

УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 551.467(265.546)

**В.М. Пищальник¹, Д.В. Дорофеева², И.Г. Минервин³,
И.В. Шумилов¹, И.В. Никулина^{1*}**¹ Сахалинский государственный университет,
693008, г. Южно-Сахалинск, ул. Ленина, 290;² Дальневосточный федеральный университет,
690091, г. Владивосток, ул. Суханова, 8;³ Сахалинское отделение РАЕН,
693008, г. Южно-Сахалинск, ул. Пограничная, 82а, оф. 1**МЕЖГОДОВАЯ ДИНАМИКА АНОМАЛИЙ ЛЕДОВИТОСТИ
ТАТАРСКОГО ПРОЛИВА С 1882 ПО 2018 Г.**

Выполнен анализ динамики аномалий ледовитости Татарского пролива за период с 1882 по 2018 г. и проведено ее сравнение с динамикой аномалий ледовитости в Охотском море. Установлено, что в целом общая синхронность долгопериодных колебаний отсутствует и только на отдельных временных участках (1894–1920 и 1985–2009 гг.) они синфазны. В Татарском проливе понижение ледовитости в современный период потепления началось на пять лет позднее, чем это явление было зафиксировано в Охотском море. В отличие от Охотского моря, в котором отрицательные очень крупные аномалии как самостоятельный тип начали проявляться только в 1990-х гг., в Татарском проливе частота появления различных типов аномалий не зависит от направленности тенденции изменения ледовитости. Обсуждается гипотеза о влиянии стока р. Амур на интенсивность льдообразования в Татарском проливе.

Ключевые слова: Татарский пролив, Охотское море, многолетние изменения, тенденции, тренды, ледовитость.

DOI: 10.26428/1606-9919-2019-196-114-122.

Pishchalnik V.M., Dorofeeva D.V., Minervin I.G., Shumilov I.V., Nikulina I.V.
Year-to-year dynamics of the ice cover anomalies in the Tatar Strait for the period from 1882 to 2018 // *Izv. TINRO*. — 2019. — Vol. 196. — P. 114–122.

Interannual variations of the ice cover in the Tatar Strait are analyzed for the period from 1882 to 2018 and compared with the ice cover dynamics in the Okhotsk Sea. Synchronicity of the ice cover long-term oscillations in these regions is noted for the periods of 1894–1920 and 1985–2009, but it is not statistically significant for the whole time series. Current trend to the ice cover decreasing began in the Tatar Strait 5 years later than in the Okhotsk Sea. Besides,

* Пищальник Владимир Михайлович, доктор технических наук, заведующий лабораторией, e-mail: vpishchalnik@rambler.ru; Дорофеева Дарья Васильевна, аспирант, e-mail: dariadorofeyeva26@gmail.com; Минервин Игорь Георгиевич, кандидат физико-математических наук, руководитель, e-mail: igor@minervin.ru; Шумилов Илья Валерьевич, инженер-исследователь, e-mail: ilyarolevik1@yandex.ru; Никулина Ирина Владимировна, инженер-исследователь, e-mail: irinkaeremenko@yandex.ru.

Pishchalnik Vladimir M., D.Tech., head of laboratory, e-mail: vpishchalnik@rambler.ru; Dorofeeva Daria V., post-graduate student, e-mail: dariadorofeyeva26@gmail.com; Minervin Igor G., Ph.D., director of department, e-mail: igor@minervin.ru; Shumilov Ilya V., engineer-researcher, e-mail: ilyarolevik1@yandex.ru; Nikulina Irina V., engineer-researcher, e-mail: irinkaeremenko@yandex.ru.

the cases of extremely low ice cover were observed in the Tatar Strait along the whole period of observations, whereas were happened in the Okhotsk Sea only in the period of warming since 1990s. Possible influence of the Amur River runoff on the sea ice forming in the Tatar Strait is discussed.

Key words: Tatar Strait, Okhotsk Sea, long-term dynamics, tendency, trend, ice cover.

Введение

В настоящее время в Татарском проливе осуществляется круглогодичная навигация между портами, расположенными на о. Сахалин и побережье материка, в том числе транспортировка нефти из порта Де-Кастри в страны юго-восточной Азии. В Татарском проливе формируется сезонный ледяной покров, и в зимний период на его акватории сосредоточено более 90 % всего льда Японского моря [Якунин и др., 2003]. Для обеспечения безопасности судоходства и разработки ледовых прогнозов в Татарском проливе крайне необходимы знания особенностей развития ледовых процессов. Специфические физико-географические условия пролива формируют характерные особенности льдообразования, трансформации и разрушения ледяного покрова. Преобладающие над акваторией пролива ветра северных румбов в зимний период и макрорельеф берегов создают эффект аэродинамической трубы, способствующий непрерывному интенсивному процессу льдообразования в северной части пролива и одновременно обуславливающий генеральный дрейф массива льда в южном и юго-западном направлениях. По мере смещения массива на юг его толщина увеличивается под воздействием низких температур воздуха. В юго-восточной части пролива происходит постоянное таяние ледяного покрова под влиянием теплого Цусимского течения, а вдоль побережья материка полосой 15–40 миль лед продолжает дрейфовать на юг, достигая в отдельные годы 44° с.ш. [Якунин и др., 2003].

Целью данной работы является выявление особенностей межгодовых вариаций аномалий ледовитости в Татарском проливе и проведение сравнительного анализа с их колебаниями в Охотском море.

Материалы и методы

Расчет аномалий ледовитости в Татарском проливе выполнен на основе электронной базы многолетних данных по ледовому режиму, сформированной в лаборатории дистанционного зондирования Земли Сахалинского государственного университета (СахГУ) по опубликованным и архивным материалам наблюдений. За период с 1929 по 1960 г. — это специальные и попутные судовые наблюдения за ледяным покровом. По этим данным на середину каждого месяца в ледовый сезон были построены ледовые карты и рассчитана площадь массива льда [Крындин, 1964]. В период с 1960 по 1992 г. вычисление площади ледяного покрова производилось на основе карт ледовых авиационных разведок [Якунин и др., 2003; Плутников и др., 2010]. В 1971 г. впервые были начаты регулярные спутниковые наблюдения для определения границ ледяного покрова, к которым с 1978 г. добавилась опция учета сплоченности льда. Эти наблюдения выполняются в микроволновом диапазоне и не зависят от условий погоды. Построенные на их основе цветокодированные карты-схемы с пентадной (один раз в пять дней) дискретностью размещаются в свободном доступе на сайте JMA (<http://www.data.jma.go.jp>). Для обработки этих данных в СахГУ создан универсальный инструмент — программный комплекс «ЛЕД», с помощью которого в том числе определяются площади ледяного покрова на акватории Охотского и Японского морей в районах с произвольно заданными границами [Пищальник и др., 2015*, 2016]. Сезонное значение ледовитости рассчитывалось как среднее за период с декабря по апрель.

Ряд сезонной ледовитости с 1882 по 1928 г. восстановлен с помощью уравнения регрессии, выражающей зависимость средней площади ледяного покрова Татарского

* Пищальник В.М., Бобков А.О., Романюк В.А. Программный комплекс для расчета площади ледяного покрова в Охотском и Японском морях по данным ДЗЗ ПК «ЛЕД». Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2015660472. Дата ГР в Росреестре программ для ЭВМ 01 октября 2015 г.

пролива от суммы градусо-дней мороза на прибрежных гидрометеорологических станциях (ГМС) [Шумилов и др., 2017].

Сформированный таким образом 137-летний ряд межгодовых вариаций ледовитости Татарского пролива с 1882 по 2018 г. был сглажен при помощи интерактивного программного комплекса Mario (разработан в СахГУ, доступен на web-сайте: www.shipdesign.ru), и построены его кусочно-линейные тренды методом наименьших квадратов [Дорофеева и др., 2018].

Типизация зим по аномальности ледовых условий производилась по критерию $0,8\sigma$ (σ — среднеквадратичное отклонение), предложенному В.А. Спичкиным [1987]: очень крупная положительная аномалия ($+OKP \geq 1,2\sigma$), крупная положительная аномалия ($+0,4\sigma \leq +KP < +1,2\sigma$), около нормы ($-0,4\sigma < N < +0,4\sigma$), отрицательная крупная аномалия ($-1,2\sigma < -KP \leq -0,4\sigma$) и отрицательная очень крупная аномалия ($-OKP \leq -1,2\sigma$).

Результаты и их обсуждение

В вековом ряду межгодовых вариаций ледовитости Татарского пролива установлены значимые тренды при уровне доверительной вероятности 95 % с положительной (1920–1944, 1969–1985 и 1994–2001 гг.) и отрицательной (1913–1920, 1944–1969, 1985–1994 и 2001–2009 гг.) динамикой изменчивости, продолжительность которых варьирует от 7 до 25 лет [Дорофеева и др., 2018]. Крайние линейные тренды не могут быть корректно определены. При этом наклон общего линейного тренда ледовитости за 137 лет составил 8,8 % (рис. 1).

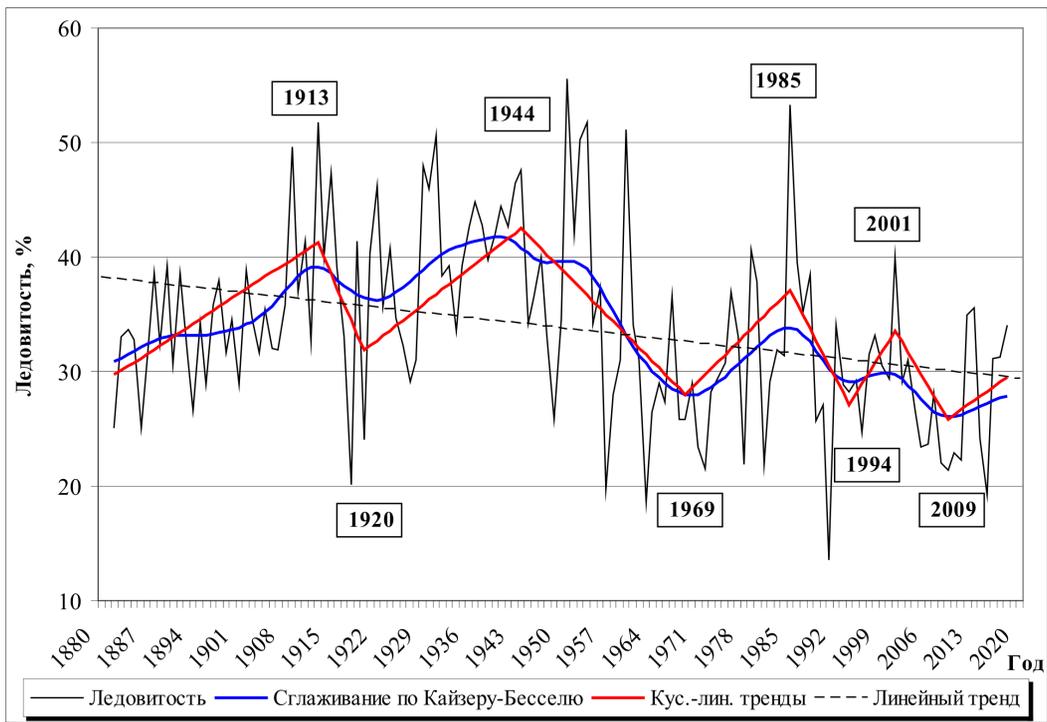


Рис. 1. Многолетние вариации ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2018 г.
Fig. 1. Long-term variations of the ice cover in the Tatar Strait from 1882 to 2018

Сравнительный анализ долгопериодных колебаний ледовитости Татарского пролива и Охотского моря показал, что они синфазны только на отдельных временных участках: 1894–1920 и 1985–2009 гг. (рис. 1, 2) [Пищальник и др., 2016]. Проявление общей тенденции понижения ледовитости в Татарском проливе в современный период потепления началось на пять лет позднее, чем это явление было зафиксировано в Охотском море [Пищальник и др., 2017].

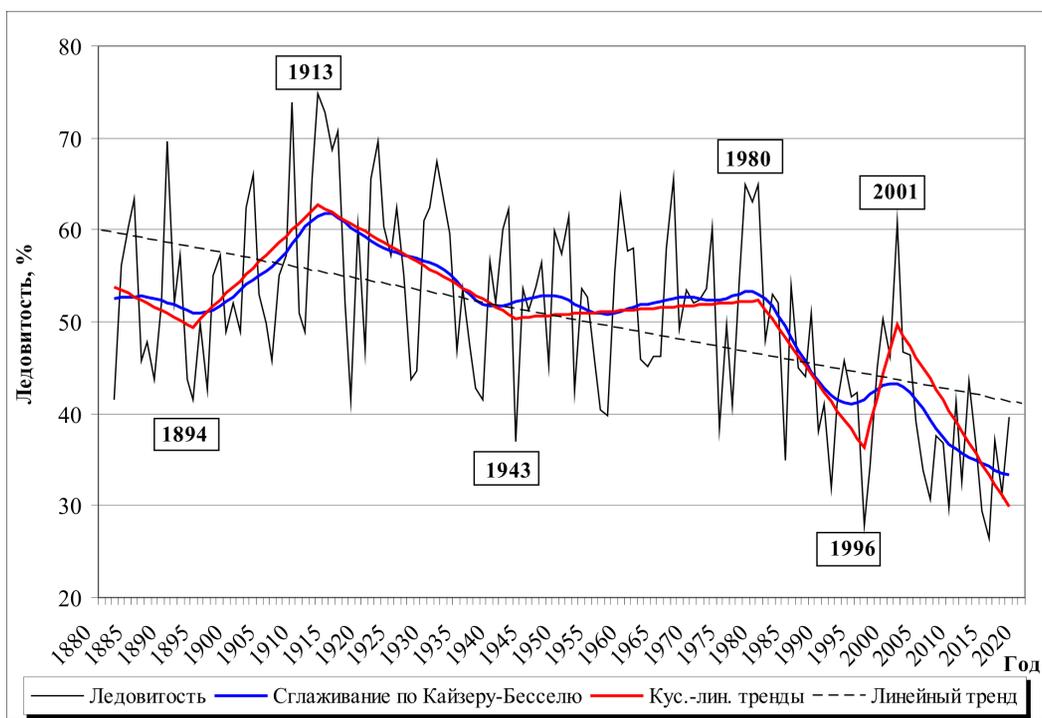


Рис. 2. Многолетние вариации ледовитости в Охотском море с 1882 по 2018 г.

Fig. 2. Long-term variations of the ice cover in the Okhotsk Sea from 1882 to 2018

Размах колебаний ледовитости в Татарском проливе за исследуемый период составил 42,1 %. Максимальное значение наблюдалось в 1951 г., а минимальное — в 1991 г. соответственно 55,6 и 13,5 %. Скорость уменьшения сезонной ледовитости в течение всего исследуемого периода составила 0,7 % за 10 лет. Следовательно, скорость общей тенденции уменьшения площади ледяного покрова в Татарском проливе в два раза меньше, чем в Охотском море, что вполне объясняется их географическим положением и морфометрией [Пищальник и др., 2016].

Коэффициент корреляции вариаций ледовитости Татарского пролива и Охотского моря в период выполнения регулярных наблюдений за площадью ледяного покрова (авиационных и спутниковых) сильно различался. Так, с 1960 по 1985 г. он составлял 0,44, а в период синфазности — 0,72 (рис. 3). Следует отметить четкое совпадение основных экстремумов ледовитости в интервале с 1985 г. по настоящее время [Пищальник и др., 2017].

Изменения многолетнего хода аномалий ледовитости наглядно представлены на интегральных кривых, которые рассчитывались путем последовательного алгебраического сложения значений аномалий ледовитости (рис. 4) [Гирс, Кондратович, 1978]. На рис. 4 (а и в) приведены интегральные кривые, вычисленные для Татарского пролива относительно разных климатических норм: стандартной — период 1961–1990 гг. и оперативной — 1981–2010 гг. На этих кривых отчетливо выделяются два этапа: начиная с 1910 г. наблюдается рост с постоянным коэффициентом отношения накопленной аномалии ледовитости к временному интервалу, который достигает максимальных значений к началу 1960-х гг. и далее переходит в квазиизостатидный процесс.

Следует подчеркнуть, что в случае Татарского пролива отсутствует какая-либо зависимость хода интегральной кривой от выбранной для расчета нормы. Однако для Охотского моря это оказалось неочевидным (рис. 4, б, г). Так, на рис. 4 (б) приведена интегральная кривая, рассчитанная по стандартной норме, которую можно разделить на три характерных этапа. Начиная с 1910 по 1980 г. наблюдается подъем с различными коэффициентами отношения накопленной аномальной ледовитости к временному интервалу (с 1910 по 1930 г. значение коэффициента в 1,7 раза выше, чем в период

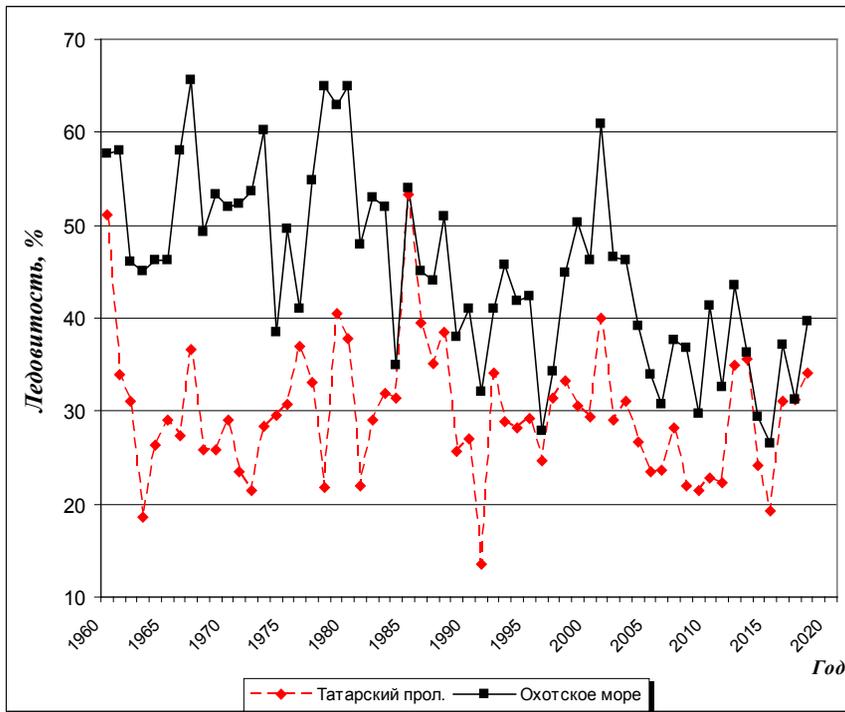


Рис. 3. Колебания ледовитости Татарского пролива и Охотского моря в период с 1960 по 2018 г.
 Fig. 3. The ice cover variations in the Tatar Strait and the Okhotsk Sea in 1960–2018

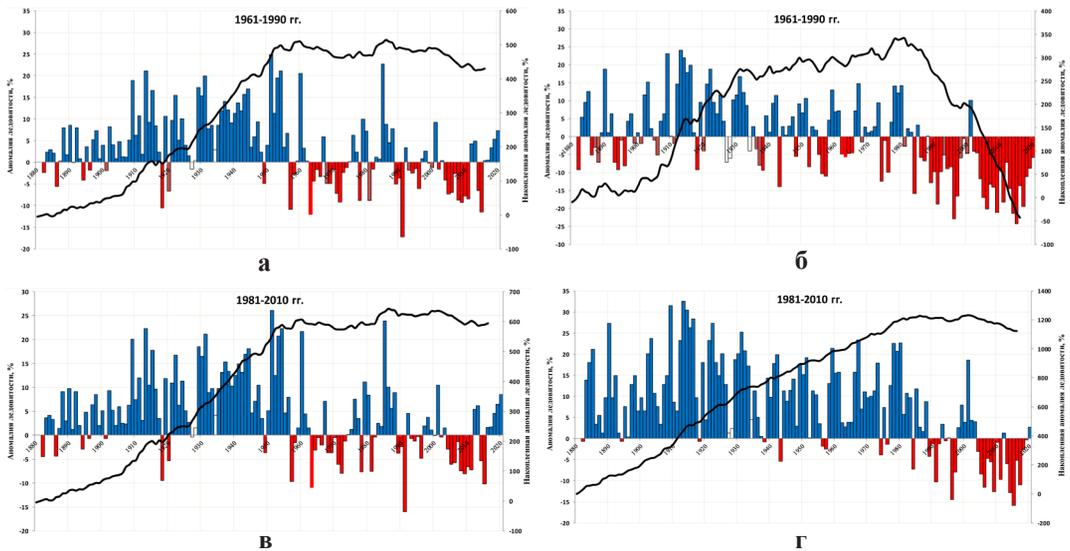


Рис. 4. Интегральные кривые аномалий ледовитости в Татарском проливе (слева) и в Охотском море (справа), рассчитанные по основной (1961–1990 гг.) и оперативной (1981–2010 гг.) климатическим нормам

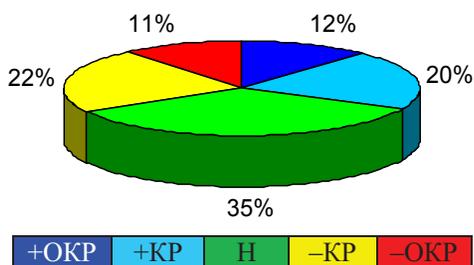
Fig. 4. Cumulative anomalies of the ice cover in the Tatar Strait (left) and the Okhotsk Sea (right), relative to their average values for 1961–1990 and 1981–2010

с 1930 по 1980 г.). Начиная с 1980 г. по настоящее время отмечается резкий спад с коэффициентом, в 1,5 раза превышающим по абсолютной величине коэффициент подъема в интервале с 1910 по 1930 г. Применяя оперативную норму (рис. 4, г), получаем совершенно другой ход интегральной кривой. На ней можно выделить только два характерных этапа: равномерный подъем с 1882 до 1990 г. с переходом в изостадию, продолжающуюся по настоящее время.

Для всего исследуемого ряда в Татарском проливе выполнена типизация зим по аномальности сезонных значений ледовитости, вычисленных на основе оперативной климатической нормы 1981–2010 гг. (рис. 5). За весь исследуемый период в целом аномалии ледовитости в Татарском проливе представлены следующим образом: +ОКР — 12 %, +КР — 20, Н — 35, –КР — 22 и –ОКР — 11 %, что соответствует нормальному распределению. В долгопериодных колебаниях повторяемость положительных и отрицательных аномалий различается незначительно. Следовательно, частота появления различных типов аномалий не зависит от направленности тенденции изменения ледовитости. В отличие от Охотского моря, в котором отрицательные очень крупные аномалии как самостоятельный тип начали проявляться только в 1990-х гг., в Татарском проливе они равномерно распределены по всему ряду (см. таблицу). Данное обстоятельство еще раз указывает на существенные различия генезиса льдообразования в сравниваемых акваториях.

Рис. 5. Повторяемость среднегодовых аномалий ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2018 г.

Fig. 5. Frequency of mean annual anomalies of the ice cover in the Tatar Strait for 1882–2018



Календарь аномалий ледовитости в Татарском проливе с 1882 по 2018 г.
The calendar of the ice cover anomalies in the Tatar Strait for 1882–2018

Критерии аномалий	Годы
Положительная очень крупная аномалия (+ОКР)	1909, 1913, 1915, 1922, 1929, 1930, 1931, 1937, 1941, 1943, 1944, 1951, 1953, 1954, 1960, 1985
Положительная крупная аномалия (+КР)	1888, 1890, 1892, 1898, 1902, 1911, 1914, 1916, 1919, 1921, 1924, 1932, 1933, 1935, 1936, 1938, 1939, 1940, 1942, 1947, 1952, 1956, 1979, 1980, 1986, 1988, 2001
Норма (Н)	1883, 1884, 1885, 1887, 1889, 1891, 1893, 1895, 1897, 1899, 1900, 1903, 1904, 1905, 1906, 1907, 1908, 1910, 1912, 1917, 1923, 1925, 1926, 1928, 1934, 1945, 1946, 1948, 1950, 1955, 1959, 1961, 1962, 1967, 1975, 1976, 1977, 1983, 1984, 1987, 1992, 1997, 1998, 2003, 2012, 2013, 2016, 2017, 2018
Отрицательная крупная аномалия (–КР)	1882, 1886, 1894, 1896, 1901, 1920, 1927, 1949, 1958, 1964, 1965, 1966, 1968, 1969, 1970, 1973, 1974, 1982, 1989, 1990, 1993, 1994, 1995, 1996, 1999, 2000, 2002, 2004, 2007, 2014
Отрицательная очень крупная аномалия (–ОКР)	1918, 1957, 1963, 1971, 1972, 1978, 1981, 1991, 2005, 2006, 2008, 2009, 2010, 2011, 2015

Исходя из сравнительного анализа вариаций ледовитости в Татарском проливе и Охотском море можно констатировать, что влияние Амура на формирование ледового режима Татарского пролива более значимо, чем предполагалось ранее, а причиной изменения характера долгопериодных колебаний ледовитости пролива может являться зарегулированность стока р. Амур [Ким, 2005; Болгов и др., 2016].

Река Амур входит в десятку крупнейших рек мира, а в Сибири занимает третье место по длине и четвертое по площади водосбора и водности*. Известно, что строительство гидроэлектростанций (ГЭС) оказывает существенное влияние на водный режим и внутригодовое распределение стока. Так, после начала эксплуатации Зейской ГЭС в середине 1970-х гг. годовая амплитуда колебаний уровня воды у с. Богородского снизилась на 0,6 м [Ким, 2005]. В 2011 г. введена на полную мощность входящая в десятку крупнейших в Российской Федерации Бурейская ГЭС (заполнение водохранилища

* Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 18: Дальний Восток. Вып. 2: Нижний Амур (от с. Помпеевки до устья). Л.: Гидрометеиздат, 1970. 592 с.

было осуществлено в 2003 г.), а в 2017 г. — Нижне-Бурейская ГЭС. Следовательно, зарегулированность стока Амура в последние десятилетия существенно повысилась.

В работах В.М. Пищальника, А.О. Бобкова [2000] и В.М. Пищальника с соавторами [2003] на основе моделирования сезонных вариаций океанографических параметров и циркуляции вод на сахалинском шельфе предложен механизм блокирования теплых и распресненных вод в Сахалинском заливе в период осенней интенсификации Восточно-Сахалинского течения. Результатом блокирования является перераспределение стока амурских вод в акваторию Татарского пролива, что приводит к распреснению поверхностного слоя вод вплоть до 48° с.ш. (рис. 6).

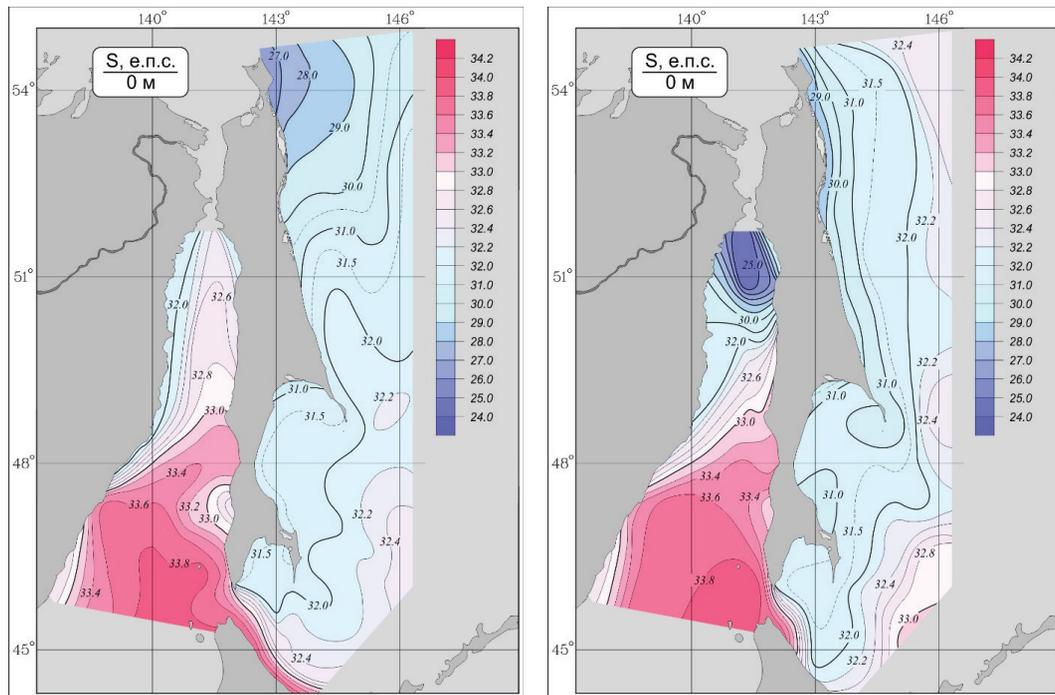


Рис. 6. Распределение средних многолетних значений солёности воды на поверхности в августе (слева) и ноябре (справа) [Пищальник, Бобков, 2000]

Fig. 6. Climatic distribution of salinity at the sea surface in August (left) and November (right) (from: Пищальник, Бобков, 2000)

Объем стока в низовьях Амура существенно зависит не только от величины, но и от времени прохождения последнего осеннего паводка. Наглядным примером являются катастрофические наводнения 1959 и 1960 гг. Так, при незначительном различии в высоте паводков продолжительность первого была в два раза больше, чем второго, и закончился он на полтора месяца позднее — в третьей декаде ноября*. Солёность воды наряду с температурой является одним из определяющих факторов льдообразования. Позднее завершение паводка в 1959 г. обусловило поступление большего объема пресных вод в пролив, чем это было осенью 1960 г. При этом несмотря на то, что зимний сезон 1960/61 г. был холоднее предыдущего (сумма градусо-дней мороза на ГМС Александровск-Сахалинский составляла соответственно 2042 и 1698), именно в сезон 1959/60 г. наблюдался максимум ледовитости — 51,2 %, а в сезон 1960/61 г. ее значения составили 34,0 %. Необходимо также отметить, что следствием зарегулированности стока является не только уменьшение колебаний максимальных уровней воды при паводках, но и существенное повышение уровня воды в зимнюю межень. Последнее способствует дополнительному распреснению поверхностных вод пролива в период с января по март [Ким, 2005]. Считаем, что данная гипотеза требует детального изучения.

* Ресурсы... (1970).

Выводы

На основе анализа вариаций многолетних колебаний сезонной ледовитости Татарского пролива и Охотского моря установлено, что долгопериодные тренды ледовитости не синхронизированы между собой. Это обусловлено различиями географического положения, генезиса льдообразования и морфометрией рассматриваемых акваторий, а также, на наш взгляд, зарегулированностью стока р. Амур.

Начиная с 1985 г. в исследуемых акваториях наблюдается синфазность вариаций ледовитости и их экстремумов. В Татарском проливе понижение ледовитости в современный период потепления началось на пять лет позднее, чем это явление было зафиксировано в Охотском море.

Размах колебаний средней сезонной ледовитости за исследуемый период составил 42,1 %. Максимальное ее значение наблюдалось в 1951 г., а минимальное — в 1991 г. (соответственно 55,6 и 13,5 %). Общий линейный тренд понижения ледовитости за 137 лет составил 8,8 % со средней величиной ледовитости 33,8 %.

Повторяемость типов зим по аномальности сезонных значений ледовитости находится в хорошем соответствии с распределением Гаусса и не зависит от направленности тенденций изменения ледовитости в Татарском проливе.

Финансирование

Результаты настоящего исследования были получены в рамках выполнения государственного задания Минобрнауки России (номер для публикаций: 5.9510.2017/8.9).

Список литературы

Болгов М.В., Коробкина Е.А., Осипова Н.В., Филиппова И.А. Анализ многолетней изменчивости и оценка максимальных уровней воды в условиях увеличившейся антропогенной нагрузки на примере р. Амур // Метеорол. и гидрол. — 2016. — № 8. — С. 80–89.

Гирс А.А., Кондратович К.В. Методы долгосрочных прогнозов погоды : учеб. пособие. — Л. : Гидрометеиздат, 1978. — 344 с.

Дорофеева Д.В., Пищальник В.М., Минервин И.Г. и др. Анализ изменчивости векового ряда ледовитости Татарского пролива на основе спутниковых и гидрометеорологических наблюдений с применением ГИС-технологий // ИнтерКарто/ИнтерГИС : мат-лы Междунар. конф. — Петрозаводск : КарНЦ РАН, 2018. — Т. 24, ч. 2. — С. 46–54. DOI: 10.24057/2414-9179-2018-1-24-46-54.

Ким В.И. Влияние антропогенных факторов на гидрологический режим Нижнего Амура : автореф. дис. ... канд. геогр. наук. — Хабаровск : ДВО РАН, 2005. — 23 с.

Крындин А.Н. Сезонные и межгодовые изменения ледовитости и положения кромки льда на дальневосточных морях в связи с особенностями атмосферной циркуляции // Тр. ГОИН. — 1964. — Вып. 71. — С. 5–80.

Пищальник В.М., Архипкин В.С., Юрасов Г.И., Ермоленко С.С. Сезонные вариации циркуляции вод в прибрежных районах о. Сахалин // Метеорол. и гидрол. — 2003. — № 5. — С. 87–95.

Пищальник В.М., Бобков А.О. Океанографический атлас шельфовой зоны острова Сахалин. Ч. 2. — Южно-Сахалинск : СахГУ, 2000. — 108 с.

Пищальник В.М., Минервин И.Г., Романюк В.А. Анализ изменений ледового режима в отдельных районах Охотского моря в период потепления // Вестн. РАН. — 2017. — Т. 87, № 5. — С. 429–440. DOI: 10.7868/S0869587317050024.

Пищальник В.М., Романюк В.А., Минервин И.Г., Батухтина А.С. Анализ динамики аномалий ледовитости Охотского моря в период с 1882 по 2015 г. // Изв. ТИНРО. — 2016. — Т. 185. — С. 228–239.

Плотников В.В., Четырбоцкий А.Н., Гордейчук Т.В. Оценка состояния ледяного покрова Японского моря // Метеорол. и гидрол. — 2010. — № 3 — С. 46–55.

Спичкин В.А. Определение критерия крупной аномалии // Тр. ААНИИ. — 1987. — Т. 402. — С. 15–20.

Шумилов И.В., Романюк В.А., Пищальник В.М. Восстановление ряда ледовитости Татарского пролива за период с 1882 по 1928 г. // Уч. зап. СахГУ. — 2017. — Вып. 13/14/2016/2017. — С. 55–59.

Якунин Л.П., Плотников В.В., Петров А.Г. Ледовые условия // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 8 : Японское море; вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — СПб. : Гидрометеоздат, 2003. — С. 347–394.

References

Bolgov, M.V., Korobkina, E.A., Osipova, N.V., and Filippova, I.A., The analysis of long-term variability and estimation of the maximum water levels under conditions of high anthropogenic impact for the Amur River, *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2016, vol. 41, no. 8, pp. 588–584.

Girs, A.A. and Kondratovich, K.V., *Metody dolgosrochnykh prognozov pogody* (Methods of Long-Term Weather Forecasts), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1978.

Dorofeeva, D.V., Pishchalnik, V.M., Minervin, I.G., Pastyhova, D.V., and Shumilov, I.V., Variability analysis of the centurial ice cover series of Tatar Strait on the basis of satellite and hydrometeorological observations using GIS technologies, in *Mater. Mezhdunar. konf. "InterKarto/InterGIS"* (Proc. Int. Conf. "InterCarto/InterGIS"), Petrozavodsk: Karel. Nauchn. Tsentr, Ross. Akad. Nauk, 2018, vol. 24, part 2, pp. 46–54. doi 10.24057/2414-9179-2018-1-24-46-54

Kim, V.I., The influence of anthropogenic factors on the hydrological regime of the Lower Amur, *Extended Abstract of Cand. Sci. (Geogr.) Dissertation*, Khabarovsk: Inst. Vodn. Ekol. Probl., Dal'nevost. Otd. Ross. Akad. Nauk, 2005.

Kryndin, A.N., Seasonal and inter-annual changes in the ice cover and the position of the ice edge on the Far Eastern seas due to the peculiarities of the atmospheric circulation, *Tr. Gos. Okeanogr. Inst.*, 1964, vol. 71, pp. 5–80.

Pishchal'nik, V.M., Arkhipkin, V.S., Yurasov, G.I., and Ermolenko, S.S., Seasonal variations of water circulation in the coastal regions of Sakhalin, *Meteorol. Gidrol.*, 2003, no. 5, pp. 87–95.

Pishchalnik, V.M. and Bobkov, A.O., *Okeanograficheskii atlas shel'fovoi zony ostrova Sakhalin* (Oceanographic Atlas of the Sakhalin Shelf), Yuzhno-Sakhalinsk: Sakhalin. Gos. Univ., 2000, part II.

Pishchal'nik, V.M., Minervin, I.G., and Romanyuk, V.A., Analysis of variations in the ice regime in individual regions of the Sea of Okhotsk during the warming period, *Herald Russ. Acad. Sci.*, 2017, vol. 87, no. 3, pp. 237–248. doi 10.1134/S1019331617030042

Pishchalnik, V.M., Romanyuk, V.A., Minervin, I.G., and Batukhtina, A.S., Analysis of dynamics for anomalies of the ice cover in the Okhotsk Sea in the period from 1882 to 2015, *Izv. Tikhookean. Nauchno-Issled. Inst. Rybn. Khoz. Okeanogr.*, 2016, vol. 185, pp. 228–239.

Plotnikov, V.V., Chetyrbotskii, A.N., and Gordeichuk, T.V., Estimation of the state of ice cover in the Sea of Japan, *Russ. Meteorol. Hydrol.*, 2010, vol. 35, no. 3, pp. 190–196.

Spichkin, V.A., Large anomaly criterion determination, *Tr. Arkt. Antarkt. Nauchno-Issled. Inst.*, 1987, vol. 402, pp. 15–20.

Shumilov, I.V., Romanyuk, V.A., and Pishchalnik, V.M., Restoration of a series of ice covers of the Tatar Strait for the period from 1882 to 1928, *Uch. Zap. Sakhalin. Gos. Univ.*, Yuzhno-Sakhalinsk: Sakhalin. Gos. Univ., 2017, no. 13/14/2016/2017, pp. 55–59.

Yakunin, L.P., Plotnikov, V.V., and Petrov, A.G., Ice conditions, in *Gidrometeorologiya i gidrokhimiya morei. T. 8. Japonskoe more* (Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas, vol. 8: Sea of Japan), St. Petersburg: Gidrometeoizdat, 2003, no. 1, pp. 347–394.

Pishchalnik, V.M., Bobkov, A.O., and Romanyuk, V.A., Software system for the calculation of the ice cover area in the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan according to the remote sensing data of COD "LYOD". Certificate of state registration of computer programs no. 2015660472, October 1, 2015.

Resursy poverkhnostnykh vod SSSR: Gidrologicheskaya izuchennost'. T. 18: Dal'nii Vostok. Vyp. 2: Nizhnii Amur (Surface Water Resources of the USSR: Knowledge of Hydrology, vol. 18: Far East, no. 2: Lower Amur), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1970.

Поступила в редакцию 08.11.2018 г.

После доработки 24.12.2018 г.

Принята к публикации 15.01.2019 г.