

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ ДИНАМИКИ ПРИДОННОГО СЛОЯ НА ШЕЛЬФЕ–КОНТИНЕНТАЛЬНОМ СКЛОНЕ В ЧЕРНОМ МОРЕ

Зацепин А.Г., Кременецкий В.В., Подымов О.И., Островский А.Г.

*Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 117997, Москва,
Нахимовский проспект, д. 36, e-mail: zatsepin@ocean.ru*

Статья поступила в редакцию 31.05.2019, одобрена к печати 08.08.2019

Выполнено экспериментальное исследование возможности вентиляции аэробного слоя Черного моря, связанной с опусканием кислородосодержащих вод вниз по склону дна в экмановском пограничном слое. С этой целью в 2018 г. осуществлены две долговременные (на 1.5–2 месяца) постановки автоматических донных станций на шельфе/континентальном склоне в диапазоне глубин от 80 до 243 м на поперечном берегу разреза на траверзе Толстого мыса Геленджикской бухты. Станции регистрировали гидрофизические (температура и соленость воды, давление и скорость течения) и гидрохимические (концентрация растворенного кислорода) параметры на расстоянии 0.5–2.5 м от дна. Получены данные, пригодные для оценки пространственно-временных масштабов перемещения воды в придонном слое вверх и вниз по склону, в зависимости от направления и интенсивности вдольберегового течения. Предварительный анализ данных измерений первой постановки подтвердил наличие перемещения придонных вод по склону в перпендикулярном берегу направлении. При этом в случае интенсивного вдольберегового течения северо-западного направления в придонном слое наблюдалось опускание вод. Такой характер движения вод соответствует как геострофическому приспособлению, так и динамике придонного экмановского пограничного слоя. Однако диапазон изменения плотности вод в придонном слое за счет перемещений воды вверх и вниз по склону оказался примерно таким же, как в водной толще на тех же глубинах. Этот факт ставит под сомнение эффективность экмановского переноса в придонном слое как механизма вентиляции вод верхней части континентального склона Черного моря (Зацепин и др., 2007; Елкин, Зацепин, 2017).

Ключевые слова: Черное море, шельфово-склоновая зона, северо-западное течение, придонный пограничный слой, экмановский перенос вниз по склону, кислородная вентиляция вод

1. Введение

Слабо изученным механизмом вентиляции вод пикно-халоклина Черного моря является опускание кислородосодержащих вод в придонном пограничном слое (ППС) на континентальном склоне и их конвективное перемешивание с вышележащими стратифицированными водами (Зацепин и др., 2007). Физика процесса заключается в следующем. При наличии интенсивного квазистационарного вдольберегового течения, достигающего дна, образуется ППС, интегральный экмановский перенос воды, в котором происходит перпендикулярно направлению течения

и влево от него в Северном полушарии. Под воздействием циклонического вдольберегового течения или антициклонической циркуляции вокруг острова в ППС происходит перенос воды от берега. В этих условиях на континентальном склоне в ППС может происходить опускание вод по наклонному дну. Течения такого типа получили название даунвеллинговых, в отличие от апвеллинговых, имеющих противоположное направление, в придонном экмановском слое которых происходит подъем вод (Журбас и др., 2006). Устойчивая плотностная стратификация водной среды ограничивает глубину как опускания, так и подъема вод в ППС. В случае даунвеллингового течения вода в ППС, достигая определенной глубины погружения, как более легкая по отношению к вышележащим слоям, должна испытывать конвективную неустойчивость и перемешиваться с ними. Продукты перемешивания могут внедряться в окружающую стратифицированную водную среду в виде изопикнических интрузий.

В связи с широкой распространенностью прибрежных даунвеллинговых течений в морях и океанах, данный процесс должен быть нередким и играть определенную роль в вентилиации стратифицированной водной толщи. В статье (Ostrovskii, Zatsepin, 2016) высказывалось предположение, что он может быть одним из важных факторов кислородной вентилиации деятельного слоя Черного моря и удержания верхней границы сероводородной зоны в области перманентного пикнохалоклина. Имеются некоторые свидетельства, подтверждающие данную гипотезу. Однако насколько часто такой процесс происходит и какова его эффективность в Черном море и других морях, в настоящее время неизвестно.

Вопросы существования ППС в океане и переноса в нем воды в нормальном берегу направлении рассматривались в целом ряде экспериментальных и теоретических работ, начиная с 1970-х гг. (Weatherly, 1972; Weatherly and Martin, 1978; Pollard et al., 1973; Dickey and Van Leer, 1984; Garrett et al., 1993; McCready and Rhines, 1993; Perlin et al., 2005, 2007; Schaeffer et al., 2013). Один из выводов, который следует из этих работ, заключается в том, что в настоящее время отсутствует модель ППС, которая удовлетворительно описывала бы данные наблюдений в разных районах Мирового океана в различных гидрофизических условиях. В Черном море исследованиями ППС наиболее обстоятельно занимался В.М. Кушнир с соавторами (см., например, (Кушнир, 2007)). В этих работах было показано, что толщина ППС над континентальным склоном варьируется в широких пределах: от 5 до 40 м. При этом наблюдается достаточно высокая корреляция между толщиной этого слоя (оцениваемой по изменению градиента плотности) и скоростью течения на его верхней границе. Сама структура скорости течения в пограничном слое определяется логарифмическим законом. Вместе с тем не было получено надежных свидетельств того, что в ППС по направлению ко дну происходит поворот вектора скорости течения налево, который по теории должен наблюдаться в Северном полушарии. Кроме того, независимость толщины ППС от параметра стратификации – частоты Вяйсяля-Брента, которая представляется правдоподобной для слабо стратифицированной области ХПС на шельфе (40–80 м) и глубоководной

(глубже 200 м) зоны Черного моря, – вряд ли справедлива для сильно стратифицированной области пикно-халоклина, которая является основным объектом исследования в данном проекте. Третьим фактором, влияние которого должно сказываться на структуре и динамике ППС, является наклон дна. Очевидно, что эти три аспекта нуждаются в дополнительном исследовании.

Одной из возможных параметризаций толщины H_b ППС в пикноклине на горизонтальном дне является зависимость, впервые предложенная в (Pollard, Rhines, and Thompson, 1973) для экмановского слоя у поверхности моря:

$$H_b = \frac{KU_*}{(Nf)^{1/2}}, \quad (1)$$

где U_* – скорость трения в ППС, N – частота Вайсяля-Брента в окружающей ППС жидкости, f – параметр Кориолиса, $K = \sqrt{2}$ – коэффициент. Очень близкая к (1) зависимость, описывающая толщину экмановского придонного слоя в стратифицированном океане, была предложена и проверена экспериментально в работе (Weatherly, Martin, 1978):

$$H_b = \frac{1.3U_*}{f(1 + N^2 / f^2)^{0.25}}. \quad (2)$$

Из (2) следует, что в отсутствие стратификации H_b пропорциональна отношению динамической скорости трения к параметру Кориолиса, а при достаточно сильной стратификации, когда $N^2 / f^2 \gg 1$, формула (2) стремится к формуле (1).

Используя (1), в работе (Елкин и др., 2017) была получена оценка глубины опускания вод в экмановском слое в верхней части континентального склона Черного моря при наличии сильного северо-западного течения. Она показала, что эта глубина может составлять весьма значимую величину ~20 м.

Цели данной работы: 1) экспериментальное исследование изменчивости скорости течения, термохалинных параметров и концентрации растворенного кислорода в придонном слое шельфа и верхней части континентального склона Черного моря; 2) выявление перемещения вод в поперечном берегу направлении и оценка масштабов этого перемещения в придонном слое при разной глубине моря; 3) поиск свидетельств существования экмановской динамики вод в ППС.

2. Методы и средства измерений, полученные данные

Осуществлены две уникальные по продолжительности (1.5–2 месяца) постановки на дно автономных измерительных приборов в шельфово-склоновой зоне Черного моря на полигоне «Геленджик» ИО РАН. Приборы устанавливались практически одновременно в различных точках акватории, в диапазоне глубин от 80 до 243 м. Этот диапазон заведомо перекрывает зону существования переменных аэробно/анаэробных условий (далее – переходная зона) по положению изолинии условной плотности 16.2 кг/м^3 , с которой связывается начало анаэробной зоны вне придонного слоя моря. По данным многократных зондирований профилографом «Аквалог», положение переходной зоны в годовом цикле занимает водную толщу

от 110 до 220 м (Стунжас и др., 2018). Изменение ее положения, главным образом, зависит от динамики вод. Исходным предположением данного исследования является возможность расширения этой зоны за счет дополнительного переноса аэробных вод вниз и подъема анаэробных по склону в придонном экмановском пограничном слое.

В состав измерительных станций входили следующие приборы:

1. SeaGuard RCM DW с магнитным компасом и датчиками наклона оси прибора к вертикали. Предназначен для совместного измерения скорости течения (доплеровский анемометр), а также CTD-параметров (температура, электропроводность, давление) водной среды на горизонте постановки (3 шт.).

2. Sea-Bird Electronics 19plus (SBE 19plus). Предназначен для измерения CTD-параметров (температура, электропроводность, давление) водной среды (1 шт.).

3. Sea-Bird Electronics 43F – быстродействующий датчик растворенного в морской воде кислорода, подключаемый к CTD-зонду SBE 19plus. Предназначен для измерений содержания кислорода в морской воде (1 шт.).

4. Aanderaa Oxygen Optode 4330F. Оптодный датчик растворенного в морской воде кислорода, подключаемый к SeaGuard RCM DW (1 шт.).

5. Acoustic Doppler Current Profiler Workhorse Sentinel (ADCP WHS), 600 кГц и 1200 кГц. Оснащены магнитным компасом, датчиками уровня, температуры и наклона оси прибора. Предназначены для измерения вертикального профиля скорости течения доплеровским методом. Характеризуются относительно небольшим диапазоном работы (расстояние от излучателей до 40 м и 20 м соответственно), поэтому устанавливаются на станциях, где необходимы измерения профиля скорости течения вблизи поверхности или дна моря (2 шт.).

6. Зонд-профилограф «Аквалог» на заякоренной буйковой станции с подповерхностной плавучестью. Прибор предназначен для совместного измерения вертикальных профилей скорости течения (с помощью доплеровского акустического измерителя Nortek Aquadopp), CTD-параметров (электропроводность, температура, давление – с помощью измерителя SBE 52MP CTD) и концентрации растворенного кислорода (датчик SBE 43F) в водной среде в диапазоне глубин от 5 м вблизи дна до 20–30 м вблизи поверхности моря с вертикальным разрешением 1–2 м (1 шт.).

В первой постановке (15 февраля – 16 апреля 2018 г.) измерительные станции располагались на следующих глубинах: 80 м – SBE 19 plus, 99 м – SeaGuard RCM DW, 130 м – SeaGuard RCM DW с оптодным датчиком растворенного кислорода ANDERAA 4330F, ADCP WHS 1200; 192 м – SeaGuard RCM DW. Зонд-профилограф «Аквалог» в этой постановке не участвовал.

Во второй постановке (31 октября – 15 декабря 2018 г.) измерительные станции располагались на следующих глубинах: 135 м – ADCP WHS 1200, 243 м – SeaGuard RCM DW с оптодным датчиком растворенного кислорода ANDERAA 4330F, 230 м – зонд-профилограф «Аквалог» на заякоренной буйковой станции с подключенным к CTD-зонду датчиком растворенного кислорода SBE 43F.

Временная периодичность измерений составляла 10 мин для всех станций, кроме «Аквалога», который производил зондирования 1 раз каждый час.

Места расположения станций при первой и второй постановках представлены на рис. 1. Перед осуществлением постановок были проведены подробные топографические съемки с использованием многолучевого эхолота WASSP WMB-3250 в области шельфа и вертикального склона. Вертикальное разрешение данных о рельефе дна составило 7.5 см, горизонтальное (для глубины 200 м) – около 1 м. Поперечный берегу разрез, на котором устанавливались станции, характеризовался относительно гладкой топографией, однако к северо-западу от разреза находился каньон, влияние которого могло сказываться на динамике вод в районе постановки станций.

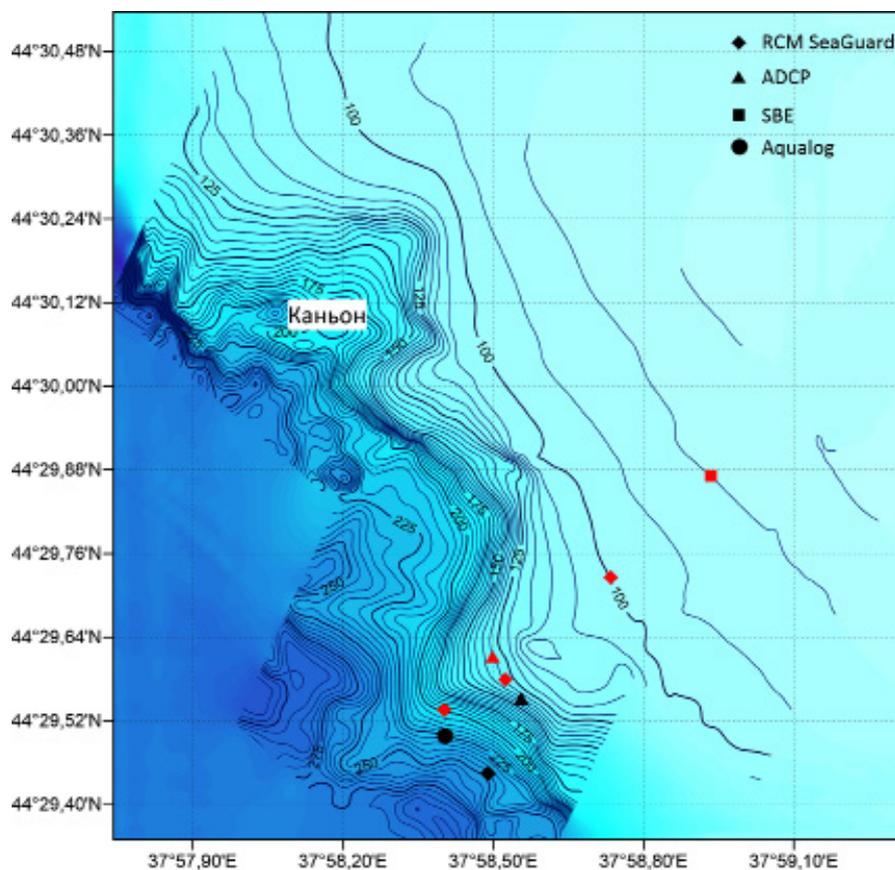


Рис. 1. Точки постановки станций на подробной карте рельефа дна: красные символы – первая постановка, черные – вторая постановка, кривые линии – изобаты.

3. Предварительные результаты исследования

Задачей обеих постановок являлась долговременная регистрация скорости течения и скалярных параметров морской среды – температуры, солёности, давления, растворенного в воде кислорода в ППС. При этом измерения производились в области перехода от аэробных к анаэробным водам. Как уже указывалось выше, стави-

лись нижеследующие задачи: получение данных для идентификации процессов переноса вод в поперечном берегу направлении, оценивание масштабов вертикального перемещения вод в ППС и водной толще на тех же глубинах, установление степени соответствия динамики вод в придонном слое динамике экмановского погранслоя. Для ответа на последний вопрос планировалось проанализировать связь придонного течения с течением в вышележащих водах и установить наличие «левого поворота» скорости течения при приближении ко дну моря (Taylor and Sarkar, 2008).

К сожалению, регулярных профилей температуры, солености и плотности, а также скорости течения в толще вод получить не удалось. В первой зимне-весенней постановке не был задействован зонд-профилограф «Аквалог». Его не удалось поднять в декабре 2017 г., а резервный экземпляр зонда стал доступен только ко второй, осенней постановке. Во время второй постановки пирамида с донным ADCP «легла на бок» и данных по профилю скорости течения на станции с глубиной места 190 м также получить не удалось. «Аквалог», установленный на глубине около 230 м, работал нерегулярно (по-видимому, имелась механическая помеха движению зонда по тросу). Тем не менее, по его измерениям, скорость течения ниже 190 м была весьма небольшой (не превышала 12 см/с, а в среднем была даже меньше 5 см/с), и формирования придонного экмановского слоя в таких условиях, скорее всего, не происходило. Таким образом, данных, позволяющих надежно связать движение вод у дна с их движением в пограничном слое над дном, получено не было. Эту задачу намечено решить в 2019 г.

Поскольку не все собранные данные обработаны и проанализированы, в настоящей статье будут представлены лишь некоторые результаты анализа данных, полученных, главным образом, при первой постановке.

Предварительный анализ данных измерений первой постановки подтвердил наличие перемещений придонных вод по склону в перпендикулярном берегу направлении. При этом в случае интенсивного вдольберегового течения северо-западного направления в придонном слое наблюдалось опускание вод, а в противоположном случае – их подъем. Как уже указывалось выше, такой характер переноса вод в придонном слое и выше него вполне соответствует динамике геострофического течения в прибрежной зоне северо-восточной части Черного моря (Зацепин и др., 2013). При проникновении вдольберегового течения до дна такой же характер перемещения вод должен осуществляться и в ППС. Экмановский перенос, обусловленный трением на дне, должен усиливать поперечные берегу перемещения воды, вызванные геострофическим приспособлением поля плотности к полю течения. В такой ситуации амплитуда вертикального перемещения вод и изопикнических поверхностей в придонном слое должна быть больше, чем в толще вод, движущихся в квазигеострофическом режиме. Еще одним признаком функционирования придонного экмановского слоя является «левый поворот» скорости вдольберегового течения у дна. Это означает, что в системе координат, используемой нами для северо-восточной части Черного моря

(ось x направлена на берег, а ось y – вдоль берега и налево от оси x), отношение вдоль-береговой компоненты скорости течения к поперечной берегу должно быть отрицательным в ППС.

Вместе с тем следует отметить, что при слабом вдольбереговом течении в придонном слое, по данным наших измерений, наблюдались поперечные берегу перемещения воды различного направления, не имеющие четкой корреляции с направлением вдольберегового течения. Это означает, что придонный слой далеко не всегда характеризуется экмановской динамикой (см. ниже: раздел «Обсуждение и выводы»).

В качестве примера проявления интегрального экмановского переноса вниз по наклонному дну рассмотрим одно событие, когда наличие квазиродного ППС было зарегистрировано достаточно надежно на глубине моря около 130 м. Это событие произошло в период с 6 по 7 марта 2018 г. Основные его проявления в характеристиках скорости течения в придонном слое приведены на рис. 2в, 3а, 3б и 4. Из них видно, что в указанные дни существовало сильное течение северо-западного направления, скорость которого достигала 60 см/с! Такого быстрого придонного течения не наблюдалось более за весь период измерений во время первой постановки приборов (рис. 3а). При этом двадцатиметровый придонный слой был, по-видимому, хорошо перемешан. Это следует из рис. 3в, где представлены профили модуля скорости и направления течения, и рис. 4, где показаны записи скорости течения на придонном (2.5 м над дном) и вышележащем (15 м над дном) горизонтах. Видно, что если до указанных дней скорость течения на обоих горизонтах испытывала значительные флуктуации по модулю и направлению, то в период сильного течения флуктуации исчезли. Это признак того, что в ППС отсутствовала вертикальная плотностная стратификация и существовала развитая турбулентность. Кроме того, обращает внимание наличие значительной (до 10 см/с) вертикальной скорости (рис. 2г, верхняя панель) во время усиления вдольбереговой скорости течения (рис. 2г, средняя панель). Это означает, что плотностная стратификация в ППС отсутствовала и вода в придонном слое текла в соответствии с топографией, которая имеет значительный уклон и локальный рельеф, влияние которого не поддается учету.

При развитой турбулентности в ППС профиль скорости по вертикали должен соответствовать логарифмическому закону:

$$U = \frac{U_*}{k} \ln \frac{x}{z_0} + U_{z_0}.$$

Здесь $U_* = (C_b)^{0.5} \cdot U_0$, где C_b – коэффициент донного трения, оптимальное значение которого для шельфа/континентального склона Черного моря составляет 0.04 (Кушнир, 2007), U_0 – скорость на верхней границе ППС, k – константа Кармана (которая для круглых гладких труб равна 0.4), z – вертикальная координата, отсчитываемая от дна, z_0 – параметр шероховатости дна, U_{z_0} – скорость течения при $z = z_0$.

Одной из задач, которую мы первоначально ставили, являлась параметризация профилей скорости течения в ППС на основе использования логарифмического

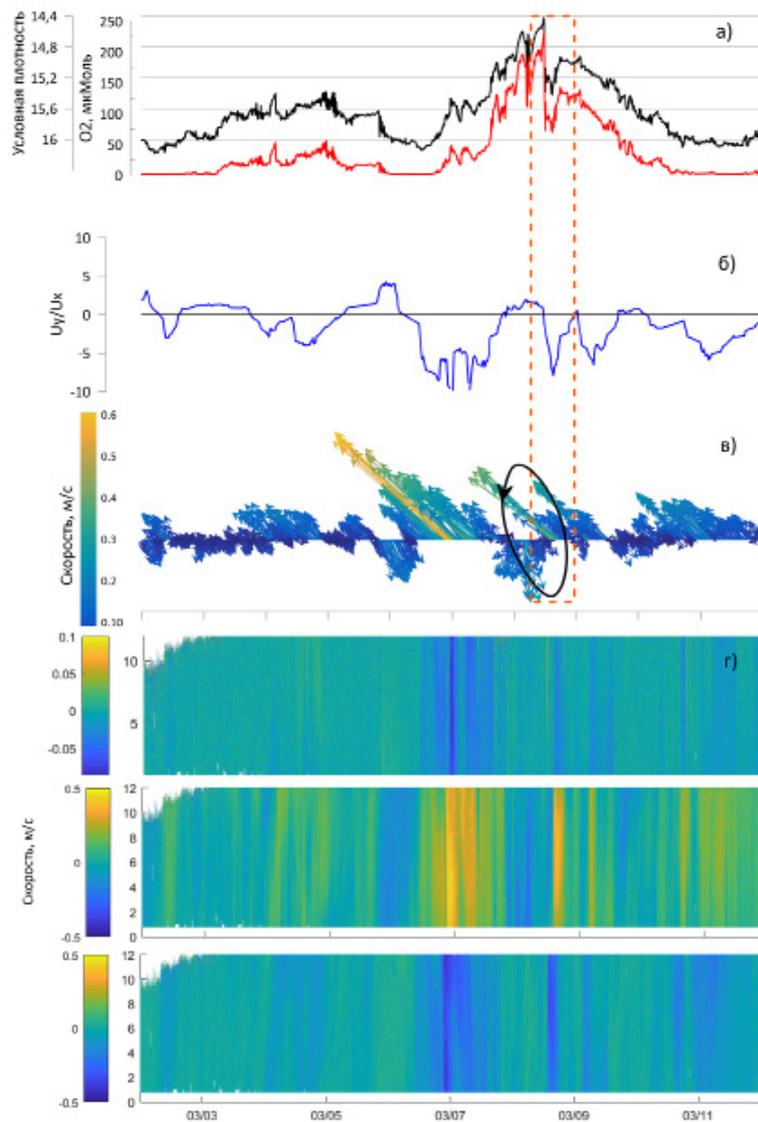


Рис. 2. Изменения параметров водной среды в ППС по данным измерений SeaGuard RCM DW с оптодным датчиком растворенного кислорода ANDERAA 4330F (глубина места постановки 130 м) в период 2–12 марта 2019 г.: а) условная плотность (черная кривая), содержание кислорода (красная кривая); б) отношение U_y/U_x ; в) вектора скорости течения в ППС, черный овал со стрелкой обозначает циклонический вихрь; г) профили вертикальной, вдольбереговой и поперечной берегу составляющих скорости течения (сверху вниз).

закона. Однако оказалось, что во время события 6–7 марта, когда есть уверенность, что ППС находился в состоянии развитого турбулентного перемешивания, в слое от 2.5 до 20 м от дна скорость течения, чаще всего, была приблизительно одинаковой (рис. 2г, 3 и 4). Также не наблюдалось преимущественного «левого поворота» векторов течения при приближении ко дну. Из рис. 3б и 3в следует, что в период максимальных значений скорости течения присутствовал небольшой «правый поворот» скорости течения при приближении ко дну. И лишь в конце каждого из

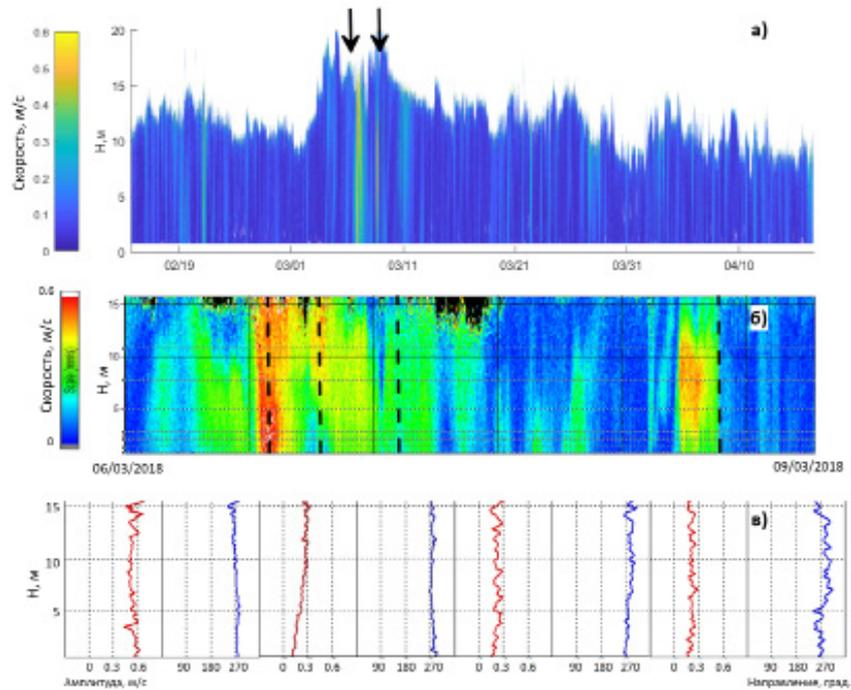


Рис. 3. Данные измерений ADCP WHS 1200, установленном на глубине 130 м: а) модуль скорости течения за весь период измерений в ППС с 15 февраля по 16 апреля 2018 г.; б) за период существования наиболее сильного течения в ППС с 6 по 9 марта 2018 г.; в) профили модуля (красный) и направления (синий) скорости течения в ППС в моменты времени, отмеченные на рис. 3б пунктиром. Стрелками на рис. 3а показаны начальное и конечное значения интервала времени, данные за который построены на рис. 3б.

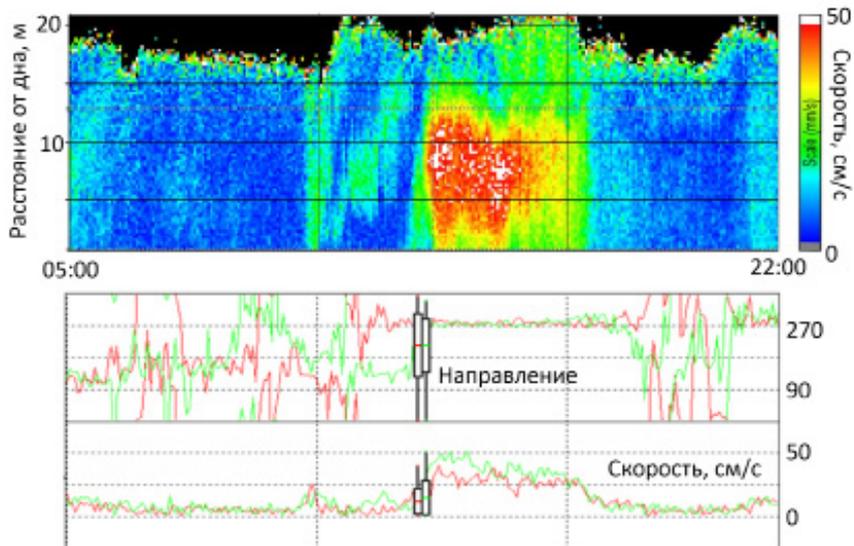


Рис. 4. Фрагмент записи донного ADCP WHS 1200 на глубине 130 м 9 марта 2019 г. с 5 до 22 час. Сверху: временная развертка профиля скорости течения. Видно приблизительно двухчасовое сильное увеличение скорости течения в придонном слое, причина которого непонятна. Снизу: направление течения и модуль его скорости. Красная кривая – горизонт 15 м, зеленая – горизонт 2.5 м. Черными значками указаны соответствующие среднеквадратические отклонения для всего указанного периода времени.

циклов усиления скорости течения имел место «левый поворот». В принципе, данное наблюдение соответствует тому факту, что экмановская циркуляция должна устанавливаться не сразу, а после прохождения времени $t \approx 1/f$, составляющего несколько часов от начала интенсификации течения.

Единственное надежное свидетельство существования в ППС интегрального экмановского переноса, направленного вниз по склону, представлено на рис. 2б на графике U_y/U_x – отношения скорости вдольберегового течения (U_y) к скорости поперечного берегу течения (U_x), измеренных прибором SeaGuard в придонном слое, а также рис. 2г, на котором изображены три составляющие скорости, измеренные донным ADCP 1200 кГц, установленном в той же точке. Видно, что во время усиления северо-западного течения 6–7 марта отношение U_y/U_x было стабильно отрицательным $U_y/U_x \approx -5$. Поскольку характерная величина $U_y \approx 50$ см/с во время этого события, то $U_x \approx -10$ см/с. Примерно такая же отрицательная величина скорости в поперечном берегу направлении была зарегистрирована ADCP в 20-метровом придонном слое (рис. 2г, нижняя панель). На рис. 2г видна четкая отрицательная корреляция между вдольбереговой (рис. 2г, средняя панель) и поперечной берегу составляющими течения, причем последняя несколько раз за время события достигает примерно -10 см/с. Насколько же глубоко могут опуститься вниз по склону воды ППС, перемещающиеся от берега с такой скоростью?

Будем считать, что продвижение менее плотных вод в ППС по наклонному дну происходит до тех пор, пока скорость их опускания не сравняется со скоростью, обеспечивающей вертикальный подъем жидкости и ее отрыв от дна за счет плавучести. Скорость вертикального конвективного подъема вод ППС оценим по формуле:

$$U_c = C(BH_b)^{0.5} = CN(H_b \Delta H)^{0.5}, \quad (3)$$

где H_b – толщина ППС, $B = g\Delta\rho/\rho = N^2\Delta H$ – положительная плавучесть воды в ППС, g – ускорение свободного падения, $\Delta\rho$ – перепад плотности между водами ППС и нижележащими водами, ρ – плотность морской воды, N – частота Вьяйсяля-Брента на глубине моря, соответствующей точке измерений в ППС, ΔH – глубина опускания вод в ППС за счет их экмановского переноса относительно невозмущенного состояния в пикноклине, C – числовая константа.

Используя условие $U_v = U_x \cdot \text{tg}(\alpha) = U_c$, где U_v – вертикальная скорость заглубления ППС за счет экмановского переноса вниз по склону дна, U_x – горизонтальная составляющая скорости течения в ППС, направленная перпендикулярно берегу и от него, α – угол наклона дна к горизонтали, а также формулу (3), получаем масштаб глубины опускания:

$$\Delta H \approx U_x^2 \cdot \cos^2(\alpha) / C^2 N^2 H_b. \quad (4)$$

Для $U_x = 0.1$ м/с, $H_b = 20$ м, $N = 2 \times 10^{-2}$ с⁻¹, $C = 1$ и $\alpha \approx 15^\circ$ (рис. 1) получаем: $\Delta H \approx 2.3$ м. Это очень небольшая величина по сравнению с размахом колебаний положения изопикн в пикно-халоклине из-за изменчивости динамики водной толщи (Зацепин и др., 2013). Впрочем, если, например, принять константу $C = 0.5$, то

$\Delta H = 9.2$ м. При этом, для $H_b = 10$ м, $\Delta H = 18.4$ м. Безусловно, формула (4) достаточно условна и нуждается в проверке и уточнении с использованием метода лабораторного моделирования.

О том, что экмановский перенос слабо влияет на изменчивость плотности воды и содержания растворенного кислорода в придонном слое, свидетельствует также рис. 2а, на котором видно, что лишь небольшое уменьшение плотности и увеличение содержания кислорода произошло под конец события сильного северо-западного течения, имевшего место 6–7 марта. При этом значительное изменение вышеуказанных характеристик наблюдалось в период со второй половины 7 марта и до второй половины 8 марта. Плотность резко понизилась, а содержание кислорода сильно выросло. По-видимому, это произошло в результате прохождения через точку постановки станций SeaGuard и ADCP фронтальной части интенсивного циклонического вихря, создавшего сильное течение, направленное на юг, то есть практически вниз по склону (рис. 2в). Со второй половины 8 марта и по вторую половину 9 марта через точку измерений проходила тыловая часть циклона. Сильное течение имело северо-западное направление. Происходило формирование квазиоднородного ППС, скорость течения в котором достигала 60 см/с (рис. 4). Это событие должно было сопровождаться экмановским переносом вниз по склону, однако плотность вод продолжала расти, а концентрация растворенного кислорода – уменьшаться (рис. 2а): происходил подъем вод под влиянием квазигеострофической динамики. Единственным признаком существования экмановского переноса в ППС во время описываемого события сильного придонного вдольберегового течения, как и во время предыдущего события такого рода, являлось $U_y/U_x < 0$ (рис. 2б).

Как уже указывалось выше, одним из критериев эффективности поперечного берегу переноса, обусловленного экмановской динамикой, является увеличение амплитуды вертикального перемещения вод в ППС по сравнению с водной толщей. Поскольку воды пикноклина «маркированы» плотностью, то судить об амплитуде колебаний можно по диапазону изменения плотности в различных по глубине точках ППС и в водной толще на соответствующих глубинах. К сожалению, синхронных данных такого рода нам получить до сих пор не удалось из-за ранее описанных проблем с использованием «Аквалого». Для сопоставления амплитуды изменчивости плотности в ППС на различных глубинах и в водной толще мы использовали данные описываемых измерений в ППС и данные «Аквалого», полученные в холодный сезон 2015–2016 гг., в период с 1 ноября по 1 марта (см. табл. 1 и 2). При этом квадрат частоты плавучести (N^2) между соседними изопикнами (см. табл. 1) рассчитывался по упрощенной формуле $N^2 = (g/\rho)\Delta\rho/\Delta z$, где g – ускорение свободного падения, ρ – плотность морской воды, $\Delta\rho$ – перепад плотности между соседними изопикнами, а Δz – расстояние между ними.

Таблица 1. Средний профиль глубины в поле условной плотности по данным «Аквалоба» за холодный сезон 2015–2016 гг., расстояние и частота плавучести (N^2) между соседними изопикнами.

Условная плотность (изопикна)	Глубина, м	Расстояние до предыдущей изопикны, м	Среднеквадратичное отклонение	N^2 между данной и предыдущей изопикной, $\text{радиан}^2/\text{с}^2 \cdot 10^4$
14.00	72.58		20.84	
14.05	75.40	2.81	20.53	1.72
14.10	78.22	2.82	20.31	1.71
14.15	80.85	2.64	20.06	1.83
14.20	83.48	2.63	19.55	1.84
14.25	86.07	2.60	18.96	1.86
14.30	88.37	2.30	18.36	2.10
14.35	90.69	2.31	17.84	2.09
14.40	93.13	2.44	17.36	1.98
14.45	95.45	2.32	17.05	2.09
14.50	97.68	2.24	16.76	2.16
14.55	99.74	2.06	16.54	2.35
14.60	101.68	1.94	16.33	2.49
14.65	103.66	1.99	16.10	2.44
14.70	105.53	1.87	15.94	2.59
14.75	107.30	1.77	15.93	2.72
14.80	109.11	1.81	15.79	2.67
14.85	110.81	1.70	15.73	2.84
14.90	112.52	1.71	15.53	2.83
14.95	114.20	1.68	15.55	2.88
15.00	115.91	1.72	15.55	2.82
15.05	117.60	1.68	15.49	2.87
15.10	119.17	1.57	15.46	3.08
15.15	120.81	1.64	15.37	2.94
15.20	122.50	1.69	15.24	2.85
15.25	124.23	1.73	15.17	2.80
15.30	125.86	1.63	15.12	2.97
15.35	127.55	1.69	15.15	2.86
15.40	129.36	1.81	15.12	2.67
15.45	131.11	1.76	15.11	2.75
15.50	133.03	1.92	15.23	2.51
15.55	134.95	1.92	15.27	2.51
15.60	136.95	2.00	15.14	2.42
15.65	139.14	2.19	15.16	2.20
15.70	141.33	2.19	15.04	2.21
15.75	143.63	2.31	14.95	2.09
15.80	146.23	2.59	14.90	1.86
15.85	148.86	2.64	14.95	1.83
15.90	151.80	2.93	14.93	1.65
15.95	154.81	3.02	14.94	1.60
16.00	157.99	3.18	14.84	1.52
16.05	161.45	3.46	14.85	1.39
16.10	165.23	3.78	15.05	1.28
16.15	169.19	3.96	14.89	1.22
16.20	173.59	4.39	14.73	1.10
16.25	178.86	5.27	14.69	0.92
16.30	184.87	6.01	14.27	0.80
16.35	190.95	6.08	13.54	0.79
16.40	197.27	6.32	12.48	0.76
16.45	203.15	5.88	11.04	0.82
16.50	207.84	4.69	8.73	1.03

Таблица 2. Изменчивость плотности воды на разных глубинах по данным «Аквалога» за холодный сезон 2015–2016 гг.

Глубина, м	Средняя условная плотность	Среднеквадратичное отклонение	Мин. условная плотность	Макс. условная плотность	Дельта
80	14.19	0.32	13.13	14.94	1.81
85	14.28	0.34	13.17	15.05	1.89
90	14.36	0.38	13.23	15.18	1.95
95	14.46	0.41	13.34	15.29	1.94
100	14.57	0.43	13.66	15.40	1.73
105	14.69	0.45	13.71	15.55	1.83
110	14.82	0.46	13.78	15.73	1.95
115	14.96	0.45	13.78	15.85	2.06
120	15.11	0.44	13.89	15.96	2.06
125	15.25	0.43	13.94	16.02	2.08
130	15.39	0.40	13.98	16.09	2.10
135	15.51	0.38	14.04	16.16	2.12
140	15.62	0.35	14.19	16.20	2.01
145	15.73	0.32	14.44	16.28	1.84
150	15.83	0.29	14.47	16.30	1.83
155	15.91	0.27	14.52	16.34	1.82
160	15.99	0.24	14.87	16.38	1.51
165	16.06	0.22	15.19	16.42	1.23
170	16.12	0.19	15.28	16.44	1.16
175	16.18	0.17	15.48	16.46	0.98
180	16.23	0.15	15.49	16.51	1.02
185	16.28	0.14	15.50	16.54	1.04
190	16.32	0.12	15.85	16.57	0.71
195	16.36	0.11	15.98	16.58	0.60
200	16.39	0.10	16.01	16.60	0.59
205	16.42	0.09	16.03	16.63	0.59
210	16.45	0.09	16.05	16.65	0.59
215	16.48	0.08	16.05	16.67	0.62
219	16.50	0.08	16.11	16.68	0.57

Данные сравнения представлены в табл. 3. Из нее видно, что колебания изопикн в водной толще и в придонном слое на тех же горизонтах имеют весьма близкий размах. При этом изменчивость значений плотности на двух горизонтах (130 и 190 м) больше в водной толще, чем в ППС, и лишь на самом верхнем горизонте измерений (100 м) имеет место обратная ситуация. Впрочем, на всех горизонтах эти различия укладываются в величину одного среднеквадратичного отклонения.

Для наглядного представления изменчивости температуры, солёности и плотности на трех вышеуказанных горизонтах в ППС все измеренные значения были нанесены на T,S -диаграмму (рис. 5). Точки для разных горизонтов указаны различным цветом. Видно, что наибольшая изменчивость солёности и плотности наблюдается в области пикноклина на горизонте 130 м. Используя осредненный для холодного сезона года вертикальный профиль плотности вод (см. табл. 2), можно оценить масштаб вертикальных перемещений изопикн в водной толще в зависимости от глубины. В диапазоне глубин от 120 до 190 м размах вертикальных колебаний

изопикн достигает 80–90 м и слабо уменьшается с глубиной. Эти колебания обусловлены, главным образом, изменчивостью динамики вод, связанной с меандрированием Основного черноморского течения (ОЧТ) и прохождением через точку наблюдения мезомасштабных вихрей (Зацепин и др., 2013).

Таблица 3. Диапазон изменений условной плотности воды по данным РСМ в ППС, постановка февраль–апрель 2018 г., и в водной толще по данным «Аквалога» в ноябре–феврале 2015–2016 гг.

Глуб, м	Период	Мин. знач. ППС	Мин. знач. Толща	Макс. знач. ППС	Макс. знач. Толща	Дельта ППС	Дельта толща
100	Весь срок	13.97	13.66	15.88	15.40	1.81	1.74
100	6–10 марта	13.97		15.57		1.70	1.74
130	Весь срок	14.42	13.98	16.21	16.09	1.79	2.11
130	6–10 марта	14.42		16.14		1.72	2.11
190	Весь срок	15.97	15.85	16.60	16.57	1.63	1.72
190	6–10 марта	15.97		16.49		1.52	1.72

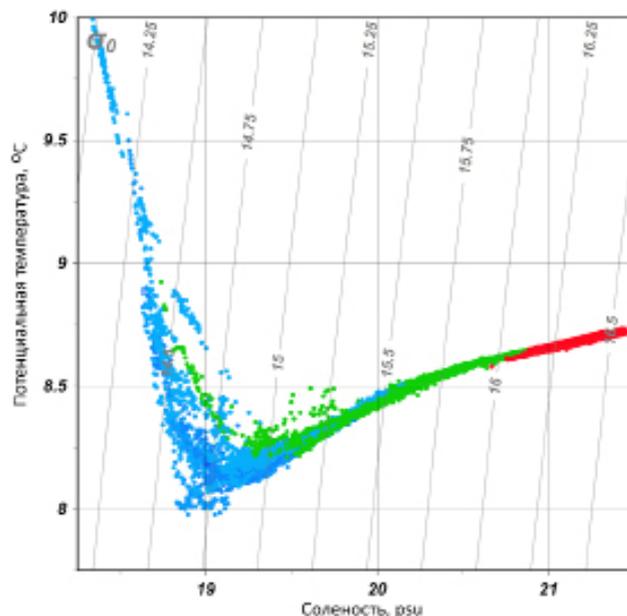


Рис. 5. T,S – кривая для ППС по данным измерений зонда Sea Bird 19plus на 80 м (голубые точки) и SeaGuard на глубине 130 м (зеленые точки) и 190 м (красные точки).

4. Обсуждение и выводы

Экспериментальное исследование изменчивости скорости течения, термохалинных параметров и концентрации растворенного кислорода в придонном слое шельфа и верхней части континентального склона Черного моря показало, что все перечисленные параметры подвержены сильной короткопериодной (от нескольких часов до нескольких суток) изменчивости. Представляется, что основной причиной этой изменчивости является меандрирование ОЧТ, создающее мезомасштабные вихри, проходящие через точки измерений. В дальнейшем полученные данные

будут подвергнуты спектральному и корреляционному анализу с целью выявления максимумов и минимумов спектральной энергии и установления взаимосвязей между различными параметрами.

Сильные изменения в ППС на наклонном дне термохалинных параметров и концентрации растворенного кислорода в области пикноклина (глубина 130 м) свидетельствуют о существовании перемещений воды в направлении, поперечном берегу. Предполагалось, что эти перемещения отчасти вызваны экмановским переносом (Зацепин и др., 2007; Ostrovskii, Zatsepın, 2016; Елкин и др., 2017). Однако анализ полученных данных не подтверждает этого предположения. Похоже, что наблюдаемые перемещения практически полностью обусловлены геострофическим приспособлением поля плотности к полю течения, а роль экмановского переноса в ППС весьма незначительна. Этот тезис подтверждается также уточненной по сравнению с работой (Елкин и др., 2017) теоретической оценкой глубины перемещения воды в ППС за счет интегрального экмановского транспорта. Тем не менее, существование интегрального экмановского переноса в ППС подтверждается тем, что отношение вдольбереговой скорости к поперечной берегу является преимущественно отрицательным, когда имеют место интенсивные течения, достигающие дна. Однако систематического «левого поворота» скорости течения при приближении ко дну (Taylor, Sarkar, 2008) в наших измерениях не наблюдалось.

В данной статье не анализировались данные измерений, полученные во время второй постановки приборов, где прибор SeaGuard стоял на глубине 243 м, а рядом с ним, хоть и не бесперебойно, работал зонд-профилограф «Аква-лог». Предварительный анализ полученных данных показал, что средняя скорость течения на данной глубине была весьма низкой (около 5 см/с), а пиковые значения скорости не превышали 12 см/с. Признаки поступления кислорода сверху на этот горизонт отсутствовали. Это означает, что механизм поступления кислорода, обусловленный динамикой вод в придонном погранслое, вряд ли может поддерживать жизнедеятельность мейобентоса на глубинах 220–250 м (Стунжас и др., 2018; Stunzhas et al., 2019).

Более обстоятельный ответ на этот немаловажный вопрос мы надеемся получить после окончания третьей донной постановки приборов на шельф и верхнюю часть склона, которая осуществляется в период с 11 февраля по середину апреля 2019 г.

Тот факт, что хорошо перемешанный ППС наблюдался только в периоды наиболее сильного придонного течения, возможно, обусловлен тем, что наклон дна в сильно стратифицированной жидкости препятствует образованию придонного перемешанного слоя. Действительно, если изопикны «упираются» в наклонное дно, то придонное перемешивание сопровождается образованием изопикнических интрузий, которые «уходят» в толщу стратифицированных вод, а стратифицированная вода проникает в ППС (Plaksina et al., 2015). За счет этих обменных процессов придонный слой постоянно рестратифицируется и не отделяется от прилегающей к нему области стратификации резкой плотностной границей, как в случае горизон-

тального дна. Поэтому формирование хорошо перемешанного придонного слоя при значительных величинах угла наклона дна и стратификации вод весьма затруднительно. По-видимому, требуются очень большие значения динамической скорости трения и ее достаточно продолжительное действие, чтобы придонный перемешанный слой все же сформировался. В таких случаях можно ожидать, что поперечный берегу перенос в этом слое будет подчиняться законам экмановской динамики. Но при небольших значениях динамической скорости трения экмановский перенос в придонном слое на наклонном дне в стратифицированной жидкости может и не реализоваться. Данный вопрос требует дополнительных экспериментальных и теоретических исследований.

Работа выполнена по теме госзадания 0149-2019-0004 и при поддержке гранта РФФИ №17-05-00381.

Литература

- Елкин Д.Н., Зацепин А.Г., Подымов, О.И., Островский А.Г. Опускание вод в экмановском слое, образованном прибрежным даунвеллинговым течением над наклонным дном // Океанология. 2017. Т. 57. № 4. С. 531–537.
- Журбас В.М., Ох И.С., Парк Т. Роль бета-эффекта в угасании вдольбереговой бароклинной струи, связанной с преходящим прибрежным ап- и даунвеллингом: численные эксперименты // Океанология. 2006. Т. 46. № 2. С. 189–196.
- Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О., Кременецкий В.В., Пака В.Т., Поярко С.Г., Стунжас П.А. Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря // Океанология. 2007. Т. 47. № 3. С. 327–339.
- Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В., Пиотух В.Б., Куклев С.Б., Москаленко Л.В., Подымов О.И., Баранов В.И., Корж А.О., Станичный С.В. О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // Известия РАН. ФАО. 2013. № 6. С. 717–732.
- Кушнир В.М. Придонный пограничный слой в Черном море: экспериментальные данные, турбулентная диффузия, потоки // Океанология. 2007. Т. 47. № 1. С. 39–48.
- Стунжас П.А., Гулин М.Б., Иванова Е.А., Подымов О.И. Исследования кислородного режима в придонном слое вод и реакции зообентоса на условия гипоксии/аноксии в зоне контакта черноморского хемоклина с континентальным склоном // «Некоторые результаты комплексной прибрежной экспедиции «Черное море-2017» на МНИС «Ашамба»». М: Научный мир, 2018. С. 141–145.
- Dickey T.D., Van Leer J.C. Observations and simulation of a bottom Ekman Layer on a continental shelf // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. No. C2. P. 1983–1988.
- Garrett C., McCready P., Rhines P.B. Boundary mixing and arrested Ekman layers: rotating stratified flows near a sloping boundary // Ann. Rev. Fluid Mech. 1993. Vol. 25. P. 291–323.
- McCready P., Rhines P.B. Slippery boundary bottom layers on a slope // Physical Oceanography. 1993. Vol. 23. No. 1. P. 5–22.
- Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area // Deep-Sea Research I. 2016. Vol. 116. P. 1–13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011>.

- Perlin A., Moum J.N., Klymak J.M., Levine M.D., Boyd T., Kosro P.M.* A modified law-of-the-wall applied to oceanic bottom boundary layers // *J. Geophys. Res.* 2005. Vol. 110. P. C10S10. DOI: 10.1029/2004JC002310.
- Perlin A., Moum J.N., Klymak J.M., Levine M.D., Boyd T., Kosro P.M.* Organization of stratification, turbulence, and veering in bottom Ekman layers // *J. Geophys. Res.* 2007. Vol. 112. P. C05S90. DOI: 10.1029/2004JC002641.
- Plaksina M.O., Pigolkina A.M., Elkin D.N., Zatsepin A.G.* Gravity current at a sloping bottom in a linearly stratified fluid // *Fluxes and Structures in Fluids*. Kaliningrad: Kaliningrad State Technical University, 2015. P. 172–175.
- Pollard R.T., Rhines P.B., Thompson R.O.R.Y.* The deepening of the wind mixed layer // *Geophys. Fluid Dyn.* 1973. Vol. 3. P. 381–404.
- Schaeffer A., Roughan M., Morris B.D.* Cross-shelf dynamics in a Western Boundary Current regime: implications for upwelling // *J. Phys. Oceanogr.* 2013. Vol. 43. No. 5. P. 1042–1059.
- Taylor J.R., Sarkar S.* Stratification Effects in a Bottom Ekman Layer // *J. Phys. Oceanogr.* 2008. Vol. 38. P. 2535–2555.
- Weatherly G.L.* A study of the bottom boundary layer of the Florida current // *J. Phys. Oceanogr.* 1972. Vol. 2. No. 1. P. 54–72.
- Weatherly G.L., Martin P. J.* On the structure and dynamics of the oceanic boundary layer // *J. Phys. Oceanogr.* 1978. Vol. 8. No. 4. P. 557–570.
- Stunzhas P.A., Gulin M.B., Zatsepin A.G., Ivanova E.A.* On the possible presence of oxygen in the upper sediment layer of the hydrogen sulfide zone in the Black Sea // *Oceanology*. 2019. Vol. 59. No. 1. P. 155–157.

**PRELIMINARY RESULTS OF EXPERIMENTAL STUDY
OF BOTTOM LAYER DYNAMICS AT SHELF-CONTINENTAL
SLOPE ZONE OF THE BLACK SEA**

Zatsepin A.G., Kremenetsky V.V., Podymov O.I., Ostrovsky A.G.

*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences,
36 Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997, Russia, e-mail: zatsepin@ocean.ru
Submitted 31.05.2019, accepted 08.08.2019*

The preliminary results of an experimental study of a mechanism of the Black Sea anoxic layer ventilation related with the descent of oxygen-containing water down the bottom slope in Ekman boundary layer are presented. To study this mechanism, several automatic measuring stations were installed at the bottom of the shelf-continental slope zone in the depth range from 80 to 243 m, on the cross-section abeam of the Gelendzhik Bay. The observations that lasted for 1.5–2 months were fulfilled during two periods in the beginning and the end of 2018. The stations were registering hydrophysical (temperature, salinity, pressure and current velocity) and hydrochemical (dissolved oxygen concentration) parameters at a 0.5–2.5 m distance from the bottom. The acquired data are suitable for estimation of spatio-temporal parameters of water transfer in the bottom layer up and down the slope, depending on direction and intensity of alongshore current. Preliminary analysis of the first installation data confirmed the presence of bottom water transfer along the slope perpendicular to the shore. Also, in case of intense alongshore north-western current, a descent of the bottom layer water was observed. Such manner of water transfer conforms to both geostrophic adjustment and dynamics of the bottom Ekman boundary layer. However, variability of water density in the bottom layer, caused by vertical water transport, had about the same range as density

fluctuations in the water column on the same depths. This fact disputes the effectiveness of Ekman transfer in the bottom layer as a water ventilation mechanism for the upper part of continental slope of the Black Sea (Zatsepin et al., 2007; Elkin, Zatsepin, 2017).

Keywords: Black Sea, shelf-continental slope zone, north-western current, bottom boundary layer, Ekman transfer down the slope, oxygen ventilation of seawater

References

- Dickey T.D. and Van Leer J.C. Observations and simulation of a bottom Ekman Layer on a continental shelf. *J. Geophys. Res.*, 1984, Vol. 89, No. C2, pp. 1983–1988.
- Elkin D.N., Zatsepin A.G., Podymov O.I., and Ostrovsky A.G. Sinking of less dense water in the bottom Ekman layer formed by a coastal downwelling current over a sloping bottom. *Oceanology*, 2017, Vol. 57, No. 4, pp. 478–484.
- Garrett C., McCready P., and Rhines P.B. Boundary mixing and arrested Ekman layers: rotating stratified flows near a sloping boundary. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 1993, Vol. 25, pp. 291–323.
- Kushnir V.M. Bottom boundary layer in the Black Sea: experimental data, turbulent diffusion, and fluxes. *Oceanology*, 2007, Vol. 47, No. 1, pp. 33–41.
- McCready P. and Rhines P.B. Slippery boundary bottom layers on a slope. *Physical Oceanography*, 1993, Vol. 23, No. 1, pp. 5–22.
- Ostrovskii A.G. and Zatsepin A.G. Intense ventilation of the Black Sea pycnocline due to vertical turbulent exchange in the Rim Current area. *Deep-Sea Research I*, 2016, Vol. 116, pp. 1–13, <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011>.
- Perlin A., Moum J.N., Klymak J.M., Levine M.D., Boyd T., and Kosro P.M. A modified law-of-the-wall applied to oceanic bottom boundary layers. *J. Geophys. Res.*, 2005, Vol. 110, pp. C10S10, doi: 10.1029/2004JC002310.
- Perlin A., Moum J.N., Klymak J.M., Levine M.D., Boyd T., and Kosro P.M. Organization of stratification, turbulence, and veering in bottom Ekman layers. *J. Geophys. Res.*, 2007, Vol. 112, pp. C05S90, doi: 10.1029/2004JC002641.
- Plaksina M.O., Pigolkina A.M., Elkin D.N., and Zatsepin A.G. Gravity current at a sloping bottom in a linearly stratified fluid. In: Fluxes and Structures in Fluids, Kaliningrad: Kaliningrad State Technical University, 2015, pp. 172–175.
- Pollard R.T., Rhines P.B., and Thompson R.O.R.Y. The deepening of the wind mixed layer. *Geophys. Fluid Dyn.*, 1973, Vol. 3, pp. 381–404.
- Schaeffer A., Roughan M., and Morris B.D. Cross-shelf dynamics in a Western Boundary Current regime: implications for upwelling. *J. Phys. Ocean.*, 2013, Vol. 43, No. 5, pp. 1042–1059.
- Stunzhas P.A., Gulin M.B., Ivanova E.A. and Podymov O.I. Issledovaniya kislorodnogo regima v pridonnom sloe vod I reaktsii zoobentosa na usloviya gipoksii/anoksii v zone kontakta chernomorskogo hemoklina s kontinental'nym sklonom (Studies of oxygen regime in bottom layer and zoobenthos reaction on hypoxic/anoxic conditions in the zone of contact of the Black Sea chemocline with continental slope). In: Nekotorye rezul'taty kompleksnoy pribrezhnoy ekspeditsii "Chernoje more – 2017" na MNIS "Ashamba", Moscow: Nauchnyi Mir, 2018, pp. 141–145.
- Stunzhas P.A., Gulin M.B., Zatsepin A.G., and Ivanova E.A. On the possible presence of oxygen in the upper sediment layer of the hydrogen sulfide zone in the Black Sea. *Oceanology*, 2019, Vol. 59, No. 1, pp. 155–157.
- Taylor J.R. and Sarkar S. Stratification Effects in a Bottom Ekman Layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 2008, Vol. 38, pp. 2535–2555.

А.Г. Зацепин и др.

- Weatherly G.L.* A study of the bottom boundary layer of the Florida current. *J. Phys. Oceanogr.*, 1972, Vol. 2, No. 1, pp. 54–72.
- Weatherly G.L. and Martin P. J.* On the structure and dynamics of the oceanic boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.*, 1978, Vol. 8, No. 4, pp. 557–570.
- Zatsepin A.G., Golenko N.N., Korzh A.O., Kremenetskii V.V., Paka V.T., Poyarkov S.G., and Stunzhas P.A.* Influence of the dynamics of currents on the hydrophysical structure of the waters and the vertical exchange in the active layer of the Black Sea. *Oceanology*, 2007, Vol. 47, No. 3, pp. 301–312.
- Zatsepin A.G., Ostrovskii A.G., Kremenetskiy V.V., Piotukh V.B., Kuklev S.B., Moskalenko L.V., Podymov O.I., Baranov V.I., Korzh A.O., and Stanichny S.V.* On the nature of short period oscillations of the main Black Sea pycnocline, submesoscale eddies, and response of the marine environment to the catastrophic shower of 2012. *Izvestiya Atm. Ocean. Phys.*, 2013, Vol. 49, No. 6, pp. 659–673.
- Zhurbas V.M., Oh I.S., and Park T.* Role of the beta-effect in the decay of the alongshore baroclinic jet associated with transient coastal upwelling and downwelling: Numerical experiments. *Oceanology*, 2006, Vol. 46, No. 2, pp. 170–177.