

УДК 551.463.6(265.5)

Н.С. Ванин*

Тихоокеанский научно-исследовательский рыбохозяйственный центр,
690091, г. Владивосток, пер. Шевченко, 4

ТЕРМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ВОД В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА И РОЛЬ ВЕТРА И АДВЕКЦИИ В ЕЕ ФОРМИРОВАНИИ

По материалам гидрологической съемки с 29 мая по 9 июля 2013 г. в северо-западной части Тихого океана (СЗТО) выделены два основных типа вертикального распределения температуры. Первый тип характерен для открытых вод, второй распространен в прибрежных водах западной части Берингова моря и юго-восточной Камчатки с глубинами конвекции соответственно 90–130 и 160–200 м и более. Специфика холодного подповерхностного слоя (ХПС) рассмотрена в связи с временным ходом температуры воды на поверхности и ветра в предшествующий зимний период. Ветровое воздействие доминирует в прибрежной зоне, увеличивая глубину конвекции (толщину ХПС) за счет экмановского транспорта и конвергенции. В зоне открытых вод в большей степени проявляется влияние горизонтальной адвекции. На большей части СЗТО и в западной части Берингова моря она вызывает дополнительное похолодание, а в зоне Аляскинского течения — потепление в ядре ХПС. Подтверждено, что теплый промежуточный слой в СЗТО поддерживается в основном адвекцией с северо-востока теплых вод Аляскинского течения и частично с юга компенсирующим поверхностный экмановский дрейф и конвергенцию потоком на север на промежуточных глубинах.

Ключевые слова: СЗТО, Берингово море, термическая структура, толщина ХПС, ветровое воздействие.

DOI: 10.26428/1606-9919-2017-190-146-158.

Vanin N.S. Thermal water structure in the North-West Pacific and role of wind forcing and advection in its forming // *Izv. TINRO.* — 2017. — Vol. 190. — P. 146–158.

Two basic types of vertical thermal structure are defined in the North-West Pacific on the data obtained in CTD survey conducted from May 29 to July 9, 2013. One of them prevailed in the coastal areas of the Bering Sea and at East Kamchatka where the depth of winter convection was 160–200 m and even more. The other extended over the open ocean with lesser depth of convection as 90–130 m. Their difference in the cold subsurface layer thickness is analyzed in relation with temporal variations of the sea surface temperature and wind stress during preceding winter. The wind forcing contributes to deepening of winter convection in the coastal areas because of the shoreward Ekman transport but induces mostly horizontal advection in the open ocean. The wind-driven flows promote additional cooling in the subsurface layer in the western Bering Sea and major part of the NW Pacific, except the Alaska Stream area where they cause a warming in this layer. The warm intermediate layer in the whole region is supported mainly by westward advection of relatively warm water in the Alaska Stream and partially by the compensatory flow from the south that balances the Ekman transport in the upper layers.

Key words: North-West Pacific, Bering Sea, thermal structure, subsurface layer, wind forcing.

***Ванин Николай Сергеевич**, кандидат географических наук, ведущий научный сотрудник.
Vanin Nikolay S., Ph.D., leading researcher.

Введение

Термическая структура вод в теплый период года на большей части исследуемого района представляет собой субарктический (СА) тип вертикального распределения с относительно тонким перемешанным поверхностным слоем, холодным подповерхностным (ХПС) и теплым промежуточными слоями. В обобщающей работе Ueno, Yasuda (2000) выделяют основные процессы, формирующие эти слои. Превышение количества осадков над испарением, сильное охлаждение и ветровое перемешивание в зимний период приводят к формированию холодного слоя с пониженной соленостью, накрывающего более теплые и соленые воды. ХПС сохраняется в течение всего теплого периода, поскольку сезонный термоклин, формирующийся на его верхней границе, препятствует перемешиванию и проникновению тепла на глубину.

Вместе с тем в открытых водах восточной Камчатки, а также вдоль западной и северо-западной периферии Берингова моря по среднемесячным данным зимой температура на поверхности остается выше, чем в ядре ХПС (Ueno, Yasuda, 2000), т.е. возникает вопрос, как в этих районах образуется или откуда приносится подповерхностный температурный минимум. Используя осредненные по сезонам данные и получив подобный же результат, Miura с соавторами (2002) предположили, что ХПС может просто выноситься из Берингова моря через Камчатский пролив и распространяться с Восточно-Камчатским течением на акваторию северо-западной части Тихого океана (СЗТО). С другой стороны, ХПС может формироваться и непосредственно в СЗТО, за пределами Берингова моря, поскольку основной халоклин, препятствующий распространению конвекции вглубь, наблюдается в западной Субарктике повсеместно.

Что касается теплого промежуточного слоя, то по среднемесячным данным его границы соответствуют пространственному распределению ХПС (Ueno, Yasuda, 2000), но если параметры ядра ХПС (температура, глубина залегания) испытывают заметную межгодовую изменчивость, то вариации величины промежуточного максимума относительно невелики. Существенно изменяется лишь глубина его залегания, которая, как отмечают Ueno с соавторами (2005), может быть важным индикатором для диагностики межгодовой изменчивости свойств водных масс в Субарктике Тихого океана. Механизм же поддержания самого промежуточного максимума температуры в западной Субарктике до сих пор не вполне ясен. По этому поводу существуют две основные концепции. Согласно первой считается, что этот слой существует благодаря поступлению тёплых и солёных вод Куроисио в восточную часть океана и их возвращению на запад с Аляскинским течением (Ueno, Yasuda, 2000; Yasuda, 2003; Ueno et al., 2005). А одним из механизмов передачи тепла на глубину может быть опускание теплых вод Аляскинского течения в цепочке антициклонических вихрей от прол. Ближнего к южной оконечности Камчатки (Rogachev et al., 2007). Другие авторы (Isoguchi et al., 1997; Masuda et al., 2006) считают, что поддержка максимума может происходить и непосредственно через изопикническое распространение на север на промежуточных глубинах теплых вод из зоны смешения Куроисио-Ойясио как компенсационный поток южному поверхностному экмановскому дрейфу с формированием меридиональной субполярной ячейки. Кроме указанных путей распространения теплые воды субтропического происхождения могут проникать в западный субарктический круговорот и с мезомасштабными вихрями, которые многочисленны в зоне смешения, а также непосредственно с потоком вдоль Субарктического фронта (Endoh et al., 2004). Но данных, подтверждающих такой механизм формирования и поддержания температурного максимума в исследуемом районе, явно недостаточно.

Цель данной работы и является прояснить перечисленные вопросы и, кроме того, показать возможную роль ветра в формировании вертикальной структуры вод. Правильное понимание процессов формирования указанных слоев в вертикальной структуре вод может объяснить причины аномальных явлений в термическом состоянии деятельного слоя и колебаниях численности гидробионтов в западной Субарктике Тихого океана.

Материалы и методы

Анализ вертикальной термической структуры вод выполнен на основе гидрологических данных, полученных двумя судами ТИПРО-центра при проведении учетных ихтиологических съемок лососей в преданадромный период 2013 г. Первая съемка (от 40 до 52° с.ш.) проведена в период с 29 мая по 9 июля, вторая (от 53 до 62° с.ш.) — с 4 июня по 1 июля. Наблюдения выполнялись на галсах вдоль береговой линии с номинальным расстоянием между станциями ~60 миль. Прибрежные границы съемки определялись 12-мильной пограничной зоной, внешние в прикурильских водах и у восточной Камчатки — нулевыми уловами (~400 миль от островной гряды), а в Беринговом море — 200-мильной экономической зоной России. Всего выполнено 209 STD-станций, измерения производились зондом SBE-25 до горизонта 1000 м с частотой 8 Гц и с осреднением в 1-метровом интервале. Точность измерений по температуре и солености составляла 0,005 °C и 0,005 ‰. Для анализа привлечены также полученные при зондировании на первой съемке данные по растворенному кислороду. Точность измерений датчика кислорода по сравнению с титрованием проб составляла ~2,0 и 0,5 % при концентрациях соответственно выше 200 и ниже 50 мкМ/кг.

Сезонные изменения в структуре вод оценивались по температуре воды на поверхности в центрах одноградусных квадратов с ноября 2012 по май 2013 г. с недельным осреднением (архив NOAA_OI_SST_V2, сайт <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>). При расчете этих данных использовались спутниковые измерения и судовые наблюдения (in situ). Подробное описание и методика расчетов приводятся в работе Reynolds с соавторами (2002), точность этих данных не ниже 0,2 °C.

Для оценки интегрального влияния ветра на термическую структуру вод рассчитывались вертикальные скорости, обусловленные как экмановскими переносами, так и их дивергенцией (экмановской закачкой), при этом использовались среднемесячные данные реанализа ветра в узлах сетки 2,5 x 2,5° из архива NOAA/ESRL (Kalnay et al., 1996). Напряжение ветра рассчитывалось по соотношению (Wu, 1982): $\tau = \rho_a \cdot C_{10} \cdot U_{10}^2$, где ρ_a — плотность воздуха (1,293 кг/м³); U_{10} — скорость ветра на высоте 10 м над уровнем моря, м/с; $C_{10} = (0,8 + 0,065 \cdot U_{10}) \cdot 10^{-3}$ — коэффициент шероховатости. Точность расчетов обсуждается по ходу изложения материала.

Результаты и их обсуждение

Термические условия в ХПС. Изучения термохалинных характеристик ХПС по сезонным данным в 1-градусных квадратах показали (Miura et al., 2002), что на большей части исследуемой акватории различия в летний период по сравнению с зимним состоянием на поверхности невелики, из чего делается вывод, что ХПС в этих районах формируется из зимнего перемешанного слоя. Исходя из этой предпосылки рассмотрим вначале термические условия на поверхности в зимний период 2013 г. По недельным данным NOAA/ESRL минимум в поверхностной температуре по всему району наступил преимущественно в первой декаде марта и практически не отличался от средней за этот месяц величины. Среднее квадратичное отклонение составляло ~0,2 °C с повышением до 0,5 °C в районе СА-фронта, при этом средние величины в марте были на 0,8–1,5 °C ниже, чем в январе. Минимальные величины (< 1 °C) в СЗТО наблюдались вблизи берегов (рис. 1, а), в открытой же части, в пределах 200-мильной зоны, распределение температуры было сравнительно однородным, с увеличением до 2,0–2,5 °C на северо-востоке на границе с водами Аляскинского течения и до 5,0–6,0 °C на юге, в районе СА-фронта. Наиболее холодная зона в СЗТО (< 0,5 °C) была вблизи юго-восточного побережья Камчатки. В западной части Берингова моря и в прилегающем районе восточной Камчатки температура воды была заметно ниже, чем в СЗТО, и также росла от минимальной –0,5–0 °C вблизи побережья до 1,0–2,0 °C в глубоководной зоне и далее на юг до 2,5 °C в районе прол. Ближнего.

Глубина зимней конвекции, или нижняя граница ХПС, летом, как правило, определяется по минимуму (ядру) в вертикальных профилях температуры или по верхней гра-

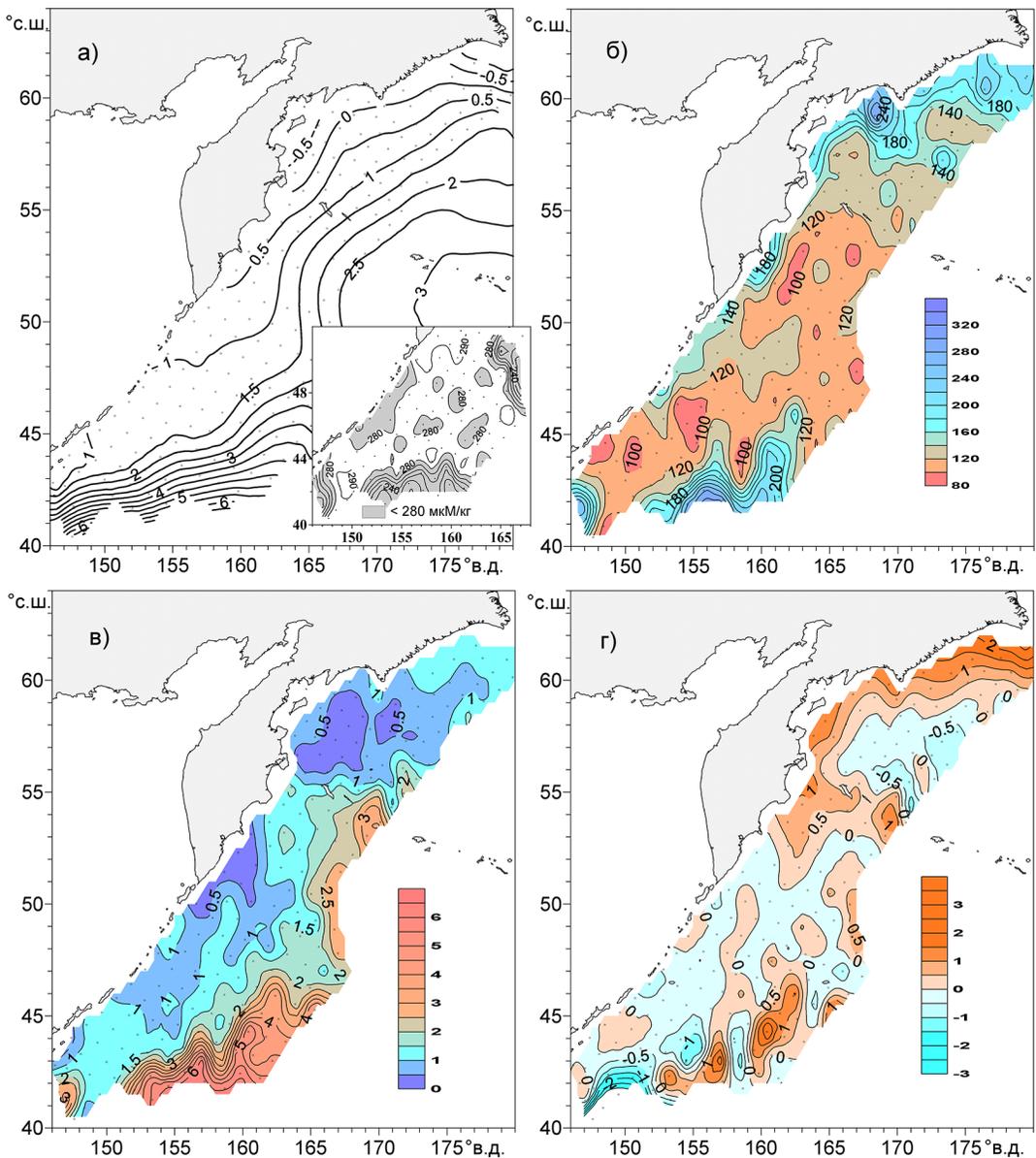


Рис. 1. Среднемесячная температура воды на поверхности в марте 2013 г. по данным NOAA/ESRL (а); глубина залегания нижней границы ХПС (зимней конвекции) (б) и температура на ней в период съемки 29.05–09.07.2013 г. (в); ее отклонения от зимнего минимума на поверхности (г). На врезке — распределение растворенного кислорода на изопикнической поверхности $26,5 \sigma_\theta$. Точками обозначено положение CTD-станций

Fig. 1. Sea surface temperature in March, 2013 (а, NOAA/ESRL data); depth of winter convection as the lower boundary of the subsurface layer (б, data of summer survey in 2013); water temperature at the lower boundary (в, data of summer survey in 2013), and the difference between the temperature at the lower boundary and the minimal SST in winter (г). Insert: dissolved oxygen distribution on the surface $26.5 \sigma_\theta$

нище основного пикноклина в диапазоне плотности $26,45\text{--}26,70 \sigma_\theta$. Южнее СА-фронта, где этот минимум или пикноклин отсутствуют, глубину конвекции можно определить визуально по скачку растворенного кислорода в указанном диапазоне плотности.

На большей части СЗТО глубина зимней конвекции (рис. 1, б) была в пределах $100\text{--}120$ м (плотность $26,45\text{--}26,58 \sigma_\theta$), но в приостровной зоне, вследствие дополнительного приливного перемешивания, достигала $180\text{--}250$ м (плотность до $26,70 \sigma_\theta$). В

зоне СА-фронта эта глубина, по мере продвижения на юг, также увеличивалась со 140 до ~300 м, что, по-видимому, может быть связано с исчезновением субарктического галоклина и экмановской закачкой (Favorite et al., 1976; Roden, 1991; Yasuda, 2003).

Более глубокая конвекция (160–250 м) наблюдалась и в прибрежных районах восточной Камчатки, и вдоль западного побережья Берингова моря. Такое заглубление температурного минимума, как утверждают Tomczak, Godfrey (1994) и Wang с соавторами (2009), возможно при льдообразовании с формированием в шельфовой зоне плотных вод с последующим их сползанием на глубину, хотя в указанных районах оно может быть вызвано и ветровым фактором, как будет показано ниже.

Распределение температуры на нижней границе ХПС (рис. 1, в) в СЗТО в целом сходно с таковым на поверхности в зимний период. Минимальные величины ($< 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) наблюдались вблизи побережья юго-восточной Камчатки, южнее мыса Шипунского (53° с.ш.), в открытой же части, в пределах 200-мильной зоны, распределение, как и на поверхности зимой, сравнительно однородное (от $\sim 0,5$ до $1,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) с увеличением до $2,0\text{--}2,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на северо-востоке, на границе с Аляскинским течением, и до $2,5\text{--}6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ на юге, на границе СА-фронта.

По сравнению с СЗТО в западной части Берингова моря характер распределения температуры на нижней границе ХПС значительно отличался от зимнего на поверхности. В центральной части Командорской и на западе Алеутской котловин наблюдалось явное похолодание (температура $< 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$) по сравнению с прибрежным и восточным районами. И в целом западнее 170° в.д., в Командорской котловине, было на $\sim 0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ холоднее, чем на востоке. Такое похолодание могло быть вызвано адвективными причинами.

Косвенным признаком более глубокой конвекции может служить и высокое содержание кислорода на нижней границе ХПС. Его сравнительно однородное распределение в СЗТО на изопикнической поверхности $26,5\sigma_{\theta}$ (рис. 1, а, врезка) и концентрации более 280 мкМ/кг при величинах $\sim 300\text{ мкМ/кг}$ на поверхности (насыщение соответственно 82 и $88\text{--}90\%$) свидетельствуют о полном конвективном перемешивании поверхностного слоя в зимний период. Явно пониженное содержание кислорода ($270\text{--}230\text{ мкМ/кг}$) отмечалось только в районе Аляскинского течения, где зимняя конвекция не достигала этой поверхности (ограничивалась изопикной $\sim 26,4\sigma_{\theta}$), а также в зоне смещения к югу от Субарктического фронта в связи с повышением температуры и снижением растворимости кислорода. Пониженные величины кислорода можно отметить и вблизи островов, что обусловлено приливным перемешиванием с нижележащими слоями.

В предположении полного конвективного перемешивания поверхностного слоя температура на нижней границе ХПС должна быть близка к минимальной зимней температуре на поверхности. Формирующийся летний термоклин препятствует проникновению тепла в ХПС сверху, поэтому значительные отклонения температуры на его нижней границе в июне от минимальной зимней температуры на поверхности (рис. 1, г) показывают в основном эффект горизонтальной адвекции тепла или холода и частично теплообмена снизу. Адвекция тепла (положительные отклонения) в СЗТО наиболее заметно проявляется в районе Аляскинского течения. Вертикальные профили от прол. Ближнего вниз по течению (рис. 2, а) показывают, что температура на нижней границе ХПС (ст. 1–3) хотя и убывала с продвижением на запад, но оставалась на $0,5\text{--}1,0\text{ }^{\circ}\text{C}$ выше мартовского минимума на поверхности (врезка справа). И лишь у берегов, в зоне Восточно-Камчатского течения (ст. 4–5), где эта граница резко заглублялась со 130 до $200\text{--}270$ м, температура на ней была примерно равна средней мартовской на поверхности. Промежуточный максимум температуры на глубинах ~ 200 м (ст. 1–3) в отличие от подповерхностного минимума не уменьшался с продвижением на запад, что должно было происходить при передаче тепла в лежащий выше ХПС. Это обстоятельство свидетельствует о компенсации потери тепла под ХПС за счет адвекции теплых вод с востока. Скорость изменения температуры на нижней границе ХПС можно приближенно оценить исходя из уравнения теплопроводности, в котором горизонтальные градиенты температуры игнорируются: $\partial T / \partial \tau = (\lambda / c_p \rho) \cdot \partial^2 T / \partial z^2$, где

λ — коэффициент теплопроводности; c_p — удельная теплоемкость воды; ρ — плотность. (Алгоритмы расчета λ и c_p взяты из работ Caldwell (1974) и Fofonoff, Millard (1983).) Принимая в среднем на нижней границе ХПС по данным ст. 1 $\partial^2 T / \partial^2 z \sim 2 \cdot 10^{-5} \text{ }^\circ\text{C}/\text{см}^2$, получим изменение температуры 0,00245 $^\circ\text{C}/\text{сут}$, или 0,15 $^\circ\text{C}$ за два месяца. Учитывая, что общее повышение температуры на ст. 1 относительно зимнего минимума (рис. 2, а) за это время составило $\sim 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ (а западнее, на ст. 2 и 3, $\sim 1,0 \text{ }^\circ\text{C}$), получаем, что доля в общем повышении температуры ядра ХПС за счет подогрева снизу была в 2,3 раза меньше, чем за счет адвекции, и снижалась с продвижением на запад с 30 до $\sim 20 \%$. Оценка скорости адвекции по положению изотермы 3 $^\circ\text{C}$ на поверхности в марте (см. рис. 1, а) и по ст. 1 с той же температурой в ядре ХПС (с учетом подогрева снизу) в начале июня (смещение ~ 200 миль) дает реальную величину $\sim 7 \text{ см}/\text{с}$ в западном направлении, сопоставимую с геострофическими величинами, полученными относительно поверхности 1000 дб.

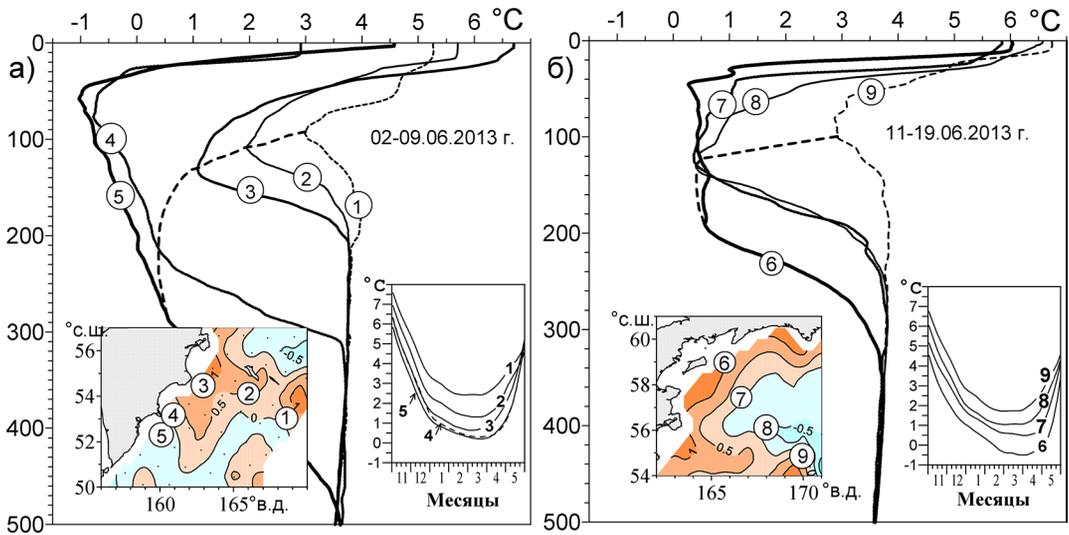


Рис. 2. Вертикальные профили температуры: **а** — в зоне Аляскинского (ст. 1–3) и Восточно-Камчатского течения (4, 5); **б** — в юго-западной части Берингова моря (6–9). На врезках: **слева** — фрагменты карты отклонений температуры на нижней границе ХПС от зимнего минимума и положение соответствующих станций, **справа** — временной ход температуры на поверхности на этих станциях с 01.11.2012 по 31.05.2013 г.

Fig. 2. Vertical temperature profiles: **a** — in the areas of the Alaska Current (st. 1–3) and East Kamchatka Current (st. 4 and 5); **b** — in the southwestern Bering Sea (st. 6–9). **Left insert:** fragments of the chart of difference between the temperature at the lower boundary of the subsurface layer and the minimal SST in winter (the stations location is shown). **Right insert:** SST change at the same stations from November 1, 2012 to May 31, 2013

Отрицательные величины отклонений на нижней границе ХПС от мартовской температуры на поверхности, хотя и небольшие (в пределах $0,5 \text{ }^\circ\text{C}$), свидетельствуют об адвекции холода, причем в СЗТО (рис. 1, г) можно различить два источника похолодания. Первый — воды Восточно-Камчатского течения, распространяющиеся от юго-восточного побережья Камчатки на юг и на юго-восток, и второй — трансформированные охотоморские воды — от прол. Буссоль на восток и на юг до СА-фронта. Наиболее сложная картина наблюдается вдоль фронта, где зоны резкого похолодания и потепления чередуются вследствие взаимного проникновения субарктических и субтропических вод.

В работе Ueno, Yasuda (2000) показано, что в открытых водах юго-восточной Камчатки в зимний период температура на поверхности не достигает минимума, из чего делается вывод, что ядро ХПС здесь обусловлено горизонтальной адвекцией, хотя, откуда оно приносится, авторы не указывают. Действительно, в точках 4 и 5 (см. рис. 2, а, врезка) минимальная температура на поверхности ($\sim 0,25 \text{ }^\circ\text{C}$) была более чем на

1 °C выше, чем в ядре ХПС (глубины 50–80 м) и соответствовала температуре на его нижней границе (глубины ~200–270 м). Поскольку в точке 5, расположенной южнее вниз по течению, ядро ХПС заметно холоднее, чем в точке 4, становится очевидным, что оно сформировалось западнее, за счет охлаждения и ветрового перемешивания в узкой прибрежной полосе и последующего выноса холодных прибрежных вод в открытую зону. Как будет показано ниже, этот вынос может происходить в виде компенсационного потока поверхностному экмановскому дрейфу, направленному к берегу.

В западной части Берингова моря различия в температуре на нижней границе ХПС с минимальной температурой на поверхности более контрастны, чем в СЗТО (см. рис. 1, г). Положительные отклонения приурочены к прибрежной зоне — вблизи Карагинского и Олюторского заливов и вдоль северной периферии Алеутской котловины, т.е. к районам с более глубокой (> 160 м) конвекцией (рис. 1, б), в то время как отрицательные проявляются южнее, в глубоководной части. Особенности формирования вертикальной структуры вод в прибрежной и открытой акваториях рассмотрим по профилям температуры (ст. 6–9) в юго-западной части Берингова моря (см. рис. 2, б).

Вблизи Карагинского залива (ст. 6) температура на нижней границе ХПС (~0,5 °C) соответствовала температуре на поверхности в январе (рис. 2, б, врезка), когда наблюдались максимальные ветра и конвекция достигала глубины ~200 м. Поверхностная температура в январе еще не опустилась до минимума в годовом ходе и была выше на ~1,0–1,5 °C, чем в марте. Мартовская же температура на поверхности (минимум во временном ходе) соответствовала в большей степени минимуму (ядру ХПС) на изопикнах менее 26,4 σ_θ (глубины ~40 м). Из-за начавшегося летнего прогрева величина этого минимума (~0,5 °C) в районе Карагинского залива была почти на 1 °C выше, чем поверхностная температура в марте. Но севернее, в районе Олюторского залива и корякского побережья, где прогрев и ветровое перемешивание еще не достигали ядра ХПС, температура в нем оставалась на уровне –1,35...–0,88 °C, т.е. соответствие с мартовской температурой было более тесное. Значительно меньшая глубина конвекции в конце зимы обусловлена ослабленным ветровым перемешиванием, к тому же формирующийся при таянии льда сезонный халоклин препятствует распространению конвекции вглубь (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1999; Wang et al., 2009).

В открытых водах, где глубина конвекции значительно меньше (~130 м), чем в прибрежной зоне, на нижней границе ХПС наблюдалось заметное похолодание по сравнению с поверхностной температурой в марте (ст. 7 и особенно 8, отклонение соответственно –0,12 и –0,67 °C). Это похолодание могло быть вызвано, очевидно, только горизонтальной адвекцией, поскольку здесь нижняя граница и ядро ХПС совпадают по глубине. Источниками похолодания, судя по распределению минимальной зимней температуры (см. рис. 1, а), для Командорской котловины могут быть холодные шельфовые воды из районов Карагинского и Олюторского заливов, а для Алеутской — придонные воды корякского и северного шельфа. Этот вопрос требует дальнейшего уточнения. Ближе к прол. Ближнему (ст. 9), напротив, в ядре ХПС произошло потепление на ~1,2 °C, которое, как и в СЗТО (ст. 1–3), вызвано адвекцией теплых вод с Аляскинским течением.

Термические условия в теплом промежуточном слое. Ядро теплого промежуточного слоя (ТПС), точнее говоря промежуточный максимум температуры (3,90–3,20 °C), в исследуемом районе залегает на глубинах от 180 м в водах Аляскинского течения до 600–700 м и более в водах Ойясио вблизи островной гряды. На большей части Субарктики в СЗТО этот максимум приурочен к изопикнической поверхности 27,0 σ_θ , в то время как в алеутско-камчатской зоне океана и в западной части Берингова моря он расположен на изопикнах 26,75–26,95 σ_θ (в среднем на ~50 м выше по глубине), где его величина 3,75–3,85 °C незначительно, примерно на 0,05 °C, выше, чем на изопикне 27,0 σ_θ .

Поскольку на юге, в субтропической зоне, промежуточный максимум температуры отсутствует, а на большей части Субарктики он привязан к изопикнической поверхности 27,0 σ_θ , чтобы определить источник поддержания этого максимума, рассмотрим распределение температуры именно на этой поверхности (рис. 3, а). Малый разброс

в температуре ($\sim 0,1$ °C) севернее 48° с.ш., несмотря на большую меридиональную протяженность почти до 60° с.ш., и максимум ($3,79\text{--}3,81$ °C) вблизи Алеутских островов свидетельствуют о едином источнике тепла для поддержания промежуточного максимума температуры в этом районе — теплых водах Аляскинского течения. Хотя глубина залегания изопикны $27,0 \sigma_\theta$ здесь в среднем на 50 м меньше, можно отметить ее локальное заглубление до 500 м в районе 50° с.ш. 167° в.д., связанное с антициклоническим вихрем. Именно с такими вихрями через погружение вод в центре Rogachev с соавторами (2007) связывают механизм поддержания ядра ТПС в западной Субарктике.

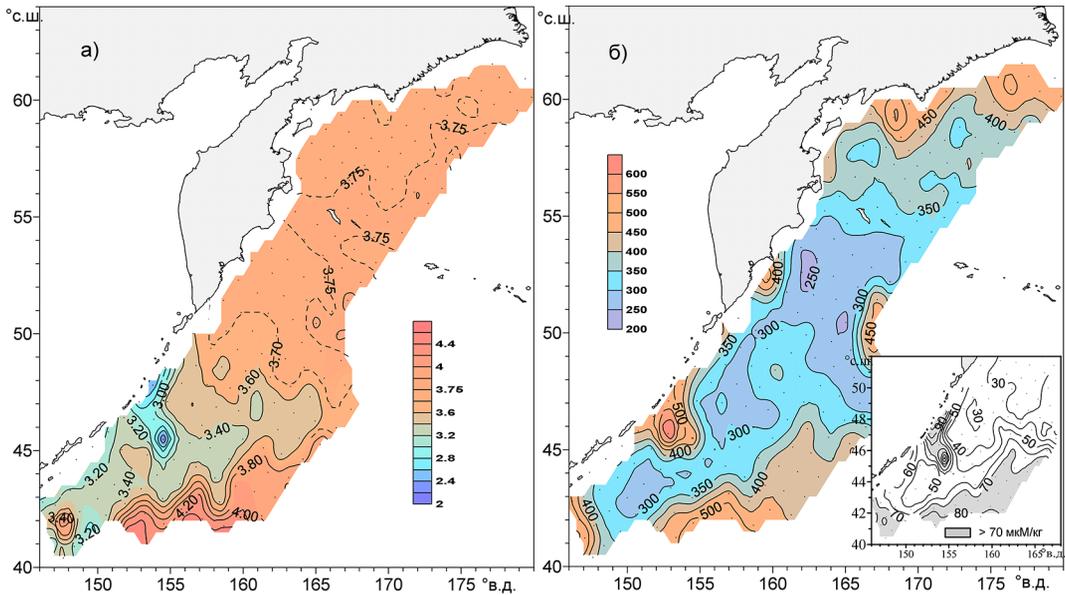


Рис. 3. Температура на изопикнической поверхности $27,0 \sigma_\theta$ (а); глубина ее залегания (б); на врезке — распределение кислорода на этой поверхности. Заштрихованы районы с концентрацией кислорода более $70 \mu\text{M/kg}$

Fig. 3. Water temperature on the surface $26.5 \sigma_\theta$ (a) and depth of the surface $26,5 \sigma_\theta$. Insert: dissolved oxygen distribution on the surface $26.5 \sigma_\theta$ (areas with the oxygen concentration $> 70 \mu\text{g/kg}$ are shaded)

На севере, в районе Карагинского и Олюторского заливов и корякского побережья, эта поверхность опускается до глубины $\sim 450\text{--}500$ м с незначительным понижением максимума температуры (в пределах $0,05$ °C), что свидетельствует о закачке теплых вод на глубину. Такая же ситуация просматривается не только вдоль северо-западного побережья Берингова моря, но и вблизи юго-восточного побережья Камчатки и северных Курильских островов.

В СЗТО южнее 50° с.ш. глубина залегания изопикны $27,0 \sigma_\theta$ большей частью составляет $300\text{--}400$ м (рис. 3, б), а сама температура за счет охлаждающего влияния охотоморских вод почти на $0,5$ °C меньше, чем на севере. Южной границей субарктических вод на этой поверхности можно считать изотерму $3,8$ °C. На первый взгляд, может показаться, что восточнее 165° в.д. воды Аляскинского течения на изопикне $27,0 \sigma_\theta$ непосредственно контактируют с теплыми водами из зоны смешения (рис. 3, а), т.е. промежуточный максимум температуры на севере западного СА-круговорота может поддерживаться и снизу с глубин $400\text{--}450$ м субтропическими водами с температурой $3,8\text{--}4,2$ °C. Однако распределение кислорода на этой поверхности (рис. 3, б, врезка) показывает, что в водах Аляскинского течения, несмотря на заметно меньшую глубину залегания (~ 300 м), его содержание ($30\text{--}40 \mu\text{M/kg}$) в два раза меньше, чем в субтропических водах (на глубинах $400\text{--}500$ м), и с глубиной продолжает уменьшаться. Отсюда следует, что эти воды не смешиваются, т.е. в открытых водах юго-восточной Камчатки промежуточный максимум температуры поддерживается только за счет адвекции теплых вод Аляскинским течением. Смешению препятствует и поток восточной ветви Ойасио с температурой ниже $3,5$ °C и повышенным содержанием кислорода

50–60 мкМ/кг. Дальнейшее повышение кислорода до уровня 70–80 мкМ/кг в южном направлении, несмотря на рост температуры, вызвано, очевидно, экмановской закачкой поверхностных вод на глубину вдоль СА-фронта.

Наблюдаемые между 160 и 165° в.д. изгиб изолиний кислорода в северо-западном направлении и подъем изопоикны 27,0 σ_θ с глубины 400 до 350–300 м свидетельствуют, по-видимому, о частичной рециркуляции восточной ветви Ойясио, а также о смещении на север и частичном вовлечении промежуточных субтропических вод в циклонический круговорот восточнее Курильских островов. Эти процессы подтверждаются и разветвлением на этой поверхности фронтальной зоны по температуре в районе 160° в.д. со смещением ее северной ветви с 42° с.ш. почти до 45° с.ш. (рис. 3, а). Это смещение может быть вызвано геострофическим потоком на север, компенсирующим южный экмановский дрейф в поверхностном слое (Isoguchi et al., 1997; Masuda et al., 2006).

Влияние ветра на термическую структуру вод. Циркуляция атмосферы над СЗТО и западной частью Берингова моря носит муссонный характер (Гидрометеорология и гидрохимия морей, 1999). В холодный период года над первым районом преобладают северо-западные — западные ветра, а над вторым — северо-восточные, в теплый же период над обоими доминируют ветра южных румбов. Смена муссона обычно происходит в марте и октябре. Интенсивность и направление ветров над исследуемым районом в холодный период года определяются положением и глубиной Алеутского минимума, формируемого циклонами континентального и морского происхождения (Favorite et al., 1976; Sugimoto, Hanawa, 2009).

В январе 2013 г. Алеутский минимум был аномально глубоким (на 8 мб ниже нормы, 1,5 стандартного отклонения, σ), а его центр смещен к 170° в.д., т.е. почти на 10° западнее обычного положения (рис. 4, а). Это повлекло резкое увеличение меридиональных градиентов давления и усиление северных — северо-восточных ветров в западной части Берингова моря и над акваторией восточной Камчатки и северо-западных — над СЗТО. С незначительными отклонениями барическая обстановка сохранялась и в феврале, но в марте центр Алеутского минимума сместился еще западнее, на акваторию Охотского моря (рис. 4, б), его положение по долготе оказалось почти на 30° западнее среднеголетнего, а величина на 6 мб (также 1,5 σ) меньше нормы. Заток арктического воздуха на севере прекратился, ветра здесь сменились на юго-восточные, а на юге, в районе СА-фронта, усилились западные — юго-западные.

Интегральное воздействие ветра на циркуляцию и вертикальную структуру вод может быть разделено на два динамических процесса — экмановский перенос и экмановскую закачку (Tomczak, Godfrey, 1994). Экмановский перенос передается в океан непосредственно через воздействие силы трения на поверхностный слой (слой трения), максимальная толщина которого в зависимости от скорости ветра и широты может составлять в данном районе 40–80 м, при этом суммарный поток направлен под прямым углом вправо от направления ветра. Зимой при преимущественно северо-восточных ветрах в западной части Берингова моря и вдоль восточного побережья Камчатки результирующий экмановский перенос направлен в сторону берега. Его величина на единицу длины вдоль берега рассчитывается по соотношению: $M = (1/\rho_w f) \cdot \vec{\tau} \cdot \vec{i}$, где ρ_w — плотность воды; f — параметр Кориолиса; $\vec{\tau}$ — вектор напряжения ветра в узловой точке, ближайшей к берегу; \vec{i} — единичный вектор, касательный к береговой линии.

Максимальное влияние на вертикальную структуру в прибрежной зоне оказывает погружение вод, компенсирующее экмановский перенос. Чтобы оценить скорость погружения, его величину делят на бароклинный радиус деформации Россби (R_0), $w_T = M/R_0$. Величина R_0 изменяется для данного района в пределах 14–20 км (Chelton et al., 1998). В прибрежных районах восточной Камчатки и западной части Берингова моря среднемесячные скорости ветра в январе 2013 г. (рис. 4, а) изменялись в пределах от 6–9 до 10–13 м/с, соответственно, расчетные вертикальные скорости w_T при этом изменялись в пределах от 2 до 10 м/сут. Как видно из приведенных оценок, конвекция в прибрежной зоне за счет воздействия экмановского переноса при устойчивом ветре может достигнуть глубины более 200 м в течение одного месяца.

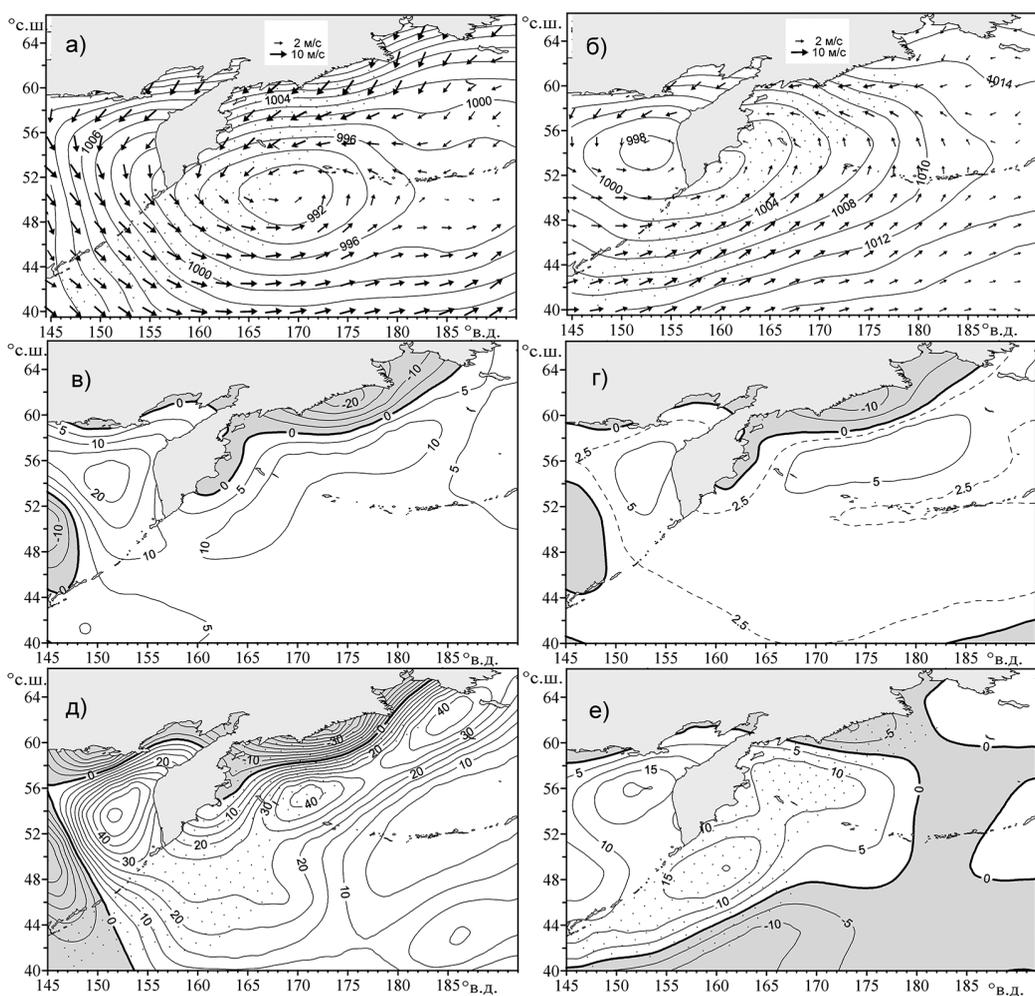


Рис. 4. Среднемесячное приземное давление и ветер в январе (а) и марте 2013 г. (б) по данным Kalnay с соавторами (1996); климатическое (1948–2012 гг.) распределение $Curl_z \tau$ (10^{-8} н/м³) в январе и марте (в, г) и ее величины в 2013 г. (д, е). Заштрихованы области отрицательных величин

Fig. 4. Monthly mean atmospheric pressure and vectors of wind at the sea surface in January (а) and March (б) (from: Kalnay et al., 1996); climatic (1948–2012) distribution of wind curl ($Curl_z \tau$, 10^{-8} n/m³) in January and March (в, г) and its value in 2013 (д, е) (areas with negative wind curl are shaded)

Другой механизм ветрового воздействия обусловлен пространственной неоднородностью поля ветра. Возникающая на поверхности дивергенция горизонтальных потоков должна при этом компенсироваться вертикальным движением вод (экмановской закачкой). Вертикальная скорость на дне экмановского слоя w_p в этом случае рассчитывается из соотношения (Gill, 1982): $w_p = (1/\rho_s f) \cdot curl_z \tau = (1/\rho_s f) \cdot (\partial \tau^y / \partial x - \partial \tau^x / \partial y)$, где ρ_s — средняя плотность воды; τ^x , τ^y — зональная и меридиональная составляющие напряжения ветра; $curl_z \tau$ — вертикальная составляющая ротора напряжения ветра (завихренность поля напряжения ветра).

В климатическом распределении завихренности ветра нулевая изолиния ($curl_z \tau = 0$) разграничивает зоны подъема и опускания вод. Эта линия ориентировочно совпадает с осью максимальных ветров, и в зимний период на юге СЗТО она проходит несколько южнее 40° с.ш (рис. 4 в, г). В западной части Берингова моря эта изолиния, вытянутая на северо-восток, разделяет опускающиеся прибрежные и поднимающиеся воды открытой зоны. В январе-феврале 2013 г. положение нулевой изолинии в Беринговом море примерно соответствовало среднему многолетнему (рис. 4, д). При этом завихренность ветра по абсолютной величине ($\sim 40 \cdot 10^{-8}$ н · м⁻³) в прибрежной зоне почти в

два, а в открытой части в три раза превышала норму (аномалии в два раза превышали межгодовую изменчивость). Соответственно, вертикальные скорости, обусловленные завихренностью поля ветра (опускание вод в прибрежной полосе или подъем в открытой части), составляли $\sim 0,4$ м/сут. Полученные оценки малы в сравнении с величинами скоростей, обусловленных экмановским транспортом в прибрежной зоне, и зависят от пространственного разрешения наблюдений за ветром и от периода осреднения. Обзор моделей (Song et al., 2011) показал, что в районе калифорнийского апвеллинга с повышением разрешения от 2-градусной сетки до 9 км и уменьшением периода осреднения от месяца до недели расчетные величины w_p могут становиться сопоставимыми с величинами, обусловленными экмановским транспортом. К примеру, вертикальные скорости w_p , рассчитанные по данным спутниковых наблюдений за ветром с недельным осреднением и разрешением $0,2^\circ$, достигали 4 м/сут и более (Winant, Dorman, 1997; Pickett, Paduan, 2003), что в 3 раза выше по сравнению с 1-градусной сеткой и на порядок — с 2-градусной при месячном осреднении.

Приведенные величины вертикальных скоростей носят, естественно, ориентировочный характер и показывают возможность аномального заглубления нижней границы ХПС за счет ветрового воздействия. Так, за один-два месяца (январь-февраль) в западной части Берингова моря заглубление нижней границы ХПС может составить более 100 м, т.е. до глубины порядка 200 м и более. Собственно это и подтверждается аномально глубоким положением нижней границы ХПС в прибрежной зоне и прилегающей акватории в западной части Берингова моря. Кроме того, «проседание» термической структуры в зоне отрицательных величин завихренности ветра видно и по заглублению промежуточного максимума температуры с 250–300 до 400–450 м.

Следует отметить также, что положительная завихренность напряжения ветра вдоль оси Берингов пролив — прол. Ближний и далее на юго-запад до 48° с.ш. в январе 2013 г. (рис. 4, д) была почти в три раза выше нормы. Исходя из соотношения Свердруп, согласно которому интегральный меридиональный перенос пропорционален завихренности ветра, ее аномально высокие положительные величины в указанном районе должны вызвать повышенный заток вод Аляскинского течения в Берингово море через прол. Ближний.

В марте 2013 г. со смещением на запад Алеутского минимума соответственно изменилась и конфигурация поля завихренности ветра (рис. 4, е). Прикурильский район и юго-западная часть Берингова моря оказались полностью в зоне положительных величин, в то время как юго-восточная часть акватории, в 250–300 милях от островной гряды, и северо-запад Берингова моря, как и в январе, попали под воздействие отрицательной завихренности ветра. Наибольшее влияние такой конфигурации поля ветра могло сказаться на юго-востоке съемки, в зоне субтропических вод, где величины отрицательной завихренности в два раза превосходили ее межгодовую изменчивость. Здесь могла происходить усиленная закачка поверхностных вод на глубину, что подтверждается высоким содержанием кислорода на промежуточных глубинах.

Заключение

В работе по СТД-данным в июне-июле 2013 г. с использованием временного хода температуры воды на поверхности и данным реанализа приземного давления и ветра в зимний период рассмотрены особенности формирования вертикальной структуры вод в северо-западной части Тихого океана, включая западную часть Берингова моря.

Анализ вертикальных профилей температуры воды показал, что в Субарктической зоне, с присущими ей холодным подповерхностным и теплым промежуточным слоями, преобладают два типа вертикального распределения. Первый тип, в котором нижняя граница ХПС совпадает с его ядром, распространен в открытых водах и характеризуется минимальной глубиной зимней конвекции 90–120 м в СЗТО и 120–140 м в западной части Берингова моря (плотность соответственно 26,45–26,55 и 26,50–26,55 σ_θ). Второй тип распространен большей частью в прибрежных водах восточной Камчатки и западной части Берингова моря с максимальными ветрами зимой, где конвекция до-

стигает глубин 160–200 м и более (плотность $\sim 26,55\text{--}26,65 \sigma_\theta$). При этом температура на нижней границе ХПС в большей степени соответствует январской температуре на поверхности, которая на 1,0–1,5 °С выше, чем минимальная в марте. Ядро ХПС (вторичная конвекция) в этом случае формируется позднее, на глубинах порядка 30–80 м (плотность $26,25\text{--}26,40 \sigma_\theta$), и его температура соответствует минимуму на поверхности в марте — начале апреля. Меньшая глубина вторичной конвекции обусловлена ослабевшими ветрами и сезонным халоклином, формирующимся при выносе и таянии льда.

Интегральное влияние ветра проявляется в большей степени в прибрежных районах — вдоль северо-западной и западной периферии Берингова моря, вблизи юго-восточного побережья Камчатки, т.е. в зонах максимальных скоростей. Экмановский транспорт к берегу и конвергенция поверхностных потоков, вызванных ветром, компенсируются опусканием вод на глубину, вызывая утолщение ХПС и заглупление промежуточного максимума температуры. Опустившись до верхней границы основного халоклина (плотность $\sim 26,50\text{--}26,65 \sigma_\theta$), погружившиеся воды из прибрежных районов изопикнически распространяются в открытую зону, вызывая там дополнительное охлаждение. По этой причине температура в ядре ХПС становится ниже, чем минимальная температура на поверхности зимой (Ueno, Yasuda, 2000; Miura et al., 2002).

Потепление ХПС от зимы к лету в СЗТО и в западной части Берингова моря и поддержание промежуточного максимума температуры происходят под доминирующим воздействием адвекции теплых вод Аляскинским течением. Полученные оценки показывают, что потепление ХПС от зимы к лету за счет адвекции в два-три раза выше его подогрева снизу.

Разветвление СА-фронта, частичное вовлечение субтропических вод в южную часть западного СА-круговорота, сопровождаемое повышением содержания кислорода на промежуточных глубинах, подтверждает предположение других ученых (Favorite et al., 1976; Roden, 1991; Yasuda, 2003; Masuda et al., 2006) об экмановской закачке поверхностных вод на глубину и компенсационном геострофическом потоке на север, поддерживающем промежуточный максимум температуры с юга.

С целью подтверждения и развития полученных выводов необходимо продолжить исследования изменчивости структуры вод в зависимости от интегрального воздействия ветра и адвекции теплых вод на акваторию СЗТО и дальневосточных морей с привлечением модельных расчетов с повышенным пространственным разрешением и исторического архива данных.

Список литературы

- Гидрометеорология и гидрохимия морей.** Т. 10 : Берингово море. Вып. 1 : Гидрометеорологические условия / под ред. Ф.С. Терзиева. — СПб. : Гидрометеоиздат, 1999. — 301 с.
- Caldwell D.R.** Thermal conductivity of sea water // *Deep-Sea Res.* — 1974. — Vol. 21, Iss. 2. — P. 131–137.
- Chelton D.B., deSzoeke R.A., Schlax M.G. et al.** Geographical variability of the first baroclinic Rossby radius of deformation // *J. Phys. Oceanogr.* — 1998. — Vol. 28. — P. 433–460.
- Endoh T., Mitsudera H., Shang-Ping Xie, Bo Qiu.** Thermohaline structure in the Subarctic North Pacific simulated in a general circulation model // *J. Phys. Oceanogr.* — 2004. — Vol. 34. — P. 360–371.
- Favorite F., Dodimead A.J., Nasu K.** Oceanography of the subarctic Pacific region, 1960–71 : *Bull. INPFC.* — 1976. — Vol. 33. — 187 p.
- Fofonoff N.P., Millard R.C., Jr.** Algorithms for computation of fundamental properties of seawater : UNESCO Tech. Pap. in Mar. Sci. — 1983. — № 44. — 53 p.
- Gill A.E.** Atmosphere-ocean dynamics. — Academic Press, San Diego, Ca., 1982. — Ch. 9. — 662 p.
- Isoguchi O., Kawamura H., Kono T.** A study on wind-driven circulation in the subarctic North Pacific using TOPEX/POSEIDON altimeter data // *J. Geophys. Res.* — 1997. — Vol. 102, Iss. C6. — P. 12457–12468. DOI: 10.1029/97jC00447.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R.** The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // *Bull. Amer. Met. Soc.* — 1996. — Vol. 77. — P. 437–470.
- Masuda S., Awaji T., Sugiura N. et al.** Interannual variability of temperature inversions in the subarctic North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* — 2006. — Vol. 33, Iss. 24. — L24610. DOI: 10.1029/2006GL027865.

Miura T., Suga T., Hanawa K. Winter mixed layer and formation of dichothermal water in the Bering Sea // *J. Oceanogr.* — 2002. — Vol. 58, Iss. 6. — P. 815–823.

Pickett M.H., Paduan J.D. Ekman transport and pumping in the California Current based on the U.S. Navy's high-resolution atmospheric model (COAMPS) // *J. Geophys. Res.* — 2003. — Vol. 108, Iss. C10. — 3327. DOI: 10.1029/2003JC001902.

Reynolds R.W., Rayner N.A., Smith T.M. et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate // *J. Climate.* — 2002. — Vol. 15, Iss. 13. — P. 1609–1625. DOI: 10.1175/1520-0442(2002)015.

Roden G.I. Subarctic-subtropical transition zone of the North Pacific: large-scale aspects and mesoscale structure // *Biology Oceanography and Fisheries of the North Pacific Transition Zone and Subarctic Frontal Zone* : NOAA Tech. Rep. NMFS. — 1991. — Vol. 105. — P. 1–38.

Rogachev K., Shlyk N., Carmack E. The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // *Deep-Sea Res. Pt II.* — 2007. — Vol. 54, Iss. 23–26. — P. 2643–2656. DOI: 10.1016/j.dsr2.2007.08.017.

Song H., Miller A.J., Cornuelle B.D., Di Lorenzo E. Changes in upwelling and its water sources in the California Current System driven by different wind forcing // *Dynamics of Atmospheres and Oceans.* — 2011. — Vol. 52, Iss. 1–2. — P. 170–191. DOI: 10.1016/j.dynatmoce.2011.03.001.

Sugimoto S., Hanawa K. Decadal and interdecadal variations of the Aleutian activity and their relation to upper oceanic variations over the North Pacific // *J. Met. Soc. of Jap.* — 2009. — Vol. 87, № 4. — P. 601–614. DOI: 10.2151/jmsj.87.601.

Tomczak M., Godfrey J.S. Regional oceanography: an introduction. — L. : Pergamon, 1994. — 422 p.

Ueno H., Oka E., Suga T., Onishi H. Seasonal and interannual variability of temperature inversions in the subarctic North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* — 2005. — Vol. 32, Iss. 20. — L20603. DOI: 10.1029/2005GL023948.

Ueno H., Yasuda I. Distribution and formation of the mesothermal structure (temperature inversions) in the North Pacific subarctic region // *J. Geophys. Res.* — 2000. — Vol. 105, Iss. C7. — P. 16885–16897. DOI: 10.1029/2000JC900020.

Wang J., Hu H., Mizobata K., Saitoh S. Seasonal variations of sea ice and ocean circulation in the Bering Sea: A model-data fusion study // *J. Geophys. Res.* — 2009. — Vol. 114, Iss. C02011. DOI: 10.1029/2008JC004727.

Winant C.D., Dorman C.E. Seasonal patterns of surface wind stress and heat flux over the Southern California Bight // *J. Geophys. Res.* — 1997. — Vol. 102, Iss. C3. — P. 5641–5653. DOI: 10.1029/96JC02801.

Wu J. Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane // *J. Geophys. Res.* — 1982. — Vol. 87, Iss. C12. — P. 9704–9706. DOI: 10.1029/JC087iC12p09704.

Yasuda I. Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio transition area // *J. Oceanogr.* — 2003. — Vol. 59, Iss. 4. — P. 389–402.

*Поступила в редакцию 19.05.17 г.**

Принята в печать 12.07.17 г.

* Статья подготовлена к печати по замечаниям рецензента канд. геогр. наук Е.И. Устиновой и Е.О. Басюком.