

А.Н.Морозов

*Морской гидрофизический институт РАН, г.Севастополь***ОСОБЕННОСТИ ДИНАМИКИ ПРИБРЕЖНЫХ ВОД ЧЕРНОГО МОРЯ
ВБЛИЗИ ПГТ.СИМЕИЗ, МАЙ 2016 Г.**

Обсуждаются результаты измерений, выполненных 27 – 28 мая 2016 г. в прибрежных водах Черного моря вблизи пгт.Симеиз, Южный берег Крыма. Зарегистрированы колебания глубины залегания центра сезонного термоклина с характерным периодом 9,6 ч и амплитудой ~1,5 м. Осредненная по слою измерения скорость течения почти линейно убывает по мере приближения к берегу с коэффициентом ~6 (см/с)/км. Максимум профиля осредненной по ансамблю станций скорости течения наблюдается под сезонным пикноклином. Максимумы осредненных профилей частоты плавучести и вертикальных сдвигов скорости течений отмечаются в центре сезонного пикноклина. В придонном 40-метровом слое осредненный профиль скорости течения хорошо воспроизводится логарифмической зависимостью. Средние измеренные значения сдвигов скорости течения возрастают по мере приближения к дну. Коэффициенты вертикальной турбулентной диффузии и скорости диссипации турбулентной кинетической энергии проявляют экспоненциальное поведение, в слое 10 – 40 м до дна они возрастают приблизительно на порядок.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: *сезонный термоклин, придонный слой, вертикальная структура течений, ADCP, Черное море*

Введение. Прибрежные воды длительное время остаются предметом интенсивных экспериментальных исследований, что, в первую очередь, вызвано необходимостью получения текущей оценки влияния антропогенной нагрузки на экологическую ситуацию. Течения являются основным фактором, определяющим обменные процессы прибрежной зоны с глубоководной частью моря. Использование современных средств измерения течений, таких как акустические доплеровские профилометры течений (*ADCP*), обеспечивает измерения с большим пространственно-временным разрешением [1 – 3], что, как ожидается, даст более глубокое понимание природы разномасштабных процессов прибрежных вод и их влияния на различные компоненты прибрежной экосистемы.

Динамика прибрежных вод обладает значительными региональными отличиями, так как формируется, в основном, в результате взаимодействия крупномасштабных явлений прилегающей части глубокого моря с орографией рельефа и береговой черты [4], что порождает большое разнообразие процессов в широком диапазоне пространственно-временных масштабов [5]. Именно региональные отличия динамики прибрежных вод определяют целесообразность представления краткосрочных наблюдений, выполненных в различных прибрежных районах.

Цель статьи – обсуждение результатов совместной обработки данных по течениям и условной плотности, полученных в Черном море у Южного берега Крыма, в районе, где ранее такого рода измерения не проводились.

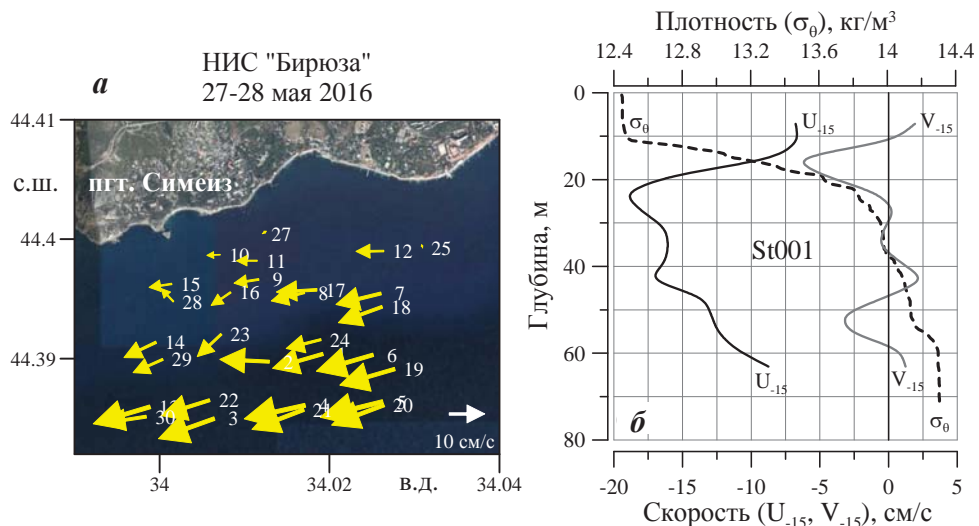


Рис. 1. Схема расположения станций (а) и типовые профили условной плотности σ_θ , вдольбереговой U_{-15} и нормальной берегу V_{-15} составляющих скорости течения (б).

Приборы и данные. Экспедиция проходила 27 (ст.1 – 15) и 28 (ст.16 – 30) мая 2016 г. в прибрежных водах вблизи пгт.Симеиз, в районе выхода сточных вод. Схема станций приведена на рис.1, а (стрелки – осредненные по глубине скорости течения, числовые маркеры – номера станций в хронологическом порядке их выполнения). Протяженность полигона во вдольбереговом направлении 3 км, удаление от берега 0,4 – 2,4 км. Рельеф дна характеризуется увеличением глубины моря от 30 до 55 м на расстоянии 0,4 – 1,2 км от берега (~ 45 м/км) и от 55 до 75 м на расстоянии 1,2 – 2,4 км (~ 10 м/км).

CTD-зондирования выполнялись автономным гидрологическим прибором ГАП-16. Для измерения течений использовался акустический доплеровский профилометр течений (ADCP) серии WHM300 (рабочая частота 300 кГц) производства RDI США. Измерения выполнялись при нахождении судна в дрейфе. Прибор вывешивался на тросе с кормовой части судна, так чтобы его преобразователи находились на глубине около 0,9 м. Время проведения измерений на станции составляло 15 – 30 мин. Параметры работы ADCP: дискретность по глубине 4 м (2 м при глубине моря менее 50 м), по времени 1 с, включена опция LADCP. Слой измерения в среднем составлял 6 м от поверхности моря до 10 м от дна. Обработка данных выполнялась с учетом влияния корпуса судна на показания магнитного компаса прибора.

Во время проведения экспедиции отмечалось вдольбереговое течение с доминированием западного направления (рис.1, а). Осредненная по слою измерения скорость течения почти линейно уменьшалась по мере приближения к береговой черте с коэффициентом ~ 6 (см/с)/км. На рис.1, б в качестве типового примера приведены результаты измерений, выполненных на ст.1 (03:19 UTC 27 мая 2016 г.). Характерным для профилей скорости течения являлось наличие максимума скорости под сезонным термоклином/пикноклином и вариации с характерным масштабом ~ 20 м. Профили

условной плотности σ_θ характеризовались верхним ~ 10-ти метровым перемешанным слоем, сезонным пикноклином с центром при значении $\sigma_\theta = 13 \text{ кг/м}^3$ (~ 20 цикл/ч), слоем почти постоянной стратификации (~ 6 цикл/ч) и придонным ~10-ти метровым перемешанным слоем.

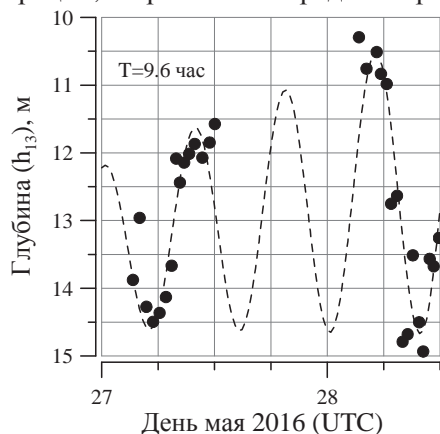
Далее детально рассмотрим особенности распределения течений в окрестности сезонного пикноклина и в придонной области моря. Перед началом совместной обработки данных профили условной плотности подвергались низкочастотной фильтрации с передаточной функцией, свойственной пространственному осреднению ADCP [6], с последующей их линейной интерполяцией на горизонты измерения скорости течения.

Сезонный пикноклин. Во время экспедиции глубина залегания центра сезонного пикноклина h_{13} , определенная по положению изопикны со значением $\sigma_\theta = 13 \text{ кг/м}^3$, соответствующей максимуму частоты плавучести ($N^2 = \frac{g}{1000 + \sigma_\theta} \frac{\Delta\sigma_\theta}{\Delta h}$; $g = 9,82 \text{ м/с}^2$; $\Delta h = 4 \text{ м}$), изменялась в диапазоне 10 –

15 м. Среднее значение 12,85 м, с.к.о. 1,37 м (рис.2). Изменчивость h_{13} не проявляет зависимости от расстояния до берега и глубины моря, при этом ее временная развертка хорошо представляется модулированной гармонической функцией с периодом 9,6 ч (рис.2, штриховая линия). Если предположить, что наблюдаемая изменчивость вызвана волной на разделе двух сред, то в соответствии с дисперсионным соотношением ($\omega^2 = g'k$) ее длина составит $\lambda = g' \frac{T^2}{2\pi} \approx 2400 \text{ км}$, что приблизительно соответствует периметру Черного

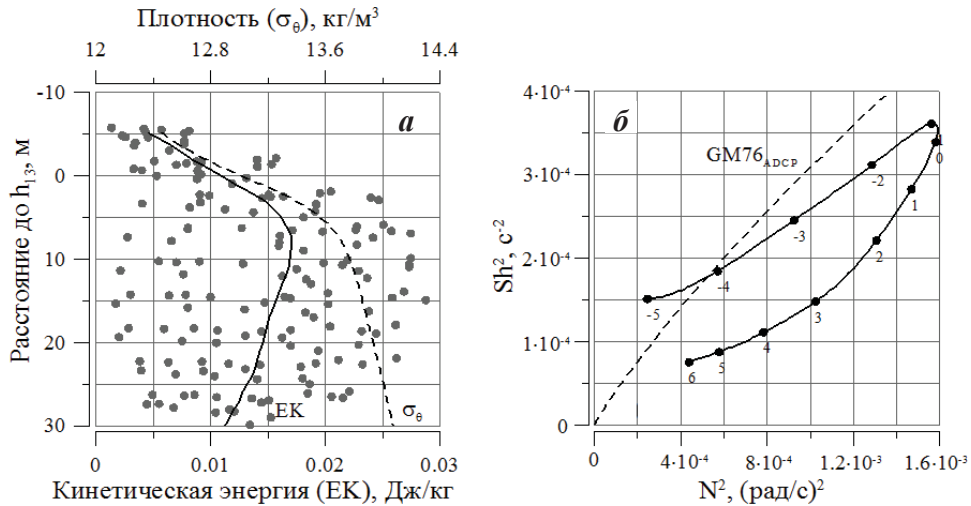
моря. Более правдоподобное предположение – наблюдаемая гармоническая изменчивость представляет характерные для Южного берега Крыма мезомасштабные колебания, природа которых не имеет однозначного объяснения [7]. Потенциальная энергия вариаций h_{13} ($EP = 0,5 \cdot \langle N^2 \rangle \langle (h_{13} - \langle h_{13} \rangle)^2 \rangle$) составила $1,5 \cdot 10^{-3} \text{ Дж/кг}$. Несмотря на то, что значение эквивалентной скорости ($U_{EP} = \sqrt{2EP}$) составило 5,5 см/с, изменчивость h_{13} не обнаруживает взаимосвязи с временной изменчивостью скорости течения.

На рис.3, а кружочками представлены исходные значения кинетической энергии (ЕК), сплошной линией – ее профиль после низкочастотной фильтрации, штриховой – средний профиль условной плотности в зависимости



от расстояния до центра пикноклина. Осредненный профиль ЕК выявляет максимум непосредственно под пикноклином. Такая ситуация объясняется тем, что циркуляция прибрежных вод, в основном, формируется в результате взаимодействия крупномасштабных процессов глубокого моря с орографией рельефа дна и береговой черты. Именно

Р и с . 2 . Временная изменчивость глубины залегания сезонного пикноклина. • – исходные данные.



Р и с . 3 . Вертикальная структура в окрестности сезонного пикноклина: профили кинетической энергии и условной плотности (а), зависимость средних сдвигов от частоты плавучести (маркеры – расстояние от термоклина) (б).

это обстоятельство при наличии плотностной стратификации, в особенности пикноклина, может приводить к формированию разнообразных форм вертикального распределения течений [3]. Как правило, при пересечении пикноклина средняя кинетическая энергия быстро изменяется. В рассматриваемом случае скорость изменения кинетической энергии (EK_z) в слое сезонного пикноклина составила $\sim 1,2 \cdot 10^{-3}$ (Дж/кг)/м. Отношение $EP/EK_z = 1,25$ м близко по значению к с.к.о. вариаций h_{13} . Причиной быстрого изменения кинетической энергии в пикноклине может быть ее переход в потенциальную энергию, затраты на генерацию внутренних волн и диссипативные процессы. Детальное обсуждение этого вопроса выходит за рамки статьи и требует дополнительной теоретической проработки.

Интуитивно понятно, что сезонный пикноклин ограничивает обменные процессы между верхним перемешанным и нижележащими слоями. Получить достоверную численную оценку коэффициента турбулентной диффузии (K_V) и его изменчивости в окрестности сезонного пикноклина возможно только с использованием микроструктурных измерений из-за небольшой ширины слоя ~ 10 м. ADCP-измерения обладают пространственным осреднением ~ 4 м (Δh), тем не менее, полученные данные позволяют провести качественный анализ параметров вертикального перемешивания. Сдвиги, измеренные на отдельно взятом горизонте, представляются случайным процессом на фоне устойчивой стратификации, поэтому информативно рассматривать их осредненные характеристики. На рис.3, б сплошная линия представляет зависимость средних квадратов сдвигов ($Sh^2 = (\Delta U/\Delta h)^2 + (\Delta V/\Delta h)^2$) от квадрата частоты плавучести (N^2). Числовые маркеры – расстояние до центра пикноклина ($z - h_{13}$). Часто при обсуждении вопросов вертикального перемешивания рассматривается число Ричардсона ($Ri = N^2/Sh^2$), однако оно сильно зависит от приращения Δh . Здесь для сопоставления, использовался квадрат сдвига ($Sh^2_{GM-ADCP}$, штриховая линия на рис.3, б), полученный в результате

интегрирования спектра Гаррета и Манка (*GM76*) с учетом передаточной функции пространственного осреднения *ADCP* [6]. Положение максимумов сдвигов и частоты плавучести практически совпадает. Минимум отношения $Sh^2/Sh^2_{GM-ADCP}$ наблюдается в 4-х метрах под центром пикноклина и составляет 0,43. В соответствии с моделью *G89* ($K_V \propto \langle Sh^4 \rangle / \langle Sh^4_{GM76} \rangle$) [8], это означает, что K_V будет в ~ 5 раз меньше чем в 4-х метрах над пикноклином, где отношение составляет ~ 1. Приведенный материал на качественном уровне подтверждает уменьшение коэффициента турбулентной диффузии в слое сезонного пикноклина, с возможным минимумом в нижней его части. Отметим, что применимость модели *G89* в рассматриваемых условиях не является бесспорным.

Придонная область. В придонной области (10 – 40 м от дна) осредненный профиль модуля скорости течения, полученный по данным измерений при глубине моря более 60 м (рис.4, серые точки – исходные данные, черные квадратики – после низкочастотной фильтрации), хорошо воспроизводится логарифмической зависимостью $U_{ln} = 3,2/0,41 \cdot \ln(z/3,5)$, z – расстояние от дна (штриховая линия). В однородном придонном пограничном слое профиль скорости течения, как правило, описывается логарифмическим законом $U_{ln} = \frac{u_*}{k} \ln \frac{z}{z_b}$ (u_* – скорость трения, $k = 0,41$ – постоянная Кармана, z_b – шероховатость дна) [9]. Исходя из этого, толщина придонного слоя Экмана (u_* / \sqrt{Nf} , f – локальная инерционная частота) составит ~ 32 м (с.к.о.

$\sigma_U = \sqrt{\langle (U - U_{ln})^2 \rangle} = 2,2$ см/с). Логарифмическое представление в рассматриваемом слое имеет несколько иной физический смысл для скорости трения и шероховатости дна. Рассчитанные по данным *ADCP* квадраты сдвигов (рис.5, а) превосходят значения, полученные из логарифмической зависимости (сплошная линия). Параметры вертикального перемешивания (рис.5, б), оцененные по модели *G89* проявляют экспоненциальное поведение. Они получаются на несколько порядков меньше, в частности, скорость диссипации турбулентной кинетической энергии

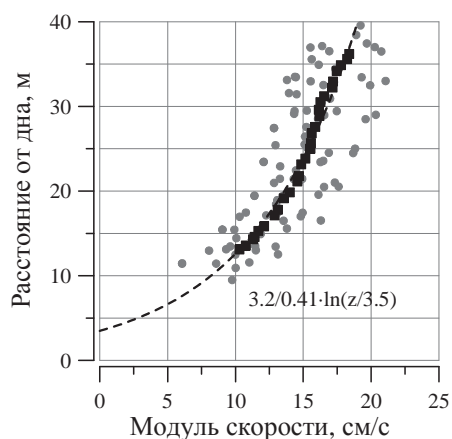


Рис. 4. Вертикальная структура скорости течения в придонной области.

(ϵ), рассчитанная на 15 м по логарифмическому закону ($\epsilon = \frac{u_*^3}{kz}$), составит $5 \cdot 10^{-6}$ Вт/кг, что на 3 порядка больше измеренного значения. По данным других натуральных наблюдений [10, 11] 10-ти метровый придонный однородный перемешанный слой представляется двумя слоями с разным наклоном логарифмических зависимостей и описывается модифицированным логарифмическим законом [12]. В вышележащих слоях, в которых турбулентность подавляется плотностной стратификацией теория предлагает форму

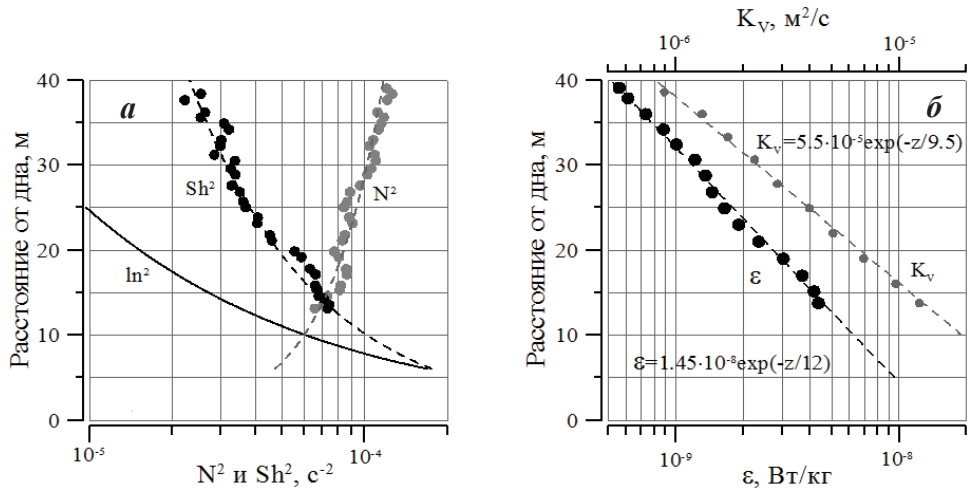


Рис. 5. Вертикальная структура в придонной области: сдвигов (Sh^2) и частоты плавучести (N^2) (а), коэффициента вертикальной диффузии (K_v) и скорости диссипации турбулентной кинетической энергии (ϵ) (б).

профиля отличную от логарифмической [13]. Тем не менее, натурные данные, приведенные в [11, 14], и также обсуждаемые наблюдения показывают возможность логарифмического представления осредненного профиля скорости течения в верхней стратифицированной части придонного слоя Экмана. Можно предположить, что придонный слой Экмана хорошо воспроизводится тремя логарифмическими слоями, при этом u_* возрастает по мере отдаления от дна. Более детальное обсуждение природы формирования придонного слоя и получения численных взаимосвязей его характеристик с параметрами физической шероховатости дна и плотностной стратификации требует проведения целенаправленных экспериментальных работ.

В натуральных условиях формирование придонного слоя связано с генерацией внутренних волн на неровностях дна или за счет взаимодействия потоков с локальным свалом глубин [13]. Если предположить что отклонения скорости течения и ее сдвигов от осредненных профилей формируются за счет внутренних волн, то оценка характерной длины волны, рассчитанная по соотношению $\lambda = 2\pi \sqrt{\langle (U - U_{ln})^2 \rangle} / \sqrt[4]{\langle (Sh^2 - Sh_F^2)^2 \rangle}$ (Sh_F^2 – функциональное представление среднего профиля Sh^2 , соответствующая штриховая линия на рис.5, а) составит 18 м, что хорошо согласуется с данными измерений (рис.1, б). Оценка отношения кинетической и потенциальной энергии отклонений по соотношению [15] $EK_{TW} / EP_{TW} = \sqrt{\langle (Sh^2 - Sh_F^2)^2 \rangle} / \sqrt{\langle (N^2 - N_F^2)^2 N_F^{-2} \rangle}$ составит $\sim 1,5$, что в два раза меньше, чем для спектра GM76.

Заключение. В статье представлены основные результаты обработки данных, дающие представление о характерных особенностях вертикальной структуры течений в акватории проведения исследований. Взаимосвязь вертикальной структуры условной плотности и течений выражается в согласованности положения центра сезонного термоклина/пикноклина и максимума осредненного профиля вертикальных сдвигов скорости течения. В стра-

тифицированной части придонного слоя Экмана наблюдается логарифмическая зависимость осредненного профиля скорости течений.

Выражаем признательность сотрудникам Морского гидрофизического института РАН и экипажу НИС «Бирюза» за качественно выполненные измерения.

Данные собраны при поддержке проекта «Диагностика». Работа выполнена в рамках государственного задания по теме № 0827-2014-0011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Зацепин А.Г., Пиотух В.Б., Корж А.О., Куклева О.Н., Соловьев Д.М.* Изменчивость поля течений в прибрежной зоне Черного моря по измерениям донной станции ADCP // *Океанология.*– 2012.– т.52, № 5.– С.629-642.
2. *Сабинин К.Д., Серебряный А.Н.* Применение акустических доплеровских профилометров течений для изучения пространственной структуры морской среды // *Акустический журнал.*– 2012.– т.58, № 5.– С.639-648.
3. *Морозов А.Н., Иванов В.А., Шутков С.А., Зима В.В., Дерюшкин Д.В., Лемешко Е.М.* Пространственная структура течений у Гераклеийского полуострова по данным ADCP-наблюдений 2015 г. // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон моря.*– Севастополь, 2016.– вып1.– С.73-79.
4. *Иванов В.А.* Среднемасштабная динамика в южных морях: современное представление.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика, 1996.– 312 с.
5. *Moum J.N., Nash J.D., Klymak J.M.* Small-Scale Processes in the Coastal Ocean // *Oceanography.*– 2008.– v.21, № 4.– P.22-33.
6. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Оценка коэффициента вертикальной турбулентной диффузии по данным STD/LADCP-измерений в северо-западной части Черного моря в мае 2004 года // *Морской гидрофизический журнал.*– 2014.– № 1.– С.58-67.
7. *Иванов В.А., Багаев А.В.* Длинноволновые осцилляции на шельфе южного берега Крыма по данным численного моделирования с высоким пространственным разрешением / Мониторинг прибрежной зоны на Черноморском экспериментальном подспутниковом полигоне. Под ред. Иванова В.А., Дулова В.А.– Севастополь, 2014.– С.425-441.
8. *Gregg M.C.* Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *J. Geophys. Res.*– 1989.– 94.– P.9686-9698.
9. *Боуден К.* Физическая океанография прибрежных вод.– М.: Мир, 1988.– 326 с.
10. *Johnson G.C., Sanford T.B., Baringer M.O'N.* Stress of the Mediterranean Outflow Plume: Part I. Velocity and Water Property Measurements // *J. Phys. Oceanogr.*– 1994.– v.24.– P.2072-2083.
11. *Sanford T.B., Lien R.-C.* Turbulent properties in a homogeneous bottom boundary layer // *J. Geophys. Res.*– 1999.– 104.– P.1245-1257.
12. *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.– v.110, C10S10, doi:10.1029/2004JC002310.– 9 p.
13. *Taylor J.R., Sarkar S.* Stratification Effects in a Bottom Ekman Layer // *Phys. Oceanogr.*– 2008.– v.38.– P.2535-2555.
14. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М.* Придонный пограничный слой на шельфе южного берега Крыма по данным наблюдений // *Системы контроля окружающей среды.*– Севастополь: МГИ НАН Украины, 2009.– С.270-272.

15. *Polzin K., Toole J.M., Schmitt R.W.* Finescale Parameterizations of Turbulent Dissipation // *J. Phys. Oceanogr.*– 1995.– 25.– P.306-328.

Материал поступил в редакцию 25.08.2017 г.

A.N.Morozov

PECULIARITIES OF COASTAL WATER DYNAMICS IN THE BLACK SEA NEAR SIMEIZ SETTLEMENT, MAY 2016

The results of measurements carried out on May 27 – 28, 2016 in the coastal water of the Black Sea near Simeiz settlement (the South Coast of Crimea) are discussed. The fluctuations in the depth of the seasonal thermocline with 9,6 h period and 1,5 m amplitude are recorded. The current velocity averaged over the measuring layer decreases almost linearly as it approaches to a shore with a coefficient equaled to ~ 6 (cm/s)/km. The maximum of profile of the stations averaged velocity profile is observed under seasonal pycnocline. The maxima of the averaged profiles of buoyancy frequency and shear are noted in the center of the seasonal pycnocline. In 40 m bottom layer, the averaged current velocity profile is well reproduced by a logarithmic dependence. The average measured values of the shear increase near the bottom. The coefficients of vertical turbulent diffusion and the dissipation rate of turbulent kinetic energy exhibit exponential behavior, they increase by about an order of magnitude in the layer 10-40 m to the bottom.

KEYWORDS: seasonal thermoclinem, bottom layer, vertical current structure, ADCP, the Black Sea