

УДК 573.22.087:574.5

ОЦЕНКИ ПЕРВИЧНОЙ ПРОДУКЦИИ В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЯПОНСКОГО МОРЯ В РАЗЛИЧНЫЕ СЕЗОНЫ ПО СУДОВЫМ И СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

© 2022 г. В. И. Звалинский^{1, *}, П. В. Лобанова², П. Я. Тищенко¹,
В. Б. Лобанов¹, А. Д. Маховиков²

¹Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения
Российской академии наук, Владивосток, Россия

²Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия

*e-mail: biomar@mail.ru

Поступила в редакцию 14.02.2022 г.

После доработки 21.03.2022 г.

Принята к публикации 14.04.2022 г.

В работе проанализированы данные десяти экспедиций, выполненных в северной части Японского моря (36° – 47° с.ш. и 130° – 141° в.д.), включая прибрежные воды России, в период с февраля по ноябрь в 2000–2015 гг., что позволило детально рассмотреть особенности первичного продуцирования в различные сезоны. Анализировались результаты судовых СТД-зондирований, концентрации биогенных веществ (БВ) и хлорофилла-*a* (*Chl*), а также спутниковые данные цвета океана. В начале весеннего периода максимальные величины *Chl* наблюдаются в поверхностном слое. В мае, после установления летней стратификации, основная масса *Chl* сосредоточена в слое 20–40 м. Осенью, в середине октября, начинается разрушение летней стратификации и происходит увеличение снабжения эвфотического слоя БВ, вследствие чего возрастает содержание *Chl*. Величина суммарной первичной продукции (*P*) в слое фотосинтеза по судовым оценкам оказалась примерно в два раза выше спутниковых оценок – 400 и 224 г С/м² год, соответственно. Проанализированы причины таких различий.

Ключевые слова: хлорофилла-*a*, первичная продукция, Японское море, эвфотический слой, спутниковые данные, цвет океана

DOI: 10.31857/S0030157422050215

ВВЕДЕНИЕ

Японское море соединяется мелкими проливами с соседними бассейнами – Охотским морем, Тихим океаном и Восточно-Китайским морем. Поскольку глубина проливов не превышает 130 м, формирование промежуточных, глубинных и донных вод происходит непосредственно в море [41]. Другая особенность моря состоит в том, что в нем происходит взаимодействие субарктических вод, которые формируются в северной части, с субтропическими водами, поступающими из Восточно-Китайского моря через Корейский пролив [41]. В районе взаимодействия этих вод (обычно между 39 и 41° с.ш.) образуется устойчивый субарктический фронт, разделяющий море на две климатические зоны [41]. Кроме того, в Японском море идут интенсивные процессы образования мезомасштабных вихрей [9]. Благодаря этим географическим и океанографическим особенностям Японское море часто рассматривают

как океан в миниатюре [41]. Представления, полученные о процессах в Японском море можно, с известной долей условности, переносить на Мировой океан в целом. Сходство на этом не заканчивается. Известно, что в настоящее время происходят глобальные изменения в состоянии вод Мирового океана – уменьшение содержания кислорода [38] и величины рН [23]. Подобные процессы наблюдаются и для открытой части Японского моря [15, 42]. Наблюдаемые изменения, с общепринятой точки зрения, обусловлены стагнацией вод и ростом содержания углекислого газа в атмосфере. Дополнительно, эти изменения могут усиливаться ростом первичной продукции (*P*; используемые в статье обозначения и аббревиатура даны в таблице 1), обусловленной эвтрофикацией вод Японского моря. Такое предположение было сделано в работе [13].

Исследования *P* в северной части Тихого океана, в том числе и в Японском море, были начаты

Таблица 1. Используемые в статье символы и аббревиатура

Символ и аббревиатура	Расшифровка символа	Единицы измерения
P	Первичная продукция	г С/м ² день
P_{ship}	Первичная продукция на основе судовых измерений (модель POIM)	г С/м ² день
P_{sat}	Первичная продукция на основе спутниковых наблюдений (модель VGPM)	г С/м ² день
p^b	Удельная максимальная скорость фотосинтеза по судовым данным (ассимиляционное число)	мг С/мг <i>Chl</i> ч
P_{Sat}^b	Ассимиляционное число по спутниковым данным, как функция температуры воды	мг С/мг <i>Chl</i> ч
Chl	Концентрация хлорофилла-а	мг/м ³
Chl_{sat}	Концентрация хлорофилла-а по спутниковым данным	мг/м ³
Chl_{eu}	Содержание хлорофилла-а в эвфотическом слое по судовым данным	мг/м ²
Chl_{euSat}	Содержание хлорофилла-а в эвфотическом слое по спутниковым данным	мг/м ²
Chl_{opt}	Концентрация хлорофилла-а в первом оптическом слое по судовым данным	мг/м ³
БВ	Биогенные вещества (P, N, Si)	мкМ
ФАР	Фотосинтетически активная радиация	(моль квантов/м ² день)
I_o	Интенсивность света на поверхности моря	моль квантов/м ² час
I_c	Интенсивность света, соответствующая компенсационной глубине	(моль квантов/м ² час)
I_k	Интенсивность света, при которой световая кривая переходит к насыщению, равная ≈ 10% от падающей на поверхность воды ФАР	моль квантов/м ² час
T_d	Долгота дня	час
k_d^{490}	Коэффициент диффузного ослабления света в воде для длины волны 490 нм	м ⁻¹
Z_c	Компенсационная глубина	м
Z_{euSat}	Глубина эвфотического слоя, оцененная из спутниковых данных	м
Z_{mld}	Глубина перемешивания верхнего слоя моря	м
Z_{cr}	Критическая глубина, меньше которой скорость продукции в столбе воды превышает скорость потери биомассы	м
Z_{opt}	Глубина первого оптического слоя	м
ТПО	Температура поверхности океана	градус Цельсия
PODAAC	Physical Oceanography Distributed Archive Center	
DIM	Depth-Integrated Models	
POIM	Pacific Oceanological Institute Model	
VGPM	Vertically Generalized Production Model	

Институтом океанологии им. П.П. Ширшова в начале 60-х годов 20-го века на НИС “Витязь” методом радиоуглеродной метки C^{14} . В этих экспедициях было установлено, что P в субарктической климатической зоне Японского моря пре-

вышала 500 мг С/м² день, а в субтропической части находилась в пределах 250–500 мг С/м² день [7, 8]. Обзор последних работ по исследованию P и продукционных характеристик вод Японского моря дан в [23, 27, 31]. Из этих обзоров следует,

что большинство исследований выполнено на основе спутниковых наблюдений цвета океана со сканера SeaWiFS [14, 19–21] и с использованием модифицированного варианта модели VGPM (Vertically Generalized Production Model) [20]. Благодаря спутниковым наблюдениям ясно зафиксировано “цветение” фитопланктона для весеннего и осеннего сезонов, немного отличающееся по времени для разных климатических зон Японского моря [22, 29].

Ранее нами были проведены измерения содержания хлорофилла-а (*Chl*), биогенных веществ (БВ) и величины *P* радиоуглеродным методом в столбе воды в северной части Японского моря по результатам пяти экспедиций для весеннего и осеннего сезонов [3–5, 10]. Целью настоящей работы является оценка *P* в северной части Японского моря для всех сезонов с использованием двух интегрированных по глубине моделей восстановления *P*, которые относятся к типу DIM (Depth-Integrated Models) [20]. Данный тип моделей предполагает использование интегрированных от поверхности до глубины эвфотического слоя функций всех входящих в них переменных: часто это концентрация *Chl* и фотосинтетически активная радиация (ФАР). Немаловажным параметром таких моделей является также и удельная максимальная скорость фотосинтеза, которая обычно берется для слоя оптимальных для фотосинтеза условий. Величины *P* были рассчитаны по данным судовых наблюдений Тихоокеанского океанологического института им. В.И. Ильичёва (ТОИ ДВО РАН), выполненных в различные сезоны года, и спутниковой информации. Сравнение результатов позволило установить возможные причины ошибок в оценках *P* Японского моря и рассмотреть особенности сезонных изменений *Chl*, *P* и определяющих их абiotических факторов среды в северной части моря.

МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ

В работе проанализированы данные десяти экспедиций, выполненных в северной части Японского моря в районе 36°–47° с.ш. и 130°–141° в.д., включающей прибрежные воды России, в 2000–2015 гг. в периоды с февраля по ноябрь, охватывающие практически все четыре сезона (рис. 1). Экспедиции выполнялись на НИС “Академик М.А. Лаврентьев” (La) и “Профессор Гагаринский” (Ga). Для анализа использованы судовые данные: результаты STD-зондирований, измерения концентрации БВ и *Chl* и спутниковые данные из баз Climate Change Initiative Ocean Colour, версия 3.1 и NASA Ocean Color Web [21].

Для оценки дневной *P* в слое фотосинтеза использованы две модели типа DIM: модель, разработанная в ТОИ ДВО РАН, POIM (Pacific Oceanological Institute Model) [3, 6] и модель VGPM

(Vertically Generalized Production Model) [19, 20]. Для модели POIM использованы следующие судовые данные: температура воды по данным STD-зондирований, концентрации БВ ($\text{NO}_3 + \text{NO}_2$ и PO_4), полученные в соответствии с методикой [25] и концентрация *Chl*, измеренная спектрофотометрическим методом по методике [28]. Для оценки *P* с применением модели VGPM в работе использованы следующие спутниковые данные: цвет океана (*Chl*) и коэффициент диффузного ослабления света в воде для длины волны 490 нм, k_d490 из базы CCI Ocean Colour, версия 3.1; дневная поверхностная ФАР из базы данных Ocean Productivity (NASA’s Ocean Colour Web); температура поверхности океана (ТПО) из базы данных PODAAC (Physical Oceanography Distributed Archive Center) [21, 37].

Модель POIM. В основе расчета *P* лежит разработанная нами ранее модель непрямоугольной гиперболы для фотосинтеза, описывающей зависимость фотосинтеза от интенсивности света, полученная с учетом механизма фотосинтеза [3, 6, 44]:

$$P = P^m \frac{1 + I/I_k}{2\gamma} \left\{ 1 - \sqrt{1 - \frac{4\gamma I/I_k}{(1 + I/I_k)^2}} \right\}. \quad (1)$$

Здесь P^m – фотосинтез при световом насыщении, мг С/мг *Chl* ч; *I* – интенсивность света, моль квантов/м² час; I_k – световая константа, соответствующая интенсивности света, при которой световая кривая переходит к насыщению, равная ≈10% от падающей на поверхность воды ФАР, моль квантов/м² час; γ – параметр непрямоугольной гиперболы, равный 0.95 для реальных световых кривых морских водорослей. В пределах эвфотического слоя интенсивность света уменьшается по логарифмическому закону от величины I_o (на поверхности моря) до $I_c \approx 0.01I_o$, где I_c – интенсивность света, соответствующая компенсационной глубине Z_c , на которой скорость фотосинтеза равна скорости дыхания. Нами принято, что нижняя граница эвфотического слоя равна компенсационной глубине, т.е. глубина эвфотического слоя в метрах равна Z_c .

Результат численного интегрирования непрямоугольной гиперболы не зависит от толщины эвфотического слоя и абсолютного значения интенсивности света и равен 0.66. Таким образом, оценка величины дневной *P* в эвфотическом слое по судовым данным проводилась по следующему соотношению [3]:

$$P = 0.66P^b Chl_{eu} T_d. \quad (2)$$

Здесь P^b – удельная максимальная скорость фотосинтеза или ассимиляционное число в подповерхностном слое, мг С/мг *Chl* ч; Chl_{eu} – содержание *Chl* в слое фотосинтеза, мг/м², T_d – долгота

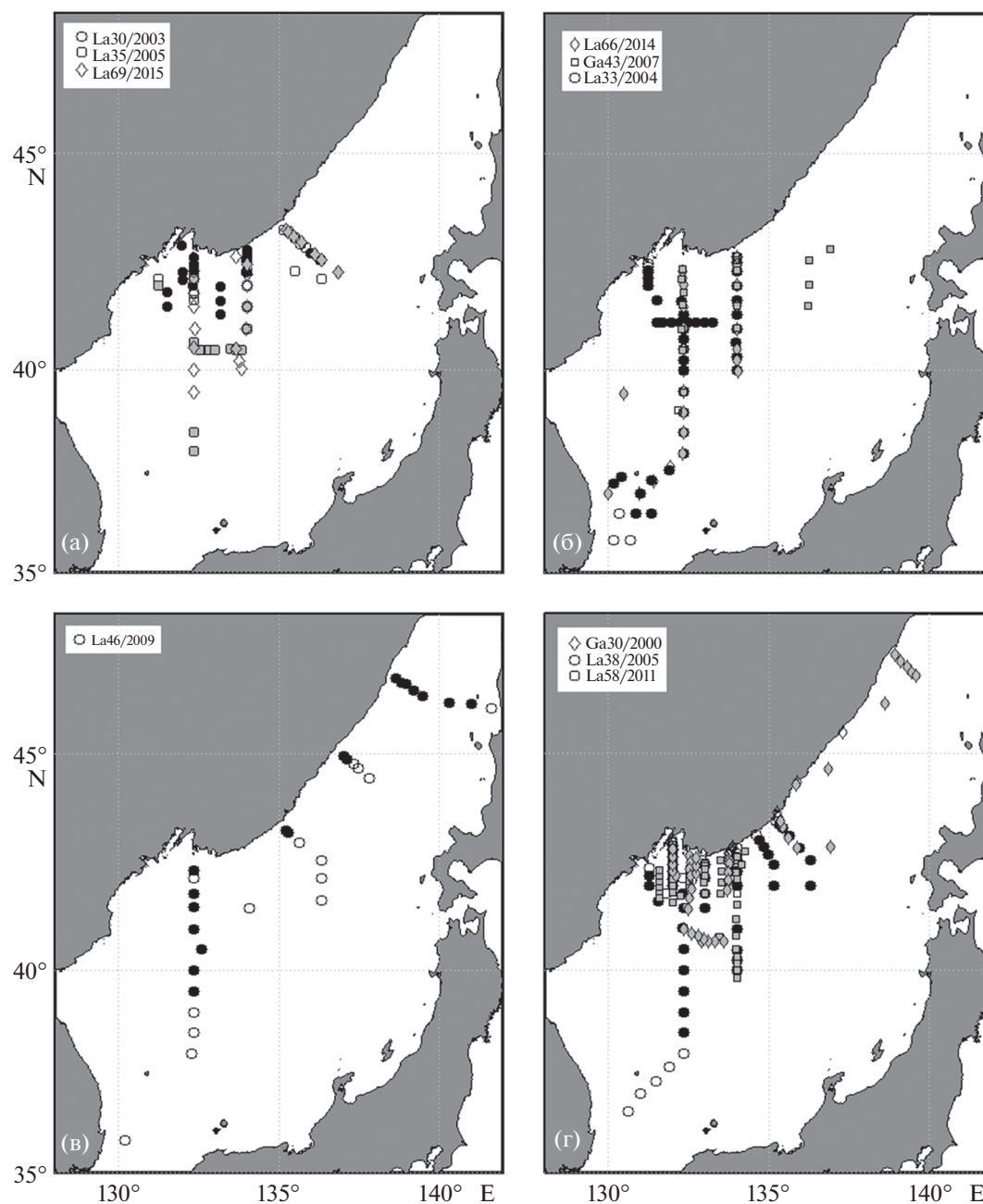


Рис. 1. Схемы расположения станций десяти экспедиций ТОИ ДВО РАН, выполненных в северо-западной части Японского моря в 2000–2015 гг. в период с февраля по ноябрь: (а) зима–начало весны, (б) весна, (в) лето и (г) осень. Значками круг, квадрат и ромб показаны станции различных экспедиций. Заполненные серым и черным значки означают наличие спутниковых данных на момент проведения судовых измерений.

дня, час. На каждой станции суммированием концентрации Chl по вертикали от 0 до Z_c определялось $Chl_{сум}$ и P , рассчитанная по соотношению (2). Соотношение (2) соответствует предложенному ранее уравнению для расчета P в столбе воды (уравнение (12) в [20]). Необходимо отметить, что величина фактора F , используемая в данном уравнении, в нашем случае коэффициент 0.66 в уравнении (2), в моделях DIM весьма слабо зави-

сит от дневной дозы ФАР. Поэтому зависимость P от ФАР учитывается длительностью светового дня.

Ассимиляционное число. К сожалению, мы не имели возможности определять P^b во всех рейсах. Вместе тем, в осеннем рейсе Ga30 (12.10–03.11.2000) [3] нами были определены P^b на всей акватории полигона методом ^{14}C на борту судна: P^b изменялось от 1.4 до 3.3 мг С/мг Chl ч и в сред-

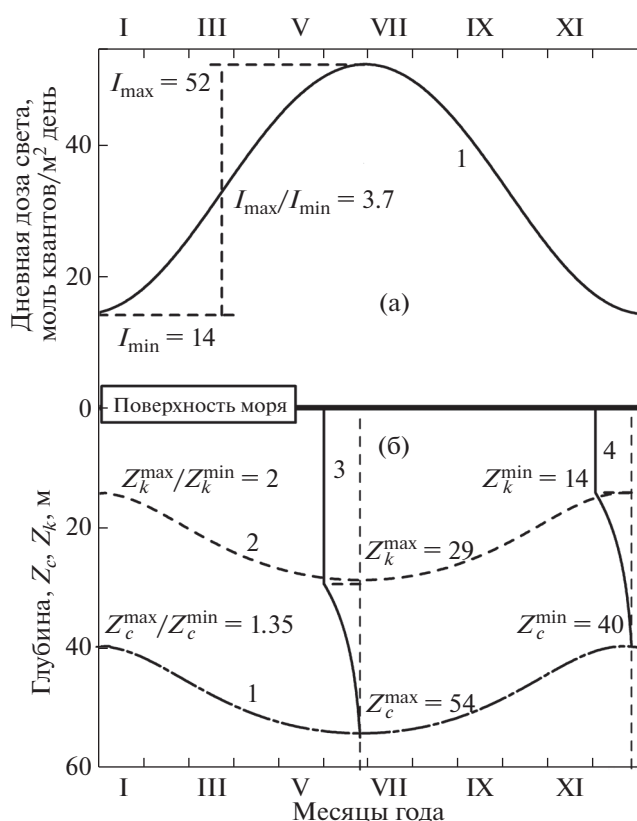


Рис. 2. (а) — дневная доза ФАР (моль квант/м² день), падающей на поверхность моря исследуемой акватории в различные сезоны (1) и соотношение доз лето/зима, (б) — компенсационная глубина, Z_c (граница проникновения минимальной дозы света $I_c \approx 0.4$ моль квантов/м² день): (1) глубина насыщения фотосинтеза, $Z_k \approx (I_k \approx 4$ моль квантов/м² день), (2) их соотношение лето/зима; (3) кривая фотосинтеза летом и (4) зимой и их параметры (цифры), Японское море, 42° с.ш.

нем составляло 2.46 ± 0.87 мг С/мг *Chl* ч. В весеннем рейсе La33 (07–18.05.2004) P^b были определены методом ¹⁴C на борту судна, их величина изменялась от 1.7 до 9.2 мг С/мг *Chl* ч и в среднем составляла 4.46 ± 0.95 мг С/мг *Chl* ч [5]. Кроме этого, в Амурском заливе и заливе Восток (северо-запад Японского моря) P^b рассчитывали из P , определенной по изменению содержания кислорода в склянках. В августе 2008 в Амурском заливе, величина $P^b = 4.3$ мг С/мг *Chl* ч [11], а в заливе Восток, в марте 2016 было получено значение $P^b = 4.68$ мг С/мг *Chl* ч [12]. По данным [7, 8] величина P^b для Тихого океана при концентрации нитратов 0.3–2.0 мкМ составляла от 4.0 до 5.5 мг С/мг *Chl* ч, при меньшем содержании нитратов (<2 мкМ) — 2.0–3.5 мг С/мг *Chl* ч. По данным других авторов значение этой величины находится в пределах 1.8–6.3 мг С/мг *Chl* ч [43]. Таким образом, для весенних и летних месяцев мы брали для расчетов $P^b = 4.5$ мг С/мг *Chl* ч, а для осенних месяцев — 2.5 мг С/мг *Chl* ч.

Долгота дня и дневная доза ФАР. Известно, что величина P определяется, в первую очередь, падающим на растения светом. При расчете P используются разные световые характеристики: долгота дня, интенсивность света, дневная доза [24], эти три параметра могут быть рассчитаны на любой день года с помощью основной астрономической формулы [1, 30]:

$$\sin(h) = \cos(\varphi)\cos(\delta)\cos(\tau) + \sin(\varphi)\sin(\delta). \quad (3)$$

Здесь: h — высота солнца; φ — географическая широта; $\delta = 23^\circ \cos(2\pi(N + 9)/365)$ — склонение (N — порядковый номер дня года, начиная с 1 января); $\tau = 2\pi t/24$ — часового угла (t — время, час). Долгота дня определяется временем от восхода солнца до его захода. Величина ФАР на поверхности моря определяется высотой солнца h над горизонтом: $I = I_0 \sin(h)$, где $I_0 \approx 6$ моль квантов/м² час — солнечная постоянная, соответствующая величине ФАР для безоблачного неба, когда солнце находится в зените, $h = 90^\circ$ [1, 24, 30]. Интегрируя уравнение (3) по времени в течение дня и умножая результат на I_0 , рассчитывали падающую на поверхность моря исследуемой акватории дневную дозу ФАР для соответствующего дня года (рис. 2а). Соотношение (3) позволяет также определить максимальную интенсивность света, когда солнце находится на максимальной высоте в любой день года. Долгота дня T_d определялась нами с использованием формулы, приведенной в [35]. Для этого брались данные широты и дня года.

Глубина эвфотической зоны. В ряде случаев глубина эвфотического слоя измерялась традиционным методом — с помощью диска Секки. Однако этот показатель не всегда доступен измерениям. Например, измерения не могут быть проведены ночью, во время утренних и вечерних сумерек, а также в моменты сильного волнения, дрейфа судна, облачности т.д. По мнению ряда авторов, этот показатель часто не соответствует своему главному назначению — не характеризует глубину эвфотического слоя, т.к. не соответствует Z_c [16, 24, 33]. Так, рост и фотосинтез фитопланктона зависит от абсолютного уровня радиации, а не от его процента. Исследователи давно предлагают вместо Z_c использовать компенсационную дневную дозу света I_c в моль квантов/м² день. Например, в зимние пасмурные дни в умеренных широтах может быть такая интенсивность света на поверхности моря, что в толще воды нет чистого фотосинтеза, хотя глубина 1% остается [16]. С физиологической точки зрения I_c более подходит для характеристики объекта, чем Z_c . В литературе приводятся данные разных авторов о величине компенсационной дневной дозы света от ~ 0.07 до ~ 0.8 моль квантов/м² день [16, 17, 24, 33]. Мы взяли среднюю величину 0.4 моль квантов/м² день. В нашем случае глубина эвфотического

слоя (продукционного слоя) Z_c оценивалась для каждой станции двумя методами: (1) на основе данных о вертикальных профилях концентрации Chl и концентраций главных БВ; (2) на основе данных о компенсационной дневной дозе солнечного света $I_c \approx 0.4$ моль квантов/м² день [24].

Первый метод постулирует, что нижняя граница глубоководного максимума Chl соответствует нижней границе эвфотического слоя, т.е. компенсационной глубине Z_c . Одновременно на этой границе наблюдается резкое повышение содержания нитратов (формирование “нитроклина”) [26, 33, 36].

Второй метод оценки глубины эвфотического слоя предполагает существование компенсационной дневной дозы солнечного света I_c , при которой продукция фитопланктона равна расходам на дыхание. Величина Z_c оценивается по соотношению $Z_c = \ln(I_0/I_c)/k_d$, где k_d — коэффициент диффузного ослабления света. В предыдущих работах установлено, что в районе исследований морская вода имеет достаточно высокую прозрачность, граница эвфотической зоны Z_c составляла от 48 до 54 м, что соответствует коэффициенту диффузного ослабления света равному $k_d \approx 0.095$ – 0.085 м⁻¹ [3–5]. По величине параметра k_d акватория относится к типу II океанических вод [2]. При расчете глубины эвфотического слоя мы использовали величину k_d , равную 0.09 м⁻¹. Известно, что в районе исследований T_d изменяется от 9 час в декабре до 15.2 час в июне, а дневная доза света — это 3.7 раза, от дневной минимальной дозы, что составляет примерно 14 моль квантов/м² день в декабре до дневной максимальной дозы, что составляет примерно 52 моль квантов/м² день в июне (рис. 2).

Таким образом, величина Z_c в течение года изменяется от $Z_c^{\min} = \ln(14/0.4)/0.09 = 39.5$ м до $Z_c^{\max} = \ln(52/0.4)/0.09 = 54.5$ м (рис. 2б, кривая 1). Насыщение фотосинтеза происходит при интенсивности света I_k , которая, как правило, на порядок больше (10% от падающей радиации), чем I_c , и равна $I_k \approx 10 \times I_c \approx 4$ моль квантов/м² день (рис. 2б, кривая 2) [3, 6, 20]. Минимальная доза света в месте исследований $I_D^{\min} = 14$ моль квантов/м² день в три раза превышает дозу насыщения фотосинтеза фитопланктона $I_k \approx 4.0$ моль квантов/м² день. Таким образом, уровень интенсивности света вполне достаточен для поддержания фотосинтеза фитопланктона в течение всего года.

Известно, что интенсивность света I в среде изменяется по закону Бугера–Ламберта–Бера. На рис. 3 показаны кривые фотосинтеза в зависимости от дневной дозы света в воде (в логарифмических координатах) для декабря (минимальная)

и июня (максимальная). Для этих световых кривых продолжительность плато по глубине соизмерима с нелинейной частью, а глубины, соответствующие I_c равны 40 и 54 м в декабре и в июне, соответственно, т.е. отличаются в 1.35 раза, против 3.7 раза в воздухе (рис. 2 и 3).

Модель VGPM. Дневную P в эвфотическом слое рассчитывали с помощью модели VGPM [19, 20]:

$$P_{\text{sat}} = 0.66125P^b Chl_{\text{sat}} \frac{I_0}{I_0 + 4.1} Z_c T_d, \quad (4)$$

где Chl_{sat} — поверхностная концентрация Chl , мг/м³, определенная со спутника; P^b — удельная максимальная скорость фотосинтеза (в слое оптимальных для фотосинтеза условий), мг С/мг Chl ч, как функция ТПО [20]; I_0 — дневная поверхностная ФАР, моль квантов/м² день; T_d — долгота дня, ч, рассчитанная по формуле (3); Z_c — глубина эвфотического слоя, м, восстановленная с помощью закона Бугера–Ламберта–Бера, при этом k_d использовали для всего спектра ФАР как функцию $k_d 490$ [32, 34].

Массивы данных Chl_{sat} и k_{490} представляют собой объединенную информацию с четырех спектрорадиометров: SeaWiFS, MODIS Aqua, MERIS и VIIRS с разрешением 4×4 км и дискретностью 8 суток, т.е. представляют собой среднее значение за этот промежуток времени. Из-за повышенной облачности в указанные периоды экспедиций, использование данных цвета океана с дискретностью 1 сутки не представлялось возможным, поскольку доступной для анализа информации было недостаточно. Данные ФАР со спектрорадиометра MODIS Aqua также имеют пространственное разрешение 4×4 км, а временное — 1 сутки. Изначально, данные ТПО с временным разрешением 1 сутки имели пространственное разрешение 0.01×0.01 градуса, но для соответствия другим спутниковым продуктам, используемым для восстановления P , были проинтерполированы на соответствующую сетку. Все данные брались так, чтобы станция попадала в область 4×4 км.

Считается, что Chl_{sat} представляет собой среднюю концентрацию Chl в слое до первой оптической глубины, т.е. в слое из которого выходит около 90% процентов отраженной из воды солнечной радиации. Поэтому для сравнения спутниковых и судовых оценок поверхностной концентрации Chl (табл. 2, Chl_{sat} и Chl_{opt} соответственно) мы использовали именно этот слой, глубина которого определялась по формуле: $Z_{\text{opt}} = 1/k_d$, где k_d также использовался для всего спектра ФАР. Средние оценки Z_{opt} для всех экспедиций не превысили 10 м.

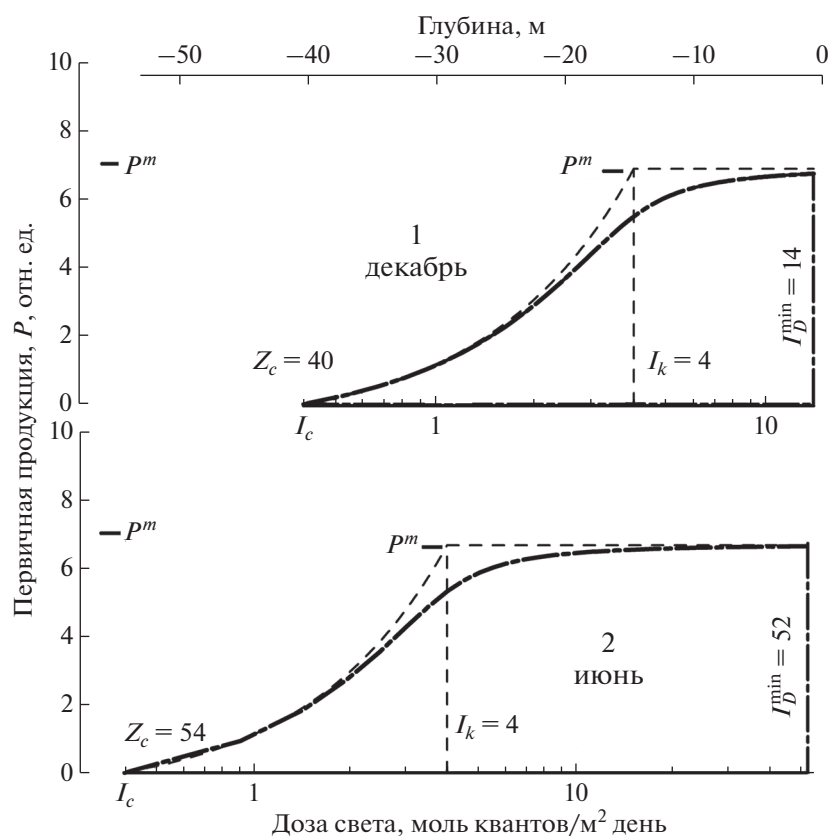


Рис. 3. Световая кривая фотосинтеза зимой (1) и летом (2) в логарифмических координатах (при равномерном распределении Chl): $I_k = 4$ – доза перехода к насыщению; $I_D^{\min} = 14$ и $I_D^{\max} = 52$ – минимальная (зимой) и максимальная (летом) дневная световая доза, моль квантов/м² день; I_D – дневная световая доза; Z – глубина, м (Японское море, 42° с.ш.).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Начало зимне-весеннего “цветения” (La30, La35, La69). Съёмки La30 (25.02–09.03.2003), La35 (16–24.03.2005) и La69 (11.04–05.05.2015) были прове-

дены в зимнее и весеннее время, их результаты характеризуются всеми признаками переходного периода от зимней конвекции к началу весеннего “цветения” фитопланктона. Как видно из рис. 4,

Таблица 2. Осредненные показатели параметров, анализируемых в работе, для всех экспедиций*)

Экспедиция/год	Сроки экспедиции	Долгота дня, час	Дневная доза света, моль квантов/м ² день	Z_c , м (1)/(2)	Chl_{eu} , мг/м ²	Chl_{opt} , мг/м ³	Chl_{sat} , мг/м ³	P_{sat}^b , мг С/мг Chl ч	P_{ship} , г С/м ² день	P_{sat} , г С/м ² день
La30/2003	26.02–03.03	10.7	25.2	63//45	24	0.55	0.53	1.57	0.72	0.20
La35/2005	12–25.03	11.7	32	60//48	28.7	0.34	0.36	2.48	0.84	0.40
La69/2015	11.04–05.05	13.4	42.5	60//50	47.5	1.3	0.97	2.65	1.88	0.81
La66/2014	21–29.04	13.6	44.5	60//52	41.5	0.75	0.56	3.67	1.67	0.60
Ga43/2007	10–17.05	14.4	48.4	53//55	35	0.62	0.54	3.43	1.5	0.77
La33/2004	07–18.05	14.4	48.4	48//54	37	0.63	1.09	4.34	1.58	1.22
La46/2009	09–19.07	14.8	51	55//54	45	0.38	0.32	5.63	1.98	0.77
La38/2005	15.10–01.11	10.2	20.5	57//44	19	0.34	0.47	5.69	0.52	0.75
Ga30/2000	12.10–03.11	10.2	20.3	57//48	19.5	0.44	0.74	4.73	0.51	0.45
La58/2011	27.10–08.11	9.8	18.3	55//43	47	0.67	0.46	4.63	0.87	0.58

вовремя съемки La30 температура воды была низкой ($<0.5^{\circ}\text{C}$) и практически постоянной во всем слое 0–600 м (рис. 4а). Это является результатом зимнего конвективного перемешивания, которое в Японском море достигает значительных глубин [13, 43]. Профили *Chl*, соединений азота ($\text{NO}_2 + \text{NO}_3$) и фосфора (PO_4) указывают на то, что продукция эвфотического слоя доминирует над деструкцией органического вещества – в верхнем слое концентрация *Chl* повышена, а концентрация БВ понижена из-за их ассимиляции (рис. 4б–4г).

Повышенное содержание *Chl* (интегрированное по глубине) наблюдается не только в эвфотическом слое – 24 мг/м² (табл. 1), но и на больших глубинах, при этом во всем слое до 300 м по нашим расчетам суммарное содержание *Chl* в 2–4 раза больше – до 70 мг/м², чем в эвфотическом слое. Этот результат дополнительно свидетельствует об интенсивном вертикальном перемешивании вод, в результате которого клетки фитопланктона увлекаются конвекцией на глубины, существенно превышающие глубину эвфотического слоя.

По профилю *Chl* и БВ (первый метод) невозможно однозначно установить Z_c . Она была оценена с помощью диска Секки и равнялась 45–47 м. Вторым методом ($I_c \approx 0.4$ моль/м² день) дает близкую величину – $Z_c \approx 45$ –48 м (рис. 3). В рейсе La30 величина Chl_{eu} составила 24 ± 11 мг/м² (таблица 2), на всех станциях наблюдались высокие концентрации нитратов 5–15 мкМ (рис. 4в), а P_{ship} в среднем была 0.72 ± 0.18 г С/м² день.

Съемка, проведенная в более поздний (на 2 недели) период в рейсе La35 (16–24.03.2005), показала схожий результат: на станциях севернее 41° с.ш. температура, а также нитраты и фосфаты имели похожий вертикальный профиль, а повышенные значения *Chl* наблюдались до глубины 150–200 м (рис. 4д–4з, ст. 7–8). На станциях к югу от субарктического фронта (южнее 41° с.ш.) на верхних горизонтах температура воды была на 3 – 5°C выше, чем на глубинах (рис. 4д). Следовательно, в этот период, несмотря на интенсивное конвективное перемешивание, на южных станциях сохранялась вертикальная стратификация, обусловленная адвекцией вод из более южных областей и началом радиационного прогресса.

Как и в случае La30, профили *Chl* и БВ для La35 не позволяют однозначно оценить глубину Z_c (оценка 1), поэтому для этого использовались измерения диска Секки, которые дают значения в пределах 44–46 м. Вторым методом дает схожую величину 45–48 м (рис. 4д–4з, табл. 1). Величина Chl_{eu} для этой экспедиции составила 29 ± 7 мг/м², а P_{ship} – 0.84 ± 0.21 г С/м² день (табл. 2).

Первые станции разреза 1 (ст. 1–6) рейса La69 (11.04–05.05.2015) были выполнены 12–13 апреля, через примерно 3 недели после завершения съемки La35 (рис. 4и–4м). На ст. 2 и 5 температура воды на поверхности моря уже превышала температуру воды на глубине 50–100 м почти на 2°C ; профили нитратов и фосфатов также уже отклонялись от вертикального. На южных станциях этого разреза (ст. 30–31), которые выполнялись в конце экспедиции (начало мая), температура воды поверхностного слоя была уже на 7 – 8°C выше в сравнении с глубинными горизонтами (рис. 4и). Концентрация *Chl* увеличивалась от 0.5 на севере (ст. 2) до 2 мг/м³ на юге (ст. 31, рис. 4к). Концентрации соединений азота и фосфора были выше там, где концентрация *Chl* была меньше (ст. 2) и ниже там, где концентрация *Chl* больше (рис. 4л–4м). На этом разрезе наблюдается переход от зимней конвекции (ст. 2) к началу весеннего “цветения” фитопланктона (ст. 5, 6) и далее к летней стратификации (ст. 29–30) (рис. 4и–4м).

Во время рейса La69 (11.04–05.05.2015) начинается бурное развитие фитопланктона, концентрация *Chl* возрастает выше 2 мг/м³, интегральная величина Chl_{eu} достигает 47.5 ± 17 мг/м², а P_{ship} – 1.88 ± 0.45 г/м² день, т.е. это период начала весеннего “цветения” фитопланктона.

Весна, формирование летней стратификации (La66, Ga43, La33). Весной, в апреле и мае месяце были проведены три съемки: La66 (14–29.04.2014), Ga43 (11–17.05.2007) и La33 (07–18.05.2004). В этот период в районе устанавливалась летняя стратификация (рис. 5).

Температура на поверхности моря была на 4 – 12°C выше в сравнении с глубинными горизонтами, вода прогревалась до 50 м (рис. 5а, 5д, 5и). Формы вертикальных профилей *Chl* отличаются от тех, которые были получены в рейсах зимне-весеннего периода (La30, La35, La69). Содержание *Chl* в поверхностном слое уменьшается, более высокие концентрации наблюдаются в слое 20–40 м, где они достигают 2 мг/м³ (рис. 5б, 5е, 5к). Во всех съемках отмечается ассимиляция азота и фосфора до глубин около 20 м, а в некоторых случаях – до 40 м (рис. 5в–5г, 5ж–5з, 5л–5м). При этом соединения азота усваиваются фитопланктоном с большей скоростью, чем фосфора.

В апреле–мае увеличилась долгота дня и дневная доза света: $T_d \approx 13.5$ –14.3 часов, $I_D \approx 44$ –47 моль квантов/м² день. В то же время сохранялось достаточно интенсивное снабжение эвфотического слоя БВ. Эти факторы создавали благоприятные условия для роста фитопланктона: среднее значение Chl_{eu} составляло для съемки La66 41.5 ± 16.6 мг/м², а для Ga43 и La33 – 35 ± 10 и 37 ± 10.5 мг/м², соответственно. Во время съемки La33 величина P^b в среднем составляла

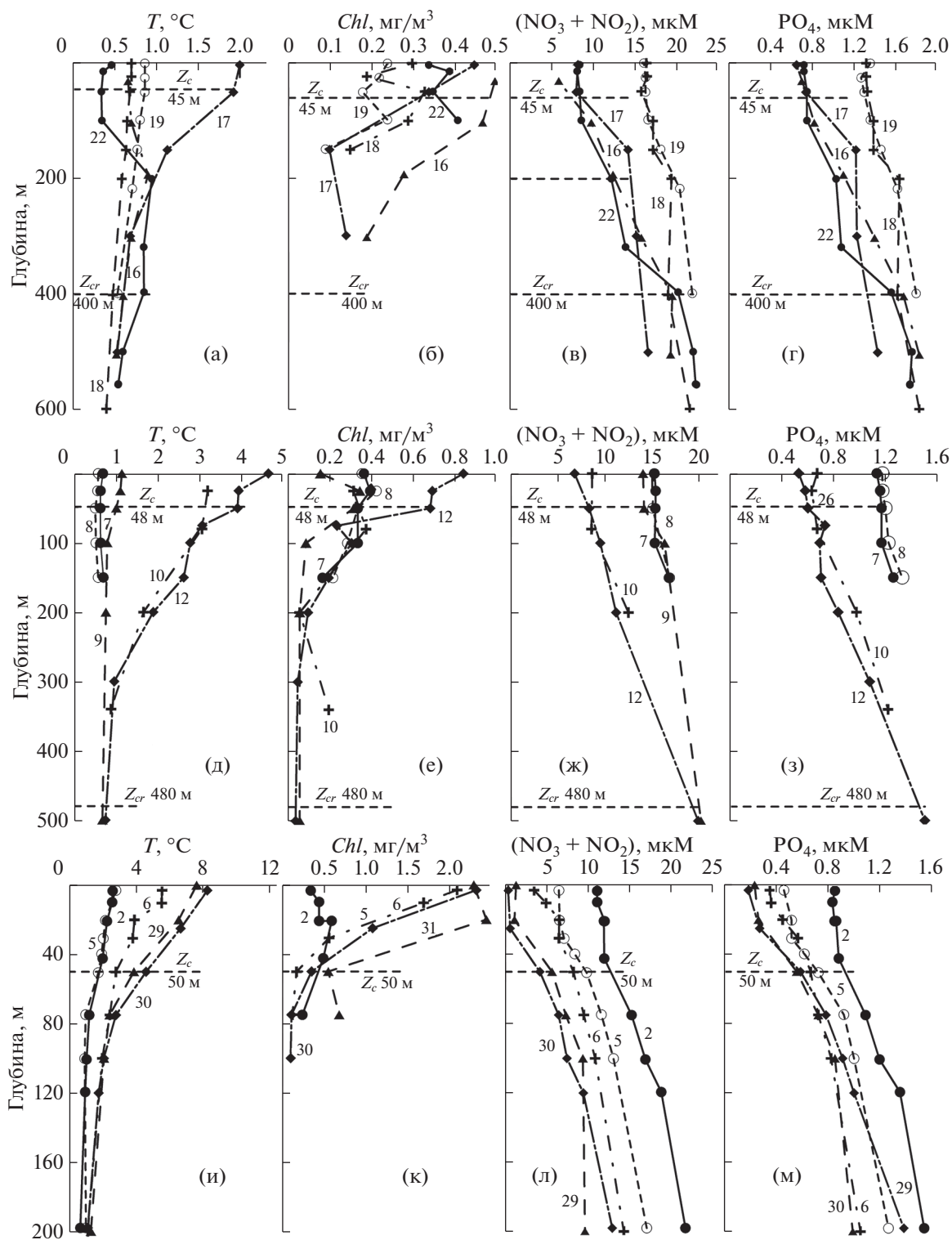


Рис. 4. Вертикальные профили температуры, T (а, д, и), хлорофилла-а, Chl (б, е, к), соединений азота, $(NO_2 + NO_3)$ (в, ж, л), и фосфатов, PO_4 (г, з, м) в рейсах La30 (а–г), La35 (д–з) и La69 (и–м) на разрезе меридиана 132.33° в.д.: Z_c – компенсационная глубина; Z_{cr} – критическая глубина (числа на профилях – номера станций).

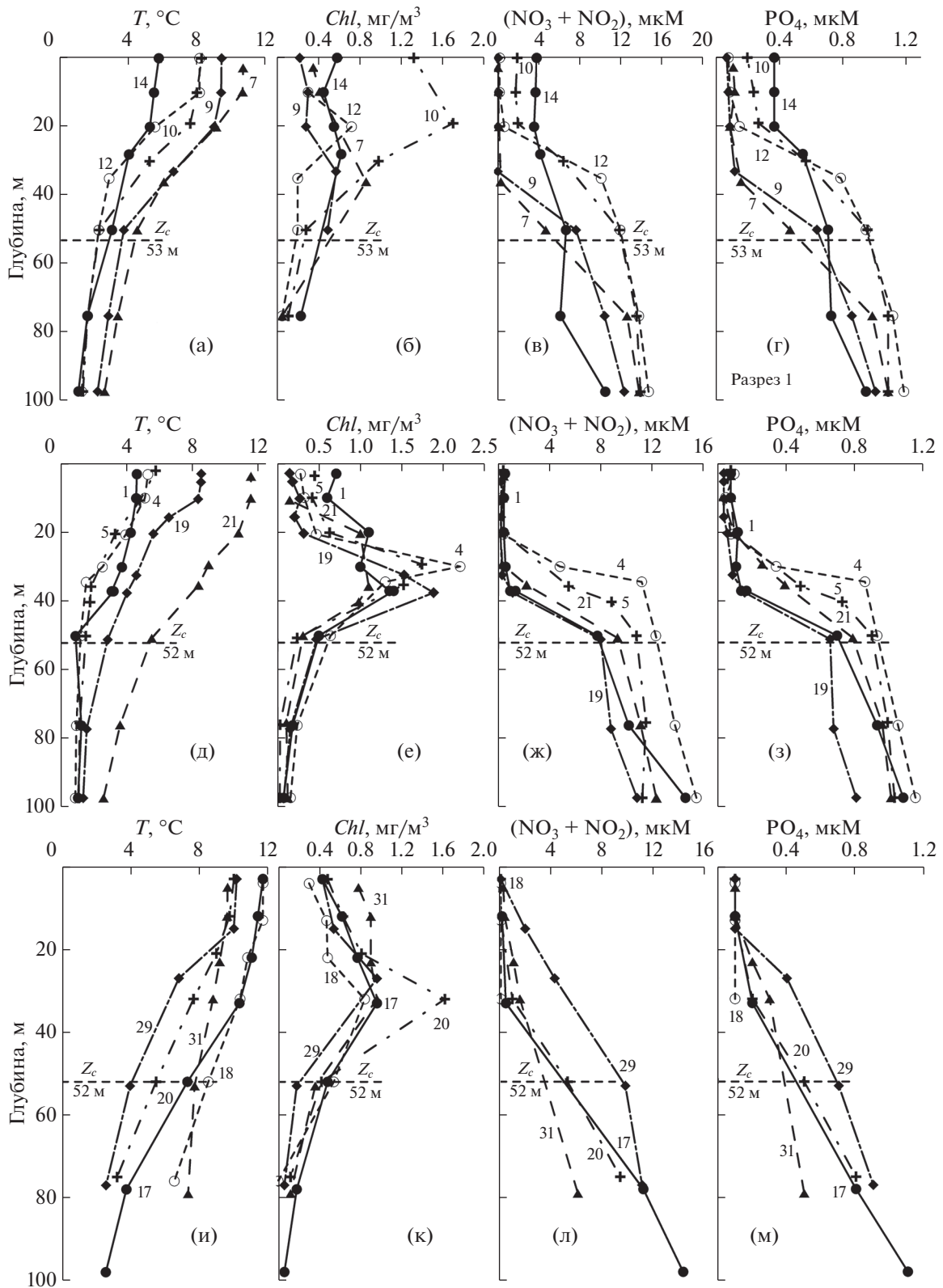


Рис. 5. Вертикальные профили температуры, T (а, д, и), хлорофилла-а, Chl (б, е, к), соединений азота, $NO_2 + NO_3$ (в, ж, л), и фосфатов, PO_4 (г, з, м) в рейсах Ga43 (а–г), La66 (д–з) и La33 (и–м) на разрезе меридиана 132.33° в.д.: Z_c – компенсационная глубина (числа на профилях – номера станций).

4.34 мг С/мг *Chl* ч. Расчеты показали, что для этой съемки величина P_{ship} при учете P^b , измеренного для станций по всему полигону, составила 1.87 ± 0.9 г С/м² день. Для этого же рейса при среднем значении P^b , величина P_{ship} была 1.58 ± 0.45 г С/м² день, т.е. примерно на 15% меньше. Используя среднее значение P^b , полученное в экспедиции La33, мы оценили P_{ship} для съемок, выполненных в других рейсах: La66 – 1.67 ± 0.63 и Ga43 – 1.5 ± 0.5 г С/м² день, соответственно.

Сопоставление профилей *Chl* и *P* для рейса La33 (в котором величина P^b определялась с помощью ¹⁴C на борту судна) показывает, что максимум *P* расположен на той же глубине, что и максимум *Chl* [5]. Таким образом, максимальная продукция соответствует глубине, где синтезируется максимальное количество *Chl*.

Выше указывалось, что в этих съемках основная масса *Chl* наблюдается в слое 20–40 м, а в первом оптическом слое по нашим данным концентрация *Chl* в 2–5 раза меньше, чем на глубине. Спутник регистрирует именно эту меньшую концентрацию, поэтому толщина Z_{euSat} также меньше, чем Z_c и Chl_{euSat} примерно в 2 раза меньше, чем Chl_{eu} . Температура в это время выше (8–12°C), величина P^b тоже выше – $P_{\text{Sat}}^b \approx 3.7\text{--}4.4$ мг С/мг *Chl* ч (против $P^b \approx 4.5$ мг С/мг *Chl* ч). В результате $P_{\text{Sat}} \approx 0.5P_{\text{ship}}$. В это время первый и второй пути оценок Z_c различались незначительно и составляли 52–60 м (рис. 5, табл. 2).

Летне-осенний период (La46, La38, Ga30 и La58).

Летом и осенью были проведены четыре съемки: La46 (09–19.07.2009), La38 (15.10–01.11.2005), Ga30 (12.10–03.11.2000) и La58 (27.10–08.11.2011). Их результаты отличаются от весенних более высокими градиентами температуры в слое скачка БВ (сравните рис. 6а–6з и рис. 5д–5м). Летняя съемка La46 отличается высокой концентрацией *Chl*, его интегральная величина Chl_{eu} составляла 45 ± 10 мг/м². Здесь видно, что в первом оптическом слое содержание $Chl_{\text{opt}} \approx 0.38$ мг/м³ в 3–4 раза меньше, чем в максимуме слоя фотосинтеза на глубине 20–40 м (рис. 5б; табл. 2). В период этой съемки наблюдается интенсивное снабжение БВ эвфотического слоя (рис. 6в–6г), которое обеспечивает развитие фитопланктона и высокую $P_{\text{ship}} = 1.98 \pm 0.4$ г С/м² день (табл. 2).

Осенняя съемка La38 (конец октября) проводилась накануне разрушения летней стратификации. Сохраняющийся высокий температурный градиент препятствует поступлению БВ в эвфотический слой, вследствие чего наблюдаются низкие концентрации *Chl* (до ≈ 0.5 мг/м³) и, соответственно, низкая величина $Chl_{\text{eu}} = 19 \pm 9$ мг/м² (рис. 6д–3). Такие же параметры наблюдались и

при съемке Ga30, выполненной нами осенью 2000 г. [3]. Эти измерения показали величину $P^b = 2.46 \pm 0.87$ мг С/мг *Chl* ч. Вместе с тем, ее спутниковая оценка была в вдвое выше $P_{\text{Sat}}^b = 5.7 \pm 0.87$ мг С/мг *Chl* ч. Из-за того, что $P^b \approx 0.5P_{\text{Sat}}^b$, интегральная продукция по судовым оценкам оказалась в 2 раза ниже, чем по спутниковым: $P_{\text{ship}} = 0.4$ и $P_{\text{Sat}} = 0.75$ г С/м² день [7] (табл. 2; рис. 7).

Более поздняя осенняя съемка La58 (27.10–08.11) проводилась в период разрушения летней стратификации (уменьшение температурного градиента), что приводило к более интенсивному снабжению БВ эвфотического слоя и, вследствие этого, более высоким концентрациям *Chl*, превышающими 2.0 мг/м³ (рис. 6и–6м). Во время рейса La58 была минимальная долгота дня (9.7 час) и дневная доза солнечной радиации (18.3 моль квантов/м² день), несмотря на это в эвфотическом слое синтезировалось много *Chl* (47 ± 16 мг/м²) и отмечалась высокая P_{Ship} (0.87 ± 0.27 г С/м² день). Величины P_{Ship} и P_{Sat} в данном случае отличались незначительно (табл. 2; рис. 7).

На рис. 7 графически представлена временная изменчивость *P* по судовым и спутниковым данным. Как указано выше, в марте (экспедиции La30 и La35) даже в условиях зимней конвекции в эвфотическом слое наблюдалось достаточно высокое значение Chl_{eu} и, так как P_{Ship} восстанавливалась через Chl_{eu} , то ее величины были также относительно высокими – 0.7–0.8 г С/м² день (рис. 7, табл. 1). При этом P_{Sat} была вдвое меньше. Через месяц, в апреле (экспедиции La69 и La66) *P* резко увеличивается: P_{Ship} – до 1.7–1.9 г С/м² день, P_{Sat} – до 0.6–0.8 г С/м² × день. В мае (экспедиции Ga43 и La33) эти показатели незначительно уменьшаются по судовым оценкам, однако, увеличиваются по спутниковым. В июле (экспедиция La46) P_{Ship} достигает своих максимальных значений, превышая весенние: при Chl_{eu} , равном 45 мг/м², P_{Ship} составила примерно 2.0 г С/м² день. Однако по спутниковым оценкам наблюдается обратная ситуация – максимальные величины P_{Sat} , приуроченные к весеннему “цветению” фитопланктона, наблюдаются во второй половине мая (экспедиция La33), после чего наступает снижение первичного продуцирования и развития фитопланктона.

К сожалению, в августе и сентябре съемки не проводились. Осенью (экспедиции La38 и Ga30) P_{Ship} перед разрушением летней стратификацией из-за падения дневной дозы света характеризуется низкими величинами – около 0.4 г С/м² день для обеих экспедиций, в то время как P_{Sat} близка к апрельским величинам. С разрушением летней стратификации и подтоком БВ в эвфотический

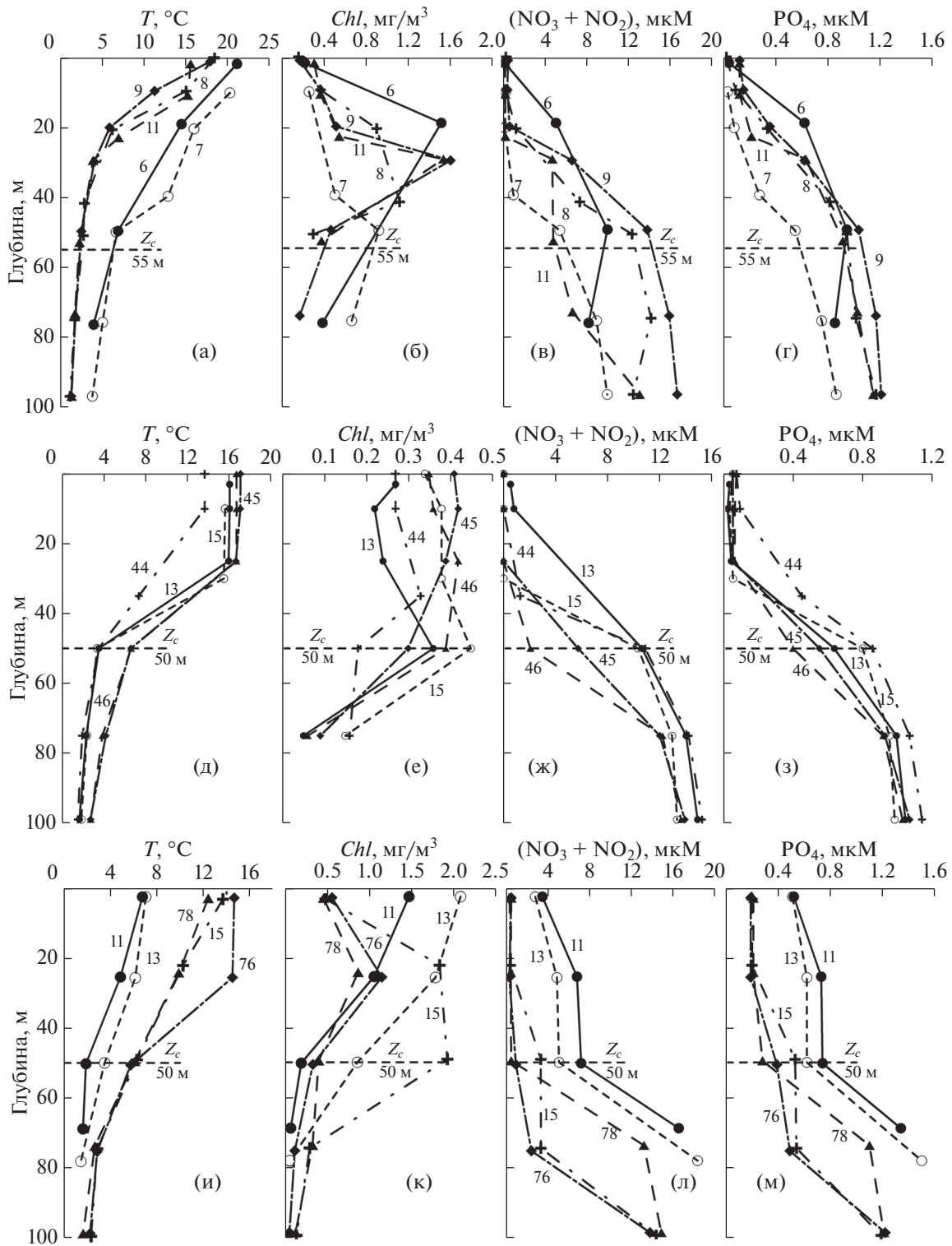


Рис. 6. Вертикальные профили температуры, T (а, д, и), хлорофилла-а, Chl (б, е, к), соединений азота, $(NO_2 + NO_3)$ (в, ж, л), и фосфатов, PO_4 (г, з, м), в рейсах La46 (а–г), La38 (д–з) и La58 (и–м) на разрезе меридиана 132.33° в.д.: Z_c – компенсационная глубина (числа на профилях – номера станций).

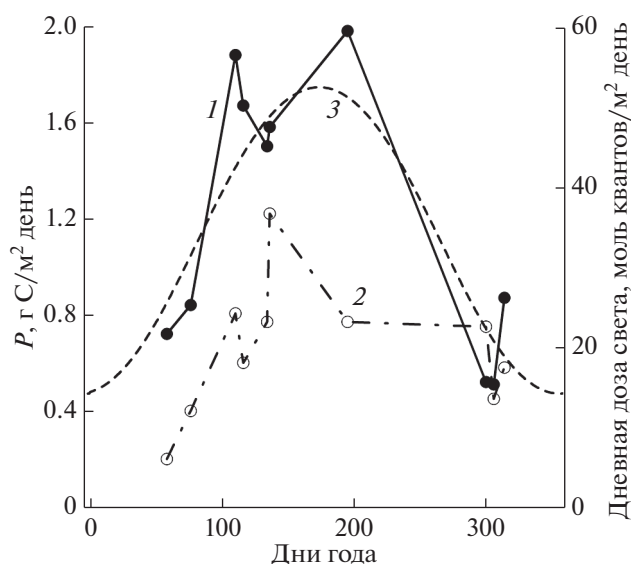


Рис. 7. Сезонная изменчивость оценок первичной продукции по судовым (1) и спутниковым (2) данным, P (г С/м² день), полученных в экспедициях в разные сезоны и годы (табл. 1–2) и дневной дозы солнечного света (3) (моль квантов/м² день).

слой P_{Ship} резко возрастает (экспедиция La58), а P_{Sat} , наоборот, падает, что связано с невозможностью спутникового спектрометра регистрировать сигнал из слоя, расположенного ниже слоя первой оптической глубины, где в это время года сосредоточена основная масса продуцирующего фитопланктона.

На основании приведенных данных (табл. 2, рис. 7, 8) нами была оценена годовая P , которая составила 400 г С/м² год для P_{Ship} и 225 г С/м² год для P_{Sat} . При этом в течение года Chl_{eu} изменялась немногим более чем в 2 раза, от 20 до 47 мг/м².

На рис. 8 представлена диаграмма рассеяния для судовых и спутниковых оценок P для всех исследуемых в работе станций. Корреляция между ними небольшая и составила 0.5 при высоком уровне значимости мене 0.01. Отклонение линии линейной регрессии от линии соответствия показывает, что спутниковые оценки могут быть как занижены, так и завышены во все рассматриваемые сезоны в зависимости от особенностей акватории. Однако на большом количестве станций наблюдались все же более низкие значения спутниковых оценок P по сравнению с судовыми, что

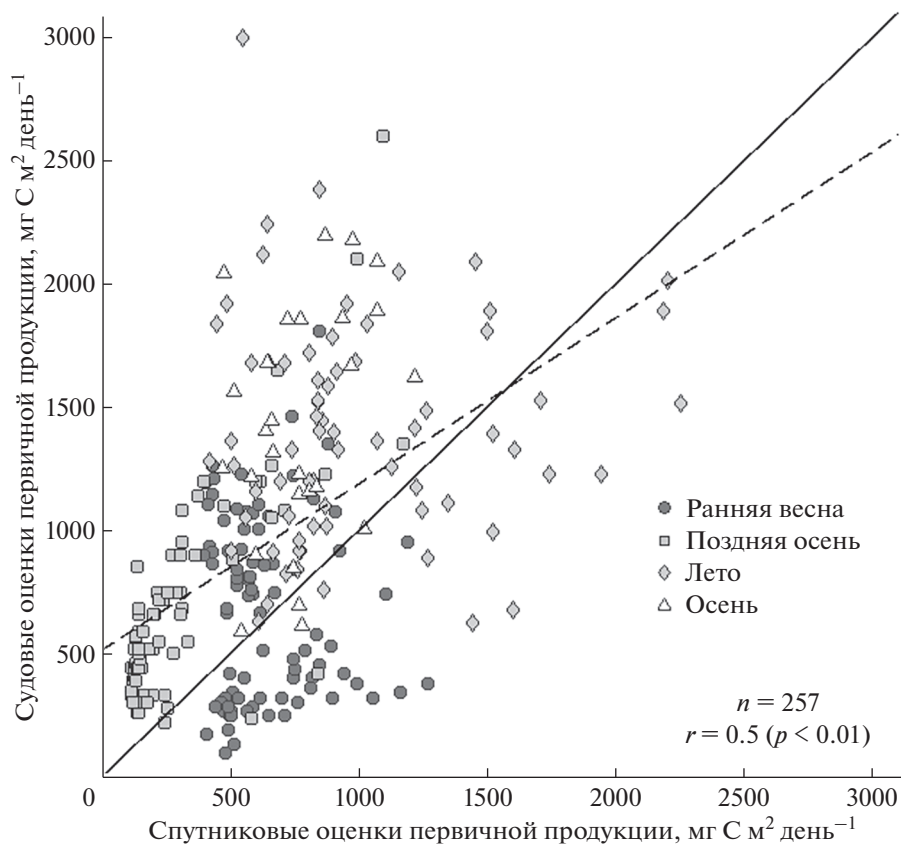


Рис. 8. Диаграмма рассеяния судовых и спутниковых оценок первичной продукции (г С/м² день) для всех исследуемых станций за период 2000–2015 гг. Сплошная линия — линия соответствия, пунктирная линия — линия линейной регрессии.

также видно из средних величин P по экспедициям в отдельности (рис. 7, табл. 2).

ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 4 представлена полная картина перехода от режима зимней конвекции к режиму летней стратификации. Из наших результатов следует (табл. 2), что весенняя “вспышка” ($La69 - Chl_{eu} = 47.5 \text{ мг/м}^2$, $P_{Ship} = 1.88 \text{ г С/м}^2 \text{ день}$) характеризуется бурным развитием фитопланктона и, соответственно, высокой продуктивностью. Этому способствует интенсивное снабжение эвфотического слоя БВ и высокая дневная доза света $I_D \approx 44$ моль квантов/м² день. Таким образом, с прекращением зимней конвекции и началом прогресса верхнего слоя моря наступает весеннее “цветение” фитопланктона. Это явление широко обсуждается в литературе [15, 18, 25, 33, 41, 45]. Для объяснения “цветения” фитопланктона Свердрупом была предложена концепция критической глубины, Z_{cr} , т.е. глубины, меньше которой интегральная дневная продукция столба воды превышает интегральную величину затрат на дыхание [41]. Согласно этой концепции, весеннее “цветение” фитопланктона может начаться только тогда, когда глубина перемешивания верхнего слоя моря (Z_{mid}) становится меньше Z_{cr} , которая, как правило, в 510 раз больше Z_c [18, 24, 29, 39]. Свердруп предложил уравнение связи между критической глубиной, интенсивностью ФАР на поверхности моря (I_0) и интенсивностью ФАР на компенсационной глубине (I_c):

$$\frac{Z_{cr}}{1 - e^{-k_d Z_{cr}}} = \frac{1}{k_d} \frac{I_0}{I_c}. \quad (5)$$

Поскольку член $e^{-k_d Z_{cr}} \ll 1$, то соотношение (5) упрощается [29]:

$$Z_{cr} \approx \frac{1}{k_d} \frac{I_0}{I_c}. \quad (6)$$

Тогда, учитывая, что интенсивность света на поверхности моря в период выполнения работ La30 была 25 моль квантов/м² день (рис. 2а) и, принимая $k_d \approx 0.1 \text{ м}^{-1}$, $I_c = 0.4$ моль квантов/м² день, из соотношения (6) получим $Z_{cr} \approx 625 \text{ м}$. Эта величина согласуется с тем фактом, что в этом районе в зимнее время на отдельных станциях вертикальное перемешивание достигает 1700 м [40, 41], что превышает значение, рассчитанное по уравнению (6). В целом для Японского моря максимальная глубина перемешанного слоя отмечается в феврале и по среднемесячным данным находится в пределах 100–200 м [31]. Однако для субарктической области, где конвекция достигает значительных глубин, она может намного превышать эти значения [40, 41].

Реальная ситуация в период интенсивного вертикального перемешивания оказывается более сложной. Как следует из рис. 4, концентрация Chl в верхнем слое повышена, а концентрация БВ понижена (рис. 4б–4г), что указывает на наличие продукции. В результате глубокого конвективного перемешивания повышенное содержание Chl наблюдается не только в эвфотическом слое, но и на нижележащих горизонтах до 150–300 м. При этом во всем слое интегральное содержание Chl в 2–4 раза больше, чем в эвфотическом (рис. 4). К похожему результату пришел автор работы [18] на примере Северной Атлантики, сделав вывод, что чистая продукция в полном столбе воды больше до начала весеннего “цветения”, а сам процесс роста фитопланктона начинается в середине зимы. Он предлагает отказаться от гипотезы Свердрупа. Очевидно, что аналогичный эффект наблюдается и в Японском море, но в этом направлении необходимы дальнейшие исследования.

После “цветения” в весенний период (апрель–май) в районе можно отметить следующие изменения: устанавливается летняя стратификация (рис. 5), температура на поверхности моря на 4–12°C превышает значения на подповерхностных горизонтах, верхний слой вод перемешивается и прогревается до 50 м, концентрация Chl в поверхностном слое уменьшается, его основная масса наблюдается в слое 20–40 м, отмечается ассимиляция азота и фосфора до глубин более 20 м, дневная доза света увеличивается до $I_D \approx 45–47$ моль квантов/м² день. Эти факторы также создают благоприятные условия для роста фитопланктона. Вместе с тем, по мере установления летней стратификации, наблюдается снижение Chl_{eu} от $47.5 \pm 17 \text{ мг/м}^2$ (La69) до $41.5 \pm 16.6 \text{ мг/м}^2$ (La66) и до $35 \pm 10 \text{ мг/м}^2$ (Ga43) и величина P_{Ship} , соответственно, уменьшается от $1.88 \pm 0.45 \text{ г/м}^2 \text{ день}$ до 1.67 ± 0.9 и до $1.5 \pm 0.5 \text{ г С/м}^2 \text{ день}$. Таким образом, в течение месяца производственные параметры, Chl_{eu} и P_{Ship} , уменьшились примерно на 25%.

В этих съемках основная масса Chl наблюдается в слое 20–40 м, тогда как в первом оптическом слое концентрация Chl в 2–5 раза меньше. Спутниковый радиометр регистрирует именно эту меньшую концентрацию. Поэтому по спутниковым данным толщина эвфотического слоя примерно в два раза меньше, чем по судовым ($Z_{euSat} \approx 0.5 Z_{euShip}$), а поскольку ассимиляционные числа равны ($P_{Sat}^b \approx P_{Ship}^b$), то в результате величина P_{Sat} также заметно ниже судовой ($P_{Sat} \approx 0.5 P_{Ship}$).

Однако, летняя съемка (La46, июль), как и весенние, отличается также высокой величиной $Chl_{eu} = 45 \pm 10 \text{ мг/м}^2$ и $P_{Ship} \approx 1.98 \pm 0.4 \text{ г С/м}^2 \text{ день}$. По нашим данным не наблюдалось летнего падения P (рис. 7, табл. 2), как это следует из работ [29, 43].

В начале осеннего периода (La38, конец октября) еще сохраняется летняя стратификация, но уменьшение долготы дня и световой дозы приводит к резкому снижению Chl_{eu} до 19 ± 9 мг/м² и P_{Ship} до 0.52 ± 0.15 г С/м² день.

В более поздний осенний период (La58, 27.10–08.11), когда происходит разрушение летней стратификации, приводящее к более интенсивному снабжению БВ эвфотического слоя и, вследствие этого, более высоким величинам $Chl_{eu} = 47 \pm 16$ мг/м² и $P_{Ship} \approx 0.87 \pm 0.27$ г С/м² день. Что свидетельствует об осеннем “цветении”, описанном во многих работах [24, 29, 43].

Для понимания причины расхождения судовых и спутниковых оценок P , нами были проведены расчеты среднего содержания Chl в первом оптическом слое (Chl_{opt}) и его сравнение с Chl_{sat} . Результаты, представленные в таблице 2, показывают разумное согласие между двумя измерениями, за исключением рейсов La69 и La33. Причины расхождения для этих двух случаев могут быть разные. Наблюдения в рейсе La69 пришлись на период “цветения” фитопланктона. Как известно, в этот период концентрация Chl в эвфотическом слое чрезвычайно изменчива по времени и пространству, и в этом случае возникает повышенная неопределенность в оценке содержания Chl в первом оптическом слое. Во время экспедиции La33 наблюдался широкий по глубине максимум концентрации Chl (рис. 5к) и, по-видимому, спутниковые измерения неадекватно оценивали такой тип вертикального распределения Chl , давая почти вдвое завышенные результаты.

Сопоставление годовой кривой снабжения светом поверхности моря и Chl показывает, что дневная доза солнечного света является важным внешним фактором создания первичной продукции в северной части Японского моря (рис. 1, 7). Несмотря на то, что исследования проводились в течение 15 лет, общая тенденция сохранялась. Исключением является осенний период, когда разрушается летняя стратификация и содержание Chl возрастает примерно вдвое. По данным [37], P_{Sat} на севере Японского моря, составляет около 170 гС/м² год, в весенний период спутник регистрирует небольшую положительную $P \approx 0.2$ гС/м² день. Как правило, спутник регистрирует практически вдвое меньшую величину P , чем судовые измерения — $P_{Ship}/P_{Sat} = 400/225 \approx 1.8$ (рис. 7, 8). Можно выделить три причины занижения P_{Sat} . Во-первых, занижение величины P^b в холодное время года примерно 2 раза. Во-вторых, во время летней стратификации основная масса Chl находится в слое 20–40 м, которую спутниковый радиометр не регистрирует, поскольку это глубже слоя первой оптической глубины [4, 5]. В-третьих, спутниковые оценки занижают толщину эв-

фотического слоя. Совокупность этих факторов, по нашему мнению, и является причиной этого различия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ данных десяти экспедиций, выполненных в северной части Японского моря в различные сезоны, и массивов спутниковых данных позволил рассмотреть особенности изменения P в северной части моря в течение практически всего года. Судовые измерения показали, что процесс первичного продуцирования на этой акватории не прекращается во все рассматриваемые сезоны. Достаточно высокое содержание Chl и высокий уровень P отмечается даже в условиях зимней конвекции, что связано с большой глубиной вертикального перемешивания в Японском море. В весенний период максимальные величины Chl и P наблюдаются в поверхностном слое. Начиная с мая, после установления летней стратификации основная масса Chl и P сосредоточены в слое 20–40 м. Осенью, в середине октября начинается разрушение летней стратификации, в начале ноября понижается температурный градиент и увеличивается снабжение БВ эвфотического слоя, вследствие чего содержание Chl возрастает. При этом нами не зарегистрировано падения P в летний сезон, снижение продукции отмечается в периоды после весеннего “цветения” и перед разрушением стратификации в начале осени. Величина суммарной P во всем слое фотосинтеза для всего периода исследований по судовым оценкам оказалась примерно в два раза выше спутниковых оценок — 400 и 224 г С/м² год, соответственно. Причиной этого различия может служить совокупность факторов — заниженные в холодное время года спутниковые оценки удельной оптимальной скорости фотосинтеза, которая выступает множителем в моделях P , невозможность регистрации со спутника Chl в слое оптимальных для фотосинтеза условий во время летней стратификации, который располагается ниже слоя первой оптической глубины, доступной спектрорадиометру, и заниженные спутниковые оценки толщины эвфотического слоя.

Источники финансирования. Работа выполнена при финансовой поддержке программы фундаментальных научных исследований государственных академий наук на 2021–2023 гг. (темы 0211-2021-0008 “Исследование основных процессов, определяющих состояние и изменчивость океанологических характеристик окраинных морей Азии и прилегающих районов Тихого и Индийского океанов” и 0211-2021-0014 “Эколого-биогеохимические процессы в морских экосистемах: роль природных и антропогенных факторов”).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Бартенева О.Д., Полякова Е.А., Русин Н.П.* Режим естественной освещенности на территории СССР // Л.: Гидрометеиздат, 1971. 240 с.
2. *Ерлов Н.Г.* Оптика моря. Л.: Гидрометеиздат, 1980. 248 с.
3. *Звалинский В.И., Лобанов В.Б., Захарков С.П., Тищенко П.Я.* Хлорофилл, замедленная флуоресценция и первичная продукция в северо-западной части Японского моря осенью 2000 г. // *Океанология*. 2006. Т. 46. № 1. С. 27–37.
4. *Звалинский В.И., Лобанова П.В., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б.* Оценка первичной продукции северо-восточной части Японского моря на основе судовых и спутниковых наблюдений в осенний период // *Известия ТИНРО*. 2018. Т. 195. С. 184–200.
5. *Звалинский В.И., Лобанова П.В., Тищенко П.Я., Лобанов В.Б.* Оценка первичной продукции северо-западной части Японского моря на основе судовых и спутниковых наблюдений // *Океанология*. 2019. Т. 59. №1. С. 45–55. https://doi.org/10.31857/S_0030-15745945-55
6. *Звалинский В.И., Тищенко П.Я.* Моделирование фотосинтеза и роста морского фитопланктона // *Океанология*. 2016. Т. 56. № 4. С. 1–15.
7. *Кобленц-Мишке О.И.* Величина первичной продукции Тихого океана // *Океанология*. 1965. Т. 5. № 2. С. 325–337.
8. *Кобленц-Мишке О.И., Ведерников В.И.* Первичная продукция // *Биология океана*. М.: Наука, 1977. С. 183–209.
9. *Лобанов В.Б., Пономарев В.И., Салюк А.Н. и др.* Структура и динамика синоптических вихрей северной части Японского моря // *Дальневосточные моря России. Океанологические исследования*. Наука: Москва, 2007. Т. 1. С. 450–473.
10. *Лобанова П.В., Звалинский В.И., Тищенко П.Я.* Первичная продукция фитопланктона и концентрация хлорофилла-а в западной части Японского моря по спутниковым и натурным данным // *Современные проблемы дистанционного зондирования земли из космоса*. 2017. Т. 14. Вып. 2. С. 135–147.
11. *Тищенко П.П., Звалинский В.И., Тищенко П.Я., Семкин П.Ю.* Первичная продукция Амурского залива (Японское море) в летний сезон 2008 года // *Биология моря*. 2017. Т. 43. Вып. 3. С. 195–202.
12. *Тищенко П.П., Тищенко П.Я., Еловская О.А. и др.* Условия формирования первичной продукции фитопланктона в заливе Восток (Японское море) весной 2016 г. // *Известия ТИНРО*, 2019. Т. 198. С. 164–185.
13. *Тищенко П.Я., Талли Л.Д., Недашковский А.П. и др.* Временная изменчивость гидрохимических свойств Японского моря // *Океанология*, 2002. Т. 42. № 6. С. 838–847.
14. *Шамбарова Ю.В., Степочкин И.Е., Захарков С.П.* Исследование изменчивости первичной продукции в Японском море по спутниковым данным на основе ЭОФ-анализа // *Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса*. 2015. Т. 12. № 1. С. 80–92.
15. *Alin S., Evans W., Gao Z. et al.* Ocean Acidification and Deoxygenation in the North Pacific Ocean. PICES Special Publication 5 / Eds. Christian J.R., Ono T. // Sidney, B.C., Canada, The North Pacific Marine Science Organization, c/o Institute of Ocean Sciences, 2019. 116 p.
16. *Banase K.* Should we continue to use the 1% light depth convention for estimating depth of phytoplankton for another 70 years? // *Buttetin Limnol. Oceanogr.* 2004. V. 13. № 3. P. 49–52.
17. *Banase K., Postel J.R.* On using pigment-normalized? Light-saturated carbon uptake with satellite-derived pigment for estimating column photosynthesis // *Global Biogeochem. Cycles*. 2003. V. 17. № 3. P. 1079. 2003. <https://doi.org/10.1029/2002GB002021>
18. *Behrenfeld M.J.* Abandoning Sverdrup's Critical Depth Hypothesis on phytoplankton blooms // *Ecology*. 2010. V. 91. № 4. P. 977–989.
19. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* Photosynthetic rates derived from satellite based chlorophyll concentration // *Limnology and Oceanography*. 1997a. V. 42. № 1. P. 1–20.
20. *Behrenfeld M.J., Falkowski P.G.* A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models // *Limnology and Oceanography*. 1997b. V. 42. № 7. P. 1479–1491.
21. *Climate Change Initiative (CCI) Ocean Colour Web*. URL: <https://www.oceancolour.org/>.
22. *Choi J.K., Noh J.H., Orlova T. et al.* Phytoplankton and Primary Production // *Oceanography of the East Sea (Japan Sea)* / Springer Publishing. Switzerland, 2016. Ch. 10. P. 217–245. https://doi.org/10.1007/978-3-319-22720-7_10
23. *Dore J.E., Lukas R., Sadler D.W. et al.* Physical and biogeochemical modulation of ocean acidification in the central North Pacific // *Proceedings National Academy Sciences*, 2009. V. 106. № 30. P. 12235–12240.
24. *EEOS 630 Biol. Ocean. Processes. Sverdrup's critical depth concept and the vernal phytoplankton bloom*. Chapter 11. Revised: 10/28/08. Ed. by E.D. Gallagher. 2010. P. 1–40.
25. *Hansen H.P., Koroleff F.* Determination of nutrients. *Methods of Seawater Analysis* (Eds. K. Grasshoff, K. Kremling, M. Ehrhardt), 3rd Edition, Weinheim, New York, Chicester, Brisbane, Singapore, Toronto: Wiley-VCH. 1999. P. 159–251.
26. *Hickman A.E., Moore C.M., Sharples J. et al.* Primary production and nitrate uptake within the seasonal thermocline of a stratified shelf sea // *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 2012. V. 463. P. 30–57.
27. *Ishizaka J., Yamada K.* Phytoplankton and Primary Production in the Japan Sea // *Remote Sensing of the Asian Seas* / V. Barale and M. Gade (eds.). Springer International Publishing AG, part of Springer Nature. 2019. P. 177–189. https://doi.org/10.1007/978-3-319-94067-0_9.
28. *Jeffrey S.W., Humphrey G.F.* New spectrophotometric equations for determining chlorophylls a, b, c1 and c2 in higher plants, algae and natural phytoplankton // *Biochem Physiol Pflanz*. 1975. V. 167. P. 191–194.

29. Kim S.W., Saitoh, S., Ishizaka J. et al. Temporal and spatial variability of phytoplankton pigment concentration in the Japan Sea derived from CZCS images // *J. of Ocean.* 2000. V. 56. № 5. P. 527–538.
30. Kirk J.T. The nature and measurement of the light environment in the ocean // *Primary production and biogeochemical cycles in the sea.* New York: Plenum Press, 1992. P. 9–29.
31. Lim S.-H., Jang C.J., Oh I.S., Park J.-J. Climatology of the mixed layer depth in the East/Japan Sea // *Journal of Marine Systems.* 2012. V. 96–97. P. 1–14.
32. Lobanova P., Tilstone G.H., Bashmachnikov I., Brotas V. Accuracy assessment of primary production models with and without photoinhibition using Ocean-Colour Climate Change Initiative data in the north east Atlantic ocean // *Remote Sensing.* 2018. V. 10. № 7. 1116. <https://doi.org/10.3390/rs10071116>
33. Marra J. The compensation irradiance for phytoplankton in nature // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 31. L06305. <https://doi.org/10.1029/2003GL018881>
34. Morel A., Huot Y., Gentili B. et al. Examining the consistency of products derived from various ocean color sensors in open ocean (Case1) waters in the perspective of a multi-sensor approach // *Remote Sensing of Environment.* 2007. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.03.012>
35. *Ocean Productivity Home Page URL:* <http://www.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php>
36. Painter S.C., Sanders R., Poulton A.J. et al. Nitrate uptake at photic zone depths is not important for export in subtropical ocean // *Global Biogeochem Cycles.* 2007. 21:GB4005. <https://doi.org/1029/2006GB002807>
37. PODAAC (Physical Oceanography Distributed Archive Center) URL: <https://podaac.jpl.nasa.gov/>.
38. Schmodtko S., Stramma L., Visbeck M. Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades // *Nature.* 2017. V. 542. P. 335–339. <https://doi.org/1038/nature21399>
39. Sverdrup H.U. On conditions for the vernal blooming of phytoplankton // *J. Conseil perm. int. Explor. Mer.* 1953. V. 18. P. 287–295.
40. Talley L.D., Lobanov V., Ponomarev V. et al. Deep convection and brine rejection in the Japan Sea // *Geophys. Res. Lett.* 2003. V. 30. № 4. P. 1159.
41. Talley L., Min D.-H., Lobanov V. et al. Japan/East Sea Water Masses and their Relation to the Sea's Circulation // *Oceanography.* 2006. V. 19. P. 32–49.
42. Tishchenko P., Lobanov V., Kaplunenko D. et al. Acidification and deoxygenation of the northwestern Japan/East Sea // *J. Mar. Sci. Eng.* 2021. V. 9. P. 953. <https://doi.org/10.3390/jmse9090953>
43. Yamada K., Ishizaka J., Nagata H. Spatial and temporal variability of satellite estimated primary production in the Japan Sea from 1998 to 2002 // *J. Oceanogr.* 2005. V. 61. P. 857–869.
44. Zvalinsky V. I. A new approach to the modeling of marine ecosystems // *PICES Scientific Report.* 2001. № 17. P. 43–59.

Estimation of Primary Production in the Northern Part of the Sea of Japan in Various Seasons by Ship- and Satellite-Based Observations

V. I. Zvalinsky^{a, #}, P. V. Lobanova^b, P. Ya. Tishchenko^a, V. B. Lobanov^a, A. D. Makhovikov^b

^aV.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far Eastern Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, 690041 Russia

^bSt. Petersburg State University, St. Petersburg, 199034 Russia

[#]e-mail: biomar@mail.ru

The paper analyzes data from 10 expeditions performed in the northwestern part of the Sea of Japan (36°–47° N, and 130°–141° E) including the coastal waters of Russia during the period from February to November in 2000–2015 which made it possible to consider the features of primary production in different seasons. For the analysis we used ship derived data on CTD, nutrients, chlorophyll *a* (*Chl*) and satellite remote sensing data. In the beginning of spring period maximum values of *Chl* and *P* are observed at the surface, while starting from May, after the establishment of summer stratification, the bulk of *Chl* and *P* are concentrated in the subsurface layer of 20–40 m. In autumn, in mid-October, the destruction of summer stratification begins and the supply of nutrients to the euphotic layer increases, as a result of which the content of *Chl* increases too. The value of annual *P* according to ship measurements is about twice as high as the satellite estimate, 400 and 224 gC/m² y, respectively. The reason for this difference, in our opinion, is a combination of factors: an underestimation of the assimilation number in the cold season; unavailability of registration for the deep *Chl* satellite during summer stratification and underestimation of the thickness of the euphotic layer.

Keywords: chlorophyll *a*, primary production, Japan Sea, euphotic layer, remote sensing, ocean colour