

УДК 551.465.52

ВИХРИ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА: ОБЗОР

© 2021 г. С. В. Пранц*

*Тихоокеанский океанологический институт Дальневосточного отделения РАН,
ул. Балтийская, 43, Владивосток, 690041 Россия*

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

Поступила в редакцию 26.02.2021 г.

После доработки 15.03.2021 г.

Принята к публикации 14.04.2021 г.

Обзор посвящен синоптическим антициклоническим вихрям Японского, Курило-Камчатского и Алеутского глубоководных желобов в северо-западной части Тихого океана. Эти вихри играют важную роль в циркуляции вод в западном субарктическом круговороте, оказывая существенное влияние на погоду, климат и биопродуктивность в регионе. Приводится обзор сведений о вихрях глубоководных желобов, включая обсуждение процессов их формирования, стагнации, движения, деформации и распада. С помощью лагранжевой методологии проведена полная перепись этих вихрей в альтиметрическую эру, начиная с 1 января 1993 г. Их эволюция и происхождение изучаются с помощью лагранжеских карт различных индикаторов движения, позволяющих идентифицировать вихри, отслеживать их траектории и важные события в жизни: рождение, захват и высвобождение вод, слияние с другими вихрями и расщепление, эрозию и распад. Обсуждаются и анализируются вертикальная структура и гидрологические характеристики, полученные на основе судовых съемок и профилей дрейфующих буйев Арго.

Ключевые слова: Японские, Курильские, Камчатские и Алеутские антициклонические вихри, глубоководный желоб, термохалинная структура

DOI: 10.31857/S0002351521040106

1. ВВЕДЕНИЕ

Синоптические вихри, достигающие 300 км в поперечнике, играют важную роль в циркуляции океанов и в морской жизни, живут иногда годами и переносят большие объемы воды на тысячи километров. Такие вихри могут существенно отличаться от окружающих вод аномалиями тепла, солености, кинетической энергии и завихренности. С океанской стороны островных дуг северо-западной части Тихого океана простираются глубоководные желоба — Японский, Курило-Камчатский и Алеутский, глубины в которых превышают 7.5 км. Многие вихри западного субарктического круговорота и вихри фронтальной зоны Куроисио—Ойясио зачастую “притягиваются” к этим желобам и дрейфуют вдоль них [1–13]. Такое направленное к полюсам перемещение вихрей не похоже ни на распространение волн Россби, ни на дрейф под действием бэта-эффекта, ни на поведение других вихрей западных пограничных течений. Антициклонов (АЦ) среди вихрей желобов значительно больше, чем циклонов (Ц), они крупнее и существуют гораздо дольше. Рыбакам и океанографам хорошо известна роль некоторых АЦ вблизи

желобов в формировании мест, благоприятных для рыбного промысла [14–18].

Крупномасштабная циркуляция в западном субарктическом круговороте включает Аляскинское течение от линии перемены дат, Восточно-Камчатское течение вдоль побережья Камчатки, переходящее в Курило-Камчатское течение вдоль северных Курильских о-в, продолжением которого примерно от пр. Буссоль является течение Ойясио. Круговорот ограничен с севера и запада Алеутскими о-ми, Камчаткой, Курилами и о. Хоккайдо, а с юга — фронтальной зоной Куроисио—Ойясио и Субарктическим течением (см. рис. 1).

Множество вихрей различного размера циркулируют в обширной фронтальной зоне Куроисио—Ойясио. Некоторые из них возникают в области Тохоку, где воды Цусимского течения, вытекающие из Японского моря через Сангарский пр., формируют теплое Сангарское течение и сталкиваются с субарктическими водами 1-й прибрежной ветви Ойясио и субтропическими водами Куроисио. Вихри Тохоку медленно дрейфуют вдоль Японского желоба на север против среднего потока [8–10, 12, 19–21]. По этому же пути дрейфуют и ринги Куроисио, отщепившиеся от западного

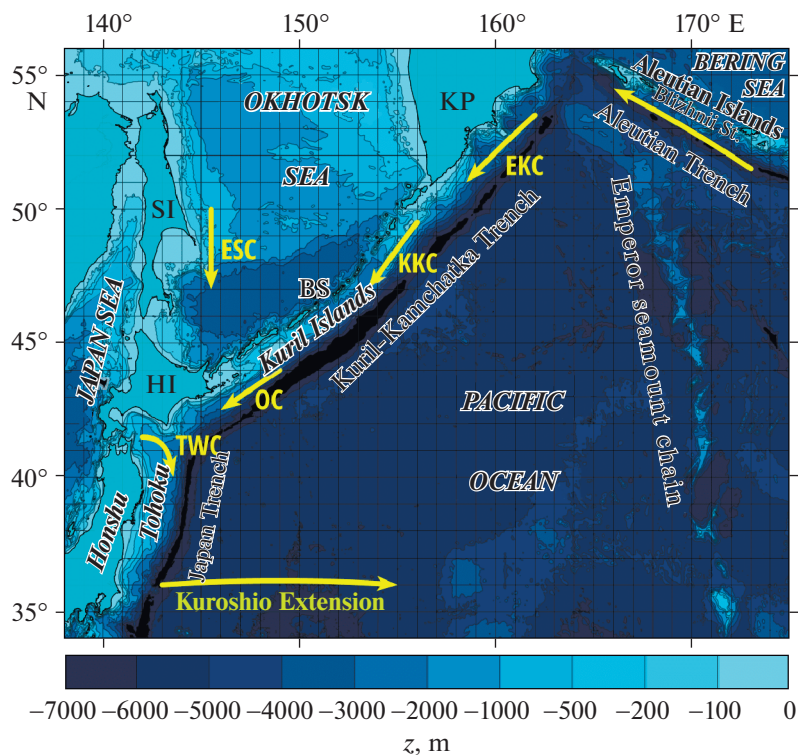


Рис. 1. Батиметрия северо-западной части Тихого океана (HI, SI, KP – о-ва Хоккайдо, Сахалин и п-в Камчатка, BS – пр. Буссоль) и основные течения в регионе: TWC – теплое Сангарское течение, OC – Ойясио, ESC – Восточно-Сахалинское течение, ККС – Курило-Камчатское течение, ЕКС – Восточно-Камчатское течение, АС – Аляскинское течение.

меандра продолжения Курошио. Ринги, отщепившиеся от восточного меандра, под действием планетарного бета-эффекта дрейфуют на запад [8–10, 12, 19–22], и после разного рода трансформаций остатки этих рингов достигают Японского желоба и поворачивают на север, дрейфуя вдоль него к о. Хоккайдо. Там эти вихри, называемые хоккайдскими АЦ, чаще всего стагнируют некоторое время, а затем дрейфуют вдоль Курило-Камчатского желоба на северо-восток [2, 10–12, 18–22], достигая иногда пр. Буссоль (рис. 1). Вихрями Японского желоба (ЯЖВ) мы называем все синоптические АЦ, которые дрейфуют вдоль Японского желоба от 36° до 41° с.ш. и вдоль южного сегмента Курило-Камчатского желоба от 41° до 44° с.ш.

По обе стороны Курило-Камчатского желоба от центральных и до северных Курил регулярно формируются синоптические АЦ, которые мы называем Курильскими вихрями (КуЖВ). Наиболее крупными и долгоживущими среди них являются Буссольские вихри, возникающие непосредственно у пролива [2, 4–6, 11, 23–27]. В Камчатских заливах за мысами регулярно генерируются прибрежные АЦ [28, 29], которые адвектируются Восточно-Камчатским течением на юг, достигают южной оконечности п-ва, замедляются и стагнируют там, подпитывая квазистационарные Кам-

чатские вихри (КЖВ) [13]. Достигнув значительных размеров, КЖВ либо распадаются, либо расщепляются, а их остатки адвектируются Курило-Камчатским течением вдоль одноименного желоба на юг.

Вихри Алеутского желоба (АЖВ) формируются над Алеутским желобом в районе 50°–52° с.ш., 170°–175° в.д. [30–32]. Некоторые из них дрейфуют вдоль этого желоба на северо-запад. Однако большинство АЖВ дрейфует практически зонально под действием планетарного бета-эффекта к побережью Камчатки. Эти вихри имеют специфическую вертикальную структуру и переносят теплую и соленую воду Аляскинского течения, снабжая тепло Восточно-Камчатское и Курило-Камчатское течения.

Для каждой группы вихрей глубоководных желобов приводится краткий обзор их свойств, включая обсуждение причин формирования и направления движения. Основное внимание уделяется КуВЖ, КЖВ и АЖВ как наименее изученным. Эволюция вихрей и происхождение составляющих их вод изучаются на основе разработанной автором с сотрудниками лагранжевой методологии, позволяющей с помощью вычисленных на основе альтиметрических данных карт различных индикаторов движения идентифицировать вихри, документировать их перемещение и все важные

события в жизни. Вычисляя ежесуточно лагранжевы карты, можно проследить судьбу каждого АЦ в альтиметрическую эру, как ретроспективно, так и в режиме практически реального времени.

2. ЛАГРАНЖЕВЫ КАРТЫ

Для изучения вихрей в работе широко применяется лагранжев подход [33–35], основанный на вычислении различных индикаторов движения большого числа искусственных пассивных частиц, имитирующих частицы морской воды. Траектории частиц вычисляются интегрированием уравнения адвекции

$$\frac{d\lambda}{dt} = u(\lambda, \varphi, t), \quad \frac{d\varphi}{dt} = v(\lambda, \varphi, t), \quad (1)$$

где φ и λ – широта и долгота, u и v – зональная и меридиональная компоненты альтиметрического поля скорости AVISO в месте положения частицы. Вихри размером более 50 км надежно идентифицируются в таком поле с разрешением 0.25 и суточным шагом по времени (<http://avis0.altimetry.fr>). Интегрирование уравнений (1) вперед во времени позволяет выяснить “судьбу” частиц, а назад во времени – их происхождение и историю [36].

На ежесуточные лагранжевы карты наносятся эллиптические (треугольники) и гиперболические (крестики) точки. Это стационарные точки уравнений адвекции, в которых скорость в данные сутки равна нулю. Устойчивые эллиптические точки расположены, в основном, в центрах вихрей, а неустойчивые гиперболические – между вихрями и на периферии изолированных вихрей. У гиперболической точки имеются направления, по которым частицы воды приближаются к ней, и направления, по которым они удаляются. Такие геометрические структуры называются в теории динамических систем устойчивыми и неустойчивыми многообразиями [33]. Это реально существующие в океане структуры, которые проявляются, в частности, в траекториях дрейфтеров вблизи гиперболических точек [27].

Помимо обычных физико-химических свойств каждому парселу воды можно приписать особые индикаторы, являющиеся функциями траектории [33–35, 37]. Среди них накопленный за конечное время показатель Ляпунова Λ , вычисляемый для каждой пары из большого числа частиц в изучаемой области по формуле [38]

$$\Lambda(t, t_0) = \frac{\ln \sigma_1(t, t_0)}{t - t_0}, \quad (2)$$

где σ_1 – максимальное сингулярное значение матрицы эволюции, а $t - t_0$ – время интегрирования. Линии максимальных (локально) значений на карте показателя Ляпунова аппроксимируют неустойчивые многообразия при интегрирова-

нии уравнений адвекции назад во времени и устойчивые многообразия при интегрировании вперед во времени.

Лагранжевы карты происхождения вод (О-карты) [13, 18, 20] предназначены для выяснения мест происхождения водных масс, в частности в ядрах АЦ. Большое число пассивных частиц распределяется по региону. Начиная с некоторой фиксированной даты, уравнения адвекции интегрируются назад во времени и вычисляются траектории всех частиц. Далее на О-карте маркируются те частицы, которые за заданный промежуток времени в прошлом пересекли границу региона или определенный отрезок в нем.

Вычисленные на конкретные сутки значения (или свойства) лагранжева индикатора модулируются цветом и наносятся на географическую карту. Вычисляя последовательно лагранжевы карты на каждые предыдущие даты, получаем своего рода фильм, дающий наглядное представление об истории переноса и перемешивания вод в изучаемом районе. Лагранжевы карты имеют ряд преимуществ по сравнению с эйлеровыми картами возвышения уровня моря, завихренности, параметра Окубо-Вейса и др., которые являются снимками текущего состояния соответствующего поля. Лагранжевы карты содержат информацию не только о текущем состоянии поля индикатора, но и о его предыстории.

3. ВИХРИ ЯПОНСКОГО ЖЕЛОБА

Во фронтальной зоне Куроисио–Ойяиси встречаются субтропические воды Куроисио, субарктические воды Ойяиси, теплые воды Сангарского течения и течения Соя из Японского моря и специфические холодные распресненные водные массы из Охотского моря [39, 40] (рис. 1). Изучение синоптических вихрей в этой зоне в спутниковую эру началось с работы [1], в которой на основе съемок в японских экспедициях были идентифицированы 154 АЦ с теплыми ядрами в период с 1957 по 1973 г. Большинство вихрей перемещались на север и северо-запад и затем дрейфовали вдоль Японского желоба и/или вдоль южного сегмента Курило-Камчатского желоба. В работах [8–10, 21] такой дрейф ЯЖВ был подтвержден и после 1973 г. с помощью новых судовых и спутниковых данных.

На рис. 2а для примера показаны вихри Японского и Курило-Камчатского желобов в альтиметрическом поле скорости по состоянию на 1 августа 2010 г. Лагранжева О-карта на рис. 2б показывает разными цветами происхождение вод в ядрах этих вихрей. Ринги Куроисио с ядрами субтропической воды (красной в онлайн версии) отделяются от северного фланга продолжения Куроисио. Те из них, которые сформировались в меандре те-

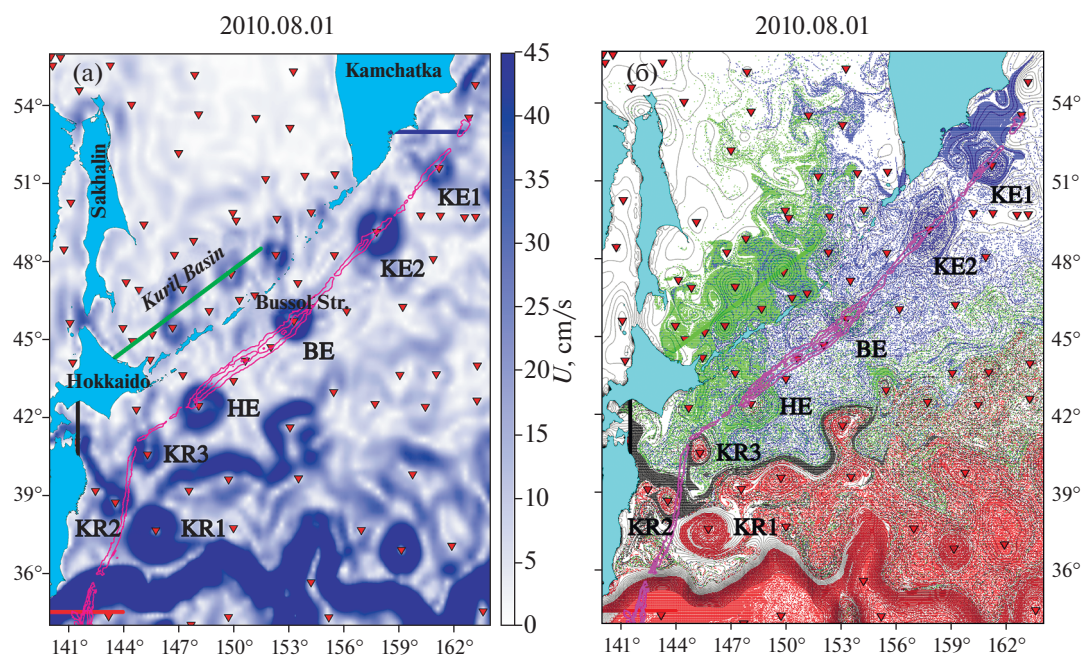


Рис. 2. (а) – Антициклонические вихри Японского и Курило–Камчатского желобов, центры которых показаны треугольниками. Линиями показаны изобаты желобов 7–10 км. (а) – Альтиметрическое поле скорости и (б) – О-карта происхождения вод показывают положение Японских, Курильских и Камчатских вихрей на 1 августа 2010 г. KR – ринги Курошио, HE – вихрь Хоккайдо, BE – Буссольский вихрь, KE – Камчатские вихри. Легенда цветов на О-карте разъясняется в основном тексте.

чения к востоку от 146° в.д., под действием бэга-эффекта мигрируют на запад со средней скоростью 1 см/с [9]. Часть рингов Курошио снова поглощается основной струей, но некоторые достигают склона Японского желоба, поворачивают и дрейфуют вдоль желоба на северо-восток против среднего потока Сангарского течения [9] (см. ринг KR1 на рис. 2). Другие ринги, отделившись от меандра Курошио к западу от 145° с.ш. [12, 19], сразу дрейфуют на северо-восток вдоль Японского желоба со средней скоростью несколько см/с [9] (см. ринги KR2 и KR3 на рис. 2).

Другой класс ЯЖВ, вихри Тохоку, формируются над Японским желобом или вблизи него в результате неустойчивости Сангарского течения и дрейфуют вдоль желоба со средней скоростью $1\text{--}2 \text{ см/с}$ [9, 10, 19]. ЯЖВ переносят субтропическую воду на большие расстояния. Некоторые из них добираются до северных широт [2, 10–12, 18–22]. Так ринг WCR86, сформировавшийся в 1986 г. приблизительно на широте 37° с.ш. [15], дрейфовал вдоль желобов и был обмерен на широте пр. Буссоль в 1990 г. [5], перенеся трансформированную субтропическую воду почти на 1200 км. Другой ринг WCR93A [9] перемещался вдоль желобов в течение 5 лет и распался в районе 43° с.ш.

В работе [10] на основе спутниковых данных, профилей буев Арго и судовых съемок анализировались ЯЖВ с октября 1992 г. по февраль 2009 г.,

которые помещались авторами в разные группы в зависимости от места наблюдения и от аномалий теплосодержания по сравнению с климатологическими месячными средними: теплые ЯЖВ группы I (район Тохоку), теплые и холодные ЯЖВ групп IIw и IIc (район Хоккайдо). Теплые вихри доминируют в изучаемой области. Вихри группы I размером $80\text{--}200 \text{ км}$ не отличались долгожительством, но имели сравнительно большие значения возвышения уровня моря, $0.3\text{--}0.4 \text{ м}$. Выше 300 дбар вода в таких вихрях теплее и соленее, но менее плотная, чем окружающие воды на той же глубине. Некоторые вихри группы I имели двухъядерную структуру (впервые обнаруженную в 1983 г. [3]) с холодным и пресным ядром на изопикнической поверхности $\sim 26.70 \sigma_\theta$ ниже теплого и соленого ядра. Учитывая, что эта изопикна нигде в открытом океане не выходит на поверхность, такие ядра, по-видимому, формируются в результате процесса вертикального выравнивания (alignment) [41] при взаимодействии теплых и соленых вихрей с холодными и пресными в верхнем и промежуточном слоях.

Теплые вихри группы II, как правило, были мощнее, крупнее и существовали дольше, чем холодные вихри этой группы. Аномалии возвышения уровня были в пределах, соответственно, $0.2\text{--}0.3 \text{ м}$ ($0\text{--}0.1 \text{ м}$), а поперечник – в пределах $120\text{--}140 \text{ км}$ ($80\text{--}100 \text{ км}$). Вихри группы IIw дрей-

фовали вдоль Японского желоба на север со скоростью до 2 см/с, тогда как вихри группы Пс фактически мигрировали на юг вдоль желоба со скоростью от -2 до -1 см/с. Теплое и соленое ядро выше 300 дбар и второе ядро в глубине с холодной и пресной водой наблюдаются также и у вихрей группы Пw [2, 10, 21]. Следует подчеркнуть, что двухядерность – особое свойство ЯЖВ.

В статье [20] на основе ежесуточных лагранжевых О-карт сообщается об идентификации 17 ЯЖВ в период с 1 января 1993 г. по 10 декабря 2017 г., добравшихся до о. Хоккайдо (см. таблицу в [20]). Только один хоккайдский вихрь в этот период времени был идентифицирован как единое целое в виде ринга Куроисио, достигшего Японского желоба. Как правило, ринги Куроисио по мере своего перемещения на запад обмениваются водой, сливаются с другими вихрями, расщепляются и становятся практически невозможно отождествить их как изначальные ринги уже через полгода. Большинство хоккайдских АЦ из этого перечня сформировались в области Тохоку (например, HE на рис. 2) и затем мигрировали вдоль Японского желоба к о. Хоккайдо.

Дрейф ЯЖВ на северо-восток вдоль желобов в направлении противоположном среднему потоку нельзя объяснить ни адвекцией, ни планетарным бэга-эффектом. Из соображений сохранения потенциальной завихренности следует, что АЦ (в отличие от Ц) имеют тенденцию локализоваться вблизи оси желоба, который служит своего рода “вихреводом”. Для объяснения дрейфа АЦ по такому вихреводу на северо-восток привлекались разные соображения. Очевидно, что топография приобретает главное значение, обуславливая топографический бэга-эффект. Западный склон желоба является своего рода стенкой для вихрей, которая индуцирует известный эффект зеркального изображения (image effect), индуцирующий дрейф АЦ на север [40, 7].

Другое объяснение основывается на генерации топографических волн в районе глубоководного желоба [23, 42–44]. Помимо захваченных низкочастотных волн, распространяющихся вдоль шельфа в юго-западном направлении, могут существовать так называемые волны желобов, распространяющиеся вдоль океанской стороны желоба на северо-восток. Эти волны могут создавать новые потоки и модифицировать существующие. В подтверждение такой возможности указывалось на обнаружение глубинного течения в северо-восточном направлении вдоль океанской стороны южной части Курило-Камчатского желоба [45]. В рамках простой двухслойной модели в работе [6] было показано, что такое противотечение благодаря вертикальному сдвигу скорости при определенных условиях возбуждает распространяющиеся на северо-восток топографические волны Россби даже в верх-

нем слое с юго-западным потоком, способствуя дрейфу вихрей на северо-восток. В работе [46] в рамках концепции фоновых течений [47, 48] с помощью баротропной квазигеострофической модели построено течение, способствующее адвекции АЦ вдоль модельного глубоководного желоба. По всей видимости, дрейф вихрей определяется совместным действием различных факторов, включая, помимо топографии, взаимодействие вихрей глубоководных желобов с окружающими потоками и другими вихрями.

4. КУРИЛЬСКИЕ ВИХРИ

4.1. Различные типы Курильских вихрей и особенности их формирования

Насколько нам известно, впервые о спутниковом наблюдении крупных океанских АЦ восточнее Курильских островов сообщалось в работе [2], где приведены также результаты их гидрологических съемок. На лагранжевых картах вдоль Курило-Камчатского желоба одновременно наблюдаются АЦ разных типов (см. рис. 2): дрейфующие с юго-запада ЯЖВ, адвектируемые с северо-востока КЖВ и местные Курильские вихри (КуЖВ) с холодными ядрами, которые сформировались на океанской стороне Курильских о-в. С помощью лагранжевых карт в период с 1 января 1993 г. по 31 декабря 2020 г. автор с сотрудниками произвели в районе 41° – 52° с.ш. полную перепись АЦ размером более 100 км и временем жизни более 4 нед.

Было обнаружено 10 ЯЖВ с теплыми ядрами (разд. 3), среди которых выделяются 4 Хоккайдских вихря. 8 АЦ у северных Курил были отождествлены с КЖВ (разд. 4). 20 КуЖВ зародились непосредственно у северных о-в, а 29 КуЖВ – у центральных, причем летом зарождалось в 3 раза больше вихрей. Еще 17 КуЖВ появились вблизи пр. Буссоль в районе 46° – 47° с.ш. и 150° – 152° в.д., причем наиболее часто они возникают весной. ЯЖВ, добравшиеся до Курил, содержат трансформированную соленую субтропическую воду Куроисио, сильно охладившуюся после зимовки. Пришедшие с севера КЖВ и их потомки содержат воду тихоокеанского субарктического типа. Все Курильские вихри содержат также холодную и распресненную охотоморскую воду, вышедшую в океан через проливы (см., например, [49]).

Местные КуЖВ формируются в результате баротропной и бароклинной неустойчивостей Курило-Камчатского течения и Ойясио в холодный период года, когда оба пограничных течения усиливаются и меандрируют. Для теплого периода был предложен [6] особый механизм формирования и усиления Буссольских вихрей. При определенных условиях на фронте, разделяющем охото-

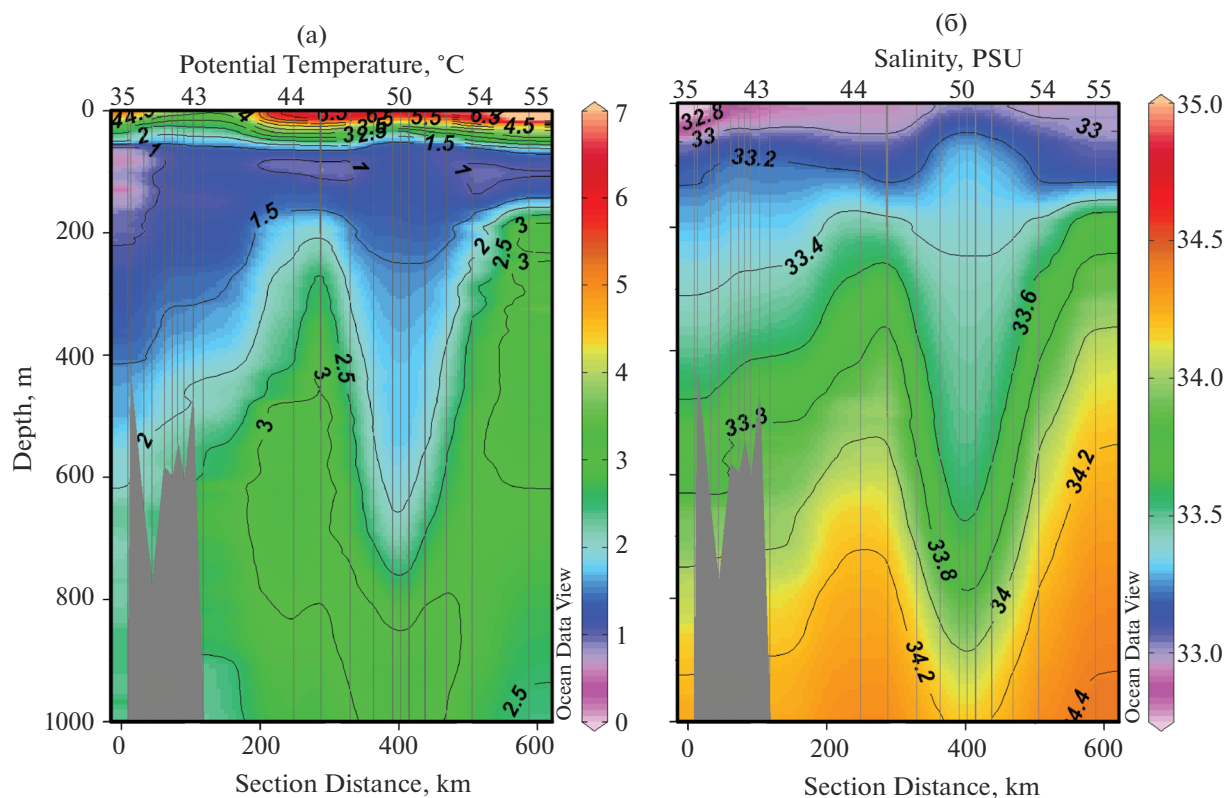


Рис. 3. Вертикальные профили (а) – потенциальной температуры и (б) – солёности вдоль судового разреза через Буссольский вихрь (номера станций вверху) 23–27 июня 2012 г.

морскую воду с низкой потенциальной завихренностью Q

$$Q = -\frac{f}{\rho_0} \frac{d\rho}{dz} \quad (3)$$

и воды Курило-Камчатского течения и Ойясио с большими значениями Q , возможно формирование новых АЦ непосредственно у пролива и усиление уже существующих АЦ. Зимой и весной реализуется мода циркуляции с вдольбереговым течением. Летом и осенью, когда течения ослаблены, реализуется мода с формированием АЦ круговорота и создаются условия для формирования и усиления вихрей на фронте потенциальной завихренности.

4.2. Гидрологические свойства Курильских вихрей

Основная масса вод в районе Курил относится к субарктическому типу с холодным подповерхностным дихотермальным слоем и теплым мезотермальным слоем ниже. Однако термохалинные индексы и другие свойства охотоморской воды и вод Курило-Камчатского течения и Ойясио различаются. Охотоморские воды в дихотермальном слое холоднее, более пресные и с пониженной потенциальной завихренностью (3). Первые гидро-

логические съемки с конца 70-х гг. [2] показали отличие термохалинных характеристик южнокурильских вихрей от средне- и северокурильских. Двухядерный АЦ с максимальным размером 270×180 км, измеренный в начале ноября 1979 г., являлся остатком хоккайдского ЯЖВ с теплым и соленым ядром в слое 150–250 м и с холодным ядром субарктических вод глубже 400 м. Буссольский вихрь с поперечником 180 км имел характерный для субарктических вод термохалинный профиль с неглубоким сезонным термоклином, дихотермальным и мезотермальным слоями ниже. Холодное ядро этого вихря наблюдалось вплоть до 500 м (съемка [2] в сентябре 1979 г.). Последующие съемки [4–6, 8, 9, 22, 24–27] подтвердили наличие у Курил АЦ с теплыми и холодными ядрами.

Съемка буссольского АЦ в конце июня 2012 г. и анализ лагранжевых карт [27] позволили выявить генезис и структуру этого вихря с охотоморской водой в центре и водой Курило-Камчатского течения на периферии. Вертикальные профили на рис. 3 и 4 вдоль судового разреза от ст. 35 в Охотском море до ст. 55 в Тихом океане показывают хорошо развитое холодное ядро между 100 и 700 м с пониженными температурой и солёностью (рис. 3а и 3б) и с повышенным содержанием растворенного кислорода (рис. 4а). Низкие значения Q и высокое со-

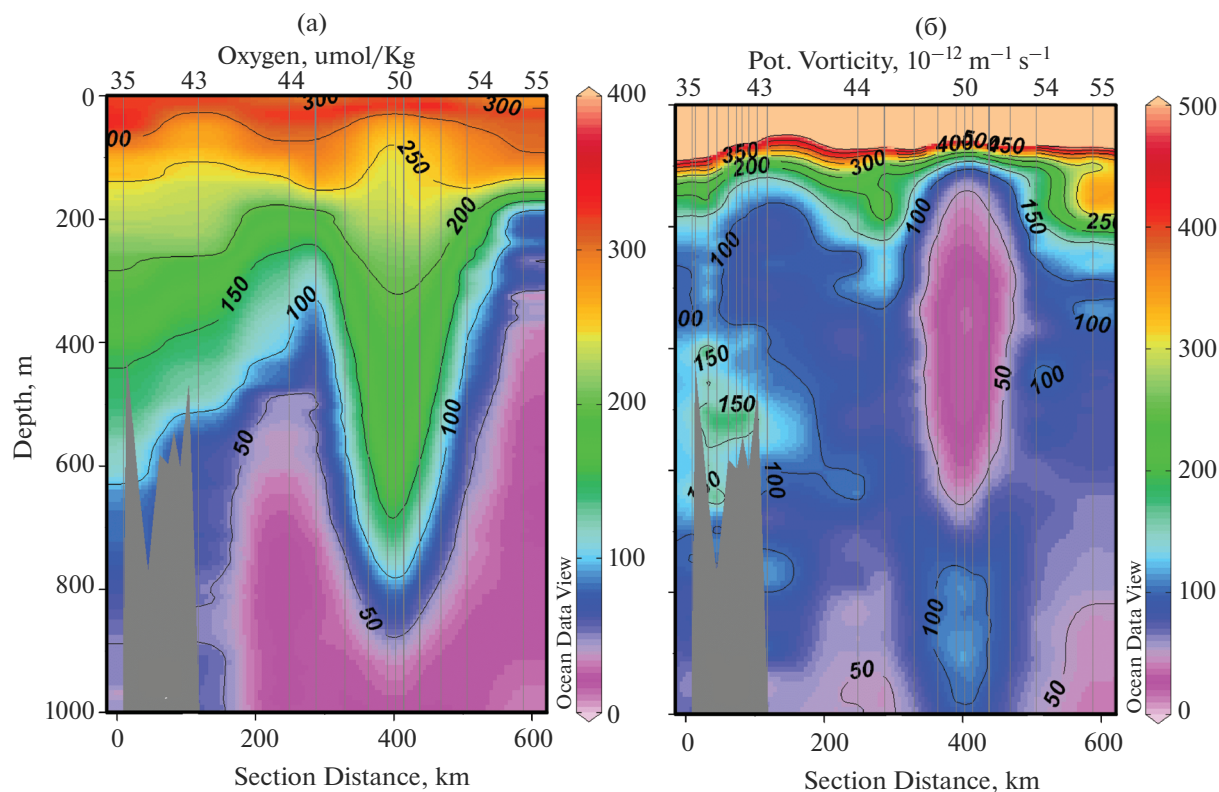


Рис. 4. Вертикальные профили (а) – растворенного кислорода и (б) – потенциальной завихренности.

держание кислорода в ядре (рис. 4а) свидетельствуют об интенсивном диапикническом перемещении в проливах и о зимней конвекции. Ядра с холодной ($<2^{\circ}\text{C}$) и распресненной ($33.4\text{--}33.6\text{ psu}$) водой с малыми значениями потенциальной завихренности ($Q = (5 - 10) \times 10^{-11} \text{ (м с}^{-1}\text{)}$) и с диапазоном плотности $26.7\text{--}26.9\sigma_{\theta}$ – характерная особенность КуЖВ, отмеченная ранее в работах [4–6, 10, 25].

В ряде работ было показано, что квазистационарные Хоккайдские [14–18, 51–53] и Буссольские желобные АЦ [52, 53] играют важную роль в промысле сайры, японской сардины, скумбрии, кальмара Бартрама и других промысловых видов. Вокруг этих вихрей формируются лагранжевы фронты [17, 18, 51–53] (линии максимальных градиентов лагранжевых индикаторов), вдоль которых аккумулируется фито-и зоопланктон, что, в свою очередь, способствуют агрегации там пелагических видов [17, 18, 51–53].

5. КАМЧАТСКИЕ ВИХРИ

В заливах Камчатки регулярно возникают АЦ, которые адвектируются на юг вдоль Курило-Камчатского желоба. Эти вихри были обнаружены на спутниковых снимках в конце 70-х гг. [28] и затем целенаправленно исследовались в рейсах [29, 31].

Некоторые АЦ достигают западного склона желоба у южной оконечности п-ва, где они сливаются друг с другом, создавая практически каждый год в районе $48^{\circ}\text{--}51^{\circ}$ с.ш., $156^{\circ}\text{--}159^{\circ}$ в.д. (см. рис. 6б) квазистационарные Камчатские вихри (КЖВ) [13]. В работе [13] с помощью лагранжевых карт были идентифицированы все КЖВ в 1993–2018 гг. (см. табл. 1 в этой статье) и задокументированы основные события в их жизни. Как правило, КЖВ стагнируют над желобом более 6 мес. несмотря на достаточно сильное течение. За весь период наблюдения три КЖВ стагнировали в течение более года, а рекордсмен КЖВ (вихрь № 3 в табл. 1 в [13]) – в течение полутора лет. Только в 1996 и 2004 гг. долгоживущие КЖВ не были обнаружены. В отличие от дрейфующих АЖВ (разд. 6), квазистационарные КЖВ отражаются на диаграммах Хофмюллера в виде вертикальных полос с повышенными значениями вихревой кинетической энергии и завихренности в районе $48^{\circ}\text{--}51^{\circ}$ с.ш., $156^{\circ}\text{--}159^{\circ}$ в.д. (см. рис. 7).

Типичный КЖВ был изучен в рейсе НИС “Академик Опарин” в сентябре 2017 г. [13]. Лагранжевы карты [13] показали, что в апреле в районе Авачинского залива возник АЦ размером 60×80 км, который адвектировался вдоль желоба до южной оконечности Камчатки, где он практически остановился в начале мая, достигнув разме-

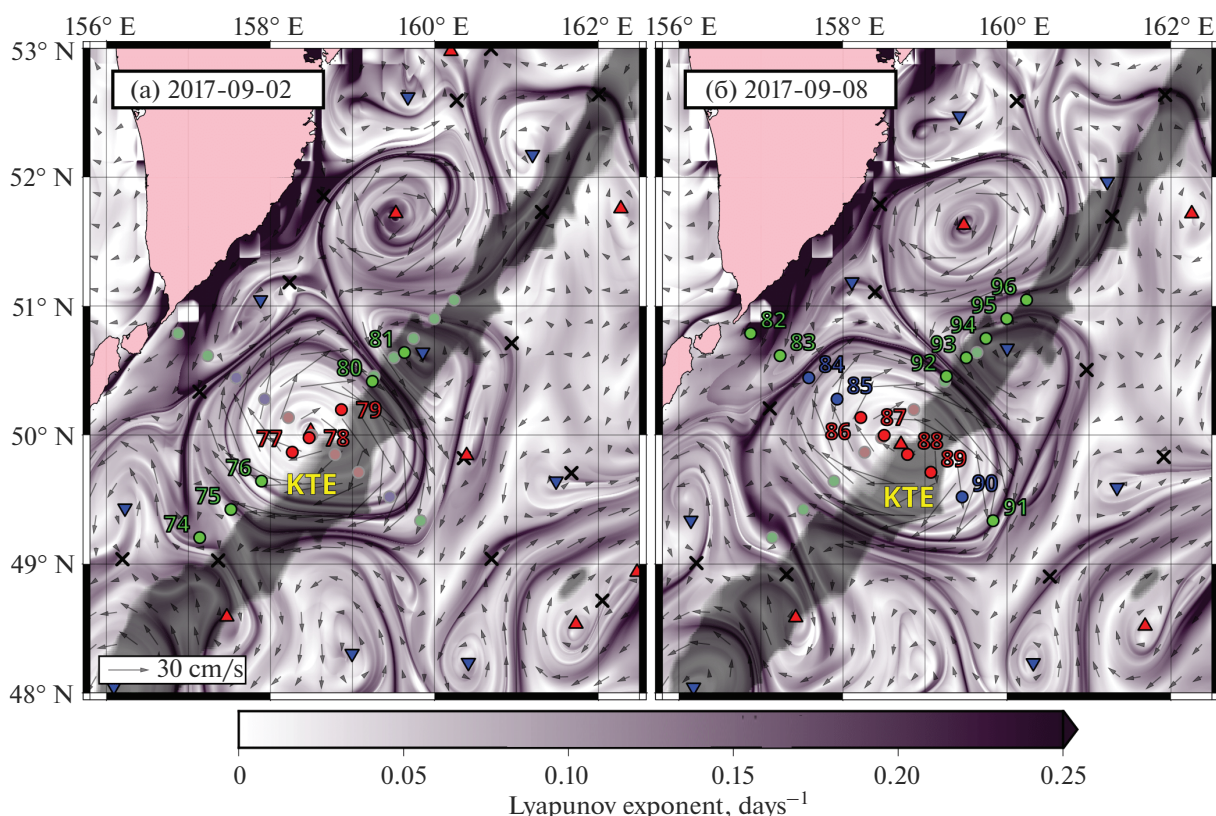


Рис. 5. Карты накопленного показателя Ляпунова показывают вихрь КЖВ2017 (КТЕ) в окружении мелкомасштабных циклонов с номерами станций зондирования в 53 рейсе НИС “Академик Опарин” (а) – 2 сентября и (б) – 8 сентября. Показаны глубины в желобе более 6 км.

ра 70×100 км. В конце мая произошло слияние КЖВ2017 с другим АЦ, что привело к значительному увеличению размера до 150×175 км. На рис. 5 показаны карты показателя Ляпунова, рассчитанные по формуле (2) на 15 сут назад во времени, начиная с дат съемки 2 и 8 сентября. Отметим, что координаты станций 78 и 88 в центре вихря (рис. 5) практически совпадают с рассчитанными координатами эллиптической точки по данным альтиметрии.

СТД съемки до глубины 1.5 км выявили типичную для лета вертикальную структуру субарктических вод с теплым поверхностным слоем, холодным подповерхностным слоем дихотермальной воды и теплым промежуточным слоем мезотермальной воды. В центре вихря температура дихотермальной воды в слое 30–350 м была ниже 2°C , а вблизи поверхности температура в 1.1°C была намного ниже температуры окружающей воды (1.9 – 2.1°C), что объясняется захватом этой воды во время формирования прародительского вихря в Авачинском заливе в апреле. Холодное ядро квазистационарного вихря было заглублено в его центре до 380–400 м. Мезотермальные воды с температурой 3.5°C и соленостью 33.8–34.2 psu наблюдались вплоть до глубины 1 км.

КВЖ2017 стагнировал над желобом с мая 2017 г. до февраля 2018 г. [13]. За это время он дважды поглотил АЦ с севера. Карты на рис. 5 иллюстрируют начало одного такого слияния. Узкий S-образный “хребет”, соединяющий периферию КЖВ2017 с АЦ на севере с центром в 51.8° с.ш., 159.7° в.д. маркирует неустойчивое многообразие, являющееся транспортным барьером, вдоль которого происходит обмен водой между КЖВ2017 и северным АЦ, содействуя слиянию этих вихрей. Практически все долгоживущие КЖВ за время своей жизни один или несколько раз поглощали АЦ, которые регулярно образуются в заливах Камчатки и дрейфуют по одному и тому же пути (см. табл. 1 в статье [13]). Фактически эти вихри являются потенциальными КЖВ, но когда один из них приближается к “вихревой ловушке” (КТЕ на рис. 6б), то он встречается с уже находящимся там вихрем. Таким образом, вихри заливов сливаются с существующими КЖВ, подпитывая их энергией, завихренностью и массой. Другая причина долгожительства КЖВ в одном районе – постепенное смещение траектории их движения со склона к оси желоба. При спуске по склону АЦ адвектирует воду из мелководья на глубину. Как следует из закона сохранения потенциальной завихренности,

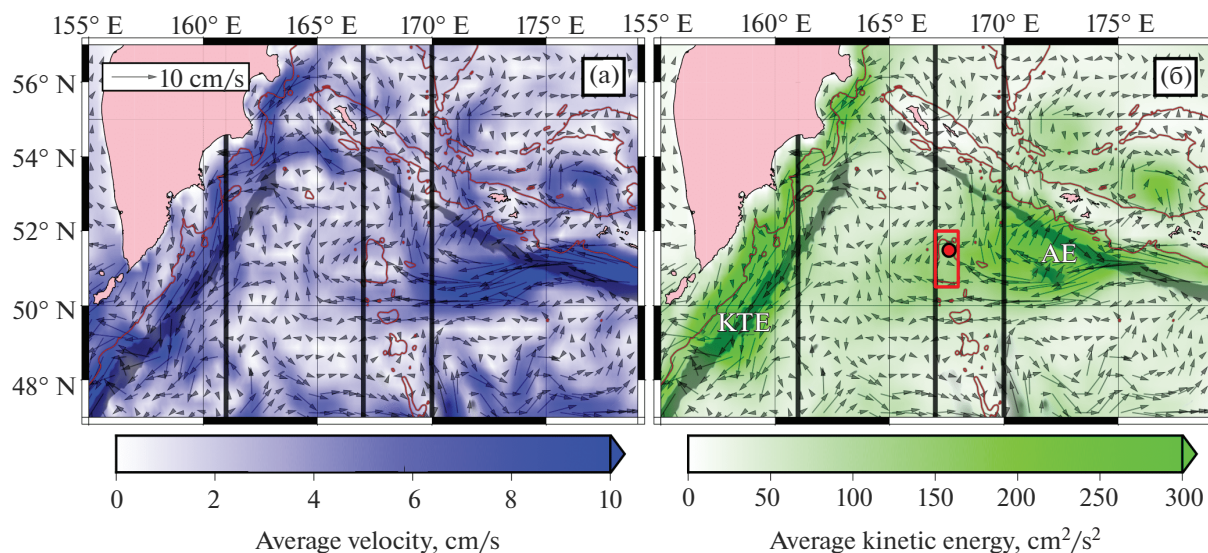


Рис. 6. (а) – Геострофическое поле скорости АВИЗО в районе схождения Курило-Камчатского и Алеутского желобов и (б) – вихревая кинетическая энергия, усредненные с 1 января 1993 г. по 31 декабря 2019 г. Прямоугольник и точка внутри него схематически показывают местоположение возвышенности Детройт и одноименного гайота. Контрольные 170, 167 и 161-й меридианы показаны прямыми линиями. КТЕ и АЕ – районы формирования и стагнации Камчатских и Алеутских вихрей. Показаны изобатами желобов ниже 6 км (серые полосы) и изобаты возвышенностей дна выше 3 км.

эта вода приобретает положительную относительную завихренность. Такие циклонические ячейки действительно наблюдаются вокруг КЖВ на лагранжевых картах (см. ориентированные вниз треугольники на рис. 5). Таким образом, квазистационарный КЖВ экранируется по периферии более мелкими циклонами, которые блокируют его движение на северо-восток и на юго-запад, способствуя устойчивости и стагнации КЖВ.

Все КЖВ со временем теряют устойчивость и либо полностью распадаются, либо расщепляются. Это происходит в основном в холодное время года, с сентября по апрель, когда усиливается Восточно-Камчатское течение (см. табл. 1 в статье [13]). Среднемесячный поверхностный поток через Камчатский пролив был рассчитан в работе [50] за большой промежуток времени (1993–2013 гг.) на основе данных альтиметрии. Наибольшим он оказался с ноября по апрель, когда напряжение ветра западного и южного направлений максимально. Это способствует экмановскому форсингу, повышению уровня моря вдоль северного и западного побережья Берингова моря и интенсификации Восточно-Камчатского течения в это время года. После слияний КЖВ2017 значительно увеличился, достигнув почти 220 км в диаметре, затем деформировался и расщепился надвое. Один вихрь адвектировался на юго-запад вдоль желоба и диссипировал в Курило-Камчатском течении. Другой стагнировал некоторое время в том же районе, дав начало новому квазистационарному КЖВ2018 [13].

6. ВИХРИ АЛЕУТСКОГО ЖЕЛОБА

Алеутский желоб простирается от залива Аляска до Камчатки. На рис. 6а выделяются два основных струйных потока: Восточно-Камчатское течение и Аляскинское течение, которое сворачивает в Берингово море через широкий пр. Ближний (см. рис. 1). Синоптические АЦ формируются над Алеутским желобом в области 50°–52° с.ш., 170°–175° в.д. (АЕ на рис. 6б). Вычисляя на каждые сутки эллиптические точки в центрах вихрей, можно отслеживать время рождения каждого вихря и его траекторию. Однако вихревое поле очень сложное в области образования АЖВ, где вихри разного размера и противоположной полярности взаимодействуют, расщепляются и сливаются. В работе [30] в качестве АЖВ рассматривались только те АЦ, которые возникли в указанной области, а их эллиптические точки со временем пересекли 170-й меридиан (рис. 6). В этой работе были обнаружены 17 долгоживущих АЖВ в период 1993–2019 гг. Некоторые из них дрейфовали на северо-запад вдоль Алеутского желоба. Однако большинство АЖВ, оторвавшись от Аляскинского течения, дрейфует на запад и юго-запад к Камчатке под действием планетарного бета-эффекта [30–32]. На диаграмме Хофмюллера на рис. 7 показаны пространственные и временные вариации вихревой кинетической энергии и относительной завихренности ω , усредненные в диапазоне широт 47°–54° с.ш. Обе величины, особенно в зоне формирования АЖВ, содержат вклады от различных процессов, включая отдель-

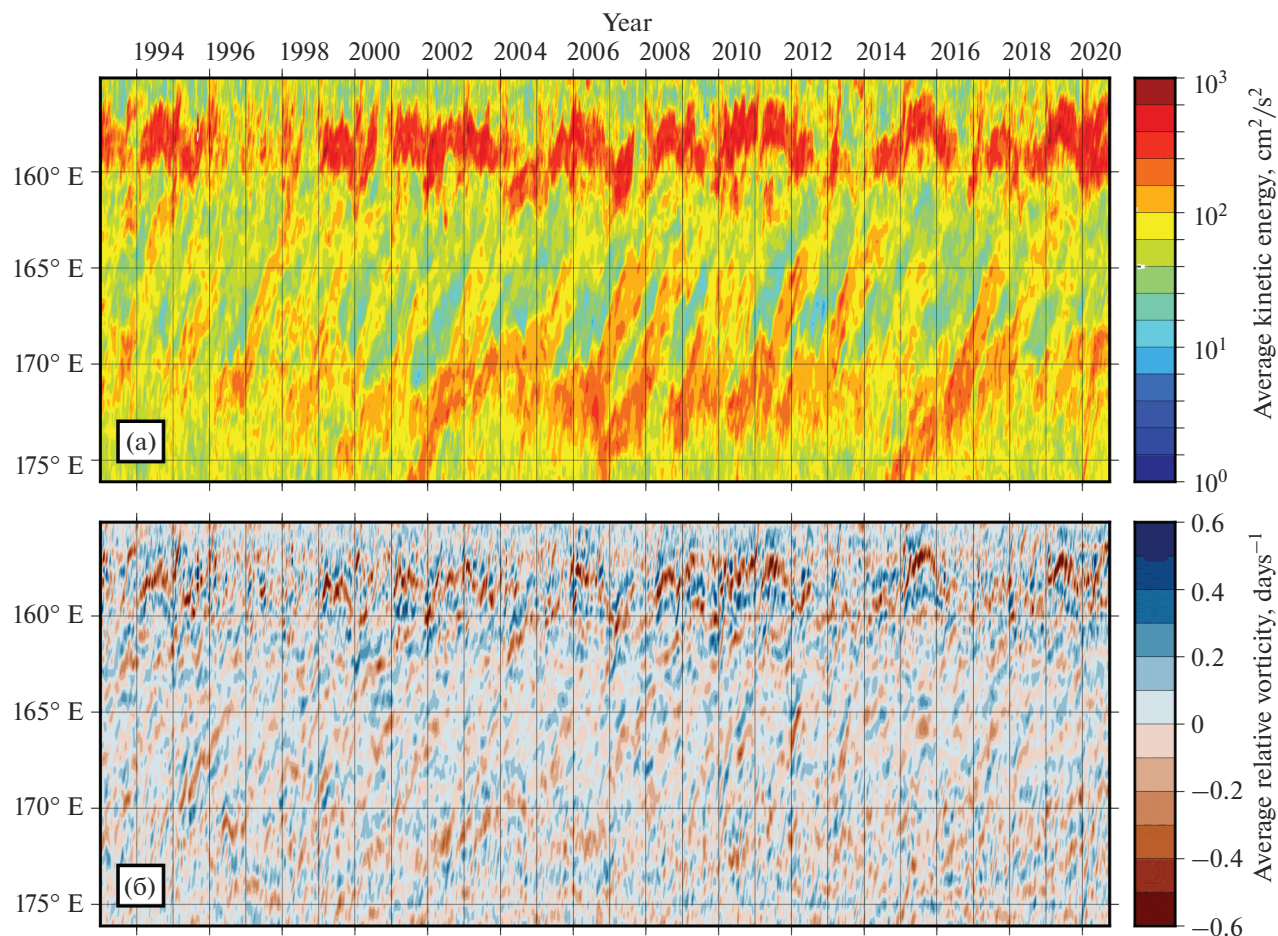


Рис. 7. Усредненные в полосе широт 47° – 54° с.ш. диаграммы Хофмюллера вихревой кинетической энергии (в логарифмическом масштабе) и относительной завихренности ω (красный цвет соответствует АЦ) в 1993–2020 гг. в регионе, показанном на рис. 6.

ные вихри, меандрирование Аляскинского течения, флуктуации, распространяющиеся волны Россби и т.д. К западу от 170-го меридиана основной вклад в изменчивость этих величин на рис. 7 вносят нелинейные АЖВ, которые проявляются в виде наклонных полос с повышенными величинами этих характеристик.

Большинство АВЖ взаимодействует с возвышенностью Детройт (Detroit Rise) с горизонтальным размером 165×70 км (см. рис. 6б). Самая высокая гора здесь – гайот Детройт (Detroit guyot) с вершиной на глубине 1.55 км от поверхности моря и с горизонтальными размерами около 20 км. АЖВ, приближаясь к возвышенности, деформируются и изменяют форму от почти круглой до эллиптической, вращаясь при этом как твердые тела по часовой стрелке. Некоторые из них расщепляются надвое [30]. После прохождения возвышенности АЖВ постепенно уменьшаются в размерах и, как правило, расщепляются и распадаются, прежде, чем достигнут Курило-Камчатского желоба.

Чтобы определить происхождение водных масс в ядрах АЖВ, а также задокументировать захват и высвобождение воды с их периферии, в работе [30] вычислялись лагранжевы О-карты обратного времени. На рис. 8 в качестве примера показаны эпизоды из жизни АЖВ, измеренного 13 июня 2012 г. в рейсе авторами [32] и названного ими вихрем С. Инспектируя О-карты назад во времени, авторы [30] проследили историю вихря С со дня его образования в области АЕ на рис. 6б. После отделения от течения центр С пересек 170-й меридиан 5 ноября 2012 г. и в конце февраля приблизился к возвышенности Детройт, постепенно деформируясь в эллиптический вихрь (см. рис. 8а) и вращаясь по часовой стрелке. Он расщепился над возвышенностью надвое в середине мая (рис. 8б). Оба вихревых продукта расщепления C_1 и C_2 прошли возвышенность к середине августа 2013 г., дрейфуя на запад (см. рис. 8в и 8г). Последний остаток вихря С пересек 161-й меридиан в конце мая 2015 г., и, следовательно, он перенес теплую воду Аляскинского течения к бере-

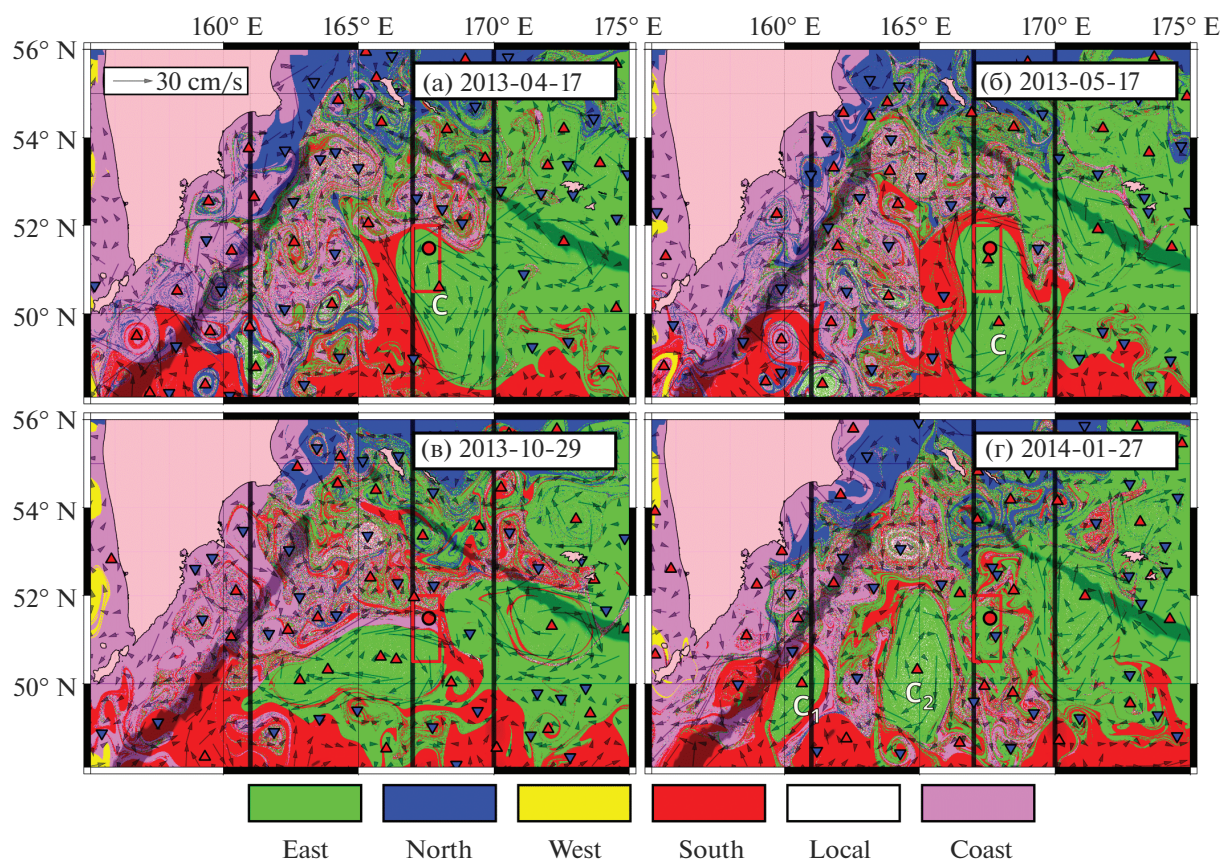


Рис. 8. Лагранжевы карты происхождения вод иллюстрируют процесс взаимодействия Алеутского вихря С с подводной возвышенностью Детройт (красный прямоугольник) в 2013–2014 гг. Вихрь С (а) – приближается к возвышенности (центр 17 апреля 2013 г. в точке 50.6° с.ш., 168° в.д.), (б) – деформируется, вращается как твердое тело и расщепляется (центр 17 мая 2013 г. в точке 50° с.ш., 168° в.д.). Продукты расщепления этого вихря C_1 и C_2 (в) – пересекают возвышенность и (г) – дрейфуют на запад и юго-запад.

гам Камчатки на расстояние порядка 1000 км в течение почти 4 лет.

Теплая и соленая вода субтропического происхождения из фронтальной зоны Курошио–Ойясио переносится северным тихоокеанским круговоротом в залив Аляски [54], а затем Аляскинским течением на запад к берегам Камчатки. Во время этого путешествия изопикнические потенциальная температура и соленость хорошо сохраняются. STD измерения в рейсах в летние месяцы [31, 32] выявили типичную субарктическую вертикальную структуру АЖВ с характерной теплой и соленой мезотермальной водой в промежуточном слое 200–600 м, выше которого в слое 50–200 м располагалась дихотермальная вода. Сезонная модификация термохалинной структуры АЖВ изучалась в работе [30] на основе профилей буев Арго. В теплое время года тонкий верхний перемешанный слой распространяется до 10–20 м. Ниже этого слоя на глубине 50–200 м залегает дихотермальная вода. Мезотермальная вода наблюдается под холодной дихотермальной водой в слое 200–600 м.

В холодное время года верхний перемешанный слой распространяется до 100–120 м с диапазоном солености 32.8–33.2 psu. Сезонный термоклин и галоклин простираются до 150–180 м. Во всех исследованных АЖВ слой теплой (3.7–4.2°C) мезотермальной воды с соленостью от 33.5 до 34.0 psu наблюдался ниже 200 м и простирался до 600 м.

АЖВ в области формирования могут достигать 300 км в поперечнике [30–32]. Авторы [30] отмечают, что все АЖВ после отделения от Аляскинского течения имели размер, превышающий 100 км. По мере движения этот размер уменьшается примерно до 30–50 км для АЖВ на стадии распада. Средняя трансляционная скорость этих вихрей равна $U = 1–2$ км/ст, а орбитальная скорость у поверхности по данным дрейферов оценивается в диапазоне $V = 0.2–0.6$ м/с [31]. Число Россби имеет порядок 0.05–0.1 в соответствии с геострофическим приближением. Аномалии уровня моря вблизи центров находятся в диапазоне 0.1–0.4 м. Параметр адвективной нелинейности V/U пре-

вышает 10, что означает, что АЖВ являются выраженными когерентными структурами, несущими массу и энергию. Это подтверждается также большими значениями порядка 2.5–10 для отношения адвекции относительной завихренности к адвекции планетарной завихренности. Первый бароклинный радиус деформации Россби оценивается в 20 км. Аппроксимируя форму вихря параболом с радиусом на поверхности $R = 100$ км и глубиной проникновения $H = 2$ км, получаем оценку его объема $R^2 H / 4 = 3 \times 10^4$ км³. Мгновенный перенос таким вихрем составляет 3 Св. До своего распада АЖВ несут теплую и соленую мезотермальную воду в промежуточном слое. Они являются значительным источником этой воды для Курило-Камчатского течения, которое дает начало Ойасию у пр. Буссоль (см. рис. 1), которое, в свою очередь, переносит эту воду далее на юг к Японским островам.

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Синоптические долгоживущие антициклонические вихри глубоководных желобов являются важной составляющей циркуляции вод в западном субарктическом круговороте в Тихом океане, оказывая существенное влияние на перенос различных водных масс погоду, климат, биопродуктивность и рыбный промысел в территориальных водах России. Они регулярно возникают в определенных местах и могут стагнировать над желобом в течение длительного времени, прежде чем отправятся в долгий путь, используя желоб в качестве вихревода и осуществляя перенос термохалинных и других свойств и биоты на большие расстояния. Направление их движения к полюсам вдоль желобов, зачастую против среднего потока, не похоже ни на распространение волн Россби, ни на дрейф вихрей открытого океана под действием бэта-эффекта, ни на поведение других вихрей западных пограничных течений Мирового океана. Обсуждены различные возможные топографические причины такого дрейфа. Расчет лагранжевых карт различных индикаторов движения в альтиметрическом поле скорости позволил провести перепись всех вихрей Японского, Курило-Камчатского и Алеутского желобов, начиная с 1 января 1993 г. На основе данных судовых съемок и буев Арго показано, что термохалинная структура, глубина проникновения и гидрологические характеристики ядер вихрей различаются в зависимости от места их формирования и условий жизни.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 20-15-50058 (конкурс “Экспансия”). Расчет лагранжевых карт Курильских вихрей выполнен на вычислительном кластере, созданном при поддержке ТОИ ДВО РАН (проект № 121021700341-2).

Автор признателен В.Б. Лобанову за ценные замечания и советы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Kitano K.* Some properties of the warm eddies generated in the confluence zone of the Kuroshio and Oyashio currents // *J. Phys. Oceanogr.* 1975. V. 5. P. 245–352.
2. *Булатов Н.В., Лобанов В.Б.* Исследование мезомасштабных вихрей восточнее Курильских островов по данным метеорологических спутников Земли // *Исслед. Земли из космоса.* 1983. № 3. С. 40–47.
3. *Богданов К.Т., Ильичев В.И., Меджитов Р.Д., Лобанов В.Б.* Исследование антициклонического вихря в северо-западной части Тихого океана // *Докл. АН СССР.* 1985. Т. 281. № 5. С. 1210–1213.
4. *Rogachev K.A., Tishchenko P.Ya., Pavlova G.Yu., Bychkov A.S., Carmack E.C., Wong C.S., Yurasov G.I.* The influence of fresh-core rings on chemical concentrations (CO₂, PO₄, O₂, alkalinity, and pH) in the western subarctic Pacific Ocean // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. № C1. P. 999–1010.
5. *Rogachev K.A.* Rapid thermohaline transition in the Pacific western subarctic and Oyashio fresh core eddies // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2000. V. 105. P. 8513–8526.
6. *Yasuda I., Ito S.-I., Shimizu Y., Ichikawa K., Ueda K.-I., Honma T., Uchiyama M., Watanabe K., Sunou N., Tanaka K., Koizumi K.* Cold-Core Anticyclonic Eddies South of the Bussol’ Strait in the Northwestern Subarctic Pacific // *J. Phys. Oceanogr.* 2000. V. 30. P. 1137–1157.
7. *Itoh S., Sugimoto T.* Numerical experiments on the movement of a warm-core ring with the bottom slope of a western boundary // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2001. V. 106. P. 26851–26862.
8. *Isoguchi O., Kawamura H.* Eddies advected by time-dependent Sverdrup circulation in the western boundary of the subarctic North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 15. P. 1794–1797.
9. *Itoh S., Yasuda I.* Characteristics of mesoscale eddies in the Kuroshio-Oyashio Extension region detected from the distribution of the sea surface height anomaly // *J. Phys. Ocean.* 2010. V. 40. P. 1018–1034.
10. *Itoh S., Yasuda I.* Water mass structure of warm and cold anticyclonic eddies in the western boundary region of the Subarctic North Pacific // *J. Phys. Ocean.* 2010. V. 40. P. 2624–2642.
11. *Будянский М.В., Улейский М.Ю., Андреев А.Г., Пранц С.В.* Лагранжев анализ Курильских вихрей // *Вестник ДВО.* 2017. № 4. С. 81–88.
12. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* Lagrangian simulation and tracking of the mesoscale eddies contaminated by Fukushima-derived radionuclides // *Ocean Sci.* 2017. V. 13. P. 453–463.
13. *Prants S.V., Budyansky M.V., Lobanov V.B., Sergeev A.F., Uleysky M.Y.* Observation and Lagrangian analysis of quasi-stationary Kamchatka trench eddies // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2020. V. 125. Is. 6. e2020JC016187.

14. *Saitoh S., Kosaka S., Iisaka J.* Satellite infrared observations of Kuroshio warm-core rings and their application to study of Pacific saury migration // *Deep-Sea Res.*, Part A. 1986. V. 33. P. 1601–1615.
15. *Sugimoto T., Tameishi H.* Warm-core rings, streamers and their role on the fishing ground formation around Japan // *Deep-Sea Res.* 1992. V. 39. № 1. P. 183–201.
16. *Самко Е.В., Булатов Н.В., Капшутер А.В.* Характеристики антициклонических вихрей различного происхождения и их влияние на промысел сайры и кальмара Бартрама юго-восточнее о. Хоккайдо // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса.* 2007. Т. 1. С. 357–369.
17. *Пранц С.В., Улейский М.Ю., Будянский М.В.* Лагранжевы когерентные структуры в океане благоприятные для рыбного промысла // *Докл. АН.* 2012. Т. 447. № 1. С. 93–97.
18. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* Identifying Lagrangian fronts with favourable fishery conditions // *Deep Sea Res.*, Part I. 2014. V. 90. P. 27–35.
19. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* Lagrangian study of surface transport in the Kuroshio Extension area based on simulation of propagation of Fukushima-derived radionuclides // *Nonlin. Proc. Geophys.* 2014. V. 21. P. 279–289.
20. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* How eddies gain, retain, and release water: A case study of a Hokkaido anticyclone // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2018. V. 123. P. 2081–2096.
21. *Kaneko H., Itoh S., Kouketsu S., Okunishi T., Hosoda S., Suga T.* Evolution and modulation of a poleward propagating anticyclonic eddy along the Japan and Kuril-Kamchatka trenches // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2015. V. 120. P. 4418–4440.
22. *Лобанов В.Б., Рогачев К.А., Булатов Н.В. и др.* Долгопериодная эволюция теплого вихря Курошио // *Докл. АН. СССР.* 1991. Т. 317. № 4. С. 984–988.
23. *Рабинович А. Б.* Топографические вихри в районе Курило-Камчатского желоба // *Докл. АН. СССР.* 1984. Т. 277. № 4. С. 976–979.
24. *Rogachev K., E. Carmack.* Evidence for the trapping and amplification of near-inertial motions in a large anticyclonic ring in the Oyashio // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. P. 673–682.
25. *Kusakabe M., Andreev A., Lobanov V., Zhabin I., Kumamoto Y., Murata A.* Effects of the Anticyclonic Eddies on Water Masses, Chemical Parameters and Chlorophyll Distributions in the Oyashio Current Region // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. P. 691–701.
26. *Rabinovich A.B., Thomson R.E., Bograd S.J.* Drifter observations of anticyclonic eddies near Bussol' Strait, the Kuril Islands // *J. Oceanogr.* 2002. V. 58. P. 661–671.
27. *Prants S.V., Lobanov V.B., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Lagrangian analysis of formation, structure, evolution and splitting of anticyclonic Kuril eddies // *Deep Sea Res.*, Part I. 2016. V. 109. P. 61–75.
28. *Solomon H., Ahlnas K.* Eddies in the Kamchatka Current // *Deep-Sea Res.* 1978. V. 25. P. 403–410.
29. *Хранченков Ф.Ф.* Исследование вихрей у побережья Камчатки летом 1985 г. // *Океанология.* 1987. Т. 27. № 3. С. 391–396.
30. *Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Y.* Odyssey of Aleutian eddies // *J. Geophys. Res.: Oceans.* 2021 (in press).
31. *Rogachev K.A., Shlyk N.V., Carmack E.C.* The shedding of mesoscale anticyclonic eddies from the Alaskan Stream and westward transport of warm water // *Deep Sea Res.*, Part II. 2007. V. 54. P. 2643–2656.
32. *Saito R., Yasuda I., Komatsu K., Ishiyama H. et al.* Sub-surface hydrographic structures and the temporal variations of Aleutian eddies // *Ocean Dynamics.* 2016. V. 66. Is. 5. P. 605–621.
33. *Prants S.V., Uleysky M.Y., Budyansky M.V.* Lagrangian Oceanography: Large-scale Transport and Mixing in the Ocean. Physics of Earth and Space Environments. NY: Springer, 2017. 273 p.
34. *Prants S.V.* Dynamical systems theory methods for studying mixing and transport in the ocean // *Phys. Scr.* 2013. V. 87. art.no. 038115.
35. *Prants S.V.* Chaotic Lagrangian transport and mixing in the ocean // *The European Phys. J. Special Topics.* 2014. V. 223. № 13. P. 2723–2743.
36. *Prants S.V.* Backward-in-time methods to simulate chaotic transport and mixing in the ocean // *Phys. Scr.* 2015. V. 90. art.no. 074054.
37. *Пранц С.В., Пономарев В.И., Будянский М.В., Улейский М.Ю., Файман П.А.* // Лагранжев анализ перемешивания и переноса вод в морских заливах. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2013. Т. 49. № 1. С. 91–106.
38. *Prants S.V., Budyansky M.V., Ponomarev V.I., Uleysky M.Y.* Lagrangian study of transport and mixing in a mesoscale eddy street // *Ocean Modelling.* 2011. V. 38. № 1–2. P. 114–125.
39. *Истоки Ойясио / Под ред Фукса В.Р. и Мичурина В.Н. С-П: СПбГУ, 1997. 248 с.*
40. *Yasuda I.* Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio transition areas // *J. Oceanogr.* 2003. V. 59. P. 389–402.
41. *Polvani L.M.* Two-layer geostrophic vortex dynamics. 2. Alignment and two-layer V-states // *J. Fluid Mech.* 1991. V. 225. P. 241–270.
42. *Ефимов В.В., Рабинович А.Б.* О резонансных приливных течениях и их связи с континентальными шельфовыми волнами в северо-западной части Тихого океана // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1980. Т. 16. № 10. С. 1091–1101.
43. *Ефимов В.В., Файн И.В.* Шельфовые волны в присутствии течений и устойчивость пограничных течений // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1983. Т. 19. № 12. С. 1288–1301.
44. *Ефимов В.В., Куликов Е.А., Рабинович А.Б., Файн И.В.* Волны в пограничных областях океана. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 280 с.

45. *Owens B., Warren B.* Deep circulation in the northwest corner of the Pacific Ocean // *Deep Sea Res., Part I*. 2001. V. 48. P. 959–993.
46. *Козлов В.Ф., Гурулев А.Ю.* О перемещении вихрей вдоль глубоководного желоба // *Метеорология и гидрология*. 1994. № 6. С. 70–78.
47. *Козлов В.Ф.* Фоновые течения в геофизической гидродинамике // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 1995. Т. 31. № 2. С. 245–250.
48. *Козлов В.Ф., Кошель К.В.* Баротропная модель хаотической адвекции в фоновых течениях // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана* 1999. Т. 35. № 1. С. 137–144.
49. *Fayman P.A., Prants S.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* New circulation features in the Okhotsk Sea from a numerical model // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2020. V. 56. Is. 6. P. 618–631.
50. *Prants S.V., Andreev A.G., Uleysky M.Y., Budyansky M.V.* Lagrangian study of temporal changes of a surface flow through the Kamchatka Strait // *Ocean Dynamics*. 2014. V. 64. Is. 6. P. 771–780.
51. *Пранц С.В., Будянский М.В., Улейский М.Ю.* Лагранжевы фронты в океане // *Изв. РАН. Физика атмосферы и океана*. 2014. Т. 50. № 3. С. 323–330.
52. *Будянский М.В., Пранц С.В., Самко Е.В., Улейский М.Ю.* Выявление и лагранжевы анализ океанографических структур перспективных для промысла кальмара Бартрама (*Ommastrephes bartramii*) в районе Южных Курил // *Океанология*. 2017. Т. 57. № 5. С. 720–730.
53. *Prants S.V., Kulik V.V., Budyansky M.V., Uleysky M.Yu.* Relationship between Saury Fishing Grounds and Large-Scale Coherent Structures in the Ocean, According to Satellite Data // *Izv., Atmos. Oceanic Phys.* 2020. V. 56. № 12. P. 1638–1644.
54. *Ueno H., Yasuda I.* Distribution and formation of the mesothermal structure (temperature inversions) in the North Pacific subarctic region // *J. Geophys. Res.: Oceans*. 2000. V. 105. Is. C7. P. 16885–16897.

Trench Eddies in the Northwest Pacific: an Overview

S. V. Prants*

*Pacific Oceanological Institute of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences,
Baltiyskaya str., 43, Vladivostok, 690041 Russia*

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

The review is devoted to mesoscale anticyclonic eddies of the Japan, Kuril-Kamchatka and Aleutian deep-water trenches in the northwestern part of the Pacific Ocean. These eddies play an important role in water circulation in the western subarctic cycle, having a significant impact on the weather, climate and bioproductivity in the region. The review includes a discussion of formation, stagnation, motion, deformation and decay of trench eddies. Using the Lagrangian methodology, a complete census of these eddies in the altimetric era was carried out, starting from January 1, 1993. Their evolution and origin are studied using Lagrangian maps of various indicators of water motion, which allow identifying eddies, tracking their trajectories and important events in life: birth, capture, and release of water, merging with other vortices and splitting, erosion and decay. Vertical structure and hydrological characteristics derived from ship surveys and profiles of Argo drifting buoys are discussed and analyzed.

Keywords: Japan, Kuril, Kamchatka and Aleutian anticyclonic eddies, deep-water trench, thermohaline structure