

УДК 551.465.4

ДИАПИКНИЧЕСКОЕ ПЕРЕМЕШИВАНИЕ И ДИФФЕРЕНЦИАЛЬНАЯ ДИФФУЗИЯ НАД КОНТИНЕНТАЛЬНЫМ СКЛОНОМ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ТЕПЛОЕ ПОЛУГОДИЕ

© 2023 г. Д. В. Степанов^а, *, А. Г. Островский^б, А. Ю. Лазарюк^а

^аТихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, ДВО РАН,
ул. Балтийская, 43, Владивосток, 690041 Россия

^бИнститут океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Нахимовский проспект, д. 36, Москва, 117997 Россия

*e-mail: step-nov@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 28.02.2023 г.

После доработки 22.06.2023 г.

Принята к публикации 26.06.2023 г.

Статья посвящена анализу процессов дифференциальной диффузии, ответственных за диапикническое перемешивание в зоне Приморского течения западного направления в северной части Японского моря. В статье приведены результаты обработки и анализа длинного временного ряда регулярных измерений вертикальных профилей термохалинных характеристик и скорости течения над верхней частью континентального склона между горизонтами 60 и 420 м на буйковой станции “Аквалог” с апреля по октябрь 2015 г. С помощью параметризации Осборна-Кокса (1972) и параметризации Грегга (1989), получены оценки коэффициентов эффективного обмена теплом и солью, а также потока плавучести. Выполнены оценки угла Тернера для верификации процессов двойной диффузии. Исследованы вклады послойной конвекции и солевых пальцев в поток плавучести. Установлено, что благодаря дифференциальной диффузии интенсивным вертикальным перемешиванием был охвачен главным образом слой от 80 до 170 м. Причем, с середины весны до начала мая послойная конвекция проникала до горизонта 250 м, а затем ведущую роль играл процесс по типу солевых пальцев. Сдвиговая неустойчивость, обусловленная, в том числе, слабо-нелинейным взаимодействием внутренних волн, преобладала в нижележащих слоях.

Ключевые слова: диапикническое перемешивание, дифференциальная диффузия, инструментальные измерения, Японское море

DOI: 10.31857/S0002351523050103, EDN: DJBPRP

1. ВВЕДЕНИЕ

В некоторых районах океана диапикническое/вертикальное перемешивание может обуславливаться комбинацией вкладов турбулентности и дифференциальной диффузии [Inoue et al., 2007]. В случае турбулентности, развивающейся в результате сдвиговой неустойчивости, обусловленной в том числе нелинейным взаимодействием внутренних волн (ВВ) [Wunsch, 2004], развитие процесса сопровождается потерей устойчивости плотностной стратификации, а интенсивность перемешивания одинакова как для тепла, так и соли. В случае дифференциальной диффузии, картина иная. При устойчивой плотностной стратификации, регистрируются потоки плавучести, кото-

рые являются прямым следствием неустойчивости вертикальных распределений температуры воды или ее солёности, в условиях более интенсивной молекулярной диффузии тепла по сравнению с диффузией соли, (коэффициент молекулярной диффузии тепла на два порядка больше, чем коэффициент молекулярной диффузии соли) [Radko, 2013]. Благоприятные условия для развития дифференциальной диффузии в режиме послойной конвекции [Федоров, 1986] могут наблюдаться в термохалинных интрузиях в океанических фронтальных зонах [Кузьмина, 1997], а дифференциальная диффузия в форме солевых пальцев [Федоров, 1972] может происходить на нижних границах интрузий [Федоров, 1984; Зацепин и др., 1995]. Дифференциально-диффузионная конвекция типа солевых пальцев вносит вклад в вентилизацию вод термоклина в некоторых районах океана [Перескоков и Федоров, 1989] и считается важным климатообразующим фактором [Перескоков и Федоров, 1985]. Следует отме-

Статья подготовлена на основе устного доклада, представленного на IV Всероссийской конференции с международным участием “Турбулентность, динамика атмосферы и климата”, посвященной памяти академика А.М. Обухова (Москва, 22–24 ноября 2022 г.).

тить, что в одном из недавних исследований, посвященных диапикническому перемешиванию в океане [Gregg et al., 2018], авторы разделили понятия о дифференциальной диффузии и двойной диффузии, связав первую с процессами с преобладанием послойной конвекции, а вторую — с конвекцией по типу солевых пальцев в условиях очень слабого вертикального сдвига скорости. В данной работе мы будем употреблять термин дифференциальная диффузия, придерживаясь традиционного определения, которое включает как послойную конвекцию, так и конвекцию по типу солевых пальцев, причем не обязательно при отсутствии вертикального сдвига скорости.

Данные измерений диапикнического перемешивания в Японском море (далее, ЯМ) практически отсутствуют, хотя процессы вертикального обмена здесь вызывают большой интерес в контексте изучения причин повышенного содержания растворенного кислорода в водной толще [Talley et al., 2006]. ЯМ часто рассматривается как океан в миниатюре из-за конвейера водных масс и некоторых черт циркуляции, схожих с Мировым океаном [Ichiye, 1984; Gamo et al., 2014]. Глубоководный северный бассейн ЯМ, охваченный крупномасштабным циклоническим круговоротом, представляет собой компактную зону смешения водных масс различного происхождения [Talley et al., 2006]. В частности, здесь происходит смешение вод теплого Цусимского течения, являющегося продолжением ветви Куро시오, и холодного прибрежного течения Шренка юго-западного направления, берущего начало в Татарском проливе. По-видимому, из конвергенции этих двух течений формируется Приморское течение западного направления, стречень которого располагается над континентальным склоном и прослеживается до района залива Петра Великого, а иногда и западнее [Никитин и др., 2020]. Естественно ожидать, что процессы диапикнического перемешивания в северной части Японского моря и в северо-западной части Тихого океана во фронтальной зоне течений Оясио и Куро시오 [Inoue et al., 2007] могут иметь много общего. Интенсификация Приморского течения в верхнем слое моря в теплый период года [Kim et al., 2010] влияет на фоновые условия сдвиговой неустойчивости ВВ, возникающих как отклик моря на атмосферные воздействия [Ярошук и др., 2016] и приливных ВВ, которые становятся неустойчивыми при выходе на шельф [Навроцкий и др., 2010; Новотрясов и др., 2016; Новотрясов и др., 2018]. Интенсификация сдвиговой неустойчивости может влиять на формирование диапикнического перемешивания.

Льдообразование в северной части Татарского пролива [Трусенкова и др., 2019] и на акватории залива Петра Великого [Talley et al., 2003; Лазарюк и др., 2013; Лазарюк и др., 2021] должны спо-

собствовать развитию процессов дифференциально-диффузионной конвекции в приповерхностном слое моря в зимний сезон. Весной под действием ветров северных румбов, а также из-за распреснения вод, вызванного таянием морского льда, и продолжающейся потери тепла поверхностным слоем моря, формируются условия для развития двойной диффузии в водной толще. В конце лета—начале осени благодаря увеличению расхода ветви Куро시오 через Цусимский/Корейский пролив [Островский и др., 2009] и интенсивному морскому циклогенезу значительно усиливается приток более соленых и теплых вод в северный бассейн из юго-восточной части ЯМ [Kim et al., 2010; Stepanov et al., 2022]. На верхней границе интрузий этих вод могут наблюдаться явления послойной конвекции, а на нижней возможны дифференциально-диффузионные процессы, формирующие солевые пальцы. Конвекция в режиме солевых пальцев ведет к усилению вентиляции вод термоклина, по аналогии с процессами в Мировом океане [Перескоков, 2019].

В работе [Ostrovskii et al., 2021] на основе анализа длинных временных рядов вертикальных профилей температуры и солёности морской воды, а также скорости течения, удалось количественно оценить параметры диапикнического перемешивания в предположении о ведущей роли сдвиговой неустойчивости, обусловленной слабо-нелинейным взаимодействием ВВ над континентальным склоном. Экспериментальные данные для оценивания были получены с помощью профилографа “Аквалог” [Островский и др., 2013], работавшего в составе заякоренной автономной буйковой станции в северо-западной части моря с апреля по октябрь 2015 г. Была исследована изменчивость скорости диссипации турбулентной кинетической энергии и коэффициента вертикального турбулентного перемешивания по глубине и времени, а также частично описан сезонный ход вертикальных потоков тепла, соли и растворенного кислорода. Оценки были получены на основе тонко-структурной параметризации [Polzin et al., 2014]. Однако процессы двойной диффузии рассмотрены не были.

В данном исследовании, используя тот же массив данных профилографа “Аквалог”, проводится анализ процессов дифференциальной диффузии, ответственных за диапикническое перемешивание в зоне Приморского течения западного направления в северной части Японского моря. Получены количественные оценки коэффициентов вертикального турбулентного обмена, а также потока плавучести, основанные на предположении о том, что вклад процессов дифференциальной диффузии временами локально может быть преобладающим в диапикническом перемешивании.

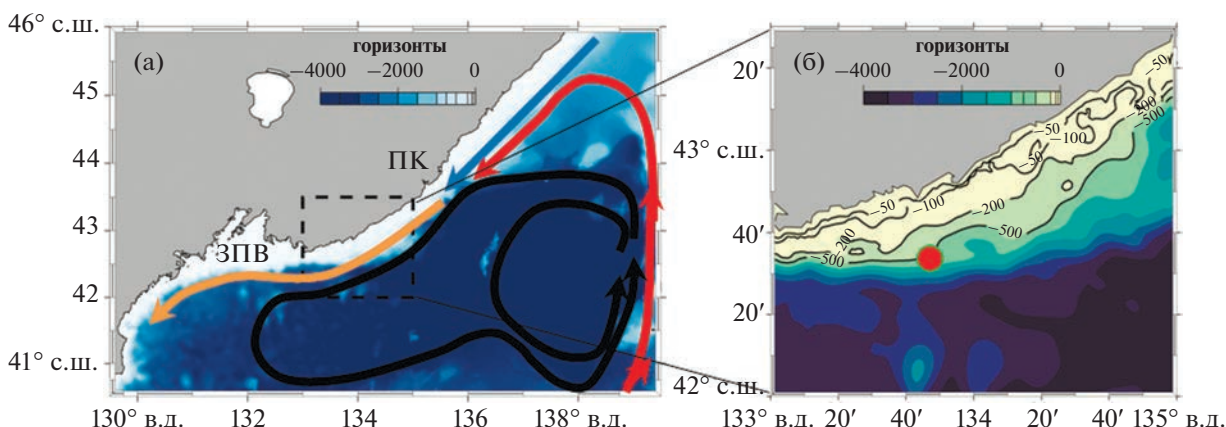


Рис. 1. (а) Схема течений и рельеф дна северо-западной части Японского моря (по данным ЕТОР02 [NGDC, 2006]). ЗПВ — залив Петра Великого, ПК — Приморский край. Линией красного цвета обозначено продолжение Цусимского течения, голубого цвета — течение Шренка, оранжевого цвета — Приморское течение. Черными линиями обозначена структура крупномасштабного циклонического круговорота над Центральной котловиной Японского моря. (б) Увеличенный фрагмент топографии дна. Красный кружок — заякоренная станция с автономным подводным профилографом “Аквалог”, работавшая с 18 апреля по 15 октября 2015 г.

2. ДАННЫЕ

Натурные данные, используемые ниже для оценки вертикального теплопереноса, были получены с помощью заякоренной притопленной буйковой станции с роботизированным подводным профилографом “Аквалог”. Станция была установлена экспедицией ТОИ ДВО РАН на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (рейс № 69) в апреле 2015 г. на континентальном склоне на изобате 425 м в точке 133°47.1' в.д. и 42°33.7' с.ш. в северо-западной части Японского моря в зоне прибрежного холодного Приморского течения (см. рис. 1).

Аппарат “Аквалог” выполнял профилирование водной толщи при движении вдоль буйрепа заякоренной станции между верхней притопленной плавучестью и заданным глубинным горизонтом. Зондирования выполнялись строго с интервалом 6 часов в течение всего срока постановки станции с 18 апреля по 15 октября 2015 г. Каждые шесть суток первые пять дней аппарат циклировал между горизонтами 60 и 280 м, а на следующий, шестой день делал более глубокие зондирования до горизонта 420 м. При этом скорость его перемещения составляла примерно 0.2 м с⁻¹.

На аппарате “Аквалог” были установлены приборы: термосолемер SBE CTD 52-MP и акустический доплеровский точечный измеритель скорости течения Nortek Aquadopp 2 МГц (подробное описание смотрите в работе [Ostrovskii et al., 2021]). Полученные временные ряды данных содержали более 1500 вертикальных профилей по каждому измеренному параметру. При последующей обработке данных CTD зонда с помощью минимизации погрешностей и введения поправок на инерционность датчиков удалось привести их точность к стандартам

WOCE: по температуре $\pm 0.002^\circ\text{C}$ и по электропроводности до ± 0.003 мСм см⁻¹ [Лазарюк и др., 2017]. Затем, используя стандартные процедуры TEOS-10 [Wright et al., 2011], мы рассчитывали потенциальную температуру (θ) и соленость воды (S), значения которых, наряду с горизонтальными компонентами скорости течения (U), группировали по давлению по слоям 2 дбар и усредняли.

3. МЕТОД ОЦЕНИВАНИЯ ДИАПИКНИЧЕСКОГО ПЕРЕМЕШИВАНИЯ

Для определения вклада дифференциальной диффузии в вертикальный тепло- и массоперенос используется параметризация, предложенная в работе [Osborn et al., 1972; Osborn, 1980]. Выражение для потока плавучести $J_b = -\frac{g}{\rho_0} \overline{w' \rho'}$, где g —

ускорение свободного падения, ρ_0 — отсчетная плотность, ρ — плотность морской воды, w — вертикальная скорость (штрихом обозначены флуктуации, а верхняя черта означает осреднение по времени), в линеаризованной форме имеет следующий вид:

$$J_b = -\frac{g}{\rho_0} (-\rho_0 \alpha \overline{w' \theta'} + \rho_0 \beta \overline{w' S'}), \quad (1)$$

где α и β — коэффициенты теплового расширения и солёностного сжатия [Roquet et al., 2015]. В этом случае,

$$J_b = -g (\alpha F_\theta - \beta F_S), \quad (2)$$

где F_θ и F_S — потоки тепла и соли, которые соответственно, пропорциональны вертикальным

градиентам осредненных значений потенциальной температуры и солёности:

$$F_\theta = -K_\theta \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z}, \quad F_S = -K_S \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}. \quad (3)$$

В (3) K_θ и K_S — коэффициенты эффективного обмена теплом и солью. Отметим, что при преобладании процесса дифференциальной диффузии эти коэффициенты не равны между собой.

В соответствии с [Osborn et al., 1972], коэффициент K_θ , оценивается следующим образом:

$$K_\theta = -\frac{\chi}{2 \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)}, \quad (4)$$

где χ — скорость диссипации вариаций температуры $\chi \sim 6\kappa_T \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^2$, здесь $\kappa_T = 1.5 \times 10^{-7} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ — коэффициент молекулярной диффузии. Оценка K_S пропорциональна K_θ и плотностному отношению $R_p = \alpha \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} / \beta \frac{\partial \bar{S}}{\partial z}$, которое характеризует проявление дифференциальной диффузии [Ruddick, 1983]. Выражение для K_S , согласно [McDougall et al., 1992], имеет следующий вид:

$$K_S = \frac{R_p}{\gamma} K_\theta, \quad (5)$$

где γ — отношение компонент потока плавучести:

$$\gamma = \frac{\alpha F_\theta}{\beta F_S}, \quad (6)$$

которое принимает значения $0 < \gamma \leq 1$ для солевых пальцев и $\gamma > 1$ для послойной конвекции. Ниже мы будем оценивать γ в соответствии с работой [Hamilton et al., 1989] с учетом коэффициента эффективности перемешивания в процессе дифференциальной диффузии (Γ^{DD}) и отношения R_p по формуле:

$$\gamma = \frac{R_p \Gamma^{DD}}{R_p \Gamma^{DD} + R_p - 1}. \quad (7)$$

Здесь в качестве Γ^{DD} используем выражение, предложенное в [Inoue et al., 2007]:

$$\Gamma^{DD} = \frac{\chi N^2}{2\varepsilon \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \right)^2}, \quad (8)$$

где N — частота плавучести, ε — интенсивность диссипации турбулентной кинетической энергии (ТКЭ), которая оценивается в соответствии с предположениями Осборна о балансе между источниками ТКЭ, ее диссипацией и потоками пла-

вучести [Osborn, 1980]. Кроме этого, предполагается, что ε , обусловлена, главным образом слабо-нелинейным взаимодействием ВВ. Основной вклад вносят квази-инерционные ВВ, частота которых находится вблизи локальной инерционной частоты, f , равной $9.87 \times 10^{-5} \text{ рад с}^{-1}$ в районе наших исследований на 42.6° с.ш. Для оценки ε будем использовать формулу Грегга [Gregg, 1989]:

$$\varepsilon = (7 \times 10^{-10}) \frac{N^2}{N_0^2} \frac{V_z^4}{V_{zGM}^4}, \quad (9)$$

где $N_0 = 7.86 \times 10^{-5} \text{ рад с}^{-1}$ — это, так называемое, фоновое значение частоты плавучести, $V_z = |\mathbf{U}_z|$ — локальный вертикальный сдвиг скорости, а

$V_{zGM}^2 = 1.91 \times 10^{-5} \left(\frac{N}{N_0} \right)^2 [\text{с}^{-2}]$ — это параметризация в модели Гаррета—Манка для вертикальных волновых чисел меньших, чем 0.6 рад с^{-1} [Garrett et al., 1972].

Ранее было установлено, что сдвиговая неустойчивость, также может развиваться в рассматриваемом регионе, что подтверждается анализом числа Ричардсона [Ostrovskii et al., 2021]. В настоящем исследовании планируется сравнить потоки плавучести, обусловленные дифференциальной диффузией и сдвиговой неустойчивостью. Для оценки потока плавучести, обусловленного сдвиговой неустойчивостью, будем считать, что наблюдается баланс между источниками и стоками ТКЭ [Osborn et al., 1972; Osborn, 1980]. Тогда поток плавучести имеет вид:

$$J_b^{turb} = \frac{g}{\rho_0} \overline{w' \rho'} = -\frac{g}{\rho_0} K_p \frac{\partial \bar{\rho}}{\partial z} = K_p N^2, \quad (10)$$

где K_p — коэффициент турбулентного обмена массой и $K_p = K_\theta = K_S$. В соответствии с [Osborn, 1980] для оценки K_p полагают, что:

$$K_p \leq \Gamma \frac{\varepsilon}{N^2}. \quad (11)$$

Соотношение (11) часто применяют в виде $K_p = \Gamma \varepsilon / N^2$, где $\Gamma \approx 0.2$ — коэффициент, характеризующий эффективность турбулентного перемешивания [Osborn, 1980].

Обрабатывая данные нашего натурного эксперимента, будем рассчитывать значения V_z для вертикального масштаба 10 м, выбор которого был обоснован в работе [Gregg, 1989] в качестве масштаба отсечения интенсивных колебаний с низкими волновыми числами, в том числе вблизи частоты f . Этот масштаб мы также будем использовать для оценки вертикальных градиентов θ и S . Для разделения измеренных временных рядов на фоновую (среднюю) величину и аномалии (от-

клонения от среднего) воспользуемся процедурой скользящего среднего с окном 12 ч.

Для определения периодов развития двойной диффузии, часто используют такой параметр как угол Тернера (Tu), который связан с плотностным отношением $R_\rho = \text{tg}[Tu + 45^\circ]$ [Ruddick, 1983]. Этот параметр удобен в качестве меры преобладания одного процесса над другим (послойной конвекции/солевых пальцев), поскольку Tu по сравнению с R_ρ , позволяет избежать неопределенности, связанной со знаком вертикальной производной температуры/солености и плотности. Величина $-90^\circ \leq Tu < -45^\circ$ указывает на возможное развитие послойной конвекции, а при $45^\circ < Tu \leq 90^\circ$ — на развитие солевых пальцев. Если Tu изменяется в пределах от -45° до 45° , то считается, что необходимые условия для развития двойной диффузии отсутствуют. При оценке угла Тернера были использованы данные с вертикальным разрешением 2 дбар.

Отметим, что на этапе обработки данных, чтобы избежать вклада “ложных” аномалий (артефактов) в оценки V_z , была проведена фильтрация профилей горизонтальных компонент скорости течения с помощью процедуры скользящего среднего с окном 4 дбар. Значения коэффициентов α и β , а также угол Тернера (Tu) вычислены по алгоритмам TEOS-10 [Wright et al., 2011].

4. РЕЗУЛЬТАТЫ

4.1. Гидрологические условия в северо-западной части Японского моря

Полугодовая продолжительность натурального эксперимента позволила провести наблюдения при различных гидрометеорологических условиях. Начальный период с середины апреля до начала июня характеризовался пониженными значениями температуры и солености воды в слое от 60 до 120 м. Разница осредненных значений в пределах слоя достигала для температуры и солености, 1.5°C и 0.2 е.п.с. соответственно [Ostrovskii et al., 2021]. Термохалинная стратификация была обусловлена таянием льда в Татарском проливе и переносом холодных вод с пониженной соленостью в верхнем слое Приморским течением вдоль северо-западного побережья ЯМ в юго-западном направлении. Дополнительное воздействие на перенос этих вод оказывал ветер северных румбов.

Позднее с середины июня по октябрь, вклад температурной стратификации в вертикальную устойчивость стал определяющим. Солнечный прогрев привел к формированию термоклина. В этот период на вертикальных профилях солености часто регистрировались положительные аномалии благодаря поступлению более теплых и соленых вод с Приморским течением. Вследствие

смены муссона уменьшился вклад ветрового дрейфа в западный перенос в зоне Приморского течения.

4.2. Оценка диапикнического перемешивания, обусловленного дифференциальной диффузией

Анализируя оценки угла Тернера (рис. 2) можно отметить, что в отдельные периоды локально доминировал тот или иной тип дифференциальной конвекции. В частности, с середины апреля до начала мая необходимые условия для развития послойной конвекции выполнялись в пределах всей исследуемой водной толщи, значения Tu варьировали преимущественно от -75° до -60° и лишь небольшое число событий было связано с развитием солевых пальцев.

Затем, непродолжительное время в середине мая значения угла Тернера в слое глубже 100 м колебались преимущественно в диапазоне от 70° до 90° , что указывало на развитие солевых пальцев. Примерно с середины июня развитие солевых пальцев преобладало над послойной конвекцией, оценки Tu были преимущественно в пределах от 45° до 90° . Важно отметить, что в этот период условия для развития солевых пальцев существовали вплоть до глубин 250 м, в отличие от условий для развития послойной конвекции, которые ограничивались глубинами 150–170 м. Оценки необходимых условий для развития двойной диффузии указывают на ее возможное формирование в пределах исследуемого слоя и как следствие, потенциальный вклад этого процесса в диапикническое перемешивание, наряду со сдвиговой неустойчивостью. Однако полученные оценки Tu отражают лишь необходимые условия для развития дифференциальной диффузии, что требует дальнейшего анализа соответствующих фрагментов исходных рядов данных.

В рамках предложенного выше подхода и в соответствии с формулой (4) рассмотрим диаграмму глубина-время для коэффициента эффективного обмена теплом K_θ (рис. 3а), которая свидетельствует о сильной неоднородности распределения значений K_θ , как по глубине, так и по времени. Отметим, что незначимые величины $K_\theta < 10^{-8} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$, не показаны на рис. 3а. Максимальные значения $K_\theta > 10^{-3} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ наблюдались в слое от 70 до 220 м с середины апреля до начала мая. В дальнейшем, K_θ хоть и достигал высоких значений в конце мая и в середине августа, но это происходило на меньших глубинах (до 170 м). Сравнение распределений оценок K_θ (рис. 3а) и Tu (рис. 2) подтвердило, что послойная конвекция преимущественно развивалась в слое от 60 до 170 м. Исключение составил период с середины апреля до конца мая, когда во всей исследуемой водной

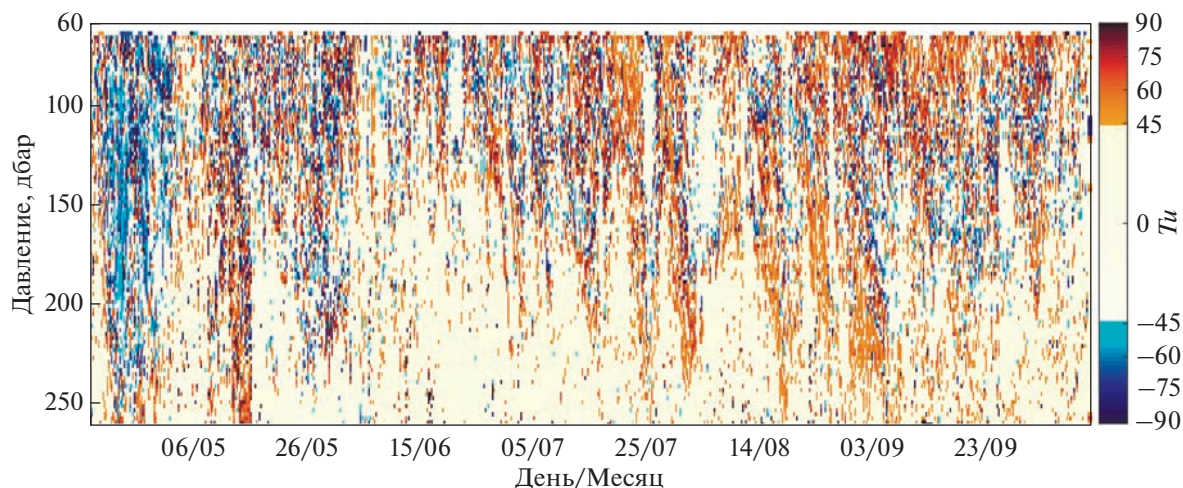


Рис. 2. Вариации угла Тернера (Ti) [градусы], рассчитанные по данным измерений на станции “Аквалог” 2015 г.

толще существовали благоприятные условия для развития послойной конвекции.

При определении по экспериментальным данным значений коэффициента обмена солью K_S , были получены оценки отношения компонент потока плавучести γ (7) и коэффициента эффективности перемешивания в процессе дифференциальной диффузии Γ^{DD} (8) (рис. 4). Поскольку интерес представляли лишь те периоды, когда значения Γ^{DD} были близки или выше коэффициента эффективности перемешивания, обусловленного сдвиговой неустойчивостью, т.е. когда $\Gamma^{DD} \geq 0.2$ [Osborn, 1980], оценки Γ^{DD} в другие моменты времени были исключены из рассмотрения. В начальный период наблюдений с середины апреля до конца мая значения Γ^{DD} достигали максимума ($\Gamma^{DD} \geq 1$) в различных слоях на глубинах до 250 м (рис. 4а). Однако затем, в течение всего июня высокие значения $\Gamma^{DD} \geq 1$ наблюдались в узком слое от 80 до 150 м. Впоследствии, высокие Γ^{DD} наблюдались на горизонтах не глубже 200 м.

Таким образом, полученные оценки γ и Γ^{DD} не противоречат представлению о росте эффективности перемешивания в период действия послойной конвекции. В тоже время, величины $\Gamma^{DD} > 0.2$ были отмечены в случаях, когда значения K_θ были невысокими ($K_\theta \sim 10^{-5} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$). Видимо, в это время конвекция в режиме солевых пальцев доминировала в диапикническом перемешивании. О ведущей роли этого процесса по сравнению с послойной конвекцией свидетельствовали высокие оценки отношения компонент потока плавучести (6) $\gamma > 1$, полученные для периода с середи-

ны апреля и до начала мая, а также в конце мая. В остальные периоды чаще наблюдались значения $\gamma \leq 1$ (рис. 4б).

На рис. 3б представлена диаграмма глубина-время для коэффициента эффективного обмена солью, согласно которому с начала эксперимента до конца мая слои с высокими значениями $K_S > 10^{-4} \text{ м}^2 \text{ с}^{-1}$ наблюдались до глубины 250 м, а позже преимущественно до глубины 170 м. Сравнение диаграмм глубина-время коэффициентов эффективного обмена теплом и солью показало, что значения K_S превышали K_θ практически на протяжении всего периода наблюдений, исключая короткий временной интервал с середины апреля до начала мая, когда коэффициенты были близкими по величине. Указанные особенности распределения коэффициента K_S полностью согласуются с рассмотренными выше оценками Γ^{DD} и γ , которые подтвердили, что конвекция в режиме солевых пальцев была преобладающим процессом по сравнению с послойной конвекцией в течение почти всего периода наблюдений, за исключением конца весны.

Наиболее интенсивный поток плавучести J_b , обусловленный процессом дифференциальной диффузии, наблюдался в начале нашего эксперимента с середины апреля до середины мая, когда в отдельных слоях значения J_b достигали величины $10^{-8} \text{ Вт кг}^{-1}$ (рис. 3в). Диапикническое перемешивание в этот период было обусловлено, главным образом, послойной конвекцией. Повышенные значения $J_b \gg 10^{-10} \text{ Вт кг}^{-1}$, наблюдались локально в начале июля, в середине августа и в начале сентября на глубинах до 170 м.

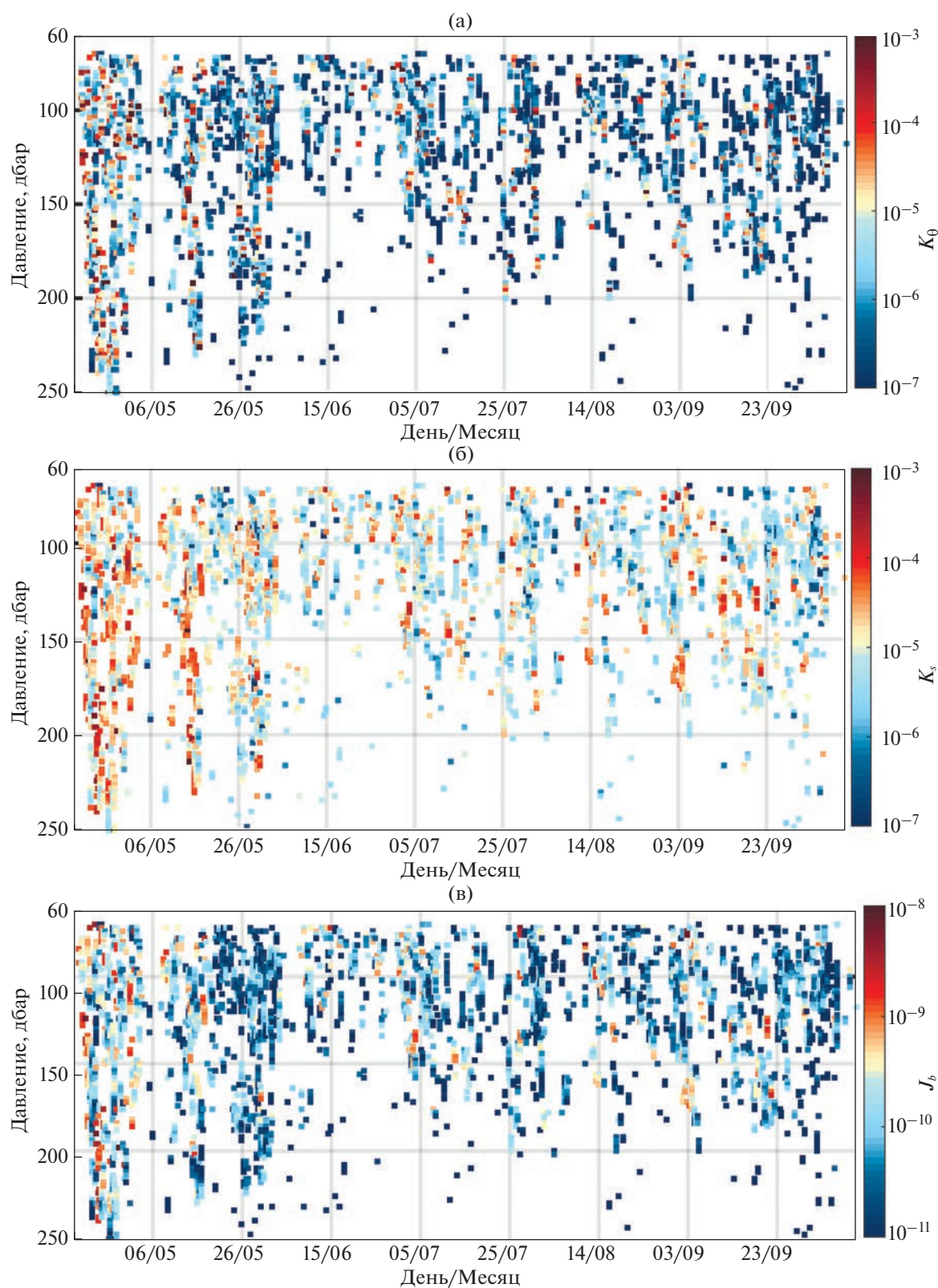


Рис. 3. Диаграмма глубина-время для оценок коэффициентов эффективного обмена теплом (K_θ) ($\text{м}^2 \text{с}^{-1}$) (а) и солью (K_s) ($\text{м}^2 \text{с}^{-1}$) (б), и вертикального потока плавучести (J_b) (Вт кг^{-1}) (в), полученных в соответствии с соотношениями (4), (5) и (2).

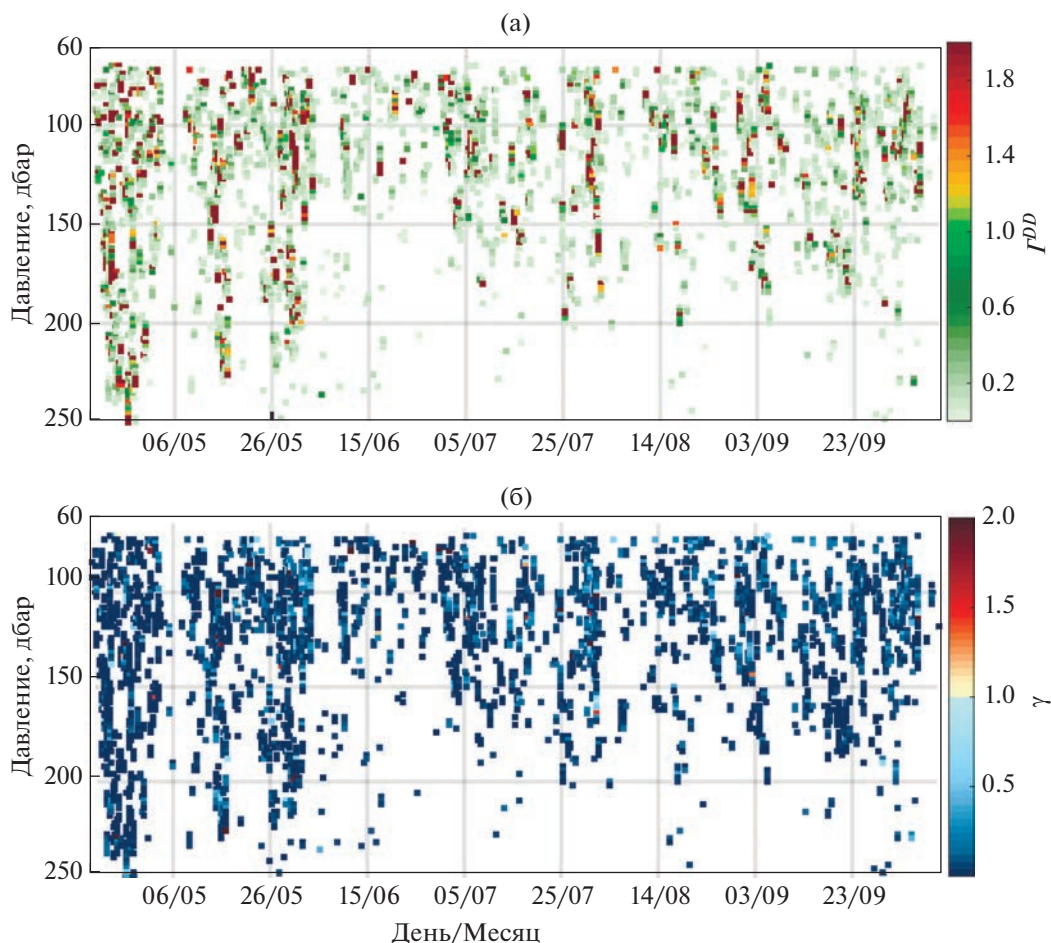


Рис. 4. Диаграмма глубина-время эффективности перемешивания, обусловленного дифференциальной диффузией (Γ^{DD}) и (б) — отношение потоков плавучести (γ). Величины $\Gamma^{DD} < 5 \times 10^{-3}$ не показаны.

4.3. Сравнение потоков плавучести за счет дифференциальной диффузии и сдвиговой неустойчивости

Рассмотрим, какую роль играла дифференциальная диффузия в диапикническом перемешивании наряду со сдвиговой неустойчивостью. Для сравнения усредним послойно полученные оценки потоков плавучести за счет дифференциальной диффузии (J_b) (2) и сдвиговой неустойчивости (J_b^{turb}) (10). Выделим слои: верхний от 60 до 150 м (выше главного пикноклина), в пределах которого дифференциальная диффузия преобладала в течение всего периода наблюдений, и нижний слой от 150 до 250 м, где высокие значения J_b наблюдались только с середины апреля до начала мая.

Вариации потоков плавучести, $\langle J_b \rangle$ и $\langle J_b^{turb} \rangle$, усредненных в верхнем слое от 60 до 150 м, хорошо согласуются друг с другом (рис. 5а). С середины апреля до начала мая значения $\langle J_b \rangle$ были наи-

большими и в отдельные моменты времени превосходили $\langle J_b^{turb} \rangle$. Поэтому, на этих глубинах отсутствовали условия для формирования хорошо перемешанных слоев, как можно было бы предположить, руководствуясь только анализом скорости диссипации ТКЭ. В дальнейшем с середины июня до середины августа $\langle J_b \rangle$ был значительно меньше $\langle J_b^{turb} \rangle$, т.е. в этот период сдвиговая неустойчивость доминировала в тепло- и массообмене. Ближе к осени, процесс дифференциальной диффузии вновь начал играть ведущую роль в вертикальном обмене теплом и солью в слоях над главным пикноклином.

В толще вод глубже главного пикноклина ситуация с доминированием процесса дифференциальной диффузии была иной. Поток $\langle J_b \rangle$, усредненный в слое от 150 до 250 м был уже не столь значителен по сравнению с $\langle J_b^{turb} \rangle$.

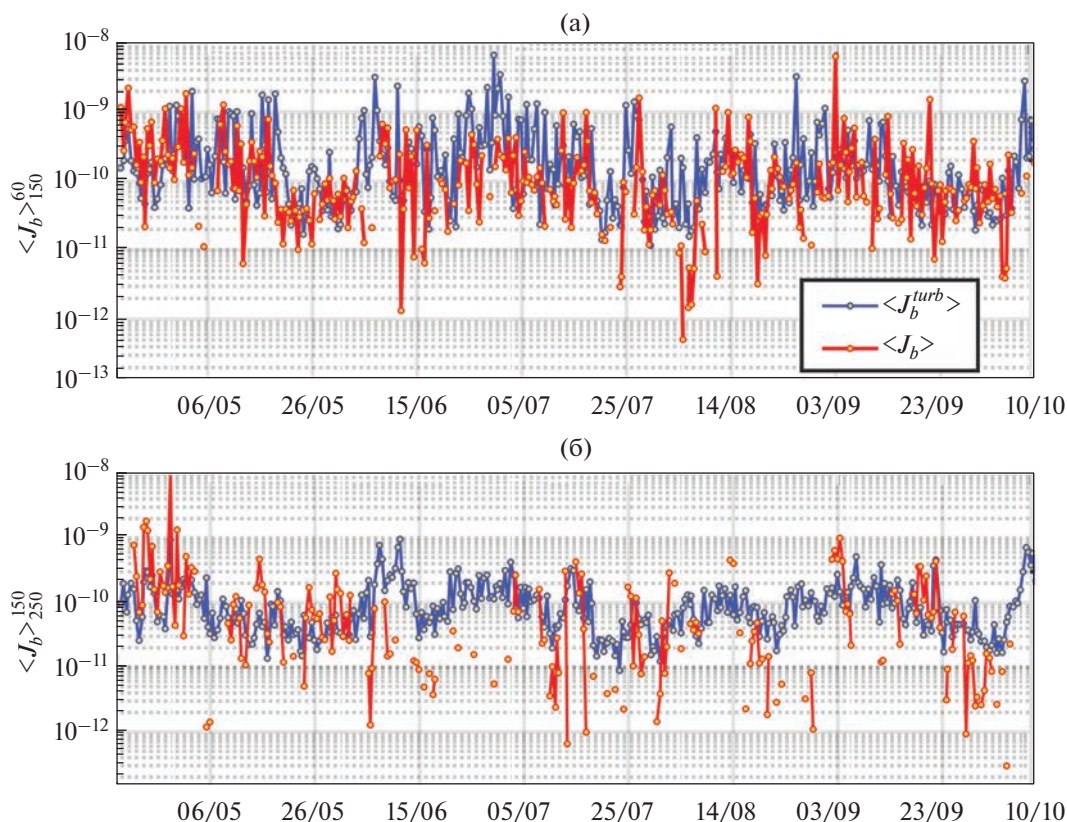


Рис. 5. Диаграмма глубина-время для потоков плавучести (Вт кг^{-1}), обусловленных дифференциальной диффузией ($\langle J_b \rangle$) (красная линия), и сдвиговой неустойчивостью ($\langle J_b^{turb} \rangle$) (синяя линия), осредненных по вертикали в слое от 60 до 150 м (а) и от 150 до 250 м (б). Ось ординат задана в логарифмическом масштабе.

Несмотря на то, что ведущая роль процессов дифференциальной диффузии в диапикническом перемешивании сохранялась вплоть до начала мая, в дальнейшем этот процесс был менее значим по сравнению со сдвиговой неустойчивостью. Так, в отдельные периоды времени величины $\langle J_b \rangle$ были на два порядка меньше, чем $\langle J_b^{turb} \rangle$. Тем не менее, зарегистрировано несколько событий, когда оба осредненных в слое потока были соизмеримы, т.е. одного порядка величины.

5. ОБСУЖДЕНИЕ

В данной работе проведен анализ вклада процессов дифференциальной диффузии, как по типу послонной конвекции, так и конвекции по типу солевых пальцев, в диапикническое перемешивание в водной толще над континентальным склоном в районе Приморского течения в северо-западной части Японского моря в апреле–октябре 2015 г.

В частности, для анализа интенсивности вертикального тепло-, соли- и массообмена вследствие работы процессов дифференциальной диффузии

были получены по данным длительных серий синхронных измерений термохалинных параметров и скорости течения соответствующие количественные оценки коэффициентов эффективного обмена, а также потока плавучести. Использовалась параметризация Осборна и Кокса [Osborn et al., 1972], разработанная для тонкоструктурных флуктуаций температуры. Коэффициенты эффективного обмена теплом K_θ были оценены по вертикальным профилям температуры воды, которые измерялись с максимально возможной точностью порядка 10^{-3}°C . Что касается оценки коэффициента эффективного обмена солью K_S , то как это было отмечено в [Gregg et al., 2018] прямая оценка по данным о флуктуациях солёности, хоть и теоретически возможна, но на практике вряд ли целесообразна из-за ошибки измерений. В нашем случае опосредованные оценки коэффициента эффективного обмена солью K_S по формулам (5)–(8) могли быть менее точны, чем оценки K_θ из-за возможных погрешностей инструментальных измерений электропроводности, вызванных тепловым контактом корпуса датчика

с измеряемой порцией морской воды (так называемого, эффекта тепловой емкости измерительной ячейки). Хотя в работе была использована специальная процедура коррекции этих погрешностей [Лазарюк и др., 2017], будет не лишне отметить, что к полученным выше оценкам коэффициента K_s надо относиться с осторожностью.

Условия проведения нашего экспериментального исследования были таковы, что с середины апреля до конца мая в условиях слабого радиационного прогрева поверхностного слоя и благодаря таянию льда в северной части Японского моря формировались холодные и слабосоленые воды, которые переносились Приморским течением вдоль континентального склона в юго-западном направлении. На интрузиях этих вод в теплой и соленой окружающей водной толще мы наблюдали характерные проявления процесса послойной конвекции. Это подтверждалось наличием необходимых условий для развития дифференциальной диффузии и высокими значениями коэффициентов эффективного обмена теплом и солью, а также оценками потока плавучести. В последующий период, с июня по октябрь, проявления процессов дифференциальной диффузии были обусловлены, главным образом, регулярной адвекцией высокосоленых вод в приповерхностный слой выше главного пикноклина. Адвекция, по видимому, была связана, как с усилением ветви Цусимского течения [Stepanov et al., 2022], так и с переносом вод мезомасштабными вихрями [Ладыченко и др., 2013; Stepanov et al., 2022; Островский и др., 2023]. В этот период отмечен рост коэффициента эффективного обмена солью и, как следствие, интенсификация потока плавучести.

Использованная нами параметризация Осборна и Кокса широко применялась для оценки коэффициентов эффективного обмена теплом и солью, а также вертикальных потоков плавучести в различных частях Мирового океана [Gregg et al., 2018; Nakano et al., 2019]. Осредненные оценки потока плавучести ($\langle J_b \rangle \sim 10^{-10} - 10^{-9}$ Вт кг⁻¹), приведенные в подразделе 4.3, неплохо согласуются с теми, что были получены при анализе инструментальных измерений вдоль восточного побережья о. Хонсю, в зоне смещения теплых вод Курисио с холодными водами Оясио [Inoue et al., 2007]. Кроме того, наши оценки коэффициента эффективности перемешивания Γ^{DD} при преобладании дифференциальной диффузии, достигавшие 1.2, близки по величине к тем, что были получены для фронтальной зоны Курисио-Оясио. Для обоих районов вклад дифференциальной диффузии в диапикническое перемешивание был сравним, а иногда и превосходил вклад сдвиговой неустойчивости. Отметим, что в отличие от исследованного нами района, у восточного побережья о.

Хонсю послойная конвекция преобладала над конвекцией по типу солевых пальцев.

Высокие значения коэффициентов эффективного обмена теплом и солью, превышающие 10^{-4} м² с⁻¹, а также высокие значения коэффициента, характеризующего эффективность перемешивания (~ 1.0), были получены при анализе инструментальных измерений в районе Курисио [Nagai et al., 2015]. Также подтвердилось преобладание процессов дифференциальной диффузии над сдвиговой неустойчивостью в этом районе Тихого океана.

С другой стороны, были отмечены случаи, когда несмотря на высокие коэффициенты эффективно-го обмена теплом и солью ($>10^{-4}$ м² с⁻¹) и наличие условий, необходимых для развития процессов дифференциальной диффузии, сдвиговая неустойчивость преобладала в развитии диапикнического перемешивания, подобно тому как это было обнаружено при анализе инструментальных измерений, выполненных в летний сезон 2007 г. в районе, где распространяется течение Соя [Ishizu et al., 2013]. Поэтому, нам было так важно выполнить количественное сравнение оценок потоков плавучести, обусловленных дифференциальной диффузией и сдвиговой неустойчивостью, что стало возможным благодаря синхронным измерениям термохалинной стратификации и горизонтальной компоненты скорости течения.

Следует отметить, что морская турбулентность не ограничивается только процессами, связанными с обрушением внутренних гравитационных волн. Как было показано ранее в работе [Ostrovskii et al., 2021] количество событий, когда число Ричардсона удовлетворяло условию неустойчивости, было довольно значительным. Анализ этих событий и оценку скорости диссипации ТКЭ планируется провести с помощью метода перестановок Торпа [Thorpe, 1977] в будущем исследовании.

6. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе впервые выполнен анализ процессов дифференциальной диффузии, ответственных за диапикническое перемешивание над континентальным склоном в зоне Приморского течения в северо-западной части Японского моря. За продолжительный период с середины апреля и до начала октября 2015 г. с помощью профилографа “Аквалог” получены уникальные данные по температуре, солености воды и синхронными с ними измерениями скорости течения. Полугодная продолжительность натурального эксперимента позволила охватить не только характерные изменения вертикальной стратификации в море, обусловленные сменой муссона, ростом и ослаблением поступающей солнечной радиации, но и

получить количественное представление о дифференциальной диффузии, связанной с мезомасштабными вихрями и интенсивными квазиинерционными колебаниями, обусловленными, в том числе прохождением двух тропических циклонов. Подтверждено, что в исследуемый период толща вод над континентальным склоном была охвачена интенсивным вертикальным перемешиванием, природа которого связана не только со слабо-нелинейным взаимодействием внутренних гравитационных волн, но и с процессами дифференциальной диффузии. Показано, что с середины апреля до начала мая наиболее ярко проявился процесс послойной конвекции, который был ответственен за формирование интенсивного потока плавучести в пределах всего исследуемого слоя от 60 до 250 м. В последующий период времени до середины осени преобладающим процессом генерации потока плавучести служила конвекция по типу солевых пальцев. Однако ниже главного пикноклина вклад обоих видов дифференциальной диффузии ослаблялся и в перемешивании доминировал процесс сдвиговой неустойчивости, связанный, в том числе со слабо-нелинейным взаимодействием внутренних волн. Также были выявлены периоды “тишины”, когда процессы, связанные с дифференциальной диффузией, оказывали слабое влияние на диапикническое перемешивание.

Авторы выражают глубокую благодарность коллегам: В.Б. Лобанов и Д.Д. Каплуненко оказали организационную и техническую помощь по ходу проведения экспедиции при осуществлении длительного эксперимента. Д.А. Швоев выполнил инженерные работы по постановке и подъему буйковой станции “Аквалог” с борта НИС “Академик Лаврентьев”. Дж.-Х. Парк и Ю.-Г. Парк содействовали в организации натурного эксперимента.

Работа выполнена за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00333, <https://rscf.ru/project/23-27-00333/>.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Кузьмина Н.П. Интрузии во фронтальных зонах с существенной термоклинностью и бароклинностью // Докл. АН. 1997. Т. 354. № 1. С. 114–116.
- Ладыченко С.Ю., Лобанов В.Б. Синоптические вихри в районе залива Петра Великого по спутниковым данным // Исследования Земли из космоса. 2013. № 4. С. 3–15.
- Лазарюк А.Ю., Лобанов В.Б., Пономарев В.И. Эволюция термохалинной структуры вод Амурского залива в холодный сезон // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 59–70.
- Лазарюк, А.Ю., Каплуненко Д.Д., Островский А.Г. и др. Экспериментальные исследования изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря // Океанологические исследования. 2017. № 45. С. 33–51.
- Лазарюк А.Ю., Кильматов Т.Р., Марьина Е.Н. и др. Особенности сезонной изменчивости гидрологического режима бухты Новик (остров Русский, залив Петра Великого, Японское море) // Морской гидрофизический журн. 2021. Т. 37. № 6. С. 373–386.
- Навроцкий В.В., Ляпидевский В.Ю., Павлова Е.П. и др. Внутренние волны и перемешивание в шельфовой зоне моря // Известия ТИНРО. 2010. Т. 162. № 3. С. 324–337.
- Новотрясов В.В., Захарков С.П., Степанов Д.В. Осенний внутренний прилив в прибрежной зоне Японского моря // Метеорология и гидрология. 2016. № 8. С. 64–69.
- Островский А.Г., Зацепин А.Г., Соловьев В.А. и др. Автономный мобильный аппаратно-программный комплекс вертикального зондирования морской среды на заякоренной буйковой станции // Океанология. 2013. Т. 53. № 2. С. 259–268.
- Островский А.Г., Фукудоме К., Юн Дж.-Х. и др. Изменчивость водообмена через Корейский (Цусимский) пролив по данным измерений судовым акустическим доплеровским профилографом течений в 1997–2007 гг. // Океанология. 2009. Т. 49. № 3. С. 368–380.
- Островский А.Г., Кубряков А.А., Швоев Д.А. и др. Мезомасштабные антициклоны в системе Приморского течения Японского моря в летний сезон // Океанология. 2023. Т. 63. № 5. (в печати).
- Перескоков А.И. Влияние конвекции в режиме солевых пальцев на структуру океанического термохалина // Океанология. 2019. Т. 59. № 6. С. 913–919.
- Перескоков А.И., Федоров К.Н. Дифференциально-диффузионная конвекция в толще вод океана как климатообразующий фактор // Докл. АН СССР. 1985. Т. 285. № 1. С. 229–232.
- Перескоков А.И., Федоров К.Н. Вентиляция вод термоклина океана конвекцией типа солевых пальцев // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 1. С. 192–196.
- Трусенкова О.О., Островский А.Г., Лазарюк А.Ю. и др. Характер изменчивости термохалинной структуры вод над континентальным склоном северо-западной части Японского моря у побережья Приморья // Океанологические исследования. 2019. Т. 47. № 3. С. 188–205.
- Федоров К.Н. Термохалинная конвекция в виде солевых пальцев и ее возможные проявления в океане // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1972. Т. 8. № 2. С. 214–230.
- Федоров К.Н. Толщины слоев и коэффициенты обмена при послойной конвекции в океане // Докл. АН СССР. 1986. Т. 287. № 5. С. 1230–1233.
- Федоров К.Н. Условия стратификации и конвекции в виде солевых пальцев в океане // Докл. АН СССР. 1984. Т. 275. № 3. С. 749–753.
- Ярошук И.О., Леонтьев А.П., Кошелева А.В. и др. Об интенсивных внутренних волнах в прибрежной зоне залива Петра Великого (Японское море) // Метеорология и гидрология. 2016. № 9. С. 55–62.
- Gamo T., Nakayama N., Takahata N. et al. The Sea of Japan and its unique chemistry revealed by time-series obser-

- variations over the last 30 years // *Monogr. Environ. Earth Planets*. 2014. V. 2. P. 1–22.
- Garrett C., Munk W. Oceanic mixing by breaking internal waves // *Deep. Res. Oceanogr. Abstr.* 1972. V. 19. P. 823–832.
- Gregg M.C. Scaling turbulent dissipation in the thermocline // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 9686–9698.
- Gregg M.C., D'Asaro E.A., Riley J.J. et al. Mixing efficiency in the ocean // *Ann. Rev. Mar. Sci.* 2018. V. 10. P. 443–473.
- Hamilton J. M., Lewis M. R., Ruddick B. R. Vertical fluxes of nitrate associated with salt fingers in the World's Oceans // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 2137.
- Ichiye T. Some problems of circulation and hydrography of the Japan sea and the Tsushima current // *Elsevier Oceanography Series*. 1984. V. 39. P. 15–54.
- Inoue R., Yamazaki H., Wolk F. et al. An estimation of buoyancy flux for a mixture of turbulence and double diffusion // *J. Phys. Oceanogr.* 2007. V. 37. P. 611–624.
- Ishizu M., Kitade Y., Michida Y. Mixing process on the northeast coast of Hokkaido in summer // *J. Oceanogr.* 2013. V. 69. P. 1–13.
- Kim T., Yoon J. H. Seasonal variation of upper layer circulation in the northern part of the East/Japan sea // *Cont. Shelf Res.* 2010. V. 30. P. 1283–1301.
- McDougall T.J., Ruddick B.R. The use of ocean microstructure to quantify both turbulent mixing and salt-fingering // *Deep Sea Res. Part A*. 1992. V. 39. P. 1931–1952.
- Nagai T., Inoue R., Tandon A. et al. Evidence of enhanced double-diffusive convection below the main stream of the Kuroshio Extension // *J. Geophys. Res.* 2015. V. 120. P. 8402–8421.
- Nakano H., Yoshida J. A note on estimating eddy diffusivity for oceanic double-diffusive convection // *J. Oceanogr.* 2019. V. 75. P. 375–393.
- Osborn T.R. Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements // *J. Phys. Oceanogr.* 1980. V. 10. P. 83–89.
- Osborn T.R., Cox C.S. Oceanic fine structure // *Geophys. Fluid Dyn.* 1972. V. 3. P. 321–345.
- Ostrovskii A., Stepanov D., Kaplunenko D. et al. Turbulent mixing and its contribution to the oxygen flux in the northwestern boundary current region of the Japan/East sea, April–October 2015 // *J. Mar. Syst.* 2021. V. 224. P. 103619.
- Polzin K.L., Naveira Garabato A.C., Huussen T.N. et al. Finescale parameterizations of turbulent dissipation // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2014. V. 119. P. 1383–1419.
- Radko T. Double-Diffusive convection N.Y.: Cambridge University Press. 2013. 342 p.
- Roquet F., Madec G., McDougall T.J. et al. Accurate polynomial expressions for the density and specific volume of seawater using the TEOS-10 standard // *Ocean Model.* 2015. V. 90. P. 29–43.
- Ruddick B. A practical indicator of the stability of the water column to double-diffusive activity // *Deep Sea Res. Part A*. 1983. V. 30. P. 1105–1107.
- Stepanov D., Fomin V., Gusev A. et al. Mesoscale dynamics and eddy heat transport in the Japan/East Sea from 1990 to 2010: a model-based analysis // *J. Mar. Sci. Eng.* 2022. V. 10. P. 33.
- Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V. et al. Deep convection and brine rejection in the Japan sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. P. 1998–2001.
- Talley L., Min D.-H., Lobanov V. et al. Japan/East sea water masses and their relation to the sea's circulation // *Oceanography*. 2006. V. 19. P. 32–49.
- Thorpe S.A. Turbulence and mixing in a Scottish Loch // *Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A, Math. Phys. Sci.* 1977. V. 286. P. 125–181.
- Wright D.G., Pawlowicz R., McDougall T.J. et al. Absolute Salinity, “Density Salinity” and the Reference-Composition Salinity Scale: present and future use in the seawater standard TEOS-10 // *Ocean Sci.* 2011. V. 7. P. 1–26.

Diapycnal Mixing and Double Diffusion over the Continental Slope in the Northern Sea of Japan in the Warm Half-Year

D. V. Stepanov^{1, *}, A. G. Ostrovskii², and A. Yu. Lazaryuk¹

¹*Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Baltiyskaya, 43, Vladivostok, 690041 Russia*

²*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, 36, Nahimovskiy prospekt, Moscow, 117997 Russia*

*e-mail: step-nov@poi.dvo.ru

This study investigates double diffusion processes responsible for diapycnal mixing in the Primorye current in the northern Sea of Japan. The results of processing and analysis of a long time series of data from regular Aqualog-profiler measurements of thermohaline characteristics and current velocity over the continental slope between the horizons of 60 and 420 m from April to October 2015. Using the Osborne-Cox parameterization (1972) and Gregg's (1989) parameterization, we estimated heat and salt diffusivities, as well as the buoyancy flux. To reveal the processes of double diffusion, the Turner angle was estimated. We estimated contributions of diffusive convection and salt fingers into the buoyancy flux. Due to double diffusion, the intense vertical mixing covered the layer from 80 to 170 m. From mid-spring to early May, diffusive convection penetrated to a horizon of 250 m, and then a process like salt fingers played a leading role. Shear instability caused by the weakly nonlinear interaction of internal waves prevailed in the underlying layers.

Keywords: diapycnal mixing, double diffusion, observations, Sea of Japan