

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ
ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ, УРОВНЯ МОРЯ И ГЕОСТРОФИЧЕСКИХ
ТЕЧЕНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА
И ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕРИНГОВА МОРЯ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ
НОДАЛЬНОГО ПРИЛИВА

© 2021 г. А. Г. Андреев*

Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева, Владивосток, Россия

**E-mail: andreev@poi.dvo.ru*

Поступила в редакцию 25.06.2020 г.

Анализ спутниковых данных и данных буев Арго показал наличие изменчивости температуры поверхностного слоя вод, уровня моря и геострофических течений в северо-западной части Тихого океана и юго-западной части Берингова моря, вызываемой нодальным приливом с периодом 18.6 г. Установлено, что усиление нодальных приливов приводит к снижению уровня моря и образованию циклонической циркуляции вод в зоне пролива Ближний. В Беринговом море не наблюдается поток вод, направленный на север от пролива Ближний к побережью материка. В северо-западной части Тихого океана ослабевает направленный на запад поток вод Аляскинского струйного течения и формируется циклонический круговорот вод. Снижение уровня моря обусловлено увеличением солености/плотности вод в слое 50–400 м за счет усиления приливного перемешивания в Алеутских проливах и проливе Ближний. Усиление (ослабление) приливов сопровождалось понижением (повышением) температуры поверхностного слоя вод в северо-западной части Тихого океана и юго-западной части Берингова моря.

Ключевые слова: уровень моря, геострофические течения, температура морской воды, Берингово море, Тихий океан

DOI: 10.31857/S0205961421010024

ВВЕДЕНИЕ

Район Алеутских и Командорских островов, материковый склон и шельф Берингова моря – это зоны, характеризующиеся значительными приливными колебаниями уровня моря и сильными приливными течениями (Kowalik, 1999; Foreman et al., 2006). Перемешивание вод в проливах, вызванное приливами, приводит к изменению структуры субарктических вод и является важным механизмом поставки биогенных элементов в фотический слой Берингова моря. Foreman et al. (2006), основываясь на данных спутниковой альтиметрии, показали, что амплитуда приливов в зоне Алеутских и Командорских островов и материкового склона Берингова моря претерпевает межгодовые вариации, связанные с 18.6-летним нодальным (деклинационным) циклом. Нодальное изменение прилива обусловлено изменением лунного склонения (Rossiter, 1962) и имеет наибольший эффект в высоких широтах (Максимов, Смирнов, 1965). Увеличение амплитуды и скорости приливных течений сопровождается увеличением диссипации приливной энергии в зоне шельфа и материкового склона Берин-

гова моря и в районе Алеутских и Командорских островов (Foreman et al., 2006). Усиление приливного перемешивания понижает плотностную стратификацию вод и, следовательно, создает благоприятные условия для более глубокой вентиляции подповерхностных слоев вод в зимний период. Изменение термохалинной структуры вод должно оказывать влияние на уровень моря и на направление и скорости геострофических течений, определяемые горизонтальными градиентами уровня моря, в Беринговом море и в северной части Тихого океана.

Наличие двадцатилетней изменчивости в физических и химических параметрах морской воды в субарктической зоне Тихого океана и в Беринговом море было показано в ряде работ. Royer (1993) установил наличие низкочастотных колебаний температуры в подповерхностном слое вод в северной части залива Аляска и предположил их связь с 18.6-летним приливным циклом. Данные, представленные в работе (Andreev, Watanabe, 2002), демонстрируют изменчивость солености поверхностных вод (100 м) в Беринговом море (50°–60° N, 180°–170° W) с периодом 20 лет. Ан-

dreev и Baturina (2005) показали, что в периоды усиления приливов (1949–1952, 1967–1970, 1986–1990 гг.) воды в зоне Алеутских проливов характеризовались повышенной соленостью и концентрацией растворенного кислорода соответственно в поверхностном и в промежуточном слое. Они установили, что межгодовые изменения поверхностной солености и концентрации растворенного кислорода в промежуточных водах на западной границе тихоокеанской субарктики тесно связаны с интенсивностью приливного перемешивания в районе Алеутских и Курильских островов. Osafune и Yasuda (2010) исследовали межгодовые вариации параметров морской воды в юго-восточной части Берингова моря и их связь с нодальным приливом. Они показали, что в периоды усиления приливов повышаются соленость и плотность в поверхностном слое и уменьшается глубина залегания изопикнических поверхностей.

Целью нашего исследования является изучение межгодовых изменений уровня моря, температуры поверхностного слоя вод (SST) и геострофических течений в северо-западной части Тихого океана и юго-западной части Берингова моря, вызванных нодальным приливом.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Наши исследования основываются на информации по уровню моря и скоростям геострофических течений с пространственным разрешением 0.25 на 0.25 град (для исследуемого района: ~30 км по долготе и ~15 км по широте) и временным разрешением 1 мес, полученной по данным спутниковых измерений (база данных “Коперникус”, <http://marine.copernicus.eu>) за период с 1993 по 2019 г. Объединенный массив “Коперникус” включает в себя скорректированные альтиметрические данные, полученные со спутников Cryosat-2, Jason-1, Jason-2, Envisat, TOPEX/Poseidon, GFO-1, ERS-1 и ERS-2. Для коррекции альтиметрических данных применяется глобальная приливная модель. Поправки на изменения уровня моря, вызванные изменением атмосферного давления, рассчитываются по уравнению обратного барометра. При расчете геострофических течений используется средняя динамическая топография океана MDT CNES-CLS-09. Величина ошибки спутниковых данных по уровню моря (SSH), полученных в период с 2002 г. по настоящее время, составляет 1–2 см на расстоянии, превышающем 20–40 км от берега (Ablain et al., 2015). Исходя из принятой величины ошибки SSH, ошибка рассчитанных скоростей геострофических течений для исследуемого района составляет 3–6 см/с.

При исследовании пространственно-временной изменчивости температуры поверхностных вод (SST) использованы спутниковые данные, полученные с ИСЗ Aqua, с пространственным разрешением 4 км (<http://oceancolor.gsfc.nasa.gov>) и данные Центра диагностики климата (<http://www.esrl.noaa.gov>) с пространственным разрешением 1.9 на 1.9 град (~220 км по долготе и ~110 км по широте). В работе представлены данные буев Argo (вертикальные профили температуры, солености и плотности), предоставленные Национальным Агентством по изучению атмосферы и океана (NOAA) (<http://www.nodc.noaa.gov/argo>). В наших исследованиях используются данные по среднемесячной разнице в уровне моря в периоды полной и малой воды на мареографной станции в зоне Алеутских островов (остров Адак, 51.5° с.ш., 176.4° з.д.) (<https://tidesandcurrents.noaa.gov>). Для расчета коэффициентов корреляции между амплитудой приливов и уровнем моря и SST использовалась среднегодовая разница в уровнях моря в периоды полной и малой воды.

В районе исследования максимальные приливы наблюдались в 2006 г., а минимальные – в 1997 и 2015 гг. (рис. 1, з). Поток приливной энергии, поступившей в Берингово море, в апреле 2006 г. был приблизительно на 23% больше, чем аналогичное значение за апрель 1997 г. (Foreman et al., 2006). Увеличение приливной энергии на 23% является средним для всего Берингова моря, и оно различается для отдельных регионов в зависимости от относительного размера суточных и полусуточных приливных составляющих. В проливе Амчитка (51.8° с.ш. 180°), где суточные составляющие пропорционально больше, увеличение приливного потока вод с 1997 по 2006 гг. составило 36%. А к югу от мыса Наварин (62° с.ш. 179° в.д.), где преобладает приливная компонента K1, увеличение диссипации энергии приливов за счет трения об дно с 1997 по 2006 гг. оценивается примерно в 60% (Foreman et al., 2006).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Поступающие через Алеутские проливы воды Аляскинского струйного течения – это один из основных источников тепла для Берингова моря (рис. 1, а) (Stabeno et al., 2005; Andreev et al., 2018). На температуру вод в юго-западной части Берингова моря значительное влияние оказывают поступающие через пролив Ближний воды Аляскинского струйного течения (рис. 1, а). Усиление/ослабление нодального прилива сопровождалось уменьшением/увеличением температуры поверхностного слоя вод в юго-западной части Берингова моря, в зоне пролива Ближний и в северо-западной части Тихого океана в мае (рис. 1, д).

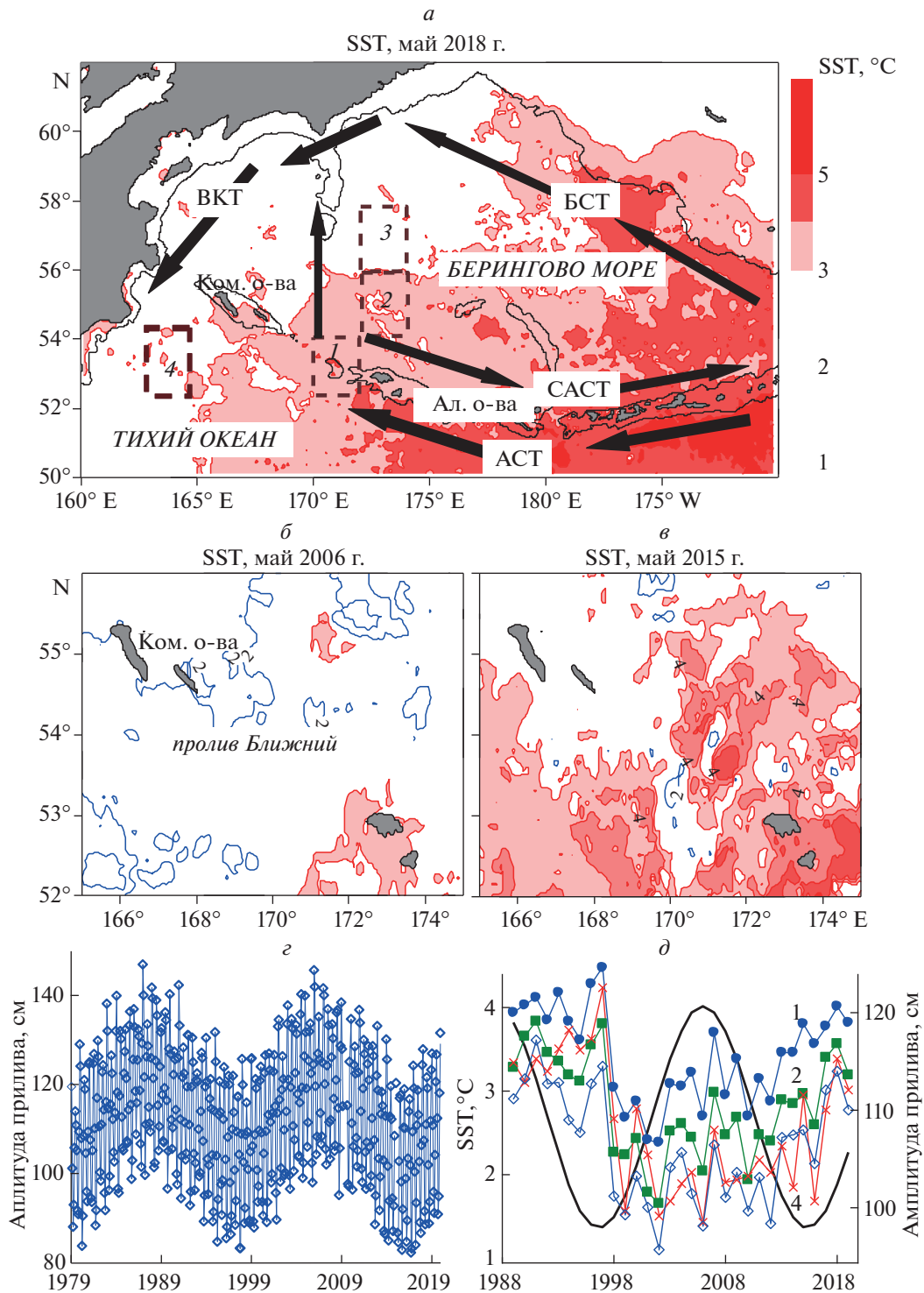


Рис. 1. а – Распределение температуры в поверхностном слое вод (SST) в мае 2018 г. по данным MODIS/Aqua и схема поверхностных течений: Ал. о-ва – Алеутские острова, АСТ – Аляскинское струйное течение, БСТ – Берингоморское склоновое течение, ВКТ – Восточно-Камчатское течение, Ком. о-ва – Командорские острова, САССТ – Северо-Алеутское Склоновое течение; б, в – распределение температуры в поверхностном слое вод по данным MODIS/Aqua в периоды усиления (май 2006 г.) и ослабления (май 2015 г.) нодальных температур и амплитуды приливов, z – временная изменчивость среднемесячной амплитуды прилива на ст. Адак, д – межгодовое изменение амплитуды прилива и SST в Тихом океане и Беринговом море в мае: 1 – SST (52°–54° с.ш., 170°–172° в.д.), 2 – SST (54°–56° с.ш., 172°–174° в.д.), 3 – SST (56°–58° с.ш., 172°–174° в.д.), 4 – SST (52°–54° с.ш., 163°–165° в.д.). Толстой пунктирной линией на рис. 1, а выделены районы (1–4), где исследовалась временная изменчивость SST, представленная на рис. 1, д.

Коэффициент корреляции между межгодовой изменчивостью SST, сглаженной 3-летним скользящим средним, и амплитудой прилива был равен (0.61–0.3) (1989–2019 гг., $\alpha = 0.01$). В мае 2015 г. температура поверхностного слоя вод в зоне пролива Ближний была выше, приблизительно на 2°C, по сравнению с маем 2006 г. (рис. 1, б, в). В летний период, в связи прогревом поверхностного слоя вод, идентификация вод Аляскинского струйного течения, используя спутниковые данные по SST, затруднительна.

Межгодовые изменения уровня моря к северу и к югу от Командорских островов и пролива Ближний показывают статистически значимую корреляцию ($r = -(0.50-0.85)$, 1993–2019 гг., $\alpha = 0.01$) с амплитудой прилива (рис. 2, а, в, з). В периоды усиления нодального прилива (2004–2008 гг.) в юго-западной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана наблюдались пониженные величины уровня моря (SSH = 5–10 см). В связи с прогревом вод, с зимы по лето уровень моря повышался на несколько сантиметров, но амплитуда межгодовых изменений уровня моря не претерпевала значительных изменений (рис. 2, в, з). Различия в уровне моря между 1997 и 2006 гг. и между 2015 и 2006 гг. в юго-западной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана для весны (апрель–июнь), лета (июль–сентябрь) (рис. 2, б) и осени (октябрь–декабрь) были равны 5–15 см. Изменение уровня моря сопровождалось изменениями в направлении и скоростях геострофических течений (рис. 3). Для зон Берингова моря, удаленных от Алеутских проливов и пролива Ближний, не наблюдалась статистически значимая корреляция между уровнем моря и амплитудой нодального прилива.

В открытых частях морей и океанов изменения уровня моря связаны с изменениями интегральной по глубине плотностью (удельным объемом) вод. Нами проанализировано распределение температуры, солёности и потенциальной плотности с глубиной в Беринговом море (54°–56° с.ш., 172°–174° в.д.) по данным буев Арго в периоды усиления (2005–2006 гг.) и ослабления (2014–2015 гг.) приливов. В 2005–2006 гг. район к северу от пролива Ближний характеризовался повышенной солёностью и плотностью вод в слое 50–400 м по сравнению с 2014–2015 гг. Рассчитанная по распределению плотности в слое 50–2000 м разница в динамических высотах между 2014–2015 гг. и 2005–2006 гг. составила 8 дин. см (50/2000 дб), что согласуется с наблюдаемой разницей в уровне моря между 2015 и 2006 гг. в юго-западной части Берингова моря (рис. 2, б). В слое 80–130 м различия в солёности и плотности вод между 2005–2006 гг. и 2014–2015 гг. были равны соответственно 0.2 и 0.14 кг м⁻³.

Тихоокеанские воды, поступающие в Берингово море через пролив Ближний, образуют два потока (Stabeno, Reed, 1994). Один поток, направленный на восток, формирует Северо-Алеутское склоновое течение. Другой поток, направленный на север, сливается с продолжением Беринговоморского склонового течения вблизи западного побережья Берингова моря и дает начало Восточно-Камчатскому течению (рис. 1, а). Анализ карт геострофических течений за период с 1993 по 2019 гг. показал, что направление и скорости геострофических течений в юго-западной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана были подвержены значительной межгодовой изменчивости. Весной (апрель–июнь) 1997 г. основной поток тихоокеанских вод поступал в Берингово море через центральную часть пролива Ближний и был ориентирован на север по направлению к материковому побережью (рис. 3, а). Весной 2006 г. зона пролива Ближний характеризовалась пониженными величинами уровня моря (10 см) и циклонической циркуляцией вод (рис. 3, б). В этот период не наблюдался поток вод, направленный от пролива Ближний на север в сторону материка. Весной 2006 г. заток тихоокеанских вод в Берингово море осуществлялся через восточную часть пролива Ближний, и затем струя тихоокеанских вод поворачивала на восток, формируя Северо-Алеутское склоновое течение.

В северо-западной части Тихого океана (50°–55° с.ш., 162°–168° в.д.) весной 1997 г. (рис. 3, а) и весной 2015 г. выделялся поток вод Аляскинского струйного течения, ориентированный на запад. Весной 1997 г. поток вод Аляскинского струйного течения находился в зоне между 52.4° и 53.6° с.ш., (средние за сезон скорости течения 6–9 см/с). Весной 2015 г. поток вод Аляскинского струйного течения находился севернее в зоне между 53.2° и 54.4° с.ш. (скорости течения 8–10 см/с). При переходе от весны к лету 1997 г. наблюдалось увеличение скоростей направленного на запад Аляскинского струйного течения до 8–15 см/с и сдвиг основной струи на полградуса (50 км) южнее. Весной 2006 г. поток вод Аляскинского струйного течения не наблюдался, и северо-западная часть Тихого океана характеризовалась пониженными величинами уровня моря и циклонической циркуляцией вод (50°–56° с.ш., 161°–170° в.д.) (рис. 3, б). Средние за сезон скорости геострофических течений на южной (50°–51° с.ш.) и северной (55°–56° с.ш.) границах циклонического круговорота вод были равны 4–6 см/с.

Усиление/ослабление нодальных приливов сопровождалось появлением потоков вод, направленных на восток/запад в северо-западной части Тихого океана в зоне 51.6°–52.1° с.ш., 161.6°–

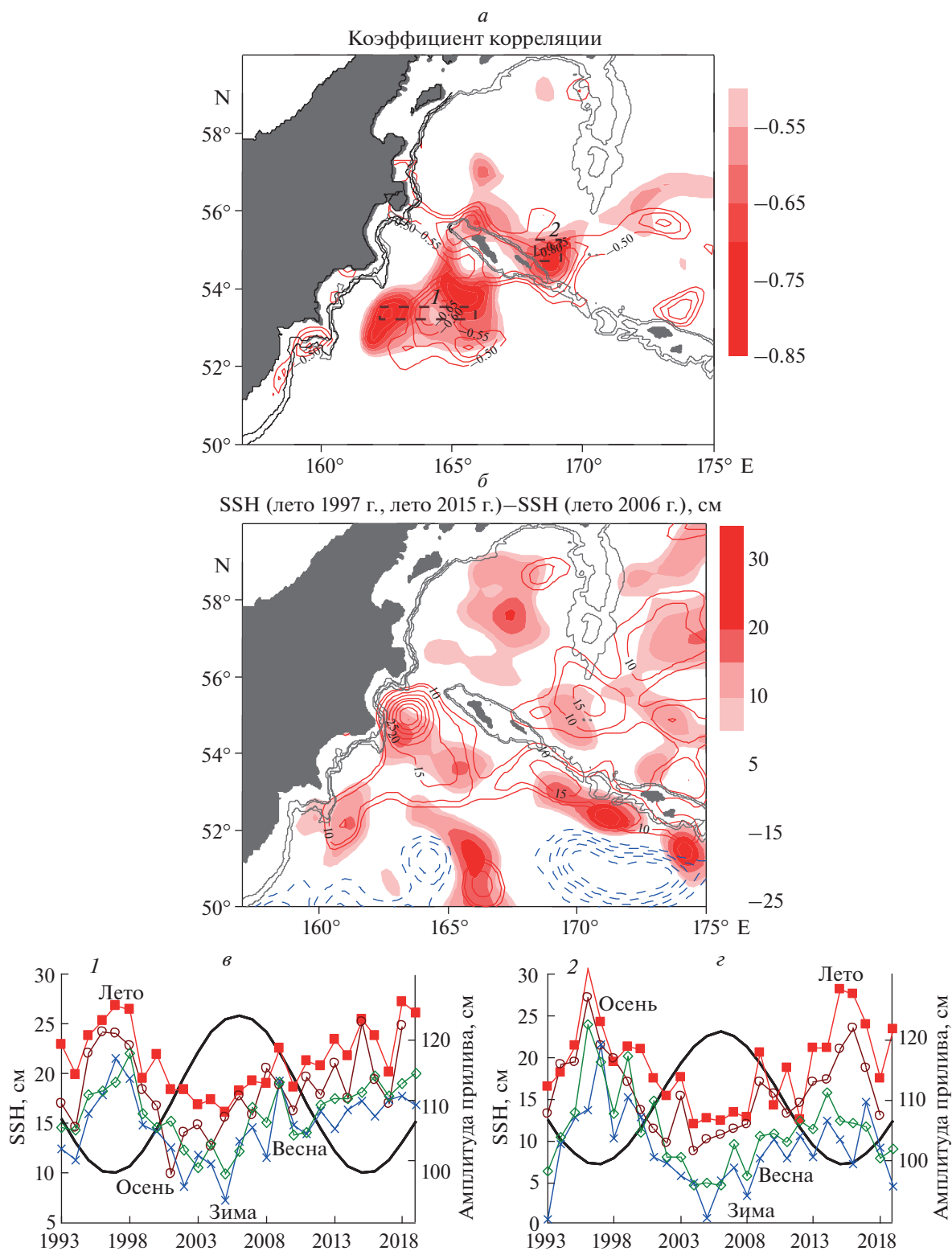


Рис. 2. *a* – Распределение коэффициента корреляции между уровнем моря и амплитудой прилива: изолинии – весна, оттенки красного – лето, *b* – распределение разностей уровня моря между летом 1997 г. и летом 2006 г. (изолинии) и между летом 2015 г. и летом 2006 г. (оттенки красного), *в–г* – межгодовые изменения уровня моря (SSH): *1* – SSH (52.9°–53.6° с.ш., 162°–166° в.д.), *2* – SSH (54.4°–55.1° с.ш., 168.1°–169.4° в.д.). Толстой пунктирной линией на рис. 2, *a* выделены районы (*1–2*), где исследовалась временная изменчивость SSH, представленная на рис. 2*в–г*.

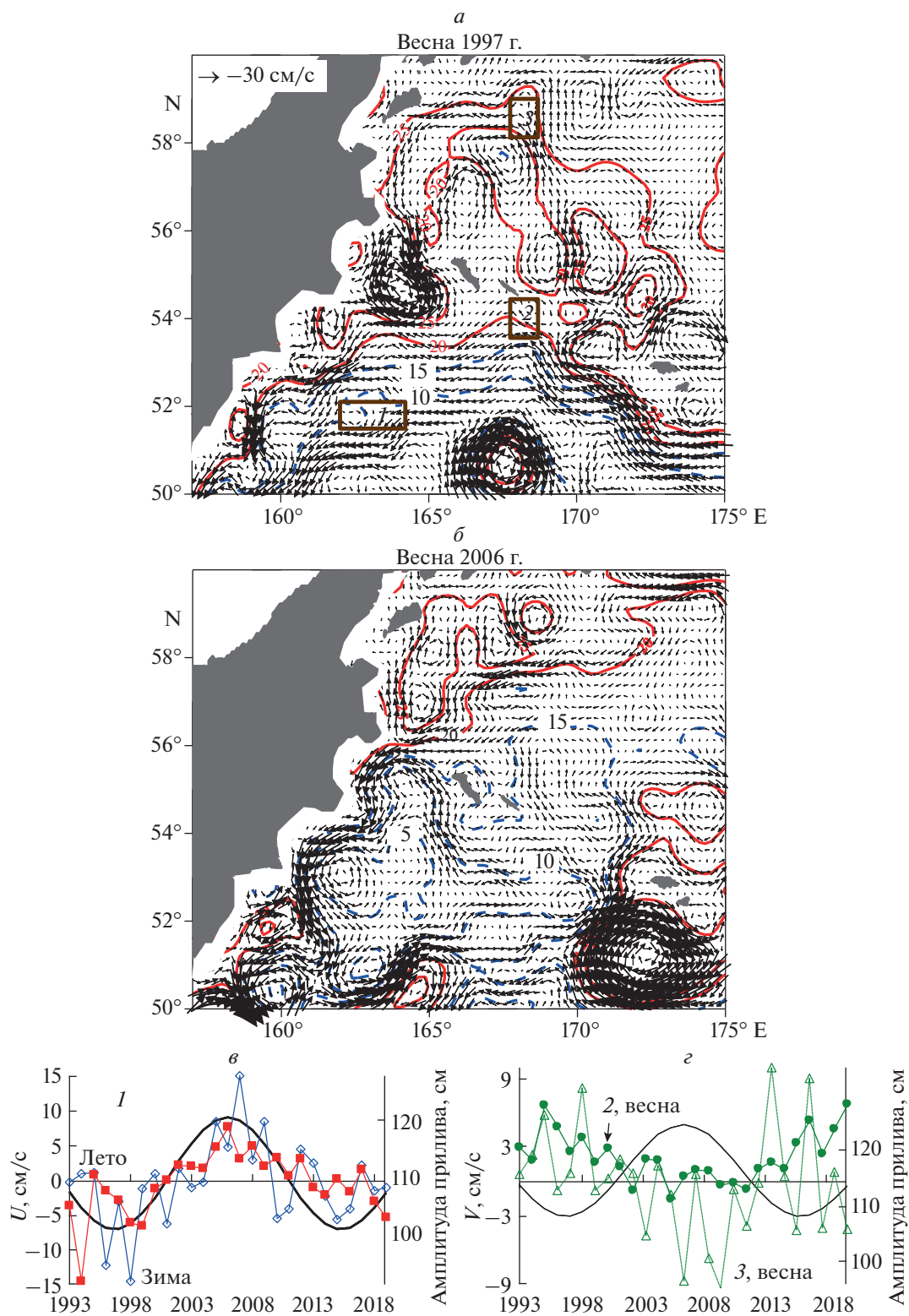


Рис. 3. *a, б* – Поле поверхностных геострофических течений и распределение уровня моря (SSH) по данным спутниковой альтиметрии в периоды ослабления (весна 1997 г.) и усиления (весна 2006 г.) нодальных приливов: синие пунктирные линии – $SSH = 0-15$ см, сплошные красные линии – $SSH = 20-30$ см, *a-г* – межгодовые изменения зональной (U) и меридиональной (V) составляющей скоростей течений: *1* – U ($51.6^{\circ}-52.1^{\circ}$ с.ш., $161.6^{\circ}-164.1^{\circ}$ в.д.), *2* – V ($53.9^{\circ}-54.9^{\circ}$ с.ш., $167.1^{\circ}-168.1^{\circ}$ в.д.), *3* – V ($58.4^{\circ}-59.4^{\circ}$ с.ш., $167.9^{\circ}-168.4^{\circ}$ в.д.). Толстой пунктирной линией на рис. 3, *a* выделены районы (*1-3*), где исследовалась временная изменчивость скоростей течений, представленных на рис. 3*в-г*.

164.1° в.д. ($r = 0.60-0.63$, 1993–2019 г., $\alpha = 0.01$) (рис. 3, *в*). Усиление нодальных приливов привело к ослаблению меридиональных потоков в западной части пролива Ближний (53.9°–54.9° с.ш., 167.1°–168.1° в.д.) ($r = -0.61$, $\alpha = 0.01$) и смене направления течений в зоне 58.4°–59.4° с.ш., 167.9°–168.4° в.д. в Беринговом море ($r = -0.50$, $\alpha = 0.01$) с северного на южное в весенний период (рис. 3, *з*).

ОБСУЖДЕНИЕ

Ранее было показано, что усиление приливного перемешивания в зоне Алеутских и Курильских проливов приводит к повышению солёности в поверхностном слое (50 м) и увеличению концентрации растворенного кислорода на глубинах залегания изопикн в промежуточном слое вод (глубины 150–250 м) в южной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана (зона течения Ойясио) (Andreev, Baturina, 2006). Данные, представленные в работе (Khen et al., 2013), указывают на понижение концентрации растворенного кислорода и повышение концентрации фосфатов в поверхностном слое вод (50–100 м) Берингова моря в периоды усиления приливов (1965–1970, 1980–1990 и 2000–2010 г.). Повышение солёности и концентрации фосфатов, понижение концентрации растворенного кислорода в поверхностном слое вод и повышение содержания растворенного кислорода в промежуточном слое вод Берингова моря и тихоокеанской субарктики может быть объяснено усилением вертикального перемешивания вод в периоды усиления нодальных приливов.

Наши результаты указывают на то, что 18.6-летняя изменчивость в приливах вызывает изменения уровня моря, температуры вод и направления и скоростей геострофических течений в юго-западной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана. Усиление (2006 г.)/ослабление (1997, 2015 гг.) приливов привело к понижению/повышению уровня моря в Беринговом море и в Тихом океане (рис. 2). Снижение уровня моря связано с повышением солёности (плотности) вод в слое 50–400 м. В слое 80–130 м солёность и плотность вод в 2005–2006 гг. была выше, чем в 2015–2016 гг. на 0.2 и 0.14 кг м⁻³ соответственно. Увеличение плотности вод может быть объяснено трансформацией вод Аляскинского струйного течения, характеризующегося повышенной солёностью/плотностью в промежуточном слое вод (100–400 м), за счет усиления приливного перемешивания в проливах Алеутской гряды и в проливе Ближний.

Для областей Берингова моря, удаленных от Алеутских проливов и пролива Ближний, не наблюдалась статистически значимая корреляция

между уровнем моря и амплитудой нодального прилива. Для данных областей приливное перемешивание приводит к изменению плотностной стратификации вод, но не изменяет интегральную по глубине плотность вод (удельный объем) и уровень моря.

Понижение уровня моря привело к снижению адвекции вод Аляскинского струйного течения в юго-западную часть Берингова моря и северо-западную часть Тихого океана весной 2006 г. и к появлению циклонической циркуляции вод в северо-западной части Тихого океана и в зоне пролива Ближний. Снижение адвекции теплых вод Аляскинского струйного течения понизило температуру поверхностного слоя вод в юго-западной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана в мае 2006 г. Ослабление потока тихоокеанских вод через пролив Ближний в Берингово море в 2006 г. было отмечено ранее в работе (Khen et al., 2013) по данным судовых наблюдений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наши результаты указывают на то, что 18.6-летняя изменчивость в приливах вызывает изменения уровня моря, температуры вод и направления и скоростей геострофических течений в юго-западной части Берингова моря и в северо-западной части Тихого океана. Усиление (2006 г.)/ослабление (1997, 2015 гг.) нодальных приливов приводит к снижению/повышению уровня моря в Беринговом море и в Тихом океане соответственно к северу и к югу от Командорских островов и пролива Ближний. Понижение уровня моря связано с повышением солёности (плотности) вод в слое 50–400 м. Понижение уровня моря приводит к уменьшению адвекции вод Аляскинского струйного течения в юго-западную часть Берингова моря и северо-западную часть Тихого океана и появлению циклонической циркуляции вод в зоне пролива Ближний и в северо-западной части Тихого океана. Снижение проникновения теплых вод Аляскинского струйного течения понижает температуру поверхностного слоя вод в юго-западной части Берингова моря и северо-западной части Тихого океана.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Результаты настоящего исследования были получены в рамках выполнения госбюджетной темы НИР ТОИ ДВО РАН (AAAA-A17-117030110038-5) и при поддержке Российского научного фонда (проект № 19-17-00006).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Максимов И.В., Смирнов Н.П. К изучению причин многолетних изменений деятельности Гольфстрима // *Океанология*. 1965. Т. 5. № 2. С. 210–221.
- Ablain M., Cazenave A., Larnicol G. et al. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project // *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 67–82.
- Andreev A.G., Baturina V.I. Impacts of tides and atmospheric forcing variability on dissolved oxygen in the subarctic North Pacific // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2006. V. 111. P. C07S10.
<https://doi.org/10.1029/2005JC003103>
- Andreev A.G., Budyansky M.V., Uleysky M. Yu., Prants S.V. Mesoscale dynamics and walleye pollock catches in the Navarin Canyon area of the Bering Sea // *Ocean dynamics*. 2018. № 11. P. 1503–1514.
- Andreev A., Watanabe S. Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 14.
<https://doi.org/10.1029/2002GL015021>
- Argo, Argo float data and metadata from global data assembly centre (argo GDAC). SEANOE. 2000.
<https://doi.org/10.17882/42182>
- Foreman M.G.G., Cummins P.F., Cherniawsky J.Y. et al. Tidal energy in the Bering Sea // *J. Mar. Res.* 2006. V. 64. P. 797–818.
- Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2013. V. 94. P. 106–120.
- Kowalik Z. Bering Sea tides // *Dynamics of the Bering Sea*. 1999. P. 93–127.
- Osafune S., Yasuda I. Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6 year period nodal tidal cycle // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. C02014.
<https://doi.org/10.1029/2008JC005110>
- Rosstiter J.R. Long term variations in sea level // *The Sea*. 1962. V. 1. P. 590–610.
- Royer T.C. High-latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 4639–4644.
- Stabeno P.J., Kachel D.G., Kachel N.B. et al. Observations from moorings in the Aleutian Passes: temperature, salinity and transport // *Fish. Oceanogr.* 2005. V. 14. P. 39–54.
- Stabeno P.J., Reed R.K. Circulation in the Bering Sea basin by satellite tracked drifters // *J. Physical Oceanography*. 1994. V. 24. P. 848–854.

The Changes of the Sea Surface Heights, Geostrophic Currents and SST in the NW Pacific Ocean and SW Bering Sea Due to Nodal Tides

A. G. Andreev

V.I. Il'ichev Pacific Oceanological Institute, FEB RAS, Vladivostok, Russia

Analysis of satellite data and Argo float data showed the variability of the SST, sea level, and geostrophic current velocities in the NW Pacific Ocean and SW Bering Sea caused by a nodal tide with 18.6-year period. It has been established that an increase of the nodal tide amplitude leads to decreased sea level and the formation of cyclonic water circulation in the NW Pacific Ocean and Near Strait area. In the Bering Sea there is no flow of water directed northward from the Near Strait to the coast of the mainland. In the NW Pacific Ocean the westward flow of Alaskan Stream water is weakening. The decrease in sea level was due to an increase in salinity/density in the layer of 50–400 m related to tidal mixing in the Aleutian and Near straits. The intensification (weakening) of nodal tide was accompanied by a decrease (increase) in the sea surface temperature in the NW Pacific Ocean and SW Bering Sea.

Keywords: sea surface heights, geostrophic currents, seawater temperature, Bering Sea, Pacific Ocean

REFERENCES

- Ablain M., Cazenave A., Larnicol G. et al. Improved sea level record over the satellite altimetry era (1993–2010) from the Climate Change Initiative project // *Ocean Sci.* 2015. V. 11. P. 67–82.
- Andreev A.G., Baturina V.I. Impacts of tides and atmospheric forcing variability on dissolved oxygen in the subarctic North Pacific // *J. Geophys. Res. Ocean.* 2006. V. 111. P. C07S10. DOI: 10.1029/2005JC003103
- Andreev A.G., Budyansky M.V., Uleysky M. Yu., Prants S.V. Mesoscale dynamics and walleye pollock catches in the Navarin Canyon area of the Bering Sea // *Ocean dynamics*. 2018. № 11. P. 1503–1514.
- Andreev A., Watanabe S. Temporal changes in dissolved oxygen of the intermediate water in the subarctic North Pacific // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 14. DOI: 10.1029/2002GL015021
- Argo, Argo float data and metadata from global data assembly centre (argo GDAC). SEANOE. 2000. DOI: 10.17882/42182
- Foreman M.G.G., Cummins P.F., Cherniawsky J.Y. et al. Tidal energy in the Bering Sea // *J. Mar. Res.* 2006. V. 64. P. 797–818.
- Khen G.V., Basyuk E.O., Vanin N.S., Matveev V.I. Hydrography and biological resources in the western Bering Sea // *Deep-Sea Res. II*. 2013. V. 94. P. 106–120.
- Kowalik Z. Bering Sea tides // *Dynamics of the Bering Sea*. 1999. P. 93–127.

- Maksimov I. V., Smirnov N.P.* A contribution to the study of causes of long-period variations in the activity of the Gulf Stream // *Oceanology*. 1965. V. 5. P. 15–24.
- Osafune S., Yasuda I.* Bidecadal variability in the Bering Sea and the relation with 18.6 year period nodal tidal cycle // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. C02014. DOI: 10.1029/2008JC005110
- Rossiter J.R.* Long term variations in sea level // *The Sea*. 1962. V. 1. P. 590–610.
- Royer T.C.* High-latitude oceanic variability associated with the 18.6-year nodal tide // *J. Geophys. Res.* 1993. V. 98. P. 4639–4644.
- Stabeno P.J., Kachel D.G., Kachel N.B. et al.* Observations from moorings in the Aleutian Passes: temperature, salinity and transport // *Fish. Oceanogr.* 2005. V. 14. P. 39–54.
- Stabeno P.J., Reed R.K.* Circulation in the Bering Sea basin by satellite tracked drifters // *J. Physical Oceanography*. 1994. V. 24. P. 848–854.