

УДК 551.465(265.5)

**В.И. Бышев<sup>1</sup>, А.Л. Фигуркин<sup>2</sup>, И.М. Анисимов<sup>1\*</sup>**<sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН,  
117997, г. Москва, Нахимовский пр-т, 36;<sup>2</sup> Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр,  
690091, г. Владивосток, пер. Шевченко, 4**СОВРЕМЕННЫЕ КЛИМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ  
ТЕРМОХАЛИННОЙ СТРУКТУРЫ ВОД СЗТО**

Диагноз изменчивости температуры и солёности верхнего 1000-метрового слоя вод северо-западной части Тихого океана (СЗТО), выполненный по многолетним данным океанологических наблюдений (1950–2014 гг.), показал, что возмущения этих параметров прослеживаются в пределах верхнего деятельного слоя до горизонтов 300–600 м, что существенно больше глубины проникновения сезонных колебаний, и их следует трактовать как климатические междекадные. Наиболее значительные изменения характеристик приурочены к межфронтальной зоне системы Куро-Ойясио. Высокое теплосодержание верхний деятельный слой СЗТО имел в период 1960–1974 гг. В 1975–1999 гг. теплосодержание заметно сокращалось, а в 2000–2014 гг. вновь обозначился его рост. Анализ наблюдаемых величин и темпов теплонакопления верхнего деятельного слоя СЗТО позволяет высказать предположение о скором (в течение ближайших 5–6 лет) изменении тенденции с роста на сокращение его теплосодержания, т.е. с фазы потепления вод на фазу их похолодания. Предыдущий период тепловой разгрузки вод СЗТО приходился на продолжительный цикл с интенсивным зимним алеутским минимумом, усилением цепочки Курило-Камчатского течения — Ойясио и сопровождался проявлением урожайности поколений дальневосточной сардины.

**Ключевые слова:** северо-западная часть Тихого океана, термохалинная структура, климатические изменения, субарктический фронт, алеутский минимум, аномалии, «сардиновые волны».

**Byshev V.I., Figurkin A.L., Anisimov I.M.** Recent climate changes of thermohaline structure in the North-West Pacific // *Izv. TINRO.* — 2016. — Vol. 185. — P. 215–227.

Variability of temperature and salinity in the 0–1000-m layer of the North-West Pacific is analyzed on the data of shipboard oceanographic observations obtained in 1950–2014. Significant decadal changes of these parameters are revealed at the depth of 300–600 m that exceeds the depth of seasonal fluctuations, with the highest rate in the Subarctic frontal zone. The heat content was the highest in the 1960–1974, then decreased in the 1975–1999, increased again in the 2000–2014, and the next phase of thermal «discharge» may begin supposedly in 5–6 years. Mechanisms of such climate changes are discussed. Similar changes are observed in different regions of the World Ocean that means that it is a global-scale phenomenon. These climate

---

\* Бышев Владимир Ильич, доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией, e-mail: labbyshev@ocean.ru; Фигуркин Александр Леонидович, кандидат географических наук, заведующий сектором, e-mail: figurkin@tinro.ru; Анисимов Иван Михайлович, инженер-исследователь.

Byshev Vladimir I., D.Sc., head of laboratory, e-mail: labbyshev@ocean.ru; Figurkin Alexander L., Ph.D., head of section, e-mail: figurkin@tinro.ru; Anisimov Ivan M., engineer-investigator.

changes of water temperature in the subsurface layer of the ocean and air temperature over the continent have opposite directions that denotes the auto-oscillation in the open non-linear system «ocean–atmosphere–continent» as their main mechanism. The previous period of the water thermal discharge was conditioned by active winter center of low atmospheric pressure — Aleutian Low. It was accompanied by strengthening of the East-Kamchatka Current and Oyashio Current and high abundance of Japanese sardine. The modern period of warming from the beginning of the 21<sup>st</sup> century is distinguished by negative values of PDO index, observed since 1998. However, PDO is positive again since January 2014, though stability of this change is not clear yet. On the other hand, winter SST in the spawning grounds of Japanese sardine, both in the Japan Sea and North-West Pacific, gradually decreased after the maximum in the 1998–2000 and reached negative anomalies in the areas at Japan in 2011–2015 that was favorable for its reproduction. The sardine biomass was gradually increased, too, in particular in the 2010–2012, and its migration to the Russian EEZ became more active, up to 0.7 million tons in the South-Kuril area in 2015.

**Key words:** North-West Pacific, thermohaline structure, climate change, Subarctic Front, Aleutian Low, temperature anomaly, Japanese sardine.

## Введение

Воды северо-западной части Тихого океана (СЗТО) — один из важнейших районов мирового рыболовства. В его современной истории наиболее известны периоды с 1920–1930-х до середины 1940-х гг. и с 1970–1980-х до начала 1990-х гг., которые благодаря всплескам численности японской сардины и ее экспансии на север названы «сардиновыми волнами» (эпохами), заканчивавшимися почти полным ее исчезновением из зоны умеренных широт (Шунтов, 2001, в печати; Беляев, 2003; Кляшторин, Любушин, 2005; Шунтов, Темных, 2008, 2011).

В конце 1950-х гг. Г.К. Ижевский (1961) сформулировал вывод о связи долгопериодных флюктуаций численности отдельных видов и состава рыбных сообществ с климато-океанологическими изменениями среды их обитания. К настоящему времени накоплено множество убедительных иллюстраций таких связей условий среды и биоты в различных районах Мирового океана (Cushing, 1982; Шунтов, 1986, 2001; Laewastu, 1993; Klyashtorin, 1997; Francis et al., 1998; Кляшторин, Любушин, 2005). Наиболее удачные примеры (Кляшторин, Сидоренков, 1996; Кляшторин, Любушин, 2005) были получены при значительном временном осреднении данных, т.е. благодаря подавлению высокочастотных колебаний и выделению низкочастотных составляющих изменчивости, длительностью в десятки лет. Несмотря на значимость и тесноту статистических связей, нельзя не признать, что большая часть прогнозов, сделанных на основе выявленных долгопериодных составляющих, не оправдалась. Это объясняется как тем, что даже осредненный ход внешних условий (климатообразующих процессов) полностью никогда не повторяется, а результат их воздействия на разных участках региона неоднозначен (фактор провинциальности), так и тем, что состояние популяции зависит не только от внешних условий, но и от особенностей ее внутреннего устройства и реакции на внешнее воздействие (Ижевский, 1961; Cushing, 1982; Шунтов, 2001, в печати; Беляев, 2003).

Таким образом, вновь возвращаемся к выводу, что без более глубокого понимания того, какие изменения происходят в окружающей среде при смене климатических условий и как они отражаются на функционировании биоты, прогнозировать изменение ее состояний невозможно. В частности, в большинстве исследований индикаторами климата представлены прямые данные или индексы, характеризующие состояние среды только на границе раздела воды и воздуха (приземные давление и температура воздуха, температура поверхности океана (ТПО)), тогда как состояние значительного слоя вод, в котором обитают рыбы, остается неизвестным.

Нами выполнен анализ временного хода термохалинной структуры вод СЗТО за последние полвека, чтобы оценить масштабы её климатической изменчивости в слое 0–1000 м, а также сравнить особенности структуры вод в периоды, соответствующие «сардиновым» эпохам, и в периоды ее низкой численности.

## Материалы и методы

Высокая термодинамическая активность района СЗТО, отмечаемая исследователями (Булгаков и др., 1972; Бышев, Снопков, 1990; Эксперимент «Мегаполигон», 1992\*), определяется активным взаимодействием теплых субтропических вод течения Куроисио и его ветвей с холодными субарктическими водами Ойяисио, в результате которого формируется сложная структура субарктического фронта. Исходное состояние структуры вод СЗТО, интенсивность взаимодействия между отдельными структурами и каждой из них с атмосферой обусловлены множеством разномасштабных прямых и обратных связей. Для выделения климатического сигнала из широкого частотного спектра изменчивости гидрофизических характеристик, содержащегося в нерегулярных данных судовых наблюдений, мы использовали временное и пространственное осреднение.

Базой для расчетов послужили данные о вертикальном распределении температуры и солёности в слое 0–1000 м из мирового архива океанологических станций (World Ocean Database, 2009), выполненных в районе 30–62° с.ш. 130–180° в.д. в 1950–2009 гг. Полный массив по указанному району и периоду составил 1048113 станций; последнее пятилетие (2010–2014 гг.) представлено данными судовых наблюдений ТИПРО-центра — 8397 станций. При обработке материалов использована программа ODV\*\*, специализированная для работы с мировым массивом наблюдений (World Ocean Database, 2009).

В зависимости от решаемой задачи данные станций о температуре и солёности на стандартных горизонтах в слое 0–1000 м подвергались различным видам обработки. Для построения полей аномалий исходные данные предварительно осреднялись по одноградусным квадратам, затем полученные значения сглаживались нелинейным пространственным фильтром с размером окна 3° по широте и 5° по долготе. Для расчета обобщенных профилей характеристик было выполнено осреднение по трём зонам СЗТО (рис. 1): субтропической (37–39° с.ш. 150–165° в.д. — А), субарктической (47–49° с.ш. 154–165° в.д. — В) и смешения (41–43° с.ш. 150–165° в.д. — Б). Кроме того, данные предварительной обработки группировались и осреднялись по трем временным периодам, 1960–1974, 1975–1999, 2000–2014 гг., с выделением как отдельно летнего (июнь–сентябрь) и зимнего (декабрь–март) сезонов, так и среднегодового климатического.

Указанные периоды выбраны в соответствии с фазами современного климата, выявленными ранее в Северной Атлантике (Бышев и др., 2011; Анисимов и др., 2012), а также с учетом того, что их временные границы хорошо совпадали с климатическими сдвигами в Тихоокеанском и Индоокеанском регионах (Minobe, 1997; Stephens et al., 2001; Lee, McPhaden, 2008; Wang et al., 2009).

На рис. 1 видно, что наблюдения велись неравномерно и по годам, и по районам, в частности более обеспеченными являются оценки для теплого периода, т.е. с апреля по сентябрь включительно. Тем не менее значительные объёмы гидрологических наблюдений, использованных при расчетах в каждом из районов в разные климатические периоды с разделением на условно холодную и теплую части года (рис. 1), позволяют считать, что мы располагаем достаточной статистической обеспеченностью полученных оценок.

## Результаты и их обсуждение

Вертикальное распределение температуры и солёности вод, полученное в результате осреднения данных по большим временным периодам и районам (рис. 2), сохранило географические признаки, характерные для субарктики, субтропиков и зоны смешения. На поверхности океана зональное различие по температуре между субтропической и субарктической зонами составляло 10–12 °С; такой же величиной характеризовалась амплитуда сезонного хода: разность зимних (декабрь–март) и летних (июнь–сентябрь) значений на акватории рассматриваемой области СЗТО.

---

\* Эксперимент «Мегаполигон». Гидрофизические исследования в северо-западной части Тихого океана. М.: Наука, 1992. 415 с.

\*\* Schlitzer R. Ocean Data View. <http://odv.awi.de>, 2013.

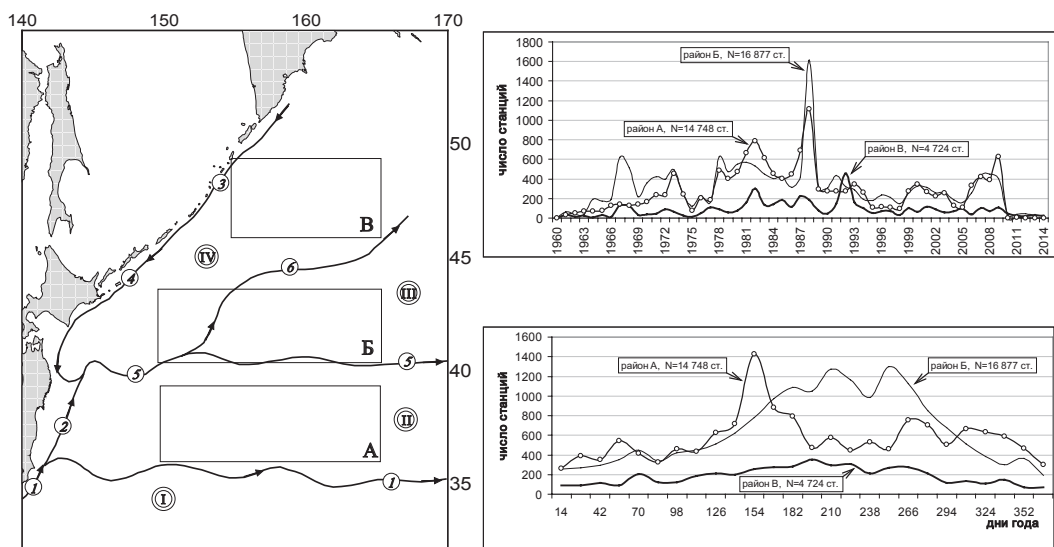


Рис. 1. Район исследований (слева) и количество гидрологических станций (справа), выполненных в субтропической (А), субарктической (В) и смешения (Б) зонах по годам (вверху) и отдельным дням года (внизу). Схема основных течений (тонкие линии со стрелками\*): 1 — Кuroшио; 2 — северная ветвь Кuroшио; 3 — Курильское; 4 — Ойясио; 5 — Субарктическое; 6 — северная ветвь Субарктического. Римскими цифрами указаны структурные зоны: I — тропическая; II — субтропическая; III — смешения; IV — субарктическая

Fig. 1. Study area (left) and number of oceanographic stations (right) in the Subtropic (A), Subarctic (B), and mixed (B) zones, by years (up) and dates (down). The main currents (thin lines with arrows): 1 — Kuroshio; 2 — northern branch of Kuroshio; 3 — Kuril Current; 4 — Oyashio; 5 — Subarctic Current; 6 — northern branch of Subarctic Current. Types of vertical water structure are shown by Roman numerals: I — tropic; II — subtropic; III — mixed; IV — subarctic

Средние профили субтропических вод в районе 37–39° с.ш. 150–165° в.д. характеризовались монотонной термической структурой (уменьшением температуры с глубиной) и немонотонной халинной структурой, обусловленной наличием стационарного слоя промежуточного минимума солености (горизонты 400–500 м), а в летнее время и сезонным слоем подповерхностного максимума солености с ядром на горизонте 75 м (в зимний период перемешивание достигает 80–90 м и размывает подповерхностный максимум). Осреднение по периодам 1960–1974, 1975–1999 и 2000–2014 гг. показало (рис. 2) наличие существенных климатических изменений температуры и солености в слое 0–500 (600) м, притом что сезонные различия профилей, рассчитанных по зимним и летним данным, ограничивались преимущественно слоем 0–100 м в субарктических водах и слоем 0–200 м в зонах смешения и субтропической. В зоне субтропиков самыми низкими значениями температуры воды в слое 0–500(600) м характеризовался период 1975–1999 гг. (и по летней и по зимней выборкам). Теплосодержание слоя 0–500 м в периоды 1960–1974 и 2000–2014 гг. было значительно выше, чем в 1975–1999 гг., при этом в 1960–1974 гг. слой субтропических вод 100–500 м был теплее, чем в последнее десятилетие, однако приповерхностный слой 0–100 м в 2000–2014 гг. уже оказался более теплым, чем в период 1960–1974 гг. Величина понижения (повышения) температуры от периода к периоду была особенно значительной при сравнении климатических показателей холодной части года и в абсолютном выражении составляла 0,8–0,7 °C в слое 0–200 м, 0,5–0,3 °C в слое 200–300 м и 0,2–0,1 °C в слое 300–500 м. Соленость исследуемой области субтропических вод характеризовалась устойчивым уменьшением ее значений в толще 0–600 м от первого ко второму и от второго к третьему периодам.

\* Эксперимент «Мегаполигон» ... (1992).

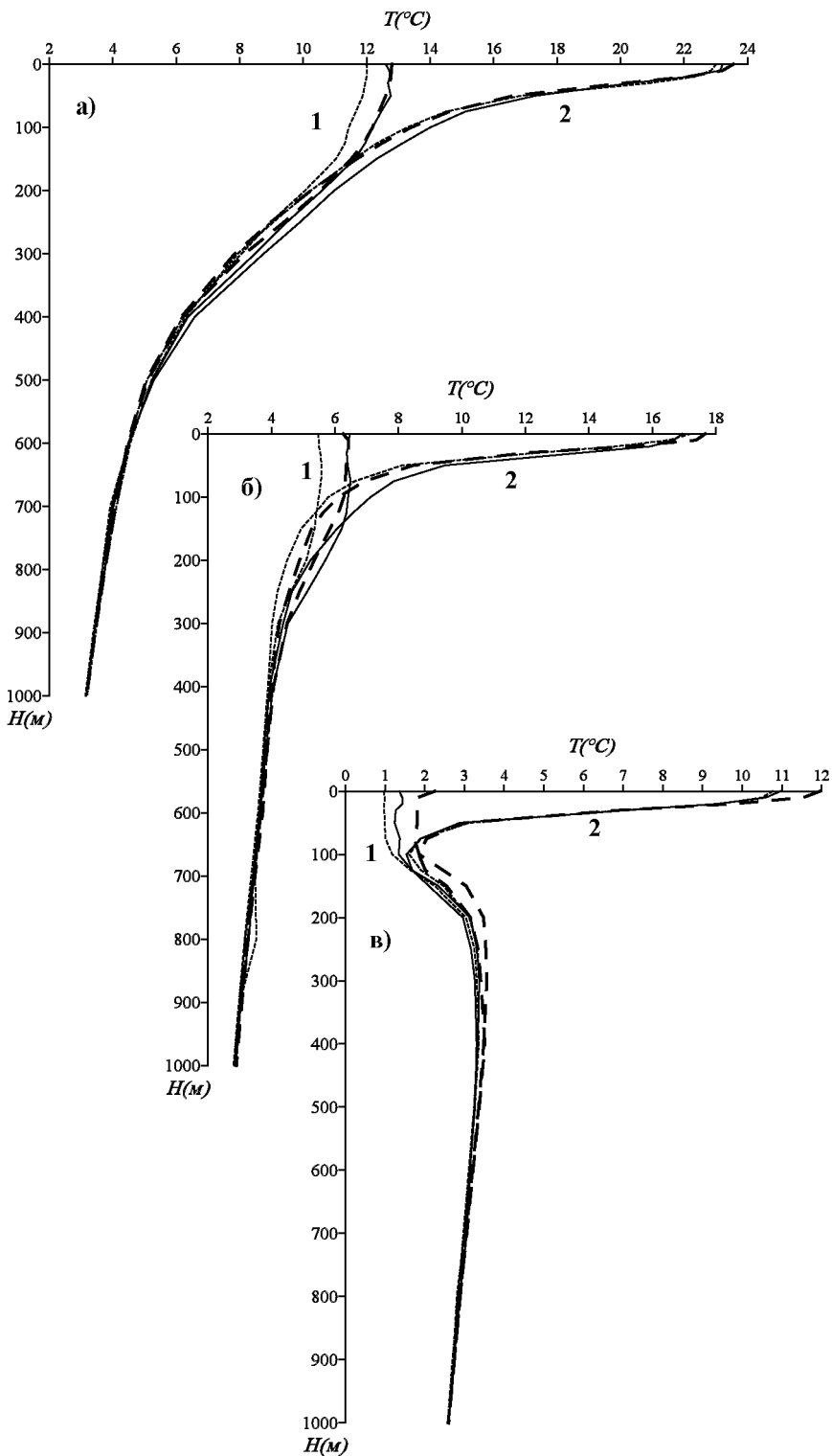


Рис. 2. Средние вертикальные распределения температуры воды для холодного (1) и теплого (2) сезонов в субтропической (а), смешения (б) и субарктической (в) зонах в различные фазы климата: 1960–1974 (сплошная линия), 1975–1999 (пунктирная) и 2000–2014 гг. (штрихпунктирная)

Fig. 2. Averaged profiles of water temperature in the upper 1000 m layer in cold (1) and warm (2) seasons for three structural zones in the North-West Pacific: Subtropic (а), mixed (б), and Subarctic (в) in the 1960–1974 (solid curve), 1975–1999 (dotted curve), and 2000–2014 (dot-dash curve)

В зоне смещения ( $41\text{--}43^\circ$  с.ш.  $150\text{--}165^\circ$  в.д.), как и в субтропиках, профили температуры характеризовались монотонным понижением с глубиной. Распределения солёности сохраняли определенные черты немонотонности. В летнее время формировался подповерхностный слой максимума солёности с ядром на 75 м, а глубже (на 125–250 м, в зависимости от толщины слоя максимума) прослеживался слабо выраженный слой промежуточного минимума. В холодную часть года перемешивание выравнивало значения солёности от поверхности до горизонта 100–125 м и на средних профилях холодного сезона ниже перемешанного слоя отмечался монотонный рост солёности, более характерный для субарктики (без подповерхностного максимума и промежуточного минимума). По значениям температуры верхнего деятельного слоя в зоне смещения периоды 1960–1974, 1975–1999, 2000–2014 гг. можно классифицировать соответственно как теплый, холодный и теплый. При этом температура слоя 0–500 м в зоне смещения и по летней, и по зимней выборкам в период 1960–1974 гг. была самой высокой (выше, чем в 2000–2014 гг.). В абсолютном выражении величина понижения (повышения) температуры от периода к периоду при сравнении климатических показателей холодной части года составляла  $1,0\text{--}0,8^\circ\text{C}$  в слое 0–200 м,  $0,6\text{--}0,3^\circ\text{C}$  в слое 200–300 м и  $0,3\text{--}0,1^\circ\text{C}$  в слое 300–500 м, что заметно выше, чем в субтропической зоне. Интересно, что в зоне смещения не менее значительные изменения температуры отмечались и при сравнении показателей летней выборки. Так, в период от 1960–1974 к 1975–1999 гг. средняя температура в слое 20–200 м по летним данным понижалась на  $1,4\text{--}0,8^\circ\text{C}$ . Максимальные значения солёности на всех горизонтах зоны смещения отмечались в 1960–1974 гг.; в 1975–1999 гг. значения солёности слоя 0–500 м уменьшились в среднем на  $0,10\text{--}0,15\%$ ; в 2000–2014 гг. солёность слоя 100–500 м почти не изменялась, а поверхностный слой 0–30 м распреснился в среднем еще на  $0,10\%$ .

В зоне субарктических вод ( $47\text{--}49^\circ$  с.ш.  $154\text{--}165^\circ$  в.д.) отмечался немонотонный характер изменения температуры и монотонный рост солёности с глубиной. В теплую часть года профиль температуры характеризовался двумя экстремумами: холодным подповерхностным слоем с ядром минимальной температуры (менее  $2^\circ\text{C}$ ) на 100 м и ядром её максимума в теплом промежуточном слое 250–400 м. Зимнее перемешивание проникало до 75–100 м, формируя однородный выхолаженный слой 0–100 м. Изменения профилей субарктических вод по периодам отличались от изменений, наблюдавшихся в других структурах вод, во-первых, меньшим, чем в зонах смещения и в субтропической, масштабом выхолаживания вод в период 1975–1999 гг. По выборке холодной части года максимальная величина охлаждения субарктических вод составила  $0,35\text{--}0,40^\circ\text{C}$  в слое 0–75 м, что вдвое ниже, чем в субтропиках; в толще 100–300 м температура уменьшалась в среднем лишь на  $0,15\text{--}0,06^\circ\text{C}$ , что в 5–6 раз меньше, чем в зоне смещения и субтропиках. Во-вторых, по данным теплого сезона выхолаживание в период 1975–1999 гг. в поверхностных и подповерхностных субарктических водах практически не просматривалось, а в теплом промежуточном слое 150–300 м, напротив, отмечался рост температуры на  $0,3\text{--}0,1^\circ\text{C}$ . Повышение температуры субарктических вод в период от 1975–1999 к 2000–2014 гг. характеризовалось примерно такими же и даже чуть большими величинами, чем в субтропиках и зоне смещения:  $0,70\text{--}0,80^\circ\text{C}$  в слое 0–100 м,  $0,50\text{--}0,30^\circ\text{C}$  в слое 200–300 м и  $0,30\text{--}0,15^\circ\text{C}$  в слое 300–500 м. Солёность в водах субарктики во всём слое по зимним и летним данным была минимальна в 1960–1974 гг., а максимальна в 1975–1999 гг., т.е. на данном этапе изменение солёности носило в значительной степени противофазный характер по отношению к субтропикам и зоне смещения. Однако в последнее десятилетие, как и в зоне смещения, солёность субарктических вод в слое 0–100 м преимущественно снижается, а в слое 100–500 м остается практически без изменений.

Анализ полей аномалий температуры и солёности (отклонения средних по отдельным фазам климата значений в одноградусных квадратах от средних за 1950–2014 гг.) показал ряд особенностей их пространственно-временного распределения, связанных с общей циркуляцией и структурой вод СЗТО.

В первый из анализируемых периодов (1960–1974 гг.) в районе Курошио и северной ветви Субарктического течения в слое 100–500 м доминировали положительные аномалии температуры (рис. 3) и солености воды (рис. 4). В северо-западном циклоническом круговороте субарктических вод, на западе Берингова моря и в глубоководной части Охотского моря в эти же сроки доминировали отрицательные аномалии температуры минус 0,5 — минус 1,0 °С в слое 0–100 м и минус 0,2 °С в слое 100–500 м. Соленость субарктических вод во всем слое также была ниже средних значений.

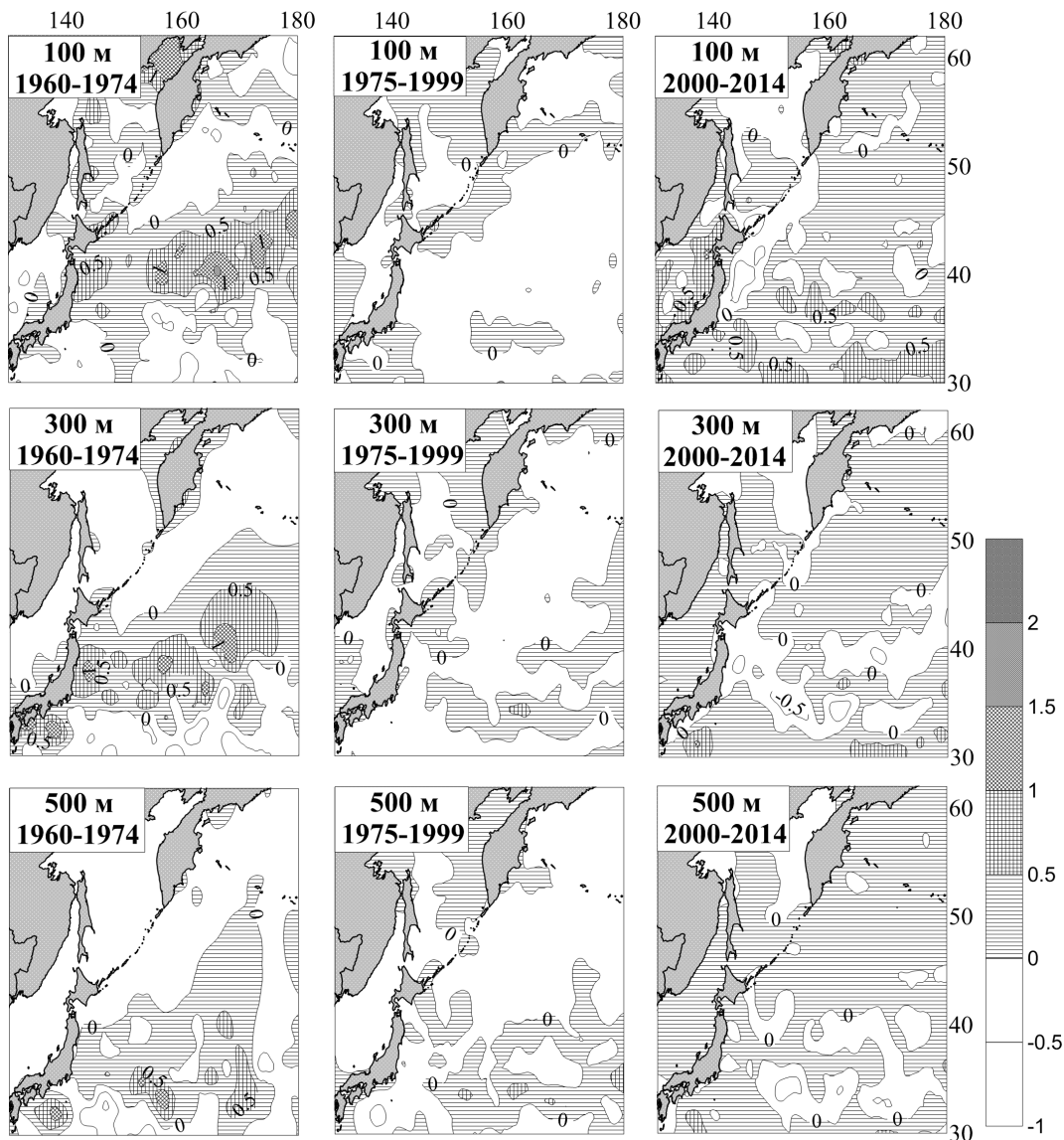


Рис. 3. Аномалии температуры (°С) вод СЗТО на горизонтах 100, 300, 500 м, рассчитанные для трех периодов: 1960–1974, 1975–1999 и 2000–2014 гг., относительно средних за 1950–2014 гг.

Fig. 3. Water temperature anomalies (°C) at the depth of 100, 300, 500 m in the North-West Pacific in the 1960–1974, 1975–1999, and 2000–2014 (relative to the means for 1950–2014)

Ось ядра положительных аномалий температуры (1,0–1,5 °С) с ростом глубины смещалась к югу: 45–42° с.ш. на горизонте 50–100 м, 42–40 — на 200 м, 40–35 — на 300–400 м и 35–33° с.ш. — на 500 м. Граница между положительными и отрицательными аномалиями с глубиной также смещалась к югу от 45–43° с.ш. на 100 м до 41–40° с.ш. на 500 м. Таким образом, период 1960–1974 гг. для СЗТО характеризовался аномально теплым состоянием и повышенной соленостью субтропических вод и вод межфрон-

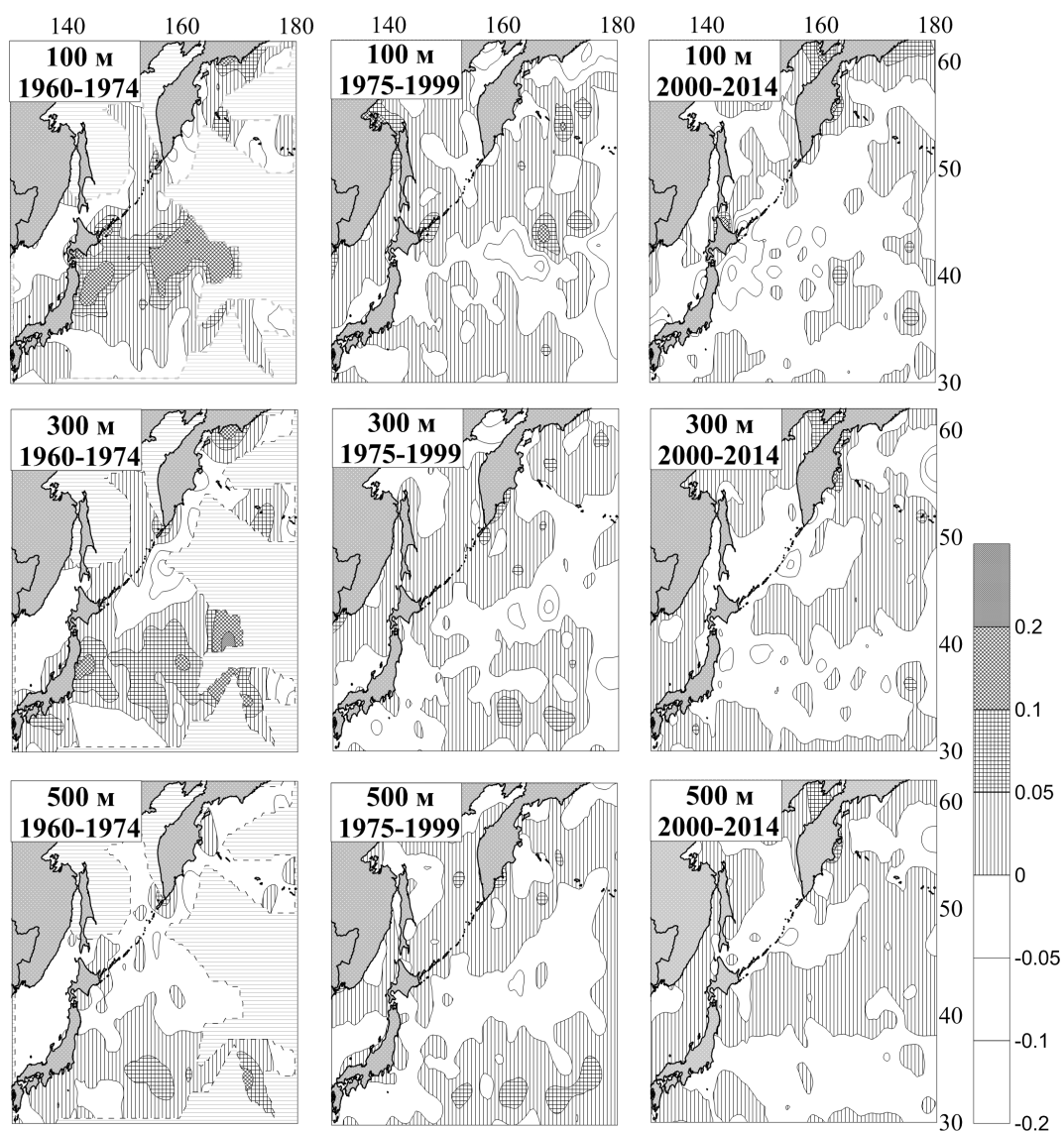


Рис. 4. Аномалии солёности (псв) вод СЗТО на горизонтах 100, 300, 500 м, рассчитанные для трех периодов: 1960–1974, 1975–1999 и 2000–2014 гг. относительно средних за 1950–2014 гг. (горизонтальной штриховкой отмечены районы, где в 1960–1974 гг. количество наблюдений солёности было меньше 10 в одноградусном квадрате)

Fig. 4. Water salinity anomalies (psu) at the depth of 100, 300, 500 m in the North-West Pacific in the 1960–1974, 1975–1999, and 2000–2014 (relative to the means for 1950–2014). The areas with insufficient number of observations in the 1960–1974 (< 10 per one-degree square) are dashed

тальной зоны, а также аномально холодным состоянием и пониженной солёностью вод субарктической зоны.

В период 1975–1999 гг. редкие очаги положительных аномалий температуры сохранились лишь в слое 300–500 м непосредственно в стрещне Куроисио и его продолжении. На обширной акватории межфронтальной зоны — от Куроисио вплоть до северной ветви Субарктического течения — произошло масштабное понижение теплозапаса и солёности вод; в результате в подповерхностной толще 50–500 м стали преобладать отрицательные аномалии. Температура подповерхностного слоя субарктических вод изменялась в меньших масштабах. В период 1975–1999 гг. здесь также преобладал пониженный по сравнению со среднемноголетними значениями (1950–2014 гг.) фон температуры. Вместе с тем картина межфазового изменения (разность значений,



средних за 1975–1999 и 1960–1974 гг.) показала, что в субарктических водах с тихоокеанской стороны Курильской гряды (в зоне действия Курило-Камчатского течения и его продолжения Ойясио) произошло небольшое повышение температуры и солёности вод слоя 100–300 м по сравнению с предыдущим периодом. В Охотском море теплосодержание толщи вод несколько повысилось в зоне Западно-Камчатского течения, но понизилось на северном шельфе, в зоне Восточно-Сахалинского течения и над Курильской котловиной, что соответствует и ранее полученным данным (Фигуркин, 2011). Таким образом, период 1975–2000 гг. (включивший «сардиновую» эпоху) для СЗТО характеризовался явной и значительной тепловой разгрузкой субтропических вод и вод межфронтальной зоны и понижением их солёности, тогда как в ряде районов субарктических вод (в частности в зоне Курило-Камчатского и Западно-Камчатского течений) произошло некоторое повышение температуры и более значительное повышение солёности.

В современный период (2000–2014 гг.) общей преобладающей тенденцией вновь становится рост теплосодержания вод. Впервые за исследуемый период наблюдалось значительное повышение температуры верхнего слоя 0–100 м зоны конвергенции субтропических вод (к югу от Куроисио), однако в слое 200–500 м температура вод зоны конвергенции понизилась. В межфронтальной области между Куроисио и Северной ветвью Субарктического течения заметное повышение температуры и солёности произошло в слое 0–300 (400) м, глубже 400 м в слое промежуточных тихоокеанских вод пониженной солёности еще сохраняются отрицательные аномалии температуры, но увеличилась область положительных аномалий солёности. В 2000–2014 гг., в отличие от периодов 1960–1974 и 1975–1999 гг., на большей части акватории субарктических вод района в слое 0–500 м стали преобладать небольшие положительные аномалии температуры и солёности (относительно средних за 1950–2014 гг.). Разность между средними за 2000–2014 и 1975–1999 гг. значениями показывает, что в ряде районов субарктических вод произошли изменения, противоположные тем, что отмечались в предыдущий межфазовый переход от 1960–1974 к 1975–1999 гг. Так, в Охотском море понизилась температура вод Западно-Камчатского течения в слое 100–500 м, но повысилась температура вод вдоль восточного Сахалина и над глубоководной котловиной моря.

С тихоокеанской стороны Курильской гряды (в зоне действия Курило-Камчатского течения, его продолжения Ойясио, а также вдоль восточного побережья Японии до 37–38° с.ш.) за период от фазы 1975–1999 к фазе 2000–2014 гг. в слое 0–200 м произошло понижение температуры и солёности. Есть доля вероятности, что отрицательные аномалии температуры по району циклонического круговорота могли быть следствием того, что наблюдения после 2009 г. в использованной базе данных относительно малочисленны, так как представлены исключительно данными экспедиций ТИНРО-центра, которые выполнялись либо в марте, либо в июне-июле. Проведенный для уточнения анализ многолетнего хода ТПО показал, что в летний сезон в ходе ТПО за 1982–2015 гг. понижений температуры не отмечалось: во всех исследуемых зонах СЗТО отчетливо доминировала значимая тенденция на увеличение температуры, причем максимум прироста летнего прогрева наблюдался в межфронтальной полосе 40–45° с.ш. Однако по выборке ТПО зимнего сезона в области субтропических вод 30–35° с.ш. 130–140° в.д., т.е. на нерестилищах сардины с япономорской и океанской стороны Японии, после максимума 1998–2000 гг. просматривается явный постепенный спад температуры вплоть до отрицательных аномалий в 2011–2015 гг. На участках межфронтальной зоны, в прилегающей к Японии 100-мильной акватории, также отмечается тенденция на понижение ТПО в зимний сезон, но менее выраженная и затухающая с удалением от побережья в океан. Таким образом, данные об изменчивости ТПО в зимний сезон косвенно подтверждают, что среднее за 2000–2014 гг. теплосодержание (по крайней мере поверхностного слоя вод) в зоне Курило-Камчатского течения (Ойясио) и в районах нереста сардины действительно понизилось по сравнению с данными 1975–1999 гг., и уточняют, что наиболее активное понижение отмечается после 2010 г.

В качестве установленных закономерностей распределения климатических аномалий можно отметить следующие: каждая фаза характеризуется своими особенностями их пространственного распределения; наибольшее сходство карт аномалий в каждую из фаз прослеживается на горизонтах 50, 100, 200, 300, 400 и 500 м; на поверхностных же горизонтах 0 и 20 м, где велика роль сезонности, сходство несколько вуалируется. Аномалии температуры и солёности воды являются положительно коррелируемыми: областям положительных аномалий температуры соответствуют положительные аномалии солёности, а отрицательным аномалиям температуры — аномалии солёности того же знака. Это свидетельствует в пользу адвективной природы их формирования. Во всех зонах и в каждый из периодов наиболее сильно изменялось теплосодержание верхнего слоя 0–150(200) м, где проявляются как сезонные, так и климатические изменения. При этом только в зоне смещения масштаб климатических изменений по зимним и летним выборкам имеет один порядок, а в субтропиках и субарктике величина климатических изменений по зимним выборкам несколько выше, чем по летним, что, по-видимому, подтверждает ведущую режимобразующую роль зимних процессов для данных акваторий.

Выполненный анализ средних вертикальных распределений температуры и солёности воды верхнего 1000-метрового слоя СЗТО для временных интервалов 1960–1974, 1975–1999, 2000–2014 гг., а также пространственного распределения аномалий характеристик (относительно среднего состояния за 1950–2014 гг.) показал ряд существенных различий, которые логично трактовать как климатические изменения термохалинного состояния вод верхнего деятельного слоя.

В мультидекадном ходе индекса Pacific Decadal Oscillation (PDO) (Mantua et al., 1997; <http://jisao.washington.edu/pdo>), который отражает пространственные особенности поля ТПО акватории Тихого океана (к северу от 20° с.ш.), формируемые в зависимости от климатического состояния атмосферной циркуляции, к настоящему времени выделены и общеприняты следующие периоды и границы чередования режимов: 1890–1924, 1925–1946, 1947–1976, 1977–1997 гг. Было отмечено (Mantua et al., 1997; Кляшторин, Любушин, 2005), что обе «сардиновые волны» в СЗТО (1932–1942 и 1978–1992 гг.) пришлись на так называемые «теплые» (по отношению к Северной Америке) фазы индекса PDO, а сроки исчезновения сардины из умеренных широт (1943 и 1993 гг.) связаны с наступлением «холодных» фаз PDO. Исходя из этого наиболее благоприятными для «сардиновых» эпох логично считать климатические условия, формируемые в «теплые» фазы PDO (1925–1946, 1977–1997 гг.).

Известно (Mantua et al., 1997; Schneider et al., 2002), что для «холодных» (по отношению к Америке) фаз PDO (1890–1924, 1947–1976 гг.) в зимний сезон характерно ослабление алеутского минимума. В результате вдоль западных берегов Северной Америки ослабевал вынос тепла с юга на север и учащались случаи вторжения на юг арктических воздушных масс. Это приводило к понижению ТПО и формированию её отрицательных аномалий. Вдоль восточного побережья Азии, напротив, ослабевали северные ветра и зимнее выхолаживание, что способствовало повышению поверхностной температуры воды и формированию положительных аномалий ТПО вдоль берегов Азии и в СЗТО. Для «теплых» фаз PDO зимой характерно интенсивное развитие алеутского минимума с аномальным усилением выноса атмосферного тепла с юга на север вдоль западного побережья Северной Америки, а также интенсификация выноса холодного арктического воздуха вдоль восточного побережья Азии на Охотское море и СЗТО. Соответственно, атмосферная циркуляция в «теплую» фазу PDO способствует потеплению и формированию положительных аномалий ТПО у берегов Северной Америки, но похолоданию (отрицательным аномалиям ТПО) в СЗТО.

Полученные нами данные о вертикальной структуре вод в 1960–1974 гг. («холодная» фаза PDO) показали, что при ослаблении алеутского минимума не только уменьшилась интенсивность зимнего выхолаживания и возросла температура поверхностного и подповерхностного слоя, но и в промежуточном слое вод СЗТО произошло мощное теплонакопление. Отмеченные изменения в промежуточном слое вод,

вероятно, происходят под влиянием атмосферной циркуляции на систему течений. При атмосферных процессах, характерных для «холодной» фазы, усиление пассатов способствует интенсификации истоков Куроисио и адвекции тепла с юга к Японии, а ослабление ветрового переноса с запада на восток в полосе умеренных широт замедляет продолжение Куроисио и Субарктическое течение, т.е. ослабляет отток теплых вод от Японии на восток в океан, способствуя интенсивному теплонакоплению в толще тропических вод и межфронтальной зоны.

Данные о вертикальной структуре вод и распределении аномалий, полученные нами для периода 1975–1999 гг. (включавшего «сардиновую волну»), свидетельствуют о том, что в «теплую» фазу PDO в субтропических водах СЗТО в районе тихоокеанских нерестилищ сардины, а также в зоне смешения происходило похолодание. Отрицательные аномалии формировались не только в поверхностном слое, тепловая разгрузка охватывала толщу ВДС до глубины 400–600 м. Процесс тепловой разгрузки был зафиксирован и результатами эксперимента «Мегаполигон» (в котором участвовали 11 научно-исследовательских судов, в том числе судно ТИНРО–ТУРНИФ «Новоульяновск»), выполненного в апреле–ноябре 1987 г., в пик «сардиновой волны». Исследования показали, что на протяжении всего периода измерений бюджет тепла в районе взаимодействия Куроисио–Ойясио был отрицательным, а его величина от августа к октябрю возросла почти в 5 раз (Бышев, Снопков, 1990). Турбулентные потоки явного и скрытого тепла из океана в атмосферу, а также эффективное длинноволновое излучение превышали приход тепла к поверхности океана за счет коротковолновой солнечной радиации. Кроме того, были обнаружены и другие сопутствующие признаки выхолаживания океанской поверхности в виде аномального развития облачности, повышенной амплитуды годового хода ТПО и аномально низкого атмосферного давления в июле–августе 1987 г. в северо-западной части тихоокеанского бассейна.

Упрощенно процесс мощной тепловой разгрузки вод СЗТО, происходящей в «теплую» фазу PDO, можно представить следующим образом. Углубление алеутского минимума и усиление северных ветров вдоль азиатского континента способствует усилению течений Курило–Камчатского и Ойясио, а также выносу холодных субарктических вод на юг. Кроме того, интенсификация западного переноса в полосе 30–50° с.ш. увеличивает отток наиболее теплых вод поверхностного слоя на восток с течениями Куроисио и Субарктическим. В пользу адвективной составляющей формирования аномалий в толще вод свидетельствует, к примеру, согласованность выявленных климатических изменений температуры и солености, отмеченная ранее. Далее, интенсификация зимних северных ветров способствует усилению зимнего выхолаживания, одним из результатов которого является увеличение объемов формирования плотных вод на шельфе Охотского моря (Gladyshev et al., 2000), что, в свою очередь, усиливает формирование промежуточных тихоокеанских вод пониженной солености (Talley, 1996; Okuda et al., 2001). Это в конечном итоге приводит к сокращению тепло- и солесодержания слоя 200–500 м вод межфронтальной зоны и субтропических вод СЗТО. Механизмом тепловой разгрузки выступает процесс глубокой конвекции.

К настоящему времени большинство исследователей сходятся во мнении, что увеличение численности пелагических рыб (в том числе сардины) связано с увеличением повторяемости ситуаций, благоприятных для выживания на ранних уязвимых стадиях развития (икра, личинки, мальки), когда время и место их появления совпадают с появлением достаточного количества корма. Такому совпадению благоприятствует некий комплекс определенных локальных условий среды, частота которых увеличивается (уменьшается) при той или иной фазе климата.

Достаточное количество корма (высокая продукция фито- и зоопланктона) в первую очередь подразумевает поступление биогенных элементов в приповерхностные слои, источником которых по упрощенным схемам могут выступать либо нижележащие воды (апвеллинг, ветровое перемешивание и плотностная конвекция), либо адвекция более богатых биогенами вод с течениями. В частности, Shugimoto (2002) связывал рост численности сардины с увеличением частоты проникновения более продуктив-

ных вод Ойясио в зону смешения и нереста. Согласно В.А. Беляеву (2003), если рост численности сардины слабо зависел от траектории Куроисио, то ее уменьшение всегда приходилось на периоды отсутствия меандра, что приводило к выносу личинок с нерестилищ в малокормные районы тропических вод и увеличению их смертности. Вывод о влиянии траектории и интенсивности Куроисио, а также температуры на нерестилищах, меняющихся в зависимости от фазы PDO, на величину пополнения сардины содержится и в другой работе (Yatsu et al., 2005).

По нашему мнению, зимняя атмосферная циркуляция, характерная для «теплых» фаз PDO, способствует как интенсификации вертикального перемешивания вод СЗТО, так и проникновению вод Ойясио в зону смешения и на нерестилища, что увеличивает шансы на урожайные поколения сардины. Полагаем, что именно поэтому отмечалось совпадение «теплых» фаз PDO и высокой численности сардины.

### Заключение

В качестве одного из реалистичных механизмов внутривековой изменчивости климата следует рассматривать перераспределение тепла в системе океан–атмосфера–континент, совершающееся либо под влиянием каких-то внешних воздействий планетарного масштаба, либо как внутрисистемный автоколебательный процесс. Квазисинхронность фазовых климатических сдвигов в различных регионах планеты указывает на глобальный масштаб явлений. Разнонаправленность изменений приповерхностной температуры, наблюдаемых на континентах и в океане, служит демонстрацией автоколебаний в открытой нелинейной динамической системе океан–атмосфера–континенты.

На рубеже 21-го столетия произошла очередная смена климатического сценария, в пользу которой свидетельствует и достаточно продолжительная серия лет с «холодной» фазой индекса PDO, начавшаяся в 1998 г. (Stephens et al., 2001; Lee, McPhaden, 2008; Wang et al., 2009; Бышев и др., 2011). Результаты наших расчетов, приведенные выше, показали, что период 2000–2014 гг. характеризуется аккумуляцией тепла океаном, выразившейся в росте температуры верхнего деятельного слоя в большей части акватории СЗТО. Судя по темпам аккумуляции тепла, нельзя исключать, что уже в ближайшие 5–6 лет теплосодержание верхнего деятельного слоя СЗТО достигнет того же состояния, с которого стартовала фаза похолодания 1975–1999 гг., и, возможно, начнется новый процесс тепловой разгрузки вод субтропической зоны и зоны смешения.

Особенности теплового состояния поверхностного слоя океана (с января 2014 г.) характеризуются положительными индексами PDO, но пока неясно, сколько это продлится и, соответственно, можно ли считать это началом климатической «положительной» фазы. Данные о ходе ТПО в зимний сезон показывают, что на нерестилищах сардины с япономорской и океанской сторон Японии после максимума 1998–2000 гг. к 2014 г. отмечается достаточно продолжительный постепенный спад температуры воды с отрицательными аномалиями в 2011–2015 гг. В районе межфронтальной зоны в прилегающей к Японии 100-мильной акватории также отмечается тенденция на понижение ТПО в зимний сезон, менее выраженная и затухающая с удалением от побережья в океан. Важным свидетельством в пользу складывающихся благоприятных условий для начала очередной масштабной «сардиновой волны» служит увеличение численности сардины в Японском море в 2010–2012 гг., а в прикурильском районе СЗТО в 2015 г. биомасса сардины оценена уже в 0,7 млн т (Шунтов, в печати).

### Список литературы

**Анисимов М.В., Бышев В.И., Залесный В.Б. и др.** О междекадной изменчивости климатических характеристик океана и атмосферы в регионе Северной Атлантики // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2012. — Т. 9, № 2. — С. 304–311.

**Беляев В.А.** Экосистема зоны течения Куроисио и ее динамика : моногр. — Хабаровск : Хабаровск. кн. изд-во, 2003. — 381 с.

**Булгаков Н.П., Глушук Б.А., Козлов В.Ф. и др.** Субарктический фронт северо-западной части Тихого океана : моногр. — Владивосток : ДВНЦ АН СССР, 1972. — 131 с.

**Бышев В.И., Нейман В.Г., Романов Ю.А., Серых И.В.** О фазовой изменчивости некоторых характеристик современного климата в регионе Северной Атлантики // ДАН. — 2011. — Т. 438, № 6. — С. 817–822.

**Бышев В.И., Снопков В.Г.** О формировании поля температуры воды поверхности океана в энергоактивной зоне северо-западной части Тихого океана на примере полигона «МЕГАПО-ЛИГОН» // Метеорол. и гидрол. — 1990. — № 11. — С. 70–77.

**Ижевский Г.К.** Океанологические основы формирования промысловой продуктивности морей : моногр. — М. : Пищепромиздат, 1961. — 216 с.

**Кляшторин Л.Б., Любушин А.А.** Циклические изменения климата и рыбопродуктивности : моногр. — М. : ВНИРО, 2005. — 235 с.

**Кляшторин Л.Б., Сидоренков Н.С.** Долгопериодные климатические изменения и флуктуации запасов пелагических рыб Тихоокеанского региона // Изв. ТИНРО. — 1996. — Т. 119. — С. 33–54.

**Фигуркин А.Л.** Изменчивость термохалинного состояния придонных вод северной части Охотского моря // Изв. ТИНРО. — 2011. — Т. 166. — С. 255–274.

**Шунтов В.П.** Биология дальневосточных морей России : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2001. — Т. 1. — 580 с.

**Шунтов В.П.** Биология дальневосточных морей России : моногр. — Т. 2 (в печати).

**Шунтов В.П.** Состояние изученности многолетних циклических изменений численности рыб дальневосточных морей // Биол. моря. — 1986. — № 3. — С. 3–14.

**Шунтов В.П., Темных О.С.** Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2008. — Т. 1. — 481 с.

**Шунтов В.П., Темных О.С.** Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2011. — Т. 2. — 473 с.

**Cushing D.H.** Climate and fisheries. — L. : Academ. Press, 1982. — 373 p.

**Francis R.C., Hare S.R., Hollowed A.B., and Wooster W.S.** Effects of interdecadal climate variability on the oceanic ecosystems of the Northeast Pacific // Fish. Oceanogr. — 1998. — Vol. 7. — P. 1–21.

**Gladyshev S., Martin S., Riser S., Figurkin A.** Dense water production on the northern Okhotsk shelves: comparison of ship based spring summer observations // J. Geophys. Res. — 2000. — Vol. 105, № C11. — P. 26281–26299.

**Klyashtorin L.B.** Pacific salmon: climate-linked long-term stock fluctuations // PICES Press, Newsletters N. Pacif. Sci. Org. — 1997. — Vol. 5. — P. 2–34.

**Laewastu T.** Marine climate, weather and fisheries. — Oxford : Fishing News Books, 1993. — 204 p.

**Lee T., McPhaden M.J.** Decadal phase in large-scale sea level and winds in the Indo-Pacific region at the end of the 20th Century // Geophys. Res. Lett. — 2008. — Vol. 35, L 01605, doi: 10.1029/2007 GL 032419, 2008.

**Mantua N.J., Hare S.R., Zhang Y. et al.** A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production // Bull. Amer. Meteorol. Soc. — 1997. — Vol. 78. — P. 1069–1079.

**Minobe S.** A 50–70 year climatic oscillation over the North Pacific and North America // Geophys. Res. Lett. — 1997. — Vol. 24. — P. 683–686.

**Okuda K., Yasuda I., Hiroe Y., Shimizu Y.** Structure of Subsurface Intrusion of the Oyashio Water into the Kuroshio Extension and Formation Process of the North Pacific Intermediate Water // J. of Oceanography. — 2001. — Vol. 57. — P. 121–140.

**Schneider K., Miller A., J., Pierce D.W.** Anatomy of North Pacific Decadal Variability // J. of Climate. — 2002. — Vol. 15. — P. 586–605.

**Stephens C., Levitus S., Antonov J., Boyer T.P.** On the Pacific Ocean regime shift // Geophys. Res. Lett. — 2001. — Vol. 28, № 19. — P. 3721–3724.

**Sugimoto T.** Interannual-interdecadal variations in plankton biomass and the physical environment in the North West Pacific : Report of APN/GLOBEC-SPACC workshop on the causes and consequences of climate-induced changes in pelagic fish productivity in East Asia : GLOBEC Rept. — 2002. — № 15. — 12 p.

**Talley L.D.** North Pacific Intermediate Water formation and the Role of the Okhotsk Sea // PICES Sci. Rep. — 1996. — № 6. — P. 150–157.

**Wang G., Swanson K.L., Tsonis A.A.** The pacemaker of major climate shift // Geophys. Res. Lett. — 2009. — Vol. 36, L07708, doi: 10.1029/2008 GL 036874, 2009.

**World Ocean Database 2009** / ed. S. Levitus, NOAA Atlas NESDIS 66, U.S. Wash. : Gov. Printing Office, 2009. — 216 p.

**Yatsu A., Watanabe T., Ishida M. et al.** Environmental effects on recruitment and productivity of Japanese sardine *Sardinops melanostictus* and chub macrel *Scomber japonicus* with recommendations for management // J. Fish. Oceanogr. — 2005. — Vol. 14, Iss. 4. — P. 263–278.

Поступила в редакцию 12.02.16 г.