

УДК 551.465.45(265.54)

**О.О. Трусенкова\***

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН,  
690041, г. Владивосток, ул. Балтийская, 43

## **МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛУБИННЫХ ТЕЧЕНИЙ ЯПОНСКОГО МОРЯ: ВЗАИМОСВЯЗЬ С ТЕЧЕНИЯМИ В ПИКНОКЛИНЕ**

Глубинная циркуляция вод Японского моря исследована на основе многослойной гидродинамической модели, разработанной Н.Б. Шапиро и Э.Н. Михайловой (Морской гидрофизический институт РАН). Модель воспроизводит в среднем геострофическую глубинную циркуляцию, соответствующую схемам течений, основанным на данных глубоководных буев. Вместе с тем модельные глубинные течения во всем море, а в субарктических районах циклонические круговороты во всей толще вод от поверхности до дна оказываются тем интенсивнее, чем менее развита антициклоническая циркуляция вод пикноклина в юго-западной части моря. Антициклоническая циркуляция в пикноклине, в свою очередь, ослабляется под воздействием циклонического вихря напряжения ветра и уменьшения расхода воды в Корейском проливе и интенсифицируется под воздействием антициклонического вихря, как было установлено ранее, т.е. ветровое и термическое воздействия опосредованно влияют на глубинную циркуляцию через перераспределение водных масс в пикноклине. Модельная глубинная циркуляция более интенсивна в субарктической части моря, чем в субтропических районах, в соответствии с данными буев Арго. В модельных полях наибольшие сезонные изменения претерпевает интенсивный глубинный циклонический круговорот над Японской котловиной, который усиливается в холодный и ослабляется в теплый периоды года, что соответствует данным глубоководных буев. Несмотря на относительно невысокое горизонтальное разрешение, модель воспроизводит глубинные динамические структуры, связанные с локальными неоднородностями рельефа дна.

**Ключевые слова:** гидродинамическая численная модель, глубинная циркуляция, циркуляция вод пикноклина, субтропическая и субарктическая части Японского моря, сезонные изменения, вихрь касательного напряжения ветра, расход воды в Корейском проливе.

DOI: 10.26428/1606-9919-2017-192-184-201.

**Trusenkova O.O.** Modeling of deep currents in the Japan Sea: relationship with the currents in the thermocline layer // *Izv. TINRO.* — 2018. — Vol. 192. — P. 184–201.

Geostrophic deep circulation in the Japan Sea is modeled using the primitive equation multilayer model developed by N.B. Shapiro and E.M. Mikhaylova (Marine Hydrophysical Institute, RAS). The main simulated patterns are the cyclonic gyres along the sea margins and in the deep basins and the anticyclonic circulation above underwater rises, that generally corresponds with the schemes based on deep floats tracking. The deep circulation is more intense in the subarctic sector than in the subtropical sector and the most intense cyclonic gyre is simulated in the Japan Basin, with the current speed up to 7–8 cm/s at its eastern margin. Speed of the simulated currents compares well with that derived from Argo data. Weakening

\* Трусенкова Ольга Олеговна, кандидат технических наук, ведущий научный сотрудник, e-mail: [trolia@poi.dvo.ru](mailto:trolia@poi.dvo.ru).

*Trusenkova Olga O., Ph.D., leading researcher, e-mail: [trolia@poi.dvo.ru](mailto:trolia@poi.dvo.ru).*

anticyclonic circulation in the southwestern part of the sea under forcing of cyclonic wind stress curl or decrease of volume transport in the Korea Strait causes increasing of the simulated deep currents in the entire sea and the cyclonic gyres in the whole water column in its subarctic sector. Therefore, the wind and thermal forcing indirectly affect the deep circulation through the water mass redistribution by the surface currents. The deep cyclonic gyre in the Japan Basin has strong seasonal variation, strengthening in winter and weakening in summer, in line with the buoys data. The gyre intensification is accompanied with its shrinkage and the current speed decreasing at its periphery, that explains the seasonal variation of the deep currents at the northern slope of the Japan Basin observed by deep mooring. This winter strengthening of the gyre, both in the deep and intermediate layers, increases the currents barotropy, whereas the gyre strengthening in the surface layer in summer, when it weakens below 100–150 m, increases the baroclinicity. Despite of relatively low spatial resolution, the model captures deep dynamic structures related to local bottom topographic features, such as anticyclonic eddies around underwater rises and seamounts and cyclonic eddies above topographic depressions in the subarctic sector. The reverse currents were simulated above Yamato Rise, Korea Plateau, and in the Ulleung Basin in condition of the weakened deep circulation adjusting in one or two months. The reverse currents are tracked by Argo buoys, too, they follow the changes of surface currents.

**Key words:** oceanic model, deep circulation, surface circulation, subarctic sector, subtropical sector, Japan Sea, seasonal variation, wind stress curl, volume transport, Korea Strait.

## Введение

Изучение состояния и изменчивости гидрофизических характеристик моря является важным направлением исследований, поскольку физический фон определяет условия обитания промысловых объектов. В частности, понимание закономерностей и физических механизмов развития циркуляции глубинных вод Японского моря облегчит мониторинг и будет способствовать прогнозированию состояния экосистем. Кроме того, в Японском море имеется значительный сигнал глобального потепления: еще с середины 1980-х гг. в глубинных и придонных водах зарегистрировано повышение температуры и понижение содержания растворенного кислорода (см. обзор в работе: Kim et al., 2008). Это обстоятельство также мотивирует изучение циркуляции глубинных вод Японского моря.

С начала 1990-х гг. осуществляются крупные международные программы (CREAMS, CREAMS-II и др.) океанологических исследований Японского моря, в том числе циркуляции глубинных вод. Были выполнены долгосрочные (на срок 1–3 года) постановки буев для измерения глубинных течений и выявлена высокая интенсивность циркуляции глубинных вод Японского моря, особенно в районе Японской котловины (Takematsu et al., 1999; Senju et al., 2005). Был также установлен квазибаротропный характер глубинных течений: направления, а в большинстве случаев и величина скорости незначительно изменялись по вертикали во всем глубинном слое. На основе анализа данных 69 заякоренных станций была построена схема глубинных течений Японского моря, в которой течения следуют изобатам, причем слева от струи течения глубина моря больше, а справа меньше (Senju et al., 2005). Выявленная изменчивость свидетельствовала о наличии интенсивных глубинных вихрей (Takematsu et al., 1999), было выявлено наличие сильных инерционных колебаний, а в Цусимской котловине также полусуточных и суточных приливных колебаний (Senju et al., 2005). (Для обозначения подводных морфоструктур Японского моря используются названия, приведенные в работе: Цой и др., 2013.) На отдельных станциях Японской котловины были выявлены сезонные изменения, с усилением течений зимой и весной и ослаблением летом. Это, казалось, свидетельствовало о том, что глубинные течения возбуждаются сильным ветром в период зимнего муссона, однако взаимосвязей глубинных вихрей и событий резкого усиления ветра (на синоптическом масштабе атмосферы) обнаружить не удалось (Takematsu et al., 1999).

Квазибаротропность глубинных течений Японского моря дала возможность проанализировать их по данным плавучих буев, дрейфующих на глубине около 800 м, запуск которых проводится в рамках международной программы Argo (<http://www.argo.ucsd>).

edu/). Среди работ, посвященных анализу циркуляции глубинных вод Японского моря по этим данным, следует отметить три: первую, где поднимался этот вопрос (Danchenkov et al., 2003), и две другие (Choi, Yoon, 2010; Park, Kim, 2013). В работе Choi, Yoon (2010) было показано, что в среднем глубинные течения в районе Японской котловины гораздо интенсивнее, чем в районах котловин Цусимской и Ямато, а также был выявлен значительный годовой ход интенсивности глубинных течений в районе Японской котловины, который достигает 30 % от величины скорости, причем течения наиболее интенсивны в марте и наиболее ослаблены в октябре, а в районах других котловин сезонная изменчивость гораздо слабее и носит более сложный характер. В другой работе (Park, Kim, 2013) были сделаны количественные оценки скорости течения, которые существенно различались в районах трех глубоководных котловин, оценена вихревая кинетическая энергия (мера интенсивности синоптических процессов) и показано, что она максимальна в северо-западном районе между побережьями Приморья и КНДР.

Физические причины интенсивной циркуляции глубинных вод Японского моря исследовались на основе гидродинамического моделирования. В фундаментальной работе Hogan, Hurlburt (2000) для воспроизведения геострофической глубинной циркуляции потребовалось высокое горизонтальное разрешение ( $1/16$ – $1/64^\circ$ ), поэтому развитие глубинной циркуляции объяснялось диапикническим вихревым потоком энергии из пикноклина вниз, причем основное внимание уделялось юго-западной части моря, где под направленным на север Восточно-Корейским течением следует к югу глубинное противотечение. На основе теоретических результатов Хурлбурта (Hogan, Hurlburt, 2000) был сделан вывод о том, что пересечение двух течений под значительным углом способствует энергообмену, что также обосновывалось максимумом модельной вихревой кинетической энергии в этом районе. Последнее, однако, противоречит выводам другой работы (Park, Kim, 2013).

Также следует отметить, что модель INMOM, разработанная в Институте вычислительной математики РАН, воспроизводит циклоническую глубинную циркуляцию в районе Японской котловины в численном эксперименте с умеренным горизонтальным разрешением ( $1/10^\circ$ ) под воздействием только полей ветра за 1958–2006 гг., поскольку поступление вод через Корейский пролив не учитывалось (Степанов и др., 2014). Были оценены межгодовые колебания интенсивности глубинных течений, которые характеризовались циклическими с периодами 4–5, 7 и 10 лет, что соответствовало периодам изменчивости натурального поля температуры на глубине 400 м во второй половине XX в. (Степанов и др., 2014). Геострофическая глубинная циркуляция успешно воспроизведена моделью, разработанной в Морском гидрофизическом институте РАН (Шапиро, 1998), в эксперименте с горизонтальным разрешением  $1/8^\circ$  под ветровым и термическим воздействием, но не в предыдущем эксперименте без прямого воздействия ветра на течения (Трусенкова, 2007). Условия экспериментов в работах О.О. Трусенковой (2007), Д.В. Степанова с соавторами (2014) таковы, что основную роль в развитии глубинной циркуляции должны были играть крупномасштабные процессы. Ветровое воздействие оказывалось необходимым фактором, однако прямое влияние ветра на глубинные течения все же представляется маловероятным, т.е. их физические механизмы остаются неясными.

В связи с этим представляется актуальным гидродинамическое моделирование глубинных течений под различным ветровым и термическим воздействием, анализ их изменчивости, включая сезонную, на всей акватории Японского моря и выявление их связи с циркуляцией вод пикноклина.

### Материалы и методы

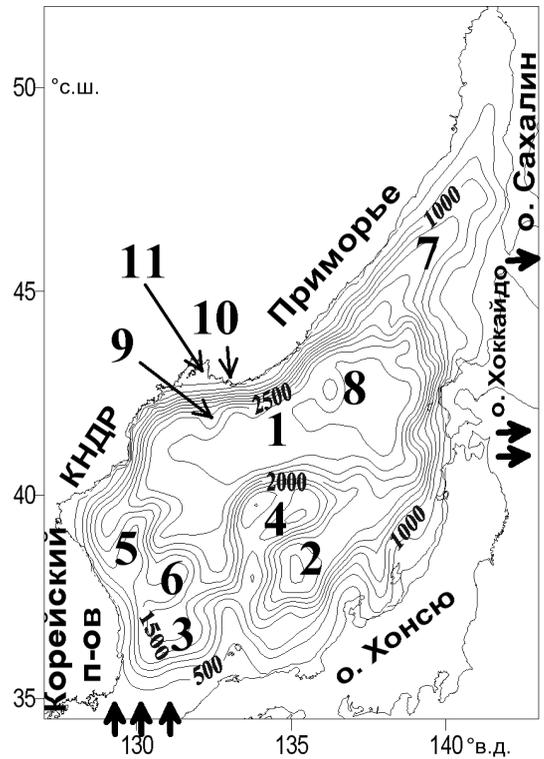
Для расчета течений Японского моря использовалась многослойная модель (Шапиро, 1998), в которой реализованы полные уравнения геофизической гидродинамики в приближениях гидростатики и Буссинеска. Модель подробно описана ее авторами, например в работе Н.Б. Шапиро (1998), а постановка экспериментов — в работе О.О. Трусенковой (2012). Здесь кратко суммированы особенности модели и

постановки экспериментов, необходимые для понимания глубинной циркуляции по результатам тех же экспериментов, которые обсуждались ранее (Трусенкова, 2012). Существенной особенностью модели является то, что она состоит из ряда расположенных друг над другом слоев разной плотности, поверхности раздела между которыми перемещаются по вертикали при взаимном приспособлении полей течений и плотности воды. Уравнения модели проинтегрированы по вертикали в пределах каждого слоя, т.е. переменные, в том числе скорость течения, являются средними в слое по вертикали и относятся к его середине.

Горизонтальное разрешение модели составляет  $1/8^\circ$ , что позволяет разрешать вихревую динамику лишь частично, но объясняется ограниченностью вычислительных ресурсов; по вертикали задано 12 слоев. Рельеф дна (рис. 1) был снят с навигационной карты и промасштабирован с коэффициентом 0,75 так, что средняя глубина моря осталась неизменной, а затем сглажен 9-точечным фильтром, что существенно для устойчивости решения при сравнительно невысоком горизонтальном разрешении. Коэффициент бигармонической горизонтальной вязкости в уравнениях движения равен  $2,5 \cdot 10^8 \text{ м}^4/\text{с}$ , а коэффициент гармонической горизонтальной диффузии в уравнениях переноса тепла и соли равен  $250 \text{ м}^2/\text{с}$ .

Рис. 1. Рельеф дна Японского моря, используемый при моделировании (изобаты проведены через 250 м). Проливы Лаперуза, Сангарский и Корейский обозначены соответственно одной, двумя и тремя стрелочками. Цифрами показаны: Японская котловина (1), котловина Ямато (2), Цусимская котловина (3), поднятие Ямато (4), Корейское плато (5), плато Уллын (6), Татарский трог (7), хребт Богорова (8), гора Сибирь (9), мыс Поворотный (10), зал. Петра Великого (11)

Fig. 1. Bottom topography of the Japan Sea, with the contours every 250 m. 1 — Japan Basin, 2 — Yamato Basin, 3 — Ulleung Basin, 4 — Yamato Rise, 5 — Korea Plateau, 6 — Ulleung Plateau, 7 — Tatarsky Trough, 8 — Bogorov Ridge, 9 — Siberia Seamount, 10 — Cape Povorotny, and 11 — Peter the Great Bay, The Soya, Tsugaru, and Korea Straits are marked by one, two, and three arrows, respectively



Вначале модель была проинтегрирована на срок 11 лет под воздействием средних месячных полей напряжения ветра и других метеозлементов, взятых по данным реанализа NCEP за последние десятилетия. Расход воды, поступающей в Японское море через Корейский пролив, принят равным в среднем  $2,5 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$ , а размах годового хода составляет  $1,0 \cdot 10^6 \text{ м}^3/\text{с}$  с минимумом в феврале и максимумом в октябре. Поступающая через Корейский пролив вода покидает море через проливы Сангарский и Лаперуза, расходы в которых соотносятся как 7 : 3. В начальном состоянии горизонтальной однородности глубина поверхностей раздела между слоями составляла 10, 25, 50, 75, 100, 150, 250, 350, 500, 700 и 900 м; начальные вертикальные профили температуры и солёности основаны на среднескользящих данных.

После первоначального интегрирования модели были выполнены численные эксперименты под различным ветровым и термодинамическим воздействием, сценарии которых подробно обсуждаются в работе О.О. Трусенковой (2012). Следует отметить,

что в этих экспериментах применяются статистически обоснованные поля касательного напряжения ветра, полученные по данным реанализа NCEP с горизонтальным разрешением  $1^\circ$ ; закономерности сезонных изменений повторяемости ветра разных направлений и вихря напряжения ветра также обоснованы статистически по спутниковым данным (Трусенкова, 2011). В эксперименте 1 воспроизводятся условия типичного муссона, для чего с октября по март использованы поля северо-западного ветра, в апреле и сентябре — поля западного ветра, в мае и июне — поля юго-западного ветра, в июле и августе — поля южного ветра. В эксперименте 2 воспроизведены условия сильного летнего муссона, который раньше начинается и позже заканчивается, а ветер сильнее, чем в эксперименте 1. Поэтому в апреле использовано поле юго-западного ветра, а с июня по сентябрь — поля южного ветра. В остальные месяцы использованы те же поля, что и в эксперименте 1. Эксперимент 3 соответствует гипотетическому случаю отсутствия муссона: в течение всего года использованы западные ветры. Поля ветра, использованные в численных экспериментах, показаны в таблице.

Поля ветра, использованные в численных экспериментах  
Wind fields applied in the model runs

Эксперимент	Янв.	Февр.	Март	Апр.	Май	Июнь	Июль	Авг.	Сент.	Окт.	Нояб.	Дек.
1а, 1б	СЗ	СЗ	СЗ	Зап.	ЮЗ	ЮЗ	Южн.	Южн.	Зап.	СЗ	СЗ	СЗ
2	СЗ	СЗ	СЗ	ЮЗ	ЮЗ	Южн.	Южн.	Южн.	Южн.	СЗ	СЗ	СЗ
3	Западный ветер											

*Примечание.* Зап. — западный ветер, южн. — южный ветер, СЗ — северо-западный, ЮЗ — юго-западный. В эксперименте 1б расход воды в Корейском проливе на 25 % ниже, чем в других случаях.

В эксперименте 1 над центральной частью моря средний вихрь напряжения ветра был циклоническим зимой и во второй половине лета и антициклоническим весной — в начале лета и осенью, а над северной частью моря — циклоническим большую часть года (рис. 2). В эксперименте 2 над центральной частью моря циклонический вихрь преобладал в течение почти всего года, за исключением осени, а над северной частью моря — практически весь год. В эксперименте 3 над центральной частью моря зимой циклонический вихрь сильнее, чем в двух других экспериментах, однако летом вихрь слабо антициклонический; над северной частью моря вихрь был циклоническим в течение всего года (рис. 2).

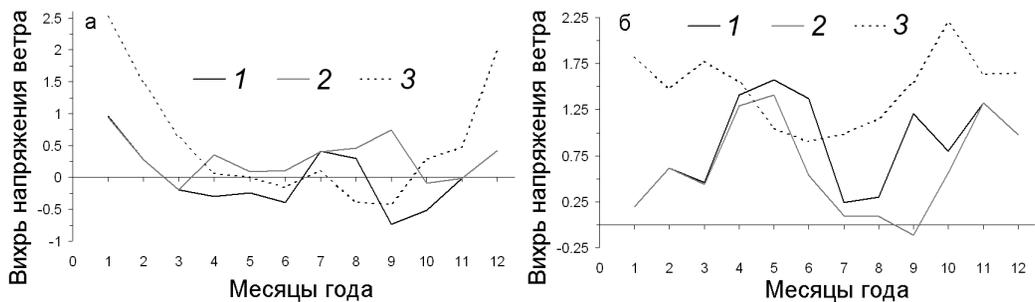


Рис. 2. Среднемесячный вихрь касательного напряжения ветра ( $10^{-8}$  дин/см<sup>3</sup>) в экспериментах 1 (1), 2 (2), 3 (3), осредненный над центральной (а —  $38-42^\circ$  с.ш.  $131-139^\circ$  в.д.) и северной (б — к северу от  $43^\circ$  с.ш.) частями моря

Fig. 2. Monthly mean wind stress curl ( $10^{-8}$  dyn/cm<sup>3</sup>) applied in the Run 1, Run 2, and Run 3 averaged over the areas: а — central ( $38-42^\circ$  N,  $131-139^\circ$  E) and б — northern (northward of  $43^\circ$  N)

Термодинамические условия на поверхности моря (поля метеоэлементов, используемых для расчета тепла и влаги) не изменялись, но первый эксперимент был проведен в двух модификациях: в эксперименте 1б расход воды в Корейском проливе был уменьшен на 25 % относительно других экспериментов (1а, 2, 3). Это позволило оценить термодинамический эффект субтропических вод, поступающих в Корейский пролив, который оказался важным не только для течений в пикноклине (Трусенкова, 2012), но и опосредованно для глубинной циркуляции. Эксперименты проводились в

течение 5 лет каждый; обсуждаются среднегодовые и среднемесячные поля, осредненные за последние два года (15- и 16-й годы интегрирования). Течения в пикноклине, подробно обсуждавшиеся в работе О.О. Трусенковой (2012), представлены среднегодовыми и среднемесячными (за февраль и август) полями уровня моря, в которых отражены основные звенья циркуляции: депрессии уровня в циклонических круговоротах субарктической части моря, перепад уровня через субарктический фронт и поднятия в районах антициклонической циркуляции к югу от него (рис. 3).

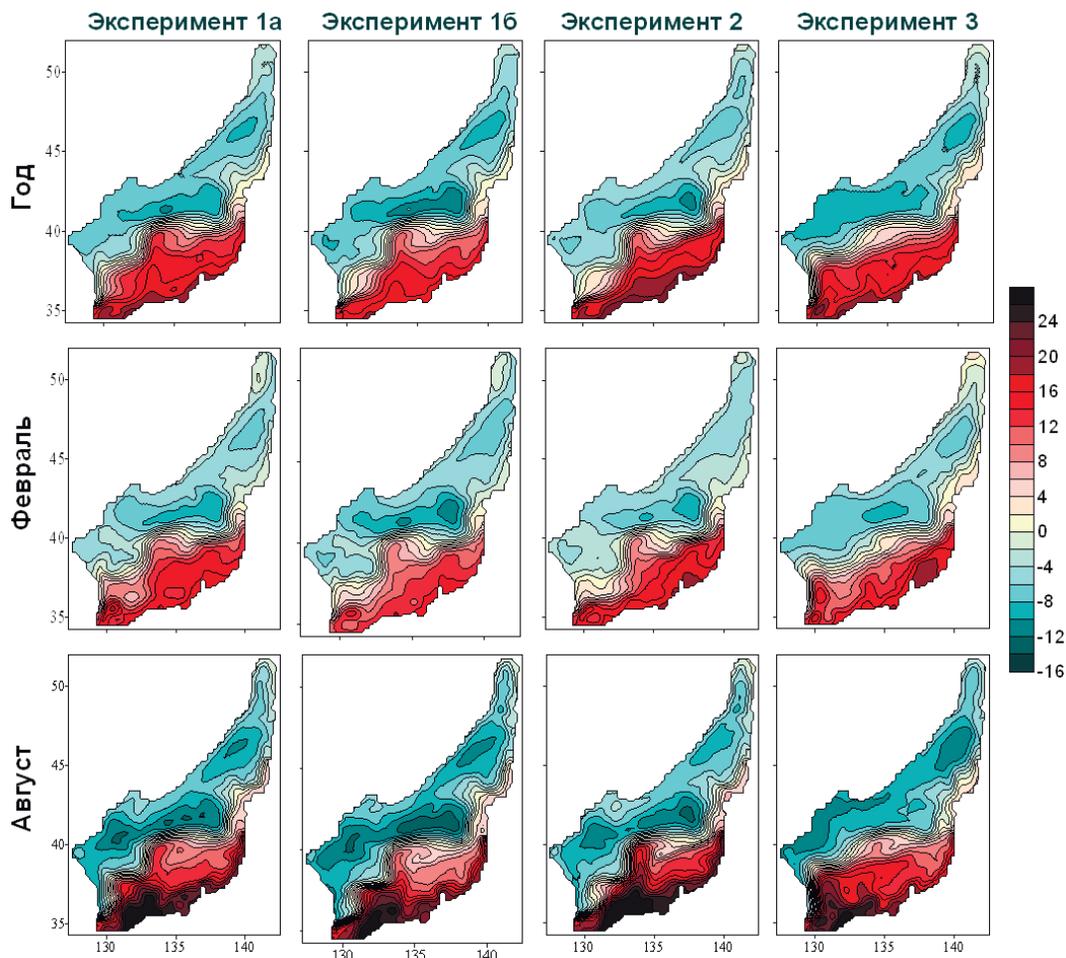


Рис. 3. Среднегодовые и среднемесячные (в феврале и августе) поля модельного уровня (см) Японского моря

Fig. 3. Mean annual and mean month (February and August) simulated sea level (cm)

## Результаты и их обсуждение

### *Общая характеристика модельной глубинной циркуляции*

Во всех экспериментах модельная глубинная циркуляция носит в среднем геострофический характер: подчиняясь закону сохранения потенциальной завихренности, течения следуют изолиниям  $f/H$ , где  $f$  — планетарная завихренность (параметр Кориолиса),  $H$  — глубина моря, причем слева от струи течения море глубже, а справа — мельче. Число Россби–Кибеля, рассчитанное как  $Ro = R/f$ , где  $R$  — относительная завихренность (ротор горизонтальной скорости течения), мало ( $Ro \ll 1$ ), и лишь в зонах наиболее сильных течений  $Ro \sim 0,1$ , т.е. поток входит в квазигеострофический режим. В среднем циркуляция является циклонической по периферии моря, котловин Японской, Цусимской, Ямато и Татарского трога и антициклонической — над поднятиями Ямато и плато Корейским и Уллын (рис. 4; названия обозначены на рис. 1).

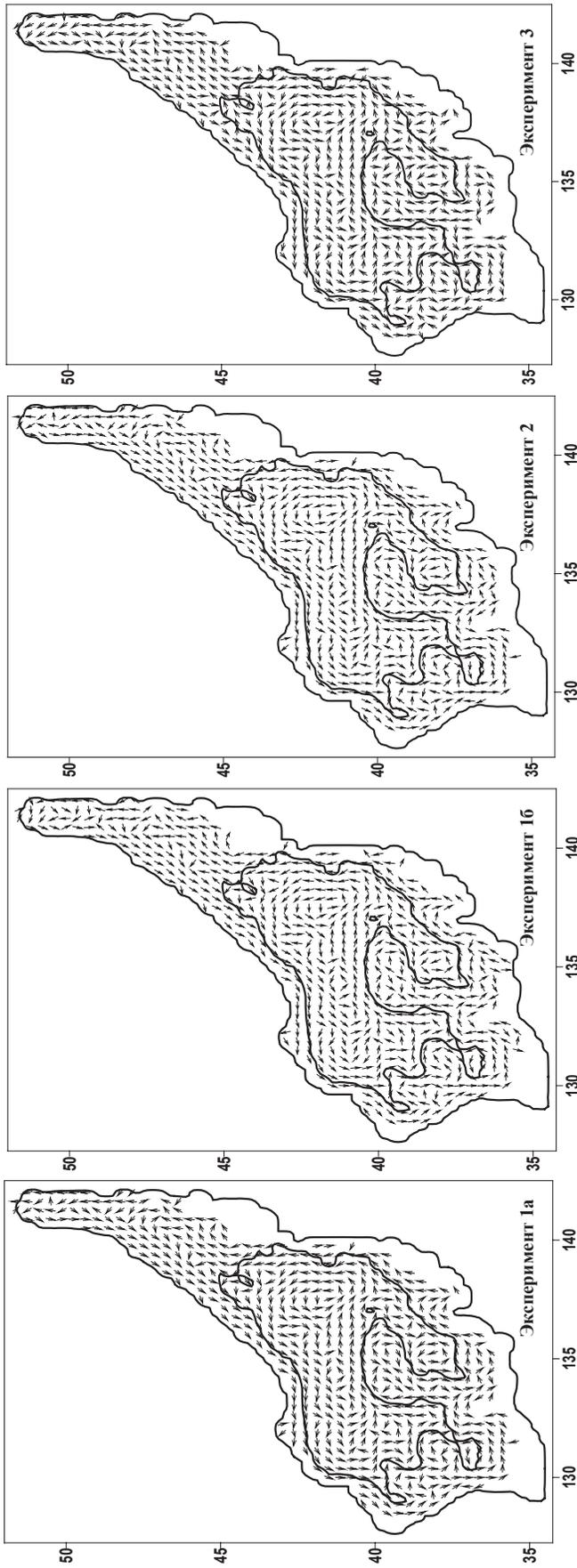


Рис. 4. Среднегодовые течения (каждый 9-й вектор; длина векторов произвольна) в нижнем слое модели. Показана изобата 1500 м  
 Fig. 4. Mean annual simulated currents (every 9<sup>th</sup> vector, with arbitrary length) in the bottom layer of the model; 1500 m isobath is shown

Приморское течение следует вдоль склона у северо-западного берега моря во всей толще вод от поверхности до дна. При повороте береговой линии у мыса Поворотного (см. обозначения на рис. 1) от струи течения отделяется южная ветвь, а ниже по течению, к югу от подводной горы Сибирь, — еще одна. Течение следует вдоль берега, над южным склоном Японской котловины от него отделяется восточная ветвь, которая замыкает циклонический круговорот над котловиной, а ниже по течению еще одна, которая далее меандрирует над склонами Корейского плато и плато Уллын. Далее часть потока поворачивает на восток и отходит к поднятию Ямато, а часть входит в Цусимскую котловину над западным склоном глубокого и узкого трога Уллын (в международной литературе — *Ulleung Interplain Gap*), огибает котловину и выходит из нее над восточным склоном трога. Противотечения над западным и восточным склонами трога наблюдались при измерениях с помощью заякоренных глубинных станций (Chang et al., 2009). Далее течение огибает поднятие Ямато, после чего часть потока следует на восток, а часть поворачивает на юг вдоль восточного склона поднятия и входит в котловину Ямато, где формируется циклонический круговорот над западной, наиболее глубокой частью котловины. По восточной периферии этого круговорота течение следует над склоном на северо-восток до северной части моря, затем огибает Татарский трог и вновь подходит к склону у северо-западного берега моря.

Модельная глубинная циркуляция значительно интенсивнее в субарктической части моря, чем в субтропических районах (рис. 5), что было также отмечено по данным буев Арго (Park, Kim, 2013). В струйных течениях субтропической части моря скорость почти нигде не превышает 2 см/с в экспериментах 1а и 3 и не превышает 3 см/с в экспериментах 1б и 2 (в среднем за год). В наиболее интенсивном циклоническом круговороте над Японской котловиной (в субарктической части моря) средняя скорость течения равна 3–6 см/с, а на его восточной периферии достигает 7–8 см/с в экспериментах 1 и 2. В эксперименте 3 скорость течения в этом круговороте составляет 2–5 см/с и до 6–7 см/с в восточном районе. Такие же величины скорости достигаются над северным склоном поднятия Ямато (на южной периферии круговорота; рис. 5). Во внутренних областях круговоротов средняя скорость течения незначительна (не более 1 см/с). Величины модельных скоростей близки к оценкам, основанным на данных стационарных и плавучих буев; максимум скорости на восточной периферии круговорота над Японской котловиной также подтверждается данными наблюдений (Takematsu et al., 1999; Danchenkov et al., 2003; Senjyu et al., 2005; Choi, Yoon, 2010; Park, Kim, 2013; Пономарев и др., 2015). Следует отметить, что глубинная циркуляция воспроизводится в трех нижних слоях модели, где течения носят квазибаротропный характер: с глубиной направления векторов скорости не изменяются, а величина скорости изменяется незначительно, что соответствует данным наблюдений (Senjyu et al., 2005; Choi, Yoon, 2010) и позволяет сравнивать течения во всем глубинном слое с данными буев Арго, дрейфующих на глубине 800 м.

Характер глубинных течений отражается в топографии поверхности раздела между двумя нижними слоями модели, которая сформировалась в результате взаимного приспособления течений и поля плотности воды за 16 лет интегрирования от начальной постоянной по морю глубины в 900 м (рис. 6). Поверхность раздела наиболее глубоко залегает в юго-восточном районе, где наиболее мощный пикноклин связан с потоком вод Цусимского течения, и значительно выше на остальной акватории моря. В районе котловины Ямато поверхность раздела находится на глубине 700–900 м, в районе Цусимской котловины — на глубине 450–650 м, в районе поднятия Ямато — на глубине 500–600 м, в районе Японской котловины — на глубине 350–500 м, а в некоторых районах северо-западной части моря поднимается к 200–300 м, т.е. в промежуточные воды.

Внутри циклонических круговоротов поверхности раздела опускаются, в районах антициклонической циркуляции поднимаются (см. рис. 3–5), что соответствует теоретическим представлениям о глубинных теплых циклонических и холодных антициклонических вихрях (Hogg, 1973). В итоге более теплая вода вышележащих слоев опускается, что уменьшает давление внутри циклонической циркуляции, или поднимается, что увеличивает давление внутри антициклонической циркуляции. Топография поверхностей

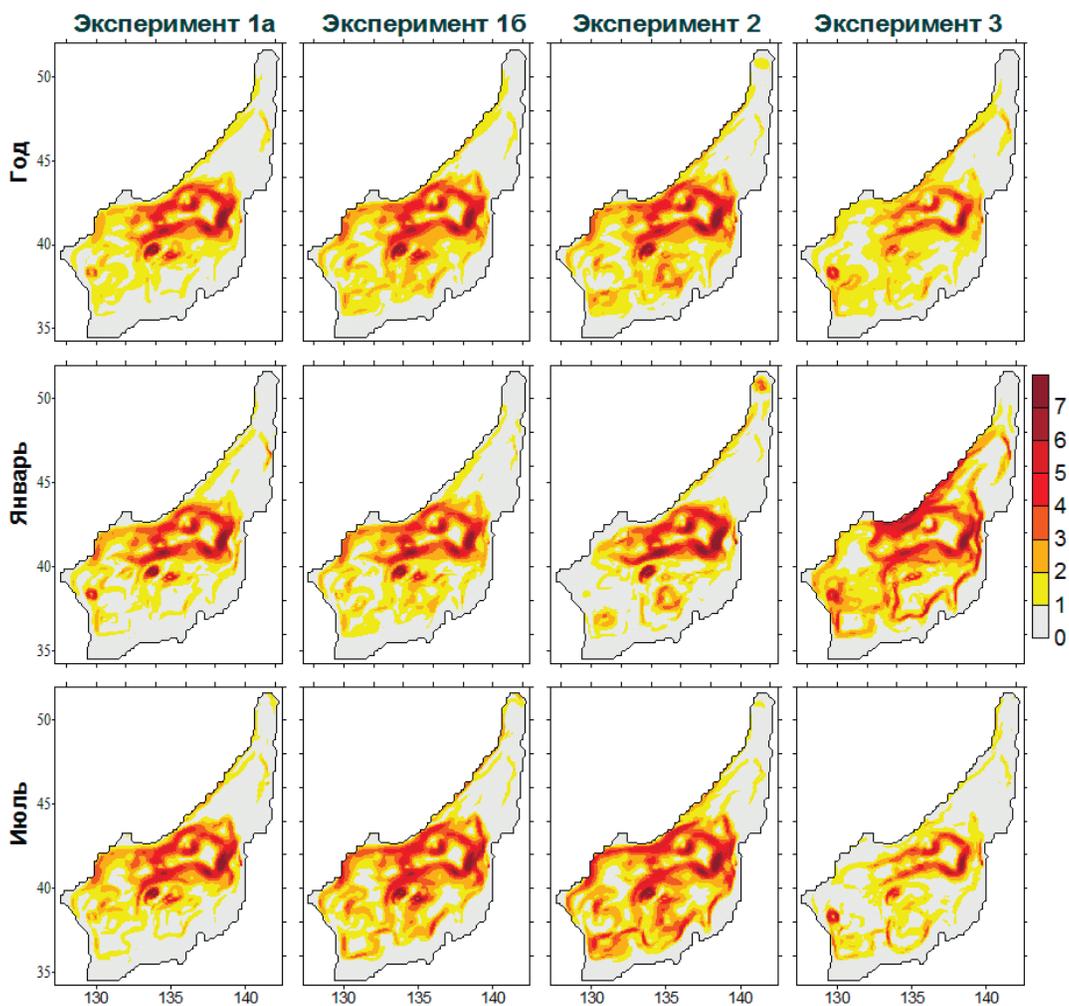


Рис. 5. Среднегодовая и среднемесячная (в январе и июле) величина (модуль) скорости течения (см/с) в нижнем слое модели

Fig. 5. Mean annual and mean month simulated current velocity (cm/s) in the bottom layer of the model for January and July

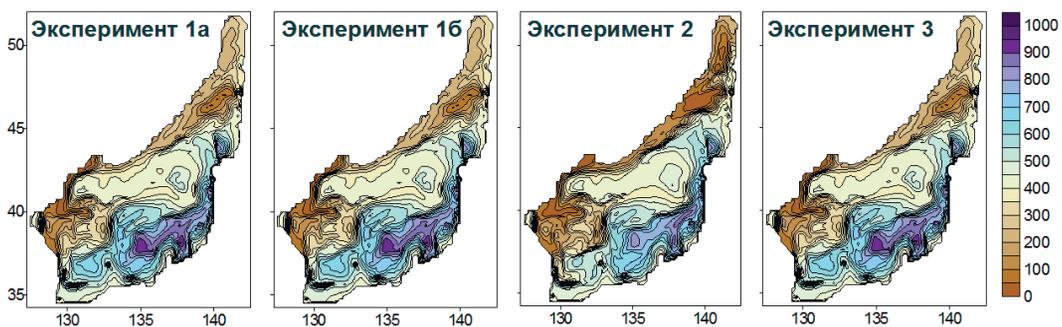


Рис. 6. Среднемесячная (август) топография (м) поверхности раздела между двумя нижними слоями модели

Fig. 6. Monthly mean interface topography (m) between two the lower model layers for August

раздела между всеми глубинными слоями модели (от 10-го до 12-го) носит сходный характер. Циклонические круговороты субарктической части моря, развивающиеся от поверхности до дна, соответствуют вихрям Тейлора, а в субтропических районах формируются конусы Тейлора, исчезающие в пикноклине (Hogg, 1973).

Как обсуждалось ранее, поверхности раздела между слоями в промежуточных водах поднимаются внутри циклонических круговоротов и опускаются внутри антициклонических циркуляций (Трусенкова, 2007, 2012). Границей по вертикали между пикноклином и глубинными водами можно считать 9-й слой модели, топография верхней и нижней поверхностей раздела которого подобна топографии соответственно в промежуточных и глубинных водах. Толщина пикноклина оценивалась как глубина залегания середины 9-го слоя, что составляет 400–500 м в юго-восточной части моря, где пикноклин наиболее глубок (Трусенкова, 2007), и соответствует оценкам, основанным на данных наблюдений (Лучин и др., 2003). В субарктической части моря дно пикноклина поднимается до 130–150 м (Трусенкова, 2007, 2012). Следует отметить, что в северной части моря (к северу от 43° с.ш.) и над Корейским плато топография поверхностей раздела между всеми слоями подобна, поскольку здесь все они залегают в промежуточных водах.

Сходная циркуляция воспроизводится в среднем во всех экспериментах, что подчеркивают вектора течения, показанные на рис. 4 (и отражающие направление, но не величину скорости течения), в соответствии со схемой, приведенной в работе Senjuu с соавторами (2005), и со средними течениями по данным глубоководных буев (Choi, Yoon, 2010; Park, Kim, 2013). Вместе с тем интенсивность глубинной циркуляции значительно изменяется от эксперимента к эксперименту: в среднем за год течения наиболее интенсивны в эксперименте 1б и 2 и наиболее ослаблены в эксперименте 3 (рис. 5).

В работе Hogan, Hurlburt (2000) развитие глубинной циркуляции связывалось с вихревым потоком энергии из пикноклина вниз, причем ключевым районом считалась юго-западная часть моря. И в наших экспериментах 1–3 глубинные течения тем интенсивнее, чем слабее антициклоническая циркуляция вод пикноклина в юго-западной части моря. Циклонические круговороты в субарктической части моря во всей толще вод от поверхности до дна также тем интенсивнее, чем слабее антициклоническая циркуляция в юго-западной части моря. Исключением является циклонический круговорот между 43 и 48° с.ш., который наиболее интенсивен в эксперименте 3 (см. рис. 3, 5). Поскольку горизонтальное разрешение является относительно невысоким, развитие глубинной циркуляции в наших экспериментах следует объяснять преимущественно крупномасштабными воздействиями — изменениями давления при перераспределении водных масс течениями в пикноклине.

Ранее нами было установлено, что ветровой режим в период летнего муссона влияет на циркуляцию вод пикноклина: антициклоническая циркуляция в юго-западной части моря наиболее интенсивна под воздействием антициклонического вихря напряжения ветра в эксперименте 3 и ослаблена под воздействием циклонического вихря в эксперименте 2 (Трусенкова, 2012). Естественно ожидать, что на циркуляцию вод преобладающее влияние оказывает сильный ветер периода зимнего муссона, однако наши результаты показывают, что опосредованно (через циркуляцию вод пикноклина) воздействие ветра летнего муссона оказывается важным для глубинной циркуляции вод Японского моря. Следует отметить, что наибольшая интенсивность циклонического круговорота между 43 и 48° с.ш. в эксперименте 3 связана с воздействием циклонического вихря напряжения ветра в течение почти всего года (см. рис. 2).

Эксперименты 1а и 1б проводились под одинаковым ветровым воздействием, но в эксперименте 1б течения пикноклина в юго-западной части моря менее интенсивны, чем в эксперименте 1а, а циклонические круговороты в приповерхностных водах в субарктической части моря более интенсивны вследствие уменьшения расхода воды в Корейском проливе по сравнению с экспериментом 1а (Трусенкова, 2012). Соответственно, глубинная циркуляция интенсивнее в эксперименте 1б, чем в эксперименте 1а (рис. 5), что подтверждает связь течений термоклина и глубинных.

#### *Сезонные изменения глубинной циркуляции*

Для анализа сезонной изменчивости глубинной циркуляции выполнено разложение на эмпирические ортогональные функции величины (модуля) скорости течения в нижнем слое модели по ежедневным полям, взятым до 48° с.ш., за 16-й год

интегрирования. Узлы сетки, где слой вырождается (приобретает нулевую толщину) хотя бы в один из дней года, исключены из рассмотрения. Нижний слой постоянно вырожден по периферии моря, где глубина места уменьшается так, что пересекает его верхнюю поверхность раздела, а зимой в областях глубокой конвекции. В эксперименте 3 зимой в северо-западном районе, примыкающем к побережью южного Приморья и КНДР, конвекция достигает дна, т.е. вырождаются все слои, кроме верхнего, чего в действительности не происходит, но объясняется условиями эксперимента. В других экспериментах конвекция проникает до дна на склоне к югу от зал. Петра Великого и в ограниченном районе северной части моря, где происходит пробой пикноклина внутри циклонического круговорота.

В экспериментах 1а, 2, 3 старшая мода описывает более 30 % общей дисперсии, а последующие собственные числа более чем в два раза меньше. В эксперименте 1б две старшие моды оказались вырожденными: различие между собственными числами составляет только 3 % дисперсии, поэтому разложение по этой выборке не рассматривается. Пространственные функции старших мод (рис. 7) по выборкам из экспериментов 1а и 2 подобны. В обоих случаях положительное ядро находится в районе Японской котловины к востоку от 131–132° в.д., причем максимум на восточной периферии окружен зоной больших по абсолютной величине отрицательных значений. Имеется также зона положительных значений на периферии циклонического круговорота северной части моря. В субтропической части моря пространственные функции в основном отрицательны в обоих случаях, но в эксперименте 1а они невелики по абсолютной

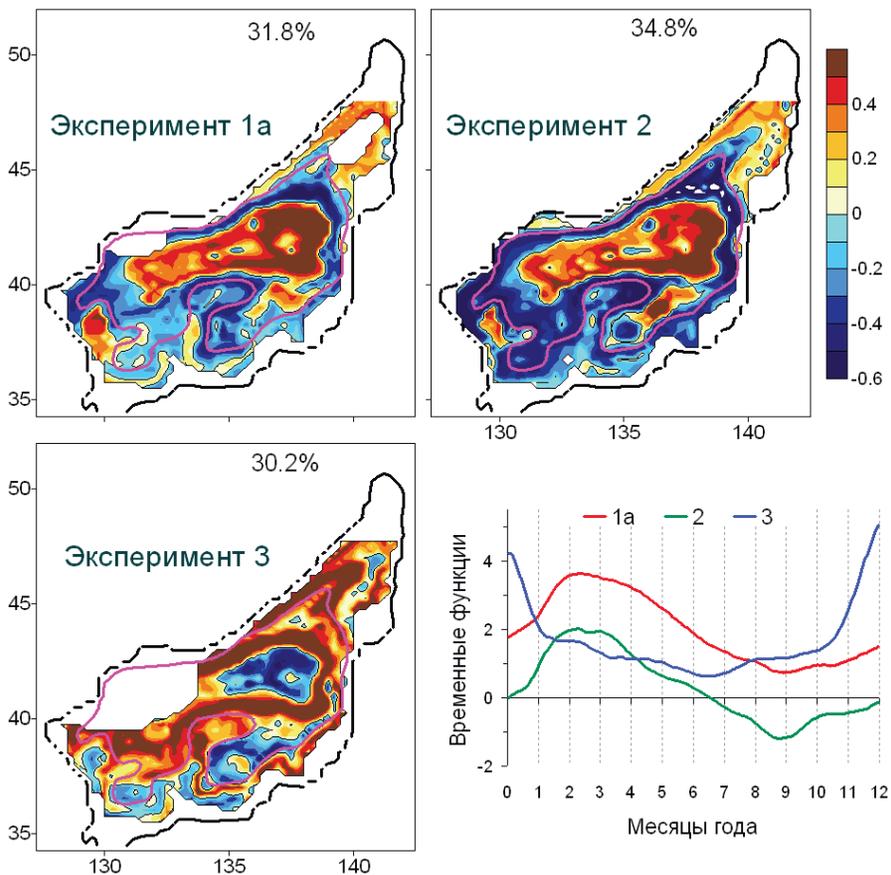


Рис. 7. Пространственные (см/с) и нормированные временные функции старших мод величины скорости течения в нижнем (12-м) слое модели для экспериментов 1а, 2, 3. Показана изобата 1500 м

Fig. 7. Spatial (cm/s) and normalized temporal functions of the leading modes derived from the current velocity in the bottom (12<sup>th</sup>) layer of the model for Runs 1а, 2, 3; 1500 m isobath is shown

величине. В районе Корейского плато имеется район положительных значений пространственной функции, более обширный в эксперименте 1а. В эксперименте 3 пространственная функция носит иной характер: внутри циклонических круговоротов в районах котловин Японской, Цусимской и Ямато ее значения отрицательны, а зоны максимальных положительных значений вытянуты по их периферии.

Временные функции характеризуются хорошо выраженным годовым ходом, и во всех случаях они максимальны зимой и минимальны летом. В экспериментах 1а и 2 сезонная изменчивость идентична: коэффициент корреляции между временными функциями составляет 0,98. Обе временные функции максимальны в первой половине марта, медленно уменьшаются к концу лета, достигая минимума в конце сентября, и снова увеличиваются к зиме. Временная функция из эксперимента 3 максимальна в конце декабря — начале января, резко уменьшается к середине февраля, слабо изменяется с апреля до середины ноября, а потом резко возрастает (рис. 7).

Таким образом, под воздействием муссонных ветров в экспериментах 1 и 2 наибольшие сезонные изменения претерпевает интенсивный циклонический круговорот в районе Японской котловины, особенно над ее восточной частью, который усиливается зимой и ослабляется в теплый период года, а сезонные экстремумы приходятся на март и конец сентября. Это в целом соответствует натурным данным: экстремумы годового хода глубинных течений были зарегистрированы в марте и октябре-ноябре (Choi, Yoon, 2010). Годовой ход скорости составляет 1,5–2,0 см/с, т.е. 30–40 % от средней величины, что близко к оценке в работе (Choi, Yoon, 2010). При увеличении скорости струя течения сжимается, что порождает зону отрицательных значений пространственной функции на периферии круговорота (рис. 7). Именно этим обстоятельством можно объяснить невыраженный годовой ход течений, измеренных на глубоководной буйковой станции М1 на северном склоне Японской котловины (Takematsu et al., 1999), которая попадает во внешнюю зону ослабления течения зимой.

Глубинные циклонические круговороты в субтропической части моря ослабляются зимой и усиливаются летом в экспериментах 1б и 2, что ясно видно в среднемесячных полях скорости течения (см. рис. 5). В этих экспериментах во второй половине лета значительная часть течения, входящего в море через Корейский пролив, отклоняется на восток и отходит к о. Хонсю (Трусенкова, 2012). Антициклоническая циркуляция в пикноклине юго-западной части моря ослабляется по сравнению с зимой и весной (см. поля уровня моря в феврале и августе на рис. 3), с чем связано усиление глубинных циклонических круговоротов в субтропической части моря. В эксперименте 1а сезонные изменения глубинных течений в субтропической части моря незначительны ввиду малости (по абсолютной величине) пространственной функции, особенно в районе Цусимской котловины, а в районе Корейского плато сезонные изменения синфазны с изменениями в субарктической части моря. По данным наблюдений не было выявлено однозначных сезонных изменений глубинных течений в субтропической части моря, возможно потому, что в работе Choi, Yoon (2010) были представлены осредненные данные.

В эксперименте 3 под воздействием западных ветров сезонные изменения носят иной характер: струйные течения по периферии моря и всех трех котловин одновременно усиливаются в ноябре-январе и резко ослабевают к концу февраля, когда развивается глубокая конвекция (рис. 7). Глубокая конвекция в обширном северо-западном районе объясняется пробоем пикноклина под воздействием весьма значительного циклонического вихря напряжения ветра (см. рис. 2), а также общей слабостью глубинной циркуляции в эксперименте 3. При развитой циклонической глубинной циркуляции более теплые воды залегают глубже (рис. 6), затрудняя конвекцию, чего не происходит в эксперименте 3, где конвекция гораздо интенсивнее, чем это наблюдается в действительности. По данным глубоководного буя на склоне Японской котловины (в районе к югу от зал. Петра Великого) было зарегистрировано значительное усиление глубинных течений весной 2001 г. после аномально холодной зимы (Senju et al., 2002), что объяснялось диапикническими вихревыми потоками импульса, связанными с вер-

тикальными движениями вод при конвекции (Yoshikawa, 2012). В проведенных нами экспериментах вихревая динамика воспроизводится лишь частично, а корректному моделированию процессов конвекции препятствует использование гидростатического приближения, которое до сих пор является наиболее употребительным в гидродинамических моделях, что и объясняет результаты эксперимента 3.

Для сравнения сезонных изменений в промежуточных и глубинных водах выполнено разложение на эмпирические ортогональные функции величины скорости течения по ежедневным полям в промежуточных и глубинных слоях модели (по результатам эксперимента 1a). При приближении к поверхности моря увеличивается затронутая зимней конвекцией область, где слой модели вырождается, что заставляет ограничиться слоями от 8-го до 12-го, толщина которых в течение всего года составляет от десятков до сотен метров (вне районов конвекции). Собственные числа старших мод по всем выборкам близки друг к другу и превышают 30 %. Пространственные функции для 8–12-го слоев также близки друг к другу, несмотря на различия в деталях, как и временные функции (рис. 7, 8), коэффициенты парной корреляции между которыми превышают 0,99. Сезонные экстремумы приходятся на середину марта и сентября в промежуточных водах (слои 8–9) и на конец марта и сентября в глубинных водах (слои 10–12).

Таким образом, циклоническая циркуляция вод субарктической части моря интенсифицируется зимой как в промежуточных, так и в глубинных водах. В теплый период года происходит интенсификация циркуляции в приповерхностных водах и пикноклине на всей акватории моря, что хорошо проявляется в уровне моря как по модельным полям (Трусенкова, 2007, 2012), так и по данным спутниковой альтиметрии (Трусенкова, Каплуненко, 2013). Это означает, что циклонические круговороты субарктической части моря наиболее интенсивны в конце теплого периода года и в конце зимы, что уточняет выводы работы Kim, Yoon (2010), в которой эта интенсификация

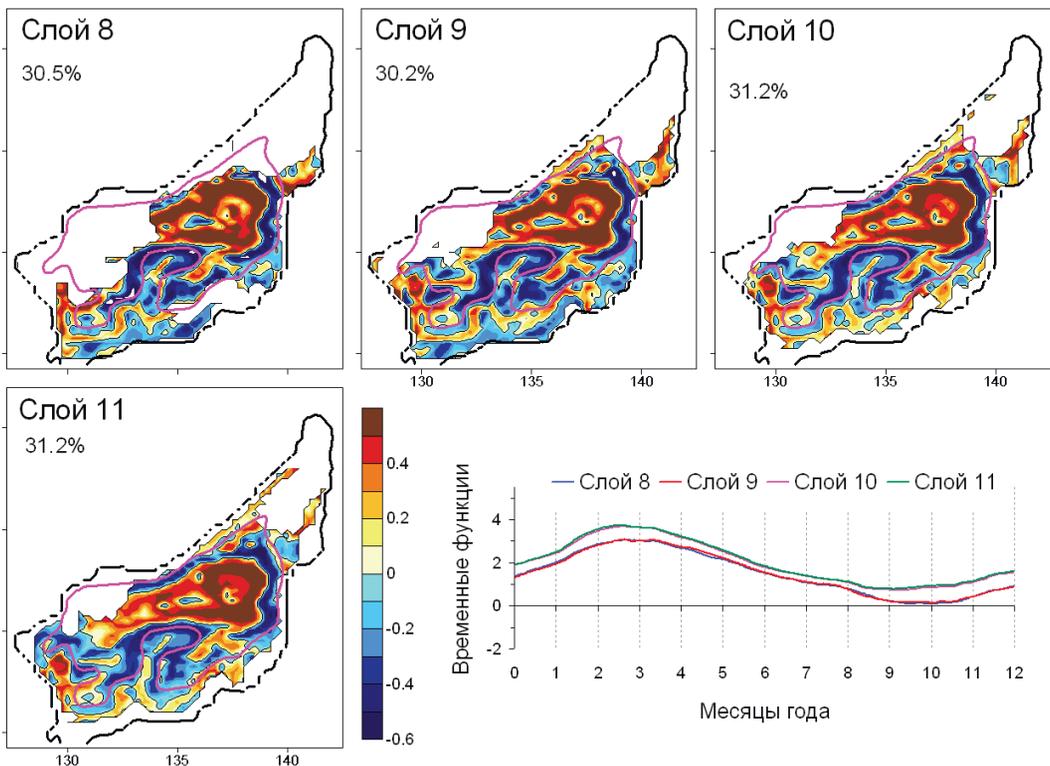


Рис. 8. Пространственные (см/с) и нормированные временные функции старших мод величины скорости течения в 8–11-м слоях модели для эксперимента 1a. Показана изобата 1500 м

Fig. 8. Spatial (cm/s) and normalized temporal functions of the leading modes derived from the current velocity in the 8–11<sup>th</sup> layers of the model for Run 1a: 1500 m isobath is shown

была отнесена к лету и зиме в целом. Сверх того, наши результаты показывают, что в теплый период года интенсификация сосредоточена в пикноклине на глубине до 100–150 м (до верхней границы 8-го слоя), а ниже течения ослабевают, т.е. происходит вертикальный сдвиг скорости, что свидетельствует об их бароклинном характере. Зимой скорость течения увеличивается в промежуточных и глубинных слоях, т.е. происходит баротропизация.

*Глубинные динамические структуры, связанные с неоднородностями рельефа дна*

Несмотря на относительно невысокое горизонтальное разрешение, модель воспроизводит глубинные динамические структуры, связанные с локальными неоднородностями рельефа дна. Над подводными поднятиями и горами ожидаемы антициклонические вихри, над впадинами рельефа дна — циклонические. Действительно, в субарктической части моря глубинное течение над северным склоном Японской котловины раздваивается над хребтом Богорова, обтекая его с востока и запада с формированием антициклонического вихря (рис. 9). Внутри вытянутого от восточного до западного берега моря циклонического круговорота над Японской котловиной формируется несколько циклонических круговоротов меньшего масштаба, обусловленных геометрией бассейна и изменениями глубины моря. Эти круговороты различимы в полях скорости течения (см. рис. 5) и также были получены с помощью гидродинамической модели высокого разрешения (Пономарев и др., 2015).

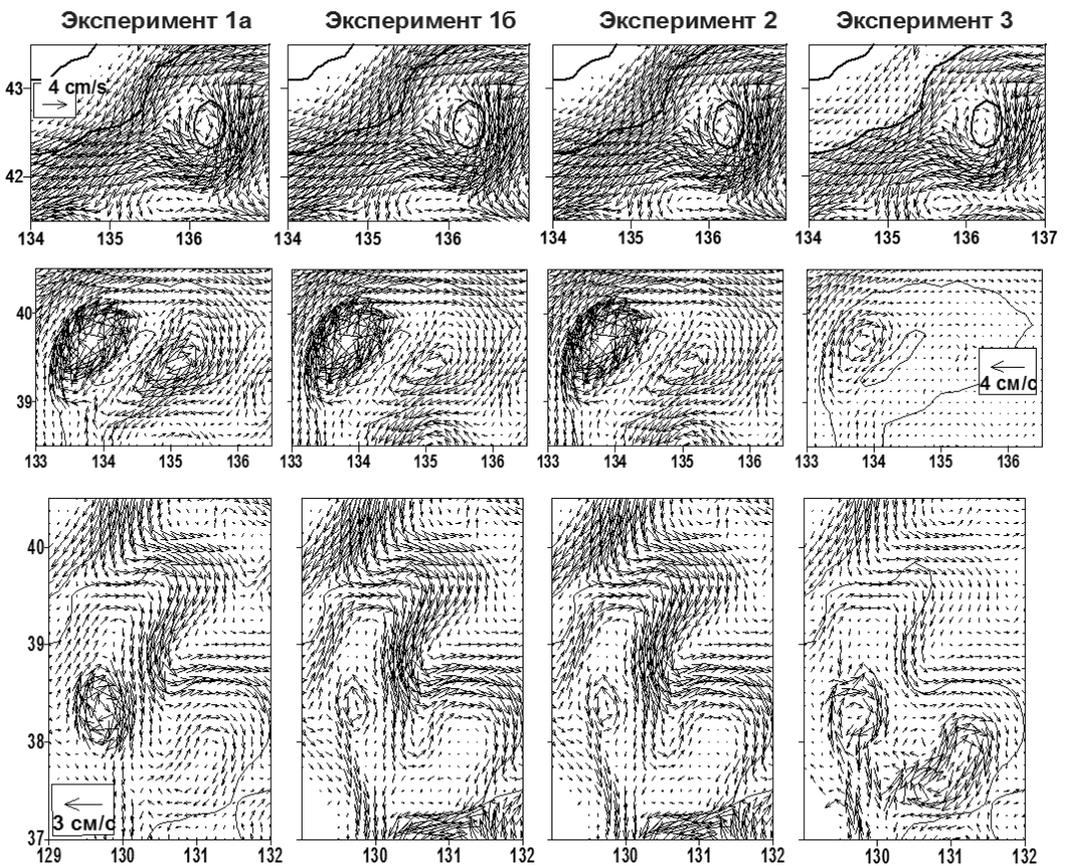


Рис. 9. Среднегодовые течения (см/с) в нижнем слое модели в районе хребта Богорова (верхний ряд), поднятия Ямато (средний ряд) и плато Корейского и Уллын (нижний ряд). В верхнем, среднем и нижнем рядах показаны изобаты соответственно 2000, 1500 и 3000 м

Fig. 9. Mean annual currents (cm/s) in the bottom layer of the model at Bogorov Ridge (upper panel), Yamato Rise (middle panel), and Korea and Ulleung Plateaus (bottom panel). 2000, 1500, and 3000 isobaths are shown on the upper, middle, and bottom panels, respectively

Над поднятиями в субтропической части моря также получены вихревые структуры, но в ряде случаев направление вращения оказывается противоположным ожидаемому. Над хребтом Северное Ямато развивается антициклонический вихрь, весьма интенсивный даже в среднегодовых полях по результатам экспериментов 1 и 2, в то время как вихрь над хребтом Южное Ямато в среднем заметно слабее (рис. 9). В среднегодовых полях по результатам эксперимента 3 вихрь над Северным Ямато является весьма слабым, а над Южным Ямато отсутствует вовсе, поскольку с января по апрель здесь развиваются интенсивные циклонические вихри и лишь в остальные месяцы — антициклонические вихри. Антициклонические вихри над поднятиями рельефа дна в районе плато Корейского и Уллын наиболее интенсивны в эксперименте 3 и хорошо видны в среднегодовых полях (рис. 9). В эксперименте 1а хорошо развитый антициклонический вихрь был получен над Корейским плато, а над плато Уллын — только антициклонический меандр течения, внутри которого не образуется замкнутого вихря. В среднегодовых полях по результатам экспериментов 1б и 2 над Корейским плато развит циклонический вихрь, над плато Уллын — антициклонический меандр течения (рис. 9), а в среднемесячных полях антициклонические и циклонические вихри сменяют друг друга.

Подробнее эффект изменения направления вращения в глубинных вихрях рассмотрен на примере динамических структур в районе Цусимской котловины. Глубинное течение проходит над склоном по периферии котловины, а в центре, над ее наиболее глубокой частью, развивается глубинный вихрь; эти структуры зачастую разделены зоной стагнации. Глубинная циклоническая циркуляция в этом районе наиболее интенсивна, а внешняя и внутренняя структуры объединяются в августе-сентябре в эксперименте 1а и в августе-сентябре и декабре-январе в экспериментах 1б и 2 (рис. 10 для августа). Как циклонические, так и антициклонические циркуляции получены для марта и апреля в эксперименте 1б, апреля и октября в эксперименте 1а и для марта и апреля в эксперименте 2, причем внешние и внутренние течения могут быть противоположных направлений (рис. 10 для апреля). В эксперименте 3 внешнее течение направлено антициклонически (по часовой стрелке) большую часть года, и лишь в декабре и январе оно носит циклонический характер (против часовой стрелки), чего естественно ожидать для течения над склоном котловины (рис. 10 для апреля и августа). В этом эксперименте течение вдоль значительной части склона у о. Хонсю направлено с северо-востока на юго-запад (антициклонически) почти весь год (за исключением декабря и января), т.е. течение по периферии Цусимской котловины просто является его продолжением. Следует отметить разнообразные сочетания «циклонических» и «антициклонических» течений в районе Цусимской котловины, а также изменения направления этих течений в течение всего лишь одного-двух месяцев после перестройки циркуляции в пикноклине.

По данным буев Арго уже регистрировались глубинные динамические структуры с противоположными ожидаемым направлениями течений, т.е. такие, у которых слева от струи течения глубина моря меньше, а справа — больше, а их развитие предположительно объяснялось распространением топографических волн Россби (Park, Kim, 2013). Как циклонические, так и антициклонические глубинные вихри внутри циклонического круговорота в районе Цусимской котловины регистрировались по буйковым данным (Choi, Yoon, 2010). В наших экспериментах «неправильная» (антициклоническая) циркуляция в районе Цусимской котловины и на склоне у о. Хонсю развивалась, когда усиливались Восточно-Корейское течение и антициклоническая циркуляция в термоклине юго-западной части моря, что особенно выражено в эксперименте 3. Как уже обсуждалось выше, интенсивность глубинных течений в экспериментах 1–3 связана с перераспределением водных масс течениями в пикноклине. Для оценки вклада крупномасштабных, синоптических и волновых процессов в глубинные течения необходима модель Японского моря с высоким горизонтальным разрешением.

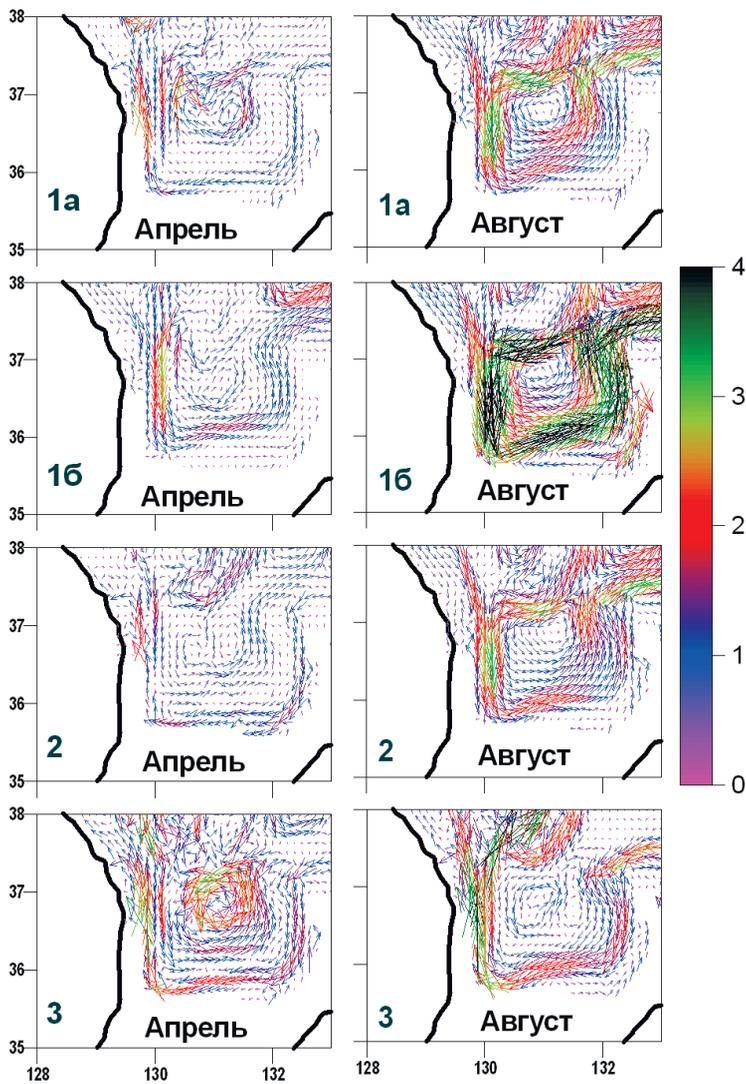


Рис. 10. Среднемесячные (в апреле и августе) течения (см/с) в нижнем слое модели в районе Цусимской котловины

Fig. 10. Monthly mean currents (cm/s) in the bottom layer of the model in the Ulleung Basin in April and August

### Заклучение

Модель Шапиро–Михайловой с умеренным горизонтальным разрешением воспроизводит в среднем геострофическую квазibarотропную глубинную циркуляцию, соответствующую схемам течений, основанным на данных глубоководных буев (Senju et al., 2005). Модельная глубинная циркуляция значительно интенсивнее в субарктической части моря, чем в субтропических районах, а величины скорости течения соответствуют данным буев Арго (Choi, Yoon, 2010; Park, Kim, 2013).

Модельные глубинные течения во всем море, а в субарктических районах циклонические круговороты во всей толще вод от поверхности до дна тем интенсивнее, чем менее развита антициклоническая циркуляция вод пикноклина в юго-западной части моря, которая, в свою очередь, ослабляется или усиливается под воздействием ветра и изменений расхода воды в Корейском проливе. Воздействие циклонического вихря напряжения ветра и уменьшение расхода опосредованно (через перераспределение водных масс течениями в пикноклине) приводят к интенсификации глубинной циркуляции вод Японского моря, а воздействие антициклонического вихря опосредованно

ослабляет глубинную циркуляцию. Показано, что существенным является воздействие ветра не только в холодный, но и в теплый период года.

В проведенных численных экспериментах наибольшие сезонные изменения претерпевает интенсивный глубинный циклонический круговорот над Японской котловиной, особенно над ее восточной частью, который наиболее интенсивен в конце зимы и ослаблен в конце теплого периода года, в соответствии с натурными данными (Choi, Yoon, 2010). Зимой течения баротропизируются из-за их усиления в промежуточных и глубинных водах, а в теплый период года они приобретают бароклинный характер, усиливаясь в приповерхностных водах и ослабляясь ниже 100–150 м.

Несмотря на относительно невысокое горизонтальное разрешение, модель воспроизводит глубинные динамические структуры, связанные с локальными неоднородностями рельефа дна. Чаще всего это антициклонические вихри над поднятиями и подводными горами и циклонические над впадинами рельефа дна, но при ослаблении глубинной циркуляции направления течений в районах таких неоднородностей в субтропической части моря могут изменяться на противоположные. Глубинные течения «противоположных» направлений действительно наблюдались по данным буев Арго (Park, Kim, 2013). Изменения направления модельных течений связаны с изменениями циркуляции вод пикноклина, причем адаптация глубинных течений происходит в течение одного-двух месяцев.

*Работа выполнена при частичной поддержке гранта № 15-1-1-047 программы приоритетных исследований ДВО РАН «Дальний Восток».*

### Список литературы

**Лучин В.А., Рыков Н.А., Плотников В.В. и др.** Гидрология вод // Гидрометеорология и гидрохимия морей. Т. 8 : Японское море, вып. 1 : Гидрометеорологические условия. — СПб. : Гидрометеоздат, 2003. — С. 157–256.

**Пономарев В.И., Файман П.А., Машкина И.В., Дубина В.А.** Моделирование разномассштабной циркуляции в северо-западной части Японского моря // Системы контроля окружающей среды. — 2015. — № 2(22). — С. 65–73.

**Степанов Д.В., Дианский Н.А., Новотрясов В.В.** Численное моделирование циркуляции вод центральной части Японского моря и исследование ее долгопериодной изменчивости в период 1958–2006 гг. // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. — 2014. — Т. 50, № 1. — С. 84–96. DOI: 10.7868/S0002351513050143.

**Трусенкова О.О.** Многомерный статистический анализ спутниковых полей напряжения и завихренности ветра в районе Японского моря // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. — 2011. — Т. 8, № 2. — С. 111–118.

**Трусенкова О.О.** Моделирование региональных особенностей циркуляции Японского моря под различным внешним воздействием // Изв. ТИНРО. — 2012. — Т. 169. — С. 118–133.

**Трусенкова О.О.** Сезонные и межгодовые изменения циркуляции вод Японского моря // Дальневосточные моря России. Кн. 1 : Океанологические исследования. — М. : Наука, 2007. — С. 280–306.

**Трусенкова О.О., Каплуненко Д.Д.** Оценка мод изменчивости уровня Японского моря по данным спутниковой альтиметрии // Океанол. — 2013. — Т. 53, № 3. — С. 347–356. DOI: 10.7868/S0030157413020172.

**Цой И.Б., Карнаух В.Н., Леликов Е.П.** Наименования подводных морфоструктур Японского моря — история и современные проблемы // Океанол. — 2013. — Т. 53, № 6. — С. 800–812. DOI: 10.7868/S0030157413060087.

**Шапиро Н.Б.** Формирование циркуляции в квазиизопикнической модели Черного моря с учетом стохастичности напряжения ветра // Мор. гидрофиз. журн. — 1998. — № 6. — С. 26–40.

**Chang K.I., Kim K., Kim Y.-B. et al.** Deep flow and transport through the Ulleung Interplain Gap in the Southwestern East/Japan Sea // Deep-Sea Res. I. — 2009. — Vol. 56, Iss. 1. — P. 61–72. DOI: 10.1016/j.dsr.2008.07.015.

**Choi Y.J., Yoon J.-H.** Structure and seasonal variability of the deep mean circulation of the East Sea (Sea of Japan) // J. Oceanogr. — 2010. — Vol. 66, Iss. 3. — P. 349–361.

**Danchenkov M.A., Riser S.C., Yoon J.H.** Deep currents of the central Sea of Japan // Pacific Oceanography. — 2003. — Vol. 1, № 1. — P. 6–11.

**Hogan P.J., Hurlburt H.E.** Impact of upper ocean–topographical coupling and isopycnal out-cropping in Japan/East Sea models with 1/8° to 1/64° resolution // J. Phys. Oceanogr. — 2000. — Vol. 30, № 10. — P. 2535–2561.

**Hogg N.G.** On the stratified Taylor column // J. Fluid Mech. — 1973. — Vol. 58, Iss. 3. — P. 517–537.

**Kim K., Chang K.-I., Kang D.-J. et al.** Review of recent findings on the water masses and circulation in the East Sea (Sea of Japan) // J. Oceanogr. — 2008. — Vol. 64, № 5. — P. 721–735.

**Kim T.-K., Yoon J.-H.** Seasonal variation of upper layer circulation in the northern part of the East/Japan Sea // Continental Shelf Research. — 2010. — Vol. 30, Iss. 12. — P. 1283–1301. DOI: 10.1016/j.csr.2010.04.006.

**Park J.J., Kim K.** Deep currents obtained from Argo float trajectories in the Japan/East Sea // Deep Sea Res. II. — 2013. — Vol. 85. — P. 169–181. DOI: 10.1016/j.dsr2.2012.07.032.

**Senjyu T., Aramaki T., Otsuka S. et al.** Renewal of the bottom water after the winter 2000–2001 may spin-up the thermohaline circulation in the Japan Sea // Geoph. Res. Lett. — 2002. — Vol. 29, Iss. 7. — P. 53-1–53-3. DOI: 10.1029/2001GL014093.

**Senjyu T., Shin H.-R., Yoon J.-H. et al.** Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements // Deep Sea Res. II. — 2005. — Vol. 52, Iss. 11–13. — P. 1726–1741. DOI: 10.1016/j.dsr2.2003.10.013.

**Takematsu M., Nagano Z., Ostrovskii A.G. et al.** Direct measurements of deep currents in the northern Japan Sea // J. Oceanogr. — 1999. — Vol. 55, Iss. 2. — P. 207–216.

**Yoshikawa Y.** An eddy-driven abyssal circulation in a bowl-shaped basin due to deep water formation // J. Oceanogr. — 2012. — Vol. 68, Iss. 6. — P. 971–983.

*Поступила в редакцию 24.07.17 г.*

*Принята в печать 26.02.18 г.*