



Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования

**«РОССИЙСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ»**

**Кафедра прикладной океанографии и комплексного управления
прибрежными зонами**

ВЫПУСКНАЯ КВАЛИФИКАЦИОННАЯ РАБОТА

(бакалаврская работа)

На тему Межгодовая изменчивость компонентов карбонатной системы вод
Восточно-Китайского моря

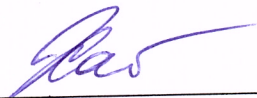
Исполнитель Москалева Варвара Дмитриевна
(фамилия, имя, отчество)

Руководитель кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«К защите допускаю»

Заведующий кафедрой


(подпись)

кандидат географических наук
(ученая степень, ученое звание)

Хаймина Ольга Владимировна
(фамилия, имя, отчество)

«19» июня 2026г.

Санкт-Петербург

2026

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	3
Глава 1. Предмет и район исследования	5
1.1 Карбонатная система океана и Круговорот углерода	5
1.2 Влияние изменений карбонатной системы на морские организмы	11
1.3 Физико-географическая характеристика Восточно-Китайского моря...	12
1.4 Гидрохимический режим Восточно-Китайского моря	14
1.5 Хозяйственная деятельность и экологические проблемы Восточно-Китайского моря	16
Глава 2. Материалы и методы	19
2.1 Библиотека PyCO2SYS	19
2.2 Глобальный проект анализа данных по океану (GLODAP).....	20
2.3 Объединенный массив данных и анализ обеспеченности данными для расчета карбонатной системы	24
Глава 3. Результаты анализа межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы вод Восточно-Китайского моря	31
3.1 Анализ вертикальной термохалинной структуры вод	31
3.2 Анализ пространственного распределения термохалинных характеристик и компонентов карбонатной системы.....	34
3.3 Анализ межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы в точке 128.237°E, 27.5°N	42
3.4 Анализ межгодовых трендов.....	50
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	54
Список использованных источников.....	55
ПРИЛОЖЕНИЕ А. Основные скрипты Python для расчетов карбонатной системы и трендов	59

ВВЕДЕНИЕ

Активное накопление антропогенного диоксида углерода (CO_2) в атмосфере является доминирующим фактором современных глобальных изменений климата. Океан, являясь основным буфером этой системы, поглощает приблизительно 26 % от общего объема выбросов CO_2 [1]. Непрерывное поглощение CO_2 привело к изменениям в химическом составе морской воды, включая увеличение парциального давления CO_2 и снижение pH, что часто называют океанским подкислением [2].

В глобальном масштабе тренд подкисления океана хорошо документирован. Однако его региональные проявления характеризуются исключительной пространственно-временной неоднородностью, обусловленной комплексным взаимодействием физических, химических и биологических процессов. Особый интерес представляют окраинные моря, которые находятся под значительным влиянием речного стока, что существенно влияет на динамику карбонатной системы и обмен CO_2 между океаном и атмосферой в этих регионах.

Восточно-Китайское море является одним из основных окраинных морей и известно своим обширным континентальным шельфом ($0,5 \times 10^6 \text{ км}^2$), на который сильно влияет сток реки Янцзы (Чанцзян). Результаты исследований углеродной динамики Восточно-Китайского моря указывают на то, что в годовом масштабе оно выступает чистым поглотителем атмосферного CO_2 . Однако его роль меняется в зависимости от сезона: на основе ограниченных полевых наблюдений, Восточно-Китайское море обычно рассматривают как слабый источник CO_2 осенью и поглотитель CO_2 в другие сезоны [2].

Цель выпускной квалификационной работы заключается в оценке межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы вод Восточно-Китайского моря.

Для достижения поставленной цели необходимо решить следующие задачи:

- 1) подготовить теоретический обзор, включающий краткое описание карбонатной системы и круговорота углерода, составить физико-географическую и гидрологическую характеристику Восточно-Китайского моря;
- 2) провести анализ обеспеченности данными о карбонатной системе вод Восточно-Китайского моря;
- 3) проанализировать вертикальное распределение температуры воды, солености на репрезентативных станциях в разные сезоны для выявления типовых профилей;
- 4) оценить пространственную неоднородность вертикального распределения термохалинных и гидрохимических характеристик на шельфовых и глубоководных разрезах в зимний и весенний периоды;
- 5) изучить межгодовую изменчивость компонентов карбонатной системы в репрезентативной глубоководной точке Восточно-Китайского моря по данным многолетних наблюдений;
- 6) выявить статистически значимые тренды гидрохимических параметров на стандартных глубинах и сформулировать выводы о современных тенденциях изменения карбонатной системы Восточно-Китайского моря.

Глава 1. Предмет и район исследования

1.1 Карбонатная система океана и Круговорот углерода

Неорганические соединения углерода находятся в океане в виде угольной кислоты и ее производных. К ним относятся двуокись углерода CO_2 , угольная кислота H_2CO_3 , гидрокарбонатные HCO_3^- и карбонатные CO_3^{2-} ионы. Эти соединения между собой взаимосвязаны и все вместе образуют карбонатную систему. Карбонатная система представляет собой один из самых сложных комплексов природных равновесий и определяет характер целого ряда процессов и явлений [3].

Растворение и гидролиз карбонатов обуславливают появление в растворе всех производных угольной кислоты, связанных последовательной системой равновесий, представленных на рисунке 1.1:

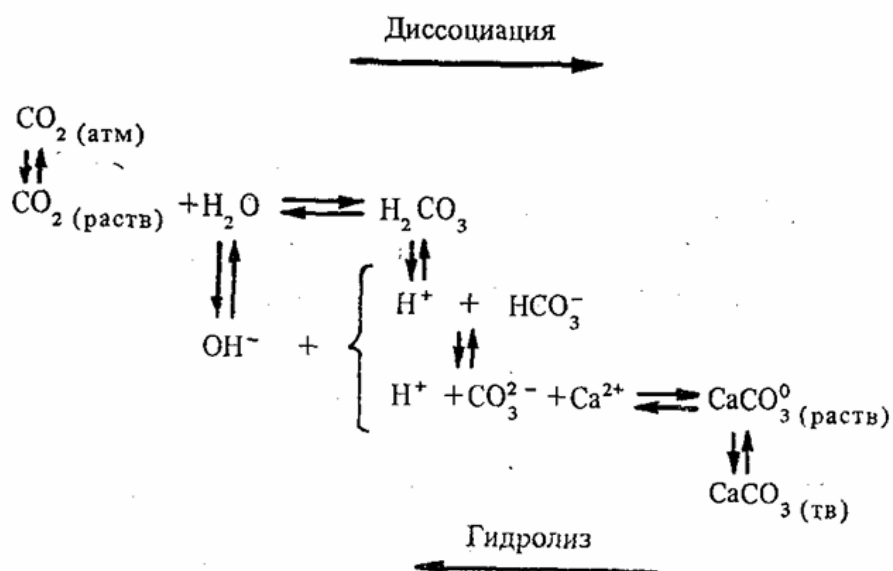


Рисунок 1.1 Карбонатная система океана [3]

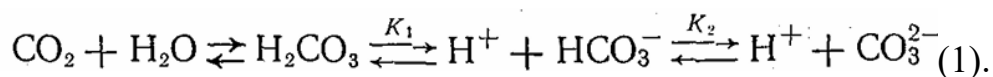
В обратном направлении всю систему можно представить степенями растворения CO_2 , образования H_2CO_3 и диссоциации (ионизации) угольной

кислоты, а количественно характеризовать константами диссоциации последней. Природная карбонатная система водных масс океана стабилизируется, с одной стороны, содержанием CO_2 в атмосфере, с другой — малой растворимостью CaCO_3 — наименее растворимой соли во взвешях или в донных осадках. Следовательно, при добавлении в раствор или удалении из него CO_2 и CaCO_3 будут меняться сумма производных угольной кислоты и соотношения между ними.

Все формы производных угольной кислоты одновременно существуют в растворе, причем соотношения между ними меняются в зависимости от условий (параметров состояния). В подобной системе невозможно аналитически определить концентрации отдельных компонентов, поскольку химический анализ нарушает равновесия. Найти эти концентрации можно лишь путем совместного решения уравнений, вытекающих из теории карбонатной системы.

Теория карбонатной системы в ее исходном виде обязана главным образом ранним работам К. Буха, Х. Харвея, Г. Ваттенберга и Ст. Гриппенберга (1932), применившим принципы химического равновесия и закона действия масс для описания процессов, протекающих в природных растворах.

Исходя из двухступенчатой схемы диссоциации угольной кислоты



К. Бух основывал свои теоретические посылки на следующих определениях термодинамических констант диссоциации H_2CO_3 [3]:

$$K_1 = \frac{a_{\text{H}^+} a_{\text{HCO}_3^-}}{a_{\text{CO}_2} a_{\text{H}_2\text{O}}}; \quad (2),$$

$$K_2 = \frac{a_{\text{H}^+} a_{\text{CO}_3^{2-}}}{a_{\text{HCO}_3^-}}, \quad (3).$$

где a — активность молекулярных или ионных производных. Учитывая малую долю недиссоциированной H_2CO_3 (не более 1 % суммы $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{CO}_3$) и невозможность разделения этих двух составляющих, в уравнении для K_1 под CO_2 понимается молекулярная двуокись углерода, т. е. K_1 выражается из схемы



Основным фактором, от которого зависит состояние карбонатных равновесий, является двуокись углерода. С удалением CO_2 из воды, например при фотосинтезе, растет рН, увеличивается концентрация карбонатных и уменьшается концентрация гидрокарбонатных ионов. Добавление CO_2 в морскую воду ведет к падению рН, уменьшению концентрации карбонатных и увеличению концентрации гидрокарбонатных ионов. Нагревание морской воды способствует сдвигу карбонатных равновесий в сторону увеличения доли карбонатных ионов и уменьшения доли гидрокарбонатных ионов и молекулярной CO_2 [3].

Понимание химии карбонатов и изменчивости потоков CO_2 между атмосферой и океаном в прибрежных водах остается сложной задачей. Это связано с тем, что прибрежные воды чрезвычайно неоднородны и до сих пор недостаточно изучены [4]. Изменчивость карбонатной системы в окраинных морях определяется сложным взаимодействием множества физических, химических и биологических факторов, что приводит к формированию регионов как со свойствами стока, так и источники атмосферного CO_2 . Во-первых, локальные физические процессы создают значительные градиенты: температура напрямую влияет на растворимость CO_2 , а циркуляция вод, включая апвеллинги, приносит на поверхность глубинные воды, богатые растворенным

неорганическим углеродом (DIC) и биогенные элементы. Во-вторых, мощное воздействие оказывает материковый сток, вносящий пресную воду, биогены и органическое вещество, разложение которого служит источником CO_2 . В-третьих, биологические процессы вносят сильную сезонную изменчивость: фотосинтез фитопланктона потребляет DIC, снижая парциальное давление CO_2 ($p\text{CO}_2$), в то время как реминерализация органического вещества оказывает обратный эффект. В-четвертых, крупномасштабная климатическая изменчивость (Эль-Ниньо – Южное колебание, Тихоокеанская декадная осцилляция) модулирует эти факторы на межгодовых масштабах [5].

Для систематизации этого многообразия существует концепция, выделяющая два основных типа прибрежных океанических зон и окраинных морей зависимости от доминирующего источника воздействия: прибрежные океанические зоны, находящаяся под влиянием речного стока (RiOMar - River); и прибрежные океанические зоны, находящиеся под влиянием обмена с открытым океаном (OceMar). В упрощенной схеме RiOMar характеризуется одновременным поступлением с суши в поверхностный слой как автотрофной (биогенные элементы), так и гетеротрофной (органическое вещество) нагрузки, в то время как для OceMar характерен одновременный привнос веществ извне, как правило, из глубинных слоев, биогенных элементов и растворенного неорганического углерода (DIC) [5].

Многие системы RiOMar, прилегающие к крупнейшим рекам мира, были подробно изучены, и все они демонстрируют снижение парциального давления CO_2 ($p\text{CO}_2$) в поверхностном слое моря или являются значительными стоками CO_2 в периоды высокой водности рек, несмотря на поступление органического вещества. Это указывает на высокую первичную продуктивность и значительное чистое потребление DIC. Примерами таких RiOMar являются эстуарии рек Амазонка, Чжуцзян (Жемчужная) и Миссисипи. Все эти RiOMar характеризуются выраженной сезонностью, связанной с речным стоком, а потоки CO_2 в таких системах определяются метаболизмом сообщества, который, в свою

очередь, регулируется конкуренцией между гетеротрофной и автотрофной нагрузкой [5].

ОсеМаг характеризуются обменом с открытым океаном посредством как минимум двумерного процесса: горизонтального вторжения водных масс открытого океана, когда бароклинный градиент давления благоприятствует их переносу в пределы континентальной окраины, и последующего вертикального перемешивания и апвеллинга. Примерами данного типа служат Южно-Китайское и Карибское моря. В зависимости от характеристик исходных водных масс, в особенности от различного соотношения DIC и биогенных элементов, поступающих на континентальную окраину, относительное потребление или удаление DIC и биогенов при их транспорте в верхние эвфотические зоны, где доминируют биогеохимические процессы, определяет потоки CO₂. В этих условиях избыток DIC относительно биогенных элементов, существующий в верхнем слое, в конечном итоге приводит к дегазации CO₂, делая эти окраины источниками углерода [5].

Таким образом, режим конкретного окраинного моря формируется под влиянием сложного баланса универсальных физико-биогеохимических процессов и доминирующего типа внешнего воздействия (материкового или океанического). Восточно-Китайское море представляет собой сложную окраинную морскую систему, в которой одновременно проявляется влияние как материкового стока, так и открытого океана. С одной стороны, значительную роль в формировании гидрологических и биогеохимических условий играет поступление пресных вод из крупных рек, прежде всего Янцзы. С другой стороны, восточная часть моря находится под сильным воздействием течения Куроисио, обеспечивающего перенос теплых, соленых и богатых растворенным неорганическим углеродом океанических вод. В результате в различных районах моря в разной степени проявляются как процессы, связанные с речным стоком и высокой биологической продуктивностью шельфа, так и процессы океанического происхождения, обусловленные водообменом с открытым океаном и вертикальным переносом глубинных вод.

Океан и атмосфера обмениваются двуокисью углерода. Океан играет роль регулятора содержания CO_2 в атмосфере.

В океане происходит непрерывный обмен углеродом в форме CO_2 между раствором и живым органическим веществом. В зависимости от концентрации растворенной CO_2 меняются соотношения между компонентами карбонатной системы. Главная часть углерода океана заключена в растворенных карбонатах и гидрокарбонатах, представляющих собой основу мощной буферной системы океана [3].

Одновременно протекает обмен углеродом в форме органических и неорганических соединений между водной массой океана и его донными осадками. Здесь преобладает осаждение карбоната кальция. При фотосинтезе также идет процесс поглощения двуокиси углерода и выделения из раствора карбоната кальция.

С явным преобладанием поступления на дно океана происходит и обмен между различными видами органического вещества, которое частично захоранивается на дне океана [3].

Различают три круговорота углерода, действующих одновременно и взаимосвязанно:

- биологический круговорот, по интенсивности превосходит все остальные, и в океане наиболее тесно связан с производными угольной кислоты;
- большой геологический круговорот, протекающий медленно.
- биолого-технический круговорот сходен с биологическим, но протекающий благодаря хозяйственной деятельности человека, использующего углеродсодержащие полезные ископаемые (нефть, природный газ, каменный уголь).

Вклад в общий круговорот углерода биолого-технического круговорота с каждым годом увеличивается, в связи с увеличением использования топлива, что отражается и на природных составляющих круговорота, в частности влияет на состояние карбонатной системы.

1.2 Влияние изменений карбонатной системы на морские организмы

Карбонатная система играет важную роль в поддержании кислотно-щелочного баланса морской среды и определяет условия существования многих морских организмов.

Наиболее чувствительными к изменениям карбонатной системы являются организмы-кальцификаторы, использующие карбонат кальция для построения скелета или раковины. К ним относятся кораллы, двустворчатые моллюски, морские ежи, а также некоторые виды планктона. Уменьшение концентрации карбонат-ионов затрудняет процессы кальцификации и требует от организмов дополнительных энергетических затрат на формирование известковых структур [7].

Особенно серьезные последствия изменения карбонатной системы наблюдаются в коралловых экосистемах. Снижение насыщения морской воды карбонатом кальция приводит к замедлению роста кораллов и ослаблению их скелетов.

Изменения карбонатной системы оказывают влияние и на планктонные организмы. Многие представители фитопланктона и зоопланктона имеют известковые оболочки, формирование которых напрямую зависит от содержания карбонат-ионов в воде. Снижение численности таких организмов может привести к нарушениям пищевых цепей, поскольку планктон является основой питания многих морских животных, включая рыб и морских млекопитающих.

Хотя рыбы не образуют карбонатных раковин, закисление морской среды оказывает влияние и на них. Исследования показывают, что изменение химического состава воды может воздействовать на физиологические процессы, поведение и способность рыб ориентироваться в пространстве. Кроме того, косвенное воздействие связано с сокращением кормовой базы и ухудшением состояния мест обитания [7].

1.3 Физико-географическая характеристика Восточно-Китайского моря

Восточно-Китайское море представляет собой полузамкнутое море западной части Тихого океана. Располагается между восточным побережьем Китая на западе, островами Рюкю и островом Кюсю (Япония) на востоке и островом Тайвань на юге. На севере море соединяется с Желтым и Японским морями через Корейский пролив, а на юге – с Южно-Китайским морем по северной окраине Тайваньского пролива.

Площадь Восточно-Китайского моря составляет 836 тыс. км², объем – 258 тыс. км³. Максимальная глубина достигает 2719 м. Крупнейший пролив – Тайваньский; его средняя ширина – 212 км, длина – 398 км, а средняя глубина – 114 м. В море впадают крупные реки Китая, среди которых наибольшее значение имеют Янцзы (Янцзы) и Миньцзян. Береговая линия материка сильно изрезана и характеризуется большим количеством заливов и прибрежных островов [8].

По характеру рельефа дна Восточно-Китайское море разделяется на две основные части. Западная часть – материковая отмель, глубины которой увеличиваются на восток и юго-восток от 33–47 м до 150–160 м в открытом море. Восточная часть – широкая глубоководная впадина с максимальной глубиной 2719 м. Через глубокие проливы между островами Рюкю эта впадина непосредственно связана с водами Тихого океана. Восточная глубоководная область располагается за островной дугой Рюкю, где также находится вулканический пояс, включающий как действующие, так и потухшие вулканы (Рисунок 1.2).

1.4 Гидрохимический режим Восточно-Китайского моря

Восточно-Китайское море представляет собой среднеширотную шельфовую систему и вместе с Желтым морем на севере образует глобально значимую западную границу океана, характеризующуюся самым широким шельфом и наибольшим количеством наносов с суши, поступающих из Янцзы. Восточно-Китайское море ежегодно поглощает углекислый газ из атмосферы, в то время как Южно-Китайское море ежегодно выделяет углекислый газ в атмосферу [10].

Значительное воздействие на гидрохимические характеристики моря оказывает речной сток. Основной объем пресной воды поступает с рекой Янцзы, среднегодовой сток которой составляет около 1070 км^3 . Важным дополнительным источником является река Миньцзян, ежегодно поставляющая более 60 км^3 воды. Циркуляция вод в Восточно-Китайском море определяется взаимодействием нескольких крупных течений (рисунок 1.3). Основную роль играет теплое течение Курисио, которое проникает в море через район Тайваня и движется вдоль материкового склона в северо-восточном направлении. У острова Кюсю течение поворачивает на восток и выходит в Тихий океан через проливы архипелага Рюкю. Часть вод Курисио поступает в Желтое море и через Корейский пролив в Японское море, формируя Цусимское течение. В западной части Восточно-Китайского моря поток вод из Желтого моря проходит вдоль берегов Китая на юг, постепенно отклоняясь к востоку. Желтоморское течение летом усиливается муссоном, при зимнем муссоне суживается и смещается на восток, не распространяется южнее 30° с. ш. [8].

Температура воды на поверхности зимой повышается от $7\text{--}8^\circ \text{С}$ на северо-западе до $16\text{--}20^\circ \text{С}$ на юго-востоке, летом повсеместно $27\text{--}29^\circ \text{С}$. Соленость в поверхностном слое воды возрастает с северо-запада на юго-восток зимой от 32 до 34 PSU, а летом от 30 до 34 PSU. Вблизи устьев рек соленость существенно понижается ($10\text{--}5 \text{ PSU}$). На глубинах ниже 1600 м температура около $2,5^\circ \text{С}$, соленость около 34,5 PSU. Приливы на западе полусуточные, высотой до 7,5 м (в

заливе Ханчжоувань до 11 м), на востоке неправильные полусуточные, высотой до 1,5 м у островов Рюкю и острова Кюсю. В Восточно-Китайском море наблюдаются две структуры водных масс – мелководная и глубоководная субтропическая [8].

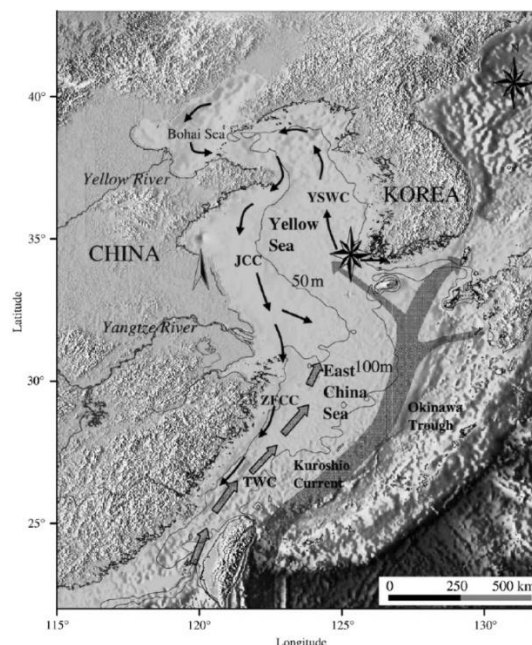


Рисунок 1.3 Региональная схема циркуляции воды в Восточно-Китайском море. JCC (прибрежное течение Цзянсу), TWC (Тайваньское теплое течение), YSWC (теплое течение в Желтом море), ZFCC (прибрежное течение Чжэцзян-Фуцзянь), Кuroсио [11]

Основным источником растворенного неорганического азота является речной сток Янцзы. Разбавленная вода реки Янцзы (РЧВ), образующаяся в результате смешения речного стока с прибрежными солеными водами, содержит большое количество нитратов и простирается более чем на 200 км в Восточно-Китайское море. Эта богатая нитратами РЧВ способствует росту фитопланктона в устьевых и прилегающих морских зонах. Однако поступление большого объема пресной речной воды приводит к формированию выраженной стратификации водной толщи. Летом это препятствует вертикальному

перемешиванию и поступлению кислорода в придонные слои, что способствует развитию гипоксии [9].

Восточно-Китайское море, на долю которого приходится $\sim 0.2\%$ ($\sim 0.6 \times 10^6$ км²) площади мирового океана, входит в число крупнейших и наиболее биологически продуктивных континентальных морей мира. Оно демонстрирует относительно высокую скорость поглощения CO₂ по сравнению с другими регионами океана, оцениваемую примерно в 2 моль С·м⁻²·год⁻¹ (~ 0.02 Гт год⁻¹), что эквивалентно 1–2% глобального поглощения ежегодно. Примечательно, что это составляет $\sim 10\%$ от поглощения всеми шельфовыми морями мира (~ 0.2 Гт·год⁻¹), при этом площадь Восточно-Китайского моря составляет менее 3% от общей площади глобального шельфа (26×10^6 км²) [12].

1.5 Хозяйственная деятельность и экологические проблемы Восточно-Китайского моря

Восточно-Китайское море является одной из наиболее продуктивных морских экосистем западной части Тихого океана и имеет важное значение для рыболовства, судоходства, аквакультуры и добычи природных ресурсов. Высокая биологическая продуктивность моря обусловлена сочетанием значительного речного стока, интенсивного водообмена с открытым океаном и поступления большого количества биогенных элементов. Однако в последние десятилетия экосистема моря испытывает значительное антропогенное воздействие, проявляющееся в усилении эвтрофикации, учащении вредоносных цветений водорослей, развитии гипоксии, сокращении рыбных ресурсов и загрязнении морской среды нефтепродуктами и тяжелыми металлами [14].

Одним из наиболее распространенных видов загрязнения Восточно-Китайского моря являются нефтяные углеводороды, поступающие в результате интенсивного судоходства, портовой деятельности и аварийных разливов нефти. Согласно данным Международной федерации владельцев танкеров по предотвращению загрязнения (ITOPF), в период с 1970 по 2023 год в акватории

Восточно-Китайского моря было зарегистрировано 109 разливов нефти с танкеров, из которых 27 сопровождалось выбросом более 700 тонн нефтепродуктов [15]. Загрязнение нефтью оказывает негативное влияние на донные сообщества, планктон и рыбные ресурсы, а также ухудшает качество прибрежных вод.

Серьезной экологической проблемой региона являются вредоносные цветения водорослей (Harmful Algal Blooms, HABs), известные также как «красные приливы». Эти явления связаны с массовым развитием микроскопических водорослей, среди которых наиболее часто встречаются виды *Prorocentrum donghaiense*, *Alexandrium tamarense* и *Azadinium poporum*. Возникновение цветений обычно связано с повышенным поступлением соединений азота и фосфора в прибрежные воды и наиболее характерно для районов, находящихся под влиянием речного стока Янцзы. Вредоносные цветения водорослей оказывают существенное воздействие на морские экосистемы и экономику региона. Массовое развитие фитопланктона приводит к ухудшению кислородного режима вод и может сопровождаться гибелью рыб, моллюсков и других гидробионтов. Так, в 2022 году один из крупных эпизодов цветения водорослей вызвал значительные потери в хозяйствах марикультуры, специализирующихся на выращивании рыбы и морских ушек [14].

Китай является безусловным мировым лидером в области аквакультуры: в 2023 году объем производства превысил 58,1 млн тонн, что составляет около 66 % мирового объема. Основные культивируемые объекты — карпы, тилапия, креветки и моллюски. Восточно-Китайское и Желтое моря поддерживают одну из самых продуктивных морских экосистем в мире, внося значительный вклад в глобальное производство рыбной продукции. Однако стремительное расширение аквакультуры создает серьезное напряжение для экологической емкости прибрежных экосистем: переэксплуатация ресурсов и биогенное загрязнение ухудшают качество воды и разрушают среду обитания. В Восточно-Китайском море эвтрофикация и гипоксия угрожают как естественным морским экосистемам, так и продуктивности самой аквакультуры [16].

Кроме непосредственного воздействия на биологические ресурсы и качество морской среды, антропогенная нагрузка оказывает существенное влияние на биогеохимические процессы в Восточно-Китайском море. Усиленное поступление биогенных элементов, развитие эвтрофикации, процессы разложения органического вещества и сезонная гипоксия способны изменять содержание растворенного неорганического углерода, щелочность и кислотно-щелочное состояние морской воды. В результате трансформируются параметры карбонатной системы, играющей ключевую роль в регулировании обмена углекислого газа между океаном и атмосферой, а также в поддержании условий существования морских организмов [12]. В связи с этим особый интерес представляет изучение особенностей карбонатной системы Восточно-Китайского моря и факторов, определяющих ее пространственную и сезонную изменчивость.

Глава 2. Материалы и методы

2.1 Библиотека PyCO2SYS

Для расчета компонентов карбонатной системы в работе использовалась библиотека PyCO2SYS (версия 1.8.3.4). PyCO2SYS представляет собой программную библиотеку на языке Python, предназначенную для решения уравнений морской карбонатной системы и расчета связанных с ней свойств морской воды. Библиотека является современной реализацией программы CO2SYS для MATLAB, которая была разработана Эрни Льюисом и Дугом Уоллесом [17].

PyCO2SYS рассчитывает неизвестные компоненты морской карбонатной системы на основе значений любых двух ее параметров: водородный показатель, общая щелочность, растворенный неорганический углерод и парциальное давление углекислого газа. Этот выбор обусловлен наличием этих параметров в массивах данных для большинства станций. Для каждой станции и каждого горизонта на вход программе подавались следующие параметры: общая щелочность (мкмоль/кг), растворенный неорганический углерод (мкмоль/кг), температура (°C), соленость (PSU), давление (дбар), концентрации фосфатов и силикатов при их наличии в исходных данных, при отсутствии задавались нулевыми значениями. Перечень выходных параметров представлен в таблице 1.

Для расчетов в данной работе использовался стандартный набор констант диссоциации, реализованный в библиотеке PyCO2SYS (версия 1.8.3.4). Основной массив натуральных данных (GLODAP) рекомендует для согласованности результатов применять константы диссоциации угольной кислоты по Mehrbach et al (1973) в редакции Dickson & Millero (1987). Этот набор констант является одним из наиболее часто используемых в международных программах и в глобальных базах данных (SOCAT, GLODAP). Набор Mehrbach et al (1973) охватывает температуры от 2 до 35 °C и солености от 26 до 43 PSU,

что полностью перекрывает условия Восточно-Китайского моря (диапазон температур в данных 4-30 °С, соленость 30-35 PSU). Для набора Mehrbach et al (1973) стандартная ошибка для pK1 составляет 0,006, для pK2 – 0,010, что находится в пределах точности океанографических измерений.

Таблица 1. Перечень характеристик, рассчитанные с использованием PyCO2SYS при входных значениях общей щелочности и растворенного неорганического углерода.

Условное обозначение	Единицы размерности	Характеристика
pH		Водородный показатель
pCO ₂	мкатм	парциальное давление CO ₂
fCO ₂	мкатм	фугитивность CO ₂
CO ₂	мкмоль/кг	концентрация растворенного CO ₂ (водного)
HCO ₃	мкмоль/кг	концентрация бикарбонат-иона
CO ₃	мкмоль/кг	концентрация карбонат-иона
xCO ₂	мкмоль/кг	молярная доля CO ₂ в сухом воздухе
ΩCa		Степень насыщения кальцита
ΩAr		Степень насыщения арагонита
Revelle		Коэффициент усиления

2.2 Глобальный проект анализа данных по океану (GLODAP)

Данные, использованные в исследовании, были получены с веб-сайта Национального управления океанических и атмосферных явлений (NOAA) и являются частью информационного продукта GLODAPv2.2023 (Global Ocean Data Analysis Project) [18].

Глобальный проект анализа данных по океану (GLODAP) — это деятельность по синтезу биогеохимических данных океана от поверхности до

дна, собранных посредством химического анализа проб воды. Данные проходят первичный и вторичный контроль качества для выявления выбросов и корректировки систематических погрешностей измерений. GLODAP позволяет проводить количественную оценку поглощения углерода океаном, закисление океана и верифицировать биогеохимические модели океана. GLODAPv2.2023 содержит данные по более чем 1,4 миллионах проб воды, взятых в ходе 1108 экспедиций в период с 1972 до 2021 год [18]. Характеристики исходных данных представлены в таблице 2.

Для Восточно-Китайского моря общее количество измерений составило 4,287, после отбора по качеству – 909. Период наблюдений: 2006 - 2020 гг (кроме 2007, 2009, 2018) (Таблица 3). Всего лет с измерениями: 12. Основные данные, представленные в архиве GLODAPv2.2023, были получены в ходе исследований на японских кораблях Keifu Maru и Ryofu Maru, организованных Японским метеорологическим управлением (Japan Meteorological Agency, JMA) [19].

Распределение станций наблюдений по данным архива GLODAPv2.2023 за 2006 - 2020 гг. в акватории Восточно-Китайского моря представлено на рисунке 2.1.

Таблица 2. Характеристика исходных данных архива GLODAPv2.2023.

Название	Условное обозначение в данных	Единицы измерения	Тип наблюдения
Температура	temperature	°C	измеренные, синтез данных
Соленость	salinity	PSU	измеренные, синтез данных
Кислород	oxygen	мкмоль/кг	измеренные, синтез данных
Нитрат	nitrate	мкмоль/кг	измеренные, синтез данных
Нитриты	nitrite	мкмоль/кг	измерения, синтез данных
Силикат	silicate	мкмоль/кг	измеренные, синтез данных
Фосфат	phosphate	мкмоль/кг	измеренные, синтез данных
Неорганический углерод	tco2	мкмоль/кг	измеренные, расчетные, синтез
Общая щелочность	talk	мкмоль/кг	измеренные, расчетные, синтез
Фугитивность CO ₂	fco2	мкатм	измеренные, расчетные, синтез
pH в общей шкале при in situ температуре и давлении	phtsinsitutp	ед. pH	измеренные, расчетные, синтез
pH в общей шкале, 25 ° C и нулевое давление в дбар	phts25p0	ед. pH	измерения, расчеты, синтез данных
Общий органический углерод	toc	мкмоль/л	измерения, синтез данных
Растворенный органический углерод	doc	мкмоль/л	измерения, синтез данных

Таблица 3. Временное распределение общего количества станций наблюдений и общего количества наблюдений в год (архив GLODAPv2.2023).

Год	Станций	Наблюдений
2006	11	170
2008	24	159
2010	5	52
2011	3	38
2012	9	84
2013	8	58
2014	6	6
2015	4	38
2016	12	151
2017	6	76
2019	4	38
2020	4	39
Итого	96	909

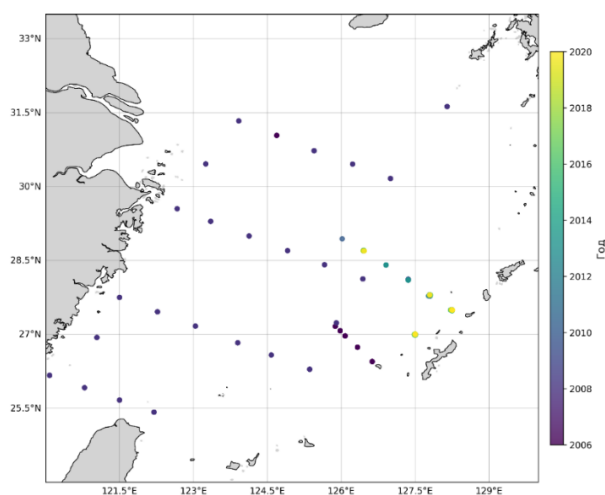


Рисунок 2.1 Распределение станций наблюдений по данным архива GLODAPv2.2023 за 2006 - 2020 гг. в акватории Восточно-Китайского моря

2.3 Объединенный массив данных и анализ обеспеченности данными для расчета карбонатной системы

Для проведения анализа был использован объединенный массив натуральных данных, сформированный на основе четырех международных баз данных океанографических наблюдений:

JODC (Japan Oceanographic Data Center) – Японский центр океанографических данных, осуществляющий сбор, хранение и распространение океанографической информации, полученной в ходе научных экспедиций и мониторинговых программ. База содержит сведения о температуре, солености, растворенном кислороде, биогенных элементах и других параметрах морской среды [20].

RODCCS (Regional Oceanographic Database of the China Seas) – региональная океанографическая база данных морей Китая, объединяющая результаты гидрологических, гидрохимических и биологических наблюдений, выполненных в акваториях Восточно-Китайского, Желтого и Южно-Китайского морей. База включает данные, полученные в ходе научно-исследовательских экспедиций и программ мониторинга морской среды [21].

SOCAT (Surface Ocean CO₂ Atlas) – международная база данных по парциальному давлению углекислого газа в поверхностном слое океана. Проект объединяет результаты измерений, выполненных исследовательскими судами, автоматическими буйами и другими платформами наблюдений. SOCAT является одним из основных мировых источников данных для изучения обмена углекислого газа между океаном и атмосферой [22].

LEODO (LEODO Oceanographic Database) – региональная база океанографических наблюдений, содержащая данные, полученные в акваториях морей северо-западной части Тихого океана, включая Восточно-Китайское море. База включает результаты гидрологических и гидрохимических измерений, выполненных в ходе научно-исследовательских экспедиций и программ мониторинга Республики Корея [23].

Общий объем собранной информации составил более 1,8 млн записей. Временной охват данных: 1997 – 2022 год. Но не все измеренные параметры предоставлены с одинаковой полнотой. Температура и соленость обеспечены данными практически для всех станций. Гидрохимические показатели (рН, щелочность) представлены значительно реже, и наибольшее количество измерений приходится на слой 0-20 м.

Введение дополнительного массива позволило увеличить пространственное покрытие. Можно заметить, что основное количество измерений сосредоточено в глубоководной части моря (Рисунок 2.2).

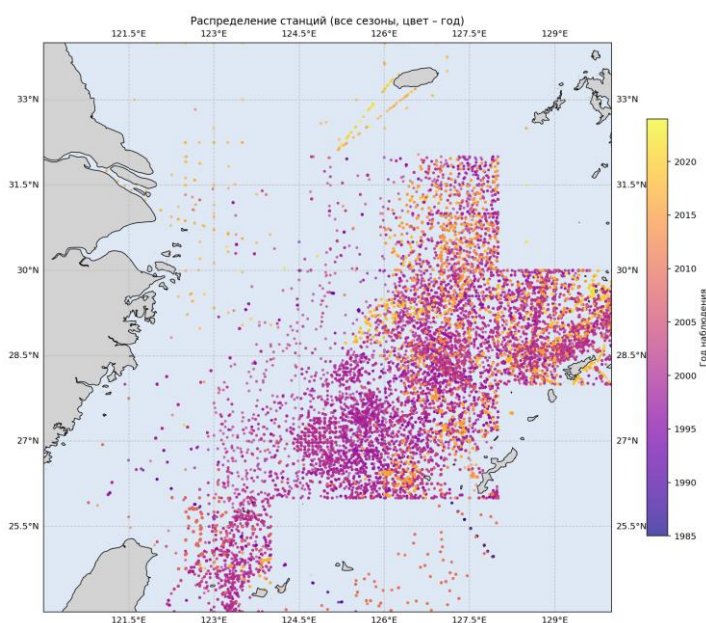


Рисунок 2.2 Распределение станций наблюдений по данным объединенного массива за 1997 – 2022 гг в акватории Восточно-Китайского моря

Благодаря объединенному массиву данных увеличился временной охват наблюдений, однако распределение измерений по годам остается неравномерным (Рисунок 2.3). Наибольшее количество наблюдений приходится на 2000-2002, 2009, 2015, 2016 гг и связаны с определением температуры и солености (рисунок 2.3б). Ряд наблюдений за водородным показателем

значительно длиннее, чем рад одновременных наблюдений за водородным показателем и общей щелочностью (рисунок 2.3в).

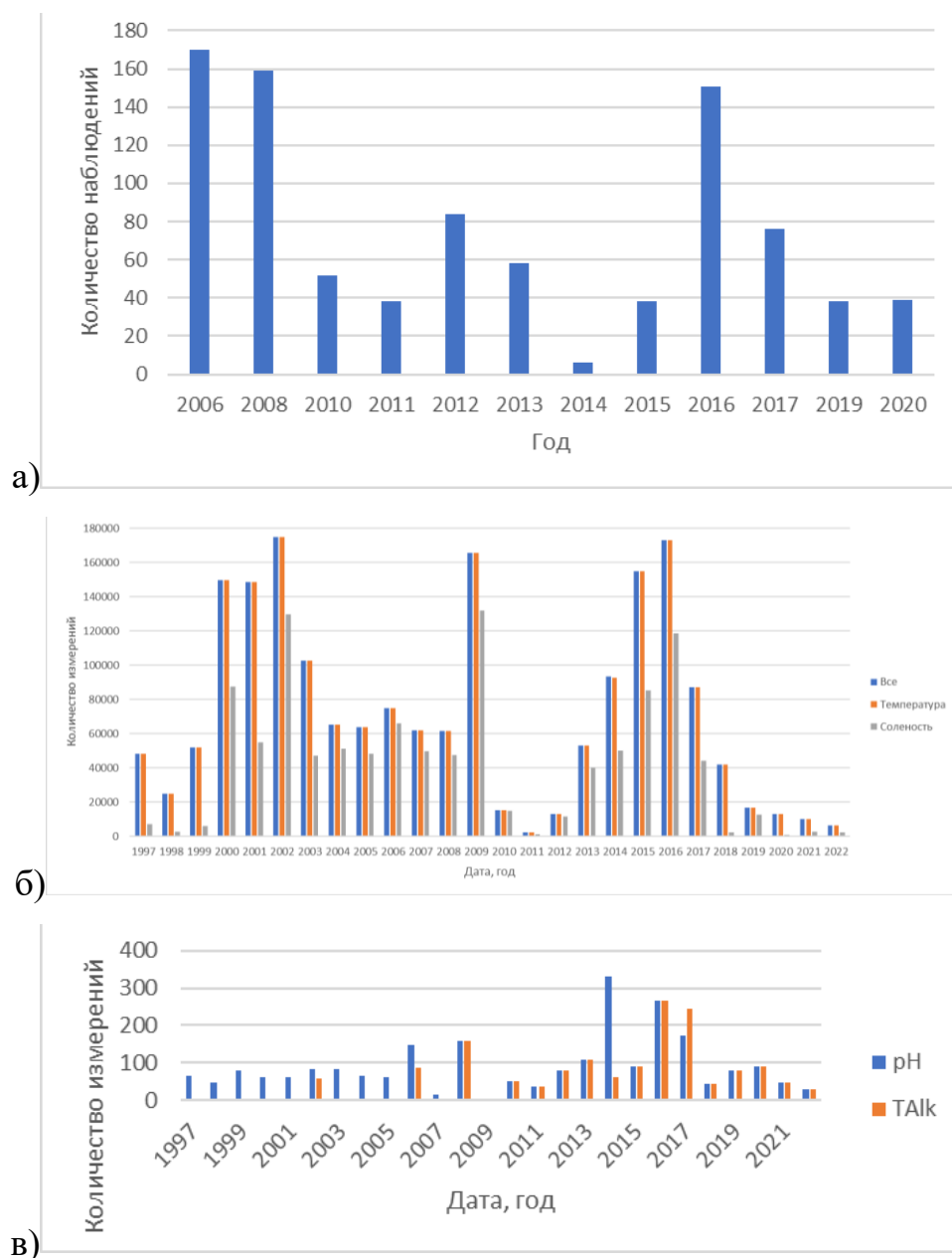


Рисунок 2.3 Распределение количества измерений по годам: а) архив GLODAP, 2006 - 2020 гг (Tw, S, pH, Talk); б) объединенный массив 1997 - 2022 гг (Tw, S); в) объединенный массив 1997 - 2022 гг (pH, TAlk)

Измерения распределены неравномерно и в течение года. В архиве GLODAP наибольшее количество наблюдений зафиксировано в январе (Рисунок

2.4а). В объединенном массиве пик измерений приходится на май и октябрь, однако наибольшее количество измерений рН и Talk зафиксировано в январе (Рисунок 2.4в). Это подтверждает необходимость отдельного зимнего анализа.

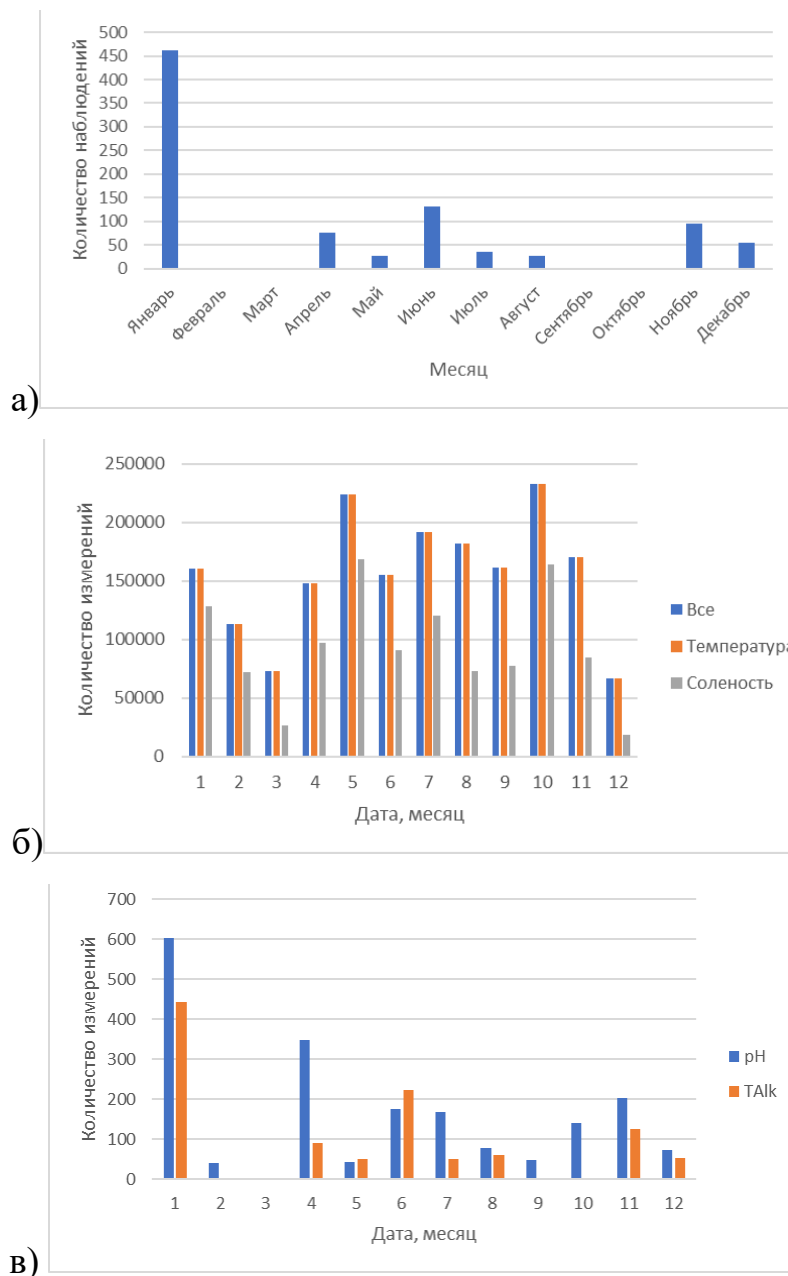


Рисунок 2.4 Распределение количества измерений по месяцам: а) архив GLODAP, 2006 по 2020 гг (T, S, pH, Talk); б) объединенный массив с 1997 по 2022 гг (T, S); в) объединенный массив с 1997 по 2022 гг (pH, Talk)

Вертикальная структура распределения данных показывает, что основная масса наблюдений приходится на слой 100-500 м (рисунок 2.5). Наибольшее количество измерений pH и Talk приходится на слой 0-20 м (рисунок 2.5в).

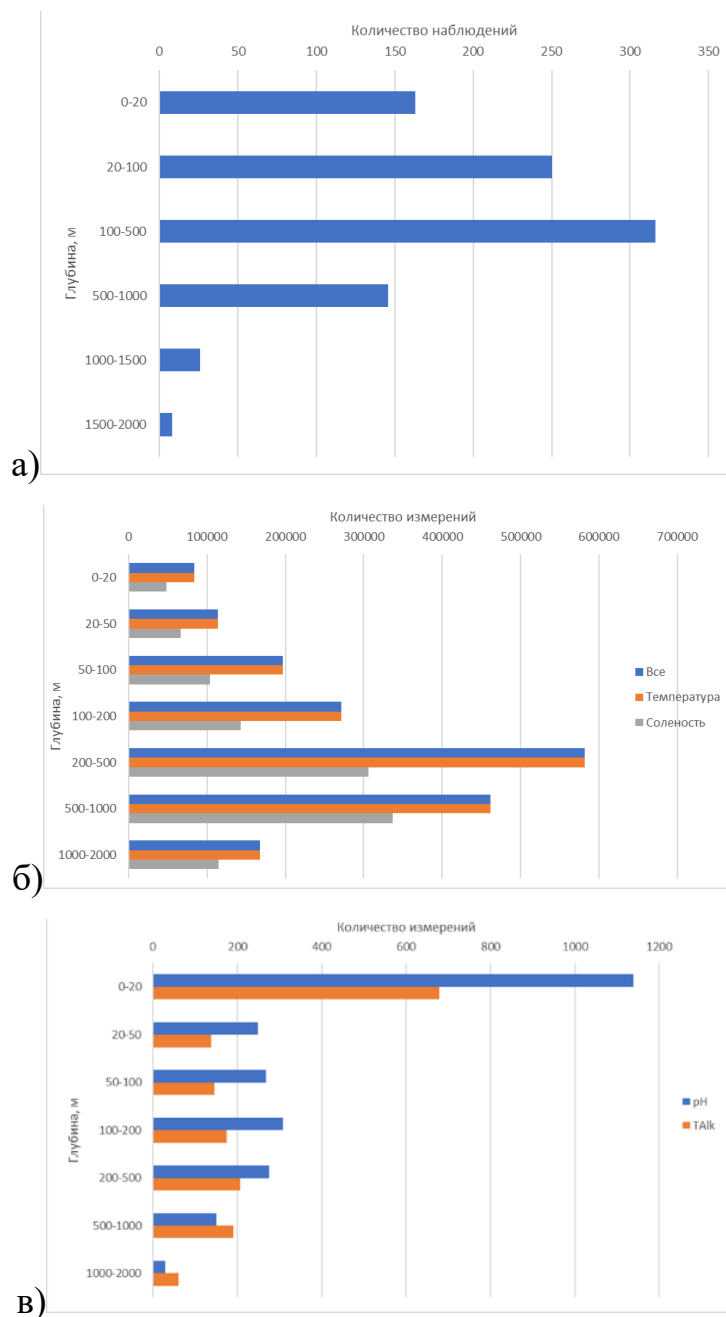


Рисунок 2.5. Распределение количества измерений по глубине: а) архив GLODAP, 2006 по 2020 гг (T, S, pH, Talk); б) объединенный массив с 1997 по 2022 гг (T, S); в) объединенный массив с 1997 по 2022 гг (pH, Talk)

Таким образом, анализ обеспеченности данными для расчета компонентов карбонатной системы объединенного массива позволил выделить только 1433 полных комплекта, содержащих температуру воды, соленость, водородный показатели и общую щелочность.

2.4 Графический и статистический анализ данных

Для обработки, визуализации и статистического анализа данных использовались программные пакеты Ocean Data View (ODV), Microsoft Excel и язык программирования Python.

С помощью программы Ocean Data View были построены вертикальные разрезы гидрологических и карбонатных характеристик. Выполнены как пространственные разрезы вдоль выбранных профилей, так и временные разрезы для точки с координатами 27,5°N и 128,237°E. Интерполяция данных и построение полей выполнялись стандартными средствами ODV.

Обработка массивов данных, расчет карбонатной системы, статистический анализ и построение карт проводились в среде Python с использованием библиотек Pandas, NumPy, SciPy и Matplotlib (пример кода приведен в Приложении А). Для обеспечения сопоставимости наблюдений, выполненных в разные годы и на различных глубинах, все вертикальные профили были интерполированы на стандартные горизонты: 0, 20, 50, 100, 200, 500 и 1000 м. Интерполяция выполнялась линейным методом между соседними уровнями наблюдений. После интерполяции для каждого года и стандартного горизонта вычислялись средние значения температуры, солености и параметров карбонатной системы. На основе полученных временных рядов был проведен анализ многолетних изменений исследуемых характеристик. Для оценки многолетних изменений исследуемых параметров использовалась линейная регрессия методом наименьших квадратов, реализованная в функции `linregress` библиотеки SciPy. Коэффициент наклона линейной регрессии (*slope*) характеризует скорость изменения параметра во времени. Поскольку временные

ряды содержали ограниченное число наблюдений и не всегда удовлетворяли требованиям нормального распределения, дополнительно использовался ранговый коэффициент корреляции Спирмена. Коэффициент Спирмена рассчитывался между годом наблюдения и значением исследуемого параметра и позволял оценить наличие монотонного тренда независимо от характера распределения данных. Одновременно определялся уровень статистической значимости. Тренд считался статистически значимым при уровне значимости ($p < 0,05$).

Построение сводных таблиц и вертикальных профилей выполнялось в Microsoft Excel.

Глава 3. Результаты анализа межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы вод Восточно-Китайского моря

3.1 Анализ вертикальной термохалинной структуры вод

Для выявления закономерностей вертикального распределения температуры и солености воды были выбраны три станции с наибольшим числом измерений, расположенные в различных частях акватории: центральная глубоководная ($27,95^{\circ}\text{N}$, $127,58^{\circ}\text{E}$), северная ($30,458^{\circ}\text{N}$, $126,23^{\circ}\text{E}$) и южная ($25,5^{\circ}\text{N}$, $123,3^{\circ}\text{E}$) (Рисунок 3.1). Для каждой станции по данным объединенного массива (1997-2022 гг) построены средние сезонные профили температуры (Рисунок 3.2) и солености (Рисунок 3.3) воды.

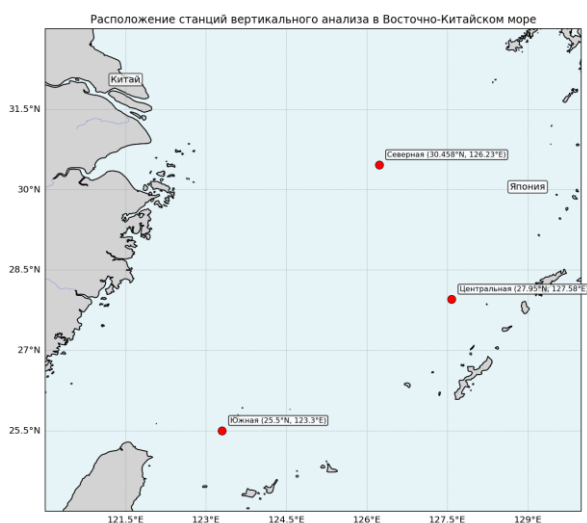


Рисунок 3.1 Схема расположения станций в Восточно-Китайском море с наибольшим количеством наблюдений за температурой и соленостью воды

В центральной части моря, глубины превышают 1000 м. Вертикальная структура здесь определяется сезонным прогревом и охлаждением, а также влиянием течения Кюросио, которое приносит теплые и соленые воды (Рисунок 1.3). Летом поверхностный слой прогревается до $29,6^{\circ}\text{C}$, а термоклин

располагается на глубине 10-30 м с максимальным градиентом около $-0,3\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ (рисунок 3.2г). Осенью температура поверхности снижается до $24,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, термоклин опускается до 100-150 м (рисунок 3.2б). Зимой профиль становится почти изотермичным в верхнем 150-метровом слое – около $22,3\text{ }^{\circ}\text{C}$, а термоклин смещается до глубины 150-200 м (рисунок 3.2а). Весной начинается прогрев, и термоклин поднимается до 20-50 м (рисунок 3.2в). На глубинах более 500 м температура стабильна ($4-5\text{ }^{\circ}\text{C}$). Летом поверхностный слой опреснен до 34,5-34,6 PSU, а галоклин выражен слабо (градиент $<0,01\text{ PSU}/\text{м}$) (рисунок 3.3г). Зимой в поверхностном слое соленость более однородна по вертикали, что указывает на усиление вертикального перемешивания (рисунок 3.3а). Галоклин наиболее заметен осенью на глубине 150-200 м, что может быть связано с остаточным летним опреснением (рисунок 3.3б).

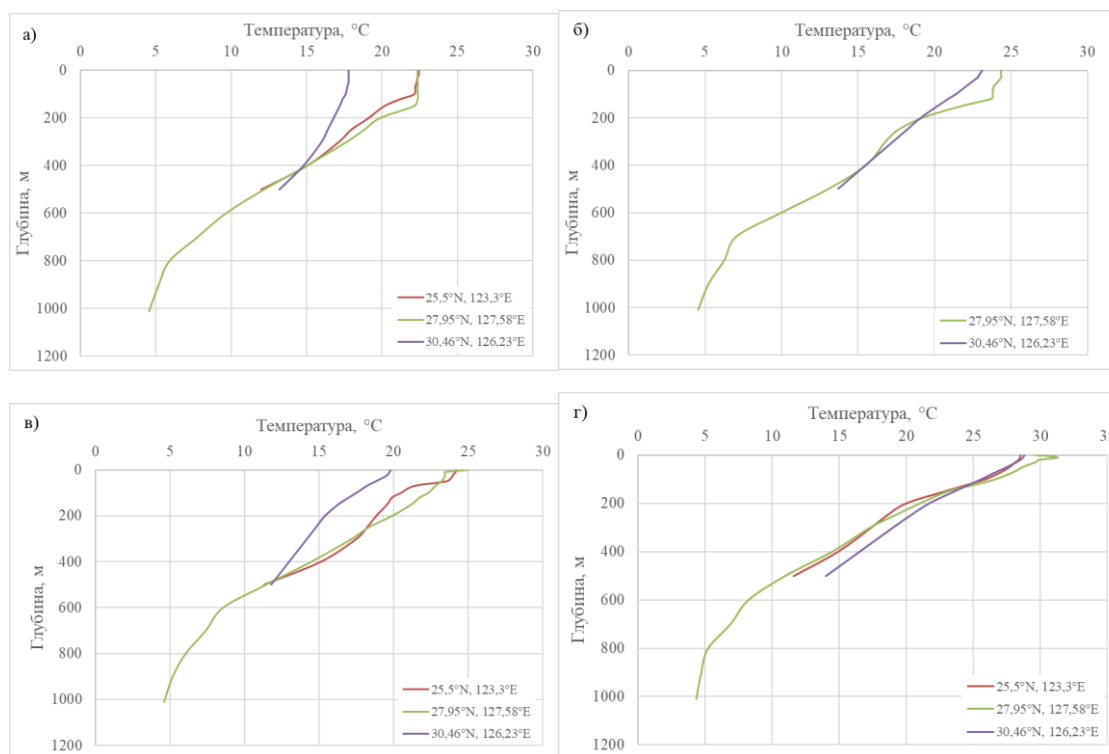


Рисунок 3.2 Вертикальные профили температуры воды для репрезентативных станций в Восточно-Китайском море в разные сезоны: (а) зима, (б) осень, (в) весна, (г) лето.

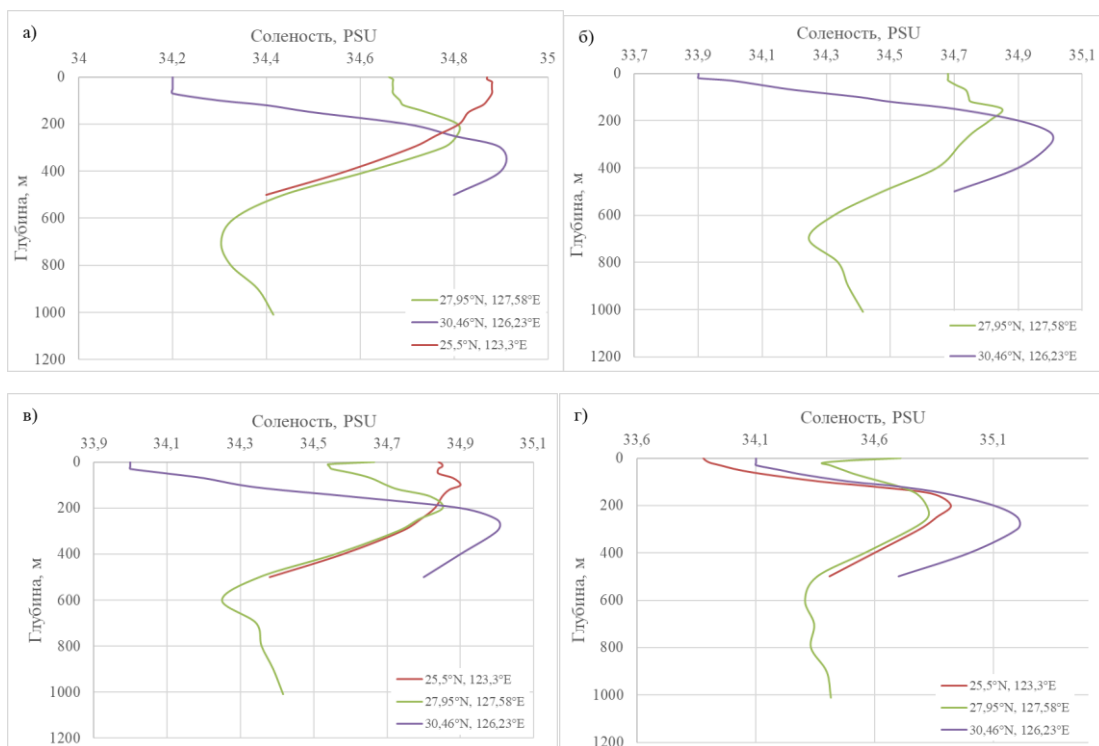


Рисунок 3.3 Вертикальные профили солёности для репрезентативных станций в Восточно-Китайском море в разные сезоны: (а) зима, (б) осень, (в) весна, (г) лето.

Станция 30.458 °N-126.23 °E расположена в северной части моря, где сезонная изменчивость температуры выражена наиболее ярко. Летом поверхностная температура достигает 28,8 °C (Рисунок 3.2г). Осенью температура поверхности снижается до 23,1 °C (Рисунок 3.2б). Зимой профиль почти изотермичен в верхнем 100-метровом слое (около 17,8 °C) (Рисунок 3.2а). Весной можно заметить термоклин на 30-70 м (Рисунок 3.2в). Вне зависимости от сезона, термоклин в данной точке практически отсутствует. Поверхностная солёность летом составляет 34,1 PSU (рисунок 3.3г), что ниже, чем зимой (34,2 PSU) (рисунок 3.3а). Галоклин хорошо выражен в любое время года, что связано с опреснением от речного стока.

Станция (25.5 °N, 123.3 °E) расположена в южной части моря. Данные представлены для зимы, лета и весны (осень исключена из-за недостатка измерений). Летом поверхностный слой прогревается до 28,5 °C, термоклин

выражен на глубине 10-30 м с градиентом около $-0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$ (Рисунок 3.2г). Зимой профиль почти изотермичен в верхнем 100-метровом слое (около $22,4\text{ }^{\circ}\text{C}$) (Рисунок 3.2а). Весной термоклин поднимается до 20-50 м (Рисунок 3.2в). Летом поверхностный слой сильно опреснен (33,9-34,0 PSU) из-за речного стока (рисунок 3.3г). Зимой соленость в поверхностном слое равняется 34,8-34,9 PSU (рисунок 3.3а). На глубинах >150 м соленость достигает 34,8-35,0 PSU.

Стратификация вод определяет вертикальное распределение биогенных элементов и pH. Когда термоклин выражен, вертикальный обмен CO_2 и биогенов между поверхностным и глубинным слоями затруднен. Это приводит к накоплению органического вещества в поверхностном слое, его интенсивному потреблению фитопланктоном и, как следствие, к повышению pH и снижению pCO_2 . На глубине, напротив, происходит накопление CO_2 в результате дыхания и разложения органики, что снижает pH.

Выполненный анализ вертикальной термохалинной структуры позволил отнести северную часть Восточно-Китайского моря (станция 30.458°N - 126.23°E) к прибрежной океанической зоне RiOMar, а район, находящийся под воздействием Курошио и южная часть Восточно-Китайского моря (станции (25.5°N , 123.3°E), ($27,95^{\circ}\text{N}$, $127,58^{\circ}\text{E}$)) к прибрежной океанической зоне OseMar.

Полученные профили будут использованы для дальнейшего анализа межгодовых трендов и пространственного распределения параметров карбонатной системы.

3.2 Анализ пространственного распределения термохалинных характеристик и компонентов карбонатной системы

Для анализа пространственного распределения компонентов карбонатной системы вод Восточно-Китайского моря был использован разрез А в шельфовой части моря (Рисунок 3.4). Это зимний разрез по набору данных, охватывающему расстояние 5-445 км и глубины до 150 м (Рисунок 3.5).

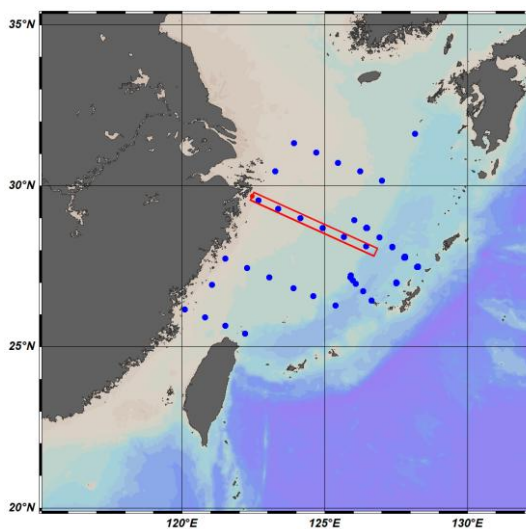


Рисунок 3.4 Схема расположения разреза А в шельфовой части Восточно-Китайского моря

Температура последовательно растет от запада к востоку, но на самой восточной станции скачок до $22,86^{\circ}\text{C}$ из-за вод Кuroсио (рисунок 3.5а). Соленость на поверхности повышается от $33,23 \text{ PSU}$ у берега до $34,53 \text{ PSU}$ в центральной части, затем резко падает до $33,98 \text{ PSU}$ на востоке (рисунок 3.5б). Это указывает на распреснение в восточной части (возможно, влияние речного стока или фронтальных зон). Парциальное давление углекислого газа минимально в центральной части (297 мкатм) и повышен на западе и востоке, что коррелирует с более низкой температурой и, возможно, с биологическим потреблением (высокий $p\text{CO}_2$ на востоке на глубине) (рисунок 3.5ж). Водородный показатель варьирует слабо ($8,12\text{-}8,15 \text{ ед. pH}$), что типично для зимнего перемешанного слоя (рисунок 3.5в).

В западной части разреза А температура воды возрастает с глубиной ($14,62^{\circ}\text{C}$ на 10 м - $15,99^{\circ}\text{C}$ на 50 м). Наблюдается инверсия, характерная для прибрежных зимних условий: охлаждение поверхности, адвекция более теплой воды под поверхность. Соленость также растет с глубиной с $33,23 \text{ PSU}$ до $34,12 \text{ PSU}$, что говорит о расслоении по солености (пресная поверхность, более соленая вода на глубине). Парциальное давление

углекислого газа на 10 м составило 326 мкатм, на 30 м – 323 мкатм, на 50 м – 318 мкатм - снижается с глубиной, что соответствует увеличению температуры воды.

Вертикальный профиль температуры воды в центральной части почти однороден: от 17,8 °С на 10 м до 18,36 °С на 90 м – зимнее перемешивание захватывает слой до 90 м. Соленость стабильна (~34,4-34,5 PSU) по всей глубине. Парциальное давление углекислого газа на этих станциях умеренный (около 310-320 мкатм) и слабо меняется с глубиной.

В восточной части температура воды падает с 20,27 °С (10 м) до 18,82 °С (110 м) -присутствует ослабленный термоклин. Присутствует галоклин между 30 и 50 м, связанный с подтоком более соленой воды из океана. На глубине 70 м на 445 км наблюдается аномалия: $p\text{CO}_2 = 410$ мкатм (максимум на разрезе), $p\text{H} = 8,03$ ед. $p\text{H}$ (минимум), $\text{DIC} = 2016$ мкмоль/кг, $\text{TA}_{\text{lk}} = 2283$ мкмоль/кг. Это указывает на интенсивное разложение органического вещества в этом слое, вероятно, в зоне фронта, где накапливается органика.

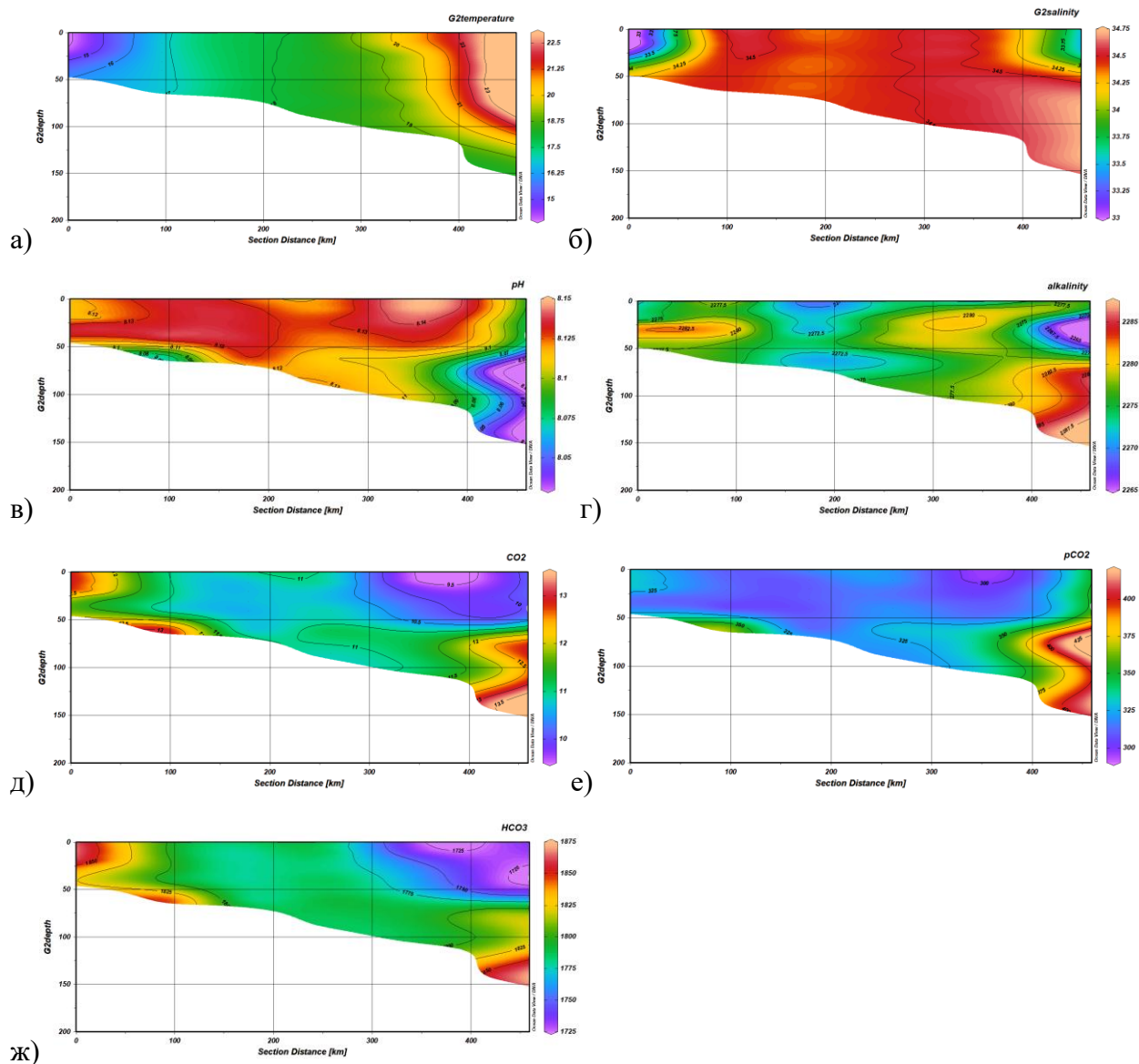


Рисунок 3.5 Распределение на разрезе А в Восточно-Китайском море гидрофизических и гидрохимических характеристик: а) T_w ($^{\circ}\text{C}$); б) S (PSU); в) pH (ед. pH); г) Talk (мкмоль/кг); д) CO_2 (мкмоль/кг); е) pCO_2 (мкатм); ж) HCO_3^- (мкмоль/кг) в январе 2008 г.

Для анализа сезонных изменений гидрохимической структуры вод Восточно-Китайского моря был использован второй разрез с охватом глубин от 150 до 1030 м (Рисунок 3.6). На этом разрезе рассмотрены данные зимнего и весеннего сезонов, что позволило проследить трансформацию водных масс и

перестройку карбонатной системы в течение холодного полугодия в зоне влияния Куроисио (рисунки 3.7 – 3.12).

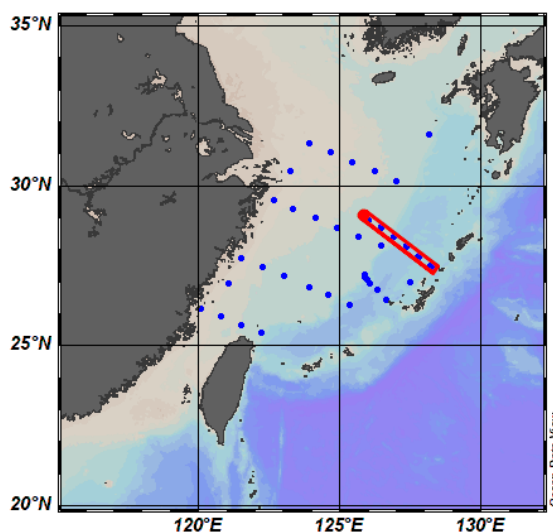


Рисунок 3.6 Схема расположения разреза Б в глубоководной части Восточно-Китайского моря

В зимний период верхний 150-метровый слой характеризуется высокой степенью однородности: температура воды составляет 20,0-23,0 °С (Рисунок 3.7а), соленость увеличивается при переходе к глубинным водам до 34,90 PSU (Рисунок 3.8а). Такое распределение солености подтверждает то, что в Восточно-Китайском море на шельфе доминируют воды речного стока, определяющие, в том числе карбонатную систему, а в глубоководной части – воды течения Куроисио. На глубинах 150-250 м начинается постепенное понижение температуры до 19-21 °С и формируется сезонный термоклин, который прослеживается до 500 м.

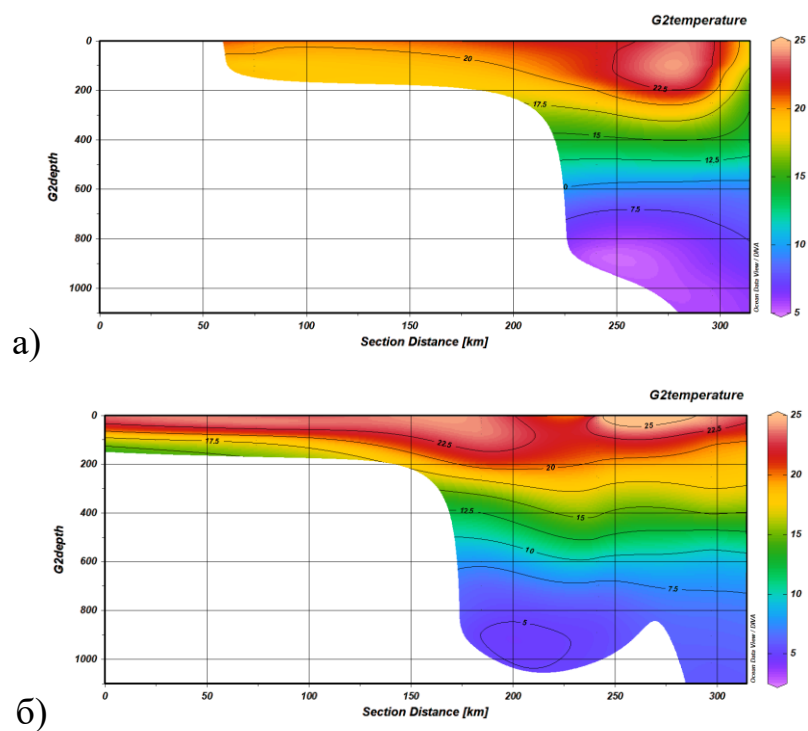


Рисунок 3.7 Распределение на разрезе Б в Восточно-Китайском море показателей температуры зимой (а), весной (б) 2012 г.

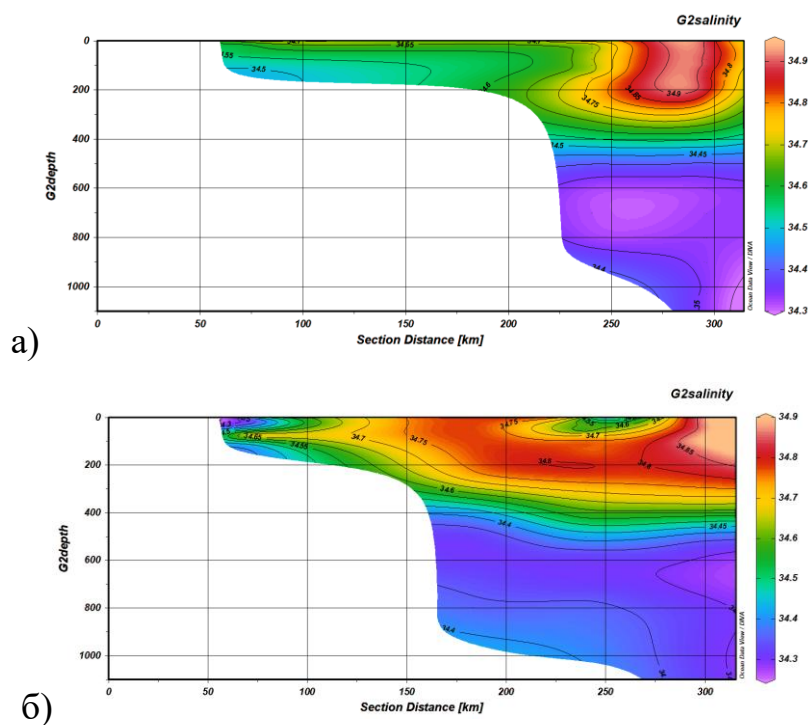


Рисунок 3.8 Распределение на разрезе Б в Восточно-Китайском море показателей солёности зимой (а), весной (б) 2012 г.

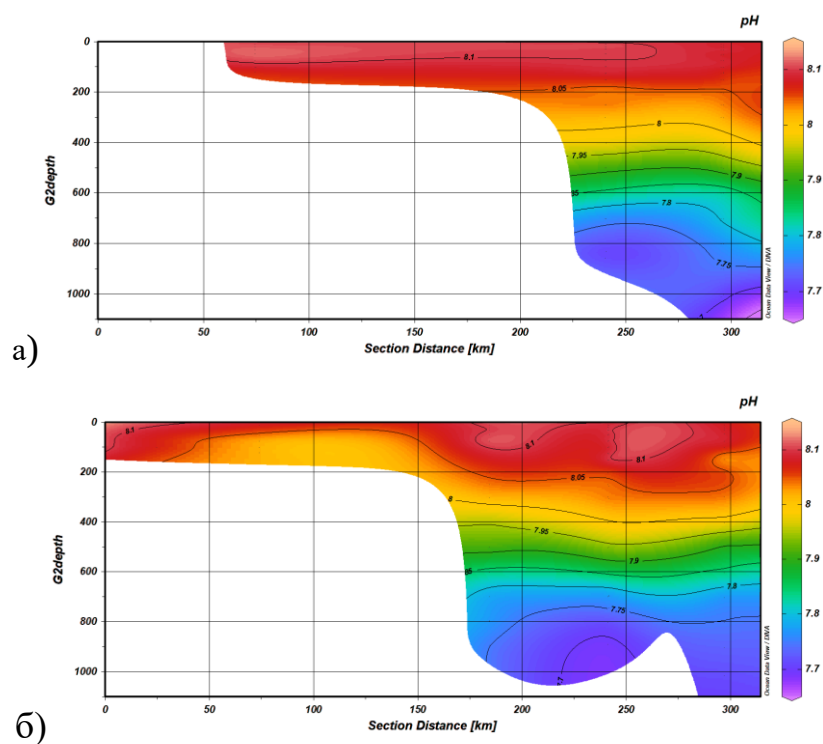


Рисунок 3.9 Распределение на разрезе Б в Восточно-Китайском море показателей pH зимой (а), весной (б) 2012 г.

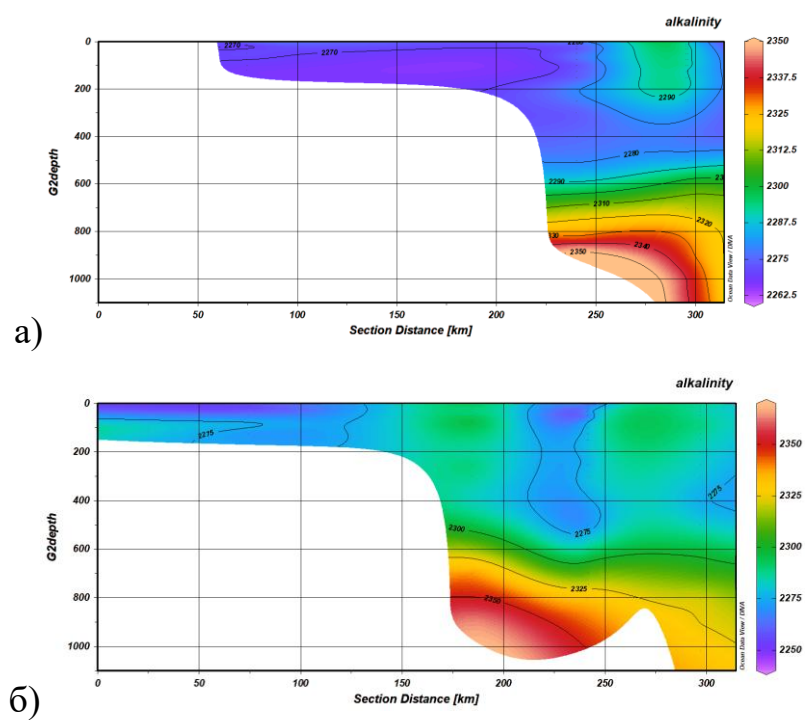


Рисунок 3.10 Распределение на разрезе Б в Восточно-Китайском море показателей TAlk зимой (а), весной (б) 2012 г.

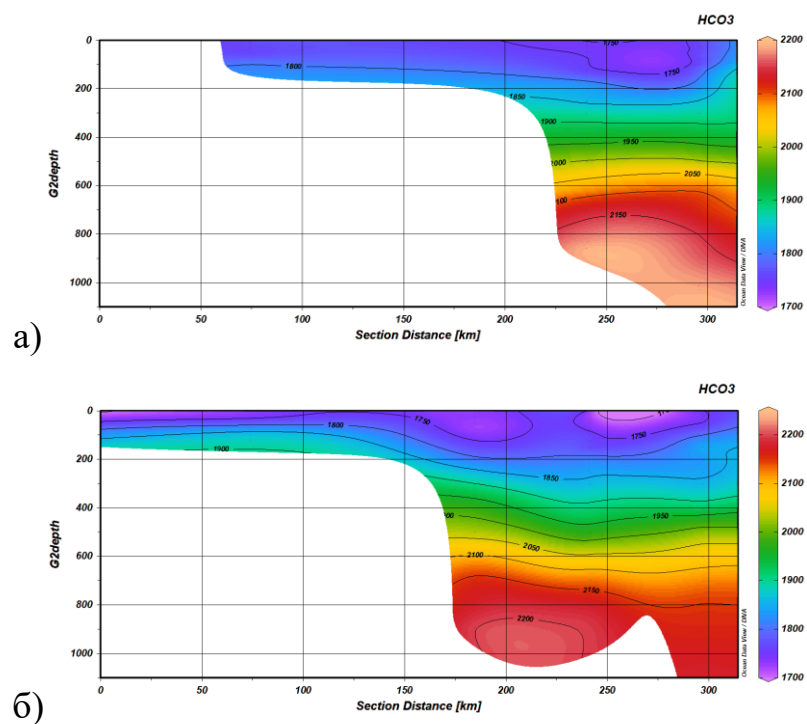


Рисунок 3.11 (а, б). Распределение на разрезе Б в Восточно-Китайском море показателей HCO_3^- зимой (а), весной (б) 2012 г.

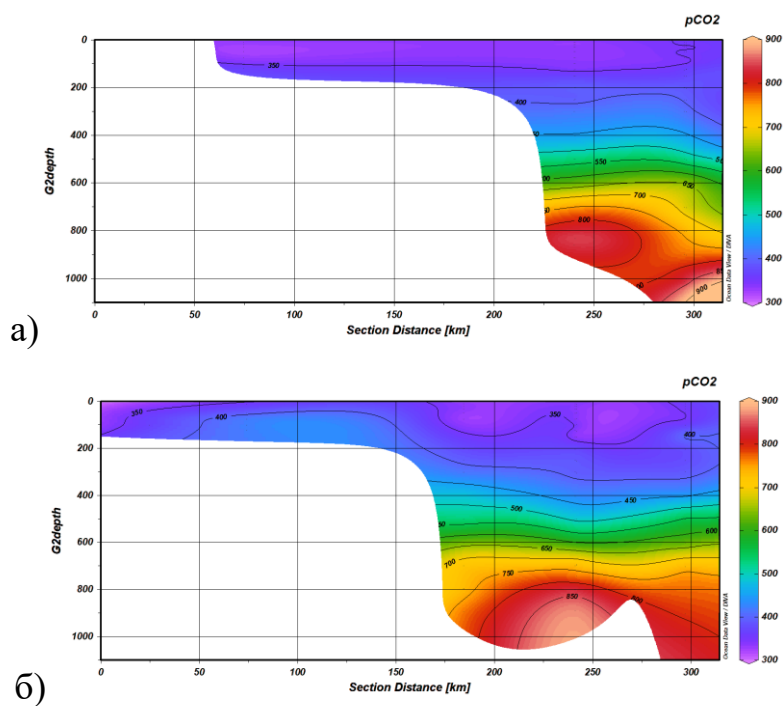


Рисунок 3.12 Распределение на разрезе Б в Восточно-Китайском море показателей pCO_2 зимой (а), весной (б) в 2012 г.

Ниже 500 м температура плавно снижается до 5-6 °С, а соленость стабилизируется на уровне 34,32-34,37 PSU, что характерно для глубинных вод северо-западной части Тихого океана. Концентрация растворенного неорганического углерода (DIC) возрастает с глубиной от 1975 мкмоль/кг на поверхности до 2299 мкмоль/кг у дна, что сопровождается ростом парциального давления CO₂ (pCO₂) с 300 до 900 мклатм (Рисунок 3.12а). Водородный показатель закономерно снижается с 8,10 ед. pH в поверхностном слое до 7,71 ед. pH на глубине 870 м (Рисунок 3.9а). Общая щелочность увеличивается от 2279 до 2347 мкмоль/кг (Рисунок 3.10а).

С наступлением весны наблюдается трансформация верхней части водной толщи. Поверхностный слой прогревается до 23,1-25 °С (Рисунок 3.7б), а соленость на западе разреза понижается до 34,42 PSU (против 34,69 PSU зимой). На востоке разреза соленость сохраняется высокой (34,85 PSU), что указывает на сохраняющееся влияние Курошио (Рисунок 3.8б).

Поверхностный pCO₂ возрастает до 350-361 мклатм (против 337-349 мклатм зимой), что свидетельствует о смене роли района: зимой воды служили стоком CO₂, а весной приближаются к равновесию (Рисунок 3.12б). Водородный показатель остается стабильным (8,04-8,07 ед. pH) (Рисунок 3.9б).

Эти данные служат важной основой для понимания межгодовой изменчивости карбонатной системы, так как сезонные колебания могут маскировать или усиливать долговременные тренды, обусловленные климатическими изменениями.

3.3 Анализ межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы в точке 128.237°E, 27.5°N

Для оценки межгодовой и сезонной динамики карбонатной системы в районе 128,25° в.д., 27,5° с.ш. были проанализированы полные вертикальные

профили, охватывающие толщу воды от поверхности до глубины ~1000 м. Рассматривались зимние и весенние съемки с 2009 по 2018 гг.

Температура воды в зимне-весенний период характеризовалась относительно устойчивой вертикальной структурой, однако между отдельными годами наблюдались заметные различия в поверхностном слое и интенсивности стратификации (рисунок 3.13). В течение всего периода наблюдений максимальные температуры фиксировались в верхнем перемешанном слое. Средняя температура поверхностных вод изменялась от 22,0 °C в 2011 г. до 23,5 °C в 2010 и 2016 гг. Наиболее холодные поверхностные условия наблюдались в январе 2011 г., когда температура в верхнем 20-метровом слое составляла около 22 °C (рисунок 3.13а). Наиболее высокие температуры отмечались в 2010, 2012 и 2016 гг. В отдельные годы температура поверхностного слоя достигала 24–25 °C. Особенно выделился весенний сезон 2012 г. и 2018 г., когда в верхнем слое были зарегистрированы температуры до 24,9 – 25 °C (рисунок 3.13б). Вероятно, это связано с более сильным влиянием теплых вод течения Куроисио, проходящего в непосредственной близости от района исследований. Несмотря на межгодовые колебания температуры поверхности, глубинные воды демонстрировали значительно меньшую изменчивость. Это свидетельствует о высокой устойчивости глубинных водных масс и слабом влиянии сезонных процессов на большие глубины. Во все годы сохранялся выраженный вертикальный температурный градиент. В промежуточном слое 50–200 м температура обычно находилась в диапазоне 19–23 °C. Ниже 200 м происходило быстрое снижение температуры до 5 °C. Таким образом, основная зона термической трансформации вод располагалась между 100 и 400 м, где формировался устойчивый термоклин. Наиболее вероятными факторами наблюдаемых изменений являются межгодовые колебания интенсивности течения Куроисио, различия в атмосферном теплообмене и изменчивость процессов зимнего вертикального перемешивания.

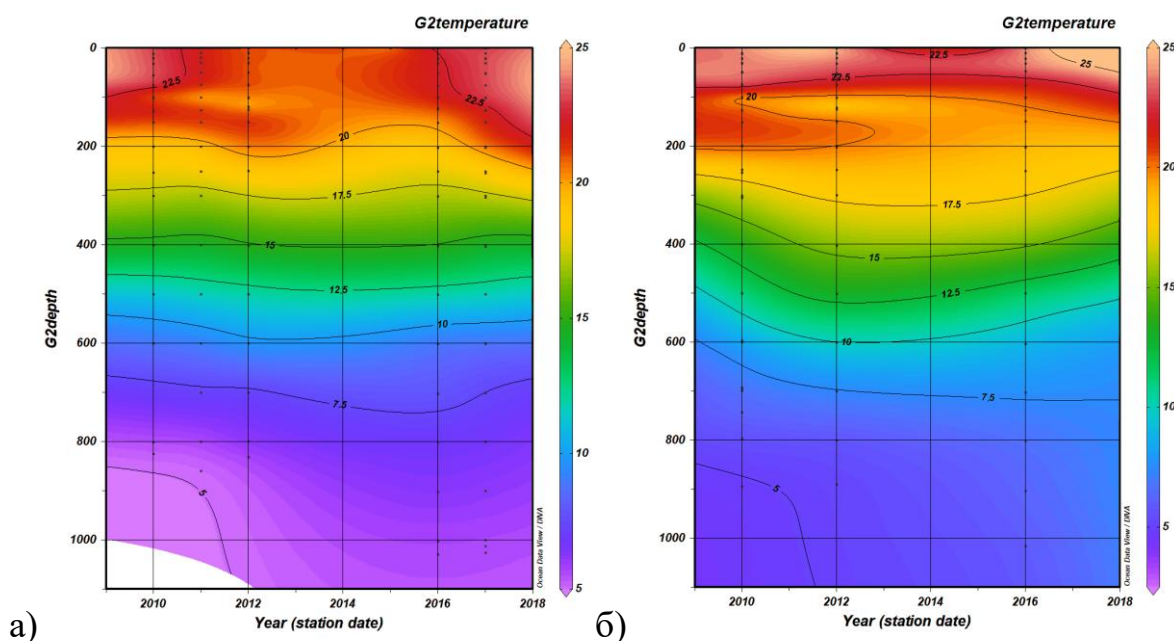


Рисунок 3.13 Временной разрез распределения значений температуры воды с глубиной в точке 128.237°E, 27.5°N зимой (а) и весной (б). Восточно-Китайское море, 2009-2018

В зимний период поверхностная соленость менялась с 34,6 PSU в 2009 г до 35,0 PSU в 2018 г (Рисунок 3.14а). После 200 м вертикальное распределение было относительно однородным. Весной поверхностная соленость несколько снижалась и в 2011-2012 гг составляла около 34,4 PSU (Рисунок 3.14б). Однако в 2016 г значения приблизились к 34,9 PSU. Можно наблюдать галоклин на 300-500 м. Весной поверхностная соленость несколько снижалась и в отдельные годы составляла около 34,6–34,8 PSU. Одновременно возрастала вертикальная неоднородность распределения. В верхнем слое формировались менее соленые воды, тогда как ниже 100–150 м соленость вновь увеличивалась до 34,8–34,9 PSU. Подобная структура может быть связана с усилением поверхностного прогрева, поступлением осадков и развитием сезонной стратификации.

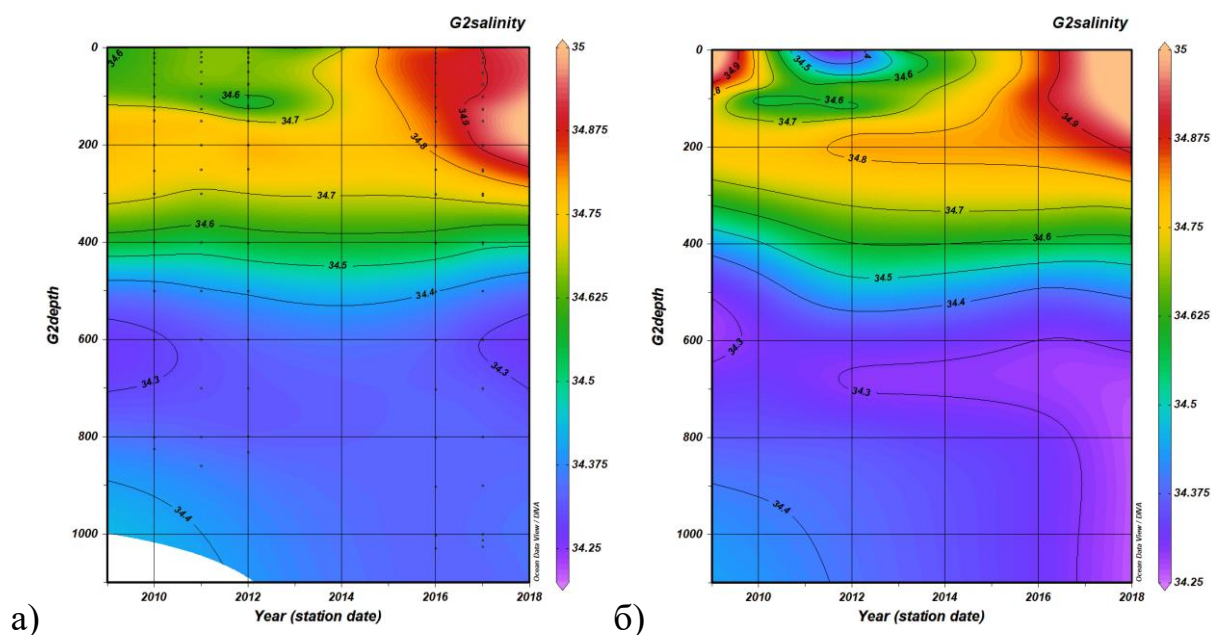


Рисунок 3.14 Временной разрез распределения значений солёности воды с глубиной в точке 128.237°E , 27.5°N зимой (а) и весной (б). Восточно-Китайское море, 2009-2018

В районе станции $128,237^{\circ}$ в.д., $27,5^{\circ}$ с.ш. общая щелочность характеризовалась сравнительно небольшой межгодовой изменчивостью по сравнению с температурой (Рисунок 3.15). Во все годы значения TAlk оставались достаточно высокими, что соответствует особенностям карбонатной системы вод, находящихся под влиянием течения Куро시오. В зимний период распределение TAlk по глубине было относительно однородным (Рисунок 3.15а). В верхнем перемешанном слое наблюдались значения около 2250–2300 мкмоль/кг, а с глубиной происходило постепенное увеличение щелочности. На глубинах более 200 м значения TAlk были наиболее стабильными и изменялись незначительно от года к году. Весной вертикальная структура становилась менее выраженной (Рисунок 3.15б). В поверхностном слое значения TAlk обычно были несколько ниже, чем в глубинных водах.

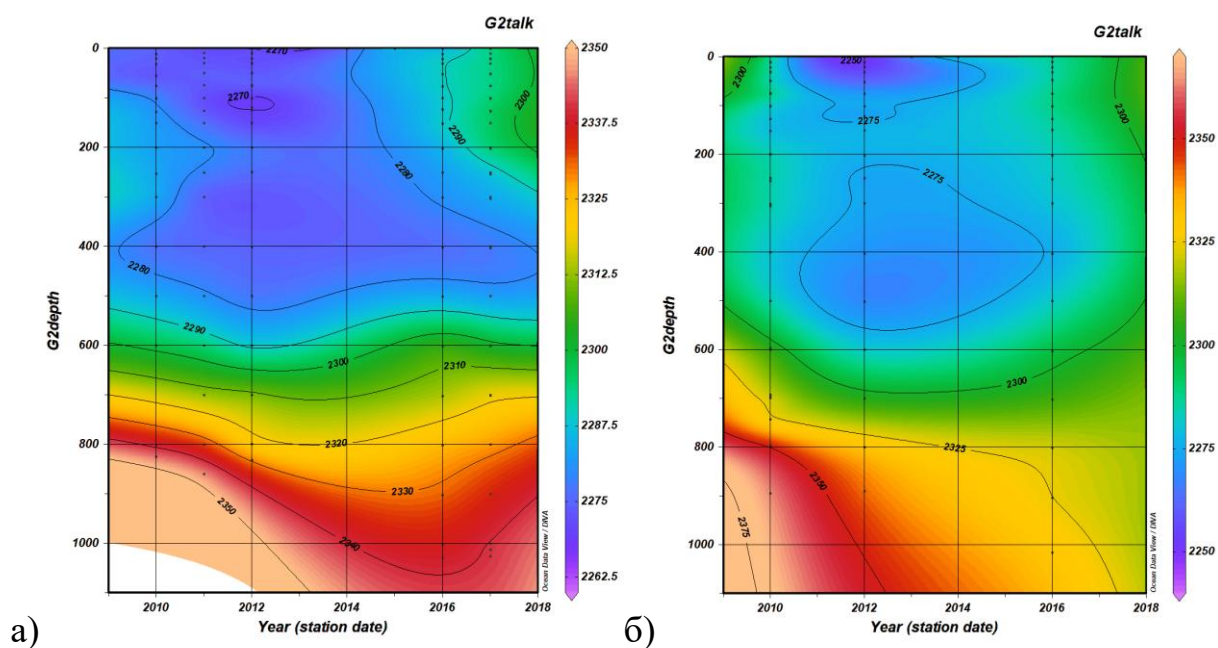


Рисунок 3.15 Временной разрез распределения значений TALK воды с глубиной в точке 128.237°E, 27.5°N зимой (а) и весной (б). Восточно-Китайское море, 2009-2018

Распределение рН характеризовалось выраженной вертикальной неоднородностью и сравнительно небольшой межгодовой изменчивостью. Во все годы максимальные значения наблюдались в поверхностном слое, тогда как с глубиной рН постепенно снижался (Рисунок 3.16). В зимний период значения рН в верхнем перемешанном слое обычно составляли около 8,05–8,12 ед. рН (Рисунок 3.16а). Относительно высокие значения связаны с хорошей аэрацией поверхностных вод и более низкой температурой, способствующей изменению карбонатного равновесия. Благодаря интенсивному вертикальному перемешиванию распределение рН в верхних горизонтах было достаточно однородным. Весной в поверхностном слое сохранялись высокие значения показателя, тогда как ниже 200 м наблюдалось его постепенное уменьшение (Рисунок 3.16б).

На глубинах более 200 м во все годы отмечались минимальные значения рН. В глубоких слоях показатель обычно снижался до 7,7–7,9 ед. рН, что

обусловлено повышенным содержанием растворенного неорганического углерода и процессами дыхания и разложения органического вещества. В целом межгодовая изменчивость pH была выражена слабее сезонной.

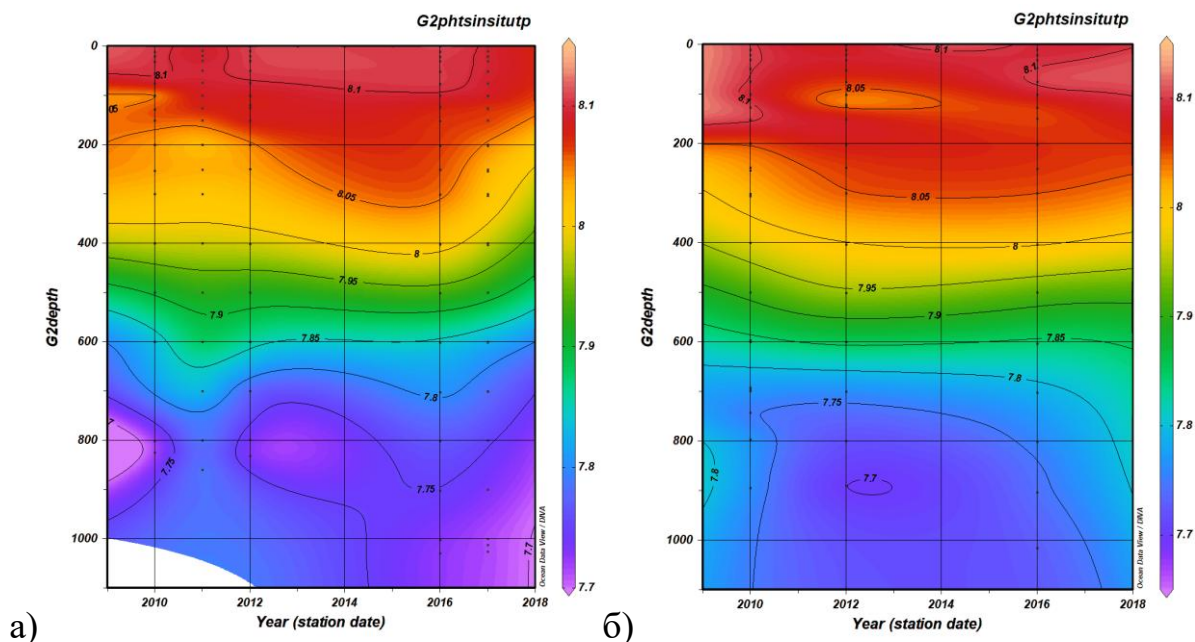


Рисунок 3.16 Временной разрез распределения значений pH воды с глубиной в точке 128.237°E, 27.5°N зимой (а) и весной (б). Восточно-Китайское море, 2009-2018

Распределение $p\text{CO}_2$ характеризовалось выраженной вертикальной изменчивостью. Во все годы минимальные значения наблюдались в поверхностном слое, тогда как с глубиной содержание растворенного CO_2 постепенно возрастало (Рисунок 3.17). В зимний период распределение $p\text{CO}_2$ было относительно однородным в верхнем перемешанном слое (Рисунок 3.17а). Однако уже ниже 200 м отмечалось постепенное увеличение показателя. Повышенные значения $p\text{CO}_2$ в промежуточных и глубинных слоях связаны с накоплением продуктов минерализации органического вещества и ростом концентрации растворенного неорганического углерода. Весной до 200 м на всем временном промежутке, кроме 2010 г сохранялись значения 400 мклатм (Рисунок

3.17б). После 400 м – быстрое увеличение показателя. В поверхностном слое значения $p\text{CO}_2$ обычно оставались пониженными благодаря активному газообмену с атмосферой и потреблению углекислого газа в процессе фотосинтеза. Одновременно в глубинных водах происходило накопление CO_2 , что приводило к увеличению вертикального градиента показателя.

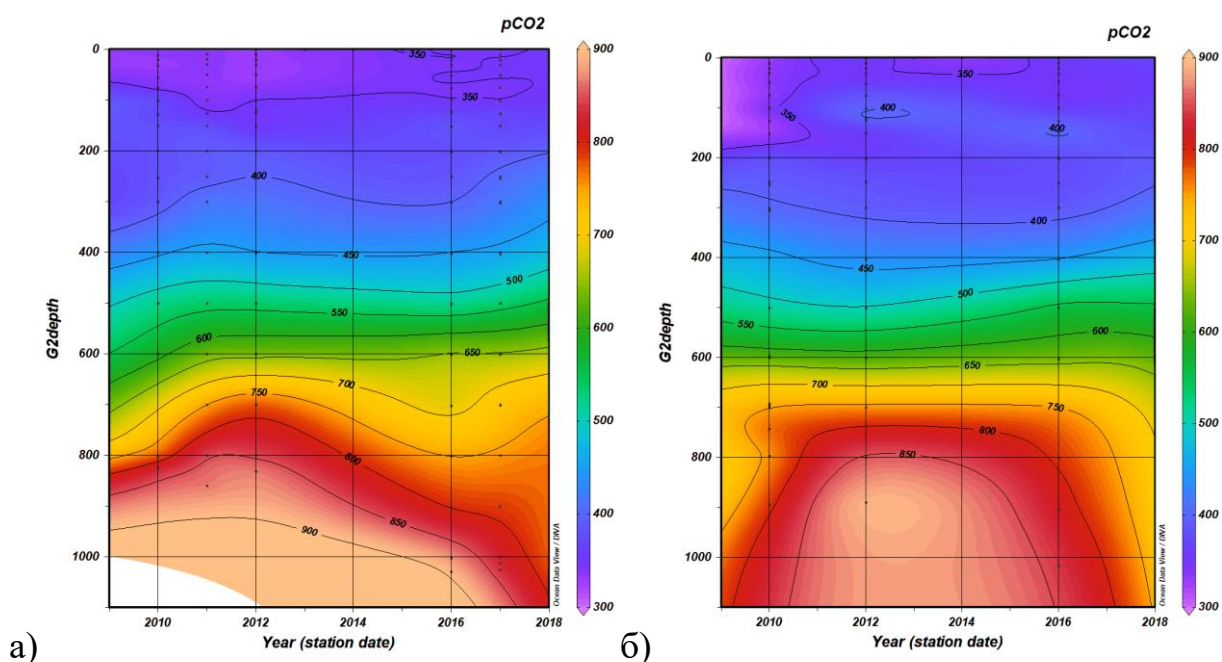


Рисунок 3.17 Временной разрез распределения значений $p\text{CO}_2$ воды с глубиной в точке 128.237°E , 27.5°N зимой (а) и весной (б). Восточно-Китайское море, 2009-2018

Концентрация гидрокарбонат-ионов (HCO_3^-) в районе станции $128,237^\circ$ в.д., $27,5^\circ$ с.ш. характеризовалась выраженной вертикальной изменчивостью и сравнительно небольшими межгодовыми (Рисунок 3.18). В верхнем слое (0–50 м) средние значения HCO_3^- изменялись от 1714–1750 мкмоль/кг в 2010 и 2012 гг. до 1788 мкмоль/кг в 2015 г. С глубиной содержание гидрокарбонат-ионов закономерно возрастало. В слое 50–150 м средняя концентрация составляла около 1765 мкмоль/кг, тогда как ниже 150 м

увеличивалась в среднем до 1800 мкмоль/кг. Максимальные значения в глубоких слоях достигали 2190–2200 мкмоль/кг.

Сезонные различия были выражены слабее вертикальных. Концентрация HCO_3^- в поверхностном слое составляла около 1750 мкмоль/кг. Одновременно в глубинных водах зимой наблюдались несколько более высокие значения по сравнению с весенним периодом (Рисунок 3.18а). Вероятно, это связано с более интенсивным зимним перемешиванием и поступлением глубинных вод, обогащенных продуктами минерализации органического вещества.

Во все годы сохранялась общая закономерность увеличения концентрации HCO_3^- с глубиной. Такая структура обусловлена накоплением растворенного неорганического углерода в результате процессов дыхания и разложения органического вещества в промежуточных и глубинных слоях.

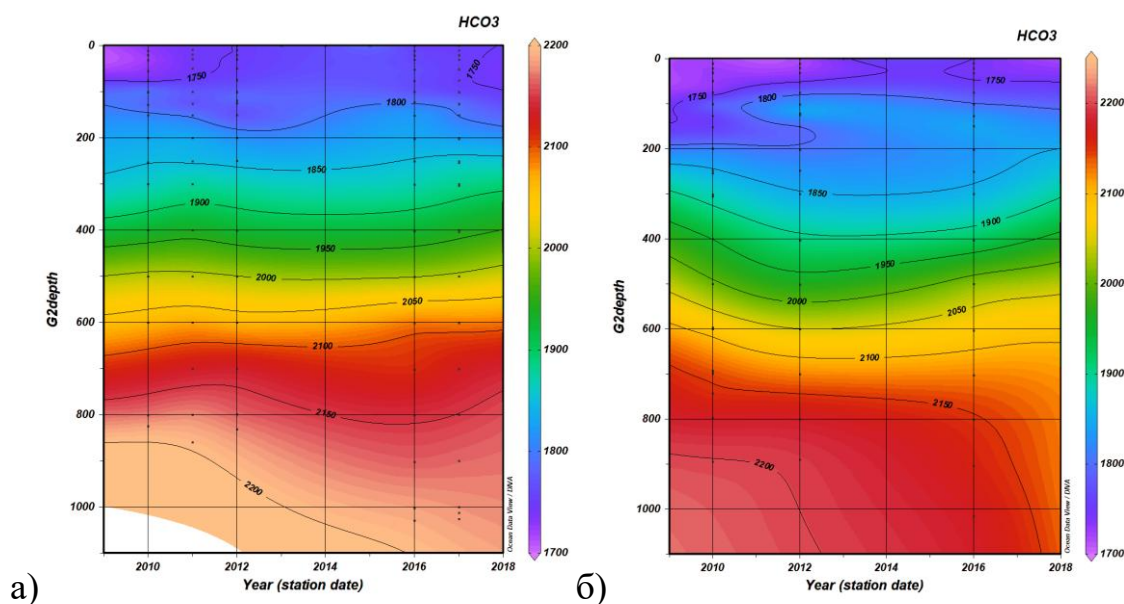


Рисунок 3.18 Временной разрез распределения значений HCO_3^- воды с глубиной в точке 128.237°E, 27.5°N зимой (а) и весной (б) Восточно-Китайское море, 2009-2018

Анализ данных за 2009-2018 гг. показал, что наиболее выраженные изменения всех исследуемых параметров происходили в верхнем слое водной

толщи, тогда как глубинные воды характеризовались значительно большей стабильностью. Это свидетельствует о том, что поверхностные горизонты, находясь под непосредственным воздействием атмосферных процессов, сезонного прогрева и вертикального перемешивания более чувствительны к климатическим изменениям, тогда как глубинные слои сохраняют свойства водных масс в течение длительного времени.

3.4 Анализ межгодовых трендов

Для оценки межгодовой изменчивости гидрологических и карбонатных параметров в исследуемом районе Восточно-Китайского моря был использован коэффициент ранговой корреляции Спирмена, который является непараметрическим методом статистического анализа, устойчивым к выбросам и не требующим нормального распределения данных. Выявленные тренды для коротких рядов считались значимы при $r \geq 0,7$.

Результаты анализа показали наличие статистически значимых трендов для ряда параметров на различных глубинах.

Для температуры выявлено достоверное увеличение в поверхностном слое. На глубине 20 м коэффициент корреляции составил $r = 0,700$ ($p = 0,0165$), что соответствует скорости потепления около $+0,4$ °C/год (Рисунок 3.19а). На глубине 500 м зафиксирован менее значимый положительный тренд ($r = 0,6485$, $p = 0,0425$) (Рисунок 3.19б). Скорость потепления около $+0,15$ °C/год. Полученные результаты свидетельствуют о распространении процессов потепления не только в верхнем перемешанном слое, но и в более глубоких горизонтах водной толщи.

Для солености наблюдается незначительное увеличение на 100 м ($r = 0,6818$, $p = 0,0208$) (Рисунок 3.20а), скорость увеличения составила примерно $+0,018$ PSU/год. На глубине 200 м наблюдается значимый рост ($r = 0,7909$, $p = 0,0037$) (Рисунок 3.20б) со скоростью роста около $+0,023$ PSU/год. Увеличение

солености на промежуточных глубинах может быть связано с усилением влияния соленых вод течения Куроисио.

Наиболее выраженные изменения были выявлены для параметров карбонатной системы. Значимое снижение pH наблюдалось на глубинах 20 м ($r = -0.8818$, $p = 0.0003$) (Рисунок 3.21а) и на 50 м ($r = -0.8818$, $p = 0.0003$) (Рисунок 3.21б). Скорость падения составляла около -0.004 ед./год. $p\text{CO}_2$ и $f\text{CO}_2$ - значимый рост на 20 м (Рисунок 3.22а, 3.23а). и 50 м (Рисунок 3.22б, 3.23б). ($r \approx 0.88-0.89$, $p < 0.001$). Скорость роста $p\text{CO}_2$ около $+3.9-2.6$ мклатм/год.

Согласованное снижение pH и рост $p\text{CO}_2$ свидетельствует о развитии процессов закисления морской среды в верхнем 50-метровом слое. Полученные результаты хорошо согласуются с данными других исследований для района восточно-Китайского моря и течения Куроисио. Так, в работе Shou-En Tsao и соавт. было показано, что вдоль восточной окраины Восточно-Китайского моря наблюдается увеличение $p\text{CO}_2$ в поверхностных водах на уровне 3.70 ± 0.57 мклатм·год⁻¹ и снижение pH на 0.0033 ± 0.0009 ед. год [24]. Близость полученных в настоящей работе значений к опубликованным данным подтверждает наличие устойчивой тенденции к закислению вод Восточно-Китайского моря, обусловленной как ростом содержания атмосферного CO_2 , так и изменениями региональных океанографических процессов. Это подтверждает, что Восточно-Китайское море подвержено закислению.

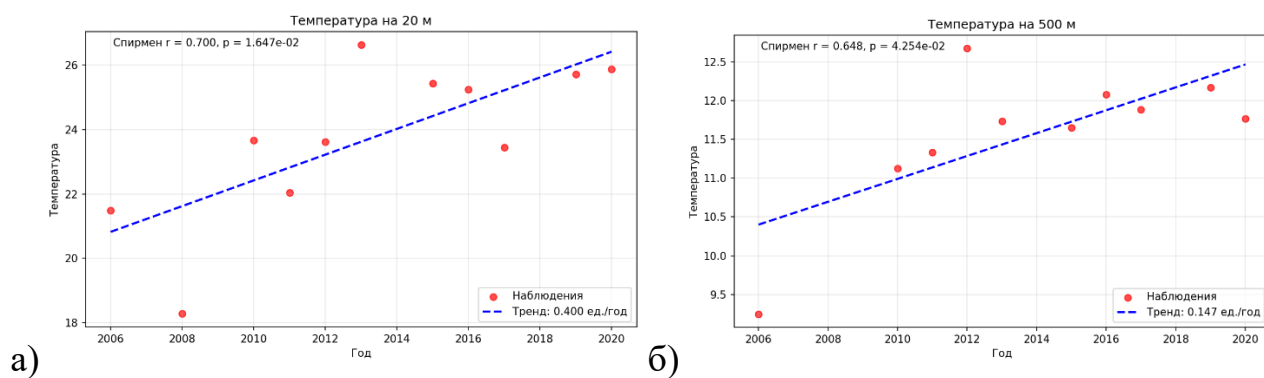


Рисунок 3.19 Графики трендов межгодовой изменчивости значений температуры в Восточно-Китайском море на горизонте 20 м (а) и 500 м (б), 2006-2020 гг

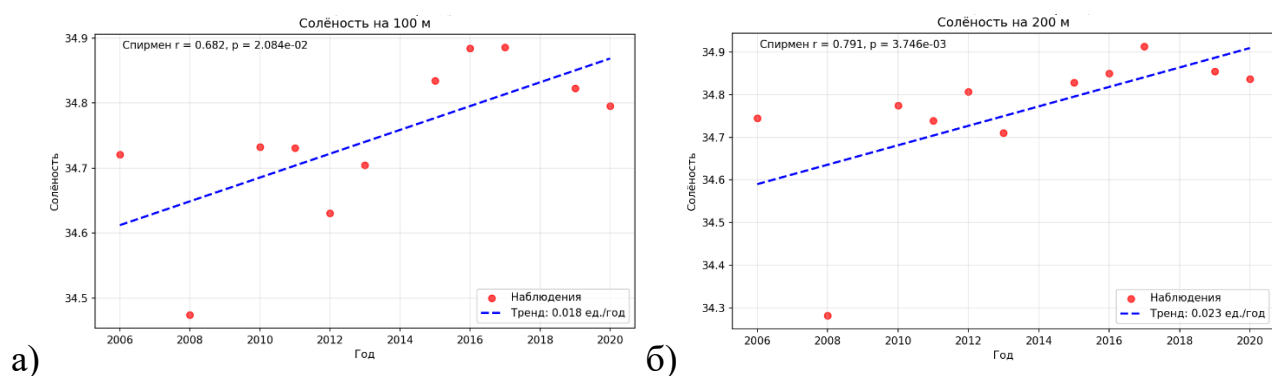


Рисунок 3.20 Графики трендов межгодовой изменчивости значений солёности в Восточно-Китайском море на горизонте 100 м (а) и 200 м (б), 2006-2020 гг

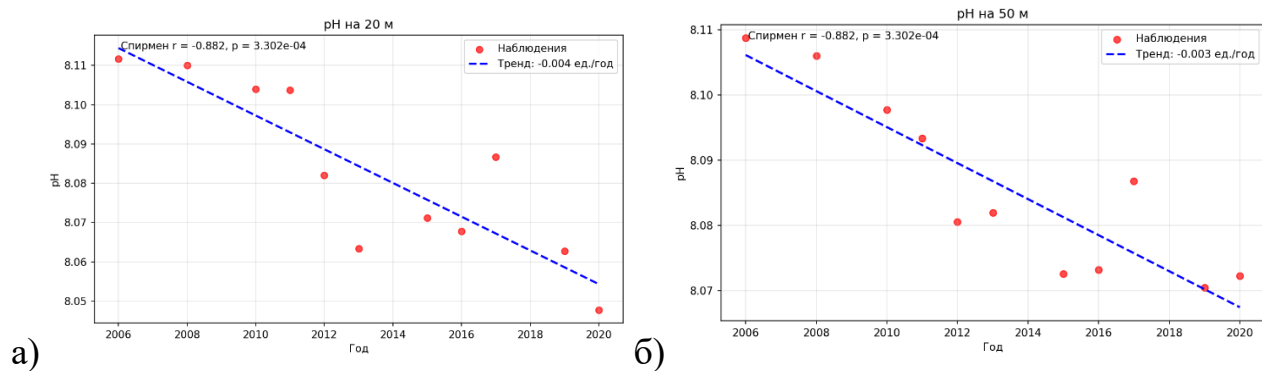


Рисунок 3.21 Графики трендов межгодовой изменчивости значений pH в Восточно-Китайском море на горизонте 20 м (а) и 50 м (б), 2006-2020 гг

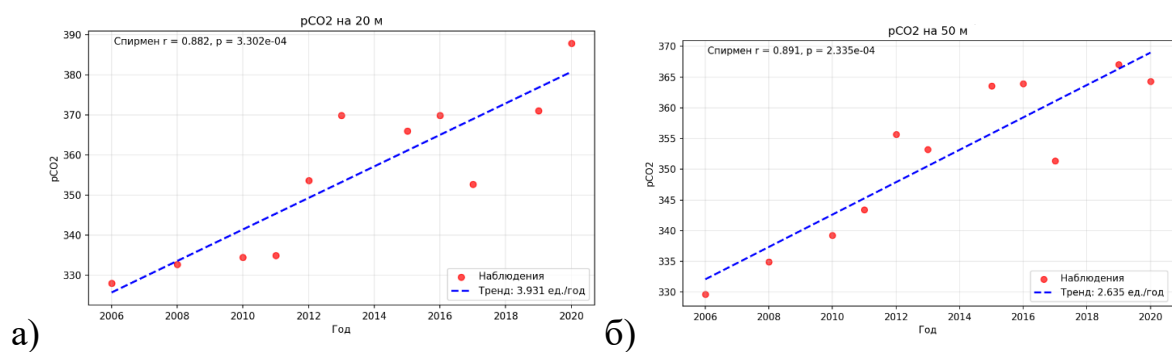


Рисунок 3.22 Графики трендов межгодовой изменчивости значений pCO2 в Восточно-Китайском море на горизонте 20 м (а) и 50 м (б), 2006-2020 гг

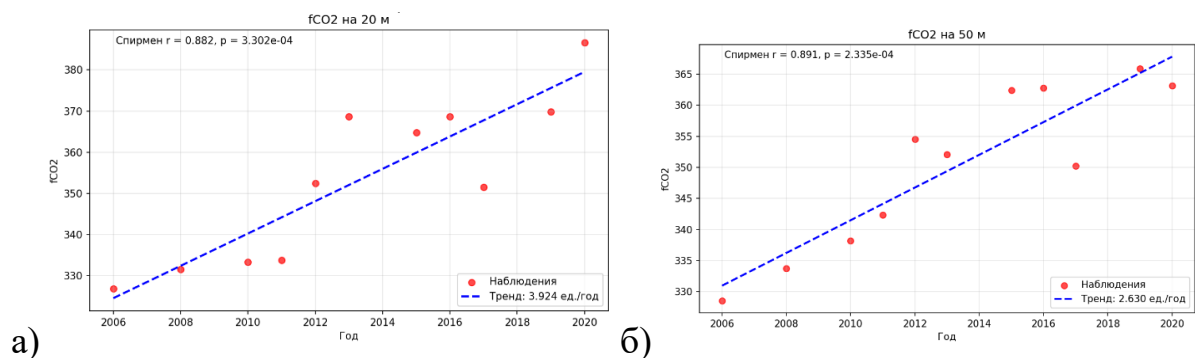


Рисунок 3.23 Графики трендов межгодовой изменчивости значений fCO2 в Восточно-Китайском море на горизонте 20 м (а) и 50 м (б), 2006-2020 гг

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе выполнения выпускной квалификационной работы на основе данных глобального проекта GLODAP и объединенного массива многолетних наблюдений была проведена оценка межгодовой изменчивости компонентов карбонатной системы и сопоставление с изменчивостью термохалинных характеристик вод Восточно-Китайского моря. Проанализированы вертикальные профили, пространственные разрезы и временные ряды исследуемых характеристик.

Восточно-Китайское море представляет собой динамичную систему, где сезонная стратификация и адвекция вод Курошио определяют пространственно-временную изменчивость термохалинных характеристик и компонентов карбонатной системы. Пространственные разрезы выявили фронтальные зоны с аномально высоким $p\text{CO}_2$ и пониженным pH, обусловленными разложением органического вещества в зонах смешения водных масс.

Статистический анализ трендов подтвердил прогрессирующее закисление верхнего 50-метрового слоя: pH снижается со скоростью около $-0,004$ ед./год, а $p\text{CO}_2$ растет на $+3,9-2,6$ мкاتم/год, что согласуется с глобальными оценками и литературными данными для региона. Одновременно выявлены значимые тренды потепления поверхностных вод, а также роста солености на горизонтах 100-200 м, что указывает на усиление адвекции вод Курошио.

Полученные результаты свидетельствуют о комплексном антропогенном воздействии на карбонатную систему Восточно-Китайского моря, сочетающем закисление, потепление и перестройку циркуляции. Это делает регион уязвимым для дальнейших изменений, особенно в условиях ожидаемого роста атмосферного CO_2 . Работа подчеркивает необходимость продолжения регулярных наблюдений за карбонатной системой, особенно в переходных слоях и фронтальных зонах.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ИСТОЧНИКОВ

1. Pierre Friedlingstein et al., Global Carbon Budget 2024//Earth Syst. Sci. Data. – 2025. – 17. – P. 965–1039 - URL: <https://essd.copernicus.org/articles/17/965/2025/> (дата обращения: 21.02.26)
2. X.H. Guo et al., Air-sea CO₂ fluxes in the East China Sea based on multiple-year underway observations//Biogeosciences. – 2015. – 12. – P. 5495–5514 <https://bg.copernicus.org/articles/12/5495/2015/>, doi:10.5194/bg-12-5495-2015 (дата обращения: 09.12.25)
3. Алекин О. А., Ляхин Ю. И. Химия океана. – Л.: Гидрометеониздат, 1984. - С. 118 -140.
4. Chen, C.-T. A., T.-H. Huang, Y.-C. Chen, Y. Bai, X. He, and Y. Kang, Air-sea exchanges of CO₂ in the world's coastal seas//Biogeosciences. – 2013. – 10. – P. 6509–6544 - URL: <https://bg.copernicus.org/articles/10/6509/2013/>, doi:10.5194/bg-10-6509-2013 (дата обращения: 09.12.25)
5. Chen-Tung Arthur Chen, Andrey Andreev, Kyung-Ryul Kim and Michiyo Yamamoto, Roles of Continental Shelves and Marginal Seas in the Biogeochemical Cycles of the North Pacific Ocean//Journal of Oceanography – 2004. – 60. – P. 17-44 - URL: https://www.academia.edu/8782605/Roles_of_Continental_Shelves_and_Marginal_Seas_in_the_Biogeochemical_Cycles_of_the_North_Pacific_Ocean (дата обращения: 09.12.25)
6. Dai, M.-H., Z.-M. Cao, X.-H. Guo, W.-D. Zhai, Z.-Y. Liu, Z.-Q. Yin, Y.-P. Xu, J.-P. Gan, J.-Y. Hu, and C.-J. Du, Why are some marginal seas sources of atmospheric CO₂?//GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS – 2013. – 40. – P. 2154–2158 - URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/full/10.1002%2Fgrl.50390>, doi:10.1002/grl.50390 (дата обращения: 16.12.25)
7. Gretchen E. Hofmann et al., The Effect of Ocean Acidification on Calcifying Organisms in Marine Ecosystems: An Organism-to-Ecosystem

- Perspective// Annual Review of Ecology, Evolution, and Systematics – 2010. – 41. – P. 127-147 - URL: <https://www.annualreviews.org/content/journals/10.1146/annurev.ecolsys.110308.120227>, doi: 10.1146/annurev.ecolsys.110308.1202 (дата обращения: 09.12.25)
8. Большая российская энциклопедия, “Восточно-Китайское море” – 2004-2017 – URL: <https://old.bigenc.ru/geography/text/1930336> (дата обращения: 29.11.25)
9. “Восточно-Китайское море” - URL: http://proznania.ru/?page_id=2396 (дата обращения: 20.05.26)
10. Wei-Dong Zhai, Jian-Fang Chen, Hai-Yan Jin, Hong-Liang Li, Jin-Wen Liu, Xian-Qiang He, and Yan Bai, Spring carbonate chemistry dynamics of surface waters in the northern East China Sea: Water mixing, biological uptake of CO₂, and chemical buffering capacity//Journal of Geophysical Research: Oceans – 2014, - URL: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014JC009856> (дата обращения: 20.12.25)
11. J.P. Liu, Kehui Xu, Anchun Li, Flux and Fate of Yangtze River Sediment Delivered to the East China Sea - 2006, - URL: https://www.researchgate.net/figure/Bathymetry-and-regional-ocean-circulation-pattern-in-the-East-China-Sea-and-Yellow-Sea_fig1_222531518 (дата обращения: 10.01.26)
12. Ziyang Zhou, Zhi Yang, Bin Wang, Haiyan Jin, Lihua Ran, Zhibing Jiang, Qianna Chen, Feng Zhou, Hao Zheng, Jianfang Chen, “Nitrogen cycling and ecological impacts mediated by water mass interactions in the Yangtze river estuary and the adjacent east China Sea: insights from nitrogen and oxygen isotopes” – 2025, - URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0278434325001347> (дата обращения: 22.05.26)
13. Shou-En Tsao, Po-Yen Shen, Chun-Mao Tseng, “Seasonal variation of CO₂ air-sea flux and effects of warming in the Kuroshio Current of the East China Sea” – 2024, - URL:

<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0304420324001208> (дата обращения: 25.05.26)

14. Qingling Zhang et al, Relationships of the summer nutrient concentrations in the East China Sea with the Changjiang diluted water, upwellings and Kuroshio intrusion, from an interannual perspective// Marine Environmental Research – 2026, - URL: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0141113626000607>, 10.1016/j.marenvres.2026.107891 (дата обращения: 17.06.26)

15. ITOF – URL: https://www.itopf.org/?utm_source=chatgpt.com (дата обращения: 18.05.26)

16. Food and Agriculture Organization of the United Nations – URL: https://www.fao.org/fishery/statistics/en?utm_source=chatgpt.com (дата обращения: 18.05.26)

17. Humphreys, M. P., Lewis, E. R., Sharp, J. D., and Pierrot, D., PyCO2SYS v1.8: marine carbonate system calculations in Python. – 2022, -URL: <https://pypi.org/project/PyCO2SYS/> (дата обращения: 18.05.26)

18. The Global Ocean Data Analysis Project (GLODAP) - <https://glodap.info/> (дата обращения: 01.12.25)

19. Japan Meteorological Agency – URL: <https://www.jma.go.jp/jma/indexe.html> (01.12.25)

20. Japan Oceanographic Data Center (JODC) – URL: <https://www.jodc.go.jp>. (дата обращения: 18.05.26)

21. Regional Oceanographic Database of the China Seas (RODCCS) – URL: <https://pmc.ncbi.nlm.nih.gov/articles/PMC12457607/> (дата обращения: 18.05.26)

22. Surface Ocean CO2 Atlas (SOCAT) gridded data products – URL: https://socat.info/wp-content/uploads/2025/06/2025_Poster_SOCATv2025.pdf (дата обращения: 09.12.25)

23. LEODO Oceanographic Database – URL: <https://www.seanoe.org/data/00812/92402/> (дата обращения: 18.05.26)

24. Shou-En Tsao, Po-Yen Shen, [Chun-Mao Tseng](#), Rapid increase of $p\text{CO}_2$ and seawater acidification along Kuroshio at the east edge of the East China

Sea//Marine Pollution Bulletin – 2023. - URL:
<https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0025326X22011535>,
10.1016/j.marpolbul.2022.114471 (дата обращения: 23.05.25)

ПРИЛОЖЕНИЕ А. Основные скрипты Python для расчетов карбонатной системы и трендов

Импорт библиотек:

```
import pandas as pd
import numpy as np
import matplotlib.pyplot as plt
from scipy import stats
```

Загрузка данных:

df = pd.read_csv(input_file) – загрузка csv файла.

Интерполяция профилей на стандартные горизонты:

```
def interpolate_profile(station_data, levels, params):
    station_data = station_data.sort_values('G2depth')
    depths = station_data['G2depth'].values
    result = {}
    for param in params:
        if param not in station_data.columns:
            result[param] = np.full(len(levels), np.nan)
            continue
        values = station_data[param].values
        interp_vals = np.interp(levels, depths, values, left=np.nan, right=np.nan)
        result[param] = interp_vals
    return result
```

Расчет компонентов карбонатной системы:

```
import PyCO2SYS as pyco2
results = pyco2.sys(
    par1=TA, par2=DIC,
```

```

par1_type=1, # 1 = TA
par2_type=2, # 2 = DIC
temperature=temp,
salinity=sal,
pressure=pressure,
pressure_temperature=0,
total_scale=True,
opt_k_carbonic=10,
opt_k_bisulfate=1,
opt_k_fluoride=1,
opt_temperature_pH=25,
opt_k_borate=1,
)

```

Расчет трендов для каждого параметра и горизонта:

```

def trend_analysis(years, values, param_name, depth):
    data = pd.DataFrame({'year': years, 'value': values}).dropna()
    if len(data) < 3:
        return {'parameter': param_name, 'depth': depth, 'slope': np.nan,
                'r_spearman': np.nan, 'p_spearman': np.nan, 'n': len(data)}
    x = data['year'].values
    y = data['value'].values
    slope, _, _, _, _ = linregress(x, y)
    r_s, p_s = spearmanr(x, y)
    return {'parameter': param_name, 'depth': depth, 'slope': slope,
            'r_spearman': r_s, 'p_spearman': p_s, 'n': len(data)}

```

Визуализация линии тренда:

```

slope=trends_df[(trends_df['parameter']==param)&(trends_df['depth']==depth)][ 'slope'].values[0]

```

```

if not np.isnan(slope):
x_vals = np.array(series.index)
intercept = np.mean(series.values) - slope * np.mean(series.index)
y_trend = slope * x_vals + intercept
ax.plot(x_vals, y_trend, '--', color='blue', label=f'Тренд: {slope:.3f}/год')
ax.set_title(f'{param}, глубина {depth} м')
ax.set_xlabel('Год')
ax.set_ylabel(param)
ax.legend()
ax.grid(alpha=0.3)

```