

УСЛОВИЯ ОБИТАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ ОБЪЕКТОВ

УДК 551.465.153+582.26–117.41(265.51)

Г.В. Хен, Е.О. Басюк, В.И. Матвеев*Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр,
690091, г. Владивосток, пер. Шевченко, 4**ПАРАМЕТРЫ ВЕРХНЕГО КВАЗИОДНОРОДНОГО СЛОЯ
И СЛОЯ СКАЧКА ТЕМПЕРАТУРЫ И ХЛОРОФИЛЛ-*a*
В ЗАПАДНОЙ ГЛУБОКОВОДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ
ЛЕТОМ И ОСЕНЬЮ 2002–2013 ГГ.**

Исследуются пространственные, сезонные и межгодовые изменчивости параметров верхнего квазиоднородного слоя и сезонного слоя скачка температуры, а также хлорофилла-*a* на поверхности в западной глубоководной части Берингова моря и их связи летом и осенью 2002–2013 гг. От лета к осени слой скачка температуры заглублялся, толщина уменьшалась, градиенты температуры и плотности увеличивались, в результате он становился более устойчивым. Осенние данные показывают похолодание в последнее десятилетие, тогда как летом тренд на понижение температуры был незаметен. Температура, соленость и толщина верхнего квазиоднородного слоя летом и осенью хорошо коррелируют между собой. Связь весенней вспышки хлорофилла-*a* с температурой воды в апреле и мае не обнаружена. Осенняя вспышка фитопланктона начинается при охлаждении поверхностных вод, при этом их температура должна быть выше 6 °С. Запаздывание осеннего перемешивания и медленный темп выхолаживания поверхностного слоя воды благоприятны для развития осеннего хлорофилла-*a*.

Ключевые слова: Берингово море, слой скачка температуры, температура, соленость, хлорофилл-*a*, изменчивость, связь.

Khen G.V., Basyuk E.O., Matveev V.I. Parameters of the upper mixed layer and thermocline layer and chlorophyll-*a* in the western deep basin of the Bering Sea in summer and fall of 2002–2013 // *Izv. TINRO.* — 2015. — Vol. 182. — P. 115–131.

Spatial distribution and seasonal and interannual variability are determined for parameters of the upper mixed layer and seasonal thermocline in the western deep basin of the Bering Sea in summer and fall of 2002–2013 and compared with chlorophyll-*a* concentration at the sea surface. The mixed layer is formed by solar heating of the sea surface and wind mixing. Its thickness doesn't exceed 10–15 m in summer but increases up to 25–40 m in fall. The thermocline becomes deeper from summer to fall, too, in particular its lower bound that sinks from 37 to 48 m, on average; however, its thickness decreases from 20–25 to 16–22 m and temperature and density gradients increase from 0.23–0.25 to 0.37–0.45 °C/m and from 0.032 to 0.062 units/m, respectively, that means that the thermocline becomes steadier. Tendency to cooling was observed for both layers in the last decade, the process was more visible in autumn, with a

* Хен Геннадий Васильевич, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: gennady1@tinro.ru; Басюк Евгений Олегович, старший научный сотрудник, e-mail: basyuk@tinro.ru; Матвеев Владимир Иванович, кандидат географических наук, заведующий сектором, e-mail: matveev@tinro.ru.

Khen Gennady V., Ph.D., leading researcher, e-mail: gennady1@tinro.ru; Basyuk Eugeny O., senior researcher, e-mail: basyuk@tinro.ru; Matveev Vladimir I., Ph.D., head of section, e-mail: matveev@tinro.ru.

shift at the upper bound of thermocline (from the mean temperature of 9.8 °C in 2002–2006 to the mean temperature of 8.4 °C in 2007–2013) and gradual decreasing at its lower bound (from 3.3 °C in 2003 to 2.1 °C in 2013), and not so obvious in summer. Year-to-year fluctuations of salinity in summer/autumn were within the limits 32.77–33.03/32.60–32.96 psu for the upper bound of the thermocline and 32.98–33.14/33.06–33.13 psu for its lower bound and had slight negative tendency. In both seasons, the mixed layer depth has significant negative correlation with the temperature at the upper bound of the thermocline ($R^2 = 0.6$) and the temperature at the lower bound of the thermocline correlates significantly with salinity at its both bounds ($R^2 > 0.4$). Spring bloom of chlorophyll-*a* has no relationship neither with temperature in the mixed layer in April and May, nor with the rate of warming between these months. Strong fall bloom of chlorophyll-*a* develops if the fall cooling begins in conditions of high temperature at the sea surface (> 6 °C) that negatively depends on the mixed layer thickness, so slow cooling and delay of the fall mixing are favorable for chlorophyll-*a* blooming in autumn.

Key words: Bering Sea, seasonal thermocline, temperature, salinity, chlorophyll-*a*, seasonal and interannual variability, correlation.

Введение

В теплый период года в Беринговом море выделяют 4 вертикальных водных слоя (Арсеньев, 1967; Ohtani, 1973): верхний квазиоднородный (ВКС), холодный промежуточный (ХПС), теплый промежуточный и глубинный. С началом летнего прогрева градиент температуры между ВКС и ниже лежащей водой возрастает. В определенный момент под ВКС выделяется слой с повышенным градиентом температуры (плотности) и формируется слой скачка температуры (ССТ).

Слой скачка температуры (плотности), безусловно, важен, поскольку он влияет на вертикальную конвекцию, устойчивость слоев, гидрохимические процессы. В ВКС летом обычно наблюдаются подповерхностный максимум растворенного кислорода и наименьшие концентрации биогенных веществ (силикатов, нитратов, фосфатов). Ниже границы термоклина начинается переходный слой быстрого роста концентраций биогенных веществ (Иваненков, 1964). Для фитопланктона важно соотношение между глубиной эвфотической зоны и положением верхней границы слоя скачка. При этом чем выше ССТ, тем больше фитопланктона (Семина, 1974).

Знания о параметрах структуры верхней толщи вод важны для понимания экологии пелагических рыб, в частности для лососей в течение их морской жизни. В верхнем слое воды проходят выростной и нагульный периоды жизни всех дальневосточных лососей, длительностью от одного до нескольких лет. Широко мигрируя по умеренной зоне северной части Тихого океана и дальневосточным морям, лососи реагируют на разнообразные гидрофизические изменения в водной толще: меняются пути и скорости миграции, глубина основного обитания, интенсивность и рацион питания и т.д. Основная масса лососей в морской период жизни обитает в слое 0–50 м (Шунтов, Темных, 2011), состоящем из ВКС и ССТ. Гидроакустические наблюдения в западной части Берингова моря летом 2003–2005 гг. (Николаев и др., 2007) показали, что основные эхозаписи лососей регистрируются в верхнем 30-метровом слое. Осенью слой основного обитания лососей увеличивался до 40–45 м. В отличие от кормовых организмов, эхозаписи которых в течение суток сильно менялись по глубине, диапазон вертикальных миграций большинства учтенных лососей летом и осенью ограничивался слоем термоклина.

Исследования параметров ВКС и ССТ в открытых водах Берингова моря до настоящего времени практически не проводились. В литературе (Арсеньев, 1967; Ohtani, 1973; Гидрометеорология ..., 1999; Luchin et al., 1999) имеются сведения о толщине ВКС и верхней границе ХПС. При этом ССТ, имеющий довольно значительные вертикальные размеры, не выделяется. Исследователями были использованы данные батометрических наблюдений, не позволяющие детализировать границы водных масс, при этом ССТ, по мнению других исследователей (Филошкин, 1968; Bathen, 1972), считается тонким и рассматривается в составе ХПС. Современные океанологические данные позволяют детализировать вертикальную структуру вод практически с любым шагом по вертикали.

С учетом лучшей вертикальной разрешающей способности современных океанографических зондов в задачи работы входило определение критериев и расчет характеристик ВКС и ССТ (положение верхней и нижней границы, средние и пороговые значения термохалинных параметров, вертикальные градиенты). Основной целью работы стало уточнение параметров ВКС и ССТ в западной части Берингова моря для летне-осеннего периода, исследование закономерностей пространственно-временной изменчивости характеристик верхнего слоя вод, выявление связей, необходимых для понимания физических, биологических и гидрохимических процессов в верхней толще воды.

Материалы и методы

В качестве океанографического материала были использованы данные, полученные во время эпипелагических (лососевых) съемок ТИНРО-центра в западной части Берингова моря с 2002 по 2013 г. в рамках международной программы по изучению лососей в Беринговом море BASIS (Bering-Aleutian Salmon International Survey). Данные получены по летним (июль-август) и осенним (сентябрь-октябрь) съемкам. В 2003, 2007, 2009 и 2013 гг. работы проводились летом и осенью. В табл. 1 представлены сроки выполнения работ и количество выполненных станций в исключительной экономической зоне России, в том числе в ее глубоководной части (рис. 1), для которой проводились основные расчеты океанографических параметров. Количество станций в глубоководной части колебалось от 52 осенью 2002 г. до 137 осенью 2009 г., что достаточно для реальной оценки параметров среды и их сезонной и межгодовой изменчивости. Расчеты проводились для верхнего слоя моря, включая ВКС и ССТ, где в основном держатся все виды лососей в летне-осенний период.

Таблица 1
Сроки работ и количество выполненных океанографических станций в западной части Берингова моря в 2002–2013 гг. по международной программе BASIS

Table 1
Timing of oceanographic surveys conducted in the western Bering Sea in 2002–2013 in the framework of international program BASIS and number of oceanographic stations

Сезон, год	Сроки выполнения	Количество станций		
		Всего	В глубоководном бассейне	С гидрохимией
Осень 2002	31.08–09.10	93	52	–
Лето 2003	15.07–24.08	95	53	–
Осень 2003	14.09–23.10	82	45	–
Осень 2004	01.09–23.10	84	55	–
Лето 2005	16.06–20.07	98	57	–
Осень 2006	23.08–12.10	157	91	–
Лето 2007	15.06–30.07	114	59	–
Осень 2007	06.09–23.10	113	64	–
Осень 2008	09.09–16.10	105	73	–
Лето 2009	13.06–25.07	126	82	66
Осень 2009	30.08–11.10	155	84	40
Осень 2010	17.09–25.10	152	137	86
Лето 2011	04.06–04.07	109	79	66
Осень 2012	02.09–01.10	92	67	71
Лето 2013	04.06–18.07	114	80	75
Осень 2013	19.08–08.10	168	89	91

Температура поверхности моря (ТПМ) для весеннего сезона рассчитана по 1-градусным месячным данным, взятым с сайта <http://www.cdc.noaa.gov/cdc/data.noaa.oisst.v2.html>.

Использованы сеточные ежемесячные спутниковые данные хлорофилла-*a* с приблизительно 9-километровым разрешением, которые были получены в ходе выполне-

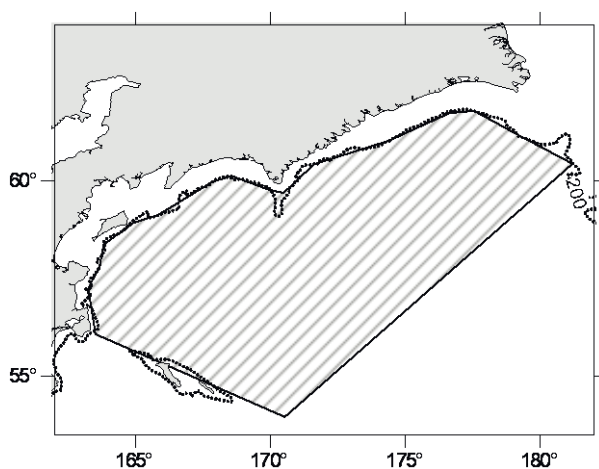


Рис. 1. Область расчета осредненных океанологических параметров верхнего слоя в глубоководной части Берингова моря

Fig. 1. Area of oceanographic parameters averaging in the western Bering Sea

ния программы MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), сайт <http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/MODISA/Mapped/Monthly/9km/chlor/>. Всего 140 файлов, охватывающих период с июля 2002 г. по февраль 2014 г. Значения хлорофилла-*a*, как и других характеристик, пространственно осреднены для глубоководного бассейна западной части Берингова моря (рис. 1).

Общепринятых критериев для определения параметров верхнего слоя моря нет. Так, в климатическом атласе (Monterey and Levitus, 1997) были использованы 3 варианта для вычисления толщины ВКС, основанные на значительной изменчивости коэффициента термического расширения морской воды:

- а) изменение потенциальной температуры на 0,5 °С;
- б) изменение потенциальной плотности на 0,125 усл. ед.;
- в) изменение плотности, соответствующее изменению температуры на 0,5 °С.

В результате разброс значений толщины ВКС в зимние месяцы на севере Алеутской котловины составил сотни метров (например, в марте от 6 до 474 м), и только в июле все методы дали примерно одинаковый результат (4–7 м).

Более традиционным методом является расчет величин вертикальных градиентов характеристик (например, dt/dz , где t — температура, z — глубина), а затем выделение участков с медленной и быстрой изменчивостью параметра по вертикали. При переходе к конечным разностям обнаруживается, что величина градиента зависит не только от разности температур между горизонтами измерений, но и от вертикального масштаба, т.е. величина градиента, рассчитанная для 10-метрового слоя, несопоставима с величиной, рассчитанной для 1-метрового слоя. Поэтому формальным критерием изотермичности не может служить нижняя граница слоя, где вертикальные градиенты температуры воды между стандартными горизонтами (при батометрических наблюдениях) имели значения менее 0,01 °С/м (Филюшкин, 1968; Гидрометеорология ..., 1999), поскольку при расчетах производной через один метр величины градиентов получаются заметно выше.

Нами вертикальный градиент температуры ($GradT$) на глубине Z рассчитывался центрально-разностным способом — отношением разности температуры между ниже- и вышележащими слоями (т.е. $t_{Z+1} - t_{Z-1}$) к удвоенной толщине слоя ($2 \cdot \Delta Z$). Для точности выделения границ слоев было принято $\Delta Z = 1$ м. Формальным показателем для выделения границ термо- и пикноклина (по значениям потенциальной плотности) было выбрано изменение вертикального градиента более чем на 0,05 °С/м и 0,01 усл. ед./м. Пример выделения показан на рис. 2.

В ряде случаев приведенных выше критериев недостаточно для выделения на вертикальных профилях высокоградиентных участков. В тихую погоду при интенсификации вертикального и горизонтального движения вод нередко происходит образование ступенчатой структуры термоклина (Левасту, Хела, 1974). При этом

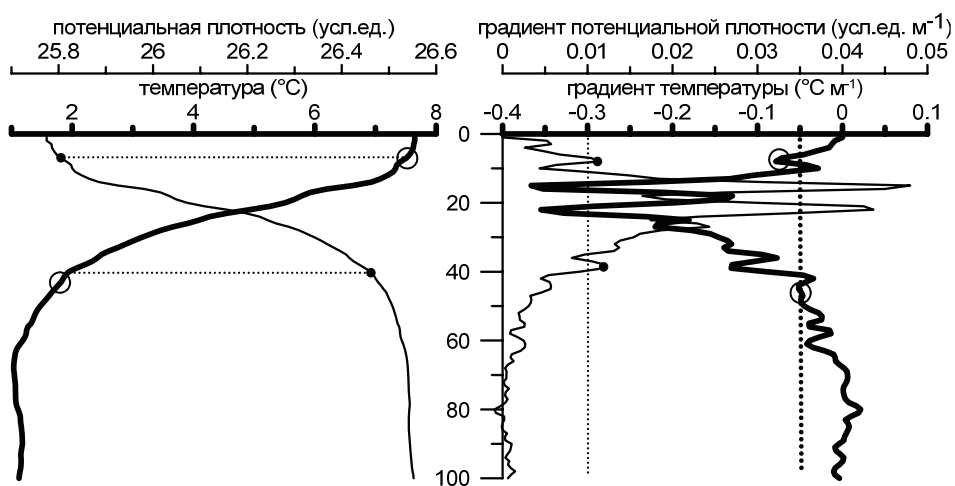


Рис. 2. Выделение характеристик слоя скачка температуры и плотности на примере станции 633 рейса НИС «Профессор Кагановский» летом 2011 г. Слева распределение температуры воды (жирная линия) и потенциальной плотности. Справа градиенты температуры воды и плотности, рассчитанные по 1-метровым вертикальным слоям. Символами и пунктиром (более крупным для температуры) показаны границы выделенных слоев

Fig. 2. Example of measuring the parameters of the mixed layer and thermocline for the station 633 (RV Professor Kaganovsky cruise in the summer 2011). Left: profiles of water temperature (thick line) and potential density. Right: profiles of the temperature and density gradients for 1 m step. Bounds between the layers are shown by dotted lines and symbols (larger symbols for temperature)

высокоградиентные слои отделены друг от друга протяженными квазиоднородными слоями. Нами отдельные высокоградиентные прослойки с толщиной 1–2 м, расположенные обычно непосредственно вблизи поверхности моря, считались вторичными и не учитывались. В случае сложного (составного) слоя скачка при расстоянии между быстро изменяющимися по вертикали слоями не более 15 м эти слои объединялись. Если высокоградиентные слои были расположены на значительном расстоянии друг от друга, то принимали во внимание толщину слоя скачка и градиенты характеристик, а для анализа оставляли слои только с самыми большими значениями характеристик. В неоднозначных случаях (примерно равные значения вертикальных градиентов и толщин слоев) решение принималось индивидуально либо станции исключались из дальнейшего рассмотрения.

Рассчитывались следующие характеристики верхнего слоя моря: глубина залегания верхней и нижней границ ССТ (Z_1 — фактически толщина ВКС — и Z_2), толщина слоя скачка, определяемая как разность глубин залегания границ слоя скачка ($Z_2 - Z_1$), температура, соленость и плотность на верхней и нижней границе ССТ (T_1, S_1, D_1 и T_2, S_2, D_2).

Гидрохимические работы в Беринговом море на судах ТИНРО-центра после длительного перерыва возобновились с лета 2009 г. (табл. 1). Фосфаты определяли методом Морфи-Райли, кремний — по желтому кремнемолибденовому комплексу*. Измерение оптической плотности растворов производилось на спектрофотометре «ЮНИКО-1201». Представлены средние данные поверхностного слоя 0–50 м.

Далее гидрологические и гидрохимические показатели верхних слоев воды, а также хлорофилла-*a* были пространственно осреднены в пределах выбранной глубинной области западной части Берингова моря (см. рис. 1). Предпочтение отдано медианным значениям, снижающим влияние выбросов и более показательным, чем средние арифметические величины.

* Руководство по химическому анализу морских и пресных вод при экологическом мониторинге рыбохозяйственных водоемов и перспективных для промысла районов Мирового океана. М.: ВНИРО, 2003. 201с.

Для характеристик связей между различными параметрами был использован коэффициент детерминации (величина достоверности аппроксимации) R^2 , более точно отражающий эти связи, чем коэффициент корреляционных отношений R (по своей сути корень квадратный от коэффициента детерминации), и позволяющий показать графически трендовую линию между двумя переменными.

Результаты и их обсуждение

Топография и температура на верхней границе ССТ

Толщина ВКС зависит главным образом от интенсивности солнечной радиации, регулирующей теплообмен воздух–вода, и ветрового режима, определяющего вертикальное перемешивание вод. Летом в западной части Берингова моря вертикальное развитие этого слоя, определяемое по положению верхней границы ССТ, обычно составляет не более 10 м в шельфовой зоне и 10–15 м в глубоководной области (рис. 3). Осенью толщина ВКС в открытых водах практически удваивается и составляет 25–40 м.

Толщина однородного слоя пропорциональна квадрату скоростей ветра, т.е. $Z_1 = 0,2V^2$, где V — скорость ветра, м/с (Китайгородский, Филюшкин, 1963). Эксперименты в Северной Атлантике (Лозовацкий, Шаповалов, 2006) подтвердили прямое воздействие ветра на толщину ВКС. Наши наблюдения также свидетельствуют о том, что при увеличении повторяемости умеренных и сильных ветров толщина перемешанного слоя заметно увеличивается. Например, по судовым измерениям более чем в половине июльских дней 2005 г. были отмечены ветры со скоростью выше 6 м/с (в 2 раза чаще, чем в другие годы, табл. 2), а толщина ВКС достигла 25–30 м. Такая же зависимость от силы ветра прослеживалась и осенью. Слабые ветра замедляли процесс формирования ВКС до 20 м (2006 г.), тогда как при сильных ветрах вертикальная протяженность слоя увеличивалась до 45 м (2004 г.).

Таблица 2

Повторяемость ветров в июле по судовым наблюдениям, %

Table 2

Probability of winds in July by shipboard observations, %

Год	Маловетрие	1–5 м/с	6–10 м/с	11 м/с и более
2003	40,0	30,0	26,0	4,0
2005	26,6	16,9	45,2	11,3
2007	55,8	8,4	29,5	6,4
2009	32,1	46,3	17,8	3,9
2011	65,4	27,6	7,0	0

В начале лета в области максимального зимнего выхолаживания над Командорской котловиной, где формируется западноберинговоморское ядро холода (Хен, 1997), температура воды в ССТ на 1–2 °С ниже, чем на северо-востоке нашего полигона (рис. 4). Во второй половине лета поверхность Командорской котловины прогревается быстрее, чем северо-восток моря (Кхен, 1989). В результате пространственные закономерности на верхней границе ССТ становятся обратными: от юго-запада на северо-восток температура понижается от 12–13 до 10–11 °С (съёмка 2003 г.). Осенью данная закономерность сохраняется. Также можно отметить, что осенью пределы изменений температуры на нижней границе ВКС более узкие, чем летом.

Свою роль в изменении параметров верхнего слоя моря могут сыграть вихревые структуры, вызывающие как подъём (в циклоне), так и опускание (в антициклоне) термоклина на локальных участках рассматриваемой акватории моря. Наиболее ярко они проявились в поле температуры на юго-западе полигона летом 2003 (антициклон) и 2013 гг. (циклон) и осенью 2004 (циклон) и 2006 гг. (антициклон). Роль стационарных течений мало изучена, но при сильных скоростях конвекция может заметно увеличиваться, а адвективный перенос тепла — повлиять на теплообмен с атмосферой (Филюшкин, 1968).

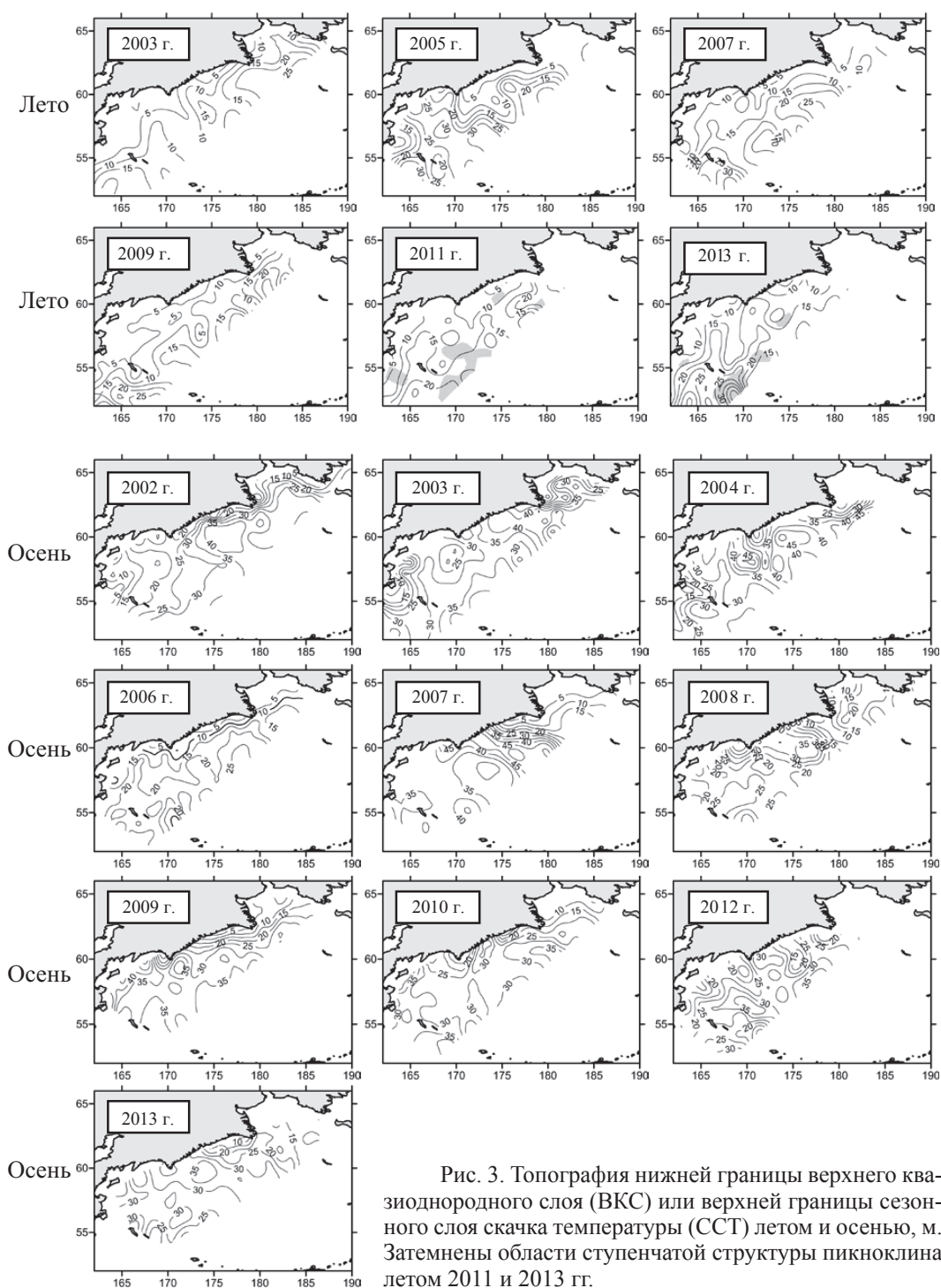


Рис. 3. Топография нижней границы верхнего квазигоризонтального слоя (ВКС) или верхней границы сезонного слоя скачка температуры (ССТ) летом и осенью, м. Затемнены области ступенчатой структуры пикноклина летом 2011 и 2013 гг.

Fig. 3. Topography of the lower bound of the mixed layer (or upper bound of the thermocline) in summer and fall, m. Areas with stepped structure of the thermocline in the summers of 2011 and 2013 are shaded

В глубоководном бассейне Берингова моря течения слабые, поэтому даже в сезон максимальных скоростей зимой они слабо влияют на вертикальное перемешивание (Miura et al., 2002). Так, течения вдоль корякского и камчатского побережий на юго-запад Берингова моря (Khen, 1989) на картах топографии и температуры верхней границы ССТ не проявились. Но на отдельных участках акватории моря

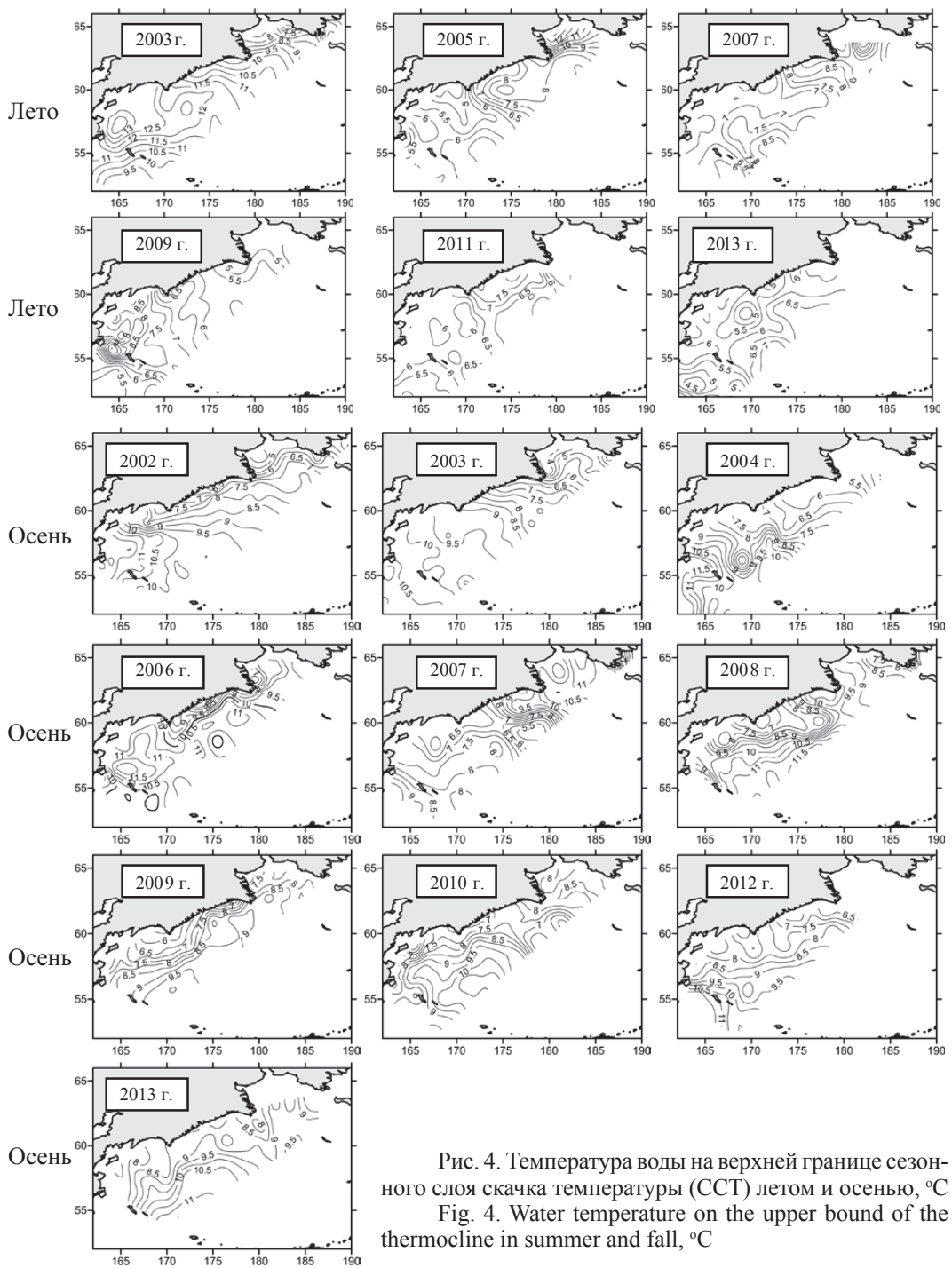


Рис. 4. Температура воды на верхней границе сезонного слоя скачка температуры (ССТ) летом и осенью, °C
 Fig. 4. Water temperature on the upper bound of the thermocline in summer and fall, °C

интенсификация течений может приводить к изменению толщины ВКС, нарушению устойчивости вертикальных слоев и т.д. Одно из проявлений усиления движения вод — ступенчатая структура пикноклина, когда резко выраженные градиентные слои отделены друг от друга относительно однородными по вертикали слоями воды толщиной более 15 м. Особенно сильно это проявилось летом 2011 и 2013 гг. (на рис. 3 затемненные области). В основном это участки акватории, где происходил заток тихоокеанских вод через прол. Ближний.

Межгодовые изменения параметров ССТ

На рис. 5 представлены межгодовые вариации средних для глубоководного бассейна (см. рис. 1) медианных значений параметров ССТ летом и осенью 2002–2013 гг. Все параметры подвержены сезонным и межгодовым колебаниям, причина которых может быть как общей, так и индивидуальной в зависимости от степени значимости влияющих факторов. В данной статье влияющие факторы не рассматриваются, но исследован характер связей между различными параметрами.

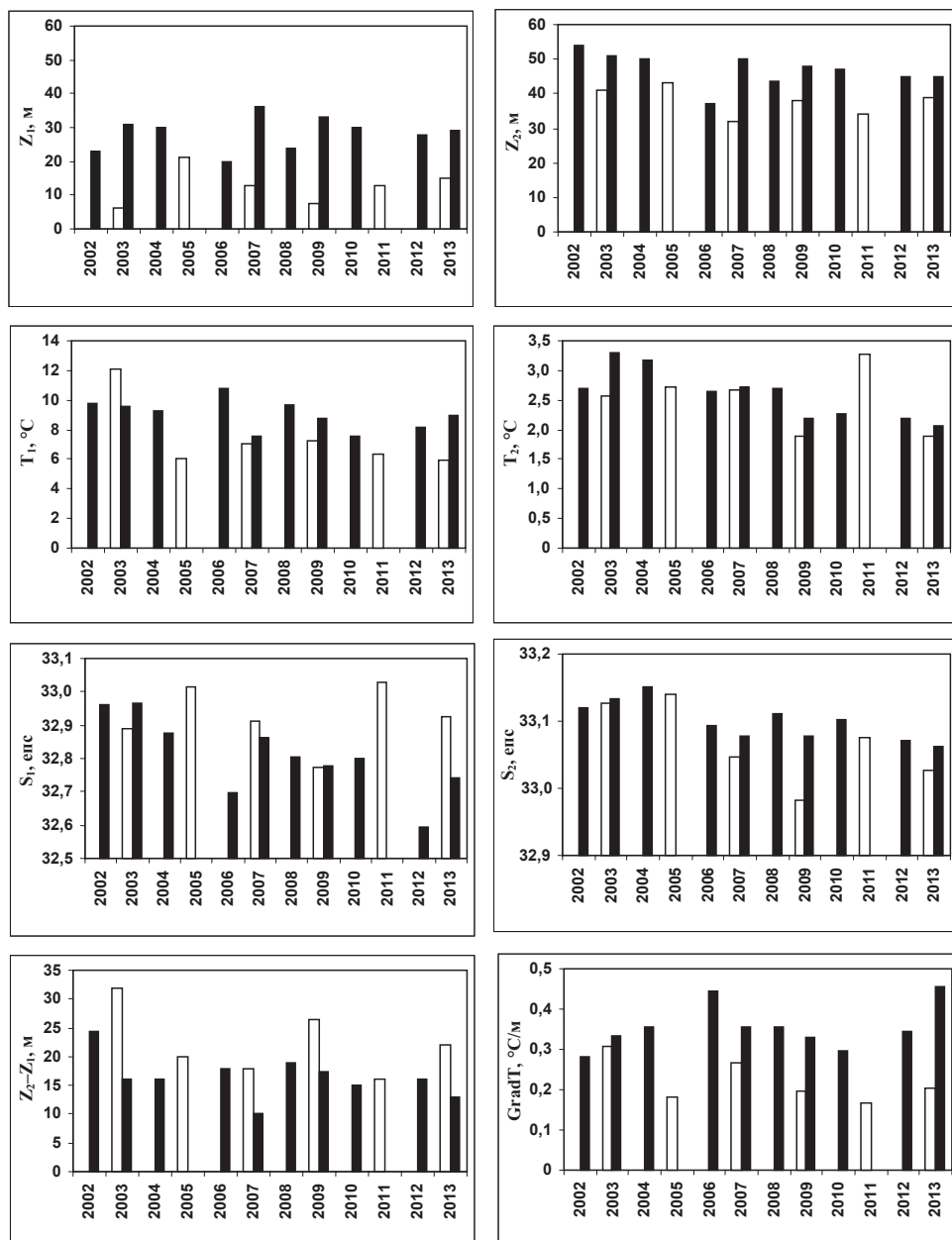


Рис. 5. Межгодовые изменения параметров слоя скачка температуры (ССТ): светлые столбцы — летом, темные — осенью; Z_1 и Z_2 — глубина, T_1 и T_2 — температура, S_1 и S_2 — соленость на верхней и нижней границах ССТ; $Z_2 - Z_1$ — толщина ССТ; $GradT$ — градиент температуры в ССТ

Fig. 5. Year-to-year changes of the thermocline parameters. Light columns — for summer, dark columns — for fall; Z_1 and Z_2 — depth of the upper and lower bounds, T_1 and T_2 — temperature at the upper and lower bounds, S_1 and S_2 — salinity at the upper and lower bounds; $Z_2 - Z_1$ — thickness; $GradT$ — temperature gradient

Несмотря на то что дважды за год (и летом и осенью) съемки выполнялись только в 2003, 2007, 2009 и 2013 гг., имеющиеся данные позволяют с некоторым приближением определить сезонные различия. Летом ВКС продолжал активно формироваться и составлял 6–15 м, только в ветреном 2005 г. достигал 21 м. В последние годы (с конца 2000-х) толщина ВКС медленно увеличивалась, что, видимо, связано с усилением ветров при изменении атмосферных процессов, в частности с усилением летом северного и западного переносов над Беринговым морем (Глебова, в печати).

Осенью ВКС увеличивается до 24–36 м, среднее многолетнее значение — 28 м. Как и летом, ВКС зависит от ветровой деятельности — чем сильнее осенние шторма, тем он глубже. В рассматриваемые годы можно выделить два периода. Первый — 2002–2006 гг. с относительно малой толщиной ВКС (в среднем 26 м), второй — 2007–2013 гг. с относительно большой толщиной ВКС (в среднем 30 м). По годам смена периодов совпадает с изменением интенсивности течений в западной части Берингова моря (Khen et al., 2013) и переменами в схеме циркуляции вод в глубоководном бассейне в связи с изменениями в атмосфере и поле ветра (Хен, Заволокин, 2015). В последние годы ВКС медленно уменьшается, что, возможно, является показателем постепенного возврата к первому периоду.

Нижняя граница ССТ летом залегает на глубине 32–43 м (средняя 37,8 м), осенью — на глубине 43–54 м (средняя 47,0 м). Летом (6 наблюдений) межгодовые колебания выглядят хаотичными, тогда как при большем числе наблюдений (10) осенью заметен тренд на уменьшение глубины, т.е. подъем ХПС при его похолодании (Басюк, 2011; Khen et al., 2013).

На стадии прогрева поверхностного слоя и формирования ССТ летом его средняя многолетняя толщина составляла 47 м, т.е. была сравнима или даже больше, чем ВКС, что позволяет рассматривать его как отдельный водный слой с индивидуальными физическими характеристиками. Осенью толщина ССТ уменьшилась до 38 м, тогда как градиент температуры в нем, наоборот, стал больше (0,22 и 0,36 °C/м соответственно летом и осенью). Обострение ССТ к осени произошло не только из-за уменьшения толщины, но и из-за потепления верхней части ССТ с 7,4 до 9,0 °C, тогда как внизу температура практически не изменилась (2,5 и 2,6 °C соответственно летом и осенью).

Похолодание ХПС в последнее десятилетие (Басюк, 2011; Khen et al., 2013) отразилось и на понижении температуры воды осенью 2003–2013 гг. на нижней границе ССТ от 3,3 до 2,1 °C. Понижение температуры произошло и в верхней части ССТ, но с некоторым отличием. Здесь, как и в топографии ВКС, выделяются два периода: первый — высокой температуры (средняя 9,8 °C) в 2002–2006 гг. и второй — низкой температуры (средняя 8,4 °C) в 2007–2013 гг.

Соленость — более консервативная характеристика. Диапазон ее сезонной и межгодовой изменчивости в плотностном выражении меньше, чем у температуры, хотя ее роль в формировании плотности более весомая (Miura et al., 2002). Летом она менялась от 32,77 до 33,03 епс в верхней части ССТ и от 32,98 до 33,14 епс внизу ССТ. Осенью диапазон межгодовых изменений меньше: 32,60–32,96 епс в верхней части и 33,06–33,13 епс внизу ССТ. В межгодовом ходе заметно ее слабое понижение, что согласуется с изменением температуры воды.

Соленость в ВКС и ССТ связана с ледовитостью, причем зависимость обратная: чем больше льда формируется зимой, тем ниже соленость в теплое полугодие (рис. 6). Причина следующая. С таянием льдов распресненные воды шельфа, где зимой формируется основной массив ледовых образований, широко растекаются по глубоководному бассейну (Фигуркин, 1992), понижая соленость во всем слое сезонной конвекции. Хорошая связь между средней зимней (январь–апрель) ледовитостью всего Берингова моря и соленостью на нижней границе ССТ отмечена летом и осенью, а на верхней границе только осенью (0,53–0,70). Слабая связь наверху летом (0,14) может быть из-за неравномерности процесса формирования ВКС весной и в начале лета, хотя общий тренд на понижение солености с увеличением объема льда на рис. 5 виден.

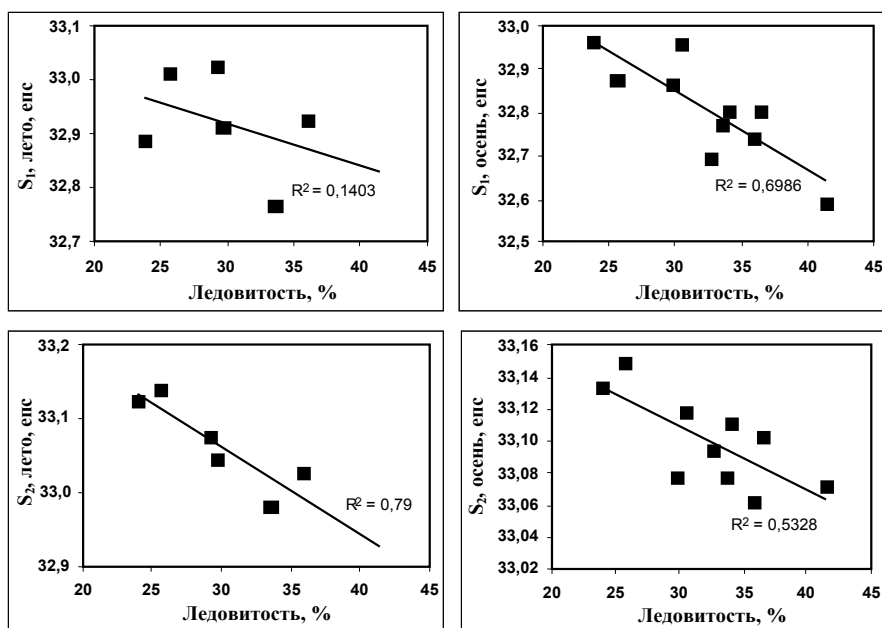


Рис. 6. Связи солености на верхней (S_1) и нижней (S_2) границах сезонного слоя скачка температуры летом и осенью со средней зимней (январь-апрель) ледовитостью всего Берингова моря
 Fig. 6. Dependence of salinity on the upper (S_1) and lower (S_2) bounds of the thermocline in summer and fall on the ice cover in the Bering Sea averaged for January-April

Связи между параметрами ССТ

Рис. 7 показывает связи основных параметров ССТ летом (Z_1 , T_1 , T_2 , S_1 , S_2). Все параметры хорошо коррелируют друг с другом, за исключением T_1 и T_2 . Следует отметить высокую степень обратной связи ($R^2 = 0,61$) между топографией ВКС (Z_1) и температурой на верхней границе ССТ (T_1). При малых ветрах атмосферное тепло накапливается в относительно тонком слое, где температура быстро повышается. Так, в маловетренном 2003 г. толщина ВКС составила всего 6 м, температура достигла экстремальных величин — 12 °С.

Обратная связь между T_1 и S_1 скорее случайная из-за малого количества наблюдений, для нее нет физической причины. На первый взгляд не поддаются объяснению и прямые связи между T_2 и S_1 , T_2 и S_2 . T_2 связана с условиями в ХПС, температура которого отражает зимнее выхолаживание, а соленость связана с ледовитостью. Из всего этого следует, что после ледовитых зим температура будет низкой, а соленость повышенной, т.е. связь должна быть обратной. Но такая закономерность характерна для зон активного льдообразования, в основном шельфовых и присклоновых областей моря. В глубоководной котловине, где ледовые процессы слабые, соленость в ССТ связана с объемом таянья льда в весенний период, т.е. чем суровее зима, тем ниже соленость в теплое полугодие. В свою очередь температура воды в ХПС (соответственно и на нижней границе ССТ), заложенная в зимних условиях, практически не зависит от весеннего таяния льда. Таким образом, в отличие от шельфа в глубоководном бассейне температура и соленость имеют обратную межгодовую зависимость относительно ледовитости моря.

Прямая связь между S_1 и S_2 подтверждает консервативность солености в верхнем деятельном слое глубоководного бассейна, включающем в себя ВКС, ССТ и ХПС. В слое 0–100 м от весны к лету соленость меняется слабо и синхронно (Гидрометеорология ..., 1999).

Осенью основные закономерные связи сохраняются (рис. 8), т.е. они достаточно надежны для всего теплого полугодия. Летние коэффициенты из-за ограниченности наблюдений (всего 5–6) в целом менее надежны, чем осенние, когда было проведено

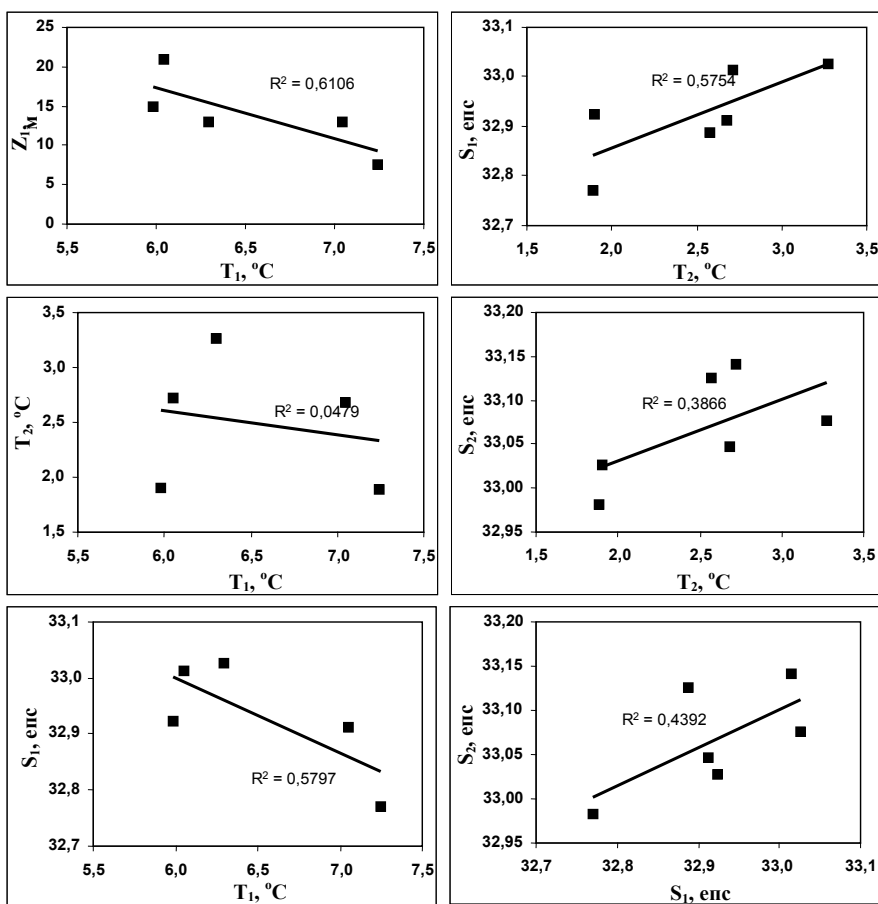


Рис. 7. Связи между параметрами слоя скачка температуры (CCT) летом 2003–2013 гг.: T_1 , S_1 — температура и соленость на верхней границе CCT; T_2 , S_2 — температура и соленость на нижней границе CCT; Z_1 — глубина верхней границы CCT

Fig. 7. Relationships between the thermocline parameters in summer: T_1 , S_1 — temperature and salinity at the upper bound; T_2 , S_2 — temperature and salinity at the lower bound; Z_1 — depth of the upper bound

10 экспедиций в течение 12 лет. Тем не менее коэффициенты достоверности аппроксимации R^2 летом и осенью близки за исключением двух случаев. Во-первых, связь между T_2 и S_2 осенью заметно выше ($R^2 = 0,70$), чем летом ($R^2 = 0,39$), что, возможно, связано с малым количеством данных летом. Во-вторых, связь между T_1 и S_1 осенью практически нулевая ($R^2 = 0,02$). Данная величина более реально отражает отношения между этими параметрами, чем летняя ($R^2 = 0,58$), когда связь определялась по данным только 5 наблюдений.

Связь концентрации хлорофилла-а с характеристиками верхнего слоя воды

В данной статье мы не рассматриваем горизонтальную структуру поверхностных водных масс и их межгодовую динамику, поэтому не будем проводить анализ пространственного распределения хлорофилла-а, хотя структура неоднородна везде (Шушкина и др., 1997). Данная тема может быть предметом отдельной публикации.

Полученные нами на сайте <http://oceandata.sci.gsfc.nasa.gov/> данные дают возможность провести оценку сезонной и межгодовой изменчивости концентраций хлорофилла-а. Измерения концентрации хлорофилла из космоса требуют учета многих параметров, среди которых облачность, волнение моря, лед и т.д. Кроме того, большое значение имеют сезонные вариации высоты солнца над горизонтом. В декабре-январе из-за увеличения длительности темного времени данные для Берингова моря отсутствуют.

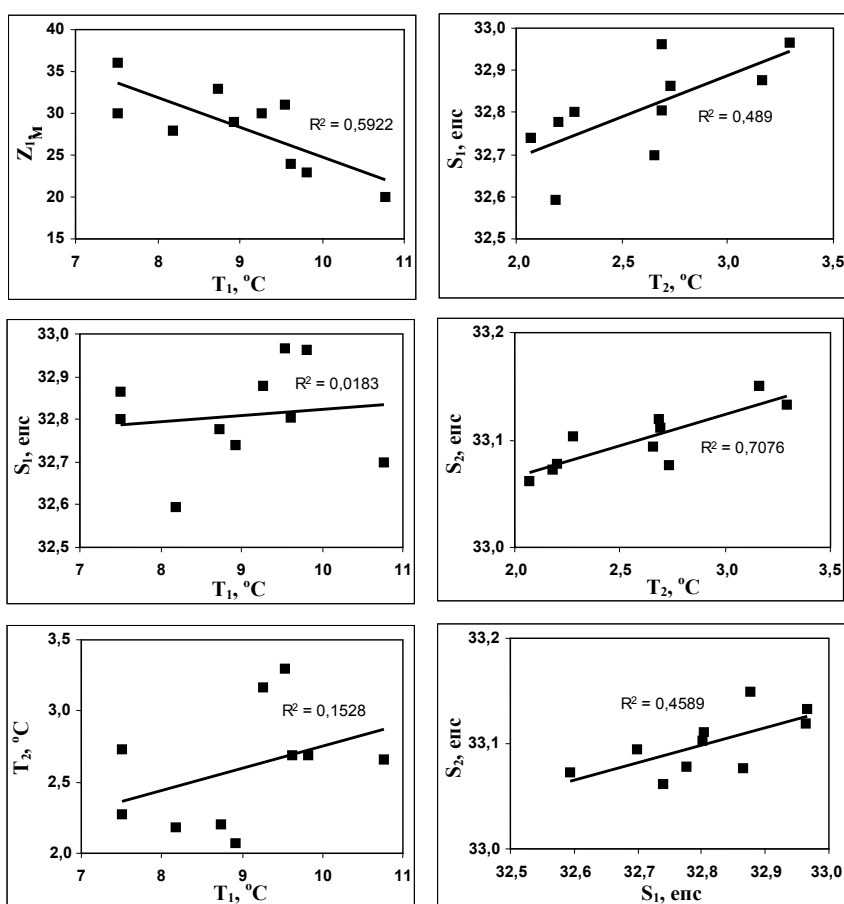


Рис. 8. Связи между параметрами слоя скачка температуры (CCT) осенью 2002–2013 гг.: T_1 , S_1 — температура и соленость на верхней границе CCT; T_2 , S_2 — температура и соленость на нижней границе CCT; Z_1 — глубина верхней границы CCT

Fig. 8. Relationships between the thermocline parameters in autumn: T_1 , S_1 — temperature and salinity at the upper bound; T_2 , S_2 — temperature and salinity at the lower bound; Z_1 — depth of the upper bound

Пики на рис. 9 (а) показывают весеннюю вспышку хлорофилла-*a*, которая наступает всегда в мае. С апреля по май средняя концентрация хлорофилла резко увеличивается от 0,2–0,3 до 1,5–3,5 мкг/л, а затем быстро, в течение двух первых летних месяцев, падает. В августе содержание хлорофилла в поверхностном слое моря держится на уровне 0,4–0,7 мкг/л (табл. 3).

Таблица 3

Среднемесячная концентрация хлорофилла-*a* в западной глубоководной части Берингова моря по данным спутникового мониторинга в июле–октябре 2002–2013 гг., мкг/л (выделены максимальные концентрации)

Table 3

Mean month concentration of chlorophyll-*a* in the western Bering Sea for 2002–2013 (satellite data), mg/l. The highest concentrations are highlighted

Месяц	2002	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013
Июль	0,64	0,72	1,09	0,75	0,51	0,43	0,46	0,34	0,37	0,58	0,43	0,50
Август	0,74	0,51	1,05	0,43	0,63	0,30	0,94	0,40	0,61	0,49	0,52	0,48
Сентябрь	0,59	0,51	1,05	0,49	0,86	0,41	0,96	0,50	0,78	0,72	0,61	0,61
Октябрь	0,41	0,57	0,98	0,60	0,87	0,52	0,88	0,46	0,83	0,70	0,54	0,69

В сентябре–октябре наблюдается вторая вспышка. Величины при этом в несколько раз меньше (0,6–0,9 мкг/л), чем при весенней вспышке. Таким образом, в открытых

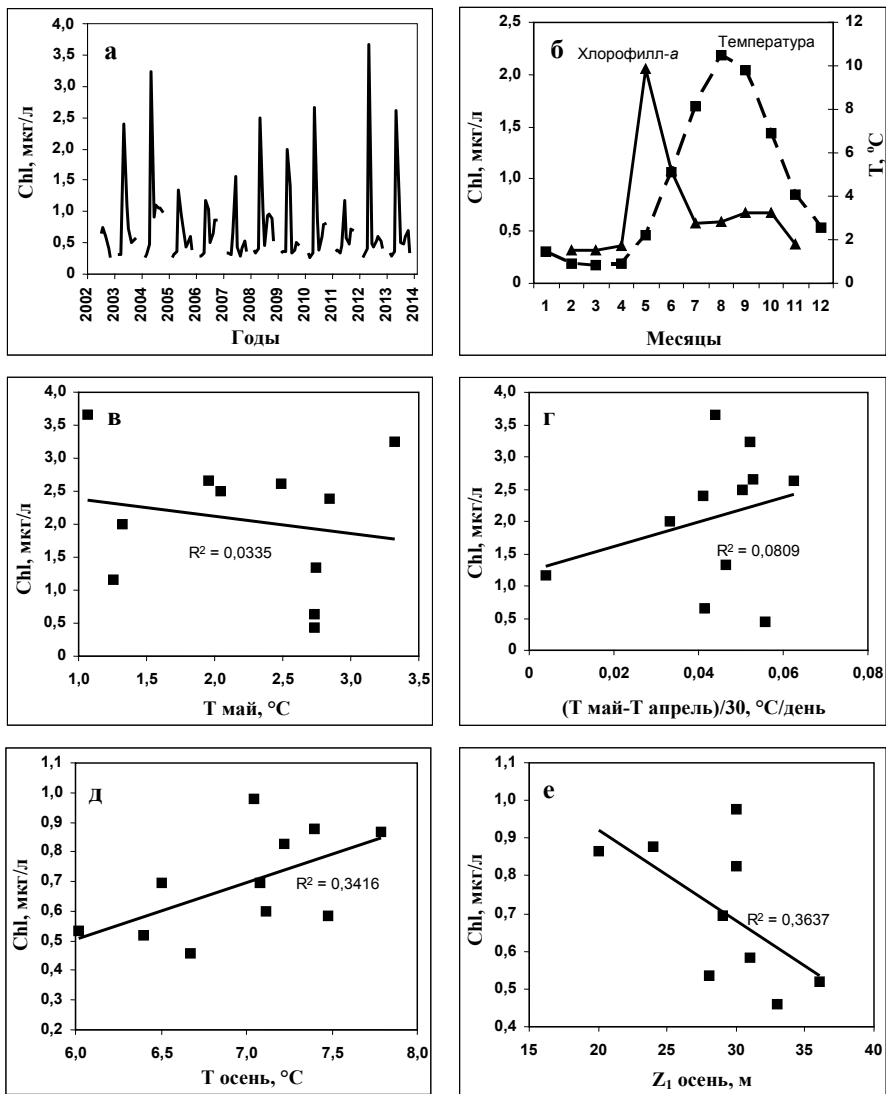


Рис. 9. Сезонное и межгодовое изменение концентраций хлорофилла-а (Chl), осредненных по месяцам в западной глубоководной части Берингова моря в 2002–2013 гг.: **а** — межгодовые изменения концентраций хлорофилла-а; **б** — внутригодовой ход средних за 2002–2013 гг. концентраций хлорофилла-а и температуры воды на поверхности; **в** — связь концентраций хлорофилла-а и температуры воды на поверхности в мае; **г** — связь концентраций хлорофилла-а в мае со скоростью изменения температуры воды на поверхности с апреля по май (°C/день); **д** — связь концентраций хлорофилла-а с температурой воды на поверхности моря в октябре; **е** — связь концентраций хлорофилла-а в октябре с толщиной ВКС в сентябре-октябре

Fig. 9. Seasonal and interannual variability of chlorophyll-a concentration (Chl) averaged by months in the western deep basin of the Bering Sea in 2002–2013: **а** — year-to-year changes of chlorophyll-a concentration; **б** — the seasonal variation of chlorophyll-a concentration and SST averaged for 2002–2013; **в** — relationship between chlorophyll-a concentration and SST in May; **г** — relationship between chlorophyll-a concentration in May and SST increments from April to May (°C/day); **д** — relationship between chlorophyll-a concentration and SST in October; **е** — relationship between chlorophyll-a concentration in October and thickness of the seasonal thermocline in September-October

водах Берингова моря на поверхности наблюдается «классический» для умеренных широт внутригодовой цикл продуктивности фитопланктона (Богоров, 1968) с двумя вспышками: весенней и осенней, причем вторая заметно уступает первой.

На рис. 9 (б) видно, что весенняя вспышка происходит в начале сезонного прогрева поверхностных вод. При месячном осреднении эти данные хорошо коррелируют

с T_1 ($R^2 = 0,7$). Несмотря на незначительное повышение температуры с апреля по май (всего на 1–2 °С), концентрации хлорофилла увеличились 5–7 раз. Однако межгодовые различия весенней вспышки мало связаны с температурой в апреле или мае и даже с темпом повышения температуры между этими месяцами (рис. 9, в, г). Считается (Абакумов, Израильский, 2013), что с весны по осень температура незначительно лимитирует развитие фитопланктона, так как прогрев вод до глубины 30–40 м достаточен.

Максимальная весенняя вспышка хлорофилла-а происходит у кромки льдов за счет образования пресного слоя (Мордасова, 1994). Весной в глубоководной части Берингова моря концентрация хлорофилла ниже, чем в прибрежной ледовой зоне в 5–10 раз, а летом отмечается активизация его развития, незаметная по спутниковым данным. Такого же мнения придерживается и В.П. Шунтов (2001), показав уменьшение количества сетного фитопланктона от лета к осени. Данное отличие от наших результатов можно объяснить тем, что летом максимальная концентрация хлорофилла-а залегает на глубинах ниже поверхности (Мордасова, 1994) — в 5–10 м над ССТ (Сорокин, 1995), — недоступных для спутника. Даже наши данные (табл. 3) показывают, что летом, по крайней мере в поверхностном слое, количество фитопланктона превышает зимние и ранневесенние величины в 2 раза, а в первые три года выполнения программы BASIS (2002–2004 гг.) летняя концентрация фитопланктона хотя и незначительно, но превышала осеннюю. Возможно, осенняя вспышка фитопланктона — особенность последних 10 лет. Н.В. Мордасова с соавторами (1995) рассматривали данные 1990-х гг., т.е. до предполагаемой нами эпохи осенних вспышек фитопланктона, наступившей в середине 2000-х гг. и продолжающейся по настоящее время.

Осенняя вспышка фитопланктона происходит с началом похолодания (см. рис. 8, б), но при сохранении достаточно высоких температур (более 6 °С). Необходимым условием вспышки является увеличение количества биогенных элементов, происходящее в процессе эвтрофирования вод с нижних горизонтов. При этом основную роль играет кремний (рис. 10), напрямую влияющий на концентрацию фитопланктона и участвующий в строительстве клеток диатомовых водорослей, преобладающих в открытых водах Берингова моря летом и осенью (Sukhanova et al., 1999). Такая ситуация может быть обусловлена следующими обстоятельствами. Фосфор и азот, потребленные при фотосинтезе, сравнительно быстро восстанавливаются в эвфотической зоне за счет регенерации отмерших клеток фитопланктона. Основная часть кремния входит в твердый состав диатомовых (оболочек и скелетов), и его регенерация происходит очень медленно, а большая часть в течение лета покидает эвфотическую зону (Богоявленский, 1966). Поэтому восстановление его запасов в эвфотической зоне возможно только за счет адвекции и вертикального перемешивания.

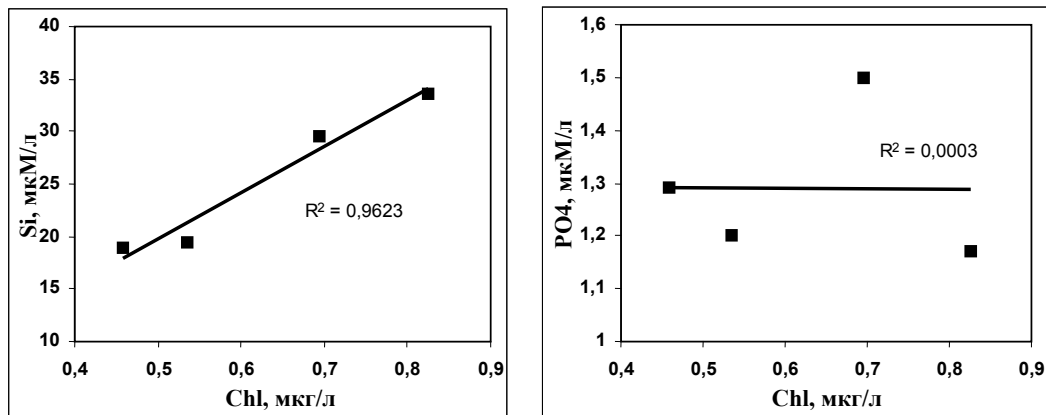


Рис. 10. Связь между хлорофиллом-а на поверхности и биогенными веществами в слое 0–50 м в западной глубоководной части Берингова моря осенью 2002–2013 гг.

Fig. 10. Relationships between chlorophyll-а concentration at the sea surface and concentrations of nutrients (Si and P) averaged for the layer 0–50 m in the western deep basin of the Bering Sea in autumn 2002–2013

Осенью, в отличие от весны, хлорофилл связан с температурой воды: чем теплее был год, тем выше концентрация хлорофилла (см. рис. 9, д). А так как T_1 и Z_1 коррелируют между собой, то его концентрация имеет обратную зависимость с толщиной ВКС (рис. 9, е). Следовательно, позднее начало осеннего перемешивания и соответственно замедленный темп выхолаживания поверхностного слоя благоприятны для развития фитопланктона. И, по всей видимости, последнее (с середины 2000-х гг.) потепление западной части моря (Басюк, 2011; Khen et al., 2013) положительно повлияло на развитие осеннего фитопланктона, тогда как летняя концентрация уменьшилась.

Заключение

В результате проведенных исследований были выявлены следующие статистические особенности параметров ВКС и ССТ, а также хлорофилла-*a* на поверхности, летом и осенью в западной глубоководной части Берингова моря в 2002–2013 гг.

Летом в глубоководной котловине толщина ВКС (верхняя граница ССТ) менялась в пределах 10–15 м (средняя 13 м), осенью увеличилась до 25–40 м (средняя 28 м). Средняя многолетняя температура на нижней границе ВКС летом составляла 7,9 °С, осенью — 8,9 °С, соленость — соответственно 32,9 и 32,8 епс.

Нижняя граница ССТ от лета к осени опускалась — с 37 до 48 м. Температура, соленость и соответственно плотность менялись слабо, оставаясь примерно на уровне 2,6 °С, 33,07 епс, 26,4 усл. ед. При этом толщина ССТ уменьшалась с 20–25 м летом до 16–22 м осенью, что приводило к увеличению градиентов температуры с 0,23–0,25 до 0,37–0,45 °С/м, а плотности с 0,032 до 0,062 усл. ед./м, т.е. слой скачка стал более устойчивым.

Осенью в рассматриваемый период лет произошло заметное понижение температуры в ССТ. В верхнем отделе похолодание произошло скачкообразно от средней температуры 9,8 °С в 2002–2006 гг. до средней температуры 8,4 °С в 2007–2013 гг., а в нижнем отделе постепенно от 3,3 °С в 2003 г. до 2,1 °С в 2013 г. Летом, когда процесс формирования ССТ продолжается, тренд на понижение температуры был не так очевиден, как осенью.

Параметры нижнего и верхнего отделов ССТ связаны между собой. Надежные прямые связи ($R^2 > 0,4$) были установлены между T_2 и S_{11} , T_2 и S_{22} , S_{11} и S_{22} , обратная связь ($R^2 = 0,6$) — между T_1 и Z_1 . От лета к осени основные закономерные связи сохраняются, причем коэффициенты достоверности аппроксимации R^2 близки между собой.

Весенняя вспышка хлорофилла-*a* не связана ни с температурой в апреле или мае, ни с темпом повышения температуры между этими месяцами. Осенняя вспышка фитопланктона происходит с началом похолодания, но при сохранении достаточно высоких температур (более 6 °С). Она прямо связана с температурой воды на верхней границе ССТ и обратно — с толщиной ВКС. Запаздывание осеннего перемешивания и медленный темп выхолаживания поверхностного слоя воды благоприятны для развития хлорофилла-*a*.

Список литературы

- Абакумов А.И., Израильский Ю.Г. Моделирование годового цикла жизнедеятельности фитопланктона в океане // Информатика и системы управления. — 2013. — № 2(36). — С. 14–23.
- Арсеньев В.С. Течения и водные массы Берингова моря : моногр. — М. : Наука, 1967. — 135 с.
- Басюк Е.О. Межгодовая изменчивость аномалий температуры в толще вод западной части Берингова моря // Вопр. пром. океанол. — 2011. — Вып. 2, № 1. — С. 125–147.
- Богоров В.Г. Биологические сезоны полярного моря // ДАН СССР. — 1968. — Т. 19, вып. 8. — С. 639–642.
- Богоявленский А.Н. Распределение и миграция растворенной кремнекислоты // Геохимия кремнезема. — М. : Наука, 1966. — С. 11–36.
- Гидрометеорология и гидрохимия морей. Проект «Моря» : сб. науч. ст / отв. ред. Ф.С. Терзиев. — СПб. : Гидрометеиздат, 1999. — Т. 10 : Берингово море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — 300 с.
- Глебова С.Ю. Особенности атмосферного и термического режима в дальневосточных морях в холодные и теплые сезоны 2006–2014 гг. // Вопр. пром. океанол. (в печати).

- Иваненков В.Н.** Гидрохимия Берингова моря : моногр. — М. : Наука, 1964. — 138 с.
- Китайгородский С.А., Филлюшкин Б.Н.** Слой температурного скачка в океане // Тр. ИОАН СССР. — 1963. — Т. 16. — С. 3–28.
- Левасту Т., Хела И.** Промысловая океанография : моногр. — Л. : Гидрометеоздат, 1974. — 295 с. (Пер. с англ.)
- Лозовацкий И.Д., Шаповалов С.М.** Параметризация толщины верхнего квазиоднородного слоя по измерениям в северной Атлантике (разрез вдоль 53° с.ш.) // Океанол. — 2006. — Т. 46, № 3. — С. 325–330.
- Мордасова Н.В.** Хлорофилл в западной части Берингова моря // Океанол. — 1994. — Т. 34, № 4. — С. 557–563.
- Мордасова Н.В., Метревели М.П., Вентцель М.В.** Пигменты фитопланктона в западной части Берингова моря // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря. — М. : ВНИРО, 1995. — С. 256–264.
- Николаев А.В., Кузнецов М.Ю., Сыроваткин Е.В.** Гидроакустические исследования тихоокеанских лососей в северной части Тихого океана // Изв. ТИНРО. — 2007. — Т. 150. — С. 27–47.
- Семина Г.И.** Фитопланктон Тихого океана : моногр. — М. : Наука, 1974. — 239 с.
- Сорокин Ю.И.** Первичная продукция в Беринговом море // Комплексные исследования экосистемы Берингова моря. — М. : ВНИРО, 1995. — С. 264–276.
- Фигуркин А.Л.** Некоторые особенности формирования и распространения вод ХПС в западной части Берингова моря // Океанологические основы биологической продуктивности северо-западной части Тихого океана. — Владивосток : ТИНРО, 1992. — С. 20–29.
- Филлюшкин Б.Н.** Термические характеристики верхнего слоя воды в северной части Тихого океана // Океанол. исследования. — 1968. — № 19. — С. 22–69.
- Хен Г.В.** Межгодовая динамика гидрологических областей на шельфе западной части Берингова моря в связи с меандрированием Камчатского течения // Изв. ТИНРО — 1997. — Т. 122. — С. 480–492.
- Хен Г.В., Заволокин А.В.** Перемена в циркуляции вод и ее значение в распределении и обилии лососей в западной части Берингова моря в начале 21-го столетия // Изв. ТИНРО. — 2015. — Т. 181. — С. 95–115.
- Шунтов В.П.** Биология дальневосточных морей России : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2001. — Т. 1. — 580 с.
- Шунтов В.П., Темных О.С.** Тихоокеанские лососи в морских и океанических экосистемах : моногр. — Владивосток : ТИНРО-центр, 2011. — Т. 2. — 473 с.
- Шушкина Э.А., Виноградов М.Е., Гагарин В.И. и др.** Оценка продуктивности, скорости обмена, трофодинамики, а также запасов планктонных организмов в разнопродуктивных районах океана на основании спутниковых и экспедиционных наблюдений // Информ. бюл. РФФИ. — 1997. — Т. 5, № 4. — С. 278.
- Bathen K.H.** On the seasonal changes in the depth of the mixed layer in the North Pacific Ocean // J. Geophys. Res. — 1972. — Vol. 77. — P. 7138–7150.
- Khen G.V.** Oceanographic conditions of the Bering Sea biological productivity // Proceeding of the International Scientific Symposium on the Bering Sea Fisheries. — Seattle : NOAA Tech. Memo NMFS F/NWC-163, 1989. — P. 404–414.
- Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I.** Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // Deep-Sea Res. II. — 2013. — Vol. 94. — P. 106–120.
- Luchin V.A., Menovshikov V.A., Lavrentiev V.M., Reed R.K.** Thermohaline structure and water masses in the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / eds T.R. Loughlin and K. Ohtani. — Fairbanks : Alaska Sea Grant College Programs, 1999. — P. 62–91.
- Miura T., Suga T., Hanava K.** Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // J. Oceanogr. — 2002. — Vol. 58. — P. 815–823.
- Monterey G. and Levitus S.** Seasonal Variability of Mixed Layer Depth for the World Ocean. NOAA Atlas NESDIS 14. — Wash. : D.C. : U.S. Gov. Printing Office, 1997. — 96 p.
- Ohtani K.** Oceanographic structure in the Bering Sea // Mem. Fac. Fish. Hok. Univ. — 1973. — Vol. 21, № 1. — P. 64–106.
- Sukhanova I.N., Semina H.J., Venttsel M.V.** Spatial distribution and temporal variability of phytoplankton in the Bering Sea // Dynamics of the Bering Sea / eds T.R. Loughlin and K. Ohtani. — Fairbanks : Alaska Sea Grant College Programs, 1999. — P. 453–484.

Поступила в редакцию 2.04.15 г.