

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОСМИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ О ЗЕМЛЕ

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ СПУТНИКОВЫХ И СУДОВЫХ ДАННЫХ О ЛЕДЯНОМ ПОКРОВЕ В МОРЯХ РОССИЙСКОЙ АРКТИКИ

© 2012 г. Т. А. Алексеева*, С. В. Фролов

Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

**E-mail: taa@aari.ru*

Поступила в редакцию 20.03.2012 г.

Для сравнения с данными визуальных наблюдений были использованы данные SSM/I с информацией по общей сплоченности, рассчитанной по алгоритму NASA Team. При сравнении спутниковых изображений с судовыми данными, полученными в ходе 15-ти научных экспедиций в районе Баренцева, Карского, Лаптевых и Восточно-Сибирского морей, были выявлены существенные различия. Наиболее ярко выраженные различия наблюдаются в районе кромки льда, они обуславливают погрешности в оценке общей сплоченности и ледовитости, что затрудняет их использование в решении практических и научных задач. В целом методы дистанционного зондирования (ДЗ) недооценивают реальную сплоченность ледяного покрова: средняя ошибка составляет порядка 10%, как в летний, так и в зимний периоды. Статистический анализ сравнения двух источников информации проведен для различных градаций сплоченности, отдельно для зимнего и летнего сезонов, для сплоченности льда с учетом и без учета начальных видов. В летний период в районе редких льдов SSM/I данные завышают общую сплоченность на 0.5–1 балл, в сплоченных – занижают в среднем на 2 балла. При вычитании из общей сплоченности, определенной с борта судна, начальных льдов средняя ошибка понижается до –3.4%. Зимой в редких льдах SSM/I данные переоценивают общую сплоченность на 1–2 балла, а в сплоченных льдах разница составляет 2 балла, как и в летний период. Начальные льды в зимний период лучше определяются методами ДЗ, чем в летний период, и, следовательно, их вычитание из общей сплоченности не приводит к уменьшению средней ошибки.

Ключевые слова: ледяной покров, сплоченность льда, судовые ледовые наблюдения, дистанционные методы зондирования

ВВЕДЕНИЕ

Устойчивый ледяной покров, характеризующийся высокой сезонной и межгодовой изменчивостью, ежегодно формируется на поверхности морей Российской Арктики вследствие суровых климатических условий, типичных для полярных регионов. Данные дистанционного зондирования (ДЗ) Земли и судовых ледовых наблюдений являются важнейшими источниками информации о ледяном покрове. Ежедневные спутниковые изображения обеспечивают информацию о ледяном покрове на всей акватории Северного Ледовитого океана, но позволяют определить ограниченный набор параметров. Данные же специальных судовых наблюдений нерегулярны, но содержат подробнейшую информацию обо всех важнейших характеристиках ледяного покрова.

Информация о ледовых параметрах играет значительную роль для решения ряда практических и научных задач: для обеспечения судоходства, при оценке теплообмена между океаном и атмосферой через ледяной покров и др. Таким образом, представляется целесообразным использо-

вать сочетание доступных спутниковых и судовых данных. Однако данные со спутников и данные, полученные в ходе судовых наблюдений, могут существенно различаться. Наиболее ярко выраженные различия наблюдаются в районе кромки льда, они обуславливают погрешности в оценке общей сплоченности и ледовитости, что затрудняет их использование в решении практических и научных задач.

Из всех существующих в настоящее время источников спутниковой информации о ледяном покрове самыми продолжительными являются данные пассивного микроволнового зондирования. Эта информация – ценный источник ежедневных данных о морском ледяном покрове уже более 30-ти лет. В отличие от датчиков, работающих в видимом и ИК-диапазонах, использование пассивных микроволновых датчиков обеспечивает полное информационное покрытие полярных регионов Земли при любых метеорологических условиях. Начиная с 1978 г., сканирующий мультисканальный микроволновый радиометр (SMMR) и специальный микроволновый сенсор (SSM/I)

позволяют ежедневно оценивать распределение и общую сплоченность морского льда.

Существует несколько алгоритмов для оценки общей сплоченности морского льда по данным пассивного микроволнового зондирования. Наиболее распространенными из них являются NASA Team и Bootstrap алгоритмы. Спутниковые изображения, обработанные по этим двум алгоритмам, доступны на сайте Национального центра данных по изучению снежного и ледового покровов (National Snow and Ice Data Center, <http://nsidc.org>). Для сравнения данных судовых наблюдений со спутниковыми изображениями в настоящей работе были использованы изображения SSM/I с общей сплоченностью льда, рассчитанной по алгоритму NASA Team. Этот алгоритм особенно чувствителен к ошибкам, обусловленным наличием начальных (толщиной <10 см) видов льда (Meier, 2005). Несмотря на это ограничение, данный алгоритм считается надежным и широко используется в научных работах. Большая часть исследований долгосрочных трендов ледовитости выполнена с использованием SSM/I-данных, рассчитанных по алгоритму NASA Team (Meier, 2005).

Сравнение общей сплоченности льда, полученной со спутниковых изображений, с данными судовых наблюдений выполнено отдельно для летнего и зимнего сезонов. Летние наблюдения проводились в ходе шести экспедиций на научно-экспедиционных судах (рис. 1) “Академик Федоров” (2000, 2004 и 2005 гг.), “Михаил Сомов” (1996 г.) и ледоколах “Советский Союз” (2003 г.), “Капитан Драницын” (2003 г.). Данные девяти зимних экспедиций были получены на борту научно-экспедиционного судна “Михаил Сомов” (1996–1997, 1997–1998, 1998, 2001, 2003 и 2004 гг.) и ледоколов “Капитан Николаев” (1995 г.), “Капитан Драницын” (1998 и 2000 гг.). Всего в районе исследования (Баренцевом, Карском, Лаптевых и Восточно-Сибирском морях) были выполнены непрерывные визуальные наблюдения за ледяным покровом по пути движения судов по суммарной трассе протяженностью ~91 000 км.

Визуальные наблюдения выполняются на единичных методических принципах, традиционно используемых в работе специалистами ААНИИ. Подобный подход позволяет накапливать, анализировать и обобщать данные наблюдений, полученные в разные годы. Наблюдения производятся с ходового мостика непрерывно по всему маршруту следования судна. Они включают визуальное определение комплекса основных характеристик ледяного покрова: возрастного состава, общей и частной сплоченности каждого из наблюдаемых возрастных видов льда, а также их форм (горизонтальных размеров льдин), диапазона толщин ровного льда и высот снега, степени торосистости, разрушенности и сжатий льда. В целях сопостав-

ления ледовых условий в районе плавания (в пределах горизонтальной видимости) на пути движения (в зоне по курсу судна, ширина которой равна шестикратной ширине, а длина – шестикратной длине корпуса судна) все перечисленные выше характеристики записываются отдельно. Кроме того, в зоне непосредственного движения судна отмечаются ориентация и размеры разводий, трещин и каналов, т.е. элементы “нарушений сплошности льда” (НСЛ), а также средняя и максимальная высота торосистых образований. Детализация пространственного масштаба определяется протяженностью однородных ледовых зон, временного масштаба – скоростью движения судна в данных ледовых условиях. Наблюдения выполняются в строгом соответствии с требованиями регламентирующих документов.

В основном распределение характеристик ледяного покрова по пути движения судна определяется избирательным характером его движения, т.е. путем максимального использования сегментов с более легкими условиями навигации – меньшие значения сплоченности ледяного покрова (более тонкий лед, более низкая торосистость, и т.д.) (Бузуев, Федяков, 1981). Таким образом, существует разница между данными наблюдений за ледяным покровом на пути движения судна и в районе в целом. Для сравнения данных судовых наблюдений со спутниковыми изображениями использовалась общая сплоченность ледяного покрова, наблюдаемая в районе движения судна.

Из-за различных форматов судовых и спутниковых данных имеется различие в их пространственном разрешении. Для сравнения спутниковых и визуальных данных, траектории движения судов делятся на 1-км отрезки пути, в пределах которых усредняются значения общей сплоченности ледяного покрова. Разрешение спутниковых данных SSM/I составляет 25×25 км, следовательно, каждый пиксел на изображении соответствует нескольким километровым отрезкам пути движения судна. В среднем одному пикселу на изображении соответствует 20–25 км траектории движения судна. При хорошей видимости, а данные, полученные при плохой видимости – тумане, сильном снегопаде, в ночное время, – были исключены из анализа, наблюдатель определяет общую сплоченность по району, визуально охватывая пространство радиусом 8–10 км. Таким образом, покрытие данными визуальных наблюдений составляет от 51 до 64% площади пиксела на спутниковом снимке. Далее для каждого пиксела изображения SSM/I определяется соответствующее среднее значение общей сплоченности, полученное путем визуальных наблюдений.

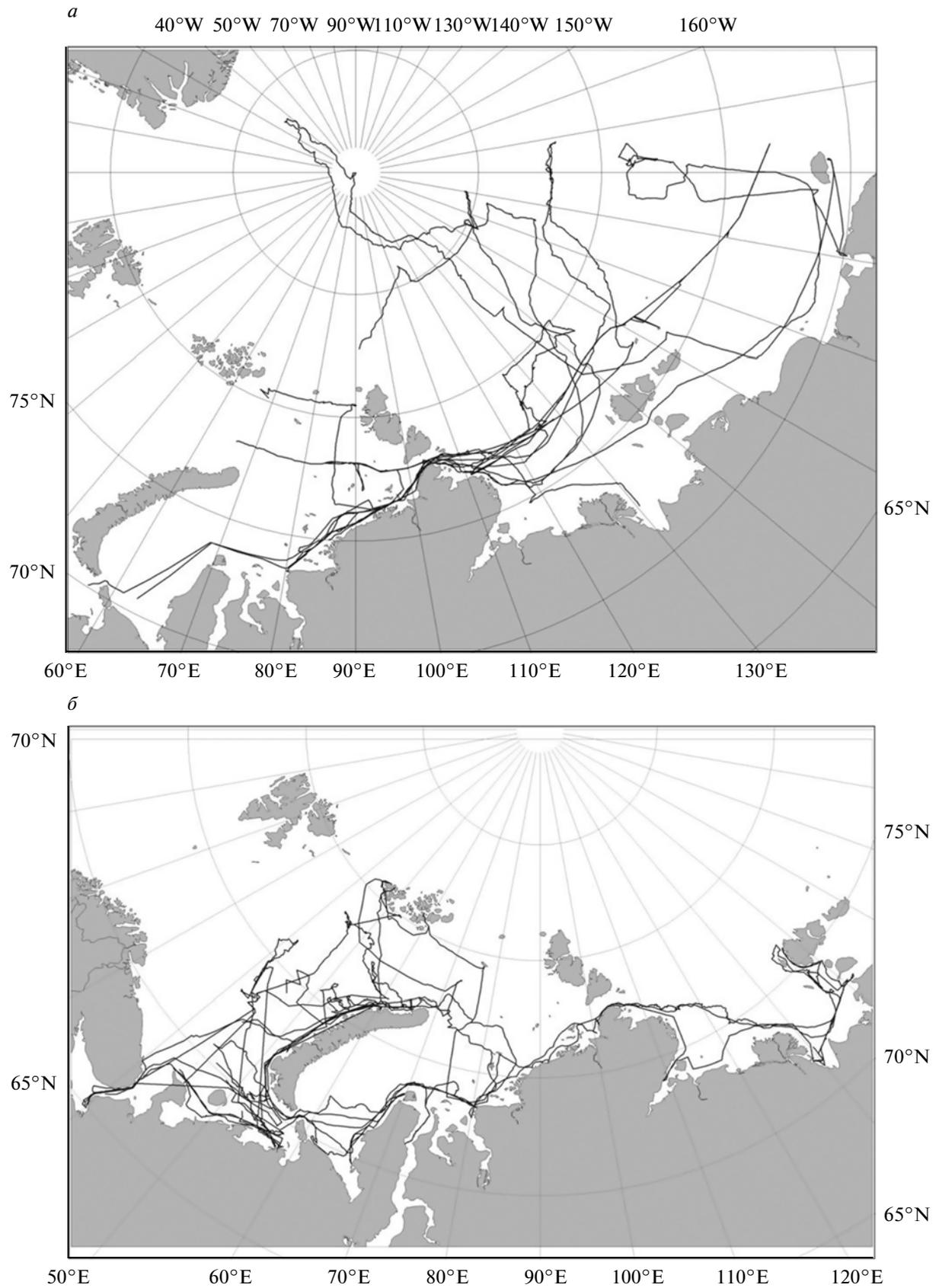


Рис. 1. Маршруты рейсов ледоколов и научно-исследовательских судов, в которых проводились специальные судовые наблюдения, используемые для сравнения со спутниковыми данными (*a* – летние рейсы, *б* – зимние рейсы).

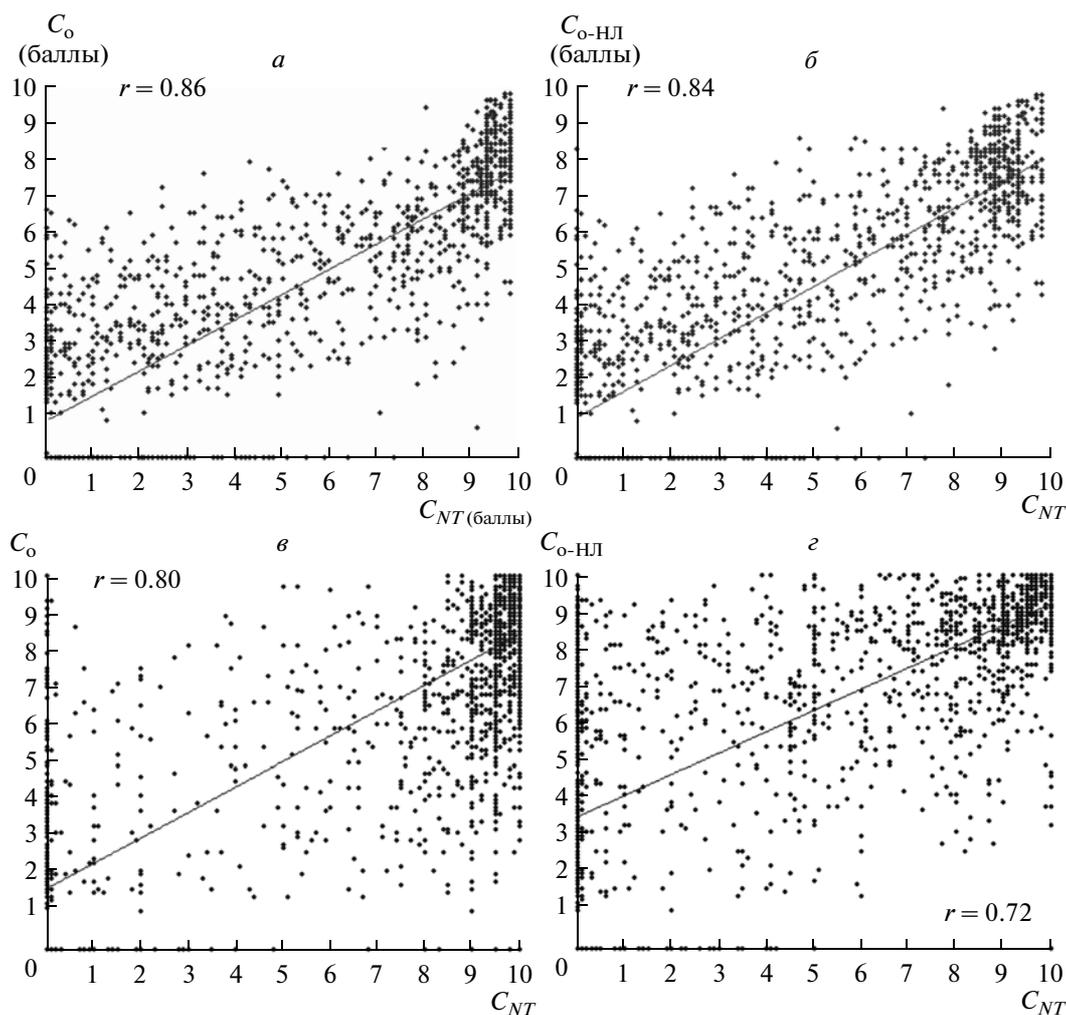


Рис. 2. Коэффициент корреляции (r) и графики корреляции сплоченности, полученной по спутниковым данным и судовым наблюдениям: *a* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в летний период; *б* – общей сплоченностью, без учета нового льда в летний период; *в* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в зимний период; *г* – общей сплоченностью, без учета нового льда в зимний период.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Данные визуальных ледовых наблюдений были поделены на два периода исходя из режима формирования ледяного покрова, а, следовательно, и особенностей отображения ледяного покрова на спутниковых снимках: летний период включает наблюдения, проводимые в июле–сентябре (период таяния и разрушения ледяного покрова), и зимний период – с октября по май, когда происходит интенсивное ледообразование и нарастание толщины льда.

В статьях, посвященных разработке и валидации алгоритма NASA Team, отмечается, что при расчете сплоченности льда существуют трудности с определением вновь сформировавшегося льда толщиной до 10 см, а также, что снежный покров может маскировать истинное состояние ледяного покрова под ним (Markus, Cavalieri, 1998; Massom

et al., 1999). При визуальных судовых наблюдениях за ледяным покровом определяется как общая сплоченность, так и частная сплоченность всех видов льдов (начальный, молодой, однолетний, многолетний). Такие данные позволяют оценить степень влияния наличия начального льда толщиной до 10 см на определение общей сплоченности ледяного покрова, полученной по спутниковым данным (C_{NT}). Для сравнения со спутниковыми изображениями были взяты два параметра: общая сплоченность ледяного покрова (C_0) и сплоченность без начального льда ($C_{0-НЛ}$).

На рис. 2 представлены графики корреляции C_0 с C_{NT} и $C_{0-НЛ}$ с C_{NT} для летнего (рис. 2*a*, *б*) и зимнего (рис. 2*в*, *г*) периодов. Сравнение показало высокие коэффициенты корреляции как в летний ($r = 0.86$ для C_0 ; $r = 0.84$ для $C_{0-НЛ}$), так и в зимний период ($r = 0.80$ для C_0 ; $r = 0.72$ для $C_{0-НЛ}$), а также

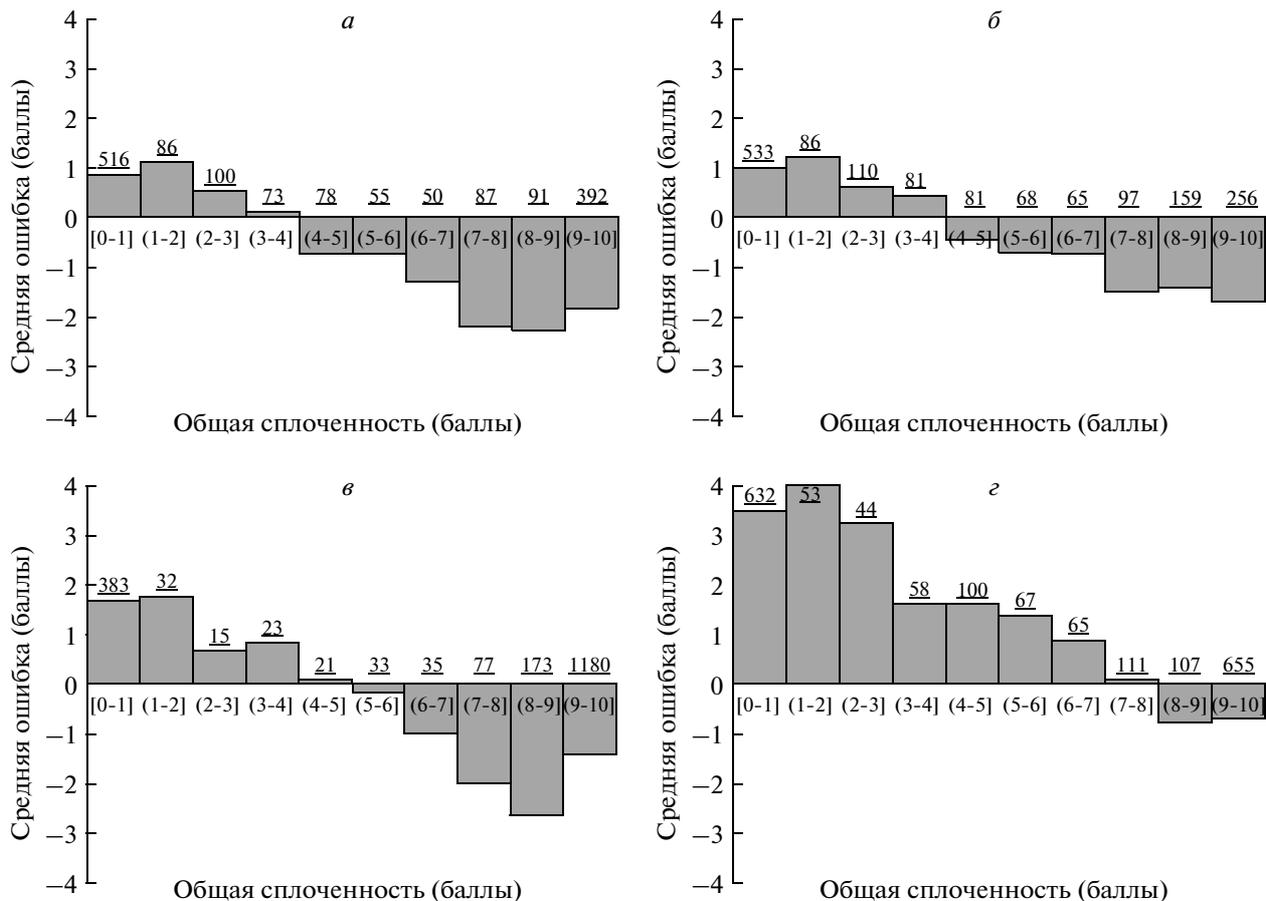


Рис. 3. Гистограммы распределения средней ошибки между сплоченностью, полученной по спутниковым данным и судовым наблюдениям: *а* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в летний период; *б* – общей сплоченностью, без учета нового льда в летний период; *в* – общей сплоченностью, с учетом нового льда в зимний период; *г* – общей сплоченностью, без учета нового льда в зимний период. Значения над столбцами показывают количество данных, использованных при сравнении для каждой градации сплоченности льда.

высокую положительную корреляцию. При этом на всех графиках корреляции точки расположены достаточно хаотично вокруг линии тренда, особенно в зимний период, и явно выражены два поля с более высокой плотностью расположения точек: первое – в районе редких льдов (1–3 балла), второе – в районе очень сплоченных льдов (9–10 баллов). Именно наличие этих двух полей обуславливает столь высокие значения коэффициента корреляции, несмотря на сильный разброс разницы в значениях между C_o и C_{NT} , $C_{o-НЛ}$ и C_{NT} .

На рис. 3 соотношение судовых и визуальных данных представлено в виде гистограмм распределения средней ошибки в зависимости от значений сплоченности (разница между C_{NT} и C_o и между C_{NT} и $C_{o-НЛ}$), что позволяет четко определить некоторые особенности отображения общей сплоченности ледяного покрова на спутниковых снимках SSM/I (NASA Team).

Летний период

В районе редких льдов ($C_o = 1–3$ балла) SSM/I данные завышают общую сплоченность ледяного покрова в общем на 0.5–1 балл (рис. 3*а*), тогда как в сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдах ледяных массивов ($C_o = 7–8, 9, 9–10, 10$ баллов) SSM/I-данные занижают общую сплоченность ледяного покрова в среднем на 2 балла. Для разреженных льдов со сплоченностью от 4 до 6 баллов, соответствующих в большинстве случаев прикромочным районам ледяных массивов или областям с большим количеством разводий, какие-либо закономерности отсутствуют. Как видно из рис. 2, точки на графиках корреляции в этих пределах сплоченности расположены наиболее хаотично, что при расчете средней ошибки приводит к компенсации друг другом отрицательных и положительных ошибок.

При вычитании из общей сплоченности льда, определенной визуально с борта судна, сплочен-

Средняя ошибка, стандартное отклонение и коэффициент корреляции, полученные в результате сравнения спутниковых данных и данных визуальных наблюдений для общей сплоченности (C_o) и сплоченности без начального льда ($C_{o-нл}$)

Период	Средняя ошибка, %		Стандартное отклонение, баллы		Коэффициент корреляции	
	C_o	$C_{o-нл}$	C_o	$C_{o-нл}$	C_o	$C_{o-нл}$
Лето	-10.1	-3.4	2.1	2.0	0.86	0.84
Зима	-9.7	22.6	2.4	2.9	0.80	0.72

ности начального льда, средняя ошибка для летнего периода понижается до -3.4%.

Зимний период

В работах (Steffen, Schweiger, 1991; Comiso et al., 1997) говорится о том, что NASA Team-алгоритм показывает большие ошибки в значениях сплоченности в летний период из-за интенсивного таяния ледяного покрова, по сравнению с зимним периодом. В данной работе наблюдается несколько иная картина. Значение коэффициента корреляции между C_{NT} и C_o для зимнего периода ниже, чем для летнего. Также стандартное отклонение разницы между C_{NT} и C_o для зимнего периода выше, чем для летнего (таблица). В редких льдах общая сплоченность льда, определенная по данным SSM/I на 1–2 балла превышает сплоченность, определенную с помощью визуальных наблюдений. Для сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдов разница составляет около 2 баллов – также как и в летний период.

Осенью – в начальный период образования льда – процесс ледообразования часто неустойчив, прерывается кратковременными повышениями температуры воздуха, сильным волнением (Горбунов и др. 1983). Начальные льды образуются, затем снова тают, не успев достичь толщин более 5 см. Напротив, в зимне-весенний период происходит устойчивое образование нового льда, который с большой интенсивностью нарастает в полыньях и разводьях. Таким образом, предполагается, что уменьшение разницы при вычитании частной сплоченности начальных льдов из общей сплоченности ледяного покрова в летний период связано с неустойчивым образованием начального льда в это время года.

Сравнение графиков 3а, б показывает, что вычитание сплоченности начального льда из общей сплоченности практически никак не сказалось на изменении средней ошибки для градации редких льдов, но для сплоченных, очень сплоченных и сплошных льдов разница между данными SSM/I и натурными наблюдениями уменьшилась. Эту закономерность можно объяснить тем, что в июле, августе и сентябре (в период таяния ледяного покрова

и самое начало, еще неустойчивое, ледообразования) начальные льды образуются среди остаточных льдов в ледяных массивах. Вычитание же начальных льдов из общей сплоченности, определенной в зимние и весенние месяцы, когда образование начальных льдов происходит повсеместно благодаря низким отрицательным температурам воздуха, приводит к существенному увеличению средней ошибки и стандартного отклонения. Данные SSM/I оказываются существенно завышенными по сравнению с данными визуальных наблюдений, следовательно, в зимний период методы ДЗ хорошо определяют начальные льды.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ранних работах, например в (Steffen, Maslanik, 1988; Steffen, Schweiger, 1991) был представлен сравнительный анализ общей сплоченности ледяного покрова, полученной с помощью спутниковых снимков SSMR (NASA Team) и Landsat. Результаты исследований сравнимы с результатами данной работы и также показали, что спутниковые данные SSMR (NASA Team) завышают общую сплоченность разреженных льдов и занижают ее в сплоченных льдах.

В ряде статей, где проводилось сравнение наиболее распространенных алгоритмов, были получены следующие результаты. Например, в работе (Steffen, Schweiger, 1991), а также (Comiso et al., 1997) утверждается, что алгоритм NASA Team показывает большую ошибку летом, в период интенсивного таяния ледяного покрова, чем Bootstrap-алгоритм. Также указываются существенные различия между величинами сплоченности ледяного покрова в различных районах Арктики и Антарктики, определенных с помощью алгоритмов NASA Team и Bootstrap. Однако подавляющее большинство статей основано на исследовании разницы между алгоритмами. И очень редко в литературе встречается сравнение спутниковых данных с полевыми данными в связи с небольшим количеством систематических наблюдений за ледяным покровом в высоких широтах. Большое количество натуральных данных получено во время экспедиций на борту российских ледоколов и научных судов, позволяющее получить ста-

тистически достоверные результаты сравнения со спутниковыми данными. В данной работе впервые был использован массив данных визуальных ледовых наблюдений в Арктических морях для сравнения с наиболее популярным и часто используемым для различных научных задач алгоритмом NASA Team. В дальнейшем предполагается целесообразным исследовать другие алгоритмы, для получения не их относительного сравнения друг с другом, а для выявления их слабых и сильных сторон на основании сравнения с натурными данными.

В работе (Meier, 2005) приводится сравнение общей сплоченности, определенной с помощью четырех алгоритмов SSM/I (NASA Team (NT), NASA Team 2 (N2), Bootstrap (BT), Cal/Val (CV)), относительно спутниковых данных AVHRR видимого диапазона – снимков с разрешением 2.5 км для районов Баренцева, Баффина и Гренландского морей. Результаты исследований показали, что средняя ошибка составляет: для NT-алгоритма –9.0%, для N2-алгоритма –1.2%, для BT-алгоритма –5.3% и для CV-алгоритма +1.8%. Минимальное стандартное отклонение 1.3 балла было получено для BT-алгоритма, а максимальное 1.5 – для NT-алгоритма. Значения стандартного отклонения для всех четырех алгоритмов имеют небольшие различия, из чего автор делает заключение о том, что неточности в определении сплоченности ледяного покрова (по отношению к AVHRR данным) не сильно зависят от того, какой из четырех алгоритмов был использован. Тип поверхности ледяного покрова и атмосфера имеют одинаковое влияние на расчет сплоченности с помощью указанных алгоритмов, и этим объясняется небольшое различие в значениях стандартного отклонения. Однако поскольку алгоритмы используют различные комбинации частот, основная причина столь высокого значения стандартного отклонения заключается в низком разрешении SSM/I-сенсора, что не позволяет очень точно оценить значения общей сплоченности, если в один пиксел попадают участки ледяного покрова с различной сплоченностью. При сравнении четырех SSM/I-алгоритмов с AVHRR-данными отдельно для летнего и зимнего сезонов автор работы (Meier, 2005) для алгоритма NASA Team получил следующие значения средней ошибки: –10.5% для летнего периода и –8.4% для зимнего периода; и стандартного отклонения: 1.6 балла для летнего сезона и 1.4 балла для зимнего периода. Аналогичные результаты были получены в данной работе при сравнении с визуальными судовыми данными: средняя ошибка составила –10.1% для летнего периода и –9.7% для зимнего периода, но стандартное отклонение оказалось несколько больше: 2.1 балла в летний период и 2.4 балла в зимний период. Представленная работа является первым шагом использования массива визуаль-

ных судовых данных, полученных на борту российских ледоколов и научно-исследовательских судов в целях валидации спутниковых изображений. В последние годы спутниковая информация стала существенно более качественной, появились снимки с высоким разрешением. Но тем не менее в период с 1970-х гг. до конца прошлого века основным источником о состоянии ледяного покрова остаются SSM/I-данные, и знание их особенностей определения общей сплоченности ледяного покрова чрезвычайно важно для решения различных научных задач. При сравнении данных SSM/I с данными, полученными с помощью современных снимков более высокого разрешения (таких как Landsat, Radarsat и др.), можно получить разницу в значениях сплоченности. С помощью же сравнения с данными визуальных судовых наблюдений можно также проанализировать степень влияния характеристик ледяного покрова на ошибки в спутниковой информации. В данной работе показано влияние наличия нового льда, а для дальнейших исследований представляется интересным анализ каждого из визуально наблюдаемых параметров ледяного покрова (разрушенность, торосистость, толщина снега, размер ледяных полей и др.) на ошибки измерений сплоченности со спутников. В заключение хотелось бы отметить, что пассивная микроволновая информация активно используется для различных научных и практических задач уже более 30 лет и является уникальным источником информации о ледяном покрове полярных регионов все эти годы. Но тем не менее при ее использовании для определения ледовитости Арктических морей и применения в климатических моделях необходимо учитывать погрешности этих данных и уделять внимание особенностям определения сплоченности различных типов льдов.

Работа выполнена при поддержке совместной Российско-Германской лаборатории полярных и морских исследований им. О. Шмидта (грант OSL-07-01) и РФФИ, проект 11-05-12019-офи-м-2011.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бузуев А.Я., Федяков В.Е. Изменчивость ледовых условий на пути плавания судов // Метеорология и гидрология. 1981. № 2. С. 69–76.
- Горбунов Ю.А., Карелин И.Д., Кузнецов И.М., Лосев С.М., Соколов А.Л. Основы физико-статистических методов ледовых прогнозов и расчетов для Арктических морей заблаговременностью до 30 суток. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 288 с.
- Comiso J.C., Cavalieri C.L., Parkinson C.L., Gloersen P. Passive microwave algorithms for sea ice concentration: a comparison of two techniques // Rem. Sens. Env. 1997. V. 60. P. 357–384. doi: 0034-4257/97.
- Markus T., Cavalieri D.J. Snow depth distribution over sea ice in the Southern Ocean from satellite passive microwave

data. Antarctic sea ice: physical processes, interactions and variability / Ed. Jeffries M.O. // Antarctic Research Series 74. Washington, DC. AGU, 1998. P. 19–39.

Massom R.A., Comiso J.C., Worby A.P., Lytle V.I., Stock L. Regional classes of sea ice cover in the East Antarctic pack observed from satellite and in situ data during a winter time period // *Rem. Sens. Env.* 1999. V. 68. № 1. P. 61–76.

Meier W.N. Comparison of passive microwave ice concentration algorithm retrievals with AVHRR imagery in Arctic Peripheral Seas // *IEE Trans. Geosci. Rem. Sens.* 2005. V. 43. № 6. doi: 10.1109/TGRS.2005.846151.

Steffen K., Maslanik J.M. Comparison of Nimbus 7 scanning multichannel microwave radiometer radiance and derived sea ice concentration with Landsat imagery for the North water area of Baffin Bay // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. № C9. P. 10769–10781.

Steffen K., Schweiger A. NASA Team algorithm for sea ice concentration retrieval from defense meteorological satellite program special sensor microwave imager: comparison with Landsat satellite imagery // *J. Geophys. Res.* 1991. V. 96. № C12. P. 21971–21987. doi: 0148-0227/91/91JC-02334.

Comparing Satellite and Shipborne Sea Ice Data Obtained in the Russian Arctic Seas

T. A. Alekseeva, S. V. Frolov

Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg

The SSM/I data derived by NASA Team algorithm were used to compare total ice concentration obtained from visual shipborne observations with satellite images. The comparison shows significant differences between satellite and shipborne data observed onboard icebreakers during 15 scientific expeditions to the Barents, Kara, Laptev and East-Siberian Seas. The mostly pronounced differences are fixed in the ice edge areas, resulted to uncertain estimation of the total ice concentration and ice extent using in various practical and scientific tasks. Generally, satellite data underestimate sea ice concentration: average error is about 10% both in winter and in summer. Statistical analysis is presented separately for the summer and winter data and for total ice concentration with and without new ice. During the summer period in the area of rare ice the SSM/I data overestimate total ice concentration on 0.5–1 tenths, but in close ice – underestimate in average on 2 tenths. Excluding new year ice from total ice concentration obtained onboard the icebreakers results to decreasing of average error to –3.4%. During the winter period in the area of rare ice the SSM/I data overestimate total ice concentration on 1–2 tenths, but in close ice – underestimate as in summer on 2 tenths. New ice in winter is better determined by remote sensing methods, and, consequently, its excluding from the total ice concentration does not lead to decreasing of the average error.

Keywords: sea ice cover, ice concentration, shipborne ice observations, remote sensing methods