

УДК 05.510

Н. Б. Степанова

Московский физико-технический институт (государственный университет)

Свойства холодного промежуточного слоя в Юго-Восточной Балтике по экспедиционным данным 2004–2008 гг. и возможность его вентиляции водами шельфа в весенний период

На основе экспедиционных данных за пятилетний период (2004–2008 гг.) выявляются характеристики холодного промежуточного слоя (ХПС) в Юго-Восточной Балтике (Гданьском бассейне) в летнее время, когда он наиболее отчётливо выделяется в общей вертикальной термохалинной структуре вод. Впервые приводятся обобщённые данные анализа температуры, солёности и плотности вод ХПС в рассматриваемом районе моря; оценивается возможность проникновения прибрежных вод, формирующихся в марте над шельфом и подводными склонами Самбийского полуострова, в область холодного промежуточного слоя Гданьского бассейна. Сопоставительный анализ температуры, солёности и плотности вод в прибрежной зоне и характеристик вод ХПС летом в глубокой части моря позволяют предполагать (а) возникновение каскадинга более плотных вод шельфа в промежуточные слои при ранневесеннем прогреве и (б) транспорт «вверх по эстуарию» в промежуточных слоях Балтийского моря в весенне-летний период.

Ключевые слова: гидрофизика, термохалинная структура, холодный промежуточный слой, Балтийское море.

Введение

Во многих крупных стратифицированных водоёмах Земли существуют сезонные или постоянные промежуточные слои, воды которых по ряду параметров отличны от вышележащих и нижележащих. Причины их возникновения в каждом случае специфичны, но обобщённо их принято подразделять на термические и адвективные [6]. Балтийское море известно как в целом двухслойное: нижний более тяжёлый слой формируют солёные и тёплые воды Атлантики (характерные параметры $4\div 7$ °С, $11\div 13$ psu), в то время как верхний более лёгкий слой (от 10 до 70 м в различные сезоны и в различных частях моря) распреснён речным стоком до $6\text{--}8$ psu [1]. Между этими двумя основными слоями сезонно возникает холодный промежуточный слой (ХПС), который наблюдается с марта по ноябрь на глубинах между 20/30/40 и 40/50/60 метрами в юго-западной / центральной / северной частях собственно Балтийского моря соответственно [1]. Максимальную мощность (до 30–40 м) и протяженность он имеет в весенний период, когда наблюдается по всей акватории моря с глубинами свыше 60 м. Ядро ХПС, определяемое по минимуму температуры воды, весной находится на глубине 40–50 м, в течение лета заглубляется до 50–60 м, а осенью наблюдается на глубинах около 60 м [1]. Помимо пониженной температуры по сравнению с вышележащими и нижележащими слоями воды, ХПС характеризуется высоким содержанием кислорода и достаточно однородной солёностью, медленно возрастающей к осени и превышающей солёность верхнего слоя на $0,1\text{--}0,4$ psu.

В качестве основных механизмов формирования ХПС в Балтике, как и в Чёрном море Прокопов, обычно выдвигают два: (1) ХПС — это остаток зимнего квазиоднородного слоя, прогретого в верхней части за весенне-летний период, и (2) ХПС формируют воды, дрейфующие из других частей моря (например, Ботнического залива — Пака В.Т., личное сообщение). При этом работа обоих механизмов в условиях Балтики изучена крайне недостаточно, так что ни одна гипотеза пока не позволяет объяснить одновременно весь набор свойств ХПС. В частности, первая гипотеза объясняет насыщенность вод ХПС кислородом, но не даёт ответ на вопрос, почему температура воды ХПС в данном месте ниже

минимальной температуры воды на поверхности зимой (аналогично ситуации на юге и востоке Чёрного моря [6]). Гипотеза дрейфа холодных (и, заметим, более пресных) вод из Ботнического залива объясняет низкую температуру, но не даёт ответ на многие другие вопросы: почему ХПС появляется в марте по всей площади моря практически одновременно? почему в нём повсеместно высокое содержание кислорода, хотя эти воды должны были бы около года дрейфовать из северных частей моря в промежуточном слое? и, наконец, как они осолонились – но при этом не прогрелись за время дрейфа? Поэтому проблема поиска альтернативных механизмов формирования ХПС остаётся актуальной, и одним из методов исследования является выяснение по данным экспедиционных измерений источника вод с известным набором свойств, характерным для ХПС.

Балтийское море обладает протяженными мелководными прибрежными акваториями [1]. Его средняя глубина составляет всего порядка 50 м, при этом зимняя вертикальная конвекция достигает глубин от 40 м (на юго-западе) до 60 м (на северо-востоке). Это значит, что на $\sim 60\%$ площади моря вертикальная конвекция достигает дна, что приводит к формированию горизонтальных градиентов температуры воды, отражающих локальные изменения поля глубин. В таких условиях процессы выхолаживания/прогрева с поверхности приводят к эпизодическому (или периодическому) формированию более плотных вод над шельфами и прибрежными подводными склонами. Поскольку верхний слой перемешан и значительных скачков солёности в его пределах нет, термические эффекты играют значительную роль, и охлаждённые над склонами воды, становясь плотнее, опускаются под верхний перемешанный слой открытого моря («зимний каскадинг с шельфа», обзор наблюдений в Мировом океане см., например, в [16]). Сползание плотных вод со склонов в зимний период считается одним из основных источников холодных промежуточных вод Чёрного моря (см., например, [5]; [6]; [20]), левантийских промежуточных ([4]; [18]) и глубинных вод ([19]) Средиземного моря; его эффективность экспериментально подтверждена в бассейнах самых разных масштабов – от океана [16]; [7]; [17] до озёр ([22]; [14]). В Балтийском же море вопрос о возможной вентиляции промежуточных слоёв путём адвекции вод с шельфа или из других регионов находится на начальных этапах исследования и разрабатывается только в работах [8]; [9]; [10].

Особенностью Балтийского моря (по сравнению с перечисленными морями и Мировым океаном) является низкая солёность вод его верхнего слоя — всего 6–8 psu (в основной его части). При такой солёности температура максимальной плотности вод (T_{md}) находится выше температуры замерзания, и в наиболее холодный период года (январь-март) балтийские воды характеризуются обратной термической вертикальной стратификацией — аналогично водам многих крупных озёр умеренных широт (Байкал, Ладога, Великие озёра и т.д.). Таким образом, формирование более плотных вод над мелководьями и склонами становится возможным не только в период осенне-зимнего охлаждения (как в океане), но и в период ранневесеннего прогрева. Поскольку объектом исследования в настоящей работе является ХПС, возникающий в весеннее время вместе с рождением прямой летней термической стратификации, то анализируется именно ранневесенний прогрев прибрежной зоны Балтийского моря от самых низких значений температуры воды (разных каждый год) до T_{md} . На основе экспериментальных данных оценивается возможность проникновения прибрежных вод, формирующихся в марте над шельфом и подводными склонами, в воды ХПС, а также выясняются общие характеристики ХПС в Юго-Восточной Балтике (Гданьском заливе) в летнее время, когда он наиболее отчётливо выделяется в общей вертикальной термохалинной структуре вод. Основой для анализа служат данные гидрофизических исследований, выполненных в прибрежной и глубоководной части юго-восточной Балтики в различные сезоны (март, май, июль) с 2004 по 2008 гг. (8 экспедиций на НИС «Профессор Штокман»). Проведен сопоставительный анализ характеристик вод (температуры, плотности) в прибрежной зоне и характеристик вод ХПС летом в глубокой части моря на основе данных экспедиционных работ.

Данные и метод исследования

Для решения поставленных задач использован массив гидрофизических натуральных данных, полученный в 60, 62, 68, 75, 78, 87, 93 и 95 рейсах научно-исследовательского судна «Профессор Штокман» (Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН [11]), проводившихся в марте, мае, июле 2004–2008 гг. (некоторые при участии автора). Измерения выполнялись в рамках экологического мониторинга по программе ООО «ЛУКОЙЛ–КМН» и проводились с помощью стандартного CTD зонда Neil Brown Mark III, обеспечивающего измерение температуры воды с точностью до 0,005 °С, электропроводности с точностью 0,005 мс/см и давления с точностью 0,5 дбар. Данные вертикальных зондирований имели дискретность 3–4 измерения на метр. Для анализа в глубокой части юго-восточной Балтики были взяты станции 12 с координатами 55°35' с.ш., 20°2' в.д. (глубина в этой точке около 80 м) и 22 с координатами 54°85' с.ш., 19°4' в.д. (глубина около 110 м). В качестве прибрежной станции выбрана точка 7 с координатами 55°14' с.ш., 20°53' в.д., глубина на которой составляет 10–12 метров (рис. 1).

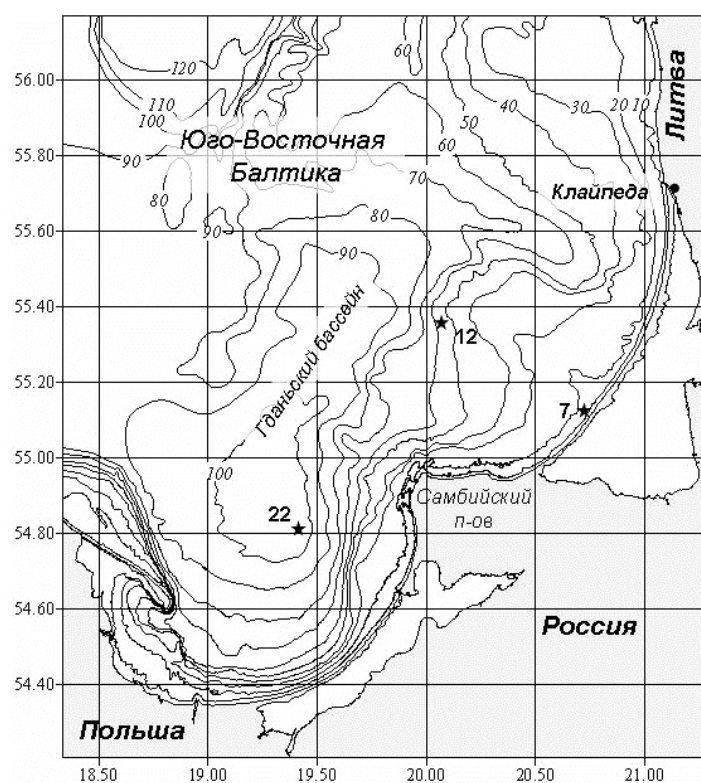


Рис. 1. Расположение станций CTD-зондирований в глубокой и прибрежной частях Юго-Восточной Балтики

Очевидно, что для корректного описания диапазона характеристик вод ХПС необходим критерий определения его границ. В Черном море (см., например [6]) границами ХПС условно считаются верхняя и нижняя изотермы 8 °С; в Балтийском море общепринятого строгого определения до сих пор не выработано, и под ХПС часто понимается слой «между сезонным термоклином и постоянным пикноклином» [15]. Для достижения целей данной работы, под ХПС понимался слой между глубинами, где температура воды максимально быстро падает и максимально быстро растёт с глубиной (т.е. от уровня максимального отрицательного до уровня максимального положительного градиента температуры воды по вертикали, см. рис. 2) [13], что близко к определению [15], поскольку положения пикноклина и антитермоклина очень близки. Плотность воды вычислялась по данным о температуре, солёности и давлении по формуле [21], температура максимальной плотности — по солёности и давлению [12].

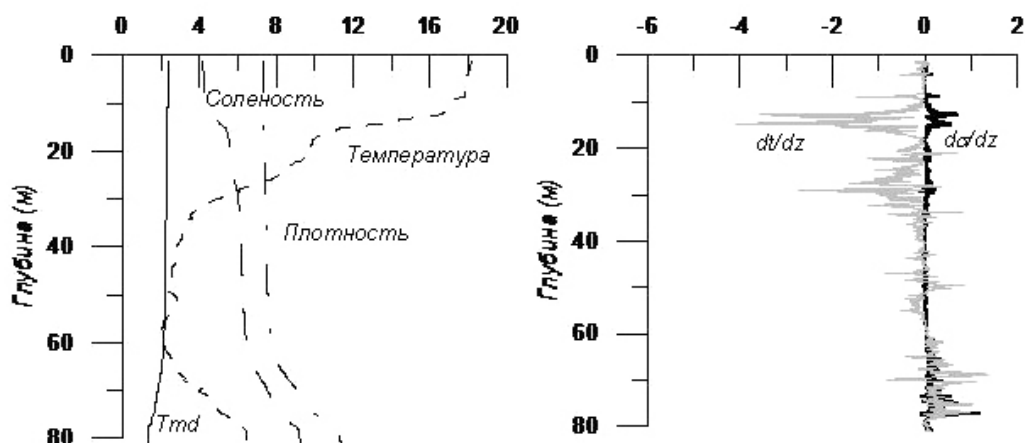


Рис. 2. Глубоководная часть юго-восточной Балтики, станция 12, июль 2006 г. (по данным рейса ПШ-78: а) Профили температуры, солёности, условной плотности и температуры максимальной плотности - T_{md} (в зависимости от температуры, солёности и давления); б) Вертикальные градиенты температуры и условной плотности (в зависимости от температуры, солёности и давления)

Результаты

Характеристики ХПС по результатам анализа вертикальных профилей в глубокой части ЮВБ.

Для выяснения общих черт структуры ХПС был проведён анализ характеристик его вод в летний период на основе 11 вертикальных STD-профилей, полученных в экспедициях 2004–2008 гг. и содержащих в своей структуре холодный промежуточный слой. Результаты анализа представлены в табл. 1. Профили были получены в 6 рейсах НИС «Профессор Штокман» (№№ 60, 62, 68, 78, 87, 95) и представляют характеристики вод юго-восточной Балтики в весенне-летний период 2004, 2005, 2006, 2007 и 2008 годов. Вертикальное разрешение в исходных профилях составляло около 20 см. Результаты анализа показали следующее.

Т а б л и ц а 1

Характеристики ХПС в 2004, 2005, 2006, 2007, 2008 гг. в глубоководной части юго-восточной Балтики по экспедиционным данным

Рейс		60	60	62	62	68	68	78	78	87	87	95
Станция		12	22	12	22	12	22	12	22	12	22	12
Дата (мес.год)		5.04	5.04	7.04	7.04	5.05	5.05	7.06	7.06	7.07	7.07	7.08
первый термоклин	Глубина залегания, м	-	6	17	29	7	2	15	14	19	22	15
	$(dT/dz)_{\min}$, °C/м	-	1.10	3.44	0.81	0.96	0.46	4.08	10.88	1.34	0.96	1.82
	T , °C	-	9.7	13.5	12.9	8.3	7.1	12.3	14.6	12.9	13.1	15.5
	σ , кг/м ³	-	5.27	4.89	5.14	5.44	5.71	5.21	4.81	5.21	5.11	4.70
	S , psu	-	7.05	7.12	7.25	7.10	7.35	7.32	7.26	7.40	7.31	7.30
второй термоклин	Глубина залегания, м	21	12	26	50	15	14	29	36	24	28	26
	$-(dT/dz)_{\min}$	2.48	2.88	1.12	1.03	5.30	2.48	2.72	1.54	4.68	4.86	6.16
	T , °C	7.3	8.5	7.9	8.3	6.4	5.6	5.8	4.7	11.6	11.3	8.9
	σ , кг/м ³	5.72	5.48	5.64	5.78	5.82	5.84	5.96	6.04	5.42	5.44	5.69
	S , psu	7.27	7.14	7.19	7.27	7.37	7.34	7.41	7.41	7.41	7.37	7.37

Рейс		60	60	62	62	68	68	78	78	87	87	95
Станция		12	22	12	22	12	22	12	22	12	22	12
Дата (мес.год)		5.04	5.04	7.04	7.04	5.05	5.05	7.06	7.06	7.07	7.07	7.08
антитер- моклин	Глубина за- легания, м	67	66	73	73	75	73	69	81	76	78	78
	$(dT/dz)_{max}$	1.14	1.16	1.77	1.78	1.16	1.48	1.36	1.81	0.41	0.67	0.54
	$T, ^\circ C$	4.15	3.86	5.14	3.85	3.86	2.95	3.77	5.20	4.96	4.73	6.28
	$\sigma, \text{кг/м}^3$	7.44	7.05	8.22	6.71	7.24	6.83	7.41	8.86	7.81	7.58	8.92
	S, psu	8.95	8.46	9.96	7.99	8.64	8.11	8.89	10.73	9.42	9.09	10.91
пикно- клин	Глубина за- легания, м	66	66	73	73	78	86	77	78	76	79	67
	$(d\rho/dz)_{max}$	0.84	1.09	1.17	1.04	0.92	0.92	1.17	0.67	0.73	0.80	0.86
	$T, ^\circ C$	3.5	3.6	5.1	4.2	4.8	6.2	6.1	4.6	5.0	4.9	4.8
	$\sigma, \text{кг/м}^3$	6.75	7.05	7.99	6.90	7.91	9.17	8.88	8.42	7.82	7.72	7.13
	S, psu	8.07	8.46	9.66	8.25	9.51	11.17	10.84	10.15	9.43	9.28	8.60
квазид- нородный слой	Глубина, м	61	63	54	66	73	71	62	62	54	61	59
	$(d\rho/dz) < \dots$	0.02	- 0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.05	0.00	0.02	0.02
	$T, ^\circ C$	2.8	3.0	3.0	3.1	3.1	2.6	2.3	2.2	5.1	5.2	4.3
	$\sigma, \text{кг/м}^3$	6.18	6.22	6.18	6.23	6.85	6.69	6.54	6.44	6.35	6.39	6.30
	S, psu	7.37	7.43	7.42	7.41	8.15	7.95	7.82	7.70	7.71	7.72	7.57
Мощ- ность ХПС	общая (между термоклина- ми), м	47	53	47	43	61	60	40	45	52	50	53
	однор. под- слой, м	37	43	34	18	59	55	32	32	40	40	37
	град. под- слой, м	14	30	13	5	11	4	8	13	12	10	16
Теплозапас, кДж		649	762	750	415	942	782	491	575	1220	1192	1120
T средняя, $^\circ C$		3.3	3.4	3.8	4.3	3.7	3.1	2.9	3.1	5.6	5.7	5.1
Слой с $T < T_{md}$	Верхняя граница, м	-	-	-	-	-	57	55	50	-	-	-
	нижняя гра- ница, м	-	-	-	-	-	66	60	59	-	-	-
$T_{min}, ^\circ C$		2.74	2.97	2.92	3.06	2.41	2.10	2.08	2.07	3.99	4.18	4.24
$d(T_{min})$		60	51	49	63	58	66	57	52	65	71	56
$S(T_{min})$		7.37	7.36	7.40	7.39	7.74	7.76	7.64	7.54	8.02	8.00	7.53
$\sigma(T_{min})$		6.17	6.12	6.14	6.20	6.46	6.51	6.37	6.27	6.69	6.70	6.25

Границы и мощность ХПС.

Глубина залегания основного сезонного термоклина на рассмотренных профилях 2004–2008 гг. изменялась от 12.3 до 49.5 м, с максимальным градиентом температуры по вертикали в нём от 1.5 до 6.2 $^\circ C/m$. Анти-термоклин располагался на глубинах 65.7–80.7 м (максимальный градиент температуры 0.4 – 1.8 $^\circ C/m$). Таким образом, согласно выбранному определению, мощность ХПС составляла от 23 м (после холодной(!) зимы 2003/4 гг.) до 61 м (после тёплой(!) зимы 2004/5 гг.) [2]. Интересно, что на глубоководных станциях одного рейса, выполненных с интервалом в 3 суток, глубина залегания сезонного термоклина могла изменяться очень значительно (например, от 26 до 50 м на станциях 12 и 22 в июле 2004 года), что меняет мощность ХПС от 47 до 23 метров. Средняя мощность по всем рассмотренным профилям составила 48 ± 10 м.

Оказалось, что положение постоянного пикноклина не совпадает с положением анти-термоклина: по рассмотренной выборке пикноклин мог находиться и на 11 м выше анти-термоклина, и на 13 м ниже его. Это иллюстрирует значимость для Балтийского моря

различия механизмов их формирования и поддержания: пикноклин обусловлен полем солёности (и более крупномасштабными процессами), а термоклин (даже находящийся так глубоко — ПОД ХПС) отражает мезомасштабный перенос тепла течениями и его диффузию, более быструю, чем у солёности).

Структура ХПС и его свойства.

ХПС имеет сложную структуру по многим параметрам. Так, по плотности можно уверенно выделить однородный подслой толщины 18–59 м, где вариации плотности по вертикали менее $0.02 \text{ кг/м}^3/\text{м}$, и градиентный подслой толщины 4–30 м, в котором плотность меняется с глубиной в десятки раз быстрее. Изменение температуры воды с глубиной в пределах ХПС ещё более сложно (рис. 2): она падает с глубиной в верхней части, растёт в нижней, может иметь внутри несколько максимумов/минимумов, участков линейного роста/падения, ступенек разной величины. В некоторые годы (например, в 2006 г.) на глубинах 50–65 м существует подслой с $T < T_{md}$ (от 5 до 10 м толщиной). Сложность структуры однозначно говорит о том, что ХПС (в том виде, в котором он наблюдается в летний период) не может быть «остатком» зимней вертикальной конвекции, но в значительной части сформирован горизонтальным транспортом.

Возможность вентиляции промежуточных слоёв водами шельфа.

Для оценки потенциальной возможности проникновения прибрежных вод, формирующихся в марте над шельфом и подводными склонами в промежуточные слои, были построены и проанализированы профили, полученные на прибрежной станции 7 и глубоководной станции 12 в марте, а также — для сопоставления с характеристиками уже сформированного летнего ХПС в этом районе — на станции 12 в июле месяце 2006 года (рис. 1) (75, 78 рейсы научно-исследовательского судна «Профессор Штокман»).

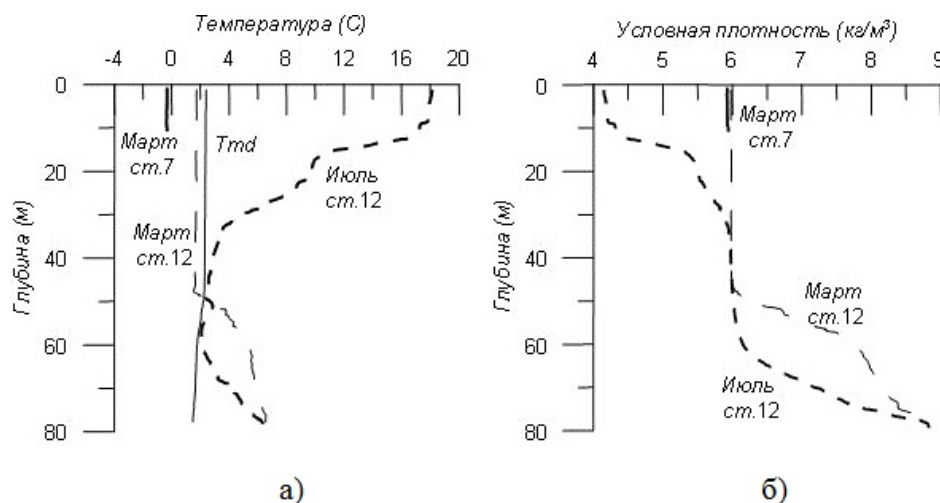


Рис. 3. Сравнение вертикальных STD-профилей в глубокой (ст. 12) и прибрежной (ст. 7) части юго-восточной Балтики, полученных 6 марта и 2 июля 2006 г. (по данным рейсов ПШ-75,78) [8]: (а) профили температуры; (б) профили условной плотности

Как следует из рис. 3(а), во время измерений 6 марта в районе полигона ещё продолжалось выхолаживание: температура прибрежных вод ($-0.3 \text{ }^\circ\text{C}$) была значительно ниже температуры поверхностных вод в открытой части ($+1.7 \text{ }^\circ\text{C}$) [3], а также уверенно ниже температуры максимальной плотности ($2.3\text{--}2.5 \text{ }^\circ\text{C}$; профиль $T_{md}(S, p)$ приведён на рис. 3а). В период, предшествующий измерениям — с 24 февраля — температура воздуха была отрицательной (до $-9 \text{ }^\circ\text{C}$) при умеренном ветре (до 7 м/с) (<http://www.rp5.ru>, ближайший к месту работ метеопост — Клайпеда). В результате интенсивного охлаждения и ветрового перемешивания в глубокой части сформировался верхний квазиоднородный слой (изменение плотности менее 0.1 кг/м^3) до глубины 50 м (рис. 3б). Сравнивая профили температуры и

плотности в марте и июле, заметим, что в летний период ХПС значительной своей частью находится *ниже* мартовского перемешанного слоя; при этом основной пикноклин с марта до июля опустился с 50 до 77 м, причём на летнем профиле именно на глубине 50–55 м начинается прослойка вод с $T < T_{md}$ (см. табл. 1). Интенсивный весенний прогрев в 2006 году начался уже через 6 дней после измерений, представленных на рис. 3, — 12 марта (<http://www.rp5.ru>), средняя скорость ветра в регионе по данным метеопоста в Клайпеде за период 6–12 марта составила порядка 4 м/с, поэтому нет оснований ожидать столь значительного увеличения толщины ВКС за счёт ветрового перемешивания. Таким образом, судя по данным измерений, слой аномально холодных вод, близких по плотности к водам ВКС (и чуть более плотных) на глубинах от 50 до 70–75 м, имеет адвективное происхождение и вполне может быть признаком ранневесеннего каскадинга с прибрежных подводных склонов при прогреве от $T < T_{md}$. Анализ графика условной плотности (рис. 3б) показывает, что значение плотности прибрежных вод в марте (около 5.9 кг/м³) попадает в диапазон плотностей вод ХПС в глубокой части моря в июле месяце (от 5.21 до 7.41 кг/м³) (см. также табл. 1).

Выводы

На основании экспедиционных натуральных данных за 2004–2008 гг. впервые удалось провести обобщение характеристик холодного промежуточного слоя в глубокой части Юго-Восточной Балтики в летний период.

Мощность ХПС, располагавшегося на глубинах от 12–15/25–35 м (в мае/июле соответственно) до 65–80 м, в рассматриваемый пятилетний период составляла порядка 40–60 м. Обращает на себя внимание значительное заглубление верхней границы ХПС от мая к июлю, в то время как нижняя граница изменяется скорее от станции к станции, чем от весны к лету. Таким образом, общая мощность ХПС уменьшается от мая к июлю на 10–20 м. Вуды ХПС имели следующие характеристики:

- диапазон температуры воды (в разные годы):
 - от 4.7–11.6 °С (на верхней границе) до 3.0–6.3 °С (на нижней границе);
- диапазон солёности:
 - от 7.14–7.37 *psu* (на верхней границе) до 8.00–10.91 *psu* (на нижней границе);
- диапазон плотностей:
 - от 5.42–6.04 кг/м³ (на верхней границе) до 6.71–8.92 кг/м³ (на нижней границе).

В целом в 2004/05/06/07/08 годах разность плотностей вод ХПС в глубокой части Юго-Восточной Балтики в летний период составляла (в среднем по всем профилям года) всего 1.9 / 1.7 / 2.1 / 2.3 / 3.2 кг/м³, соответственно (в среднем по пяти годам — 2.2 кг/м³); при этом верхняя граница в среднем приходилась на изопикну 5.7 кг/м³, нижняя — на изопикну 7.9 кг/м³.

Минимальная температура воды в пределах ХПС составляла 2.1–4.2 °С, при этом она отмечалась на глубинах от 51 до 71 м, при солёности 7.36–8.02 *psu*; условная плотность на этом горизонте — 6.12–6.70 кг/м³. Средняя температура вод ХПС составляла от 2.9 °С (2006 г.) до 5.7 °С (2007); общий теплозапас колонки вод ХПС сечением 1 м² составлял от 4 до 12 × 10⁵ Дж.

После обычных и холодных зим (в марте) верхний распресненный слой моря (~50 м) имеет температуру ниже температуры максимальной плотности. Поэтому при ранневесеннем прогреве от $T < T_{mdZ}$ прибрежные воды становятся тяжелее вод открытого моря и должны «соскальзывать» вдоль склонов под верхний квазиоднородный слой — но выше постоянного пикно/халоклина, то есть располагаться в промежуточном слое. Данные измерений указывают, что плотность прибрежных вод вокруг Самбийского полуострова в ранневесенний период попадает в диапазон плотности вод ХПС в Гданьском бассейне. Так, в марте 2006 г. максимальная условная плотность прибрежных вод составила 5.9 кг/м³, а диапазон плотностей вод внутри ХПС в глубокой части моря в июле составлял от 5.2 до 7.4 кг/м³. При этом наиболее холодные воды (ядро ХПС) располагались ниже уровня «дна» весеннего верхнего квазиоднородного слоя, а их вертикальная термохалинная струк-

тура однозначно говорит об адвективном происхождении этого слоя. Важно, что солёность этих наиболее холодных вод ХПС несколько выше (на 0.1 psu), чем солёность, характерная для верхних распреснённых слоёв в марте — что предполагает дрейф этих вод скорее с западных, чем с восточных склонов Гданьского бассейна; соответственно воды со склонов Самбийского полуострова соответствуют по солёности/плотности водам промежуточного слоя к северу от него. Такой перенос предполагает продвижение вод нижней части верхнего распреснённого слоя (по крайней мере в весенний период) в направлении «вверх по эстуарию», что необычно. В целом же сопоставление всех полученных результатов — структуры и характеристик вод ХПС в летний период и характеристик вод в марте в прибрежной зоне — позволяет утверждать, что «ранневесенний каскадинг» в Балтике существует, эффективен и вентилирует верхние слои пикноклина.

Таким образом, оказывается, что, как и в крупнейших озёрах — Байкале, Ладоге, переход через Tmd в Балтике сопровождается вентиляцией наиболее глубоких слоёв, какие только доступны поверхностным водам по плотности. Действительно, в течение весны-лета эта «горизонтальная» вентиляция промежуточных слоёв прибрежными водами работает только в самых верхних слоях (при ночном и/или синоптическом выхолаживании, ветровом нагоне и т.п.), осенью-зимой «каскадинг» при сезонном охлаждении размывает оставшийся с лета сезонный термоклин, облегчая дальнейшее вертикальное ветровое и конвективное перемешивание, а затем после периода максимального вертикального перемешивания в феврале-марте и с началом сезонного весеннего прогрева — формирует нижнюю часть будущего ХПС (рис. 3а). Таким образом, именно при ранневесеннем каскадинге при прогреве от $T < Tmd$ — становится возможным максимально глубокое проникновение поверхностных вод, когда они вентилируют уже практически область постоянного пикноклина. Физически очевидно при этом, что ранневесенний дифференциальный прибрежный прогрев лишь создаёт благоприятный фон (формируя чуть более плотные воды вдоль побережий), а собственно эффективный «ранневесенний каскадинг» может формироваться и поддерживаться ветром, общей циркуляцией вод в Гданьском бассейне, внутренними волнами или другими внешними факторами, для расстановки которых по приоритетам нужен дополнительный анализ.

Благодарности

Автор благодарит РФФИ за финансовую поддержку (грант № 12-05-90820_мол_рф-нр).

Литература

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т. 3: Балтийское море. — Л.: Гидрометеиздат, 1992. — 450 с.
2. Козлова О.И. Характеристики холодного промежуточного слоя в центральной части Балтийского моря после зим различной суровости // Исследовано в России. — 2010. — 010. — С. 149–158.
3. Морозов Е. Г., Щука С.А., Н.Н.Голенко, В.С.Запотылько, Ж.И.Стонт. Структура температуры в прибрежной зоне Балтики // ДАН. — 2007. — 416(7). — С. 1066–1077.
4. Овчинников И.М. О формировании промежуточных (левантийских) вод в Средиземном море // ДАН. — 1983. — Т. 270, № 5. — С. 1216–1220.
5. Овчинников И.М., Попов Ю.И. Формирование холодного промежуточного слоя в Чёрном море // Океанология. — 1987. — Т. 27, № 5. — С. 739–746.
6. Прокопов О.И. Формирование структуры холодного промежуточного слоя в Чёрном море // Метеорология и гидрология. — 2000. — № 5. — С. 76–85.
7. Соснин В.А., Богданов К.Т. О происхождении минимума солёности на промежуточных глубинах Тихого океана // ДАН. — 2008. — Т. 421, № 2. — С. 253–255.

8. *Степанова Н.Б.* Анализ термохалинной структуры вод в прибрежной зоне Балтийского моря и характеристик его холодного промежуточного слоя // Исследовано в России. — 2012. — № 56. — 006. — <http://zhurnal.ape.relarn.ru/articles/2012/006.pdf>.
9. *Степанова Н.Б., Чубаренко И.П.* Сравнительный анализ характеристик прибрежных вод в ранневесенний период и вод холодного промежуточного слоя в Юго-Восточной Балтике // Физические проблемы экологии (экологическая физика). Сб. научн. трудов / под ред. В.И. Трухина, Ю.А. Пирогова, К.Н. Показеева. — М.: МАКС Пресс. — 2011. — Т. 18. — С. 280–290.
10. *Чубаренко Н.Б.* Анализ натуральных данных к вопросу о возможности возникновения ранневесеннего каскадинга с прибрежных подводных склонов Балтийского моря // Исследования Балтийского региона. Вестник Института Балтийского региона РГУ им. Им. Канта. — 2009. — № 2. — С. 52–55.
11. Экспедиционные отчёты по 60, 62, 68, 75, 78, 87, 95 рейсам НИС «Профессор Штокман» АО ИО РАН, Калининград.
12. *Chen, C.-T., Millero, F.J.* Effect of salt content on the temperature of maximum density and static stability in Lake Ontario // J. Phys. Oceanogr. — 1977. — V. 22, № 1. — P. 158–159.
13. *Chubarenko I.* Cold intermediate layer of the Baltic Sea: phenomenon vs water mass // Abstr. 7th Baltic Sea Science Congress, Tallinn, Estonia. — 2009. — P. 105.
14. *Fer I., Lemmin U., Thorpe, S.A.* Observations of mixing near the sides of a deep lake in winter // Limnol. Oceanogr. — 2002. — 47(2). — P. 535–544.
15. *Hinrichsen, H.H., Lehmann, A., Petereit, C., Schmidt, J.* Correlation analyses of Baltic Sea winter water mass formation and its impact on secondary and tertiary production // Oceanologia. — 2007. — 49(3). — P. 381–395.
16. *Ivanov V.V., Shapiro G.I., Huthnance J.M., D.L. Aleynik, P.N. Golovin.* Cascades of dense water around the world ocean // Progress in Oceanography. — 2004. — 60(1) — P. 47–98.
17. *Killworth, P.D.* Mixing of the Weddell Sea continental slope // Deep-Sea Res. — 1977. — V. 24. P. 427–448.
18. *Lascaratos, A.* Estimation of deep and intermediate water mass formation rates in the Mediterranean Sea // Deep-Sea Res. II. — 1993. — V. 40, 1327–1332.
19. *Leaman, K.D., Schott, F.A.* Hydrographic structure of the convection regime in the Gulf of Lions: winter 1987 // J. Phys. Oceanogr. — 1991. — V. 21. — P. 575–598.
20. *Stanev E.V., Bowman M.J., Peneva E.L., and Staneva J.V.* Control of Black Sea intermediate water mass formation by dynamics and topography: Comparison of numerical simulations, surveys and satellite data // Journal of Marine Research. — 2003. — V. 61. — P. 59–99.
21. Unesco, The Practical Salinity Scale 1978 and the International Equation of State of Seawater 1980 // UNESCO technical papers in marine science 36. — 1981. — 25 p.
22. *Wьest, A., T.M. Ravens, N.G. Granin, O.Kocsis, M.Schurter, and Michael Sturm.* Cold intrusions in Lake Baikal: Direct observational evidence for deep-water renewal // Limnol. Oceanogr. — 2005. — V. 50, № 1. — P. 184–196.

Поступила в редакцию 06.08.2012.