

УДК 551.465

ФОРМИРОВАНИЕ ВЕСЕННЕГО ТЕРМОКЛИНА В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ БАЛТИКИ ПО ЭКСПЕДИЦИОННЫМ ДАННЫМ 2010–2013 гг.

© 2017 г. И. П. Чубаренко, Н. Ю. Демченко, Е. Е. Есюкова, О. И. Лобчук, К. В. Карманов, В. А. Пилипчук, И. А. Исаченко, **А. Ф. Кулешов**, В. Я. Чугаевич, Н. Б. Степанова, В. А. Кречик, А. В. Багаев

Атлантическое отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Калининград, Россия
e-mail: irina_chubarenko@mail.ru

Поступила в редакцию 14.09.2015 г., после доработки 08.02.2016 г.

Процесс перехода от периода зимнего вертикального перемешивания к формированию весеннего термоклина в Юго-Восточной Балтике исследуется на основе данных программы гидрофизических измерений (11 экспедиций), проведенных на полигоне в российской части Гданьского залива в марте–июне 2010, 2011 и 2013 гг. STD-зондирования проводились с шагом 500 м на стандартном 18-километровом разрезе поперек изобат на траверзе г. Балтийск. Интервал в 1–2 недели в период с конца марта по начало мая обеспечил учащенные данные о трансформации вертикальной термической структуры вод от обратной зимней к прямой летней вертикальной стратификации, с переходом через температуру максимальной плотности. Выполнены серии повторных измерений на глубоких и прибрежных станциях, поверхностные и подповерхностные буксировки. Практически одновременное появление линз распресненных прогретых вод на поверхности и активизация холодных интрузий на промежуточных (10–40 м) горизонтах позволяет не только подтвердить адвективную природу формирования весеннего термоклина в Балтике, но и выдвинуть гипотезу об интенсификации *внутрибассейнового* обмена в период после окончания зимнего вертикального перемешивания: избыточная потенциальная энергия, поддерживавшаяся вертикальным перемешиванием в 60-метровом верхнем квазиоднородном слое (ВКС) собственно Балтийского моря, имеющем значительный эстуарийный градиент солености по горизонтали, с окончанием перемешивания переходит в кинетическую энергию обменных течений. Такая динамика вод позволяет объяснить как повышенную активность интрузий в Балтике в весенний период, так и формирование холодного промежуточного слоя за счет быстрого продвижения позднелитних вод ВКС Борнхольмского бассейна в собственно Балтийское море. Результаты хорошо согласуются с ранее публиковавшимися исследованиями других авторов.

DOI: 10.7868/S0030157417050045

Сложная термохалинная структура вод Балтийского моря, разнообразие метеорологических и гидрологических внешних факторов на его акватории, расчлененность чаши моря мелководными порогами – обусловили очень своеобразный термический и динамический режим эволюции его вод, в том числе и в сезонном цикле. Наличие единственной связи с океаном в крайней юго-западной точке, а основного пресноводного стока – в северной части моря предписывают общую циркуляцию вод эстуарийного характера, наличие градиента солености по горизонтали и резкого пикноклина между верхним распресненным и нижним более соленым слоем. Однако небольшая величина стока рек и обмена с океаном (по 2% в год от общего объема моря [12]), а также поле глубин, напоминающее цепь чашеобразных впадин, предполагают значимость для динамики вод и собственного внутрибассейнового обмена, и влияния берегов. Добавим характерную для озер средних

широт черту – переход температуры воды в верхнем слое дважды в год через температуру максимальной плотности ($T_{мп}$), и пространственный масштаб, характерный для моря, – и однозначно ответить на вопрос о переходе от зимней к летней вертикальной стратификации окажется совсем непросто. Физически формирование термоклина в Балтийском море должно быть комбинацией механизмов, наблюдающихся в классических случаях: (i) за счет солнечного прогрева через поверхность (море вдали от берегов), (ii) за счет адвекции более пресных и теплых вод речного происхождения (эстуарий) или (iii) через вертикальное перемешивание вод при весеннем прогреве от $T < T_{мп}$ и формирование и продвижение термобара от берегов (димиктическое озеро). Выяснение того, как именно происходит этот переход над регулярными и пологими склонами юго-восточной части Балтики, и являлось целью представленной ниже программы натурных исследований Атлантического

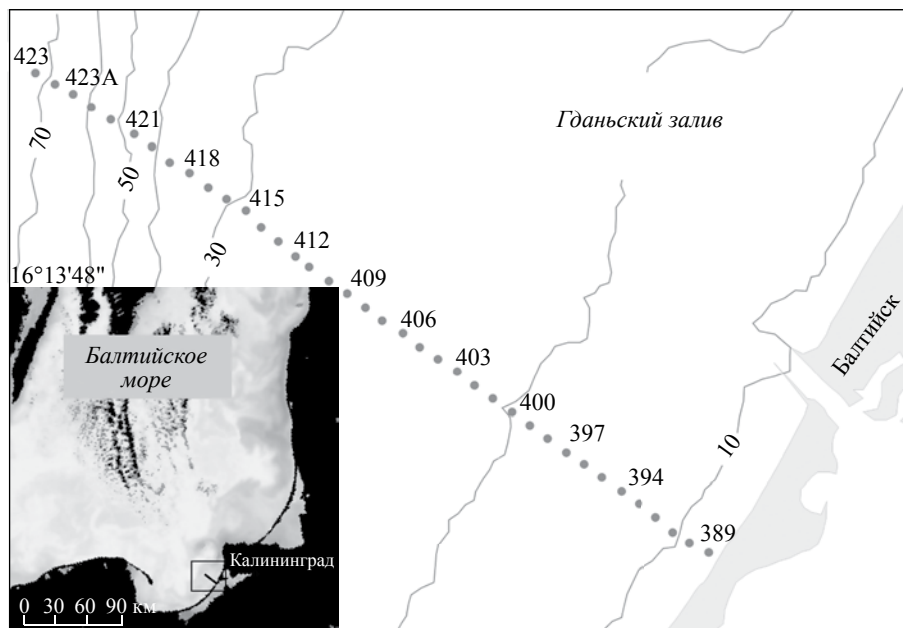


Рис. 1. Карта станций стандартного разреза в прибрежной зоне Балтийского моря на траверзе пос. Балтийская Коса. Тонкие линии – изобаты (м). Во врезке – спутниковый снимок юго-восточной части Балтийского моря (MODIS Aqua, 17.03.2013 г.) и положение экспериментального разреза.

отделения Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН (АО ИО РАН).

ПРОГРАММА ЭКСПЕДИЦИОННЫХ РАБОТ

В течение весенних сезонов 2010, 2011 и 2013 гг. было проведено 11 экспедиционных выходов с измерениями на стандартном разрезе в прибрежной и шельфовой зоне российских территориальных вод Юго-Восточной Балтики (ЮВБ, рис. 1). Три выхода пришлось на период, когда температура воды в верхнем распресненном слое была повсеместно ниже $T_{мп}$, 4 выхода – на время перехода через $T_{мп}$, и 4 – на период, когда воды с $T < T_{мп}$ уже укрыты сверху прогретыми водами с $T > T_{мп}$. Уникальная для естественных водоемов ситуация, когда слой с температурой воды ниже $T_{мп}$ ограничен и сверху, и снизу водами с $T > T_{мп}$, наблюдается в собственно Балтийском море в некоторые годы вплоть до июля–августа [6, 12], поскольку небольшая в данном случае неустойчивость термической природы компенсирована значительным стабилизирующим вкладом роста солёности с глубиной.

Измерения проводились в целом с начала марта по конец июня, а собственно в период перехода через $T_{мп}$ – с конца марта по начало мая – учащено, с интервалом в 1–2 недели. Основная программа измерений выполнена STD-зондом OCEAN SEVEN 316 PROBE производства фирмы IDRONAUT, имеющим датчики для измерения давления, температуры, электропроводности, содержания кислорода, pH, Eh,

хлорофилла и мутности. В общей сложности, проведено 318 зондирований в области с регулярным пологим береговым подводным склоном, на стандартном разрезе, ориентированном перпендикулярно берегу и изобатам. Работы велись с небольших плавсредств, что позволило охватить диапазон глубин от 5 до 80 м с расстоянием между станциями 500 м. На мористом конце разреза (глубина 75–80 м), в средней части склона (25–30 м) и в мелководной прибрежной зоне (10–12 м) проводились серии повторных зондирований. После установления сезонного термоклина (июнь) акцент делался на измерениях в глубокой части – в области примыкания ХПС к подводному склону.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Переход от зимней к летней вертикальной термохалинной стратификации в открытом море. Общие черты процесса перехода от зимней к летней вертикальной термохалинной стратификации в Гданьском заливе могут быть охарактеризованы на примере серии вертикальных STD-профилей, полученных на мористом конце экспериментального разреза (станция 423, глубина 65 м) 26 марта, 10 апреля, 7 мая и 18 июня 2013 г., см. рис. 2. Помимо профилей температуры *in situ* и практической солёности, приведен также график изменения $T_{мп}$ с глубиной, вычисленный по профилю солёности (с учетом давления) для марта. Типичная для Балтики двухслойная стратификация по солёности [12] хорошо прослеживается: верхний

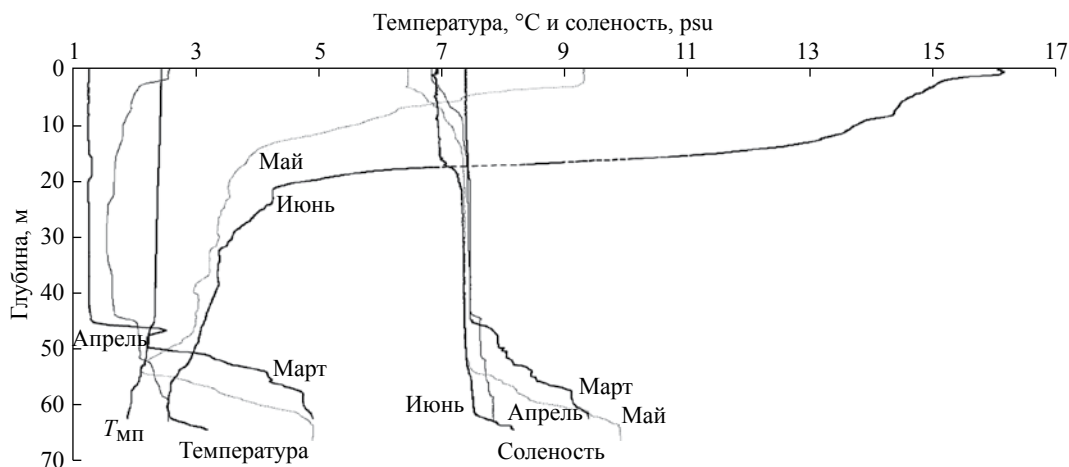


Рис. 2. Формирование сезонного термоклина в Гданьском заливе. Избранные вертикальные профили температуры и солености воды в морской части экспериментального разреза (рис. 1) с марта по июнь (ст. 423, глубина 65 м; по данным от 26.03, 10.04, 7.05, 18.06.2013 г.). Приведен вертикальный профиль $T_{мп}$, соответствующий профилю солености в марте (с учетом давления).

распресненный ($S \sim 7.35\text{--}7.45$ psu) и нижний более соленый слой разделены пикноклином. При этом глубина залегания верхних слоев пикноклина устойчиво увеличивается от марта к июню — с 45 до ~60 м. Термическая структура гораздо более сложна, отражая процессы формирования термоклина и холодного промежуточного слоя, а также следы интрузий на глубинах от 15 м до дна. Заметим, что изменения температуры воды вблизи $T_{мп}$ мало сказываются на изменениях плотности, которые в данном случае практически полностью определяются полем солености (см. также, например, работы [8, 11, 15]). Таким образом, температура воды может быть использована в качестве естественного трассера происходящих процессов.

Перестройка вертикальной термической структуры. Как следует из рис. 2, после периода зимнего вертикального перемешивания к концу марта 2013 г. верхний квазиоднородный слой (ВКС) имел мощность около 45 м, при солености 7.4–7.45 psu и температуре 1.25 °С, что существенно ниже $T_{мп} \sim 2.4$ °С. Уже в первой декаде апреля температура воды на поверхности стала выше $T_{мп}$, но при этом на профиле не наблюдается признаков перемешивания по вертикали — скорее, вознившая неоднородность температуры говорит об адвективном переносе, поскольку сопровождается и изменением солености. Далее к маю и июню в верхних слоях продолжается формирование и заглупление термоклина, положение которого в июне (на глубине около 20 м) можно считать уже характерно летним [3, 12]. Таким образом, процесс формирования сезонного термоклина (а вместе с ним и обозначение границ холодного промежуточного слоя (ХПС)) довольно короток,

в данном случае — 1–1.5 месяца, с конца марта по начало мая.

Обращают на себя внимание сопутствующие этому изменения в нижней части профилей, также очевидно интрузионного характера. Повышенная активность интрузий в Балтике уже неоднократно отмечалась [2, 10, 11], причем все исследования были проведены именно в весенний период. Анализ данных описываемых экспедиций впервые позволяет указать на связь этого феномена с процессом формирования сезонного термоклина и ХПС. Заметим, что ядро ХПС (слой с минимальными температурами воды) наблюдается на все более заглупленных горизонтах (по данным экспедиций 2013 г.: апрель — 30 м, май — 52 м, июнь — 60 м) и, судя по характеру профилей, имеет явно интрузионное происхождение.

Изменение структуры профилей солености. В поверхностном слое (см. рис. 2) очевидно последовательное (от марта к маю) понижение солености, и вертикальная структура профилей явно связана со структурой профилей температуры воды. Это однозначно свидетельствует об адвективном переносе в верхнем слое все более пресных и все более теплых вод. Заметим, однако, что сток рек в Балтику составляет лишь 2% от ее объема, что в среднем за месяц эквивалентно слою пресной воды на ее поверхности толщиной всего лишь порядка 10 см. В данном случае последовательный рост мощности распресненного (но все еще с соленостью порядка 6.8–6.9 psu) поверхностного слоя от 2–3 м в апреле к 20 м в июне характеризует скорее обмен вод между бассейнами Балтики, чем прямое влияние пресноводного стока.

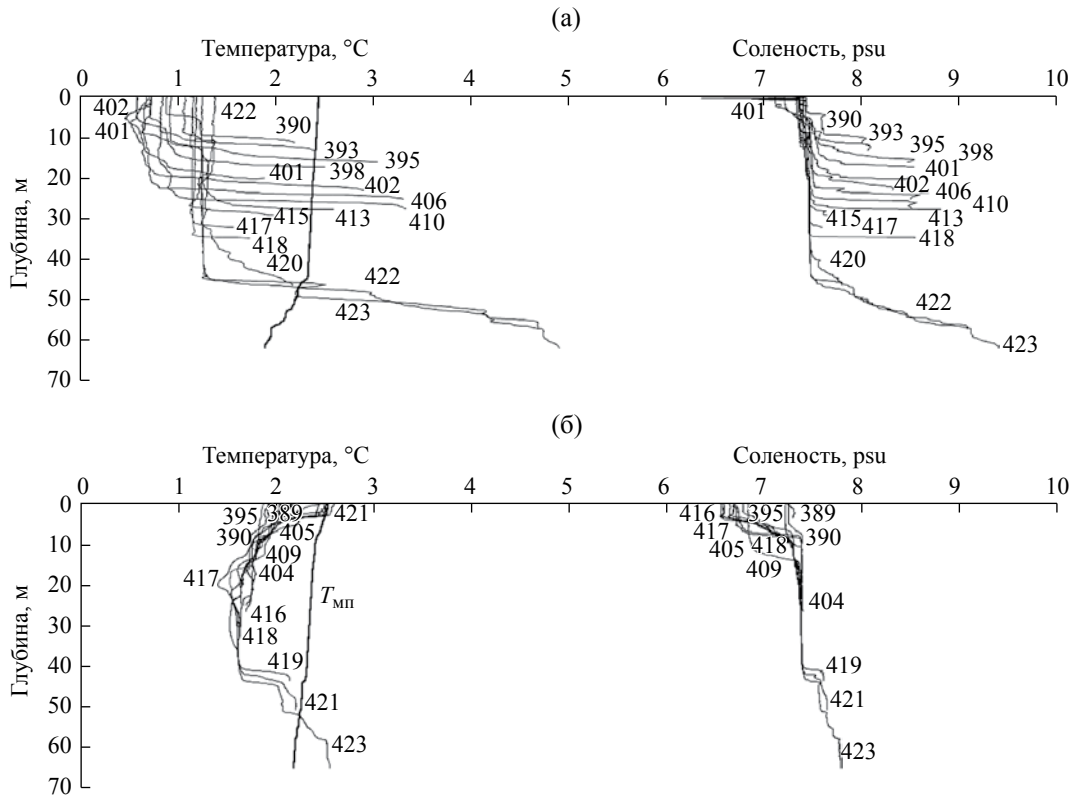


Рис. 3. Эволюция структуры полей температуры и солёности в области над подводным склоном (избранные вертикальные профили; номера станций указаны в поле рисунка, глубина 10–70 м) (а) в начале периода весеннего прогрева – до перехода температуры воды на поверхности через $T_{мп}$ (26.03.2013 г.) и (б) в период перехода через $T_{мп}$ (10.04.2013 г.). Профили $T_{мп}$ соответствуют профилям солёности на ст. 423.

В нижней части профилей солёности (на глубине 45–70 м) изменения, как ни странно, аналогичны: от марта к июню солёность в целом уменьшается, при очевидно интрузионном характере процесса. Максимально интенсивные изменения происходят в апреле, при этом в точку наблюдений прибывают более холодные (чем наблюдавшиеся на этих горизонтах) воды с $T \sim 1.8\text{--}2.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и солёностью $S \sim 7.5\text{--}7.8\text{ psu}$. Аномально низкая температура этих вод очевидно предполагает ее формирование в ВКС в конце зимнего/начале весеннего периода, и ее солёность позволяет указать регион ее наиболее вероятного формирования – Борнхольмский бассейн.

Структура термохалинных полей в области над склоном. Наиболее яркой чертой процесса перестройки термохалинных полей с зимнего типа на летний явилась очень характерная их структура в области над береговым подводным склоном, наблюдавшаяся (с теми или иными вариациями) ежегодно (см. рис. 3): в марте–апреле в придонном слое над склоном (на глубинах от 10 до 70 м) обнаруживаются заметно более солёные (чем локальные) воды, температура которых устойчиво

понижается от марта к маю. Формирование термоклина в области над склоном также начинается в апреле и тоже с появления на поверхности слоя (2–5–10 м) более пресных вод, которые быстро прогреваются, т.к. перепад солёности/плотности ограничивает перемешивание и обмен теплом с нижними слоями. Одновременно в промежуточных слоях (12–20 м) становятся очевидными следы множественных интрузий холодных вод, близких к локальным по солёности; с течением времени температура вод интрузий практически не меняется, а солёность несколько увеличивается (до 7.5–7.6 psu, в 2010 г. – до 8 psu), в результате чего увеличивается и глубина их распространения.

Так, 26 марта 2013 г. температура верхнего слоя была уверенно ниже $T_{мп}$ (рис. 3а), и в глубокой части (> 50 м) вертикальное ветро-волновое плюс конвективное (при прогреве от $T < T_{мп}$) перемешивание привели к формированию 45-метрового ВКС с $T \sim 1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $S \sim 7.4\text{ psu}$. В области же над склоном, толщина ВКС 26 марта составляла от 5–11 м у берега, 12–25 м в средней части (т.е. практически до самого дна) и 32–41 м над свалом глубин (рис. 3). В средней части склона – над

глубинами 10–28 м – присутствовал сильностратифицированный придонный слой более теплой и соленой воды мощностью до 5 м. Выход термоклина на склон наблюдался на глубине около 50 м. Вид вертикальных профилей показывает наличие как небольших интрузий чуть менее холодных вод в промежуточных слоях ($dT = 0.1–0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$), так и холодной прослойки на глубине 4–6 м ($T_{\min} = 0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 7.33\text{ psu}$) в средней части склона над глубинами 20 м (ст. 399–403, см. рис. 1).

Активный переход температуры воды через $T_{\text{мп}}$ очевиден уже две недели спустя – на профилях от 10 апреля 2013 г. (рис. 3б). Тихая маловетренная погода с устойчивыми положительными дневными температурами (до $4.7\text{ }^{\circ}\text{C}$ по данным судовых измерений) обеспечивала интенсивный прогрев через поверхность; при этом, однако, в прибрежной зоне температура воды оставалась ниже $T_{\text{мп}}$ ($\sim 1.8\text{ }^{\circ}\text{C}$, см. профили для станций 389, 390, 395 на рис. 3б), и только начиная с расстояния около 7–8 км от берега, над средними глубинами и в самой глубокой части разреза наблюдается образование термоклина на глубине 2–4 м, сопровождающегося падением солености в поверхностном слое. Область повышенного градиента солености четко прослеживалась в слое на глубинах (на разных станциях) от 4 до 12 м, отделяя поверхностную распресненную ($S = 6.6–6.7\text{ psu}$) воду; протяженность вдоль разреза линзы менее соленых вод составляет 2–5 км, т.е. имеет масштаб бароклинного радиуса Россби. Прогретыми до $2.2–2.6\text{ }^{\circ}\text{C}$ оказались поверхностные воды над средними глубинами (20–30 м) и в самой глубокой части разреза (на бровке шельфа) (рис. 3), самыми холодными (до $1.88–1.96\text{ }^{\circ}\text{C}$) – в 4–6 км от берега над глубинами 13–17 м, а также у берега. Разность в температуре поверхности моря между самой мелкой и самой глубокой станциями (на 18 км) составила $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, солености – 0.48 psu (у берега воды холоднее и солонее).

Примечательна характерная вертикальная структура: на глубоководных станциях (ст. 417 – ст. 423) на горизонтах 15–35 м наблюдались следы аномально холодных интрузий ($T_{\min} = 1.5–1.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, $S = 7.4\text{ psu}$), а под ними на глубине 42–45 м – термо/халоклин. Это в целом воспроизводит характерную для Балтики вертикальную стратификацию летнего сезона – холодный промежуточный слой и постоянный пикноклин, однако располагаются они существенно выше, чем летом: типично, ядро ХПС располагается в июне в ЮВБ на глубинах 55–60 м, пикно/халоклин – на 65–70 м [3]. Повторные зондирования, проводившиеся на глубоководном конце разреза (ст. 423), в средней части склона (станции 407 и 405) и в прибрежной части (ст. 403), показали, что наиболее интенсивные изменения происходят в глубокой части:

повышение температуры в верхнем 3–5-метровом слое сопровождается понижением солености (до $6.8–6.9\text{ psu}$), подъемом халоклина, появлением динамично развивающихся интрузий (максимальная скорость падения температуры воды на глубине 17 м достигала $0.5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{час}$; см. также [1]). В средней части склона интрузии также наблюдаются в придонных горизонтах и под поверхностью, в то время как в прибрежной части изменчивость профилей минимальна. Несмотря на относительную близость Балтийского пролива, соединяющего море с более пресным Вислинским заливом, линзы более теплых и менее соленых вод в периоды измерений практически всегда были явно отделены от берега полосой вод более холодных и соленых; так, например, для данных рис. 3б соленость поверхностных вод превысила 7 psu и у берега (на станциях 389–401), и в Балтийском проливе. Это говорит в пользу адвекции распресненных вод вдоль берега из более северных акваторий.

Очевидно, что переход через $T_{\text{мп}}$ в данном случае происходил и не по “озерному” сценарию (см., например, [4]), подразумевающему последовательный прогрев вод от берега и формирование термобара, и не по сценарию развития термобара “речного происхождения” (см., например, [13]), когда прогретые речные воды втекают в холодное озеро. В точку наблюдений в данном случае прибывают одновременно и распресненные воды в поверхностном слое, прогретые благодаря тому, что стратификация ограничивает обмен теплом с нижележащими слоями, и более соленые (и холодные) – на глубинах 45–60 м. Это вписывалось бы в картину классического “эстуарийного” обмена, если бы “более соленые” воды не имели столь низких температур (часто $T < T_{\text{мп}}$) и низкой же (характерной для верхнего слоя Балтики) солености.

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Вопросу формирования термоклина в собственно Балтийском море уже посвящались экспедиционные исследования. Так, в работе [8] анализируются данные эксперимента РЕХ (25 апреля – 8 мая 1986 г.), полученные на полигоне в центральной части собственно Балтийского моря (юг Готландского бассейна). Автор обсуждает наблюдавшееся формирование весеннего термоклина в Балтике, также начавшееся при температуре поверхностных слоев воды ниже $T_{\text{мп}}$, отмечая, что оно происходит в результате пульсирующей горизонтальной адвекции вод более низкой солености (порядка 7.55 psu в регионе измерений), причем дрейф более теплых/менее соленых пятен происходил через область полигона с севера

на юг. Отметим, что на рис. 7 работы [8], аналогичном по сути рисунку 2 данной статьи, наряду с распресненными (7.55 psu) поверхностными водами в точку наблюдений также прибывают и промежуточные (на горизонтах 20–58 м) чуть более соленые (7.6–7.7 psu) воды; однако последнее обстоятельство автором не обсуждается.

В работе [15], исследуя причины пятнистости картины цветения фитопланктона в Балтике, авторы также обсуждают весенний переход температуры воды через $T_{мп}$, играющий очень важную роль в жизни фитопланктона. Они делают акцент на том, что влияние температуры воды на ее плотность в весенний период в Балтике незначительно, особенно в области $T_{мп}$, а поэтому и влияние теплоточков через поверхность не играет столь существенной роли, как в океане. Ссылаясь на данные натурных измерений, авторы приходят к выводу, что механизмом рестратификации в Балтике является перенос пресных вод поверхностного слоя вихрями.

Анализ описанных выше экспедиционных данных за 2010, 2011 и 2013 гг. показал и хорошее соответствие основных черт процесса формирования летней стратификации опубликованным выводам, и новые детали, существенные для понимания движущих его причин. Полученные данные подтверждают уже высказывавшиеся заключения (а) об **адвективном** характере формирования весеннего термоклина в Балтике, (б) о дрейфе поверхностных более пресных вод с севера, и (в) о том, что начало формирования термоклина (переход через $T_{мп}$) обеспечивается движением **пятен, вихрей** (слегка) распресненной воды. Вместе с тем, наши наблюдения позволяют добавить к картине перехода очень существенные детали.

В целом оказалось, что формирование термоклина в весенний период в Балтийском море происходит довольно быстро и не ограничивается эстуарийным “стеканием” линз более пресных вод с севера, а скорее напоминает скачкообразный обмен (север–юг) собственно балтийских вод в пределах верхнего распресненного слоя (~0–60 м) моря. Причиной возникновения такого интенсивного обмена может быть следующее. Зимнее вертикальное (ветро-волновое плюс конвективное) перемешивание работает над гомогенизацией водной колонки (против силы тяжести), подпитывая ее избыточной потенциальной энергией; к марту мощность однородного по вертикали слоя достигает в собственно Балтийском море 40–50–60 м. При этом, однако, этот однородный по вертикали мощный слой имеет заметный градиент солености по горизонтали (от 6–6.5 psu у Финского залива до 7.8–8 psu у о. Борнхольм,

т.е. ~2 psu / 600 км), при этом обмен с сопредельными бассейнами (Ботническим заливом на севере и Арконским бассейном на западе) ограничен особенностями донного рельефа. С окончанием (или ослаблением) вертикального перемешивания воды ВКС должны стремиться к энергетически более выгодному состоянию – вертикальной стратификации и горизонтальной однородности. При этом избыточная потенциальная энергия переходит в кинетическую энергию обменных течений: более легкие воды на одном конце (на севере Готландского бассейна, среднемноголетняя соленость в марте ~ 7.3 psu [9]) и более тяжелые воды на другом (запад Борнхольмского бассейна, среднемноголетняя соленость в марте ~ 7.8–8 psu [9]) движутся навстречу друг другу в верхней/нижней части ВКС. Общие закономерности структуры подобных обменных течений (см., например, [5, 6]) предписывают положение интерфейса между верхней и нижней частями на глубине, примерно равной половине начальной толщины слоя.

Если принять предлагаемую гипотезу, то получается объяснение и вопрос о формировании ядра и градиентного подслоя [3] ХПС Балтики, которые располагаются выше постоянного пикно/халоклина (т.е. в пределах верхнего слоя более низкой солености), имеют аномально низкую температуру и соленость чуть выше, чем соленость локальных вод зимнего ВКС. До настоящего времени объяснения этому не предлагалось. По данным описываемых экспедиций, соленость вод интрузий в промежуточных слоях соответствует солености вод ВКС Борнхольмского бассейна; при этом их аномально низкая температура указывает на то, что они сформированы в конце зимнего периода. Таким образом, мы приходим к возможности формирования в Балтике “Борнхольмских промежуточных вод” – аналога Левантийских промежуточных вод Средиземного моря [14].

Согласно нашим наблюдениям, переход от зимней к летней вертикальной стратификации происходит достаточно быстро: **в конце марта** еще развит ВКС мощности 45–60 м (50 м – в 2010 г., 60 м – в 2011 г., 45 м – в 2013 г.), **в апреле** – наблюдается появление линз более теплых и менее соленых вод в поверхностном (3–5-м) слое, которое сопровождается интенсификацией интрузий аномально холодных вод в промежуточных (15–35 м) слоях, а **в начале мая** термоклин уже хорошо очерчен (на глубинах порядка 10 м), по-прежнему связан со скачком солености (см. рис. 2); при этом уже сформирован ХПС с ядром на глубинах 50–60 м, – т.е. вертикальная стратификация окончательно перешла к летнему типу. Далее в мае–июне происходит лишь постепенное заглубление термоклина, который летом располагается на глубинах около 22–25 м (заметим, что это составляет

примерно половину толщины ВКС в марте, что также подкрепляет гипотезу об обменном внутривассейновом характере процесса перестройки). Таким образом, переход от зимней к летней вертикальной стратификации в собственно Балтийском море по описанным данным занимает около 5–6 недель. Аналитические оценки длительности процесса перестройки при имеющихся характеристиках масштабов дают величину около месяца, т.е. соответствие хорошее. Целью данной статьи является представление результатов программы натурных измерений, поэтому более подробный теоретический анализ характеристик процесса рестратификации выходит за ее рамки.

Хотя основные черты процесса адвективного формирования термоклина в Балтике не зависят от того, опустилась ли температура воды в верхнем квазиоднородном слое за зимний период ниже $T_{мп}$, важность этого фактора нельзя недооценивать, особенно в вопросах вентиляции промежуточных слоев и при анализе поля кислорода: ранневесенний прогрев холодных вод от $T < T_{мп}$ продолжает поддерживать благоприятные условия для вертикального перемешивания (до глубин нижней границы зимнего ВКС) до тех пор, пока поверхность не будет укрыта слоем более пресных вод, что удлиняет “зимний” режим перемешивания как минимум на 3–4 недели [7]. Таким образом, весенний переход температуры воды через $T_{мп}$ в Балтике важен не столько тем, что влияет на сам процесс формирования весеннего термоклина, сколько удлинением периода эффективной вентиляции промежуточных слоев при ранневесеннем прогреве от $T < T_{мп}$.

Исследования проведены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 10-05-00540а, № 13-05-01041а, экспедиционные гранты № 10-05-10050к, № 11-05-10060к, № 13-05-10086к). На этапе анализа данных и написания статьи работа И.А. Исаченко и А.В. Багаева финансово поддержана РФФИ, проект № 15-17-10020.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багаев А.В., Чубаренко И.П. Термохалинная структура вод над шельфом солоноватого моря в период ранневесеннего прогрева // Современные методы и средства океанологических исследований: Материалы XIV международной научно-технической конференции “МСОИ-2015”. Т. I. М.: ИО РАН, 2015. С. 65–67.
2. Журбас В.М., Пака В.Т. Интрузионное расслоение халоклина в Готландском бассейне, обусловленное большим затоком североморских вод в Балтику в январе 1993 г. // Океанология. 1997. Т. 37. № 4. С. 549–557.
3. Степанова Н.Б., Чубаренко И.П., Шука С.А. Структура и эволюция холодного промежуточного слоя в юго-восточной части Балтийского моря по данным натурных измерений 2004–2008 гг. // Океанология. 2015. Т. 55. № 1. С. 32–43.
4. Тихомиров А.И. Термика крупных озер. Л.: Наука, 1982. 232 с.
5. Чубаренко И.П. Горизонтальный конвективный водообмен над подводным склоном: механизм формирования и анализ развития // Океанология. 2010. Т. 50. № 2. С. 184–193.
6. Чубаренко И.П. Горизонтальная конвекция над подводными склонами. Калининград: Терра Балтика, 2010. 256 с.
7. Demchenko N., Chubarenko I., Kaitala S. The development of seasonal structural fronts in the Baltic Sea after winters of varying severity // Clim. Res. 2011. V. 48. P. 73–84.
8. Eilola K. Development of a spring thermocline at temperatures below the temperature of maximum density with application to the Baltic Sea // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. № C4. P. 8657–8662.
9. 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.
10. Kullenberg G. Observations of the mixing in the Baltic thermo- and halocline layers // Tellus. 1977. V. 29. P. 572–587.
11. 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.
12. Leppäranta M., Myrberg K. Physical Oceanography of the Baltic Sea. Springer, Praxis Publishing. Chichester, UK. 2008. 370 p.
13. Malm J. Spring circulation associated with the thermal bar in large temperate lakes // Nordic Hydrology. 1995. V. 26. P. 331–358.
14. MEDOC Group Observation of formation of deep water in the Mediterranean Sea, 1969 // Nature. 1970. V. 227. P. 1037–1040.
15. Stipa T., Vepsäläinen J. The fragile climatological niche of the Baltic Sea // Boreal Environ. Res. 2002. V. 7. P. 335–342.

Spring Thermocline Formation In the Coastal Zone of the South-Eastern Baltic Sea on the Basis of Field Data

**I. P. Chubarenko, N. Yu. Demchenko, E. E. Esiukova, O. I. Lobchuk, K. V. Karmanov,
V. A. Pilipchuk, I. A. Isachenko, A. F. Kuleshov, V. Ya. Chugaevich,
N. B. Stepanova, V. A. Krechik, A. V. Bagaev**

The process of transition from winter-time vertical mixing to the formation of the spring thermocline in the south-eastern Baltic Sea is studied on the basis of the data of the hydrophysical measurements program (11 expeditions), conducted in the Russian part of the Gdansk bay in March-June 2010, 2011, and 2013. CTD measurements were performed along the standard 18-km section across the isobaths with the 500-meter step abeam the city of Baltiysk. The interval of 1–2 weeks from the end of March till the beginning of May provided more frequent data about the transformation of the vertical thermal structure of water from inverse winter to direct summer stratification, passing across the temperature of the density maximum. Sets of measurements in deep and coastal parts as well as surface and subsurface towings were carried out in order to characterize the main features of temporal and spatial development of the processes. The fact that the lenses of freshened warmer water on the surface appear nearly simultaneously with the intensification of cold intrusions in intermediate (10–40 m) layers proves the advective nature of the formation of the spring thermocline in the Baltic. It is suggested that this activity is a manifestation of *intra-basin exchange* after the termination of winter-time vertical mixing: the potential energy excess, that was supported by vertical mixing in the 60-meter-thick upper quasi-homogeneous layer of the Baltic Proper having significant horizontal estuarine salinity gradient, is converted into kinetic energy of exchange currents. Such water dynamics allows for explanation of the observed intensification of intermediate layer intrusions in spring time and implies that the cold intermediate layer of the Baltic Sea is formed due to the relatively fast movement of late-winter surface water from the Bornholm basin to the Baltic Proper. The results agree well with the previously published studies of other authors.