

Санкт-Петербургский государственный университет

АЛОЯРОВ Роман Маратович

Выпускная квалификационная работа

**СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В ОКЕАНЕ: ИХ РОЛЬ В ПЕРЕНОСЕ
ТЕРМОХАЛИННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК И ФОРМИРОВАНИИ ОБЛАСТЕЙ
ПОВЫШЕННОЙ БИОЛОГИЧЕСКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ**

Уровень образования:

Направление 05.04.04 «Гидрометеорология»

Основная образовательная программа ВМ.5779.2018 «Гидросфера и атмосфера:
моделирование и прогноз»

Научный руководитель:

Профессор кафедры океанологии, д.г.н.,
БЕЛОНЕНКО Татьяна Васильевна

Рецензент:

Доцент, ИО РАН им. П.П.Ширшова, к.г.н.,
ГОРДЕЕВА Светлана Михайловна

Санкт-Петербург
2020

СОДЕРЖАНИЕ:

Введение.....	3
Глава I. Физико-географическое описание северной и северо-западной части Тихого океана.....	7
Раздел 1.1. Северная часть Тихого океана.....	7
Раздел 1.2. Северо-западная часть Тихого океана.....	10
Глава II. Материалы и методы исследования.....	13
Раздел 2.1. Спутниковые данные по концентрации хлорофилла-а.....	13
Раздел 2.2. Термохалинные данные.....	14
Раздел 2.3. Альтиметрические данные и параметры синоптических вихрей	16
Раздел 2.4. Параметры синоптических вихрей.....	17
Раздел 2.5. Методика исследования.....	17
Глава III. Распределение термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а и влияние на них поля аномалии уровня моря.....	20
Раздел 3.1. Термохалинные характеристики.....	21
Раздел 3.2. Биологическая продуктивность.....	22
Глава IV. Статистический анализ вихревых параметров.....	23
Раздел 4.1. Синоптические вихри в северной части Тихого океана.....	23
Раздел 4.2. Статистический анализ выбранных синоптических вихрей.....	25
Глава V. Механизмы влияния синоптических вихрей на распределение термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а.....	30
Раздел 5.1. Вихревое перемешивание.....	30
Раздел 5.2. Вихревой перенос и периферия антициклонов.....	33
Заключение.....	42
Список литературы.....	44

ВВЕДЕНИЕ

В Мировом океане наблюдается большое разнообразие волновых и вихревых движений, что обусловлено влиянием сил различного происхождения на динамику океана. С практической точки зрения особый интерес представляют волны синоптического масштаба и связанные с ними синоптические вихри. Синоптические (мезомасштабные) вихри в океане играют значимую роль в формировании климата океана – средних распределений океанографических характеристик и их долгопериодической изменчивости (Солдатенко, 1999).

Изучение мезомасштабных вихрей дает представление о целых системах взаимосвязанных океанических характеристик. Мезомасштабные вихри обладают собственной динамикой, в которой доминируют нелинейные эффекты. В отличие от волн они способны переносить тепло, массу, кинетическую энергию и биохимические характеристики из региона их формирования на огромные расстояния, влияя на колебания климата. Мезомасштабные вихри образуются практически на всей акватории океана, однако районы вихревой активности, так или иначе, приурочены к областям крупномасштабных течений ввиду наличия бароклинной и баротропной неустойчивости этих течений, возникающей за счет вертикального и горизонтального сдвига скорости, а также из-за неоднородного распределения плотности воды. Перечисленные факторы являются основными причинами генерации мезомасштабных вихрей (Малышева и др., 2018).

В последние годы получили широкое развитие различные алгоритмы отслеживания вихрей по альтиметрическим полям, которые позволяют установить различные характеристики вихрей, такие как размер, полярность, западное распространение, срок жизни (Белоненко и др., 2016). Развитие современной океанологии невозможно без применения спутниковых методов получения информации об океане, что обусловлено их неоспоримыми преимуществами, к главным из которых относятся: пространственная

репрезентативность, обеспечивающая проведение региональных и глобальных исследований, оперативность получения информации, возможность организации оперативного комплексного мониторинга в любой точке Мирового океана, низкая стоимость спутникового мониторинга по сравнению с контактными методами исследования океана (Лаврова и др., 2011; Костяной и др., 2011). Существует несколько способов обнаружения синоптических вихрей на основе спутниковой альтиметрии и численного моделирования, которые делятся на две категории: физические и геометрические. Первые включают в себя вычисление динамических полей, определяют вихри как замкнутые контуры в распределении этих характеристик. В частности, для идентификации вихрей методом визуального анализа рассматриваются поля SLA относительной завихренности или параметр Окубо–Вейса. В отличие от физических, геометрические методы используют кривизну или форму поля мгновенного потока, например, метод «winding-angle» («блуждающего угла») или метод векторной геометрии. Наиболее популярным является контурный метод с использованием полей аномалий уровня моря и параметра Окубо–Вейса. Для обнаружения вихрей может также применяться метод вейвлетов или Лагранжевых когерентных структур (Белоненко и др., 2016). В настоящей работе рассматриваются синоптические вихри, выделенные методом автоматической идентификации (Chelton et al., 2011b). Несколькими авторами подтверждается точность этого метода и превосходства его над другими (Chaigneau et al., 2011; Isern-Fontanet et al., 2003).

В открытом океане основными механизмами зарождения синоптических вихрей являются бароклинная неустойчивость течений, генерация топографических волн и вихрей при обтекании неровностей рельефа дна. В открытом океане возможен еще один механизм генерации синоптических вихрей, не имеющий аналогов в атмосфере, – их генерация прямыми атмосферными воздействиями на поверхность океана, то есть неоднородностями в полях напряжения трения ветра и атмосферного давления.

Вихри в океане могут также образовываться на перифериях меандрирующих течений типа Гольфстрима и Куроисио. В этом случае при потере устойчивости меандрирующего течения и отсечении меандров образуются фронтальные синоптические вихри, имеющие вид кольцевых течений, называемые рингами (Солдатенко, 1999).

Синоптические вихри, которые могут быть циклоническими или антициклоническими, имеют среднюю скорость вращения 0,1-0,2 м/с, диаметр 100-500 км и вертикальную глубину 200-1000 м (Chelton et al., 2011a).

Циклоническое движение сопровождается дивергенцией жидкости, по крайней мере, на начальном этапе образования циклона, что приводит к подъему глубинных вод и выраженной холодной аномалии в центре вихря. Конвергенция при антициклоническом движении приводит к скоплению теплых поверхностных вод в ядре антициклона (McGillicuddy et al., 1998; Siegel et al., 2011). В то же время в вихревых линзах из-за противоположных прогибов главного и сезонного термоклиннов (Каменкович и др., 1987; Bashmachnikov et al., 2013) могут наблюдаться и противоположные ситуации (Кубряков и др., 2016).

Воздействие вихрей на морскую биологию и биогеохимию отмечалось во многих работах, вихревые потоки биогенов считаются одним из ведущих факторов, обеспечивающих 20% -50% мировой первичной продукции (Chang et al., 2017).

Орбитальные движения в вихрях также могут значительно влиять на горизонтальный транспорт трассеров (Белоненко и др., 1998, 2004). В работах (Chelton et al., 2011a; Siegel et al., 2011) на примере транспорта хлорофилла-а было показано, что этот механизм в вихрях открытого океана наиболее выражен. При этом в среднем структура вихрей выглядит как диполь: например, циклон в северном полушарии на передней (западной) части вихря захватывает холодную воду с севера, а на задней – теплую воду с юга (Кубряков и др., 2016).

Цель данной работы – исследование вклада синоптических вихрей в перенос хлорофилла-а и термохалинных характеристик в океане, прослеживание динамики изменчивости данных характеристик во время жизни вихря. Для выполнения работы была выбрана акватория северо-западной части Тихого океана как одного из самых интересных в динамическом отношении районов Мирового океана, для которого характерна значительная изменчивость параметров океанологических полей во всем диапазоне пространственно-временных масштабов. Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие **задачи**:

- 1) исследование временной изменчивости радиуса и амплитуды синоптических вихрей для акватории северной части Тихого океана за 2016-2017 гг.;
- 2) выделение стадий жизни вихря на основе изменчивости радиуса (метод Dai et al., 2020);

- 3) изучение основных механизмов влияния синоптических вихрей на перенос термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а;
- 4) исследование основных закономерностей распределения в вихрях концентрации хлорофилла-а и термохалинных характеристик в зависимости от типа завихренности;
- 5) расчет параметра нелинейности синоптического вихря в зависимости от его стадии жизни;
- 6) определение по параметру нелинейности глубины вихревого переноса;
- 7) оценка переноса синоптическим вихрем термохалинных характеристик.

Глава I. Физико-географическое описание северной и северо-западной части Тихого океана

Тихого океана

Тихий океан является самым большим по площади и глубине океаном на Земле. Общую схему течений Тихого океана определяют закономерности общей циркуляции атмосферы. Циркуляция поверхностных вод представляет собой систему масштабных чередующихся в меридиональном направлении циклонических и антициклонических круговоротов, каждый из которых полностью согласуется с соответствующими структурами водных масс.

Раздел 1.1. Северная часть Тихого океана

В соответствии со схемой циркуляции атмосферы северного полушария формируется и общая схема течений северной части Тихого океана (рис. 1). Важнейшим элементом динамики этого района является *субтропический антициклонический круговорот*. Он влияет на климат Земли, поскольку переносит тепло, важные микроэлементы, перераспределяя их между низкими и высокими широтами.

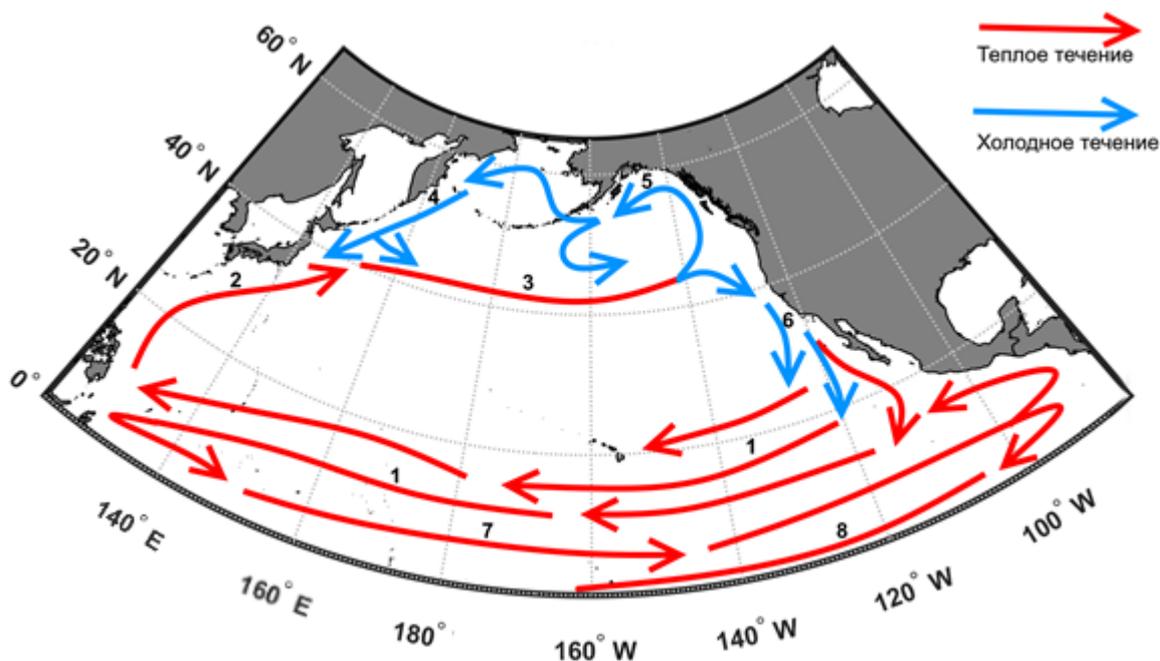


Рисунок 1. Общая схема течений северной части Тихого океана. На рисунке цифрами обозначены: 1 – Северное Пассатное течение, 2 – Курошио, 3 – Северо-Тихоокеанское течение, 4 – Камчатское течение, 5 – Аляскинское течение, 6 – Калифорнийское течение, 7 – Межпассатное противотечение, 8 – Южное Пассатное течение

Вообще, круговорот – это условное обозначение систем течений, физически не строго замкнутых и даже полузамкнутых, порождаемых господствующими над ними системами ветров. Характерной особенностью круговорота являются хотя бы два противоположно направленных течения, граница между которыми проходит по оси круговорота [4]. В северной части Тихого океана выделяются следующие круговороты: северный субполярный, северный субтропический, северный тропический. Распределение круговоротов представлено на рисунке 2.

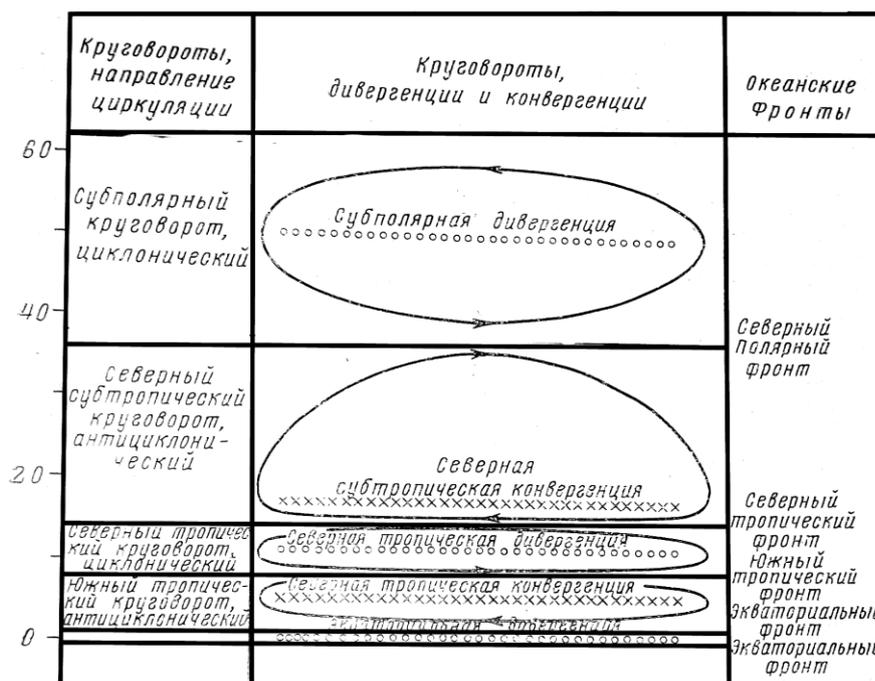


Рисунок 2. Схема основных круговоротов течений на поверхности северной части Тихого океана. (Гидрология Тихого океана, 1968)

Субполярный циклонический круговорот представлен Северо-Тихоокеанским, Аляскинским, Алеутским, Поперечным (Берингоморским, идущем на северо-запад вдоль материкового склона Берингова моря), Камчатским, Ойясио. Циркуляция в субполярных циклонических круговоротах развита слабее, чем в антициклонических. Объясняется это тем, что в умеренных и субполярных широтах ветры, несмотря на активную циклоническую деятельность, слабее устойчивых пассатов. (Электронный ресурс: Течения в Мировом океане, циркуляция поверхностных вод, 2017)

В северный тропический циклонический круговорот северной части Тихого океана входят: Северное пассатное, течение Минданао, Межпассатное (Экваториальное) противотечение; восточное звено круговорота неопределенно. В целом, циклонические

круговороты как низких, так и высоких широт по интенсивности существенно уступают антициклоническим.

Субтропический антициклонический круговорот с экваториальной стороны ограничен пассатными течениями, а с полярной – Северо-Тихоокеанским течением. Этот круговорот асимметричен, его центр сильно сдвинут к западу в сравнении с центрами атмосферного давления. Течения в западной части круговорота намного сильнее, чем в восточной. Это так называемая западная интенсификация, которая особенно выражена в узких и быстрых западных пограничных течениях (Курисио), идущих к полюсам, чем в широких и медленных восточных пограничных течениях, следующих к экватору.

Важнейшим звеном этого круговорота является течение *Курисио*. Курисио представляет собой западную ветвь северного субтропического антициклонического круговорота, аналог течения Гольфстрим в Атлантическом океане. Относится к так называемым западным пограничным течениям. Курисио является продолжением Северного пассатного течения, которое у Филиппинских островов поворачивает на север и разделяется на три ветви. Западная ветвь (под названием «течение Тайвань») входит в Восточно-Китайское море и далее через Восточный проход Корейского пролива - в Японское море. Восточная ветвь поворачивает на восток, образуя субтропическое противотечение. Центральная ветвь, наиболее мощная, формирует собственно Курисио, следующее от островов Рюкю (Нансей) на северо-восток примерно до 40° северной широты, где соединяется с Курильским течением, поворачивает к востоку и, после 160° восточной долготы, следует далее под названием Северо-Тихоокеанское течение. Курисио - одно из самых сильных течений Тихого океана, основной поток имеет ширину в среднем около 80 км, в южной части расширяется до 170 км, в глубину распространяется на 600-700 м. Температура воды на поверхности Курисио изменяется от 12 до 28°C, солёность около 34,5‰. Средние величины скорости течения на поверхности к востоку от Японии в полосе шириной около 120 км превышают 0,5 м/с, а максимальные в узкой полосе 20-30 км достигают 3 м/с и более. Максимальные расходы течения у берегов Японии составляют 45-50 миллионов м³/с, к югу уменьшаются до 20-30 миллионов м³/с. Скорость и расход подвержены сезонным и межгодовым изменениям. Наибольшие скорости наблюдаются в мае - августе и январе - феврале. Усиление скорости происходит также при прохождении циклонов. Отклоняясь к востоку от берегов Японии, струя Курисио начинает интенсивно меандрировать. Частое обособление меандров от основного потока приводит к возникновению крупных

вихревых циклонических и антициклонических круговоротов диаметром 300-500 км и временем существования до одного года и более. Особенно сильное вихреобразование характерно для фронтальной зоны между тёплыми водами Куроисио и холодными водами Курильского течения (Ойяисио) – акватория северо-западной части Тихого океана (Бурков, 1972).

Раздел 1.2. Северо-западная часть Тихого океана

В северо-западной части Тихого океана наблюдается чрезвычайно сложная гидрологическая обстановка, обусловленная наличием двух круговоротов водных масс и двух крупнейших структур вод (субарктической и субтропической), разграниченных между собой зоной субарктического фронта. Кроме того, на структуру и динамику вод здесь влияют мощное западное пограничное течение Куроисио и трансформированные воды дальневосточных морей, поступающие через проливы островных дуг. В силу этого данный регион является уникальной природной базой для изучения комплекса гидродинамических процессов, понимание которых необходимо для решения многих фундаментальных проблем океанологии и прикладных региональных задач (Власова и др., 2010).

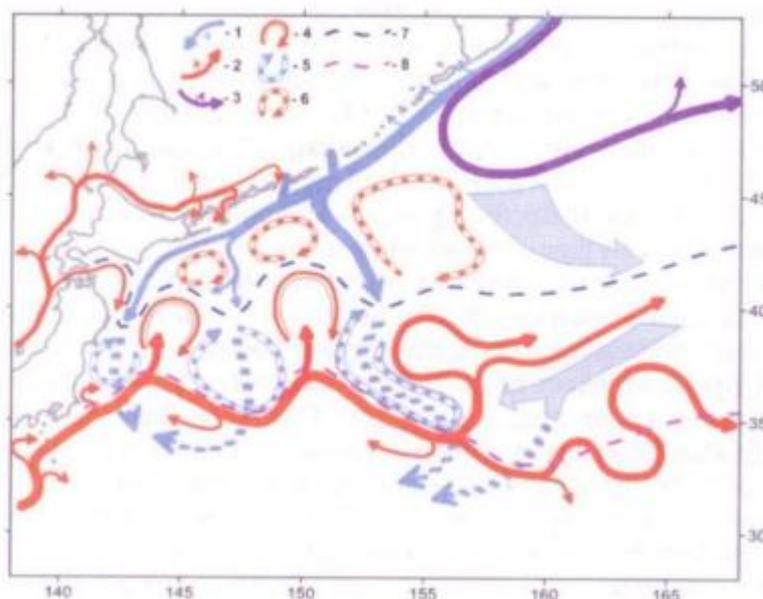


Рисунок 3. Схема течений и распределение основных круговоротов поверхностных вод в северо-западной части Тихого океана: 1 – холодные течения, 2 – теплые течения, 3 – западная периферия Алеутского круговорота, 4 – вихри вод течения Куроисио, 5 – вихри ветвей холодных течений, 6 – вихри ветвей Куроисио, 7 – Субарктический фронт, 8 – фронт Куроисио, 9 – трансформированные субарктические воды (Филатов, 2015).

Исследуемый район находится под действием мощного теплого течения Куроисио и холодного Западно-Камчатского течения, которое южнее переходит в течение Ойясио (рис. 3). Течение Куроисио оказывает сильное влияние на гидрологические характеристики и динамику вод района. В частности, меандры Куроисио, отделяясь, образуют ринги. Восточные ветви Цусимского течения, проходящие через Сангарский пролив и пролив Лаперуза, оказывают воздействие на гидрологический режим в Южно-Курильском районе (Kozub, 2018).

Возникая в Беринговом море, Западно-Камчатское течение идет на юг, и, проходя северные Курилы, часть его вод заходит в Охотское море, где она движется в циклоническом круговороте. Затем часть воды проходит через пролив Буссоль и вливается обратно в основное течение. Южнее пролива Буссоль Западно-Камчатское течение переименовано в течение Ойясио, так как воды, вышедшие из Охотского моря, имеют другую структуру, чем расположенное севернее Западно-Камчатское течение. Ширина течения Ойясио у Курильских островов может достигать 300 миль, однако стрежень течения со скоростями 15-65 см/с наблюдается в пределах 10-20 миль. Вертикальная мощность течения не превышает 1500 м. Течение Ойясио, состоящее из смешанных вод Охотского моря и Западно-Камчатского течения, продолжает идти вдоль восточного побережья острова Хоккайдо. На широте приблизительно 42° с.ш. течение разделяется на две ветви, из которых одна поворачивает от берега сторону, на восток, и соединяется с Субарктическим течением. Вследствие того, что Ойясио приносит субарктические воды на юг, Субарктическое течение сопровождается особым термохалинным фронтом между холодными, пресными водами с севера и теплыми, солеными водами субтропического происхождения с юга. Другая ветвь Ойясио продолжает направление вдоль восточного побережья Хонсю и примерно на параллели 36° с.ш. достигает северного края Куроисио, где оно поворачивает в восточном направлении (Kozub, 2018).

В юго-западной части северной циклонической циркуляции происходит конвергенция потоков Куроисио и Ойясио, в результате которой возникает широкая фронтальная зона, т.н. Субарктическая фронтальная зона, в которой происходит активная генерация вихрей и перемешивание вод Ойясио и Куроисио. Воды Субарктической фронтальной зоны также движутся в восточном направлении со скоростями порядка 4-8 см/с. В течении Ойясио хорошо выражены сезонные колебания, которые связаны как с сезонными колебаниями в истоках Ойясио, так и с сезонной

изменчивостью поля ветра над океаном, а также сезонными изменениями в системе вод Куроисио. Вихри, формирующиеся при меандрировании течений и отдельных струй, играют большую роль в структуре и изменчивости вод СЗТО. Считается, что вихри формируются путем сужения основания меандра и затем его отделения от течения. Однако в поверхностном слое процесс образования вихрей значительно сложнее, и крупные вихри в процессе образования неоднократно отрываются от течения и вновь соединяются с ним. Антициклонические (теплые) вихри имеют размеры от 30 до 180 миль, но преобладают вихри с размерами 90-120 и 50-60 миль (соответственно длинам волн меандров). В поле температуры крупные вихри прослеживаются до глубин 500-600 м, а малые – до глубин 150-200 м. Соответственно малые вихри существуют несколько месяцев, а крупные – до 4 лет. Скорость вращения воды в них может достигать 1-2 узла и может быть такой же, как в Куроисио и даже больше. Вихри, формирующиеся из первого от Японии меандра Куроисио, движутся на северо-восток вдоль глубоководного желоба, а вихри, формирующиеся из второго меандра Куроисио, движутся сначала на запад или северо-запад и затем также вдоль желоба на северо-восток. Средняя скорость передвижения теплых рингов 0,5 миль в сутки. Вихри, формирующиеся на фронте Ойясио, выходят в район к востоку от о. Хоккайдо, сливаясь с вихрями, идущими с юга. В зимний период теплые вихри отступают к юго-востоку и частично закрываются холодными водами. Толщина холодного слоя в таких случаях около 50-70 м, и он сохраняется обычно до начала мая. По мере продвижения к северу и взаимодействия с субарктическими водами теплое ядро вихря разрушается и даже замещается водами холодного промежуточного слоя. В результате вовлечения в вихревое движение вод с различной температурой, их внутренней динамикой и взаимодействия с внутренними волнами антициклоны имеют различную структуру поля температуры поверхности океана (ТПО): однородно теплая, кольцеобразная с холодным центром, серповидная с холодным затоком в тыловой части (с юго-востока) и спиралевидная. Выходя в район южных и средних Курильских островов, они формируют здесь теплые области указанных очертаний и обостренные термические фронты (Kozub, 2018).

Глава II Материалы и методы исследования

Раздел 2.1. Спутниковые данные по концентрации хлорофилла-а

Ежесуточные данные по концентрации хлорофилла-а, основного пигмента фитопланктона, который является показателем биопродуктивности морских вод, были взяты за период 2016-2017 гг. Данные по концентрации хлорофилла-а, представленные на $\frac{1}{4}^\circ$ регулярной сетке, основаны на биогеохимической модели PISCES, базирующейся на гидродинамической модели NEMO¹. Значения концентрации представлены на 75 горизонтах. Данные получены с портала программы Европейского союза наблюдения и мониторинга Земли Copernicus (marine.copernicus.eu).

PISCES (Pelagic Interaction Scheme for Carbon and Ecosystem Studies – Схема пелагического взаимодействия для исследований углерода и экосистем) – это биогеохимическая модель, полученная из Гамбургской модели углеродного цикла, версия 5 HAMOCC5 (Aumont et al., 2003). PISCES имитирует биологическую продуктивность и биогеохимические циклы углерода и основных питательных веществ (фосфат, нитрат, аммоний, силикат и железо) не только на морской поверхности, но и в самой водной толще (Echevin et al., 2008). Несмотря на то, что данные PISCES – модельные, множеством авторов отмечается, что модель способна в достаточной мере описывать основные биологические процессы, ее результаты отражают особенности биогеографических провинций (Longhurst, 1995). В работах (Garnier, 2016; Gehlen et al., 2006) отмечается согласование данных PISCES со снимками спутникового сканера цвета моря SeaWiFS для Атлантического океана.

На рисунке 4 представлена карта осредненных значений концентраций хлорофилла за 2016-2017 гг. для северной части Тихого океана.

Модельные данные PISCES не содержат информацию о изменчивости термохалинных характеристик, поэтому было необходимо воспользоваться другим продуктом, описание которого находится в следующем разделе.

¹ NEMO (Nucleus for European Modelling of the Ocean) представляет собой трехмерную численную модель, основанную на полных уравнениях гидротермодинамики океана в гидростатическом приближении.

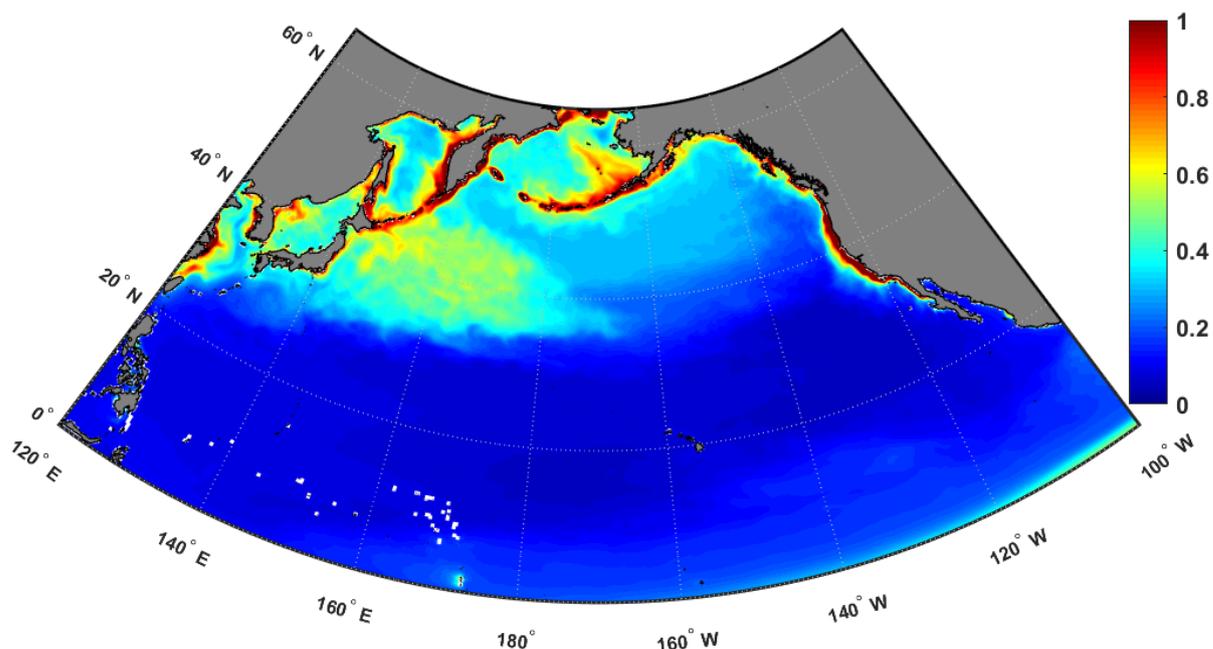


Рисунок 4. Осредненные значения поля концентрации хлорофилла-а ($\text{мг}/\text{м}^3$) за период 2016-2017 гг.

Раздел 2.2. Термохалинные данные

Ежесуточные данные по температуре и солёности морской воды были получены с портала программы Европейского союза наблюдения и мониторинга Земли Copernicus (marine.copernicus.eu). Реанализ GLORYS2V1 – продукт французской компании Mercator Ocean, занимающейся анализом и прогнозом океанографических характеристик. Реанализ основывается на данных in-situ и трековых спутниковых данных (Ferry et al., 2012). Термохалинные характеристики и компоненты скорости течений распределены по $\frac{1}{4}^\circ$ регулярной сетке и представлены на 75 горизонтах. Для работы были выбраны данные за период 2016-2017 гг.. Осредненные за период 2016-2017 гг. для северной части Тихого океана термохалинные характеристики представлены на рисунке 5.

В работе (Dai et al., 2020) для вычисления аномалий температуры и солёности морской воды были использованы климатические данные CSIRO CARS2009: данные с портала австралийского государственного объединения научных и прикладных исследований CSIRO Atlas of Regional Sea 2009 (CARS2009) (www.marine.csiro.au/-dunn/cars2009). CARS – атлас сезонной изменчивости свойств морской воды. Данные атласа основываются на полученных in-situ измерениях автономных буев, исследовательских судов, а также спутниковых данных. CARS предоставляет средние

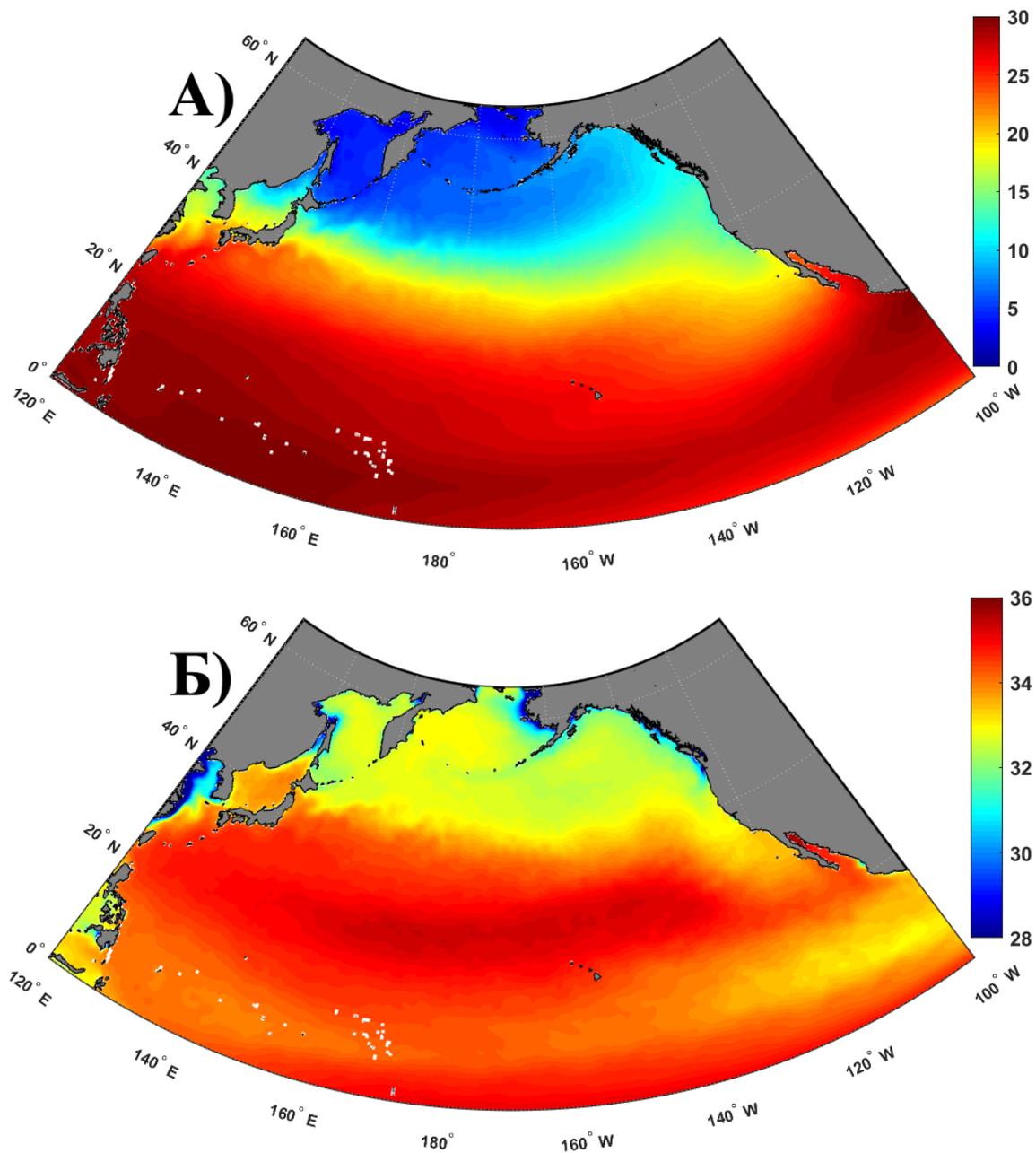


Рисунок 5. Осредненные значения поля температуры (А, в °С) и солёности (Б, в ‰) поверхностного слоя за период 2016-2017 гг.

значения для годовых и полугодовых циклов изменчивости термохалинных характеристик, но не предоставляет информацию о временной изменчивости в течение более длительных периодов времени. Гармонические составляющие уравнений задаются самим продуктом, они рассчитаны для каждой точки Мирового океана (на регулярной $\frac{1}{2}^\circ$ сетке) и представлены на 79 стандартных океанологических горизонтах.

Пользователь задает дату и координаты исследуемой акватории, используя следующие выражения:

$$t = 2\pi \frac{n}{366};$$

$$X = M + An_{cos} \times \cos(t) + An_{sin} \times \sin(t) + Sa_{cos} \times \cos(2t) + Sa_{sin} \times \sin(2t), \text{ где}$$

t – время в радианах, n – номер дня в году, X – полученная характеристика (температура или соленость морской воды), M – осредненные годовые значения характеристики, An – годовая гармоника (An_{sin} – синусоидальная, An_{cos} – косинусоидальная), Sa – полугодовая гармоника (Sa_{sin} – синусоидальная, Sa_{cos} – косинусоидальная).

Раздел 2.3. Альтиметрические данные и параметры синоптических вихрей

Альтиметр измеряет расстояние между поверхностью и спутником. На рисунке 6 представлена схема основных поверхностей при альтиметрических измерениях. Зная высоту орбиты и имея модель эллипсоида, мы получаем SSH - высоту поверхности относительно эллипсоида. Полезной динамической величиной для океанологов является **динамическая топография**, которая определяет течения - DT:

$DT = SSH - \text{geoid}$. Также DT можно разложить на среднюю динамическую топографию (Mean Dynamic Topography) и аномалии: $DT = MDT + SLA$.

Многолетнее среднее SSH – это MSS (Mean Sea Surface), которое по определению $MSS = \text{geoid} + MDT$, а значит $\text{geoid} = MSS - MDT$.

Следовательно, $DT = SSH - \text{geoid} = SSH - MSS + MDT$, что эквивалентно $SLA = SSH - MSS$.

В настоящей работе анализировались данные по аномалиям уровня моря (SLA), определяемые как разность динамической топографии и средней динамической топографии, последняя устанавливается для каждого региона:

$$SLA = DT - MDT$$

Альтиметрические данные, используемые в работе, представляют собой мультиспутниковый продукт (спутники Jason-3, OSTM/Jason-2), взятый из архива AVISO (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data. Данные были получены с портала Copernicus (marine.copernicus.eu), название продукта

SEALEVEL_GLO_PHY_L4_REP_OBSERVATIONS_008_047. Данные массива абсолютной динамической топографии имеют суточную дискретность и были взяты для изучения периода за 2016-2017 гг., представлены на четверть-градусной сетке.

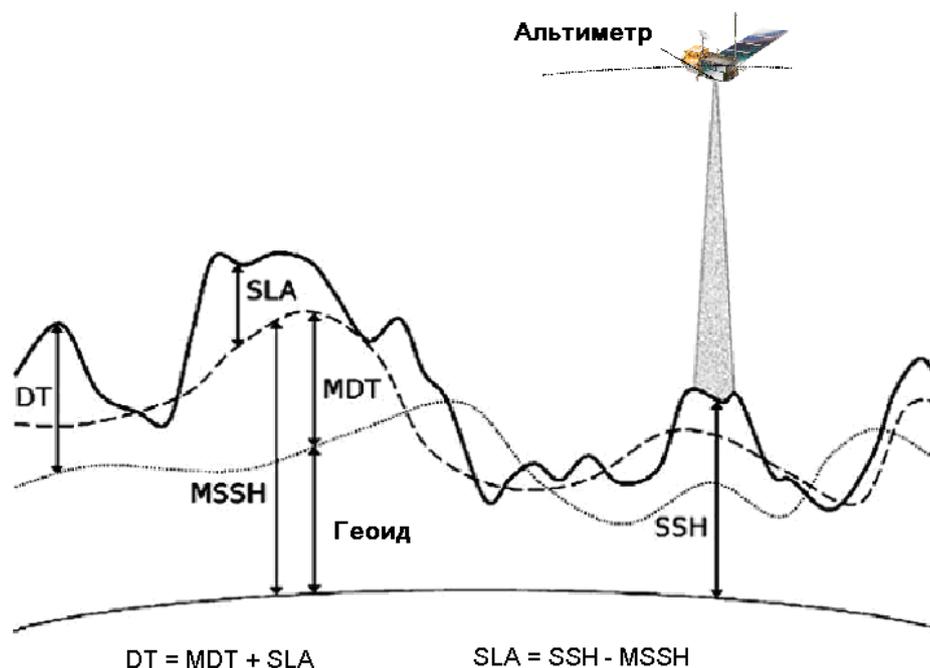


Рисунок 6. Схема основных поверхностей, используемых при альтиметрических измерениях и обработке полученных данных.

Раздел 2.4. Параметры синоптических вихрей

Такие параметры синоптических вихрей, как амплитуда, радиус, орбитальная скорость, время существования вихря и его траектория взяты с французского портала спутниковых данных AVISO (avis0.altimetry.fr) за период 2016-2017 гг. Исходным материалом для данного исследования стали данные о пространственно-временной изменчивости синоптических вихрей и их параметров, содержащиеся в массиве Mesoscale eddies in Altimeter Observations of SSH за период 2016-2017 гг, созданном под руководством Д. Челтона (массив Челтона) (Chelton et al., 2011b). Этот массив основан на автоматическом обнаружении и отслеживании вихрей в сглаженных альтиметрических данных по аномалиям уровня океана на $1/4^\circ$ регулярной сетке и имеют суточную дискретность.

Раздел 2.5. Методика исследования

Содержание хлорофилла-а в морском фитопланктоне служит важной характеристикой оценки первичной биопродуктивности вод: существует закономерная

связь между его количеством и величиной продукции фитопланктона. В работе (Мордасова, 2014) отмечается прямая пропорциональная зависимость между концентрацией хлорофилла-а и величиной первичной продукции. Первичная продукция, образуемая фитопланктоном в процессе фотосинтеза, обуславливает развитие морской флоры и фауны. Пользуясь выше изложенным, в данной работе в качестве мерил биологической продуктивности используются данные о концентрации хлорофилла-а.

Используя продукт, в основе которого находится информация о синоптических вихрях, нами были выбраны три вихря для описания механизмов влияния на перенос термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а. Из них два (циклонический и антициклонический) – расположены в зоне действия струйного течения Куроисио, на их примере был показан механизм вихревого перемешивания, третий (антициклонический) синоптический вихрь был взят для изучения вихревого переноса. Именно эти два вихря будут анализироваться в дальнейшем.

Для работы на первом этапе необходимо было синхронизировать по пространству два массива, содержащих информацию о термохалинных характеристиках: климатический и ре-анализа.

При исследовании синоптических вихрей используется так называемый *параметр нелинейности* η вихрей, который определяется как отношение орбитальной скорости (U) к скорости распространения, или дрейфа (c). Если параметр нелинейности больше единицы: $\eta = U/c > 1$, то утверждается, что вихри могут захватывать в себя воду и переносить ее неизменные свойства вдоль своего пути распространения (Сандалюк и др., 2018). Нами был использован этот параметр для нахождения *глубины переноса* (trapping depth) (Dai et al., 2020). С глубиной параметр нелинейности также изменяется, причем глубина переноса соответствует глубине, на которой значение параметра нелинейности будет равно единице.

В работе (Chaigneau et al., 2011) был предложен метод для оценки переноса термохалинных характеристик. В нем использовались параметры **явных тепловых** (АНА – available heat anomalies) и **соленостных** (АСА – available salinity anomalies) **аномалий**. Для вычисления данных параметров использовались следующие выражения:

$$АНА = \int \rho C_p \Delta T dA;$$

$$АСА = 0,001 \int \rho \Delta S dA,$$

где ρ – плотность морской воды, C_p – удельная теплоемкость морской воды (в расчетах была использована как константа, равная 4000 Дж/кг×°С), ΔT – аномалии температуры морской воды, ΔS – аномалии солёности морской воды, dA – площадь вихря в данном слое.

Для расчета плотности морской воды используется уравнение состояния TEOS-10 («The International Thermodynamic Equation of Seawater – 2010»). Программа, рассчитывающая плотность, была получена с <http://www.teos-10.org/software.htm>.

После вычисления АНА и АСА рассчитывается перенос термохалинных характеристик. Для его расчёта были использованы следующие выражения:

$$T_{\Pi} = \frac{ANA}{\tau};$$

$$S_{\Pi} = \frac{ASA}{\tau},$$

где T_{Π} – перенос тепла, S_{Π} – перенос соли, τ – исследуемый период.

Глава III. Распределение термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а и влияние на них поля аномалии уровня моря.

Синоптические вихри в океане могут быть детектированы при помощи наблюдений за аномалиями уровня моря. В данной главе описывается влияние синоптических вихрей на исследуемые характеристики.

Раздел 3.1. Термохалинные характеристики.

В Мировом океане на распределение температуры поверхности моря влияет несколько факторов. Температура поверхностных вод неодинакова и, в первую очередь, распределяется в зависимости от географической широты. На температуру и соленость поверхности океана влияют материковый сток, региональные особенности геоморфологии дна, ледовый и ветровой режимы, атмосферные процессы испарения и выпадения осадков. Во вторую очередь, термохалинный режим зависит от динамики океана различных масштабов (океанические круговороты, течения, вихри, приливная динамика, сгонно-нагонные явления, волны и т.д.).

По картам аномалий уровня моря можно отследить основные виды динамики океана: круговороты, течения и синоптические вихри. Так на рисунке 7 отслеживается вихревая структура течения Куроисио.

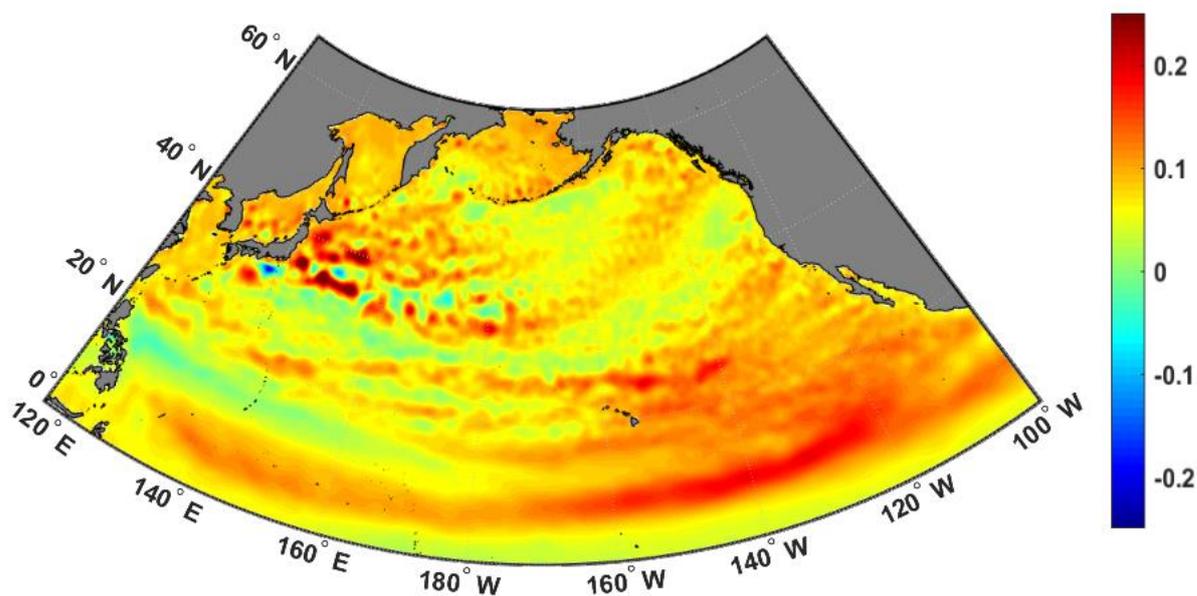


Рисунок 7. Распределение аномалий уровня моря в северной части Тихого океана за период 2016-2017 гг.

Раздел 3.2. Биологическая продуктивность

На рисунке 8 представлено распределение коэффициентов корреляции между аномалиями уровня моря и значениями концентрации хлорофилла-а для северной части Тихого океана за 2016-2017 гг. Области положительной корреляции указывают на положительные аномалии концентрации хлорофилла-а (далее - CHL), связанные с антициклоническими вихрями (положительная аномалия SLA), а отрицательные аномалии CHL связаны с циклоническими вихрями (отрицательная аномалия SLA). И, наоборот, области отрицательной корреляции указывают на положительные аномалии CHL, связанные с циклоническими вихрями, и отрицательные аномалии CHL, связанные с антициклонами. Описывая полученное изображение, можно сделать вывод, что отрицательные значения корреляции расположены, в основном, на востоке, а положительные – в западной части Тихого океана, что согласуется с работой Gaube et al., 2014.

Исходя из полученных результатов, видно, что области отрицательной корреляции расположены в акватории струйного течения Куроисио, восточного пограничного Калифорнийского течения. Это свидетельствует о обратной связи аномалии уровня моря с концентрацией хлорофилла-а: при отрицательных значениях аномалии уровня, которые наблюдаются в циклонических вихрях, наблюдаются повышение значений концентрации хлорофилла-а. На субэкваториальных и тропических широтах северной части Тихого океана выделяются обширные зоны положительного коэффициента корреляции. Также небольшие области прямой связи между концентрацией хлорофилла-а и аномалией уровня моря наблюдаются в Аляскинском заливе и в Южно-Курильском районе, что может говорить о том, что при повышении уровня в данных акваториях может наблюдаться повышение значений концентрации хлорофилла-а.

В работе (McGillicuddy, 2016) описывается несколько механизмов влияния синоптических вихрей на распределение концентрации хлорофилла-а, среди них: вихревое перемешивание, вихревой перенос, вихревая накачка, Экмановский перенос, влияние глубины перемешанного слоя, повышенное содержание хлорофилла-а на периферии антициклонических вихрей, крупномасштабная динамика вод. Рассмотрим некоторые из этих механизмов для выявления закономерностей распределения и концентрации хлорофилла-а и термохалинных характеристик.

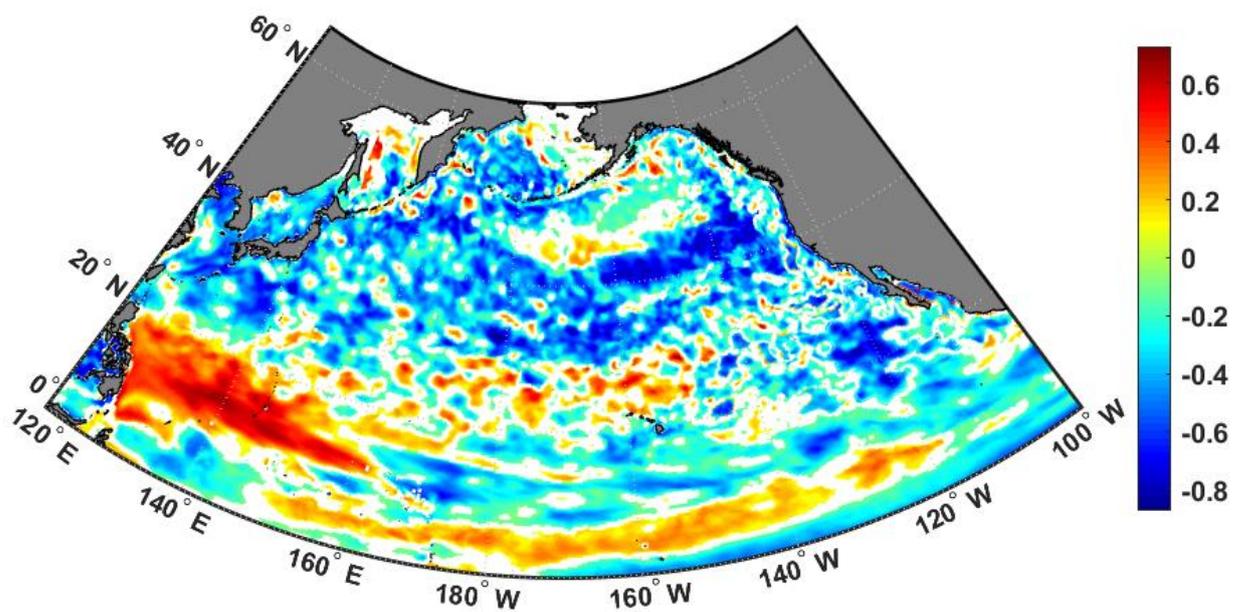


Рисунок № 8. Карта коэффициентов корреляции между аномалиями уровня моря и концентрацией хлорофилла-а с учетом критерия Стьюдента для уровня значимости 0,05, построенная за период 2016-2017 гг.

Глава IV. Статистический анализ вихревых параметров

Мезомасштабные вихри образуются практически на всей акватории океана, они способны переносить тепло, массу, кинетическую энергию и биохимические характеристики из региона их формирования на огромные расстояния, влияя на колебания климата. В данной главе рассматриваются такие вихревые параметры, как амплитуда и радиус вихря для северной части Тихого океана, оценивается временная изменчивость вихревых образований в зависимости от типа завихренности.

Раздел 4.1. Синоптические вихри в северной части Тихого океана

На рисунке 9 представлено распределение общего количества вихрей, а также циклонов и антициклонов за период 2016-2017 гг. в северной части Тихого океана. Диапазон изменчивости общего количества вихрей составляет от 448 до 588 в сутки для всей акватории. По ходу кривой выделяется два пика с наступлением максимума в апреле (значения выше отметки в 550 вихрей). В этом месяце в акватории северной части Тихого океана наблюдается наибольшее количество синоптических вихрей. Наступление минимума в ходе кривой не так однозначно: в 2016 году минимум пришелся на ноябрь, в 2017 – на декабрь.

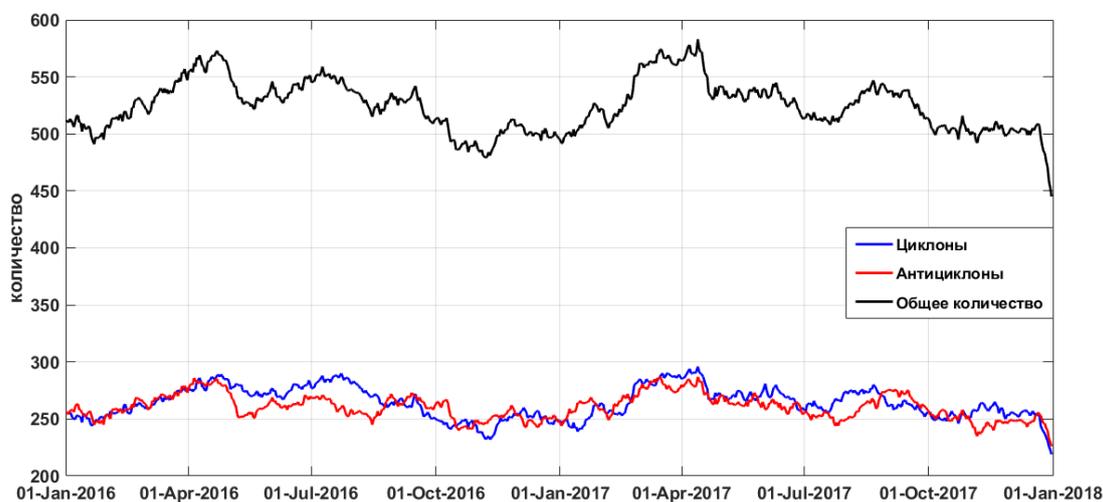


Рисунок 9. Количество выделенных по массиву Челтона синоптических антициклонических и циклонических вихрей в северной части Тихого океана за период 2016-2017 гг.

Общий диапазон изменчивости для вихрей обеих полярностей варьирует от 222 до 297. Ход графиков, в целом, повторяет друг друга, однако после наступления максимума в апреле в акватории северной части Тихого океана наступает незначительное преобладание вихрей циклонической завихренности. Так, например, 15 июня 2016 года

количество циклонов составляло 281 вихрь, антициклонов – 258. Относительное выравнивание по соотношению вихрей наблюдается в сентябре. Очевидно, выявленные особенности обусловлены динамическими условиями вихреобразования в регионе, в частности, с неустойчивостью течений, которая является основной причиной генерации мезомасштабных вихрей. Однако исследование этих условий лежит вне наших задач.

Таким образом, в общем распределении вихрей был выявлен сезонный ход: в апреле достигается максимум по количеству вихрей, в ноябре-декабре – минимум.

На рисунке 10 изображен ход среднего радиуса синоптических вихрей в акватории северной части Тихого океана за 2016-2017 гг. Среднее значение радиуса за весь период составляет около 90 км. Диапазон изменчивости от 85 до 94 км. В ходе общего значения радиуса вихрей также наблюдается сезонный ход: в апреле значения минимальны - около 86 км, в июне-августе средний радиус максимален – значения больше 92 км. Если рассматривать зависимость величины среднего радиуса вихря от его типа завихренности, то можно выявить следующую закономерность: в январе величина среднего радиуса циклонов преобладает над величиной радиуса антициклонов от 10 до 20 км. Однако с апреля заметно преобладание величины среднего радиуса антициклонов, так в августе 2016 г. у антициклонов – 103 км, у циклонов величина составила около 76 км. В работе (Cheng Y. H. et al., 2014) отмечается, что, в целом, антициклонические вихри имеют не только бóльшие значения радиуса, амплитуды, но и бóльшую продолжительность жизни, чем циклонические вихри.

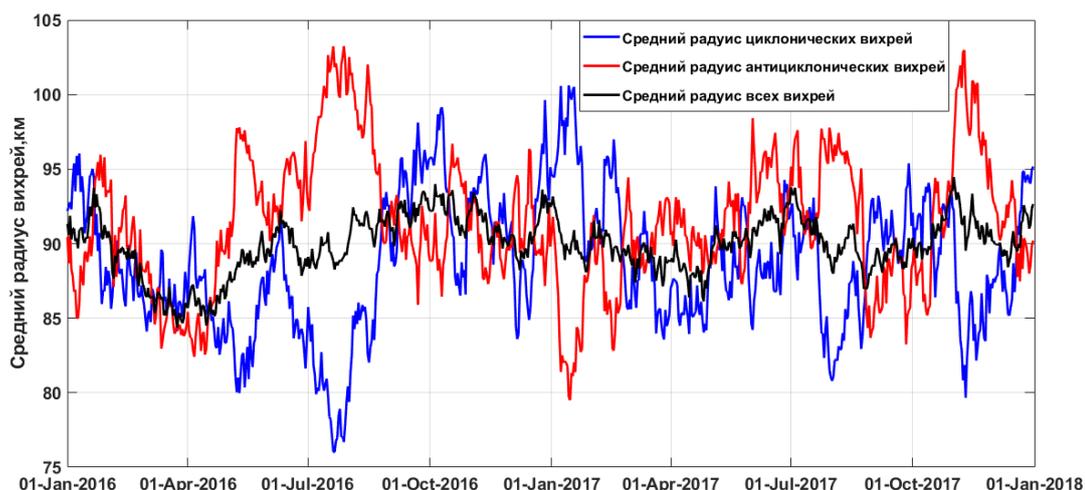


Рисунок 10. Средний радиус по массиву Челтона синоптических антициклонических и циклонических вихрей в северной части Тихого океана за период 2016-2017 гг.

Исходя из полученных результатов, можно сделать вывод о том, что в северной части Тихого океана наблюдается сезонная изменчивость количества и величины радиуса синоптических вихрей. В общем распределении вихрей отмечается следующее: в апреле достигается максимум по количеству вихрей, в ноябре-декабре – минимум. После наступления максимума в апреле в акватории северной части Тихого океана идет преобладание вихрей циклонической завихренности. В апреле значения среднего радиуса минимальны, в июне-августе наблюдаются максимальные значения. В целом, антициклонические вихри имеют бóльшие значения радиуса, амплитуды, чем циклонические. Эти результаты согласуются с исследованием Chelton et al. (2011).

Раздел 4.2. Статистический анализ выбранных синоптических вихрей

Для изучения распределения термохалинных характеристик и поля концентрации хлорофилла-а были выбраны вихри, расположенные в акватории теплого струйного течения Куроисио и в зоне его взаимодействия с холодным течением Ойяисио. Северо-западная часть Тихого океана является одним из самых интересных в динамическом отношении районов Мирового океана, для которого характерна значительная изменчивость параметров океанологических полей во всем диапазоне пространственно-временных масштабов.

На рисунках 11 и 12 представлены траектории выбранных вихрей и поля аномалии уровня моря за одну из дат максимального значения радиуса. Циклонический вихрь (**ЦВ1**), расположенный на координатах $42^{\circ}24'$ с.ш., $154^{\circ}42'$ в.д., был зарожден 2 июня 2016 года. Продолжительность жизни – 37 суток. Радиус вихря изменялся от 45 до 102 км. Возникновение вихря связано с фронтальной зоной течения Куроисио. Антициклонический вихрь (**АВ1**), расположенный на координатах $41^{\circ}24'$ с.ш., $154^{\circ}1'$ в.д., был зарожден 4 июля 2016 года. Продолжительность жизни – 47 суток. Радиус вихря менялся в диапазоне от 45 до 84 км (16 сутки). Рассматривая траектории движения изучаемых вихрей, можно сделать вывод о их квазистационарном положении. Зарожденный 4 июня 2017 г. на $40^{\circ}30'$ с.ш., $145^{\circ}25'$ в.д. антициклонический вихрь (**АВ2**) начал движение на север, ближе к акватории ЮОКР, достигая 42° с.ш., $146^{\circ}30'$ в.д. 7 сентября 2017 г.. Продолжительность жизни антициклонического вихря составила 202 дня.

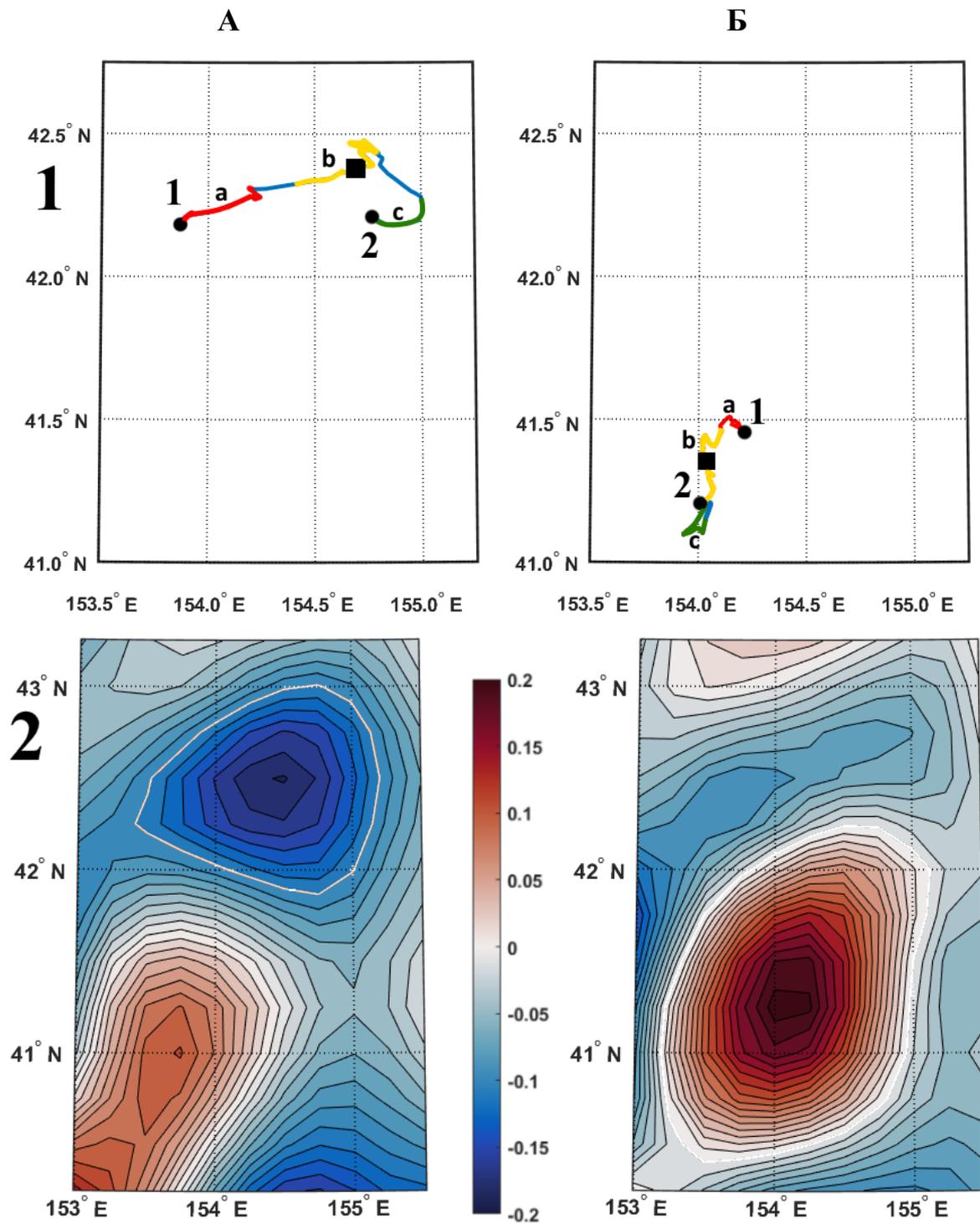


Рисунок 11. (А) Траектория перемещения центра циклона (1А): квадратом обозначено положение циклона за 18 июня 2016 г.; аномалии уровня моря за 18 июня 2016 г.(2А).

(Б) Траектория перемещения центра антициклона (1Б): квадратом обозначено положение антициклона за 18 июля 2016 г.; аномалии уровня моря за 18 июля 2016 г.(2Б). Красным цветом определена стадия генерации, желтым – зрелости и зеленым – диссипации.

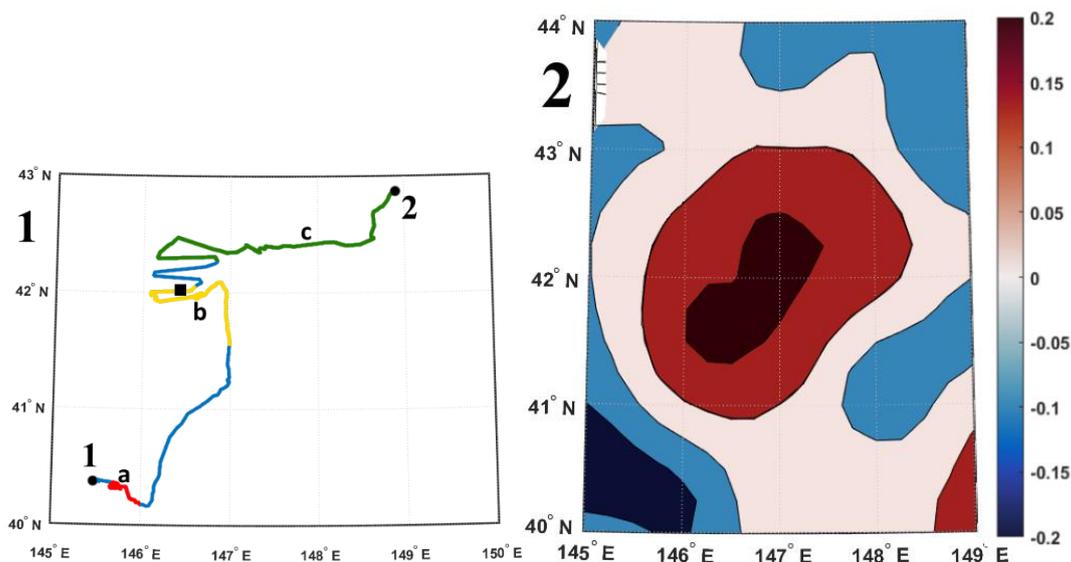


Рисунок 12. Траектория перемещения центра антициклона АВ2 (1): квадратом обозначено положение антициклона за 7 сентября 2017 г.; аномалии уровня моря (2) за 7 сентября 2017 г. Красным цветом определена стадия генерации, желтым – зрелости и зеленым – диссипации.

В работе (Dai et al., 2020) выделяется три **стадии существования вихря**: *генерация* (зарождение), *зрелость* и *диссипация*. Выделение стадий основывается на величине радиуса вихря. На рисунке 13 изображена временная изменчивость радиуса и амплитуды выбранных синоптических вихрей, также на графики нанесены временные границы стадий вихря. Рассмотрим полученные графики более подробно.

Стадия *генерации* **ЦВ1** длилась 8 дней (13-21 июня 2016 г.): за это время значение радиуса вихря возросло до 63 км. Значение амплитуды составило 4,2 см. Через 4 дня была отмечена *зрелая стадия* вихря (15-24 июня 2016 г.), где радиус достигал значений 92 км, амплитуда достигала максимальных 8 см. 7 июля был достигнут максимальный радиус в 102 км. Начиная с 8 июля, происходила *диссипация* вихря: значения радиуса и амплитуды резко уменьшились.

Генерация вихря **АВ1** длилась 5 дней (6-11 июля 2016 г.): значения радиуса достигли отметки в 65 км, амплитуды – 12 см. На *стадии зрелости*, продлившейся с 12 июля по 4 августа 2016г., наблюдалось развитие вихря: значения радиуса достигали максимума в 84 км, амплитуды - в 16,8 см. *Диссипация* вихря началась 12 августа.

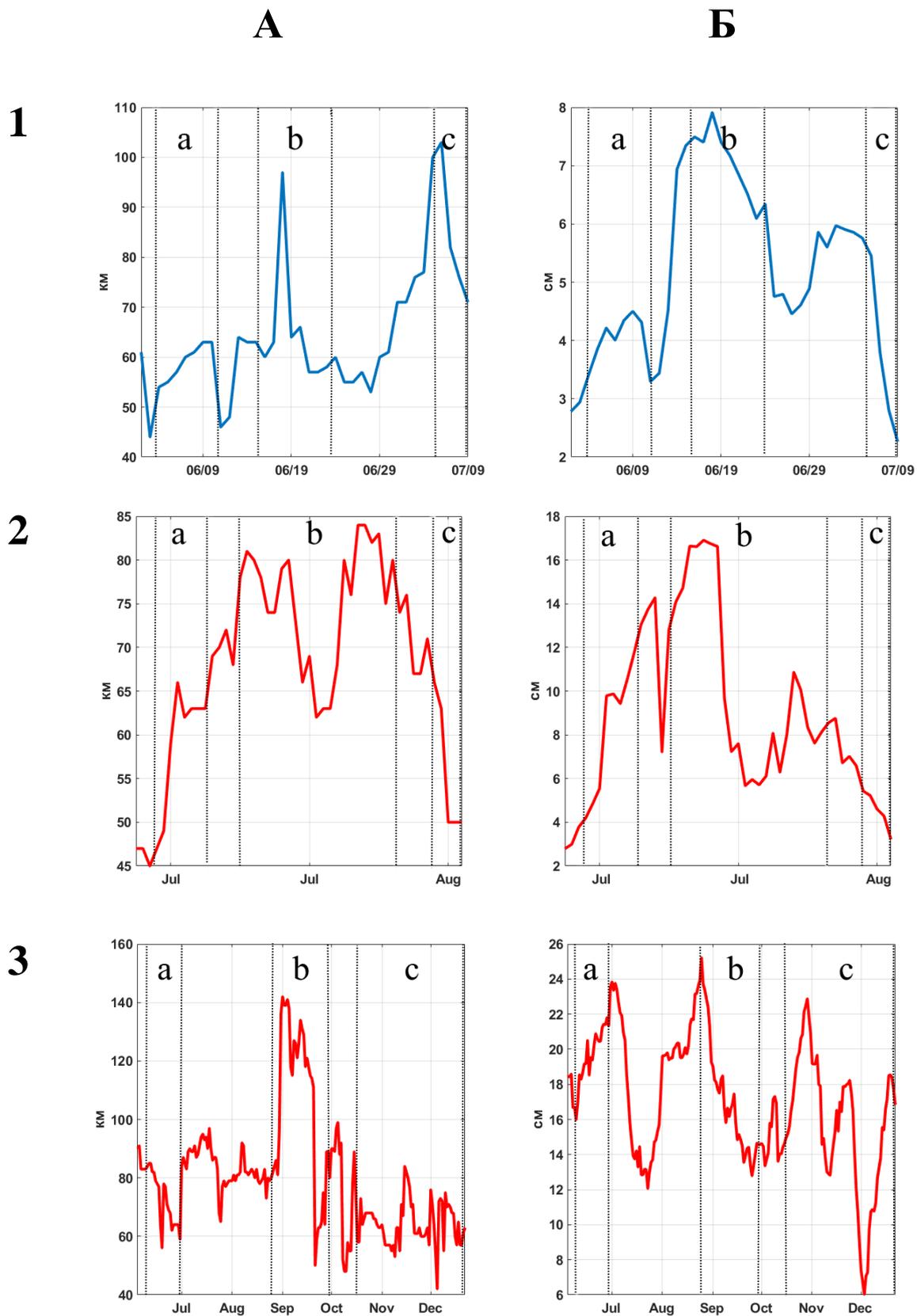


Рисунок 13. Распределение по времени жизни вихря его радиуса (А) и амплитуды (Б) для циклона ЦВ1(1) и для антициклонов АВ1(2) и АВ2(3).

Стадия генерации антициклона **AB2** началась 10 июня 2017 г. и продлилась до 1 июля 2017 г. Значения радиуса вихря колебались от 58 до 84 км, амплитуда возросла до 22 см 1 июля. *Зрелая стадия* вихря длилась с 23 августа по 30 сентября. За это время значение радиуса достигло максимума 141 км (7 сентября), амплитуда достигла отметки в 24 см. *Диссипация AB2* наблюдалась с 16 октября.

Таким образом, в жизни вихря было выделено три стадии: зарождение, зрелость, диссипация. Следует отметить, что максимальные и минимальные значения амплитуды и радиуса вихря совпадают и соответствуют стадиям жизни вихря.

Глава V. Механизмы влияния синоптических вихрей на распределение термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а.

Для описания основных закономерностей распределения термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а в вихревых областях была выбрана акватория северо-западной части Тихого океана. В данной главе рассмотрены некоторые механизмы переноса термохалинных характеристик и влияния синоптических вихрей на биопродуктивность.

Раздел 5.1. Вихревое перемешивание.

Вихри, формирующиеся при меандрировании течений и отдельных струй, играют большую роль в структуре и изменчивости вод северо-западной части Тихого океана. Считается, что вихри формируются путем сужения основания меандра и затем его отделения от течения. Однако в поверхностном слое процесс образования вихрей значительно сложнее, и крупные вихри в процессе образования неоднократно отрываются от течения и вновь соединяются с ним (Козуб, 2018).

Антициклонические вихри в СЗТО проявляются положительными аномалиями температуры и солёности, циклонические – наоборот – отрицательными аномалиями термохалинных характеристик. Так в работе (Кубряков и др., 2016) отмечается, что максимальные положительные значения аномалий температуры ($0,3^{\circ}$ - $0,5^{\circ}$ С) наблюдаются к северу от Куроисио и связаны с антициклоническими рингами Куроисио. Максимальные отрицательные аномалии ($0,1^{\circ}$ - $0,2^{\circ}$ С) наблюдаются в циклонических рингах к югу от Куроисио.

Рассмотрим два синоптических вихря, выделенных по массиву Челтона: антициклонический (АВ1) и циклонический (ЦВ1). Как было сказано ранее, положение вихрей характеризуется квазистационарностью. Данные вихри располагаются в зоне влияния течения Куроисио.

На рисунке 14 представлено распределение исследуемых характеристик для ЦВ1 и АВ1 на стадии зрелости. Рассмотрим этот период времени в жизни вихрей как наиболее иллюстративный: именно в эту стадию вихрь имеет наибольшие значения радиуса, амплитуды и кинематической энергии (Dai et al., 2020). Для возможности сравнения полученных результатов размеры вихрей обоих типов завихренности были нормированы в меридиональном и зональном направлениях. Нормирование осуществлялось с помощью программы Matlab: при помощи оператора `interp2` были проинтерполированы

значения вдоль большой полуоси эллипса (эллипс – замкнутая кривая, позволяющая описать контур вихря) до размеров малой.

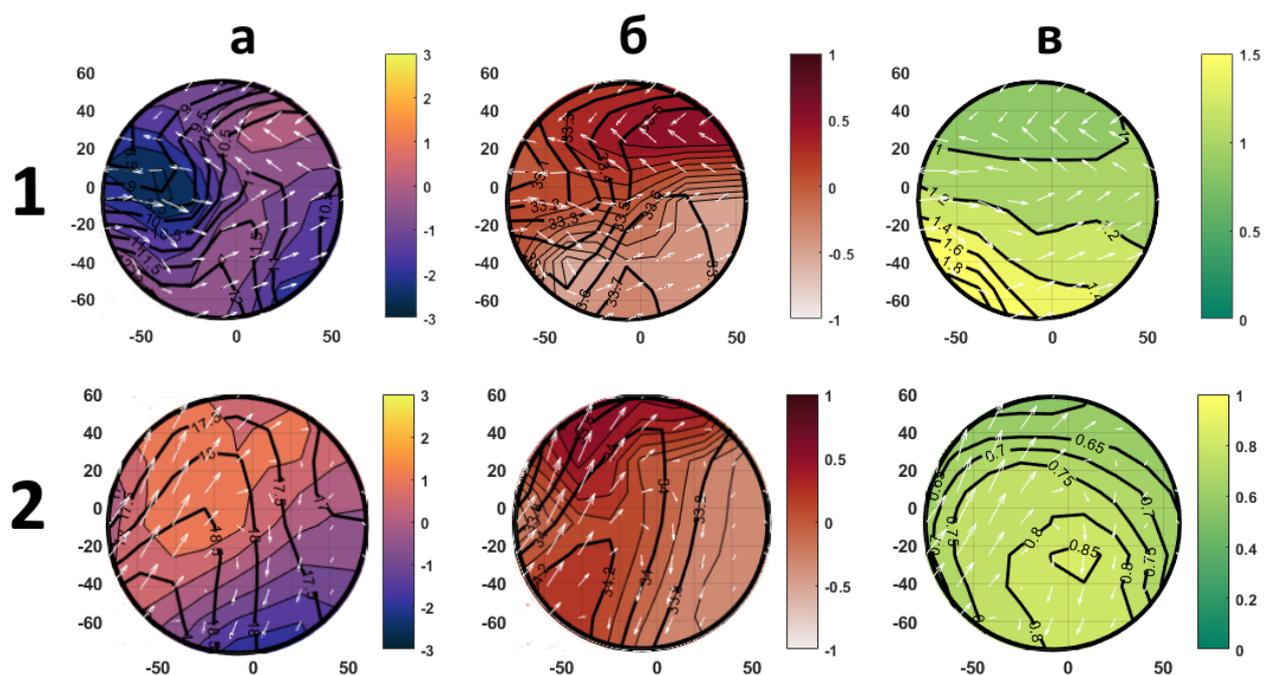


Рисунок 14. Распределения осредненных за зрелую стадию существования вихря значений аномалии температуры (в °С) поверхности моря (а), солености (в ‰) (б) и абсолютных значений концентрации хлорофилла-а (в, в мг/м³) для ЦВ1 (1) и АВ1 (2). Жирными изолиниями выделены абсолютные значения исследуемых характеристик. Белыми стрелками показаны направления течений.

Описывая структуру **термического поля** для ЦВ1, можно отметить, что в циклоне образуется дипольная структура: подпитываясь теплой водой с юга, вихрь одновременно захватывает холодные воды с севера. Положительные аномалии температуры поверхности моря отмечаются у восточной границы вихря (0,8°С), отрицательные – у западной (до -3°С). В абсолютных значениях наблюдается та же тенденция: у западной границы температура воды составляет от 8° до 10° С, у восточной – от 10°С до 12°С. Если рассматривать абсолютные значения **солёности**, то в циклоническом вихре также отмечается разность между западной и восточной частями циклона: так в западной его части – относительно менее солёные воды (33,1 - 33,3‰), а в восточной – наоборот – более солёные (33,5 - 33,7‰). Однако в поле аномалии солёности отмечается, что положительные аномалии расположены в северной части циклона (1,1‰), а в южной – отрицательные (-0,8‰). При рассмотрении **поля концентрации хлорофилла-а** отмечается следующее: пришедшие относительно холодные, но насыщенные

фитопланктоном воды с севера поступают с западной части циклона. Максимальное значение концентрации у западной границы составило $1,8 \text{ мг/м}^3$, однако, у восточной – значения меньше $1,2 \text{ мг/м}^3$.

Дипольная структура распределения аномалий температуры отмечается также и в антициклоническом вихре АВ1, однако, в отличие от циклонического вихря, более теплые воды расположены в его западной части. Так, положительные аномалии температуры составили $1,5^\circ\text{C}$, а у восточной границы – до -2°C . В терминах абсолютных значений на западной границе максимальная температура составляет $18,5^\circ\text{C}$, на противоположной восточной – минимум равен $16,8^\circ\text{C}$. Аналогичная ситуация наблюдается и в **поле солености**: в западной части расположены более соленые воды ($34 - 34,2\%$), в восточной – наоборот ($33,6 - 33,8\%$). Аномалии солености у западной границы чуть более $1,2\%$, на восточной – значение аномалии составило – $0,6\%$. В антициклоне АВ1 **концентрация хлорофилла-а** аккумулируется у его восточной части. Максимальное значение содержания вещества – $0,85 \text{ мг/м}^3$.

Средняя аномалия температуры в ЦВ1 составила $-0,03^\circ\text{C}$, аномалия солености равна $-0,02\%$. В антициклоническом вихре АВ1 средние аномалии температуры составили $0,26^\circ\text{C}$ и $0,05\%$. Сравнивая полученные распределения аномалий термохалинных характеристик для АВ1 и ЦВ1, можно сделать вывод о том, что максимальные положительные аномалии температуры и солености относятся к антициклоническому вихрю АВ1, а к циклону ЦВ1 – наоборот – максимальные отрицательные аномалии солености и температуры.

Механизм вихревого перемешивания, или вихревой адвекции, заключается в следующем: вихри, циркуляция которых направлена против часовой стрелки (в северном полушарии - циклоны), в западной части вихря захватывают холодную воду с севера и переносят её в юго-западную часть вихря, а в южной части вихрь захватывает теплую воду и переносит её в северо-восточную часть вод (Кубряков и др., 2016). Это также оказывает влияние и на распределение других океанологических характеристик, в том числе и на соленость морской воды. На рисунке 14 для ЦВ1 и АВ1 были нанесены векторы, отображающие направления течений. Направления течений позволяют заключить, что вихревое перемешивание в океане и дипольная структура распределения исследуемых характеристик в вихрях объясняются, в первую очередь, горизонтальной адвекцией вод.

Раздел 5.2. Вихревой перенос и периферия антициклонов

Ринги струйного течения Куро시오, возникающие в результате отрыва от меандра, способны переносить тепло, массу, кинетическую энергию и биохимические характеристики из региона их формирования на огромные расстояния, влияя на колебания климата. Рассмотрим антициклонический вихрь АВ2 для описания механизма вихревого переноса.

Стадии зрелости и диссипации вихря АВ2 происходили в районе ЮОКР. На периферии рингов Куро시오 в акватории Южно-Курильского района (далее – ЮОКР), а именно теплых антициклонов, в зонах взаимодействия ринга с Ойясио, т.е. также в областях циклонического вращения вод, формируются основные скопления сайры и промысловые районы (Самко и др., 2014).

Рассмотрим подробнее распределение исследуемых характеристик на протяжении всего времени жизни вихря. Для анализа были рассчитаны аномалии температуры и солености морской воды, а также осреднены для каждой из трех стадий существования вихря АВ2 абсолютные значения концентрации хлорофилла-а. Полученные значения были рассчитаны как для поверхностного слоя, так и для всей водной толщи, заключенной в области действия вихря.

На рисунке 15 представлено распределение аномалии температуры для трех стадий жизни вихря АВ2. Опишем поэтапно изменчивость в распределении аномалии температуры.

Во время стадии генерации АВ2 средний радиус вихря составляет 71 км. Если рассматривать поле аномалии температуры моря на поверхности, то можно сделать вывод о том, что почти всю поверхность занимают положительные аномалии температуры воды. В северной части вихря фиксируются наибольшие значения, максимум составляет $2,1^{\circ}\text{C}$. В южной части – среднее значение аномалии около 1°C . Абсолютные значения температуры колеблются от 16°C у северной границы вихря до $17,5^{\circ}\text{C}$ – у южной. На карте распределения аномалии температуры в водной толще выделяется область с наибольшими значениями: между 25 и 220 м расположено ядро положительных аномалий, значения в центре которого составляют до $3,3^{\circ}\text{C}$. Центр ядра расположен на 65 м.

Средний радиус антициклонического вихря АВ2 во время стадии зрелости составляет 104 км. В распределении значений аномалии температуры на поверхности

также прослеживается дипольная структура, однако, в отличие от стадии генерации, на южной и восточных границах отмечаются отрицательные значения аномалии до $-1,8^{\circ}\text{C}$. На северо-западной границе – наоборот - зона положительной аномалии, максимум равен $1,6^{\circ}\text{C}$. Абсолютные значения изменяются в диапазоне от $13,3^{\circ}\text{C}$ на северной границе вихря до $16,8^{\circ}\text{C}$ на южной. Описывая аномалии поля температуры водной толщи, расположенной в зоне действия вихря, также можно выделить ядро положительных значений. Но при сравнении его со стадией генерации отмечается углубление центра ядра до 80 м. Глубина ядра достигает отметки в 200 м. Сами значения аномалии в центре вихря составляют $2,3^{\circ}\text{C}$.

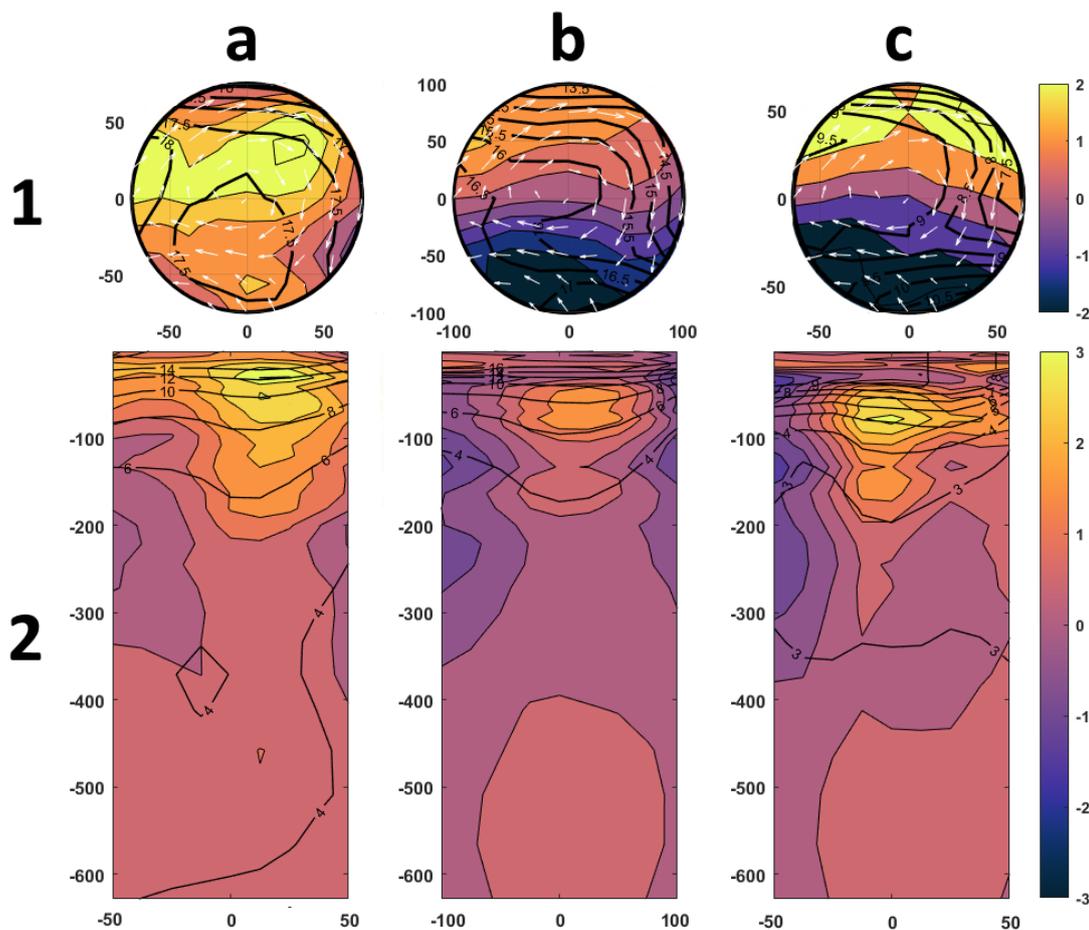


Рисунок 15. Распределение аномалий температуры морской воды (в $^{\circ}\text{C}$) для антициклонического вихря AB2 на поверхности (1) и в водной толще (2), представленное для стадий генерации (a), зрелости (b) и диссипации (c) вихря.

Рассмотрим стадию диссипации вихря. Среднее значение радиуса AB2 составляет 64 км. Структура диполя сохраняется и в последней стадии жизни вихря, однако в абсолютных значениях температура у северной границы равна 9°C , у южной – $10,8^{\circ}\text{C}$. Положительные аномалии почти полностью концентрируются в северной части вихря и

составляют 2°C , в южной – отрицательные, равны $-2,1^{\circ}\text{C}$. Ядро положительной аномалии продолжает существовать в зоне действия вихря: центр ядра, где значение аномалии температуры составляет $3,1^{\circ}\text{C}$, углубляется до 95 м и, по сравнению с предыдущими стадиями жизни вихря АВ2, достигает своей максимальной глубины.

На рисунке 16 представлено распределение аномалии солености в зоне действия синоптического вихря АВ2. В течение стадии генерации вихря на поверхности отмечаются положительные аномалии солености, максимум которых расположен в северной части вихря и составляет 2‰. Значения солености меняются с севера на юг в диапазоне от 32,3 до 33,1‰. В водной толще, как и на картах аномалии температуры морской воды, отмечается существование ядра положительных значений, центр которого расположен примерно на 50 м. Глубина ядра достигает отметки в 250 м. Максимальные значения аномалии солености в водной толще равны 0,8‰.

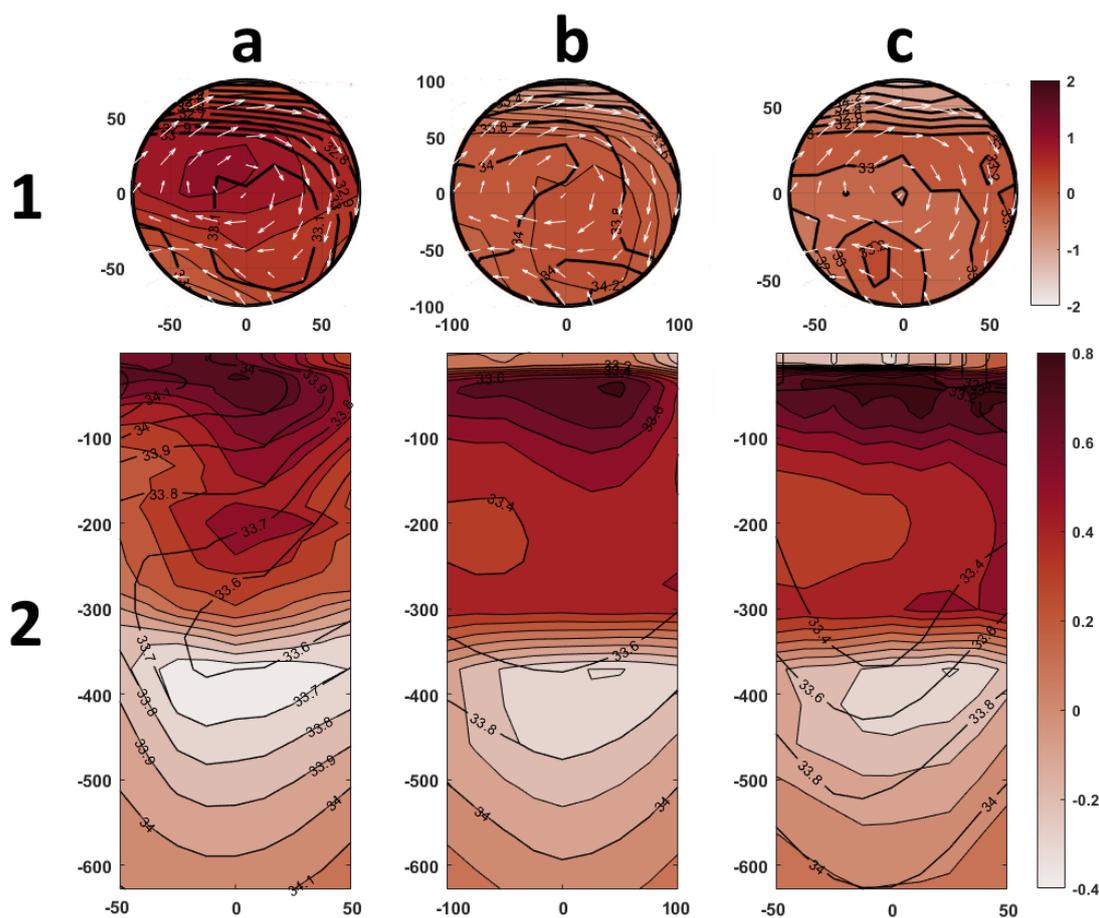


Рисунок 16. Распределение аномалий солености (в ‰) морской воды для антициклонического вихря АВ2 на поверхности (1) и в водной толще (2), представленное для стадий генерации (а), зрелости (b) и диссипации (с) вихря.

Если рассматривать полученные изображения стадии зрелости вихря, то на поверхности отмечается структура диполя с максимальными положительными аномалиями у западной границы вихря (0,8‰), в абсолютных значениях соленость равняется 34,1‰. На восточной границе аномалии меняют знак на противоположный и составляют -0,4‰ при абсолютных значениях солености ниже 33,8‰. В водной толще центр ядра положительной аномалии располагается на глубине 50 м. Граница положительных аномалий проходит через глубину 300 м.

В ринге АВ2 аномалии солености в поверхностном слое во время стадии диссипации теряет структуру диполя: аномалии и абсолютные значения солености (от 32‰ у северной границы до 33‰ на южной) расположены в зональном направлении. Распределение аномалий почти однородно и составляет значения, близкие к нулю. Центр ядра положительной аномалии солености располагается также на глубине 50 м. Граница положительных аномалий проходит через глубину 330 м.

На рисунке 17 представлено распределение концентрации хлорофилла-а для АВ2. Рассмотрим стадию генерации вихря. У западной границы отмечается более низкое значение концентрации (0,12-0,15 мг/м³). Ближе к восточной части вихря концентрация достигает максимума, ее значения равны 0,2 мг/м³. В водной толще у поверхности значения концентрации составляют около 0,2 мг/м³. На глубине 40 м концентрация хлорофилла-а максимальна, причем у восточной границы вихря и равняется 0,4 мг/м³. На глубинах ниже этого слоя наблюдается равномерное уменьшение концентрации, а начиная с 110 м, величины становятся меньше 0,1 мг/м³ и стремятся к нулевым.

Изучая распределение концентрации хлорофилла-а во время зрелой стадии, можно отметить повышенные концентрации у восточной границы антициклона (до 0,5 мг/м³). В то же самое время у западной ниже 0,4 мг/м³. На северной периферии вихря АВ2 отмечаются высокие значения концентрации хлорофилла-а. В работе (McGillicuddy, 2016) повышенная концентрация хлорофилла-а на периферии антициклонических вихрей объясняется следующими механизмами: адвекцией на периферии вихря вод с высоким содержанием хлорофилла-а из близлежащих прибрежных областей или апвеллингом на вихревой периферии. Прибрежные воды Курильских островов, богатые содержанием в них хлорофилла-а, находятся в непосредственной близости от области действия вихря. На периферии антициклона происходит перенос прибрежных вод в открытую часть океана. В водной толще максимальные значения концентрации

расположены до 40 м у восточной границы вихря ($> 0,4 \text{ мг/м}^3$). Ниже этого слоя концентрация также уменьшается равномерно до 110 м.

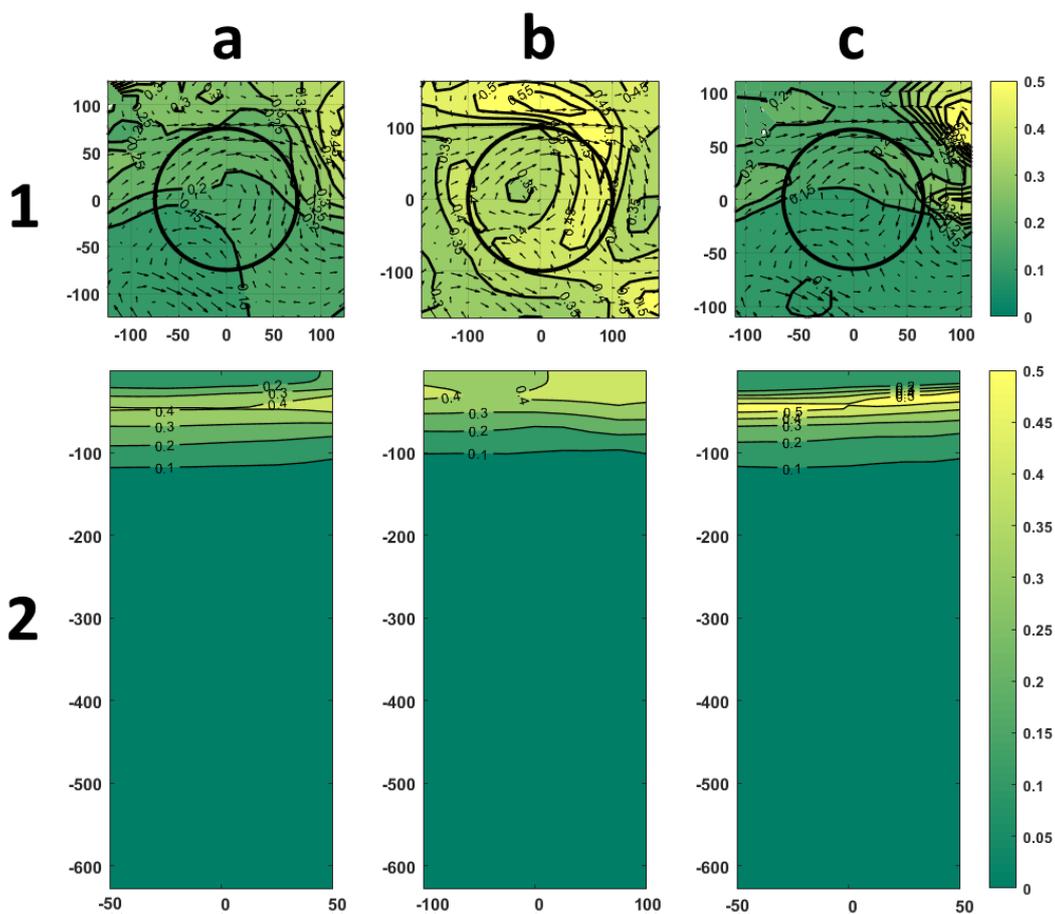


Рисунок 17. Распределение абсолютных значений концентрации хлорофилла-а (мг/м^3) морской воды для антициклонического вихря АВ2 на поверхности (1) и в водной толще (2), представленное для стадий генерации (а), зрелости (б) и диссипации (с) вихря.

Во время диссипации вихря АВ2 наблюдается почти однородное распределение концентрации хлорофилла-а на поверхности (около $0,15 \text{ мг/м}^3$). В водной толще максимум равномерно распределен на глубине 40 м и составляет $0,6 \text{ мг/м}^3$. Также ниже этой глубины идет равномерное понижение концентрации. Начиная с глубины 120 м, мы можем наблюдать значения концентрации, близкие к нулевым.

Таким образом, антициклонический вихрь – ринг теплого течения Курошио - переносит воды более соленые и теплые в акваторию взаимодействия течений Курошио и Ойясио (ЮКР). На градиенте термохалинных характеристик расположилась зона с наибольшей концентрацией хлорофилла-а, создав условия для наибольшей продуктивности в этой зоне.

Параметр нелинейности, позволяющий вычислить глубину переноса термохалинных характеристик, может быть рассчитан как отношение окружной скорости к скорости дрейфа. Глубина переноса относится к глубине, выше которой максимальная окружная скорость на каждом слое превышает среднюю скорость распространения вихря, иначе те слои, где значение параметра нелинейности превышает 1. Скорость дрейфа (распространения) мезомасштабного вихря АВ2 была рассчитана и составила 0,12 м/с. Для каждой из стадий жизни вихря была найдена глубина переноса. На рисунке 18 представлены полученные результаты. Таким образом, для стадий генерации и зрелости глубина переноса составляет 220 м, а для стадии диссипации – 240 м.

Чтобы оценить перенос термохалинных характеристик антициклоническим мезомасштабным вихрем АВ2, мы рассчитали явные тепловую и соленостные аномалии для каждой из стадий жизни вихря.

По полученным графикам, представленным на рисунке 19, можно сделать вывод, что максимальные значения АНА и АСА соответствуют глубинам переноса, которые были найдены при расчете параметра нелинейности. Явные аномалии тепла для стадий генерации, зрелости и диссипации вихря АВ2 составили: $7,3 \times 10^{19}$ Дж, $8,7 \times 10^{19}$ Дж и $1,1 \times 10^{20}$ Дж, соответственно. Явные соленостные аномалии равняются следующим значениям: $2,5 \times 10^{13}$ кг, $4,5 \times 10^{13}$ кг, $6,0 \times 10^{13}$ кг в течение трех стадий соответственно. Таким образом, значения явных тепловой и соленостной аномалий максимальны в стадию диссипации вихря, максимальные наблюдаются на глубине переноса.

Применим полученные результаты для нахождения величины переноса тепла и соли. Перенос тепла в течение трех стадий имел следующие значения: $4,0 \times 10^{13}$ Вт, $2,1 \times 10^{13}$ Вт и $1,9 \times 10^{13}$ Вт, соответственно. Перенос соли для стадий генерации, зрелости и диссипации был равен: $1,4 \times 10^7$ кг/с, $1,1 \times 10^7$ кг/с и $1,0 \times 10^7$ кг/с, соответственно. По полученным результатам можно заключить, что при переходе из одной стадии в другую величины переноса тепла и соли уменьшались, что связано с разной продолжительностью этих стадий.

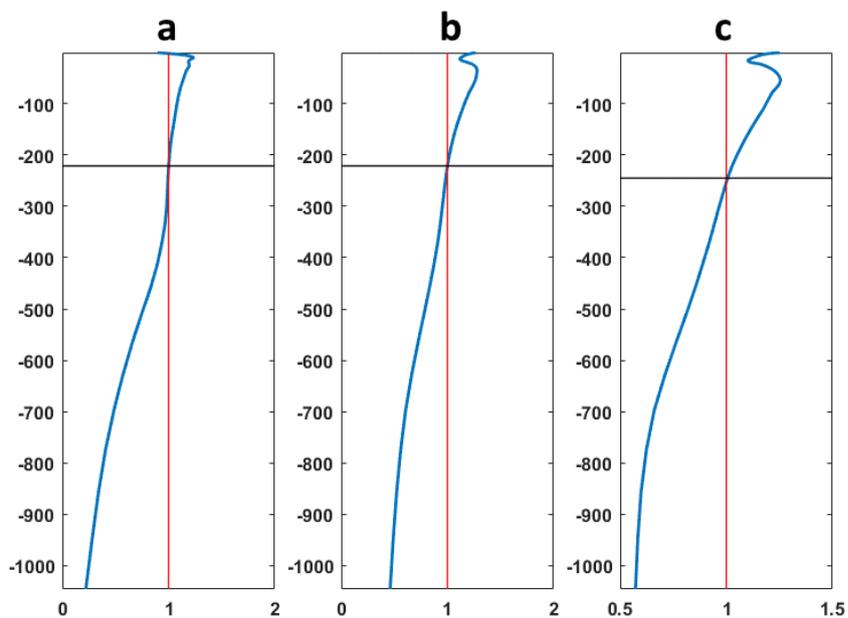


Рисунок 18. Параметр нелинейности для антициклонического синоптического вихря AB2: *a* – стадия генерации, *b* – зрелости и *c* – диссипации.

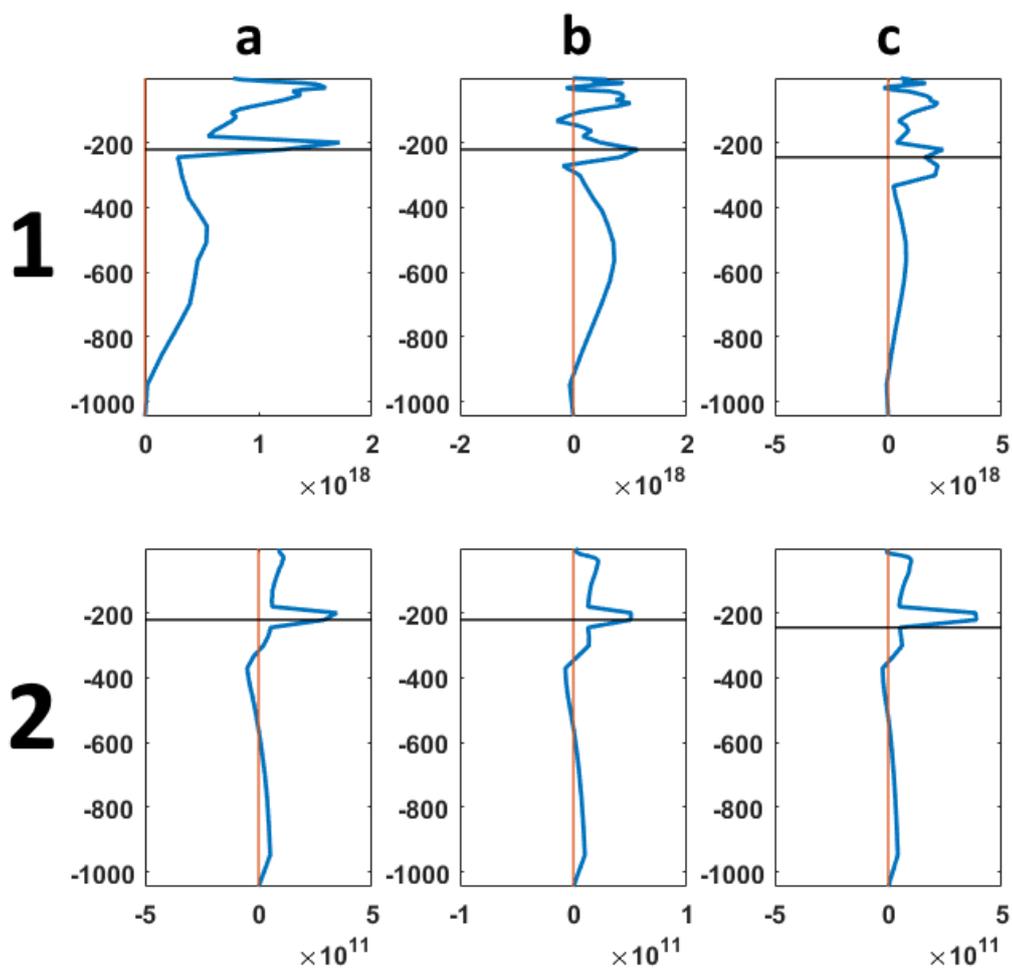


Рисунок 19. Параметры явной тепловой АНА (1) и солёностной АСА аномалии (2) для синоптического вихря AB2: *a* – стадия генерации, *b* – зрелости и *c* – диссипации.

Итак, при изучении распределения аномалий термохалинных характеристик и концентрации хлорофилла-а в АВ1 и ЦВ1 было установлено, что распределения данных параметров имеют вид диполя. В зависимости от типа завихренности распределения изученных характеристик отмечаются вдоль северо-западных и юго-восточных границ. Для циклонической завихренности характерно преобладание отрицательной аномалии ТПО, причем у северо-западной границы значения аномалии минимальны, а в юго-восточной – наоборот – максимальны. Обратная картина наблюдается при рассмотрении вихря антициклонической завихренности. При рассмотрении общего распределения аномалии ТПО установлено, что преобладают положительные значения. Рассматривая поле аномалий солености, нами были получены следующие результаты: у северо-западной границы в антициклоническом вихре АВ1 наблюдаются максимальные значения аномалии, у юго-восточной – минимальные. В циклоническом вихре – наоборот: концентрация хлорофилла-а в циклоне ЦВ1 максимальна у западной границы вихря, в антициклоне АВ1 – у восточной, причем значения концентрации больше в ЦВ1. На дипольное распределение характеристик влияет горизонтальная адвекция вод, этим обуславливается механизм вихревого перемешивания.

При рассмотрении антициклонического ринга течения Курошио АВ2 был изучен механизм вихревого переноса термохалинных характеристик. Было установлено, что в водной толще, заключенной в область действия вихря, на глубинах 50-100 м располагается центр ядра положительных аномалий термохалинных характеристик. На всех стадиях значения аномалии температуры составляли около 3°C, солености – около 0,8‰. На поверхности также была выявлена дипольная структура, однако во время стадии диссипации она нарушалась. В течение зрелой стадии на периферии вихря АВ2 была обнаружена повышенная концентрация хлорофилла-а, свидетельствующая о переносе вдоль периферии в открытую часть океана прибрежных вод ЮКР, богатых содержанием хлорофилла-а, и их переносе в открытую часть океана. С помощью оценки параметра нелинейности на различных горизонтах была найдена глубина переноса. Для стадий генерации и зрелости глубина переноса составляет 220 м, а для стадии диссипации – 240 м. Явные аномалии тепла для стадий генерации, зрелости и диссипации вихря АВ2 составили: $7,3 \times 10^{19}$ Дж, $8,7 \times 10^{19}$ Дж и $1,1 \times 10^{20}$ Дж, соответственно. Явные соленостные аномалии равняются следующим значениям: $2,5 \times 10^{13}$ кг, $4,5 \times 10^{13}$ кг, $6,0 \times 10^{13}$ кг в течение трех стадий, соответственно. Таким

образом, значения явных тепловой и соленостной аномалий максимальны в стадию диссипации вихря, максимальные наблюдаются на глубине переноса.

Перенос тепла в течение трех стадий имел следующие значения: $4,0 \times 10^{13}$ Вт, $2,1 \times 10^{13}$ Вт и $1,9 \times 10^{13}$ Вт, соответственно. Перенос соли для стадий генерации, зрелости и диссипации был равен $1,4 \times 10^7$ кг/с, $1,1 \times 10^7$ кг/с и $1,0 \times 10^7$ кг/с, соответственно. По полученным результатам можно заключить, что при переходе из одной стадии в другую величины переноса тепла и соли уменьшались.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Используя данные реанализа по температуре и солености морской воды, альтиметрическим спутниковым данным, а также модельным данным по концентрации хлорофилла-а были выделены основные механизмы влияния синоптических вихрей на данные характеристики, исследована роль в их переносе.

Для выполнения работы была выбрана акватория северо-западной части Тихого океана как одного из самых интересных в динамическом отношении районов Мирового океана, для которого характерна значительная изменчивость параметров океанологических полей во всем диапазоне пространственно-временных масштабов. В ходе выполнения работы были получены следующие результаты:

1) В северной части Тихого океана наблюдается сезонная изменчивость количества и величины радиуса синоптических вихрей. В общем распределении вихрей отмечается следующее: в апреле достигается максимум по количеству вихрей, в ноябре-декабре – минимум. После наступления максимума в апреле в акватории северной части Тихого океана идет преобладание вихрей циклонической завихренности. В апреле значения среднего радиуса минимальны, в июне-августе наблюдаются максимальные значения. В целом, антициклонические вихри имеют бóльшие значения радиуса, амплитуды, чем циклонические;

2) В жизни синоптического вихря выделяются три стадии: зарождение, зрелость, диссипация. Максимальные и минимальные значения амплитуды и радиуса вихря совпадают и соответствуют стадиям жизни вихря;

3) Изучены два механизма влияния синоптических вихрей на перенос термохалинных характеристик и хлорофилла-а: вихревой перенос и вихревое перемешивание. Также отмечен механизм, влияющий на биологическую продуктивность – адвекция на периферии антициклонического вихря вод с высоким содержанием хлорофилла-а из близлежащих прибрежных областей;

4) В исследуемой акватории выбраны два синоптических вихря для описания механизма вихревого перемешивания. Выяснено, что в вихрях наблюдается дипольная структура: так в западной части циклон захватывает холодную воду с севера и переносит её в юго-западную часть вихря, а в южной части вихрь захватывает теплую воду и

переносит её в северо-восточную часть, обратная ситуация – для антициклонического вихря. Основной механизм такого явления – горизонтальная адвекция;

5) Следующий механизм - вихревой перенос, характерный для рингов струйных течений, таких как Куроисио. Более теплые и соленые воды проникают в области относительно холодных и распресненных вод, формируя зоны с максимальными градиентами океанологических характеристик. Установлено, что в водной толще, заключенной в область действия вихря, на глубинах 50-100 м располагается центр ядра положительных аномалий термохалинных характеристик. На всех стадиях аномалии температуры составляли значения около 3°C, солености – около 0,8‰. На поверхности также выявлена дипольная структура, однако во время стадии диссипации она нарушалась. Выяснено, что на перифериях антициклонических вихрей также образуются зоны с высокой биопродуктивностью.

6) Для антициклонического вихря АВ2 найдена глубина переноса, рассчитанная по параметру нелинейности. Так для стадий генерации и зрелости глубина переноса составляет 220 м, а для стадии диссипации – 240 м;

7) Явные аномалии тепла для стадий генерации, зрелости и диссипации вихря АВ2 составили: $7,3 \times 10^{19}$ Дж, $8,7 \times 10^{19}$ Дж и $1,1 \times 10^{20}$ Дж, соответственно. Явные соленостные аномалии равняются следующим значениям: $2,5 \times 10^{13}$ кг, $4,5 \times 10^{13}$ кг, $6,0 \times 10^{13}$ кг в течение трех стадий, соответственно. Таким образом, значения явных тепловой и соленостной аномалий максимальны в стадию диссипации вихря, максимальные наблюдаются на глубине переноса.

8) Перенос тепла в течение трех стадий имел следующие значения: $4,0 \times 10^{13}$ Вт, $2,1 \times 10^{13}$ Вт и $1,9 \times 10^{13}$ Вт, соответственно. Перенос соли для стадий генерации, зрелости и диссипации был равен $1,4 \times 10^7$ кг/с, $1,1 \times 10^7$ кг/с и $1,0 \times 10^7$ кг/с. По полученным результатам можно заключить, что при переходе из одной стадии в другую величины переноса тепла и соли уменьшались.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- 1) Белоненко Т. В., Захарчук Е. А., Фукс В. Р. Градиентно-вихревые волны в океане. – Издательство Санкт-Петербургского университета, 2004.
- 2) Белоненко Т. В., Фукс В. Р., Захарчук Е. А. Волны или вихри? «Вестник СПбГУ». Сер. 7, 1998, вып. 3 (№ 21), с. 37-44 //ВЕСТНИК САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. СЕРИЯ 7: ГЕОЛОГИЯ, ГЕОГРАФИЯ. – 1998. – Т. 3. – №. 21. – С. 37-44.
- 3) Белоненко Т. В., Шоленинова П. В. Об идентификации синоптических вихрей по спутниковым данным на примере акватории северо-западной части Тихого океана //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – №. 5. – С. 79.
- 4) Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М.: Наука, 1972. 195 с.
- 5) Власова Г. А., Полякова А. М., Деменов М. Н. Сезонная изменчивость циркуляции вод северо-западной части Тихого океана //Вестник Дальневосточного отделения Российской академии наук. – 2010. – №. 1.
- 6) Гидрология Тихого океана. Под ред. А.Д. Добровольского, АН СССР. Институт океанологии им. П.П. Ширшова. - 1968. - 524 с. [Т. 2]
- 7) Каменкович В.М., Кошляков К. М., Н. Монин А.С. Синоптические вихри в океане. – 1987. 264 с.
- 8) Козуб П.К. Вихревой апвеллинг как механизм создания благоприятных условий скопления сайры в Южно-Курильском районе северо-западной части Тихого океана. – 2018.
- 9) Костяной А.Г., Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Дистанционное зондирование океанов и морей. Земля и Вселенная, 2011, N 5, С. 33-44.
- 10) Кубряков А. А., Белоненко Т. В., Станичный С. В. Влияние синоптических вихрей на температуру морской поверхности в северной части Тихого океана // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2016. – Т. 13. – №. 2. – С. 124-133

11) Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.

12) Малышева А.А., Колдунов А.В., Белоненко Т.В., Сандалюк Н.В. Вихри Агульясова переноса по данным спутниковой альтиметрии // Ученые записки РГГМУ. 2018. Вып. 52. С 154-170.

13) Мордасова Н. В. Косвенная оценка продуктивности вод по содержанию хлорофилла //Труды ВНИРО. – 2014. – Т. 152. – С. 41-56.

14) Самко Е. В., Булатов Н. В. Исследование связи между положением рингов Куроиси с теплым ядром и распределением районов промысла сайры по спутниковым данным //Исследование Земли из космоса. – 2014. – №. 2. – С. 18-18.

15) Сандалюк Н. В., Гото К., Белоненко Т. В. СИНОПТИЧЕСКИЕ ВИХРИ В АВСТРАЛО-АНТАРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ //Ученые записки Российского государственного гидрометеорологического университета. – 2018. – №. 50. – С. 109-117.

16) Солдатенко С. А. Синоптические вихри в атмосфере и океане //Соросовский образовательный журнал. – 1999. – №. 2. – С. 78.

17) Филатов В.Н. Миграции и формирование скоплений массовых пелагических гидробионтов (на примере тихоокеанской сайры). Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2015. 168 с.

18) Aumont O. et al. An ecosystem model of the global ocean including Fe, Si, P colimitations //Global Biogeochemical Cycles. – 2003. – Т. 17. – №. 2.).

19) Bashmachnikov I., Boutov D., Dias J. Manifestation of two meddies in altimetry and sea-surface temperature // Ocean Science. 2013. Vol. 9. No. 2. P. 249–259.

20) Chaigneau A. et al. Vertical structure of mesoscale eddies in the eastern South Pacific Ocean: A composite analysis from altimetry and Argo profiling floats //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2011. – Т. 116. – №. C11.

21) Chang Y. L. et al. The formation processes of phytoplankton growth and decline in mesoscale eddies in the western North Pacific Ocean //Journal of Geophysical Research: Oceans. – 2017. – Т. 122. – №. 5. – С. 4444-4455.

- 22) Chelton D.B., Gaube P., Schlax M.G., Early J.J., Samelson R.M. The influence of nonlinear mesoscale eddies on near-surface oceanic chlorophyll, *Science*, 2011a, Vol. 334, No. 6054, pp. 328–332.
- 23) Chelton D. B. Global observations of nonlinear mesoscale eddies / D. B. Chelton, M. G. Schlax, R. M. Samelson // *Prog. Oceanogr.* – 2011b. – Vol. 91. – P. 167–216.
- 24) Cheng Y. H. et al. Statistical characteristics of mesoscale eddies in the North Pacific derived from satellite altimetry // *Remote Sensing*. – 2014. – T. 6. – №. 6. – C. 5164-5183.
- 25) Dai J. et al. Observed spatiotemporal variation of three-dimensional structure and heat/salt transport of anticyclonic mesoscale eddy in Northwest Pacific // *Journal of Oceanology and Limnology*. – 2020. – C. 1-22.
- 26) Echevin V. et al. The seasonal cycle of surface chlorophyll in the Peruvian upwelling system: A modelling study // *Progress in Oceanography*. – 2008. – T. 79. – №. 2-4. – C. 167-176.
- 27) Ferry N. et al. GLORYS2V1 global ocean reanalysis of the altimetric era (1992–2009) at meso scale // *Mercator Ocean–Quarterly Newsletter*. – 2012. – T. 44.
- 28) Garnier F. et al. Stochastic parameterizations of biogeochemical uncertainties in a 1/4 NEMO/PISCES model for probabilistic comparisons with ocean color data // *Journal of Marine Systems*. – 2016. – T. 155. – C. 59-72.
- 29) Gaube P. et al. Regional variations in the influence of mesoscale eddies on near-surface chlorophyll // *Journal of Geophysical Research: Oceans*. – 2014. – T. 119. – №. 12. – C. 8195-8220.
- 30) Gehlen M. et al. Reconciling surface ocean productivity, export fluxes and sediment composition in a global biogeochemical ocean model. – 2006.
- 31) Isern-Fontanet J., García-Ladona E., Font J. Identification of marine eddies from altimetric maps // *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*. – 2003. – T. 20. – №. 5. – C. 772-778.
- 32) Longhurst, A., 1995. Seasonal cycles of pelagic production and consumption. *Prog. Oceanogr.* 36. [http://dx.doi.org/10.1016/0079-6611\(95\)00015-1](http://dx.doi.org/10.1016/0079-6611(95)00015-1).

33) McGillicuddy D.J., Robinson A.R., Siegel D.A., Jannasch H.W., Johnson R., Dickey T.D., Knap A.H. Influence of mesoscale eddies on new production in the Sargasso Sea, *Nature*, 1998, Vol. 394, No. 6690, pp. 263–266.

34) McGillicuddy Jr D. J. Mechanisms of physical-biological-biogeochemical interaction at the oceanic mesoscale // *Annual Review of Marine Science*. – 2016. – T. 8. – C. 125-159.

35) Siegel, D. A., Peterson, P., McGillicuddy, D. J., Maritorena, S., & Nelson, N. B. Bio-optical footprints created by mesoscale eddies in the Sargasso Sea, *Geophysical Research Letters*, 2011, Vol. 38, No. 13.

36) <http://catastrofe.ru/gidrosfera/203-techenie-mirovogo-okeana.html>

37) <http://fb.ru/article/243691/severnoe-passatnoe-techenie-kratkaya-harakteristika>