

## МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ВОЗМОЖНОСТЬ ЕЕ ПРОГНОЗА

<sup>1</sup>В.А. Лучин, <sup>2</sup>О.В. Соколов, <sup>1</sup>В.В. Плотников

<sup>1</sup>Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

<sup>2</sup>Дальневосточный региональный научно-исследовательский  
гидрометеорологический институт Росгидромета

**Т**ермическое состояние Японского моря, а также его изменчивость являются следствием географического положения моря, рельефа дна, морфометрии проливов и обмена с Тихим океаном, вариаций поступления солнечной радиации, циркуляции и изменчивости параметров атмосферы, системы течений моря и характера ледовых условий.

К настоящему времени опубликовано большое число работ, в которых рассмотрены закономерности межгодовых изменений параметров, характеризующих режим вод Японского моря. Как правило, изменчивость состояния вод моря связывалась с вариациями различных характеристик вод Тихого океана, центров действия атмосферы, показателей атмосферной циркуляции, ледовых процессов, планетарно-земных связей и множеством других факторов. Однако следует отметить, что список факторов существенно влияющих (по мнению авторов работ) на изменчивость характеристик вод моря, выбирался либо интуитивно, либо исходя из каких-то субъективных представлений. Более того, к настоящему времени пока не существует общепринятых прогностических моделей, базирующихся на статистически доказанных связях.

Изменения вертикального распределения параметров и ослабление (в настоящее время) вентиляции вод моря отмечаются в работах (Gamo, Horibe, 1983; Gamo et al., 1986; Sudo, 1986; Kim et al., 1997, 1999; Riser, 1997; Lee et al., 1999). Например, V.I. Ponomarev, A.N. Salyuk (1997) подчеркивают, что вентиляция глубинных слоев моря может происходить только в суровые зимы у крутых участков континентального склона в отдельных регионах северо-западной части моря.

В предшествующих исследованиях (Уранов, 1968; Naganuma, 1977; Miita, Tawara, 1984; Климов, 1986; Watanabe et al., 1986; Павлычев и др., 1989; Nakamura, 1992; Погодин, Шатилина, 1993; Isoda, 1994; Zuenko, 1994; Isoda, Korematsu, 1995; Minobe, 1996; Pavlychev, Teterin, 1996; Ponomarev, Salyuk, 1997; Kim et al., 1999; Пономарев и др., 2000; Зуенко, 2002; Лучин и др., 2005), которые основаны на разномасштабных, как во времени, так и в пространстве, данных наблюдений, были выделены колебания температуры воды довольно широкого диапазона (от 2–3 до 35 лет). В этих работах межгодовые колебания температуры воды, а также элементы циркуляции и пространственной структуры вод рассматривались во взаимосвязи с широким набором факторов: крупномасштабной циркуляцией вод северной части Тихого океана; температурой воды на поверхности восточного сектора экваториальной части Тихого океана; изменениями расходов Цусимского течения; мезомасштабными вариациями Полярного фронта, проявляющимися в смещениях меандров и вихрей; перераспределением тепла между двумя основными ветвями Цусимского течения, одна из которых следует непосредственно вдоль побережья, а другая – в открытом море; изменениями интенсивности северо-западных и северных ветров зимой.

В работах (Ponomarev et al., 1996; Ponomarev, Salyuk, 1997; Riser, 1997; Kim et al., 1997; Пономарев и др., 2000; Ponomarev et al., 2001; Trusenkova et al., 2003b) на отдельных горизонтах и в слоях моря были обнаружены различные по дате начала и продолжительности проявления периоды потепления, которые авторы работ связывают с эффектами «климатических сдвигов», а также с изменчивостью метеорологических параметров в зимний период. В то же время, по результатам S. Minobe (1996), температура в промежуточных и глубинных водах моря снижалась до конца 1940-х годов, а затем возрастала. Эти вариации автор связывает с зимним потеплением атмосферы над Японским морем и центральным сектором северной части Тихого океана.

На основе численных экспериментов были исследованы различия циркуляции в климатических режимах середины и конца XX в. (Trusenkova et al., 2003a; Trusenkova et al., 2003b). Авторы считают,

что в современных условиях, характеризующихся общим потеплением климата, усиливается адвекция субтропических вод на север в системе Восточно-Корейского течения. При усилении стратификации плотности промежуточных и глубинных вод значительная часть избытка тепла, поступающего в Японское море с водами Куроисио, аккумулируется в его промежуточных и глубинных водах (Пономарев и др., 2000).

Классификацию лет по типам холодных, нормальных и теплых выполнили Ю.В.Истошин (1960) и Y.Zuenko (1994). О типовых развитиях термических условий в море см. также в работах (Никитин, Дьяков, 1995; Дьяков, Никитин, 2000).

Попытки прогнозирования термических условий в Японском море предпринимались неоднократно (Глаголева и др., 1957; Шапкина, 1959; Истошин, 1960; Уранов, 1968; Климов, 1986; Карпова, Шатилина, 2000). Однако, как свидетельствуют результаты перечисленных работ, эта проблема к настоящему времени еще далека от завершения (даже с минимальной заблаговременностью) не только в плане межгодовых вариаций океанографических параметров, но и внутригодовых и синоптических периодов.

Основные результаты исследования межгодовой изменчивости параметров вод Японского моря, представленные в предыдущих исследованиях, заключаются в следующем. В течение второй половины XX в. происходил рост температуры воды, заглублялся слой минимума растворенного кислорода, уменьшалось его содержание в глубинных водах моря (Riser, 1997). Как правило, это связывалось с ослаблением процессов формирования глубинных вод в северной части моря. Однако у исследователей до сих пор нет единства взглядов на начало периода потепления глубинных вод Японского моря. Так, S.C. Raser (1997) считает, что это происходит с 1932 г. S. Minobe (1996) утверждает, что температура воды снижалась до конца 1940-х годов. Согласно H. Kawamura et al. (1999), температура начала повышаться с конца 1960-х годов. V.I. Ponomarev, A.N. Salyuk (1997) отмечают, что было два периода потепления (в середине 1940-х и в начале 1980-х годов), которые они связывают с климатическими изменениями. Авторы работ (Gamo et al., 1986; Kim and Kim, 1997; Chen et al., 1999; Gamo, 1999; Minami et al., 1999; Riser et al., 1999) отмечали также, что с 1960-х годов или несколько раньше глубинная конвекция стала менее активна, что связывалось с глобальным потеплением. Существующая неопределенность суждений, возможно, в какой-то мере связана с отсутствием в отмеченных работах оценок достоверности полученных параметров межгодовой изменчивости.

Проведенный анализ предшествующих работ показал, что долгопериодная изменчивость вод Японского моря исследована недостаточно. Отсутствует анализ межгодовой изменчивости термических условий для моря в целом и статистические оценки достоверности многолетних колебаний по акватории моря. Главная причина этого, вероятно, заключается в ограниченности используемых данных. Кроме того, имеющиеся сведения о многолетней изменчивости термических условий зависимы от выбранных авторами индикаторов этих изменений, а также от пространственно-временных масштабов осреднения исходных данных.

Сформированный к настоящему времени исторический массив океанографических данных Японского моря значительно превышает информационную базу, использованную всеми предшествующими исследователями. Существенно возросло количество наблюдений в холодную половину года. Все это позволяет более полно и качественно исследовать особенности термического режима моря. Для акватории моря в целом можно выявить параметры межгодовых вариаций температуры воды и оценить их достоверность. Имеющаяся информационная база позволяет выполнить анализ и восстановление исходных полей температуры воды с использованием метода разложения на естественные ортогональные функции, а также выполнить классификацию термических условий моря за период с 1950 по 2001 г.

Целью настоящей работы является исследование межгодовой изменчивости термического состояния вод в деятельном слое Японского моря, выделение типовых («теплых» и «холодных») шаблонов (patterns) распределений температуры воды на подповерхностных горизонтах. При этом были сформулированы и реализованы следующие основные задачи:

восполнить имеющиеся пропуски в полях температуры воды;

выполнить разложение полей температуры воды по эмпирическим ортогональным функциям (ЭОФ);

выделить статистически значимые (пространственные и временные) колебания в термическом режиме моря;  
определить основные сценарии развития термических условий в подповерхностных водах моря;  
оценить возможность прогноза типового термического состояния подповерхностных вод Японского моря.

## ИСПОЛЬЗОВАННЫЙ МАТЕРИАЛ

В работе использованы все доступные данные глубоководных океанографических наблюдений, существенная часть которых заимствована из исторических массивов, имеющих в ВНИИГМИ-МЦД. Предварительно представленные массивы данных были проверены (визуально и статистическими критериями) и дополнены. Данные наблюдений получены организациями России, Японии, КНДР, Республики Корея и США. Значительная часть океанографической информации представлена учреждениями России (Росгидромет, рыбохозяйственные (ТИПРО-Центр и ТУРНИФ), Гидрографическая служба ТОФ, Академия наук).

Информационная база глубоководных океанографических наблюдений включает традиционные батометрические (bottle data), батитермографные (Mechanical Bathythermograph Data – MBT) and High Resolution Data (CTD) наблюдения. Включены также наблюдения отрывными термозондами (Expendable Bathythermograph Data – XBT) и данные дрейфующих буев (Profiling Autonomous Lagrangian Circulation Explorer – PALACE).

Вначале проводилась процедура исключения дублей станций, что неизбежно при обобщении массового материала наблюдений, взятого из различных источников. Затем отбраковывались недостоверные значения характеристик с применением статистических методов и региональных особенностей моря.

После исключения дублей и станций с недостоверной информацией в результирующем океанографическом массиве Японского моря осталось 469 363 станции, выполненные за период с 1930 по 2005 г. Анализ существующей базы данных Японского моря показывает, что она существенно не однородна по времени и пространству. Распределение всей имеющейся доступной океанографической информации по акватории моря для центральных месяцев сезонов представлено на рис. 1. Временное распределение океанографических станций представлено на рис. 2. Естественно, что наибольшая плотность наблюдений в море приходится на теплый период года (с апреля по октябрь), в то время как в осенне-зимний период (с ноября по март) их существенно меньше. Также недостаточно данных до 1960-х годов. Аналогичная ситуация с распределением информации по глубине. Так, уже на горизонте 200 м ее в два с лишним раза меньше, чем на поверхности. Однако следует отметить, основываясь на степени освещенности отдельных месяцев и лет данными океанографических наблюдений, что Японское море (по сравнению с другими дальневосточными морями) сравнительно хорошо и равномерно охвачено наблюдениями во все сезоны.

Для определения возможных причин межгодовых изменений температуры воды в деятельном слое Японского моря выполнен анализ линейных взаимосвязей всех доступных авторам к настоящему времени предикторов (факторов, определяющих термическое состояние Японского моря). В качестве предикторов использовались различные индексы, представляющие собой временные ряды параметров, характеризующих крупномасштабные пространственно-временные особенности системы океан–атмосфера–ледяной покров. При этом временной масштаб осреднения при расчете индексов колеблется от месяца до года, а пространственные характерные масштабы – от регионального, например ледовитость Охотского моря, до масштаба полушария, как, например, индекс Блиновой.

Все использованные индексы можно разделить на две группы: общепринятые, широко применяемые в мировой практике; расчетные или полученные в данной работе.

Источниками данных первой группы индексов являются различные Интернет-ресурсы (<http://www.cdc.noaa.gov/ClimateIndices/>). Они рассчитываются на основе средних месячных полей приземного давления и высот изобарических поверхностей. В настоящей работе использованы следующие 20 индексов: индекс десятилетней Тихоокеанской осцилляции (PDO); индексы, характери-

зующие термическое состояние вод тропической зоны Тихого океана в районах, связанных с зарождением и распространением явления Эль-Ниньо (TNI, Nino 3.4); Южное колебание (Southern Oscillation Index; SOI); Антарктическое колебание (Antarctic Oscillation; AAO); Арктическое колебание (Arctic Oscillation; AO); Северо-Атлантическое колебание (North Atlantic Oscillation; NAO); East Atlantic Pattern (EA); East Atlantic Jet Pattern (EA-JET); West Pacific Pattern (WP); East Pacific Pattern (EP); North Pacific Pattern (NP); Pacific/North American Pattern (PNA); East Atlantic/West Russia Pattern (EA/WR); Scandinavia Pattern (SCA); Tropical/Northern Hemisphere Pattern (TNH); Polar/Eurasia Pattern (POL); Pacific Transition Pattern (PT); Subtropical Zonal Pattern (SZ); Asia Summer Pattern (ASU).

Вторая группа индексов рассчитывалась на основе данных в узлах регулярной сетки по всему земному шару. Это известные архивы повторного анализа NCEP/NCAR с данными в узлах регулярной  $2,5 \times 2,5^\circ$  широтно-долготной и гауссовой сеток и архив Японского метеорологического агентства (JMA) по температуре поверхности (SST) Мирового океана в узлах сетки  $2 \times 2^\circ$  по широте и долготе (Kalnay et al., 1996; [neargoos@hq.kishou.go.jp](mailto:neargoos@hq.kishou.go.jp)). В исходном массиве представлены средние месячные значения температуры морской поверхности (the sea surface temperatures – SST) с января 1946 г. по настоящее время. Северная и южная границы с данными температуры воды заключены в пределах  $80^\circ$  ю.ш. и  $80^\circ$  с.ш. Расчеты и анализ средних месячных значений температуры морской поверхности проведены в океанографическом отделе японского метеорологического агентства (The Oceanographical Division of the JMA). Расчеты базируются на данных SST in situ, компилируемые JMA для периода с 1961 г. по настоящее время. В этом массиве также были использованы данные из комплексных наборов данных атмосферы и океана (Comprehensive Ocean–Atmosphere Data Set – COADS), сформированные Национальной океанической и атмосферной администрацией США (The National Oceanic and Atmospheric Administration of the United States of America) за период с 1946 до 1986 г. Декларируемая точность результирующего набора данных составляет  $0,1^\circ\text{C}$ .

Основным методом преобразования исходных данных второй группы являлся метод разложения по эмпирическим ортогональным функциям – ЭОФ (Багров, 1959; Мещерская и др., 1970). В качестве индексов использовались первые 3–4 временных коэффициента при собственных векторах разложения. Операции разложения подвергались высоты изобарических поверхностей различных уровней (1000, 925, 850, 700, 500 гПа), температура на этих поверхностях, температура воды поверхности Тихого океана и другие. При этом район разложения полей по ЭОФ варьировал от полушария до расширенного ECP-2 (естественно-синоптический район № 2 –  $80\text{--}210$  в.д. и  $20\text{--}80$  с.ш.) и северной/южной частей Тихого океана.

Во вторую группу индексов также вошли характеристики следующих центров действия атмосферы (давление в центре, смещения по широте и долготе центров): Гонулльского максимума, Алеутского минимума, зимнего Азиатского максимума, летней Дальневосточной депрессии, которые были предоставлены Т.В. Богдановской. Исходные данные и методика расчета характеристик центров действия атмосферы изложены в работах (Смолянкина, 1999; Bogdanovskaya, Kupera, 2003). Также в этой группе были программно определены значения индексов, характеризующих интенсивность зонального и меридионального переноса в атмосфере на поверхностях 1000 и 500 гПа: индексы Блиновой и Каца (Кац, 1954, 1960; Блинова, 1967). Дополнительно во вторую группу индексов включены средние по различным регионам, стандартизованные в точках, аномалии высот изобарических поверхностей.

Характеристика исходных данных, которые были использованы при создании временных рядов ледовых параметров региона дальневосточных морей, а также методика их обработки подробно представлены в работах (Гидрометеорология ..., 2003; Плотников, 2003). По средним декадным картам распределения льда определялись значения ледовитости каждого моря (это отношение площади, занятой ледовым покровом, вне зависимости от его сплоченности, по отношению к общей площади моря, в процентах). За начало отсчета при формировании информационных матриц ледовых параметров был принят 1960 г. Более ранние наблюдения в связи с их исходной неполнотой (отсутствием ледовой информации одновременно по всем морям), недостаточными объемом и качеством наблюдений, а следовательно, сложностью их критической оценки, в архив не включались.

Помимо использования абсолютных значений ледовых параметров в работе были использованы результаты расчетов статистических характеристик, которые более компактно и комплексно

отражают характер ледовых условий дальневосточных морей. К их числу относятся временные компоненты ЭОФ-разложения декадных значений ледовитости Берингова, Охотского и Японского морей за период с 1960 по 2002 г., а также временные компоненты совместного ЭОФ-разложения декадных значений ледовитости за период с 1960 по 2002 г.: а) Охотского и Берингова морей; б) Охотского и Японского морей; в) Охотского, Берингова и Японского морей.

Временной период использованных в работе временных рядов различен: с 1900 г. по настоящее время. При определении линейных взаимосвязей с зависимой переменной (предиктантом) эти периоды были ограничены и приведены к самому короткому периоду (для индекса ледовитости дальневосточных морей – с 1960 по 2001 г.). Таким образом, общее количество индексов, использованных в настоящей работе, составило 212 временных рядов.

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Вначале, как и в работах (Luchin, Plotnikov, 2003; Лучин, Жигалов, 2006), с помощью однофакторного дисперсионного анализа была выполнена статистическая оценка вклада межгодовой составляющей изменчивости температуры воды в общую изменчивость. Для этого акватория Японского моря была разделена на сравнительно однородные районы (квадраты), в рамках которых проводились вычисления. Основываясь на распределении имеющейся информации, в Японском море размеры однородных районов составляли  $2^\circ$  по широте и  $2^\circ$  по долготе. В каждом квадрате произведен расчет вклада межгодовой изменчивости температуры воды на горизонте 50 м в общую изменчивость. Затем рассчитывался коэффициент детерминации ( $\eta$ ), характеризующий долю общей изменчивости температуры воды, обусловленной межгодовыми флуктуациями. Для учета возможных ошибок оценки данного коэффициента по таблицам распределения Фишера (Елисеева, Юзбашев, 1998) рассчитывались его предельные ошибки ( $\Delta\eta$ ) и, соответственно, предельные значения для принятого уровня значимости. Доверительный интервал ( $\pm\Delta\eta$ ) для лимитирующего коэффициента был рассчитан на 95%-ном уровне значимости. Достоверно выделяемая доля межгодовой изменчивости температуры воды на горизонте 50 м определялась значениями ее нижних пределов ( $\eta - \Delta\eta$ ). При этом величина погрешности ( $\Delta\eta$ ), как показали результаты произведенных расчетов, в значительной мере определяется количеством имеющихся наблюдений (рис. 1, 3).

Полученные результаты (как и ранее в работе Luchin, Plotnikov, 2003) показали, что межгодовые колебания температуры достоверно выделяются на преобладающей части акватории Японского моря (рис. 3). Следует отметить, что доля вклада межгодовых флуктуаций температуры, как правило, не превышает 50–60%. Это, вероятно, является следствием не только недостаточного количества океанографических наблюдений, но и случайных флуктуаций температуры воды под влиянием динамических процессов различного происхождения, которые затушевывают межгодовые колебания температуры. Поэтому при исследовании межгодовой изменчивости температуры воды исходные данные или результаты расчетов целесообразно подвергать процедуре фильтрации (для исключения случайных составляющих).

Исследование межгодовых изменений температуры воды на акватории моря выполнено с использованием метода разложения полей по ЭОФ. В этом случае термические процессы аппроксимируются рядом пространственно-временных колебаний различной статистической повторяемости. Факторы, обуславливающие эти колебания, различаются по своей статистической структуре и масштабам изменчивости. Климатические изменения определяются первыми, наиболее крупномасштабными колебаниями, более мелкомасштабные описывают флуктуации параметров в том или ином районе, а составляющие с высокими номерами можно отнести к случайным, т. е. к шумовым эффектам.

Анализ имеющихся данных показал, что в настоящее время информации за любой месяц недостаточно для исследования межгодовой изменчивости термического состояния вод в деятельном слое моря. Поэтому (при исследовании межгодовой изменчивости термического состояния подповерхностных вод) предполагалось, что формирующиеся в результате воздействия термических и динамических факторов аномалии температуры воды должны проследиваться в течение конкретного

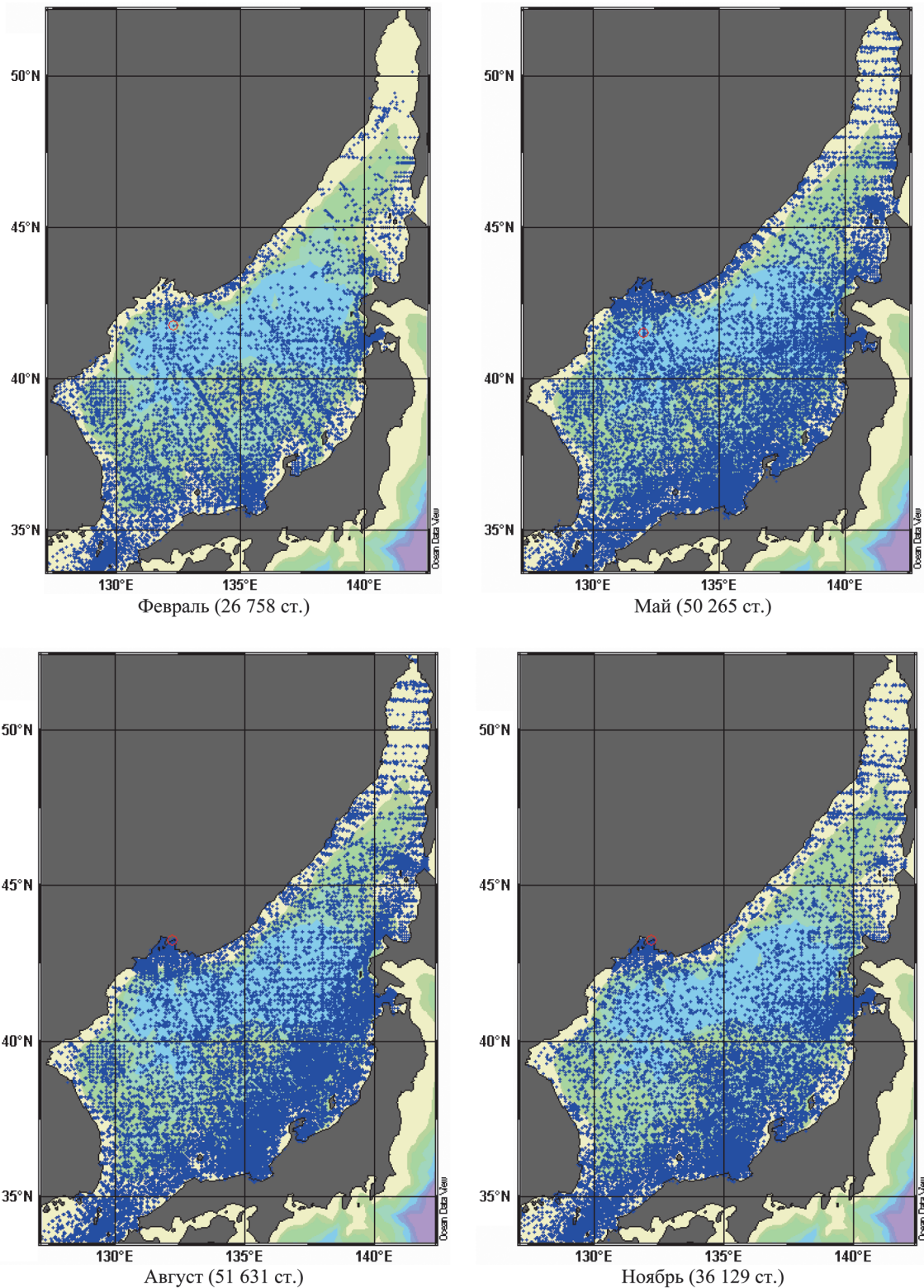


Рис. 1. Пространственное распределение океанографических данных на акватории Японского моря

года длительный срок и охватывать значительные площади. Таким образом, для акватории Японского моря период обобщения информации был расширен (с января по март). Для исключения сезонного тренда термических процессов данные о температуре воды предварительно центрировались,

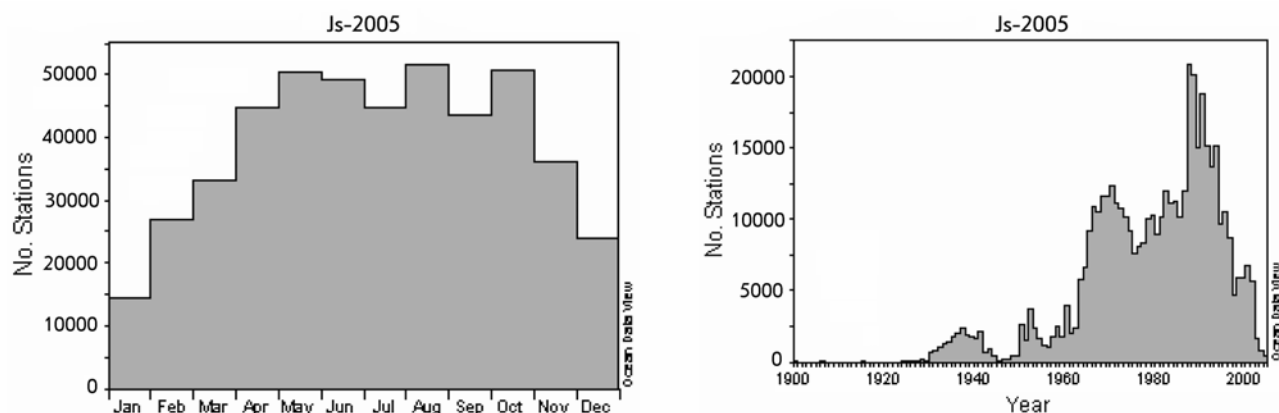


Рис. 2. Временное распределение океанографических данных

т. е. представлялись в виде отклонений от средних многолетних месячных значений в каждом элементарном квадрате.

Следует отметить, что распределение имеющихся данных даже за такой достаточно длительный период (январь–март) показало, что в настоящее время на акватории моря нет непрерывных рядов наблюдений за последние 40–50 лет. Поэтому вначале была проведена процедура восстановления пропусков, которая (как и в работе Лучин, Жигалов, 2006) для наборов анализируемых полей выполнялась в два этапа. На первом этапе использовались регрессионные соотношения, основанные на корреляционном анализе данных. Имеющиеся единичные пропуски данных (после выполнения корреляционной процедуры восстановления недостающих значений) были заполнены одновременно с разложением исходных полей по ЭОФ. Для этой цели, как и в работах (Лучин, Плотников, 2000; Лучин, Плотников, 2003), был использован метод оптимизации, основанный на итерационных схемах расчета (Тихонов, Арсенин, 1979; Плотников, 1988). В качестве начального приближения пропущенных данных были использованы средние многолетние значения. Затем реализовывался итерационный процесс подбора таких пропущенных значений, которые бы оптимальным образом отражали статистическую структуру анализируемого поля, представленную эмпирическими ортогональными функциями. В качестве критерия согласия выбран критерий суммы модулей как некоторый альтернативный вариант между критерием наименьших квадратов и критерием минимакса, притягивающим восстанавливаемые значения к имеющимся экстремальным (Тихонов, Арсенин, 1979; Плотников, 1988). На следующем этапе восстановления недостающих данных вначале выполнялось разложение полей температуры воды (включающих исходные данные и результаты восстановления по регрессионным соотношениям) по ЭОФ. Затем выполнялась корректировка восстановленных на первом этапе значе-

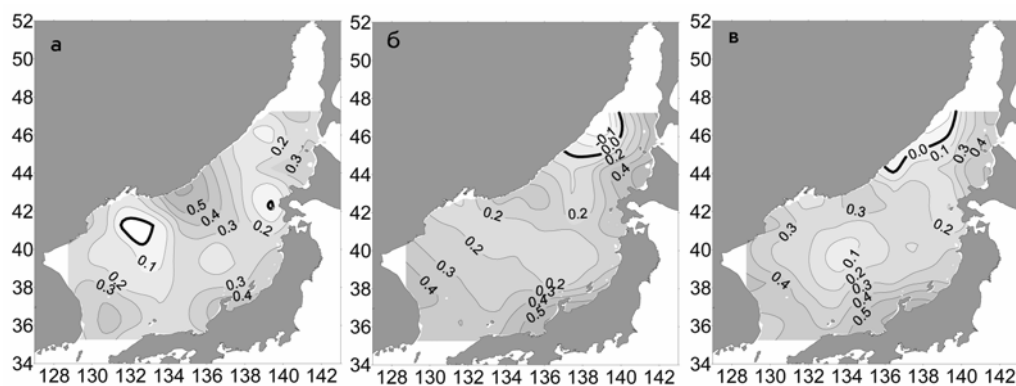


Рис. 3. Нижний предел коэффициента детерминации ( $\eta - \Delta\eta$ ) на горизонте 50 м в Японском море (а – январь, б – февраль, в – март)

ний по сумме вклада только первых 10 собственных векторов разложения полей температуры воды по ЭОФ, которые объясняют примерно 70% дисперсии анализируемых полей.

После реализации представленных выше процедур восстановления пропущенных значений в ежегодных полях температуры воды выполнялось окончательное разложение полей по ЭОФ.

Перед исследователями, которые анализируют результаты ЭОФ-разложения гидрометеорологических полей, как правило, стоит задача отбора некоторого количества значимых собственных векторов. Для формализации этой проблемы обоснованных и общепринятых критериев в специальной литературе не существует. Все сводится к тому, что к анализу наиболее целесообразно принимать первые 3–4 компоненты, которым авторы работ могут дать определенную физическую интерпретацию.

В настоящей работе был использован следующий подход. В каждом расчетном узле моря на выбранном горизонте (в нашем случае это горизонт 50 м) для выбранного периода (1950–2001 гг.) при разложении сформированных полей по ЭОФ вычисляются также стандартные отклонения ( $\delta$ ). При нормальном законе распределения интервал  $\pm 1,96\delta$  объясняет около 95% изменчивости анализируемых полей, а интервал  $\pm 3,0\delta$  – 99,7%. При произвольном законе распределения в интервале  $\pm 3,0\delta$  не менее 80,0% изменчивости исходных полей. Используя, например, значения  $3,0\delta$ , можно найти средние значения изменчивости анализируемых полей. Затем, умножив эти величины на значения собственных чисел, – определить средний вклад конкретного собственного вектора в общую изменчивость анализируемых полей.

Пороговое значение, ниже которого временные изменения температуры воды будут не значимы, можно определить по результатам следующих расчетов. Ежегодные аномалии температуры воды в каждом узле сетки находятся относительно средних многолетних месячных значений. Исходные ряды для этих расчетов, как правило, имеют недостаточную длину, а рассчитанные средние многолетние значения несут в себе определенные погрешности, связанные с пространственно-временной неоднородностью данных наблюдений, наличием внутренних волн, инструментальных погрешностей, погрешностей определения местоположения экспедиционного судна. Вероятную величину суммарной погрешности можно оценить, как, например, в работе (Luchin, Plotnikov, 2003), используя соотношение:

$$S = \frac{t_{\gamma} \sigma}{\sqrt{N-1}},$$

где  $N$  – количество наблюдений;  $\sigma$  – выборочное среднее квадратическое отклонение,  $t_{\gamma} = t(\gamma, N)$  – табличное значение критерия Стьюдента, определяемое по заданным  $N$  и  $\gamma$ ;  $\gamma$  – уровень значимости.

Таким образом, сравнивая вклад конкретного собственного вектора в общую изменчивость анализируемых полей (в абсолютном выражении – °С) со средними погрешностями расчета средних многолетних месячных значений (табл. 1), мы можем определить количество векторов, которые вносят статистически значимый вклад в межгодовую изменчивость анализируемых полей.

Используя значения, приведенные в табл. 1, можно заключить, что только два-три первых вектора вносят значимый вклад в формирование межгодовой изменчивости. Однако проверка различий дисперсий второй и третьей компонент на предмет включения в анализ третьего вектора дала положительный результат (на 95%-ном уровне значимости дисперсии второго и третьего векторов не различаются). Соответственно, для адекватного анализа межгодовой изменчивости необходимо включать в анализ и параметры третьего собственного вектора.

ТАБЛИЦА 1

Оценка значимости собственных векторов ЭОФ-разложения полей аномалий температуры воды в Японском море

	ЭОФ_1	ЭОФ_2	ЭОФ_3	ЭОФ_4
Собственные числа ЭОФ	0,33	0,14	0,09	0,06
Вклад собственных векторов при 1,96 $\delta$	0,692	0,29	0,18	0,13
Вклад собственных векторов при 3,0 $\delta$	1,06	0,44	0,29	0,20

Примечание. Средние для моря погрешности расчета средних многолетних месячных значений температуры воды. На горизонте 50 м в январе = 0,32, в феврале = 0,29, в марте = 0,27 (медианное среднее для рассматриваемого периода = 0,29)



Анализ многолетней изменчивости временных составляющих полей температуры воды Японского моря проводился в два этапа. На первом этапе оценивалось наличие трендовой составляющей. Для этой цели использовался фильтр, выделяющий линейную функцию времени из смеси с белым шумом (Плотников, 2003; Luchin, Plotnikov, 2003). На втором этапе проводился спектральный анализ анализируемых рядов. При этом, для корректности получаемых спектральных оценок, предварительно проводилась фильтрация отмеченных трендовых составляющих мод ЭОФ. Анализ частотных спектров ( $S(\omega)$ ) анализируемых рядов получен методом максимальной энтропии (Привальский, 1985). Все расчеты проводились для 95%-ного уровня значимости.

Для выделения аномальных периодов в термическом состоянии вод моря, которые характерны для всей рассматриваемой акватории, достаточно подвергнуть анализу вклад только первой составляющей разложения полей температуры. Эта компонента характеризует наиболее крупномасштабные процессы и отвечает за синхронные изменения температуры воды в пределах моря. Другие составляющие характеризуют перераспределение термического потенциала между отдельными районами моря. Поэтому их следует учитывать при оценке термического режима отдельных регионов моря. Это особенно актуально для акваторий, значительная часть которых подвержена влиянию экстремумов отдельных компонент ЭОФ.

Учитывая объем выборки, количество градаций было ограничено пятью (Елисева, Юзбашев, 1998): экстремально холодные, холодные, нормальные, теплые и экстремально теплые годы. В категорию нормальных лет попадают значения, для которых выполняется соотношение  $|\Delta T| < 0,674\sigma$ . Здесь  $\Delta T$  – произведение соответствующих временной и пространственной функций разложения аномалий температуры воды, а  $\sigma$  – среднее квадратическое отклонение этой величины. Для холодных лет:  $-2\sigma < \Delta T < -0,674\sigma$ . Для экстремально холодных лет:  $\Delta T < -2\sigma$ . Для теплых лет:  $0,674\sigma < \Delta T < 2\sigma$ . Для экстремально теплых лет:  $2\sigma < \Delta T$ .

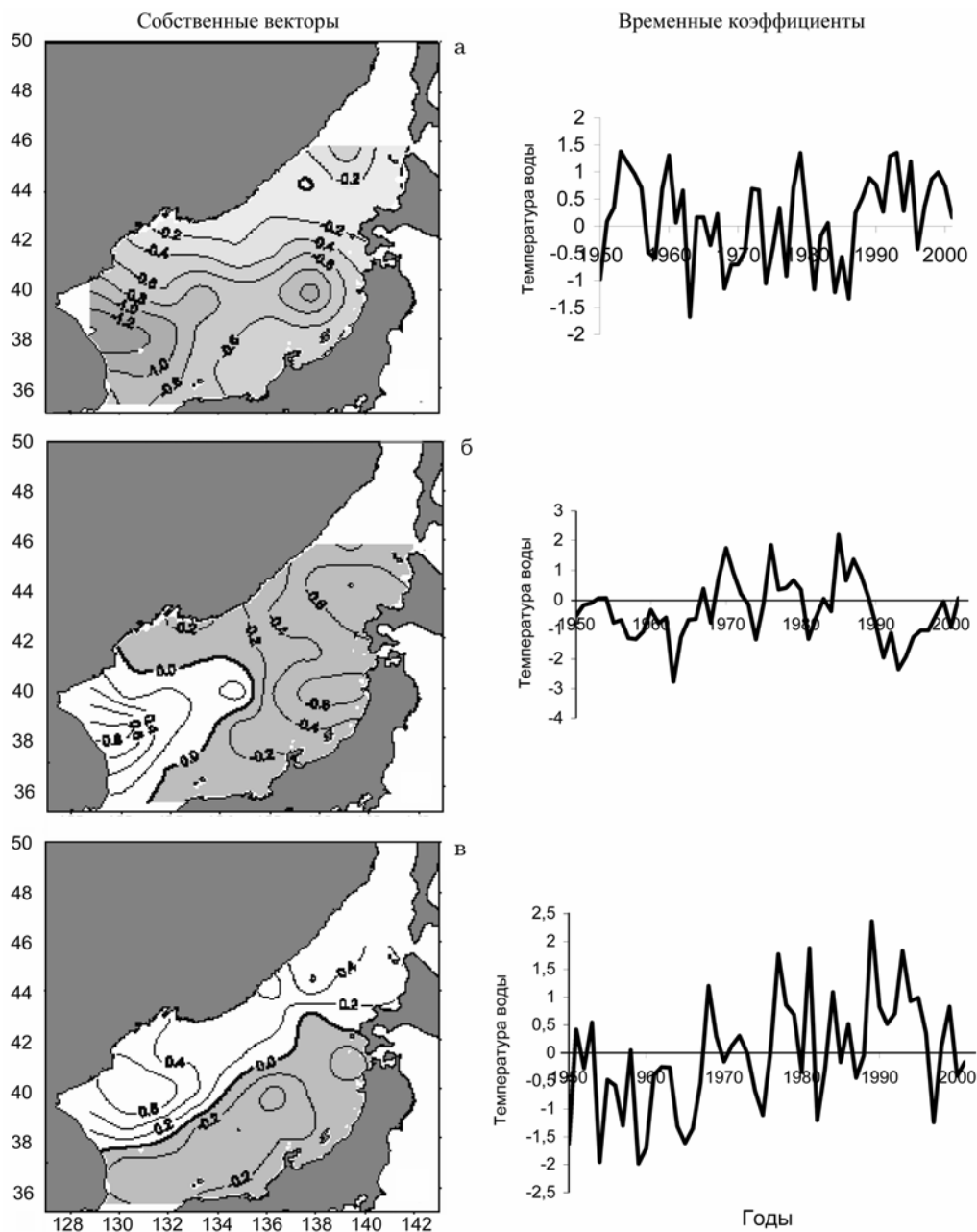
## РЕЗУЛЬТАТЫ РАЗЛОЖЕНИЯ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ ПО ЭОФ

Поле первого собственного вектора, который определяет 34,8% межгодовой изменчивости, отражает синхронные колебания на всей исследуемой акватории. Вторая компонента, вклад которой составляет 14,4% дисперсии, демонстрирует противофазность процессов в западной и восточной частях моря. В поле третьей компоненты (9,0% дисперсии) наблюдается противофазность колебаний северо-западной части моря по отношению к юго-восточной (рис. 4).

Как следует из рис. 4, в распределении временных коэффициентов разложения полей температуры воды по ЭОФ на горизонте 50 м прослеживается ряд квазипериодических циклов. По результатам спектрального анализа выделены следующие статистически значимые колебания: первая компонента – 6- и 2–3-летние; вторая – 14–16- и 2–3-летние; третья – 14–16-, 4–5- и 2–3-летние. Таким образом, анализ спектральных составляющих анализируемых рядов позволил выделить преобладание колебаний с периодами около 14–16 и 2–3 лет. Меньшая повторяемость характерна для периодов 4–6 лет.

Эти оценки не расходятся с предшествующими результатами для ограниченных акваторий Японского моря (Уранов, 1968; Miita, Tawara, 1984; Климов, 1986; Павлычев и др., 1989; Zuenko, 1994; Погодин, Шатилина, 1993; Зуенко, 1994, 2002; Pavlychev, Teterin, 1996; Ponomarev, Salyuk, 1997; Лучин и др., 2005) и для Японского моря в целом (Ponomarev, Salyuk, 1997; Пономарев и др., 2000; Гидрометеорология..., 2003).

Однако с полным основанием, учитывая продолжительность наблюдений (1950–2001 гг.), можно выделить только 2–3-, 4–6-летнюю периодичности. Первую обычно связывают с изменениями во взаимодействии основных центров действия атмосферы. Периодичности от 4 до 6 лет удовлетворительно согласуется с периодами обращения водных масс в северотихоокеанской системе течений, а также с периодами проявления Эль-Ниньо. Наличие пиков спектральной плотности на периодах



**Рис. 4.** Распределение первых трех эмпирических ортогональных составляющих полей температуры воды Японского моря на горизонте 50 м (а – зоф\_1; б – зоф\_2; в – зоф\_3)

14–16 лет, возможно, связано с гелиогеофизическими факторами, отмечаемыми во многих климатических системах.

Проведенные расчеты также показали, что статистически значимые линейные тренды в анализируемых рядах 1-й и 2-й компонент в подповерхностных водах Японского моря не выявляются. На 95%-ном уровне значимости тренд выделен только в распределении временной составляющей третьей компоненты. Эта компонента, как следует из рис. 4, характеризует противофазность термических процессов в собственных водах Японского моря по отношению к тихоокеанским.

В рамках принятой классификации в деятельном слое Японского моря с 1950 по 2001 г. не наблюдалось экстремально теплых и экстремально холодных в гидрологическом отношении зим. Проведенный анализ позволил выделить следующие типы лет.

**Нормальные годы:** 1951, 1952, 1959, 1961, 1962, 1964, 1965, 1966, 1967, 1972, 1973, 1975, 1976, 1980, 1982, 1983, 1987, 1988, 1991, 1994, 1997, 2001.

**Холодные годы:** 1950, 1957, 1958, 1963, 1968, 1969, 1970, 1971, 1974, 1977, 1981, 1984, 1985, 1986, 1996.

**Теплые годы:** 1953, 1954, 1955, 1956, 1960, 1978, 1979, 1989, 1990, 1992, 1993, 1995, 1998, 1999, 2000.

## ЗАКОНОМЕРНОСТИ ТИПОВЫХ РАСПРЕДЕЛЕНИЙ ТЕМПЕРАТУРЫ В ДЕЯТЕЛЬНОМ СЛОЕ ВОД МОРЯ

На основе проведенной типизации были сформированы три массива – «холодных», «теплых» и «нормальных» лет. Затем для каждого из типов были построены средние многолетние карты и представлены особенности пространственного распределения температуры воды на подповерхностных горизонтах.

На рис. 5–7 показаны типичные средние многолетние распределения температуры воды для теплых и холодных лет в слое 30–150 м для периода с февраля по август. Как следует из этих карт, в Японском море наблюдается одна главная для всех месяцев закономерность: существенно различающиеся размеры областей, которые заполнены собственными япономорскими водами, а также водными массами субтропического происхождения. Условную границу между этими водами, как правило, можно обозначить изотермами 2–4 °С. В августе в качестве индикатора, характеризующего термическое состояние типовых распределений на горизонтах 30 и 50 м, дополнительно можно использовать изотермы от 8 до 10 °С.

Как правило, разность значений температуры воды между холодным и теплым состояниями подповерхностных вод Японского моря в слое 30–150 м для отдельных частей моря может составлять около 2 °С (рис. 5–7). Максимальные различия температуры воды для представленных типовых распределений характерны для региона Полярного фронта (до 2–4 °С), а также для акватории севернее и северо-восточнее Корейского пролива, где различия в значениях температуры воды могут достигать 2 °С. Для северного и северо-западного района, который заполнен собственными водами Японского моря, различия в значениях температуры воды (при теплом и холодном распределениях), как правило, не превышают 1 °С.

По особенностям конфигурации изотерм, а также их смещений в пределах моря видно, что в холодные годы более ярко выделяется перемещение переохлажденных вод (с температурой воды меньше 2–4 °С) от района, расположенного к югу от зал. Петра Великого, на восток (к Сангарскому проливу).

По типовым распределениям изотерм в диапазоне 2–4 °С в слое 30–150 м также видно, что для типичных холодных лет хорошо развито холодное Северо-Корейское течение, перемещающее свои воды вдоль западной периферии моря на юг. Однако в теплые по термическим условиям годы в южной части Японского моря более ярко выражено отепляющее влияние Восточно-Корейского течения, которое переносит свои воды от Корейского пролива на север. Поэтому в теплые по гидрологическим условиям годы более теплые трансформированные субтропические воды на меридианах 131–132° в.д. достигают параллели 41° с.ш., что в конечном итоге блокирует перенос холодных вод Северо-Корейского течения на юг у берегов Корейского полуострова.

Уже на горизонте 150 м, как следует из рис. 7, в типовых распределениях температуры воды наблюдаются незначительные изменения размеров областей, которые заполнены трансформированными субтропическими или собственными япономорскими водами.

К северу от Полярного фронта для периода с апреля по июнь не получено видимых различий в распределениях изотерм и значениях температуры воды после теплых и холодных в гидрологическом

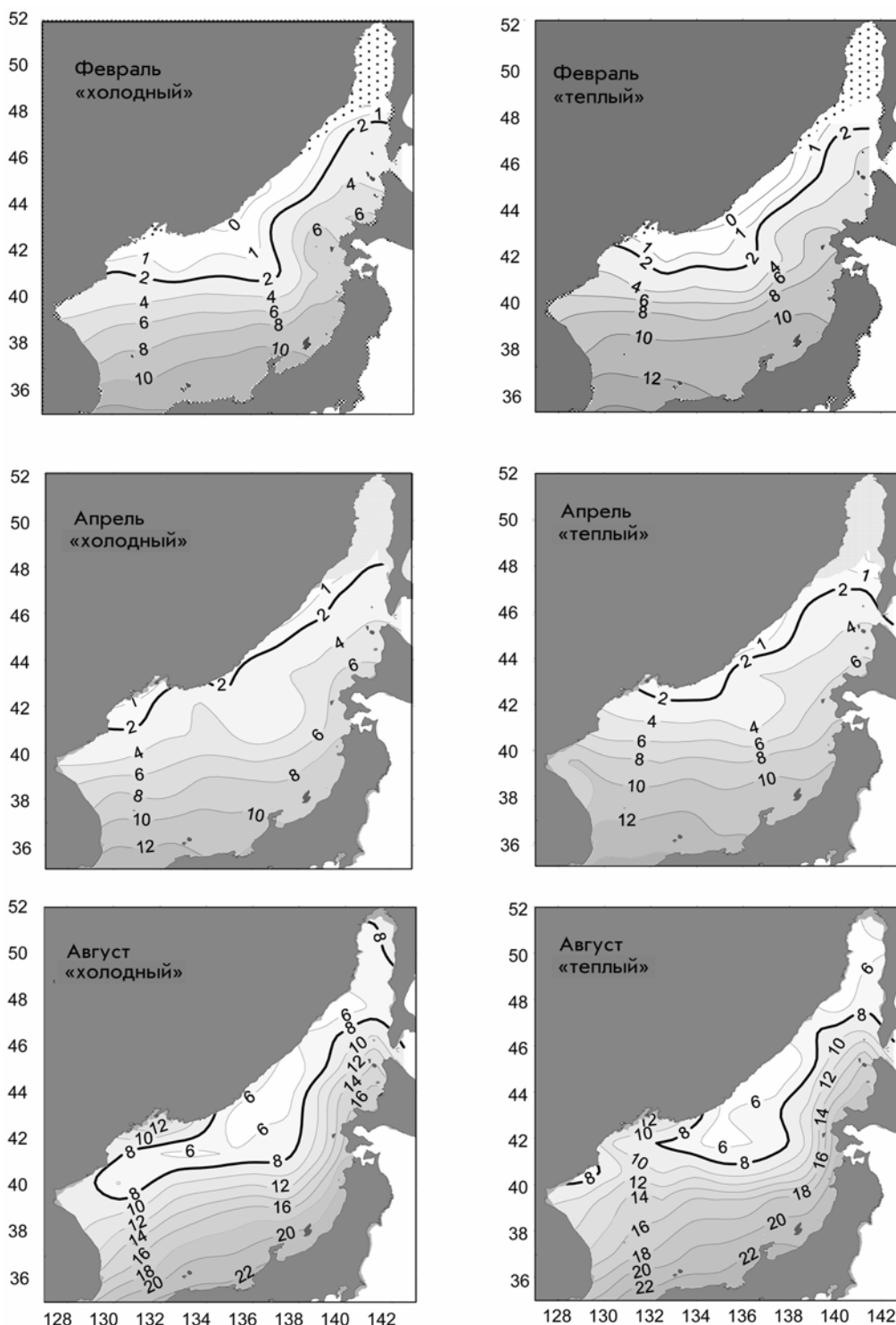


Рис. 5. Средние многолетние типовые распределения температуры воды (°C) на горизонте 30 м

отношении зим. Только в августе в этом регионе моря достаточно ярко проявляется разность между теплыми и холодными состояниями, что достаточно хорошо идентифицируется положением и конфигурацией области, ограниченной изотермой 1 °C.

В районе к югу от Полярного фронта видимые различия между теплыми и холодными состояниями термического режима наблюдаются только в пределах Восточно-Корейского течения. Здесь,

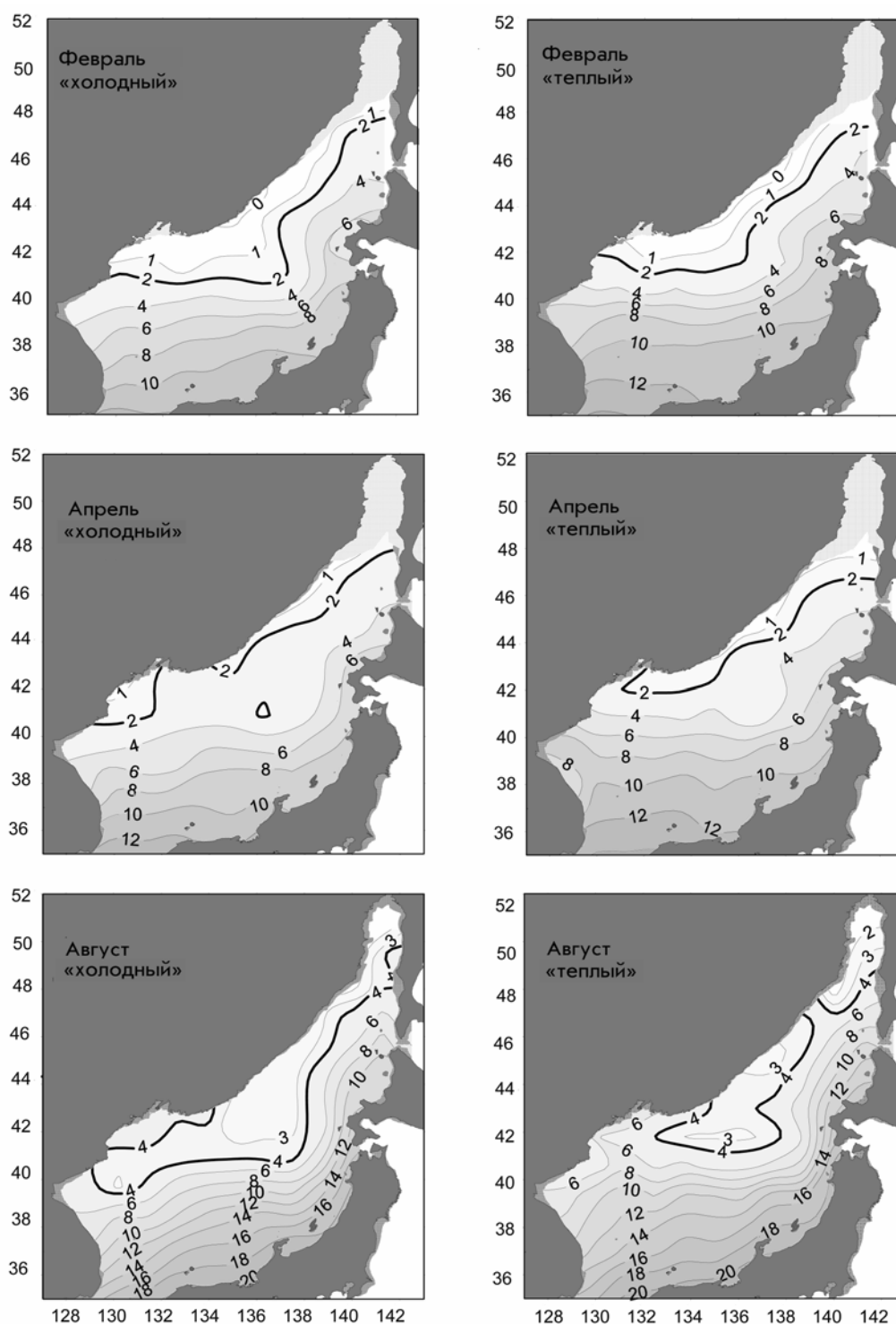


Рис. 6. Средние многолетние типовые распределения температуры воды (°C) на горизонте 50 м

как следует из конфигурации изотерм 4 и 6 °C на рис. 7, значимые изменения в значениях температуры воды при различных типовых распределениях могут достигать 2 °C.

Эта особенность внутригодового и пространственного распределения температуры воды может свидетельствовать о том, что межгодовые различия интенсивности процессов осенне-зимней конвек-

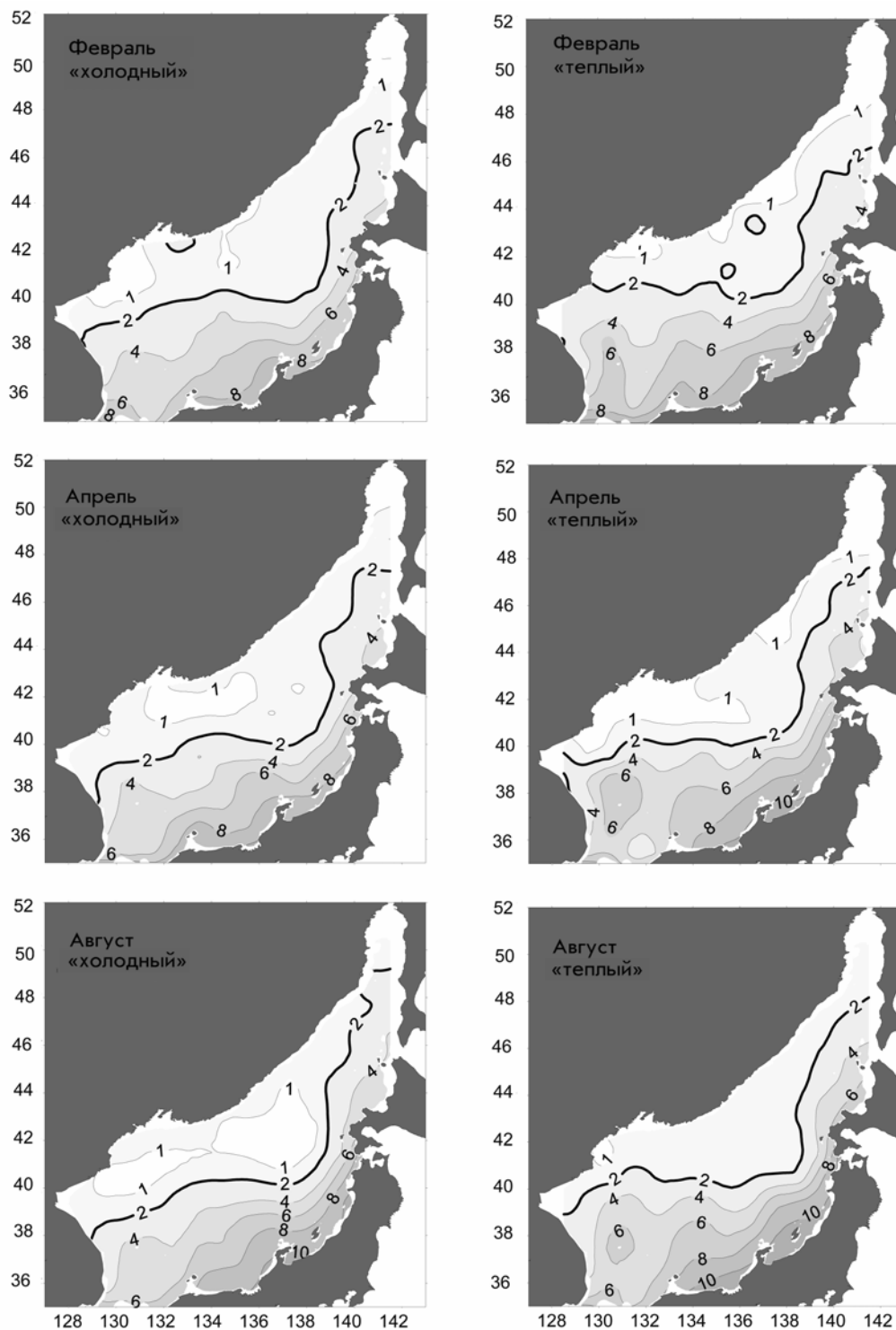


Рис. 7. Средние многолетние типовые распределения температуры воды (°C) на горизонте 150 м

ции в северо-западной части моря на горизонте 150 м начинают проявляться только в августе. Более того, межгодовые изменения в термическом режиме теплого сектора моря зависят как от величины поступления тепла из Тихого океана, так и перераспределения его в системе Цусимского и Восточно-Корейского течений.

## ВЛИЯЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ВОЗМОЖНОСТЬ СОСТАВЛЕНИЯ ПРОГНОСТИЧЕСКИХ ЗАВИСИМОСТЕЙ

На основании полученных результатов анализировалась возможность составления прогноза типа пространственного распределения температуры воды на подповерхностных горизонтах Японского моря. В качестве предиктанта использован вклад первой компоненты разложения полей температуры по ЭОФ на горизонте 50 м, которая отражает синхронные изменения на акватории всего моря.

Общее количество предикторов (индексов) составило 212 временных рядов, в которых информация представлена с различной степенью детализации (от декады до года). Следует отметить, что при отборе только значимых линейных связей с предиктантом (с различными заблаговременностями, где нулевая заблаговременность соответствует марту) количество предикторов существенно сократилось. В результате проведенного корреляционного анализа были отобраны следующие предикторы:

второй временной коэффициент ЭОФ-разложения бюджета тепла поверхности северной части Тихого океана в январе;

третий временной коэффициент ЭОФ-разложения значений высоты изобарической поверхности 1000 гПа ЕСР-2 в декабре;

третий временной коэффициент ЭОФ-разложения значений высоты изобарической поверхности 500 гПа в ЕСР-2 в январе и декабре;

индексы, характеризующие зональную и меридиональную составляющую потока в различных районах у земли и на высоте 500 гПа: индексы Каца, Блиновой, Арктической осцилляции с заблаговременностями от одного (февраль) до четырех (ноябрь) месяцев;

индексы, характеризующие величину средней в регионе аномалии высоты изобарической поверхности 1000 гПа с заблаговременностями от одного (февраль) до четырех (ноябрь) месяцев. Районы расчета аномалий лежат в области влияния Азиатского зимнего максимума, гонолульского максимума и в районе развития Индийского муссона;

средняя месячная ледовитость Японского моря в январе;

широта центра зимнего Азиатского максимума в декабре;

широта центра Алеутского минимума в декабре, январе и феврале;

широта центра Гонолульского максимума в январе;

индекс Североатлантического колебания в ноябре;

площадь зимнего Азиатского максимума в феврале и Гонолульского максимума в декабре;

третий временной коэффициент ЭОФ-разложения значений высот изобарических поверхностей 1000, 925 и 850 гПа в ЕСР-2 в октябре предшествующего года;

первый и второй временные коэффициенты ЭОФ-разложения значений высот изобарических поверхностей 850, 700, 600, 500 гПа в ЕСР-2 в январе;

третий временной коэффициент ЭОФ-разложения значений высот изобарических поверхностей 700, 600, 500 гПа в ЕСР-2 в январе;

температура воды на поверхности в узлах квадратов  $2 \times 2^\circ$  с центрами в точках  $33^\circ$  с.ш. –  $127^\circ$  в.д. и  $33^\circ$  с.ш. –  $129^\circ$  в.д. с ноября по март (заблаговременности от 0 до 4 мес);

второй временной коэффициент ЭОФ-разложения поля температуры воды поверхности северной части Тихого океана в октябре, январе и феврале;

третий временной коэффициент ЭОФ-разложения поля температуры воды поверхности северной части Тихого океана в феврале и марте.

Все ряды возможных предикторов были обработаны методом пошагового регрессионного анализа. Из анализа исключались предикторы с высокими коэффициентами взаимной корреляции. В дальнейшем исходная выборка разбивалась на обучающую выборку (1960–1991 гг.), по которой рассчитывали уравнения регрессии, и проверочную (1992–2001 гг.), на которой проверялись результаты прогноза и отбиралась наиболее адекватная модель (прогностическое уравнение).

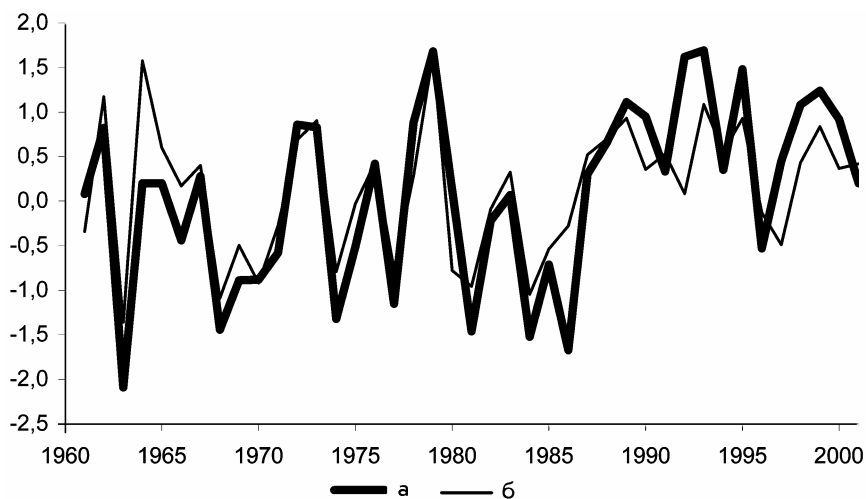
В результате этих процедур число возможных статистически значимых и независимых предикторов было сокращено до четырех. Это находится в хорошем соответствии с рекомендациями для составления прогностических уравнений (Айвазян и др., 1985, Привальский, 1985), одним из главных

условий которых является ограничение, накладываемое на число предикторов. Их количество (по отношению к длине зависимой выборки) не должно превышать 10–15%. В результате нами получено прогностическое уравнение:

$$\Delta T = -3,012 - 1,457p_1 - 0,01p_2 + 0,146p_3 - 0,505p_4,$$

где:  $p_1$  – индекс Каца, рассчитанный в ЕСР-2 в широтной полосе 35–70° с.ш. в феврале текущего года;  $p_2$  – временной коэффициент второго собственного вектора разложения полей температуры воздуха в ЕСР-2 на изобарической поверхности 850 мб в марте предшествующего года;  $p_3$  – средние месячные смещения по широте центра зимнего Азиатского максимума давления в декабре;  $p_4$  – средние месячные изменения площади Гонолульского максимума приземного давления в декабре.

Исходная и восстановленная кривые межгодовых изменений температуры воды в Японском море представлены на рис. 8. Обращает на себя внимание хорошее соответствие между исходным и восстановленным рядами. Коэффициент корреляции между ними на временном промежутке с 1961 по 2001 г. имеет значение 0,82. Следует отметить, что для данной длины ряда критическое значение коэффициента корреляции ( $R_{\text{крит.}}$ ) составляет 0,32 (на 95%-ном уровне значимости). На зависимом ряде (1961–1991 гг.) коэффициент корреляции несколько выше (0,86 при  $R_{\text{крит.}} = 0,36$ ). Коэффициент корреляции между исходным и прогностическим рядами на независимой выборке (1992–2001 гг.) также статистически значим (0,58) при  $R_{\text{крит.}} = 0,55$  для данной длины ряда.



**Рис. 8.** Исходная (а) и восстановленная (б) кривые межгодовых изменений временного коэффициента первого собственного вектора разложения температуры воды в Японском море

Оценка результативности прогноза оценивалась по попаданию в выделенный класс термического режима. При этом безусловно оправдавшимся считался год, когда в рамках принятой классификации (см. раздел «Методы исследования») по двум выборкам (исходный и прогностический ряды) он попадал в один класс (или «нормальный», или «теплый», или «холодный»). В рамках предложенного подхода за «норму» принят интервал температур от  $-0,59$  до  $+0,75$  °С. Если учитывать предельную ошибку расчета стандартного отклонения (она при длине ряда, равном 41 членам, и 95%-ном уровне значимости составляет 0,22), то диапазон «нормы» увеличивается на  $\pm 0,15$  °С. Следует отметить, что учет предельной ошибки расчета стандартного отклонения не повлиял на качество прогноза. Результаты анализа представлены в табл. 2, из которой следует, что на независимой выборке (1992–2001 гг.) в 7 случаях из 10 результаты прогноза оказались оправдавшимися. Соответственно, безусловная оправдываемость прогнозов составила 70%. Если же (согласно Наставление..., 1982) считать, что попадание в один класс дает оправдываемость 100%, а в смежный класс – 50%, то результирующая оправдываемость метода (7 полных совпадений и 3 попадания в смежные классы) составляет уже 85%.



Результаты оценки прогноза

Год	T_исходн	Класс T_исход	T_прогн	Класс T_прогн	Год	T_исходн	Класс T_исход	T_прогн	Класс T_прогн
1961	0,08	Н	-0,34	Н	1982	-0,22	Н	-0,09	Н
1962	0,82	Т	1,17	Т	1983	0,07	Н	0,32	Н
1963	-2,09	Х	-1,36	Х	1984	-1,52	Х	-1,05	Х
1964	0,20	Н	1,57	Т	1985	-0,71	Х	-0,54	Н
1965	0,20	Н	0,60	Н	1986	-1,67	Х	-0,28	Н
1966	-0,44	Н	0,17	Н	1987	0,30	Н	0,52	Н
1967	0,28	Н	0,40	Н	1988	0,66	Н	0,70	Н
1968	-1,44	Х	-1,09	Х	1989	1,11	Т	0,93	Т
1969	-0,89	Х	-0,50	Н	1990	0,95	Т	0,36	Н
1970	-0,88	Х	-0,92	Х	1991	0,33	Н	0,53	Н
1971	-0,58	Н	-0,28	Н	1992	1,62	Т	0,08	Н
1972	0,86	Т	0,68	Н	1993	1,69	Т	1,08	Т
1973	0,83	Т	0,90	Т	1994	0,35	Н	0,56	Н
1974	-1,32	Х	-0,79	Х	1995	1,48	Т	0,93	Т
1975	-0,51	Н	-0,03	Н	1996	-0,53	Н	-0,13	Н
1976	0,42	Н	0,43	Н	1997	0,45	Н	-0,49	Н
1977	-1,15	Х	-0,77	Х	1998	1,08	Т	0,43	Н
1978	0,88	Т	0,28	Н	1999	1,24	Т	0,84	Т
1979	1,68	Т	1,66	Т	2000	0,92	Т	0,37	Н
1980	0,12	Н	-0,78	Х	2001	0,20	Н	0,42	Н
1981	-1,46	Х	-0,96	Х					

Примечание. 1992–2001 гг. – независимый ряд; Н – нормальные годы, Х – холодные, Т – теплые.

Столь высокая оправдываемость вселяет надежду на возможность использования изложенного подхода в практических целях.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование всей доступной глубоководной океанографической информации и предложенной методики восстановления пропусков в ежегодных полях температуры воды позволило корректно рассчитать параметры межгодовой изменчивости в деятельном слое Японского моря.

Впервые для Японского моря в целом представлены существенно различающиеся средние многолетние типовые (для «холодных» и «теплых» лет) распределения температуры воды на стандартных горизонтах в слое 30–150 м.

Проведен взаимокорреляционный анализ временного коэффициента первой компоненты ЭОФ-разложения полей температуры воды с обширным набором гидрометеорологических параметров, характеризующих климатическую систему северо-западной части Тихого океана. Методом пошагового регрессионного анализа были выявлены статистически значимые предикторы для составления фонового прогноза термического состояния вод Японского моря.

Составлено прогностическое уравнение, на основании которого можно предсказать тип термического состояния моря для периода с апреля по август с заблаговременностью от 1 до 5 мес. Коэффициент корреляции между исходным и прогностическим рядами имеет значение 0,86 (при его критическом значении на 95%-ном уровне значимости, равном 0,36). Оценка, выполненная на независимом ряде с 1992 по 2001 г., показала безусловную оправдываемость прогнозов 70%. При этом общая оправдываемость достигает 85%.

В случае практического применения данной методики технология предсказания типа термического режима в подповерхностных водах Японского моря на весенне-летний период может быть представлена следующим образом. Используя определенный нами набор из 4 предикторов за декабрь–февраль и составленное прогностическое уравнение, производится прогностический расчет аномалии временного коэффициента первой компоненты ЭОФ-разложения полей температуры воды на нужный год. Затем по предложенной нами классификации, вычисленная аномалия относится к определенному классу («теплых» или «холодных» лет). На заключительном этапе применяются рисунки средних многолетних типовых «холодных» и «теплых» распределений температуры воды на стандартных горизонтах в слое 30–150 м (рис. 5–7). Для характеристики «нормальных» лет можно использовать средние многолетние распределения температуры воды, представленные в монографии (Гидрометеорология ..., 2003).

### Литература

- Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. М.: Финансы и статистика, 1985. 487 с.
- Багров Н.А. Аналитическое представление последовательности метеорологических полей посредством естественных ортогональных составляющих // Тр. ЦИП. 1959. Вып. 74. С. 64–71.
- Блинова Е.Н. Общая циркуляция атмосферы и гидродинамический долгосрочный прогноз погоды // Тр. ГМЦ. 1967. Вып. 15. С. 3–26.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Японское море. Гидрометеорологические условия. СПб.: Гидрометеоиздат, 2003. Т. 8, вып. 1. 398 с.
- Глаголева М.Г., Саускан Е.М., Тютнев Я.М. Метод прогноза температуры воды у юго-западного побережья о. Сахалин // Тр. ЦИП. 1957. Вып. 57. С. 98–131.
- Дьяков Б.С., Никитин А.А. О гидрологических процессах в Японском море в весеннее время // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 78–88.
- Зуенко Ю.И. Сезонная и межгодовая изменчивость температуры воды в северо-западной части Японского моря // Изв. ТИНРО. 2002. Т. 131. С. 3–21.
- Зуенко Ю.И. Межгодовые изменения температуры в верхнем слое глубинных вод Японского моря // Комплексные исследования морских гидробионтов и условий их обитания. Владивосток: ТИНРО, 1994. С. 66–72.
- Елисеева И.И., Юзбашев М.М. Общая теория статистики. М.: Финансы и статистика, 1998. 368 с.
- Истошин Ю. В. Температура воды Японского моря и возможность ее прогноза // Тр. Океанографической комиссии. Т. 7. Морские гидрометеорологические прогнозы и расчеты. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 52–97.
- Карпова И.П., Шатилина Т.А. Долгопериодная изменчивость температуры воды и воздуха у юго-западного побережья Сахалина // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 50–60.
- Кац А.Л. Об изучении и оценке общей циркуляции атмосферы // Метеорология и гидрология. 1954. № 6. С. 13–18.
- Кац А.Л. Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 270 с.
- Климов С. М. Оценка крупномасштабной изменчивости температуры поверхностного слоя в зоне Цусимского течения // Тр. Дальневост. регион. НИИ Госкомгидромета. 1986. № 125. С. 3–10.
- Лучин В.А., Плотноков В.В. Оценка крупномасштабной пространственно-временной изменчивости термического состояния вод Берингова моря // Тр. Арктического регионального центра / под ред. И.П. Семилетова. Т. 2, ч. 1. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 212–222.
- Лучин В.А., Тихомирова Е.А., Круц А.А. Океанографический режим вод зал. Петра Великого (Японское море) // Изв. ТИНРО. 2005. Т. 140. С. 130–169.
- Лучин В.А., Жигалов И.А. Межгодовые изменения типовых распределений температуры воды в деятельном слое Охотского моря и возможность их прогноза // Изв. ТИНРО. 2006. Т. 147. С. 183–204.
- Мещерская А.В., Руховец Л.В., Юдин М.И., Яковлева Н.И. Естественные составляющие метеорологических полей. Л.: Гидрометеоиздат. 1970. 199 с.
- Наставление о службе прогнозов. Разд. 3, ч. 3. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 114 с.
- Никитин А.А., Дьяков Б.С. Эволюция антициклонического вихря в Японском море у берегов Кореи в системе вод Восточно-Корейского течения в 1991–1992 гг. (по данным спутниковой и судовой информации) // Исслед. Земли из космоса. 1995. Т. 6. С. 90–98.
- Павлычев В.П., Будаева В.Д., Хен Г.В., Чернявский В.И., Шатилина Т.А. Межгодовые изменения гидрометеорологических условий в основных районах промысла северо-западной части Тихого океана и возможности

- их прогнозирования // Долгопериодная изменчивость условий природной среды и некоторые вопросы рыбопромышленного прогнозирования. М.: ВНИРО, 1989. С. 124–141.
- Плотников В.В.* Использование алгоритмов многоцелевой оптимизации при решении задач гидрометеорологических (ледовых) прогнозов // Метеорология и гидрология. 1988. № 8. С. 57–66.
- Плотников В.В.* Эволюция ледовых условий на дальневосточных морях России во второй половине XX века // Вестн. ДВО РАН. 2003. № 2. С. 126–133.
- Погодин А.Т., Шатилина Т.А.* О сезонной и межгодовой изменчивости температуры воды в северной части Татарского пролива (Японское море). Владивосток: ТИНРО, 1993. 73 с. (Деп. в ВНИЭРХ 10.03.94, 1257-рх94).
- Пономарев В.И., Устинова Е.И., Салюк А.Н., Каплуненко Д.Д.* Климатические изменения в Японском море и прилегающих районах в 20-м столетии // Изв. ТИНРО. 2000. Т. 127. С. 20–36.
- Привальский В.Е.* Климатическая изменчивость (стохастические модели, предсказуемость, спектры). М.: Наука, 1985. 184 с.
- Смолянкина Т.В.* Многолетняя изменчивость аномалий давления, широты и долготы центров действия атмосферы Азиатско-Тихоокеанского региона // Тр. ДВНИГМИ. Темат. вып. № 2. Владивосток: Дальнаука, 1999. С. 10–16.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я.* Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1979. 288 с.
- Уранов Е.Н.* Прогноз многолетних колебаний термического режима вод у юго-западного берега Сахалина // Изв. ТИНРО. 1968. Т. 65. С. 212–220.
- Шапкина В.Ф.* Прогноз температуры воды в районах течений Куроисио, Цусимского и Приморского // Тр. ЦИП. 1959. Вып. 91. С. 18–50.
- Bogdanovskaya T.V., Kupera N.S.* Multiyear variability of north pacific high and aleutian low // Pacific Oceanography. Vladivostok: Dalnauka, 2003. Vol. 1, N 1. P. 138–143.
- Chen C.T.A., Bychkov A.S., Wang S.L., Pavlova G.Yu.* An anoxic Sea of Japan by the year 2200? // Mar. Chem. 1999. P. 249–265.
- Gamo T., Horibe Y.* Abyssal circulation in the Japan Sea // J. Oceanogr. Soc. Japan. 1983. Vol. 39, N 5. P. 220–230.
- Gamo T., Nozaki Y., Sakai H., Nakai T., Tsubota H.* Spacial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer // J. Mar. Res. 1986. Vol. 44, N 4. P. 781–793.
- Gamo T.* Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea // Geophys. Res. Lett. 1999. Vol. 26. P. 3137–3140.
- Isoda Y.* Interannual SST variations to the north and south of the Polar front in the Japan Sea // Umi to sora. 1994. Vol. 32. P. 285–294.
- Isoda Y., Korematsu H.* Interannual variations of water temperature, salinity, and oxity vertical distributions in the Tsushima Current region // Umi to sora. 1995. Vol. 71, N 2. P. 47–57.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Woollen J., Zhu Y., Leetmaa A., Reynolds R.* (NCEP Environmental Modeling Center), *Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K.C., Ropelewski C., Wang J.* (NCEP Climate Prediction Center), *Jenne R., Joseph D.* The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project // Bull. American Meteorological Soc. 1996. March. – <http://dss.ucar.edu/datasets/ds090.2/data/monthly>.
- Kawamura H., Yoon J.-H., Kim C.-H.* The formation of the intermediate and deep water in the Japan/East Sea // Proceedings of the CREAMS' 99 intern. symp. 26–28 Jan. 1999. Fukuoka, Japan, 1999. P. 156–159.
- Kim Y.-G., Kim K., Kim K.-R.* Intermediate and deep waters in the Japan Sea // Proceedings of the CREAMS' 97 intern. symp. 28–30 Jan. 1997. Fukuoka, Japan, 1997. P. 39–42.
- Kim K.-R., Kim K.* What is happening in the East Sea (Japan Sea)? Recent chemical observations during CREAMS 93–96 // J. Korean Soc. Oceanogr. 1997. Vol. 31. P. 164–172.
- Kim K., Kim Y.-G., Cho Y.-K., Takematsu M., Volkov Y.* Basin-to-basin and year-to-year variation of temperature and salinity characteristics in the East Sea (Sea of Japan) // Proceedings of the CREAMS' 99 intern. symp. 26–28 Jan., 1999. Fukuoka, Japan, 1999. P. 3–6.
- Lee C.-K., An H.-S., Shin H.-R.* 98 CREAMS observation and water properties of the ulleung basin: long term change // Proceedings of the CREAMS' 99 intern. symp. 26–28 Jan. 1999. Fukuoka, Japan, 1999. P. 35–37.
- Luchin V.A., Plotnikov V.V.* Estimation of the interannual variability of the Sea of Japan water temperature // J. Pacific Oceanography. Vladivostok: Dalnauka, 2003. Vol. 1, N 1. P. 16–22.
- Miita T., Tawara S.* Seasonal and secular variations of water temperature in the east Tsushima strait // J. Oceanogr. Soc. Jap. 1984. Vol. 40, N 2. P. 91–97.
- Minami H., Kano Y., Ogawa K.* Long-term variations of potential temperature and dissolved oxygen of the Japan Sea proper water // J. Oceanogr. 1999. Vol. 55. P. 197–205.

- Minobe S.* Interdecadal temperature variation of deep water in the Japan Sea (East Sea) // Proceedings of fourth CREAMS workshop, r/v Okean, Vladivostok, Febr. 12–13, 1996. Vladivostok, 1996. P. 81–88.
- Naganuma K.* The oceanographic fluctuations in the Japan Sea // *Kaye Kagaku*. 1977. Vol. 9, N 2. P. 65–69.
- Nakamura K.* Interannual variation of the water temperature in the southern part of the Japan Sea // *Umi to sora*. 1992. Vol. 67, Extra Number. P. 217–230.
- Pavlychev V.P., Teterin A.I.* Interannual changes of thermal conditions in the north-western Japan Sea // Proceedings of fourth CREAMS workshop, r/v Okean, Vladivostok, Febr. 12–13, 1996. Vladivostok, 1996. P. 71–75.
- Ponomarev V.I., Salyuk A.N.* The climate regime shifts and heat accumulation in the Sea of Japan // Proceedings of the CREAMS' 97 intern. symp. 28–30 January, 1997. Fukuoka, Japan. P. 157–161.
- Ponomarev V.I., Salyuk A.N., Bychkov A.S.* The Japan Sea water variability and ventilation processes // Proceedings of fourth CREAMS workshop, r/v Okean, Vladivostok, Febr. 12–13, 1996. Vladivostok, 1996. P. 63–69.
- Ponomarev V.I., Kaplunenko D.D., Ishida H.* Centennial and semi-centennial climatic tendencies in the Asian continental and Pacific marginal areas // *Bull. Japan Sea Res. Inst., Kanazawa Univ. Kanazawa, Japan*, 2001. Vol. 32. P. 77–90.
- Regional Real Time Data Base at [neargoos@hq.kishou.go.jp](mailto:neargoos@hq.kishou.go.jp)
- Riser S.C.* Long-term variation in the deep ventilation of the Japan/East Sea // Proceedings of the CREAMS' 97 intern. symp. 28–30 Jan., 1997. Fukuoka, Japan, 1997. P. 31–34.
- Riser S.C., Warner M.J., Yurasov G.I.* Circulation and mixing of water masses of Tatar Strait and the northwestern boundary region of the Japan Sea // *J. Oceanogr.* 1999. Vol. 55. P. 133–156.
- Sudo H.* A note on the Japan Sea Proper Water // *Progr. Oceanogr.* 1986. Vol. 17. P. 313–336.
- Trusenkova O., Ponomarev V., Ishida H.* Heat transport to the Northwest Japan Sea: simulation with the MHI model // *Recent Advances in Marine Science and Technology 2002*. Tokyo: Publication of Japan International Marine Science and Technology Federation, 2003a. P. 37–44.
- Trusenkova O., Ponomarev V., Ishida H.* Impact of climate change on circulation patterns in the Japan Sea // *J. Hydraulic Coastal Environment Engineering*. 2003b. N 733/II-63. P. 131–150.
- Watanabe T., Hanawa K., Toba Y.* Analysis of year-to-year variation of water temperature along the coast of the Japan Sea // *Progr. Oceanogr.* 1986. Vol. 17. P. 337–357.
- Zuenko Y.I.* The year-to-year temperature variation of the main water masses in the north-western Japan Sea // Proceedings of the CREAMS'94 intern. symp. 24–26 Jan., 1994. Fukuoka, Japan, 1994. P. 115–118.

## ТЕНДЕНЦИИ ДОЛГОПЕРИОДНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ В ВОДАХ ЗАЛИВА ПЕТРА ВЕЛИКОГО

<sup>1</sup> В.А. Лучин, <sup>2</sup> С.И. Кислова, <sup>2</sup> А.А. Круц

<sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,

<sup>2</sup> Дальневосточный региональный научно-исследовательский  
гидрометеорологический институт Росгидромета

**З**ал. Петра Великого находится в северо-западной части Японского моря и ограничен со стороны моря линией, соединяющей устье р. Туманная с мысом Поворотный. Дно в зал. Петра Великого довольно ровное и плавно повышается с юга на север (Лоция..., 1984).

Средние многолетние месячные значения температуры воздуха на западном побережье Японского моря имеют минимум в январе и максимум в августе. Однако в отдельные годы эти экстремумы могут смещаться в ту или иную сторону. В целом за имеющийся период инструментальных наблюдений июль в 18% случаев был теплее августа либо температуры между ними практически не различались (Климат Владивостока, 1978; Дашко, Варламов, 2003).

Одни из первых океанологических исследований вод залива были выполнены К.А. Гомоюновым (1926, 1930), который представил вертикальные и пространственные распределения температуры и солености. В 50-х годах прошлого столетия специалисты ТИНРО и Гидрометеослужбы начали выполнять стандартные наблюдения в заливе, которые в настоящее время являются основой для исследования режима его вод. Несмотря на большое число океанографических наблюдений, опубликованных сведений по океанографическому режиму залива еще недостаточно. Так, например, в работах