© Шумилов И. В., 2026, Океанологические исследования, 2026, Том 54, № 2, С. 22–42

УДК 551.326.7 DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2026.54(2).2

ВЗАИМОСВЯЗЬ ЛЕДОВИТОСТИ ОХОТСКОГО МОРЯ С ОСЕННЕЙ ТЕМПЕРАТУРОЙ ПОВЕРХНОСТИ ВОДЫ ЗАПАДНО-КАМЧАТСКОГО ТЕЧЕНИЯ

И. В. Шумилов[1,2]

[1] *Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН,*
Россия, 693022, Южно-Сахалинск, ул. Науки, д. 1Б,
e-mail: i.shumilov@imgg.ru;
[2] *ФГБОУ ВО Сахалинский государственный университет,*
Россия, 693000, Южно-Сахалинск, ул. Ленина, д. 290,
e-mail: shumilov_iv@sakhgu.ru

Выполнен анализ взаимосвязи осенней (октябрь–ноябрь) температуры поверхности воды в области Западно-Камчатского течения на основе данных ERA5 с основными характеристиками ледового режима, вычисленными на основе данных Японского метеорологического агентства (JMA): среднесезонной ледовитостью, сезонным максимумом, ледовитостью фаз развития и разрушения ледяного покрова. Пространственный анализ корреляционных связей позволил выделить ключевые зоны влияния Западно-Камчатского течения, в пределах которых наблюдаются максимальные значения статистической связи температуры поверхности воды с ледовитостью. Показано, что между осенней температурой поверхности воды в этих зонах и последующим развитием ледяного покрова существует устойчивая обратная зависимость. Коэффициенты детерминации для различных характеристик ледового сезона составляют $R^2 \approx 0.19–0.28$. Наиболее тесная связь выявлена для среднесезонной ледовитости (декабрь–май): повышение температуры поверхности воды на 1 °C сопровождается уменьшением средней площади ледяного покрова примерно на 100–135 тыс. км². Выявлена выраженная пространственная неоднородность чувствительности ледяного покрова к осенним термическим условиям: наиболее сильная связь наблюдается в северо-восточной части моря – одном из основных районов формирования льда. Полученные результаты подтверждают важную роль системы Западно-Камчатского течения в формировании межгодовой изменчивости ледового режима и указывают на перспективность использования показателей осенней температуры поверхности воды в качестве одного из предикторов для долгосрочного прогноза внутрисезонной ледовитости Охотского моря.

Ключевые слова: Охотское море, ледяной покров, ледовитость, температура поверхности воды, Западно-Камчатское течение, пространственно-временной анализ, предикторы ледовитости

Введение

В северо-западном и северо-восточном регионах Охотского моря процесс устойчивого ледообразования начинается в ноябре (рисунок 1, слева). Формирование льда происходит при соблюдении условий: наличия устойчивой отрицательной температуры воздуха; снижения температуры поверхностного слоя морской воды до диапазона значений –1.6…–1.8 °C. Среднесезонная ледовитость северо-западного региона зависит от

преобладающего типа атмосферной циркуляции и температуры воздуха, поступающего из района полюса холода Северного полушария. Северо-восточный регион – второй по значимости центр генерации льда. Формирующийся в нем локальный ледяной покров развивается относительно самостоятельно, и его льды практически не попадают в северо-западный и южный регионы (Pishchalnik et al., 2013; Минервин и др., 2015; Романюк, 2019). Становление зимнего муссона, сопровождающееся преобладанием северо-западных, северных и северо-восточных ветров, является основной причиной генерального дрейфа ледяного покрова в южном направлении (Плотников и др., 1998; Enomoto et al., 2003). В течение ледового сезона в Охотском море наблюдается постепенное смещение кромки ледяного покрова с севера на юг за счет процессов непрерывного ледообразования и дрейфа льда. После смены муссона смещение кромки происходит в обратном направлении – с юга на север (Pishchalnik et al., 2013).

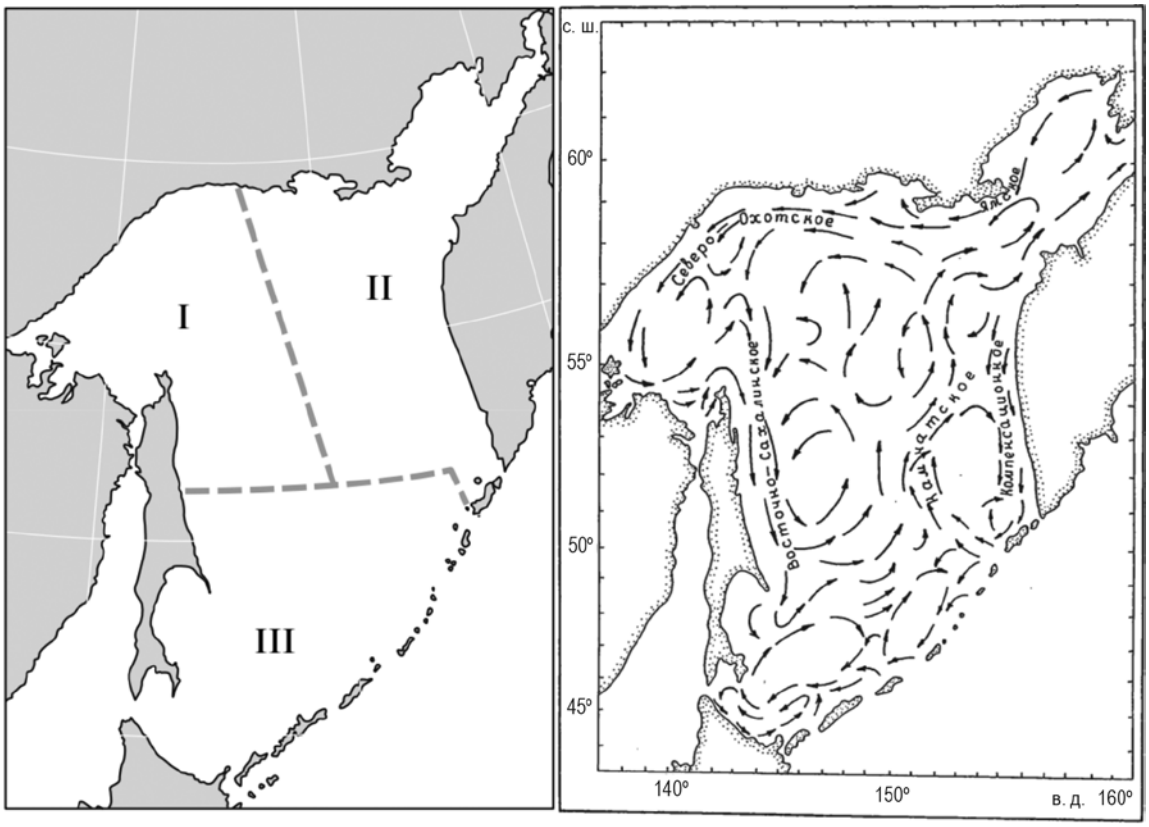


Рис. 1 – Схема районирования Охотского моря (слева) с делением северо-западный (I), северо-восточный (II) и южный (III) регионы (Минервин и др., 2015) и генеральная схема течений (справа) (Лучин, 1998)

Океанические течения – один из ключевых факторов формирования гидрологического режима Охотского моря, влияющий на распределение термохалинных и гидрохимических характеристик. Современные представления о течениях Охотского моря подготовлены главным образом на основе расчетных методов по данным измерений температуры и солености (Чернявский, 1981; Лучин, 1987, 1998; Верхунов, 1997; Дарницкий, Лучин, 1997; Фигуркин, 1997; Жигалов, 2012; Дубина и др., 2012).

Главной особенностью циркуляционной системы Охотского моря является общее циклоническое движение вод вдоль границ всего бассейна (Лучин, 1998) (рисунок 1, справа). В восточной части акватории важной частью общего круговорота является Западно-Камчатское течение (ЗКТ), которое обозначено на схеме (рисунок 1, справа) как Камчатское. Вдоль берега западной Камчатки в исследованиях также выделяют непостоянное Компенсационное течение южного направления (Помазанова, 1970; Чернявский, 1981; Лучин, 1987, 1998; Фигуркин, 1997; Самко и др., 2004). Циркуляция вод восточной части моря варьирует от сезона к сезону. В частности, это отражается в повышении скорости течений в осенний период и достижении максимумов зимой (Лучин, 1998; Жигалов, 2012). В холодный период у западного прибрежья Камчатки в основном проходят течения южного и юго-западного направлений. На фоне региональной циркуляции циклонического характера на поверхности моря наблюдаются квазистационарные вихри и меандры течений. При этом часть вод Западно-Камчатского течения, отклоняясь от прибрежной зоны, может участвовать в формировании Срединного течения, поддерживающего центральную циклоническую циркуляцию моря (Лучин, 1998; Дубина и др., 2012; Коломейцев, 2020).

В исследованиях В. В. Коломейцева (2020) подтверждена зависимость температуры поверхности Охотского моря от изменчивости потока ЗКТ. В частности, показаны значимые связи между потоком ЗКТ и температурой поверхности моря (ТПМ) для зимних месяцев. Подтверждена значимая связь между потоком ЗКТ и ледовитостью восточной части Охотского моря в марте.

Целью данного исследования является установление и количественная оценка взаимосвязи показателей ТПМ в зоне ЗКТ с ледовым режимом Охотского моря в целом и его отдельных регионов, а также обоснование возможности использования ТПМ в качестве предиктора внутрисезонного хода ледовитости и ограничивающего фактора развития ледяного покрова – как для ледового сезона в целом, так и для его отдельных фаз.

Материал и методы исследования

В качестве основного источника информации о ледяном покрове использовались публикуемые в открытом доступе карты-схемы сплоченности морского льда Японского метеорологического агентства (JMA) (www.data.jma.go.jp). Архивы JMA представлены в виде коллекций пентадных карт-схем с разрешением 512×512 пикселей. Области, покрытые льдом, обозначаются в 4-х цветовых градациях, отражающих уровень сплоченности ледяного покрова согласно номенклатуре морских льдов (WMO, 2014). В качестве основного рассматриваемого многолетнего периода использованы ледовые сезоны 1979–2025 гг. Начиная с 1979 года, данные спутниковых наблюдений за ледяным покровом представлены непрерывно и с постоянной дискретностью (Parkinson et al., 1987; Kwok, Cunningham, 2015). Обработка исходных данных и вычисление значений площади ледяного покрова осуществлялись с помощью разработанного программного обеспечения “Ice Data Processing” (Шумилов и др., 2023).

Основным источником данных ТПМ являются результаты модели реанализа ERA5 (Copernicus Climate Change Service) Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (ECMWF) (www.ecmwf.int). Данные доступны с 1950 г. и имеют глобальное покрытие всех регионов Земли, представлены в высоком пространственном разрешении (0.25°) и подготавливаются с применением современных методов ассимиляции данных. Более качественное соответствие мезомасштабным процессам, по сравнению с ранними глобальными реанализами, такими, как ERAInterim, JRA55 и NCEP/NCAR, подтверждается валидационными исследованиями (Hersbach et al., 2020). В качестве дополнительного источника использовались данные GHRSST (www.ncei.noaa.gov), представляющие ежедневный анализ ТПМ в глобальном масштабе, выполненный методом оптимальной интерполяции с применением спутниковых данных AVHRR и с учетом маски ледяного покрова при шаге пространственной сетки 0.25°. Обработка данных ТПМ осуществлялась с помощью разработанного программного обеспечения “NetCDF Processing” (Шумилов и др., 2024a).

Для сопоставления с ледовыми показателями сезона вычислялись соответствующие им предсезонные осенние значения ТПМ (°C), осредненные отдельно за октябрь и ноябрь. Значения ТПМ октября отражают накопленный летний тепловой запас, а ТПМ ноября – предзимнее состояние верхнего слоя воды. Данные месяцы были выбраны с целью выявления и анализа предсезонных предикторов ледовых процессов, а также ввиду характерных для осеннего периода минимальных значений ледовитости, что минимизирует влияние ледяного покрова на корректность интерпретации значений ТПМ по спутниковым данным и данным реанализа.

При анализе внутрисезонный ход ледовитости Охотского моря был разделен на две основные фазы – фазу развития (декабрь – 5 марта) и фазу разрушения (10 марта – май). Пограничная дата (5 марта) вычислена как математическое ожидание периода наступления сезонного максимума для современной климатической нормы (Шумилов и др., 2024b). При формировании многолетних рядов ледовитости Охотского моря и его отдельных регионов среднесезонный показатель ледовитости вычислялся как среднее значение площади льда за период с декабря по май. Показатель сезонного максимума определялся как максимальное значение площади льда за сезон. Вычисление ледовитости производилось с учетом районирования Охотского моря по ледово-географическим признакам с разделением акватории на северо-западный, северо-восточный и южный регионы (Pishchalnik et al., 2013; Минервин и др., 2015; Романюк, 2019) (рисунок 1, слева).

При вычислении полей корреляции и подготовке корреляционных карт взаимосвязей между рядами площади ледяного покрова и пространственными показателями ТПМ использовались разработанные Python-скрипты с применением программных библиотек geopandas, numpy, xarray и rioxarray. Матрицы геопривязанных значений коэффициентов корреляций формировались в виде netCDF-файлов. Визуализация корреляционных карт осуществлялась с применением открытого программного обеспечения QGIS (https://qgis.org).

При сравнительном анализе межгодовой изменчивости ТПМ и показателей ледовитости использовались стандартизированные аномалии, которые рассчитывались по формуле:

$$z_i = \frac{x_i - \overline{x}}{\sigma},$$

где z_i – стандартизированная аномалия показателя в i-й год; x_i – значение показателя в i-й год; $\overline{x}$ – среднее значение показателя за рассматриваемый период; σ – среднеквадратическое отклонение показателя.

Результаты исследования

Для оценки взаимосвязи показателей ТПМ с интегральными характеристиками ледового сезона был выполнен предварительный сравнительный анализ наборов данных ERA5 и GHRSST. Учитывались среднемесячные значения ТПМ по акватории Охотского моря и его отдельным регионам. Ввиду наличия пропусков в осенних данных GHRSST, начиная с 2024 года, рассматривался смежный для обоих наборов данных период 1981–2023 гг.

В целом по акватории Охотского моря систематического смещения значений между продуктами практически нет (Bias = –0.02 °C), что свидетельствует об отсутствии устойчивого температурного сдвига одного источника относительно другого. Для отдельных районов величина |Bias| не превышает 0.11 °C. Среднеквадратическая ошибка изменяется от 0.29 °C (южный регион) до 0.52 °C (северо-запад), при этом для всей акватории составляет 0.30 °C. Коэффициент корреляции между рядами среднемесячных значений составляет 0.83–0.93 в зависимости от региона, достигая 0.90 для всей акватории. Это свидетельствует о высокой согласованности наборов данных.

Анализ взаимосвязи средней ТПМ октября и ноября (ERA5) со среднесезонной ледовитостью Охотского моря (декабрь–май) показал наличие областей с повышенными отрицательными коэффициентами корреляции в юго-восточной части моря, находящейся под воздействием ЗКТ. Точки сосредоточены в двух основных зонах: в акватории района средних Курильских островов (в отдельных точках абсолютные значения коэффициентов >0.40 в октябре и >0.45 в ноябре) и в акватории, прилегающей к юго-западному побережью Камчатки (>0.50 в октябре и ноябре) (рисунок 2). Вычисленные коэффициенты корреляции являются значимыми и превосходят по модулю соответствующее критическое значение корреляции Пирсона 0.29 при уровне доверия 95 % для рядов длиной в 47 значений.

Следует отметить наличие высоких положительных значений коэффициентов в ноябре для северо-западной части моря. В этот период на северо-западе начинается активный процесс ледообразования и дрейфа льда в южном и юго-восточном направлениях. Наличие ледяного покрова и его сплоченность может влиять на данные о поверхностной температуре воды в этой акватории, давая сильно варьирующуюся от сезона к сезону ошибку.

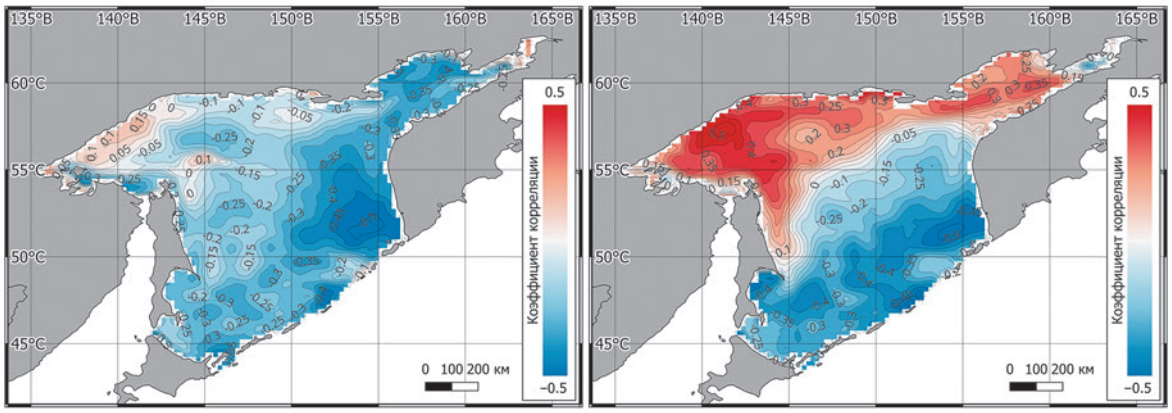


Рис. 2 – Корреляционные карты среднемесячных значений ТПМ (ERA5) в октябре (слева), ноябре (справа) и среднесезонной площади льда Охотского моря (декабрь–май) для периода 1979–2025 гг.

Анализ корреляционных карт взаимосвязей между средней ТПМ октября и ноября и ледовитостью фазы развития (декабрь – 5 марта), ледовитостью фазы разрушения (10 марта – май) и сезонным максимумом (~5 марта) показал наличие аналогичных по пространственной структуре областей с повышенными значениями коэффициентов корреляции в юго-восточной части акватории. В частности, абсолютные значения коэффициентов со средней ТПМ в октябре в отдельных точках для фазы развития ледяного покрова составляют >0.50, для фазы разрушения – >0.55, для сезонного максимума – >0.40 (рисунок 3). Вычисленные коэффициенты являются статистически значимыми и превосходят по модулю соответствующее критическое значение корреляции Пирсона 0.29 при уровне доверия 95 % для рядов длиной в 47 значений.

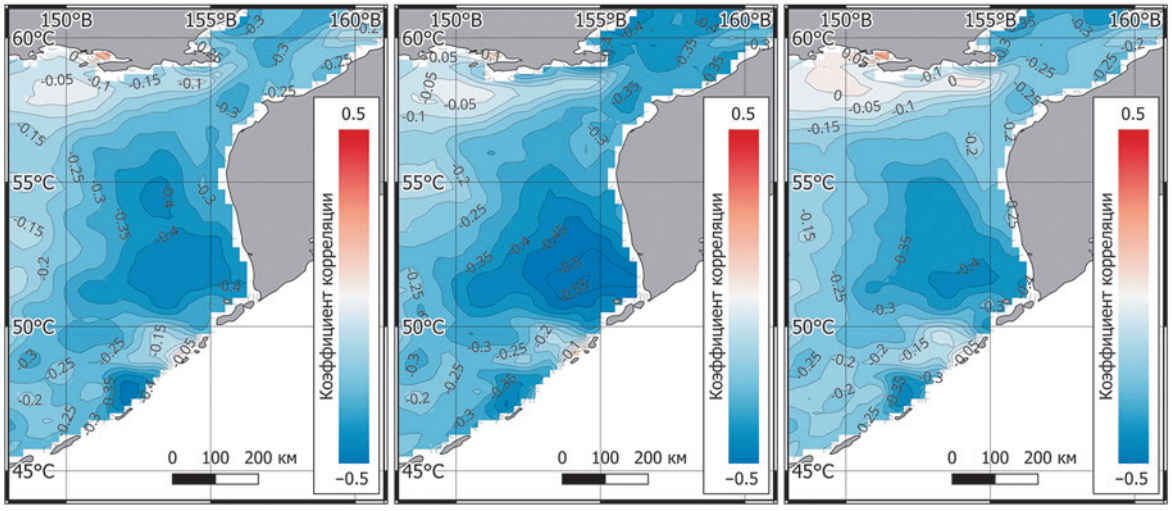


Рис. 3 – Корреляционные карты среднемесячных значений ТПМ (ERA5) в октябре и ледовитости Охотского моря на фазе развития (слева), фазе разрушения (в центре) и максимальной ледовитости (справа) для ледовых сезонов 1979–2025 гг.

Изменчивость осенней ТПМ в районе ЗКТ была сопоставлена с региональными характеристиками ледового режима. Для октября в южном регионе в отдельных точках наблюдаются значимые корреляции ТПМ со всеми основными характеристиками ледовитости: для среднесезонной, максимальной и ледовитости фазы развития коэффициенты по модулю превышают 0.40, а для фазы разрушения – 0.45. В северо-западном регионе значения коэффициентов достигают >0.45 для среднесезонной ледовитости и фазы разрушения. Наиболее высокие коэффициенты зафиксированы в северо-восточном регионе: >0.55 для среднесезонной ледовитости и ледовитости фазы разрушения и >0.45 – для максимальной ледовитости и фазы развития.

Абсолютные значения коэффициентов корреляции интегральных показателей ледового сезона со средней ТПМ в ноябре в отдельных точках для фазы развития ледяного покрова составляют >0.55, для фазы разрушения и сезонного максимума – >0.50 (рисунок 4).

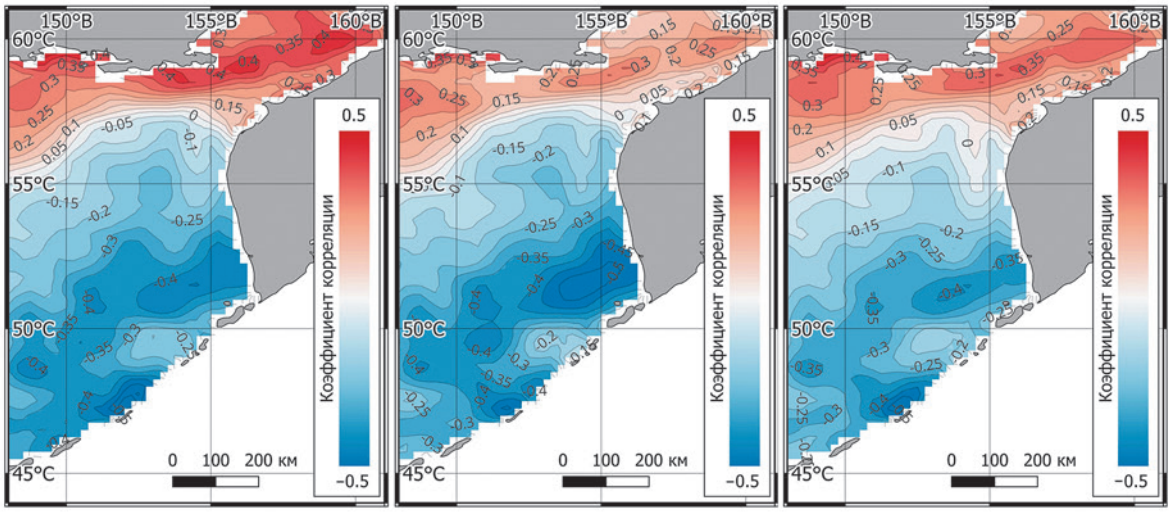


Рис. 4 – Корреляционные карты среднемесячных значений ТПМ (ERA5) в ноябре и ледовитости Охотского моря на фазе развития (слева), фазе разрушения (в центре) и максимальной ледовитости (справа) для ледовых сезонов 1979–2025 гг.

В ноябре наблюдается общее усиление региональных связей. В южном регионе коэффициенты корреляции по модулю превышают 0.55 для среднесезонной ледовитости и 0.50 – для максимальной ледовитости и ледовитости фаз развития и разрушения. В северо-западном регионе коэффициенты составляют >0.55 для среднесезонной ледовитости, >0.50 – для фазы развития и >0.45 – для фазы разрушения. В северо-восточном регионе значения превышают 0.50 для среднесезонной и максимальной ледовитости и 0.45 – для ледовитости фаз развития и разрушения.

Наличие высоких коэффициентов подтверждает влияние температурного режима ЗКТ на ледовый режим Охотского моря, что согласуется с выводами ранних исследований (Коломейцев, 2020). Предсезонные значения ТПМ согласуются с ходом ледовитости как для ледового сезона в целом, так и для его отдельных фаз.

Для оценки воспроизведения термических условий в зоне ЗКТ предварительно было выполнено сравнение среднемесячных значений температуры поверхности моря (ТПМ) по данным ERA5 и GHRSST в двух характерных зонах: WKC-1 и WKC-2 (рисунок 5). Границы этих зон были заданы в виде полигональных объектов на основе результатов анализа пространственных карт корреляции между ТПМ и характеристиками ледового режима Охотского моря. Зона WKC-1, прилегающая к юго-западному побережью Камчатки, соответствует области основной прибрежной струи ЗКТ, тогда как WKC-2 расположена западнее, в акватории вблизи средних Курильских островов.

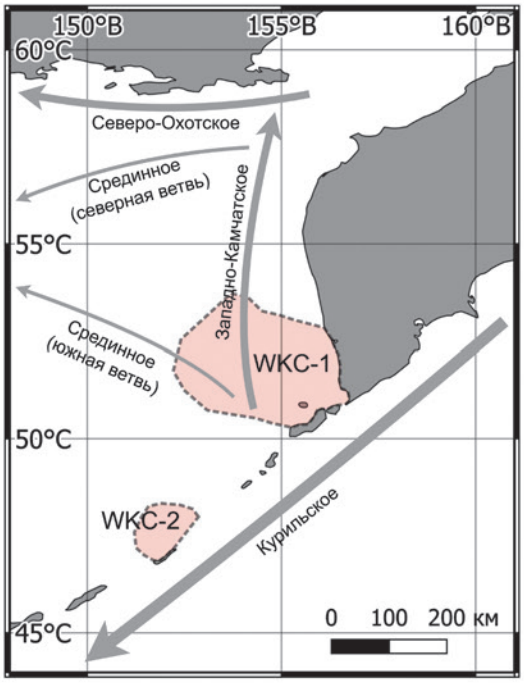


Рис. 5 – Схема расположения зон Западно-Камчатского течения: WKC-1 (акватория, прилегающая к юго-западному побережью Камчатки) и WKC-2 (акватория в районе средних Курильских островов).
Стрелками показаны основные течения (Дубина и др., 2012)

Для района, охватывающего выделенные зоны WKC-1, WKC-2 и область между ними, характерна высокая внутрисезонная изменчивость структуры течений, обусловленная развитием меандров и мезомасштабных вихрей. Согласно существующим представлениям о циркуляции и результатам предыдущих исследований, в данном районе наблюдается частичное отклонение прибрежной струи ЗКТ от континентального склона, сопровождающееся возникновением вихревых структур и ответвлений потока. Эти процессы также связаны с формированием южной ветви Срединного течения, участвующей в поддержании центральной циклонической циркуляции моря (Лучин, 1998; Дубина и др., 2012; Коломейцев, 2020). Вероятно, через данный механизм вариации ТПМ в зонах WKC-1 и WKC-2 оказывают влияние на условия формирования ледяного покрова – в первую очередь в северо-восточном регионе

моря, а также косвенно воздействуя на ледовый режим северо-западного и южного регионов.

Многолетние ряды среднемесячных значений ТПМ за октябрь и ноябрь в зонах WKC-1 и WKC-2 приведены на рисунке 6. В обеих зонах выявлено отрицательное смещение значений ERA5 относительно GHRSST, достигающее –0.30 °C в ноябре (WKC-1). В октябре в зоне WKC-2 величина Bias составляет –0.29 °C. Полученные значения указывают на систематически более низкие температуры в данных реанализа, что может быть связано с более грубым сглаживанием горизонтальных температурных градиентов в зоне интенсивного течения для набора данных ERA5.

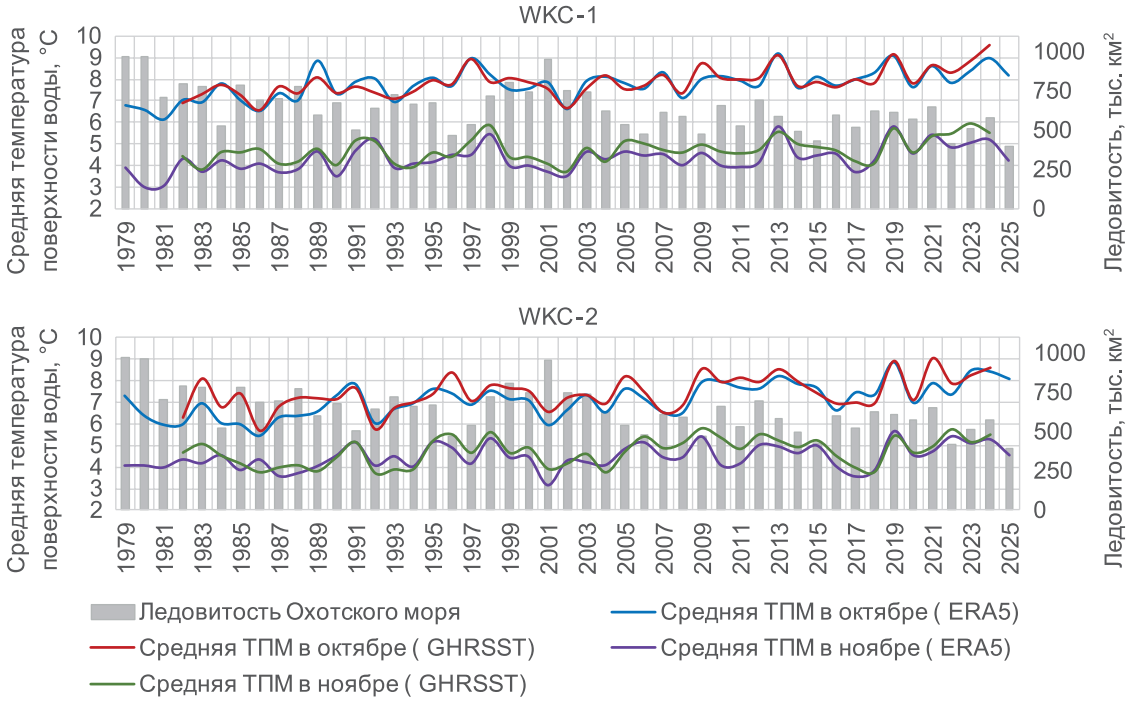


Рис. 6 – Предсезонная средняя ТПМ в зонах WKC-1 и WKC-2, вычисленная на основе данных ERA5 (1978–2024 гг.) и GHRSST (1981–2023 гг.). На дополнительной оси показана среднесезонная ледовитость (декабрь–май) Охотского моря (1979–2025 гг.)

Среднеквадратическая ошибка изменяется в пределах 0.32–0.51 °C, что превышает соответствующие значения для всей акватории Охотского моря, однако остается в допустимых пределах для сопоставления независимых продуктов в районах с выраженной мезомасштабной изменчивостью. Несмотря на наличие смещения, коэффициент корреляции между рядами составляет 0.81–0.88, что свидетельствует о высокой согласованности динамики межгодовой и внутрисезонной изменчивости ТПМ в районе течения. Таким образом, данные ERA5 корректно воспроизводят изменчивость ТПМ в районе ЗКТ, однако демонстрируют умеренное сглаживание абсолютных значений температуры.

Для оценки роли теплового состояния ЗКТ для формирования ледового режима выполнен корреляционный анализ между ТПМ в октябре–ноябре (зоны WKC-1 и WKC-2) и характеристиками ледовитости Охотского моря. Рассматривались среднемесячная

ледовитость (декабрь–май), среднесезонная ледовитость, максимальная ледовитость, а также средние показатели фаз развития и разрушения ледяного покрова. Анализ выполнен как для всей акватории, так и для ее отдельных регионов. Отдельно был проанализирован объединенный показатель WKC-1 и WKC-2, рассчитанный как среднее арифметическое соответствующих величин.

Корреляционный анализ среднемесячных значений ледовитости и предсезонной ТПМ в рассматриваемых зонах ЗКТ показал наличие наиболее устойчивых взаимосвязей для апреля с абсолютными значениями коэффициентов корреляции до 0.55 (Охотское море в целом, объединенный индекс WKC-1 и 2) (рисунок 7). Это говорит о согласованности предсезонной ТПМ системы ЗКТ с фазой разрушения ледяного покрова.

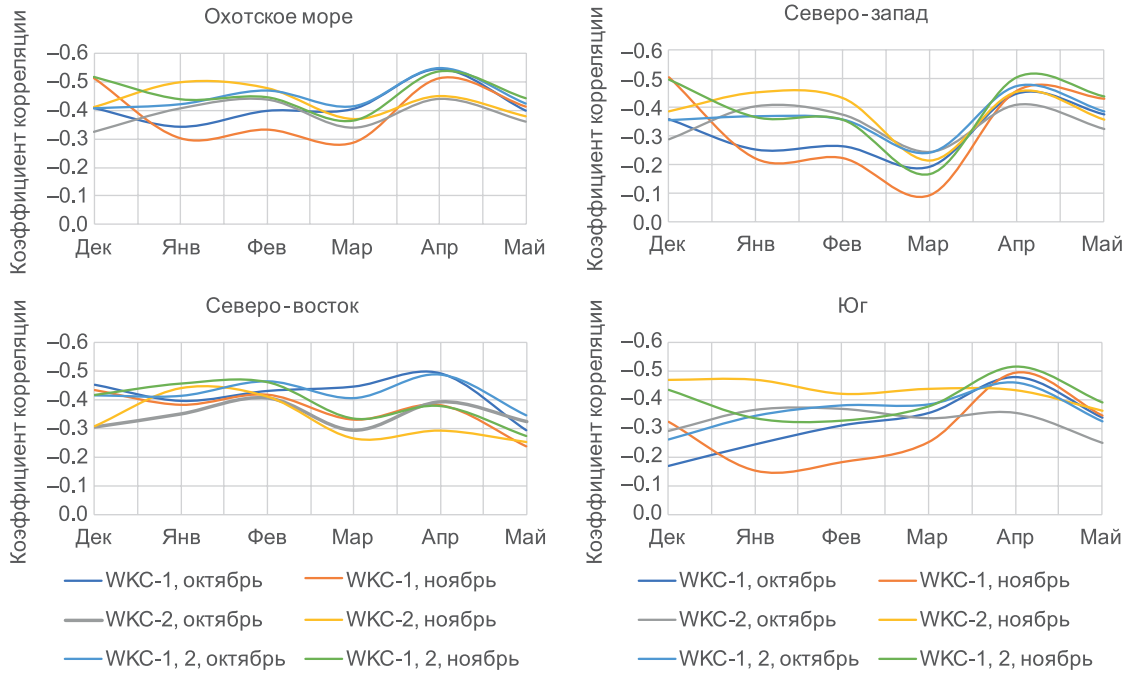


Рис. 7 – Коэффициенты корреляции между предсезонной средней ТПМ (ERA5) октября и ноября в зонах WKC-1 и WKC-2 и среднемесячной ледовитостью Охотского моря в целом и его отдельных регионов для ледовых сезонов 1979–2025 гг.

Менее выраженная связь проявляется для марта (до 0.45 для северо-запада), являющегося сезонным максимумом и переходным периодом между фазами, и мая (до 0.44 для моря в целом и северо-запада), являющегося началом завершающей стадии сезона. Для отдельных показателей выделяются высокие по модулю значения коэффициентов корреляции с осенней ТПМ в первую половину сезона: декабрь (до –0.51); январь (до –0.50); февраль (до –0.48).

Корреляционный анализ ледовитости фаз развития и разрушения, среднесезонной и максимальной ледовитости во всех рассмотренных случаях показал наличие устойчивой отрицательной корреляции (до –0.53), что отражает физический механизм: повышение ТПМ в зоне притока тихоокеанских вод осенью сопровождается снижением ледовитости в течение последующего зимне-весеннего периода (таблица 1).

Табл. 1 – Коэффициенты корреляции между средней ТПМ (ERA5) октября и ноября в зонах WKC-1, WKC-2 и ледовитостью Охотского моря в целом и его отдельных регионов для ледовых сезонов 1979–2025 гг.

Площадь ледяного покрова		Средняя ТПМ, октябрь			Средняя ТПМ, ноябрь		
		WKC-1	WKC-2	WKC-1, 2	WKC-1	WKC-2	WKC-1, 2
Средне-сезонная	Охотское море	–0.49	–0.46	–0.53	–0.45	–0.51	–0.53
	Северо-запад	–0.42	–0.44	–0.48	–0.44	–0.50	–0.52
	Северо-восток	–0.53	–0.43	–0.53	–0.46	–0.41	–0.49
	Юг	–0.40	–0.39	–0.44	–0.34	–0.50	–0.46
Макси-мальная	Охотское море	–0.40	–0.39	–0.44	–0.33	–0.47	–0.44
	Северо-запад	–0.12	–0.17	–0.17	–0.12	–0.30	–0.23
	Северо-восток	–0.44	–0.41	–0.47	–0.41	–0.44	–0.47
	Юг	–0.37	–0.35	–0.40	–0.25	–0.44	–0.37
Средняя на фазе развития	Охотское море	–0.42	–0.44	–0.48	–0.40	–0.51	–0.50
	Северо-запад	–0.34	–0.40	–0.41	–0.37	–0.48	–0.47
	Северо-восток	–0.46	–0.39	–0.47	–0.44	–0.43	–0.48
	Юг	–0.30	–0.39	–0.39	–0.20	–0.47	–0.37
Средняя на фазе разрушения	Охотское море	–0.51	–0.42	–0.51	–0.45	–0.44	–0.49
	Северо-запад	–0.42	–0.40	–0.45	–0.42	–0.42	–0.46
	Северо-восток	–0.49	–0.38	–0.48	–0.38	–0.31	–0.38
	Юг	–0.44	–0.36	–0.45	–0.41	–0.47	–0.49

В большинстве случаев максимальные по модулю значения коэффициента корреляции достигаются при использовании объединенного индекса по зонам WKC-1 и WKC-2, что указывает на значимую роль интегрального теплового притока для ледовых процессов предстоящего сезона. Наиболее устойчивая и пространственно согласованная связь наблюдается для среднесезонной ледовитости. Для всей акватории коэффициенты корреляции достигают –0.53 при использовании объединенного индекса WKC-1, 2 (для октября и ноября). Наиболее чувствительными к осенней ТПМ в зонах WKC-1 и WKC-2 являются северо-восточный и северо-западный регионы (до –0.53 и –0.52 соответственно), тогда как южный регион демонстрирует несколько меньшую по модулю связь (до –0.50). Это указывает на то, что тепловой сигнал ЗКТ преимущественно влияет на северную часть моря, где происходит основная генерация ледяного покрова. В южном регионе связь проявляется меньше, так как его ледовитость в большей степени зависит от интенсивности дрейфа ледяного покрова из северной части моря.

Связь с максимальной ледовитостью проявляется несколько слабее и более неоднородно по регионам моря (коэффициенты корреляции от –0.12…–0.47). Наименьшая чувствительность отмечается для северо-западного региона – в отдельных случаях коэффициенты корреляции падают до –0.12…–0.23, что, вероятно, обусловлено доминирующей ролью атмосферной циркуляции (действие муссона и северо-западного переноса), а также низкой вариабельностью показателя ледовитости из-за частого полного заполнения акватории региона льдом в период сезонного максимума. В то же время северо-восточный регион и акватория в целом сохраняют умеренную связь (до –0.47) с показателями ТПМ октября и ноября, что свидетельствует о том, что осенний тепловой

фон оказывает влияние на потенциальный максимум площади льда, но не является единственным определяющим фактором сезонного максимума.

Фаза развития демонстрирует одну из наиболее устойчивых связей с ТПМ в зонах WKC-1 и WKC-2 (до –0.51 в ноябре). Это подтверждает, что осенняя изменчивость температурных условий моря, в частности теплозапас верхнего слоя воды, существенно влияют на начальные условия ледообразования – время и скорость начала интенсивного роста льда. Повышенная ТПМ в зоне ЗКТ способствует задержке начала интенсивного ледообразования и снижению интегральной площади льда в первой половине сезона, ограничивая пространственное распределение ледяного покрова. Особенно отчетливо данный эффект проявляется при использовании объединенного индекса по зонам WKC-1 и WKC-2, что подчеркивает роль суммарного теплового притока.

Сила связи показателя ТПМ в зонах WKC-1 и WKC-2 с фазой разрушения ледяного покрова сопоставима со связью для фазы развития (до –0.51 в октябре). Это указывает на интегральный характер осеннего влияния тепловых условий на ход всего ледового сезона. Вероятно, более теплый осенний фон способствует снижению интенсивности ледообразования и дрейфа ледяного покрова в южном направлении, а также его более быстрому таянию на фазе разрушения ледяного покрова.

Зоны WKC-1 и WKC-2 демонстрируют сопоставимые уровни корреляции, однако объединение их в интегральный показатель стабильно усиливает связь на всех фазах сезона и во всех регионах. Это свидетельствует о том, что ледовый режим реагирует на интегральный тепловой приток через звено ЗКТ, являющееся важной частью циркуляционной системы Охотского моря. В ряде случаев октябрьская ТПМ показывает более сильную связь со среднесезонной ледовитостью, тогда как ноябрьская – несколько более устойчивую связь с фазой развития. Это согласуется с физической интерпретацией: октябрь отражает накопленный летний тепловой запас, а ноябрь – предзимнее состояние верхнего слоя воды.

Оценка взаимосвязи между предсезонной ТПМ в зонах ЗКТ (WKC-1 и WKC-2) и показателями ледовитости Охотского моря представлена на диаграммах рассеяния (рисунок 8). На рисунке показаны зависимости между среднемесячными ТПМ в октябре и ноябре и интегральными характеристиками ледового режима: среднесезонной ледовитостью, максимальной ледовитостью, а также средними значениями ледовитости на фазах развития и разрушения ледяного покрова.

Для всех рассмотренных показателей прослеживается устойчивая отрицательная зависимость: увеличение ТПМ в осенний период сопровождается уменьшением площади ледяного покрова в последующем ледовом сезоне. При этом точки, соответствующие октябрьским и ноябрьским значениям температуры, формируют два различающихся по диапазону температурных значений кластера, что отражает сезонное охлаждение поверхностного слоя моря и различие физических условий, характеризующих накопленный летний тепловой запас и предзимнее состояние водной толщи. Несмотря на различие диапазонов температур, для обоих месяцев наблюдается схожая направленность тенденции между температурой воды и площадью льда. Наиболее выраженная связь проявляется для показателей среднесезонной ледовитости и ледовитости фазы развития.

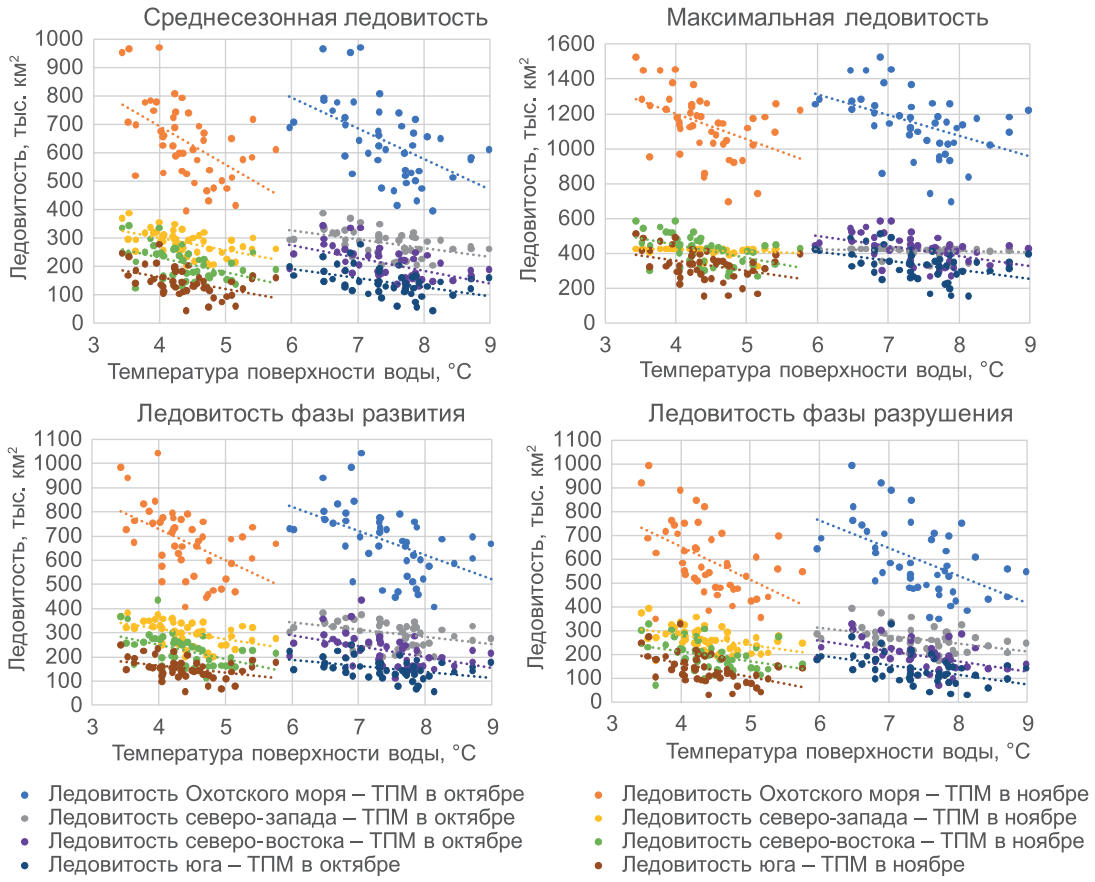


Рис. 8 – Диаграммы рассеяния средней ТПМ (ERA5) октября и ноября по объединенному индексу WKC-1, WKC-2 и показателей ледовитости Охотского моря в целом и его отдельных регионов для ледовых сезонов 1979–2025 гг. Пунктирными линиями показаны графики уравнений регрессии

На рисунке 9 представлены пятилетние скользящие средние стандартизированных аномалий ТПМ в октябре и ноябре (ERA5) для объединенного индекса WKC-1, 2 и аномалий интегральных характеристик ледового сезона для периода 1979–2025 гг. Показатели ТПМ и ледовитости демонстрируют выраженную противофазную изменчивость: промежутки повышенных значений ТПМ в осенний период, как правило, сопровождаются снижением площади ледяного покрова в течение последующего ледового сезона. На фоне общего тренда повышения ТПМ и снижения ледовитости в конце 1990-х – начале 2000-х годов выделяется период повышенных значений ТПМ, сопровождающийся высокими положительным аномалиями ледовитости.

На основе объединенного индекса WKC-1 и WKC-2 октября и ноября был выполнен регрессионный анализ интегральных характеристик ледовитости Охотского моря и его регионов. Уравнения линейной регрессии представлены в таблице 2, их графики – на рисунке 8. Более высокая величина коэффициента наклона уравнений для ноябрьских температур отражает близость этого месяца к периоду начала ледообразования и непосредственное влияние теплового состояния поверхностного слоя воды на последующее развитие ледяного покрова.

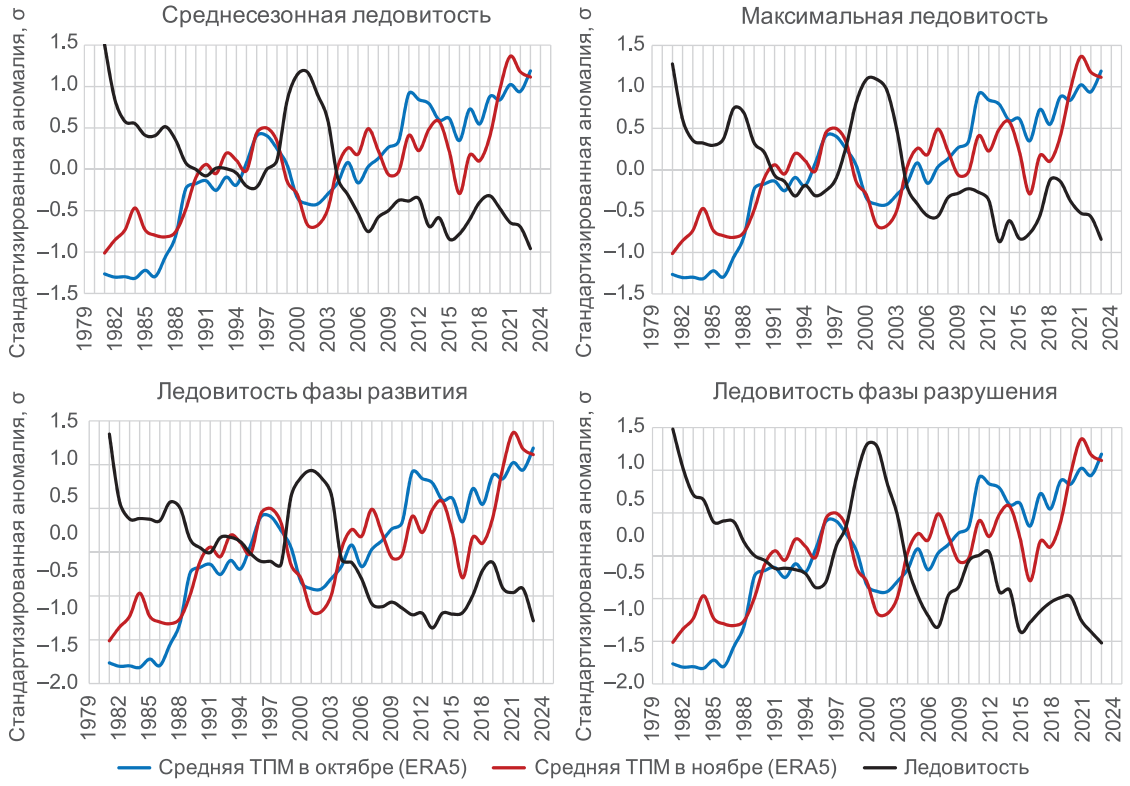


Рис. 9 – Пятилетнее сглаживание рядов стандартизированных аномалий показателей ледовитости Охотского моря в целом и средней ТПМ октября и ноября по объединенному индексу WKC-1, 2 для ледовых сезонов 1979–2025 гг.

Табл. 2 – Уравнения регрессии показателей ледовитости (тыс. км²) Охотского моря и его регионов на основе предсезонной среднемесячной ТПМ в °С (ERA5) октября и ноября в зонах WKC-1 и WKC-2 (ледовые сезоны 1979–2025 гг.). y – показатель ледовитости (тыс. км²), x – среднемесячная температура поверхности воды (°С)

Площадь ледяного покрова		**Уравнение по ТПМ в октябре**	**R^2**	**Уравнение по ТПМ в ноябре**	**R^2**
Средне-сезонная	Охотское море	y = –107.5x + 1438.4	0.279	y = –134.49x + 1232.2	0.279
	Северо-запад	y = –31.25x + 515.7	0.229	y = –42.45x + 470.5	0.270
	Северо-восток	y = –44.28x + 539.8	0.281	y = –50.70x + 434.2	0.235
	Юг	y = –31.98x + 382.9	0.196	y = –41.34x + 327.5	0.210
Макси-мальная	Охотское море	y = –117.29x + 2013.2	0.192	y = –147.10x + 1789.8	0.193
	Северо-запад	y = –6.33x + 462.2	0.028	y = –10.88x + 463.1	0.052
	Северо-восток	y = –59.11x + 856.8	0.221	y = –74.45x + 745.7	0.224
	Юг	y = –51.25x + 715.7	0.163	y = –59.12x + 595.4	0.139
Средняя на фазе раз-вития	Охотское море	y = –99.97x + 1420.8	0.231	y = –130.00x + 1250.8	0.249
	Северо-запад	y = –29.92x + 522.7	0.168	y = –42.75x + 488.7	0.220
	Северо-восток	y = –45.65x + 564.5	0.223	y = –58.28x + 482.1	0.232
	Юг	y = –24.39x + 333.6	0.151	y = –28.97x + 280.0	0.136
Средняя на фазе раз-рушения	Охотское море	y = –115.92x + 1458.1	0.264	y = –139.51x + 1211.5	0.244
	Северо-запад	y = –32.72x + 507.8	0.204	y = –42.11x + 450.2	0.216
	Северо-восток	y = –42.74x + 512.2	0.233	y = –42.23x + 380.7	0.146
	Юг	y = –40.45x + 438.1	0.200	y = –55.17x + 380.6	0.238

Коэффициент детерминации для зависимостей среднесезонной ледовитости Охотского моря в целом, построенных по данным ТПМ октября и ноября, составляет $R^2 \approx 0.28$. Полученные коэффициенты наклона уравнений регрессии показывают, что повышение ТПМ на 1 °С сопровождается уменьшением среднесезонной площади льда примерно на 100–135 тыс. км².

Для максимальной ледовитости коэффициент детерминации составляет $R^2 \approx 0.19$, что указывает на заметную, хотя и более слабую по сравнению со среднесезонной характеристикой, связь. Оценки коэффициентов наклона показывают, что повышение ТПМ на 1 °С сопровождается уменьшением максимальной площади льда примерно на 115–147 тыс. км².

Для ледовитости на фазе развития коэффициенты детерминации составляют $R^2 \approx 0.23$ и $R^2 \approx 0.25$ для октября и ноября соответственно. При этом повышение ТПМ на 1 °С сопровождается уменьшением площади ледяного покрова на данной фазе примерно на 100–130 тыс. км².

Для фазы разрушения коэффициенты детерминации составляют $R^2 \approx 0.26$ и $R^2 \approx 0.24$ соответственно, а увеличение ТПМ на 1 °С приводит к снижению площади льда примерно на 116–140 тыс. км².

В целом наиболее выраженная связь между интегральными характеристиками ледового сезона и ТПМ наблюдается в северо-восточном регионе моря, тогда как в северо-западном и южном она выражена слабее.

Для северо-западного региона зависимость максимальной ледовитости от ТПМ выражена меньше всего, что, вероятно, связано с частым полным заполнением акватории льдом в период сезонного максимума и, как следствие, снижением вариабельности показателя максимума ледовитости. В южном регионе более слабые зависимости, вероятно, обусловлены более значимой ролью динамических процессов, в частности переносом льда из северной части моря под воздействием муссона.

Заключение

Полученные результаты показывают, что предсезонная температура поверхности воды (октябрь–ноябрь) в выделенных зонах влияния Западно-Камчатского течения является значимым фактором формирования ледового режима Охотского моря. Наиболее выраженное влияние осеннего теплового состояния акватории проявляется для среднесезонной ледовитости, что подчеркивает значимость предзимних термических условий для последующего хода всего ледового сезона. Результаты пространственного анализа показали выраженную региональную неоднородность отклика ледяного покрова на изменения осенней температуры поверхности воды Западно-Камчатского течения.

Основные выводы исследования:

1. Анализ пространственного распределения корреляционных связей температуры поверхности воды с показателями ледового режима позволил выделить две ключевые зоны, характеризующие влияние Западно-Камчатского течения на внутрисезонную

изменчивость ледовитости Охотского моря: акватория, прилегающая к юго-западному побережью Камчатки, и акватория в районе средних Курильских островов.

2. Установлена устойчивая обратная связь между температурой поверхности воды в выделенных зонах Западно-Камчатского течения в осенний период (октябрь–ноябрь) и последующим развитием ледяного покрова Охотского моря (декабрь–май). Коэффициенты детерминации для различных характеристик ледового сезона (максимальная, среднесезонная ледовитость, ледовитость фаз развития и разрушения ледяного покрова) составляют $R^2 \approx 0.19–0.28$, что свидетельствует о заметной роли осенних термических условий в формировании межгодовой изменчивости ледового режима.

3. Наиболее выраженная взаимосвязь выявлена между температурой поверхности воды в выделенных зонах Западно-Камчатского течения и среднесезонной ледовитостью Охотского моря (декабрь–май). Повышение температуры в указанных зонах на 1 °C сопровождается сокращением площади ледяного покрова на 100–135 тыс. км², что отражает существенное влияние осеннего теплового состояния верхнего слоя моря на ледообразование и последующую эволюцию ледяного покрова.

4. Пространственный анализ выявил выраженную региональную неоднородность связи между температурой поверхности воды в выделенных зонах Западно-Камчатского течения и ледовитостью. Наиболее выраженная зависимость наблюдается для северо-восточного региона моря, являющегося одним из основных центров формирования ледяного покрова (до $R^2 \approx 0.28$). В южном (до $R^2 \approx 0.24$) и северо-западном (до $R^2 \approx 0.27$) регионах влияние осеннего теплового состояния акватории выражено несколько слабее.

5. Полученные результаты подтверждают важную роль системы Западно-Камчатского течения как источника теплового воздействия, влияющего на условия формирования ледяного покрова Охотского моря в течение всего ледового сезона, и указывают на перспективность использования осенних характеристик температуры поверхности воды в зонах его влияния в качестве одного из предикторов при разработке долгосрочных методов прогноза внутрисезонной ледовитости.

Благодарности. Исследование выполнялось и финансировалось в рамках государственного задания Института морской геологии и геофизики ДВО РАН (FWWM–2024–0002) и государственного задания Сахалинского государственного университета «Создание научных основ управления процессами поглощения и накопления углерода биоморфолитосистемами прибрежно-морских водно-болотных угодий и прилегающих морских акваторий (FEFF–2024–0004)».

Список литературы

1. *Верхунов А. В.* Развитие представлений о крупномасштабной циркуляции Охотского моря. В кн.: Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. М.: ВНИРО, 1997. С. 8–19. EDN: YMWIDP
2. *Дарницкий В. Б., Лучин В. А.* Особенности горизонтальной структуры климатических течений Охотского моря с месячной дискретностью // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. М.: ВНИРО, 1997. С. 19–25. EDN: YNAQGF

3. *Дубина В. А., Файман П. А., Жабин И. А., Пономарев В. И., Кузлякина Ю. А.* Течения Охотского моря по спутниковым данным и результатам численного моделирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2012. Т. 9. № 1. С. 206–212. EDN: OYFFSX
4. *Жигалов И. А.* Сезонная и межгодовая изменчивость геострофических течений в районе западной Камчатки // Изв. ТИНРО. 2012. Т. 169. С. 94–99. EDN: PBUNZF
5. *Коломейцев В. В.* Изменчивость Западно-Камчатского течения зимой 1994–2019 гг. по альтиметрическим данным // Изв. ТИНРО. 2020. Т. 200. № 2. С. 412–426. EDN: FKCKZQ. https://doi.org/10.26428/1606–9919–2020–200–412–426
6. *Лучин В. А.* Непериодические течения // Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 9: Охотское море. Вып. 1: Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. С. 233–256. https://www.geokniga.org/books/11021
7. *Лучин В. А.* Циркуляция вод Охотского моря и особенности ее внутригодовой изменчивости по результатам диагностических расчётов // Тр. ДВНИГМИ. 1987. Вып. 36. С. 3–13. EDN: VPXBBX
8. *Минервин И. Г., Романюк В. А., Пищальник В. М., Трусков П. А., Покрашенко С. А.* Районирование ледяного покрова Охотского и Японского морей // Вестник Российской академии наук. 2015. Т. 85. № 3. С. 209–217. EDN: TLOXRP. https://doi.org/10.7868/S0869587315010119
9. *Плотников В. В., Якунин Л. П., Петров А. Г.* Ледовые условия и методы их прогнозирования // Проект «Моря». Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 9: Охотское море. Вып. 1. СПб.: Гидрометеоиздат, 1998. С. 291–340.
10. *Помазанова Н. П.* Поверхностные течения в северных и восточных промысловых районах Охотского моря в летние месяцы // Тр. ДВНИГМИ. 1970. Вып. 30. С. 94–104.
11. *Романюк В. А.* Ледовый режим Охотского моря в условиях глобальной тенденции увеличения температуры воздуха: дис. … канд. геогр. наук. Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2019. 120 с. EDN: HQZTIM
12. *Самко Е. В., Глебова С. Ю., Петрук В. М.* Межгодовая изменчивость циркуляции вод Охотского моря у западного побережья Камчатки в весенний период // Метеорология и гидрология. 2004. № 12. С. 63–70. EDN: PGWYRZ
13. *Фигуркин А. Л.* Циркуляция вод западнокамчатского шельфа // Комплексные исследования экосистемы Охотского моря. М.: ВНИРО, 1997. С. 25–29. ISBN 5–85382–173–3. https://www.knigakamchatka.ru/science/uchenyh/sea-okhotsk.html
14. *Чернявский В. И.* Циркуляционные системы Охотского моря // Изв. ТИНРО. 1981. Т. 105. С. 13–19. EDN: YUCYLK
15. *Шумилов И. В., Романюк В. А., Пищальник В. М.* Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2023688937. «Ice Data Processing». 2023. № 2023682641 от 30.10.2023; опубл. 25.12.2023. https://fips.ru/EGD/a841422c–d905–46b5–9ce2–c2bedc0f6ff3
16. *Шумилов И. В., Ващенко Д. А., Романюк В. А.* Свидетельство о регистрации программы для ЭВМ № 2024662834. «NetCDF Processing». 2024a. № 2024661302 от 20.05.2024; опубл. 30.05.2024. https://fips.ru/EGD/a973c523–1bfb–46f1–a571–b2365ddc9085
17. *Шумилов И. В., Минервин И. Г., Пищальник В. М., Романюк В. А.* Экспериментальная модель внутрисезонного хода ледовитости Охотского моря // Геосистемы переходных зон. 2024b. Т. 8. № 2. С. 114–126. EDN: VJIVYC. https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.2.114–126
18. *Copernicus Climate Change Service.* ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present // Climate Data Store (CDS), 2023. https://doi.org/10.24381/cds.f17050d7 (Accessed on 19–03–2026).

19. *Enomoto H., Kumano T., Kimura N. et al.* Sea-ice motion in the Okhotsk Sea derived by microwave sensors // Proceedings of the 13th International Offshore and Polar Engineering Conference. Honolulu, Hawaii, 2003. P. 518–522.
20. *Hersbach H., Bell B., Berrisford P. et al.* The ERA5 global reanalysis // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. 2020. Vol. 146. No. 730. P. 1999–2049. https://doi.org/10.1002/qj.3803
21. *Kwok R., Cunningham G. F.* Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat-2 // Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences. 2015. Vol. 373. No. 2045. Article 20140157. https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0157
22. *Parkinson C. L., Comiso J. C., Zwally H. J., Cavalieri D. J., Gloersen P., Campbell W. J.* Arctic sea ice, 1973–1976: Satellite passive–microwave observations. NASA Special Publication SP–489. Washington, D.C.: National Aeronautics and Space Administration, 1987. 296 p. https://ntrs.nasa.gov/api/citations/19870015437/downloads/19870015437.pdf
23. *Pishchalnik V. M., Tambovsky V. S., Truskov P. A., Minervin I. G., Melkiy V. A., Romanyuk V. A., Galtsev A. A.* Okhotsk Sea ice cover zoning // Proceedings of the 28th International Symposium on Okhotsk Sea and sea ice. Mombetsu, Hokkaido, Japan, 2013. P. 312–315. https://istina.msu.ru/collections/4435697
24. *World Meteorological Organization.* WMO Sea–Ice Nomenclature. Geneva: WMO, 2014. 206 p. (WMO No. 259, TP. 145). https://library.wmo.int/idurl/4/41953

Статья поступила в редакцию 14.04.2026, одобрена к печати 02.06.2026.
Для цитирования: Шумилов И. В. Взаимосвязь ледовитости Охотского моря с осенней температурой поверхности воды Западно-Камчатского течения // Океанологические исследования. 2026. Т. 54. № 2. С. 22–42. https://doi.ocean.ru/10.29006/1564–2291.JOR–2026.54(2).2

RELATIONSHIP BETWEEN SEA ICE CONDITIONS IN THE SEA OF OKHOTSK AND AUTUMN SEA SURFACE TEMPERATURE IN THE WEST KAMCHATKA CURRENT REGION

I. V. Shumilov[1,2]

[1] Institute of Marine Geology and Geophysics,
Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
1B, Nauki str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693022, Russia,
e-mail: i.shumilov@imgg.ru;
[2] Sakhalin State University,
290, Lenin str., Yuzhno-Sakhalinsk, 693000, Russia,
e-mail: shumilov_iv@sakhgu.ru

This study examines the relationship between autumn (October–November) sea surface temperature in the West Kamchatka Current region, derived from ERA5 reanalysis data, and the main characteristics of the ice regime based on data provided by the Japan Meteorological Agency (JMA), including seasonal mean ice extent, seasonal maximum ice extent, and ice extent during the development and decay phases of the ice cover. Spatial correlation analysis identified key zones of influence of the West Kamchatka Current, within which the strongest statistical associations between sea surface temperature and ice conditions are observed. Autumn sea surface temperature in the key zones exhibits a statistically significant inverse relationship with the subsequent development of the ice cover. The coefficients of determination for different ice season characteristics range from $R^2 \approx 0.19–0.28$. The strongest association is found for

the seasonal mean ice extent (December–May): an increase in sea surface temperature by 1 °C corresponds to a decrease in mean ice–covered area of approximately 100–135 $\times 10^3$ km^2. A pronounced spatial heterogeneity in the sensitivity of the ice cover to autumn thermal conditions is identified, with the strongest associations observed in the northeastern region of the sea, one of the primary regions of ice formation. The results confirm the important role of the West Kamchatka Current system in modulating interannual variability of the ice regime and highlight the potential of using autumn sea surface temperature as a predictor for long–term forecasting of intraseasonal ice variability in the Sea of Okhotsk.

Keywords: Sea of Okhotsk, sea ice, ice extent, sea surface temperature, West Kamchatka Current, spatio-temporal analysis, predictors of sea ice extent

Acknowledgment: The study was carried out and financed within the framework of the state assignment of the Institute of Marine Geology and Geophysics of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences (FWWM–2024–0002) and the state assignment of Sakhalin State University "Creation of scientific foundations for managing the processes of carbon absorption and accumulation by biomorpholithosystems of coastal–marine wetlands and adjacent marine areas (FEFF–2024–0004)".

References

1. Chernyavsky, V. I., 1981: Tsirkulyatsionnye sistemy Okhotskogo morya (Circulation systems of the Sea of Okhotsk). *Izvestiya TINRO*, **105**, 13–19, EDN: YUCYLK
2. Copernicus Climate Change Service, 2023: ERA5 monthly averaged data on single levels from 1940 to present. *Climate Data Store (CDS)*, https://doi.org/10.24381/cds.f17050d7
3. Darnitskiy, V. B. and V. A. Luchin, 1997: Osobennosti gorizontal'noy struktury klimaticheskih techeniy Okhotskogo morya s mesyachnoy diskretnost'yu (Peculiarities of the horizontal structure of climatic currents of the Sea of Okhotsk with monthly resolution). In: *Complex Studies of Ecosystem of the Sea of Okhotsk*, Moscow, VNIRO, 19–25, EDN: YNAQGF
4. Dubina, V. A., P. A. Faiman, I. A. Zhabin, V. I. Ponomarev, and Yu. A. Kuzlyakina, 2012: Techeniya Okhotskogo morya po sputnikovym dannym i rezul'tatam chislennogo modelirovaniya (Currents of the Sea of Okhotsk based on satellite data and numerical modeling). *Current Problems in Remote Sensing of the Earth from Space*, **9** (1), 206–212, EDN: OYFFSX
5. Enomoto, H., T. Kumano, and N. Kimura et al., 2003: Sea-ice motion in the Sea of Okhotsk derived by microwave sensors. *Proceedings of the 13th International Offshore and Polar Engineering Conference*, Honolulu, Hawaii, 518–522.
6. Figurkin, A. L., 1997: Tsirkulyatsiya vod zapadnokamchatskogo shel'fa (Circulation on the western Kamchatka shelf). In: *Complex Studies of Ecosystem of the Sea of Okhotsk*, Moscow, VNIRO, 25–29, https://www.knigakamchatka.ru/science/uchenyh/sea-okhotsk.html
7. Hersbach, H., B. Bell, and P. Berrisford et al., 2020: The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **146** (730), 1999–2049, https://doi.org/10.1002/qj.3803
8. Kwok, R. and G. F. Cunningham, 2015: Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat–2. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, **373** (2045), 20140157, https://doi.org/10.1098/rsta.2014.0157
9. Kolomeytsev, V. V., 2020: Izmenchivost' Zapadno-Kamchatskogo techeniya zimoy 1994–2019 gg. po altimetricheskim dannym (Variability of the West Kamchatka Current in winters of 1994–2019

based on altimetry data). *Izvestiya TINRO*, **200** (2), 412–426, EDN: FKCKZQ, https://doi.org/10.26428/1606–9919–2020–200–412–426

10. Luchin, V. A., 1998: Neperiodicheskie techeniya (Nonperiodical currents). In: *Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas.* Vol. 9: *Sea of Okhotsk*. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat, 233–256, https://www.geokniga.org/books/11021
11. Luchin, V. A., 1987: Tsirkulyatsiya vod Okhotskogo morya i osobennosti ee vnutrigodovoy izmenchivosti (Water circulation in the Sea of Okhotsk and its intra-annual variability). *Trudy DVNIGMI*, **36**, 3–13, EDN: VPXBBX
12. Minervin, I. G., V. A. Romanyuk, V. M. Pishchalnik, P. A. Truskov, and S. A. Pokrashenko, 2015: Zoning the ice cover of the Sea of Okhotsk and the Sea of Japan. *Herald of the Russian Academy of Sciences*, **85** (3), 209–217, EDN: UFUUQX, https://doi.org/10.7868/S0869587315010119
13. Parkinson, C. L., J. C. Comiso, H. J. Zwally, D. J. Cavalieri, P. Gloersen, and W. J. Campbell, 1987: *Arctic sea ice, 1973–1976: Satellite passive–microwave observations*. NASA SP–489, Washington, D. C., NASA, 296 p., https://ntrs.nasa.gov/api/citations/19870015437/downloads/19870015437.pdf
14. Pishchalnik, V. M., V. S. Tambovsky, P. A. Truskov, I. G. Minervin, V. A. Melkiy, V. A. Romanyuk, and A. A. Galtsev, 2013: Okhotsk Sea ice cover zoning. *Proceedings of the 28th International Symposium on Okhotsk Sea and Sea Ice*, Mombetsu, Japan, 312–315, https://istina.msu.ru/collections/4435697
15. Plotnikov, V. V., L. P. Yakunin, and A. G. Petrov, 1998: Ledovye usloviya i metody ih prognozirovaniya (Ice conditions and methods of their forecasting). In: *Hydrometeorology and Hydrochemistry of Seas.* Vol. 9: *Sea of Okhotsk*. Saint Petersburg, Gidrometeoizdat, 291–340.
16. Pomazanova, N. P., 1970: Poverkhnostnye techeniya v severnyh i vostochnyh promyslovyh rayonah Okhotskogo morya v letnie mesyatsy (Surface currents in the northern and eastern fishing regions of the Sea of Okhotsk in summer). *Trudy DVNIGMI*, **30**, 94–104.
17. Romanyuk, V. A., 2019: *Ledovyj rezhim Okhotskogo morya v usloviyah global'noy tendentsii uvelicheniya temperatury vozduha (Ice regime of the Sea of Okhotsk under conditions of global air temperature increase)*. Cand. of Geographical Sciences diss., Vladivostok, POI FEB RAS, 120 p.
18. Samko, E. V., S. Yu. Glebova, and V. M. Petruk, 2004: Mezhgodovaya izmenchivost' tsirkulyatsii vod Okhotskogo morya u zapadnogo poberezh'ya Kamchatki v vesenniy period (Interannual variability of circulation in the Sea of Okhotsk off the west coast of Kamchatka in spring). *Meteorology and Hydrology*, **12**, 63–70, EDN: PGWYRZ
19. Shumilov, I. V., V. A. Romanyuk, and V. M. Pishchalnik, 2023: Certificate of state registration No. 2023688937. Ice Data Processing, https://fips.ru/EGD/a841422c–d905–46b5–9ce2–c2bedc0f6ff3
20. Shumilov, I. V., D. A. Vashchenko, and V. A. Romanyuk, 2024a: Certificate of state registration No. 2024662834. NetCDF Processing, https://fips.ru/EGD/a973c523–1bfb–46f1–a571–b2365ddc9085
21. Shumilov, I. V., I. G. Minervin, V. M. Pishchalnik, and V. A. Romanyuk, 2024b: Eksperimental'naya model' vnutrisezonnogo hoda ledovitosti Okhotskogo morya (Experimental model of intraseasonal variability of ice cover in the Sea of Okhotsk). *Geosystems of Transition Zones*, **8** (2), 114–126, EDN: VJIVYC, https://doi.org/10.30730/gtrz.2024.8.2.114–126
22. Verkhunov, A. V., 1997: Razvitie predstavleniy o krupnomasshtabnoy tsirkulyatsii Okhotskogo morya (Development of concepts of the large-scale circulation of the Sea of Okhotsk). In: *Complex Studies of Ecosystem of the Sea of Okhotsk*, Moscow, VNIRO, 8–19, EDN: YMWIDP
23. World Meteorological Organization, 2014: *WMO Sea–Ice Nomenclature*. Geneva, WMO, 206 p., https://library.wmo.int/idurl/4/41953
24. Zhigalov, I. A., 2012: Sezonnaya i mezhgodovaya izmenchivost' geostroficheskih techeniy v rayone zapadnoy Kamchatki (Seasonal and interannual variability of geostrophic currents at West Kamchatka). *Izvestiya TINRO*, **169**, 94–99, EDN: PBUNZF

Submitted 14.04.2026, accepted 02.06.2026.
For citation: Shumilov, I. V., 2026: Relationship between sea ice conditions in the Sea of Okhotsk and autumn sea surface temperature in the West Kamchatka Current region. *Journal of Oceanological Research*, **54** (2), 22–42, https://doi.ocean.ru/10.29006/1564–2291.JOR–2026.54(2).2

鄂霍次克海冰况与西堪察加洋流秋季海表温度的关系

I. V. Shumilov[1,2]

[1] *Institute of Marine Geology and Geophysics,*
Far Eastern Branch of Russian Academy of Sciences,
1B, Nauki str., Yuzhno-Sakhalinsk, 邮编 : *693022, Russia,*
电子邮件 : *i.shumilov@imgg.ru;*
[2] *Sakhalin State University,*
290, Lenin str., Yuzhno-Sakhalinsk, 邮编 : *693000, Russia,*
电子邮件 : *shumilov_iv@sakhgu.ru*

本文基于ERA5再分析数据，分析了西堪察加洋流区域秋季 (10–11月) 海表温度与基于日本气象厅数据计算的冰情主要特征 (季节平均冰况、季节最大冰况、冰盖发展与消融阶段的冰况) 之间的相互关系。空间相关分析揭示了西堪察加洋流的关键影响区域，在这些区域内海表温度与冰况之间的统计关系达到最大值。研究表明，在这些关键区域内，秋季海表温度与后续冰盖发展之间存在稳定的负相关关系。冰季不同特征的决定系数为 $R^2 \approx 0.19–0.28$。其中，季节平均冰况 (12月至次年5月) 的相关性最为显著 : 海表温度每升高1°C，平均冰盖面积减少约10–13. 5万平方公里。冰盖对秋季热力条件的敏感性表现出明显的空间不均一性 : 最强的相关性出现在海域东北部——冰盖形成的主要区域之一。所得结果证实了西堪察加洋流系统在冰情年际变率形成中的重要作用，并表明秋季海表温度指标可作为鄂霍次克海季节内冰况长期预测的有效因子之一。

关键词 : 鄂霍次克海，冰盖，冰况，海表温度，西堪察加洋流，时空分析，冰况预测因子

致谢 : 本研究在俄罗斯科学院远东分院海洋地质与地球物理研究所国家任务 (编号 : FWWM-2024-0002) 与萨哈林国立大学国家任务 “建立滨海湿地及邻近海域生物形态岩碳吸收与累积过程管理的科学基础” (编号 : FEFF-2024-0004) 框架内进行并获得资助。