

ГЛАВА 10

МОРСКОЙ ЛЕД

*И. Е. Фролов, З. М. Гудкович, В. П. Карклин, В. М. Смоляницкий,
С. В. Клячкин, С. В. Фролов*

ВВЕДЕНИЕ

В период активного освоения Арктики мониторингу ледовых условий в арктических морях в нашей стране придавалось очень большое значение, главным образом, в интересах обеспечения судоходства на трассах Северного морского пути (СМП) и изучения ледового режима арктических морей. Ведь, как известно, в течение 7—8 месяцев в году арктические моря сибирского шельфа полностью покрыты сплоченными льдами. Межгодовая и многолетняя изменчивость распространения льда в этих морях проявляется только в весенне-летний период, в то время как моря приатлантического сектора Арктики полностью не покрываются льдом даже в самые суровые зимы.

В последние десятилетия информация о морских льдах, их свойствах и распространении приобрела еще большую ценность в связи с задачами мониторинга климата и оценки последствий его изменения для физических, экологических и хозяйственных систем, в том числе в Арктике и Антарктике. Огромные новые возможности в изучении ледяного покрова полярных морей открылись в связи с внедрением дистанционных методов исследований с помощью искусственных спутников Земли.

В этой главе дано представление о современных источниках данных о морских льдах, архивах таких данных и той ценной климатической информации, которую получают в ходе анализа данных мониторинга морских льдов, особенно в полярных областях, а также о некоторых хозяйственных последствиях возможных изменений полярного климата.

АРХИВЫ ДАННЫХ ПО МОРСКОМУ ЛЬДУ

Данные регулярных наблюдений за ледяным покровом в Арктике в нашей стране концентрируются в Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (АНИИ) Росгидромета. Они охватывают период от активного освоения Арктики с 1930-х годов до настоящего времени.

В советский период во время навигации (июнь — сентябрь) во всех морях производились регулярные визуальные ледовые авиационные разведки. Ежедекадные стратегические ледовые разведки были основой архива карт распространения ледяного покрова в арктических морях и в Арктическом бассейне до 1992 г.

В 1970—1992 гг. для построения ледовых карт использовались данные спутниковых наблюдений, а с конца 1992 г. (в связи с прекращением ледовых авиационных разведок) ледовые карты строятся исключительно по данным искусственных спутников Земли (ИСЗ).

Пространственно распределенные характеристики ледяного покрова в арктических морях и в Арктическом бассейне, такие как сплоченность и возраст льда, в цифровых форматах содержатся в Глобальном банке цифровых данных по морскому льду. Он создан в рамках проекта Всемирной метеорологической организации The Global Digital Sea Ice Data Bank (GDSIDB) в 1989 г. в поддержку Всемирной климатической программы (см. <http://www.aari.ru/gdsidb/>).

Глобальный банк цифровых данных по морскому льду

Наличие исторических данных ледовых наблюдений существенно различается для отдельных районов Арктики и Антарктики. В наибольшей степени освещены историческими данными моря западной части Евразийской Арктики, где распределенные по пространству массивы параметров ледяного покрова доступны в большей или меньшей степени с первой половины XX в. Точность данных для разных морей и периодов времени также не одинакова. Наименьшая степень покрытия данными характерна для акватории Антарктики (Южного океана), они доступны лишь с начала 1970-х годов.

В настоящее время наиболее полный массив цифровых ледовых данных по Арктике и Антарктике в стандартизированных форматах хранения сформирован в рамках проекта ГБЦДМЛ. Он имеет два центра архивации и обработки данных — ААНИИ (<http://wdc.aari.ru/>) и Национальный центр данных США по снегу и льду (НЦДСЛ) (<http://nsidc.org/noaa/gdsidb>). В ААНИИ поддержку проекта осуществляет Международный центр данных (МЦД) по морскому льду, в НЦДСЛ — МЦД-А по гляциологии.

В основу ведения и хранения архива данных ГБЦДМЛ заложена концепция представления ледовых карт от разных национальных ледовых служб мира (имеющих разные периоды обобщения и покрывающие разные акватории) в единых форматах. Основным форматом хранения данных является формат ВМО СИГРИД (ВМО/ТД, 1989, № 259). Он обеспечивает хранение базовых параметров морского льда (сплоченность, возрастные градации, формы) в узлах регулярной географической сетки (рекомендуемый шаг $0,25 \times 0,25^\circ$). Кодирование состава ледовой информации в точке сетки выполняется в соответствии с терминологией и кодовыми таблицами Номенклатуры ВМО по морскому льду (ВМО/ТД, 1989—2010, № 259). Полная информация по проекту ГБЦДМЛ может быть получена из отчетов Груп-

пы экспертов по морскому льду (ГЭМЛ) Совместной технической комиссии ВМО и МОК (Межправительственной океанографической комиссии) по океанографии и морской метеорологии (СКОММ) (JCOMM..., 2010), координирующей проект. Информация проекта ГБЦДМЛ доступна в цифровом виде в Интернете (<http://wdc.aari.ru/datasets>) и в форме электронного атласа морского льда Арктики (Arctic Climatology Project, 2000).

В ГБЦДМЛ представлены материалы ледового картирования национальных ледовых служб за период инструментальных наблюдений с 1933 г. по настоящее время.

По состоянию на 2010 г. наиболее значимыми массивами данных проекта для Арктического региона являются 10-дневные ледовые карты ААНИИ за 1933—1992 гг., 7-дневные карты Национального ледового центра США (НЛЦ, <http://www.natice.noaa.gov/>) за 1972—2007 гг. и Канадской ледовой службы (КЛС) за 1968—1998 гг. (табл. 10.1).

Для региона Антарктики достаточно полными массивами данных являются 10-дневные ледовые карты ААНИИ за 1971—1990 гг. и 7-дневные карты НЛЦ за 1973—2004 гг.

В дополнение к этим данным в архив проекта включены помесечные данные ААНИИ по ледовитости евразийских морей в летний период за время с 1900 г. по настоящее время и ежедневные данные Национального центра данных США по снегу и льду (НЦДСЛ) по общей сплоченности ледяного покрова на основе информации пассивного микроволнового зондирования SSMR-SSM/I за период с 1978 г. по настоящее время (Meier et al., 2006).

В исследованиях используются цифровые данные, соответствующие этим картам.

Особенности ледового картирования ААНИИ

Основой для составления регулярных 10—30-дневных обзорных ледовых карт в ААНИИ в период до начала 1970-х годов служили ледовые авиационные разведки. Данные

Глава 10. Морской лед

разведок, дополненные судовыми и стационарными наблюдениями, обобщались ледовыми экспертами за соответствующий период (обычно за 3—4 дня, предшествующих дате выпуска карты) и служили основой для составления

обзорных ледовых карт Евразийской Арктики в масштабе порядка 1 : 5 000 000. В качестве методической основы использовались национальное руководство (Руководство..., 1981) и номенклатура ВМО (ВМО/ТД, 2010, № 259).

Таблица 10.1. Состав ледовых карт архива ГБЦДМЛ

№ п/п	Название массива данных	Период (годы), периодичность	Наличие пропусков	Параметры	Число карт
1а	Исправленные и уточненные 10-дневные ледовые карты ААНИИ по акватории Северного Ледовитого океана	1933—1992, 10—30 сут	Есть	СТ, SD, FI	2372
1б	Ледовые карты ААНИИ по акватории Южного океана	1971—1990, 10 сут	Есть	СТ, SD, FI	495
1в	Обзорные 7-дневные ледовые карты ААНИИ по Евразийской Арктике	1997—2008	Нет	CS, FI	612
1г	Обзорные 7-дневные ледовые карты Северного Ледовитого океана в формате СИГРИД-3	2008—2010	Нет	СТ, SD, FI, СИГРИД-3	153
2а	Исправленные и уточненные 7-дневные ледовые карты НЛЦ по северной полярной области севернее 45° с. ш.	1972—1994, 7 сут	Нет	СТ, SD, FI	1197
2б	7-дневные ледовые карты НЛЦ по области южнее 50° с. ш.	1973—1994, 7 сут	Нет	СТ, FI	1150
2в	Исправленные и уточненные 7-дневные поля распределения общей сплоченности и частной сплоченности старых и однолетних льдов НЛЦ по области севернее 45° с. ш.	1972—2007, 7 сут	Нет	СТ, FY, MY, FI	2796
3	7-дневные ледовые карты КЛС по 4 регионам канадской Арктики	1968—1998, 7 сут	Есть	СТ, SD, FI	3437
4	Ледовые карты Банка данных по льду Балтийского моря (БСИМ)	1960—2007, 1—4 сут	Нет	СТ, SV, FI	2653
5	5-дневные ледовые карты общей сплоченности льда для Охотского моря (ЯпМА)	1970—2009, 5 сут	Нет	СТ	2090

Примечание. Сокращения:

БСИМ — Совещание по морскому льду Балтийского моря (Baltic Sea Ice Meeting — BSIM) (Швеция, Финляндия);

КЛС — Канадская ледовая служба;

НЛЦ — Национальный ледовый центр США;

ЯпМА — Японское метеорологическое агентство;

СТ — общая сплоченность льда;

CS — обобщенная градация общей сплоченности (летний период) или возраста (зимний период);

FY — частная сплоченность однолетних льдов;

MY — частная сплоченность старых льдов;

SD — частная сплоченность и возрастная градация;

SV — толщина льда;

FI — признак наличия припая.

В 1970—1992 гг. в оперативной практике ААНИИ все большее значение начали приобретать спутниковые источники информации с ИСЗ серий “Метеор” и “NOAA”. С конца 1992 г. в связи с прекращением ледовой авиаразведки оперативное ледовое картирование в ААНИИ практически полностью базируется на информации ИСЗ видимого и инфракрасного диапазонов с разрешением 250—1000 м. При этом национальное и международное руководство, кодовые таблицы и символика ВМО продолжают оставаться методической основой для составления обзорных ледовых карт.

В соответствии с этими руководствами, фиксации в форме однородных ледовых зон на бумажных или электронных бланках ледовой карты подлежат общая сплоченность льда, частные сплоченности и формы всех присутствующих возрастных градаций, а также комплекс других навигационно значимых характеристик. Обзорные 10-дневные ледовые карты ААНИИ за 1933—1992 гг. из архива проекта ГБЦДМЛ (табл. 10.1, массив 1а) использованы в данной работе для подготовки климатического материала по ледовитости, кромке льдов, общей сплоченности и возрастным градациям морского льда. Обзорные 7-дневные ледовые карты ААНИИ с 1997 г. (табл. 10.1, массивы 1в и 1г) также используются для подготовки материала по ледовитости и кромке льда.

Особенности ледового картирования НЛЦ США и КЛС

Вследствие специфики источников информации и первичной цели ледового картирования — обеспечения навигации по трассам Северного морского пути — карты ААНИИ имеют пропуски по времени и пространству. В связи с этим для оценки климатических характеристик морского льда дополнительно привлекаются данные национального ледового центра США и Канадской ледовой службы.

Основой для составления регулярных ледовых карт в НЛС США и КЛС являются снимки разных ИСЗ. В частности с 1972 г.

составляются 7-дневные ледовые карты НЛЦ США на основе экспертного анализа данных видимого и инфракрасного диапазонов прибора AVHRR ИСЗ серии “NOAA” (разрешение 1—4 км). В дополнение к ним начиная с 1970-х годов используются данные пассивного микроволнового зондирования приборов SSMR-SSM/I (разрешение 12—25 км), видимого и инфракрасного диапазонов прибора OLS ИСЗ “Nimbus-7” и “DMSP” США, а также — с 1995 г. — данные радиолокатора с синтезированной апертурой (РСА) ИСЗ “RADARSAT”.

Особенностью 7-дневных ледовых карт КЛС является валидация данных экспертного анализа спутниковой информации на основе данных авиационной ледовой разведки канадской Арктики, выполняемой на регулярной основе до настоящего времени. Это обеспечивает информативность данных КЛС в части возрастных характеристик морского льда, аналогичную данным ААНИИ до 1992 г. Особенностью состава данных ИСЗ, используемых КЛС, является применение ежедневных мозаик РСА ИСЗ “RADARSAT”. Методика составления карт НЛЦ США и КЛС также включает обобщение исходных данных ИСЗ ледовым экспертом за 1—3 суток, предшествующих дате выпуска карты. Выполняются, в том числе, выделение и нанесение на бумажный или электронный бланк карты границ однородных зон по общей и частным сплоченностям льда и возрастным градациям с соответствующей служебной информацией. При этом используется символика ВМО.

Обзорные 7-дневные ледовые карты северной полярной области НЛЦ США (табл. 10.1, массивы 2а и 2в) за 1972—2007 гг. не имеют пропусков. Однако они существенно уступают по точности оценок возрастных характеристик морского льда российским данным в период до 1990 г. и в связи с этим используются в ААНИИ только для оценки общей сплоченности.

7-дневные ледовые карты КЛС (табл. 10.1, массив 3) с 1968 по 1998 г. также не имеют пропусков. Они аналогичны данным ААНИИ по точности оценки возрастных характеристик

морского льда и используются для оценки общей сплоченности и возрастных характеристик для акватории канадской Арктики.

Дополнительные сведения об особенностях систем анализа и картирования ледовой информации ААНИИ, НЛЦ США, КЛС, а также других ледовых служб и центров приведены в специальной публикации ВМО № 574 “Ледовые информационные службы мира” (WMO/TD No. 574, 2010).

Особенности оценок параметров морского льда на основе информации пассивного микроволнового зондирования SSMR—SSM/I

К настоящему времени одними из наиболее статистически однородных массивов пространственно-распределенной информации по общей сплоченности морского льда Арктики и Антарктики являются массивы двухдневных (за период с 26 октября 1978 г. по 9 июля 1987 г.) и ежедневных (за период с 9 июля 1987 г. по настоящее время) данных по общей сплоченности морского льда по сетке 25×25 км. Карты полей распределения построены на основе автоматической обработки информации пассивного микроволнового зондирования прибора SSMR ИСЗ США “Nimbus-7” и прибора SSM/I ИСЗ серии “DMSP” (F8, F11, F13, F15, F17). Для обработки данных используются алгоритмы NASATEAM, Bootstrap и другие (всего более 11 алгоритмов) (Andersen et al., 2007).

Статистическая однородность массивов обеспечивает их большую востребованность в климатических исследованиях, равно как и для оценок состояния морского льда вообще. Наиболее популярен в этом смысле массив данных, распространяемый НЦДСЛ и основанный на автоматической обработке измерений ИСЗ с использованием алгоритма NASATEAM. Методические основы обработки данных изложены в публикациях специалистов НЦДСЛ (Meier et al., 2006).

Вместе с тем необходимо учитывать следующие основные источники погрешностей

данных этого массива (Andersen et al., 2007; Comiso, Nishio, 2008):

— методические ограничения алгоритмов (включая NASATEAM и Bootstrap), связанные с использованием фиксированных соотношений радиояркостных температур и физико-химических параметров морского льда для характерных районов Арктики и Антарктики, с влиянием погодных эффектов, а также со сложностью (и даже невозможностью в настоящий момент) учета слоя воды (в летний период) и снега на поверхности морского льда;

— недостаточная интеркалибровка измерений ИСЗ, использованных при формировании массива (“Nimbus-7”, F8—F17);

— технические ограничения приборов SSMR и SSM/I, связанные с пространственным разрешением каналов SSM/I (изменяющимся от ~25 км для канала 37 ГГц до ~50 км для канала 19 ГГц) и ведущие к исчезновению или неправильному проявлению структур морского льда с подсеточным разрешением (полосы, пятна, кромка, прибрежные районы).

В работах (Andersen et al., 2007; Comiso, Nishio, 2008) приведены качественные и количественные оценки влияния указанных погрешностей на использование данных SSMR—SSM/I в климатическом анализе. Отмечены, в том числе, значимые величины дисперсии общей сплоченности (6—11%) и значимые различия в оценках многолетних линейных трендов для существующих автоматических алгоритмов расчета общей сплоченности. Практикой работы ледовых служб (JCOMM..., 2010) доказаны значимые различия площадных оценок ледовых параметров, основанных на данных SSMR—SSM/I и на данных ледового анализа.

Имея в виду указанные ограничения, следует рассматривать данные, получаемые на основе алгоритма NASATEAM, лишь как качественные. Корректные количественные оценки могут быть получены только путем сравнительного анализа оценок общей сплоченности по данным ледового картирования или по двум и более автоматическим алгоритмам.

Обобщенные показатели ледовых условий в арктических морях (ледовитость, ледяные массивы)

Обзорные карты распределения льда, создаваемые в ААНИИ, являются основным российским материалом о ледовой обстановке в арктических морях в навигационный период. По этим картам определяются ледовитость (площадь распространения льда) и площади ледяных массивов (льды сплоченностью 7—10 баллов).

Ледовитость

Площадь льдов, покрывающих акваторию моря или его районы независимо от их сплоченности, — ледовитость — является наиболее важным обобщенным (интегральным) показателем ледовых условий в арктических морях. Она определяется в пределах естественных районов арктических морей (рис. 10.1), различающихся ледово-гидрологическими особенностями, в процентах или квадратных километрах.

Ледовитость и площади ледяных массивов в арктических морях определяются ежедекадно (каждые десять дней) начиная с 1940 г., когда начались регулярные визуальные авиационные разведки, и по настоящее время.

Для исследования долговременных изменений площади ледяного покрова в связи с климатическими колебаниями необходимы до-

статочно длительные ряды наблюдений, которые позволили бы проанализировать изменения ледовитости морей в течение, по меньшей мере, столетия или более, а не только в последний период потепления. Поэтому для полноты рядов наблюдений используются оценки площади льда в августе за период 1924—1939 гг., полученные еще известным полярным исследователем В. Ю. Визе (Визе, 1940). Для их расчета В. Ю. Визе систематизировал и обобщил все имевшиеся к тому времени данные судовых и авиационных наблюдений за положением кромки льда в арктических морях.

Используя полученные данные, В. Ю. Визе установил связь колебаний суммарной площади льдов арктических морей с показателями интенсивности атмосферной циркуляции, такими как атмосферное давление и площадь арктического антициклона (Визе, 1944а, 1944б). Результаты В. Ю. Визе были подтверждены более поздними исследованиями (Гудкович и др., 1972).

Данные о площади распространения льда арктических морей сибирского шельфа за период 1900—1923 гг. в летнее время до недавнего времени отсутствовали. Их удалось реконструировать по литературным источникам, содержащим описания арктических плаваний в начале XX в. (Карклин и др., 2001).

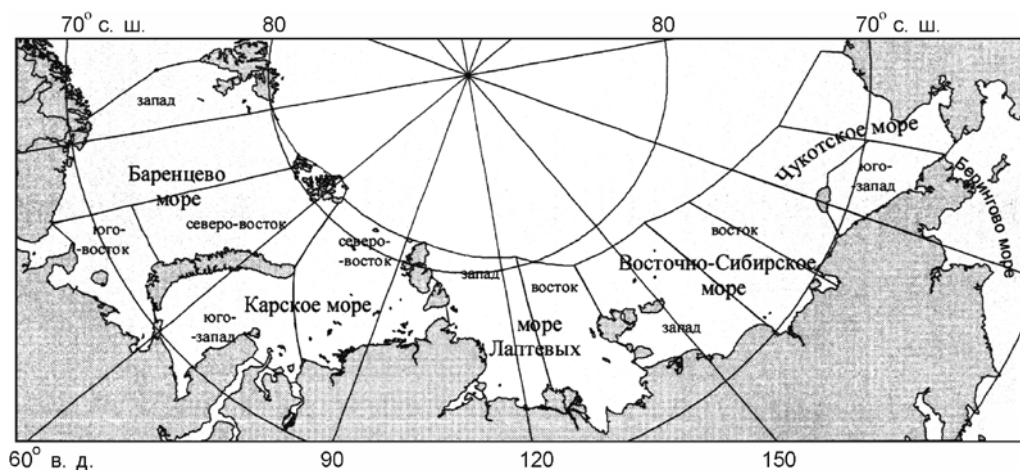


Рис. 10.1. Границы арктических морей и их районов.

Таким образом, с учетом всех данных наблюдений был сформирован более чем 100-летний ряд данных для середины летнего периода (август), использованный для оценки климатических изменений площади льдов в арктических морях сибирского шельфа (Карское — Чукотское) (Фролов и др., 2007а, 2007б; Frolov et al., 2009).

Сведения о ледовых условиях в Гренландском и Баренцевом морях по материалам судовых наблюдений начали обобщать в Датском метеорологическом институте (ДМИ) в виде месячных ледовых карт за апрель — август с конца XIX в. С 1920 г. при построении этих карт использовали данные эпизодических ледовых авиаразведок. Помимо ДМИ, центрами сбора информации стали АНИИ (с 1928 г.), Мурманское управление гидрометеорологической службы (с 1954 г.) и Британский метеорологический центр Брекнелл (с 1966 г.).

С 1934 г. стали выполняться регулярные авиаразведки в Баренцевом море. После 1960 г. дискретность ледовых карт уменьшилась до 2—3 раз в месяц зимой и до 5—10 суток летом. С конца 1960-х годов в практике составления ледовых карт с недельной дискретностью по

Гренландскому морю в Брекнелл-центре (наряду с ледовой авиаразведкой) начала использоваться информация ИСЗ. С 1972 г. аналогичные карты стали включать и Баренцево море. С начала 1970-х годов такие карты стали составляться и в СССР, а теперь и в России.

Таким образом, в морях приатлантической Арктики для оценки климатических изменений также используют достаточно длинные ряды наблюдений за площадью ледяного покрова.

Ледяные массивы

Многолетними наблюдениями установлено, что в период таяния ледяного покрова сплоченные льды (7—10 баллов) обычно скапливаются в определенных районах арктических морей. Эти скопления получили название ледяных массивов. Они являются важным показателем, характеризующим ледовые условия в районах арктических морей, поскольку являются основным препятствием для любых видов деятельности на шельфе арктических морей.

Льды ледяных массивов отличаются большей толщиной и торосистостью. В арктических морях сибирского шельфа выделено девять ледяных массивов, они названы по их географическому положению (рис. 10.2).

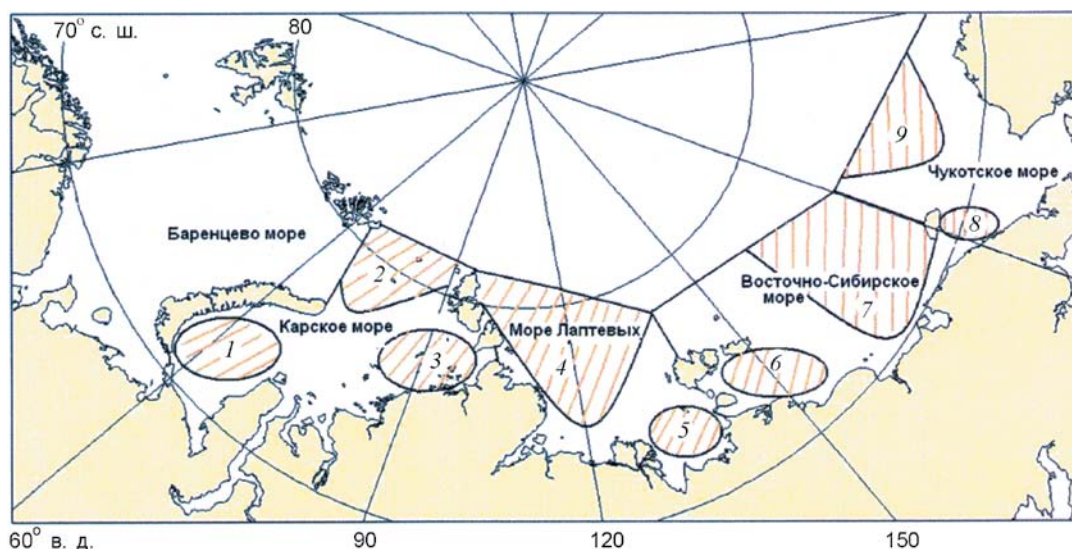


Рис. 10.2. Схема расположения ледяных массивов арктических морей. 1 — Новоземельский; 2 — Карский северный; 3 — Североземельский; 4 — Таймырский; 5 — Янский; 6 — Новосибирский; 7 — Айонский; 8 — Врангелевский; 9 — Чукотский северный.

Ледяные массивы Карский северный, Таймырский, Айонский и Чукотский северный являются отрогами ледяного массива Арктического бассейна. Эти ледяные массивы формируются как за счет местных однолетних льдов, так и многолетних, поступающих из Арктического бассейна.

Ледяные массивы Новоземельский, Североземельский, Янский, Новосибирский и Врангелевский в основном состоят из местных однолетних льдов. Наиболее мощными являются Таймырский и Айонский ледяные массивы, препятствующие прохождению судов почти в течение всего навигационного периода.

Данные о площади распространения льда в евразийских арктических морях и площадях ледяных массивов помещены на сайте ААНИИ (<http://www.aari.nw.ru/projects/ESIMO/index.php>).

КЛИМАТИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ МОРСКИХ ЛЬДОВ В АРКТИЧЕСКИХ МОРЯХ И АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

Колебания температуры воздуха в арктической зоне

Долговременные (климатические) изменения ледовых условий в арктических морях и площади морского ледяного покрова обусловлены колебаниями климата в Арктике. О них можно судить по климатическим изменениям температуры воздуха.

Результаты исследований, выполненных в ААНИИ (Фролов и др., 2007а, 2007б; Frolov et al., 2009), показали, что долговременные изменения среднегодовой температуры воздуха в приповерхностном слое в Арктике (и в некоторых других регионах), ледовитости арктических морей и других гидрометеорологических показателей в XX в. — начале XXI в. характеризовались наличием долговременных циклических колебаний продолжительностью около 60, 20, 10 лет и менее. Эти колебания

происходили на фоне линейного тренда потепления, который сам, возможно, является частью сверхвекового цикла продолжительностью около 200 лет.

Среди циклических составляющих наблюдаемых изменений наиболее значительным по амплитуде является цикл продолжительностью около 60 лет. Этот цикл описывает все природные климатические феномены в арктической зоне, происходившие в XX в.: понижение температуры воздуха в начале века, потепление Арктики 1920—1940-х годов, похолодание конца 1950-х — середины 1980-х годов, последующее потепление, начавшееся с середины 1980-х годов, пик которого пришелся на начало XXI в. (рис. 10.3).

Наличие циклов продолжительностью около 60 лет определяет чередование относительно теплых и холодных эпох. Как можно видеть на рис. 10.3, гидрометеорологические и ледовые условия в Арктике формировались на повышенном температурном фоне с начала 1920-х до середины 1950-х годов. Приблизительно 1922—1956 гг. относятся к теплому периоду в Арктике. За ним последовал холодный период, охватывающий 1957—1984 гг. С середины 1980-х годов начался очередной теплый период, который продолжается в настоящее время.

Наличие климатического цикла продолжительностью, близкой к 60 годам, обнаруживается при анализе вейвлет-спектра аномалий среднегодовой температуры воздуха. Анализ подтверждает основные черты климатической изменчивости в арктической зоне: чередование холодных и теплых фаз в 60-летнем цикле (рис. 10.4).

Метод вейвлет-анализа не накладывает ограничения на величину временного шага и длину выборки. Оценка значимости составляющих спектра выполнялась путем сравнения выявленных амплитуд с амплитудами, полученными путем аналогичного преобразования для генерируемого случайного шума при 95%-ном уровне значимости (Torrence, Compo, 1998). Таким образом, методика вейвлет-ана-

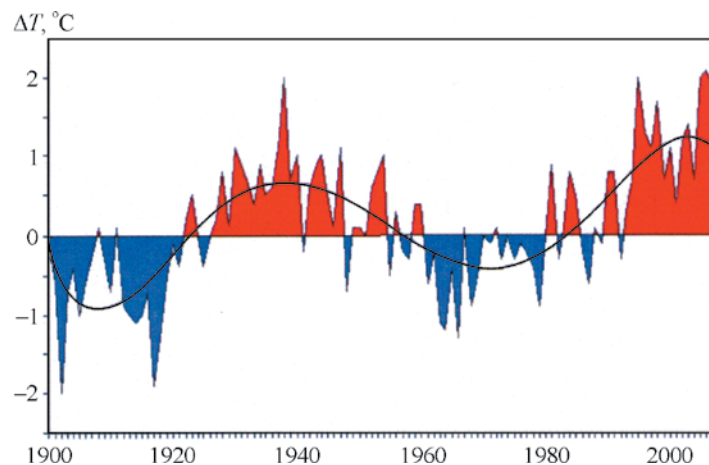


Рис. 10.3. Аномалии среднегодовой температуры воздуха (относительно среднего значения за весь период) в широтной зоне 70—85° с. ш. в XX в. — начале XXI в. и их циклическая 60-летняя составляющая.

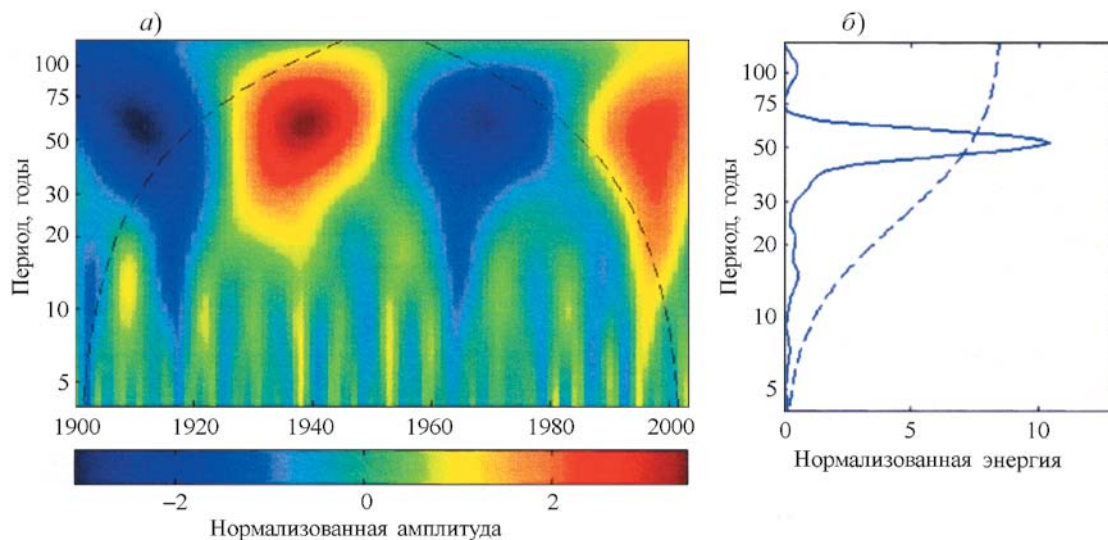


Рис. 10.4. Временной (а) и суммарный (б) вейвлет-спектры аномалий среднегодовой температуры воздуха в зоне 70—85° с. ш. в XX в. — начале XXI в. Штриховая линия — область 95%-ной обеспеченности.

лиза позволяет проследить изменчивость спектральной структуры практически по всей длине ряда, за исключением его краев.

Климатические колебания ледовитости (площади льдов) в арктических морях евразийского шельфа

Морские льды — важная составляющая климатической системы Земли. Анализ данных наблюдений за состоянием ледяного покрова

арктических морей, а также косвенных данных за более длительные отрезки времени показал, что площадь льдов, их толщина, сплоченность и другие характеристики заметно изменялись во времени. Климатические изменения ледяного покрова арктических морей в XX в. — начале XXI в. характеризовались наличием отрицательного линейного тренда, на фоне которого происходили циклические колебания продолжительностью около 60, 20 и 10 лет. Эти изме-

нения имели пространственные особенности (Фролов и др., 2007а, 2007б; Frolov et al., 2009).

В западных морях (Гренландском, Баренцевом, Карском) наблюдался значительный отрицательный линейный тренд ледовитости, на фоне которого происходили длительные колебания, основным из которых был цикл, по продолжительности близкий к 60 годам (рис. 10.5а).

В восточных арктических морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском) выраженного тренда не наблюдалось, а колебания ледовитости происходили около среднего значения (за исключением нескольких последних лет). Колебания ледовитости в этом регионе характеризуются большой межгодовой изменчивостью, и 60-летний цикл выражен меньше (рис. 10.5б).

Вследствие межгодовой изменчивости гидрометеорологических условий, под влиянием которых формируется ледяной покров, в арктических морях складываются разные по сложности ледовые условия — легкие, средние или тяжелые. Они различаются состоянием основных элементов ледяного покрова и их распределением по акваториям морей, по-разному влияющих на судоходство по трассам СМП и на работы на арктическом шельфе.

Используя обобщенные показатели ледовых условий в арктических морях для августа (об

этом говорилось в предшествующих разделах), авторы провели типизацию ледовых условий в каждом из арктических морей и последующую оценку повторяемости типов в разные климатические периоды (теплый, холодный).

При типизации сложности ледовых условий с помощью какого-либо показателя (ледовитости или площади ледяных массивов) в качестве критерия использовалась величина $\pm 0,2A$, где A — многолетний размах колебаний этого показателя (Гудкович и др., 1972). К *тяжелым* ледовым условиям относились те, для которых значение показателя превышало среднее более чем на $0,2A$, а к *легким* — для которых значение показателя было меньше среднего значения более чем на $0,2A$. Остальные условия относились к *средним*.

Временные границы климатических периодов обсуждались выше при описании арктического климата. Первый теплый период в Арктике в XX в. приходился на 1922—1956 гг. За ним последовал холодный период 1957—1984 гг. Второй теплый период, начавшийся с 1985 г., продолжается в настоящее время. Оценки по двум теплым периодам осреднены.

Ледовитость

Осредненные для всех арктических морей сибирского шельфа (от Карского до Чукотского) оценки повторяемости типов ледовых ус-

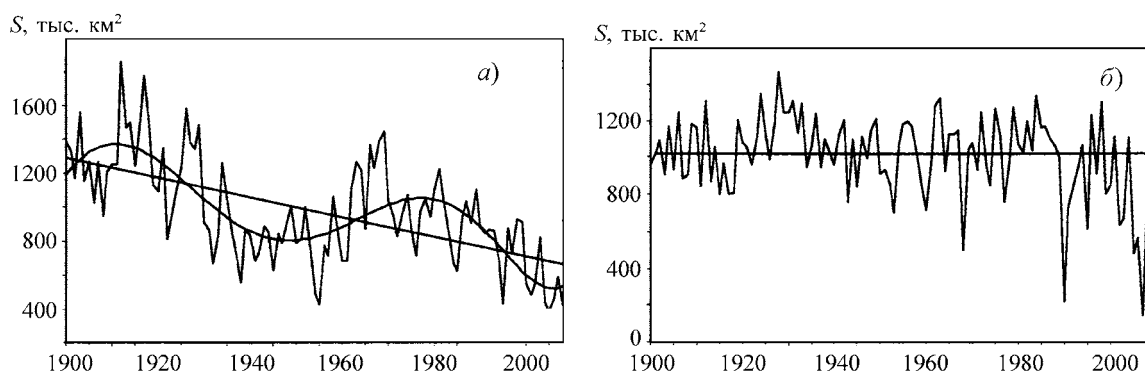


Рис. 10.5. Изменения суммарной ледовитости в западных (Гренландском, Баренцевом, Карском) (а) и в восточных морях (Лаптевых, Восточно-Сибирском, Чукотском) (б) в 1900—2008 гг. Прямые линии — линейный тренд.

Таблица 10.2. Средняя для арктических морей повторяемость типов ледовых условий в разные климатические периоды, %

Период	Тип ледовых условий		
	Тяжелый	Легкий	Средний
Теплый	16	28	56
Холодный	35	10	55

Таблица 10.3. Средняя повторяемость типов ледовых условий в районах расположения ледяных массивов в разные климатические периоды, %

Период	Тип ледовых условий		
	Тяжелый	Легкий	Средний
Теплый	15	34	51
Холодный	35	17	48

ловий в теплый и холодный периоды приведены в табл. 10.2. Как можно видеть из данных таблицы, в любом из климатических периодов во всех морях преобладают средние ледовые условия. Их повторяемость в среднем составляет более 50%.

В каждом из климатических периодов наблюдаются как тяжелые, так и легкие ледовые условия. Однако в *холодный период* во всех морях преобладают тяжелые ледовые условия. Их повторяемость существенно превышает повторяемость легких условий. В *теплый период*, наоборот, преобладает повторяемость легких ледовых условий.

Ледяные массивы

Анализ повторяемости типов ледовых условий по площадям ледяных массивов дополняет анализ по ледовитости. Результаты анализа представлены в табл. 10.3.

В *теплый период* повторяемость легких ледовых условий (пониженных значений площади ледяных массивов) примерно в два раза превышает повторяемость тяжелых ледовых условий. В *холодный период* в два раза чаще повторяются тяжелые условия, чем легкие. Во все периоды чаще всего повторяются средние ледовые условия (около 50%).

Климатические изменения сплоченности и площади ледяного покрова в Арктическом бассейне

Наряду с ледовитостью важной характеристикой ледяного покрова является его сплоченность, которая является относительным показателем и выражается долей площади данной акватории, занятой собственно льдом, в баллах, долях единицы либо в процентах (Международная символика..., 1984). Сплоченность ледяного покрова в значительной степени определяет условия ледового плавания. От нее зависит энерго- и газообмен между океаном и атмосферой в ледовитых морях.

Для оценки сплоченности и площади морских льдов использовались данные Глобального банка цифровых данных по морскому льду (ГБЦДМЛ, обсуждался в предыдущих разделах), содержащего пространственно распределенные характеристики ледяного покрова в арктических морях и в Арктическом бассейне. Для этой оценки рассчитывались разности общей сплоченности морских льдов между холодным и теплым периодами. Исходя из имеющихся данных сплоченность за 1963—1983 гг. отнесена к холодному периоду, а за 1940—1962 гг. — к теплomu. Изменения средней

сплоченности, происходящие от теплого периода к холодному, представлены на рис. 10.6.

Верхняя часть рисунка характеризует первую половину июня, когда лучше выражены изменения в Баренцевом море, а нижняя — середину августа, когда они наиболее заметны в

морях сибирского шельфа. Как видно на рис. 10.6, от теплого к холодному периоду произошло значительное увеличение сплоченности ледяного покрова в северо-восточных частях Баренцева и Карского морей, в Печорском море (на 4—5 баллов), а также в центральной

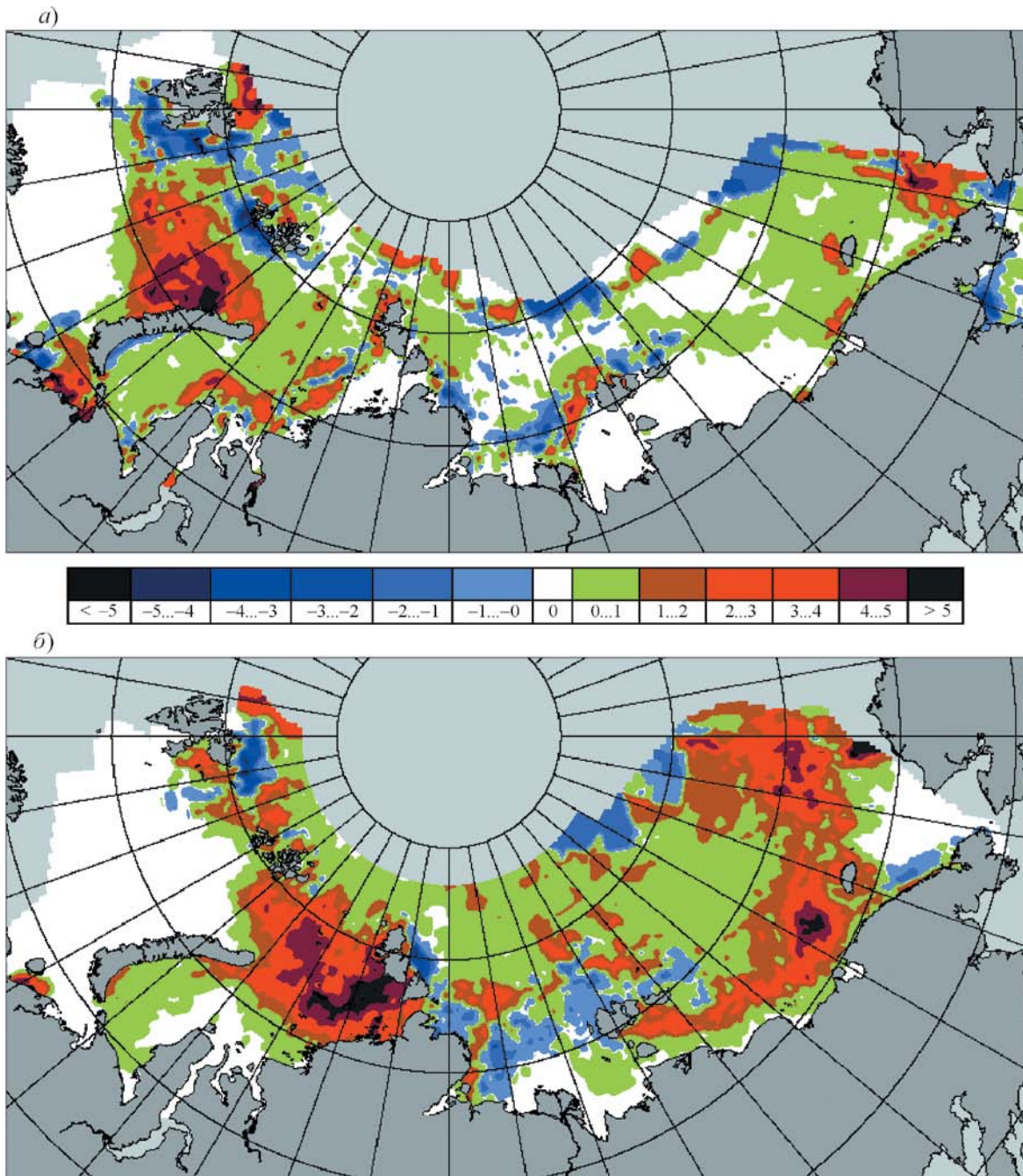


Рис. 10.6. Разность средних значений за 1963—1983 гг. и за 1940—1962 гг. общей сплоченности морских льдов в календарные периоды 1—15 июня (а) и 12—22 августа (б).

Таблица 10.4. Площадь льдов в Северном Ледовитом океане в сентябре в 2007—2010 гг. по данным наблюдений SSMR—SSM/I, алгоритм NASATEAM

Годы	S, млн. км ²	Аномалии, млн. км ²	
		от среднего за 1978—2009 гг.	от значения 2007 г.
1978—2009	6,584	—	—
2007	4,345	-2,239	—
2008	4,706	-1,878	+0,361
2009	5,200	-1,384	+0,855
2010	5,080	-1,504	+0,735

части Восточно-Сибирского моря и в Арктическом бассейне к северу от Чукотского моря (в основном на 3—4 балла).

В море Лаптевых отмечалось небольшое уменьшение средней сплоченности, что может быть связано с усилением выноса льдов из этого моря в холодные эпохи, по сравнению с теплыми (Фролов и др., 2007а, 2007б).

В последние годы, совпавшие с Международным полярным годом, в ходе температуры воздуха, в ряде показателей общей циркуляции атмосферы и площади льдов в Арктическом бассейне наметился перелом к похолоданию климата. Наименьшая в XX в. площадь льдов в северной полярной области наблюдалась в 2007 г. В каждый из последующих трех лет площадь льдов в период летнего минимума превышала величину площади льдов в 2007 г. (табл. 10.4).

К вопросу о причинах изменений климата Земли

Обоснованная оценка происходящих и ожидаемых изменений ледовых условий в Арктике и их влияния на хозяйственную деятельность невозможна без объяснения причин этих явлений. В противном случае велика вероятность ошибочных решений, которые дорого обойдутся стране. Этой проблеме — причинам изменения климата — посвящен данный раздел.

Обоснованная оценка воздействия изменений климата на деятельность человека с помощью тех или иных моделей (морских льдов, ледников, вечной мерзлоты и других систем и процессов) зависит от того, какие значения гидрометеорологических характеристик, от которых зависят тепловые и динамические процессы, определяющие состояние данной среды, учтены в моделях. Использование для таких прогнозов динамико-термодинамических моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО) или любых физико-статистических моделей предполагает, что вопрос о главных причинах изменений климата решен.

Между тем следует признать, что согласованность в этом вопросе отсутствует. Многие исследователи считают, что наблюдаемые в настоящее время изменения климата Земли вызваны главным образом накоплением в атмосфере парниковых газов (диоксида углерода, метана и др.) вследствие антропогенных эмиссий. Для подтверждения своих взглядов они используют результаты расчетов с помощью упомянутых выше моделей.

Однако результаты оценок изменения климата, полученные с помощью разных МОЦАО, не только количественно сильно различаются, но и не отражают некоторых выявленных из наблюдений важнейших закономерностей современных изменений климата. К таким закономерностям относится пространственно-временная изменчивость климатических пара-

метров, тесная связь изменений температуры воздуха и атмосферной циркуляции, а также убедительно обоснованная зависимость изменений климата от суммарного потока энергии Солнца, приходящей к Земле.

По мнению других исследователей, парниковые свойства диоксида углерода невелики. Поэтому небольшое повышение его содержания в атмосфере в результате хозяйственной деятельности людей не может вызвать заметных изменений климата (концентрация CO_2 в атмосфере в настоящее время составляет около 0,03%). Никто из сторонников глобального “парникового” потепления не доказал, что наблюдаемого увеличения концентрации CO_2 достаточно, чтобы вызвать потепление последних 30 лет.

Базируясь на результатах многих зарубежных и отечественных ученых, группа сотрудников ААНИИ разработала альтернативную теорию, объясняющую основные закономерности изменений климата Земли. Сущность этой теории изложена в монографиях (Фролов и др., 2007а; Frolov et al., 2009) и статьях (Фро-

лов и др., 2007б, 2008, 2010; Гудкович и др., 2005, 2008, 2009). Согласно этой теории, главной причиной изменений климата масштаба десятков и сотен лет являются естественные колебания полного потока солнечной энергии (электромагнитной и корпускулярной), поступающей к Земле.

На рис. 10.7 аномалии среднегодовой температуры воздуха к северу от 62° с. ш. сопоставлены с плотностью внеатмосферного полного потока солнечной энергии ($R = 0,89$) и содержанием диоксида углерода в атмосфере ($R = 0,47$). Из этого рисунка следует, что климатические изменения температуры воздуха в Арктике довольно строго следуют за изменениями потока солнечной энергии. Это объясняет как наличие векового положительного тренда, так и присутствие квазистецидесятилетних циклических колебаний на его фоне. В то же время связь изменения температуры воздуха с содержанием CO_2 — слабая, корреляция R — незначительная.

Этот рисунок получен по данным работы (Soon, 2005). Реконструкция потока солнечной

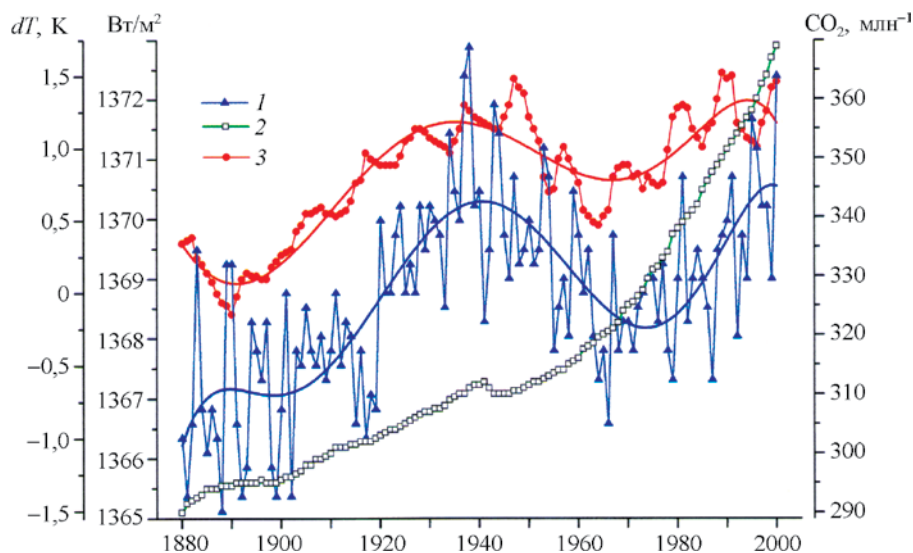


Рис. 10.7. Фактические и сплавенные полиномами 6-й степени изменения среднегодовой температуры воздуха (1), концентрации диоксида углерода (2) в приповерхностном слое атмосферы в Арктике (к северу от 62° с. ш.) и полного потока солнечной энергии, поступающей на верхнюю границу атмосферы Земли (3). Значения температуры и концентрации CO_2 — оценки по фактическим данным, поток энергии — результат реконструкции.

энергии с использованием связи с показателем солнечной активности выполнена в работе (Hoyt, Schatten, 1993).

Попадая в магнитосферу Земли, корпускулярная составляющая радиации (солнечный ветер) отклоняется к приполюсным регионам, где поглощается высокими слоями стратосферы. Это обстоятельство оказывает влияние на состояние полярных вихрей — важнейших элементов общей циркуляции атмосферы (ОЦА).

Косвенно воздействие солнечной активности на климат обнаружено давно. Оно проявляется в совпадении продолжительности циклов в многолетнем ходе температуры воздуха, ледовитости и других гидрометеорологических характеристик с циклами солнечной активности — цикл Швабе (11 лет), Хейла (22 года) и Фритца (около 60 лет), а также ~200-летний цикл (Башкирцев, Машнич, 2004; Rasporov et al., 2004).

Образование полярных вихрей связано с неравномерностью поступления солнечной энергии между низкими и высокими широтами. В связи с сезонными колебаниями электромагнитной энергии, поступающей от Солнца, полярные вихри углубляются зимой и частично заполняются летом. Исследования показали, что полярные вихри испытывают и климатические изменения. Однако в отличие от сезонных колебаний, они углубляются в теплые эпохи и частично заполняются в холодные эпохи. В этом проявляется влияние изменений не только электромагнитной, но и корпускулярной солнечной радиации (Фролов и др., 2007а, 2007б; Гудкович и др., 2008).

Полярные вихри регулируют интенсивность и положение западно-восточных воздушных переносов в тропосфере. Углубление полярных вихрей, приводящее к усилению зональных потоков в атмосфере, и их заполнение, сопровождающееся ослаблением зональных потоков, — основная непосредственная причина потеплений и похолоданий климата в масштабе десятков лет. Кроме процессов углубления — заполнения вихрей, происходя-

щих с цикличностью около 60 лет, отмечаются периоды их расширения и сокращения с цикличностью около 200 лет. При этом происходит соответствующее широтное смещение поясов западно-восточных переносов, положения зон планетарной адвекции тепла, влаги и преобладающих траекторий циклонов. Это приводит к изменениям аномалий атмосферного давления, от которых зависит состояние стационарных и сезонных центров действия атмосферы — циклонов и антициклонов, и следовательно, облачности, регулирующей тепловой баланс подстилающей поверхности.

Убедительные аргументы, свидетельствующие о присутствии 200-летнего цикла в изменениях поступающей к Земле солнечной радиации (включая корпускулярную энергию, связанную с солнечной активностью, т. е. с потоками заряженных частиц, формирующих “солнечный ветер”) и о существенной роли этого цикла в изменениях климата Земли, приведены в ряде исследований (Rasporov et al., 2004; Nagovitsyn, 2007; Абдусаматов, 2009).

Климатические изменения северного (в Арктике) и южного (в Антарктике) полярных вихрей происходят почти синхронно. Об этом свидетельствуют среднегодовые разности высоты геопотенциальных поверхностей между параллелями 40 и 70° в Северном и Южном полушариях (рис. 10.8).

Высота поверхности AT_{500} характеризует абсолютную высоту поверхности 500 гПа (в дециметрах). Рельеф этой поверхности (барическая топография) определяет направление и скорость среднего ветра в тропосфере до высоты около 5 км. Приведенные данные о разности высот этой поверхности между 40 и 70° широты (рис. 10.8) характеризуют изменения скорости зонального (западно-восточного) переноса в атмосфере умеренных широт Северного и Южного полушарий.

Согласованные климатические изменения этих потоков в течение второй половины XX в. соответствуют изменениям солнечной активности (числа Вольфа) и приземного барическо-

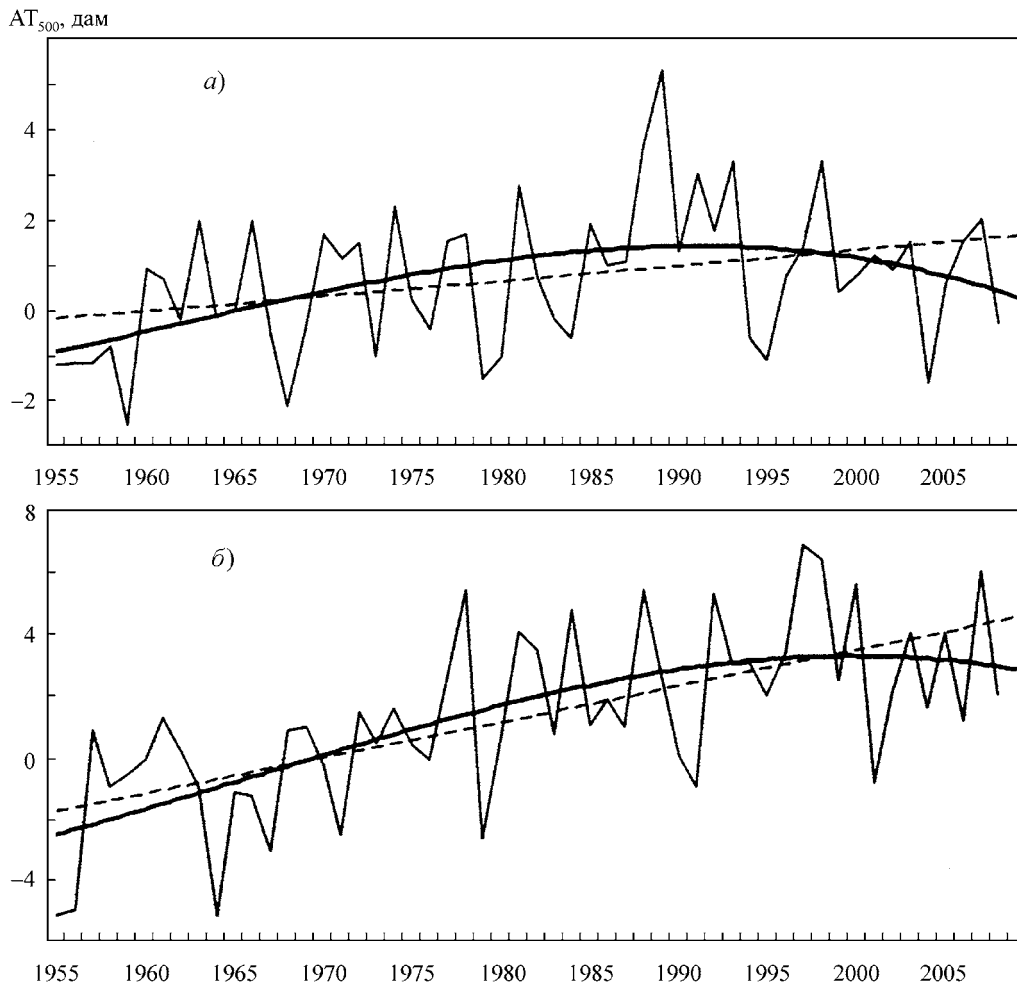


Рис. 10.8. Среднегодовые значения разности высоты поверхности AT_{500} между 40 и 70° ш. в Северном (Арктика; *a*) и Южном (Антарктика; *б*) полушариях (тонкие линии), их аппроксимации многочленом третьей степени (жирные линии) и линейные тренды (штриховые линии).

го поля, в частности, арктического антициклона. Увеличение разности высот AT_{500} связано в основном с углублением полярных вихрей, что отражается на общей циркуляции атмосферы, а следовательно, и на климате. Для оценки этого параметра использованы данные проекта по реанализу (Kalnay et al., 1996) NCEP (National Centers for Environmental Prediction) и NCAR (National Center for Atmospheric Research), см. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>.

На рис. 10.8 видно, что средняя скорость зональных потоков как в Северном, так и в Южном полушариях в течение второй половины XX в. постепенно увеличивалась. Лишь

в конце века наметилась обратная тенденция. Сопоставление графика, относящегося к Северному полушарию, с индексом зональности, характеризующим интенсивность соответствующих зональных потоков на уровне моря (Фролов и др., 2007а, 2007б), показало тесную связь между ними. В тенденциях этого индекса выявлено большое сходство с изменениями климата в Арктике, отражающее наличие как 60-летних циклов, так и векового тренда.

Состояние северного полярного вихря тесно связано с таким центром действия атмосферы, как арктический антициклон, оказывающий влияние на ледовитость арктических

морей (Визе, 1940). Арктический антициклон усиливается и разрастается при ослаблении северного полярного вихря и ослабевает при углублении вихря. Соответственно меняется и общий фон атмосферного давления в умеренных широтах, особенно в приатлантическом регионе: при усилении арктического антициклона климат здесь становится более континентальным, а при его ослаблении — более морским.

Повышение атмосферного давления в умеренных широтах Северного полушария, где зимой располагаются такие мощные центры действия ОЦА, как сибирский и канадский антициклоны, приводит к понижению температуры воздуха, а понижение давления — к повышению температуры. В этом проявляется влияние влажности и облачности, которые изменяются вместе с состоянием барических систем. Такие изменения температуры воздуха охватывают значительные площади земной поверхности и поэтому заметно отражаются на глобальной температуре, особенно на температуре Северного полушария.

Наряду с этим расширение полярных вихрей и соответствующее смещение в более низкие широты пояса зональных потоков создают условия для похолодания в Арктике и Антарктике. Такое похолодание в конце XX в. зимой обнаружено на значительной части Арктики.

При этом в изменении ледовитости Баренцева моря в зимние месяцы на протяжении последних 70 лет выявлен статистически значимый положительный тренд (Buzin, 2006).

В этот же период среднегодовая температура воздуха в Антарктике заметно понижалась, а ледовитость антарктических морей увеличивалась, значительно превысив среднегодовую площадь арктических льдов (рис. 10.9). Напомним, что это произошло в период, когда содержание диоксида углерода в атмосфере Земли достигло максимального уровня.

В отличие от Северного полушария, расширение южного полярного вихря не вызвало значительного повышения температуры воздуха в зоне умеренных южных широт, что отразилось на ледовитости морей Восточной Антарктики. Причина этого — в отсутствии здесь континентальных антициклонов, акцентирующих характерную для зимнего сезона обратную связь между атмосферным давлением и температурой воздуха. Как известно, в этих широтах располагается Южный океан, а континенты отсутствуют.

В летний период связь между типом барических систем (атмосферным давлением) и температурой воздуха меняет знак: при антициклонах, для которых характерны малая облачность и высокая инсоляция, температура воздуха обычно повышена, тогда как в цикло-

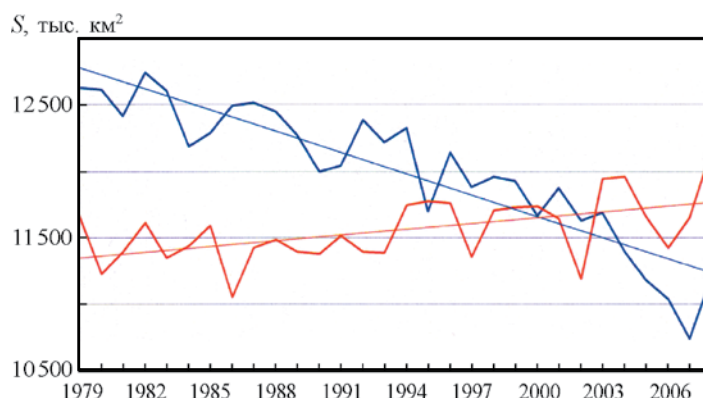


Рис. 10.9. Изменения среднегодовой ледовитости в Арктике (синие линии) и Антарктике (красные линии) в 1979—2008 гг.

нических системах (повышенная облачность, осадки) температура воздуха, как правило, понижена. Возможно, в этом состоит причина бытующей в народе приметы: после холодной зимы обычно наступает теплое и сухое лето, а после мягкой зимы — холодное и сырое лето. Эта примета имеет историческое подтверждение: наиболее сильные засухи в европейской части России (ЕЧР), сопровождавшиеся голодом, лесными пожарами и другими неблагоприятными явлениями, происходили в прошлом в эпохи похолодания климата (малый ледниковый период XVI—XVII вв., конец XIX в. и 70-е годы XX в.). Схожие условия отмечались в этом регионе в теплую эпоху XX в. (1930—1940 гг.), когда северный полярный вихрь хотя и был усилен, однако его влияние распространялось только на Арктический регион.

Конец XX в. — начало XXI в. — пик глобального потепления, когда совпали максимумы 60-летнего и 200-летнего циклов климатических изменений ледовитости и температуры воздуха. В настоящее время в этих изменениях наметился переход к фазе похолодания. На это указывает и весьма холодная зима 2009—2010 гг., после которой по отмеченным выше причинам следовало ожидать теплого и сухого лета.

Конечно, исключительно жаркое лето 2010 г. на ЕЧР имеет и другие, чисто региональные причины, сочетание которых, приводящее к таким аномалиям, случается весьма редко. Однако оно отражает и климатическую закономерность. Это — присущая эпохам похолодания повышенная вероятность формирования в зоне западных переносов блокирующего антициклона, по южной периферии которого происходит вынос теплого и сухого воздуха из Средней Азии, Северного Кавказа и Причерноморья, что усиливает эффект ослабления облачности в антициклоне. Такая адвекция тепла создает условия для формирования в тылу антициклона высотного гребня, что способствует стационарному расположению здесь

блокирующего антициклона, а следовательно, и устойчивости температурной аномалии.

Изложенное выше позволяет утверждать, что результаты расчетов с помощью моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАО), в которых игнорируются воздействие изменений полного потока солнечной радиации на ОЦА Земли и чувствительные к этим воздействиям полярные вихри, могут искажать реальные процессы в климатической системе Земли.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ОСНОВНЫХ ЛЕДОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Для моделирования ледовых процессов используются два типа моделей ледяного покрова: физико-математические и физико-статистические.

Физико-математические модели

В настоящее время в России и за рубежом разработан широкий комплекс физико-математических моделей морского ледяного покрова, позволяющий рассчитывать изменения во времени и пространстве разных характеристик состояния морских льдов в разных регионах Северного и Южного полушарий Земли. Обзоры исследований, направленных на создание таких моделей, можно найти в монографиях (Доронин, 1969; Доронин, Хейсин, 1975; Макшас, 1984; Тимохов, Хейсин, 1987; Взаимодействие океана и атмосферы..., 1991; Аппель, Гудкович, 1992; Морской лед, 1997) и в многочисленных статьях. Модели имитируют процессы образования льда на открытой поверхности моря, нарастания ледяного покрова в течение зимы, его таяния, сплочения, разрежения и разрушения, а также накопления тепла в поверхностном слое моря в весенне-летний период и охлаждение в осенне-зимний. В некоторых моделях учитываются процессы сжатия и торошений, взлом припая и дробление

льда. Поскольку данные ИСЗ, используемые в последние годы для сбора ледовой информации, не позволяют получить весь комплекс характеристик состояния льда, расчеты с помощью численных моделей дают возможность дополнить ледовую информацию, полученную из наблюдений.

Достаточно полное описание упомянутых процессов в ледяном покрове дают динамико-термодинамические модели, включающие обычно две среды: ледяной покров и море, которое часто представлено лишь верхним слоем перемешивания. Учет воздействия на эти среды со стороны атмосферы осуществляется при заданном изменении основных параметров последней (в первую очередь, температуры воздуха, скорости и направления ветра). Обратное воздействие ледяного покрова и моря на атмосферу может быть учтено путем включения в модель эмпирических соотношений, связывающих температуру воздуха с площадью и распределением льда, направлением ветра и процессами переноса и преобразования энергии над неоднородной подстилающей поверхностью. С помощью таких моделей может решаться широкий комплекс задач, которые можно разделить на три группы:

— описание сил, действующих на ледяной покров, поверхность моря, и вычисление поля скорости дрейфа льда (течений);

— моделирование теплового разрушения и нарастания ледяного покрова, нагревания и охлаждения моря;

— определение кинематических изменений состояния ледяного покрова при его движении.

Основу системы дифференциальных уравнений, с помощью которых решаются перечисленные задачи, составляют уравнения баланса тепла и импульса, базирующиеся на соответствующих постулатах термодинамики и механики. Решение этих уравнений позволяет рассчитать изменение массы льда, приходящейся на единицу площади поверхности моря, и из-

менение теплосодержания деятельного слоя моря для свободной ото льда поверхности.

Значение массы льда в каждой элементарной ячейке акватории определяется в основном толщиной ледяного покрова и его сплоченностью. Наличие в распределении толщины мезомасштабной неоднородности и нелинейность зависимостей основных процессов от толщины заставляют в некоторых моделях использовать вместо средней толщины эмпирическую функцию плотности вероятности толщины льда $\varphi(H)$, которая связана с толщиной (H), сплоченностью (N) и массой льда (m), приходящейся на единицу поверхности, соотношением $m = \rho N \int \varphi(H) dH$ (ρ — плотность льда).

Система упомянутых выше дифференциальных уравнений обычно дополняется:

— уравнениями баланса турбулентной энергии в приповерхностных слоях атмосферы и моря, которые используются для нахождения касательных напряжений и турбулентных потоков тепла, влаги и солей на верхней и нижней поверхностях льда;

— реологическими соотношениями, связывающими внутренние напряжения в ледяном покрове с величинами деформаций и скоростей деформаций; в некоторых моделях эти соотношения включают также выражение для предельной прочности льда;

— уравнениями баланса тепла на поверхности раздела воздух — лед и лед — вода, а также уравнением теплопроводности снежно-ледяной среды; в некоторых моделях используется и уравнение баланса солей, необходимое для расчета конвекции в поверхностном слое воды и потоков тепла, поступающего к ледяному покрову снизу.

Здесь не приведен вид используемых в моделях балансовых уравнений, как и выражения входящих в них составляющих. Краткий обзор моделей, применяемых в практике ледовых расчетов и прогнозов в России и за рубежом, дан в книге (Морской лед, 1997).

Уравнение теплового баланса снежно-ледяной и водной поверхностей учитывает радиационный баланс (прямая, рассеянная и отраженная радиация, длинноволновое излучение), турбулентные потоки явного и скрытого тепла, а также адвективные составляющие. Входящая в уравнение величина отражательной способности поверхности (альбедо) с момента начала таяния изменяется в зависимости от разрушенности льда, которая оценивается по величине относительного стайвания.

В уравнение баланса импульса входят напряжения на верхней и нижней поверхностях ледяного покрова, сила Кориолиса, воздействие наклона уровня моря и сила внутреннего взаимодействия между льдинами. Определение последней зависит от принятой реологической модели ледяного покрова. В разных моделях используются реологические соотношения, характерные для упругой, вязкой, упруго-вязкой, упруго-пластической или вязкопластической среды. Это уравнение служит для расчета полей скорости дрейфа льда с последующим вычислением перераспределения толщины и сплоченности ледяного покрова.

Для численного решения описанной выше в общих чертах системы уравнений требуется задание начальных и граничных условий на твердых и жидких границах. Эти условия задаются в соответствии с физической постановкой задачи и видом уравнений. В расчетах обычно используются регулярные прямоугольные сетки, разбивающие область расчетов на равномерные квадратные ячейки. Наиболее распространенный в ледовых расчетах шаг сетки составляет от 25 до 100 км. При выборе шага по времени учитывается известное условие Куранта.

Простой и эффективный способ расчета изменений ледяного покрова, связанных с его динамикой, заключается в использовании метода маркеров, или частиц в ячейках (Харлоу, 1967). При этом ледяной покров представляется в виде конечного числа маркеров или услов-

ных льдин. Каждый маркер имеет свои координаты, толщину и торосистость. Уравнения движения применяются “персонально” к каждому маркеру, и соответственно для каждого маркера определяются скорость и перемещение за некоторый промежуток времени (лагранжев подход). Зная общее число маркеров в данной ячейке, а также распределение маркеров по толщинам, путем простого обобщения определяют общую и частную сплоченности льда в этой ячейке.

Деформации и внутренние напряжения в ледяном покрове определяются на основе эйлера подхода. Если общая сплоченность в данной ячейке больше единицы, а напряжения превышают критический предел, то происходит торшение: “лишние” маркеры (в первую очередь — самые тонкие) выторашиваются и исключаются из дальнейшего расчета, а их толщина равномерно распределяется среди оставшихся маркеров как прибавка толщины за счет торосов. Ее величина, толщина ровного льда и торосистость (в баллах) связываются с помощью эмпирических соотношений. Метод маркеров полностью исключает проявление вычислительной вязкости и автоматически гарантирует условие сохранения массы.

В последнее время разработаны физико-математические модели, которые позволяют рассчитывать и такое явление, как становление и взлом припая в ледовитых морях (Гудкович, Клячкин, 2000).

Упомянутые физико-математические модели используются в основном для средне- и краткосрочных прогнозов распределения льда в арктических и других ледовитых морях (Клячкин, 1998; Клячкин, Гудкович, 2005; Миронов и др., 2010). Имеется опыт их использования в прогностической деятельности с заблаговременностью несколько месяцев (Фролов, 1981; Аппель, Гудкович, 1992). Есть примеры успешного применения таких моделей и в расчетах дрейфа льда за более длительные периоды (Аппель и др., 1994).

В последние годы для прогнозов климатических изменений в состоянии ледяного покрова все чаще применяются совместные модели, объединяющие в одну систему три среды — атмосферу, лед и океан (Катцов и др., 2007; Meehl et al., 2007). При этом область применения моделей увеличилась до размеров всего Мирового океана. К сожалению, по отмеченным выше причинам “...Арктика является одним из районов, для которых пока не удастся получить хорошего согласия между глобальными моделями и наблюдениями в воспроизведении происходящих изменений климата” (Алексеев и др., 2010). Еще раньше к такому выводу пришли авторы работы (Израэль и др., 2001).

Физико-статистические модели

Помимо физико-математических моделей для расчета эволюции состояния морского ледяного покрова могут быть использованы физико-статистические модели, которые широко используются в ледовых расчетах и прогнозах для ледовитых морей. Краткий обзор и принципиальная основа таких моделей даны в работе (Морской лед, 1997).

Использование в таких моделях методов дискриминантного анализа (Николаев, Ковалев, 1971), локально-генетической типизации (Егоров, Спичкин, 1993), связи с космико-геофизическими факторами (Слепцов-Шевлевич, 1991) позволяет прогнозировать не только обобщенные характеристики состояния ледяного покрова в конкретных ледовитых морях (ледовитость, площадь ледяных массивов), но и в общем виде — распределение сплоченности льда. Для ледового прогноза все перечисленные методы в явном или опосредованном виде используют показатели изменений гидрометеорологических условий.

На состоявшейся в 1983 г. конференции ВМО “Физические основы прогноза климата на сроки от одного месяца до 10 лет” такие прогнозы эксперты рекомендовали основывать

на физико-статистическом методе с использованием следующих физических принципов:

- аналогии процессов в прошлом и будущем;
- сопряженности процессов в разных районах системы океан — атмосфера — суша — криосфера;
- наличия периодических и квазипериодических (т. е. циклических) флуктуаций;
- наличия определенных физических закономерностей, включаемых в качестве предикторов в прогностические схемы.

Относительно гидродинамических моделей отмечалась их полезность для объяснения физических закономерностей изменчивости общей циркуляции атмосферы и океана. В то же время прогноз климата с помощью этих моделей с заблаговременностью порядка года полагался невозможным.

Используя физико-статистический подход, на основе выявленных циклических колебаний специалисты ААНИИ разработали фоновый климатический прогноз на XXI в. среднегодовой температуры воздуха в арктической зоне 70—85° с. ш. и суммарной площади распространения льда в Арктике в западных морях (Гренландское, Баренцево и Карское) и восточных морях (Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское). Прогноз опубликован в монографиях (Фролов и др., 2007a; Frolov et al., 2009).

Этот прогноз основан на оценке средних для XX в. характеристик 60-летнего цикла колебаний ледовитости, а также на оценке величины тренда во второй половине XX в. для каждого региона. В настоящее время появилось основание для корректировки этого прогноза. Как уже указывалось, в ряде исследований (Rasporov et al., 2004; Nagovitsyn, 2007; Абдусаматов, 2009) приведены аргументы, свидетельствующие о присутствии 200-летнего цикла в изменениях поступающей к Земле солнечной радиации (индуцированы изменениями солнечной активности) и о существенной роли этого цикла в изменениях климата Земли. Это дает основание считать в целом

положительный температурный тренд XX в. проявлением указанного 200-летнего цикла. Тогда в прогнозе ледовитости арктических морей на XXI в. такой тренд должен учитываться с обратным знаком ввиду того, что примерно на рубеже веков фаза потепления, связанная с этим циклом, сменилась фазой похолодания.

При выполнении прогностических расчетов учитывались два наиболее энергоемких цикла. Параметры (амплитуда и фаза) 60-летнего цикла получены путем аппроксимации многочленом 6-й степени данных наблюдений за XX в. Амплитуда 200-летнего цикла принята равной половине результирующей величины линейного тренда за тот же век. При определении его фазы исходили из того, что на рубеже веков (XX и XXI вв.) знак тренда поменялся на противоположный (Абдусаматов, 2009).

На рис. 10.10 представлен фоновый прогноз на XXI в. колебаний суммарной ледовитости западных арктических морей (от Гренландского моря до Карского) и суммарной ледовитости морей сибирского шельфа (от Карского моря до Чукотского), рассчитанный указанным выше способом.

Разработанный прогноз (рис. 10.10) предполагает сохранение колебательного (а не однонаправленного) фона климатических изменений

площади морских льдов в Арктике, что существенно отличается от результатов численных экспериментов с упомянутыми выше МОЦАО (Climate Change 2007, 2007). Вместо повышения температуры воздуха и уменьшения ледовитости Арктики — вплоть до полного исчезновения сезонных льдов в Северном Ледовитом океане — ожидаются понижение температуры к 2030—2040 гг. и увеличение ледовитости. В дальнейшем ожидается продолжение циклических колебаний, характерных для XX в., на фоне постепенного увеличения ледовитости до конца XXI в.

Следует отметить, что аномалия среднегодовой температуры воздуха (относительно среднего за 1900—2000 гг.) в приповерхностном слое в арктической зоне 70—85° с. ш. в самый теплый за текущий период (с середины 1980-х годов) потепления Арктики — 2007 г. — составила 2,2°C. В последующие два года она понижалась до 2,0°C в 2008 г. и до 1,7°C в 2009 г. Так же изменялась и аномалия суммарной площади льдов в Северном Ледовитом океане. Это дает основание считать указанные аномалии результатом кратковременных флуктуаций, которые не повлияют на дальнейшие климатические изменения, учтенные в данном прогнозе.

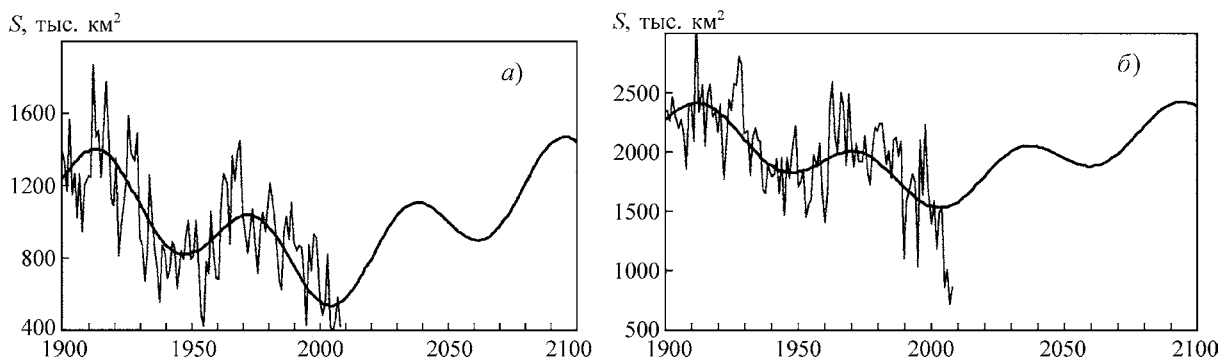


Рис. 10.10. Изменения суммарной площади льдов S (тыс. км²): *а*) западных арктических морей (Гренландского, Баренцева и Карского) и *б*) суммарной площади льдов морей сибирского шельфа (от Карского моря до Чукотского) в XX в. — начале XXI в. и их фоновый прогноз на XXI в. (жирная кривая).

ВЛИЯНИЕ МОРСКИХ ЛЬДОВ НА МОРСКУЮ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В российской Арктике сосредоточены основные запасы ряда важнейших полезных ископаемых, которые являются определяющими для развития экономики России. Трудности их добычи на шельфе арктических морей и последующей доставки связаны с воздействием на добывающие сооружения и транспортирующие средства дрейфующего льда арктических морей. Главной морской транспортной артерией для освоения природных ресурсов российской Арктики является Северный морской путь (СМП).

Плавание транспортных судов на большей части трассы СМП в настоящее время осуществляется только в летний и осенний периоды года и только в юго-западной части Карского моря — в течение круглого года. Положение основных путей плавания по трассе СМП и участки, при плавании по которым суда и ледоколы чаще всего испытывают определенные затруднения, обозначены на рис. 10.11. Эти затруднения связаны в основном с наличием ледяных массивов на пути следования ледоколов и судов.

Для учета влияния ледовых условий на прохождение ледоколов и судов по трассам СМП используются эмпирико-статистические модели (Бузуев, 1981). В этих моделях в качестве интегрального показателя трудности плавания во льдах, отражающего совокупное влияние всех параметров ледяного покрова, принимается скорость судна. Эмпирико-статистические модели позволяют получить зависимости скорости движения судов от всех тех параметров ледяного покрова, которые могут быть охарактеризованы количественно по результатам наблюдений (авиационная разведка, данные ИСЗ). При этом к числу основных параметров, характеризующих состояние дрейфующих и припайных льдов в арктических морях, относятся сплоченность ледяного покрова, его возрастной состав (толщина), торсистость, разрушенность, раздробленность ледяного покрова, формы льда (горизонтальные размеры льдин), сжатия в ледяном покрове.

Сплоченность льда. Сплоченность дрейфующего льда изменяется в пределах от 1 до 10 баллов. В летний период распределение сплоченности льда имеет решающее значение при выборе оптимального варианта плавания. Величина сплоченности часто используется в

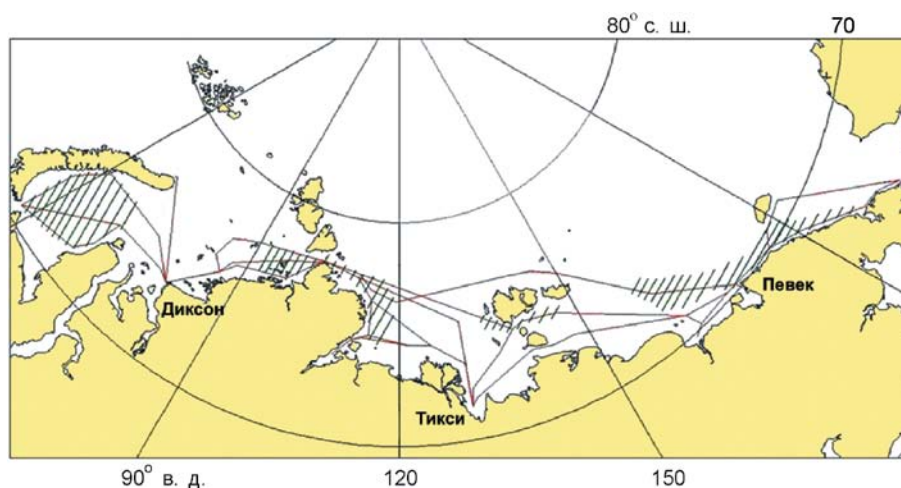


Рис. 10.11. Основные трассы плавания по Северному морскому пути. Районы с неблагоприятными ледовыми условиями показаны штриховкой.

качестве критерия условий ледокольного обеспечения. В зимний период изменчивость данной характеристики невелика.

На основе данных специальных судовых наблюдений получены оценки влияния сплоченности на скорость движения судна во льдах (Гордиенко и др., 1967). Скорость судна уменьшается по мере увеличения сплоченности, величина уменьшения скорости зависит от толщины льда: чем толще лед, тем больше величина уменьшения скорости при увеличении сплоченности. В пределах градаций толщины льда, требующих ледокольной проводки, увеличение сплоченности льда на балл сопровождается уменьшением скорости каравана, состоящего из одного ледокола и одного транспортного судна, в среднем на 10%.

Толщина льда. Толщина льда наряду со сплоченностью является одной из важнейших характеристик ледяного покрова, оказывающих существенное влияние на сопротивление льдов движению судна. Естественно, что чем больше толщина льда, тем меньше скорость движения судна. В весенне-летний период скорость движения судна больше, чем в период осенне-зимнего нарастания льда при той же его толщине. Это связано с сезонными изменениями физико-механических свойств льда.

В зимний период, когда преобладающая сплоченность льда в арктических морях составляет 9—10 и 10 баллов, решающее значение для успеха морской операции имеет распределение толщины льда (количества льда разного возраста) на пути движения судна. При расчетах скорости движения судна во льдах необходимо учитывать неравномерность пространственного распределения толщины льда.

В холодный период года важной навигационной характеристикой является высота снежного покрова. Влияние снежного покрова аналогично дополнительному слою льда с толщиной, пропорциональной высоте снежного покрова (Каштелян и др., 1968).

Торосистость льда. Торосистость оценивается по 5-балльной (или 10-балльной между-

народной) шкале как относительная площадь, занятая торосистыми образованиями. Наличие торосистых образований — характерная особенность морских льдов. Торосистые образования оказывают существенное влияние на движение судна во льдах, являясь серьезным препятствием для судоходства.

При расчетах скорости движения ледокола в зависимости от степени торосистости принято повышать среднюю толщину льда. При увеличении торосистости на балл (20% общей площади) мощность (толщину) льда при расчетах принято увеличивать на 25% (Гордиенко и др., 1967; Сергеев, Хромов, 1980).

Разрушенность льда. Это характеристика состояния ледяного покрова, связанная с процессами таяния. В результате таяния на поверхности льда образуются снежицы, проталины и промоины, нарушающие слитность ледяного покрова, что существенно уменьшает сопротивление льда движению судна. Процесс ломки льда ледоколом (судном) с повышением степени разрушенности ледяного покрова приобретает все более избирательный характер: ломке подвергаются участки более разрушенных и тонких льдов, а толстый лед раздвигается корпусом судна.

Раздробленность ледяного покрова. В осенне-зимний и весенний периоды, когда преобладающая сплоченность дрейфующего льда составляет 9—10 баллов, важной навигационной характеристикой является раздробленность льда, которая характеризует интенсивность динамических процессов, происходящих в ледяном покрове.

Формы льда. Данные натурных наблюдений свидетельствуют о том, что горизонтальные размеры льдин оказывают существенное влияние на скорость движения судов. При прочих равных условиях минимальные значения скорости отмечаются в гигантских (обширных) ледяных полях, а максимальные — при движении в мелкобитых и тертых льдах (Бузуев, 1981).

Сжатие льда. Сжатие льда является одной из основных характеристик, определяющих

условия плавания в замерзающих морях, особенно в зимний период. Наиболее существенно они проявляются при плавании во льдах сплоченностью 9—10, 10 баллов и толщиной более 70 см. Сжатие приводит к резкому ухудшению условий плавания, часто оказывается причиной вынужденного дрейфа судов, ледовых повреждений. Хотя в арктических морях преобладают ветровые сжатия льдов, однако при определенных условиях существенное влияние на судоходство оказывают и приливные сжатия.

Для описания продолжительности периода приемлемых ледовых условий плавания употребляются две интегральные характеристики — продолжительность периода сквозного безледного плавания и продолжительность периода сквозного безледокольного плавания. Первая характеристика относится к плаванию по чистой воде, вторая — к плаванию в условиях редких и разреженных льдов, но без сплоченных льдов, присутствие которых требует ледокольной проводки.

Продолжительность безледного плавания (т. е. условий полного отсутствия льда вдоль прибрежной трассы морей) является важным навигационным показателем влияния ледяного покрова на судоходство в ледовитых морях. От нее зависит, в частности, потребность в транспортных судах ледового класса.

В работах (Фролов и др., 2007а, 2007б; Frolov et al., 2009) показано, что продолжительность периода сквозного безледного плавания по СМП (от пролива Карские Ворота до

Берингова пролива) зависит от средней ледовитости арктических морей). Продолжительность этого периода в календарном году колеблется в пределах от 0 до 35 суток (см. табл. 10.5).

Другой важной характеристикой ледовых условий плавания является оценка продолжительности периода сквозного безледокольного плавания. В ней учитывается количество декад (10-дневных периодов), в течение которых на всем протяжении трассы отсутствуют сплоченные льды (7—10 баллов). Она рассчитывается для судов усиленного ледового класса — УЛ (по определению Российского морского регистра судоходства, УЛ — это класс судов, обладающих достаточными техническими характеристиками для автономного плавания в летне-осенний период навигации в Арктике в легких ледовых условиях и круглогодично в замерзающих неарктических морях). Безледокольное плавание для упомянутых судов начинается после полного исчезновения на пути плавания сплоченных льдов (7—10 баллов). После разрежения ледяного покрова до сплоченности 4—6 баллов суда этого ледового класса могут самостоятельно плавать по трассе СМП без риска получить ледовые повреждения.

Окончание самостоятельного плавания судов ледового класса УЛ (ЛУ 5) происходит после появления на трассе плавания молодых льдов толщиной 15—20 см (серо-белые льды). Если на трассе плавания сохраняются остаточ-

Таблица 10.5. Зависимость средней продолжительности сквозного безледного плавания по Северному морскому пути от суммарной ледовитости арктических морей

Градации аномалий суммарной ледовитости (% от средней величины за 1933—1980 гг.)	Средняя продолжительность сквозного безледного плавания, сутки
> 12	0
2—11	9
4—1	13
–5 ... –9	26
≤ –10	35

ные льды сплоченностью до 6 баллов, то окончание самостоятельного плавания происходит несколько раньше, до достижения молодым льдом толщины 5—10 см (серые льды).

Продолжительность периода сквозного безледокольного плавания за период 1940—2009 гг. представлена на рис. 10.12. На нем видно, что даже в течение последнего периода потепления Арктики были годы, когда возможность сквозного безледокольного плавания в летний период полностью отсутствовала. В последние годы, в августе 2008—2010 гг., сплоченные льды блокировали пролив Вилькицкого

и центральную часть Восточно-Сибирского моря (рис. 10.13).

В табл. 10.6 приведены значения повторяемости благоприятных, средних и неблагоприятных условий плавания по трассе СМП в период 1940—2009 гг. Согласно экспертным оценкам, к неблагоприятным условиям плавания отнесены годы, когда сквозное безледокольное плавание было полностью невозможным или возможным в течение одной декады. Повторяемость таких условий составила 33%. К благоприятным условиям были отнесены годы, когда сквозное безледокольное плавание было возможным в течение четырех и более де-

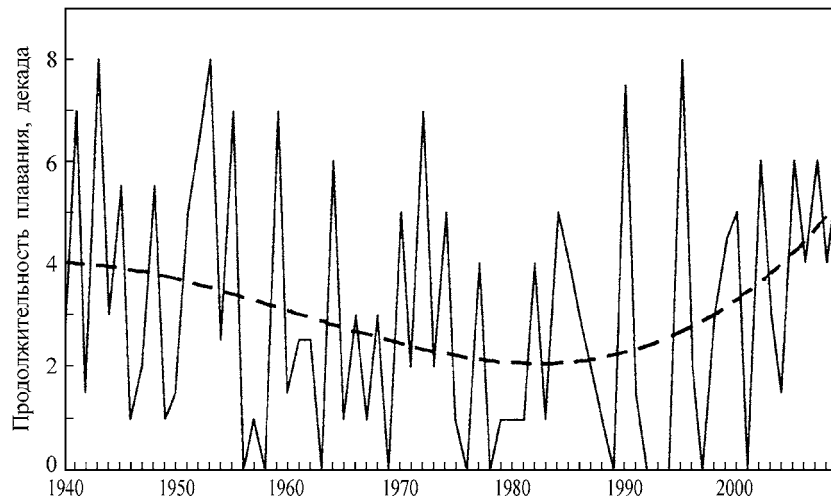


Рис. 10.12. Продолжительность периода сквозного безледокольного плавания по трассе Северного морского пути для судов усиленного ледового класса за период 1940—2009 гг. Штриховая линия — тренд, представленный полиномом третьей степени.

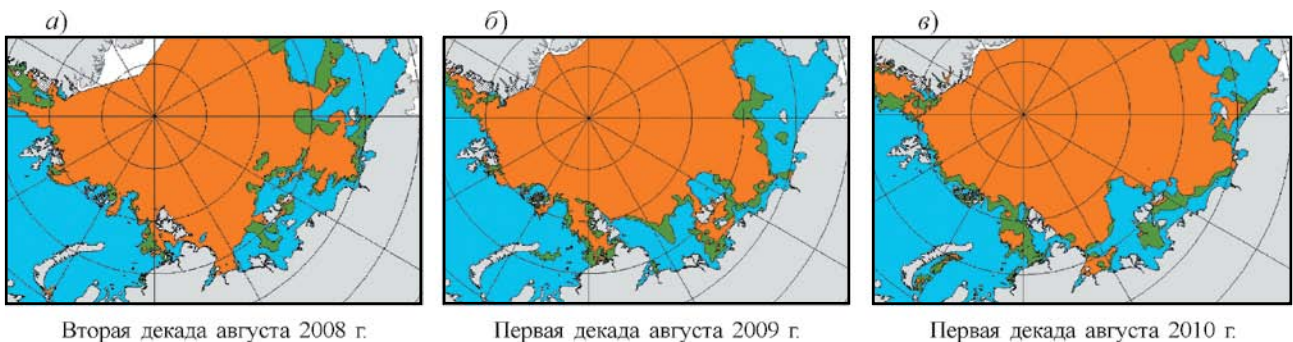


Рис. 10.13. Ледовые условия в Арктике в августе 2008 (а), 2009 (б) и 2010 гг. (в).

Таблица 10.6. Повторяемость (P , %) типов условий для сквозного безледокольного плавания по трассе СМП в 1940—2009 гг.

Условия плавания	Продолжительность периода сквозного безледокольного плавания, декады	Число лет	Повторяемость P , %
Благоприятные	4—8	27	39
Средние	1,5—3,5	20	28
Неблагоприятные	0—1	23	33

Таблица 10.7. Повторяемость (P , %) типов условий для сквозного безледокольного плавания по трассе СМП в разные климатические периоды

Климатические периоды, годы	Длина ряда	Тип условий					
		Благоприятный		Средний		Неблагоприятный	
		Число лет	P , %	Число лет	P , %	Число лет	P , %
Теплые, 1940—1956, 1985—2009	42	19	45	13	31	10	24
Холодный, 1957—1984	28	8	29	7	25	13	46

кад. Повторяемость таких условий составила 39%. Средние условия с продолжительностью периода сквозного безледокольного плавания 1,5—3,5 декад повторялись в 28% случаев.

Как показал анализ повторяемости типов условий сквозного безледокольного плавания (табл. 10.7), в теплые периоды повторяемость благоприятных условий плавания почти в два раза превышает повторяемость неблагоприятных условий. В холодные эпохи наблюдается высокая повторяемость (46%) неблагоприятных условий плавания, когда безледокольное плавание вообще невозможно, а безледокольное плавание в течение более четырех декад возможно лишь в 29% случаев. Наоборот, в теплые эпохи в 45% лет условия плавания были благоприятны и только в 24% — неблагоприятны.

С учетом результатов, полученных в отношении характеристик арктического климата в будущем, приведенные данные позволяют оценивать ожидаемые условия навигации в том или ином климатическом периоде. Изложенные принципы могут помочь в дальнейших исследованиях влияния изменений климата

на такие виды деятельности, как эксплуатация платформ по добыче углеводородного топлива на арктическом шельфе, проводка караванов высокоширотными трассами и т. п.

Согласно прогнозу развития фона климатических и ледовых условий в Арктике в XXI в. (Фролов и др. 2007а, 2007б; Frolov et al., 2009), к 2030—2040-м годам ожидается постепенный переход к холодному периоду с повышенным фоном ледовитости в арктических морях. Очевидно, что ожидаемые изменения ледовитости арктических морей отразятся как на ледовых условиях плавания судов на трассе СМП, так и на других видах хозяйственной деятельности в Арктике. Характеристики этих условий будут близки характеристикам, соответствующим холодному периоду в XX в., с присущей им межгодовой изменчивостью. Повышенный фон ледовитости арктических морей приведет к увеличению протяженности пути плавания в сплоченных льдах и сокращению периода безледокольного плавания.

Планируемое использование крупнотоннажных судов (танкеров) на фоне ухудшения ледовых условий плавания потребует исполь-

зования соответствующих ледовых подкреплений их корпусов, повышенной мощности судовых энергетических установок. Вместе с тем сокращение периода безледокольного плавания (при увеличении объема грузоперевозок) потребует увеличения объема ледокольного обеспечения и, как следствие, увеличения числа ледоколов и мощности ледокольного флота.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдусаматов Х. И., 2009.** Солнце диктует климат, СПб, Logos, 198 с.
- Алексеев Г. В., Радионов В. Ф., Александров Е. И., Иванов Н. Е., Харланенкова Н. Е., 2010.** Климатические изменения в Арктике и Северной полярной области, Проблемы Арктики и Антарктики, № 1 (84), с. 67—80.
- Аппель И. Л., Гудкович З. М., 1992.** Численное моделирование и прогноз эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния, Л., Гидрометеоздат, 143 с.
- Аппель И. Л., Гудкович З. М., Николаев С. Ю., Позднышев С. П., 1994.** Результаты моделирования динамики льдов Арктического бассейна за длительные промежутки времени, Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 67—68, с. 108—120.
- Башкирцев В. С., Машнич Г. П., 2004.** Переменность Солнца и климат Земли, Солнечно-земная физика, вып. 6, с. 135—137.
- Бузуев А. Я., 1981.** Влияние природных условий на судоходство в замерзающих морях, Л., Гидрометеоздат, 200 с.
- Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области, 1991.** Ред. А. Ф. Трешников, Г. В. Алексеев, Л., Гидрометеоздат, 176 с.
- Визе В. Ю., 1940.** Климат морей Советской Арктики, М.-Л., Изд-во Главсевморпути, 124 с.
- Визе В. Ю., 1944а.** Колебания солнечной активности и ледовитости полярных морей. Доклады юбилейной сессии Арктического института, Л., Изд-во Главсевморпути, 7 с.
- Визе В. Ю., 1944б.** Основы долгосрочных ледовых прогнозов, М., Изд-во Главсевморпути, 274 с.
- ВМО/ТД, 1989.** № 259. Комиссия ВМО по морской метеорологии. Формат для архивации данных по морскому льду и обмена ими в цифровой форме (СИГРИД). Пособие по морской метеорологии. Часть II. Рекомендация II, КММ-Х, Женева, ВМО, сентябрь 1989, 32 с.
- Гордиенко П. А., Бузуев А. Я., Сергеев Г. Н., 1967.** Изучение ледяного покрова моря как среды судоходства, Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 27, с. 93—104.
- Гудкович З. М., Карклин В. П., Фролов И. Е., 2005.** Внутривековые изменения климата, площади ледяного покрова Евразийских арктических морей и их возможные причины, Метеорология и гидрология, № 6, с. 5—14.
- Гудкович З. М., Кириллов А. А., Ковалев Е. Г., Сметанникова А. В., Спичкин В. А., 1972.** Основы методики долгосрочных ледовых прогнозов для арктических морей, Л., Гидрометеоздат, 348 с.
- Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., Фролов И. Е., 2008.** Изменения морского ледяного покрова и других составляющих климатической системы в Арктике и Антарктике в связи с эволюцией полярных вихрей, Проблемы Арктики и Антарктики, № 1 (78), с. 48—58.
- Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., Фролов И. Е., 2009.** О характере и причинах изменений климата Земли, Проблемы Арктики и Антарктики, № 1 (81), с. 15—23.
- Гудкович З. М., Клячкин С. В., 2000.** Модель образования и разрушения припая в восточной части Финского залива, Метеорология и гидрология, № 5, с. 67—75.
- Доронин Ю. П., 1969.** Тепловое взаимодействие атмосферы и гидросферы в Арктике, Л., Гидрометеоздат, 298 с.
- Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е., 1975.** Морской лед, Л., Гидрометеоздат, 317 с.
- Егоров А. Г., Спичкин В. А., 1993.** Метод локально-генетической типизации ледовых условий, Труды ААНИИ, т. 432, с. 146—163.
- Израэль Ю. А., Груза Г. В., Катцов В. М., Мелешко В. П., 2001.** Изменения глобального климата. Роль антропогенных воздействий, Метеорология и гидрология, № 5, с. 5—21.
- Карклин В. П., Юлин А. В., Карелин И. Д., Иванов В. В., 2001.** Климатические колебания ледовитости арктических морей сибирского шельфа, Труды ААНИИ, т. 443, с. 5—11.
- Катцов В. М., Алексеев Г. В., Павлова Т. В., Спорышев П. В., Бекряев Р. В., Говоркова В. А., 2007.** Моделирование эволюции ледяного покрова Мирового океана в XX и XXI веках, Известия РАН. Физика атмосферы и океана, т. 43, с. 165—181.
- Каштелян В. И., Позняк И. И., Рывлин А. Я., 1968.** Соппротивление льда движению судна, Л., Судостроение, 240 с.

- Клячкин С. В., 1998.** Расчет и прогноз ледовых условий в Финском заливе с помощью численной модели, Труды ААНИИ, т. 438, с. 184—197.
- Клячкин С. В., Гудкович З. М., 2005.** Методика среднесрочного ледового прогноза для Печорского моря на основе численной динамикотермодинамической модели, Информационный сборник ГМЦ РФ, № 31, с. 104—119.
- Макштас А. П., 1984.** Тепловой баланс арктических льдов в зимний период, Л., Гидрометеоздат, 67 с.
- Международная символика для морских ледовых карт и номенклатура морских льдов, 1984.** Л., Гидрометеоздат, 56 с.
- Миронов Е. У., Ашик И. М., Дымов В. И., Кулаков М. Ю., Клячкин С. В., 2010.** Модели и методы расчета и прогноза ледовых и океанографических условий в арктических морях, Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (85), с. 16—28.
- Морской лед, 1997.** Под ред. И. Е. Фролова, В. П. Гаврило, СПб, Гидрометеоздат, 402 с.
- Николаев Ю. В., Ковалев Е. Г., 1971.** Возможность использования дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза ледовитости арктических морей, Труды ААНИИ, т. 303, с. 61—71.
- Номенклатура по морскому льду.** ВМО/ТД, 1989—2010, № 259.
- Руководство по производству ледовой авиаразведки, 1981.** Л., Гидрометеоздат, 240 с.
- Сергеев Г. Н., Хромов Ю. Н., 1980.** Торосистость и сопротивляемость льда движущемуся судну, Метеорология и гидрология, № 10, с. 100—104.
- Слепцов-Шевлевич Б. А., 1991.** Геофизические основы морских гидрологических прогнозов, М., Мортехинформреклама, 103 с.
- Тимохов Л. А., Хейсин Д. Е., 1987.** Динамика морских льдов. Математические модели, Л., Гидрометеоздат, 272 с.
- Фролов И. Е., 1981.** Численная модель осенне-зимних ледовых явлений, Труды ААНИИ, т. 372, с. 73—81.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007а.** Научные исследования в Арктике. Т. 2. Климатические изменения ледяного покрова морей Евразийского шельфа, СПб, Наука, 136 с.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Ковалев Е. Г., Смоляницкий В. М., 2007б.** Климатические изменения ледовых условий в арктических морях Евразийского шельфа, Проблемы Арктики и Антарктики, № 75, с. 149—160.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., 2008.** Шестидесятилетняя цикличность в изменениях климата полярных регионов, Материалы гляциологических исследований, т. 105, с. 158—165.
- Фролов И. Е., Гудкович З. М., Карклин В. П., Смоляницкий В. М., 2010.** Изменения климата Арктики и Антарктики — результат действия естественных причин, Проблемы Арктики и Антарктики, № 2 (85), с. 52—61.
- Харлоу Ф. Х., 1967.** Численный метод частиц в ячейках для задач гидродинамики, в сб.: Вычислительные методы в гидродинамике, М., Мир, 384 с.
- Хон В. Ч., Мохов И. И., 2008.** Анализ ледовых условий в Арктическом бассейне и перспективы развития Северного морского пути в XXI веке, Проблемы Арктики и Антарктики, № 1 (78), с. 59—65.
- Andersen S., Tonboe R., Kaleschke L., Heygster G., and Pedersen L. T., 2007.** Intercomparison of passive microwave sea ice concentration retrievals over the high-concentration Arctic sea ice, *J. Geophys. Res.*, vol. 112, C08004, doi: 10.1029/2006JC003543.
- Arctic Climatology Project, 2000.** Environmental Working Group Joint U. S. Russian Sea Ice Atlas, F. Tanis and V. Smolyanitsky (eds.), Boulder, CO: National Snow and Ice Data Center, CD.
- Buzin I. V., 2006.** Estimations of some components of sea conditions in northeastern Barents sea, *Int. J. Offshore and Polar Engineering*, vol. 16, No. 4, pp. 274—282.
- Climate Change 2007, 2007.** The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, and H. L. Miller (eds.), Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, Cambridge University Press, 996 p.
- Comiso J. C. and Nishio F., 2008.** Trends in the sea ice cover using enhanced and compatible AMSR-E, SSM/I, and SMMR data, *J. Geophys. Res.*, vol. 113, C02S07, doi: 10.1029/2007JC004257.
- Frolov I. E., Gudkovich Z. M., Karklin V. P., Kovaliev E. G., and Smolanitsky V. M., 2009.** Climate Change in Eurasian Arctic Shelf Seas, Chichester, UK, Praxis Publishing Ltd, 164 p.

- Hoyt D. V. and Schatten K. H., 1993.** A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700–1992, *J. Geophys. Res.*, No. 98 (A11), pp. 18895–18906.
- JCOMM Expert Team on Sea Ice (ETSI), 2010.** Fourth Session — Steering Group for the Global Digital Sea Ice Data Bank (GDSIDB), Twelfth Session — St. Petersburg, Russian Federation, 1–5 March 2010, Final Report. JCOMM Meeting Report No. 74, Geneva, WMO Secretariat.
- Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., et al., 1996.** The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 77, No. 3 (March 1996), pp. 437–471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437: TNYRP>2.0.CO;2.
- Meehl G. A., Covey C., Taylor K. E., Delworth T., Stouffer R. J., et al., 2007.** THE WCRP CMIP3 Multimodel Dataset: A new era in climate change research, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 88, No. 9 (September 2007), pp. 1383–1394, doi: 10.1175/BAMS-88-9-1383.
- Meier W., Fetterer F., Knowles K., Savoie M., and Brodzik M. J., 2006.** Updated Quarterly. Sea Ice Concentrations from Nimbus-7 SMMR and DMSP SSM/I Passive Microwave Data, [1978.10.26—...], Boulder, Colorado, USA: National Snow and Ice Data Center, Digital media.
- Nagovitsyn Yu. A., 2007.** Solar cycles during the Maunder Minimum, *Astronomy Lett.*, vol. 33, No. 5, pp. 340–345.
- Raspopov O. M., Dergachev V. A., and Kolstrom T., 2004.** Hale cyclicity of solar activity and its relation to climate variability, *Solar Physics*, vol. 224, pp. 455–463.
- Sea Ice Information Services in the World.** WMO/TD, 1981–2010, No. 574.
- Soon W. W.-H., 2005.** Variable solar irradiance as a plausible agent for multidecadal variations in the Arctic-wide surface air temperature record of the past 130 years, *Geophys. Res. Lett.*, vol. 32, L16712, doi: 10.1029/2005GL023429, 2005. P. L16712-1–L16712-5.
- Torrence C. and Compo G. P., 1998.** A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, vol. 79, pp. 61–78.