

УДК 551.515.6

МЕЗОЦИКЛОН НАД СЕВЕРНОЙ ЧАСТЬЮ ЯПОНСКОГО МОРЯ В ФЕВРАЛЕ 2013 г.

© 2019 г. Е. Ю. Поталова^{1*}, Т. И. Клещёва¹, М. С. Пермяков^{1, 2}

¹ Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичёва Дальневосточного отделения РАН, Владивосток, Россия

² Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия
*e-mail: gata@poi.dvo.ru

Поступила в редакцию 12.12.2016 г.

После доработки 21.02.2019 г.

Принята к публикации 18.06.2019 г.

В работе рассмотрен случай влияния мезомасштабного циклона (МЦ) на северную часть Японского моря 10–11 февраля 2013 г. Прохождение МЦ сопровождалось резким усилением ветра до штормовых значений, уменьшением суммарной теплоотдачи почти в два раза, увеличением потока количества движения в четыре раза. Возмущения гидрологических характеристик в следе МЦ, оцененных по данным двух буев Argo, прослеживались до глубины 300 метров у западного побережья о. Хоккайдо и до ~100 м в глубоководном районе, что обусловлено различием фоновой устойчивости вертикальных структур. Приводятся некоторые оценки вклада различных факторов в наблюдаемую изменчивость верхнего слоя моря.

Ключевые слова: мезомасштабный циклон, Японское море, взаимодействие океана и атмосферы, энергообмен между океаном и атмосферой

DOI: 10.31857/S0030-1574596903-912

ВВЕДЕНИЕ

В течение года дальневосточные моря непрерывно подвергаются воздействию циклонов, как правило, приходящих сюда из других регионов или зарождающихся здесь же. Чаще всего это циклоны внетропических широт, но вклад также вносят и тайфуны, выходящие в умеренные и высокие широты в период максимального прогресса — с июля по сентябрь [2, 16]. Реакция моря на интенсивное воздействие таких циклонов достаточно хорошо изучена и проявляется во множестве разнообразных процессов, таких как увеличение в несколько раз характеристик энерго- и массообмена на границе вода–воздух [18, 20], изменение гидрологических [15], биооптических [14, 19] и динамических характеристик верхнего слоя океана (ВСО) [2, 17] и др. В то же время еще малоисследованной остается реакция дальневосточных морей на отдельно выделяемую группу циклонов — так называемые полярные, они же мезомасштабные, циклоны (МЦ).

Мезомасштабные циклоны — это атмосферные вихри размерами до нескольких сот километров, образующиеся к северу от полярного

фронта преимущественно в холодное полугодие. Особенность МЦ — быстрый, взрывной характер появления, относительно короткое время существования — от нескольких часов до трех суток — и при этом достаточно большие скорости ветра, нередко доходящие до штормовых значений [3, 7]. В зимнее время с ними могут быть связаны опасные явления, такие как обледенение судов. С обзором исследований мезомасштабных циклонов, проводимых со второй половины XX века до наших дней отечественными и зарубежными учеными, можно ознакомиться в работах [3, 5–7, 31]. Отмечается, что за возникновение МЦ отвечает целый спектр механизмов, в большинстве случаев действующих одновременно и связанных с различными синоптическими ситуациями, что делает сложным составление окончательной классификации мезомасштабных циклонов и установление общих для всех МЦ причин появления [5, 6]. Среди основных называются бароклинная и баротропная неустойчивость, термическая конвекция, условная неустойчивость второго рода (что относится также к тропическим циклонам), а также орграфические факторы [5, 7].

В настоящее время уже имеются статистические данные по частоте появления таких циклонов над различными районами Мирового океана, по параметрам и интенсивности МЦ [6, 7, 22, 31]. Также активно исследуется их структура по содержанию водяного пара, вертикальному распределению облачности, значениям температуры и т. д. [4]. Важным направлением в изучении МЦ является численное моделирование МЦ и разработка методов прогноза, который из-за их малых размеров, быстрого развития и быстрого заполнения затруднен [30].

Над дальневосточными морями в холодное полугодие формируется от 150 до 250 мезоциклонов [4]. На районы Японского моря приходится меньшая часть МЦ Дальнего Востока, однако это количество доходит до 87 МЦ в год [22]. Размеры МЦ здесь составляют в среднем 200–400 км, скорость ветра — 12 м/с и более [4].

В работах, посвященных климатологии МЦ, встречаются оценки некоторых характеристик энерго-массообмена на границе вода–воздух и некоторых метеорологических характеристик, таких как приводная скорость ветра и вертикальное распределение температуры воздуха [3, 4, 6, 10, 31], чаще рассматривающихся с точки зрения изучения процессов формирования МЦ. Существует мнение [7], что МЦ в силу своей относительно слабой по сравнению с циклонами внетропических широт и тайфунами и кратковременности существования не успевают оказать значительного влияния на верхний слой

моря. В случае полярных МЦ такие исследования затрудняются наличием ледяного покрова, закрывающим большую часть северных морей в зимнее полугодие.

В случае, рассматриваемом в данной работе, МЦ проходил 10–11 февраля 2013 г. над не покрытым льдом участком северной части Японского моря, что позволило получить некоторые оценки характеристик взаимодействия океана и атмосферы в районе его влияния и возмущения в ВСО.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Использовались ежедневные и среднемесячные данные европейского реанализа ERA-Interim (<http://apps.ecmwf.int/datasets/>) с временным интервалом в 6 и 12 часов, с пространственным разрешением 0.75° над районом, ограниченном координатами $42\text{--}47^\circ$ с. ш., $137\text{--}142^\circ$ в. д. (рис. 1). Были выбраны поля температуры воздуха (t_a) и морской поверхности (t_w), приземного давления, компонент приводного ветра (u , v), высоты волн (h), а также характеристик обмена между морем и атмосферой — турбулентный поток явного тепла (H) и поток влаги (E), по которому был рассчитан турбулентный поток скрытого тепла LE (где L — скрытая теплота парообразования) [24]. В реанализе ERA-Interim отрицательные величины потоков означают направление от поверхности моря в атмосферу, положительные — наоборот. Аномалии полей сум-

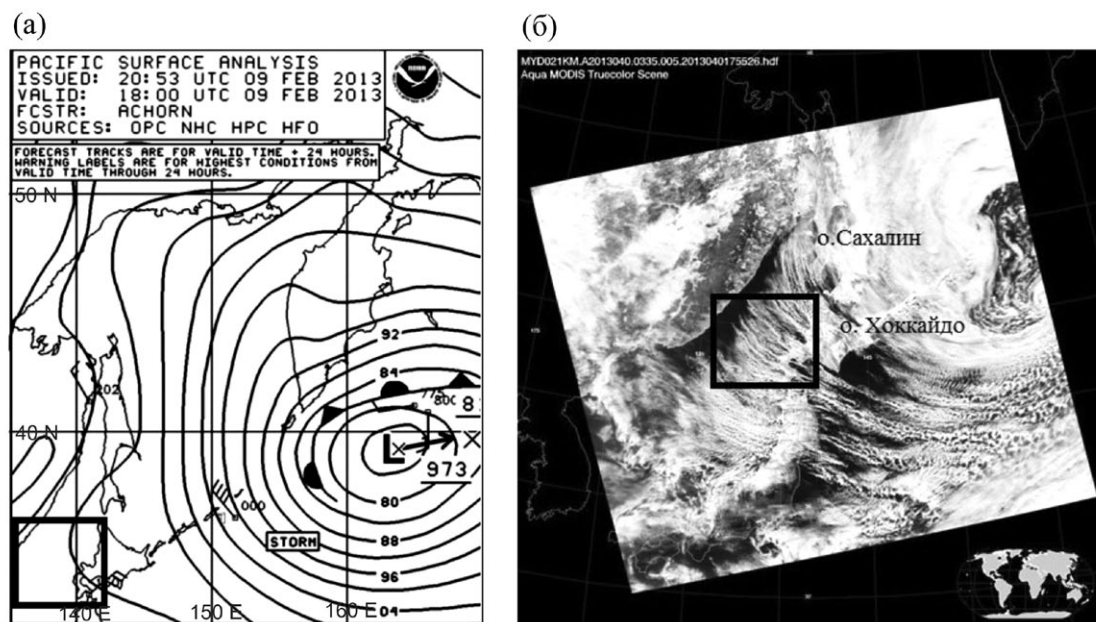


Рис. 1. Приземная карта погоды NOAA (а) и изображение в видимом диапазоне MODIS/AQUA (б) за 9 февраля 2013 г. Чёрным квадратом выделен район развития и прохождения МЦ.

марной теплоотдачи $\Delta(H+LE)$ рассчитывались как разница между ежедневными значениями и средними за февраль 2013 г.

Вихрь скорости ветра (относительная завихренность) ζ вычислялся методом центральных разностей на пятиточечном шаблоне. Поток импульса τ (касательное напряжение трения ветра) рассчитывался по формуле [27]:

$$\tau = \rho_a C_D |\vec{V}| \vec{V}, \quad (1)$$

где V — скорость ветра [м/с], $\rho_a = 1.2$ — плотность воздуха [кг/м³], C_D — безразмерный коэффициент сопротивления (трения) морской поверхности, зависящий от величины скорости ветра.

Поток механической энергии ветра, непосредственно переданной от атмосферы к океану, рассчитывался по формуле:

$$W = \tau \cdot u_*, \quad (2)$$

где $u_* = (|\tau|/\rho_w)^{1/2}$ — скорость трения в воде.

Также были использованы профили температуры t_w , солёности s_w и давления p_w , полученные с двух дрейфующих буев Argo из базы данных World Ocean Database 2013 (<ftp://ftp.nodc.noaa.gov/pub/WOD/>) — № 1 за 3 и 13 февраля и № 2 за 4 и 14 февраля, т.е. до и после прохождения рассматриваемого МЦ. Погрешности данных t_w , s_w и p_w составляют $\pm 0.002^\circ\text{C}$, ± 0.01 psu и ± 2.4 dbar соответственно. По ним были рассчитаны аномалии плотности $\sigma_w = \rho_w(s_w, t_w, p_w) - 1000$ [кг/м³], где ρ_w — плотность, вычисленная с помощью уравнения состояния морской воды (УС-80) [13]. С помощью сплайновой интерполяции получены значения t_w , s_w и ρ_w на горизонтах от 5 до 300 м с шагом 5 м. По этим данным были рассчитаны теплосодержание Q и потенциальная энергия PE столба воды по формулам [13]:

$$Q = \int_{H_1}^{H_2} c_p \rho_w t_w dz, \quad (3)$$

$$PE = \int_{H_1}^{H_2} g \sigma_w z dz, \quad (4)$$

где $H_1 = 0$ и H_2 — верхняя и нижняя границы слоя соответственно [м], c_p — удельная теплоемкость воды [Дж/кг $^\circ\text{C}$]; z — глубина [м], g — ускорение свободного падения [м/с²].

Изменения теплосодержания (ΔQ) и потенциальной энергии (ΔPE) определялись как их разность после и до прохождения МЦ. Измене-

ния теплосодержания может быть обусловлено турбулентным теплообменом через поверхность океана (Q_{HLE}), вертикальной (Q_W) и горизонтальной (Q_{ADV}) адвекцией вод, турбулентным перемешиванием и вовлечением вод нижележащего слоя (Q_{TE}), т.е.

$$\Delta Q = Q_{HLE} + Q_W + Q_{ADV} + Q_{TE}. \quad (5)$$

Составляющие этого уравнения теплового баланса оценивались по формулам [26]:

$$Q_{HLE} = \int_t (H + LE) dt, \quad (6)$$

$$Q_W = \int_t \int_{H_1}^{H_2} c_p \rho_w w (\partial t_w / \partial z) dz dt, \quad (7)$$

$$Q_{ADV} = \int_t \int_{H_1}^{H_2} c_p \rho_w (\vec{V}_E \cdot \nabla t_w) dz dt, \quad (8)$$

где t — время интегрирования; $V_E(z)$ — скорость дрейфовых течений, горизонтальные составляющие которой (u_E и v_E) рассчитывались по формулам для моря конечной глубины [25]; $w(z) \approx w_E = \text{rot}_z \tau / (\rho f)$ — скорость экмановской накачки [м/с], где $\rho = 1027$ — плотность морской воды на поверхности [кг/м³], f — параметр Кориолиса [с⁻¹]; ∇t_w — градиент температуры на поверхности моря, компоненты которого $\partial t_w / \partial x = -0.072^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\partial t_w / \partial y = 0.012^\circ\text{C}/\text{км}$ получены за 3 февраля 2013 г. в районе расположения буя № 1 и $\partial t_w / \partial x = 0.026^\circ\text{C}/\text{км}$ и $\partial t_w / \partial y = -0.014^\circ\text{C}/\text{км}$ за 4 февраля 2013 г. в районе буя № 2 по данным реанализа ERA-Interim. Адвекция дрейфовыми течениями может осуществляться до экмановской глубины трения, которая оценивалась по формуле $d = 7.6V / \sqrt{\sin \phi}$, где ϕ — широта [25]. Ниже глубины трения адвекция ветровыми течениями принималась равной нулю.

Значения ΔPE сравнивались с интегральными оценками потоков механической энергии на поверхности моря в районах буев $\int W dt$, так как они в значительной мере определяют один из источников энергии турбулентности в верхнем слое океана и приводят к увеличению его потенциальной энергии.

Устойчивость стратификации характеризуется частотой Брента-Вяйсяля и в районе буев рассчитывалась по формуле $N(z) = \sqrt{\frac{g}{\rho_w} \frac{\partial \rho_w}{\partial z}}$, где

$\bar{\rho}_w$ — средняя плотность воды в слое 0–300 м [кг/м³] [28].

Кроме того, привлекались спутниковые изображения, полученные из архивов данных спектро радиометра MODIS/AQUA (<http://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/index.html>), и карты погоды из американского Национального центра по океанологическим и атмосферным исследова-

ниям (NOAA, <http://nomads.ncdc.noaa.gov/ncep/NCEP>).

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 1 представлены приземная карта погоды NOAA и изображение в видимом диапазоне MODIS/AQUA за 9 февраля 2013 г., где черным квадратом показан район возникновения

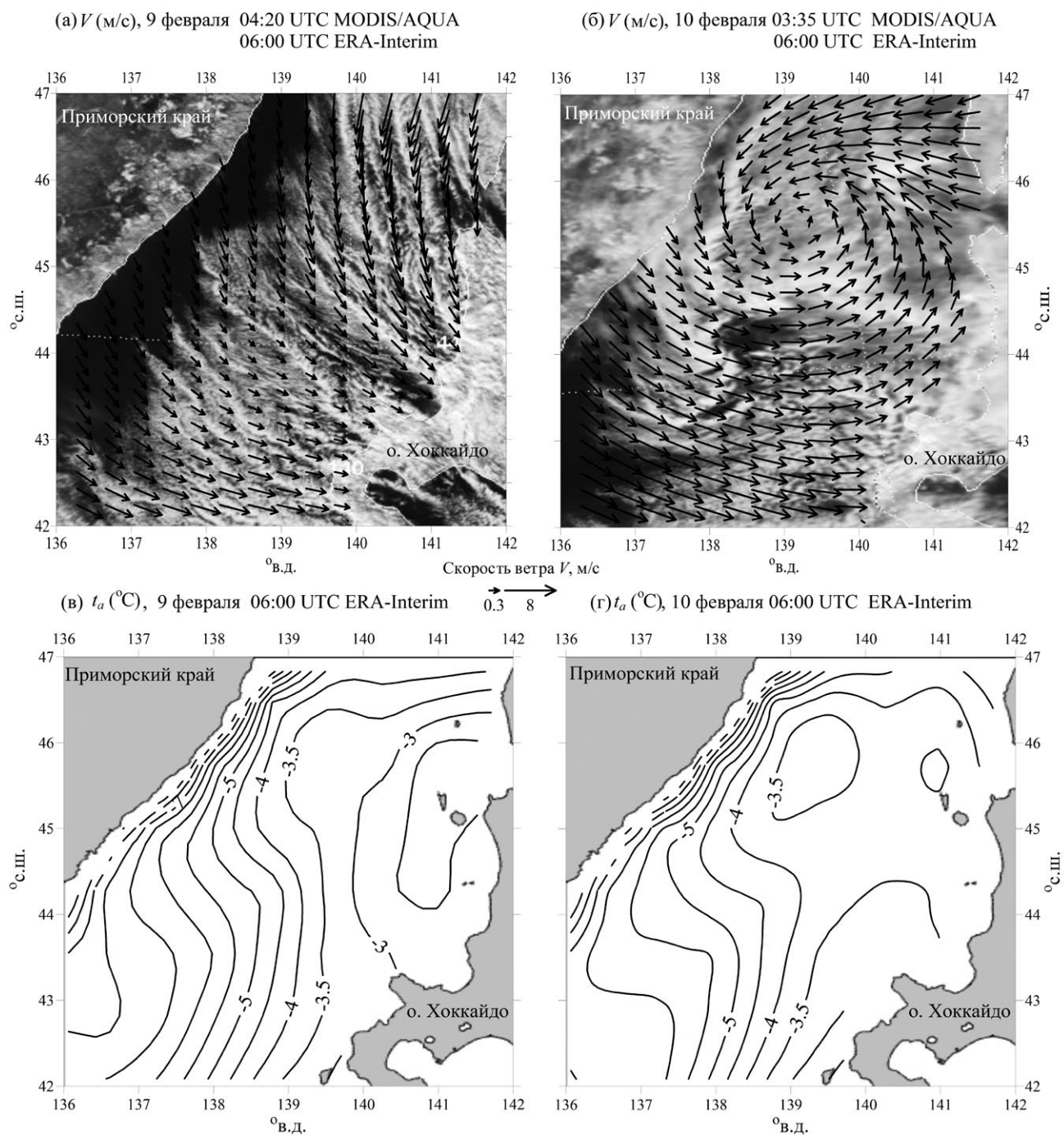


Рис. 2. Поля облачности, вектора приводного ветра (а, б) и температуры воздуха (в, г) 9 и 10.02.2013 г.

и прохождения рассматриваемого мезомасштабного циклона. МЦ зародился сутки спустя, т. е. 10 февраля, в северной части Японского моря западнее острова Хоккайдо в тылу глубокого внетропического циклона, смещавшегося на северо-восток (рис. 1а). Благоприятные условия для возникновения МЦ [3, 4, 31] были созданы затоком холодного воздуха на относительно теплую морскую поверхность (так называемое холодное вторжение) и орографическим эффектом, вызванным деформацией воздушных потоков у западного побережья Японского моря горным хребтом Сихотэ-Алиня с запада и островом Хоккайдо с востока (так называемый эффект «запруживания воздушных масс» у восточных побережий) (рис. 1б).

На рис. 2 даны изображения в видимом диапазоне MODIS/AQUA за 9 и 10 февраля 2013 года с нанесенными на них векторами приводного ветра по данным ERA-Interim в районе, выделенном черным квадратом на рис. 1. За сутки до возникновения МЦ здесь преобладали ветра северных и северо-западных румбов со скоростью до 8 м/с (рис. 2а). К началу 10 февраля МЦ уже проявился в полях облачности и скорости ветра выраженной областью с центром в точке 45.48° с. ш. и 139.16° в. д. (рис. 2б), а в поле приземной температуры воздуха — относительно

теплым ядром с $t_a = -3.5^\circ\text{C}$ (рис. 2г). По данным реанализа ERA-Interim, пика развития циклон достиг 11 февраля, когда его диаметр составил примерно 500 км, давление в центре достигло 1012 мб, а скорость ветра возросла практически до 15 м/с. В те же сутки, смещаясь на юго-восток, циклон пересек остров Хоккайдо, а затем вышел на Тихий океан, где быстро заполнился. Время существования его, таким образом, составило около 2 суток, время воздействия на воды Японского моря — не более 36 часов.

Быстрое развитие МЦ проявилось во временном ходе его параметров и характеристик взаимодействия океана и атмосферы, ход максимальных значений которых в течение 9–11 февраля 2013 г. показан на рис. 3. Как видно из рисунка, величины V , ζ и τ с началом развития МЦ 10 февраля начинают быстро увеличиваться, достигая наибольших значений в 00:00 UTC 11 февраля. Максимальная скорость ветра в циклоне выросла в два раза — с 7.5 до 14.7 м/с, наибольшее значение вихря увеличилось более чем в 3 раза — с 5 до $17 \cdot 10^{-5} \text{ c}^{-1}$. Потоки количества движения τ выросли почти в 4 раза по сравнению с исходными значениями, составив 0.4 Н/м^2 . Высота волн увеличилась в два раза, достигнув 3.8 метров вблизи побережья через 6 часов после максимальных ветров. После ухода МЦ из рас-

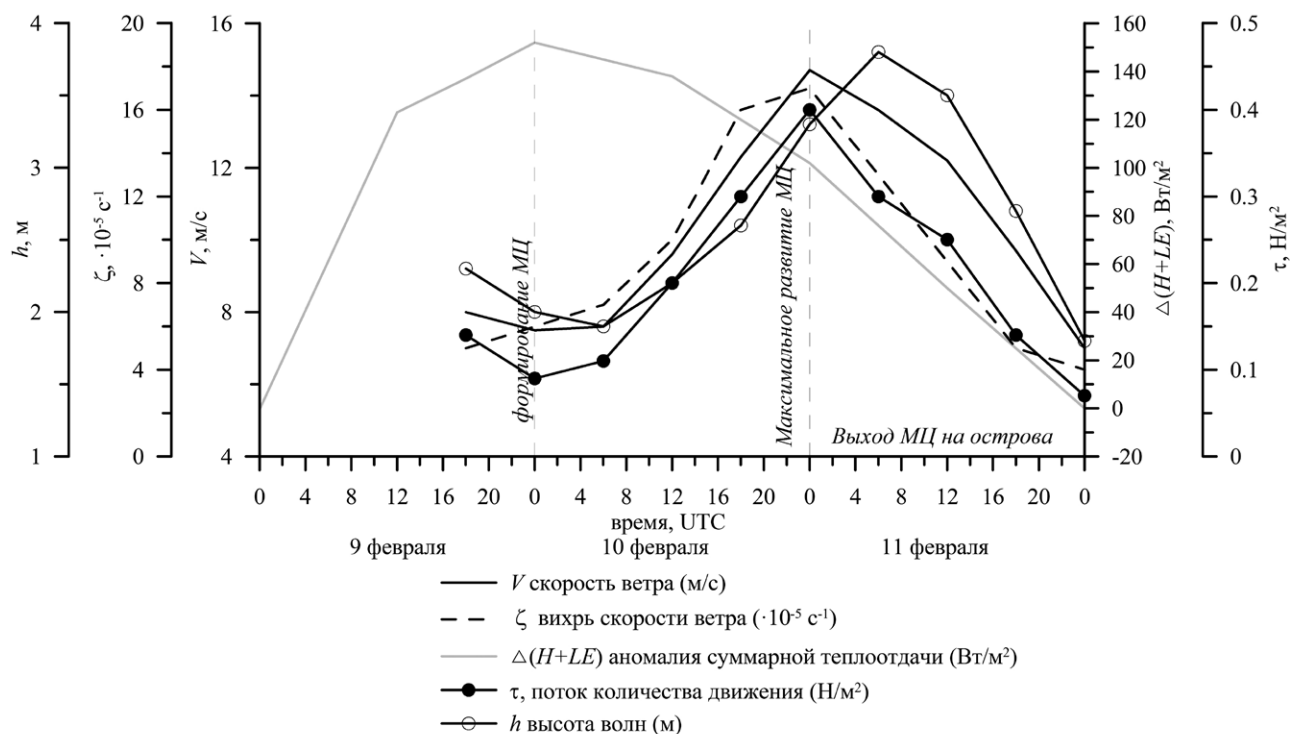


Рис. 3. Ход максимальных значений скорости ветра и его вихря, потоков количества движения и аномалии суммарной теплоотдачи, высоты волн в районе действия МЦ 9–11.02.2013 г.

смаатриваемого района уже к 00:00 UTC 12 февраля эти характеристики вернулись к фоновым значениям (рис. 3).

Заток холодного воздуха с континента и Охотского моря с ветрами северных направлений на относительно теплую акваторию приводит к увеличению температурных контрастов вода–воздух (разность между t_w и t_a может достигать до 17°C [1]) и, как следствие, к интенсивной теплоотдаче морем зимой [1]. Распределение суммарных турбулентных потоков тепла и влаги в рассматриваемом районе в феврале 2013 г. существенно не отличалось от климатических значений [1]. Среднемесячная суммарная теплоотдача $H+LE$ над исследуемым районом в среднем составляла -230 Вт/м^2 с наибольшими потерями тепла (-320 Вт/м^2) на юге рассматриваемого района (рис. 4а). С возникновением МЦ 10 февраля в поле аномалий $\Delta(H+LE)$ появилась замкнутая область положительных значений, достигающих 152 Вт/м^2 вблизи центра МЦ (рис. 4б). В данном случае положительные $\Delta(H+LE)$ означают уменьшение теплоотдачи моря в атмосферу в области МЦ. Область положительных аномалий смещалась вместе с циклоном на юго-восток, что сопровождалось значимым уменьшением максимальных по району значений $\Delta(H+LE)$ (рис. 3). К 00:00 UTC 12 февраля, когда циклон полностью покинул рассматриваемый район,

максимальные значения $\Delta(H+LE)$ опустились до нулевых значений (рис. 3), что означает возвращение полей суммарной теплоотдачи к фоновым значениям.

Надо отметить, что в ряде работ [4, 21], в отличие от наших оценок, отмечается усиление теплоотдачи океана при прохождении мезомасштабных циклонов. Например, в работе [4] показано, что потоки явного и скрытого тепла в МЦ могут увеличиваться более чем на $200\text{--}300 \text{ Вт/м}^2$ соответственно в зависимости от района прохождения и интенсивности каждого циклона. Снижение суммарной теплоотдачи в нашем случае, несмотря на увеличение скорости ветра в два раза, можно объяснить уменьшением разности температур вода–воздух за счет образования в циклоне «теплого ядра» в поле приводной температуры с t_a от -3.5°C в 00:00 UTC 10 февраля до -1°C в 06:00 UTC 11 февраля.

На рис. 5 представлены профили возмущений температуры воды Δt_w , солёности Δs_w и плотности $\Delta \sigma_w$ после прохождения МЦ по данным измерений с двух дрейфующих буев Argo, расположение которых показано на рис. 4. До прохождения МЦ вертикальное распределение температуры моря вблизи побережья о. Хоккайдо (буй № 1, глубина около 400 м) характеризовалось верхним перемешанным слоем до глубины 140 м с $t_w = 5.5^\circ\text{C}$. Здесь под глубиной переме-

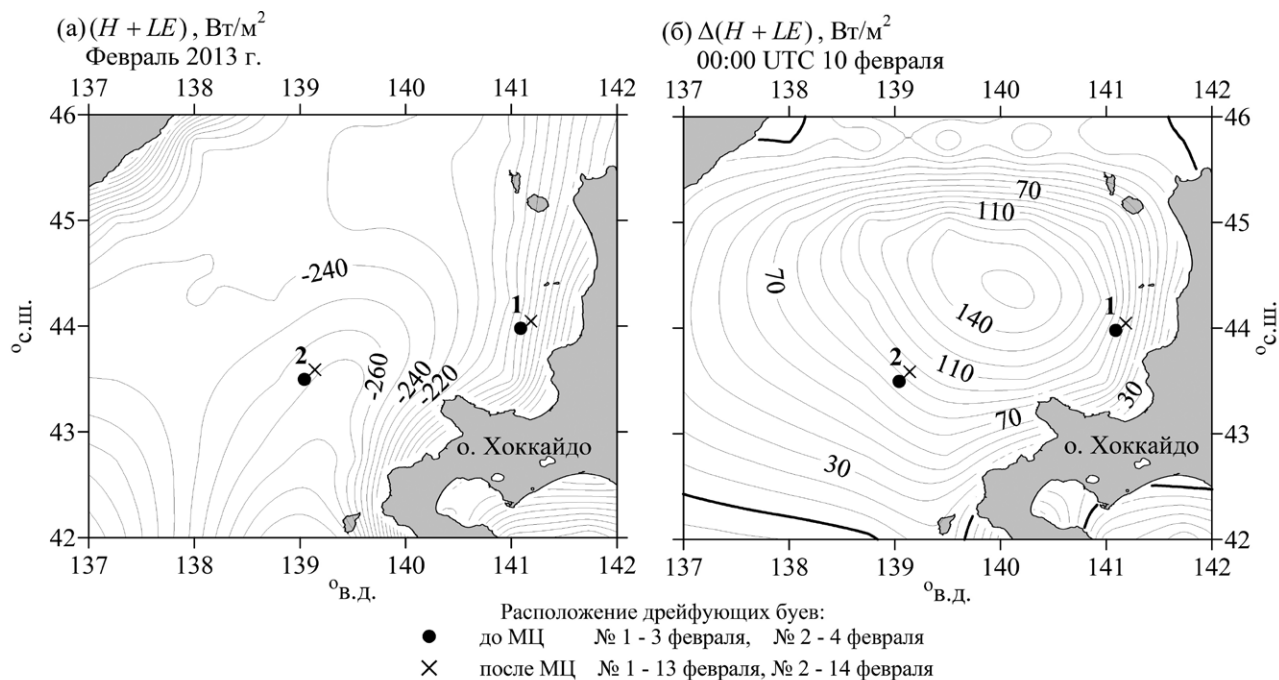


Рис. 4. Поля суммарной теплоотдачи ($H+LE$, Вт/м^2) в феврале 2013 г (а) и ее аномалий $\Delta(H+LE)$ в 00:00 UTC 10.02.2013 г. (б).

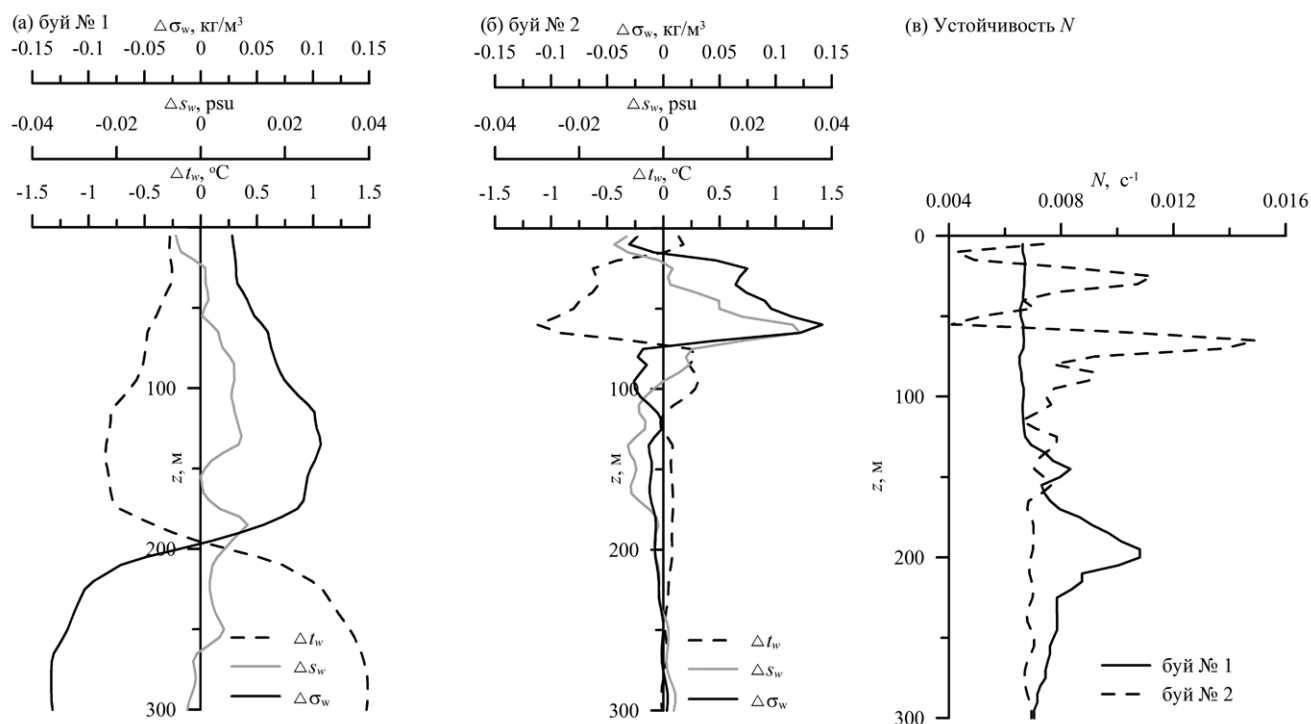


Рис. 5. Профили возмущений температуры (Δt_w), солености (Δs_w) и плотности ($\Delta \sigma_w$) моря после прохождения мезомасштабного циклона (а, б) и профили устойчивости N до прохождения МЦ (в).

шанного слоя принята глубина, на которой отклонение t_w от температуры на поверхности не превышало 0.1°C . Надо отметить, что это значение в ряде исследований варьируется в широком диапазоне — от 0.1 до 1°C [23]. Кроме этого, в качестве критерия определения глубины перемешанного слоя часто используют соленость и потенциальную плотность [23]. Такие высокие для февраля в районах к северу от Полярного фронта значения t_w могут быть обусловлены проникновением теплой воды с северной ветвью Цусимского течения [8, 12], а также такими особенностями района, как горный хребет, препятствующий проникновению холодных воздушных масс с материка [9]. Ниже перемешанного слоя располагался слабовыраженный слой термоклина с вертикальным градиентом $\partial t_w / \partial z$ до $-0.07^\circ\text{C}/\text{м}$ на глубине 195 м. Изменения солености от поверхности до дна были незначительны, в пределах значений от 34.06 до 34.07 psu, характерных для этой части Японского моря в зимнее время года [1]. Плотность возрастала с глубиной от 26.9 до 28.7 кг/м³, с максимальным вертикальным градиентом $\partial \sigma_w / \partial z = 0.012 \text{ кг/м}^4$ на глубине 195 м. Повторные измерения через двое суток после прохождения МЦ по-

казали уменьшение t_w (увеличение σ_w) в верхнем 200-метровом слое (с $\Delta t_w < -0.8^\circ\text{C}$ и $\Delta \sigma_w > 0.1 \text{ кг/м}^3$ в слое 115–170 м) и увеличение t_w (уменьшение σ_w) в нижележащем слое (с Δt_w до 1.5°C и $\Delta \sigma_w$ до -0.13 кг/м^3) (рис. 5а). При этом слой термоклина оказался размытым — максимальное значение $\partial t_w / \partial z$ составило $-0.017^\circ\text{C}/\text{м}$. Надо отметить, что такие величины возмущений гидрологических характеристик, и прежде всего температуры воды, сопоставимы с зафиксированными в следе МЦ в северной Атлантике [28], но значительно меньше отмеченных в следе более интенсивных тропических циклонов [2, 15, 16]. Например, в работе [29] по данным со спутника AVHRR/NOAA11 после прохождения двух тайфунов в районе системы течений Курошио-Ойясио было отмечено охлаждение поверхности на 9°C , а по данным буйковых измерений на глубине 1 м — на 5.2°C .

Одним из основных механизмов, ответственных за наблюдаемые изменения t_w , s_w , $\Delta \sigma_w$ в верхнем слое, является ветровое перемешивание [11], при котором энергия ветра идет на изменение потенциальной энергии. В районе буя № 1 энергия ветра, переданная верхнему слою $\int W dt$, составила 13.9 КДж/м^2 . Этот ба-

ланс соблюдается только в слое 0–75 м, для которого величина $\Delta PE = 12.5$ КДж/м².

Оценим вклад механизмов в полученную изменчивость характеристик всего верхнего перемешанного 140-метрового слоя. Изменение его теплосодержания составило $\Delta Q = -284.6$ МДж/м². Компоненты уравнения теплового баланса, вычисленные по формулам 6–8, составили $Q_{HLE} = -162.4$ МДж/м², $Q_{ADV} = 90$ МДж/м² и $Q_W = -1$ МДж/м². Незначительный вклад вертикальной адвекции в изменение теплосодержания обусловлено тем, что она не осуществляется в случае превышения глубины верхнего перемешанного слоя экмановской глубины трения d , которая в районе буя № 1 варьировалась в широком диапазоне — от 5 до 143 м, и в среднем составила 58 м. Решая уравнение теплового баланса относительно Q_{TE} , получим, что теплотери из-за турбулентного перемешивания и вовлечения холодных вод термоклина составили -211.2 МДж/м². Таким образом, изменение теплосодержания верхнего перемешанного слоя было обусловлено ветровым перемешиванием и турбулентным вовлечением вод термоклина (45.5%), турбулентным теплообменом (34.9%), горизонтальной адвекцией (19.4%) и апвеллингом (0.2%).

Второй район, расположенный на 170 км юго-западнее первого в открытом море (буй № 2, глубина около 3000 м), до прохождения МЦ характеризовался более тонким перемешанным слоем толщиной 25 м с $t_w = 5.5^\circ\text{C}$ и более выраженным нижележащим термоклином (и пикноклином) до глубины 90 м. Максимальные вертикальные градиенты температуры и плотности в слое скачка были в два раза больше, чем в первом районе, и составили $-0.16^\circ\text{C}/\text{м}$ и 0.022 кг/м⁴ на глубине 65 м. Измерения, выполненные через три дня после прохождения мезоциклона, показали повышение температуры воды на 0.18°C на глубине 10 м. Более значительные изменения были отмечены только в слое 20–75 м, с максимальными значениями $\Delta t_w = -1.1^\circ\text{C}$, $\Delta s_w = 0.03$ psu и $\Delta \sigma_w = 0.14$ кг/м³ на глубине 60 м (рис. 5б).

Суммарная теплоотдача поверхности океана во втором районе составила $Q_{HLE} = -182$ МДж/м², однако в верхнем слое 0–15 м теплосодержание Q увеличилось на 10.4 МДж/м², что говорит о влиянии других механизмов на значение ΔQ . Интегральные оценки, полученные по формулам 7 и 8 в слое 0–15 м составили $Q_{ADV} = 28.5$ МДж/м² и $Q_W = 2$ МДж/м². Подставляя эти значения в уравнение теплового баланса (5)

и пренебрегая Q_{HLE} , получим $Q_{TE} = -20.1$ МДж/м². Таким образом, изменение теплосодержания в верхнем 15-метровом слое обусловлено на 56% горизонтальной адвекцией, на 40% ветровым перемешиванием и турбулентным вовлечением вод термоклина и на 4% вертикальной адвекцией (даунвеллингом). Основная изменчивость сосредоточена в слое 0–75 м, где теплосодержание понизилось на -144 МДж/м². Отметим, что 75 м — это средняя в районе второго буйка оценка экмановской глубины трения, до которой осуществляется адвекция ветровыми течениями. Наши оценки потоков тепла в слое 0–75 м за счет горизонтальной и вертикальной адвекций составили $Q_{ADV} = 87.5$ МДж/м² и $Q_W = -59.8$ МДж/м². Подставляя известные компоненты теплового баланса в уравнение (5), получим $Q_{TE} = -172$ МДж/м², т. е. в отличие от верхнего перемешанного слоя здесь преобладающими факторами являлись ветровое перемешивание и турбулентное вовлечение холодных вод термоклина (54%), в то время как вклады горизонтальной адвекции и апвеллинга составили 27 и 19% соответственно. К этому добавим, что в том же слое интегральная оценка работы ветра $\int W dt$ составила

25.7 КДж/м², что хорошо согласуется с величиной $\Delta PE = 21$ КДж/м².

Таким образом, по данным зондирования, полученным с двух дрейфующих буйев Argo, значимыми факторами, оказавших влияние на изменение гидрологических характеристик, были ветровое перемешивание и турбулентное вовлечение нижележащих слоев. При этом толщина слоя с заметными возмущениями температуры, солености и плотности в открытом море оказалась в три раза меньше по сравнению с прибрежным районом. Это обусловлено, на наш взгляд, различием вертикальной устойчивости слоев до прохождения мезоциклона, показанной на рис. 5в. Вертикальная устойчивость N в открытом море характеризовалась двумя максимумами, равными 0.011 с⁻¹ на глубине 25 м и 0.015 с⁻¹ на глубине 65 м, препятствующими вертикальному перемешиванию или снижающими его интенсивность. В прибрежном районе величина N была на тех же глубинах приблизительно в два раза меньше, а единственный максимум с $N = 0.011$ с⁻¹ залегал в слое 195–200 м. При этом надо отметить, что значительные изменения гидрологических характеристик могут быть связаны с влиянием ветра на динамику прибрежных вод с их значительными горизонтальными градиентами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрен случай кратковременного влияния мезомасштабного циклона на северную часть Японского моря 10–11 февраля 2013 г. Прохождение МЦ сопровождалось резким усилением ветра до штормовых значений и увеличением потока импульса в четыре раза. Возле побережья о. Хоккайдо зафиксировано увеличение высоты волн до 3.8 м. Интересной особенностью прохождения мезоциклона оказалось уменьшение суммарной теплоотдачи, что, вероятно, обусловлено уменьшением контрастов температур вода–воздух за счет образования в циклоне «теплого» ядра. Изменения носили краткосрочный характер, и после ухода мезоциклона с акватории Японского моря рассмотренные показатели вернулись к фоновым значениям. По данным двух дрейфующих буев Argo, изменчивость ВСО прослеживалась до глубины 300 метров у западного побережья о. Хоккайдо и до ~100 м в глубоководном районе, что обусловлено различием фоновой устойчивости вертикальных структур. При этом возмущения гидрологических характеристик, и прежде всего температуры воды, значительно меньше зафиксированных в следе более интенсивных тропических циклонов. Полученные оценки компонент теплового баланса показали, что наиболее значимыми механизмами появления изменений являются вертикальное перемешивание и турбулентное вовлечение вод термоклина. Полученные результаты носят предварительный характер и для более надежных оценок влияния МЦ на составляющие энергетического и теплового балансов верхнего слоя Японского моря требуются дальнейшие исследования с привлечением всей доступной информации для большего числа случаев прохождения мезоциклонов.

Благодарности. Авторы выражают благодарность к.г.н. И. А. Гурвич и к.г.н. Н. И. Рудых (Тихоокеанский океанологический институт им. В. И. Ильичёва ДВО РАН) за консультации и помощь с информацией по мезомасштабному циклону.

Источник финансирования. Работа выполнена в рамках госзадания ТОИ ДВО РАН (тема 0271-2019-0011).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гидрометеорология и гидрохимия морей. Том VIII. Японское море. Выпуск 1. Гидрометеорологические условия / Под ред. Васильева А. С. и др. СПб.: Гидрометеоздат, 2003. 398 с.

2. Григоркина Р. Г., Фукс В. Р. Воздействие тайфунов на океан. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 243 с.
3. Гурвич И. А. Интенсивные мезомасштабные циклоны над дальневосточными морями. Часть I. Структура и характеристики мезомасштабных циклонов по мультисенсорным спутниковым измерениям / Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2017. 87 с.
4. Гурвич И. А., Пичугин М. К. Исследование характеристик интенсивных мезомасштабных циклонов над дальневосточными морями на основе спутникового мультисенсорного зондирования // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. № 1. С. 51–59.
5. Заболотских Е. В., Бобылёв Л. П., Дикинис А. В. и др. Особенности формирования и классификация штормовых мезомасштабных вихрей // Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. 2010. № 16. С. 59–76.
6. Заболотских Е. В., Гурвич И. А., Шапрон Б. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледового покрова // Исслед. Земли из космоса. 2015. № 2. С. 64–77.
7. Луценко Э. И., Лагун В. Е. Полярные мезомасштабные циклоны в атмосфере над Баренцевым и Карским морями // Проблемы Арктики и Антарктики. 2013. № 2 (96). С. 76–89.
8. Лучин В. А. Сезонная изменчивость температуры воды в деятельном слое дальневосточных морей // Сб. «Дальневосточные моря России». Кн. 1. М.: Наука, 2007. С. 232–252.
9. Мороз В. В. Характеристики и условия формирования структуры вод в проливе Лаперуза и прилегающих акваториях // Естественные и технические науки. 2015. № 10 (88). С. 230–233.
10. Нестеров Е. С., Лукин А. А. Об экстремальном волнении в Северной Атлантике // Метеорология и гидрология. 2012. № 11. С. 46–55.
11. Нишлер П. П., Краус Э. Б. Одномерные модели верхнего слоя океана. В книге «Моделирование и прогноз верхних слоев океана» / Под ред. Крауса Э. Б. Пер. с англ., Л.: Гидрометеоздат, 1979. 367 с.
12. Никитин А. А., Юрасов Г. И., Ванин Н. С. Спутниковые наблюдения синоптических вихрей и геострофическая циркуляция вод Японского моря // Иссл. Земли из космоса. 2012. № 2. С. 28–40.
13. Обработка данных океанографической станции. Севастополь: ЮНЕСКО-МГИ — Пер. с англ. 1993. 136 с.
14. Пермяков М. С., Акмайкин Д. А., Салюк П. А. и др. Влияние тайфунов на поля концентрации хлорофилла «а» по данным сканера цвета морской воды SeaWiFS // Исследование Земли из космоса. 2005. № 5. С. 56–62.
15. Пермяков М. С., Тархова Т. И., Буров Д. В. и др. Возмущения поля температуры поверхности при прохождении тропического циклона в Охотском море // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2007. Т. 4. № 1. С. 332–336.
16. Пермяков М. С., Тархова Т. И., Поталова Е. Ю. Тропические циклоны северо-западной части Тихого океана и их воздействие на воды морей Дальнего Востока // Сб. «Дальневосточные моря России». Кн. 1. М.: Наука, 2007. С. 97–111.

17. Пермяков М. С., Тархова Т. И., Сергиенко А. С. Оценки характеристик горизонтального турбулентного обмена в северо-западной части Тихого океана // Океанология. 2007. Т. 47. № 5. С. 696-701.
18. Поталова Е. Ю., Тархова Т. И., Пермяков М. С. Некоторые оценки воздействия тропических циклонов на верхний слой Японского и Охотского морей // Метеорология и гидрология. 2007. № 4. С. 14-20.
19. Салюк П. А., Стёпочкин И. Е., Алексанин А. И., Голлик И. А. Анализ воздействия тропических циклонов на поля концентрации хлорофилла-«а» в северо-западной части Тихого океана в 1979-1986 и 1996-2010 гг. с использованием данных пассивного спутникового зондирования цвета океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2014. № 2. С. 219-227.
20. Тархова Т. И., Пермяков М. С., Сергиенко А. С. Некоторые особенности мелкомасштабного взаимодействия атмосферы и океана в области тропических циклонов // Метеорология и гидрология. 2002. № 11. С. 60-67.
21. Тилинина Н. Д., Гулев С. К., Гавриков А. В. Формирование экстремально высоких турбулентных потоков тепла из океана в атмосферу в Северной Атлантике // Океанология. 2016. Т. 56. № 1. С. 5-9.
22. Chen F., von Storch H. Trends and variability of North Pacific polar lows // Advances in meteorology. 2013. V. 2013. Article ID 170387. 11 P. DOI: 10.1155/2013/170387.
23. de Boyer Montégut C., Madec G., Fischer A. S., et al. Mixed layer depth over the global ocean: An examination of profile data and a profile-based climatology // J. Geophys. Res. 2004. V. 109. P. C12003, doi:10.1029/2004JC002378.
24. Dee D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system // Q. J. R. Meteorol. Soc. 2011. V. 137. P. 553-597. DOI: 10.1002/qj.828.
25. Ekman V. W. On the influence of the earth's rotation on ocean currents // Ark. Mat. Astron. Fys. 1905. V. 2. № 11. P. 1-52.
26. Large W. G., McWilliams J. C., Niiler P. P. Upper oceanic thermal response to strong autumnal forcing of the northeast Pacific // J. Phys. Oceanogr. 1986. V. 16. P. 1524-1550.
27. Large W. G., Pond S. Open momentum flux measurements in moderate to strong winds // J. Phys. Oceanogr. 1981. V. 11. № 3. P. 324-336.
28. Saetra O., Linders T., Debernard J. B. Can polar lows lead to a warming of the ocean surface? // Tellus. 2008. V. 60A. P. 141-153.
29. Sakaida F., Kawamura H., Toba Y. Sea surface cooling caused by typhoons in the Tohoku Area in August 1989 // J. Geophys. Res. 1998. V. 103. № C1. P. 1053-1065.
30. Watanabe S. I., Niino H., Yanase W. Climatology of polar mesocyclones over the Sea of Japan using a new objective tracking method // Mon. Wea. Rev. 2016. V. 144. P. 2503-2515. DOI: 10.1175/MWR-D-15-0349.1.
31. Yanase W., Niino H., Watanabe S. I. et al. Climatology of polar lows over the Sea of Japan using the JRA-55 Reanalysis // J. Climate. 2016. V. 29. № 2. P. 419-437. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0291.1.

THE MESOCYCLONE OVER THE NORTHERN PART OF THE JAPAN/EAST SEA IN FEBRUARY 2013

© 2019 E. Yu. Potalova^{1*}, T. I. Kleshcheva¹, M. S. Permyakov^{1,2}

¹ V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute FEB RAS, Vladivostok, Russian Federation

² Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russian Federation

*e-mail: gata@poi.dvo.ru

Received December 12, 2016

Revised version received February 21, 2019

After revision June 18, 2018

The case of the influence of the mesoscale cyclone (MC) on the northern part of the Japan/East Sea in 10–11 February 2013 was investigated. The passage of the MC was accompanied by a sharp increase in the wind to storm values, a reduction in the total heat transfer by almost two times, an increase of the momentum flux by four times. The perturbations of the hydrological characteristics in the MC trace, estimated from the data of two Argo buoys, were traced to a depth of 300 meters off the west coast of Hokkaido island and up to ~100 m in the deep-water area, which is due to the difference in the background stability of vertical structures. Some estimates of the contribution of various factors to the observed variability of the upper sea layer are given.

Keywords: mesoscale cyclone, Japan Sea, ocean-atmosphere interaction, energy and mass transfer ocean and atmosphere