

УДК 551.465

СТРУКТУРА И ЭВОЛЮЦИЯ ХОЛОДНОГО ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО МОРЯ ПО ДАННЫМ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ В 2004–2008 гг.

© 2015 г. Н. Б. Степанова^{1, 2}, И. П. Чубаренко³, С. А. Щука¹¹Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва²Московский физико-технический институт, Долгопрудный³Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Шишова РАН, Калининград

e-mail: nata_chu@mail.ru

Поступила в редакцию 03.01.2014 г., после доработки 02.04.2014 г.

На сериях вертикальных STD-профилей, полученных в 2004–2008 гг. в Гданьском бассейне Балтийского моря, выделен холодный промежуточный слой (ХПС), определяемый как слой между максимальными абсолютными значениями градиента температуры воды по вертикали при ее падении (в сезонном термоклин) и росте (в области постоянного халоклина). Внутри ХПС имеются как однородные, так и высокоградиентные (по различным параметрам) прослойки, в том числе вплоть до июля может наблюдаться прослойка аномально холодных вод с температурой ниже температуры максимальной плотности. В сезонном цикле развития ХПС выделены три этапа: формирование локальными механизмами (март–апрель), геострофическое приспособление в общей термохалинной структуре моря и медленная модификация (май–август), и разрушение (сентябрь–январь). Максимальную в течение года толщину верхнего квазиоднородного слоя и мощность ХПС обеспечивает отнюдь не зимнее вертикальное перемешивание, а условия в период ранневесеннего прогрева (начало марта). Сложность структуры и характер изменчивости во времени однозначно указывают на существенную роль адвекции в формировании и эволюции ХПС Балтики.

DOI: 10.7868/S0030157415010153

ВВЕДЕНИЕ

В вертикальной термохалинной структуре многих средиземных и окраинных морей выделяются промежуточные слои, характерно отличающиеся по температуре или солености от выше- и нижележащих (например, Средиземное, Черное, Балтийское, Охотское, Японское и другие моря). В большинстве своем эти слои имеют адвективное происхождение, являясь результатом приспособления вод, пришедших из других (вполне определенных) регионов, к плотностной стратификации рассматриваемой акватории, как, к примеру, промежуточные воды Японского моря, Левантийские воды Средиземного моря и т.д. Чуть особняком стоят постоянно существующие или возникающие только в теплую часть года над постоянным пикноклином холодные промежуточные слои: их формирование может быть объяснено как адвекцией из других регионов, так и локальной вертикальной термо-гравитационной конвекцией в зимнее время. Примерами могут служить ХПС Черного, Охотского, Балтийского морей. Представляется очевидным, что промежуточный слой каждого бассейна индивидуален не

только географически, но и в смысле сочетания формирующих его процессов.

В целом, изучению механизмов генерации, регионов формирования, объемов и характеристик промежуточных вод, путей их распространения посвящено множество публикаций (см., например, обзоры работ по левантийским промежуточным и глубинным водам Средиземного моря [8, 20]; по Черному морю [9, 10, 22], Мировому океану [1, 11]). На этом фоне исследования промежуточного слоя Балтийского моря выглядят крайне фрагментарно, и ни один из перечисленных выше вопросов практически не обсуждается. Несмотря на то, что многие экспедиционные исследования впрямую указывают на наличие множества интрузий в области основного пикноклина [19, 24], выводы о динамичности промежуточных слоев Балтики в целом (и ХПС в частности) не звучат; соответственно, не обсуждаются и их причины. Принято считать, что балтийский ХПС – это реликт локального зимнего верхнего квазиоднородного слоя (ВКС), наблюдаемый в теплое время года (например, см. [21]); часто он рассматривается как “промежуточная” водная масса – результат смешения верхнего распресненного и нижнего более соленого слоев Балтики. Альтернативная

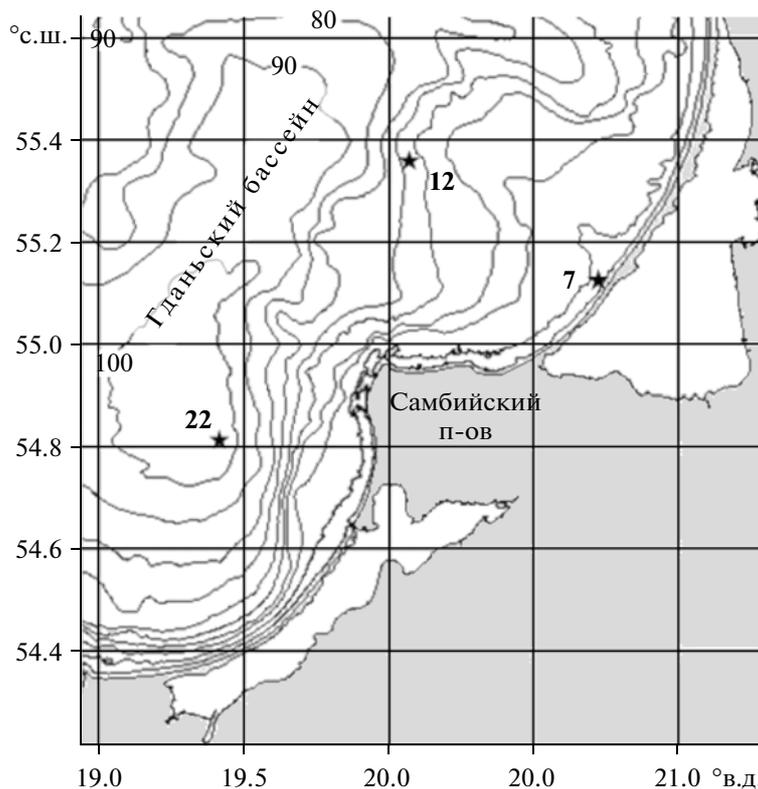


Рис. 1. Поле глубин в юго-восточной части Балтийского моря и расположение станций 7, 12 и 22 (звездочки) экологического мониторинга “ЛУКОЙЛ-КМН”.

гипотеза — об адвективном происхождении ХПС — рассматривается в работах [5, 12, 16]. В них обсуждаются особенности ХПС, не находящие объяснения ни в рамках его описания как водной массы, ни с позиций “остатка ВКС”. Указывается, в частности [16], что, возможно, балтийский ХПС было бы более корректно рассматривать даже не как явление, сезонно наблюдаемое в поле температуры, а как постоянно текущий процесс приспособления термохалинной структуры крупного стратифицированного водоема к сезонно меняющимся внешним условиям.

Цель данной статьи проста: продемонстрировать на сериях конкретных STD-профилей, полученных в юго-восточной части Балтийского моря, сложность вертикальной структуры вод ХПС как в период его формирования, так и при дальнейшей модификации в течение теплого сезона, что однозначно говорит о влиянии адвекции на его происхождение. Проводимый при этом сопоставительный анализ характеристик вод глубоких и прибрежных, после мягкой и после суровой зимы, в различные сезоны — призван прояснить детали возможных механизмов формирования балтийского ХПС.

РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЙ, НАТУРНЫЕ ДАННЫЕ И КРИТЕРИЙ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ГРАНИЦ ХПС

В работе анализируются данные гидрофизических измерений, выполненных с 2004 по 2008 гг. в российской зоне юго-восточной части Балтийского моря в различные сезоны года; в общей сложности это восемь рейсов НИС “Профессор Штокман”: ПШ-60, 62, 68, 75, 78, 87, 93 и 95. Измерения выполнялись в рамках экологического мониторинга района нефтяного месторождения Кравцовское (Д6) по программе ООО “ЛУКОЙЛ-КМН”, любезно предоставившего данные для научных исследований. Карта района, поле глубин и положение станций приведены на рис. 1. Прибрежную область характеризуют данные, полученные на ст. 7 (55°14' с.ш., 20°53' в.д., глубина 10–12 м), глубоководную — данные зондирования на станциях 12 (55°35' с.ш., 20°2' в.д., глубина 80 м) и 22 (54°52' с.ш., 19°20' в.д., глубина 108 м).

Для анализа использованы данные вертикальных STD-зондирования (зонд Neil Brown Mark III), имеющие разрешение по вертикали 0.1–0.2 м. Точность измерений, обеспечиваемая прибором, такова: давление — 0.5 децибар, температура — 0.005°С, электропроводность — 0.005 мСм/см, частота сбора данных — 33 Гц, постоянная времени

“быстрого” датчика температуры — 0.03 с. Плотность воды в зависимости от температуры, солёности и давления $\rho(t, S, p)$ вычислялась по формуле [23], применимой в диапазоне температур от -2 до 40°C , солёности — от 0 до 42 psu, давления — от 0 до 1000 бар.

В качестве критерия, определяющего границы ХПС в районах, где глубина моря превышает глубину постоянного пикно-халоклина, как и в работах [4, 5, 12], принят максимум модуля градиента температуры воды по вертикали: верхней границей ХПС считается слой, где градиент максимально отрицателен (температура воды максимально быстро падает с глубиной; термоклин), нижней — где градиент максимально положителен (температура воды максимально быстро растёт с глубиной; антитермоклин; термин введен в [10] для Черного моря). При всех недостатках этого формального подхода, он позволяет однозначно и довольно легко выделять ХПС на профилях различной степени сложности, а это, в свою очередь, дает возможность перейти к числовому и статистическому анализу его характеристик.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Общие характеристики ХПС в Гданьском бассейне в 2004–2008 гг. Процесс возникновения ХПС в вертикальной термохалинной структуре вод юго-восточной части Балтийского моря и его дальнейшей модификации в годовом цикле может быть охарактеризован серией вертикальных профилей температуры воды (рис. 2), построенных по данным STD-зондирований в глубокой части Гданьского залива (рис. 1, ст. 12, глубина 80 м) с марта 2004 г. по март 2005 г. Видно, что **к концу зимнего периода** (а среднемноголетнее начало весеннего потепления в регионе приходится на первую декаду марта [2]) под влиянием интенсивного ветроволнового перемешивания и вертикальной конвекции формируется мощный ВКС, достигающий глубин порядка 60–70 м (см. рис. 2 — профили для начала марта 2004 и 2005 гг.), и холодный промежуточный слой еще отсутствует. По среднемноголетним данным [2], температура воды в ВКС данной акватории составляет $1\text{--}3^\circ\text{C}$, причем у берегов она может понижаться до 0°C на поверхности и ниже, как, например, это было в марте 2006 г. (рис. 3а, ст. 7 — -0.3°C). В этот период температура глубинной воды выше температуры верхнего слоя и составляет $4\text{--}6^\circ\text{C}$. Температура максимальной плотности (T_{md}) в верхнем (однородном по солёности) слое составляет $2.3\text{--}2.4^\circ\text{C}$; вертикальные профили T_{md} для марта 2004 г. и марта 2005 г. также приведены на рис. 2. После суровых и нормальных зим температура воды оказывается ниже T_{md} в верхнем слое на всей акватории моря [4, 18]. После мягких и теплых зим температура в глубокой части может оставаться

выше T_{md} в течение всей зимы, но у берега она опускается ниже T_{md} практически в любую зиму (см., например, ст. 7 на рис. 2 в марте 2004 г. и в марте 2005 г. — обе зимы были умеренными).

Весной, летом и осенью ХПС отчетливо выделяется на вертикальных профилях температуры воды (рис. 2) на глубинах от 20 до 65 м, и использование выбранного формального критерия позволяет вычислить его средние характеристики. На основе 11 вертикальных STD-профилей, полученных в Гданьском заливе в весенне-летний (май, июль) период 2004–2008 гг., были определены положение верхней и нижней границ, мощность ХПС и характеристики его вод. Примеры профилей для мая и июля 2004 г. приведены на рис. 2. Анализ показал следующее.

Границы и мощность ХПС. Как правило, на вертикальных профилях температуры воды в верхних 20–30 метрах имеется не один, а 2–4 слоя с заметно повышенным значением вертикального градиента температуры, что, по-видимому, отражает историю прогрева верхнего слоя (суточный термоклин, сезонный термоклин, термоклин прошедшего шторма или эпизода интенсивного прогрева и т.п.). Тем не менее, именно в сезонном термоклине, интересном в данном случае, градиент температуры максимален, что и делает использование избранного критерия вполне корректным и удобным. Глубина залегания основного (сезонного) термоклина, определяемого для данного случая как слой с максимальным отрицательным градиентом температуры воды по вертикали, на рассмотренных профилях изменялась от 12.3 до 49.5 м (среднее — 25.5 м); величина максимального градиента температуры воды по вертикали составляла от 1.5 до $6.2^\circ\text{C}/\text{м}$. Антитермоклин располагался на глубинах $65.7\text{--}80.7$ м (среднее — 73.5 м, максимальный градиент температуры $0.4\text{--}1.8^\circ\text{C}/\text{м}$). Таким образом, мощность ХПС составляла от 43 м (после зимы 2003–2004 гг.) до 61 м (после зимы 2004–2005 гг.) (см. подробнее [12]). Средняя мощность ХПС по всем рассмотренным профилям составила 48 ± 10 м.

Интересно, что положение постоянного пикноклина **не совпадает** с положением антитермоклина: по рассмотренной выборке, пикноклин мог находиться и на 11 м выше антитермоклина, и на 13 м ниже его; в среднем, пикноклин оказался ниже антитермоклина чуть более чем на 1 м. Этот факт подтверждает различие механизмов их формирования и поддержания: положение пикноклина обусловлено главным образом структурой поля солёности, определяемого крупномасштабными процессами и влиянием затоков североморских вод, а термоклин (даже находящийся так глубоко — под ХПС) отражает мезомасштабный перенос тепла течениями и его диффузию, более быструю, чем у солёности.

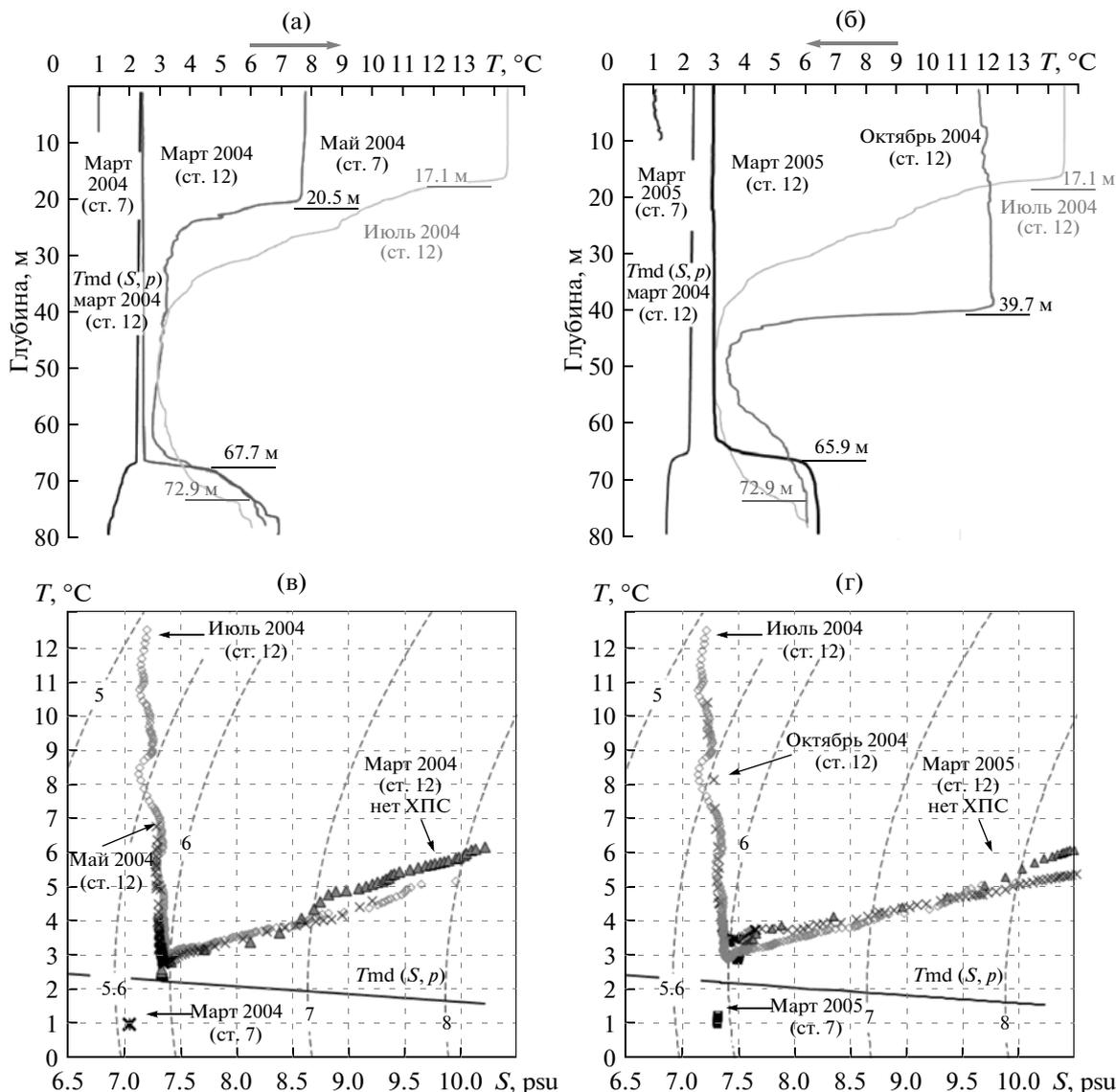


Рис. 2. Сезонная эволюция вертикальных профилей температуры воды в юго-восточной части Балтийского моря по измерениям с НИС «Профессор Штокман (ст. 12): (а) в фазе прогрева (рейсы ПШ-59, 60, 62, март–июль 2004 г.) и (б) в фазе охлаждения (июль 2004 г.–март 2005 г.); сплошной линией показан профиль температуры максимальной плотности, вычисленной для профиля солёности в марте (2004 и 2005 г. соответственно) с учетом влияния давления; (в), (г) T, S -кривые частей профилей (а) и (б), относящихся к ХПС.

Вертикальная структура ХПС. Детальный анализ индивидуальных профилей однозначно показывает, что ХПС имеет сложную структуру по многим параметрам (см. также [4, 12]). Так, по плотности в границах ХПС можно уверенно выделить основной однородный (по плотности, но не по температуре!) подслой толщиной 18–59 м (по рассмотренной выборке он составлял от 40 до 90% толщины ХПС), где вариации плотности по вертикали были менее $0.02 \text{ кг/м}^3/\text{м}$ (эта величина характерна для ВКС), и расположенный ниже градиентный подслей толщиной 4–30 м, в котором плотность меняется с глубиной в десятки раз

быстрее. Мощность однородного по плотности подслоя последовательно уменьшается от мая (в среднем – 90% ХПС) к июлю (70% ХПС). Вариации солёности с глубиной аналогичны вариациям плотности. Хотя в целом ХПС принадлежит верхнему (распресненному) слою (см. рис. 3б), солёность (и плотность) его вод чуть выше (на ~ 0.1 – 0.5 psu в мае, июле), чем у поверхностных слоев, и в верхней части ХПС достаточно однородна. Как показал анализ относительного вклада температуры и солёности в изменения плотности, структура поля плотности определяется изменениями солёности практически по всей толщине ХПС, и только у обеих его границ вклад температуры в измене-

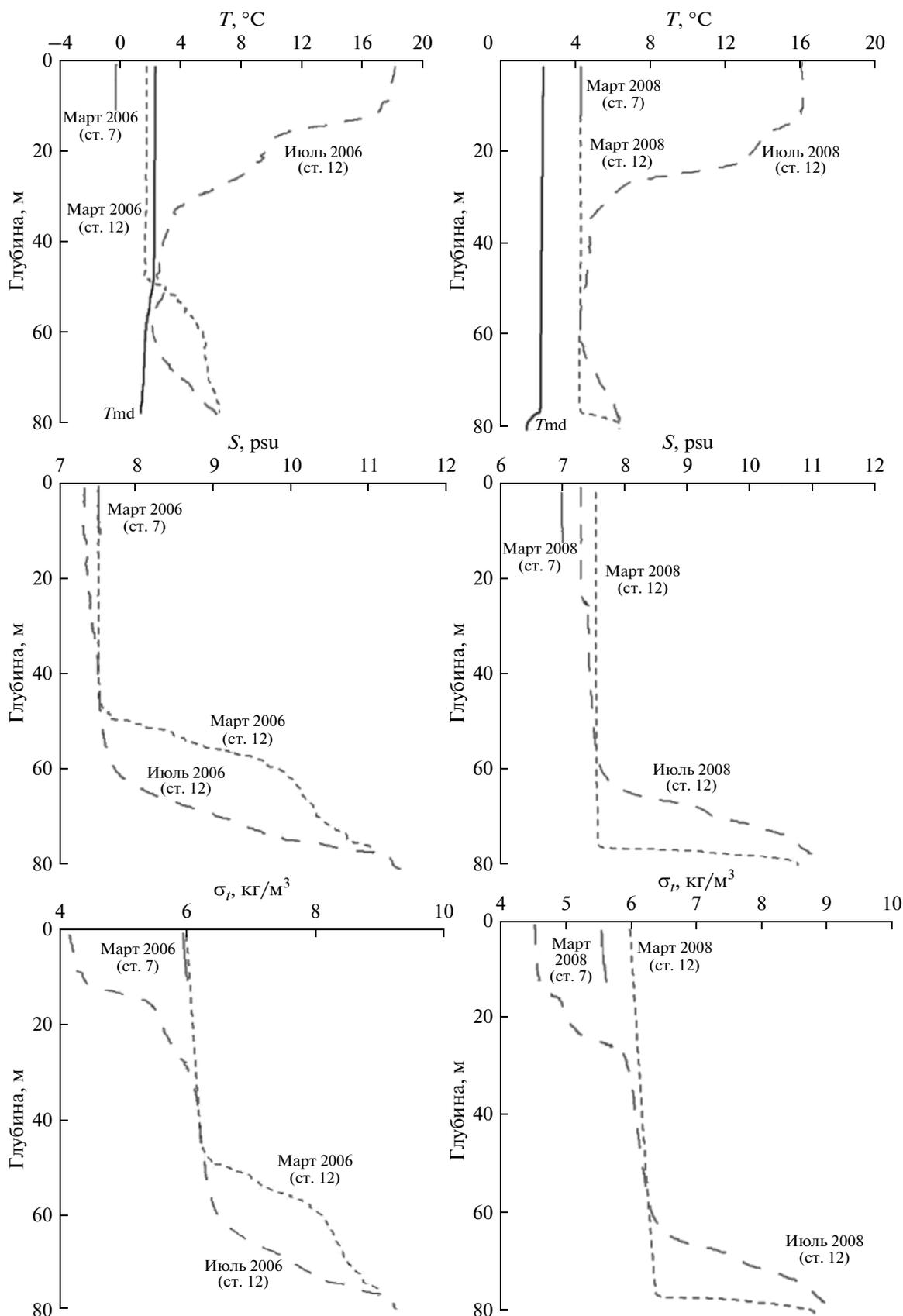


Рис. 3. Профили температуры, $T_{md}(S, p)$, солёности и плотности на станциях 7 и 12 в марте и июле 2006 и 2008 гг. (по данным рейсов ПШ-75, 78, 93, 95).

ния плотности всегда оказывается больше (иногда в десятки раз). Если для верхней границы это ожидаемо, то для нижней – скорее неожиданно, и вывод должен быть дополнительно проверен на предмет возникновения динамических ошибок при расчете плотности [6].

Изменение температуры воды с глубиной в пределах ХПС гораздо более сложно (рис. 2 и 3): она падает с глубиной в верхней части ХПС, растет в нижней, может иметь внутри несколько максимумов/минимумов, участков квазилинейного роста/падения, ступенек разной величины. В некоторые годы (в данной выборке это 2005 и 2006 гг.) на глубинах 50–65 м существует холодный подслон с $T < T_{md}$ мощностью от 5 до 10 м, устойчивость длительного существования которого между слоями с $T > T_{md}$ обеспечивается (едва заметным) вкладом солености. Минимальная температура воды на профиле (“ядро” ХПС, термин из [2]) по рассмотренным данным (мая и июля) составляла 2.1–4.2°C, отмечалась на глубинах от 51 до 71 м и соответствовала солености 7.36–8.02 psu; условная плотность вод ядра составляла 6.12–6.70 кг/м³. Средняя температура вод в пределах ХПС варьировалась от 2.9°C (2006 г.) до 5.7°C (2007 г.); средний теплозапас 1 м² ХПС составлял $(4.15–12.2) \times 10^8$ Дж.

В целом, диапазон свойств вод ХПС в глубокой части Гданьского залива по данным за май–июль 2004–2008 гг. суммирован в таблице (более подробно см. [12]). Уже на этом этапе анализа становится очевидно, что ХПС не может являться остатком зимнего вертикального перемешивания, поскольку он существенно неоднороден. При этом его вертикальная плотностная структура определяется в основном соленостью вод, а температура воды может служить удобным естественным трассером происходящих процессов, т.к. она не только аномально низкая, но и близка к T_{md} , где ее вариации практически не сказываются на величине плотности.

Возникновение ХПС и эволюция его структуры в сезонном цикле. Проследим в общих чертах модификацию вертикальных профилей температуры воды в процессе возникновения и эволюции ХПС в сезонном цикле. Формально временем его возникновения в вертикальной структуре следует считать время появления сезонного термоклина, очерчивающего верхнюю границу ХПС. Хотя начало интенсивного весеннего прогрева и роста температуры воздуха в регионе обычно приходится на первую декаду марта [2], прогрев вод развивается крайне медленно, и формирование сезонного термоклина на глубинах 10–15 м в открытой части Гданьского залива происходит значительно позже – только в первой-второй декаде апреля (экспедиционные данные авторов здесь не приводятся), причем повышение температуры воды в верхнем слое происходит и из-за прогрева через

Диапазон свойств вод ХПС по данным за май–июль 2004–2008 гг.

	На верхней границе	На нижней границе
Температура, °C	4.7–11.6	3.0–6.3
Соленость, psu	7.14–7.37	8.00–10.91
Плотность, кг/м ³	5.42–6.04	6.71–8.92

поверхность, и благодаря транспорту более теплых вод от берегов и мелководий [3, 15], что легко демонстрируется путем сравнения теплопотока через поверхность и изменения теплозапаса вертикальной колонки воды. Таким образом, профили температуры воды для марта, приведенные на рис. 2 (8 марта 2004 г. и 4 марта 2005 г.) и рис. 3 (3 марта 2006 г. и 15 марта 2008 г.), относятся к самому концу периода охлаждения/началу периода весеннего прогрева. Отметим важный факт: в годовом цикле – именно в марте становится максимальной толщина ВКС (см., например, рис. 2: толщина ВКС в марте – 62 м, в октябре – 41 м), при этом вертикальное ветроволновое и конвективное перемешивание ежегодно достигает постоянного пикно-халоклина, т.е. полное обновление вод ХПС Балтики (в отличие от, например, ХПС Черного моря) происходит как минимум каждую весну.

Задержка формирования сезонного термоклина почти на месяц по отношению к началу роста температуры воздуха может быть объяснена несколькими причинами. Первая очевидна: чтобы сезонный (не исчезающий в суточном цикле) термоклин обозначился, необходима (а) некоторая более-менее заметная разность температур (2–3°C) между верхним и подстилающим слоем и (б) толщина верхнего слоя должна превышать толщину слоя дневного прогрева и толщину деятельного слоя, подверженного ветроволновому перемешиванию (5–10 м), а на это требуется время и довольно значительный приток тепла. Вторая причина – более специфическая и характерна чаще для озер, чем для морей: только после очень теплых зим к началу весеннего прогрева температура воды в юго-восточной Балтике остается выше температуры максимальной плотности T_{md} ; после же просто мягких, средних, а тем более суровых зим температура воды в верхнем (распресненном) слое опускается ниже T_{md} , по крайней мере у берегов. На рис. 2 и 3а вместе с профилями температуры воды в марте в глубокой части в 2004, 2005, 2006 и 2008 гг. приведены и профили $T_{md}(S, p)$, и профили температуры у побережья (глубина 10 м, ст. 7). Видно, что только в марте 2008 г. температура воды T_v выше T_{md} повсеместно, во все остальные годы – $T_v < T_{md}$ у побережий, а в 2004 г. – $T_v < T_{md}$ и в глубокой части моря. При этом, согласно класси-

фикации суровости зим по величине ледяного покрова (Baltic Sea Portal, www.itameriportaali.fi), зима 2007/2008 была на Балтике **очень мягкой** (максимальная площадь ледяного покрова — 49 тыс. км², достигнута 24 марта), зимы же 2003/2004, 2004/2005 и 2005/2006 гг. относятся к **средним** (максимальная площадь ледяного покрова — 152/177/210 тыс. км², достигнута 11/16/16 марта). Таким образом, весенний прогрев *обычно* начинается от $T_b < T_{md}$, что сопровождается усилением вертикальной конвекции и дальнейшим увеличением толщины ВКС; очевидно, что рост температуры воды при этом крайне замедляется, т.к. приходящее тепло распределяется по всей 50-метровой (рис. 3а) и более глубине. Как показано на данных прямых измерений в работе [3], только процесс последовательного преодоления температурой воды на поверхности барьера $T = T_{md}$ в масштабах всего собственно Балтийского моря (на разных его акваториях — от юго-запада на северо-восток) длится порядка 1–1.5 месяцев, то есть — по временному масштабу изменений — отклик поверхностного слоя моря находится даже не в синоптическом, а уже в сезонном масштабе.

Эволюция вертикальных профилей T_b в этот период — ранневесеннего прогрева от $T_b < T_{md}$ — пока недостаточно исследована, но есть основания полагать, что ВКС в этот период может значительно увеличиться. В частности, об этом может говорить изменение профилей на рис. 3. В 2008 г. (правая колонка, после очень мягкой зимы, $T_b > T_{md}$ повсеместно в регионе) вертикальное перемешивание в марте достигало глубин около 80 м, и сформировавшийся затем ХПС (см. профили для июля) лежал полностью в пределах этого слоя. После заметно более холодной и ветреной зимы 2005/2006 (левая колонка рис. 3; $T_b < T_{md}$ повсеместно в регионе), толщина верхнего (распресненного) слоя и ВКС в марте составила всего около 45 м, при этом в июле главный (постоянный) пикноклин оказался на глубинах около 70 м, так что почти половина летнего ХПС оказалась сформирована **ниже** мартовского пикноклина. Такие изменения — значительное падение солёности и плотности в слое толщиной порядка 20 м — трудно объяснить мезомасштабной адвекцией, но очевидно можно отнести к результату вертикального перемешивания (конвективного плюс ветрового) в период ранневесеннего прогрева от $T_b < T_{md}$.

Характерной и легко узнаваемой чертой вертикальных профилей температуры воды **весной и в начале лета** в юго-восточной Балтике является **«ступенька»** — однородный и по температуре подслоя толщиной от единиц до полутора десятков метров, расположенный сразу под сезонным термоклином и являющийся частью однородного по плотности подслоя ХПС. Не имея возможности представить много примеров в рамках одной ста-

ть, сошлемся на рисунки, доступные в Интернете. Так, профили в центре Гданьской впадины в июне 1963 г. ([2], воспроизведены на рис. 2 статьи [16], <http://www.ocean-sci.net/6/285/2010/os-6-285-2010.html>, данные Я. Пихуры), профили в мае 2005 и мае 2006 гг. в центре Готландского бассейна приведены на рис. 4 статьи [4], <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2010/010.pdf>). На профилях, рассматриваемых в данной статье, «ступенька» также угадывается, хотя и не так четко, как в указанных выше примерах. Так, на рис. 2 профиль за май 2004 г. имеет собственно вертикальную изотермическую «ступеньку» толщиной порядка 15 м в верхней части ХПС, но при этом нижняя неизотермическая его часть холоднее незначительно и зрительно мало выделяется; профили за июль 2006 и 2008 гг. на рис. 3 имеют только уже сильно размытый след весенней «ступеньки» на глубинах 15–25 м. По-видимому, именно эта «ступенька», четко проявляющаяся в апреле–мае и практически исчезающая к июлю и представляющая собой подслоя ХПС, однородный по всем параметрам, и является остатком последнего акта вертикального перемешивания в ранневесенний период. Температура воды в этом изотермическом слое может быть как близка к T_{md} (см., например, профиль за 7 мая 2006 г. в Готландской впадине — на рис. 10 работы [16], <http://www.ocean-sci.net/6/285/2010/os-6-285-2010.html>), так и отлична от нее, поскольку перемешивание могло быть вызвано не только вертикальной термической конвекцией, но и ветром.

Сезонная модификация T, S - характеристик вод, образующих ХПС в Гданьском бассейне: геострофическое приспособление? В модификации профилей от мая к июлю и октябрю следует отметить еще одну характерную особенность (см. рис. 2в, 2г): постепенный рост и температуры, и солёности, и плотности в нижней части ХПС (ниже его ядра) и, одновременно, появление более пресного и теплого подслоя в верхней его части. Для удобства визуального анализа на рис. 2в и 2г приведены T, S -диаграммы, соответствующие профилям панелей (а) и (б), но **только для вод ХПС**: участки выше сезонного термоклина и ниже антитермоклина НЕ показаны. Профили для марта 2004 и марта 2005 гг. (рис. 2в и 2г) приведены полностью, поскольку ХПС в этот период еще не выделяется; характерный «сдвиг» T, S -линии на рис. 2в в области изопикны 7 кг/м³ соответствует глубинам 67–68 м (постоянный пикноклин); в начале этой T, S кривой находится порядка 300 точек с характеристиками (2.4°C; 7.3 psu), соответствующих ВКС мощностью порядка 60 м.

Итак, из рис. 2 в (ст. 12; треугольные маркеры) видно, что в марте в глубокой части моря весь ВКС имеет плотность около 5.86 кг/м³, при этом прибрежные воды ($c < T_{md}$) хоть и незначительно, но легче открытых — 5.61 кг/м³; при прогреве

до T_{md} плотность этих вод увеличится очень незначительно — до 5.63 кг/м^3 . Ситуация в марте 2005 — аналогична: ВКС имел в момент измерений плотность 5.94 кг/м^3 , прибрежные воды — 5.79 кг/м^3 (потенциально при $T = T_{md} - 5.84 \text{ кг/м}^3$). В мае же (рис. 2в, маркеры \times), когда ХПС уже хорошо выделяется в вертикальной термохалинной структуре, в верхней его части наблюдается слой несколько более теплых и чуть более пресных, чем в марте, вод, с плотностями от 5.78 кг/м^3 (т.е. чуть легче, чем в марте в ВКС, но тяжелее, чем у ближайших побережий); в нижней же части (глубины 30–67 м), напротив, воды на $0.1\text{--}0.6 \text{ кг/м}^3$ плотнее (до 0.3 psu солонее и до 0.3°C холоднее). Далее, от мая к июлю (рис. 2) верхняя часть ХПС продолжает медленно прогреваться и очень медленно опресняться, в то время как ниже ядра ХПС (50 м) — в слое 50–65 м при практически неизменной солёности температура стала выше (до 0.4°C), а в слое 65–73 м (и далее до дна, но уже вне пределов ХПС) — до 1.3°C ниже, при существенном росте солёности (до 1 psu на глубине 66 м). Заметим, что нижний слой — с возросшей солёностью и понизившейся температурой — находится ниже границ майского ХПС. К октябрю (рис. 2б и 2г), верхняя часть ХПС уже вовлекается в вертикальное перемешивание, в нижней же части (ниже 50 м) сохраняется тенденция существенного роста солёности (рост по отношению к июлю до $2\text{--}2.6 \text{ psu}$ в слое 60–66 м). На рис. 2г, показывающем только точки, принадлежащие ХПС, эта закономерность отразилась заметным “удлинением” октябрьской T, S -кривой (маркеры \times) по отношению к июльской кривой (маркеры \diamond) в сторону больших значений солёности. Далее — к марту следующего 2005 г. (рис. 2г), солёность и плотность вод на горизонтах 50–65 м снова падают (на рис. 2г воды плотности более 8 кг/м^3 находятся уже ниже постоянного халоклина). Отметим, что схожий вывод — повышение солёности (а, следовательно, и плотности) вод ХПС от весны к осени в среднем на $0.2\text{--}0.4 \text{ psu}$ — был упомянут еще в работе [2]. В целом же, хотя мы детально рассмотрели модификации профилей в течение только одного года — от марта 2004 до марта 2005 гг. — те же тенденции можно увидеть и на других выборках, например, см. [2] (рисунок из которой повторен в [16]) [15], рис. 3.16в [21] и др.

Объяснение такой эволюции можно предложить следующее. Полагая, что ХПС формируется локальными процессами (вертикальным перемешиванием и горизонтальным транспортом) и возникает практически одновременно по всей акватории моря, очевидно следует предполагать, что сразу после его формирования (в марте–апреле) он должен быть заметно неоднороден по горизонтали, и следом за этапом его (относительно быстрого) формирования должен следовать период приспособления вод к сложившемуся полю дав-

ления. Медленный рост со временем солёности в нижней части ХПС и ее падение в верхней части — весьма вероятное последствие процесса приспособления в условиях Балтики, где солёность верхнего распресненного слоя в целом заметно падает по мере удаления от Датских проливов. Тогда рассмотренные данные позволяют предполагать медленный дрейф вод с юго-запада на северо-восток в нижней части ХПС и в обратном направлении в верхней его части. Это в целом соответствует общей эстуарийной циркуляции в Балтике, с той лишь поправкой, что “вверх по эстуарию” продвигается не только нижний плотный и соленый слой океанского происхождения, но и нижняя часть ХПС, который по всем параметрам принадлежит верхнему распресненному слою.

Роль процессов перемешивания в области температур, близких к T_{md} . ХПС Балтики — довольно уникальное образование: процесс его формирования проходит при температурах, близких к T_{md} , и в первой половине лета (вплоть до июля) в его вертикальной структуре часто наблюдается прослойка вод с $T < T_{md}$; по нашим сведениям, подобная ситуация еще не описана ни в одном водоеме мира. Прогнозируемое потепление климата, однако, может привести к росту температуры воды в поверхностном слое Балтики на $0.5\text{--}2.5^\circ\text{C}$ [17], поэтому важно представлять степень общности описанных выше закономерностей: сохраняются ли они, если за зимний сезон температура воды не опускается ниже T_{md} ? Проведем сравнение общей структуры ХПС и характеристик его вод после зим, когда температура воды опускалась и не опускалась ниже T_{md} . Для этой цели были выбраны данные 2006 и 2008 гг. (рис. 3): именно для них характерны максимальные/минимальные за период 2004–2008 гг. значения температуры воды на поверхности в марте месяце, причем в структуре ХПС летом 2006 г. наблюдалась, а летом 2008 г. — не наблюдалась прослойка вод с $T < T_{md}$. Так, в марте 2006 г. температура на поверхности в прибрежной зоне (ст. 7) и в глубокой части (ст. 12) опускалась существенно ниже T_{md} (-0.3°C и 1.7°C соответственно; T_{md} при наблюдавшейся солёности составляет $2.3\text{--}2.5^\circ\text{C}$, профиль T_{md} для марта см. на рис. 3а; профиль $T(z)$ для июля имеет подслоя от 55 до 61 м с $T < T_{md}$, где минимальная температура составляла 2.1°C , см. [12]). В марте же 2008 г. температура воды на поверхности на тех же станциях была выше T_{md} (минимальная температура составили 4.27°C , см. рис. 3б). Характеристика зим 2005–2006 и 2007–2008 гг. приведена выше; в целом, вторая зима была мягкой, а вот первая — значительно более суровой, с сильными ветрами и низкими температурами; например (см. [7]), в конце января 2006 г. наблюдались температуры воздуха минус $15\text{--}19^\circ\text{C}$ при штормовых ветрах до 18 м/с . Измерения в марте 2006 г. также проводились

при жестких условиях: отрицательные температуры воздуха ($-1...-3^{\circ}\text{C}$, до -7°C в ночь перед измерениями, ветер до 11–13 м/с). Таким образом, данные рис. 3а характеризуют период продолжения зимнего интенсивного выхолаживания, что отражается и в формировании сильного дифференциального выхолаживания: воды у берега значительно холоднее открытых. Поразительно при этом, что — после столь ветреной зимы и в таких условиях — толщина ВКС (всего порядка 45 м) оказывается значительно меньше, чем после мягкой зимы 2007–2008 гг. (78 м). Более того, и толщина ХПС в июле после холодной и ветреной зимы оказалась существенно меньше — 40 м против 53 м (детальный анализ см. в [12]). Из этого, в частности, следует вывод, что максимальную толщину и ВКС, и ХПС может обеспечить отнюдь не зимнее (ветро-волновое плюс конвективное) перемешивание, а условия в период ранневесеннего прогрева. Этот тезис находит дальнейшее подтверждение при сравнении вертикальных профилей марта и июля 2006 г. (рис. 3а): возникновение на июльском профиле слоя холодной воды от 48 до 77 м очевидно обусловлено (а) ранневесенними процессами (очень низкие температуры воды ($2-4^{\circ}\text{C}$), прослойка с $T < T_{\text{md}}$ от 55 до 61 м), (б) протекавшими **после** времени измерений (6 марта). Из общефизических соображений — это период сезонного прогрева вод от минимальных после-зимних температур до T_{md} , сопровождающийся вертикальной конвекцией. Заметим (рис. 3а), что структура ХПС (июль) по-прежнему неоднородна, что говорит о вкладе горизонтального транспорта уже после периода максимально глубокого перемешивания.

Сравнивая характеристики вод в марте в прибрежной зоне моря (ст. 7) и в глубокой части (ст. 12) и сопоставляя их со значениями в июле в пределах ХПС (ст. 12) (см. рис. 3), отметим следующее. В марте 2006 г. плотность прибрежных вод (при наблюдавшейся температуре) составляла 5.92 кг/м^3 (при $T = T_{\text{md}}$ она увеличится до 5.98 кг/м^3), при этом в глубокой части плотность вод ВКС близка к 6 кг/м^3 , и все эти значения плотности уверенно попадают в диапазон плотностей ХПС в глубокой части моря в июле — от 5.14 до 7.07 кг/м^3 . В ситуации 2008 г., после мягкой зимы, температура воды до самого начала весеннего прогрева остается заметно выше T_{md} ; в момент мартовских измерений температуры прибрежных и глубоких вод (до глубины 78 м) были практически одинаковы, но соленость прибрежных вод была на 0.5 psu ниже. Эта разность в солености определила меньшую плотность прибрежных вод — 5.6 кг/м^3 , но, тем не менее, плотность прибрежных вод ранней весной по-прежнему попадает в диапазон плотностей внутри ХПС в глубокой части моря в июле — от 5.56 до 7.12 кг/м^3 .

Хотя в марте плотность вод над береговыми склонами (даже с учетом их уплотнения при переходе через T_{md}) несколько меньше, чем вод в открытой части, различия эти по анализируемым данным не превышали 0.1 кг/м^3 (что соответствует разнице соленостей порядка 0.1 psu/10 км). Это очень небольшая разница плотностей; хотя очевидно, что условий для естественного стекания прибрежных вод в промежуточные слои глубокой части мы в данном случае не обнаруживаем, но действие нагонного ветра или направленного к берегу течения легко преодолеет этот градиент. Принимая же во внимание также T, S -характеристики прибрежных вод в марте и общее падение солености вдоль главной оси моря, можно предположить, что такие же воды (холодные, но с чуть меньшей соленостью) могут быть найдены в промежуточных слоях чуть севернее места измерений — в Готландском бассейне. Такое сравнение проводится в настоящее время, но подробности выходят за рамки этой статьи. Важно, что снова обнаруживается механизм, потенциально продвигающий воды верхнего распересненного слоя Балтики против общей эстуарийной циркуляции; его действие ограничено по времени весенним периодом, и по глубине — верхней частью ХПС.

ВЫВОДЫ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показал проведенный анализ, ХПС Балтики — сложное по структуре и динамичное образование. Отсутствие до настоящего времени общепринятого формального определения не позволяло выявлять его характеристики, поднимать вопрос о его происхождении и модификации. Введение же простейшего критерия определения границ ХПС — по максимальным абсолютным значениям градиента температуры воды по вертикали — уже позволяет указать диапазон изменений температуры/солености/плотности его вод, описать его сезонный цикл и предположить механизмы его формирования. В данной работе мы сделали это на основе экспедиционных данных за 2004–2008 гг., полученных в рейсах НИС “Проф. Штокман” по Юго-Восточной Балтике.

Выяснилось, что выделенный предложенным образом ХПС имеет сложную структуру по многим параметрам, что говорит о существенности горизонтального транспорта в период после максимально глубокого вертикального перемешивания. В юго-восточной части Балтийского моря ХПС существует не менее 8 месяцев в году (с апреля по ноябрь); за это время минимальная температура в его ядре повышается всего на 1–2 градуса, а мощность уменьшается. Характер изменений по вертикали температуры и солености в пределах ХПС существенно различен (они практически не связаны друг с другом); внутри ХПС имеются и однородные, и высокоградиентные про-

слойки, в том числе – может наблюдаться прослойка аномально холодных вод с $T < T_{md}$. Хотя на верхней и нижней границах слоя с $T < T_{md}$ и в нижней части ХПС, где рост солености сопровождается ростом температуры, формально имеются условия для проявления эффектов двойной диффузии, ни на одном из рассмотренных профилей мы не обнаружили характерной ступенчатой структуры. Анализ относительного вклада температуры и солености в изменение плотности вод ХПС по вертикали показал, что ведущую роль играет соленость, в то время как температура воды может служить удобным естественным трассером происходящих процессов, т.к. она не только аномально низкая, но и близка к T_{md} , где ее вариации практически не сказываются на величине плотности.

По рассмотренным данным, в теплое время года (май, июль) мощность ХПС составляла от 43 до 61 м (в среднем – 48 ± 10 м); верхняя и нижняя границы располагались на 25.5 и 73.5 м соответственно. Интересно, что положение нижней границы ХПС **не совпадает** с положением постоянного пикноклина: по рассмотренной выборке, пикноклин мог находиться и на 11 м выше антитермоклина, и на 13 м ниже его; в среднем, пикноклин оказался ниже антитермоклина чуть более чем на 1 м. Прослеживается зависимость мощности ХПС от суровости зимы: она оказалась **минимальна** после самой холодной и ветреной за рассмотренный период зимы, и **максимальна** – после самой теплой зимы (по зондированиям в июле – 40 м в 2006 г. и 53 м в 2008 г.). При этом, однако, после более суровой зимы общая вертикальная плотностная и термическая стратификация была гораздо жестче, градиенты температуры воды на границах ХПС – существенно выше, а теплозапас колонки ХПС единичной площади в 2.3 раза ниже (см. также [12]). Это хорошо согласуется с результатами [4] для Готландского бассейна, подтверждая вывод, что **зимнее вертикальное ветровое и конвективное перемешивание** по крайней мере **не определяет мощность ХПС**. Принимая во внимание все результаты приведенного анализа, можно сделать и более сильное утверждение: зимние условия обеспечивают **фон (pre-conditioning)**, на основе которого процесс собственно формирования вод ХПС происходит ранней весной (начало марта), когда и вертикальное перемешивание достигает максимальных глубин (практически пикноклина), и развивающийся следом адвективный транспорт быстро формирует еще более свежие прослойки, замещая перемешанные по вертикали воды.

Развитие ХПС в сезонном цикле можно условно разделить на три существенно неравных по времени и различных по общезначимости сути периода (этапа): (I) формирование ХПС, которое, по-видимому, обеспечивается локальными механизмами (вертикальное ветро-волновое и

конвективное перемешивание; интрузии вод с ближайших границ; возможно, как и в Черном море [10, 22], формирование и опускание холодных вод в центрах мезомасштабных вихрей), (II) геострофическое приспособление в рамках общей термохалинной структуры моря и (III) разрушение теми же локальными механизмами (вертикальное перемешивание и интрузии с границ). К сожалению, имеющиеся данные не позволили хоть в какой-то степени рассмотреть влияние внутренних волн и вертикального турбулентного обмена на эволюцию ХПС.

На этапе I, ранней весной (март), температура воды служит естественным трассером происходящих процессов, мало влияя на плотность воды. При этом, однако, значительную роль играет смена механизмов перемешивания при переходе температуры воды через температуру максимальной плотности T_{md} (если она опустилась ниже за прошедший зимний период). Эволюция вертикальных профилей температуры воды в этот период – ранневесеннего прогрева от $T_v < T_{md}$ – пока недостаточно исследована, но есть основания полагать, что ВКС в это время может значительно увеличиться по сравнению с позднелетним состоянием благодаря вертикальной конвекции при прогреве до достижения T_{md} . Исключительно важно, что максимальную в течение года толщину и ВКС, и ХПС обеспечивает отнюдь не зимнее (ветро-волновое плюс конвективное) перемешивание, а условия в период ранневесеннего прогрева. Оказалось, что плотность прибрежных вод в регионе ранней весной попадает в диапазон плотностей внутри ХПС (в глубокой части моря в летний период) и соответствует его верхней части; однако T, S -характеристики предполагают их потенциальное продвижение в промежуточных слоях к северу, где соленость вод в целом ниже. Очевидно, что такая физическая ситуация ограничена и по времени – весенним периодом, и по глубине – верхней частью ХПС, но она обнаруживает механизм, потенциально предполагающий продвижение части вод расперененного слоя Балтики против общей эстуарийной циркуляции.

Основную роль в формировании ХПС играют локальные процессы: локальное вертикальное перемешивание и горизонтальная адвекция. Вертикальное перемешивание (ветро-волновое плюс конвективное), остатком которого является характерная “ступенька” на профилях весны и раннего лета, строго говоря, оставляет свой след в водах ХПС лишь однажды: только последний акт перемешивания (и не обязательно при $T = T_{md}$) остается надолго “заморожен” в верхней части ХПС. После этого нижняя часть ХПС начинает интенсивно замещаться **еще более холодными** водами, рожденными, видимо, на ближайших мелководьях и подводных склонах, которые поступают в промежуточные слои благодаря действию нагон-

ного ветра или горизонтальной конвекции над склонами [12, 13, 14]. Этот период развития интрузий с ближайших наклонных границ также короток и заканчивается, когда разовьется достаточно жесткий летний термоклин, эффективно ограничивающий глубину проникновения прибрежных вод. Заметим, что в этот период отмечена также повышенная активность интрузий и в области ниже пикноклина [19, 24]; подобная “слоеность” движений представляется естественным откликом стратифицированного бассейна практически на любое внешнее воздействие. С этого времени (конец апреля–май), воды ХПС оказываются “законсервированы” в промежуточных слоях, и аномально низкие температуры воды в нем сохраняются на весь дальнейший сезон без радикальных изменений.

Такой механизм формирования неизбежно приводит к неоднородности свойств вод образованного ХПС по горизонтали и, следовательно, к необходимости дальнейшего приспособления этой прослойки к общему полю плотности. Как следует из анализа изменений структуры вертикальных профилей и T,S -свойств вод ХПС, на этапе приспособления родившегося слоя к общей плотностной структуре моря и его дальнейшей медленной модификации (этап II), по-видимому, в промежуточных слоях должен существовать как процесс локального интерливинга [19, 24], так и более интегральный перенос в масштабах всего ХПС. Интересно, что изменение T,S -характеристик вод в нижней части ХПС от весны к осени предполагает дрейф с юго-запада на северо-восток, поскольку промежуточные воды в юго-западной части моря заметно солонее промежуточных вод северо-восточной части. Таким образом, **“вверх по эстуарию” в Балтике может продвигаться** не только нижний плотный и соленый слой североморского происхождения, но и нижняя часть ХПС, которая по всем параметрам принадлежит верхнему распресненному слою. Очевидно, что эта гипотеза требует верификации на большем количестве натуральных данных, но на рассмотренной выборке такая эволюция очевидна.

С началом осеннего разрушения сезонного термоклина (конец августа) начинается завершающий этап жизни ХПС (этап III): эпизоды локального ветроволнового и конвективного вертикального перемешивания, постепенно разрушая сезонный термоклин, облегчают интрузиям от берегов проникновение на все большие глубины в ХПС, так что, одновременно с изъятием верхних слоев “законсервированного” на лето ХПС в ВКС, происходит и размывание вертикального профиля температуры воды по всей толщине ХПС. Таким образом, разрушение ХПС, по-видимому, также носит локальный характер, в целом нерегулярный в пространстве и времени.

Авторы благодарят ООО “ЛУКОЙЛ-КМН” за разрешение использовать для исследований натурные данные, полученные в рамках регулярного экологического мониторинга месторождения Кравцовское (Дб).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 12-05-00805-а, № 14-35-50216 и № 13-05-01041а).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Владимирцев Ю.А.* О промежуточных слоях в океане // *Океанология*. 1963. Т. 3. № 5. С. 798–805.
2. *Гидрометеорология и гидрохимия шельфовых морей СССР*. Т. III. Балтийское море. Л.: Гидрометеоиздат, 1992. 450 с.
3. *Демченко Н.Ю., Чубаренко И.П.* Пространственно-временная изменчивость характеристик термического фронта в Балтийском море в 2010–2011 гг. // *Океанология*. 2012. Т. 52. № 6. С. 790–797.
4. *Козлова О.И.* Характеристики холодного промежуточного слоя в центральной части Балтийского моря после зим различной суровости // *Исслед. в России*. 2010. С. 149–158. <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2010/010.pdf>.
5. *Козлова О.И.* О возможном вкладе адвекции в формирование холодного промежуточного слоя Балтийского моря // *Вестн. БФУ им. И. Канта*. 2012. № 7. С. 156–162.
6. *Лазарюк А.Ю., Пономарев В.И.* Устранение динамических погрешностей данных СТД измерения в океане // *Вестн. ДВО РАН*. 2006. № 4. С. 106–111.
7. *Морозов Е.Г., Шука С.А., Голенко Н.Н. и др.* Структура температуры в прибрежной зоне Балтийского моря // *Докл. РАН*. 2007. Т. 416. № 1. С. 115–118.
8. *Овчинников И.М.* О формировании промежуточных (левантийских) вод в Средиземном море // *Докл. АН СССР*. 1983. Т. 270. № 5. С. 1216–1220.
9. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология*. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
10. *Прокопов О.И.* Формирование структуры холодного промежуточного слоя в Черном море // *Метеорология и гидрология*. 2000. № 5. С. 76–85.
11. *Соснин В.А., Богданов К.Т.* О происхождении минимума солености на промежуточных глубинах Тихого океана // *Докл. РАН*. 2008. Т. 421. № 2. С. 253–255.
12. *Степанова Н.Б.* Свойства холодного промежуточного слоя в Юго-Восточной Балтике по экспедиционным данным 2004–2008 гг. и возможность его вентиляции водами шельфа в весенний период // *Тр. МФТИ*. 2013. Т. 5. № 3. С. 187–195. http://mipt.ru/science/trudy/a_66p7vp/187-195-arphj8g0g1k.pdf
13. *Чубаренко И.П.* Горизонтальный конвективный водообмен над подводным склоном: механизм формирования и анализ развития // *Океанология*. 2010. Т. 50. № 2. С. 184–193.
14. *Чубаренко Н.Б.* Анализ натуральных данных к вопросу о возможности возникновения ранневесеннего каскадинга с прибрежных подводных склонов

- Балтийского моря // Исследования Балтийского региона. Вестн. Института Балтийского региона РГУ им. И. Канта. 2009. № 2. С. 52–55.
15. *Щука С.А., Чубаренко Н.Б.* Динамика термохалинных характеристик в центральной части Гданьской впадины в период 2003–2008 гг. Мат. междунар. конф. “Динамика прибрежной зоны бесприливных морей”. Балтийск, 30 июня–5 июля 2008 г. 230–232. http://www.academia.edu/3230528/International_Conference_Dynamics_of_the_Coastal_Zone_of_Non-tidal_Seas_
 16. *Chubarenko I.P., Demchenko N.Y.* On contribution of horizontal and intra-layer convection to the formation of the Baltic Sea cold intermediate layer // *Ocean Sci.* 2010. V. 6. № 1. P. 285–299.
 17. *Gräve U., Friedland R., Burchard H.* The future of the western Baltic Sea: two possible scenarios // *Ocean Dynamics.* 2013. V. 63. № 8. P. 901–921.
 18. *Janssen F., Schrum C., Backhaus J.O.* A climatological data set of temperature and salinity for the Baltic Sea and the North Sea // *Deutsche Hydrographische Zeitschrift.* 1999. Suppl. № 9. 246 p.
 19. *Kuzmina N., Zhurbas V., Rudels B., Stipa T.* The structure and driving mechanisms of the Baltic intrusions // *J. Phys. Oceanogr.* 2005. V. 35. № 6. P. 1120–1137.
 20. *Lascaratos A., Roether W., Nittis K., Klein B.* Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review // *Progress in Oceanography.* 1999. № 44. P. 5–36.
 21. *Leppäranta M., Myrberg K.* *Physical Oceanography of the Baltic Sea* // Springer Praxis Books. 2009. 378 p.
 22. *Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L., Staneva J.V.* Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: comparisons of numerical simulations, survey and satellite data // *J. Mar. Res.* 2003. № 1. P. 59–99.
 23. UNESCO. *The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Sea Water 1980* // UNESCO Technical Papers in Marine Science. 1981. № 36.
 24. *Zhurbas V.M., Paka V.T.* What drives thermohaline intrusions in the Baltic Sea? // *J. Mar. Syst.* 1999. V. 21. № 1–4. P. 229–241.

Structure and Evolution of the Cold Intermediate Layer in the Southeastern Part of the Baltic Sea Based on the Data of 2004–2008

N. B. Stepanova, I. P. Chubarenko, S. A. Shchuka

Cold Intermediate Layer (CIL), defined as the layer between the absolute maxima of vertical water temperature gradients with decreasing with depth (in the seasonal thermocline) and increasing depth (close to the permanent halocline) is studied based on the series of CTD-profiles obtained in 2004–2008 in the Gdansk basin of the Baltic sea. Both homogeneous and high-gradient (in various parameters) sub-layers are found within the CIL, including sub-layer with anomalously cold water whose temperature is below the temperature of the maximum density layer up to the beginning of July. Three phases are found in the course of seasonal development of the Baltic CIL: its formation by local mixing mechanisms (March–April), then its geostrophic adjustment in the general thermohaline structure of the sea (May–August), and its decay / destruction (September–January). It is shown that the maximum thickness of the upper mixed layer and the CIL during the year is produced not by the winter convective and wind mixing, but by the early-spring heating conditions (beginning of March). Complex vertical structure and character of time variability of the parameters indicate that advection significantly contributes to the formation and evolution of the Baltic CIL.