лет во всех случаях картина обратная — использование градиентов давления по (Лабзовский, 1947) дает коэффициенты корреляции несколько выше, чем по (Корт, 1941). Это является следствием того, что коэффициенты корреляции уровней Ям-Сале с градиентами давления для параметра Γ_2 , вычисленными по (Лабзовский, 1948) при различном временном сдвиге, несколько лучше, чем по (Корт, 1941).

Сравнение коэффициентов корреляции остаточных рядов с прогнозными, полученными по уравнению (1) по средним параметрам при задании градиентов давления по Карту (1941) и по Лабзовскому (1948), показало небольшое преимущество версии Лабзовского (см. табл. 6). Коэффициенты корреляции в среднем за период 1941–1956 гг. составили соответственно 83,7 и 86,0.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

С помощью гармонического анализа приливов по МНК удалось установить реальное время измерений в наблюдениях за уровнем воды у мыса Ям-Сале за все имеющиеся периоды измерений уровня воды. При этом подтверждена правильность обработки приливов у м. Ям-Сале в работе (Носков, 1938), результаты которой опубликованы в Таблицах приливов (1941). Однако обнаружена ошибка времени измерений в сведениях о приливах у м. Ям-Сале в работе (Коптева и др., 1952) за 1940 г.

Средние оценки констант волн приливов, выведенные за период 1937–1960 гг. и проверенные по данным за 1965–1976 гг., позволяют производить прогноз приливных колебаний уровня на навигационный период (июль–сентябрь) в условиях чистой воды и также обеспечивают строгий расчет остаточных рядов (наблюдения минус предвычисления) для исследования непериодических колебаний уровня. Можно предположить, опираясь на выводы в работе (Войнов, Пискун, 2015), что на период развития припайного льда в октябре–июне приливные колебания у мыса Ям-Сале будут практически незаметны (не более 1–2 см в сизигию).

Дисперсия приливных колебаний уровня в среднем составляет всего 4,2 % общей дисперсии наблюдений, но средняя сизигийная величина прилива равна 23 см, и поэтому учет прилива в прогнозе колебаний уровня все же необходим.

Анализ остаточных рядов (наблюдения минус предвычисления), приведенных к линейному тренду, показывает, что в летний период повторяемость нагонов и сгонов

приближенно одинакова, а абсолютная величина нагонов существенно больше, чем сгонов. Наибольший размах сгонов-нагонов на Ям-Сале за период с 1937 по 1960 г. и дисперсия колебаний приходится на 1938 г. Величина нагона в этом году составила 3 м. По нашей оценке, повторяемость нагона такой величины равна 1 разу за 20 лет.

В синоптическом диапазоне непериодических колебаний уровня выделяются периоды 69–75; 48–59; 34–40; 20–22 ч. В отдельные годы отмечаются колебания на периодах 120 ч и более до 688 ч (но они все мало значимые). Более ясно выражены колебания в мезомасштабном диапазоне. Здесь можно указать периоды 14–16; 12,4–13,0; 8,0–8,8; 6,0–6,3; 3,4–4,3; 2,6–3,2 ч.

В результате анализа связей уровня на посту Ям-Сале с градиентами атмосферного давления, вычисленными по В.Г. Карту с различной заблаговременностью, установлено, что наиболее тесная связь отмечается при заблаговременности 18 ч для градиента о. Белый – Усть-Енисейский порт. Зависимость остаточных уровенных рядов у м. Ям-Сале от расходов воды у Салехарда при разных временных сдвигах рядов (4, 5, 6 и 7 сут.) оказалась иногда значимой. Но в уравнении прогноза коэффициент при члене этой связи крайне мал и в прогнозе по уравнению (1) не учитывался.

Связи уровня на посту Ям-Сале с градиентами атмосферного давления, вычисленными по Н.А. Лабзовскому, дают наибольшие коэффициенты корреляции при сдвиге рядов по времени 12 и 18 ч для градиента давления между станциями Марре-Сале – Усть-Енисейский порт.

Предложены уравнения вида (1) с использованием средних параметров за рассматриваемые годы. Выполненные на их основе прогностические расчеты показали, что при вычислении параметров по градиентам атмосферного давления по (Корт, 1941) и по (Лабзовский, 1947) коэффициенты корреляции соответственно составили в среднем 83,6 и 86,0. Однако при использовании уравнений с коэффициентами связи по отдельным годовым сериям в среднем коэффициенты корреляции по (Корт, 1941) были немного выше.

Таким образом, приведенные результаты подтверждают надежность уравнения, структура которого предложена В.Г. Карту (Корт, 1941), для краткосрочных прогнозов уровня на Ям-Сале с заблаговременностью 18 ч. В целом значимых преимуществ при использовании разных методов определения параметров прогностического уравнения не отмечается.

Полученные в настоящей работе результаты могут быть полезны при дальнейшем поиске эмпирических связей для прогноза уровня воды на Ямсальском баре и разработке численной модели штормовых нагонов. Следует отметить необходимость возобновления уровенных наблюдений на Ямсальском баре с применением современных приборов, без чего невозможно обеспечить судоводителей фактической и прогностической информацией о состоянии глубин на баре.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Войнов Г.Н.* Приливные явления в Карском море. СПб.: Изд-во Русского географического общества, 1999. 109 с.
- Войнов Г.Н.* Метод аппроксимации и интерполяции временных рядов ежечасных наблюдений за уровнем моря // Записки по гидрографии. 2003. № 257. С. 59–65.
- Войнов Г.Н., Пискун А.А.* Оценка приливов в Новом порту (Обская губа) по наблюдениям за уровнем за период 1977–2012 гг. // Проблемы Арктики и Антарктики. 2015. № 3 (105). С. 51–65.

Государственный водный кадастр. Ежегодные данные о режиме и качестве вод морей и морских устьев рек за 1983 г. Т. 7. Вып. 1. Ч. 2. Л.: Зап.-Сиб. РВЦ, 1985. 126 с.

Коптева А.В., Бутенко А.К., Иванова З.К. Материалы по изучению приливов арктических морей СССР // Тр. АНИИ. 1952. Т. 42. Вып. VII. Карское море. 536 с.

Коптева А.В. Уровень и течения Обской губы // Тр. АНИИ. 1953. Т. 59. С. 84–148.

Корт В.Г. Непериодические колебания уровня воды в Арктических морях и способы их прогноза // Тр. АНИИ. 1941. Т. 175. 163 с.

Корт В.Г. К вопросу о колебаниях уровня поверхности Обской губы // Тр. АНИИ. 1949. Т. 13. С. 100–118.

Лабзовский Н.А. Непериодические колебания уровня в Обской губе. Л.: АНИИ, 1948. 30 с.

Носков А.П. Приливы в Обь-Енисейском районе и шхерах Минина // Приливы в морях Советской Арктики: Материалы по гидрографии морей и рек Советской арктики. Вып. III. Ч. I. Л.: Изд-во Главсевморпути, 1938. 63 с.

Смирнов К.И. К материалам гидрологии бара р. Оби. Л.: АНИИ, 1937. Фонды ААНИИ. Фондовый № О-529. С. 30–90.

Смирнов К.И. О колебаниях глубин Ямсальского бара реки Оби // Проблемы Арктики и Антарктики. 1946. № 2. С. 5–12.

Таблицы приливов. Т. II. Гармонические постоянные для предвычисления приливов. Л.: Изд. Гидрогр. Упр. ВМФ СССР, 1941. 295 с.

G.N. VOINOV, A.A. PISKUN

TIDAL AND STORM SURGES SEA LEVEL AT CAPE YAM-SALE (THE GULF OF OB)

Average estimates of the harmonic constants of tides are given over the summer period (July–September) at Cape Yam-Sale (Obskaya Guba), obtained using least-squares method version of the AARI over the period from 1937 to 1960. According to the residual series (observation minus prediction) are produced a study of the wind-surges of sea level fluctuations in some years during the summer period 1937–1960. Verify the predictive equations V.G. Kort and N.A. Labzovskiy is considered to calculate the storm surges.

Keywords: harmonic constants, Cape Yam-Sale, statistical evaluation of the storm surges, sea level, prognostic equations.

ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ МЕРЗЛОТНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ НА КРИОСФЕРНОМ ПОЛИГОНЕ РОССИЙСКОГО НАУЧНОГО ЦЕНТРА НА АРХИПЕЛАГЕ ШПИЦБЕРГЕН (РНЦШ)

канд. геол.-минерал. наук Н.Э. ДЕМИДОВ^{1,2}, млад. науч. сотр. Е.С. КАРАЕВСКАЯ³,
д-р геогр. наук С.Р. ВЕРКУЛИЧ², канд. геогр. наук А.Л. НИКУЛИНА³,
д-р геогр. наук Л.М. САВАТЮГИН².

¹ — ФАНО ФГБУН Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, e-mail: nikedemidov@mail.ru

² — ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: verkulich@aari.ru

³ — ФАНО ФГБУН Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пуццино

В 2016 г. на криосферном полигоне РНЦШ (о. Западный Шпицберген) впервые начаты долговременные наблюдения за состоянием мерзлых пород. Полигон расположен в окрестностях пос. Баренцбург на типичной для побережья Шпицбергена лестнице голоценовых морских террас. Согласно результатам проведенного колонкового бурения мощность гравелистых песков и суглинков с массивной и шлировой криотекстурой, слагающих аккумулятивные террасы, варьирует от 2 до 7 м; ниже залегают меловые и неогеновые трещиноватые песчаники и сланцы. Две скважины оборудованы автоматическими термометрическими косами для мониторинга температуры на глубине нулевых амплитуд и сезонного проникновения в грунт нулевой изотермы. Температура на глубине 15 м составила $-2,37$ °С. Измерения мощности сезонно-талого слоя, проведенные в сентябре по регулярной сетке с шагом в 10 м на площадке размером 100×100 м, показали значения от 1,15 до 2,60 м при среднем значении 1,56 м. Выявленный по результатам анализа водной вытяжки геохимический барьер, находящийся на 0,8–1,6 м ниже верхней границы мерзлоты в момент максимального оттаивания, вероятно, маркирует глубину оттаивания во время голоценового оптимума. Сделаны предложения по продолжению и расширению начатых на криосферном полигоне долговременных наблюдений за динамикой мерзлоты Шпицбергена.

Ключевые слова: Шпицберген, вечная мерзлота, сезонно-талый слой.

ВВЕДЕНИЕ

Вечная мерзлота — наиболее инерционная составляющая в климатической системе атмосфера – океан – земная поверхность. В то же время проводимые в последние десятилетия наблюдения за реакцией мерзлоты Северного полушария на потепление климата достаточно однозначно указывают на возрастание среднегодовых температур грунта, интенсификацию термокараста и термоабразии морских берегов, увеличение мощности сезонно-талого слоя (СТС). Так, по данным международной программы циркумполярного мониторинга деятельного слоя CALM (*circumpolar active-layer monitoring*), более чем десятилетние ряды наблюдений показывают ско-

рость увеличения мощности СТС от 2 до 6 см/год на севере европейской части России, 0–2 см/год на севере Западной Сибири, ~1,5 см/год на севере Восточной Сибири и ~1 см/год — на Чукотке (Анисимов и др., 2012). За последние 20–30 лет температура мерзлоты на глубине нулевых годовых амплитуд в среднем повысилась на 0,5–2 °С.

Острова в Российском секторе Арктики представляют собой «белое пятно» в созданной за последние десятилетия обширной сети наблюдательных мерзлотных станций, отдельных площадок, профилей и скважин. Знание современной мерзлотной обстановки и прогноза ее изменения важно не только с научных, но и с практических позиций, так как на архипелагах Российской Арктики возобновляется строительство различных сооружений. В этом отношении особый интерес представляет Шпицберген, расположенный у западной границы Российской Арктики в северо-атлантической зоне, первый из арктических архипелагов, стоящий на пути западного атмосферного переноса и тепляющего влияния Гольфстрима, что делает мерзлоту архипелага наиболее чувствительной к изменениям в атмосфере и океане, а темпы изменения геокриологических условий одними из самых высоких среди арктических островов. Метеорологическими наблюдениями в прошлом веке на Шпицбергене зафиксировано значительное возрастание среднегодовых температур воздуха. Так, на метеостанции в Лонгйире (о. Западный Шпицберген) среднегодовая температура воздуха на уровне моря с 1920 г. за 5 лет повысилась с –9 до –5 °С, после чего она с некоторыми колебаниями продолжила слабый рост и достигла –4 °С (Humlum et al., 2003). В то же время прямой зависимости между тенденцией изменения температуры воздуха и температурным состоянием мерзлых пород не существует, так как климатические изменения могут приводить к трансформации растительного и снежного покровов, оказывающих существенное влияние на мерзлоту. Поэтому для получения наиболее достоверной информации об изменении мерзлотной обстановки требуется постановка специализированных долговременных наблюдений. В данной статье рассказывается о создании криосферного полигона в системе РНЦШ и первых наблюдениях на нем. Полевые работы проводились в августе–сентябре 2016 г. в рамках экспедиции «Баренцбург-2016» и включили в себя следующие исследования: выбор места для криосферного полигона, бурение скважин с целью выявления криолитоологического строения полигона, обустройство термометрических скважин, измерения мощности сезонно-талого слоя. Район расположения криосферного полигона был выбран исходя из следующих критериев: доступность для посещения, расположение в ближайших окрестностях от метеостанции, а также наличие в верхней части разреза льдистых дисперсных мерзлых пород. Удовлетворяющая этим требованиям площадка была найдена в 2 км к северу от Баренцбурга на южном берегу залива Исфьорд.

ИСТОРИЯ МЕРЗЛОТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ НА ШПИЦБЕРГЕНЕ

Начало мерзлотных изысканий на советских рудниках Шпицбергена явилось требованием практики, когда с вечной мерзлотой столкнулись при проходке угольных шахт, проектировании фундаментов и изыскании источников водоснабжения. В 1935 г., т.е. всего 3 года спустя после приобретения у голландцев угольных участков, Шпицбергенская геологоразведочная экспедиция треста «Арктикуголь» начала проведение гидрогеологических исследований, в которых рассматривался широкий круг вопросов, связанных с вечной мерзлотой (Зенков, 1935). На Баренцбургском месторождении было проведено колонковое бурение порядка 350 поисковых скважин на уголь глубиной до 700 м (План горных выработок по пласту верхнему, 2016). В ряде

скважин проводились измерения глубины нулевой изотермы (Зенков, 1935; Албул, 1947; Обидин, 1953; Обидин, 1958). Также производились измерения температуры по стволам шахт и в шурфах. Сеть скважин позволила выявить закономерности положения нижней границы вечной мерзлоты в зависимости от рельефа местности и удаления от моря, получить температурные кривые, определить характерную глубину нулевых амплитуд и геотермический градиент.

Проведение специализированных инженерно-геологических изысканий на руднике Пирамида было связано с тем, что поселок располагается на мерзлых четвертичных отложениях мощностью в первые десятки метров. В связи с этим большая часть зданий, в том числе и 125-квартирный 4-этажный жилой дом, построенный на свайном фундаменте с вентилируемым подпольем, имели деформации, связанные с неравномерной осадкой (Шеко и др., 1980). Для наблюдения за деформациями здания оснащались специальными реперами. Изучение температурного состояния мерзлоты проводилось также для проектирования термостабилизаторов на основе керосина, которыми оснащен ряд зданий в поселке.

Криогенное строение мерзлых четвертичных пород и подземные льды изучались Б.И. Втюриным в ходе экспедиций ИГ АН СССР 1987–1988 гг. Был сделан вывод, «что на Шпицбергене встречаются все типы, подтипы и виды криогенного строения, хотя масштабы их проявления существенно отличаются от других районов Арктики и Субарктики, особенно континентальных североазиатских» (Втюрин, 1990. С. 49). При этом, исходя из грубозернистого характера отложений, наиболее благоприятные условия на Шпицбергене существуют для цементного типа льдообразования и менее благоприятные — для сегрегационного и залежеобразного.

Следует отметить, что работы Б.И. Втюрина — это одни из немногих опубликованных отечественных работ академического характера по изучению вечной мерзлоты Шпицбергена. Основополагающей работой можно считать также статью сотрудника НИИГА Н.И. Обидина о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников о. Западный Шпицберген по исследованиям 1952–1954 гг. (Обидин, 1958). Другие вышеупомянутые работы представляют собой в основном производственные отчеты, хранящиеся в архивах ПМГРЭ и треста «Арктикуголь».

История норвежских мерзлотных исследований на Шпицбергене подробно рассмотрена в работе (Humlum et al., 2003). До 1970-х гг. исследователи изучали в основном отдельные явления, так или иначе связанные с мерзлотой: грунтовые льды, солифлюкцию, морозобойное растрескивание, сели, родники, ложе ледников и т. п. В 1976 г. была опубликована знаковая статья О. Лейстола (Leistol, 1976), в которой систематизировались данные о мощности и термическом состоянии мерзлоты Шпицбергена. Основываясь на температурных замерах в шахтах, Лейстол оценил величину геотермического градиента для центральной части о. Западный Шпицберген в 2–2,5 °C/100 м. Вопросы существования субмаринной мерзлоты рассматриваются в работах (Gregersen, Eidsmoen, 1988; Landvik et al., 1988). Подземные воды и их взаимосвязь с мерзлотой, в том числе в аспекте их практического использования, освещены в работах (Haldorsen et al., 1996; Haldorsen, Heim, 1999).

В 1978 г. Норвежский комитет по мерзлоте (Norwegian committee on permafrost) начинает стационарные наблюдения за температурным режимом мерзлых пород в скважинах глубиной 2 и 8 м в районе пос. Свеагрува (Bakkehoi, Bandis, 1988). По проекту Permafrost and climate in Europe (PАСЕ) в Центральном Шпицбергене в 1998 г.

были произведены замеры температуры в скважине на глубине 100 м с целью палеотемпературных реконструкций (Isaksen et al., 2000). В 2007 г. были опубликованы результаты мониторинга в данной скважине, показавшие тренд на увеличение температуры (Isaksen et al., 2007). С 1972 г. в районах Кап Лине и Калипсостранд проводятся регулярные замеры мощности сезонно-талого слоя (Christiansen et al., 2003).

Значительным импульсом для изучения вечной мерзлоты на Шпицбергене стал Международный полярный год 2007 г., в рамках которого был реализован проект TSP-Norway по бурению и обустройству под долговременный температурный мониторинг еще четырех скважин глубиной от 5 до 40 м. Все скважины расположены в центральной и западной области о. Западный Шпицберген на удалении не более 60 км от Лонгйира (Christiansen et al., 2010). В настоящее время в норвежском университете UNIS работает группа, занимающаяся обработкой данных температурного мониторинга мерзлоты и заложением новых скважин. Специально под эту задачу в Германии была разработана буровая установка UNIS Permafrost Drill Rig. Максимальная глубина бурения установкой UNIS составила 23 м с отбором кернов и 50 м без отбора (Gilbert et al., 2015).

МЕТОДЫ

Бурение осуществлялось установкой УКБ-12/25 «всухую», без промывки и продувки, для обеспечения сохранения мерзлого состояния кернов для их корректного криолитологического описания и предотвращения их химической и биологической контаминации. При бурении использовались специальные колонковые трубы с твердосплавными коронками внешним диаметром от 112 до 76 мм. Незначительный вес и габариты используемого бурового оборудования позволили выполнить работы без ущерба природной среде и нарушения почвенно-растительного слоя, которое могло бы привести к изменению температурного режима мерзлоты.

Для долговременного мониторинга скважины оборудовались термокосами фирмы Gloria (Германия). Регистрация температур проводится в автоматическом режиме четыре раза в сутки. Длина термокос 10 и 15 м с шагом между датчиками 0,5 и 0,75 м соответственно. Первые замеры проводились в затампонированных скважинах более чем через неделю после завершения бурения.

Для мониторинга мощности СТС в пределах криосферного полигона была заложена площадка по методике CALM. CALM — Международная программа циркумполярного мониторинга деятельного слоя, созданная в 1990 г. и являющаяся составляющей систем GTOS (Global Terrestrial Observing System) и GCOS (Global Climate Observing System), работающих под эгидой Всемирной метеорологической организации (ВМО). Площадка CALM на полигоне квадратная, площадью 1 га, ее углы размечены кольями, координаты которых отсняты с помощью GPS. Измерения СТС проводились в начале сентября с выпадением первого снега с шагом в 10 м в 121 точке. Несмотря на значительную мощность СТС и наличие гравия и гальки в его разрезе, глубина залегания мерзлоты достаточно хорошо фиксировалась при вбивании шупа кувалдой благодаря различию в механических свойствах талого и мерзлого грунта.

В образцах мерзлых пород, полученных при бурении, измерялись весовая влажность и химический состав водной вытяжки. Процентное содержание воды определялось весовым способом. Для приготовления водной вытяжки из предварительно просушенного и просеянного через сито диаметром 1 мм мерзлого грунта была взята навеска 20 г и залита 100 мл деионизованной воды. Полученная суспензия фильтровалась через нейлоновые

фильтры с диаметром пор 0,45 мкм после перемешивания в течение трех минут. Водородный показатель водной вытяжки был измерен на рН-метре Mettler Toledo Seven Compact S 220; перед каждой серией образцов проводился контроль градуировочной характеристики по стандартному образцу с рН 7,01. Общая минерализация рассчитывалась из удельной электропроводности водной вытяжки, полученной с помощью кондуктометра Mettler Toledo Seven Compact S 230; перед каждой серией измерений проводился контроль градуировочной характеристики по стандартному образцу электропроводности 1413 мкСм/см. Основные анионы и катионы в водной вытяжке определялись методом ионной хроматографии на жидкостном хроматографе Shimadzu LC-20 Prominence с кондуктометрическим детектором Shimadzu CDD-10AVp и ионообменными колонками Phenomenex Star-ion A300 и Shodex ICYS-50 на двух уровнях чувствительности. Стабильность градуировок проверялась перед каждой серией образцов и удовлетворяла условиям измерений. Для контроля точности делались выборочные измерения параллельных проб в каждой серии, отклонения от среднего значения удовлетворяли условиям методики по каждому иону.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Геоморфологическая привязка и криолитологическое строение

В геоморфологическом отношении полигон представляет собой типичную для побережья Западного Шпицбергена лестницу морских абразионно-аккумулятивных террас, поэтому наблюдения на криосферном полигоне можно будет с определенной степенью достоверности экстраполировать и на другие районы побережья Шпицбергена. Террасы спускаются к заливу Ис-фьорд с высоты около 100 м и, вероятно, имеют голоценовый возраст, они перекрывают коренные породы, представленные меловыми и неогеновыми песчаниками и сланцами. Террасы соответствуют различным уровням стояния моря в голоцене, когда на фоне поднятия Шпицбергена происходили задержки и уровень моря относительно долго оставался неизменным.

В пределах криосферного полигона фиксируются следующие мерзлотные процессы и явления: солифлюкция, пятна-медальоны, локально-морозобойные трещины. Термоабразия развита слабо, так как береговой уступ первой террасы слагается, за исключением верхних двух метров, скальными породами. На полигоне отмечаются

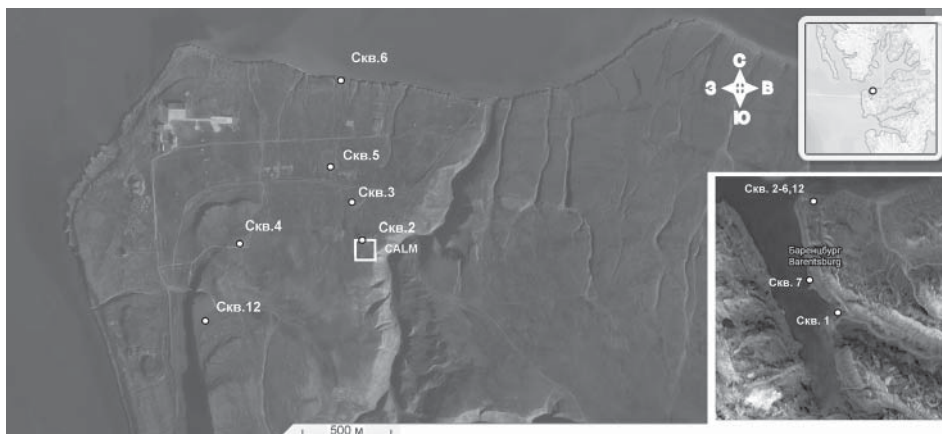


Рис. 1. Спутниковое изображение криосферного полигона в Баренцбурге с указанием мест расположения скважин и площадки наблюдений за мощностью сезонно-талого слоя по программе CALM.

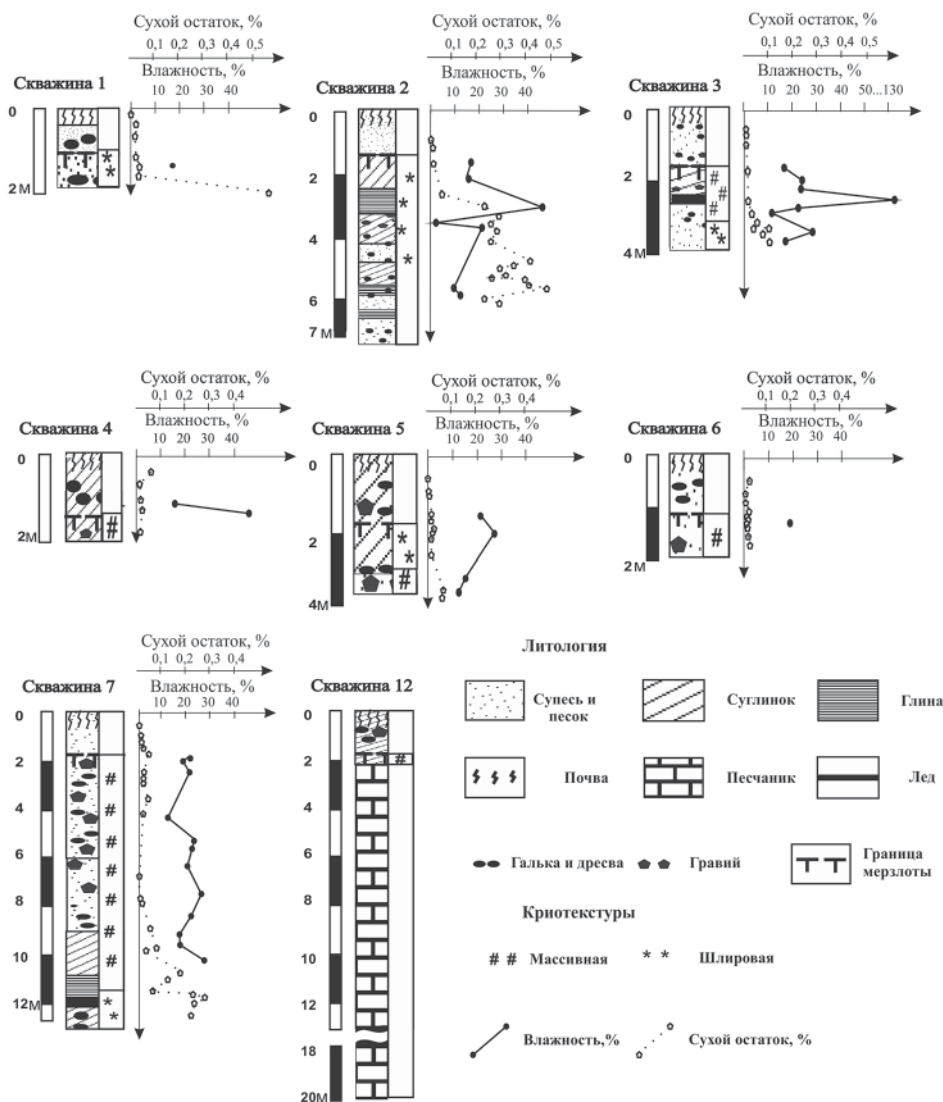


Рис. 2. Криолитологические колонки скважин.

проявления термокарста и термоэрозии в местах, где во время геологоразведочных работ 1930–1950-х гг. устанавливались балки буровых установок. В соседней долине Грёндален в зимнее время формируются наледи и имеются бугры пучения — булгуны.

По геоморфологическому профилю вкrest лестницы морских террас были пробурены скважины для термометрических измерений, выяснения криолитологического строения и отбора кернов для палеогеографических реконструкций (рис. 1). Мощность аккумулятивных отложений, образующих террасы, по результатам бурения варьирует от 2 до 7 м (рис. 2). Террасы характеризуются однотипным криолитологическим строением, отражающим смену фациальной обстановки в процессе накопления отложений. Сверху залегают суглинки и пески мощностью около 1,5 м,

далее идет гравийно-галечниковый грунт с темным песчано-илистым заполнителем и массивной (редко атакситовой) криотекстурой, далее мерзлые глины с сетчатой и слоистой криотекстурой, включающие прослой ледогрунта и льда мощностью до 20 см, далее пески с массивной криотекстурой и значительным содержанием гравия и гальки, подстилаемые скальным основанием.

Температурные кривые

В пределах криосферного полигона была оборудована геотермическая скважина № 12 глубиной 20 м для наблюдений за изменением температуры на глубине нулевых годовых амплитуд. В настоящее время в скважину установлена коса с температурными датчиками с шагом 0,75 м до глубины в 15 м. Так как в районе полигона в 1940–1961 гг. происходила подземная разработка месторождения угля, место для термометрической скважины было специально выбрано так, чтобы в окрестностях скважины не было подземных выработок, которые могли бы повлиять на распределение теплового потока. Разрез скважины № 12 до глубины в 2 м представлен гравелистым суглинком с включениями гальки, далее — трещиноватым песчаником. Температурная кривая за 5.09.2016 г. представлена на рис. 3. Температура на глубине в 15 м составила $-2,37^{\circ}\text{C}$. Вторая термометрическая скважина (скв. 2) пройдена в пределах полигона мониторинга мощности СТС. Глубина скважины 7,5 м, основная цель температурного мониторинга в данной скважине — наблюдение за проникновением в грунт изотермы

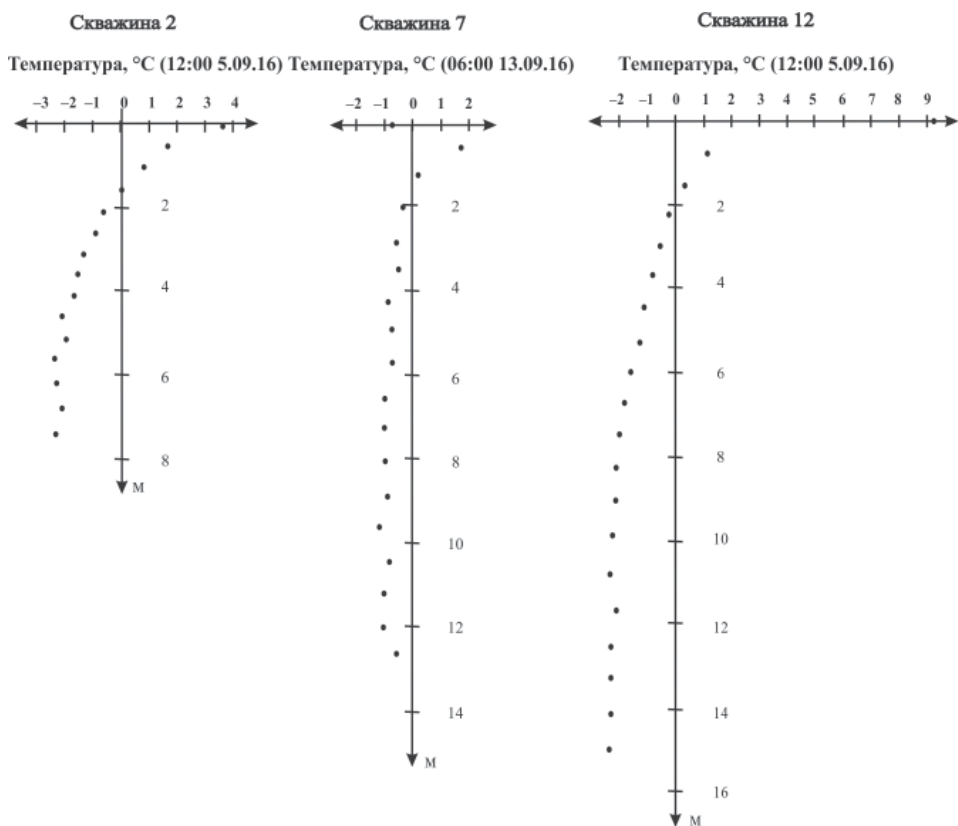


Рис. 3. Температурные кривые по скважинам 2, 7 и 12.

0 °С. До глубины в 7,0 м скважиной вскрыт разрез морской террасы, нижние 0,5 м пробурены по коренным породам. Температурная кривая по скважине 2 за 5.09.2016 г. показана на рис. 3. Нулевая изотерма на момент проведения измерений находилась на глубине 1,5 м; на глубине 7,5 м температура составила –2,18 °С.

Разовый термометрический замер был также сделан в скважине 7, которая расположена в 5 м от бровки морской террасы и в 20 м от моря. Температурная кривая по скважине 7 за 12.09.16 г. (рис. 3) наглядно демонстрирует отепляющий эффект от моря. Температура на глубине 12,5 м составила –0,87 °С.

Мощность сезонно-талого слоя

Мощность СТС на мониторинговой площадке варьировала от 1,15 м до 2,60 м при среднем значении в 1,56 м (рис. 4). Определенная шупом мощность СТС в ближайшем пикете к скважине 2 совпадает с таковой, определенной по глубине залегания нулевой изотермы в этой скважине. Мощность СТС в пределах площадки увеличивается в южном направлении, несмотря на то, что южная часть площадки имеет уклон северной экспозиции. По-видимому, это связано с отсутствием здесь выраженного мохового покрова или с особенностями снегонакопления. Вторая особенность площадки — увеличение мощности деятельного слоя на западной границе. Здесь проходят сухие русла весенних водотоков, по которым идет отепляющее воздействие от поверхностного стока и надмерзлотных вод.

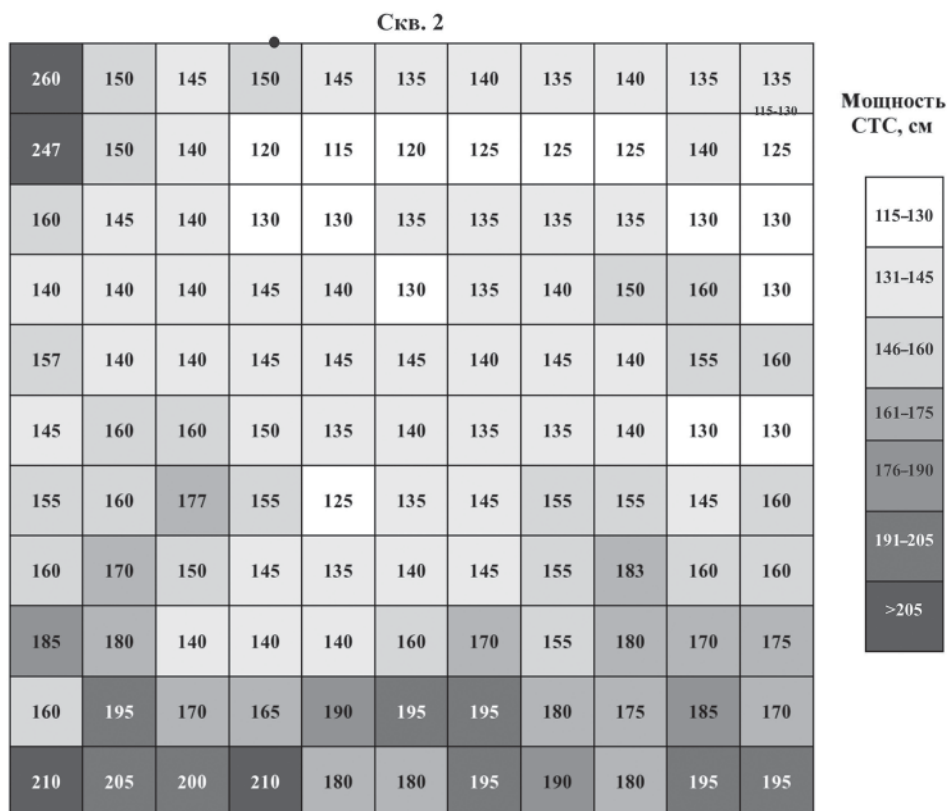


Рис. 4. Схема вариации мощности СТС на мониторинговой площадке (север вверху).

Химический анализ водной вытяжки

Результаты химического анализа водной вытяжки представлены в таблице. Обращает на себя внимание факт, что с некоторой глубины происходит резкое увеличение значений общей минерализации от характерных значений 0,001–0,05 до 0,1–0,6 %. При этом в нижних пачках преобладает в основном хлоридно-сульфатно-натриевый тип засоления. рН водной вытяжки также различен в верхних и нижних пачках. В верхних пачках значения рН значительно меньше и могут опускаться ниже 7, тогда как в нижних пачках рН может превышать 8.

Таблица

Результаты химического анализа водной вытяжки

Номер пробы	рН (H ₂ O)	ОМ*, %	Содержание основных ионов в водной вытяжке, мг/дм ³							
			F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Скв. 1 / 0,05 м	7,30	0,009	0,25	10,27	2,99	9,05	2,92	11,5	1,47	0,55
Скв. 1 / 0,45 м	6,90	0,024	0,094	4,93	12,9	16,6	6,31	5,93	3,59	1,33
Скв. 1 / 1,7 м	7,62	0,036	0,13	12,7	20,8	7,47	18,3	4,6	3,28	1,59
Скв. 1 / 2,0 м	8,40	0,566	0,47	427,1	44,9	95,7	368,7	37,4	10,2	9,36
Скв. 2 / 0,9–1,0 м	6,82	0,006	0,17	6,29	1,25	4,92	2,88	7,24	0,58	0,18
Скв. 2 / 1,7 м	6,69	0,007	0,077	14,67	3,16	4,06	3,77	16,2	0,80	0,34
Скв. 2 / 2,3–4,5 м	6,97	0,063	0,28	38,88	18,4	7,00	40,6	2,74	0,98	0,65
Скв. 2 / 2,8 м	7,19	0,222	0,55	115,8	130,5	16,3	162,7	16,3	9,20	3,93
Скв. 2 / 3,2 м	7,69	0,294	1,65	193,8	155,2	–	229,2	64,4	4,30	1,89
Скв. 2 / 4,5 м	8,19	0,401	1,27	152,6	225,8	73,4	273,7	27,9	4,97	4,72
Скв. 2 / 4,7 м	8,29	0,361	1,27	157,7	229,1	56,2	251,8	48,9	2,64	3,03
Скв. 2 / 4,9–5,0 м	7,32	0,328	0,27	74,5	305,5	7,79	217,6	17,9	15,3	6,14
Скв. 2 / 5,25 м	7,18	0,408	0,50	110,7	316,2	20,0	219,2	44,4	16,4	9,29
Скв. 2 / 5,3 м	7,6	0,425	0,56	132,6	368,0	26,0	252,7	47,3	23,0	12,8
Скв. 2 / 7,0 м	7,11	0,397	0,52	95,2	365,3	14,32	214,0	51,4	27,2	9,30
Скв. 3 / 0,75 м	6,16	0,007	0,064	15,7	3,57	4,49	2,67	18,6	0,59	0,33
Скв. 3 / 2,0 м	6,72	0,014	0,052	12,9	8,18	4,87	5,06	17,2	1,06	0,50
Скв. 3 / 2,7 м	6,99	0,014	0,40	6,52	6,03	6,16	6,35	8,33	0,95	0,46
Скв. 3 / 3,0 м	7,64	0,035	0,34	6,62	25,1	11,5	10,1	6,75	4,44	1,45
Скв. 3 / 3,3 м	7,36	0,056	0,46	10,1	50,7	16,2	14,6	14,1	9,74	3,05
Скв. 3 / 3,4 м	7,59	0,114	0,33	27,2	77,4	22,4	32,2	31,9	17,5	4,94

Окончание табл.

Номер пробы	рН (H ₂ O)	ОМ*, %	Содержание основных ионов в водной вытяжке, мг/дм ³							
			F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Na ²⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺
Скв. 3 / 3,75 м	7,42	0,118	0,32	6,80	126,3	17,4	34,8	16,2	21,6	6,07
Скв. 4 / 0,5 м	6,71	0,058	0,20	13,1	63,7	16,4	10,5	17,6	12,1	5,99
Скв. 4 / 0,75 м	7,18	0,013	0,35	25,9	5,75	12,4	2,63	35,6	1,70	0,91
Скв. 4 / 1,0 м	6,69	0,018	0,51	20,2	5,42	18,5	4,32	25,4	2,14	1,15
Скв. 4 / 1,8 м	6,94	0,017	0,20	18,4	2,69	—	11,0	13,9	1,39	0,67
Скв. 5 / 0,5 м	7,30	0,006	0,067	5,15	2,54	3,68	2,71	5,38	0,79	0,26
Скв. 5 / 0,75 м	7,03	0,006	0,026	3,72	1,85	7,26	2,08	3,37	0,69	0,20
Скв. 5 / 1,0 м	7,06	0,009	0,025	1,33	1,71	5,68	2,08	1,22	0,34	0,12
Скв. 5 / 1,25 м	6,86	0,021	0,078	8,53	9,17	8,05	30,3	15,8	3,09	1,06
Скв. 5 / 1,5 м	7,01	0,010	0,12	2,86	4,37	5,47	3,17	2,56	1,11	0,36
Скв. 5 / 2,5 м	7,14	0,013	0,10	8,50	6,41	8,74	4,35	8,08	1,50	0,56
Скв. 5 / 3,35 м	8,39	0,095	0,93	10,4	32,7	97,3	56,9	25,9	3,06	1,13
Скв. 5 / 3,4 м	8,27	0,084	0,88	16,0	41,5	60,5	54,9	17,9	1,12	0,55
Скв. 6 / 0,5 м	6,39	0,024	<0,01	17,0	1,03	2,09	2,53	18,8	0,48	0,23
Скв. 6 / 1,0 м	6,89	0,006	0,079	30,3	2,04	4,27	2,53	38,6	0,62	0,23
Скв. 6 / 1,3 м	6,70	0,012	0,11	6,23	2,04	4,19	2,76	6,7	0,73	0,27
Скв. 6 / 1,5 м	7,04	0,011	0,11	3,40	4,87	4,46	3,80	3,18	1,44	0,48
Скв. 6 / 2,0–2,1 м	6,94	0,022	0,049	6,08	17,1	3,50	7,54	7,61	2,26	0,69
Скв. 7 / 0,5 м	7,00	0,005	0,069	3,01	2,46	3,75	3,18	3,21	0,48	0,14
Скв. 7 / 2,5 м	7,55	0,013	0,091	2,17	3,35	9,21	5,29	5,16	1,64	0,51
Скв. 7 / 4,1–4,2 м	7,81	0,016	0,97	3,81	5,04	15,0	7,03	4,39	1,89	0,62
Скв. 7 / 7,8–7,9 м	7,39	0,009	0,056	9,21	4,30	4,47	3,10	11,8	1,00	0,20
Скв. 7 / 8,9 м	7,09	0,048	0,055	11,2	25,1	6,74	7,28	15,5	10,3	2,83
Скв. 7 / 9,7 м	6,83	0,091	0,086	13,9	80,2	10,1	19,6	17,0	23,2	5,34
Скв. 7 / 10,8 м	6,74	0,179	1,01	84,8	86,9	163,3	187,2	84,5	3,60	2,90
Скв. 7 / 11,6 м	8,61	0,269	1,17	37,1	45,1	—	117,1	23,0	8,07	6,03
Скв. 7 / 12,4 м	8,38	0,201	0,53	33,9	101,6	113,3	128,6	45,3	10,3	4,55

Примечание. * — Общая минерализация, % сух. веса

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе экспедиционных работ проведены рекогносцировка геокриологических условий в районе Баренцбурга и выбор района расположения криосферного полигона, охарактеризовано его строение и сделаны первые наблюдения за основными параметрами мониторинга криолитозоны — температурой на глубине нулевых годовых амплитуд и мощностью СТС. Первые статистически обоснованные данные о динамике данных параметров могут быть получены спустя как минимум 5–10 лет непрерывных наблюдений, для чего необходимо ежегодное посещение полигона в осеннее время. Мониторинг поставлен по методике близкой к таковой, используемой в программах CALM и TSP – Norway, что позволяет интегрировать получаемые данные в международные программы.

После получения годовой картины изменения температуры в скважине 2 представляется важным выявить время максимального проникновения в грунт нулевой изотермы для того, чтобы дальнейший мониторинг мощности СТС с помощью металлического шупа проводить в момент максимального оттаивания. Выявленное по результатам анализа водной вытяжки резкое увеличение общей минерализации на глубине 0,8–1,6 м от верхней границы мерзлоты (в момент максимального развития СТС), вероятно, связано с оттаиванием на эту глубину в голоцене и выносом солей из породы надмерзлотными водами. Этот геохимический барьер может являться маркером глубины протаивания во время голоценового оптимума. Соответственно, отложения, находящиеся выше геохимической границы, следует рассматривать как эпигенетически промерзшие, тогда как нижележащие могут являться как эпигенетическими, так и сингенетическими. Путем решения обратной задачи — определения температурных условий на поверхности, необходимых для того, чтобы СТС достиг глубины геохимического барьера, можно восстановить климатические условия в данном районе Шпицбергена в эпоху голоценового оптимума.

Так как обусловленное потеплением климата изменение характеристик снежного и растительного покровов может смягчить, а в некоторых случаях даже изменить вектор изменения температурного состояния мерзлых пород, на криосферном полигоне РНЦШ необходимо периодически проводить геоботанические наблюдения и снегомерную съемку. Известно, что в случае если увеличивающийся СТС затрагивает переходный слой мерзлых пород с повышенной льдистостью, происходит осадка поверхности, заболачивание и развитие термокарста. Поэтому еще одним направлением в расширении спектра наблюдений на полигоне может стать повторное лазерное нивелирование или высокоточное спутниковое нивелирование площадки CALM. Для определения величины теплового потока из недр представляется необходимым одну из скважин на полигоне оборудовать тепломером. Чрезвычайный интерес представляет также проведение повторных измерений в глубоких скважинах треста «Арктикуголь», по которым имеются результаты разовых термометрических измерений, сделанных в период геологоразведочных работ 1930–1980 гг. По этим скважинам могут быть получены максимально длительные тренды изменения температурного состояния мерзлоты на Шпицбергене.

Полевые работы выполнены в рамках экспедиции «Баренцбург-2016» Российской арктической экспедиции на архипелаге Шпицберген (РАЭ-Ш, ААНИИ). Химические исследования проводились в аналитической лаборатории Российского научного центра в пос. Баренцбург, сотрудников которой благодарим за помощь с пробоподготовкой и анализами.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Албул С.П. Предварительный отчет о гидрогеологических работах на месторождении «Баренцбург» // Производственный отчет «Гипрошахт», 1947–1948. Инв. № 96. 26 с.
- Анисимов О.А., Анохин Ю.А., Лавров С.А., Малкова Г.В., Мяс Л.Т., Павлов А.В., Романовский В.А., Стрелецкий Д.А., Холодов А.Л., Шикломанов Н.И. Методы оценки последствий изменения климата для физических и биологических систем. Глава 8. Континентальная многолетняя мерзлота. М.: Росгидромет, 2012. С. 301–359.
- Втюрин Б.И. Криогенное строение рыхлых отложений Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1990. № 70. С. 43–49.
- Втюрин Б.И. Подземные льды Шпицбергена // Материалы гляциологических исследований. 1989. № 65. С. 69–75.
- Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2000. 123 с.
- Зенков К.А. Отчет о геологоразведочных работах на советских участках острова Западный Шпицберген, проведенных в 1935–1936 гг. // Производственный отчет «Арктикуголь», 1935. Инв. № 150. 70 с.
- Карпов А.Ф. Состояние изученности и степень разведанности месторождений углей на о. Шпицберген // Производственный отчет «Главуглеразведка» трест «Ленуглеразведка» Л., 1946. 85 с.
- Обидин Н.И. Мерзлота и подземные воды Баренцбурга, Груманта и Пирамиды острова Шпицберген (Предварительные отчет по исследованиям 1952 г.) // Производственный отчет Научно-исследовательского института геологии Арктики. 1953. 37 с.
- Обидин Н.И. Новые данные о подземных водах и вечной мерзлоте советских рудников острова Шпицберген по исследованиям 1952–1954 гг. // Тр. НИИГА. 1958. Т. 85. Вып. 9. С. 129–140.
- План горных выработок по пласту Верхнему. М 1: 5000 // Архив ГТ «Арктикуголь», 2016. 1 л.
- Шеко А.И., Гречищев С.Е., Постолев Г.П. Разработка рекомендаций по проведению инженерно-геологических исследований на объектах рудников Баренцбург и Пирамида на Шпицбергене // Производственный отчет Всесоюзного научно-исследовательского института гидрогеологии и инженерной геологии ВСЕГИНГЕО. Производственный отчет по теме УШ ЗГЦ4(3) 70-3/99-ВОД. Пос. Зеленый, 1980. 98 с.
- Bakkehoi S., Bandis C. Meteorological conditions influence on the permafrost ground in Sveagruva, Spitsbergen // Oslo: Norw. Geotech. Inst. 1988. Publ. 176. P. 39–43.
- Christiansen H.H., Akerman J.H., Repelewska-Pekalowa Y. Active layer dynamics in Greenland, Svalbard and Sweden // Extended abstract for the 8th International Permafrost Conference, Zurich, July, 2003. P. 19–20.
- Christiansen H. H., Etzelmüller B., Isaksen K., Juliussen H., Farbroth H., Humlum O., Johansson M., Ingeman-Nielsen T., Kristensen L., Hjort J., Holmlund P., Sanne A.B.K., Sigsgaard C., Akerman H.J., Foged N., Blikra L.H., Pernosky M.A., Odegard R.S. The Thermal State of Permafrost in the Nordic Area during the International Polar Year 2007–2009 // Permafrost Periglac. 2010. Vol. 21. P. 156–181. doi:10.1002/pp.687.
- Etzelmüller B., Schuler T.V., Isaksen K., Christiansen H.H., Farbroth H., Benestad R. Modelling past and future permafrost conditions in Svalbard // The Cryosphere Discuss. 2010. Vol. 4. P. 1877–1908.
- Gilbert G.L., Christiansen H.H., Neumann U. Coring of unconsolidated permafrost deposits: methodological successes and challenges // Proceedings of GeoQuebec 2015 Challenges from North to South, Quebec City. 2015. P. 236.
- Gregersen O., Eidsmoen T. Permafrost conditions in the shore area at Svalbard // 5th International Conference on permafrost. Norway. August 2–5. 1988. Nor. Geotech. Inst. Publ. Vol. 177.
- Humlum O., Instanes A., Sollid J.L. Permafrost in Svalbard: a review of research history, climatic background and engineering challenges // Polar Res. 2003. Vol. 22. P. 191–215.

Haldorsen S., Heim H., Lauritzen S.E. Subpermafrost groundwater of western Svalbard // Nord. Hydrol. 1996. Vol. 27. P. 57–68.

Haldorsen S., Heim M. An Arctic groundwater system and its dependence upon climate change: an example from Svalbard // Permafrost and Pereglaical Process. 1999. Vol. 10. P. 137–149.

Isaksen K., Vonder Mühl D., Gubler H., Kohl T., Sollid J.L. Ground surface temperature reconstruction based on data from a deep borehole in permafrost at Janssonhaugen, 25 Svalbard // Ann. Glaciol. 2000. Vol. 31. P. 287–294.

Isaksen K., Sollid J.L., Holmlund P., Harris C. Recent warming of mountain permafrost in Svalbard and Scandinavia // J. Geophys. Res. 2007. Vol. 112. F02S04, doi:10.1029/2006JF000522.

Landvik J.Y., Mangerud Y., Salvigsen O. Glacial history and permafrost in the Svalbard area / K. Senneset (ed.). Proceedings of the 5th International conference on permafrost. Trondheim: Tapir Publishers, 1988. Vol. 1. P. 194–198.

Liestøl O. Pingos, springs, and permafrost in Spitsbergen // Årbok 1975. Norsk Polarinstittutt, 1977. P. 7–29.

*N.E. DEMIDOV, S.R. VERKULICH, E.S. KARAEVSKAYA,
A.L. NIKULINA, L.M. SAVATYUGIN*

FIRST RESULTS OF PERMAFROST MONITORING ON THE CRYOSPHERIC SITE OF RUSSIAN SCIENTIFIC CENTER ON SPITSBERGEN (RSCS)

The system of long-term permafrost observations was organised on the cryospheric site of Russian Scientific Center on Spitsbergen in summer 2016. The monitoring site is established in the vicinity of mining settlement Barentsburg on a sequence of Holocene marine terraces. The core drilling showed that the thickness of gravel sands and clays with massive and schlieren cryostructure forming the accumulative terraces is of 2–7 m. Cretaceous and Neocene fractured sandstones and mudstones underlie them. Automated thermistor cables were installed in two boreholes to monitor the temperature on the depth of zero annual amplitude and seasonal distribution of zero-degree isotherm. The temperature $-2,37^{\circ}\text{C}$ was measured at 15 m depth. The thickness of active layer measured at ten meter net on the observational site of 100×100 m varied from 1,15 to 2,60 m with average of 1,56 m. Chemical analysis of aqueous extract revealed a geochemical barrier at 0,8–1,6 m below permafrost upper boundary in the period of maximum thawing, which apparently marks maximum seasonal thaw depth during the Holocene climatic optimum. In this paper recommendations on continuing and extending of pilot permafrost dynamic observations on Spitsbergen are given.

Keywords: permafrost, Spitsbergen, active layer.

ВЛИЯНИЕ ПРИЭКВАТОРИАЛЬНОЙ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ НА ПОТЕПЛЕНИЕ И СОКРАЩЕНИЕ ПЛОЩАДИ МОРСКОГО ЛЬДА В АРКТИКЕ

д-р геогр. наук Г.В. АЛЕКСЕЕВ, канд. геогр. наук Н.И. ГЛОК

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

Выполнено исследование влияния аномалий температуры воды на поверхности океана (ТПО) в низких широтах Северной Атлантики на морской ледяной покров и температуру воздуха в морской Арктике. Используются многолетние ряды температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану, данные о температуре воды на поверхности Атлантического океана, ряды среднемесячной приповерхностной температуры воздуха в морской части Арктики, данные о среднемесячной площади морского льда в Северном Ледовитом океане и в Северном полушарии. Многомерный взаимно-корреляционный анализ использован для определения максимальных коэффициентов корреляции между аномалиями ТПО и характеристиками климата и соответствующих им запаздываний в пределах 33–38 месяцев. Предложена схема механизма формирования отдаленного влияния аномалий ТПО на аномалии в СЛО.

Ключевые слова: Северная Атлантика, аномалии ТПО, Северный Ледовитый океан, морской лед.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы вышла серия работ, посвященных исследованию изменчивости характеристик арктического морского ледяного покрова в приатлантической Арктике под конкурирующим влиянием со стороны атмосферы и океана. В одной из них, в частности, предполагается, что сокращение площади льда и потепление Арктики в 1930-е гг. было связано с увеличением поступления атлантической воды (АВ) в Баренцево море (Smedsrud et al., 2013). Впервые об этом написал В.Ю. Визе (1937), изучавший первое потепление Арктики непосредственно в период его развития. На тесную связь между притоком АВ и распространением морского льда в конце зимы в Гренландском и Баренцевом морях указано и в работах В.Ф. Захарова (1978, 1996).

Эксперименты с глобальной моделью климата (Sandø et al., 2014) подтвердили, что увеличение поступления АВ в Баренцево море оказывает сильное влияние на площадь морского льда (ПМЛ) в результате сокращения ледообразования и что океан влияет на изменения массы льда сильнее атмосферы, как на среднее значение, так и на изменчивость. Поэтому попытки найти устойчивые связи между крупномасштабными модами атмосферной циркуляции, такими как Северо-Атлантическое колебание или Арктическая осцилляция, и площадью морского льда в Баренцевом море не привели к успеху (Smedsrud et al., 2013; Semenov et al., 2015). Предполагается, что на изменчивость ПМЛ в Баренцевом море могут повлиять региональные моды атмосферной циркуляции (Bengtsson et al., 2004; Chen et al., 2013).

В ряде работ на основе экспериментов с моделями общей циркуляции атмосферы было найдено возможное обратное влияние изменений морского ледяного покрова в Арктике на атмосферную циркуляцию за ее пределами (Petoukhov, Semenov, 2010; Семенов и др., 2012; Inoue et al., 2012; Francis, Vavrus, 2012; Liptak, Strong, 2014; Semenov et al., 2015). В то же время Мелешко, Байдин (2013), Байдин, Мелешко (2014) не обнаружили в результатах экспериментов на модели общей циркуляции атмосферы связи между сокращением морского ледяного покрова (МЛП) и холодными зимами в Европе, которые, по их мнению, скорее связаны с изменениями циркуляции атмосферы под влиянием повышения ТПО и усилением меридионального переноса тепла. Также было показано (Meleshko et al., 2016), что ослабление разности температур между экватором и полюсом вследствие арктического усиления потепления недостаточно для роста амплитуды планетарных волн, найденного в работе (Francis, Vavrus, 2012).

Очевидно, что приток АВ в Северо-Европейский бассейн зимой влияет на распространение морских льдов и, соответственно, на изменения площади открытой воды и температуры воздуха в этом регионе Арктики. На остальной акватории, включающей Арктический бассейн и арктические моря на амероазиатском шельфе, покрытые зимой льдом, прямое влияние АВ на площадь МЛП и температуру воздуха в этот период отсутствует. Однако влияние Северной Атлантики на эту часть Арктики может распространяться через поступление теплых и влажных воздушных масс с ее акватории, которые повышают приповерхностную температуру воздуха и замедляют нарастание льда в зимний период. Увеличение атмосферного притока тепла в морскую Арктику зимой через атлантическую часть ее южной границы и его влияние на потепление было недавно установлено в работе (Алексеев и др., 2016а).

Анализ данных наблюдений подтвердил (Алексеев и др., 2016б), что изменения притока атлантической воды определяют основную часть межгодовой изменчивости площади льда, температуры воды и температуры воздуха в Баренцевом море в холодную часть года. При этом обнаружено влияние аномалий температуры воды в экваториальной области Северной Атлантики на характеристики климата Баренцева моря, реакция которых отстает от соответствующих аномалий на срок до четырех лет. В настоящей работе выполнено исследование влияния аномалий ТПО в низких широтах Северной Атлантики на морской ледяной покров и температуру воздуха во всей морской области Арктики.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Исследование океанического влияния на сокращение МЛП и потепление в Арктике основано на выполненных ранее исследованиях, на данных реанализов и наблюдений за характеристиками океана, морского льда и атмосферы. Многолетние ряды измерений температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану, представленные среднегодовыми значениями за 1900–2013 гг. и среднемесячными значениями за 1951–2013 гг., послужили ранее исходными данными для исследования влияния притока АВ на климат баренцевоморского района в работе (Алексеев и др., 2016 б). Ряды подготовлены в ПИНРО и размещены на сайте <http://www/pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro/>.

Для оценки удаленного океанического влияния на изменения характеристик климата Арктики использованы данные о температуре воды на поверхности Атлантического океана из архива HadISST (<http://hadobs.metoffice.com.hadsst/>) с пространственным разрешением $1 \times 1^\circ$ за период с 1951 по 2013 г., а также ряды среднемесячной

температуры воды на поверхности океана в низкоширотных областях Мирового океана с интернет-ресурса <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. Среднемесячная приповерхностная температура воздуха в морской части Арктики определена по данным наблюдений на 41 станции (Алексеев и др., 2010). Данные о среднемесячной площади морского льда в Северном Ледовитом океане (СЛО) подготовлены в ААНИИ В.М. Смоляницким и помещены на сайте <http://www.aari.ru/datasets>, а данные о среднемесячной площади МЛП в Северном полушарии взяты с интернет-ресурса http://nsidc.org/data/seaice_index/.

Инструментом количественной оценки влияния аномалий ТПО на площадь морского льда и приповерхностную температуру воздуха (ПТВ) послужил многомерный взаимно-корреляционный анализ использованных рядов для определения максимальных коэффициентов корреляции (ρ_{mk}) между аномалиями ТПО и характеристиками климата и соответствующих им запаздываний. Формулу для расчетов можно записать в общем виде

$$(N - k)^{-1} \left[\|T'\| \times \|S'_{mg+k}\|^T \right] = \|\rho_{mk}\|,$$

где $g = 1, 2, \dots, N$ — годы, N — длина ряда, $m = 1, 2, \dots, 12$ — месяцы, $k = 1, 2, \dots, M$ — запаздывание (годы), T — знак транспонирования матрицы.

Области в Северной Атлантике, аномалии ТПО в которых влияют на изменения морского ледяного покрова и температуры воздуха в Арктике

В работе (Алексеев и др., 2016б) были выделены две области, аномалии ТПО в которых влияют на температуру воды и площадь льда в Баренцевом море, — одна в северной части Гольфстрима в районе Ньюфаундленда (32–44° с.ш., 38–64° з.д.) и вторая — в экваториальной области Северной Атлантики (0–20° с.ш., 40–10° з.д.).

В данной работе такой же прием использован для определения областей, аномалии ТПО в которых влияют на межгодовые колебания площади морского льда и приповерхностную температуру воздуха в морской Арктике. Результаты представлены на рис. 1 цвет. вклейки, из которого видно, что аномалии ТПО, влияющие на рассматриваемые характеристики, находятся в области 0–25° с.ш., 60–20° з.д., которая в дальнейшем используется как единая область при оценке влияния на разные характеристики климата Арктики. Коэффициенты корреляции рассчитывались за 1979–2015 гг. Длительность рядов обусловлена периодом надежных спутниковых данных о площади морского льда (ПМЛ) в Арктике и обеспечивает 95 % уровень значимости коэффициентов корреляции $\pm 0,33$. На рис. 1 цвет. вклейки нанесены значимые коэффициенты. Максимальные значения коэффициентов по абсолютной величине в пределах 0,7–0,8.

В выделенных областях происходит максимальное нагревание воды на поверхности. Здесь зарождаются тропические ураганы, перемещающиеся далее на северо-запад к побережью Северной Америки. В конце летнего сезона в сентябре–октябре ТПО достигает максимальных значений и оказывает наибольшее влияние на рассматриваемые характеристики климата Арктики. Значимые корреляции (коэффициент более |0,3|) занимают области разной конфигурации, но области с наиболее тесными связями ТПО с характеристиками климата Арктики (коэффициент корреляции более |0,6|) находятся в пределах указанной выше области с координатами 0–25° с.ш., 60–20° з.д.

Заметим, что эта область включает район 5–20° с.ш., 60–30° з.д., средняя ТПО в которой публикуется на сайте <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/>. Корреляция между среднемесячными значениями ТПО в обеих областях находится в пределах

0,94–0,97, поэтому ТПО в области 5–20° с.ш., 60–30° з.д. также можно использовать в качестве показателя влияния приэкваториальной Северной Атлантики на характеристики климата Арктики.

Оценки связи аномалий ТПО в приэкваториальной Северной Атлантике и площади морского льда и приповерхностной температуры воздуха в морской Арктике

Сопоставление изменений среднемесячных значений ТПО в выделенной нами области с площадью морского льда в СЛО и приповерхностной температурой воздуха в морской Арктике в разные месяцы показано на рис. 2 и 3 цвет. вклейки. Значения всех характеристик на графиках приведены в нормализованной форме. На отдельных графиках показаны также ряды, сглаженные скользящим осреднением по 3 года.

На всех графиках виден положительный тренд в рядах рассматриваемых характеристик, который, безусловно, вносит существенный вклад в корреляцию между ними. В сглаженных рядах, помимо тренда, прослеживается соответствие между 5–7-летними колебаниями в аномалиях ТПО, ПМЛ и ПТВ.

На неслучайный характер представленной корреляции, помимо значительного превышения коэффициентом корреляции 95 % уровня значимости, указывает наибольшее значение коэффициента в июле относительно других месяцев и летом относительно других сезонов (табл. 1).

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между аномалиями ТПО в октябре в области 0–25° с.ш., 60–20° з.д. и ПТВ в разные месяцы и сезоны в морской Арктике спустя 33 месяца за 1979–2015 гг.

ПТВ	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
ТПО 10	0,53	0,28	0,35	0,57	0,51	0,60	0,66	0,57
ПТВ	IX	X	XI	XII	Зима	Весна	Лето	Осень
ТПО 10	0,47	0,56	0,53	0,49	0,58	0,58	0,65	0,58

Отмеченные на рис. 1 цвет. вклейки и в табл. 1 соответствия более выражены в рядах аномалий ТПО, температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану, площади морского льда в СЛО (рис. 3 цвет. вклейки).

Запаздывания аномалий ПМЛ в разные месяцы относительно аномалий ТПО в октябре согласуются между собой, что также подтверждает неслучайный характер установленных связей. Кроме того, одинаковые запаздывания аномалий температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану и ПМЛ в СЛО в декабре относительно аномалий ТПО в октябре согласуются с результатами работы (Алексеев и др., 2016б), установившими тесную связь между температурой воды на разрезе и ПМЛ в Баренцевом море в холодную часть года. В свою очередь, аномалии ПМЛ в Баренцевом море и в СЛО в декабре–марте связаны между собой с коэффициентами в пределах 0,79–0,88.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Установленные связи между аномалиями ТПО в низких широтах Северной Атлантики и ПТВ и ПМЛ в морской Арктике возникают в результате переноса энергии и массы в климатической системе Земли циркуляцией атмосферы и океана. Имеющиеся результаты теоретических и модельных исследований формирования переносов и их влияния на изменения климата позволяют представить схему механизма воздействия аномалий ТПО на климатические аномалии в Арктике в виде, показанном на рис. 4 цвет. вклейки.

Аномалия ТПО в приэкваториальной области Северной Атлантики усиливает конвекцию в атмосфере (Lee et al., 2011), что вызывает интенсификацию и расширение циркуляционной ячейки Хедли (Oti et al., 2014; Garfinkel et al., 2015), которая переносит абсолютный момент количества движения к северу. Вслед за этим усиливается циркуляционная ячейка Ферреля (Huang, McElroy, 2014). В результате усиливается западно-восточный перенос в атмосфере над умеренными широтами и, как следствие, поток Северо-Атлантического течения и его продолжение в Северо-Европейском бассейне.

Другой механизм влияния тропических аномалий ТПО на ТПВ в Арктике связан с колебаниями Маддена–Джулиана (МДО) в циркуляции атмосферы (Yoo et al., 2011; Yoo et al., 2012a, 2012b). Авторы этих работ считают, что связанный с событиями МДО тренд ПТВ объясняет 10–20 % арктического усиления в потеплении Арктики, а приток влаги, связанный с МДО событиями, увеличивает приходящую длинноволновую радиацию в Арктике.

Звеном в системе взаимодействия структур океанической и атмосферной циркуляции может также выступать Северо-Атлантическое колебание (САК) в циркуляции атмосферы над Северной Атлантикой. Авторы работы (Yu, Lin, 2016) считают, что тропическое атлантическое влияние на САК осуществляется через аномалии меридиональной атмосферной циркуляции. Ранее в работе (Hoerling et al., 2001) указывалось на влияние ТПО в экваториальных областях океана на долгопериодные изменения САК. Их анализ показал отрицательную корреляцию зимнего САК с приэкваториальной ТПО и с ТПО к северу от 40° с.ш. за 1950–2001 гг.

Мы также нашли, что аномалии ТПО в приэкваториальной области отрицательно коррелированы со средними за год и за период декабрь–март значениями САК, но за 1980–2015 гг. (табл. 2).

Таблица 2

Коэффициенты корреляции между аномалией среднемесячной ТПО в приэкваториальной Северной Атлантике и индексом САК за 1980–2015 гг.

ТПО	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее за год
САК (XII – III)	-0,47	-0,50	-0,57	-0,56	-0,50	-0,47	-0,41	-0,29	-0,27	-0,22	-0,23	-0,27	-0,47
САК (среднее за год)	-0,46	-0,56	-0,58	-0,62	-0,65	-0,71	-0,68	-0,56	-0,53	-0,49	-0,57	-0,58	-0,68

Такой результат соответствует характерному для отрицательных значений САК распределению давления на уровне моря со смещением центра низкого давления на запад и преобладанию юго-западных направлений ветра над областью Северо-Атлантического течения. При этом усиливается приток теплой воды в Северо-Европейский бассейн (СЕБ) и в Баренцево море, что проявляется в повышении температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану. Повышение ТПО в СЕБ сопровождается смещением области низкого давления к востоку и переходом к положительной фазе зимнего индекса САК, положительно коррелированного с температурой воды на Кольском меридиане. Дальнейшее повышение ТПО в СЕБ благоприятствует продолжению смещения области низкого давления к востоку. В результате стандартный индекс САК теряет репрезентативность для процессов в умеренных и высоких широтах (Bengtsson et al., 2004).

ВЫВОДЫ

Установлена связь между аномалиями ТПО в приэкваториальной области Северной Атлантики в октябре и аномалиями приповерхностной температуры воздуха и площади морского льда в Северном Ледовитом океане в различные месяцы.

Запаздывания аномалий в СЛО относительно аномалий ТПО найдены в пределах 33–38 месяцев. При этом запаздывания аномалий в СЛО в разные месяцы согласуются между собой.

Сглаживание рядов аномалий скользящим осреднением по 3 года усиливает связь между ними и делает заметными, помимо трендов, колебания с периодами 5–7 лет.

Механизм формирования удаленного влияния аномалий ТПО на аномалии в СЛО связан с системой взаимодействий между циркуляцией атмосферы и океана, под совместным влиянием которых переносится тепло в высокие широты.

Полученные результаты могут быть использованы при анализе результатов и планировании экспериментов с глобальными моделями климата, в которых можно получить длительные реализации характеристик климата, как для оценки установленных связей, так и механизма их формирования.

Установленные связи могут послужить основой для разработки методов климатического прогнозирования в Арктике с заблаговременность до нескольких лет.

Авторы благодарят Е.И. Александрова и Н.Е. Иванова за подготовку данных о температуре воздуха на арктических станциях, Хадли-центр за данные о температуре воды на поверхности океана на сайте <http://hadobs.metoffice.com.hadsst>, сотрудников ПИНРО за данные о температуре воды на разрезе по Кольскому меридиану на сайте <http://www.pinro.ru/n22/index/phpstructure/labs/labhidro/>, В.М. Смоляницкого за данные о площади морского льда в СЛО на сайте <http://wdc.aari.ru>, рецензента за указания на неточности в тексте.

Особая благодарность Минобрнауки России за финансовую поддержку при выполнении прикладных научных исследований и экспериментальных разработок (ПНИЭР) по теме «Создание новых методов и средств мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки на архипелаге Шпицберген и в Западной Арктической зоне Российской Федерации» (Соглашение о предоставлении субсидии от 20.10.2014 № 14.610.21.0006, уникальный идентификатор ПНИЭР RFMEFI61014X0006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Алексеев Г.В., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Северной Атлантики на колебания климата в Баренцевом море и их предсказуемость // *Метеорология и гидрология.* 2016а. № 8. С. 38–56.

Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Уразгильдеева А.В., Бобылев Л.П. Влияние атмосферных переносов тепла и влаги на усиление потепления в Арктике в зимний период // *Фундаментальная и прикладная климатология.* 2016б. № 1. С. 43–63.

Алексеев Г.В., Радионов В.Ф., Александров Е.И., Иванов Н.Е., Харланенкова Н.Е. Климатические изменения в Арктике и северной полярной области // *Проблемы Арктики и Антарктики.* 2010. № 1 (84). С. 67–80.

Байдин А.В., Мелешко В.П. Реакция атмосферы высоких и умеренных широт на сокращение площади морского льда и повышение температуры поверхности океанов // *Метеорология и гидрология.* 2014. № 6. С. 5–8.

Визе В.Ю. Причины потепления Арктики // *Советская Арктика.* 1937. Т. 1. С. 1–7.

Захаров В.Ф. *Мировой океан и ледниковые эпохи плейстоцена.* Л.: Гидрометеоздат, 1978. 64 с.

- Захаров В.Ф.* Морские льды в климатической системе. СПб.: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.
- Мелешко В.П., Байдин А.В.* Реакция климата атмосферы на сокращение площади льда в Арктике и на другие внешние воздействия за последние десятилетия // Труды ГГО. 2013. № 568. С. 80–113.
- Семенов В.А., Мохов И.И., Латиф М.* Роль границ морского льда и температуры поверхности океана в изменениях регионального климата в Евразии за последние десятилетия // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2012. Т. 48. № 4. С. 403–421.
- Bengtsson L., Semenov V.A., Johannessen O.M.* The early-twentieth-century warming in the Arctic—A possible mechanism // J. of Climate. 2004. Vol. 17. P. 4045–4057.
- Bin Yu, Hai Lin.* Tropical Atmospheric Forcing of the Wintertime North Atlantic Oscillation // J. of Climate. 2016. Vol. 29. P. 1755–1772; DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0583.1
- Chen H.W., Zhang Q., Körnich H., Chen D.* The surface air temperature anomalies over the Barents Sea are closely associated with this mode of climate variability. Arctic: The Barents Oscillation // Geophys. Res. Lett. 2013. Vol. 40. P. 2856–2861. doi: 10.1002/grl.50551.
- Francis J.A., Vavrus S.J.* Evidence linking Arctic amplification to extreme weather in the mid-latitudes // Geophys. Res. Lett. 2012. Vol. 39. L06801; doi:10.1029/2012GL051000
- Garfinkel C.I., Waugh D.W., Polyani L.M.* Recent Hadley cell expansion: The role of internal atmospheric variability in reconciling modeled and observed trends // Geophys. Res. Lett. 2015. Vol. 42. P. 10824–10831. doi:10.1002/2015GL066942.
- Hoerling M.P., Hurrell J.W., Xu T.* Tropical origins for recent North Atlantic climate change // Science. 2001. Vol. 292. P. 90–92.
- Huang Junling, McElroy Michael B.* Contributions of the Hadley and Ferrel Circulations to the Energetics of the Atmosphere over the Past 32 Years // J. of Climate. 2014. Vol. 27. P. 2656–2666.
- Inoue J., Hori M.E., Takaya K.* The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly // J. of Climate. 2012. № 25. P. 2561–2568. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00449.1.
- Lee S., Gong T.T., Johnson N., Feldstein S.B., Pollard D.* On the Possible Link between Tropical Convection and the Northern Hemisphere Arctic Surface Air Temperature Change between 1958 and 2001 // J. of Climate. 2011. Vol. 24 (16). P. 4350–4367.
- Liptak J., Strong C.* The Winter Atmospheric Response to Sea Ice Anomalies in the Barents Sea // J. Climate. 2014. vol. 27, P. 914–924.
- Meleshko V.P., Johannessen O.M., Baidin A.V., Pavlova T.V., Govorkova V.A.* Arctic amplification: does it impact the polar jet stream // Tellus A. 2016. Vol. 68. doi: 10.3402/tellusa.v68.32330.
- Petoukhov V., Semenov V.A.* A link between reduced Barents-Kara sea ice and cold winter extremes over northern continents // J. of Geoph. Res., 2010. doi: 10.1029/2009JD013568.
- Adam O., Schneider T., Harnik N.* Role of Changes in Mean Temperatures versus Temperature Gradients in the Recent Widening of the Hadley Circulation // J. of Climate. 2014. Vol. 27. P. 7450–7461.
- Sandø A.B., Gao Y., Langehaug H.R.* Poleward ocean heat transports, sea ice processes, and Arctic sea ice variability in NorESM1-M simulations // J. Geophys. Res. Ocean. 2014. T. 19. № 3. P. 2095–2108. doi: 10.1002/2013JC009435.
- Semenov V.A., Martin T., Behrens L.K., Latif M.* Arctic sea ice area in CMIP3 and CMIP5 climate model ensembles – variability and change // Cryosph. Discuss. 2015. № 9. P. 1077–1131.
- Smedsrud L.H. et al.* The role of the Barents Sea in the Arctic climate system // Rev. Geophys. 2013. Vol. 51. P. 415–449. doi: 10.1002/rog.20017.
- Yoo C., Feldstein S., Lee S.* The impact of the Madden-Julian Oscillation trend on the Arctic amplification of surface air temperature during the 1979–2008 boreal winter // Geophys. Res. Lett. 2011. Vol. 38. L24804. doi:10.1029/2011GL049881.

Yoo C., Lee S., Feldstein S.B. Arctic Response to an MJO-Like Tropical Heating in an Idealized GCM // Journal of the Atmospheric Sciences. 2012a. Vol. 69 (8). P. 2379–2393.

Yoo C., Lee S., Feldstein S.B. The impact of the Madden-Julian Oscillation trend on the inter-decadal Antarctic warming during the 1979–2008 austral winter // Atmospheric Science Letters. 2012b. Vol. 13. P. 194–199.

G.V. ALEKSEEV, N.I. GLOK

INFLUENCE OF EQUATORIAL NORTHERN ATLANTIC ON WARMING AND SEA ICE SHRINKING IN THE ARCTIC

The research of the influence of SST anomalies in the low latitudes of the North Atlantic on the sea ice cover and surface air temperature in the marine Arctic was fulfilled. Series of water temperature in the section along the Kola meridian, data of sea surface temperature in the the Atlantic Ocean, series of the average surface air temperature in the marine Arctic, data of extent of sea ice extent in the Arctic Ocean and the North hemisphere were used. Multivariate correlation analysis was used to determine the maximum correlation coefficients between SST anomalies and climate characteristics and corresponding delays (within 33–38 months). The formation scheme of remote SST influence on anomalies in the Arctic Ocean is proposed.

Keywords: Northern Atlantic, SST anomalies, Arctic, sea ice.

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

**СООБЩЕНИЕ 1. СИСТЕМАТИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ, НОМЕНКЛАТУРА,
МОРФОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ, СРАВНИТЕЛЬНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ**

канд. биол. наук А.В. НЕЕЛОВ, канд. биол. наук В.П. ПРИРОДИНА

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

В данном сообщении представлено описание самого южного представителя антарктических рогов *Harpagifer antarcticus* от западных берегов Антарктического п-ва, единственного вида рода антарктических рыб, которые обитают как в литорали, так и в верхней сублиторали (до 100 м), т.е. относящегося к экологической группе литорально-сублиторальных видов. Основу материала составили рыбы, пойманные на российской антарктической станции Беллинсгаузен в период 2006–2011 гг. Дано подробное морфологическое описание вида, проведено морфометрическое сравнение с другими представителями рода, населяющими воды Юго-Западной Атлантики. Обсуждаются вопросы систематического положения *H. antarcticus* как валидного вида, составлена детальная синонимия вида с указанием ряда ошибочных данных предыдущих исследователей.

Ключевые слова: гарпагиферы, *Harpagifer antarcticus*, морфология, систематика, Западная Антарктика.

ВВЕДЕНИЕ

В предыдущих статьях авторы исследовали островных представителей рода *Harpagifer* из различных акваторий Южного океана. К настоящему времени выявлены виды, которые попарно раздельно населяют литоральную и сублиторальную зоны практически всех субантарктических островов Южного океана (Природина, 2000, 2002, 2002a, 2004; Неелов, Природина, 2006). Исключением пока являются три литоральных вида, для которых сублиторальный «парный, глубинный» вид пока неизвестен: это *H. bispinis* Schneider, 1801, типовой вид рода, ранее известный лишь из литоральной зоны самых южных районов Южной Америки (берега Магелланова пролива, Огненная Земля, мыс Горн, от южного побережья Чили и Аргентины), но затем обнаруженный здесь в сублиторали до глубин 100 м (Tomo, Stadler, 1973). До последнего времени только с мелководья Фолклендских (Мальвинских) островов был известен *H. palliolatus* Richardson, 1844, но, согласно исследованиям Лориса с соавторами (Lloris et al., 1996) и Пикеньо (Pequeño, 2008), населяющий также мелководья юга Южной Америки. Не имеет пока своей сублиторальной пары и литоральный вид *H. marionensis* Nybelin, 1947, известный лишь из приливно-отливных луж острова Марион (Индоокеанский сектор Антарктики). Всего к настоящему времени из Юж-

ного океана и прилегающих вод известно 11 литоральных и сублиторальных видов рода *Harpagifer* (Hureau, 1990; Miller, 1993; Природина, 2000, 2002, 2004; Неелов, Природина, 2006).

Основная цель настоящей статьи — показать, что гарпагиферы от всех островов Южноантильского хребта и Антарктического полуострова надо рассматривать в качестве самостоятельного вида *Harpagifer antarcticus*. Для чего и проведена сравнительно-морфологическая и эколого-биологическая характеристика с другими видами рода из вод Юго-Западной Атлантики и Западной Антарктики.

Как теперь известно, все литоральные виды рода не имеют костного вооружения на щитках туловищного сейсмочувствительного канала, костных бугров, шипиков и гребней на голове, в отличие от чисто сублиторальных видов, характеризующихся хорошо развитым таким костным «вооружением». Первая группа видов получила название «мягких» (Природина, 2010 и др. работы) — «литоральная форма», по О.Нибелину (Nybelin, 1947); вторая — «колючих» форм, или, по терминологии А.П. Андрияшева, «рогатая» форма (Андрияшев, Токарев, 1958; Андрияшев, 1964, 1986).

ВОПРОСЫ СИСТЕМАТИЧЕСКОГО ПОЛОЖЕНИЯ *H. ANARCTICUS*

Совершенно особняком среди всех известных видов рода стоит его самый южный представитель — *Harpagifer antarcticus* Nybelin, 1947, впервые описанный как подвид номинативного вида — *H. bispinis antarcticus* n. subsp. от западных берегов Антарктического полуострова (типичное местонахождение арх. Пальмера, о. Wiencke Island, Port Lockroy, глубина 6–40 м) (Nybelin, 1947). К этому подвиду Нибелин отнес также два молодых экземпляра от о. Кандлмас (Candlemas Isl. — южный остров из северной группы Южных Сандвичевых островов), пойманных в драгу норвежским китобоем Ларсеном (С.А. Larsen) с глубины 40 м. Кроме того, к этому же своему подвиду под названием *H. bispinis*, как весьма возможных, Нибелин отнес рыб, собранных как в приливных лужах, так и на глубине 40 м в других экспедициях: от о. Кинг Джордж (Юж. Шетландские о-ва) (Roule, Angel, Despax, 1913), от Scotia Bay (Юж. Оркнейские о-ва) (Regan, 1913) и рыб из сборов французской экспедиции 1903–1905 гг. от о-вов Booth Wandel Isl. и Wiencke Isl. (Vaillant, 1906). В дополнении к основному тексту работы Нибелин (Nybelin, 1947, стр. 71–74), изучив еще 68 рыб из типового места для *H. antarcticus* и рыб от Южных Оркнейских островов, подтверждает их подвидовой статус как *H. bispinis antarcticus*, признаки которых согласуются с ранее изученными им пальмеровскими особями.

В отличие от первоописания, где указывается глубина поимки, во всех дальнейших перечисленных в описании сборов у всех исследователей и коллекторов нет точного сообщения о глубинах поимки тех или иных рыб. Это относится и к рыбам из залива Скотия Бей (Южные Оркнейские о-ва), о которых упоминает и Риген (Regan, 1913).

Первоначально Нибелин (Nybelin, 1947, р. 38–42) две новые свои формы гарпагиферов из вод Западной Антарктики описал в качестве подвидов *H. bispinis* (*H. bispinis antarcticus* и *H. bispinis georgianus* с литорали о. Южная Георгия), в ранге же подвида *H. bispinis* он также сначала рассматривал и вид *H. palliolatus* от Фолклендских (Мальвинских) о-вов, как и гарпагифера от о. Кергелен. При изучении дополнительных материалов он посчитал возможным возвести *H. bispinis palliolatus* и *H. bispinis georgianus* в ранг самостоятельных видов — *H. palliolatus* и *H. georgianus*, а антарктического гарпагифера перевести в ранг подвида своего нового вида —

Harpagifer georgianus antarcticus (Nybelin, 1947, p. 74). В более поздней работе Нибелин (Nybelin, 1951, p. 27) уже прямо указывает на сборный характер *H. bispinis* как «конгломерат отдельных географических единиц», о чем он упоминает особо и в предшествующей работе (Nybelin, 1947, p. 38), и подтверждает принадлежность обеих своих западноантарктических форм в качестве подвидов к виду *H. georgianus*. Сложность отнесения гарпагиферов из различных мест ареала рода к тому или иному таксономическому рангу обусловлена очень малыми морфологическими и еще меньшими меристическими или пластическими различиями у этих рыб, что будет специально отмечено ниже.

Важным обстоятельством следует считать то, что все рыбы четырех западноатлантических видов, как теперь понимают их номенклатурный статус (Eastman, 2010), из типовых мест их обитания были пойманы в литоральной зоне, некоторые даже просто руками или на глубине всего лишь нескольких метров среди келпов в самой верхней сублиторали. То есть всех их с полным правом можно отнести к экологической литорально-сублиторальной группе видов. А так как рыбы этой группы или совсем не имеют костного вооружения на голове и члениках туловищного канала боковой линии (Tomo, Stadler, 1973), или у части рыб имеются лишь развитые в различной степени кожные образования в виде надглазничных утолщений — “thickenings” (Smitt, 1898, Pl. II, Figs. 21, 23), то эти четыре вида с полным правом можно включить в морфологическую группу «мягких» гарпагиферов (Природина, 2004, 2010).

Что же касается рыб, пойманных в различных южных районах моря Скотия и у западного побережья Антарктического полуострова на больших глубинах в сублиторали от 3 м до 100 м, то их обозначали или как *H. bispinis* (Everson, 1969), или считали подвидом *H. georgianus* (Tomo, Stadler, 1973; Hureau, Tomo, 1976; Tomo, 1981). Ж.-К. Юро самостоятельно и с соавторами, проведя ревизию известных к тому времени видов гарпагиферов (Hureau et al., 1980; Hureau, 1985, 1990), с одной стороны, подтвердил видовую самостоятельность большинства видов рода, в том числе и *H. antarcticus*, за двумя исключениями. Так, он рассматривал *H. palliolatus*, в отличие от первоначального мнения Нибелина (Nybelin, 1947), в качестве подвида *H. georgianus* – *H. georgianus palliolatus*, а также считал *H. georgianus marionensis* Нибелина младшим синонимом номинативного подвида *H. georgianus georgianus*.

Принимая во внимание значительные различия в фауне северных и южных акваторий Южного океана и существующую парность форм гарпагиферов у каждого из исследованных в этом отношении антарктических островов, парность видов пока не выявлена для акватории Грейамовой переходной провинции (Андряшев, Неелов, 2005). Позднее гарпагиферов от всех островов Южноантильской гряды, вслед за Юро (Hureau et al., 1980; Hureau, 1985, 1990) стали рассматривать в качестве самостоятельного вида *H. antarcticus*, и уже это видовое название использовать для всех акваторий Грейамовой зоогеографической провинции (Skóra, 1988, 1993; Tiedtke, Kock, 1989; Skóra, Neyelov, 1992). Вместе с тем Миллер (Miller, 1993, p. 263–264, pl. 47) посчитал, что антарктические гарпагиферы от Южных Оркнейских о-вов заслуживают статуса отдельного подвида — *H. antarcticus* ssp., не присвоив им нового названия.

Поскольку авторы не имели в своем распоряжении рыб от Южных Сандвичевых о-вов, идентификация рыб от островов этого архипелага принимается нами с определенной долей вероятности как *H. antarcticus*.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДИКА

При изучении рыб авторы следовали ранее принятой методике (Природина, 2000) и несколько модифицированной позднее (Неелов, Природина, 2006). Всего было изучено 32 экземпляра рыб *Harpagifer antarcticus*. Основу материала составили рыбы, пойманные на российской антарктической станции Беллинсгаузен в период 2006–2011 гг. Подробные данные сборов приведены ниже в описании вида.

Сравнительный материал: *Harpagifer bispinis*: ЗИН № 14121, ЗИН № 39375, ЗМ МГУ Р 7609; из Королевского музея Естественной истории, Стокгольм, Швеция (NRM) мы получили материал по *H. bispinis* 18 экз. с литорали самой южной оконечности Южной Америки — Punta Arenas, Tierra del Fuego, Straigh of Magellan, Patagonia; из этих же мест и с литорали мы использовали материал, присланный из Зоологического музея Копенгаген, Дания (ZMUC), — рыбы были пойманы во время Шведской экспедиции на Огненную Землю и в Магелланов пролив 1895–1897 гг.; NRM SYD:1896.201.3088, NRM SYD/1896.121.4011, NRM SYD/1896.061.3648, NRM SYD/1896.144.4099; ZMUC Р 63269–270, ZMUC Р 63271–272, присланный нам для исследования, а также по *H. palliolatus* (7 экз., с литорали Фолклендских (Мальвинских) островов из сборов Шведской полярной экспедиции 1902 и 1907 гг.).

Более подробные сведения о коллекционных материалах по *H. bispinis* и *H. palliolatus* — в готовящейся к печати работе авторов, посвященной переописанию этих двух видов.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Harpagifer antarcticus Nybelin, 1947 — Антарктический гарпагифер.

Синонимия: *Harpagifer bispinis antarcticus* Nybelin, 1947: 40–42 (первоопи- сание, Pl. IV, Figs. 5–8, Map 6, type locality as Port Lockroy, Wiencke Island, Palmer Archipelag, a. S. Sandwich Is., Syntypes: NHMG and ZMUO; с. 32–39 (характеристика всех форм рода); с. 71–74 (обсуждение дополнительных материалов). — Nybelin, 1951: 27 (как возможный подвид *H. georgianus*). — Bellisio, 1967: 1–57. — Tomo, 1969: 3–18 (таксономия и биология, из Пуэрто Параисо, Антарктический п-ов). — Moreno, 1971: 9–12 (питание, зал. Филдс, о. Короля Йорга). — Tomo, Funes, 1972: 3–19 (возраст и развитие). — Tomo, Stadler, 1973: 3–28, Fig. 1 (Paradis Harbor, Антарктический п-ов, литораль и до глубины 100 м, анализ питания; паразитофауна). — Showers et al., 1977: 22–25 (условия обитания, питание в течение года, Антарктический п-ов). — Daniels, Lipps, 1982: 1–9 (распространение, экология). — Daniels, 1983: 181–187 (Arthur Harbor, Anvers Isl., прибрежные воды, глубина 1–17 м, демографическая характеристика).

Harpagifer bispinis (non Schneider, 1801) — Vaillant, 1906: 45. — Everson, 1968: 67–68, Fig. 4 (размножение, пелагические личинки); 1969: 94, Tabl. 1 (Borge Bay, Signy Isl., глубина 11–40 м). — Daniels, 1978: 465–474 (охрана гнезда, Антарктический п-в); 1979: 75–77 (охрана развивающейся икры в гнезде); — 1982: 575–588 (питание). — Duarte, Moreno, 1981: 241–250 (избирательность питания). — Eakin, 1981: 81–147 (частью, только 8 рыб от Юж. Шетландских остров и 43 экз. от Port Lockroy Wiencke Isl. Antarctic Penin. — рентген, 38 экз. от Paradise Harbor — измерения, с. 84, табл. 1с, с. 85; без указания глубин поимки, подробная сравнительная остеология вида, а вернее рода как *H. bispinis*). — Targett, 1981: 245, Fig. 1, 252–253, Tabl. 4, 6 (питание, частью: только рыбы от Юж. Сандвичевых о-вов, глубина 15–70 м). — Wyanski, Targett, 1981: 686–693 (частью: Юж. Сандвичевы о-ва, глубина 15–90 м, питание). — Лисовенко, 1987: 342–345 (размножение, только рыбы от Юж. Оркнейских о-вов).

Harpagifer georgianus antarcticus – Nybelin, 1947: 74 (как возможный подвид этого вида). – Hureau, Tomo, 1976: 610 (фотография рыбы).

Harpagifer georgianus georgianus – Ефременко, 1982: 17–26 (частью: молодь в пелагиали над глубиной 120–350 м у Юж. Оркнейских о-вов); 1987: в табл. на с. 360, 364 (частью: пелагическая молодь от Юж. Оркнейских о-вов).

Harpagifer antarcticus – Nybelin, 1969: 118–119 (как валидный вид). – Hureau et al., 1980: 287–306, Fig. 1 (карта распространения, Fig. 2.5, ревизия видов рода и табл. для опред.). – Tomo, 1981: 55–56 (описание рыб от Антарктического п-ва, распространение, глубины обитания). – Hureau, 1985: 282–284 (диагноз); – 1990: 357–359, Fig. 5, 6 (отолиты, распространение). – Miller, 1987: 374–378 (происхождение и расселение с АЦТ). – 1993: 723 (синонимия). – Nast et al., 1988: 186–188, Tabl. 2 (верт. распред. у о. Элефант). – Skóga, 1988: 385–398, Tabl. 1 (7 экз. из трал. ловов от о. Элефант). – Kellermann, 1989: 86–87, 101–102, Tabl. 2–4 (личинки в пелагиали у Юж. Оркнейских о-вов). – Eastman, 1991: 96, 105, Tabl. (валидность вида, экологическое сходство с керчаками); 2010: 4 (в списке валидных видов рода). – White, Burren, 1992: 421–429 (репродуктивная биология, сравнение популяций с Юж. Оркнейских о-вов, Антарктического п-ва и о. Южная Георгия). – Природина, 1994: 180–186, Табл. 3 (число и морфология хромосом). – 2010: 414, Табл. 1, 2, Рис. 4, 5 (кариотипическое разнообразие видов рода). – Природина, Озуф-Костаз, 1995: 707, Рис. 1, 2, Юж. Оркнейские о-ва, глубина 9 м, описание кариотипа, отличие от кариотипа *Harpagifer* sp. «колючая» форма (= *H. andriashevi* Prirodina, 2000). – Воскобойникова, 1998: 469–478 (развитие костного скелета в онтогенезе в сравнении с другими нототениоидными рыбами). – Barrera-Ora, Casaux, 1998: 156–167 (Potter Cove, литораль, питание, экология). – Casaux, 1998: 283 (Юж. Шетландские о-ва, пролив Дрейка, питание). – Kock, Stransky, 2000: 827–828, Tabl. 2. (зона обитания). – Kulezh, 1998: 105, 109 (Зап. Антарктика). – 1999: 108, 181 (Зал. Адмиралти, глубина 30 м, сезонная встречаемость, длина рыб в улове до 10 см). – Манило, 2006: 5–22 (в списке рыб прибрежных вод Аргентинских о-вов).

Harpagifer antarcticus antarcticus – Miller, 1993: 259, 260–262, Pl. 46 (западные акватории Антарктического п-ва и прилежащих о-вов).

Harpagifer antarcticus ssp. – Miller, 1993: 263–264, Pl. 47 (рыбы от Юж. Оркнейских о-вов и прилежащих акваторий).

Harpagifer spinosus (non Hureau et al., 1980): – Matallanas, 1997: 87–92 (ошибочно; у Юж. Оркнейских о-вов с глубины 118 м, откуда якобы взрослые и молодь вида с плавающими водорослями заселили о-ва Крозе и Кергелен). – Van der Molen, Matallanas, 2004: 99–105 (гаметогенез, ошибочно указано порционное икротетание).

Материал: 32 экз. с 17 станций

ЗИН № 40011, 2 экз., *SL* 77 и 74 мм, *TL* 95 и 91 мм, рентген № 4126, Юж. Шетландские о-ва, Аргентинская станция Адмирал Браун, литораль, полевой № 1040; переданы Е.Н. Грузову (13-я САЭ) 13.02.1968; – ЗИН № 39376, 1 экз., *SL* 74 мм, *TL* 91 мм, рентг. № 14655, Юж. Шетландские о-ва, п-ов Полулунный, получен в 1958 г. из музея Естественной истории Буэнос-Айреса; – б/н, Zool. Mus. Kobenhavn, 1 экз. *SL* 69,0 мм, *TL* 85,7 мм, рентг. № 19321, Puerto Paraiso de Graham Argentina, 20.02.1952, колл. Nani A. – б/н, Zool. Mus. Kobenhavn, 1 экз. *SL* 93,0 мм, рентг. № 19320, Belgica – Stradet S. Shetlands Isl., 27.07.1914, колл. Christensen L. – ЗИН № 55376, 4 экз., молодые, *SL* 23,0–39,0, *TL* 28,5–48,0 мм, рентг. № 19329 (1–4), бухта Адмиралти, о. Кинг Джордж, бимтрал, глубина 20 м, 20.07.1988, колл. К. Скура; – ЗИН № 55377,

1 экз., *SL* 38,5, *TL* 48,0 мм, рентг. № 19327, бухта Адмиралти, о. Кинг Джордж I, мыс Шаг, бимтрал, глубина 20 м, 21.07.1988, колл. К. Скура; – ЗИН № 55378, 1 экз. *SL* 36,5, *TL* 45,5 мм, рентг. № 19330, бухта Адмиралти, о. Кинг Джордж I, мыс Шаг, бимтрал, глубина 10–25 м, 21.07.1988, колл. К. Скура; – ЗИН № 55379, 2 экз., *SL* 37,5, 43,0, *TL* 47,0, 53,0 мм, рентг. № 19328 (1–2), бухта Адмиралти, о. Кинг Джордж I, мыс Шаг, бимтрал, глубина 20 м, 15.10.1988, колл. К. Скура; – ЗИН № 55380, 1 экз., *SL* 82,7 мм, *TL* 101,0 мм, рентг. № 19377, у о. Elephant Island (Мордвинова), Юж. Шетландские о-ва, R/V “Professor Siedlecki”, тр. 43, 60°55' ю.ш., 55°25' з.д., глубина 115–67–84–85 м, 16.11.1986, колл. К. Скура. – ЗИН № 55381, 1 экз., *SL* 71,3 мм, *TL* 87 мм, рентг. № 21012, Юж. Шетландские о-ва, ст. Беллинсгаузен, бухта Ардли, под камнями, в отлив, 04.12.2006, колл. М.П. Андреев; – ЗИН № 55382, 1 экз., *SL* 50 мм, *TL* 61,5 мм, рентг. № 21010, Юж. Шетландские о-ва, о. Кинг Джордж, бухта Ардли, под камнями, в отлив, 25.12.2007, колл. В.В. Поважный; – ЗИН № 55383, 2 экз., *SL* 61, 75 мм, *TL* 75, 87 мм, рентг. № 21011, Юж. Шетландские о-ва, о. Кинг Джордж, бухта Ардли, п/о Файлд, 10.01.2008, под камнями, в отлив, колл. В.В. Поважный; – ЗИН № 55384, 3 экз. *SL* 60,4–80,3, *TL* 73,9–99,0 мм, рентг. № 21105, Юж. Шетландские о-ва, о. Кинг Джордж, бухта Ардли, литораль в макс. отлив, 04.01.2011, колл. В.И. Примоченко.; ЗИН № 55385, 1 экз. *SL* 63,5 мм, *TL* 77,0 мм, Юж. Шетландские о-ва, о. Кинг Джордж (Ватерлоо), глубина 3 м, водолазный сбор, лужа, грунт камни, песок, ил, 14.02.2011, колл. Б.И. Сиренко; – ЗИН № 55386, 5 экз. *SL* 70,0–94,0 мм, *TL* 85,0–113,5 мм, рентг. № 21104, Юж. Шетландские о-ва, о. Кинг Джордж, бухта Ардли, у ст. Беллинсгаузен, на отливе в лужах, грунт камни, песок, 18.02.2011, колл. В.Н. Поважный, В.Л. Джурицкий; – ЗИН № 55387, 3 экз. *SL* 48,0–67,3 мм, *TL* 59,7–82,3 мм, о. Кинг Джордж (Ватерлоо), бухта Ардли, литораль, в отлив, в лужах, 01.11.2011, колл. В.И. Примоченко; – ЗИН № 55388, 2 экз. *SL* 79,0 и 90,0 мм, *TL* 94,0 и 109 мм, Юж. Шетландские о-ва, о. Кинг Джордж, водолазный сбор, глубина 5 м, 01.02.2011, колл. С.Д. Гребельный.

Максимальный размер наших экземпляров (*TL*) 113,7 мм, литораль, о. Кинг Джордж (ЗИН № 55386); О. Нибелин (Nybelin, 1947) приводит известную ему длину для вида – 115 мм (с.73 в сноске, Юж. Шетландские о-ва); А.Томо (Томо, 1973, с. 15 в Табл. 1) также указывает *TL* 115 мм для рыб в возрасте 9 лет из Paradise Harbor, Антарктический полуостров и оттуда же 120 мм абс. дл. (Томо, 1981).

Основные счетные и пластические признаки

ID III–IV(V) (чаще всего IV), *PD* (22)23–24 (чаще всего 24), *A* (16)17–18(19) (чаще всего 18), *P* 15–17 (чаще всего 16), *C* 20–26, 4–8+6–7/5–6+4–7; *vert.* 36–37, из них туловищных 11–13, хвостовых 24–25; *ULI* (15)16–23; тычинок на первой жаберной дуге 0–1+5–6 (маленькие, конусовидные, заостренные).

Измерения 30 экз. (*SL* 23,0–93,0 мм) в процентах *SL*: молодые 8 экз. (*SL* 23,0–43,0 мм): длина головы (*lc*) 37,0–43,8, посторбитальное расстояние (*po*) (17,4) 20,4–24,0(26,0), антедорсальное расстояние (*aD*) (30,4) 32,0–36,7, антеанальное расстояние (*aA*) 49,3–56,0, орбита (*O*) 8,6–12,2, межглазничное расстояние (*io*) 7,5–10,9(12,2); грудной плавник (*lP*) 22,1–28,0; 22 экз. (*SL* 50,0–94,0 мм): *lc* 37,1–40,3, *po* 18,7–22,1(27,2), *aD* 31,2–36,4, *aA* 49,6–60,0(63,5), *O* 8,1–9,5, *io* 7,0–9,5, *LP* 21,6–28,3.

Описание. См. рис. 1.

Голова 2,3–2,9 раза в *SL*. Контур головы за глазом прямой, реже может быть слегка вогнут. Межглазничное пространство вогнутое, широкое, близкое или равное

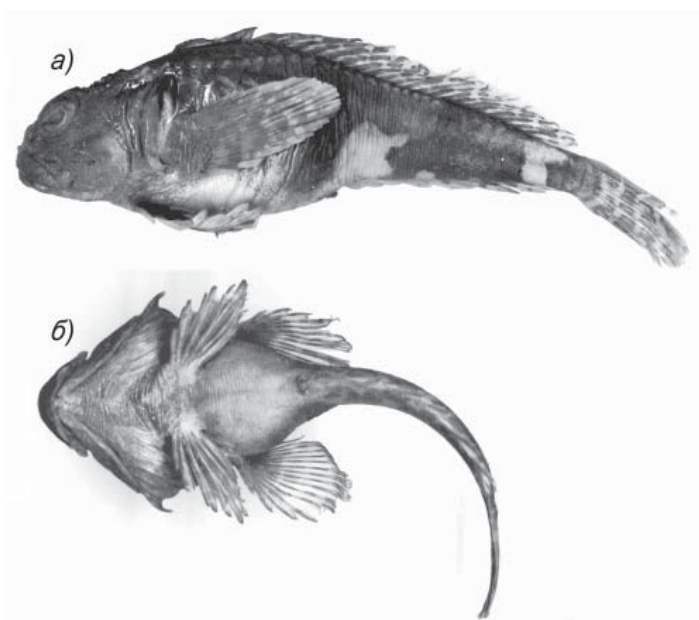


Рис. 1. Антарктический гарпагифер — *Harpagifer antarcticus* Nybelin. Южные Шетландские острова, о. Кинг Джордж, ст. Беллинсгаузен, бухта Ардли, п-ов Файлд, литораль: *а* — ЗИН № 55386, длина 88 мм, вид сбоку; *б* — ЗИН № 55383, длина 75 мм, вид снизу.

продольному диаметру глаза (66,7–100 % O). Передний и задний края орбиты приподняты над уровнем глазного яблока, верхний край орбиты слегка выемчатый. При этом данный костный элемент уже развит у молоди SL 20,5 мм (Воскобойникова, 1998, рис. 2*в*). Задний край надглазничного гребня несет невысокий заглазничный костный бугорок, притупленная вершина которого направлена вверх и назад и находится за вертикалью заднего края зрачка (рис. 1*а*). Затылочные гребни хорошо выражены, невысокие, покрыты утолщенным слоем кожи и не имеют усиковидных придатков; маленькие плотные кожные бугорки обычно имеются в межглазничном пространстве, рыле и заглазничной поверхности головы (есть также у *H. palliolatus*), обычно более сильно развитые около сейсмочувствительных пор pst_2 и pst_4 . На заднем крае posttemporale имеется костный бугорок, иногда двойной, покрытый кожей. Верх глазного яблока с 2–4 продольными кожными складками и маленькими кожными сосочками, имеющимися также и вдоль его нижнего края. Ноздри одинарные, открываются на конце длинной трубочки. Верхняя челюсть как у взрослых, так и у молодых длинная, доходит до вертикали заднего края зрачка или даже до заднего края орбиты. Зубы на челюстях сравнительно крупные, остроконечные, изогнутые, с вершиной, направленной назад.

Оперкулярный шип длинный, относительно прямой, реже чуть изогнутый, заостренный, реже притупленный, как правило, с заостренным, разного размера восходящим отростком (у одного из наших экземпляров с одной стороны этот отросток отсутствует); вершина шипа доходит до или даже заходит за задний край cleithrum, часто до начала 3-го членика канала боковой линии и в прижатом состоянии до вертикали 2–4-го луча ID . Расстояние от заднего края орбиты до конца оперкулярного шипа (po) 19,6–22,1 % SL . Субоперкулярный шип острый, обычно прямой, реже слегка изогнутый, короткий, его вершина направлена назад и немного вниз.

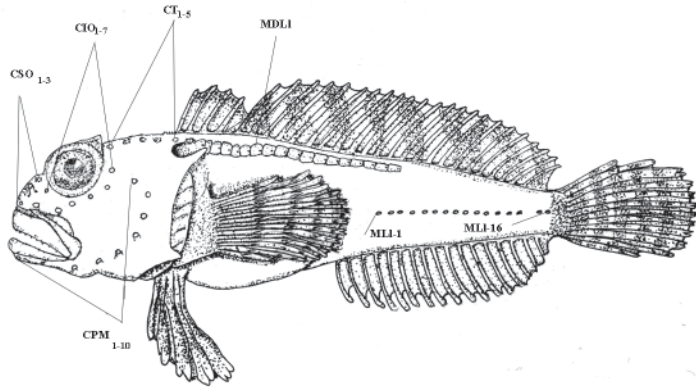


Рис. 2. Схема сейсмосенсорной системы *Harpagifer antarcticus*: CSO_{1-3} — поры супраорбитального канала; CIO_{1-7} — поры инфраорбитального канала; CPM_{1-10} — поры преоперкуломандибулярного канала; CT_{1-5} — поры темпорального канала; $MDL I$ — членики туловищного канала медиодорсальной боковой линии; MLI_{1-16} — циклоидные чешуйки со свободными невромастами срединной боковой линии.

Анальное отверстие и уrogenитальная папилла прикрыты широкой, обычно слегка окрашенной нависающей преанальной складкой, фестончатой по заднему краю.

Сейсмосенсорная система. Топография и строение сейсмосенсорных каналов головы обычного для нототениоидных рыб строения (рис. 2). Поры на голове открываются или на конце коротких кожных канальцев, или непосредственно на крыше каналов и имеют разный размер; край пор может быть чуть приподнят над поверхностью кожи головы. Надглазничный канал (CSO) имеет 4 поры, последняя пора ps_4 находится за основанием заглазничного бугорка. Имеется одна непарная корональная пора (c), расположенная в центре крыши корональной комиссуры (CC) или на конце короткого канальца, направленного вперед. В подглазничном канале (CIO) имеется 7 пор. Поры крупные, pio_2 - pio_5 самые крупные, наибольшая из них в 2,5 раза больше пор pio_1 и pio_7 ; поры pio_2 - pio_3 открываются на конце короткого канальца над верхней челюстью, поры 4–5 под глазом, 6-я и 7-я за глазом. Заглазничный канал (CT) открывается 5-ю порами. Поры pct_1 и pct_3 самые крупные, на коротком канальце, остальные 2 поры меньшего размера и открываются на крыше заглазничного канала. Супратемпоральная комиссура (ST) начинается от уровня 3-й поры заглазничного канала, правая и левая ее ветви имеют по одной боковой поре с каждой стороны (pst) равного размера, в центре комиссуры имеется непарная затылочная пора ($pstc$). В преоперкуломандибулярном канале (CPM), как правило, 10 пор, изредка с одной стороны может быть 9 пор; обычно редуцирована 6-я пора. Подбородочные поры pm_1 левого и правого каналов раздельны (рис. 1б). Верхняя предкрышечная пора (pm_{10}) самая маленькая, открывается на горизонтали чуть выше нижнего края зрачка и выше уровня поры pio_6 подглазничного канала. Подробное описание положения и топографии сейсмосенсорных каналов в костях головы дано и представлено на рисунках Икиным (Eakin, 1981, р. 104–119, 124, figs. 10–13, 16A, 17A, 19, 20A, 21B, 23A, 24A, 28A), как и характеристика туловищного отдела сейсмосенсорной системы (р. 99, fig. 7 р. 98, но все это относится к экземплярам *H. hispinis*).

Туловищных боковых линий (L1) две. Основная боковая линия в виде сплошного сейсмодатированного канала проходит через (15)16–23 костных члеников, по положению срединно-спинная, или медио-дорсальная, обозначаемая нами как *MDL1* (рис. 1а), у Икена (l.c.) как верхняя боковая линия — *UpL1*. Начинается как продолжение заглазничного канала головы за *supracleithrum* над основанием верхнего луча *P*, сразу за первым члеником она делает изгиб вниз, затем с третьего членика вверх и далее, начиная с вертикали 4-го луча *PD* и 7–8-го членика *MDL1* продолжается по спинной стороне тела далее вблизи основания *PD*. Передние членики слабо налегающие, крупные, под *PD* быстро уменьшаются в размере; на крыше передних члеников канала имеется костный бугорок, разной степени выраженности, обычно покрытый кожной складкой. Последний членик канала находится на уровне основания 14–20-го луча *PD*. Свободных члеников в *MDL1* нет.

Канальные поры довольно крупные, расположены ближе к нижнему краю туловищного канала *MDL1* в выемке костного членика в задней его части или сразу после него в кожной крыше канала.

Вторая боковая линия проходит посредине тела, т.е. занимает медиальное положение — *ML1*, и состоит из свободных невромастов, расположенных на равномерно отстоящих друг от друга 16–18 маленьких непрободенных циклоидных чешуйках (Икин ошибочно указывает на наличие маленького отверстия в центре чешуйки), это есть собственно невромаст, а нерв подходит к нему через передний край чешуи. Начинается она сразу за задним краем *P* (первая чешуйка) и заканчивается (последняя) на хвостовом стебле на вертикали основания срединных лучей *C*, согласно ходу туловищной ветви блуждающего нерва, иннервирующего эту систему.

Плавники. Спинные плавники *ID* и *PD* могут быть разделены, плавниковая складка последнего луча *ID* может подходить к основанию первого луча *PD* или соединяться с нижней третью первого луча *PD*. Вдоль всех лучей спинных плавников имеются маленькие кожные папиллы. Основание первого луча *ID* находится на вертикали угла жаберного отверстия и немного впереди основания верхнего луча *P*, а основание первого луча *PD* на вертикали 6–7-го членика боковой линии *MDL1*. Вершины последних лучей *PD* и *A* в прижатом (к телу) состоянии не достигают вертикали основания лучей хвостового плавника *C*, а сами эти лучи соединены плавниковой складкой с хвостовым стеблем.

Грудные плавники (P) в прижатом состоянии доходят назад до 1–4-го луча *A*; крайние лучи *P* не ветвистые. Первый луч грудного плавника у *H. antarcticus* находится на уровне горизонтали или ниже нижнего края глаза.

Брюшные плавники (V) широко расставлены, расположены горизонтально, и их наибольшие, срединные лучи заметно не доходят до анального отверстия (рис. 1б). Основание *V* расположено на вертикали заднего угла *suboperculum*. Край хвостового плавника слабо округлый.

Рентгенограмма. *Interneurale* 1-го луча *ID* расположено сразу за основанием черепа над первым позвонком, а *interneurale* 1-го луча *PD* внедряется между остистыми отростками 5-го и 6-го туловищных позвонков. Свободных от лучей интерневралий перед *PD* нет. Позвонков 35–37, из них туловищных 11–13. Гемальный отросток 1-го хвостового позвонка подходит к 3-й *interhaemalia*. Имеется 6–7 свободных от лучей хвостовых позвонков (включая уростиль). Хвостовой плавник состоит из 11–13 основных лучей, из которых 9–11 ветвистых, и 4–8 верхних и 4–7 нижних маленьких

краевых лучей. Верхний и нижний неветвистые основные лучи *C* довольно длинные, достигающие 1/3 длины его основных ветвистых лучей. Формула хвостового плавника: 20–26 (4–8+6–7/5–6+4–7).

Подробную сравнительную характеристику всего скелета гарпагифера, а также строение его сейсмодатированной системы (см. выше), как представителя выделяемого им подсем. *Naupagiferae* одноименного семейства, сделал Р. Икин (Eakin, 1981), но, к сожалению, рассматривающий всех гарпагиферов как единый вид *H. bispinis*, без учета видовых различий у разных представителей рода.

Нами остеологические особенности описаны по рентгенограммам взрослых рыб, а детальный анализ развития костного скелета в онтогенезе ранней молодежи *H. antarcticus* длиной 6,5–25,0 мм от Юж. Шетландских о-вов сделан О.С. Воскобойниковой (1998), при этом ею проведен сравнительный анализ времени закладки отдельных элементов скелета у изученного вида в сравнении с другими представителями нототениоидных рыб.

Кариотип. Кариотипы *H. antarcticus* от Южных Оркнейских островов (с глубины 9 м), как и другой изученный в этом отношении вид рода *Harpagifer* sp. («колючая» форма с о. Маккуори, глубина 80–84 м) имеют одинаковый по числу хромосом кариотип: $2n = 48$, но различаются их морфологией (Природина, Озуф-Костаз, 1995). Формула числа плеч у *H. antarcticus* $NF = 50 (2m+4st+42a)$, а у *Harpagifer* sp. (= *H. andriashevi*, Природина, 2010) $NF = 54 (4m+2sm+8st+34a)$, что отличает их хромосомные формулы при доминировании у обоих видов акроцентрических (одноплечих) хромосом. Кариотип *H. andriashevi*, чисто сублиторальной формы, более кариологически продвинул по сравнению с кариотипом *H. antarcticus* (сублиторально-литоральная форма), в его наборе число субтелоцентрических и двуплечих хромосом несколько выше (см. формулу). Увеличение числа двуплечих хромосом, а следовательно, и числа хромосомных плеч, при равном числе хромосом $2n = 48$, может свидетельствовать о более интенсивном процессе эволюционных изменений кариотипа в сторону преобразования одноплечих хромосом в двуплечие, что служит показателем более продвинутого кариотипа, что и отмечено для *H. andriashevi* (Природина, 2010).

Окраска. Голова и передняя часть тела сверху и сбоку до вертикали начала анального плавника однотонно темная, более интенсивно окрашенная в задней части, без полос и светлых пятен (рис. 1а, б). Далее расположена широкая светлая полоса с размытым сетчатым рисунком, за которой на вертикали лучей *PD* имеется широкая темная полоса со светлыми пятнами в нижней части. За ней имеется вторая светлая узкая полоса, а далее на уровне основания последних лучей *D* и *A* хвостовой стебель полностью темноокрашенный, часто как и основание и передняя часть *C*. Нижняя поверхность головы и брюхо светлые, жаберные лучи с мелкими темными крапинками. У нефиксированных рыб иногда имеются участки тела с розовой или светлой окраской (Манило, 2006).

Окраска плавников. *ID* однотонно темный разной интенсивности, *PD* также темный, с 11–13 нечетко выраженными косыми полосами вдоль всего плавника. *A* обычно светлый, вдоль лучей, как правило, начиная со средних, имеется по 1–3 небольших темных пятнышка, образованных скоплениями меланофоров; у рыб длиной свыше 60 мм иногда появляется дополнительная пигментация вдоль всего луча, при более интенсивной общей окраске, по-видимому, у самцов. Брюшные плавники, как правило, с обеих сторон темные, вплоть до интенсивно черного цвета, концы их лучей всегда светлые. Грудной и хвостовой плавники светлые, с 5–6 четко выраженными темными полосами. Половая папилла самцов и самок обычно светлая, реже темно-

серая; фестончатая преанальная складка из-за присутствия или отсутствия на ней меланофоров может быть окрашенной или светлой.

Изменчивость. При рассмотрении видов рода *Harpagifer* следует принимать во внимание сравнительно небольшие видовые различия во всех трех группах признаков: морфологических, меристических и пластических, при относительно невысокой степени индивидуальной изменчивости. Это особенно ярко проявляется у *H. antarcticus*, имеющего к тому же один из наибольших по величине ареал среди всех видов рода, это, казалось бы, должно проявиться в значительной географической изменчивости, что не наблюдается. Сравнительный анализ наших материалов с таковыми из всех доступных нам источников (см. синонимию) не выявил сколько-нибудь существенных различий по всем признакам между рыбами из разных районов ареала вида. Некоторая разница есть лишь в числе жаберных тычинок у рыб из нашего материала (о. Кинг Джордж) $0-1+5-6 = 6-7$ против $2+8 = 10$ для рыб от Антарктического полуострова (Манило, 2006).

Сравнительные замечания. Из литоральной зоны Юго-Западной Атлантики известно 4 вида: *H. bispinis*, *H. palliolatus*, *H. antarcticus* и *H. georgianus*. По меристическим признакам виды мало различаются, включая число позвонков, равное таковому у рыб от архипелага Кергелен: у рыб с литорали 35 (11+24) и у рыб с глубины 64 м 35(36) (10–11+ 24–25) (Андрияшев, 1959), но имеют определенные морфологические отличия и различия в окраске. Наибольшие отличия от трех других известных литоральных видов этой группы рода имеет *H. antarcticus*; но он, одновременно будучи и сублиторальным видом, достаточно четко морфологически отличается и от сублиторального вида от о. Южная Георгия гарпагифера Пермитина – *H. permitini*, как менее вооруженный по сравнению с ним (Неелов, Природина, 2006).

Голова у *H. antarcticus* относительно большая 2,5–2,9, в отличие от *H. palliolatus* (2,9–3,3 раза в *SL*). Межглазничное пространство вогнутое, широкое, более половины или равное продольному диаметру орбиты – 66,7–100 % *O*, против 102,8–123,8 % у *H. palliolatus*. У *H. antarcticus* передний и задний края орбиты приподняты и несут по одному маленькому костному, покрытому утолщенной кожей бугорку, который отсутствует у литоральных видов *H. bispinis* и *H. georgianus*. В отличие от этих 2-х видов у *H. palliolatus* задний край орбиты приподнят в виде крыловидного костного возвышения над уровнем глазного яблока, на котором обычно имеется мягкий усиковидный или пальцеобразный кожный придаток (Richardson, 1844; Hureau, 1985; Lloris et al., 1996; изученные нами экземпляры). Заглазничные гребни у этих видов не выражены, а костные бугорки на *posttemporale* отсутствуют. В отличие от *H. palliolatus* у *H. antarcticus*, как и у других видов Юго-Западной Атлантики, за глазом усиков или мочки нет, но имеются маленькие кожные папиллы в межглазничном пространстве, на рыле и заглазничной поверхности головы, которые в большей или меньшей степени развитости есть также у *H. palliolatus*, *H. georgianus* и *H. bispinis*; большинство пор сенсорных каналов головы у *H. palliolatus* открываются на конце приподнятых над ее поверхностью кожных канальцев (Richardson, 1844; Hureau, 1985; наши экземпляры), чего не бывает у других видов рода.

Верхняя челюсть у *H. antarcticus* длинная, как и у *H. georgianus*, доходит до вертикали заднего края зрачка или заходит за него, в то время как у *H. palliolatus* и *H. bispinis* она короткая, заходит не далее вертикали переднего края или середины зрачка.

Первый луч грудного плавника у *H. antarcticus*, как и у *H. palliolatus*, находится на уровне или ниже горизонтали нижнего края глаза; у *H. georgianus* — на гори-

зонтали нижнего края зрачка, у *H. bispinis* — выше уровня нижнего края орбиты. У *H. georgianus* хвостовой стебель длинный, а последние лучи *D* и *A* относительно короткие, поэтому в прижатом состоянии не достигают вертикали основания лучей *C*, у *H. antarcticus* и *H. bispinis* хвостовой стебель короткий и последние лучи *D* и *A* достигают или даже заходят за основания краевых лучей *C*, а у *H. palliolatus* эти лучи лишь почти достигают вертикали основания краевых лучей *C*.

Грудной плавник у *H. bispinis* и у *H. palliolatus* темный, с 4–5 более темными поперечными полосами, у *H. antarcticus* — светлый, с темными полосами, у *H. georgianus* — светлый, с темноватым крапчато-сетчатым рисунком. У *H. antarcticus* *A* обычно светлый, вдоль лучей, как правило, начиная со средних, имеется по 1–3 небольших темных квадратных по форме пятнышка, образованных скоплениями меланофоров; у *H. bispinis* лучи *A* обычно пигментированы, а у *H. palliolatus* и *H. georgianus* *A* обычно целиком светлый. Кожа жаберных лучей у *H. antarcticus* с 8–9-ю темно-коричневыми пятнами, образующими косые полосы, прерванные неокрашенной межжаберной складкой; у *H. georgianus* светлая, неокрашенная, у *H. bispinnis* и *H. palliolatus* — со светло-коричневыми небольшими пятнами.

Подробная характеристика южноамериканских видов гарпагиферов будет дана в специальной работе, подготавливаемой авторами к публикации.

Детальная характеристика биологических и экологических особенностей вида, его распространение, предполагаемый эволюционный сценарий происхождения и расселения по акватории Западной Антарктики, родственные отношения с другими видами рода будут представлены в следующем выпуске «Проблем Арктики и Антарктики».

Авторы выражают свою искреннюю благодарность директору Морской станции Института океанографии Гданьского университета в Хеле доктору Кишиштофу Э. Скупе (Prof. Dr. Hab. Krzysztof E. Skóra, Hel Marine Station, Institute Oceanography, University of Gdansk) за любезно переданные нам экземпляры гарпагиферов, добытых им во время участия в составе польской антарктической экспедиции, д-ру биол. наук М.П. Андрееву (БИН РАН) и канд. биол. В.В. Поважному (Южный научный центр РАН) за пойманных ими гарпагиферов, по просьбе авторов, на литорали о. Кинг Джордж, Южные Шетландские о-ва, во время их работ на станции Беллинсгаузен в составе РАЭ, гидрологу этой станции, сотруднику и участнику 55-й РАЭ В.Н. Примоченко, сотрудникам ЗИН РАН, гидробиологам, участникам водолазной экспедиции ЗИНа в составе сезонного отряда 56-й РАЭ Б.И. Сиренко, С.Д. Гребельному, В.Л. Джурунскому и В.В. Потину, собравшим, тщательно зафиксировавшим и доставившим этих, а также других добытых рыб в Зоологический институт РАН, что позволило на хорошем репрезентативном фактическом материале провести данное исследование.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Андряшнев А.П. О числе позвонков и некоторых остеологических признаках у рыб Антарктики (по рентгено снимкам) // Вопр. ихтиологии. 1959. Вып. 12. С. 3–7.
- Андряшнев А.П. Обзор фауны рыб Антарктики // Исслед. фауны морей. Вып. II (X). Рез. биол. исслед. Сов. антаркт. эксп. (1955–1958 гг.). М.; Л: Наука, 1964. Т. 2. С. 335–386.
- Андряшнев А.П. Общий обзор фауны донных рыб Антарктики // Тр. Зоол. инст. АН СССР. 1986. Т. 153. С. 9–45.

- Андрияшев А.П., Неелов А.В. Карта Б. Зоогеографическое деление Антарктической области. Атлас Мирового океана. Т. VI. «Антарктика». Лист 261. Кальмары. Донные рыбы. ГУНИО. МО РФ. 2005.
- Андрияшев А.П., Токарев А.К. Ихтиофауна // Тр. компл. Антарк. эксп. АН СССР, описание эксп. д/э «Обь» 1955–1956. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 195–207.
- Воскобойникова О.С. Развитие костного скелета в онтогенезе *Harpagifer antarcticus* (Harpagiferidae, Notothenioidei) // Вопр. ихтиологии. 1998. Т. 38. № 4. С. 469–478.
- Ефременко В.Н. Распределение личинок нототениевых рыб в антарктической части моря Скотия // Особенности размножения, распределения икры, личинок и молоди массовых видов нототениевых рыб. М.: ВНИРО, 1982. С. 17–26.
- Ефременко В.Н. Видовой состав и распределение ихтиопланктона в Антарктике // Биол. ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Изд-во «Наука», 1987. С. 358–373.
- Лисовенко Л.А. Репродуктивная биология антарктических рыб в связи с условиями их обитания // Биол. ресурсы Арктики и Антарктики. М.: Изд-во «Наука», 1987. С. 337–357.
- Манило Л.Г. Ихтиофауна и морфометрическая характеристика массовых видов рыб прибрежных вод Аргентинских островов (Антарктика) (по материалам зимовки 9-й украинской антарктической экспедиции 2004–2005 гг.) // Збірник праць зоологічного музею. 2006. № 38. С. 5–22.
- Неелов А.В., Природина В.П. Описание *Harpagifer permitini* sp. nova (Harpagiferidae) с сублиторали острова Южная Георгия и переописание литорального *H. georgianus* Nybelin // Вопр. ихтиологии. 2006. Т. 46. № 1. С. 5–16.
- Природина В.П. Обзор кариотипического и таксономического разнообразия в подотряде нототениевидных рыб (Perciformes, Notothenioidei) // Вопр. ихтиологии. 1994. Т. 34. № 2. С. 180–186.
- Природина В.П. О систематическом положении литоральных и глубинных видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) от острова Маккуори с описанием двух новых видов // Вопр. ихтиологии. 2000. Т. 40. № 4. С. 438–445.
- Природина В.П. Систематическое положение литоральных и глубинных видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) из Кергеленской зоогеографической подообласти // Тез. докл. науч. конф. «Исследования и охрана окружающей среды Антарктики», СПб, 13–15 ноября 2002 г. Экспресс-выпуск № 15. ААНИИ, 2002. С. 86–87.
- Природина В.П. Переописание литоральных и глубинных видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) из Кергеленского региона (Субантарктика) с описанием нового вида. // Вопр. ихтиологии. Т. 42. № 6. 2002a. С. 731–743.
- Природина В.П. *Harpagifer crozetensis* sp. nova (Harpagiferidae, Notothenioidei) — новый вид с литорали островов Крозе (Индоканский сектор Антарктики) // Вопр. ихтиологии. 2004. Т. 44. № 3. С. 419–423.
- Природина В.П. 2010. Кариотипическое и таксономическое разнообразие нототениевидных рыб подотряда Notothenioidei (Perciformes) из Южного океана // Труды Зоологического инст. РАН. 2010. Т. 314. № 4. С. 411–432.
- Природина В.П., Озюф-Костас К. Описание кариотипов видов рода *Harpagifer* (Harpagiferidae, Notothenioidei) из районов Южных Оркнейских островов и о-ва Маккуори // Вопр. ихтиологии. 1995. Т. 35. № 5. С. 707–709.
- Andriashev A.P. A general review of the Antarctic fish fauna // Biogeography and Ecology in Antarctica. 1965. Vol. XV. Dr. W. Junk – Publishers – The Hage. P. 491–550.
- Bellisio N.B. Peces Antárticos del sector Argentino (Parte 4), *Parachaenichthys charcoti*, *P. georgianus* y *Harpagifer bispinis antarcticus* de Bahía Luna // Publicación del Servicio de Hidrografía Naval. 1967. № 904. S. 1–57.
- Daniels R.A. Nesting behavior of *Harpagifer bispinis* in Arthur Harbor, Antarctic Peninsula // J. Fish. Biol. 1978. Vol. 12. P. 465–474.

- Daniels R.A.* Nest guard replacement in the Antarctic fish *H. bispinis*: Possible Altruistic Behavior // Science. 1979. Vol. 205. № 4408. P. 75–77.
- Daniels R.A.* Feeding ecology of some fishes of the Antarctic Peninsula // Fish Bull. 1982. Vol. 80. P. 575–588.
- Daniels R.A.* Demographic characteristics of the Antarctic plunder fish, *Harpagifer bispinis antarcticus* // Mar. Ecol. Progress Ser. 1983. Vol. 13. P. 181–187.
- Daniels R.A., Lipps J.H.* Distribution and ecology of fishes of the Antarctic Peninsula // J. Biogeogr. 1982. Vol. 9. P. 1–9.
- Duarte W. & Moreno C.* The specialised diat of *Harpagifer bispinis*: its effect on the diversity of Antarctic intertidal amphipoda // Hydrobiologia. 1981. Vol. 80. P. 241–250.
- Eakin R.R.* Osteology and relationships of the fishes of the Antarctic family Harpagiferidae (Pisces, Notothenioidei) // Antarctic Res. Ser. 1981. Vol. 31. P. 81–147.
- Eastman J.T.* Evolution and diversification of Antarctic notothenioid fishes // Amer. Zool. 1991. Vol. 31. P. 93–109.
- Eastman J.T.* Antarctic fish biology: evolution in a unique environment. Acad. Press, inc. Hartcourt Brace & Company, 1993. XIII + 322 p.
- Eastman J.T.* Tabl. 1. Notothenioid classification and list of species. 9 P. // 2010. URL: www.oucom.ohio.edu/dbms-eastmann/Articles/Noto-valid_spp_list.pdf. [дата обращения 01.01.2016]
- Everson I.* Larval stages of certain Antarctic fishes // Brit. Antarct. Surv. Bull. 1968. № 16. P. 65–70.
- Everson I.* Inshore fishes from the South Orkney and South Shetland Islands, the Antarctic Peninsula and South Georgia // Brit. Antarct. Surv. Bull. 1969. № 19. P. 89–96.
- Hureau J.-C.* Harpagiferidae // FAO Spec. Identificat. Sheets. Rome. FAO. 1985. P. 286–288.
- Hureau J.-C.* Harpagiferidae // Fishes of the Southern Ocean. (O. Gon a. P.C. Heemstra, eds.), Grahamstown: J.L.B. Smith Inst. Ichthyol. 1990. P. 357–363.
- Hureau J.-C., Louis J., Tomo A., Ozouf C.* Application de l'analyse canonique discriminante a la revision du genre *Harpagifer* (Teleosteans, Nototheniiformes) // Vie Milieu. 1980. Vol. XXVIII–XXIX. Fasc. 2. Ser. AB. P. 286–306.
- Hureau J.-C., Tomo A.* Variations morphologiques des especes du genre *Harpagifer* (Teleosteans, Nototheniiformes) en fonction de leur distribution géographique // Rev. trav. Inst. Scient. Trav. Péch. marit. 1976. Vol. 40. № 3–4. P. 609–611.
- Kellermann A.* The larval fish community in the zone of seasonal pack-ice cover and its seasonal and interannual variability // Archiv für Fischereiwissenschaft. 1989. Vol. 39. S. 81–109.
- Knox G.A.* Littoral ecology and biogeography of the Southern oceans // Proc. Royal Soc., Ser. B, Biol. Sci. Vol. 152. № 949. London. Publ. Roy. Soc Burlington House Piccadilly, 1960. P. 577–624.
- Kock K-H., Stransky Ch.* The composition of the coastal fish fauna around Elephant Island (South Shetland Islands, Antarctica) // Polar Biology. 2000. Vol. 23. P. 825–832.
- Krebs W.N.* Physical-chemical oceanography of Arthur Harbor, Anvers Island // Antarctic J. 1974. Vol. IX. № 5. P. 219–221.
- Kuleszh ./.* Fishes of the West Antarctic. A Review // Polskie Archiwum Hydrobiologii. 1998. Vol. XLV. № 1. P. 103–129.
- Kuleszh ./.* Ichthyofauna of lagoons of the Admiralty Bay (King George Island, Antarctica) in 1997 // Polskie Archiwum Hydrobiologii. 1999. Vol. XLVI. № 2. P. 173–184.
- Lloris D.S., Pequeño G.R., Rucabado J., Lamilla J.G.* El género *Harpagifer* Richardson, 1844, en el extremo sur de América (Pisces, Harpagiferidae) // Ser. Cient. INACH, 46. 1996. P. 41–58.
- Mackintosh N.A.* The pattern of distribution of the antarctic fauna // Proc. Royal Soc., Ser. B, Biol. Sci. Vol. 152. № 949. London: Publ. Roy. Soc Burlington House Piccadilly, 1960. P. 624–631.

- Matallanas J.* Sobre algunos peces con interés biogeográfico de las Islas Orcadas del Sur. // Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Sección Biología). 1997. Vol. 93. P. 87–92.
- Miller R.G.* Origins and pathways possible for the fishes of the Antarctic Ocean. In Kullader S.O., Fernholm B (eds.) // Proc. V Congr. Europ. Ichthyol. Stockholm 1985. 1987. P. 373–380.
- Miller R.G.* A history and atlas of the fishes of the Antarctic ocean // Foresta Inst. for Ocean and Mountain Studies. Carson City, Nevada, 1993. 792 p.
- Moreno C.M.* Somatometría y alimentación natural de *Harpagifer georgianus antarcticus*, Nybelin, en Bahía Filds, Isla Rey Jorge, Antártica // Bol. Inst. Antárt. Chileno. 1971. № 6. P. 9–12.
- Nast F., Kock K.-H., Sahrhage D., Stein M., a. Thiedtke J.E.* Hydrography, krill and their possible relationships around Elephant Island // Antarctic Ocean and resources Variability (ed. by D. Sahrhage). Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 1988. P. 183–198.
- Nybelin O.* Antarctic fishes // Sci. Results Norweg. Antarct. Exped. 1927–1928. 1947. № 26. P. 1–76.
- Nybelin O.* Subantarctic and Antarctic fishes // Sci. Results of the “Brategg” Exped. 1947–48. 1951. № 2. P. 1–32.
- Nybelin O.* Subantarctic fishes from Southern Chile. Rept. № 45 of the Lund Univ. Chile Exped. 1948–1949 // Sarsia. 1969. Vol. 38. P. 111–120.
- Pequeño G.* 8.1. Coastal fish from the austral Chilean channels and fjords // Progress in the oceanographic knowledge of Chilean interior waters, from Puerto Montt to Cape Horn. N. Silva & S. Palma (eds.). 2008. P. 129–132.
- Regan C.T.* The Antarctic fishes of the Scottish National Antarctic Expedition // Trans. Roy. Soc. Edinburg. 1913. Vol. 49. Pt. 2. № 2. P. 229–292.
- Richardson J.* Ichthyology, in the Zoology of the voyage H.M.S. “Erebus” and “Terror” under the command of Captain Sir J.C. Ross, edited by J. Richardson and Gray. Longmans, Londres. London. 1844–1848. 1844. Vol. 2. P. VIII + 139.
- Roule L., Angel F., Despax R.* Poissons, Deuxième Exp. Antarct. Française (1908–1910) command. par le Dr. J. Charcot. Paris, 1913. S. 1–24. 4 pls.
- Showers W.J. Jr., Daniels R.A. a. Laine D.* Marine biology at Palmer Station, 1975 austral winter // Antarctic Jour. 1977. Vol. XII. № 1–2. P. 22–25.
- Skóra K.E.* Benthic fishes of the Elephant Island shelf (BIOMASS III, October–November 1986 and February 1987) // Pol. Polar Res. 1988. № 9. P. 385–398.
- Skóra K.E.* Fish. In: S. Rakusa-Suszczewski (ed.). The Maritime Antarctic Coastal ecosystem of Admiralty Bay // Depart. Ant. Biol. Polish Acad. Sci. Warszawa. 1993. P. 123–128.
- Skóra K.E., Neyelov A.V.* 1992. Fish of Admiralty Bay (King George Island, South Shetland Islands, Antarctica) // Polar Biol. 1993. № 12. P. 469–476.
- Smitt F.A.* Poissons de l’expédition scientifique a la Terre de Feu // Bihang. Till K. Svenska Vet.–Akad. Handlingar. Band 24. 1898. Afd. IV. № 5. S. 3–80.
- Tiedtke J.E., Kock K.-H.* Structure and composition of the demersal fish fauna around Elephant Island // Arch. Fischereiwiss. 1989. Bd. 39. № 1. S. 143–169.
- Tomo A.P.* Taxonomía y biología de los peces costeros de Puerto Paraíso (Costo de Danco, Península Antártica) // Contrib. del Inst. Antártico Argentino. 1969. № 110. S. 3–18.
- Tomo A.P.* Notas biológicas sobre la Isla Pedro I // Contrib. del Inst. Antártico Argentino. 1973. № 161. P. 1–26, Figs. 1–11.
- Tomo A.P.* Contribución al conocimiento de la Fauna Ictiológica del sector Antártico Argentino // Publ. № 14. Buenos Aires. 1981. 242 s.
- Tomo A.P., Funes J.R.C.* Edad y crecimiento en largo del *Harpagifer bispinis antarcticus* // Contrib. del Inst. Antártico Argentino. 1972. № 96. S. 3–19.

Tomo A.P., Stadler T. Nota biológica sobre el “*Harpagifer bispinis antarcticus*” // Contr. del Inst. Antártico Argentino. 1973. № 108. S. 3–28.

Vaillant L. Poissons. Exp. Antarct. Française (1903–1905) command. par le Dr. J. Charcot. Paris: Masson. 1906. 52 p.

Van der Molen S., Matallanas J. Reproductive biology of female Antarctic spiny plunderfish *Harpagifer spinosus* (Notothenioidei: Harpagiferidae), from Îles Crozet // Antarctic Science. 2004. Vol. 16. № 2. P. 99–105.

White M.G. Ecological adaptations by Antarctic Poikilotherms to the Polar Marine Environmental // Adapt. within Antarc. Ecosyst.: Proc. Third SCAR Symposium on Antarctic Biology. G.A. Llano, ed. Washington, 1977. P. 197–208.

Wyanski D.M., Targett T.E. Feeding biology of fishes in the endemic Antarctic Harpagiferidae // Copeia. 1981. № 3. P. 686–693.

A.V. NEYELOV, V.P. PRIRODINA

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

**REPORT 1. SYSTEMATICAL POSITION, NOMENCLATURE, MORPHOLOGICAL DESCRIPTION
AND COMPARATIVE REMARKS**

In this report the description of the southernmost representative of fish of a genus *Harpagifer* – *H. antarcticus* from the western coast of Antarctic Peninsula and waters of neighbouring archipelagos is given. This species is the only species of the genus *Harpagifer* which inhabits both in littoral and in upper sublittoral (up to 100 m) zones, in other words it belong to ecological group of littoral-sublittoral species. The fishes caught on the Russian Antarctic station Bellingshausen in the period of time 2006–2011 made up the basis of the research material. Morphological peculiarities of *H. antarcticus*, its nomenclature and morphometric comparison with other representatives of the genus inhabiting the waters of the South-Western Atlantic and the Western Antarctic are realized. The problems of the systematic position of *H. antarcticus* as a valid species is discussed. Detail synonymy of the species with evidence of all mistake data of preceding investidators are complited.

Keywords: antarctic fishes, antarctic harpagifer, *Harpagifer antarcticus*, morphology, systematics, Western Antarctic.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ БИОРАЗНООБРАЗИЯ МОРСКОГО ЛЬДА В РАЙОНЕ СЕВЕРНОГО ПОЛЮСА

д-р биол. наук И.А. МЕЛЬНИКОВ¹, канд. биол. наук Л.С. ЖИТИНА²,
канд. биол. наук Т.Н. СЕМЕНОВА¹

¹— Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, e-mail: migor39@yandex.ru

²— Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, e-mail: lgitina@mail.ru

В условиях современного потепления климата морской ледяной покров Северного Ледовитого океана (СЛО) заметно сокращается, и с конца 1990-х гг. наблюдается постепенная смена доминирования многолетних льдов сезонными льдами. В настоящее время доля многолетних льдов по разным оценкам составляет около 6–8 % его площади и доминирование сезонных льдов стало очевидным фактом, что подтверждается как спутниковой информацией о площади и толщине льда в целом для всего океана, так и полевыми морфометрическими измерениями толщины льда в различных районах СЛО. Как следствие перестроения в качественном составе ледяного покрова, ожидаются возможные изменения в составе и структуре биологических сообществ, населяющих морской лед. Целью данной работы является анализ результатов наблюдений за видовым составом ледовой флоры и фауны в околополюсном районе СЛО за период 2007–2015 гг., который проводится здесь без обсуждения причин изменений под влиянием природного или антропогенного факторов.

Ключевые слова: Центральный Арктический бассейн, морской лед, ледовая флора, ледовая фауна, видовой состав, численность видов, сходство, разнообразие.

Полевые работы по сбору водных и ледовых проб были выполнены в околополюсном районе СЛО в период проведения Панарктической ледовой дрейфующей экспедиции (ПАЛЭКС) в апреле 2007–2011 гг. (Мельников, 2007; 2008; 2010) и в апреле 2015 г. на дрейфующей станции «Северный полюс-2015». Район работ охватывает акваторию — в широтном направлении от географического полюса до 88° с.ш., а в меридиональном между 135° в.д. и 60° з.д. (рис. 1).

Время и организация полевых работ, использованные орудия для отбора проб, а также методы лабораторного анализа собранного материала были едиными за весь период наблюдений. Отбор ледовых кернов на видовой состав ледовой флоры проводили с помощью механического керноотборника с внутренним диаметром 12 см в пределах ледового поля, на котором располагались дрейфующие станции. Отбор проб на видовой состав ледовой фауны проводили под ровным недеформированным льдом во время водолазных погружений, используя сачок с входным отверстием 40 × 20 см и фильтрующим конусом из капронового сита с размером ячеек 150 мкм. Для оценки динамики видового состава ледовой флоры в качестве индикаторов были выбраны водоросли двух групп диатомовых — *Centricae* и *Pennatae*, связанных с обитанием в толще льда, а видового состава ледовой фауны, обитающей на нижней поверхности льда, соответственно, ракообразные — *Amphipoda* и *Copepoda*. Их выбор в качестве индикаторов биоразнообразия современного морского льда связан с тем,

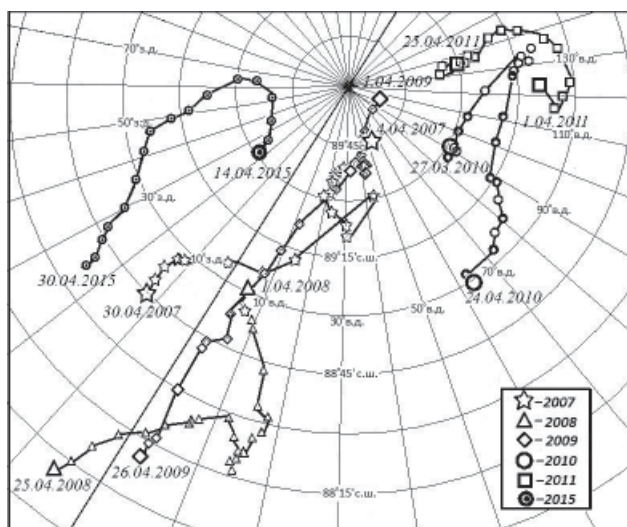


Рис. 1. Дрейф экспедиций в околополюсном районе СЛО в апреле 2007–2011 гг. и апреле 2015 г. (пояснения в тексте).

что виды этих групп были самыми массовыми в составе постоянных обитателей водно-ледовой экосистемы в период доминирования многолетних льдов в ледяном покрове СЛО (Мельников, 1989). Для оценки общности между видами в группах использовали коэффициент сходства Соренсена. Данные о собранном материале представлены в табл. 1.

Ледовая флора. Общий список идентифицированных диатомовых водорослей за весь период исследования насчитывает 85 видов, среди которых на долю центрических водорослей приходится 24 вида, а пеннатных — 61 вид. Динамика численности видов в каждой группе водорослей была неоднородна. Так, у диатомовых в группе *Centricae* отмечено устойчивое снижение с 12 видов в 2007 г. до 3 видов в 2015 г., а в группе *Pennatae*, напротив, первоначальное значительное снижение количества видов с 24 в 2007 г. до 5 видов в 2008 г. сменилось заметным восстановлением численности до 27 видов в 2015 г. (табл. 2). Коэффициент видового сходства Соренсена между диатомовыми сообществами, включавший виды обеих групп, для последовательных годовых пар наблюдений изменялся в пределах 0,13–0,19, а между всеми сообще-

Таблица 1

Время, координаты начала и завершения наблюдений, количество ледовых кернов для анализа видового состава флоры и количество водных проб для анализа видового состава подледной фауны

Год наблюдений	Координаты		Количество проб	
	с.ш.	в.д. / з.д.	Флора	Фауна
2007	89° 34' – 88° 55'	21° 01' – 07° 11' в.д.	10	1
2008	88° 28' – 88° 17'	17° 42' – 14° 59' в.д.	5	1
2009	89° 45' – 89° 43'	44° 12' – 41° 06' в.д.	2	1
2010	89° 27' – 89° 28'	88° 46' – 106° 27' в.д.	2	3
2011	89° 04' – 89° 08'	132° 13' – 136° 22' в.д.	4	1
2015	89° 31' – 88° 00'	20° 40' – 11° 19' з.д.	5	5

Таблица 2

Общее количество видов диатомовых водорослей в группах Centricae и Pennatae для каждого года наблюдений и коэффициенты видового сходства Соренсена между последовательными годовыми парами и в целом для всего периода наблюдений

Группа	2007	2008	2009	2010	2011	2015
Centricae	12	6	8	7	4	3
Pennatae	24	5	16	10	14	27
Коэффициент Соренсена между годовыми парами наблюдений	0,13					
		0,17				
			0,19			
				0,17		
					0,13	
Коэффициент Соренсена между сообществами для всего периода наблюдений	0,04					

ствами в целом для всего периода наблюдений составил 0,04. Такие низкие значения видового сходства между сообществами объясняются тем, что среди всех выявленных 85 видов диатомовых водорослей только три вида — *Chaetoceros socialis*, *Fragilariopsis cylindrus* и *Nitzschia frigida* — были общими и встречались постоянно во всех исследованных пробах льда. Субдоминанты диатомовых — *Chaetoceros compressus*, *Chaetoceros diadema*, *Cylindrotheca closterium*, *Navicula transitans*, *Navicula directa*, *Navicula* sp., *Nitzschia arctica*, *Nitzschia polaris* — встречались 3–4 раза, а остальные виды были встречены в пробах льда всего 1–2 раза за весь период наблюдений.

В чем же причина выявленных различий между видовым составом растительных сообществ, несмотря на единство района и времени наблюдений, сходство метеорологических условий и физических параметров льда? За весь период, 2007–2011 и 2015 гг., отмечено незначительное колебание средней толщины льда в пределах 140–180 см. В этой размерной группе величины солёности по всей толще льда изменялись в пределах 5–8 ‰, что характерно для солёности сезонного льда. Исходя из сходства метеорологических условий и физических параметров льда, можно сделать вывод о сходных условиях и, возможно, едином районе его формирования. Так, Восточно-Сибирское и Чукотское моря называют морями вноса сезонных льдов в Арктический бассейн (Гордиенко, 1958), куда они вовлекаются и переносятся Трансарктическим течением к Северному полюсу и далее к проливу Фрама. При средней скорости дрейфа 5,2 км/сутки (данные дрейфа экспедиции “Fram 2014–2015” в Трансарктической зоне), за время с октября (начало ледообразования) по апрель (время наблюдений) лед покрывает расстояние от Чукотского и Восточно-Сибирского морей, где он образуется, до Северного полюса, где его наблюдали. Вследствие современного потепления, акватории этих морей, как и другие районы Американо-Сибирского суббассейна СЛО, заметно теряют лед в летний период и к осени, т.е. к моменту начала ледообразования, открытые ото льда пространства становятся здесь ареной формирования сезонного льда. Независимо от того, как происходит образование льда — на открытой ото льда воде или на остаточном льду после летнего таяния, — видовой состав растительного сообщества сезонного (зимнего) льда будет полностью зависеть от видового разнообразия водорослей водного слоя (фитопланктона) в момент формирования ледовой матрицы (Околотков, 1989; 1990). По мере продвижения льда в зоне Транс-

арктического дрейфа происходит механическое включение клеток фитопланктона из подледного водного слоя в лед, что определяет формирующийся будущий видовой состав ледовой флоры. Поскольку в последнее десятилетие наблюдается заметное сокращение морского ледяного покрова, а следовательно, увеличение площади водной поверхности, свободной от льда (Алексеев и др., 2010), роль фитопланктона в летний безледовый период в СЛО по отношению к его роли в период закрытого льдом океана, несомненно, возрастает, вследствие возрастающей доступности света для фотосинтеза водорослей. Происходящие в настоящее время перестроения в ледяном покрове СЛО со смены доминирования многолетних льдов на доминирование сезонных льдов и одновременно — возрастание площади открытых ото льда водных пространств может быть причиной нестабильности функционирования современных пелагической и ледовой экосистем СЛО. В этот переходный период от ледового к безледовому функционированию экосистемы формирование видového состава фитопланктона может иметь нестабильный случайный характер. Следует также отметить, что формирование ледовой матрицы происходит в полярную ночь, когда фотосинтез отсутствует. В этот период качественный и количественный состав фитопланктона беден, что определяет малочисленность и неоднородность видového состава ледовых водорослей и, вероятно, может быть причиной низкого видového сходства между растительными сообществами льда, которое наблюдается в настоящее время в районе Северного полюса.

Ледовая фауна. Общее число идентифицированных видов беспозвоночных, связанных с обитанием в контактном слое «вода–лед» и встреченных за весь период наблюдений, насчитывает 25 видов, среди которых доминируют Copepoda (14) и Amphipoda (5), а остальные — Euphausiacea, Decapoda, Ostracoda, Chaetognatha, Pteropoda и Appendicularia — представлены по одному виду в каждой группе (Мельников, Семенова, 2013). Коэффициент видového сходства Соренсена между сообществами, включавший виды обеих групп ракообразных — Amphipoda и Copepoda, для последовательных годовых пар наблюдений изменялся в пределах 0,15–0,5, а между всеми сообществами в целом для всего периода наблюдений составил 0,08 (табл. 3). Такие низкие значения видového сходства между сообществами этих двух групп ракообразных объясняются тем, что среди постоянных обитателей фауны у

Таблица 3

Количество видов ледовой фауны, связанной с обитанием на нижней (морской) поверхности льда и коэффициенты видového сходства Соренсена между последовательными годовыми парами и в целом для всего периода наблюдений

Группа	2007	2008	2009	2010	2011	2015
Amphipoda	1	1	1	2	1	4
Copepoda	2	4	2	12	12	5
Коэффициент Соренсена между годовыми парами наблюдений	0,5					
		0,5				
			0,24			
				0,15		
					0,18	
Коэффициент Соренсена между сообществами для всего периода наблюдений	0,08					

нижней поверхности льда только два вида — амфипода *Apherusa glacialis* и циклопоида *Oithona similis* — отмечены на всех стадиях развития животных за весь период наблюдений. Другие виды автохтонной группы, такие, как *Gammarus wilkitzkii*, *Onisimus glacialis*, *Cyclopina guilelmi* и *Eusirus holmi*, встречались редко и в единичных экземплярах. Такой ключевой вид автохтонной фауны, как *Gammarus wilkitzkii*, был встречен дважды в 2010 г. Аналогичная ситуация наблюдается у Copepoda, в которой также отмечено заметное различие численности видов за весь период наблюдений.

Выявленное межгодовое различие в видовом составе беспозвоночных животных, обитающих в контактном слое «вода–лед», является очевидным фактом. Как изменялись физические характеристики водного подледного слоя за период наблюдений и можно ли считать их определяющими в формировании видового состава ракообразных Amphipoda и Copepoda? По данным STD-зондирования, которые проводились в последнее десятилетие на дрейфующих станциях в центральных районах СЛО в позднелетний сезон (Писарев, 2008), соленость и температура в слое 0–50 м изменялись в пределах 30,5–32,9 ‰ и, соответственно, минус 1,74–1,81 °С. Такие незначительные межгодовые колебания солености (около 2 ‰) и температуры (0,07°С), вероятно, не могут быть причиной избирательного отбора тех или иных видов животных из планктона к обитанию у льда, поскольку ракообразные этих групп эвригалинные и эвритермные организмы, приспособленные к обитанию в широком диапазоне изменений абиотических факторов. Если физическая среда обитания животных у льда не является определяющей в формировании видового состава фауны, то возможно, что географический фактор может играть более важную роль в этом процессе. Как и в случае с ледовой флорой, первоначальное заселение льда видами фауны происходит при ледообразовании на акваториях Чукотского и Восточно-Сибирского морей и затем продолжается по мере роста льда и его продвижения к Северному полюсу в зоне Трансарктического течения (Тимофеев, 1995). На долю Amphipoda и Copepoda приходится 76 % численности всех идентифицированных видов, и они составляют основу двух экологических группировок криопелагического биоценоза экосистемы морского льда: автохтонной и аллохтонной, т.е. постоянных и временных обитателей у льда (Мельников, Семенова, 2013). Представители первой группы — амфиподы — это животные, связанные с обитанием у твердого субстрата, в данном случае у поверхности льда, а второй — копепоиды, временное пребывание которых у льда связано с сезонными стадиями развития животных в разные периоды года (Павштик, 1977).

В настоящее время нет ясных представлений о том, как формируется видовой состав ледовой фауны, составленной из постоянных и временных обитателей, соответственно, амфипод и копепоид, которых мы наблюдаем в районе Северного полюса. Можно предполагать, что амфиподы заселяют лед на начальной стадии его формирования. Если заселение фауны происходит на акваториях Чукотского и Восточно-Сибирского морей, откуда начинается Трансарктический дрейф льда в сторону Северного полюса, то можно рассматривать два наиболее вероятных процесса:

1) после полного разрушения льда, с которым были ранее связаны амфиподы, животные переходят на некоторое время к планктонному образу жизни, а осенью при новом ледообразовании снова возвращаются из планктона к обитанию у льда;

2) в случае сохранения остаточного льда после летнего таяния (рис. 2) те животные, которые были ранее связаны с нижней поверхностью, остаются по-прежнему в контактной зоне «вода–лед» и сохраняются в этом биотопе по мере дальнейшего

роста и дрейфа льда в океане. Среди выявленных 5 видов амфипод, только *Apherusa glacialis* встречалась у льда постоянно в течение всего периода наблюдений, *Gammarus wilkitzkii* был встречен у льда дважды, а остальные — *Onisimus glacialis*, *Cyclopina guilelmi* и *Eusirus holmi* — были встречены только по одному разу за весь период наблюдений в 2015 г. Эти факты свидетельствуют о разнохарактерности процессов заселения амфипод на начальных стадиях развития льда, что, в свою очередь, определяет неоднородность и низкое видовое сходство фауны данной автохтонной группы.

Видовой состав копепод, составляющих основу аллохтонной группы ледовой фауны, полностью зависит от видового состава зоопланктона поверхностной арктической водной массы, с которой контактирует лед по мере дрейфа от шельфа Чукотского и Восточно-Сибирского морей к Северному полюсу. Общее количество видов и видовой состав копепод, выявленных за весь период наблюдений у льда и подо льдом, совпадало. Однако среди идентифицированных 14 видов копепод в водном 0–50 м слое и в контактном слое «вода–лед» только циклопоида *Oithona similis* встречалась в течение всего периода наблюдений; другие массовые виды планктона поверхностной водной массы — *Calanus glacialis*, *Metridia longa*, *Paraeuchaeta glacialis*, *Spinocalanus longicornis*, *Microcalanus pygmaeus* — встречались у льда редко, особенно редко — в период 2007–2009 гг. Обращает на себя внимание заметный тренд к уменьшению видового сходства между фаунами копепод в период 2010–2011 гг. По сути, в этот период у льда формировались разные по видовому разнообразию сообщества. Различие между количеством видов и низкое видовое сходство можно объяснить, с одной стороны, межгодовой изменчивостью видового состава зоопланктона поверхностной водной массы, с которой контактирует лед, с другой — изменениями гидрофизических факторов, воздействующих на динамику подледных течений, вертикальное перемешивание, морфологию морской поверхности льда и др. Наблюдаемая с 2007 г. динамика ледяного покрова в СЛО, имеющая устойчивую тенденцию к уменьшению толщины и площади льдов (Алексеев и др., 2010), вероятно, влияет на интенсивность современных гидрологических процессов подо льдом, что отражается на распределении копепод в поверхностной арктической водной массе и в зоне взаимодействия «вода–лед», что в конечном счете отражается на их видовом составе, т.е. на биоразнообразии данных экосистем.

Данная работа выполнена в рамках проекта РФФИ 15-05-03738. Авторы выражают благодарность сотруднику БИН РАН Р.М. Гогореву за помощь в обработке проб ледовой флоры по материалам ПАЛЭКС-2008 г., сотрудникам ИО РАН А.Г. Тимонину за оказанную помощь в обработке планктона по материалам ПАЛЭКС-2007 г. и С.В. Писареву за предоставленные данные по гидрофизике, полученные в период ПАЛЭКС-2007–2011 гг.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Алексеев Г.В., Иванов Н.Е., Пнюшков А.В., Балакин А.А. Изменение климата в морской Арктике в начале XX века // Проблемы Арктики и Антарктики. 2010. № 3 (86). С. 22–33.
- Гордиенко П.А. Дрейф льдов в центральной части Северного Ледовитого океана // Проблемы Севера. 1958. № 1. С. 5–29.
- Мельников И.А. Экосистема арктического морского льда. М.: ИО АН СССР, 1989. 191 с.
- Мельников И.А. Панарктическая ледовая дрейфующая экспедиция // Океанология. 2007. Т. 47 (6). С. 952–954.

- Мельников И.А.* Исследования на дрейфующей ледовой станции в апреле 2008 г. // *Океанология*. 2008. Т. 48 (6). С. 952–953.
- Мельников И.А.* Панарктическая ледовая дрейфующая экспедиция (апрель 2009) // *Океанология*. 2010. Т. 50 (2). С. 953.
- Мельников И.А., Семенова Т.Н.* Характеристика криопелагической фауны современного морского ледового покрова Центрального Арктического бассейна // *Проблемы Арктики и Антарктики*. 2013. № 4 (98). С. 14–24.
- Околовцов Ю.Б.* Ледовая флора Восточно-Сибирского моря (по сборам в мае 1987 г.) // *Novotates Systematicae Plantarum non Vascularium*. 1989. Т. 26. С. 36–41.
- Околовцов Ю.Б.* Ледовая флора Чукотского моря (по сборам в марте–апреле 1988 г.) // *Novotates Systematicae Plantarum non Vascularium*. 1990. Т. 27. С. 16–20.
- Павитикс Е.А.* Сезонные изменения возрастного состава популяций веслоногих рачков Calanoida в Арктическом бассейне. Исследование фауны морей. Зоол. ин-т АН СССР. Л.: Наука, 1977. Т. 19 (27). С. 56–72.
- Писарев С.В.* Температурно-соленостные характеристики водных масс котловины Амундсена в Арктическом бассейне: изменения, начавшиеся в 1990-е годы продолжают // *Природные процессы в полярных областях Земли / Отв. ред. В.М. Котляков*. Москва: ИГ РАН, ИФЗ РАН, 2008. С. 88–94.
- Тимофеев С.Ф.* Зоопланктон и водные массы Северного Ледовитого океана // *Влияние Гольфстрима на жизнь в пелагиали арктических морей*. Апатиты, 1995. С. 72–85.
- Melnikov I.A.* Ecology of Arctic Ocean cryopelagic fauna / Herman I (Ed.) // *The Arctic seas: climatology, oceanography, geology and biology*. New York: Van Nostrand Reinhold, 1989. P. 235–255.

I.A. MELNIKOV, L.S. ZHITINA, T.N. SEMENOVA

RECENT CONDITION OF THE SEA ICE BIODIVERSITY WITHIN THE NORTH POLE REGION

In conditions of modern climate warming, the sea ice cover of the Arctic Ocean has been shrinking, and since the late 90's there have been a gradual shift of dominance of multiyear ice to seasonal ice. As a result of the rebuild in the qualitative composition of the ice cover, it is necessary to expect possible changes in the composition and structure of biological communities that inhabit the sea ice. The aim of this work is the analysis of the species composition of the sea ice flora and fauna, which based on the result of observations in the North Pole area of the Arctic Ocean for the period 2007–2015. This analysis is held here without discussion of causes of changes under the influence of natural or anthropogenic factors.

Keywords: Central Arctic Basin, sea ice, cryoflora, cryofauna, species composition, species number, similarity, diversity.

СТРАНИЦЫ ИСТОРИИ

УДК 061.62(09)(98)

Поступила 11 ноября 2016 г.

ДОЛИНА И ГОРА СЕНЬКО

К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ ПАВЛА КОНОНОВИЧА СЕНЬКО

*д-р геогр. наук Л.М. САВАТЮГИН**ГНЦ РФ Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург, e-mail: savat@ari.ru*

19 декабря 2002 г. вышло Постановление Правительства РФ (№ 905) о присвоении имен исследователей Арктики географическим объектам в Северном Ледовитом океане, где среди других указано и наименование географического объекта «долина Сенько» (координаты от 87° 04' с. ш. и 97° 00' з. д. до 87° 45' с. ш. и 101° 10' з. д.), расположенного в районе подводного хребта Ломоносова и получившего название в честь знаменитого полярного исследователя, геофизика, сотрудника ААНИИ Павла Кононовича Сенько.

Через два года, 1 декабря 2004 г. также вышло Постановление Правительства РФ (№ 706) «О присвоении наименований географическим объектам в Антарктике...», которым имя П.К. Сенько было присвоено вершине хребта Заварицкого (массив Вольтат Земли Королевы Мод, Восточная Антарктида) с координатами 71° 25,2' ю. ш., 12° 46,8' в. д. и абсолютной высотой 2049 м («Гора Сенько»).

Павел Кононович Сенько родился 4 октября 1916 г. в г. Семипалатинск (ныне г. Семей, Республика Казахстан) в многодетной семье. Отец, Конон Мартынович, имел 7 классов образования и работал агентом по заготовке скота в Комитете по заготовкам. Мать, Елизавета Степановна, домохозяйка, занималась воспитанием шестерых детей, из которых Павел был самым младшим.

В 1927 г. вся семья переехала в Ленинград, где Конон Мартынович сначала устроился продавцом, а затем был на-

правлен на заготовку скота в Башкирию. В 1930 г. К.М. Сенько был там арестован и осужден на 8 лет по обвинению «во вредительстве». Освободившись в 1938 г., проживал в Архангельской области. Елизавета Степановна одна поднимала детей, хорошо понимая важность хорошего образования для них, и, несмотря на все трудности, все пятеро успешно заканчивали школу и потом получали высшее образование.

Павел в 1932 г. с отличием окончил в Ленинграде школу, бывшую знаменитую гимназию «Петришуле», и поступил в Ленинградский государственный университет, скрыв судимость отца. «Эти факты не указывались мною потому, что в силу ранее существовавших требований сообщение о них в анкетах не позволило бы мне поступить в ВУЗ, а впоследствии служило бы серьезным препятствием к работе по специальности», – напишет уже в 1955 г. Павел Кононович в объяснительном рапорте перед экспедицией в Антарктиду. Впоследствии отец Павла Кононовича был реабилитирован.

Университет П.К. Сенько окончил с отличием по специальности «геофизика» в 1938 г. и был распределен в Арктический институт Главсевморпути. В эти годы вся страна гордилась подвигом папанинцев, восхищалась беспосадочными перелетами экипажей В.П. Чкалова и М.М. Громова через Северный полюс, внимательно следила за героическим дрейфом ледокола «Георгий

Седов». Сразу после челюскинской эпопеи в июле 1934 г. было принято совместное постановление СНК СССР и ЦК ВКП(б) «О мероприятиях по развитию Северного морского пути и северного хозяйства», которое обязало Главсевморпуть значительно расширить к весне 1937 г. сеть полярных станций — с существующих 33 до 89.

В это же время по стране шли массовые репрессии, аресты «врагов народа, вредителей, заговорщиков, иностранных шпионов». Прошли многочисленные аресты и в Главсевморпути: в начале 1938 г. были арестованы руководители морских операций, начальники территориальных управлений, директор АНИИ Р.Л. Самойлович, заместитель начальника Гидрографического управления Н.И. Евгенов и многие другие. Не обошла полоса репрессий и семью П.К. Сенько: в 1937 г. был арестован его старший брат Александр Кононович, работавший геофизиком во Всесоюзной конторе геофизической разведки (г. Москва) и сгинувший в лагерях Дальстроя на Колыме.

В такое непростое время пришел 22-летний выпускник ЛГУ П.К. Сенько в Арктический институт и, пройдя годичную стажировку, был направлен в мае 1939 г. через Управление полярных станций ГСМП магнитологом на полярную станцию Мыс Челюскин, открытую в 1932 г. экспедицией Арктического института под руководством Р.Л. Самойловича на ледоколе «Семен Дежнев». Вторую зимовку на станции возглавил И.Д. Папанин, тогда же был построен и магнитный павильон, в котором П.К. Сенько предстояло проработать 4 года (1939–1943 гг.).

Свободного времени на полярке почти не было: кроме срочных геомагнитных наблюдений надо было заниматься охотой на морского зверя, оленей, белых медведей, дичь, поскольку с продовольствием были большие проблемы. Тем не менее Павел выкраивал время для своего дневника. В Европе началась Вторая мировая война, началась и закончилась Советско-финская война, Германия вероломно напала на СССР, родной Ленинград оказался в блокаде. 26 августа 1942 г. Павел пишет

в своем дневнике: «Сегодня исполнилось три года пребывания на п/ст. <...> Прошло более полугода со дня голодной смерти мамы (5 февраля)». Смена прибыла только 23 сентября 1943 г., а уже ровно через месяц Павел Кононович прибыл на Новую Землю на полярную станцию Маточкин Шар.

В АНИИ П.К. Сенько вернулся осенью 1945 г. и уже в следующем году принял участие в экспедиции на ледоколе «Северный полюс» по освобождению из многомесячного ледового плена двух транспортных судов, застрявших у о. Колочин в Чукотском море. Экспедиция прошла успешно. За работу в Арктике в период Великой Отечественной войны Павел Кононович был награжден медалями «За трудовое отличие», «За оборону Заполярья» и «За победу над Германией».

Закончилась Вторая мировая война, а начавшаяся холодная война заставила США и СССР снова обратить внимание на Северный Ледовитый океан как плацдарм новой войны, которая мыслилась дуэлью атомных бомб. Поэтому стратегической территорией становилась та, над которой пролегает кратчайший путь доставки ядерного заряда, а именно через Северный полюс. Подобную точку зрения разделяли в то время и президент США Г. Трумэн, и И.В. Сталин. На практике это означало следующее: Арктику необходимо срочно изучать, уметь предсказывать сюрпризы ее погоды, обжиться в крайне суровом климате. Любые сведения о закономерностях изменений ветров и подледных течений могли стать в будущем стратегической информацией.

Ученые Арктического института все чаще задавались вопросом о рельефе дна Ледовитого океана: в огромном советском секторе Арктического бассейна было всего несколько замеров глубины океана, а идея использования подводных лодок в этом регионе без подробных карт подводного рельефа не могла быть реализована. Но речь шла не только о рельефе дна, а о целом комплексе природных явлений в Центральной Арктике, включая проблемы гидрометеорологии и геомагнетизма. Все это могли решить высокоширотные экс-

педиции с использованием самолетов как транспортных средств.

В начале 1948 г. правительство утвердило план высокоширотной воздушной экспедиции (ВВЭ), получившей кодовое название «Север-2», которая должна была дать старт долговремен-



П.К. Сенько в экспедиции «Север-2», 1948 г.
Фото из семейного архива Н.П. Сенько.

ной кампании по освоению Арктики и поэтому ее засекретили. И.В. Сталин утвердил этот план. Участникам экспедиции предстояло обследовать обширный малоизученный район Арктического бассейна к северо-востоку от Новосибирских островов. Для этого на дрейфующих льдах экипажи трех вылетевших в район Северного полюса самолетов должны были создать три базы для наблюдений. Две из них находились на 80-й параллели, третья, на которой предстояло работать гидрологам М.М. Сомову и П.А. Гордиенко и геофизикам М.Е. Острекину и П.К. Сенько (в обязанности которого входило и определение координат базы), — на самом полюсе. Возглавил «Север-2» тогдашний начальник Главсевморпути генерал-майор А.А. Кузнецов, его заместителем по научной части был назначен М.Е. Острекин — начальник геофизического отдела Арктического института. В научный состав экспедиции вошли и сотрудники АНИИ.

23 апреля 1948 г., вылетев на трех самолетах с о. Котельный, участники третьей группы в 16:44 (мск) совершили посадку на лед практически на точку «ноль» (90° 00' 00" с.ш.). Они установили временный лагерь на Северном полюсе и в течение следующих двух дней вели научные наблюдения. Павел Кононович определил координаты, гидрологи определили глубину океана на полюсе (4087 м), результаты передали по радио в Москву.

Результаты исследований полностью совпали с результатами, полученными позднейшими экспедициями, и стали

доказательством того, что участники третьей группы действительно находились на полюсе и были там первыми. В этой же экспедиции «Север-2» 18 апреля 1948 г. океанолог Я.Я. Гаккель и его коллеги, проводя измерения в одном из районов Центральной Аркти-

ки, обнаружили глубины, подтверждающие наличие подводного хребта, названного позднее хребтом Ломоносова. Это было одно из значительнейших географических открытий XX века.

Рассекретили материалы экспедиции «Север-2» только в 1956 г., после смерти «вождя народов», а через 40 лет это достижение было записано в Книгу рекордов Гиннеса. Уже в 1999 г. П.К. Сенько вспоминал в одном из интервью: «По возвращении мы были обязаны не разглашать сведения об этой экспедиции, хотя проводили там обычные научные исследования. Мы вспоминали о споре Пири и Кука. Возможно, Пири все же добрался до полюса, но сомнения всегда оставались, он не смог привести убедительных доказательств. Как и его соперник Кук. Оба они не проводили точных астрономических наблюдений, дневниковые записи велись плохо. Но мы прибыли на полюс, чтобы выполнить свою работу, и не стали долго размышлять о том, что до нас, возможно, здесь не ступала нога человека. Об этом я подумал значительно позже, когда мы представили результаты своих наблюдений в Астрономический институт в Ленинграде». Американский журналист К. Пала опубликовал это интервью под названием «Неизвестные герои: рассказ о первых, ступивших на Северный полюс», а международный журнал «Гео» (в русской версии) перепечатал его под названием «Приземление в “точке ноль”».

В последующие годы (1948–1954 гг.) Павел Кононович многократно участвовал

в различных арктических экспедициях, в том числе «прыгающих» высокоширотных воздушных экспедициях «Север» и в работах по подготовке дрейфующей станции «Северный полюс-2», возглавляемой М.М. Сомовым.

Экспедиционная работа не помешала научной деятельности: в 1953 г. П.К. Сенько блестяще защитил кандидатскую диссертацию «Магнитные вариации в Центральном полярном бассейне», а для полярных магнитологов им было написано «Практическое руководство по магнитным наблюдениям на полярных обсерваториях», которое стало основным пособием для полярных геофизиков.

За выдающиеся исследования в Арктике П.К. Сенько был награжден орденом Ленина (1950 г.) и орденом Трудового Красного Знамени (1955 г.).

Последние 25 лет деятельности Павла Кононовича были отданы изучению Антарктики. В 1955–1957 гг. он принял участие (по рекомендации и личному поручительству М.М. Сомова) в Первой комплексной антарктической экспедиции в качестве начальника зимовочного геофизического отряда. Опыт и закалка, полученные им в Арктике, очень пригодились и в Антарктиде. В этой зимовке он был штурманом первого внутриконтинентального похода для организации станции Пионерская. В своей книге «На куполах Земли» М.М. Сомов особо выделяет героическую работу П.К. Сенько в тяжелейших походных условиях.

Геофизическим отрядом в обсерватории Мирный Павел Кононович руководил в Пятой и Девятой советских антарктических экспедициях.

В 1963 г. П.К. Сенько рекомендуется для работы начальником зимовочного состава 9-й САЭ. По возвращении из экспедиции Павел Кононович возглавил сектор антарктических исследований в отделе географии полярных стран ААНИИ.

Осенью 1966 г. П.К. Сенько — снова в Антарктиде в качестве начальника сезонного состава 12-й САЭ, руководит обеспечением станций Мирный, Восток, Молодежная и Новолазаревская,

научно-исследовательским походом по маршруту Молодежная – Полюс Недоступности – американская станция Плато – Новолазаревская протяженностью 3411 км. Это был самый длинный поход в истории исследования Антарктиды. В сезон 12-й САЭ был выполнен огромный объем геолого-географических работ в горах Ямато, Сер-Роннане, Гумбольдта. Обширная сезонная научная программа и логистическое обеспечение станций были выполнены полностью.

В 1969 г. встал вопрос о репрезентативности данных метеонаблюдений в Антарктиде, т. к. в некоторых секторах ледового континента метеонаблюдения вообще не проводились. Было принято решение об открытии новой советской антарктической станции в малоисследованном секторе моря Сомова на побережье Земли Виктории (Берег Отса). Выбор места для новой станции, получившей название Ленинградская, было поручено П.К. Сенько, который и возглавил 15-ю сезонную САЭ. В период с 21 по 26 января 1970 г. поисковой группой под руководством П.К. Сенько, доставленной д/э «Обь» на Берег Отса, в секторе $157^{\circ}30' - 167^{\circ}20'$ в.д. были выполнены аэровизуальные и наземные наблюдения с целью выбора места для новой прибрежной станции Ленинградская. Было обследовано 5 участков побережья, из которых самым пригодным для строительства станции был признан безымянный нунатак восточнее ледника Томилина. На этом месте 27 января 1970 г. Павел Кононович поднял Государственный флаг СССР и будущей постоянно действующей станции было присвоено название Ленинградская.

Последней и, пожалуй, самой тяжелой для Павла Кононовича стала 18-я САЭ, в которую он был назначен начальником зимовочной части, когда флагман антарктического флота д/э «Обь» из-за задержки со снабжением слишком поздно вышел из Ленинграда в свой 18-й антарктический рейс. В задачу экспедиции входило и открытие новой станции Русская на мысе Беркс (побережье Земли Мэри Бэрд), и обеспечение станции Ленинградская всем необходимым.

Именно с этим рейсом был связан первый в истории САЭ длительный дрейф экспедиционного судна в водах Антарктики.

Из-за срыва графика и сложных ледовых условий д/э «Обь» только 17 февраля 1973 г. с грузом строительных материалов и оборудования подошел к мысу Беркс. Здесь с судна, зажатого среди 10-балльных льдов, с помощью вертолетов и самолета Ан-2 были проведены разгрузочные операции, но 1 марта 1973 г. в связи с тяжелыми ледовыми условиями и невозможностью снабдить станцию всем необходимым было принято решение о консервации станции Русская. Судну с трудом удалось выйти на чистую воду.

В середине марта 1973 г., пополнив запасы воды, продовольствия и топлива в Новой Зеландии, д/э «Обь» последовал в море Сомова для обеспечения станции Ленинградская. 23 марта судно пересекло кромку льдов, а 26 марта заклинилось в 10-балльном льду в 90 км от Берега Отса.

В разгар антарктической зимы началась разгрузка с помощью вертолетов, но из-за ураганного ветра были сломаны их лопасти, и работы пришлось временно прекратить. К 23 апреля д/э «Обь» окончательно вмерз в лед и начал дрейфовать на запад со средней скоростью 3 мили в сутки. Тем не менее к 12 мая станция Ленинградская была полностью снабжена топливом и весь старый состав зимовщиков доставлен на судно.

К этому времени расстояние между дрейфующим судном и станцией составляло уже 290 км. На помощь зажатому во льдах судну были направлены д/э «Наварин» и НИС «Профессор Зубов». Трехмесячный дрейф длиной 564 мили благополучно завершился 22 июля. Во время вынужденного дрейфа д/э «Обь» с судна проводились океанографические работы (ежесуточные термобатиграфические станции), впервые осуществлялись натурные исследования ледовой вибрации и прочности корпуса судна при сжатиях. Павлу Кононовичу, все время находившемуся на борту д/э «Обь» и руководившему всеми операциями, наконец-то удалось добраться до станции Молодежная, где он продолжил зимовку.



Памятная доска П.К. Сенько на о. Буромского.
Фото Л.М. Саватюгина.

По возвращении из 18-й САЭ до выхода на пенсию в 1979 г. Павел Кононович продолжал работать в отделе географии полярных стран. За выдающийся вклад в исследования Антарктики он был награжден орденами Почета и Октябрьской Революции. Имя П.К. Сенько также увековечено на карте Антарктиды.

П.К. Сенько скоропостижно скончался 2 марта 2000 г. в Санкт-Петербурге. Незадолго до смерти он оставил завещание, в котором просил захоронить его прах в Антарктиде. Захоронение состоялось 16 сентября 2001 г. на кладбище о. Буромский вблизи станции Мирный, на которой он неоднократно зимовал.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Жуков Ю.Н. Сталин: арктический щит. М.: ВАГРИМУС, 2008. 544 с.

Морозов С.Т. Широты и судьбы. Л.: Гидрометеоздат, 1967. 207 с.

Сенько Н.П. Павел Кононович Сенько: К 100-летию со дня рождения // Российские полярные исследования. 2016. № 3 (25). С. 46–48.

Саватюгин Л.М., Преображенская М.А. Российские исследования в Антарктике. Т. 1 (1–20 САЭ). СПб.: Гидрометеоздат, 1999. 359 с.

В публикации использованы данные из личного дела П.К. Сенько (архив ААНИИ).

Сборник научных статей
ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ
№ 4 (110)

Подписано в печать 28.11.2016

Формат 70×100 1/16

Тираж 200

Печать офсетная

Печ. л. 7,5

Заказ № 0452846

Типография ООО «Супервэйв Групп»

188681, Ленинградская область, Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15

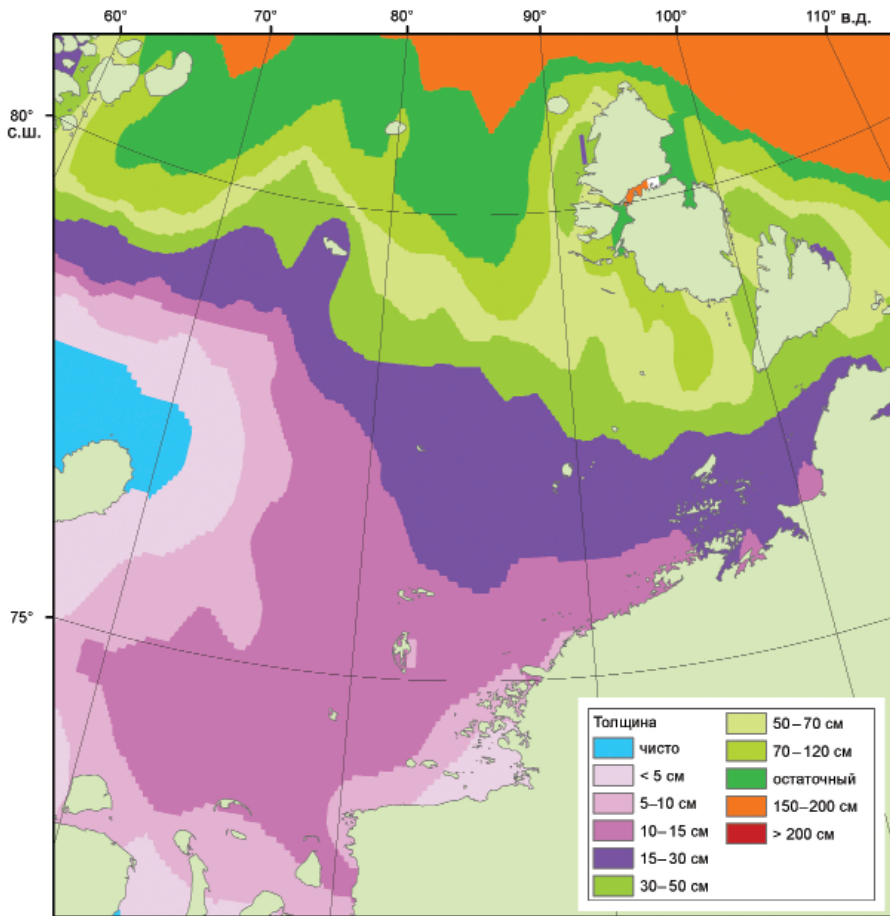


Рис. 1. Среднее распределение льдов различного возраста (толщины) в северо-восточной части Карского моря в конце октября.

Толщины льдов различных возрастных градаций, приводимые на рисунке и далее в статье, соответствуют Международной номенклатуре морских льдов (Номенклатура, 1984).

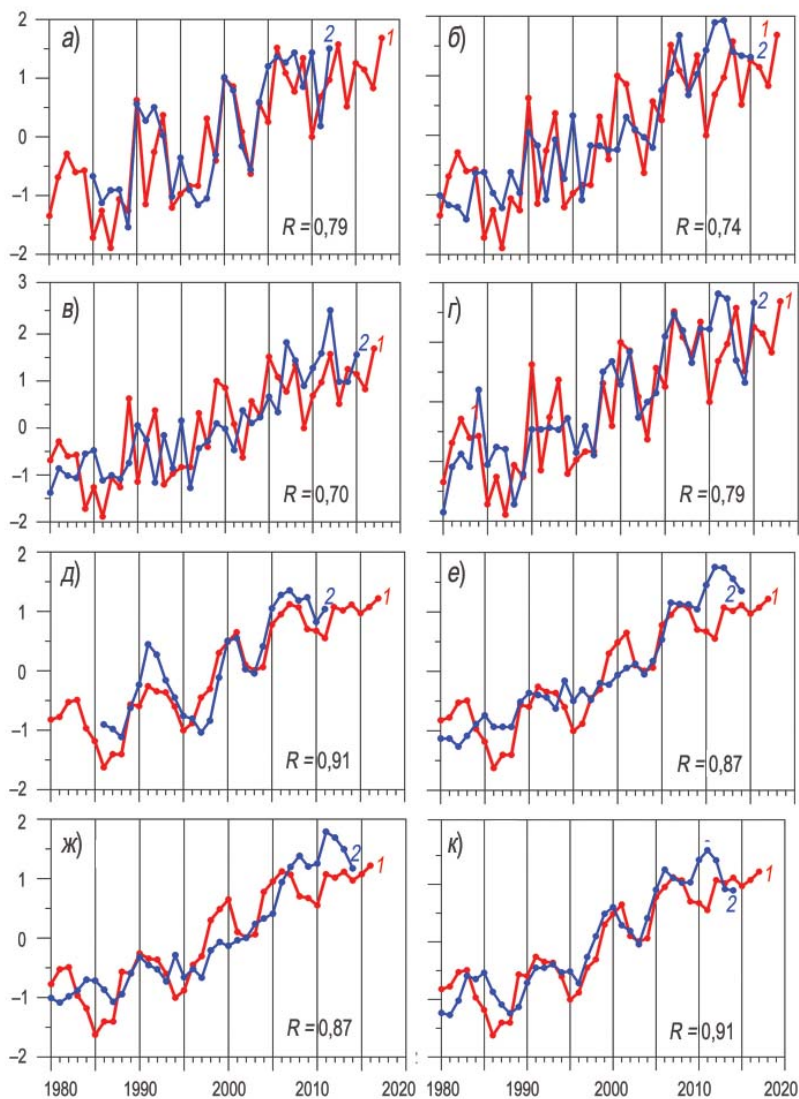


Рис. 3. Аномалии ТПО в приэкваториальной Северной Атлантике, аномалии температуры воды на разрезе по Кольскому меридиану и аномалии площади морского льда в Северном Ледовитом океане:

a — нормированные аномалии ТПО в октябре в области $0-25^{\circ}$ с.ш., $60-20^{\circ}$ з.д. (1) и температура воды зимой в слое 50–200 м на разрезе по Кольскому меридиану (2) спустя 38 месяцев; *б* — то же после сглаживания рядов скользящим усреднением по 3 года; *в* — нормированные аномалии ТПО в октябре в области $0-25^{\circ}$ с.ш., $60-20^{\circ}$ з.д. (1) и ПМЛ в СЛО в июле (2) спустя 33 месяца; *г* — то же после сглаживания рядов скользящим усреднением по 3 года; *д* — нормированные аномалии ТПО в октябре в области $0-25^{\circ}$ с.ш., $60-20^{\circ}$ з.д. (1) и ПМЛ в СЛО в сентябре (2) спустя 35 месяцев; *е* — то же после сглаживания рядов скользящим усреднением по 3 года; *ж* — нормированные аномалии ТПО в октябре в области $0-25^{\circ}$ с.ш., $60-20^{\circ}$ з.д. (1) и ПМЛ в СЛО в декабре (2) спустя 38 месяцев; *з* — то же после сглаживания рядов скользящим усреднением по 3 года.

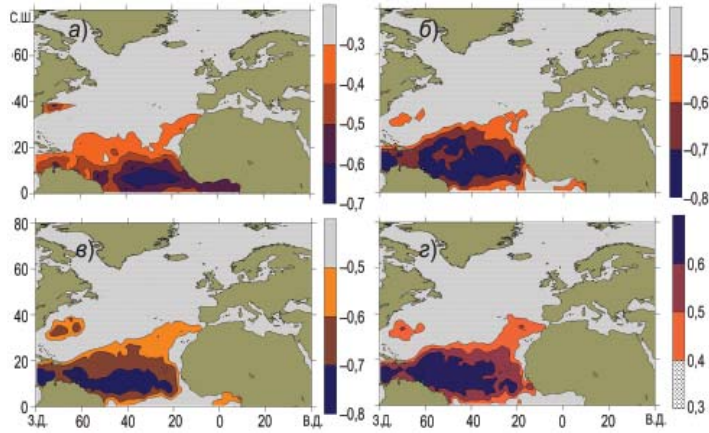


Рис 1. Области в Северной Атлантике, аномалии ТПО в которых влияют на ПМЛ и ПТВ в морской Арктике.

a — коэффициенты корреляции между ТПО в октябре и ПМЛ в Баренцевом море в мае через 2 года; *б* — ТПО в октябре и ПМЛ в СЛО в декабре через 38 мес.; *в* — ТПО в сентябре и ПМЛ в СЛО в июле спустя 33 месяца; *г* — ТПО в октябре и ПТВ в морской Арктике в июле спустя 33 месяца.

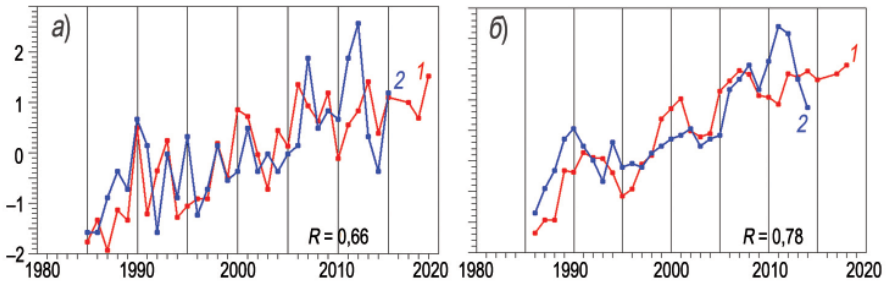


Рис. 2. Аномалии ТПО в приэкваториальной Северной Атлантике и приповерхностная температура воздуха в морской Арктике.

a — нормированные аномалии ТПО в октябре в области 0–25° с.ш., 60–20° з.д. (1) и ПТВ в июле в морской Арктике (2) спустя 33 месяца; *б* — то же после сглаживания рядов скользящим усреднением по 3 года.

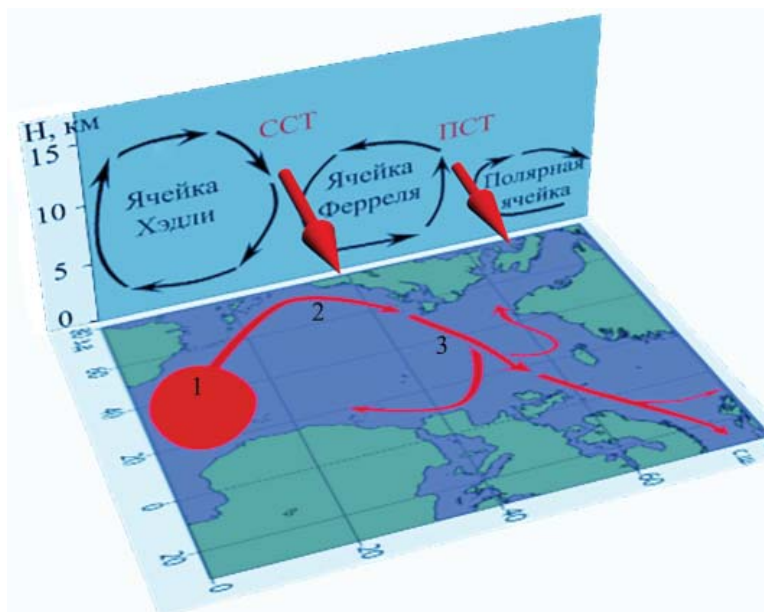


Рис. 4. Схема передачи влияния аномалий ТПО в низких широтах Северной Атлантики в Арктику: 1 — аномалия ТПО, 2 — Гольфстрим, 3 — Северо-Атлантическое течение и его продолжение в виде Норвежского и Западно-Шпицбергенского течений, SST — субтропическое струйное течение в атмосфере, PST — полярное струйное течение.

К статье И.А. Мельникова и др.



Рис. 2. Характерный пример современного состояния ледяного покрова арктических морей после летнего таяния, с акваторий которых остаточные льды и открытые ото льда водные пространства вовлекаются в Трансарктический дрейф, проходя зимнюю стадию ледообразования (пояснения в тексте).