

УДК 551.465

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН В ЧЕРНОМОРСКОМ ПИКНОКЛИНЕ И ЕГО СВЯЗЬ С ДИНАМИКОЙ ВОД

© 2017 г. О. И. Подымов¹, А. Г. Зацепин², А. Г. Островский²¹Южное отделение Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Геленджик, Россия²Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Москва, Россия

e-mail: huravela@yahoo.com

Поступила в редакцию 23.10.2016 г.

После доработки 27.12.2016 г.

На основе данных синхронных измерений профилей температуры морской воды, ее плотности и скорости горизонтального течения, полученных в 2013–2014 гг. в северо-восточной части Черного моря при помощи заякоренного зонда-профилографа “Аквалог”, выполнены оценки коэффициента вертикального турбулентного обмена (K_v) в черноморском пикно-халоклине. При этом для расчета K_v предложена параметризация типа Манка-Андерссона (1948), адаптированная к черноморским условиям. Выявлена сильная короткопериодная (несколько суток) изменчивость турбулентного обмена, обусловленная вариациями вертикального сдвига скорости течения.

DOI: 10.7868/S0030157417040049

1. ВВЕДЕНИЕ

Главной особенностью Черного моря, выделяющей его из всех морей средиземноморского типа, является постоянное сероводородное заражение основной толщи его вод. Причиной этому является слабый водообмен Черного моря со Средиземным (Мировым океаном), а также наличие жесткого пикно-халоклина, ограничивающего вертикальный турбулентный обмен. Вследствие этих двух факторов поступление кислорода из Босфорского плюма и сверху, из атмосферы и холодного промежуточного слоя (ХПС) моря, оказывается недостаточным для окисления органического вещества, образующегося при фотосинтезе в поверхностных водах и опускающегося вниз в виде детрита [16]. В результате на некоторой глубине растворенный в воде кислород исчезает и появляется сероводород, образующийся из-за деятельности специфических бактерий, окисляющих органическое вещество кислородом из сульфатов, которые восстанавливаются при этом до сероводорода.

Важным для жизнедеятельности Черного моря обстоятельством является то, что область, называемая редокс-зоной, разделяющая верхний кислородосодержащий слой и нижний – сероводородный, находится внутри пикно-халоклина и не контактирует непосредственно с ХПС, который достаточно регулярно обновляется и обогащается кислородом в результате зимнего конвективного перемешивания [8]. Вертикальный поток кислорода в пикно-халоклине

осуществляется в результате турбулентного перемешивания, закономерности которого изучены недостаточно. Вместе с тем интенсивность турбулентного обмена в пикно-халоклине, наряду с некоторыми другими механизмами вертикального обмена [4, 22] в определенной степени определяет глубину залегания редокс-зоны и ее удаленность от ядра ХПС. Знание закономерностей и интенсивности турбулентного обмена в черноморском пикно-халоклине необходимы также для оценки вертикального потока биогенных элементов, поступающих снизу в деятельный слой Черного моря.

В настоящей работе на основе данных синхронных измерений профилей плотности воды и скорости течения, полученных в 2013–2014 гг. в северо-восточной части Черного моря при помощи заякоренного зонда-профилографа “Аквалог”, выполнены оценки коэффициента вертикального турбулентного обмена (K_v) в черноморском пикно-халоклине. В разделе 2 описан использованный подход к проведению расчетов K_v , в разделе 3 – технология измерений и полученные данные, в разделе 4 – оценка значений K_v на основе закономерностей сезонного изменения профиля температуры, в разделе 5 – окончательные результаты расчетов K_v и их обсуждение.

2. ПОДХОД К РАСЧЕТУ K_v

Стратификация, вызванная ростом солёности или иными факторами, снижает турбулентную кинетическую энергию и, таким образом,

уменьшает коэффициент вертикального турбулентного обмена. Популярная параметризация K_t была предложена Манком и Андерссоном [20]:

$$K_t = K_0 \left(1 + \frac{10}{3} \cdot \text{Ri} \right)^{-3/2}, \quad (1)$$

где K_0 – коэффициент вертикального турбулентного обмена для нестратифицированного водного столба. Для течений ниже верхнего перемешанного слоя его можно считать константой.

$\text{Ri} = \frac{-g}{\rho} \frac{\partial \rho / \partial z}{(\partial U / \partial z)^2}$ представляет собой градиентное число Ричардсона, которое часто используется для описания стабильности стратифицированного течения с поперечным градиентом скорости [14]. Здесь ρ – условная плотность, U – модуль общей горизонтальной скорости течения, g – ускорение свободного падения. Формулу расчета Ri можно переписать в виде

$$\text{Ri} = \frac{N^2}{S_h^2},$$

где $N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$ – квадрат частоты плавучести (частота Брента–Вайсяля [19]; минус в выражении предполагает, что ось z направлена вверх и обеспечивает положительные значения N^2 в случае стабильной стратификации [13]), $S_h^2 = \left(\frac{du}{dz}\right)^2 + \left(\frac{dv}{dz}\right)^2$ – квадрат вертикального сдвига, где u и v – соответственно северная и восточная компоненты скорости течения.

Типичные значения Ri в стратифицированных эстуариях варьируются от 0.5 до 10 [14], давая в итоге, на основе уравнения (1), снижение вертикальной турбулентной диффузии на 1–2 порядка. Последующее развитие теории турбулентности принесло более аккуратные, но гораздо более сложные параметризации влияния стратификации на турбулентность [18]. Тем не менее, уравнение (1) предоставляет разумную оценку турбулентности в пределах одного порядка.

Значение числа Ричардсона сильно зависит от выбранной шкалы, т.е. от вертикального разрешения расчетов вертикального сдвига и частоты плавучести. Расчет этих двух параметров осуществляется следующим образом. В заданном окне осреднения рассчитываются средние значения температуры (T), солёности (S), и давления (p), потом на основе средних значений T , S и p считается средняя плотность (ρ_{mean}). При помощи метода наименьших квадратов строится – все в этом же окне осреднения – линейное

уравнение зависимости плотности от глубины. Оно имеет вид $\rho = a \cdot p + b$. Окончательная формула для расчета частоты плавучести имеет вид $N^2 = g \cdot a / \rho_{\text{mean}}$.

Для расчета вертикального сдвига используется аналогичный метод, только методом наименьших квадратов в окне осреднения рассчитываются линейные зависимости горизонтальных компонент течения от давления: $u = a_1 \cdot p + b_1$, $v = a_2 \cdot p + b_2$. Окончательная формула для частоты плавучести имеет вид $S_h^2 = a_1^2 + a_2^2$.

Если переписать уравнение (1) в общем виде, то получим:

$$K_t = K_0 (1 + \alpha_s \cdot \text{Ri})^{-n_s} + K_{bs}, \quad (2)$$

где K_0 , K_{bs} , α_s , n_s – некоторые константы.

Согласно различным источникам [25, 17, 26, 11], когда число Ричардсона уменьшается ниже некоторого критического значения, наблюдаемое перемешивание превышает результаты расчетов по данной формуле. Однако для высоких значений числа Ричардсона уравнение (2) считается подходящим. Для учета фонового перемешивания, включающего в себя процессы из неразрешенных источников, в уравнение добавлена переменная K_{bs} , для простоты обычно считающаяся константой.

Гаргетт [12] была предложена популярная параметризация K_t для стабильных стратифицированных систем, где основная кинетическая энергия расположена во внутренних волнах; ее общий вид $K_t = c / N^2$, где c – некоторая константа. Однако эта удобная формула исходит из предпосылок, что число Ричардсона для основного потока, во-первых, мало, а во-вторых, является практически константой. Применительно к рассматриваемой ситуации, ни одно из этих условий не выполнялось, поскольку наблюдения проводились в области сильной изменчивости вертикального сдвига скорости течения. Поэтому для расчетов K_t мы остановились на использовании формулы (2). Однако следует отметить, что эта простая формула не позволяет учитывать вклад конвекции в генерацию турбулентности, а также ее адвекцию из районов, прилегающих к точке наблюдения.

3. ТЕХНОЛОГИЯ ИЗМЕРЕНИЯ И ПОЛУЧЕННЫЕ ДАННЫЕ

Данные, по которым проводились описанные в статье расчеты, были получены в 2013–2014 гг. при помощи автономного заякоренного зонда-профилографа “Аквалог” [21]. Перемещаясь вверх и вниз по тросу, он работает как лифт, обеспечивая одновременную работу таких

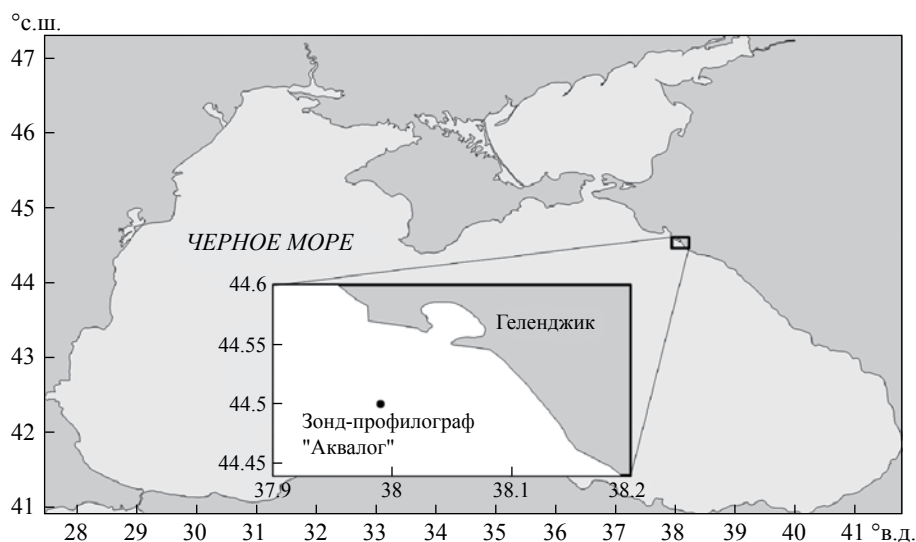


Рис. 1. Точка установки заякоренного зонда-профилографа “Аквалог”.

датчиков, как STD-зонд и доплеровский акустический измеритель течений. В конце 2012 г. “Аквалог” был установлен в северо-восточной части Черного моря (рис. 1), возле Геленджика, в пяти милях от побережья на глубине порядка 270 м для долговременного мониторинга скорости течения и термохалинной стратификации. После установки зонд-профилограф производил регулярные измерения на протяжении почти двух лет, с перерывами от нескольких дней до месяца для технического обслуживания. В среднем ежедневно измерялось 4 профиля, с глубины от 15–30 до 220 м. Всего за исследуемый период было 8 этапов работы “Аквалога”, длительностью от полутора до трех месяцев. В сумме на протяжении 440 дней было получено порядка 1500 вертикальных профилей температуры, солёности, плотности воды, горизонтальной скорости течения и обратного акустического рассеивания.

4. ОЦЕНКА K_t КОНДУКТОМЕТРИЧЕСКИМ МЕТОДОМ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЕГО РАСЧЕТА ПО ФОРМУЛЕ (2)

При проведении пробных расчетов K_t по формуле (2) со значениями коэффициентов, входящих в формулу, использованных в других работах [25, 24, 27], обнаружилось, что величины K_t получаются слишком маленькими и далекими от действительности.

Для того чтобы привязать оценки K_t к реальности, его величина в черноморском пикно-халоклине была оценена “кондуктометрическим” методом, на основе закономерностей сезонного изменения профиля температуры ниже ядра

ХПС после окончания холодной зимы и вплоть до поздней осени (рис. 2).

При этом был выбран 100-метровый слой ниже минимума температуры, в котором тепло, благодаря турбулентному обмену, распространяется снизу вверх из области, где сезонный ход отсутствует. Анализируя разницу температуры на одних и тех же изопикнах (от 14.3–14.5 до 16.2–16.4) в последовательные моменты времени, можно проследить ее повышение с мая по октябрь–ноябрь, используя либо данные судового мониторинга [1, 9], либо данные “Аквалога”. Пренебрегая для глубин 70 м и более прогревом воды за счет объемного поглощения солнечной радиации, а также и адвекцией тепла, для оценки K_t воспользуемся уравнением вертикальной турбулентной диффузии в виде:

$$\partial T(z)/\partial t = \partial(K_t \partial T / \partial z) / \partial z.$$

Здесь $T(z)$ – температура воды на глубине z , t – текущее время.

Данные судового мониторинга, который выполнялся с характерным промежутком времени примерно в 2 недели в теплое время года, оказались слишком “зашумленными” короткопериодными (5–15 суток) колебаниями [5]. Поэтому было решено использовать для поставленной цели только данные Аквалога. Каждый из длительных этапов установки “Аквалога”, происходящий на теплое время года, разбивался по времени пополам. Все вертикальные профили температуры внутри каждой такой “половинки” осреднялись плавающим средним в 20-метровом интервале глубин. Осреднение, таким образом, выполнялось как по глубине, так и по

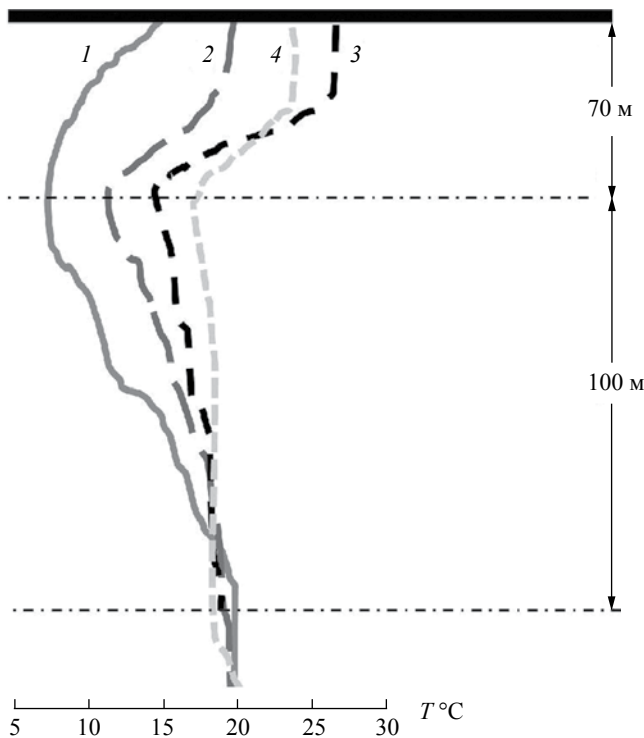


Рис. 2. Эволюция профилей температуры в верхнем 200-м слое после холодной зимы в теплый период года (май–ноябрь). Здесь профиль 1 относится к маю, когда в области континентального склона в ХПС достигается минимальная температура за счет адвекции из центральной части бассейна. Профиль 2 – июнь–июль, 3 – июль–август, когда достигается максимальная температура ВКС, 4 – сентябрь, когда начинается остывание сверху.

времени, по всем интервалам глубин внутри выделенного временного периода. В итоге для каждого периода непрерывной работы “Аквалого” получалось по два осредненных профиля температуры в поле глубины с временным интервалом от 22 до 45 дней между ними. Эта процедура позволяла существенно сгладить случайные и квазипериодические колебания, сохраняя только долгосрочные тренды. По каждой такой паре профилей температуры рассчитывалось среднее K_t для каждого периода непрерывных измерений. Расчетная формула имела вид

$$K_t = (\Delta Z^2 \cdot \delta T_{\text{time}}) / (\Delta T_{\text{depth}} \cdot \delta t),$$

где ΔZ – расстояние по глубине между центрами соседних интервалов осреднения по глубине, ΔT_{depth} – изменение температуры на профиле между соседними интервалами по глубине, δT_{time} – разница температуры в выбранном интервале глубин между двумя осредненными профилями, а δt – шаг между ними по времени.

Несмотря на значительную протяженность интервалов сглаживания, следует отметить, что полностью устранить влияние вышеуказанных колебаний не удалось. Тем не менее, расчеты позволили получить оценки значений K_t , которые варьировались в пределах от 10^{-7} до $1.5 \cdot 10^{-4}$. Среднее значение в диапазоне глубин 110–200 м (от условного ядра ХПС, под основным пикноклином, до максимальной глубины установки) составило $7.5 \cdot 10^{-5}$.

Отметим, что значения K_t , полученные для Черного моря другими авторами, изменяются в следующих пределах:

- от $4 \cdot 10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$ в слое пикно-халоклина до $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ на глубине 300 м [7];
- $3.1\text{--}4.4 \cdot 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$ – на глубине 500 м [2];
- $3\text{--}5 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – в основном пикно-халоклине [3];
- $2\text{--}8 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – в основном пикно-халоклине [10];
- $4 \cdot 10^{-6} \text{--} 5 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ – в основном пикно-халоклине [4].

Приведенные выше данные находятся в том же диапазоне, что и выполненная нами оценка величины K_t .

Основная задача данной работы заключается в том, чтобы, используя параметризацию (2), получить реалистические значения K_t , рассчитываемые по синхронно измеренным “Аквалогом” профилям плотности и горизонтальной скорости течения, и оценить степень их изменчивости в зависимости от сезона и гидролого-динамических условий.

Изначально для решения поставленной задачи нами были рассмотрены три различных подхода к заданию коэффициентов K_0 , K_{bs} , α_s , n_s для уравнения (2).

Мы также рассмотрели следующие интервалы осреднения данных по вертикали для расчетов сдвига скорости и числа Ричардсона: 8, 15, 25 и 40 м.

Полученные значения коэффициента вертикального турбулентного обмена заметно отличались в зависимости от методики расчетов. Хотя характер их изменчивости сохранялся при любом из приведенных подходов, общая картина могла быть либо сильно зашумлена, либо, наоборот, сглажена почти до состояния фона.

Метод Петерса и др. [25], для диапазонов осреднения 25 м и более, сглаживал значения K_t практически до состояния фона, давая наиболее подробную картину для диапазона осреднения в 8 метров.

Таблица 1. Константы, использованные для расчета коэффициента вертикального турбулентного обмена в работах других авторов

α_s	n_s	$K_0, \text{ м}^2/\text{с}$	$K_{bs}, \text{ м}^2/\text{с}$	Источник
5	2.5	$5 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-6}$	[25]
10	1.5	$2.6 \cdot 10^{-3}$	$1 \cdot 10^{-6}$	[24]
5	3	$50 \cdot 10^{-4}$	$1 \cdot 10^{-5}$	[27]

Расчет по методу Пелегри и Ксанади [24], наоборот, показывал сильную зашумленность на коротких интервалах осреднения, и лучшие результаты, с точки зрения отслеживания общего тренда изменений K_t в водном столбе, получались в диапазоне осреднений 25–40 м.

Ю и Шопф [27] переписали параметризацию Пакановски и Филандера [23] в вид (2) с использованием приведенных в табл. 1 коэффициентов. В качестве фонового значения турбулентного перемешивания (K_{bs}) авторы использовали K_{bs} равным $10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$.

Данный метод работал только на небольших диапазонах осреднения (8 и 15 м), выдавая при этом заметно завышенные, по сравнению с двумя другими методами, значения.

В результате, для дальнейшей оценки сезонной изменчивости коэффициента турбулентного перемешивания, мы остановились на коэффициентах, предложенных Пелегри и Ксанади [24], и интервале осреднения в 40 м. Это позволило нам сгладить все локальные колебания, обусловленные тонкой структурой профилей плотности воды и горизонтальной скорости течения, и сосредоточить внимание на основных закономерностях изменчивости коэффициента вертикального турбулентного обмена и его зависимости от гидролого-динамических условий.

Как уже указывалось выше, метод Пелегри и Ксанади, разработанный для океанических условий, давал заниженные значения K_t по сравнению с полученными ранее оценками на основе длинных рядов STD-данных, поэтому после ряда экспериментов мы остановились на следующих значениях коэффициентов α_s и K_0 : $\alpha_s = 0.2$, $K_0 = 10^{-3}$. Следует отметить, что Кент и Причард [15] использовали схожее значение $\alpha_s = 0.24$ для расчетов коэффициента турбулентного обмена в эстуарии реки Джеймс (James River). Величина коэффициента K_{bs} в нашем случае не играла значительной роли при оценках K_t , поскольку значения числа Ричардсона были достаточно велики. Поэтому значение K_{bs} мы оставили исходным и равным 10^{-6} .

В итоге полученные нами по формуле (2) значения K_t варьировались от 10^{-6} до $8.5 \cdot 10^{-3} \text{ м}^2/\text{с}$, среднее его значение составляло $8.8 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ ($7 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$ в пределах диапазона глубин

110–200 м), что близко совпадало с оценкой K_t по “кондуктометрическому” методу.

5. ОКОНЧАТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ K_t И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Временные развертки модуля горизонтальной скорости течения и ее направления в исследованном слое, а также соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена K_t , рассчитанного по скорректированной формуле (2), приведены на рис. 3–6. Горизонтальные полосы сверху на глубине около 50 м и снизу, на глубине около 200 м, отчетливо проявляющиеся на некоторых из этих рисунков, обусловлены применением скользящего среднего с шагом 40 м. Поскольку измерения начинаются с глубины 30 м и заканчиваются на глубине 220 м, такой шаг осреднения приводит к тому, что K_t рассчитывается для диапазона глубины 50–200 м, а вне его пределов данных нет.

Как видно из этих рисунков, в области постановки заякоренной буйковой станции с зондом-профилографом “Аквалог” преобладают вдольбереговые течения северо-западного (белый цвет) и юго-восточного (темно-серый цвет) направлений. Заметное изменение величины K_t возникает в моменты усиления/ослабления модуля скорости течения, а также когда оно меняет направление. При этом северо-западное течение вносит вклад в усиление K_t больший, чем юго-восточное.

В силу геострофического приспособления, юго-восточное вдольбереговое течение связано с подъемом изопикн, тогда как северо-западное вдольбереговое течение – с их заглублением.

Как и можно было ожидать, наибольшие значения K_t наблюдаются в осенне-зимний период, с октября по март, достигая пиковых величин в декабре. В этот же период наблюдаются наибольшие вертикальные колебания изопикн, размах которых может превышать 50 м по глубине. При этом такое колебание может произойти всего лишь за несколько дней. В летний период, после формирования сезонного термоклина, значения K_t в среднем по исследуемому слою заметно ниже, чем осенью и зимой, даже

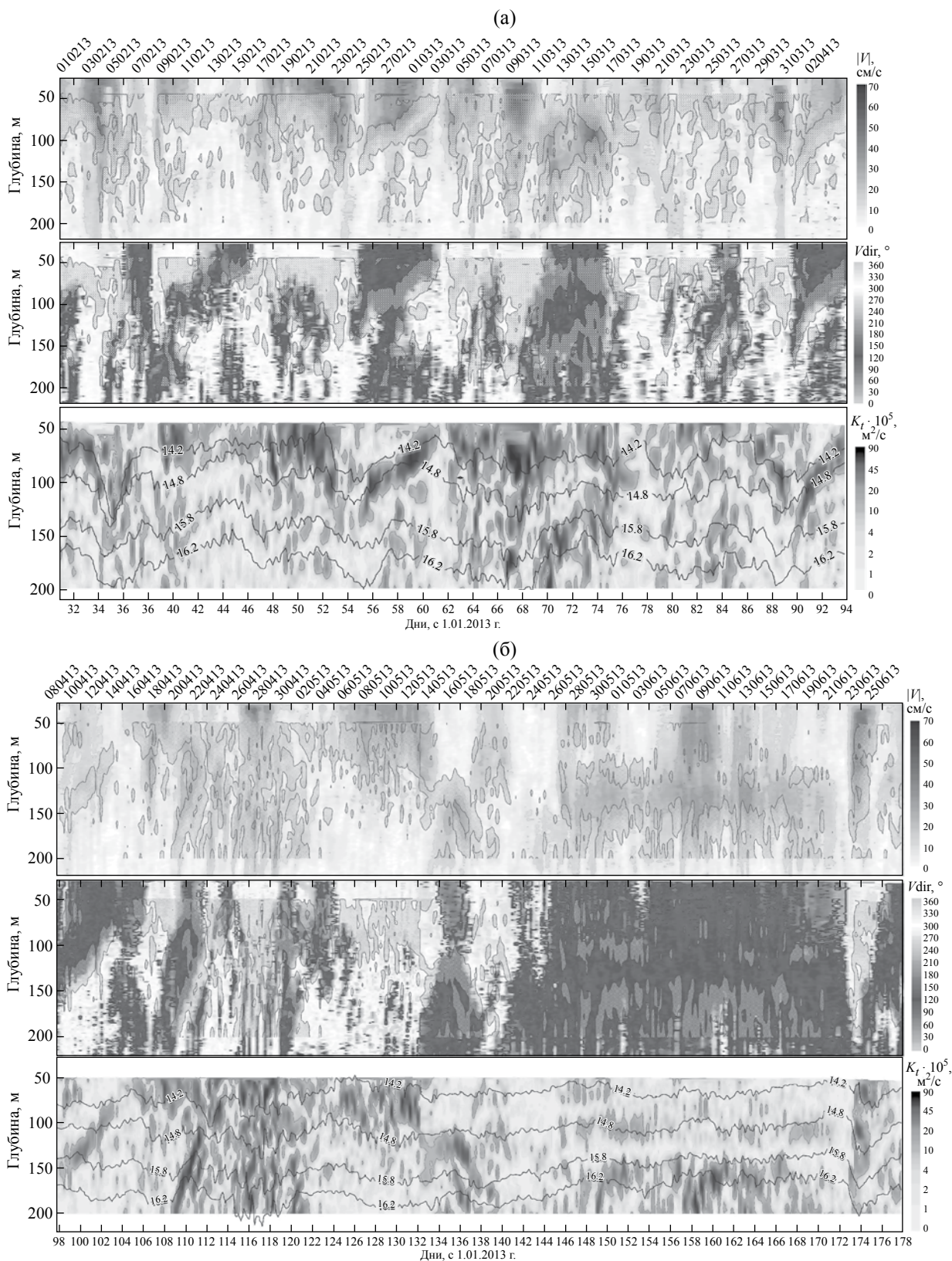


Рис. 3. Распределение модуля скорости течений (вверху), направления (посередине) и соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена с 30.01 по 4.04 (а) и с 7.04 по 27.06 (б) 2013 г. Полупрозрачной заливкой на рисунках общей кинематики и направления течения выделены области с $K_t > 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. На рисунках распределения K_t также проведены изолинии условной плотности.

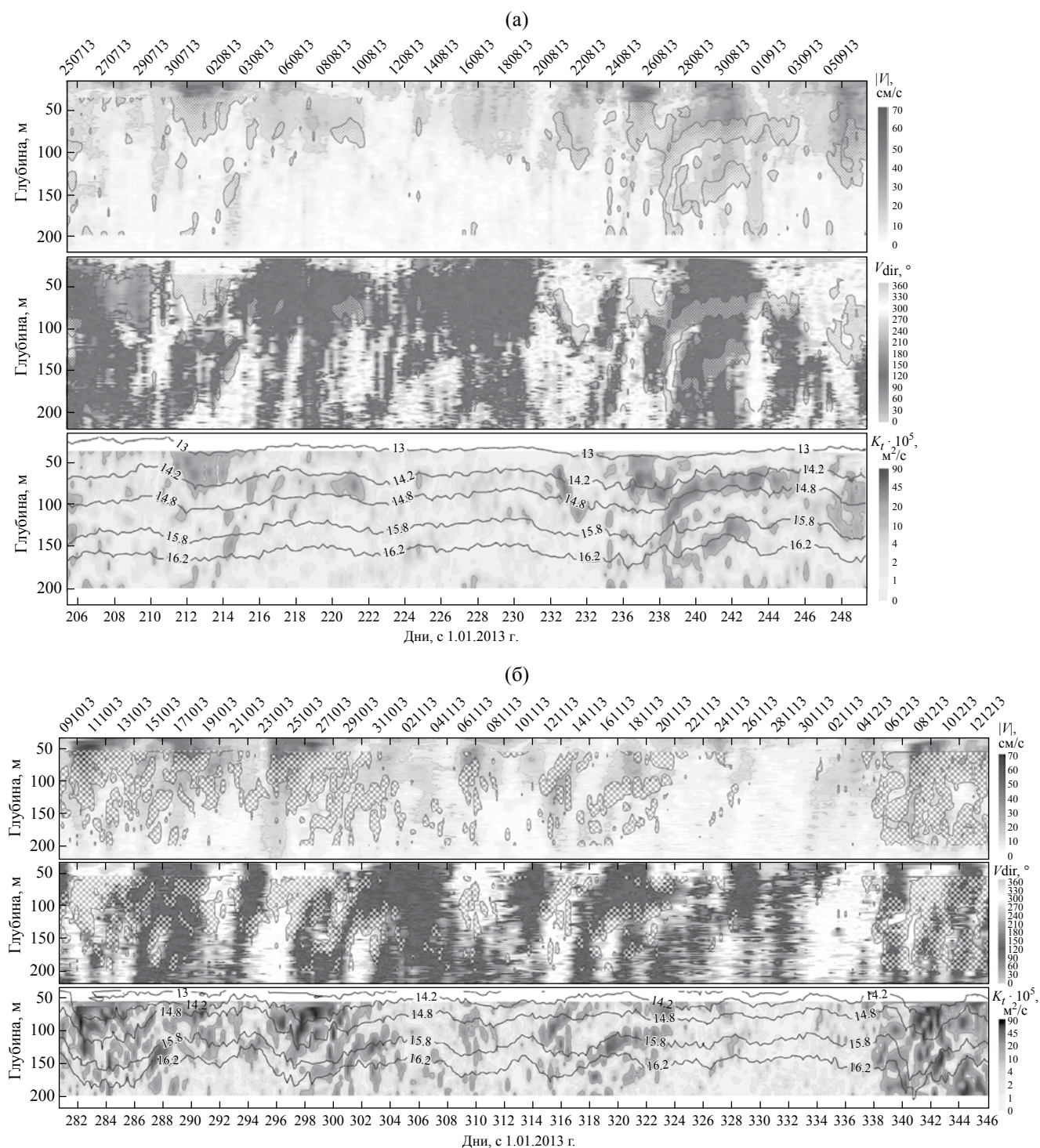


Рис. 4. Распределение модуля скорости течений (вверху), направления (посередине) и соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена с 25.07 по 6.09 (а) и с 7.10 по 12.12 (б) 2013 г. Белой полупрозрачной заливкой на рисунках общей скорости и направления течения выделены области с $K_t > 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. На рисунках распределения K_t также проведены изолинии условной плотности.

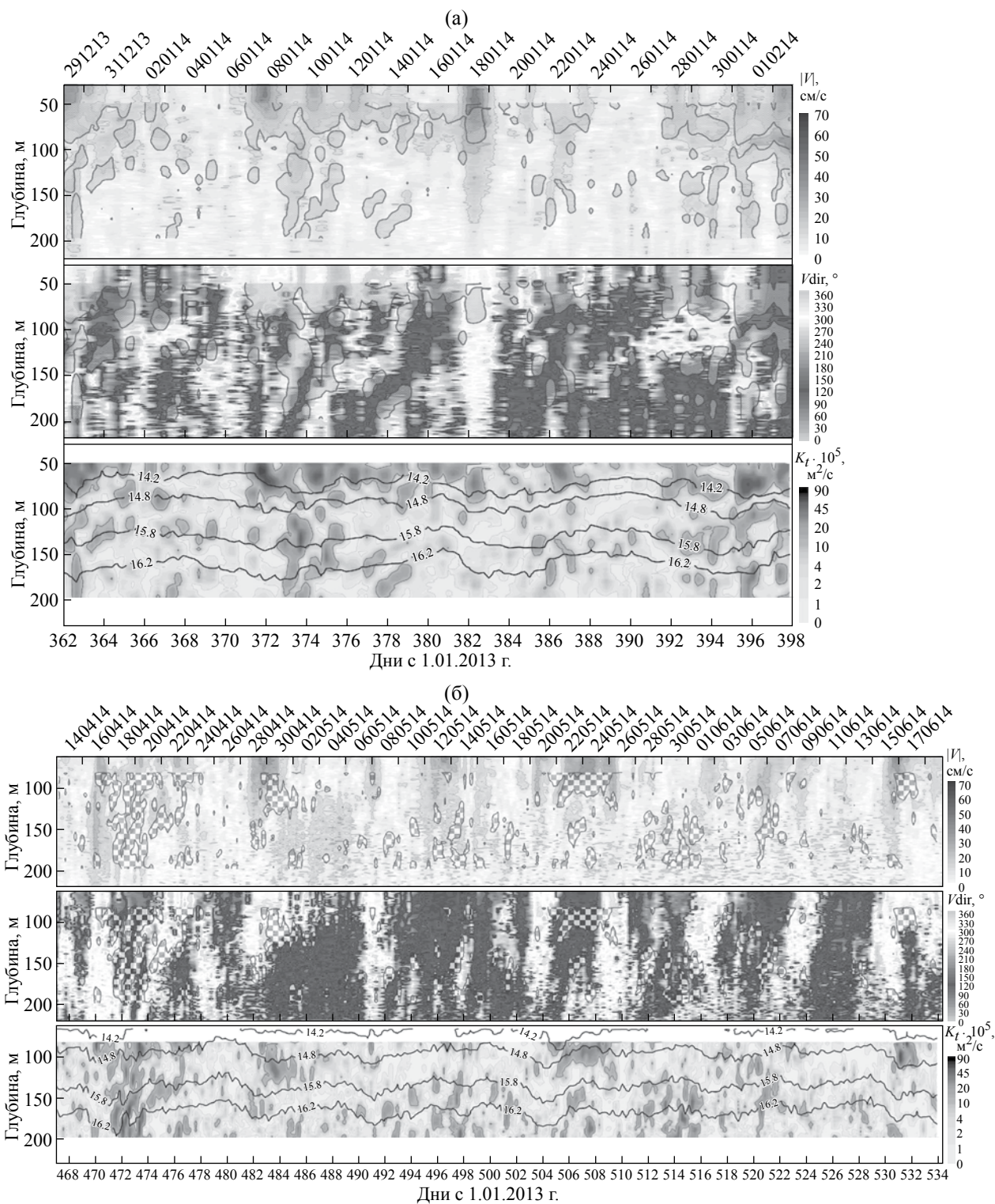


Рис. 5. Распределение модуля скорости течений (вверху), направления (посередине) и соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена с 27.12.2013 г. по 02.02.2014 г. (а) и с 12.04 по 18.06 (б) 2014 г. Белой полупрозрачной заливкой на рисунках общей скорости и направления течения выделены области с $K_t > 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. На рисунках распределения K_t также проведены изолинии условной плотности.

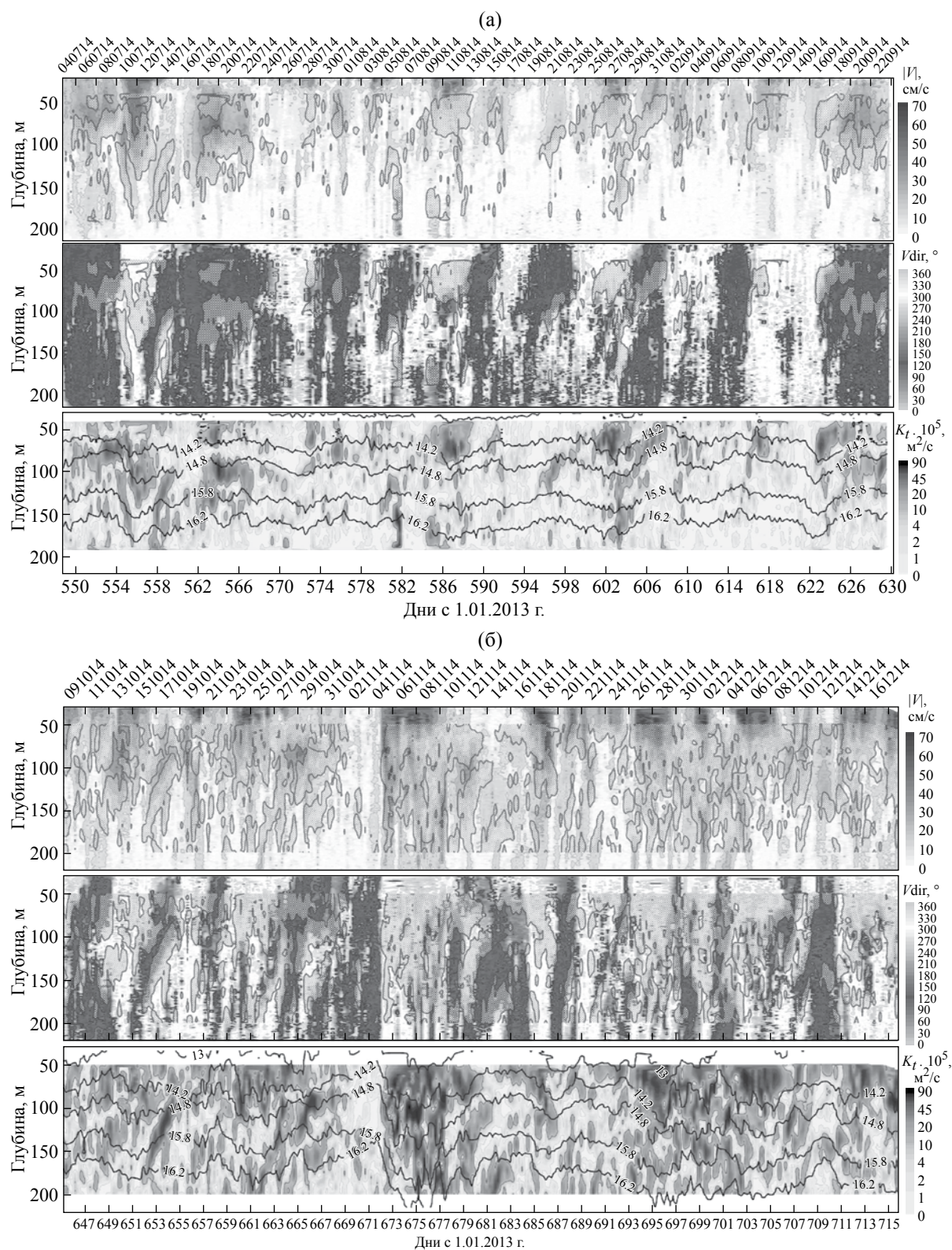


Рис. 6. Распределение модуля скорости течений (вверху), направления (посередине) и соответствующих значений коэффициента вертикального турбулентного обмена со 2.07 по 22.09 (а) и с 10.10 по 17.12 (б) 2014 г. Белой полупрозрачной заливкой на рисунках общей скорости и направления течения выделены области с $K_t > 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$. На рисунках распределения K_t также проведены изолинии условной плотности.

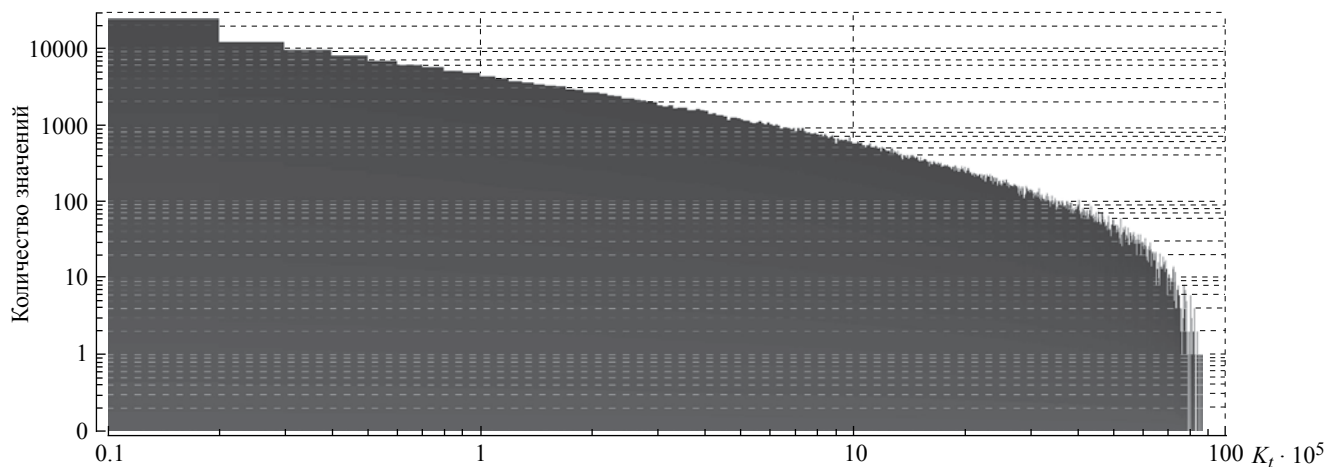


Рис. 7. Гистограмма распределения значений коэффициента вертикального турбулентного обмена (K_t) по данным зонда-профилографа “Аквалог” в 2013–2014 гг. во всем исследованном слое.

в случае возникновения в верхнем слое достаточно сильных течений. Причиной этого является более быстрое затухание скорости течения с глубиной.

Минимальные значения K_t были равны расчетному минимуму (константе K_{bs}), т.е. в нашем случае $0.1 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, максимальные, в моменты наиболее развитого вертикального сдвига скорости течения, превышали $40 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$, в ряде случаев достигая $80 \cdot 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$. Ниже сезонного термоклина K_t уменьшался почти в два раза и продолжал убывать с глубиной. Эти расчеты несколько противоречат традиционным оценкам изменения K_t с глубиной в Черном море, обычно предсказывающих рост коэффициента турбулентного вертикального обмена по мере увеличения глубины [2, 3, 4, 7].

Распределение величины K_t по различным диапазонам ее значений приведено в табл. 2. Всего за период 2013–2014 гг. по результатам расчетов было получено более 285 тысяч значений K_t в области исследуемого слоя с шагом 1 м. Гистограммы распределения значений K_t приведены на рис. 7.

Как видно из табл. 2, доля значений K_t , соответствующих сильному перемешиванию, составляет чуть более 27% (если взять значения K_t , на два порядка превышающих расчетный минимум в $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$). Однако вклад в перемешивание подобных “сильных событий” весьма существен. Если рассмотреть временную динамику K_t во всем исследуемом слое и отдельно взять суммы значений K_t до 10^{-4} и превышающие 10^{-4} , то мы увидим (рис. 8), что при относительно малой (27.33% от общего числа значений) длительности периодов сильного перемешивания по сравнению с периодами относительного покоя, вклад первых в перемешивание составляет 78%.

Для расчета помесечной статистики коэффициента вертикального турбулентного обмена

мы использовали слои между следующими значениями условной плотности: 14.2–14.6 $\text{кг}/\text{м}^3$ (верхняя часть ХПС и его ядро), 14.6–15.0 $\text{кг}/\text{м}^3$ (нижняя часть ХПС и верхняя часть пикнохалоклина), 15.0–15.4 $\text{кг}/\text{м}^3$ (слой с максимальным градиентом плотности), 15.4–15.8 $\text{кг}/\text{м}^3$ (слой кислород-дефицита), 15.8–16.2 $\text{кг}/\text{м}^3$ (редокс-слой).

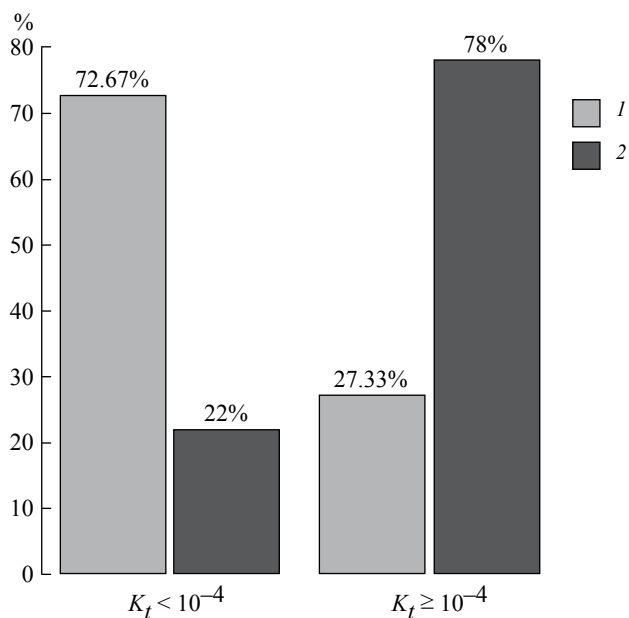


Рис. 8. Распределение значений коэффициента вертикального турбулентного обмена по “слабым” ($K_t < 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$) и “сильным” ($K_t \geq 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$) событиям за весь период наблюдений во всем исследованном слое. 1 – число значений K_t внутри диапазона, в процентах от общего количества всех полученных данных. 2 – сумма значений K_t внутри диапазона, в процентах от суммы всех значений K_t .

Таблица 2. Распределение величины K_t по различным диапазонам значений в 2013–2014 гг. во всем исследованном слое

Диапазон значений $K_t \cdot 10^{-5}$, м ² /с	Общее число значений K_t внутри данного диапазона	% от общего числа
0.1–0.2	23394	8.2
0.2–1	57294	20.1
1–10	126645	44.4
>10 (сильное перемешивание)	77967	27.3

Таблица 3. Среднегодовые значения K_t в 2013–2014 гг. в различных диапазонах изменения условной плотности σ_θ

Диапазон изменения (σ_θ)	$K_t \cdot 10^5$ м ² /с среднее, 2013 г.	$K_t \cdot 10^5$ м ² /с среднее, 2014 г.	$K_t \cdot 10^5$ м ² /с среднее, 2013–2014 гг.	СКО* $\cdot 10^5$ м ² /с
14.2–14.6	11.9	11.8	11.9	15.1
14.6–15.0	9.9	9.4	9.8	12.6
15.0–15.4	8.0	8.1	8.0	10.9
15.4–15.8	7.5	6.7	7.1	10.3
15.8–16.2	7.4	5.7	6.8	10.3

* СКО – среднеквадратичное отклонение.

В табл. 3 приведены средние значения коэффициента вертикального турбулентного обмена целиком за 2013 и 2014 гг. в вышеперечисленных слоях.

На рисунках 9–13 представлены значения K_t , осредненные по месяцам и по плотностным слоям. Представлены только те месяцы, для которых имелись данные измерений за 15 дней или больше.

В целом мы можем говорить о значительном – более чем в два раза – усилении перемешивания в холодное время года, затрагивающем весь исследованный слой, и о его ослаблении в теплый период, в соответствии с сезонной изменчивостью скорости течения, которая, в свою очередь, зависит от скорости экмановской (ветровой) накачки [16]. Однако доминирование короткопериодной (несколько суток) изменчивости K_t , кубическим образом зависящего от вертикального сдвига скорости течения, приводит к тому, что события сильного турбулентного обмена наблюдаются во все сезоны года.

Межгодовая изменчивость K_t на примере 2013–2014 гг. выражена слабо. Также можно отметить, что среднемесячный тренд изменений K_t в целом сохраняется во всем исследованном слое. При этом сами значения K_t , как видно из

значений среднеквадратического отклонения, подвержены очень сильной изменчивости.

Хотя во всем исследованном слое отмечено снижение K_t по мере увеличения глубины, вертикальный градиент K_t также уменьшается. Можно предположить, что, начиная с некоторой глубины, где влияние сдвигового бароклинного течения практически исчезает ($\sigma_\theta \geq 16.5$ кг/м³, глубина около 300 м и более [6]), начинается описанный большинством авторов рост значений K_t с глубиной, связанный с уменьшением плотностной стратификации.

Расчеты коэффициента вертикального турбулентного обмена, сделанные по формуле типа Манка-Андерссона [20] с использованием длинных рядов данных, основаны на предположении, что в исследуемой зоне Черного моря, в диапазоне глубин 30–220 м, скорость течения и ее сдвиг по вертикали вносят ключевой вклад в перемешивание. Если это предположение верно, то, принимая во внимание, что закономерность такого рода должна быть типична для всей зоны ОЧТ, можно полагать, что эта зона оказывает определяющее влияние на вентиляцию аэробной зоны Черного моря и ее снабжения кислородом [22]. Нужны дальнейшие исследования, чтобы проверить эти предположения.

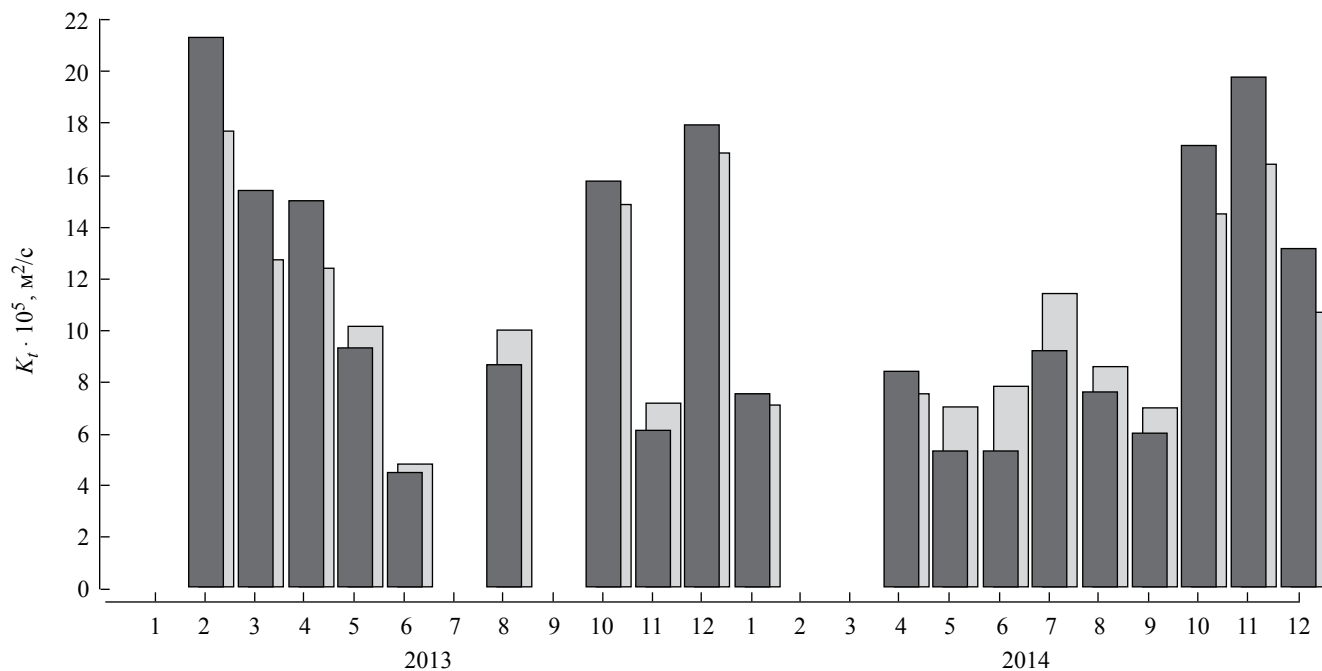


Рис. 9. Средние значения K_t , осредненные по месяцам, в слое σ_θ от 14.2 до 14.6 кг/м³. Светло-серым цветом на заднем плане отмечено соответствующее среднеквадратическое отклонение.

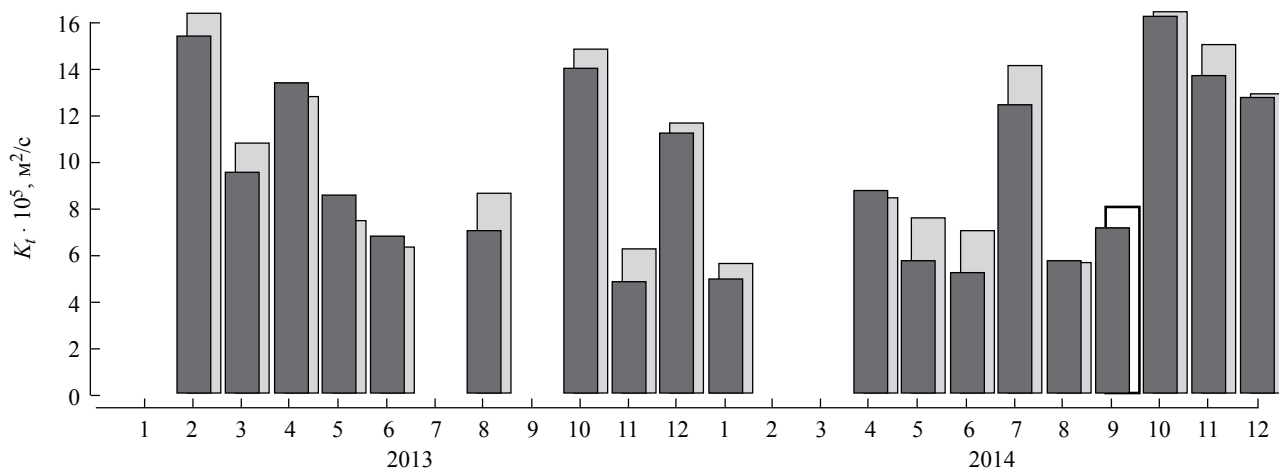


Рис. 10. Средние значения K_t , осредненные по месяцам, в слое σ_θ от 14.6 до 15.0 кг/м³. Светло-серым цветом на заднем плане отмечено соответствующее среднеквадратическое отклонение.

Обслуживание и модернизация измерительных станций, расположенных на полигоне, выполнялась при поддержке проекта РФФ № 14-17-00382. Статья подготовлена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00381), обработка и анализ данных – грант РФФИ № 16-45-230781. Экспедиционные мониторинговые исследования выполнялись при поддержке гранта РГО-РФФИ № 10/2016.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арашкевич Е.Г., Луппова Н.Е., Никишина А.Б. и др. Судовой экологический мониторинг в шельфовой зоне Черного моря: оценка современного состояния пелагической экосистемы // Океанология. 2015. Т. 55. № 6. С. 1–7.
2. Богуславский С.Г., Иващенко И.К. Вертикальная мезоструктура глубинных вод Черного моря // Морск. гидрофиз. журн. 1989. № 5. С. 25–32.

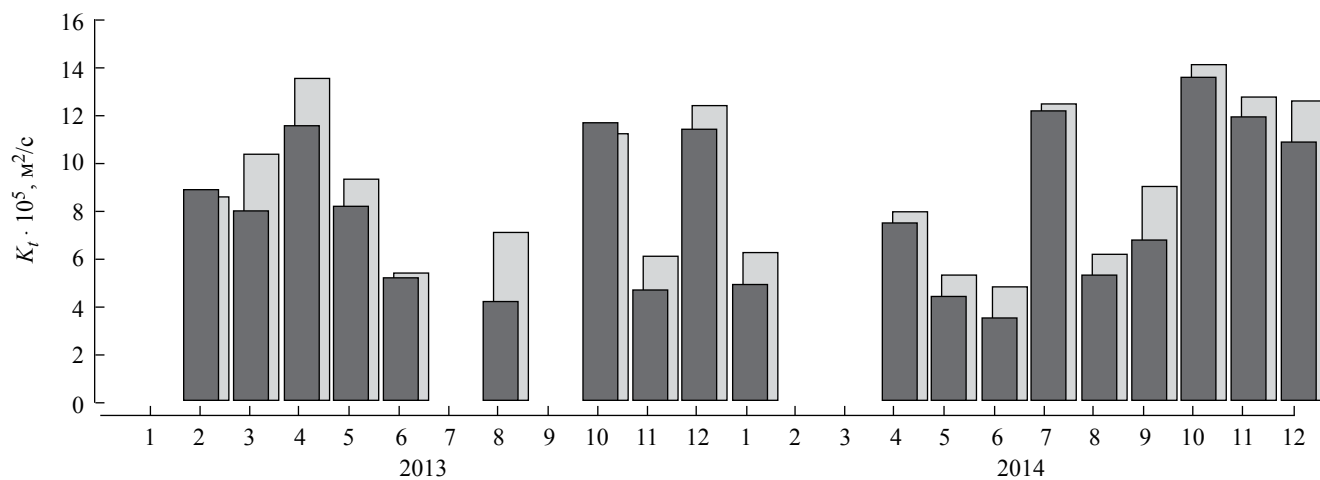


Рис. 11. Средние значения K_T , осредненные по месяцам, в слое σ_0 от 15.0 до 15.4 кг/м³. Светло-серым цветом на заднем плане отмечено соответствующее среднеквадратическое отклонение.

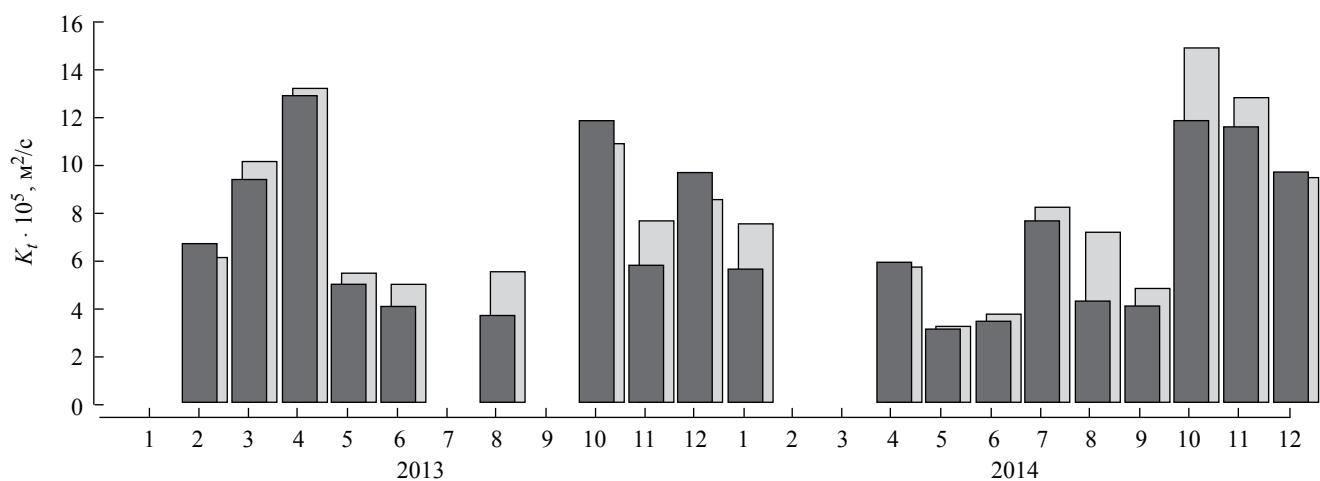


Рис. 12. Средние значения K_T , осредненные по месяцам, в слое σ_0 от 15.4 до 15.8 кг/м³. Светло-серым цветом на заднем плане отмечено соответствующее среднеквадратическое отклонение.

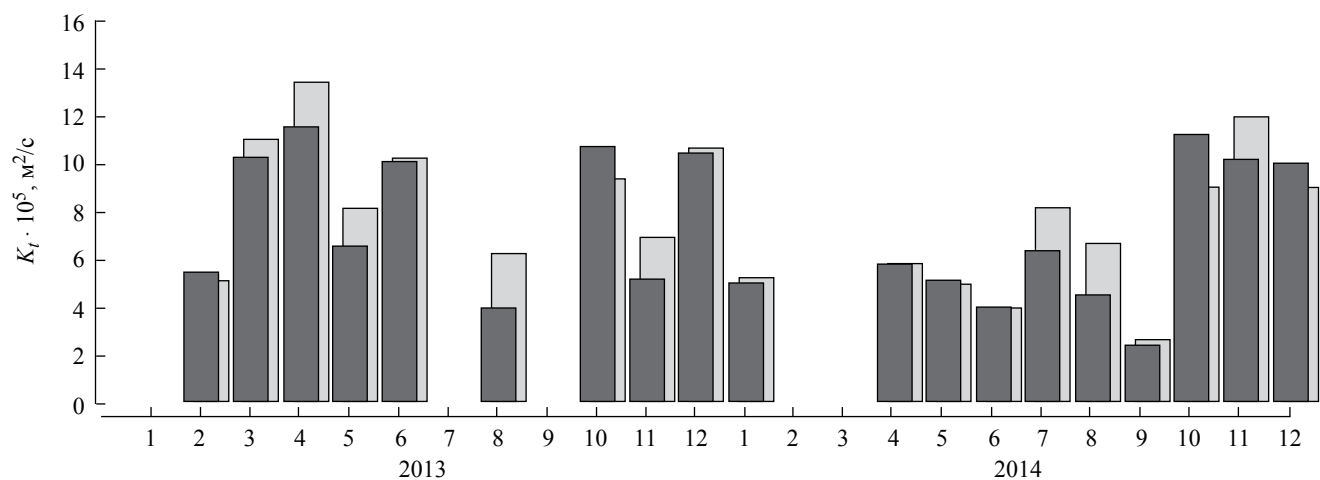


Рис. 13. Средние значения K_T , осредненные по месяцам, в слое σ_0 от 15.8 до 16.2 кг/м³. Светло-серым цветом на заднем плане отмечено соответствующее среднеквадратическое отклонение.

3. *Еремеев В.Н., Кушнир В.М.* Слоистая структура течений и вертикальный обмен в Черном море // *Океанология*. 1996. Т. 36. № 1. С. 13–19.
4. *Зацепин А.Г., Голенко Н.Н., Корж А.О. и др.* Влияние динамики течений на гидрофизическую структуру вод и вертикальный обмен в деятельном слое Черного моря. // *Океанология*. 2007. Т. 47. № 3. С. 327–339.
5. *Зацепин А.Г., Островский А.Г., Кременецкий В.В. и др.* О природе короткопериодных колебаний основного черноморского пикноклина, субмезомасштабных вихрях и реакции морской среды на катастрофический ливень 2012 г. // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2013. Т. 53. № 6. С. 717–732.
6. *Морозов А.Н., Зацепин А.Г., Куклев С.Б. и др.* Вертикальная структура течений в верхней части континентального склона Черного моря в районе г. Гелленджик // *Изв. РАН. Физ. атмосф. и океана*. 2017 (в печати).
7. *Морозов А.Н., Лемешко Е.М., Шутов С.А., и др.* LADCP в Черном море, основные результаты 2004–2014 гг. // *Морск. гидрофиз. журн*. 2016 (в печати)
8. *Овчинников И.М., Попов Ю.И.* Формирование холодного промежуточного слоя в Черном море // *Океанология*. 1987. Т. 27. № 5. С. 739–746.
9. *Подымов О.И., Зацепин А.Г.* Сезонная и межгодовая изменчивость солености верхнего слоя в гелленджикском районе Черного моря // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 3. С. 370–383.
10. *Самодуров А.С., Чухарев А.М.* Оценка интенсивности вертикального турбулентного обмена в Черном море по экспериментальным данным // *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006. С. 524–529.
11. *Forryan A., Martin A.P., Srokosz M.A. et al.* A new observationally motivated Richardson number based mixing parametrization for oceanic mesoscale flow // *J. Geophysical Res.: Oceans*. 2013. V. 118. № 3. P. 1405–1419, DOI:10.1002/jgrc.20108.
12. *Gargett A.E.* Vertical eddy diffusion in the ocean interior // *J. Marine Res.* 1984. V. 42. № 2. P. 359–393.
13. *Gastel P., Pelegri J.L.* Estimates of gradient Richardson numbers from vertically smoothed data in the Gulf Stream region // *Scientia Marina*. 2004. V. 68. № 4. P. 459–482.
14. *Geyer W.* The Importance of Suppression of Turbulence by Stratification on the Estuarine Turbidity Maximum // *Estuaries*. 1993. V. 16. № 1. P. 113–125.
15. *Kent R.E., Pritchard D.W.* A test of mixing length theories in a coastal plain estuary // *J. Marine Res.* 1959. V. 18. № 1. P. 62–72.
16. *Kubryakov A.A., Stanichny S.V., Zatsepin A.G., Krementetsky V.V.* Long-term variations of the Black Sea dynamics and their impact on the marine ecosystem // *J. Marine Systems*. 2016. V. 163. P. 80–94. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jmarsys.2016.06.006>.
17. *Lozovatsky I., Roget E., Fernando H., et al.* Sheared turbulence in a weakly stratified upper ocean // *Deep Sea Res.* 2005. V. 53. P. 387–407.
18. *Mellor G.L., Yamada T.* A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers // *Journal of Atmospheric Science*. 1974. V. 31. № 7. P. 1791–1806.
19. *Millard R., Owens W.B and Fofonoff. N.P.* On the calculation of the Brunt-Väisälä frequency // *Deep-Sea Res.* 1990. V. 37. № 1. P. 167–181.
20. *Munk W.H., Anderson E.R.* Notes on the theory of the thermocline // *J. Marine Research*. 1948. V. 7. P. 276–295.
21. *Ostrovskii A.G., Zatsepin A.G.* Short-term hydrophysical and biological variability over the north-eastern Black Sea continental slope as inferred from multiparametric tethered profiler surveys // *Ocean Dynamics*. 2011. V. 61. P. 797–806.
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 Res. I*. 2016. V. 116. P. 1–13. <http://dx.doi.org/10.1016/j.dsr.2016.07.011>
23. *Pacanowski, R.C., Philander S.G.H.* Parameterization of vertical mixing in numerical models of tropical oceans // *J. Phys. Oceanogr.* 1981. V. 11. № 11. P. 1443–1451.
24. *Pelegri J.L., Csanady G.T.* Diapycnal mixing in western boundary currents // *J. Geophys. Res.* 1994. V. 99. № C9. P. 18275–18304.
25. *Peters H., Gregg M., Toole J.* On the parameterization of equatorial turbulence // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 1988. V. 93. № C2. P. 1199–1218.
26. *Soloviev A., Lukas R., Hacker P.* An approach to parameterization of the oceanic turbulent boundary layer in the Western Pacific warm pool // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2001. V. 106. № C3. P. 4421–4435.
27. *Yu Z., Schopf P.* Vertical eddy mixing in the tropical upper ocean: its influence on zonal currents // *J. Phys. Oceanogr.* 1997. V. 27. P. 1447–1458.

Vertical Turbulent Exchange in the Black Sea Pycnocline and its Connection With Water Dynamics

O. I. Podymov, A. G. Zatsepin, A. G. Ostrovskii

Evaluations of vertical diffusion coefficient (K_v) in the Black Sea pycno-halocline were performed using the data of simultaneous profile measurements of sea water temperature, density and lateral velocity, carried out in 2013–2014 in the north-eastern part of the Black Sea by means of the “Aqualog” moored profiler. Munk-Andersson parameterization (1948), adapted for the Black Sea conditions, was proposed for the calculation of K_v . It was discovered that the vertical diffusion coefficient depends strongly on the alongshore flow velocity.