

личества циклонов (на 25%), при этом арктический фронт, а также траектории большей части циклонов, сместились к северу на 2° широты (около 200 км).

5. Существенно увеличилась температура воздуха на ГМС Малые Кармакулы, температура воды на разрезе «Кольский меридиан», атмосферный и океанский потоки тепла, а также скорость течений на западной границе Баренцева моря.

6. На всей акватории произошло уменьшение средней сплоченности льда на 0.5–2.0 балла, причем наибольшее изменение зафиксировано в районе параллели 77° с. ш. (на 2 балла).

7. Даты ледообразования сдвинулись в сторону более поздних сроков на 4–11 дней, а даты очище-

ния моря ото льда – в сторону более ранних сроков в среднем на 5–13 дней. Продолжительность ледового периода сократилась в среднем на 2–3 недели.

8. Скорость уменьшения ледовитости составляла 7.2% за 10 лет (средняя ледовитость уменьшилась с 58 до 45%); это наибольшая скорость по сравнению с другими арктическими морями.

9. Толщина припайного льда по данным ГМС юго-восточной части моря уменьшилась на 1–11 см.

10. Изменчивость ледовитости носит циклический характер, предположительно, период цикла близок к 84 годам, что соответствует орбитальному периоду Урана, минимум ледовитости после 1935–1945 гг. следует ожидать в период 2019–2029 гг.

4.4. Спутниковая альтиметрия Баренцева моря

С.А. Лебедев^{1,2}, А.Г. Костяной³, С.К. Попов⁴

¹ Геофизический центр РАН, Москва

² Майкопский государственный технологический университет, Майкоп

³ Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, Москва

⁴ Гидрометеорологический научно-исследовательский центр Российской Федерации, Москва

Данные спутниковой альтиметрии используются для исследования изменчивости уровня моря и отступления кромки льда в Баренцевом море в 1992–2018 гг. В этом исследовании использовались данные со спутников ERS-1/2, ENVISAT, SARAL/AltiKa и Sentinel-3A/3B. В этот период наблюдалась тенденция к повышению уровня моря со скоростью около 2.31 мм/год, что привело к общему повышению уровня в Баренцевом море примерно на 6 см. Линейные тренды изменения уровня моря колебались от 1.84 мм/год в июле до 4.29 мм/год в сентябре. Средняя скорость отступления кромки льда вдоль треков в северо-восточном направлении составляет 10.9 км/год за тот же период. Было обнаружено, что скорость смещения кромки льда имеет тенденцию к увеличению на 0.30 км/год на градус по долготе в восточном направлении. Таким образом, отступление кромки льда вдоль «восточных» треков происходит быстрее, чем вдоль «западных», что, вероятно, объясняется изменением динамики вод в Баренцевом море.

Ключевые слова: Баренцево море, спутниковая альтиметрия, положение кромки льда, уровень моря.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(16)

ВВЕДЕНИЕ

Около 90% всей площади арктического шельфа России, составляющего 5.2–6.2 млн км², приходится на перспективные нефтегазоносные области. В том числе 2 млн км² – в Западной Арктике на шельфе Баренцева и Карского морей (включая Обскую и Тазовскую губы), где потенциальные ресурсы углеводородного сырья составляют 50–60 млрд м³ [Zonn et al., 2017]. Даже при низкой геологической и геофизической изученности на шельфе Баренцева моря открыто 11 месторождений, в том числе 4 нефтяных (Приразломное, Долгинское, Варандейское, Медыньское), 3 газовых (Мурманское, Лудловское, Северо-Кильдинское), 3 газоконденсатных (Штокмановское,

Поморское, Ледовое) и одно нефтегазоконденсатное (Северо-Гуляевское). Одно только Штокмановское месторождение – крупнейшее в мире, содержит около 4000 млрд м³ газа [Чупров, 2008].

Сегодня освоение Арктики требует новых подходов, обеспечивающих рациональное недропользование и охрану природы на основе современной науки и технологий [Мастепанов, 2014], и, прежде всего, использования данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ).

Спутниковая альтиметрия в настоящее время является единственным методом ДЗЗ, который позволяет исследовать уровень режим как Мирового океана и внутренних морей, так и морей арктического шельфа Российской Федерации (в первую

очередь Белого и Баренцева морей). Эти моря характеризуются сложными гидродинамическими, приливными, ледовыми и метеорологическими режимами [Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy et al., 2004], что обуславливает особенности обработки данных спутниковой альтиметрии для этого региона [Lebedev et al., 2011].

ОСОБЕННОСТИ ГИДРОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА

Особенности гидрологического режима Баренцева моря (рис. 4.4.1) обусловлены физико-географическими характеристиками (табл. 4.4.1), особенностями водного (табл. 4.4.2) и ледового баланса (табл. 4.4.3) этого моря, которые в первую очередь влияют на их уровенный режим.

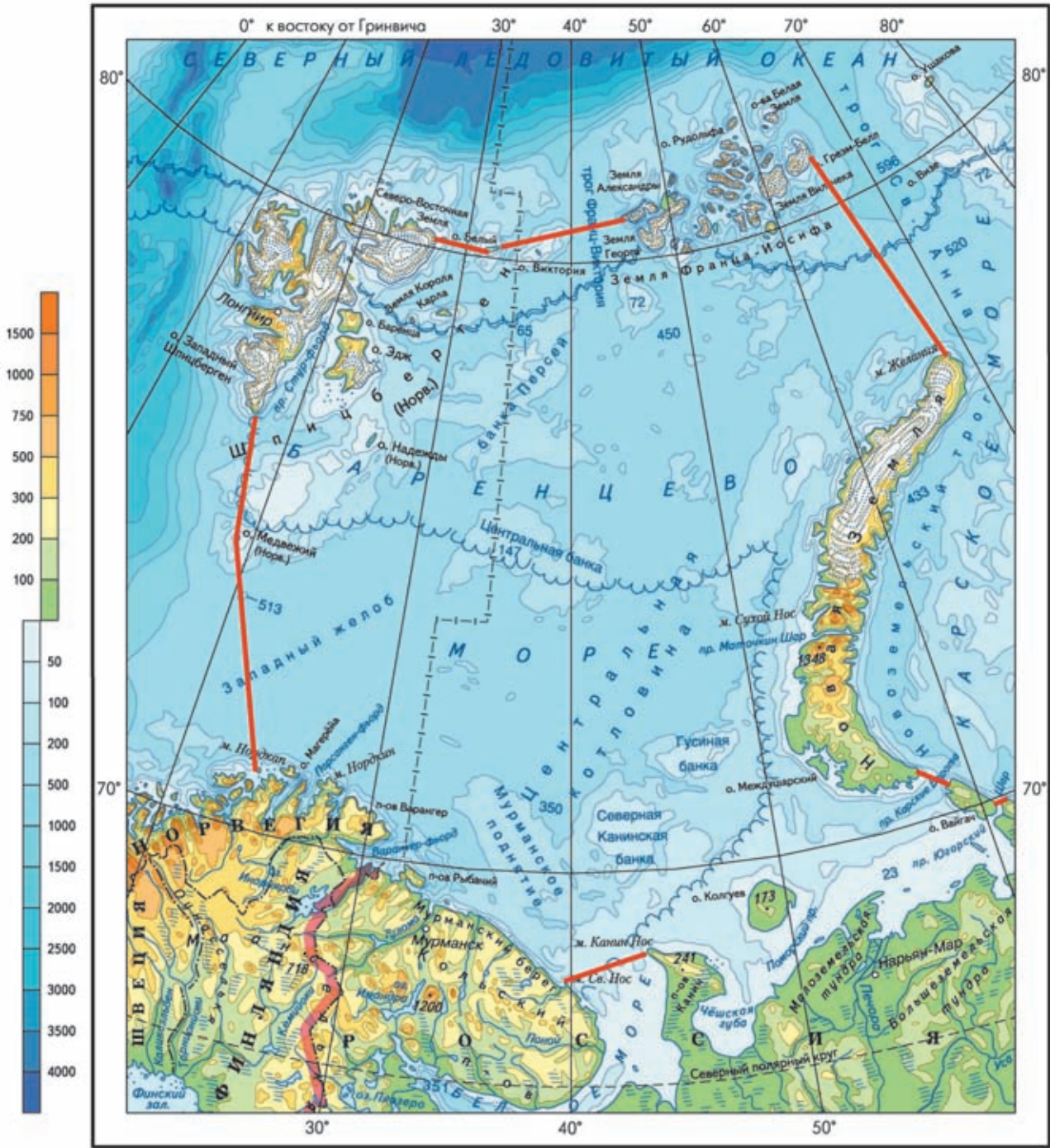


Рис. 4.4.1. Физическая карта Баренцева моря. Красная линия показывает его границы

Таблица 4.4.1. Физико-географические характеристики Баренцева моря [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Jakobsson et al., 2004; Marchenko, 2012]

Характеристика	Баренцево море
Площадь, тыс. км ²	1405–1512
Объем, тыс. км ³	282–316
Средняя глубина, м	186–222
Максимальная глубина, м	513
Площадь водосбора, тыс. км ²	668

Таблица 4.4.2. Составляющие водного баланса морей Западной Арктики, км³/год [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Михайлов, 1997; Вода России, 2000; Rachold et al., 2004]

Приходная часть	Речной сток	233–263
	в том числе	
	р. Печора	131–139
	р. Печенга	22.5
	реки о. Шпицберген ¹	35.5
	реки о. Новая Земля ¹	32.5
	реки о. Земля Франца-Иосифа ¹	3.65
	Водообмен	2700–2731
	из Белого моря	2200–2231
	из Норвежского моря	72.6–146.6
	в том числе	
м. Нордкап – о. Медвежий	49–74	
о. Медвежий – о. Шпицберген	23.2–72.6	
из Карского моря (м. Желания – о. Сальм)	500	
Осадки	796	
Расходная часть	Водообмен	2390
	в Белое море	2000
	в Карское море	390
	в том числе	
	пр. Карские ворота	350
	пр. Югорский шар	40
Испарение	411	

Колебания уровня Баренцева моря связаны в основном с приливо-отливными и сгонно-нагонными явлениями, а в устьевых участках рек также с весенними половодьями.

Речной сток в Баренцево море (табл. 4.4.2) невелик по отношению к его объему (табл. 4.4.1). На 90% он сосредоточен в юго-восточной части, которая часто называется Печорским морем [Родионов, Костяной, 1998]. Сток реки Печора составляет 70% суммарного притока в море за год. На северное побережье Норвегии и берег Кольского полуострова при-

Таблица 4.4.3. Составляющие ледового баланса морей Западной Арктики, км³ [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990]

Приходная часть	Всего	201.7–291.91
	из Белого моря	13.6–31.31
	из Карского моря	144.6–202.6
	в том числе	
	о. Земля Франца-Иосифа – о. Новая Земля	140–198
	пр. Карские ворота	4.6
Расходная часть	о. Шпицберген – о. Земля Франца-Иосифа	43.5–58
	Всего	53.4–84
	в Карское море	53.4–84
	в том числе	
	о. Шпицберген – о. Земля Франца-Иосифа	32–33
	пр. Карские ворота	21.4–51

ходит всего около 10% речного стока. Здесь в море стекают небольшие реки горного типа, например, Тулома, Печенга, Западная Лица, Кола, Териберка, Воронья, Рында, Иоканга и т. д. [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990; Михайлов, 1997; Вода России, 2000].

Приливы. Приливы в Баренцевом море вызыва-ются главным образом атлантической приливной волной, которая вступает в море с запада между м. Нордкап и Шпицбергенем и движется к Новой Земле. В северные окраины моря поступает приливная волна из Арктического бассейна.

Приливы, как правило, правильные полусуточные. В юго-восточной части моря на отдельных участках наблюдаются неправильные полусуточные и неправильные суточные приливы. Высота прилива в юго-западной части моря увеличивается с запада на восток от 2.4 до 3.8 м. В юго-восточной части Баренцева моря (от м. Канин Нос к проливам Карские

ворота и Югорский шар) высота прилива убывает от 4 до 0.5 м. К северу высота приливов уменьшается (у Шпицбергена она равна 1–2 м, у Земли Франца-Иосифа – 20–30 см). Это объясняется рельефом дна, конфигурацией берегов и интерференцией приливных волн, приходящих из Атлантического и Северного Ледовитого океанов [Добровольский, Залогин, 1982].

Остаточные приливные явления. В результате нелинейного взаимодействия основных волн прилива в Баренцевом море появляются обертоны остаточных эффектов долгопериодных и короткопериодных приливных гармоник. Механизмы возникновения нелинейных остаточных приливных явлений связаны с тремя типами нелинейных эффектов: конвективной нелинейностью, фрикционной нелинейностью, обусловленной квадратичным законом донного трения, и мелководной нелинейностью [Сгибнева, 1981].

В результате нелинейных приливных явлений и нелинейного взаимодействия основных приливных волн (M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , P_1 , Q_1) возникает множество дополнительных приливных гармоник [Каган, Романенков, 2007]

По результатам численного моделирования (май 2008) суммарная амплитуда нелинейных гармоник (рис. 4.4.2) в Баренцевом море в среднем составляет около 10% от общей высоты прилива. Максимальное значение (более 25%) наблюдается над Центральной банкой и вдоль юго-восточного и южного побережий

Новой Земли. Большое влияние нелинейных волн приурочено к амфидромическим и узловым точкам полусуточных волн [Lebedev et al., 2011].

Сгонно-нагонные колебания. На большей части побережья Северного Ледовитого океана сгонно-нагонные колебания уровня воды значительно больше, чем приливы и отливы. Сильные и продолжительные ветры вызывают наиболее значительные (до 3 м) сгонно-нагонные колебания уровня Баренцева моря у Кольского побережья и у Шпицбергена (порядка 1 м), меньшие величины (до 0.5 м) наблюдаются у берегов Новой Земли и в юго-восточной части моря [Гидрометеорология..., 1990].

Волнение. Волнение в арктических морях зависит от ветрового режима и ледовых условий. В целом ледовый режим в Северном Ледовитом океане неблагоприятен для развития волновых процессов. На распространение ветровых волн и зыби значительное влияние оказывают изрезанность береговой линии, наличие многочисленных островов, а также сильные приливные течения. Последние, в случае распространения волн навстречу потоку, могут увеличивать высоту волны более чем в два раза. Попутное течение, наоборот, уменьшает высоту до полутора раз.

Баренцево море – одно из самых штормовых в Мировом океане. Зимой здесь развиваются штормовые явления, при которых в открытом море высота волн доходит до 10–11 м. Наиболее высокие волны на юго-востоке образуются при северных и северо-восточных ветрах, их высота может превышать 10 м [Гидрометеорология..., 1990].

Ледовитость. В отличие от западной и центральной частей, юго-восточная часть Баренцева моря покрывается льдом. Обычно льдообразование начинается во второй половине октября, но в зависимости от текущих погодных условий и теплозапаса моря сроки образования ледяного покрова сильно колеблются. Процесс замерзания направлен с востока на запад; таяние льдов происходит главным образом в обратном направлении. Обычно очищение ото льда начинается в апреле и за-

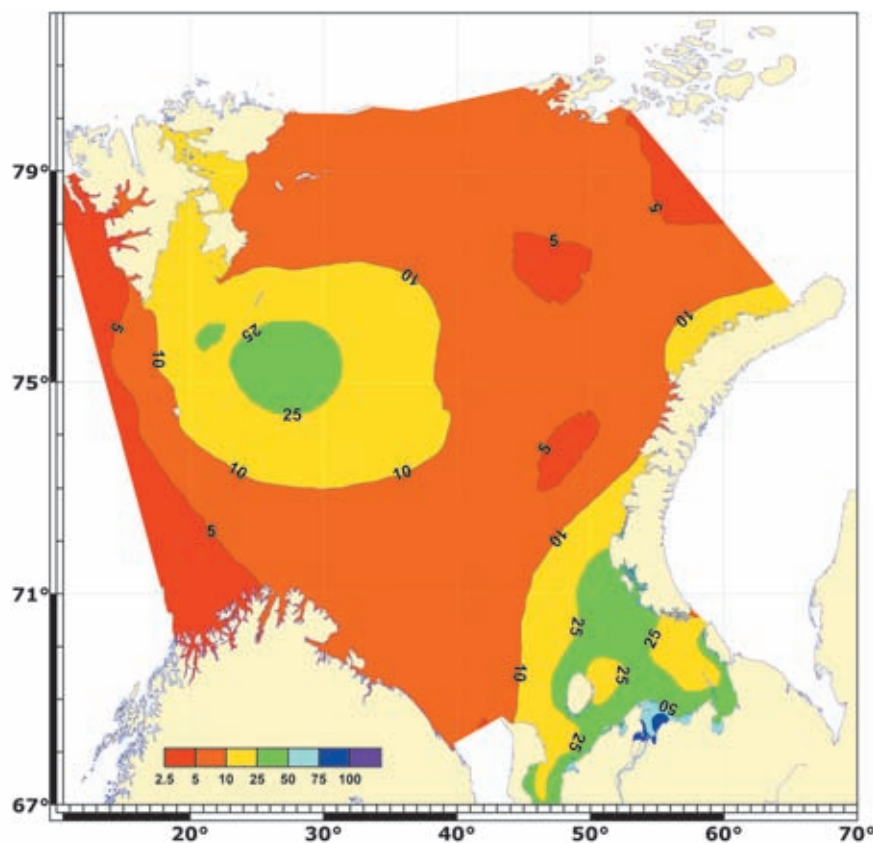


Рис. 4.4.2. Отношение в % суммы амплитуд нелинейных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива в Баренцевом море [Lebedev et al., 2011]

канчивается в июле, хотя в отдельные годы этот процесс может смещаться на 2–3 месяца. В зависимости от гидрометеорологических условий длительность ледового периода составляет от 6 до 10 месяцев. Под воздействием течений и циркуляции атмосферы ледяные поля находятся в постоянном движении. Скорость дрейфа льда зависит от сочетания направлений течений и ветра и может достигать 0.8–1 м/с [Добровольский, Залогин, 1982; Гидрометеорология..., 1990].

ДАННЫЕ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Для анализа гидрологического режима Баренцева моря наиболее оптимальными являются данные спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa с периодом повторения изомаршрутного цикла 35 дней и данные спутников Sentinel-3A/3B с периодом повторения изомаршрутного цикла 27 дней (рис. 4.4.3).

Массив данных спутника ERS-1 [Gilbert et al., 2014] представляет собой прерывный, но длинный по времени ряд измерений Фазы C (апрель 1992 г. – декабрь 1993 г.) и Фазы G (апрель 1995 г. – июнь 1996 г.) с возможностью его продления данными спутника ERS-2 [Gilbert et al., 2014] (апрель 1995 г. – июнь 2002 г.), спутника Envisat [ENVISAT..., 2007] (март 2002 г. – апрель 2012 г.) и спутника SARAL/AltiKa [Bronner et al., 2016] (февраль 2013 г. – настоящее время). Так как параметры орбиты спутников Sentinel-3A (февраль 2016 г. – настоящее время) и Sentinel-3B (апрель 2018 г. – настоящее время) [Along-track..., 2019] отличаются от параметров орбиты предыдущих спутников, то объединить с данными спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в единый временной

ряд не получается. Объединение возможно только в точках пересечения треков первой и второй группы спутников.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Обработка данных спутниковой альтиметрии проводилась с применением программного обеспечения Интегрированной базы данных спутниковой альтиметрии (ИБДСА) – с учетом всех необходимых поправок [Лебедев, Костяной, 2005; Лебедев, 2016].

При обработке данных альтиметрических измерений выше перечисленных спутников использовались следующие поправки:

– поправка на «сухую» атмосферу dh_{dry} , рассчитанная по модели Европейского центра среднесрочных прогнозов погоды (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts – ECMWF) [Uppala et al., 2005],

$$dh_{dry} = 2,277 \cdot P_{surf} (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)),$$

где P_{surf} – атмосферное давление на уровне подстилающей поверхности, φ – широта точки надира;

– поправка на влажность dh_{wet} также рассчитывалась по модели ECMWF

$$dh_{wet} = - \left(a_1 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} q dP + a_2 \int_{P_{sat}}^{P_{surf}} \frac{q}{T} dP \right) (1 + 0.0026 \cos(2\varphi)),$$

где q – удельная влажность воздуха, T – температура воздуха, P_{sat} – атмосферное давление на высоте спутника, a_1 и a_2 – коэффициенты, определяемые при

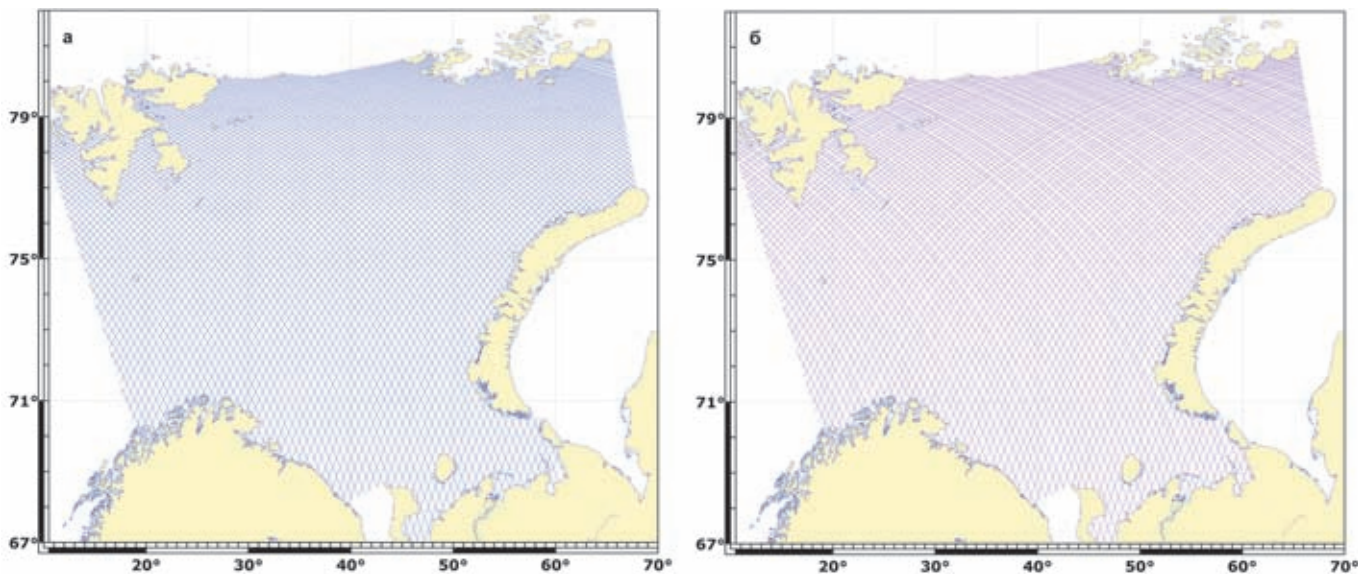


Рис. 4.4.3. Положение треков спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa (а) с периодом повторения 35 дней и спутников Sentinel-3A/3B (б) с периодом повторения 27 дней на акватории Баренцева моря

калибровке бортового микроволнового радиометра, измеряющего в надир [Stum, 1994];

– ионосферная поправка рассчитывалась по модели NOAA Ionosphere Climatology 2009 (NIC09) [Scharroo, Smith, 2010]. Эта поправка доступна для всех альтиметров как одночастотных, так и двухчастотных;

– поправка на состояние подстилающей поверхности или электромагнитное смещение (electromagnetic bias – EMB) рассчитывалась по модели [Tran et al., 2010];

– поправка обратного барометра

$$dh_{inv} = -9.948(P_{surf} - P_0),$$

где $P_0=1013.3$ мбар – нормальное атмосферное давление, соответствующее невозмущенной поверхности океана;

– на первом этапе поправка на морские приливы и нагрузка на дно для расчёта систематической ошибки рассчитывалась по глобальной модели приливов Global Ocean Tide 4.10 (GOT4.10) [Stammer et al., 2014];

– поправка на приливы в земной коре, рассчитанные по модели [McCarthy, Petit, 2004];

– поправка на полюсный прилив [Petit, Luzum, 2010].

Аномалии высот морской поверхности рассчитывались относительно модели средних высот морской поверхности DTU13 MSS [Andersen et al., 2015].

СИСТЕМАТИЧЕСКАЯ ОШИБКА

Объединение данных спутников ERS-2 и Envisat в единый ряд альтиметрических измерений требует проведения анализа данных за временной интервал работы спутников в режиме тандема. Такой режим работы предполагал, что спутники имеют одинаковые параметры орбиты, треки спутников совпадают, а разница по времени в пролете одного спутника за другим минимальна. Для спутников ERS-1 и ERS-2

эта разница составляет 35 мин, а для спутников ERS-2 и Envisat – 30 мин.

Поскольку Баренцево море характеризуется приливным гидрологическим режимом, то учет приливной поправки, рассчитанной по одной приливной модели для спутников, работающих в режиме тандема, является обязательным. Расчёт систематической ошибки проводился по сравнению временных рядов в точках, расположенных вдоль трека (рис. 4.4.4), когда спутники работали в режиме тандема.

Для акватории Баренцева моря анализ показал, что измерения высот морской поверхности, проводимые альтиметром спутника ERS-2 с учетом приливной поправки (по модели GOT4.10) и поправки обратного барометра, превышают измерения спутника ERS-1 в среднем на 1.37 ± 0.4 см (рис. 4.4.5, а). Коэффициент корреляции между данными составил 0.743. Систематическая ошибка между измерениями Envisat и ERS-2 с учетом приливной поправки (по модели GOT4.10) и поправки обратного барометра составляет -1.78 ± 0.65 см, а коэффициент корреляции – 0.861 (рис. 4.4.5, б). В Печорском море в районе пролива Югорский шар она составляет -5.43 ± 1.38 см.

Учет систематической ошибки при обработке данных спутниковой альтиметрии позволит повысить точность этих данных при их объединении в единый временной ряд для анализа гидрологического режима Баренцева моря.

РЕГИОНАЛЬНАЯ МОДЕЛЬ ПРИЛИВОВ И ЕЕ ВЕРИФИКАЦИЯ

Гидродинамическое моделирование широко применяется как для исследования глобальных приливных движений в Мировом океане в целом, так и в отдельных его районах, на континентальном шельфе, в эстуариях и устьях рек. Моделированию приливов именно в Баренцевом море посвящены, например, работы [Gjevik, Straume, 1989; Kowalik, Proshutinsky,

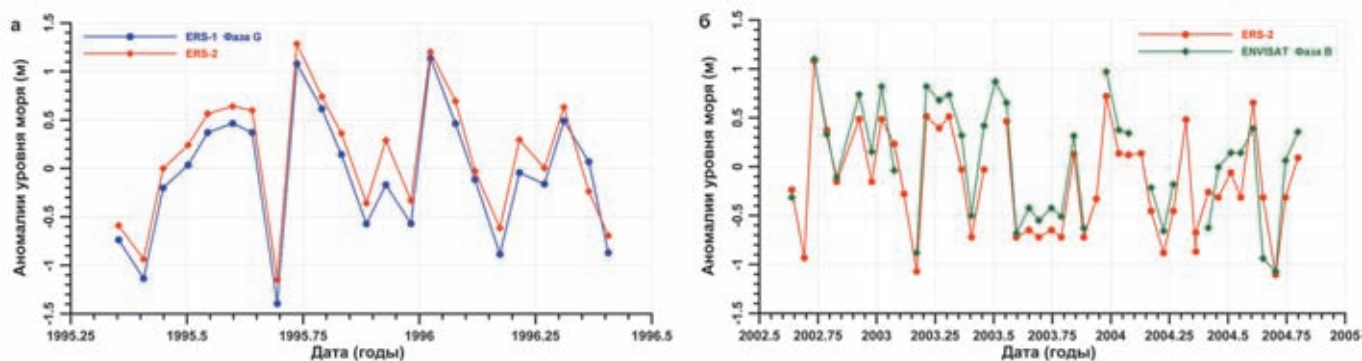


Рис. 4.4.4. Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1 и ERS-2 (а) и ERS-2 и Envisat (б) в точке пересечения 180 и 461 треков, расположенной вблизи уровня поста Вардё (Норвегия)

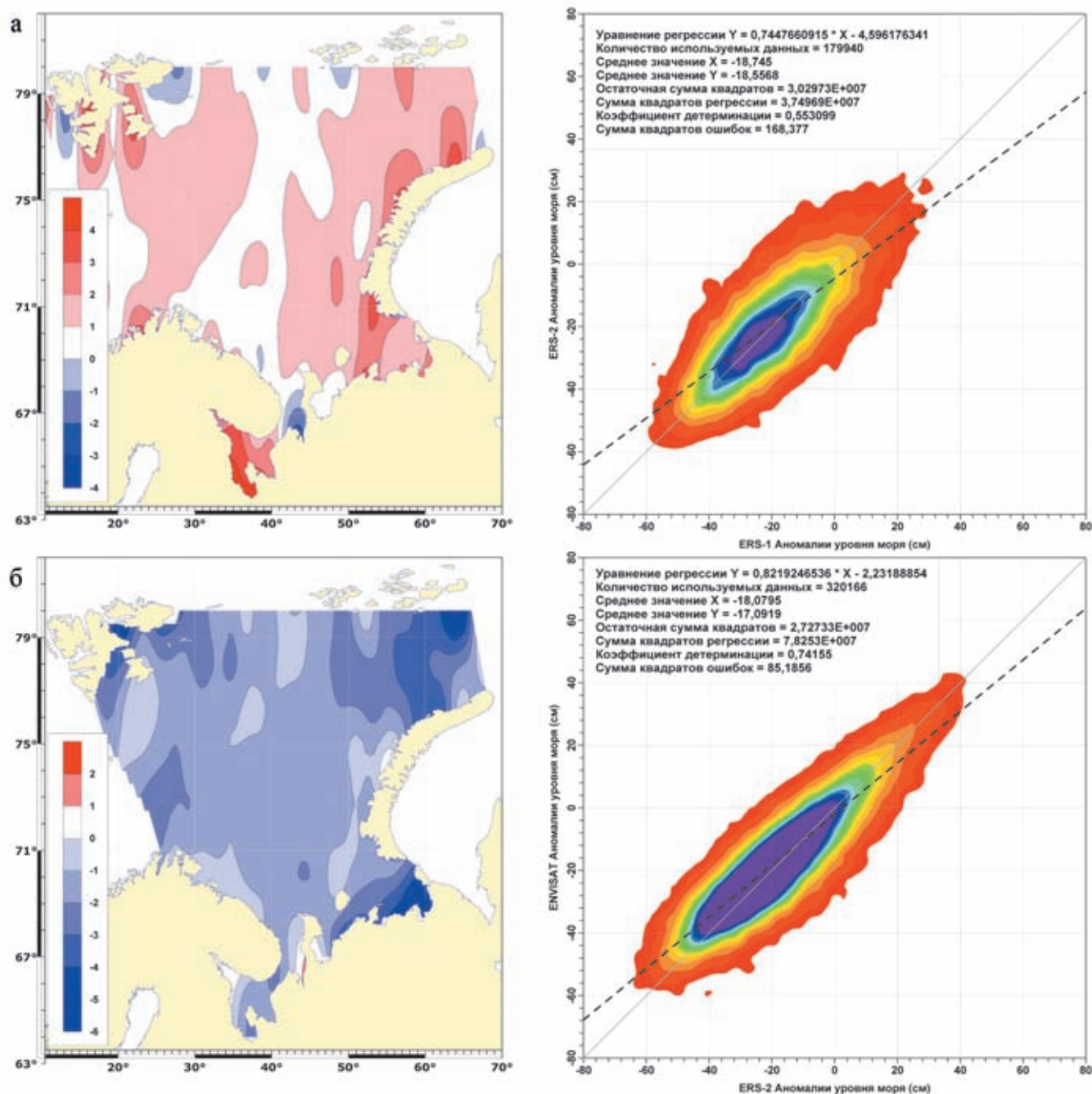


Рис. 4.4.5. Величина систематической ошибки между измерениями высот морской поверхности альтиметрами спутников ERS-1 и ERS-2 (а) и ERS-2 и Envisat (б)

1993, 1995; Gjevik et al., 1994], в которых используются двумерные уравнения мелкой воды, а в работах [Каган, Тимофеев, 2005, 2006; Каган, Романенков, 2007] используется трехмерная модель.

Двухмерные модели были разработаны в середине прошлого века как компромисс между желанием воспроизвести приливные движения и штормовые нагоны, с одной стороны, и возможностями вычислительной техники того времени, с другой. Однако они, несмотря на явное преимущество в экономич-

ности и быстродействию расчетов, не могли воспроизвести распределение скоростей приливных течений по горизонтам и в придонном слое, затухающее с глубиной вследствие воздействия ветра на поверхность моря, а также учесть эффекты бароклинности.

Для расчета уровня моря и скорости течений использована трехмерная бароклиническая гидродинамическая модель со свободной поверхностью [Архипов, Попов, 1996; Зильберштейн и др., 2000, 2001; Попов и др., 2013, 2014]. Система уравнений модели выписана

в приближении гидростатики в декартовой системе координат, которую можно применять только для ограниченных акваторий. Коэффициент вертикальной турбулентной вязкости принят переменным по глубине [Попов и др., 2009]. На твердых боковых границах задается условие прилипания, т. е. равенства нулю нормального и тангенциального компонентов скорости течения. На поверхности моря задаются касательные напряжения ветра, кинематическое условие, температура и соленость по климатическим данным. На дне принимается квадратичный закон трения, задаются кинематическое условие обтекания течением неровностей рельефа дна и отсутствие потоков тепла и солей. Влияние льда учитывается через касательное напряжение ветра, уменьшающееся пропорционально сплоченности льда так, что при сплоченности льда 100% напряжение трения ветра равно нулю; путем задания трения воды о лед по квадратичному закону (аналогично придонному трению). На жидких границах задаются колебания уровня моря в виде суммы приливной и непериодической составляющих уровня моря. Приливная составляющая представляет собой предвычисленный по гармоническим постоянным временной ход приливного уровня в виде суммы определенного числа составляющих. Непериодическая составляющая уровня моря задается в виде суммы двух компонентов – нестационарного (синоптического), рассчитываемого по закону обратного барометра, и квазистационарного (долгопериодного), формируемого системой плотностных течений. Аппроксимация по пространству выполнена на сетке Аракавы “С”, оптимальной для инерционно-гравитационных волн.

Чтобы убедиться в правильном воспроизведении прилива моделью, были сделаны предварительные расчеты, в которых восемь приливных волн рассчитывались по модели отдельно друг от друга, при этом для каждой волны на жидкой границе задавался уровень моря [Porov et al., 1999]. Уровень моря в точках жидкой границы представленной модели рассчитывался по гармоническим постоянным, полученным в модели Арктического бассейна на сферической сетке с разрешением 10×10 мин ($1/6^\circ$) [Kowalik, Proshutinsky, 1993]. По результатам расчетов построены котидальные карты для каждой из восьми главных волн прилива M_2 , S_2 , N_2 , K_2 , K_1 , O_1 , Q_1 , P_1 . Результаты подтверждают правильный полусуточный характер приливов в Баренцевом море: амплитуды волн K_1 и O_1 малы по сравнению с амплитудами волн M_2 и S_2 .

Расчеты восьми приливных гармоник для апреля (наибольшее количество льда) сравнивали с расчетами для сентября (наименьшее количество льда). Расчеты для апреля и сентября с учетом климатических

полей льда не противоречат результатам [Каган, Романенков, 2007], полученным в свободном ото льда Баренцевом море и в покрытом льдом Белом море. В Белом море, как и ожидалось, в апреле амплитуда колебаний уровня волны M_2 меньше, чем в сентябре. Удивительно то, что в апреле подо льдом появляются области, где амплитуда волны M_2 больше, чем в сентябре (районы п-ова Канин и п. Индига).

На рис. 4.4.6, а приведена котидальная карта доминирующей гармонике – волны M_2 для сентября. Амплитуда волны M_2 увеличивается от архипелага Земля Франца-Иосифа до границы Белого и Баренцева морей. Максимальные ее значения отмечаются вдоль Кольского берега и на входе в Белое море. Центр вырожденной амфидромии M_2 в сентябре расположен в юго-западной части архипелага Новая Земля, в апреле центр амфидромии смещается на юго-запад, вырожденная амфидромия сменяется на истинную.

На котидальной карте суточной гармонике K_1 (рис. 4.4.6, б) вырожденная амфидромия расположена на южном побережье архипелага Шпицберген. Рядом с ней находится область с максимальными значениями амплитуды уровня. В работе [Kowalik, Proshutinsky, 1995] отмечается, что для аккуратного описания суточных волн необходимо увеличивать разрешение сетки модели, чтобы правильно описывать шельфовые волны, которые возникают при резонансном взаимодействии волны K_1 с локальной топографией дна. Последовательность максимумов и минимумов амплитуды колебаний уровня моря является признаком наличия шельфовых волн, которые генерируются приливом на шельфовых склонах.

Верификация модели производилась путем сравнения результатов расчетов с данными гармонического анализа наблюдений на 60 прибрежных уровнях постах Баренцева и Белого морей [Таблицы приливов, 1958]. Результаты сравнения данных наблюдений и моделирования для характерных районов Баренцева и Белого моря приведены в табл. 4.4.4. Наибольшее совпадение данных наблюдений и модельных расчетов получено для волны M_2 – доминирующей приливной волны в данном регионе. Для Кольского побережья Баренцева моря и Терского берега Белого моря, а также для восточной части Баренцева моря результаты моделирования удовлетворительны. В Белом море в среднем высота волны M_2 на 13 см ниже, чем по данным гармонического анализа, а для Мезенского залива модельные результаты в среднем на 30 см ниже. Высота волны S_2 в целом по расчетной области на 4 см выше, чем по данным наблюдений. Особенно это проявляется в Мезенском заливе, где в отличие от волны M_2 , высота волны S_2 больше данных наблюдений примерно на 20 см.

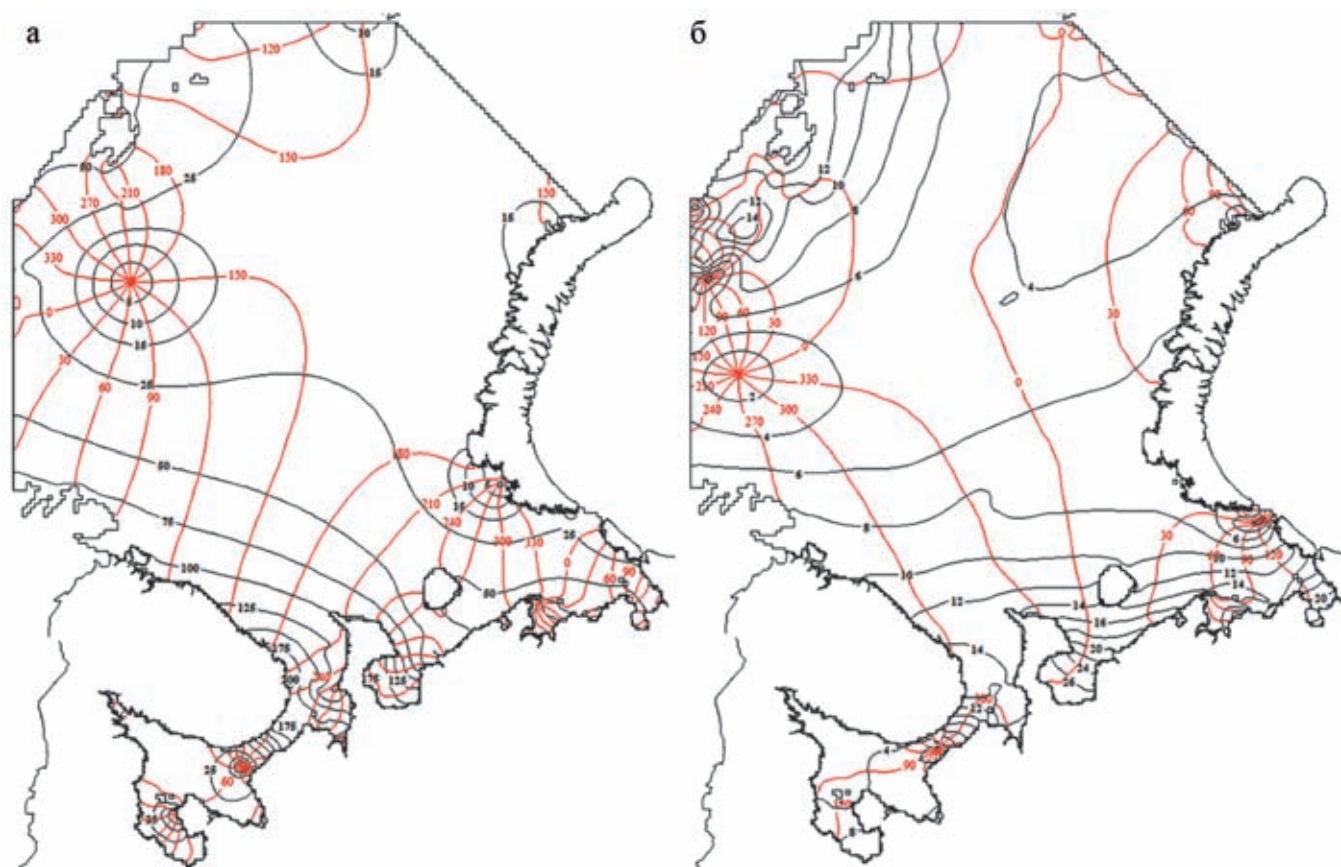


Рис. 4.4.6. Котидальная карта волны: а) M_2 в сентябре; б) K_1 в сентябре

Таблица 4.4.4. Сравнение высот и фаз основных волн прилива, полученных по гармоническому анализу данных наблюдений за уровнем моря и по модельным данным [Попов и др., 2013]

Волна	Район	Средняя амплитуда, см		Средняя абсолютная ошибка расчета амплитуды, см	Средняя фаза, град		Средняя абсолютная ошибка расчета фазы, град.
		[Таблицы приливов, 1958]	Модель [Попов и др., 2013]		[Таблицы приливов, 1958]	Модель [Попов и др., 2013]	
M_2	1	137.5	133.9	6.0	190.3	158.2	11.2
	2	52.1	52.0	10.3	140.5	180.8	25.2
	3	85.6	79.4	14.5	142.9	158.2	23.1
S_2	1	39.9	41.0	2.4	239.3	203.4	13.3
	2	15.2	19.0	7.8	183.4	188.7	25.8
	3	23.1	27.2	6.4	176.8	170.8	21.4
K_1	1	15.2	11.5	3.7	265.2	268.0	32.9
	2	14.4	13.5	2.6	187.3	103.9	53.5
	3	10.9	9.7	2.2	175.3	167.1	39.2
O_1	1	3.6	4.8	2.5	80.3	64.2	21.6
	2	2.8	5.6	2.8	247.8	172.5	82.2
	3	2.3	4.0	2.0	184.6	160.0	62.2

Примечание. 1 – Кольский берег Баренцева и Терский берег Белого морей (до м. Никодимский); 2 – Восточная часть Баренцева моря; 3 – Баренцево море в целом.

ВЕРИФИКАЦИЯ ДАННЫХ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Первые эксперименты по исследованию возможности использования данных спутниковой альтиметрии для анализа гидрологического режима Баренцева моря [Andersen, 1994; Lebedev et al., 2003] показали репрезентативность использования данных дистанционного зондирования. Верификации данных спутниковой альтиметрии проводилась путем сравнения данных измерений уровня на уровне поста с данными альтиметрических измерений в точках, расположенных на ближайших треках, или в точках пересечения восходящих и нисходящих треков (рис. 4.4.7–4.4.8).

Для Баренцева моря корреляция между альтиметрическими измерениями спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa и данными на уровне поста достаточно высока (более 0.86) (табл. 4.4.5). Так, для постов Вардэ и Хоннингсвог коэффициент корреляции составляет 0.992 и 0.991 соответственно. Эти высокие корреляции объясняются влиянием приливов, которые играют большую роль в уровне Баренцева моря. Кроме того, эти посты расположены в области, где нелинейные и остаточные приливные явления не столь велики (рис. 4.4.2). Высокие коэффициенты корреляции наблюдаются и на постах Те-

риберка и Печенга (более 0.9). Для уровненых постов Иоканьга, Бугрино, Топседа, Варандей, расположенных на юго-восточном побережье Баренцева моря, коэффициенты корреляции ниже (менее 0.881).

Анализ спектральной плотности вблизи уровненого поста Бугрино показывает, что сезонный цикл, наблюдаемый по данным спутниковой альтиметрии, имеет большую мощность, чем тот, который наблюдается по данным уровненого поста (рис. 4.4.9) [Volkov, Pujol, 2012]. Предполагая, что сезонный цикл был постоянным в течение периода наблюдений, смещение на годовой частоте, вероятно, связано с качеством альтиметрических измерений в этом месте. Уровенный пост Бугрино расположен в южной части острова Колгуева на шельфе Баренцева моря (рис. 4.4.1). Это мелководный регион, подверженный приливам и штормовым нагонам. Амплитуда самой энергичной суточной составляющей K_1 здесь превышает 10 см [Kowalik, Proshutinsky, 1993; Killett et al., 2011]. Отношение суммы амплитуд нелинейных гармоник к сумме амплитуд основных волн прилива в данном районе, как и на всем юго-восточном побережье Баренцева моря, превышает 25% (рис. 4.4.2), что говорит о больших амплитудах остаточных приливов (май, 2008 г.).

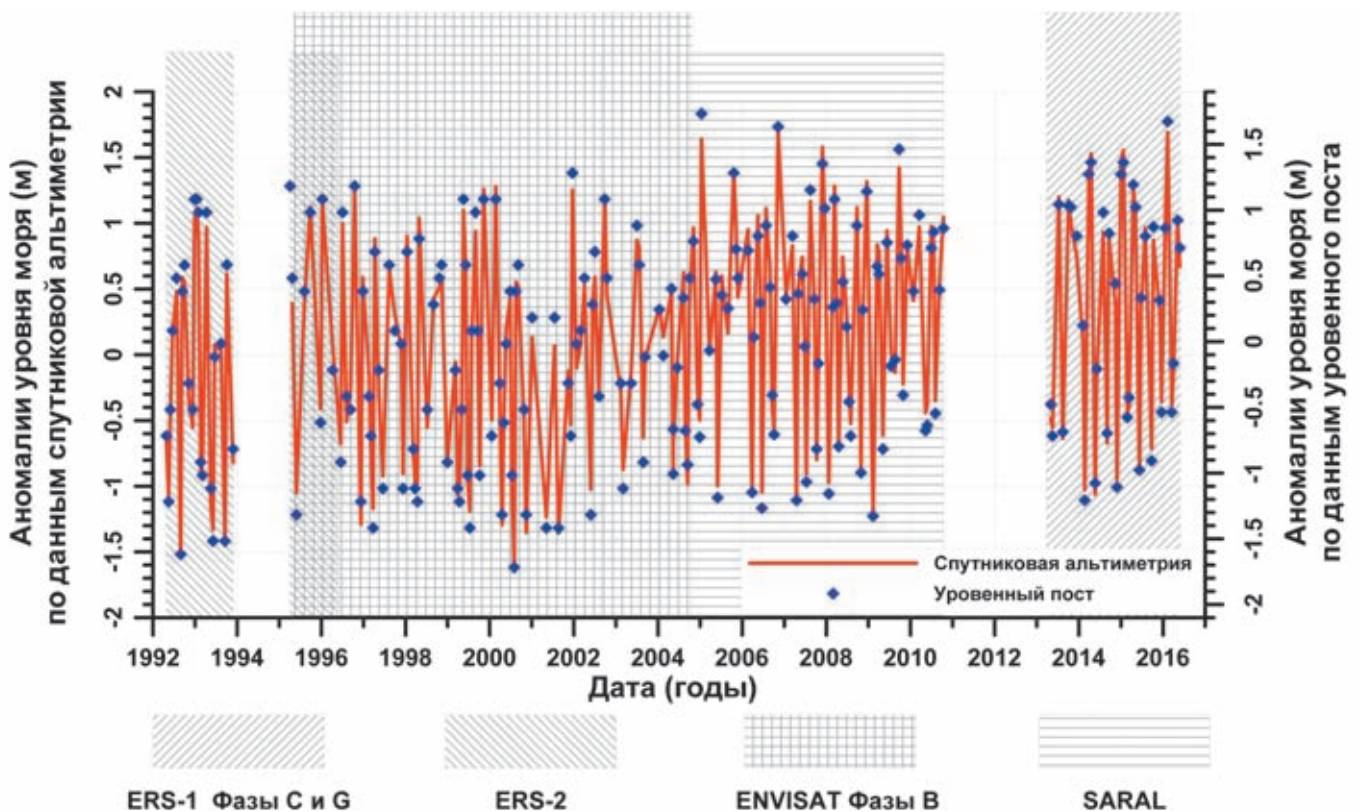


Рис. 4.4.7. Временная изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в точке пересечения 180 и 461 треков и данным поста Вардэ (Норвегия)

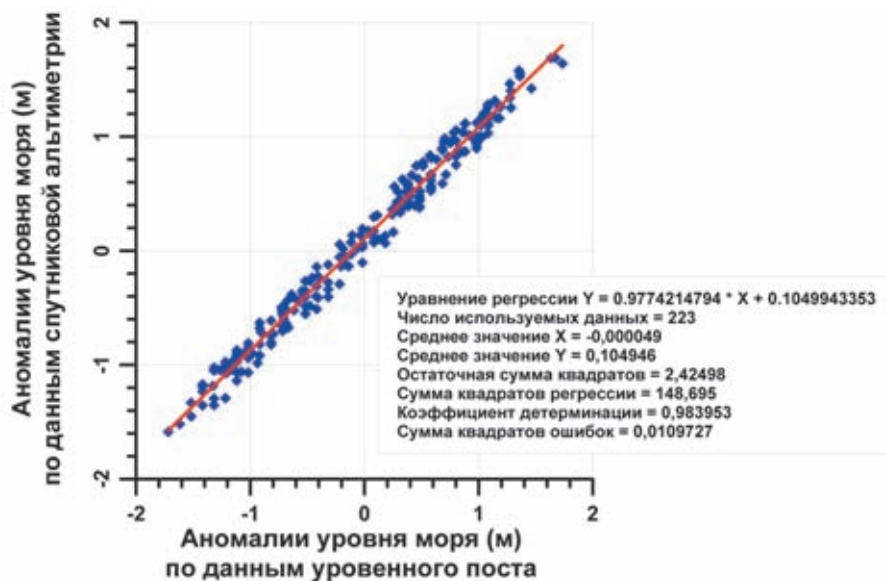


Рис. 4.4.8. Диаграмма рассеяния аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa в точке пересечения 180 и 461 треков и данным поста Вардё (Норвегия)

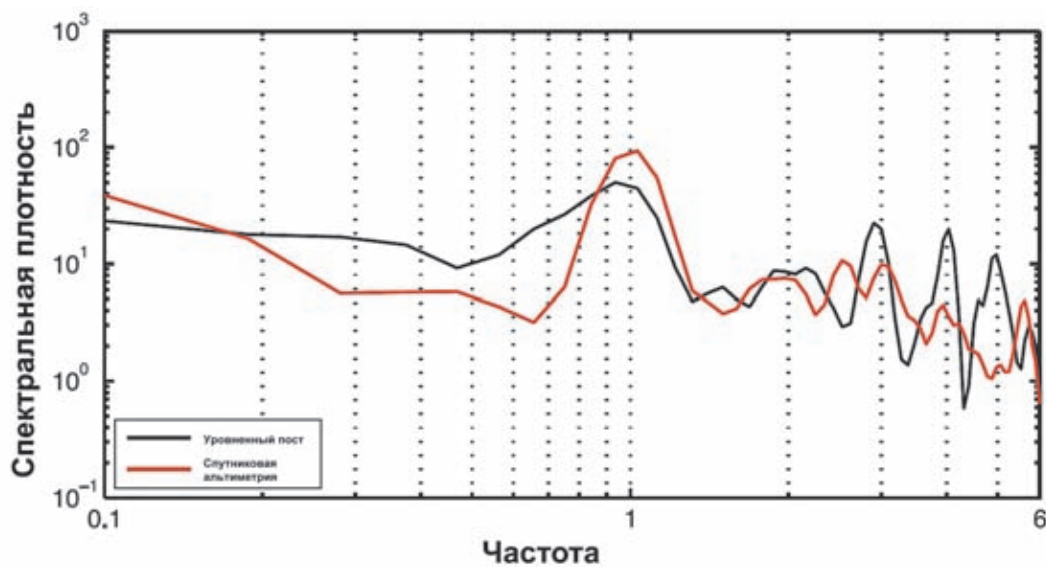


Рис. 4.4.9. Спектральная плотность изменчивости уровня Баренцева моря ($\text{см}^2/\text{год}$) по данным уровенного поста Бугрино (с июня 1977 г. по май 1986 г.) и данных альтиметрических измерений спутников ERS-1/2 и Envisat (с апреля 2001 г. по февраль 2010 г.)

МЕЖГОДОВАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ УРОВНЯ МОРЯ

Межгодовая изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным спутниковых альтиметрических измерений ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa за период 1992–2018 гг. показана на рис. 4.4.10. В целом мы наблюдаем тенденцию к повышению уровня моря около 2.1 мм/год, что привело к общему повышению уровня Баренцева моря с 1992 по 2018 гг. примерно на 6 см. Эта тенденция не является однородной, поскольку она модулируется сезонной изменчивостью уровня моря с амплитудой 20–30 см и максимальным уровнем моря в зимний период. Мы рассчитали изменчивость уровня моря для июня, июля, августа и сентября и отдельно ли-

нейные тренды для этих месяцев (рис. 4.4.11). Межгодовая изменчивость показала различное поведение уровня моря в эти месяцы, когда некоторые из них демонстрировали изменения в фазе в течение нескольких лет и изменения в противофазе в течение других периодов времени. Линейные тренды были положительными, но также показали совершенно разные значения: для июня – 3.68 мм/год, для июля – 1.84 мм/год, для августа – 3.46 мм/год, а для сентября – 4.29 мм/год (рис. 4.4.11). Эти различия в тенденциях могут быть объяснены значительными изменениями в гидрологическом режиме Баренцева моря, а также в атмосферном воздействии из-за региональных изменений климата в эти годы.

Таблица 4.4.5. Сравнение высот морской поверхности, измеренной на уровневых постах, с данными альтиметрических измерений (уточненные данные работы [Lebedev et al., 2011])

Уровеньный пост	Координаты	Треки спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa	Величина коэффициента корреляции
Хоннингсвог	25.98 в. д., 70.98 с. ш.	025, 111, 302, 388, 569, 655, 760, 846	0.991
Вардё	31.10 в. д., 70.33 с. ш.	311, 416, 502, 855, 874, 960	0.992
Печенга (Лиинахамари)	31.35 в. д., 69.65 с. ш.	330, 874	0.932
Териберка	35.10 в. д., 69.20 с. ш.	072, 158, 225, 530, 616, 683	0.969
Иоканьга	39.50 в. д., 68.10 с. ш.	053, 186, 272, 511, 730, 816	0.881
Бугрино	49.33 в. д., 68.80 с. ш.	208, 360	0.863
Топседа	52.31 в. д., 68.63 с. ш.	042, 195, 281, 500, 586, 739, 825	0.868
Варандей	57.98 в. д., 68.80 с. ш.	242, 395, 853, 939	0.886

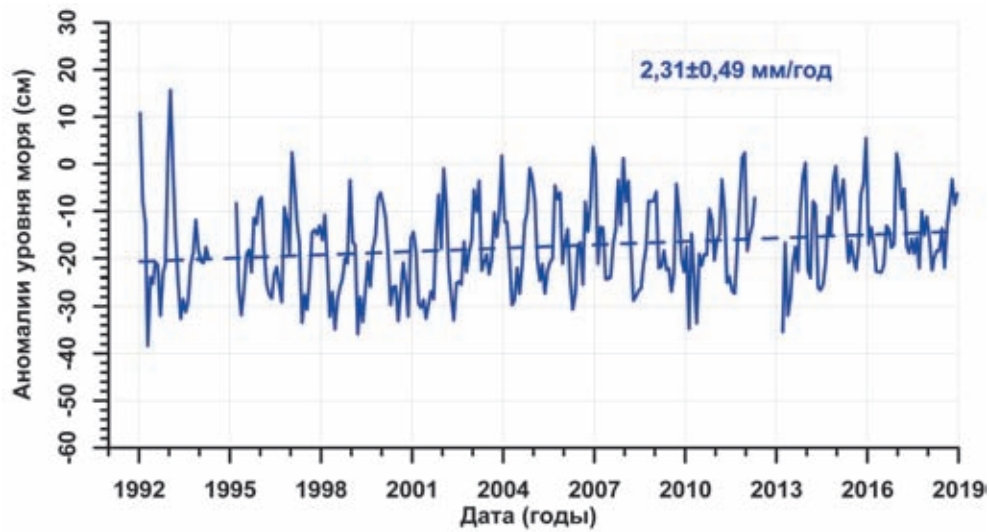


Рис. 4.4.10. Климатическая изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa за период 1992–2018 гг.

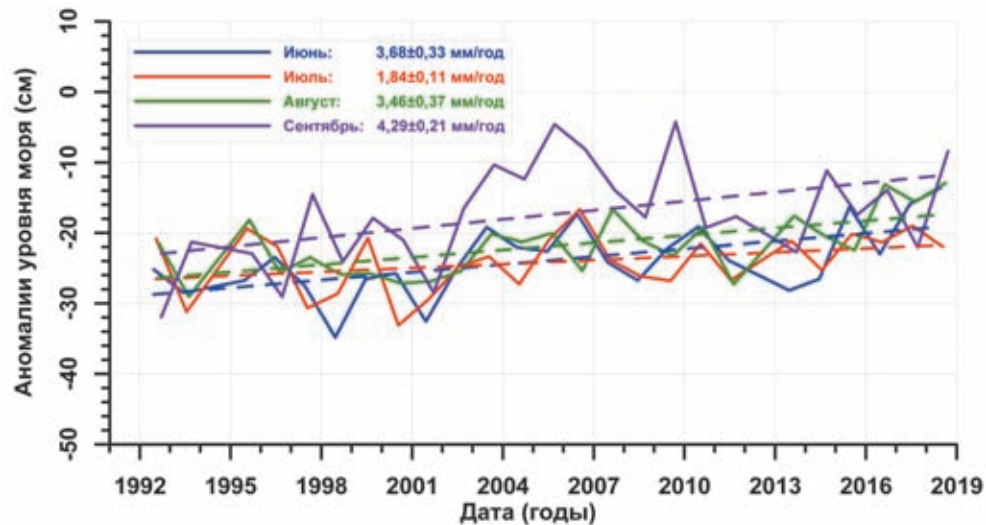


Рис. 4.4.11. Климатическая изменчивость аномалий уровня Баренцева моря по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa за период 1992–2018 гг. для июня, июля, августа и сентября

ПОЛОЖЕНИЕ КРОМКИ ЛЬДА

Перспективным подходом к получению информации о реальности изменения климата является разработка индикаторов в виде количественных показателей и параметров масштаба, позволяющих следить за состоянием или уровнем какого-либо аспекта климата. Одними из широко используемых в науке о климате индикаторов является изменение глобальной средней температуры нижней атмосферы и изменение протяженности или массы криосферы.

К криосфере Земли относятся твердые осадки, снежный покров, морской лед, лед озер и рек, ледники, ледяные шапки, ледяные щиты, вечная мерзлота и сезонномерзлый грунт. Криосфера обеспечивает некоторые из наиболее полезных индикаторов изменения климата, оставаясь одной из самых неизученных областей системы Земля. На данный момент наиболее оптимальным подходом может служить принятие трехкомпонентного индикатора криосферы, отражающего состояние морского льда в Арктике, в Антарктике и снежного покрова Северного полушария [Williams, Eggleston, 2017]. Анализы этих разнообразных аспектов криосферы помогут обратить внимание на наиболее чувствительные части криосферы.

Среди арктических морей наиболее динамично под действием климатических изменений меняется ледовый режим Баренцева моря. Традиционный мониторинг морского ледяного покрова и определения местоположения кромки льда основан на радиолокационных (SAR), оптических, инфракрасных и микро-

волновых радиометрических данных [Carsey, 1992; Rees, 2005; Спутниковые методы..., 2011; Shokr, Sinha, 2015]. Оптические и инфракрасные методы требуют безоблачных условий, которые редки в Арктике. Во время полярной ночи оптический метод также не работает. Микроволновые радиометрические данные имеют пространственное разрешение около 25 км. Данные спутниковой альтиметрии как сами по себе, так и совместно с данными микроволнового радиометра, расположенного на борту спутника вместе с альтиметром, также можно использовать для идентификации ледяного покрова [Лебедев, 2013; Duguay et al., 2015; Лебедев, Ключев, 2018; Lebedev et al., 2018], его климатической изменчивости [Kougraev et al., 2003, 2009; Duguay et al., 2015; Каретников и др., 2016; Лебедев, Ключев, 2018] или положения кромки льда [Lebedev et al., 2011].

Для исследования положения кромки льда в Баренцевом море было выбрано 34 нисходящих трека спутников ERS-1 (фазы С и G), ERS-2, Envisat и SARAL, которые расположены под оптимальным углом к среднему климатическому положению кромки льда (рис. 4.4.12). Точки пересечения треков с пунктирной линией являются точками отсчета, относительно которых рассчитывалось расстояние вдоль трека до кромки льда. Для спутника Sentinel-3 выбирались треки максимально приближенные к трекам других спутников по расстоянию вдоль линии отсчета.

Для идентификации кромки льда на линии трека использовались два подхода. Первый базировался на

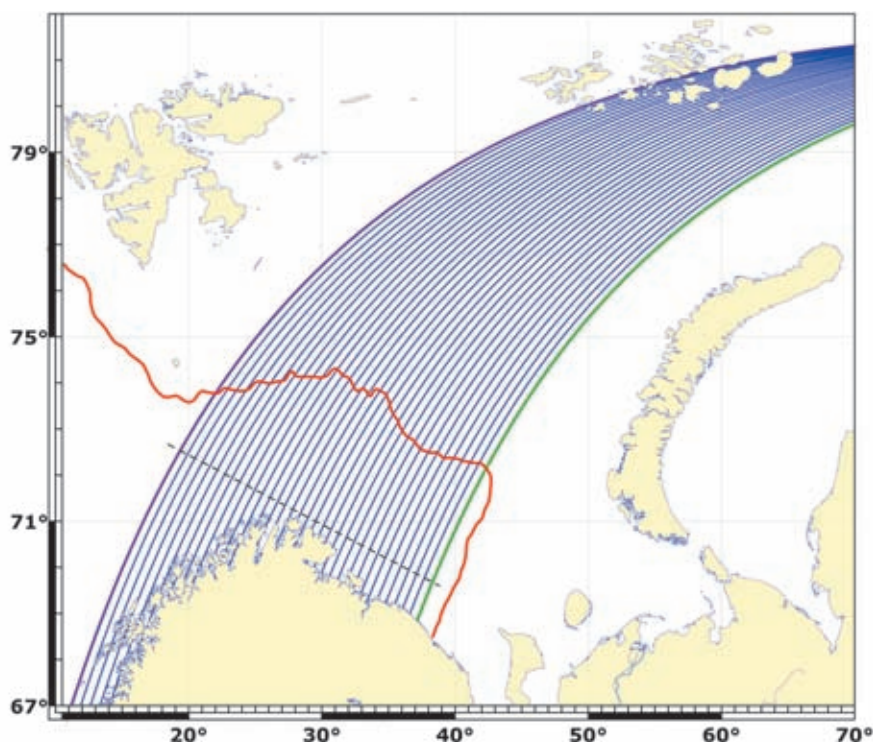


Рис. 4.4.12. Расположение 34 нисходящих треков спутников ERS1 (фазы С и G), ERS-2 и Envisat, которые использовались для анализа положения кромки морского льда вдоль пути.

Красная линия – среднее климатическое положение кромки морского льда. Зеленой линией показано положение 444 трека, фиолетовой линией – 360 трека. Пунктирная линия – линия отсчета расстояния вдоль треков до кромки льда

разнице в форме отраженного импульса от водной и ледовой поверхности. Формы отраженных импульсов альтиметров ER-S1/2, Envisat и SARAL/AltiKa обрабатываются по аналитическому алгоритму ретрекинга Ice-2 [Gommenginger et al., 2011]:

$$P(t) = \frac{P_u}{2} \left(1 + \operatorname{erf} \left(\frac{t - \tau_0}{\sigma_L} \right) \right) \exp(S_T(t - \tau_0)) + P_n,$$

где P_u – амплитуда отражённого импульса, t – время; τ_0 – время, соответствующее середине переднего фронта или «эпоха»; σ_L – ширина переднего фронта, S_T – коэффициент экспоненциального наклон заднего фронта, P_n – уровень теплового шума (рис. 4.4.13).

На рисунке 4.4.14 приведены типичные формы отражённого импульса от водной и смешанной поверхности (вода, лед, снег) (рис. 4.4.14, а, б) и от поверхности чистого льда (рис. 4.4.14, в, г). Хорошо видно, что для акватории Баренцева моря амплитуда отраженного сигнала от водной и смешанной поверхности альтиметра RA спутников ER-S1/2 более чем в 7.5 раз выше по сравнению с амплитудой отраженного сигнала альтиметра AltiKa спутника SARAL (рис. 4.4.14, а, б). Для поверхности чистого льда это соотношение может превышать 25 раз (рис. 4.4.14, в, г). Отличается амплитуда отраженного сигнала от типа отражающей поверхности для каж-

дого альтиметра. Так, для альтиметра RA это соотношение составляет около 10 раз (рис. 4.4.14, а, в), а для альтиметра AltiKa – около 5 раз. Это обусловлено конструктивно-техническими особенностями этих приборов. Такая разница в соотношении амплитуд отраженного сигнала от разного типа поверхностей не позволяет идентифицировать лед по этой величине.

Форма отражённого импульса зависит от свойств подстилающей поверхности и в первую очередь это относится к наклону заднего фронта независимо от рабочей частоты альтиметра (рис. 4.4.14). Согласно теории, для водной поверхности наклон заднего фронта ниже, чем для смешанной поверхности, и максимален для формы отраженного импульса от поверхности чистого льда. Это особенно справедливо для коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта алгоритма ретрекинга Ice-2 [Gommenginger et al., 2011].

Сравнение изменчивости мощности отраженного импульса альтиметрических измерений (рис. 4.4.15, а; 4.4.16, а) и коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта, рассчитанного по алгоритму ретрекинга Ice-2 (рис. 4.4.15, б; 4.4.16, б), вдоль 118 трека показывает, что при резком изменении сглаженного S_T более чем в два раза начинается область сплоченности льда более 0%.

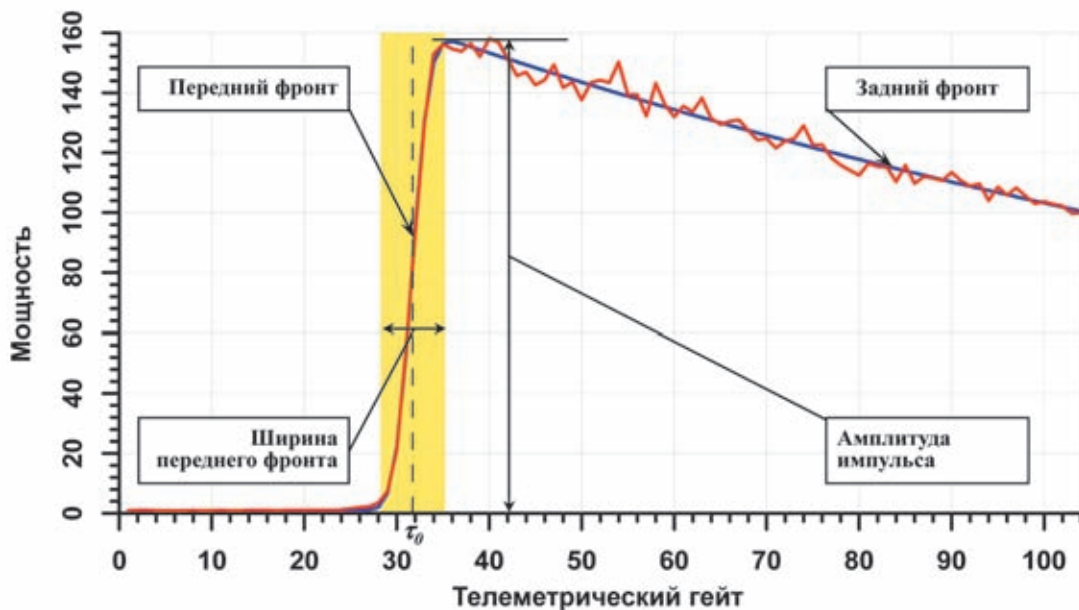


Рис. 4.4.13. Форма реального отраженного импульса, осредненная за 1 с радиовысотомера спутников ERS-1/2 и Envisat для условий открытого океана (красная линия), и теоретическая форма импульса, отраженного от безграничной подстилающей поверхности (синяя линия).

Желтым цветом выделена область переднего фронта, половина ширины которого τ_0 («эпоха») принимается за время отражения зондирующего сигнала, а ширина его зависит от шероховатости подстилающей поверхности

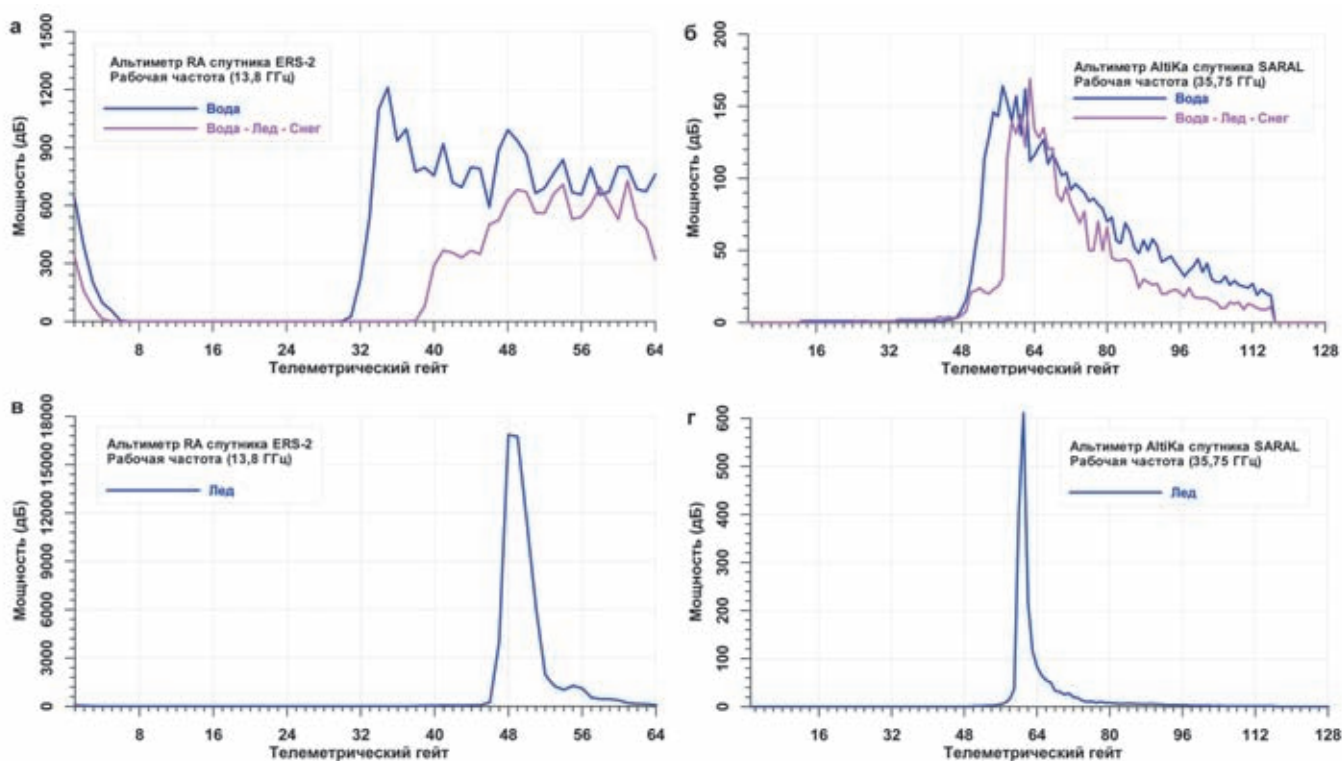


Рис. 4.4.14. Формы отраженного импульса от водной и смешанной поверхности (вода, лед, снег) (а, б) и от поверхности чистого льда (в, г) на акватории Баренцева моря альтиметра RA спутников ERS-1/2 (а, в) и альтиметра AltiKa спутника SARAL (б, г)

Так, для альтиметрических измерений спутника ERS-2 11 цикла (6 мая 1996 г.) вдоль 118 трека эта граница соответствует широте 74.02° с. ш. (рис. 4.4.15, б), а для альтиметрических измерений спутника SARAL 20 цикл (14 января 2015 г.) – 76.84° с. ш. (рис. 4.4.16, б). Это хорошо соответствует общей картине изменчивости мощности форм отраженных импульсов (рис. 4.4.15, а; 4.4.16, а).

Таким образом, определение отличной от 0% области начала сплоченности морского льда можно сделать по анализу коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта, рассчитанного по алгоритму ретрекинга Ice-2. Это является сутью первого критерия идентификации границы льда по данным альтиметрических измерений вдоль трека.

Однако в разные времена года и при различных погодных условиях ширина области сплоченности морского льда от 0 до 100% или область между чистой водой и сплошным льдом могут существенно отличаться. Поэтому второй алгоритм идентификации положения ее середины основан на измерениях микроволновых радиометров, которыми оборудованы все спутники, проводящие альтиметрические измерения, так как их данные используются при расчете поправки на влажность. На борту спутников ERS-1/2, Envisat и Sentinel-3A/3B микроволновый

радиометр имеет рабочие частоты 23.8 и 36.5 ГГц, а спутника SARAL – 23.8 и 37 ГГц. Середина области, расположенной между чистой водой и сплошным льдом, соответствует середине области резкого изменения радиоярких температур (рис. 4.4.15, б; 4.4.16, б). Радиояркие температуры более 230°K соответствуют ледовому покрову, а менее 170°K – чистой воде. В силу поставленной задачи – изменчивости положения кромки льда – разница между идентификацией начала и середины области между чистой водой и сплошным льдом является несущественной.

Результаты изменчивости положения кромки льда вдоль 118 трека по данным альтиметрических измерений за 1992–2018 гг. представлены на рисунке 4.4.17. Среднее отступление морского льда вдоль этого трека составляет 9.94 км/год, таким образом, в течение этих 27 лет среднее положение кромки льда сдвинулось на северо-восток более чем на 200 км. Например, зимой 1996, 2003 и 2004 гг. кромка льда была расположена примерно в 500 км от базовой линии, в то время как зимой 2018 г. она была уже в 1000 км от нее (рис. 4.4.17).

На рис. 4.4.12 показано, что средняя климатическая кромка морского льда в Баренцевом море имеет сложную форму, вызванную системой теплых течений, поступающих в море с запада [Родионов, Костяной, 1998; Kostianoy et al., 2004]. Понятно, что отступление кром-

ки льда не будет равномерным на акватории моря, так как спутниковые треки пересекают кромку льда под разными углами в разных частях моря. Таким образом, можно ожидать различных средних скоростей отступления морского льда по разным спутниковым трассам. Этот тип анализа был выполнен для серии спутниковых треков ERS-1/2, Envisat, SARAL/AltiKa и Sentinel-3, расположенных на контрольной линии между 31° и 45° в. д. (рис. 4.4.18).

Согласно полученным результатам, минимальное смещение кромки льда около 7 км/год наблюдается вдоль 102 трека, затем скорость отступления кромки льда возрастает до 13.8 км/год вдоль 416 трека, падает до 10 км/год вдоль трека 788 и снова увеличивается до 13.7 км/год вдоль трека 158, и, наконец, снова

падает до 10.7 км/год вдоль трека 444 (рис. 4.4.18). Средняя скорость смещения кромки льда вдоль треков в северо-восточном направлении составляет 10.9 ± 2.3 км/год за период 1992–2018 гг. В целом, скорость смещения кромки льда имеет тенденцию к увеличению на 0.30 ± 0.05 км/год на градус по долготе. Таким образом, отступление кромки льда вдоль «восточных» треков идет быстрее, чем вдоль «западных». Вероятно, это вызвано изменением циркуляции воды в Баренцевом море, когда теплые воды ветвей Норвежского течения распространяются ближе к Новой Земле и дальше на север. Диаграмма сезонной изменчивости скорости смещения кромки льда вдоль треков в зависимости от долготы вдоль линии отсчета для разных месяцев года представлена на рис. 4.4.19.

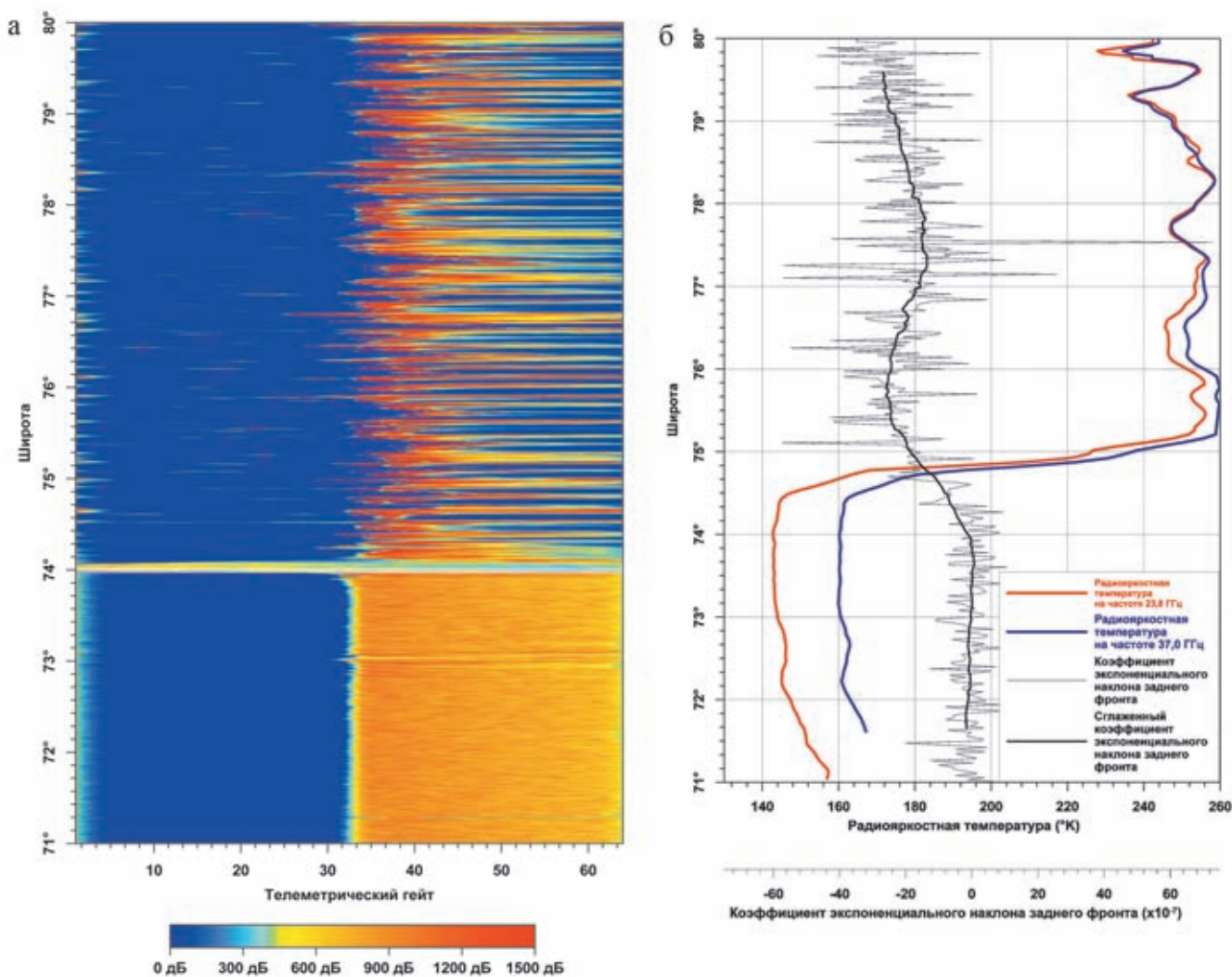


Рис. 4.4.15. Изменчивость мощности отраженного импульса (а), радиояркостных температур на частотах 23.8 и 37 ГГц и коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта алгоритма ретрекинга Ice-2 (б) вдоль 118 трека на основании альтиметрических измерений альтиметра RA спутника ERS-2 (11 цикл, 6 мая 1996 г.)

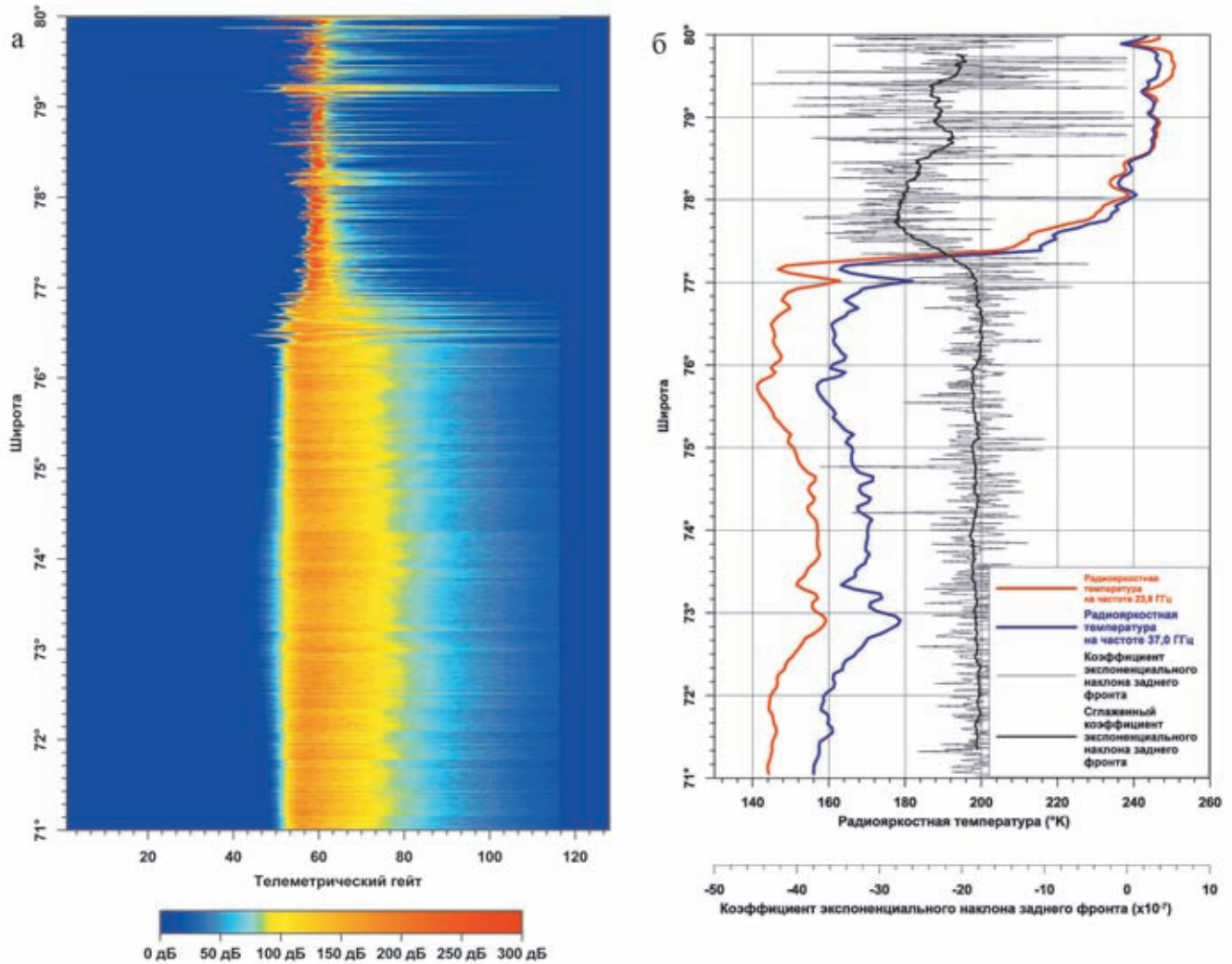


Рис. 4.4.16. Изменчивость мощности отраженного импульса (а), радиояркостных температур на частотах 23.8 и 37 ГГц и коэффициента экспоненциального наклона заднего фронта алгоритма ретрекинга Ice-2 (б) вдоль 118 трека на основании альтиметрических измерений альтиметра AltiKa спутника SARAL (20 цикл, 14 января 2015 г.)

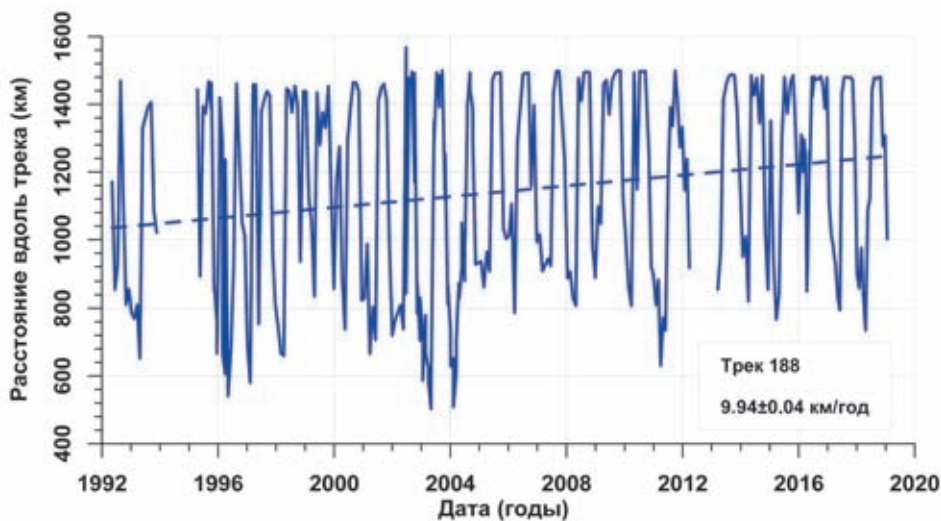


Рис. 4.4.17. Климатическая изменчивость положения кромки льда вдоль 118 трека по данным альтиметрических измерений спутников ERS-1/2, Envisat и SARAL/AltiKa

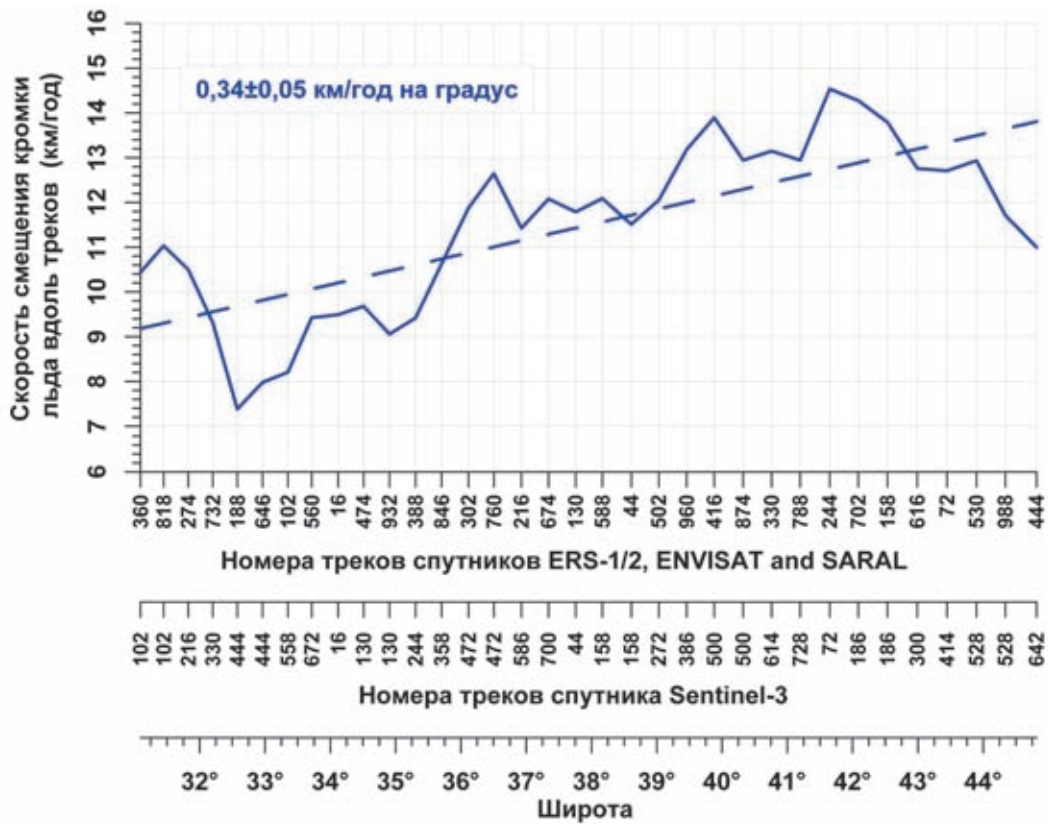


Рис. 4.4.18. Изменчивость скорости смещения кромки льда вдоль треков в зависимости от долготы вдоль линии отсчета (см. рис. 4.4.12)

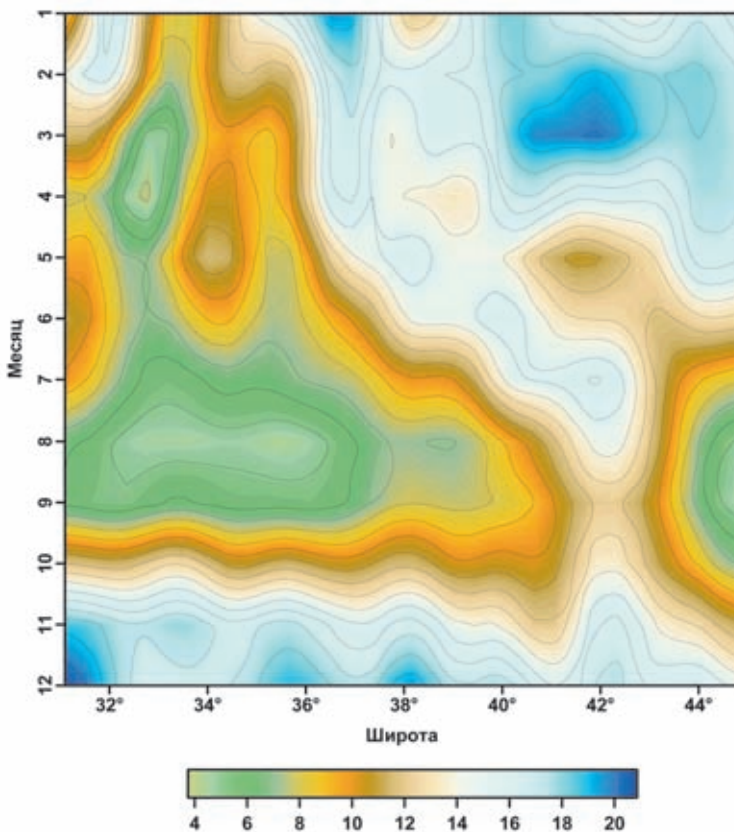


Рис. 4.4.19. Сезонная изменчивость скорости (км/год) смещения кромки льда вдоль треков в зависимости от долготы вдоль линии отсчета (см. рис. 4.4.18)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настоящее исследование показало, что спутниковая альтиметрия является очень полезным инструментом для мониторинга как уровня моря, так и ледяного покрова в арктических морях благодаря своей способности получать данные в облачных условиях и в отсутствие света (полярная ночь). На основе данных, полученных со спутников ERS-1/2, Envisat, SARAL/AltiKa и Sentinel-3A/3B, мы исследовали изменчивость уровня моря и отступление ледяного покрова в Баренцевом море в 1992–2018 гг. За этот период времени мы обнаружили повышение уровня моря со средней скоростью около 2.31 мм/год, что вызвало общее повышение уровня в Баренцевом море примерно на 6 см. Существует значительная сезонная изменчивость этой скорости изменения, например, она варьировала от 1.84 мм/год в июле до 4.29 мм/год в сентябре.

В Баренцевом море происходит серьезная потеря ледяного покрова, вызванная региональным изменением климата. Мы обнаружили, что средняя скорость отступления кромки льда вдоль треков в северо-восточном направлении составляет 10.9 км/год за тот же период времени. Также было отмечено, что скорость смещения кромки льда имеет тенденцию к увеличению на 0.30 км/год на градус по долготе в восточном направлении. Таким образом, отступление кромки льда вдоль «восточных» треков происходит быстрее (до 14 км/год), чем вдоль «западных» (минимум 7 км/год), что, вероятно, объясняется изменением динамики вод в Баренцевом море. Этот тип

анализа может быть выполнен для всей акватории Баренцева моря, а также для других арктических и субарктических морей.

Источники финансирования. С.А. Лебедев (обработка и анализ данных спутниковой альтиметрии) был поддержан в рамках бюджетного финансирования Геофизического центра РАН. А.Г. Костяной выполнил анализ изменчивости кромки льда при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований, проект № 18-05-80065 «Анализ и прогнозирование опасных гидрометеорологических явлений в прибрежных районах Арктической зоны Российской Федерации».

4.5. Органическое вещество и скорости его трансформации в различных экосистемах Баренцева моря

А.И. Агатова, Н.М. Лапина, Н.И. Торгунова, К.В. Кодрян

Всероссийский научно-исследовательский институт рыбного хозяйства и океанографии, г. Москва

В статье обобщены собственные и литературные данные за последние 30 лет по изменчивости концентраций, элементного и биохимического состава растворенного и взвешенного органического вещества (РОВ и ВОВ соответственно) и скоростей его трансформации в различных экосистемах Баренцева моря. Показана большая вариабельность этих величин как в поверхностных, так и в глубинных водах в зависимости от интенсивности гидрологических и биологических процессов. Концентрации РОВ изменялись от 59 до 664 мкМ $C_{орг}$, а ВОВ от 0.25 до 38.08 мкМ $C_{орг}$. Сокращение ледового покрова отразилось как на распределении, так и на качественном составе и РОВ, и ВОВ. Это сокращение, а также усиление притока атлантических вод способствовали не только увеличению первичного продуцирования органического вещества, но и значительной интенсификации окислительно-восстановительных и гидролитических процессов его преобразования особенно в высокоширотной части Баренцева моря. Для РОВ моря характерны высокие значения отношений C/P, намного превышающие отношения этих элементов по Редфелду. Отношения же C/N в наиболее продуктивных водах близки к отношениям по Редфелду. В море выделено 4 района, где концентрации растворенных углеводов увеличиваются ко дну, что указывает на поступление сюда углеводов метанового ряда.

Ключевые слова: растворенное и взвешенное органическое вещество; элементный и биохимический состав; активность окислительно-восстановительных ферментов и щелочных фосфатаз.

DOI: 10.29006/978-5-6045110-0-8/(17)

ВВЕДЕНИЕ

Баренцево море является самым высокопродуктивным арктическим морем, первичная продукция (ПП) в нем составляет около 40% от первичной продукции всех арктических морей [Sakshaug, 2004]. Большая шельфовая зона, занимающая практически 90% от всей площади моря, отсутствие ледового покрова на половине площади круглый год, смешение теплых атлантических и холодных арктических водных масс, приведшее к формированию устойчивого Полярного фронта и подъему богатых биогенными элементами глубинных вод, таяние льдов – все это обуславливает высокую ПП [Anisimova et al., 2011].

Это море характеризуется не только высокой биологической продукцией на разных трофических уровнях, но и большим видовым разнообразием его обитателей.

Несмотря на то, что даже в самые суровые зимы ледовое покрытие Баренцева моря не превышает 0.9 млн км² от общей его площади (1.512 млн км²), достигая максимальных значений в феврале и марте, лед играет большую роль в обеспечении высокой продуктивности этого моря.

За последние 30 лет в условиях меняющегося климата в Баренцевом море произошло резкое сокращение ледового покрова и более раннее осво-