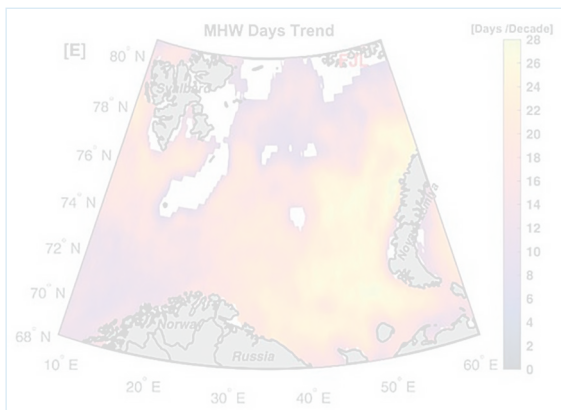
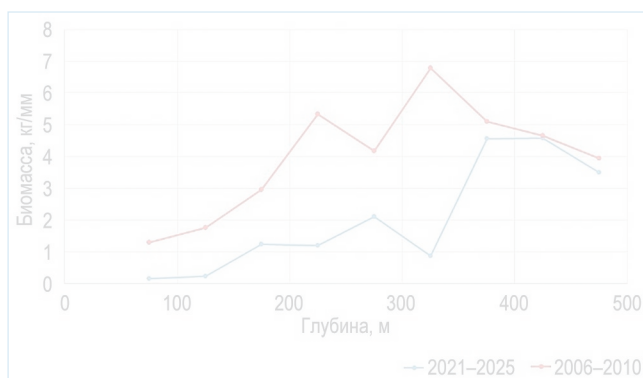




Распределение «волн жары» по: Pecuchet L., Mohamed B., Hayward A., Alvera-Azcárate A., Dörr J., Filbee-Dexter K., Kuletz K.J., Luis K., Manizza M., Miller C.E., Staehr P.A.U., Szymkowiak M. and Wernberg T. Arctic and Subarctic marine heatwaves and their ecological impacts // Frontiers in Environmental Science. 2025. Vol. 13. № 1473890

Также достоверно уменьшился средний вес особей большинства видов. Вероятными причинами являются увеличение трат на метаболизм и снижение доступности пищи. Единственной трофической группой, в которой нет достоверного тренда на снижение среднего веса, являются грунтоеды, которые питаются отложенной за многие годы в толще грунта органикой.



Распределение биомассы мегабентоса по глубине на исследуемой акватории

Таким образом, повышенное теплосодержание вод Баренцева моря в течение нескольких десятилетий вызвало уменьшение биомассы мегазообентоса на большей части акватории и привело к изменению его структуры.

И.Е. Манушин, А.С. Кудряшова, Н.А. Стрелкова, Д.Ю. Блинова, К.С. Рольская, Н.Е. Моисеева, А.А. Ломака, В.С. Вязникова (Полярный филиал ВНИРО), Д.В. Захаров (ЗИН РАН), L.L. Jørgensen (IMR, Норвегия)

ВОСТОЧНЫЕ ВОРОТА В АРКТИКУ ОТКРЫВАЮТСЯ ШИРЕ: ПОСЛЕДСТВИЯ КЛИМАТИЧЕСКИХ ИЗМЕНЕНИЙ ДЛЯ БИОГЕННОГО ПЕРЕНОСА В ВЫСОКИЕ ШИРОТЫ И БИОПРОДУКТИВНОСТИ ЧУКОТСКОГО МОРЯ

Массовое развитие фитопланктона в полярных морях происходит в короткий период таяния льдов, когда благодаря распреснению развивается плотностная стратификация, способная удерживать клетки фитопланктона в фотическом слое. Но запас биогенных веществ в тонком приповерхностном слое быстро истощается. Приток питательных солей извне может заметно повысить биопродуктивность, и Чукотское море получает такой приток через Берингов пролив. Объем поступающих тихооке-

анских вод многократно меньше притока из Атлантики и до последнего времени оценивался величиной около 0,8 Св, а в 2010-е годы вырос до 1,0 Св. Но они богаты биогенами, так как находятся в конце глобального «океанского конвейера» глубинных вод, в них аккумулируются продукты деградации органики со всей его тысячекилометровой «ленты», протянувшейся через Атлантический, Индийский и Тихий океаны. Благодаря адвекции тихоокеанских вод, Чукотское море летом заметно «живее»

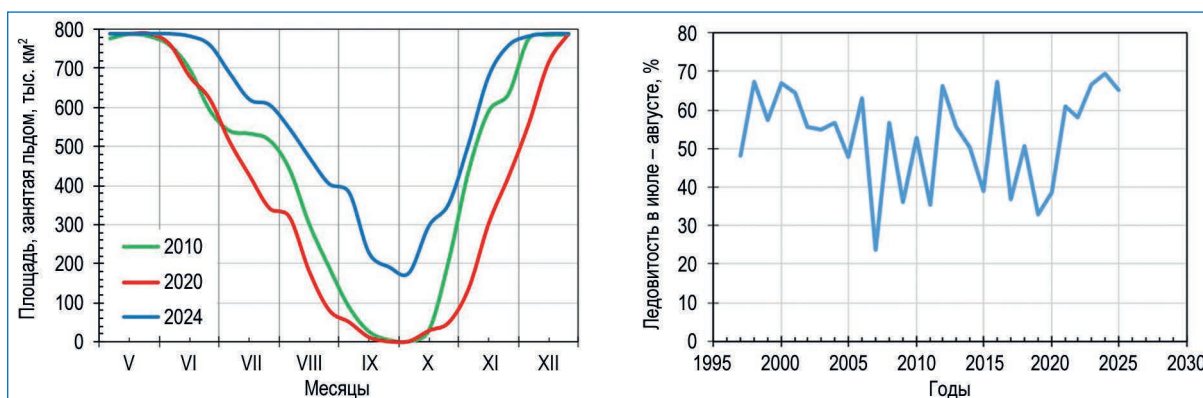


Рис. 1. Сезонный ход площади льдов в Чукотском море в 2010, 2020 и 2024 годы и межгодовые изменения средней за июль–август ледовитости моря по спутниковым данным NOAA, США (USNIC Sea Ice Index, Version 3)

других арктических районов, здесь выше биомасса зоопланктона и нектона, сюда из Берингова моря заходят на нагул косяки рыб и морские млекопитающие.

Если раньше Чукотское море летом освобождалось ото льда лишь частично и на короткое время, то в последние десятилетия в летний период года в его южной части лед полностью разрушается, за исключением отдельных лет (рис. 1). Удлинение вегетационного периода должно способствовать росту продуктивности полярной экосистемы, что реализовано в продукционных моделях. Однако ожидаемый рост продуктивности не подтверждается данными наблюдений, напротив, анализ разрозненных оценок *in situ* первичной продукции в Чукотском море дает отрицательный тренд, который по литературным данным оценивается в 0,2 гС/м²сут за десятилетие. Это противоречие демонстрирует недостаточное понимание механизмов биопродуктивности моря, тем более в условиях меняющегося климата, что определяет важность изучения транспорта и утилизации аллохтонных биогенных веществ в Чукотское море и влияния потепления климата на годовой продукционный цикл в этом районе.

Материалы и методы

Экспедициями ТИНРО в конце августа — начале сентября 2010, 2020 и 2024 годов выполнены гидрохимические съемки юго-западной части Чукотского моря, между Беринговым проливом и о. Врангеля (приблизительно 66–71° с. ш. 169–180° з. д.), куда в теплый период года вторгается один из двух основных потоков тихоокеанских вод — северо-западного направления. При прохождении Берингова пролива поток перемещивается по вертикали, что обогащает его верхний слой биогенными веществами, но далее по мере распространения, благодаря смешению с менее солеными арктическими водами, вновь стратифицируется на поверхностный и подповерхностный слои. Направление потока хорошо прослеживается в поле солёности более консервативного подповерхностного слоя как область повышенных значений (рис. 2). Помимо судовых данных о содержании кислорода и концентрации биогенных элементов, биопродуктивность косвенно оценивалась по спутниковым данным о цвете поверхности моря, полученным со сканеров MODIS, MERIS, OLCI, SeaWiFS, VIIRS и интерпретированным в терминах концентрации хлорофил-

ла *a* (Ocean Colour Climate Change Initiative, Version 6), к которым применена пространственная интерполяция по методу DINEOF.

Первичную продукцию оценивали по балансу кислорода и биогенных элементов и по концентрации хлорофилла *a*. Пресыщение воды кислородом, при котором AOU (apparent oxygen utilization — «кажущееся потребление кислорода», вычисляемое как недостача кислорода *in situ* до 100 % насыщения при данных температуре, солености и давлении) имеет отрицательные значения, — наиболее заметный признак продуцирования, однако пригодный лишь для качественных оценок.

Количественно оценить продукцию можно по балансу биогенных элементов. Их транспорт и консумпция в процессе фотосинтеза рассмотрены на примере фосфора. Баланс неорганического фосфора в море складывается под действием как «консервативных» процессов, обусловленных только переносом и смешением водных масс и не связанных с химическим преобразованием содержащих его веществ, так и биогеохимических процессов продукции и деструкции органического вещества. В консервативных процессах соли фосфора участвуют наравне с другими солями морской воды, что обеспечивает пропорциональность изменений потенциальной концентрации фосфора и общей солености. Биогеохимические процессы на общую соленость не влияют, а касаются только биогенных солей. Эта особенность позволила разделить консервативные и неконсервативные компоненты баланса фосфора, определяя неконсервативную компоненту в условном объеме воды, перемещающемся с потоком, как разность между фактическим изменением концентрации фосфора и изменением его потенциальной концентрации, пропорциональным изменению солености. Летом поток тихоокеанских вод стратифицирован, причем оба его слоя изначально обогащены биогенными веществами. Распространяясь в Чукотском море, два его слоя обмениваются растворенными солями между собой и с окружающими их местными водными массами. Для количественной оценки такого обмена использован метод TS-анализа: при условии пренебрежимо малого внешнего воздействия на температуру и соленость изменения этих параметров в результате водообмена пропорциональны изменению относительных объемов вовлеченных в смешение водных масс, а следовательно, и изменениям потен-

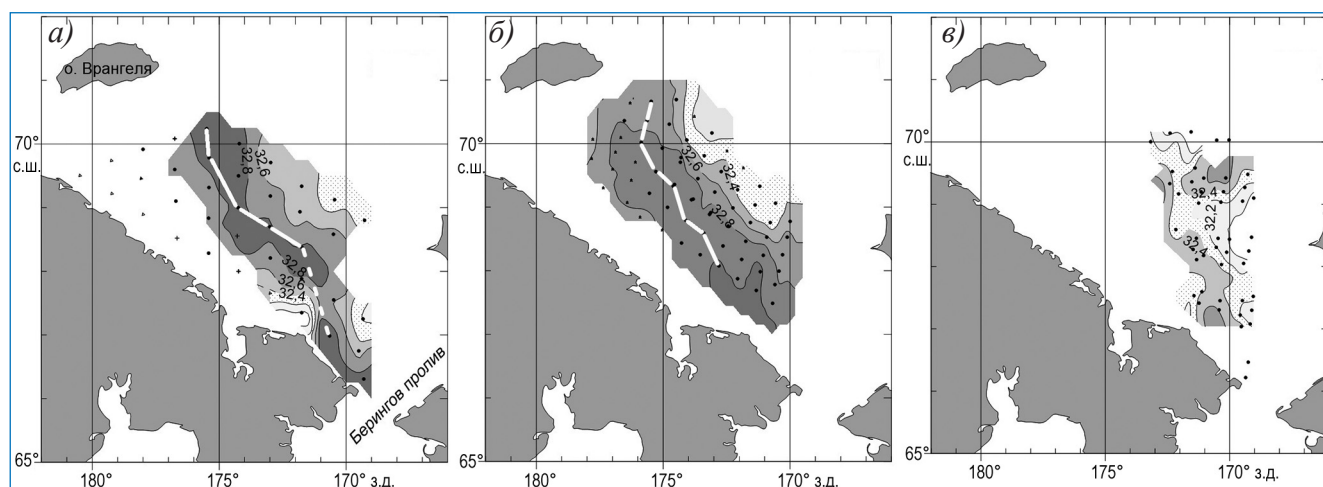


Рис. 2. Солёность в подповерхностном слое Чукотского моря по данным съемок ТИНРО летом 2010 (а), 2020 (б) и 2024 (в) годов.

Поток тихоокеанских вод прослеживается на северо-запад от Берингова пролива по повышенной солёности.

Белые линии — разрезы вдоль стрежня потока (в 2024 году стержень потока находился в основном западнее обследованного района)

циальной концентрации фосфора. Процесс водообмена рассмотрен последовательно для малых участков траектории потока — интервалов между станциями на разрезах вдоль его стрежня, с использованием обычно для TS-анализа графического метода «треугольника смещения» (разумеется, для точности все «графические» измерения выполнены с помощью матанализа). Если фактическое изменение концентрации фосфора между станциями отличалось от ожидаемого по «треугольнику смещения» — разницу интерпретировали как неконсервативную компоненту баланса, обусловленную продукцией или деструкцией органического вещества. Затем по скорости утилизации фосфора выполнена приближенная оценка величины продукции в углеродных единицах (P [гС/м³сут]), с учетом молярного соотношения между фосфором и углеродом в составе органического вещества (1:106) и сведений о характерной скорости потока тихоокеанских вод.

Процесс продуцирования нового органического вещества можно также косвенно оценить по количеству органического вещества в морской воде. Поскольку основной формой новообразованного вещества в открытом море является фитопланктон, мерой продукции служит концентрация фотосинтезирующего пигмента — хлорофилла *a*, имеющего характерный зеленый цвет, интенсивность которого измеряется спутниковыми цветными сканерами.

Результаты наблюдений и их анализ

В разные годы исследований размеры и очертания потока тихоокеанских вод существенно различались, как и температура, и соленость этих вод, но общее направление потока оставалось неизменным — на северо-запад, в направлении о. Врангеля, далее с поворотом на север, в пролив между островами Врангеля и Геральд (рис. 2). По мере удаления от Берингова пролива и смешения с окружающими водами соленость постепенно понижается, толщина поверхностного слоя возрастает от 4–5 м до примерно 21–23 м, а толщина подповерхностного слоя уменьшается, как за счет развития поверхностного слоя, так и из-за появления у дна местных подповерхностных арктических вод. При приближении к о. Врангеля, полностью окруженному холодными арктическими водами, толщина поверхностного слоя вновь немного уменьшается — до 18–19 м.

Судя по насыщенности вод потока кислородом и изменениям концентрации фосфора, продукционные процессы в нем идут неравномерно, причем по-разному в разные годы. В 2010 и 2024 годах первые сотни километров после прохождения берингоморскими водами Берингова пролива в верхнем слое потока наблюдается префицит кислорода порядка 1 мл/л, с максимумом у поверхности моря, здесь же, вблизи пролива, из поверхностного слоя потребляется фосфор, а концентрация фосфора в подповерхностном слое растет (рис. 3). Это признаки активного синтеза органического вещества в верхнем слое, сопровождающегося его деструкцией у дна (рис. 4). Через 300–400 км эти процессы прекращаются, на что указывает снижение насыщения кислородом поверхностного слоя примерно до 100 % и стабилизация концентрации фосфора в обоих слоях. Но еще дальше, за 400–600 км от пролива, в 2010 году (в 2024 году этого района достичь не удалось из-за льдов) наблюдался второй всплеск продукции, признаком чего был префицит кислорода до 1 мл/л с максимумом вблизи пикноклина

и снижение концентраций фосфора в обоих слоях. Активное продуцирование в этом районе обеспечивалось перетоком фосфора из подповерхностного слоя. Повидимому, такая ситуация была типичной для климатических условий периода до 2013 года и повторяется в отдельные ледовитые годы в современный период потепления климата. Напротив, в малоледовитом 2020 году, типичном для современного периода, небольшой префицит кислорода в верхнем слое моря сохранялся на всем протяжении потока, при этом фосфор почти не потреблялся в обоих слоях, а наоборот — по мере удаления от Берингова пролива его концентрация медленно росла. Признаки активного фотосинтеза появились лишь в ≈600 км от пролива, где начал расходоваться фосфор из верхнего слоя.

Для пространственного распределения хлорофилла *a* во все три года исследований характерны повышенные концентрации (от 2 до >3 мг/м³) вблизи Берингова пролива (рис. 5). Вторая продуктивная зона ниже по течению в 2010 году не наблюдалась, вероятно, из-за глубокого залегания слоя развития фитопланктона, обеспечиваемого поставкой биогенных элементов снизу, из подповерхностного слоя. В 2024 году, когда экспедиционное судно не смогло пройти в район о. Врангеля из-за льдов, там отмечена область высоких концентраций хлорофилла *a* (>3 мг/м³). Однако нет оснований полагать, что причиной ее развития была адвекция тихоокеанских вод, скорее всего, учитывая большие размеры и высокие концентрации, это было запоздалое летнее полярное «цветение» в прикромочной зоне разрушающегося ледяного массива.

При всем различии продукционных процессов в потоке тихоокеанских вод в разные годы можно отметить общую закономерность в процессе утилизации аллохтонных биогенных веществ. После вторжения в пределы Чукотского моря сначала расходуется запас верхнего слоя потока, что обеспечивало в разные годы продукцию, оцениваемую по потреблению фосфора в 0,1–0,2 гС/м³сут. После того как этот запас исчерпывается (через 300–400 км пути на 68–69° с. ш. в 2010 году или через 500–600 км на 70–71° с. ш. в 2020 году), продукция снижается. Однако дальше по течению потока продукция вновь возрастает за счет поступления

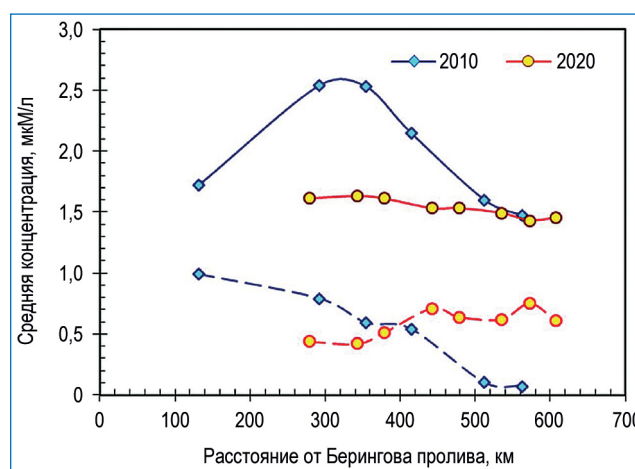


Рис. 3. Изменения средних по подповерхностному (сплошные линии) и поверхностному (пунктир) слоям концентраций минерального фосфора на разрезах вдоль потока тихоокеанских вод в Чукотском море летом 2010 и 2020 годов

питательных веществ из подповерхностного слоя тихоокеанских вод примерно до 0,3–0,4 гС/м³сут (что удалось проследить лишь в 2010 году, когда это наблюдалось примерно на 70° с. ш.). В 2020 и 2024 годах подповерхностные воды с неизрасходованным запасом фосфора уходили за пределы съемки, предположительно этот запас утилизировался в северной части моря

или транспортировался еще дальше — в Центральную Арктику. Причем если в ближней к Берингову проливу продуктивной зоне продукция обеспечивалась запасом биогенных веществ, имевшимся в верхнем слое моря, то в дальней продуктивной зоне биогены потреблялись «с колес», рост продукции обеспечивался усилением их перетока из подповерхностного слоя.

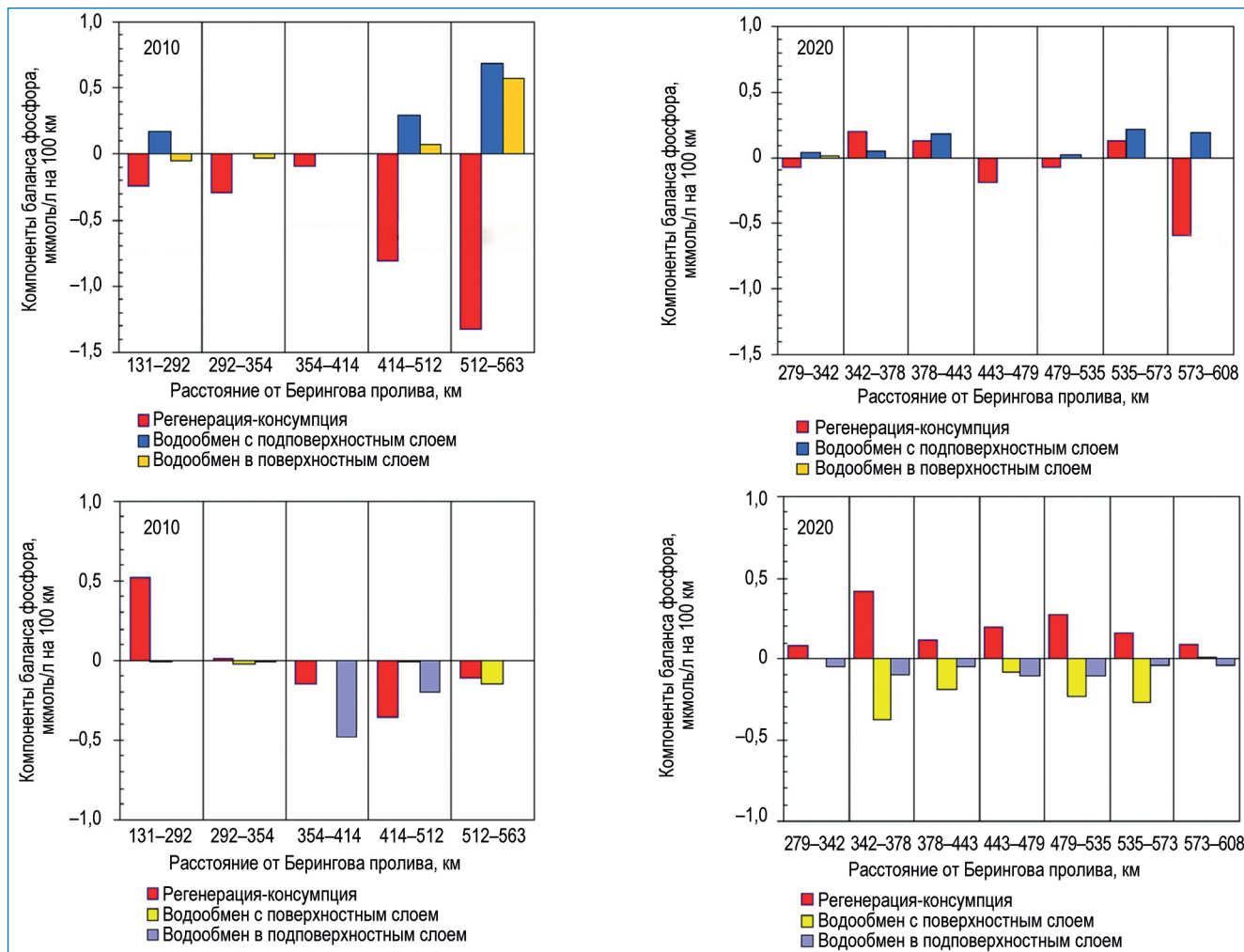


Рис. 4. Компоненты баланса фосфора в поверхностном (вверху) и подповерхностном (внизу) слоях на разрезах вдоль потока тихоокеанских вод в Чукотском море летом 2010 и 2020 годов

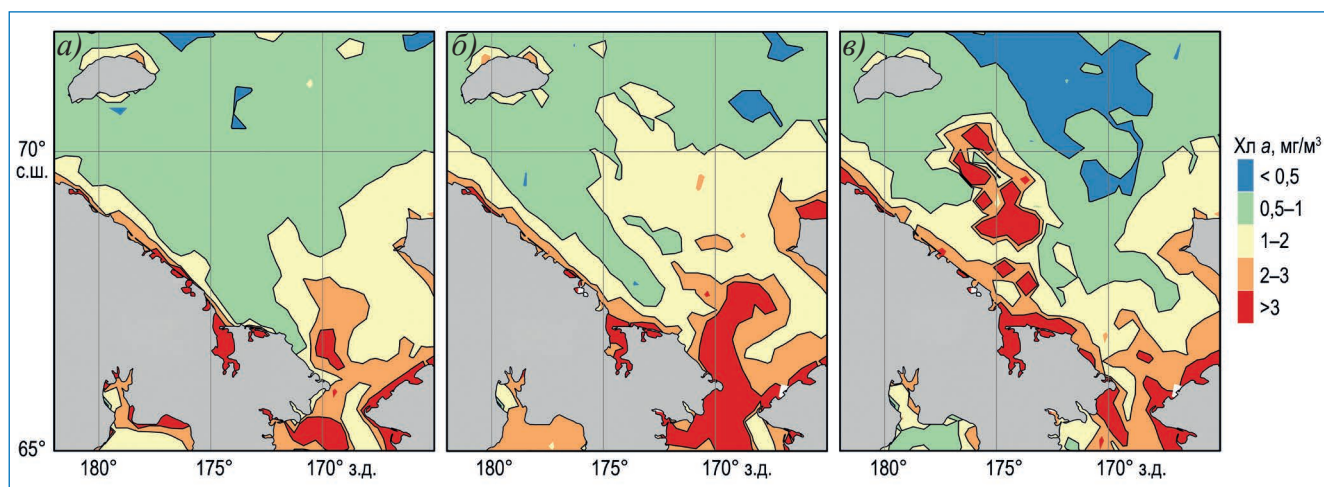


Рис. 5. Средние значения концентрации хлорофилла *a* по спутниковым данным ОСССІ в периоды съемок ТИНРО: а — 7—16 сентября 2010 года; б — 26 августа — 5 сентября 2020 года; в — 31 августа — 8 сентября 2024 года

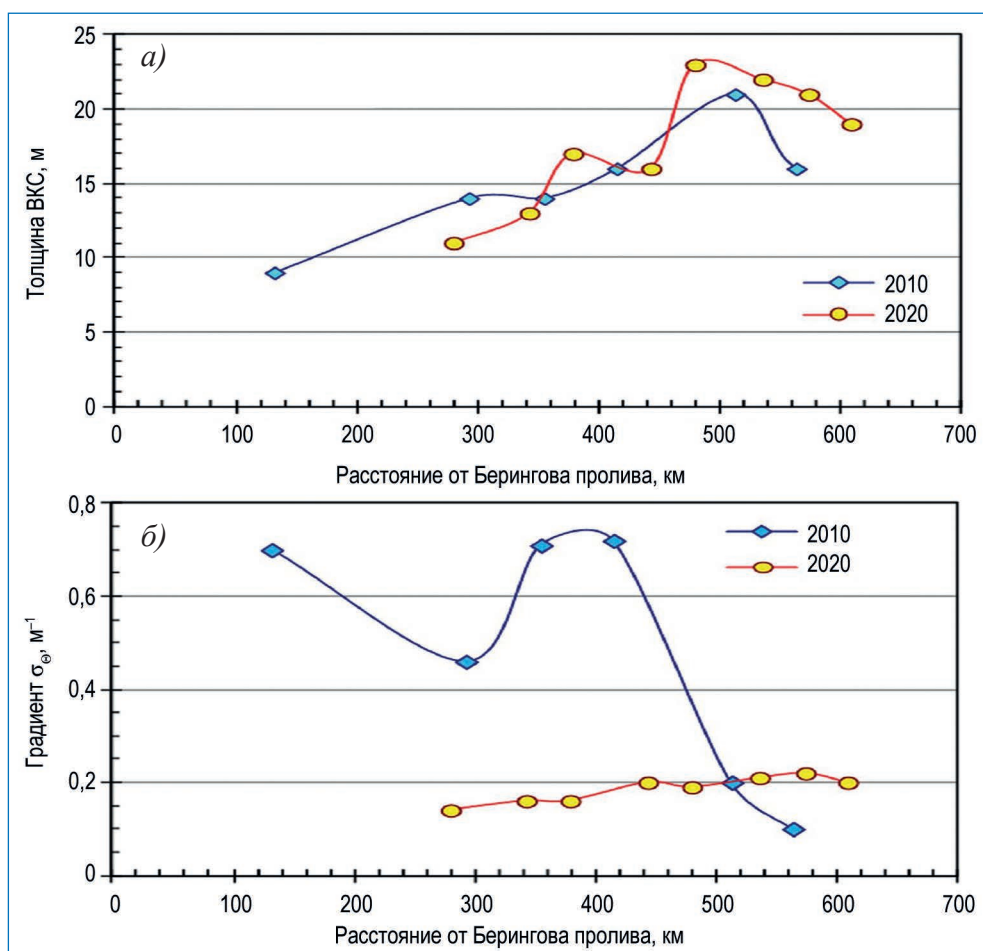


Рис. 6. Толщина верхнего квазиоднородного слоя (ВКС) (а) и максимальный градиент условной плотности на его нижней границе (б) на разрезах вдоль потока тихоокеанских вод в Чукотском море летом 2010 и 2020 годов

Ближняя продуктивная зона формируется при развитии достаточной стратификации с $\text{grad } \sigma_\theta > 0,2 \text{ м}^{-1}$, необходимой для удержания фитопланктона в фотическом слое. В 2010 и 2024 годах это произошло вблизи пролива, а в 2020 году — за 500–600 км от него. Напротив, дальняя продуктивная зона формировалась при ослаблении стратификации. В 2010 году, когда запас биогенных веществ в верхнем слое потока быстро истощился, новый рост продукции в этой зоне был инициирован усилением вертикального обмена в условиях снижения градиента плотности с $\text{grad } \sigma_\theta 0,5\text{--}0,7 \text{ м}^{-1}$ на первых 400 км потока до $\text{grad } \sigma_\theta 0,2 \text{ м}^{-1}$ на расстоянии 500 км от Берингова пролива (рис. 6). В 2020 году, в условиях отсутствия тающих льдов, поток тихоокеанских вод был слабо стратифицирован, и порог $\text{grad } \sigma_\theta = 0,2 \text{ м}^{-1}$ был достигнут только после заглупления пикноклина при приближении к о. Врангеля. В таких условиях продукционные процессы в потоке протекали вяло, что способствовало сохранению биогенных элементов в его верхнем слое — этот запас ушел в Арктический бассейн СЛО. Таким образом, очищение Чукотского моря от льда летом препятствует использованию дополнительного фактора биопродуктивности в южной части моря, но обогащает более удаленные от Берингова пролива районы Арктики.

По-видимому, этими разнонаправленными процессами объясняются противоречия в оценках тенденций биопродуктивности Чукотского моря, связанных с современными быстрыми климатическими изменениями: рост биопродуктивности по результатам моделирова-

ния, но отрицательный тренд по данным измерений первичной продукции *in situ*. Понимание процесса утилизации биогенных веществ тихоокеанского происхождения позволяет разрешить это противоречие: в чистом ото льда Чукотском море поступающие через Берингов пролив биогенные вещества не могут быть утилизированы вблизи пролива, высокопродуктивная зона смещается дальше по течению, что обуславливает снижение продуктивности юго-западной части моря в летний сезон, а ведь именно в это время года выполняется большинство наблюдений. С другой стороны, с удлинением безледного периода меняется годовой продукционный цикл, так как единственный летний пик продуктивности распадается на весенний и осенний пики, с низкопродуктивным летним перерывом между ними. Теперь летние экспедиции в Чукотское море, ранее наблюдавшие наиболее продуктивный сезон полярного лета, попадают в низкопродуктивный сезон субполярного лета. То есть многолетняя тенденция к снижению продуктивности, выявленная по данным летних морских экспедиций, по сути, отражает сезонные различия продукции между весенней и летней фазами сукцессии и вызвана смещением их сроков, но не характеризует реальные изменения годовой продукции.

Ю.И. Зуенко, А.С. Курносова (ТИНРО),
А.С. Малышева (ВНИРО)