ФЕДЕРАЛЬНАЯ СЛУЖБА РОССИИ ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ
И МОНИТОРИНГУ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

Выпуск 67—68

САНКТ-ПЕТЕРБУРГ
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
1994

Ответственный редактор
Б. А. Крутских

Редакционная коллегия

В. В. Богородский, Н. Д. Виноградов, А. И. Воскресенский, З. М. Гудкович, В. Ф. Захаров, В. В. Иванов, Е. С. Короткевич (зам. отв. редактора), Д. Д. Максутов, Ф. И. Мустафин, Е. Г. Никифоров (зам. отв. редактора), Ю. В. Николаев, Е. И. Оксенова, А. Ф. Трешников, А. В. Широчков

Сборник научных статей
Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 67—68

Сборник научных статей

Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 67—68

Редактор Г. М. Шукан. Технический редактор Н. В. Морозова. Корректор Л. Б. Емельянова

ЛР № 020228 от 08.10.91

Сдано в набор 14.12.93. Подписано в печать 17.02.94. Формат 60×90¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Печ. л. 11,5. Кр.-отт. 11,75. Уч.-изд. л. 13,02. Тираж 400 экз Индекс ГЛ-14. Заказ № 175.

Гидрометеоиздат. 199397 Санкт-Петербург, ул. Беринга, 38.

Ордена Трудового Красного Знамени ГП «Техническая книга» типография № 8 Мининформпечати РФ. 190000, г. Санкт-Петербург, Прачечный переулок, 6

П $\frac{1805040600\text{-}010}{069(02)\text{—}94}$ 37—90(1)

ISBN 5-286-00616-7

© Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт (ААНИИ), 1994 г.

СОДЕРЖАНИЕ

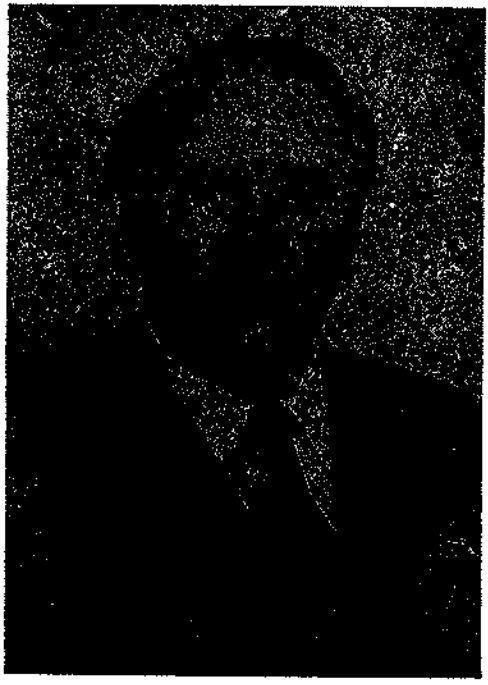
К 80-летию А. Ф. Трешникова 5
От редакционной коллегии 9
Н. И. Барков, В. Н. Петров. Изучение палеоклимата полярных областей по глубоким ледяным кернам из ледниковых покровов 10
Г. В. Алексеев. Статистический анализ и моделирование естественных колебаний климата северной полярной области и северного полушария 25
А. А. Дмитриев. О динамике преобразования крупномасштабных циркуляционных структур в Арктике 40
С. М. Лосев, Ю. А. Горбунов, И. Ю. Кулаков. Статистический анализ дрейфа льда в Арктическом бассейне по данным автоматических буев 51
А. Н. Любарский. Математическое моделирование воздействия внешних и внутренних факторов на среднеширотную температуру Антарктики 64
А. Д. Сытинский, Г. А. Кашкина, Р. Г. Панчугин. Связь физических процессов в нижней атмосфере с 11-летним циклом солнечной активности 75
А. И. Воскресенский, В. И. Дианов-Клоков, И. П. Малков, В. Р. Радионов, Л. Н. Юрганов. Спектроскопические измерения окиси углерода в атмосфере Антарктиды 84
И. Л. Аппель. Использование результатов анализа данных наблюдений за дрейфом, ветром и барической обстановкой для определения сезонных изменений сил, действующих на ледяной покров 90
И. Л. Аппель, З. М. Гудкович, С. Ю. Николаев. С. П. Позднышев. Результаты моделирования динамики льдов Арктического бассейна за длительные промежутки времени 108
Н. Ю. Доронин. Исследование квазистационарного антициклонического вихря в Норвежском море 121
Е. У. Миронов, Н. С. Уралов. Изменчивость толщины дрейфующих многолетних льдов в Арктическом бассейне 129
А. Н. Любарский. Физико-статистические и гидрофизические аспекты типизации Вангенгейма-Гирса 144
И. Л. Аппель, Е. О. Аксенов. Моделирование аномалий ледовых условий в Северном Ледовитом океане 153
А. Я. Коржиков, Е. Н. Булохов. Некоторые характеристики циркуляции атмосферы при возникновении сильных устойчивых ветров в проливе Вилькицкого 160
Ш. Б. Тешебаев. Микроклимат мобильных зданий в прибрежной зоне Антарктиды 165
Ш. Б. Тешебаев, Е. А. Карузина. Санитарно-бактериологическая характеристика воздуха жилищ на дрейфующей станции «Северный полюс-31» 170
Ш. Б. Тешебаев, Е. А. Карузина, А. А. Трояшкин. Характер микробного загрязнения снежного покрова дрейфующей станции 174

CONTENS

His 80th anniversary of A. F. Treshnikov 5
Editorial 9
N. I. Barkov, V. N. Petrov. Paleoclimate studies in polar regions by means of ice cores from the ice sheets 10
G. V. Alekseyev. A statistical analysis and modelling of natural climate fluctuations in the Northern Polar Region and the Northern Hemisphere 25
A. A. Dmitriyev. On the dynamics of transformation of large-scale circulation structures in the Arctic 40
S. M. Losev, Yu. A. Gorbunov, I. Yu. Kulakov. A statistical analysis of the ice drift in the Arctic basin from data of automated buoys 51
A. N. Lubarsky. A mathematical modelling of the effect of external and internal factors on mean latitudinal temperature of the Antarctic . . 64
A. D. Sytinsky, G. A. Kashkina, R. G. Panchugin. The relation of physical processes in the lower atmosphere with the 11-year cycle of solar activity 75
A. I. Voskresensky, V. I. Dianov-Klokov, I. P. Malkov, V. F. Radionov, L. N. Yurganov. Spectroscopic measurements of carbon dioxide in the atmosphere of Antarctica 84
I. L. Appel. The use of the data analysis results from observations of drift, wind and atmospheric pressure situation to determine seasonal changes of the forces affecting the ice cover 90
I. L. Appel, Z. M. Gudkovich, S. Yu. Nikolayev, S. P. Pozdnyshev. The results of ice dynamics modelling in the Arctic basin for long time intervals 108
N. Yu. Doronin. Studies of a quasi-stationary anticyclonic eddy in the Norwegian Sea 121
Ye. U. Mironov, N. S. Uralov. Thickness variability of a multiyear drifting ice in the Arctic Basin 129
A. N. Lubarsky. Physical-statistical and solar-geophysical aspects of the Vangengeim-Girs classification 144
I. L. Appel, E. O. Aksenov. Modelling of the anomalies of ice conditions in the Arctic ocean 153
A. Ya. Korzhikov, Ye. N. Bulokhov. Some characteristics of atmospheric circulation during the appearance of strong stable winds in the Vilkitsky strait 160
Sh. B. Teshebayev. The microclimate of mobile buildings in the coastal zone of Antarctica 165
Sh. B. Teshebayev, Ye. A. Karuzina. Sanitary-bacteriological characteristics of the air in the houses at the North Pole-31 drifting station . . . 170
Sh. B. Teshebayev, Ye. A. Karuzina, A. A. Troyashkin. The character of microbe pollution of the snow cover of the drifting station 174

К 80-ЛЕТИЮ АЛЕКСЕЯ ФЕДОРОВИЧА ТРЕШНИКОВА

17 ноября 1991 г. скончался выдающийся ученый-полярник Алексей Федорович Трешников, имя которого широко известно не только в нашей стране, но и во всем мире. Среди людей, интересующихся полярными странами, он по праву заслужил звание «хозяина двух полюсов». В течение нескольких десятилетий он сам проводил и руководил исследованиями в Арктике и Антарктике.



Алексей Федорович родился 14 апреля 1914 г. в крестьянской семье в селе Павловка Самарской губернии. В 1928 г. он окончил 5 классов школы, а в 1931 г. — краткие курсы учителей и в течение года работал заведующим школой Шестаевского сельсовета.

Осенью 1932 г. А. Ф. Трешников поступил на второй курс рабфака при Ленинградском сельскохозяйственном институте, а в 1934 г. стал студентом географического факультета Ленинградского университета. Еще в студенческие годы он принимал участие в арктической гидрографической экспедиции. Закончив в 1939 г. университет и получив специальность гидролога моря, А. Ф. Трешников поступает на работу в Арктический (с 1958 г. Арктический и антарктический) институт. Начав с должности младшего научного сотрудника, он проходит все ступени «служебной лестницы»: старший научный сотрудник, руководитель сектора, отдела, отделения, ученый секретарь, заместитель директора, директор Арктического и антарктического научно-исследовательского института.

В 1940/41 г. А. Ф. Трешников принял участие в экспедиции в проливах Новосибирских островов, провел труднейшую зимовку в проливе Санникова.

В годы Великой Отечественной войны А. Ф. Трешников занимался гидрометеорологическим обеспечением боевых операций Се-

верного флота ВМС и транспортных судов на Северном морском пути.

Начиная с 1948 г., А. Ф. Трешников принимал участие в высокоширотных экспедициях «Север» в качестве руководителя подвижных групп, совершавших многочисленные посадки на льды Северного Ледовитого океана. В период работы этих экспедиций сделано несколько важных географических открытий, в частности, открыт подводный хребет Ломоносова, пересекающий Северный Ледовитый океан и разделяющий его на два бассейна. В 1949 г. за выдающиеся достижения в исследовании Арктики А. Ф. Трешникову присвоено звание Героя Социалистического Труда.

В 1954—1955 гг. А. Ф. Трешников возглавлял работу дрейфующей станции «Северный полюс-3», внесшей крупный вклад в изучение Арктики. За время дрейфа станции собраны уникальные материалы по рельефу дна, распределению водных масс, перемещению и структуре льдов, аэрометеорологии и земному магнетизму, ионосфере.

В 1956—1958 гг. А. Ф. Трешников был начальником Второй советской антарктической экспедиции, результаты работы которой явились важным научным вкладом в успешное проведение Международного геофизического года. В планы Международного геофизического года — крупнейшего научного мероприятия — входила и организация внутриконтинентальной антарктической советской станции Восток в районе южного геомагнитного полюса. Создание этой станции стало возможно благодаря проведению очень сложного и тяжелого внутриконтинентального санно-тракторного похода под руководством А. Ф. Трешникова. В течение этого похода по ледниковому покрову Антарктиды был впервые выполнен большой комплекс метеорологических и гляциологических наблюдений.

В 1967/68 г. А. Ф. Трешников возглавлял Тринадцатую советскую антарктическую экспедицию, в ходе которой на о-ве Кинг-Джордж (Южно-Шетландские острова) была открыта новая советская станция Беллинсгаузен.

В 1973 г. в связи с вынужденным дрейфом дизель-электрохода «Обь» в Балленском ледяном массиве моря Сомова под руководством А. Ф. Трешникова осуществлена зимняя спасательная экспедиция в Антарктике, во время которой проведены наблюдения за зимними гидрологическими процессами в прибрежных водах Антарктиды и собран уникальный материал.

В 1960 г. А. Ф. Трешников возглавил Арктический и антарктический институт. Будучи его директором на протяжении более двух десятилетий, он вел огромную работу по руководству научно-исследовательской работой в полярных странах. В значительной мере именно инициативе и организаторскому таланту А. Ф. Трешникова советская океанология и география полярных стран обязаны своей мировой известностью.

Большую организаторскую деятельность А. Ф. Трешников успешно сочетал с плодотворной научно-исследовательской рабо-

той. Научные результаты исследования Антарктики легли в основу его монографий, посвященных особенностям морфологии, ледового режима, циркуляции вод Южного океана. Эти материалы вошли и в двухтомный Атлас Антарктики, за создание которого коллективу авторов, в том числе и А. Ф. Трешникову, в 1971 г. была присуждена Государственная премия СССР.

В 1963 г. А. Ф. Трешников защитил докторскую диссертацию, а за труд «История открытия и исследования Антарктиды» Географическим обществом СССР ему была присуждена золотая медаль имени П. Ф. Литке.

Талант А. Ф. Трешникова особенно ярко проявился при разработке и осуществлении программы изучения процессов взаимодействия океана и атмосферы в полярных областях «Полярный эксперимент» (ПОЛЭКС), вошедший в международную программу по исследованию глобальных атмосферных процессов ПИГАП. В основу этой программы легли идеи, сформулированные А. Ф. Трешниковым в работах, посвященных теплообмену Южного океана с атмосферой, и в монографии «Структура циркуляции вод Арктического бассейна», написанной совместно с Г. И. Барановым. Полярный эксперимент проводился как в рамках национальных исследований, так и в плане международного сотрудничества (советско-американские и советско-германские экспедиции по программе «ПОЛЭКС-Юг»).

Осуществление этого эксперимента позволило получить ряд крупных результатов в области решения фундаментальных проблем гидрометеорологии полярных областей.

Результаты, полученные при реализации «Полярного эксперимента», получили широкий международный резонанс и неоднократно докладывались А. Ф. Трешниковым и его последователями на международных совещаниях и симпозиумах. В течение ряда лет он осуществлял междуведомственную координацию научно-исследовательских работ по проектам «Южный океан» и «Взаимодействие атмосферы и океана».

А. Ф. Трешниковым написано около двухсот статей и книг, посвященных географии полярных стран и, в первую очередь, океанографии Северного Ледовитого и Южного океанов.

Большое внимание А. Ф. Трешников уделял подготовке научных кадров. Он преподавал на географическом факультете Ленинградского государственного университета и осуществлял руководство аспирантами. В 1967 г. ему было присвоено звание профессора по специальности «океанография».

В 1976 г. А. Ф. Трешников избран членом-корреспондентом, а в 1982 г. — академиком АН СССР.

В 1981 г. А. Ф. Трешников стал директором Института озероведения АН СССР, оставаясь заведующим кафедрой океанологии географического факультета Ленинградского государственного университета. Основное внимание в своей деятельности он направляет на решение проблем охраны природы.

За большой вклад в развитие географической науки А. Ф. Трешников в 1988 г. был награжден Большой золотой медалью Географического общества СССР, а в 1991 г. за заслуги в изучении и освоении полярных стран — медалью имени И. Д. Папанина.

Большое внимание Алексей Федорович уделял популяризации науки. Его книги об истории исследования полярных стран и полярниках хорошо известны полярникам наших стран и за рубежом. А. Ф. Трешниковым написаны книги-воспоминания об экспедициях в Арктику и Антарктику: «На Новосибирских островах», «Год на льдине», «У земных полюсов», «Вокруг Антарктиды». Замечательна опубликованная им серия жизнеописаний его друзей-исследователей полярных стран: «Их именами названы корабли науки», «Академик Федоров».

А. Ф. Трешников много сил отдавал общественной работе. Более 10 лет он являлся вице-президентом, а с 1980 г. президентом Географического общества СССР.

А. Ф. Трешников неоднократно избирался депутатом районного и городского Советов, был членом Ленинградского комитета защиты мира, заместителем председателя Полярной комиссии при СОПС Госплана СССР, членом рабочей группы по океанографии в Международном научном комитете по изучению Антарктики, членом рабочей группы по морским льдам ВМО, членом национального Тихоокеанского комитета, членом Междуведомственной комиссии по изучению Антарктики, председателем и членом многих редколлегий.

За сделанные им открытия и исследования в Арктике и Антарктике Алексей Федорович Трешников награжден Золотой Звездой Героя Социалистического Труда, тремя орденами Ленина, орденами Октябрьской революции, Трудового Красного Знамени, «Знак Почета» и многими медалями.

В памяти людей, знавших его, Алексей Федорович Трешников навсегда останется не только как выдающийся ученый и мужественный полярник, но и как человек замечательных душевных качеств. Его доброжелательность, отзывчивость, готовность помочь в трудную минуту всегда привлекали к нему людей.

Жизнь А. Ф. Трешникова — пример для молодежи, начинающей свой жизненный и научный путь.

Арктический и антарктический
научно-исследовательский институт

ОТ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ

Сдвоенный выпуск сборника «Проблемы Арктики и Антарктики» включает статьи по вопросам полярной гидрометеорологии и медицины. Главная направленность статей — описание, физическая интерпретация и моделирование явлений и процессов длительного действия в атмосфере, морских льдах и океане.

Статья Н. И. Баркова и В. Н. Петрова посвящена динамике природных условий в полярных районах в палеоклиматическом освещении, фактической основой для которой послужили результаты анализа глубоких ледяных кернов из ледниковых покровов.

В статье Г. В. Алексеева обсуждаются данные статистического анализа и моделирования современных изменений климата в Арктике под воздействием факторов естественного происхождения.

А. А. Дмитриев, А. Н. Любарский, А. Д. Сытинский с соавторами анализируют характер развития атмосферной циркуляции в северной полярной области, влияние внешних и внутренних факторов на приземную температуру в Антарктике, связь процессов в тропосфере с 11-летним циклом солнечной активности.

Результаты спектроскопических измерений окиси углерода в атмосфере Антарктиды изложены в статье А. И. Воскресенского и его соавторов. Условиям возникновения сильных устойчивых ветров в проливе Вилькицкого посвящена совместная статья А. Я. Коржикова и Е. Н. Булохова.

В ряде статей сборника рассматриваются различные аспекты изучения морских арктических льдов, моделирование их временной динамики, а также ледовые условия в Северном Ледовитом океане.

Изучению изменчивости толщины многолетних льдов в Арктическом бассейне и их дрейфу по данным автоматических буев посвящены статьи Е. У. Миронова, Н. С. Уралова, а также С. М. Лосева, Ю. А. Горбунова и И. Ю. Кулакова.

Три статьи, подготовленные И. Л. Аппелем и его соавторами, раскрывают возможности моделирования длительных процессов в морском ледяном покрове, а также определения сезонных изменений сил, воздействующих на ледяной покров. Статья Н. Ю. Доронина посвящена изучению квазистационарного антициклонического вихря в Норвежском море.

Ш. Б. Тешебаев, Е. А. Карузина, А. А. Трояшкин обсуждают в своих статьях санитарно-бактериологические условия атмосферы жилищ на дрейфующих станциях и характер микробного загрязнения снега на них.

Н. И. Барков, В. Н. Петров

ИЗУЧЕНИЕ ПАЛЕОКЛИМАТА ПОЛЯРНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПО ГЛУБОКИМ ЛЕДЯНЫМ КЕРНАМ ИЗ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

Для лучшего понимания природы климатических изменений необходимо знать, какую роль современный климат играет в общей эволюции климата Земли. Для этого нужны достаточно надежные сведения о прошлых его состояниях. Реальную ценность имеют как достоверность значений климатических параметров, так и уверенная их хронологическая привязка.

За более чем полуторавековую историю палеоклиматических исследований, материалом для которых служили главным образом результаты изучения стратиграфии геологических разрезов, флористический и фаунистический состав отложений, накоплен большой фактический материал о климатических изменениях, происходивших в прошлом на суше и в океанах. Наиболее яркие изменения климата в виде глобальных похолоданий сопровождались развитием оледенений полярных и субполярных областей Земли, следы которых обнаружены в отложениях ордовика-силура, карбона-перьми и позднего кайнозоя. Для наших целей наибольший интерес представляет серия последних кайнозойских оледенений, происходивших в конце четвертичного периода и объединяемых понятием плейстоценовые оледенения [7].

Многочисленные исследования в Альпах, на севере Западной Европы и Европейской части СССР, а также в Северной Америке на территории США и Канады дали большой материал об изменениях природной среды, происходивших под влиянием климатических изменений. Однако отсутствие до недавнего времени методов абсолютного определения времени происходивших событий не позволяло проводить уверенные сопоставления материалов.

Развитие радиоуглеродного метода определения возраста органических остатков, содержащихся в слоях под или внутри ледниковых отложений, и калий-аргонового метода датирования вулканических пород, переслаивающих ледниковые отложения, помогло решить задачи по корреляции палеогеографических данных. Было показано, что в северном полушарии в плейстоценовое время на протяжении последних 800 тыс. лет похолодания и потепления климата и обусловленные ими развитие и сокращение ледниковых покровов на севере Евразии и Северной Америки происходили практически одновременно. Исторически так сложилось, что одни и те же этапы в развитии природной среды в различных регионах по-

лучили свои собственные названия. В обобщенном виде хронология плейстоцена по северному полушарию представлена в табл. 1.

Таблица 1

Хронология плейстоцена северного полушария

Возраст границ, тыс. лет до н. э.	Климатические условия	Альпы	Сев. Европа	Европейская часть СССР	Сев. Америка
	тепло		Голоцен	Голоцен	Голоцен
10	холод	Вюрм	Висла	Валдай	Висконсин
90	тепло		Эем	Микулино	Сангамон
120	холод	Рисс	Заале	Днепр	Иллинойс
210	тепло		Гольштейн	Лихвино	Ярмут
240	холод	Миндель	Эльстер	Ока	Канзас
310	тепло		Кромер		
330	холод	Гюнц	Менап	Апшерон	Небраска
360	тепло		Вааль		
380	холод	Дунай	Эбурон		
440	тепло		Тегелен		
470	холод	Бибер	Претегелон		
570					

В южном полушарии оледенение полярной области, занятой материком Антарктидой, существует непрерывно с конца третичного периода, т. е. на протяжении около 20 млн. лет. В плейстоцене крупные изменения климата, отмеченные в северном полушарии, совпадали по времени со значительными колебаниями размеров антарктического ледникового покрова [6]. В подтверждении глобальной синхронности крупных изменений климата большую роль сыграли результаты исследования колонок глубоководных морских осадков, взятых в различных точках Мирового океана, в том числе в пределах антарктических вод [1, 17, 28].

Оценка количественных характеристик климата осуществлялась двумя методами: микропалеонтологическими и изотопно-кислородным. В основе микропалеонтологического метода лежат найденные коррелятивные связи видового состава планктонных фораминифер с температурой и соленостью воды, в которой они оби-

тают. Изотопно-кислородный метод основан на температурной зависимости изотопного обмена между кислородом морской воды и кислородом карбонатного иона, входящего в состав раковин планктонных фораминифер. Для изотопного анализа используются раковины тех же видов фораминифер, что и при микропалеонтологическом методе. Анализ этих раковин, отобранных из колонок донных отложений, дает сведения о температурных условиях поверхностных или глубинных вод, в которых обитатели фораминиферы соответствующих видов. Однако изотопный состав кислорода, входящего в состав карбоната, зависит не только от температуры, но и от изотопного состава самой воды. Одновременное применение изотопно-кислородного и микропалеонтологического методов для анализа одних и тех же колонок и применительно к поверхностным видам планктонных фораминифер показало, что при смене ледниковых и межледниковых эпох амплитуда изменений $\delta^{18}O$ поверхностных вод достигала 1,5‰. Это означает, что вклад изменений водного фона в наблюдаемые вариации $\delta^{18}O$ в раковинах фораминифер мог достигать 90 % [12]. Изотопные кривые, полученные по колонкам донных отложений, оказались в значительной мере палеогляциологическими, отражающими изменение объема Мирового океана, вызванного переносом больших масс воды на континенты и обратно в океан при росте и сокращении наземных ледниковых покровов. Изменение изотопного состава кислорода океанической воды связано с тем, что процессы испарения и конденсации влаги сопровождаются изотопным фракционированием, в результате которого океаническая вода обогащается тяжелыми изотопами кислорода и водорода ($\delta^{18}O$, D), а ледники — легкими ($\delta^{16}O$, H). Осаждавшийся в изотопно более тяжелой океанической воде карбонат кальция, идущий на строительство раковин фораминифер, оказывался по содержанию кислорода также более тяжелым. На изотопных профилях эти горизонты соответствуют периодам похолоданий и понижений уровня Мирового океана. Во время последнего максимума оледенения (около 18 тыс. лет назад) уровень Мирового океана понижался на 150 м, при этом океан терял около 50 млн. км^3 воды, из них 35 млн. км^3 накапливалось в ныне исчезнувших ледниковых покровах северного полушария, а 15 млн. км^3 шло на увеличение ледниковых покровов Антарктиды и Гренландии [25].

Разработанная методика совместного применения изотопно-кислородного и микропалеонтологического методов [12] позволила рассчитать поправки, учитывающие изменение изотопного состава морской воды и составить для Тихого океана карты климатической зональности и изотерм поверхности для эпохи максимума последнего ледниковья (18 тыс. лет назад) и последнего межледниковья (125 тыс. лет назад) [13]. 18 тыс. лет назад температура поверхности океана не превышала 26 °С. Термический экватор располагался вблизи географического. Поверхностные воды были холоднее современных в северном полушарии на 3,1 °С, в южном — на 2,4 °С и в целом по океану на 2,9 °С. Максималь-

ное похолодание отмечено в районах 48—55° с. ш. и 35—45° ю. ш. и в прибрежных районах Южной и Северной Америки, где температура была ниже на 4—8°.

Повышенные амплитуды объясняются миграциями гидрологических фронтов и усилением адвекций холодных глубинных вод в районах апвеллингов и экваториальной дивергенции. Минимальные изменения температур характерны для центров тропических круговоротов. Отчетливо прослеживается усиление холодных течений. Все это свидетельствует об усилении циркуляции океана в ледниковую эпоху.

Эпоха межледниковья 125 тыс. лет назад была несколько теплее современной. Максимальная температура поверхностных вод достигала 29—30 °С. Термический экватор лежал в районе 10° с. ш. В северном полушарии поверхностные воды были теплее современных на 1,7 °С, в южном — на 1,2° и в целом по океану — на 1,4 °С. Однако более высокая температура вод отмечается не для всех регионов. К северу от субарктической и к югу от антарктической конвергенции температура воды была ниже современной на 0,5—1,1 °С.

Полученные по колонкам донных отложений меридиональные температурные разрезы показывают, что в холодные эпохи вертикальные градиенты в верхней 200-метровой толще океана увеличивались, а в теплые — уменьшались, что подтверждается выводами об усилении и ослаблении интенсивности океанической циркуляции соответственно в холодные и теплые эпохи.

Большое значение для развития представлений о прошлых изменениях климата приобрели исследования ледяных кернов из глубоких скважин, пробуренных в ледниковых покровах Гренландии и Антарктиды [5, 9, 14, 18, 21, 23, 24]. Особенность материалов выражается в том, что полезная палеоклиматическая информация в ледяных кернах содержится в наиболее «чистом» виде и не осложнена различными помехами. Результаты анализа физических и химических свойств льда и содержащихся в нем примесей дают возможность охарактеризовать условия, при которых происходило образование ледникового покрова и, в частности, такие параметры атмосферы как температура, влажность, газовый состав, концентрация аэрозоля, размер аэрозольных частиц, их химический состав, источники образования. Кроме того, анализ ледяных кернов позволяет получать данные о скорости аккумуляции снега, о высоте поверхности ледникового покрова и другие гляциологические характеристики.

К настоящему времени проведены исследования ледяных кернов из глубоких скважин, пробуренных в Гренландии на станциях Кемп-Сенчури и Дай-3, на о-ве Девон в Канадском архипелаге и в Антарктиде на станциях Бэрд, Купол С и Восток. Первая глубокая скважина, из которой получили образцы льда, образовавшегося во время последнего оледенения и предшествовавшего ему межледниковья, была пробурена на станции Кемп-Сенчури (1376 м). Однако этот лед из-за большой аккумуляции и истон-

чения придонных слоев ледника располагается в пределах нижних 250 м, что создало серьезные сложности при датировке слоев и вынудило провести определение возраста льда косвенным методом. Изотопно-кислородные профили других кернов тоже давали основание считать, что в них представлен лед последнего ледникового цикла, но датировка нижних горизонтов вызывала затруднение, поэтому временные границы этапов климатических изменений определялись с большой погрешностью. Положение изменилось после того, как были пробурены две скважины в центральном районе Восточной Антарктиды: на станции Купол С глубиной 905 м и, особенно, на станции Восток, где скважина достигла глубины 2200 м [2, 9, 23, 24].

Возраст различных горизонтов ледяного керна со станции Восток определялся по хронологической шкале, специально рассчитанной для условий станции. В основу расчета положена меняющаяся во времени годовая скорость накопления снега и уменьшение толщины годовых слоев с увеличением глубины вследствие растекания ледникового покрова. Для оценки прошлых изменений скорости аккумуляции использована достаточно строгая зависимость между современным накоплением снега в различных районах материка и их изотопным составом, т. е. температурой их образования. Если современная скорость аккумуляции составляет 2,3 $г \cdot см^{-2} \cdot год^{-1}$, то в периоды похолоданий она колебалась от 1,2 до 1,4 $г \cdot см^{-2} \cdot год^{-1}$ (50—60 % современной величины). Функция истончения годовых слоев по глубине вычислялась по двумерной модели с учетом особенностей поверхностного и подледного рельефа вдоль линий тока льда. Уверенному использованию модели растекания способствует благоприятное местоположение станции Восток вблизи главного ледораздела и то, что глубина скважины составляет около 60 % общей толщины ледника (3700 м) в этом месте [3]. По этим причинам функция уменьшения толщины годовых слоев имеет близкий к линейному характер. По выполненным расчетам лед, поднятый с глубины 2200 м, образовался около 180 тыс. лет назад. Ошибка определения возраста по всему разрезу не превышает 10 %.

Изотопный состав кислорода образцов ледяного керна определялся масс-спектрометрическим способом в лабораториях географического факультета МГУ и Института географии АН СССР. Кроме того, большая серия определений изотопного состава кислорода и водорода выполнена в Лаборатории гляциологии и геофизики окружающей среды, принадлежащей Национальному научному центру Франции. Для оценки сходимости результатов, полученных советскими и французскими специалистами, образцы керна из интервала 1400—2083 м анализировались параллельно. Полученные значения в виде $\delta^{18}O$ (относительно стандартной средней океанической воды) сопоставлялись по одним и тем же пробам. Сравнение показало отсутствие существенного систематического различия и небольшую величину случайных отклонений по отдельным пробам в пределах $\pm 0{,}44$ ‰. Воспроизводимость ре-

зультатов анализа советских и французских определений была не хуже ±0,2 ‰ и 0,15 ‰ соответственно.

Каждая проанализированная проба представляет тонкий срез ледяного керна длиной 1—2 м. К настоящему времени такие пробы составили практически непрерывный изотопный профиль

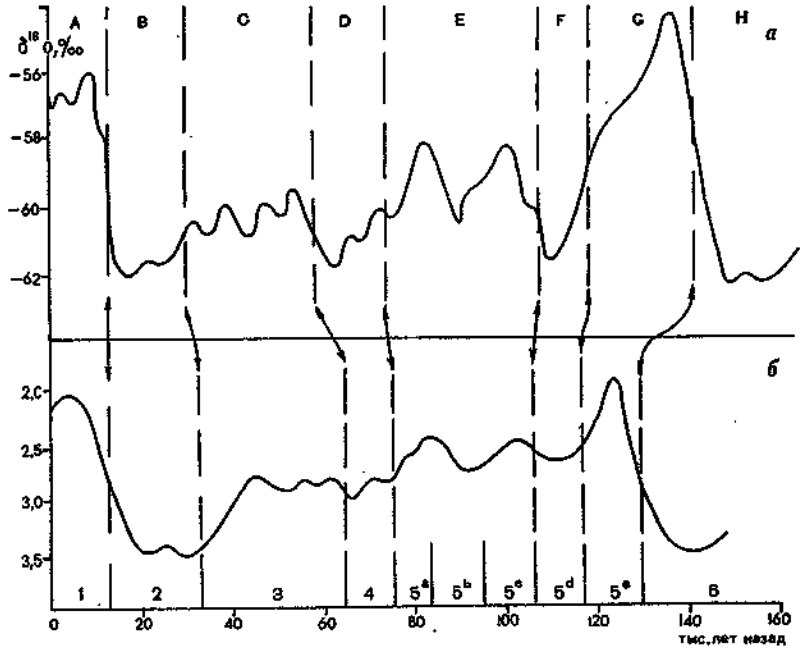


Рис. 1. Изотопные периоды по ледяным кернам станции Восток (*а*) и по глубоководным морским осадкам в точке 43° 31′ ю. ш. 79° 52′ в. д. (*б*)

значений $\delta^{18}O$, который показан на рис. 1. Яркой особенностью профиля является существование двух периодов (0—13 тыс. и 116—140 тыс. лет назад) с повышенным содержанием во льду тяжелого изотопа кислорода (характерные значения $\delta^{18}O$ около — 57 и — 55 ‰ соответственно), четырех периодов (13—30, 58—73, 106—116 и 140—160 тыс. лет назад) с наиболее низким его содержанием (характерные значения $\delta^{18}O$ в пределах от —61 до —62 ‰) и двух периодов (30—58 и 73—106 тыс. лет назад) с умеренно низким содержанием (характерные значения $\delta^{18}O$ в пределах от —59 до —60 ‰). Выделенные восемь временных интервалов на изотопной кривой получили название «изотопные стадии» и на рис. 1 обозначены буквами латинского алфавита от А до Н.

Реальность существования выделенных изотопных стадий подтверждается сопоставлением с результатами изучения изотопно-кислородного состава раковин фораминифер из морских глубоководных осадков. Для сопоставления в качестве примера была вы-

брана колонка глубоководных осадков, полученная на станции RC 11—120 (43°31′ ю. ш., 79°52′ в. д., глубина 3135 м) [28]. Изотопная кривая этой колонки (рис. 1), построенная по результатам анализа содержания $\delta^{18}O$ в карбонате кальция в раковинах *Глобигерина буллоидес*, обитающих в поверхностных водах, хорошо идентифицируется с изотопными ярусами, выделенными К. Эмилиани [17]. Рассматриваемые кривые обладают хорошим подобием. Изменения изотопного состава льда и карбоната кальция, соответствующие похолоданиям и потеплениям климата, почти полностью совпадают по времени. Следует подчеркнуть, что датирование обеих кривых производилось самостоятельно, независимыми друг от друга методами. Важное диагностическое значение для корреляции имеет пик теплой стадии 5е (по донным отложениям) и G (по ледяному керну). В обоих случаях размер пиков превышает голоценовые значения, а им предшествует глубокий спад. Существенным различием является время начала наступления этих стадий и их длительность. Разница составляет около 12 тыс. лет. Ее можно объяснить главным образом недостаточной точностью датировок. Кроме того, здесь, очевидно, нашли отражение и природные процессы, выражающиеся в том, что зафиксированное в ледяном керне начало потепления с некоторым запаздыванием отразилось на изотопном составе и температуре вод Мирового океана.

Изотопный состав атмосферных осадков, из которых созданы полярные ледниковые покровы, контролируется в основном температурой воздуха на уровне их конденсации. Влияние других факторов существенно меньше, и в данном случае может не рассматриваться. Для климатической интерпретации изотопного состава ледяных образцов керна была использована полученная эмпирическим путем линейная зависимость $\delta^{18}O$ в современных осадках в Антарктиде от среднегодовой температуры воздуха в приземном слое. В интервале температур от —20 до —55 °С коэффициент корреляции названных величин составил 0,989. Рассчитанные по данным $\delta^{18}O$ значения палеотемпературы приземного слоя воздуха в центральном районе Восточной Антарктиды показаны на рис. 2.

Анализ палеотемпературной кривой позволяет выделить один полный климатический цикл длительностью около 120 тыс. лет. Он включает в себя два максимально теплых периода (голоценовый, начавшийся 13 тыс. лет назад, и предшествовавший ему 120—140 тыс. лет назад), во время которых температура повышалась на 2—4° выше современной, три максимально холодных периода с температурами на 6—8° ниже современной и два умеренно холодных периода с температурами на 3—5° ниже современной. Кроме того, палеотемпературная кривая захватила часть предыдущего климатического цикла с его максимально холодным периодом 140—160 тыс. лет назад, когда температура воздуха была на 9° ниже современной.

При исследовании причин глобального изменения климата особое внимание привлекает идея М. Миланковича [11] об изменении количества радиации, получаемой различными широтными

зонами в различные сезоны года вследствие изменения основных параметров орбиты Земли и положения земной поверхности относительно Солнца, т. е. эксцентриситета орбиты, наклона оси вращения и ее прецессии. Расчеты, выполненные для северного полушария [4], показали хорошее совпадение периодов снижения инсоляции в теплое время года в зоне умеренных и высоких широт

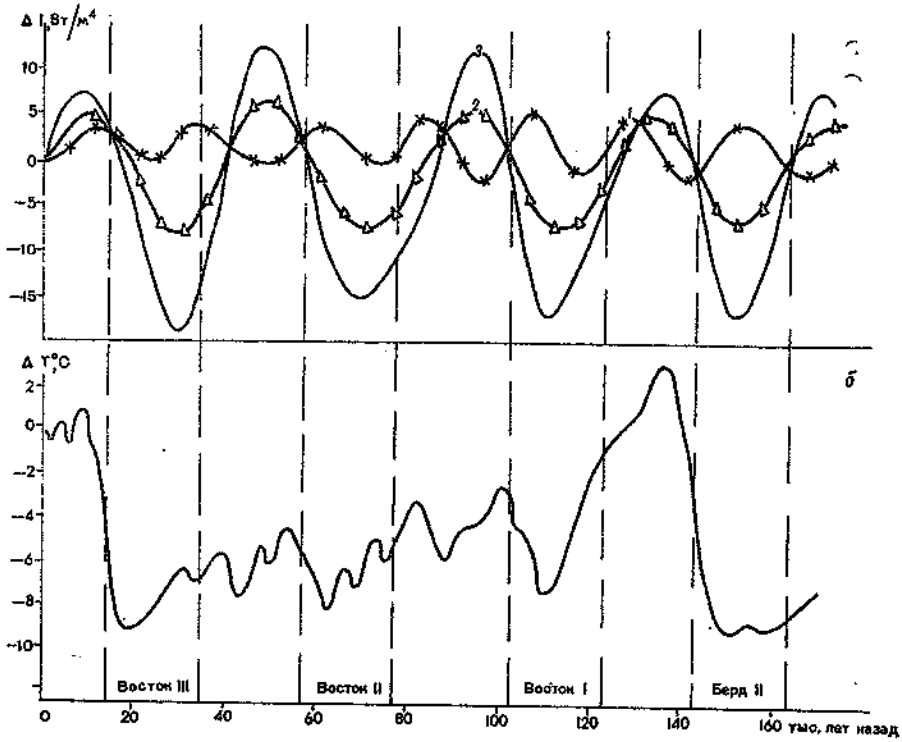


Рис. 2. Климатические изменения и космические факторы: *а* — изменение инсоляции на 80° ю. ш., вычисленные по орбитальным параметрам (*1* — зима, *2* — год, *3* — лето); *б* — изменения температуры воздуха в районе станции Восток, рассчитанные по стабильным изотопам кислорода и водорода в ледяных кернах (Восток-Бэрд — стадии оледенения).

с периодами развития ледниковых покровов северного полушария. Средняя температура воздуха в летнее полугодие на 65° с. ш. в максимумы оледенений (по альпийской шкале) Вюрм III (22 тыс. лет назад), Вюрм II (72 тыс. лет назад), Вюрм I (116 тыс. лет назад) и Рисс II (187 тыс. лет назад) была ниже современной на 5,2; 5,9; 6,5 и 6,4° соответственно.

Для южного полушария были рассчитаны изменения летних, зимних и годовых значений инсоляций на широте 80° за последние 180 тыс. лет [24]. Результаты расчетов приведены на рис. 2. Сопоставление их со значениями палеотемператур показывает чет-

кую связь годовых и особенно летних изменений инсоляции с изменениями годовых температур. При этом границы периодов с положительными и отрицательными отклонениями инсоляции почти точно совпадают с периодами потеплений и похолоданий, зафиксированными в ледяном керне станции Восток.

Четкая периодичность инсоляционных кривых и хорошая корреляция с изменениями температуры позволили достаточно уверенно выделить этапы развития антарктического ледникового покрова за последние 180 тыс. лет, которые получили название «антарктические ледниковые стадии» (АЛС). В связи с этим развитие антарктического ледникового покрова в позднем плейстоцене представляется в следующем виде. Период от 180 до 140 тыс. лет назад относится к концу предыдущей ледниковой эпохи в южном полушарии, которая получила название «Бэрд». В северном полушарии ей соответствует эпоха оледенения Рисс-Заале-Днепр-Иллинойс. Она сменилась потеплением, охватившим период 140—123 тыс. лет назад, который получил название «последний минимум оледенения». В северном полушарии ему соответствует межледниковье Рисс-Вюрмское (по альпийской шкале) или межледниковье Эем-Микулино-Сангамон (по другим регионам). Период от 123 до 13 тыс. лет назад занят ледниковой эпохой Восток, которая по времени аналогична эпохе оледенения Вюрм-Висла-Валдай-Висконсин в северном полушарии и включает в себя три стадии максимального оледенения (Восток I, Восток II и Восток III) и два межстадиала (Восток I—II и Восток II—III). Период от 13 тыс. лет до настоящего времени занят современным потеплением, который получил название «современный минимум оледенения». В северном полушарии ему соответствует голоценовое потепление.

Имеющиеся данные об изменении температуры воздуха в Антарктиде дают возможность рассчитать изменения количества атмосферных осадков, выпадавших на поверхность ледникового покрова в прошлом. Для этого была использована зависимость современной аккумуляции в различных точках ледникового покрова от среднегодовой температуры воздуха в этих районах. Тесная корреляция между этими величинами обусловлена зависимостью содержания водяного пара в атмосфере от температуры воздушных масс на высоте образования осадков. Изменения скорости питания ледника относительно современного значения, принятого за единицу, показаны на рис. 3, из которого видно, что в холодные эпохи Бэрд и Восток аккумуляция снега в центральных районах материка снижалась до 50 % от современного значения, а во время последнего потепления (123—140 тыс. лет назад) была примерно на 10 % выше современной. Полученные результаты хорошо согласуются с изменениями концентрации во льду космогенного радиоактивного изотопа бериллий-10 [26, 29]. Прежние исследования ледяных кернов из скважин на станциях Купол С и Дай-3 показали, что повышенные концентрации бериллия-10 приходятся на периоды похолоданий климата. Причинами вариаций содержа-

ния этого изотопа в ледниках могут служить процессы, связанные с солнечной активностью, но главным образом с колебаниями в питании ледников атмосферными осадками. Полагая, что поступление бериллия-10 в атмосферу Земли из космоса за малыми исключениями было постоянным на протяжении рассматриваемого периода, рассчитали изменение скорости аккумуляции снега на

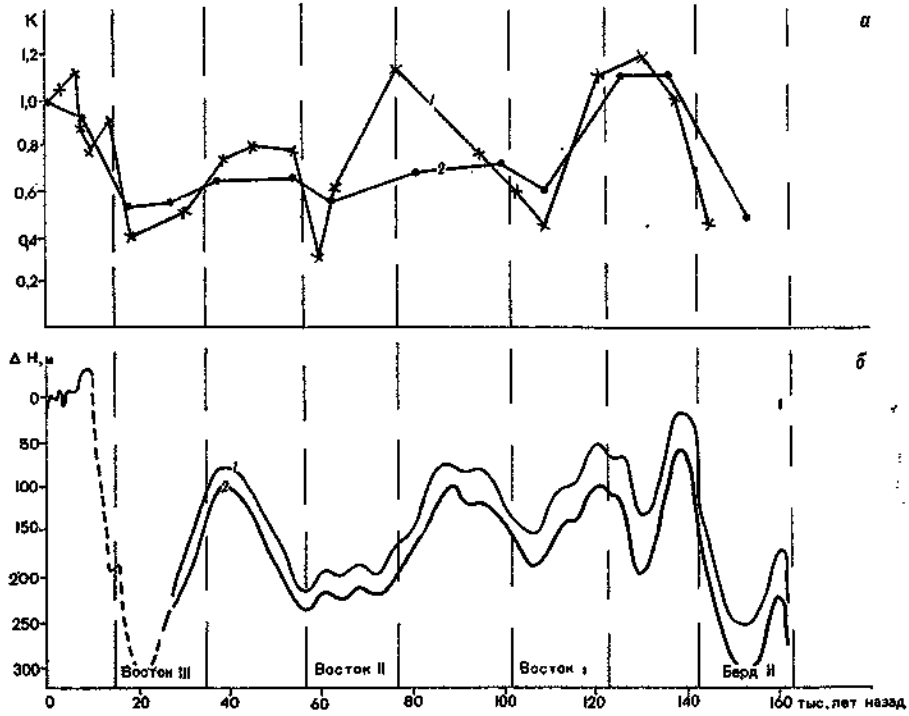


Рис. 3. Изменения питания и высоты поверхности ледника: *а* — колебания аккумуляции снега в районе станции Восток относительно современной величины: (*1* — коэффициент *K*, рассчитанный по концентрации во льду изотопа бериллий-10; *2* — коэффициент *K*, рассчитанный по температуре воздуха); *б* — изменения высоты поверхности ледникового покрова в районе станции Восток, рассчитанные по содержанию воздуха во льду: (*1* — высота места образования льда; *2* — высота поверхности в районе станции Восток).

поверхности ледникового покрова. Результаты графически представлены на рис. 3, из которого видно, что полученная кривая хорошо совпадает с кривой аккумуляции, вычисленной по температуре (по данным $\delta^{18}O$). В холодные периоды концентрация бериллия-10 во льду заметно возрастала, т. е. аккумуляция снега в эти периоды уменьшалась и наибольшее уменьшение составляло около 50 %.

Важной характеристикой, определяющей состояние атмосферы, является наличие аэрозоля, который оказывает существенное

влияние на тепловой баланс Земли. Аэрозоль, содержащийся в атмосфере, выпадает на поверхность ледникового покрова вместе с осадками и формирует химический состав ледяных слоев. Исследования ледяных кернов в Антарктиде и Гренландии показали, что в холодные периоды концентрация химических элементов во

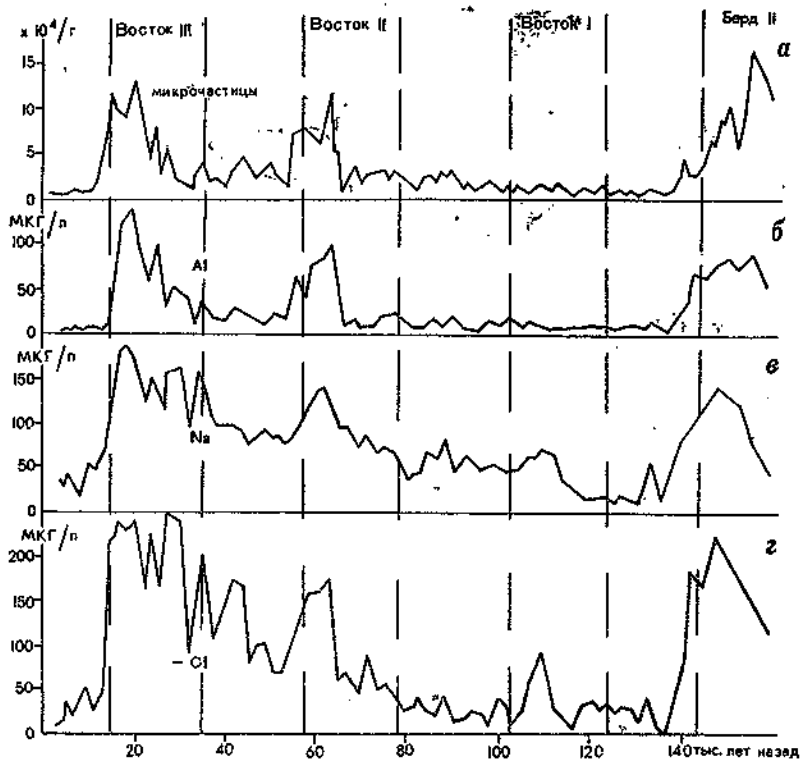


Рис. 4. Концентрации в ледяном керне ст. Восток: *а* — микрочастицы в 1 г. льда; *б* — алюминий, мкг·л$^{-1}$, *в* — натрий, мкг·л$^{-1}$; *г* — хлориды, мкг·л$^{-1}$.

льду резко возрастает вследствие увеличения содержания аэрозоля в атмосфере. Причина заключается в том, что во время похолоданий усиливается засушливость климата, возрастает в несколько раз площадь пустынь, повышается скорость ветра над сушей и океаном, усиливается меридиональный перенос в атмосфере из-за возрастания температурного контраста между умеренными и высокими широтами [27]. По результатам анализов ледяного керна станции Восток на рис. 4 построены кривые, на которых видно, что во время ледниковых стадий Восток III и Бэрд II концентрация алюминия, рассматриваемого в качестве индикатора континентального аэрозоля, была в 30 и 15 раз выше по сравнению с голоценовым уровнем, а концентрация хлоридов и натрия, рассматриваемых в качестве индикаторов аэрозоля морского про-

исхождения была в эти периоды выше в 10 и 6 раз соответственно [15, 16].

Одним из важных в палеогеографическом отношении параметров является общее содержание воздуха во льду, которое определяется атмосферным давлением той высоты, на которой происходило замыкание воздушных включений во льду. Этот параметр в принципе позволяет рассчитывать высоту, на которой в прошлом располагалась граница фирн — лед, а значит, и высоту поверхности ледникового покрова, исходя из того, что мощность снежно-фирновой толщи как теперь, так и в прошлом составляла около 100 м. Результаты измерений и расчетов, выполненных по керну станции Восток, показали, что ход изменения высоты поверхности ледникового покрова согласуется с ходом изменения аккумуляции снега и температуры. В холодные периоды с пониженной аккумуляцией поверхность ледникового покрова понижалась, а в периоды потеплений и увеличения аккумуляций — повышалась. Амплитуда изменений высоты поверхности (ΔH) по последним оценкам не превышала 100—300 м [10]. Корректировка ΔH в сторону уменьшения сделана с учетом предполагаемого повышения на несколько миллибар атмосферного давления в Центральной Антарктиде в периоды похолоданий, когда существенно изменялись интенсивность и характер атмосферной циркуляции.

Как уже отмечалось выше, в рассматриваемое время в северном полушарии развивались большие наземные покровы на севере Евразии и Северной Америки. В связи с этим уровень Мирового океана понижался на 100—150 м [8, 19, 25]. Поскольку внешняя граница антарктического ледникового покрова контролируется в основном положением линии всплывания льда, то можно считать, что в максимумы оледенения ледниковый покров расширялся за счет продвижения в сторону моря по мере понижения его уровня. Это продвижение ограничивалось современными изобатами 150—200 м. Для Восточной Антарктиды ширина этого пояса составляет около 200 м. Во время максимальных похолоданий профиль поверхности ледникового покрова отличался тем, что в центральных районах он был ниже современного, а в краевых районах выше современного и средний радиус его был на 200 км больше. Выполненные расчеты показали, что в стадию Восток III уменьшение объема льда в центральной части составило 0,26 млн. км^3, а увеличение в краевой части — 7,26 млн. км^3 [2]. В итоге увеличение объема льда в Восточной Антарктиде достигало 7 млн. км^3 или около 27 % современного объема наземной части ледникового покрова Восточной Антарктиды.

Выполненные работы дали возможность составить некоторое представление о тех состояниях и тех изменениях климата, которые происходили в прошлом. Однако главная их значимость состоит в том, что они показали те широкие возможности, которые открываются перед желающими исследовать ледяные керны для того, чтобы получить всю богатую палеоклиматическую информацию, которая в них содержится. Многие существующие методики

исследования находятся на начальной стадии разработки и требуют совершенствования как в теоретической, так и аппаратурной части. В числе перспективных направлений исследования следует назвать разработку более совершенных методов измерения общего содержания воздуха во льду и его газового состава, а также разработку соответствующих палеоклиматических моделей с участием такого параметра, как концентрация углекислого газа в атмосфере [22]. Измерения, выполненные по ледяным кернам с Купола С и Востока показали, что в периоды максимальных похолоданий содержание углекислого газа в атмосфере уменьшалось наполовину по сравнению с современным доиндустриальным уровнем, а в периоды потеплений соответственно повышалось. Есть основания предполагать, что изменения концентрации углекислого газа составляют часть механизма, с помощью которого вариации орбитальных параметров, в частности, изменение наклона оси вращения Земли, вызывают изменения климата [20]. В этот механизм включается также содержание углекислого газа в поверхностном слое океана, который в конечном счете контролирует уровень содержания углекислого газа в атмосфере. Небольшие изменения инсоляции в высоких широтах могут существенно менять интенсивность процессов фотосинтеза, осуществляемого фитопланктоном, и результироваться в больших изменениях количества углекислого газа в поверхностном слое океана, а значит, и в атмосфере.

Большой интерес представляет совершенно новая идея об измерении изотопного состава атмосферного кислорода в воздушных пузырьках, содержащихся в ледяных кернах. Поскольку атмосферный кислород образовался из воды в результате фотосинтеза, осуществляемого всеми растениями, то следует ожидать, что изменение изотопного состава кислорода морской воды должно приводить к изменению изотопного состава атмосферного кислорода. Первые результаты измерений, проведенных по керну с Купола С, показали, что в последний максимум оледенения содержание изотопа кислород-18 в составе атмосферного кислорода было в среднем на 1,3 ‰ больше, чем в голоценовое время [23]. Это соответствует изменению изотопного состава поверхностного слоя вод Мирового океана, которое определялось понижением его уровня и развитием наземных ледниковых покровов. Этот вид исследований, несмотря на существование больших технических трудностей, нуждается в развитии с целью получения уникальной информации, необходимой для понимания циклов круговорота воды и кислорода при климатических изменениях и для сопоставления ледниковых и морских изотопных профилей для получения более полной картины проходивших изменений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бараш М. С. Реконструкция четвертичных палеотемператур океанов по планктонным фораминиферам.— В кн.: Методы реконструкции палеоклиматов.— М.: Наука, 1985, с. 134—141.

2. Барков Н. И., Короткевич Е. С., Петров В. И. Этапы позднеплейстоценового оледенения Антарктиды.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1991, вып. 66, с. 289—296.

3. Барков Н. И., Дмитриев Д. Н., Кудряшов Б. Б., Саламатин А. Н., Чистяков В. К. Анализ влияния различных факторов на движение стационарного куполовидного ледника (применительно к условиям Антарктиды).— Проблемы Арктики и Антарктики, 1985, вып. 59, с. 29—32.

4. Будыко М. И., Васищева М. А. Влияние астрономических факторов на четвертичное оледенение.— Метеорология и гидрология, 1971, № 6, с. 37—47.

5. Гордиенко Ф. Г., Котляков В. М., Короткевич Е. С., Барков Н. И., Николаев С. Д. Новые результаты изотопно-кислородных исследований ледяного керна из скважины со станции Восток до глубины 1412 м.— Мат-лы гляциол. исслед. Хроника, обсуждения.— М.: 1983, вып. 46, с. 168—171.

6. Гроссвальд М. Г. Оледенение океана и ледниковые климаты плейстоцена: качественная модель— В кн.: Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном.— М.: Наука, 1987, с. 90—117.

7. Зубаков А. В., Борзенкова И. И. Палеоклиматы позднего кайнозоя.— Л.: Гидрометеоиздат 1983.— 216 с.

8. Казанский А. Б. Уровень Мирового океана и глобальный климат.— В кн.: Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном.— М.: Наука, 1987, с. 135—151.

9. Котляков В. М., Николаев В. И., Барков Н. И., Петров В. Н., Николаев С. Д. Эволюция термических условий центральной части Восточной Антарктиды за последние 150 тыс. лет по результатам изотопно-кислородных исследований керна станции Восток.— Мат-лы гляциол. исслед., 1987, № 59, с. 79—86.

10. Липенков В. Я., Барков Н. И., Мартенри П., Рейно Д. Общее газосодержание ледяных отложений в районе станции Восток.— В кн.: Антарктика. Докл. комиссии.— М.: Наука, 1992, вып. 31, с. 85—97.

11. Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата.— М.—Л.: 1939.— 207 с.

12. Николаев С. Д., Николаев В. И. Об изменениях изотопного состава кислорода воды Мирового океана в плейстоцене.— Океанология, 1982. т. 22, вып. 6, с. 984—990.

13. Николаев С. Д., Николаев В. И., Блюм Н. А. Климат Тихого океана в плейстоцене (поле среднегодовых температур Тихого океана 18 и 125 тыс. лет назад).— В кн.: Природа океана.— М.: Изд-во МГУ, 1983, с. 257—261.

14. Петров В. Н., Барков Н. И., Липенков В. Я. Палеоклиматическая интерпретация вертикальной структуры ледникового покрова Антарктиды.— Метеорол. исслед. в Антарктике.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986, с. 4—11.

15. Angelis M. de'Legrand M., Petit J. R., Barkov N. I., Korotkevitch Ye. S., Kotlyakov V. M. Soluble and insoluble impurities along the 950 m deep Vostok ice core (Antarctica)— climatic implications.— Journ. of Atmospheric Chemistry, 1984, No 1, p. 215—239.

16. Angelis M. de, Barkov N. I., Petrov V. N. Aerosol concentrations over the last climatic cycle (160 Kyr) from an antarctic ice core.— Nature, 1987, vol. 325, p. 318—321.

17. Emiliani C. Pleistocene temperatures.— Journ. of Glaciology, 1955, vol. 63, No 6, p. 538—578.

18. Epstein S., Sharp R. P., Gow A. J. Antarctic ice sheet: stable isotope analyses of Byrd station cores and interhemispheric climat inplications.— Science, 26 June 1970, vol. 168, p. 1570—1572.

19. Fairbridge R. W. Eustatic changes in sea level.— Phys. Chem. Earth., 1961, No 4, p. 99—185.

20. Imbrie J., Hays J. D., Martinson D. G. The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record.— Milankovitch and climate, 1984, pt. 1, p. 269—305.

21. Jonsen S. I., Dansgaard W., Clausen H. B., Langway C. C. Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland Ice sheet.— Nature, 1972, vol. 235, No 5332, p. 429—434.

22. Lockwood J. G. Ice calving, carbon dioxide and the control of ice ages.— Progr. Phys. Geogr., 1985, vol. 9, No 1, p. 89—96.

23. Lorius C., Merlivat L., Jouzel J., Pourchet M. A. 30 000 year isotope climatic record from Antarctic ice.— Nature, 1979, vol. 280, No 5724, p. 644—648.

24. Lorius C., Jouzel J., Ritz C., Merlivat L., Barkov N. I., Korotkevich Ye. S., Kotlyakov V. M. A 150 000 year climatic record from Antarctic ice.— Nature, 1985, vol. 316, p. 591—596.

25. Mörner N. A. Eustatic changes during the last 20 000 years and a method of separating the isostatic and eustatic factors in an uplifted area.— Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology, 1971, vol. 9, No 3, p. 153—181.

26. Raisbeck G. M., Yiou F., Bourles D., Lorius C., Jouzel J., Barkov N. I. Evidence for two intervals of enhanced ^{10}Be deposition in Antarctic during the Last Glacial period.— Nature, 1987, vol. 326, p. 273—277.

27. Rind D., Peteet D. Terrestrial conditions of the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: are they consistent? — Quatern. Res., 1985, vol. 21, No 1, p. 1—22.

28. Shackleton N. J., Opdyke N. D. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28—238: oxygen isotop temperatures and ice volumes on a 10^5 years and 10^6 years scale.— Quatern. Res., 1973, vol. 3, No 1, p. 39—55.

29. Yiou F., Raisbeck G. M., Bourles D., Lorius C., Barkov N. I. ^{10}Be in ice at Vostok Antarctica during the last climatic cycle.— Natura, 1985, vol. 316, p. 615—616.

Г. В. Алексеев

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ И МОДЕЛИРОВАНИЕ ЕСТЕСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ КЛИМАТА СЕВЕРНОЙ ПОЛЯРНОЙ ОБЛАСТИ И СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Погода и климат Северной полярной области формируются в значительной степени под влиянием атмосферных переносов тепла и влаги из более низких широт. Основная часть этих переносов приходится на нерегулярные потоки, связанные с синоптическими вихрями и длинными волнами, представляющими собой характерные пространственно-временные структуры атмосферной циркуляции в высоких и умеренных широтах. Разнообразие форм реализации этих структур, их непрестанная смена из-за неустойчивости атмосферной циркуляции порождают сильные естественные флуктуации переносов тепла и влаги и, как следствие, естественные колебания характеристик погоды и климата. Эти колебания нарастают по мере передвижения из низких широт к высоким, что дает основание говорить о полярном усилении изменчивости климата. Естественные колебания маскируют изменения климата, связанные с внешними по отношению к атмосфере воздействиями. Поэтому эти колебания предлагается рассматривать как погодный шум, затрудняющий обнаружение климатического сигнала [6, 36, 44]. Концепция погодного шума важна для решения задач диагноза изменений климата различной природы. В частности, эта концепция лежит в основе так называемой нулевой гипотезы, согласно которой изменчивость климата атмосферы представляет собой естественные флуктуации, т. е. является результатом влияния на климат собственной синоптической (погодной) изменчивости характеристик атмосферы [28, 33, 47]. В свете нулевой гипотезы другие гипотезы о природе отдельных компонент изменчивости климата принимаются лишь при условии, что эти компоненты не могут быть получены как следствие естественных флуктуаций климата. В этой связи необходимым первым этапом в проблеме изучения изменчивости климата являются исследования естественной изменчивости, которые должны включать в себя выявление и моделирование всех феноменов этой изменчивости, не исключая возникающих в результате применения методов климатической обработки. В настоящее время благодаря наличию обширной сети метеорологических станций и новым средствам наблюдений за атмосферой из космоса имеется довольно полная информация о синоптической изменчивости в атмосфере, в то время как климатические сигналы непосредственно не наблюдаются. Поэтому для успешного обнаружения климатических сигналов необходимо детальное изучение свойств погодного шума

с использованием всей доступной информации о естественной изменчивости атмосферных характеристик.

Основные направления исследований естественной изменчивости характеристик атмосферы включают диагноз статистической структуры пространственно-временной изменчивости по архивам метеорологической информации; выделение наиболее ярких ее феноменов и их анализ; воспроизведение основных черт структуры естественной изменчивости с помощью статистических моделей, основанных на представлении о стохастической природе синоптической компоненты циркуляции атмосферы; развитие на основе полученных результатов новых подходов к задачам диагноза изменений климата, предсказуемости его флуктуаций, совершенствования методов расчета характеристик климата. Реализация представленной программы начата в исследованиях [1—12, 35, 36] и продолжается в настоящее время.

Остановимся вначале на результатах анализа изменчивости характеристик циркуляции атмосферы, исследования которой всегда занимали видное место в работах ученых ААНИИ [14, 18, 19, 21]. Для статистического анализа использованы данные о типизации форм циркуляции атмосферы, предложенной Г. Я. Вангенгеймом и продолженной А. А. Гирсом. На основе синоптического анализа изменчивости форм циркуляции А. А. Гирс выделил характерные периоды однородной циркуляции, названные им циркуляционной эпохой, стадией циркуляционной эпохи, внутригодовой стадией, однородным циркуляционным периодом [21]. Чтобы представить данные каталога форм циркуляции в удобном для применения методов корреляционного и спектрального анализа временных рядов виде, в работе [3] предложено преобразование данных о продолжительности трех форм циркуляции во временной ряд числовых индексов, отражающих как форму циркуляции (зональная W или меридиональная E, C), так и длительность. Спектральный анализ полученных рядов индексов циркуляции за 1900—1974 гг. позволил обнаружить характерные временные масштабы в изменчивости циркуляции, составляющие 12, 16, 22, 34 и 80 суток; 6, 8 и 14—15 месяцев; 2—3, 5—6 и 9—12 лет. Многие из перечисленных масштабов выделяются при спектральном анализе изменчивости, что косвенно подтверждает важную роль колебаний режима циркуляции в формировании изменчивости.

Другая черта изменчивости циркуляции атмосферы северного полушария была отмечена в работе [35], где обращено внимание на изменение относительного числа случаев длительности периодов с устойчивой формой циркуляции в течение периода наблюдений. Оказалось, что, начиная с 40-х годов, число периодов малой продолжительности циркуляции одной формы систематически возрастает, и наиболее резкое увеличение отмечается в последние 20 лет.

Анализируя межгодовую изменчивость характеристик атмосферы северного полушария, многие исследователи обращали внимание на ее рост в направлении к полюсу [17, 23—26, 29]. Осо-

бенно хорошо этот феномен выражен в распределении по широтам дисперсии среднезональных характеристик атмосферы: температуры воздуха, давления, облачности, влажности, количества аэрозолей и др. Несмотря на многочисленные проявления эффекта полярного усиления, не существовало общепринятого объяснения его природы. Одни авторы считали основной причиной выборочную изменчивость средних зональных характеристик климата, другие — возбуждающее воздействие флуктуаций радиационного баланса на верхней границе атмосферы, третьи — совместное влияние колебаний атмосферной циркуляции и радиационного баланса. Первое из перечисленных предположений неубедительно по той причине, что эффект выборочной изменчивости может быть нейтрализован различными статистическими приемами, однако полярное усиление останется. Кроме того, если принять эту точку зрения, то придется признать, что выборочная изменчивость действует избирательно: сказывается на среднезональной температуре, давлении воздуха, но не влияет на среднезональный радиационный баланс, уходящую длинноволновую радиацию. Последнее обстоятельство ставит под сомнение и возбуждающий эффект флуктуаций радиационных компонент теплового баланса на верхней границе атмосферы. Гипотеза о роли колебаний циркуляции в формировании полярного усиления представляется наиболее правдоподобной, однако в работах, где она высказывалась, не содержится достаточно убедительных доказательств. Наша точка зрения на полярное усиление изменчивости климата [2, 9, 11, 12] состоит в том, что непосредственной причиной изменчивости являются синоптические колебания циркуляции атмосферы. Осреднение по широтным кругам способствует ее усилению, однако не за счет выборочной изменчивости, а вследствие законов термодинамического взаимодействия [9].

Соотношения, связывающие изменчивость температуры воздуха, приземного давления и геопотенциала, получены для среднезональных значений этих переменных, хотя явно зональное осреднение не использовалось при выводе этих соотношений. Однако оно заложено в предположении изобарического процесса при междуширотном воздухообмене, подразумевающим мгновенное перемешивание поступающих воздушных масс в каждом широтном объеме, эквивалентом которого и служит зональное осреднение. В этом случае полярное усиление изменчивости среднезональных значений давления и геопотенциала прямо определяется усилением изменчивости среднезональной температуры.

С колебаниями циркуляции атмосферы, помимо полярного усиления, связан ряд других особенностей изменчивости климата в северной полярной области и в прилегающих к ней широтах. Одной из них является устойчивая отрицательная корреляция между флуктуациями среднезональной температуры воздуха в высоких и умеренных широтах северного полушария в холодную половину года, когда влияние циркуляции на формирование температуры воздуха максимально [9, 12, 36]. Другая особенность — так назы-

ваемые дальние связи в полях флуктуаций температуры и давления воздуха. Исследования этого феномена обычно основано на изучении корреляций между флуктуациями характеристик атмосферы, взятых в отдельных точках при узлах регулярной сетки. В исследованиях [11, 36] рассматривались дальние связи между флуктуациями осредненных по ограниченным районам значений температуры и давления воздуха. При этом главное внимание обращалось на выявление дальних связей флуктуаций характеристик атмосферы в высоких, умеренных и субтропических широтах. Осреднение выполнялось по трапеции 10° широты × 20° долготы, и рассматривались корреляционные матрицы для осредненных таким образом полей температуры и давления, каждое из которых представлялось в 27 точках. Анализ матриц коэффициентов корреляции для полей давления и температуры показал ряд устойчивых дальних связей преимущественно в холодную половину года. Отмечается положительная корреляция между аномалиями во всех рассматриваемых районах Северной полярной области, особенно в холодную половину года. Отрицательная корреляция отмечена лишь в апреле — сентябре между аномалиями давления над Норвежским морем и над побережьем Арктики от 80 до 160° в. д. Аномалии давления в СПО довольно хорошо связаны с аномалиями давления в субтропиках. Здесь выделяется устойчивая отрицательная связь аномалий над п-овом Индостан и над районами СПО в теплую половину года; над районами северной Африки и Аравийского полуострова и над районами СПО в холодную половину года; над областями океанических субтропических антициклонов и над районами СПО также в холодную половину года.

Аномалии температуры воздуха над субтропическим поясом от 120° з. д. до 60° в. д. положительно коррелированы с аномалиями над СПО, а аномалии над субтропической областью от 0 до 120° в. д. коррелированы отрицательно с аномалиями над СПО. Дальние связи в полях температуры и давления воздуха, установленные с использованием пространственного осреднения, содержат в себе определенный прогностический потенциал, который может быть реализован в результате новых исследований в этом направлении, в том числе с применением корреляции с временными запаздываниями.

Среди феноменов естественной изменчивости климата выделяется обратная связь между горизонтальными градиентами и средней температурой воздуха северного полушария в холодную половину года, обнаруженная нами при анализе данных Г. В. Груза и Э. Я. Раньковой [12]. Для теплой половины года такая связь не проявляется, а в холодную половину года она характеризуется экстремальным коэффициентом корреляции для января, равным —0,76. Коэффициент корреляции между первой разностью соответствующих величин достигает —0,85. Оба факта указывают на тесную связь обнаруженного феномена с колебаниями циркуляции атмосферы и на его вклад в формирование короткопериодной части

межгодовой изменчивости. Обнаружение такой связи ведет к целому ряду важных заключений в представлениях о формировании стохастической компоненты изменчивости климата, в развитии методов ее диагноза, выделения и предсказания. Поэтому необходим детальный анализ феномена тесной связи средней температуры и характера ее распределения по поверхности высоких и умеренных широт северного полушария с привлечением разнообразных характеристик пространственной неоднородности и более полных архивных данных о температуре воздуха. Такой анализ проведен на основе последней версии архива среднемесячной температуры воздуха у поверхности земли в узлах регулярной сетки за 1891—1986 гг., созданного во ВНИИГМИ—МЦД [9]. В качестве характеристик пространственной неоднородности полей использовались значения модуля горизонтального градиента температуры Г, средних квадратов отклонений от среднего по широте D^{λ} и от средних по широтной области D^{φ} значений.

Годовой ход характеристик неоднородности в поле норм, представленный на плоскости в координатах D^{φ}, D^{λ} изображается симметричной относительно оси фигурой, проходящей через значения D^{φ}, D^{λ} (для сентября и апреля). Максимальные контрасты вдоль круга широты отмечаются в январе, минимальные — в сентябре. Вдоль меридиана максимум контрастов приходится на февраль, а минимум — на июнь.

Расчеты характеристик пространственной неоднородности полей среднемесячной температуры воздуха и ее средних значений выполнялись по архивным данным, покрывающим область северного полушария от 85 до 25°. В приэкваториальной области данные менее надежны и содержат большое число пропусков.

Обратная связь возникает при осреднении в пределах полярной области и усиливается по мере увеличения области осреднения по крайней мере до 35° с. ш. Причем этот эффект хорошо выражен во все месяцы года, кроме июня и июля, но особенно сильно выражен в январе, когда отмечается экстремальное $\rho_1 = -0{,}76$. Это означает, что в межгодовой изменчивости температуры воздуха Северной полярной области и внеэкваториальных широт содержится компонент, коррелированный с пространственными температурными контрастами, причем таким образом, что увеличение контрастов соответствует отрицательной аномалии и наоборот. Вклад этого компонента в суммарную изменчивость среднемесячных температур в холодную половину года достигает 58 %. Таким образом, выделенная компонента идентифицируется как стохастическая составляющая изменчивости. Этот вывод подтверждается увеличением коэффициента корреляции между первой разностью градиентов и средней температуры, соответственно.

Чтобы выявить вклад зональных и меридиональных контрастов температуры в установленную обратную зависимость, удобнее использовать характеристики пространственной дисперсии, введенные выше. Результаты сопоставления с помощью коэффициента корреляции представлены в табл. 1. Коэффициенты корреляции

Таблица 1

Коэффициенты корреляции между характеристиками пространственной неоднородности и средними значениями полей среднемесячной температуры воздуха в зоне 85—25° с. ш.

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI
$(D^{\varphi})^{1/2}$	—0,60	—0,43	—0,52	—0,65	—0,46	—0,23
$(D^{\lambda})^{1/2}$	—0,52	—0,59	—0,40	—0,07	—0,14	0,36
$(D)^{1/2}$	—0,72	—0,56	—0,60	—0,64	—0,47	—0,20

Характеристика	VII	VIII	IX	X	XI	XII
$(D^{\varphi})^{1/2}$	—0,03	—0,19	—0,32	—0,70	—0,61	—0,60
$(D^{\lambda})^{1/2}$	—0,05	0,05	0,09	—0,36	—0,40	—0,52
$(D)^{1/2}$	—0,05	—0,18	—0,30	—0,72	—0,67	—0,74

рассчитывались между $(D)^{1/2}$ и T, так что изменчивость обеих характеристик (дисперсии) оказалась близкой. Эффект обратной связи из этой таблицы также очевиден. Кроме того, здесь можно разделить вклад неоднородностей поля температуры вдоль кругов широты D^{λ} и вдоль меридиана D^{φ}, которые, кроме того, оказались слабо коррелированными между собой. Благодаря этому обстоятельству множественный коэффициент корреляции $(D^{\varphi})^{1/2}$ и $(D^{\lambda})^{1/2}$ с аномалиями средней температуры превышает коэффициент корреляции между $(D)^{1/2}$ и аномалиями. В частности, для января этот коэффициент составил 0,76. Это означает, что почти 60 % изменчивости температур за январь зоны 85—25° с. ш. приходится на долю стохастического компонента, связанного с пространственными контрастами температурных полей. На долю различных «климатических сигналов» приходится не более 40 % суммарной изменчивости, если не учитывать вклада иной природы, чем рассматриваемый выше «контрастный» шум. Следует отметить одну важную особенность эффекта обратной связи, состоящую в том, что он наиболее отчетливо проявляется в экстремальных случаях, т. е. чем больше аномалия температуры, тем более согласованы с ней аномалии D^{λ} и D^{φ}.

Представленные результаты освещают необычный феномен естественной изменчивости климата, проявляющийся в тесной обратной зависимости между термическими контрастами и средними значениями полей приземной температуры воздуха в холодный период года. Последние дают основание и для важного вывода об акцентации пространственного распределения температурных аномалий: при похолодании аномалии распределены таким образом, что их знаки в большей степени соответствуют знакам «нормальных» пространственных аномалий, а при потеплении — наоборот.

Под нормальными пространственными аномалиями здесь понимаются отклонения от среднеширотных (изоаномалии) и от средних по полушарию значений температуры, рассчитанных по полю норм.

Развитие статистического анализа естественных колебаний климата нуждается в привлечении новых методов исследований стохастического поведения в физических системах, вытекающих из новых представлений о его природе. Важным обстоятельством, способствующим расширению сферы применению статистических методов, было сравнительно недавнее открытие: стохастичность в физических системах связана не только с увеличением числа их степеней свободы, но может возникать в нелинейных динамических системах весьма простого вида с несколькими степенями свободы [20, 27, 38, 41]. Развитие новых взглядов на феномены стохастического и регулярного поведения в физических системах нашло отражение и в теоретических исследованиях атмосферной циркуляции.

Первой работой, обнаружившей существование различных динамических режимов в сравнительно простой математической модели трехмерной конвенции, была работа Э. Лоренца [45], положившая начало целому направлению математических исследований. В монографии Д. М. Сонечкина [39] представлен обзор исследований феномена стохастичности и различных динамических режимов в нелинейных системах и сделана попытка применения этого подхода к изучению циркуляции атмосферы, которая представляет собой пример нелинейной динамики.

С точки зрения теории климата открытие не известных ранее феноменов поведения нелинейных систем, заключающихся в существовании динамических режимов, в том числе стохастичности, которые реализуются в зависимости от значений параметров системы, включая случайные переходы между различными режимами, значительно усложняет проблему разделения климата и погоды и требует развития новых методологических концепций. Вместе с тем до сих пор климатологи в своих исследованиях основываются на климатических моделях случайного поведения, заимствованных из математической статистики и теории случайных стационарных процессов. Обе математические теории тесно связаны с представлениями классической статистической физики о природе случайного поведения как о феномене флуктуаций около положения равновесия. Основная модель статистики — выборка из генеральной совокупности, обеспечивающей гипотетическую возможность неограниченного числа опытов при неизменных условиях, отражает физическое представление о неизменном мире, управляемом детерминистическими законами, очевидному проявлению которых мешает некий абстрактный случайный механизм, вносящий отклонения от заданного состояния, например, состояния равновесия. Основная задача статистики — определить это состояние по результатам ограниченного числа наблюдений, рассматриваемых как выборка из генеральной совокупности, а также оценить неко-

торые характеристики случайных величин. Вторая классическая модель случайного поведения — случайный стационарный процесс — соответствует представлению о непрерывных случайных флуктуаций характеристик изолированной физической системы около положения равновесия. Обе математические модели случайного поведения используются в классической климатологии, основная задача которой на первых порах состояла в определении характеристик климата по данным ограниченных рядов наблюдений. Вторая, более сложная задача — изучение структуры флуктуаций характеристик около их климатических норм — решалась с помощью методов теории случайных стационарных процессов. Важное свойство обеих классических моделей случайного поведения, основанное на представлениях о неизменности внешних условий или об изолированности физической системы, заключается в том, что они обеспечивают устойчивость статистик в модели случайной величины и эргодичность в модели случайного стационарного процесса. Отсюда следует возможность получить статистики, характеризующие неизменный климат по ограниченной выборке или в конечной реализации со сколь угодно большой точностью в зависимости от объема или длины реализации. Метод получения статистик — осреднение наблюдаемых характеристик или некоторых функций от них по объему выборки или по длине реализации. Классическая климатология и занималась определением климатических норм, оценкой их точности, установлением необходимого объема выборки или периода наблюдений и т. п.

Практические преимущества методов климатологии, связанные с использованием свойства эргодичности, не могут, однако, снять проблем, связанных с этим свойством. Случайный стационарный процесс, обладающий эргодичностью, следует рассматривать как математическую идеализацию, моделирующую флуктуации характеристик изолированной физической системы около состояния равновесия. Только в этом случае будут приемлемы предположения о возможности замены средних по ансамблю средними по времени. Доказательство эргодического свойства, как показал А. Я. Хинчин, связано с требованием метрической транзитивности или метрической неразложимости фазового пространства физической системы. Последнее же можно установить лишь в очень немногих простых случаях [43]. Н. С. Крылов предложил более общее условие «перемешивания» на поверхности постоянной энергии в фазовом пространстве системы, из которого следует эргодичность изолированной системы [31]. Приведенные ссылки позволяют заключить, что при исследовании климата вряд ли можно обоснованно использовать понятие об эргодичности и метрической транзитивности климатической системы, которая не является ни изолированной, ни находится вблизи состояния равновесия. И, наконец, весьма далека от простейших изолированных физических систем, для которых эти понятия сформулированы и применимы.

Пересмотр представлений о неизменности климата, характеристики которого можно найти по ограниченной выборке или конеч-

ному ряду наблюдений, позволил дать новое определение с учетом изменения климата в качестве необходимого элемента. Основу определения по-прежнему составляет представление о статистическом «ансамбле состояний, проходимых климатической системой за периоды времени в несколько десятилетий» [34, 40]. Но в новом определении утрачивается основное преимущество прежнего «статистического» представления о неизменности климата, обеспеченное его эргодическим свойством. Поэтому оно прежде всего представляет теоретический интерес, давая однозначное и непротиворечивое определение исходного объкта исследований. Для практических приложений остается прежний способ осреднения ряда наблюдений за состоянием климатической системы в течение нескольких десятилетий. Полученные таким образом характеристики климата не являются равноценной заменой осреднения по ансамблю состояний, которого в нашем распоряжении никогда не будет. Тем не менее до сих пор сохраняется тенденция к использованию концепции классической климатологии о выборочной изменчивости средних, справедливой в предположении неизменного климата.

Пространственные и временные масштабы погодообразующих синоптических процессов в атмосфере и океане в общем известны, хотя о верхней границе временных масштабов колебаний погоды нет единого мнения. Оценки характерного времени термической релаксации земной атмосферы и масштабов внутренних синоптических процессов в ней, содержащиеся в работах [16, 22, 37, 40], подтверждают представление об ограниченности характерных временных масштабов собственных колебаний. В то же время получает все большее распространение точка зрения о сильной внутренней изменчивости атмосферы с временными масштабами значительно больше сезона [28, 33, 47]. Одним из оснований для таких выводов послужили результаты численных экспериментов с моделями общей циркуляции при неизменных граничных условиях. Оказалось, что при численном интегрировании модели на длительные сроки внутренние колебания не затухают, причем анализ распределения дисперсии изменчивости характеристик атмосферы по временным масштабам (частотам), выполненный с помощью линейной фильтрации, показывает преобладающий вклад низких частот, соответствующих периодам более 10 суток [28].

Однако необходимо внимательно рассмотреть эффекты взаимодействия нелинейных процессов, формирующих изменчивость атмосферы, и линейных методов обработки и анализа наблюдений. Признавая атмосферу нелинейной системой, в которой постоянно поддерживаются интенсивные внутренние флуктуации, следует признать и неадекватность случайного стационарного процесса в качестве статистической модели синоптических флуктуаций характеристик атмосферы. В нелинейной и сильнонеравновесной системе возникают флуктуации иного рода, так называемые когерентные или диссипативные структуры в виде волн, вихрей, конвективных потоков и т. д., которые достигают больших величин

и создают дальние корреляции в системе. Очевидно, что процесс, содержащий такие, в общем неслучайные, структуры, отличается от стационарного случайного процесса, каждое значение которого можно рассматривать как индивидуальную случайную величину. Поэтому была предложена модель процесса внутренних флуктуаций, включающая нелинейные структуры в качестве индивидуальных объектов [1].

С помощью этой модели рассмотрено формирование низкочастотной изменчивости атмосферных характеристик [6]. В основе исследования лежит анализ воздействий нелинейных возмущений на линейные операторы сглаживания и спектрального представления наблюдаемой изменчивости характеристик атмосферы. Известно, что линейный оператор представляет любое возмущение в виде бесконечной суперпозиции гармонических колебаний или, иными словами, воздействие возмущения на линейную систему возбуждает ее собственные колебания, которые «отбирают» определенную, обычно низкочастотную, часть возбужденных колебаний и формируют из них выходную реакцию системы. Для оператора сглаживания характерно преобладание собственных низких частот, поэтому воздействие локальных непериодических возмущений на оператор дает на выходе низкочастотные составляющие. Оператор спектрального представления локального непериодического возмущения также в большинстве случаев дает преобладание низких частот [15, 42]. Поэтому в любой характеристике атмосферы спектра последовательности погодных возмущений будет присутствовать низкочастотная составляющая, которая названа нами «красной» составляющей погодного шума [7]. Особенно значительный вклад в формирование низкочастотной составляющей дисперсии вносят наиболее длительные синоптические возмущения, например те, которые являются следствием «блокингов» в атмосфере. С «красной» составляющей погодного шума, очевидно, связаны климатические максимумы дисперсии характеристик атмосферы, особенно заметные в холодную половину года. Эти максимумы приурочены к области наибольшей интенсивности синоптических процессов вблизи побережий океанов в умеренных и высоких широтах.

Появление низкочастотной составляющей погодного шума и изменчивости осредненных характеристик атмосферы ставит серьезные проблемы перед используемыми методами оценки трендов климатических рядов. Действительно, низкочастотные компоненты шума маскируют истинный климатический сигнал, связанный с внешними воздействиями, и разделить их какими-либо линейными операциями, по-видимому, невозможно. Однако в этом случае использование модели шума позволяет рекомендовать выделять тренды и оценивать климатические сигналы по данным за теплую половину года, когда вклад погодного шума в изменчивость характеристик атмосферы минимален. Кроме того, есть принципиальное возражение против традиционных методов оценки трендов, использующих метод наименьших квадратов, которое вы-

двинул Р. Калман [30], критикуя ограниченность выборочной модели статистики: «Идея Гаусса расправиться с шумом при помощи метода наименьших квадратов в большинстве случаев не годится, поскольку опирается на жесткую гипотезу о наличии переменных, свободных от шума». Подобная гипотеза лежит и в основе попыток выделения трендов, хотя часто оснований для этого нет. Как мы видели на примере генерации погодного шума, такой подход может привести к ложным заключениям о присутствии долгопериодных изменений. Поэтому в основе выделения трендов климатических характеристик должны находиться физические представления и гипотезы, а не только ряды данных.

В заключение суммируем изложенные выше представления о развитии идей и методов статистической климатологии в виде ключевой таблицы (табл. 2). Будущее статистической климатологии связано с третьим по данной классификации этапом ее развития. Прежде всего потребуется отказ от традиционных средних (среднемесячных, среднесезонных и т. п.) характеристик состояния атмосферы в качестве исходного объекта исследований и переход к использованию неосредненных (синоптических) данных. В этой связи важное значение отводится массивам информации. В методическом плане все большая роль должна отводиться пространственным средним значениям, по сравнению с временными средними.

Необходимы дальнейшие развития статистических моделей внутренней изменчивости в климатической системе на основе идеи случайной последовательности погодных возмущений и исследований с помощью этих моделей статистических свойств используемых в настоящее время характеристик климата, включая объяснение известных закономерностей естественной изменчивости климата. С использованием нового класса статистических моделей связаны определенные перспективы развития прогнозирования климатической изменчивости. В частности, с их помощью можно выделить и изучать предсказуемость климатической изменчивости третьего рода, связанную с прогнозом изменений в климатической системе под влиянием внешних воздействий (граничных условий) и процесса приспособления системы к фиксированным граничным условиям. К предсказуемости третьего рода относится прогноз крупных внутренних флуктуаций в климатической системе, связанных с ее нелинейной динамикой (диссипативные структуры и когерентные явления, закономерности в их пространственно-временной локализации). Здесь, в частности, должна получить дальнейшее развитие идея об особой роли переходных сезонов в развитии крупных флуктуаций состояния атмосферы в летний и зимний сезоны [9].

В будущих климатологических исследованиях все большее распространение должны получать методы исследования марковских процессов. Марковские свойства климатических рядов тесно связаны с взаимодействием ограничений и воздействий на систему с ее внутренней стохастической динамикой. В частности,

Таблица 2

Основные этапы развития статистической климатологии

Этапы климатологии	Основополагающие физические представления	Математические модели	Характерные свойства моделей	Основные черты климата	Перспективы развития направления
Классический статистический	Изолированная физическая система вблизи состояния равновесия	Генеральная совокупность и выборка	Эргодичность	Неизменность	Использование развивающихся методов математической статистики
Гидродинамический линейный	Медленно изменяющиеся внешние условия, слабые отклонения от локального равновесия	Линейные и квазилинейные модели, случайный стационарный процесс, слабо нестационарный процесс	Суперпозиция	Медленное изменение вслед за изменениями внешних условий	Развитие методов статистического анализа нестационарных процессов
Неравномерный нелинейный	Неравновесность, нелинейные флуктуации	Нелинейные модели. Импульсные случайные процессы	Появление диссипативных структур, когерентных явлений, низкочастотных шумов	Сильная внутренняя изменчивость, интранзитивность	Применение методов исследования нелинейных систем и процессов

установление идентичности марковского свойства последовательности случайных чисел, выбранных из конечного интервала, и в климатических рядах атмосферных характеристик указывает на внешнее ограничение стохастической динамики как на причину такой общности.

Широкое использование в новом подходе к статистической климатологии идей и методов нелинейного анализа открывает возможность обнаружения новых феноменов нелинейной динамики климатической системы, подобных феноменам в поведении простых нелинейных систем. Естественно, что должно происходить дальнейшее усвоение достижений нелинейной физики для целей климатологии. Прогресс статистической климатологии в намеченных направлениях, несомненно, позволит получить и новые практические важные результаты в области исследований климата полярных областей, где роль внутренней динамики в формировании климата и его изменчивости особенно велика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Гидрометеорологический процесс как сумма детерминированных возмущений и случайных флуктуаций.— Тр./ААНИИ. 1975, т. 321, с. 106—111.

2. Алексеев Г. В. Взаимодействие океана и атмосферы как термодинамический процесс.— Тр./ААНИИ, 1982, т. 383, с. 25—33.

3. Алексеев Г. В. Статистический анализ последовательности форм циркуляции атмосферы на основе классификации Вангенгейма-Гирса.— Тр./ААНИИ. 1982, т. 383, с. 47—53.

4. Алексеев Г. В. Вопросы идентификации и моделирования внутренней компоненты изменчивости климата.— Тр./ААНИИ, 1986, т. 406. с. 66—70.

5. Алексеев Г. В. О внутреней устойчивости климата атмосферы.— Тр./ААНИИ, 1988, т. 409, с. 43—49.

6. Алексеев Г. В. Погодный шум в межгодовых колебаниях климата.— Тр./ААНИИ, 1988, т. 409, с. 5—10.

7. Алексеев Г. В. Статистическая модель погодного шума в климатических рядах.— В кн.: Пятое Всесоюзн. совещ. по применению стат. методов в метеорологии. Тез. докл.— Казань, 1988, с. 68.

8. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В. К проблеме предсказуемости в долгосрочных прогнозах погоды.— Метеорология и гидрология, 1979, № 5, с. 16—21..

9. Алексеев Г. В., Священников П. Н. Естественная изменчивость характеристик климата Северной полярной области и северного полушария.— Л.: Гидрометеоиздат, 1991.— 160 с.

10. Алексеев Г. В., Нагурный А. П., Николаев Ю. Ц. Основные проблемы исследований изменчивости климата высоких широт.— Тр./ААНИИ, 1983, т. 392, с. 5—13.

11. Алексеев Г. В., Священников П. Н., Либентова З. Я. Сопряженность аномалий приземного давления и температуры воздуха в полярной и субтропической областях северного полушария.— Тр./ААНИИ. 1988, т. 409, с. 12—20.

12. Алексеев Г. В., Гаврилова Л. А., Священников П. Н., Ушакова Л. А. Анализ внутренней изменчивости среднезональных характеристик приземной температуры воздуха над северным полушарием.— Тр./ААНИИ, 1986, т. 406 с. 94—104.

13. Альтговзен З. Р. Статистические характеристики межгодовой изменчивости среднемесячных температур воздуха.— Метеорология и гидрология, 1976, № 10, с. 30—35.

14. Вангенгейм Г. Я. О колебаниях атмосферной циркуляции Северного полушария.— Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1946, № 5, с. 405—416.
15. Ван дер Зил А. Шум.— М.. Сов. радио, 1973.— 170 с.
16. Вербицкий М. Д., Чаликов Д. В. Моделирование системы ледники—океан—атмосфера.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 132 с.
17. Винников К. Я. Чувствительность климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 214 с.
18. Виноградов Н. Д. Об учете форм атмосферной циркуляции в долгосрочных метеорологических прогнозах.— Тр./ААНИИ, 1977. т. 389, с. 26—36.
19. Воскресенский А. И., Гирс А. А. О роли атмосферной циркуляции в формировании аномалий температуры воздуха климатического масштаба в Арктике.— Метеоролог. исслед.— 1981, № 26, с. 5—12.
20. Гапонов-Грехов А. В., Рабинович М. И. Нелинейная физика. Стохастичность и структура.— В кн.: Физика XX века. Развитие и перспективы.— М.: Наука, 1984, с. 219—280.
21. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 280 с.
22. Голицын Г. С. Введение в динамику планетных атмосфер.— Л.: Гидрометеоиздат, 1973.— 109 с.
23. Груза Г. В., Клещенко Л. К. Данные о структуре и изменчивости климата. Геопотенциал поверхности 500 мбар и некоторые характеристики циркуляции.— Обнинск: ВНИИГМИ—МЦД, 1982.— 218 с.
24. Груза Г. В., Ранькова Э. З. Данные о структуре и изменчивости климата. Температура воздуха на уровне моря. Северное полушарие.— Обнинск, ВНИИГМИ—МЦД, 1979.— 203 с.
25. Груза Г. В., Поляк А. М., Шахмейстер В. А. О пространственно-временной статистической структуре среднемесячного геопотенциала поверхности 500 мбар.— Метеорология и гидрология. 1979, № 4, с. 35—43.
26. Демченко П. Ф. Аналитическая модель широтного хода дисперсий и спектров зонально-определенной температуры.— Изв. АН СССР, сер. ФАО, 1984, т. 20, № 2, с. 144—150.
27. Должанский Ф. В., Кляцкин В. И., Обухов А. М., Чусов М. А. Нелинейные системы гидродинамического типа.—М.: Наука, 1974.— 160 с.
28. Дымников В. П., Филатов А. Н. Устойчивость крупномасштабных атмосферных процессов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1990.— 236 с.
29. Захаров В. Ф. Льды Арктики и современные природные процессы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 136 с.
30. Калман Р. Е. Идентификация систем с шумами.— В кн.: Успехи мат. наук.— 1985, т. 40, вып. 4 (244), с. 27—41.
31. Крылов Н. С. Работы по обоснованию статистической физики.— М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1950.— 207 с.
32. Кэндэл М. Временные ряды.— М.: Финасы и статистика, 1983.— 199 с.
33. Марчук Г. И., Кондратьев К. Я., Дымников В. П. Некоторые проблемы теории климата.— В кн.: Итоги науки и техники. Сер. Метеорология и климатология, т. 7.— М.: 1981.— 104 с.
34. Монин А. С. Введение в теорию климата.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 246 с.
35. Николаев Ю. В., Колтаков Ю. Н. Климатические колебания общей циркуляции атмосферы по данным классификации Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса.— Метеорология и гидрология, 1980, № 11, с. 14—19.
36. Отчет по НИР «Исследовать процессы взаимодействия системы атмосфера—океан—морской лед». Том IV.— Л.: Фонды ААНИИ, 1987, с. 225—270.
37. Савченко В. Г., Нагурный А. П. Воздействие тепловых потоков из океана на колебания климата высоких широт.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 189 с.
38. Синай Я. Г. Случайность неслучайного.— Природа, 1981, № 3, с. 43—51.

39. Сонечкин Д. М. Стохастичность в моделях общей циркуляции атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1984.— 287 с.
40. Физические основы теории климата и его моделирование.— Тр./междунар. научн. конф. (Стокгольм, 29 июля — 10 августа 1974 г.)— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 271 с.
41. Хакен Г. Синергетика.— М.: Мир, 1980.— 404 с.
42. Харкевич А. А. Спектры и анализ.— М.: Наука, 1962.— 192 с.
43. Хинчин А. Я. Математические основания статистической механики.— М.—Л.: ОГИЗ—ГИИТЛ, 1943.— 118 с.
44. Alekseyev G. V. Separation of climatic signal and weather noise, its statistical model and predictability.— Joint Assembley IAMAP/IAPSO, Honolulu, Hawaii. August 5—16, 1985.
45. Lorenz E. N. Deterministic nonperiodic flow.— J. Atmos. Sci., 1963, vol. 20, p. 130—141.
46. Lorenz E. N. Nondeterministic theories of climatic change.— Quarternary Research, 1976, vol. 6, No 4, p. 495—506.
47. Mitchel J. M. An over vieev of climatic variability and its causal mechanisms.— Quartertary Research, 1976. vol. 6, No 4, p. 1—13.

А. А. Дмитриев

О ДИНАМИКЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ СТРУКТУР В АРКТИКЕ

Несмотря на многолетние исследования общей циркуляции атмосферы (ОЦА) проблема ее изучения в силу сложности и многофакторности неизменно остается актуальной ввиду того, что познание ОЦА необходимо не столько для выявления ее закономерностей, сколько для создания новых и совершенствования существующих методов долгосрочных прогнозов [1, 2, 7].

В то же время в силу указанных причин любая попытка прикоснуться к этой проблеме завершается, в лучшем случае, получением каких-либо интегральных показателей, описывающих характер проявления ОЦА в конкретных регионах Земли. Будучи весьма полезными для своего региона, подобные индексы или классификации (даже признанные), конечно, отражают только ту или иную часть общециркуляционного процесса. Создание более масштабной (хотя бы для полушария) модели ОЦА сопряжено с целым рядом трудностей.

В этом отношении исследователи, занимающиеся процессами в высоких широтах планеты, имеют более широкие возможности хотя бы потому, что для этого обширного региона характерна достаточно однообразная подстилающая поверхность, более однородный приток тепла в течение всех сезонов и протекающие процессы рассматриваются не по какому-либо ограниченному району, а циркумполярно, к тому же с учетом зоны умеренных широт.

Для оценки интенсивности крупномасштабных течений в высоких широтах нами было решено обратиться к одной из сторон процесса общей циркуляции: колебаниям интенсивности зонального потока.

Давно замечено, что интенсивность зонального переноса в фиксированном широтном поясе не остается постоянной, а квазициклически изменяется. На полушарии происходит постоянное смещение углового момента от южных широт к северным, сопровождающее перенос тепла в этом же направлении. Изучение колебаний зональности в средних широтах привело в свое время к разработке понятия «цикл индекса». В научной литературе известен целый ряд попыток вычислений различных индексов (Россби, Блинова, Кац и др.) по конкретным регионам или широтным зонам.

Однако, поскольку отмеченные (наиболее популярные) индексы отражают характер процессов, происходящих в основном в низких и умеренных широтах, то нами была поставлена задача

вычислить индекс, отражающий развитие макропроцесса в высоких широтах северного полушария.

Под подсчета характеристик высокоширотного индекса использовались градиенты высотного (H_{500} мбар) поля по 12 равноотстоящим створам, начиная с нулевого меридиана, между 60 и 80° с. ш. Индекс для всего центрального полярного бассейна определяется как сумма 12 градиентов [4—6].

Рабочая позиция в выборе указанных широтных кругов для данного исследования выражалось в том, что значения геопотен-

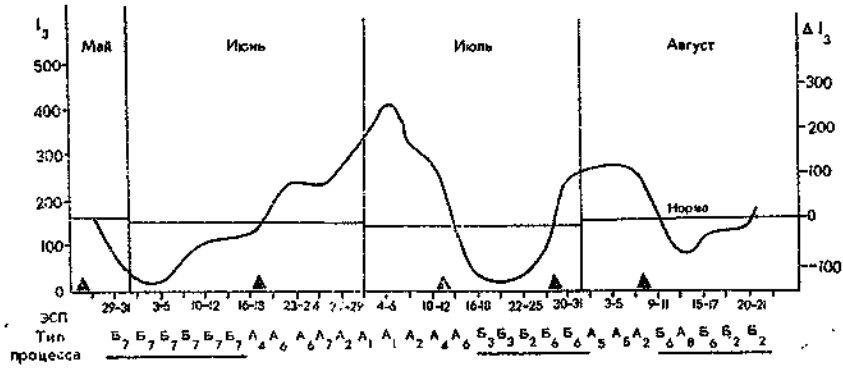


Рис. 1. Временной ход (по ЭСП) индекса высокоширотной зональности и его аномалий за период с 27 мая по 21 августа 1975 г. и типов процессов в Арктике.

циала в избранных 12 точках по широтному кругу 80° с. ш. считались наиболее показательными при диагностике процессов непосредственно в приполюсном районе, а 12 значений H_{500} вдоль круга 60° с. ш. оценивались как характеристики зоны, фиксирующей динамику изменения макропроцессов (или состояния длинных термобарических волн) в умеренных широтах. Осреднение по 12 створам предпринято не случайно, поскольку меньшее число створов могло бы привести к упущению (просеиванию) важных подробностей зонального профиля.

В результате для исследуемого ряда с 1949 по 1993 г. были вычислены значения индекса высокоширотной зональности для различных временных интервалов (по дням, ЭСП, месяцам и годам). Кроме табличного представления, эти данные для удобства использования нанесены на временные (по ЭСП) графики по каждому указанному году.

На рис. 1 в качестве примера представлен ход суммарного высокоширотного зонального индекса для произвольно выбранного ограниченного временного интервала летнего периода 1975 г.

Анализ архива графического материала за весь исследуемый период позволяет прежде всего констатировать, что временной ход рассматриваемого индекса представляет собой квазипериоди-

ческий процесс. Однако, оценивая значимость данного вывода, заметим, что знание квазипериодичности в характере хода высокоширотного индекса было бы не столь информативно, если бы одновременно не была доказана синхронная зависимость между индексом и характером барического поля в Арктике (через последовательность тропосферных типов) [7].

Эта зависимость состоит в том, что при понижении $I_з$ от максимума к минимуму происходит переход от процессов группы циклонических типов А к процессам группы антициклонических типов Б, а при увеличении индекса вновь наблюдаются процессы группы А. Этот факт позволяет заключить, что интенсивный широтный воздухообмен на высоте определяет последовательность типов группы А, в то же время усиление междуширотного воздухообмена вызывает развитие типов группы Б.

Так, на рис. 1 видно, что за рассматриваемый произвольный отрезок времени развитие высокоширотного зонального индекса характеризуется наличием пяти последовательных периодов (стадий) разного знака в аномалиях (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика последовательных стадий $\pm \Delta I_з$ в период с 27 мая по 21 августа 1975 г.

Период	Знак	Продолжительность		Максимальная интенсивность $\Delta I_з$	Последовательность типов	ОЦП
		ЭСП	Дни			
27/V—18/VI	—	8	23	—125	$Б_5Б_7Б_7Б_7Б_7Б_7Б_7А_4$	24—31/V, 1—5/VI, 6—12/VI, 13—18/VI
19/VI—12/VII	+	8	24	258	$А_6А_6А_7А_2А_1А_1А_2А_4$	19—26/VI 27—6/VII 7—12/VII
13—29/VII	—	5	17	—131	$А_6Б_3Б_3Б_2Б_6$	13—21/VII, 22—31/VII
30/VII—8/VIII	+	4	10	124	$Б_6А_5А_5А_2$	22—31/VII, 1—8/VIII
9—21/VIII	—	5	13	—81	$Б_6А_8Б_6Б_2Б_2$	9—17/VIII, 18—23/VIII

Остановимся на сходстве и различии этих стадий.

Так, из рис. 1 и табл. 1 следует, что первая, третья и пятая стадии, несмотря на некоторые различия в их продолжительности и интенсивности, отражают периоды с явно ослабленной высокоширотной зональностью ($-\Delta I_з$) и соответствуют активным процессам антициклогенеза с преобладающими восточными воздушными потоками в полярном бассейне (группа Б).

Наоборот, вторая и четвертая стадии (хотя они различаются по продолжительности и по интенсивности) отражают периоды, при которых высокоширотная зональность очень развита ($\Delta I_з$)

и в Арктике наблюдаются в основном процессы группы А с преобладающими западными воздушными потоками.

Поскольку рассмотренный пример является достаточно характерным для всего исследуемого ряда лет, то сказанное позволяет сделать принципальный вывод: вычисленный для высоких широт северного полушария индекс, безусловно, представляет собой емкую интегральную характеристику состояния воздухообмена.

Совместный анализ высокоширотного зонального индекса и тропосферных типов процессов [7] создает достаточно полную картину макропроцесса в Арктике, ибо цикл индекса описывает тенденцию процесса, а типы конкретизируют и детализируют его реализацию.

Для доказательства этих ответственных выводов, а также с целью подхода к пониманию природы полученной закономерности нами была осуществлена обработка всего 43-летнего архива графиков индекса высокоширотной зональности. За стадию (или период развития определенного класса процессов в Арктике) нами принимался период любой продолжительности (минимум один ЭСП), если он отчетливо проявлялся в характере барического поля, т. е. если периоду ΔI_3 соответствовали процессы группы А (с циклоническим характером барического поля), а периоду — ΔI_3 — процессы группы Б (с антициклоническим характером барического поля).

В результате на всех графиках индекса высокоширотной зональности 43-летнего исследуемого ряда были выделены стадии $\pm\Delta I_3$ и составлен их календарный каталог, в котором, кроме дат, представлены вычисленные продолжительности, зафиксированы максимальные интенсивности аномалий каждого периода и набор тропосферных типов, составляющих структуру последних. Безусловно, что даже создание этого пособия имеет как научное, так и прикладное значение.

Обработка всего отмеченного материала показала, что за весь исследуемый ряд лет осуществилась 1001 подобная стадия (табл. 2), из которых 501 с положительным знаком индекса (249 зимой и 252 летом) и 500 — с отрицательным знаком (247 зимой и 253 летом). Среднее число наблюдаемых в году стадий составляет 23, т. е. по 11—12 стадий того и другого знака. Причем в подавляющем большинстве лет число их с отрицательным и положительным знаком было одинаково. Этот, разумеется, совершенно не случайный факт, отражает по сути дела существование в Северной полярной области достаточно стабильного квазипериодического процесса, генерируемого неким единым механизмом или силами.

В то же время анализ межгодовых изменений числа стадий (табл. 2) убеждает в том, что здесь явно прослеживается и долгопериодный колебательный процесс, аналогичный обнаруженному при анализе многолетних изменений числа ЭСП [7]. К примеру, в 1952 г. число стадий было всего 17, а в 1962 г. оно составило 31. В целом же, если в периоды с 1949 по 1957 гг., с 1964 по 1975

Таблица 2

Число реальных стадий в ходе ΔI_3 с 1949 по 1991 г.

Год	ΔI	$-\Delta I$	$\pm \Delta I_3$	Год	ΔI	$-\Delta I$	$\pm \Delta I_3$
1949	10	10	20	1971	12	13	25
1950	10	10	20	1972	12	12	24
1951	10	9	19	1973	9	10	19
1952	8	9	17	1974	13	13	26
1953	9	9	18	1975	11	10	21
1954	10	10	20	1976	12	13	25
1955	10	10	20	1977	14	14	28
1956	12	11	23	1978	14	13	27
1957	11	11	22	1979	11	12	23
1958	14	14	28	1980	14	14	28
1959	13	13	26	1981	14	14	28
1960	14	15	29	1982	12	12	24
1961	14	13	27	1983	12	11	23
1962	15	16	31	1984	13	14	27
1963	15	15	30	1985	11	11	22
1964	11	10	21	1986	9	9	18
1965	12	12	24	1987	10	10	20
1966	12	12	24	1988	13	12	25
1967	11	11	22	1989	10	10	20
1968	11	11	22	1990	10	10	20
1969	10	11	21	1991	12	12	24
1970	13	12	25				
				Всего	501	500	1001
				Среднее	12	11	23

и с 1985 по 1991 гг. общее годовое число стадий ΔI_3 было явно ниже многолетней нормы (или, иными словами, стадии были более продолжительными), то в периоды с 1958 по 1963 и с 1976 по 1984 гг. годовое число стадий заметно превышало норму (т. е. они были частыми и менее продолжительными.) Эти материалы, как нам видится, имеют очевидную научную и практическую значимость.

Если же подробнее говорить о продолжительности выделенных стадий, то в каждом конкретном случае она была различной и колебалась от 2 до 82 дней при ΔI_3 и от 2 до 70 дней при $-\Delta I_3$, хотя, конечно, повторяемость крайних указанных градаций исключительно мала.

Из построенных гистограмм (рис. 2) достаточно отчетливо видно, какие стадии по продолжительности имели место за 43-летний ряд и какова их вероятность осуществления. Несмотря на то, что основной спектр вероятности осуществления стадий в ходе ΔI_3 различной продолжительности очевиден, нами по всему ряду была вычислена средневзвешенная устойчивость стадий. Результаты расчетов показали, что она составляет 15—16 суток. Анализ

рассмотренных графиков позволяет отметить, что зафиксированные стадии в ходе высокоширотного индекса замечательны не

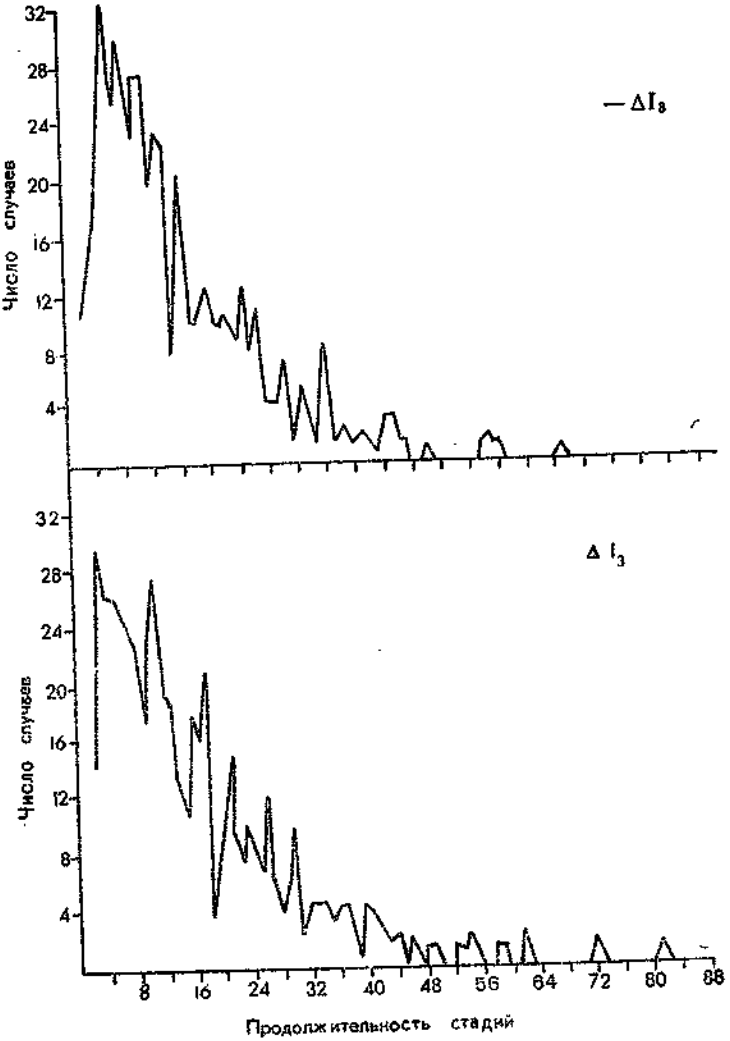


Рис. 2. Вероятность (число случаев) осуществления стадий различной продолжительности (в днях) в ходе ΔI_3 за период с 1949 по 1991 г.

только своей повторяемостью и продолжительностью, но и постоянно меняющейся интенсивностью.

В ходе развития каждого макропроцесса аномалия I_3 или амплитуда интенсивности этого процесса претерпевали существенные колебания от близких к норме до максимальных: зимой 300—320 гПа и летом 200—260 гПа. В среднем же аномалия ин-

декса составляла около 100—125 гПа зимой и около 50—60 гПа летом. Кроме того, заметим, что об интенсивности стадий можно судить не только по оценке аномалии $\Delta I_з$, но и по оценке последовательности (набору) тропосферных типов внутри каждой стадии. Так, чем больше интенсивность высокоширотной зональности, тем большее преобладание циклонических типов из группы $А(А_1А_2А_3)$, и наоборот, чем ниже интенсивность зональности, тем чаще появление наиболее антициклональных типов из группы $Б(Б_1Б_2Б_7)$.

Иначе говоря, по последовательности типов процессов внутри конкретной стадии можно судить и оценивать предстоящий характер поведения как самого индекса, так и ожидаемого процесса.

Таким образом, информация о сохранении стадий того или иного знака аномалий $I_з$ и их интенсивности позволяет более масштабно и взвешенно (в некотором роде в энергетическом плане) оценивать исходный характер конкретного природного процесса, не говоря уже о предполагаемом ходе его развития. Этому способствует еще и тот факт, что внутри любой стадии $I_з$ отчетливо выделяется прогрессивная ее часть (ветвь роста) и деградирующая часть (ветвь падения), которые сами по себе несут полезную прогностическую информацию как в плане учета интенсивности процесса, так и его тенденции на будущее.

Не лишним будет заметить, что и отмеченный факт, и конкретная последовательность (набор) тропосферных типов по каждой стадии являются достаточно убедительным критерием в вопросе оценки однородности (гомологичности) тех или иных периодов $\pm\Delta I_з$ между собой, что крайне важно в оперативной работе.

После выделения границ стадий в ходе $I_з$ и получения средних характеристик их продолжительности, возникла мысль о тождественности последних с однородными циркуляционными периодами (ОЦП), используемыми в макроциркуляционном методе прогноза погоды [1—2], тем более, что в ряде случаев их границы совпали.

Для доказательства этого (по аналогии со стадиями $I_з$) была подсчитана повторяемость и продолжительность ОЦП за тот же исследуемый ряд лет с 1949 по 1991 г. (рис. 3). Выяснилось, что если за 43-летний период, как мы уже знаем, осуществилось 1001 стадия $\Delta I_з$, то за этот же период наблюдалось 2066 (1036 зимой и 1030 летом) ОЦП, т. е. на 1065 периодов больше. Это, конечно, результат того, что средневзвешенная продолжительность стадии составляет 15—16 суток, ОЦП 6—8 суток (рис. 3).

Именно по этой причине, как следует из данных табл. 1, в период осуществления любой стадии индекса в течение выбранного для иллюстрации периода наблюдалось от 2 до 4 ОЦП. Если же учесть, что некоторые стадии в ходе индекса имеют продолжительность до двух и более месяцев, то можно понять, что за этот период может осуществиться до десятка ОЦП.

Сказанное позволяет утверждать, что стадии в ходе индекса и ОЦП — генетически отличные друг от друга периоды. Скорее

всего, ОЦП надо рассматривать как составные звенья стадий в ходе аномалий индекса, т. е. как и ЭСП нами рассматривается в качестве составной части ОЦП.

Таким образом, в характере высокоширотной зональности северного полушария выявлено и доказано существование стадии, имеющей в среднем полумесячную продолжительность. Поскольку

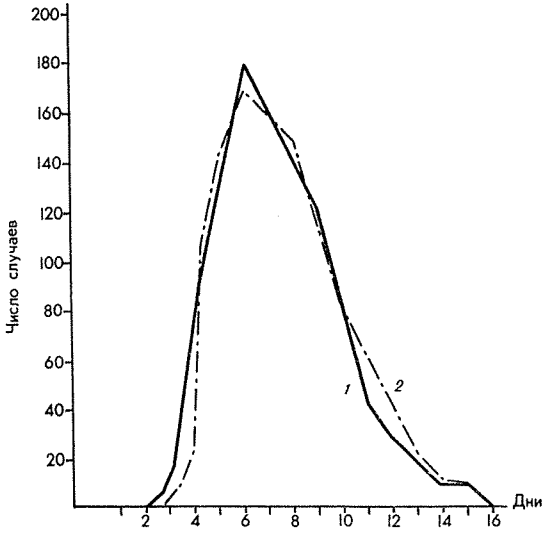


Рис. 3. Вероятность (число случаев) осуществления ОЦП различной продолжительности (в днях) за период с 1949 по 1991 г. для зимнего (*1*) и летнего (*2*) периодов.

высокоширотный индекс адекватно отражает процесс во всей толще тропосферы, то можно утверждать, что, во-первых, выделенная новая стадия в атмосферной циркуляции достаточно обоснованна и, во-вторых, она является тем периодом, при котором циркуляционные и внешние факторы одинаково значимы, т. е. представляют собой промежуточное звено между ОЦП и внутригодовыми стадиями.

Оценив все сказанное, попытаемся высказать соображения о природе происхождения, или физической сущности, выделенных стадий в ходе индекса высокоширотной зональности.

Нам представляется, что рассмотренные квазипериодически повторяющиеся стадии в ходе высокоширотной зональности являются прежде всего отражением колебаний интенсивности циркумполярного вихря — крупнейшего звена общей циркуляции атмосферы, находящегося в силу своего положения и масштабности под влиянием всех известных земных и внешних сил [5].

Если же говорить об источниках, способных генерировать возникновение колебаний интенсивности циркумполярного вихря, то

в первую очередь можно заключить, что они являются отражением глобального процесса выравнивания температур между экватором и полюсом, протекающего под влиянием в основном земных факторов, перерабатывающих тепло Солнца.

Во-вторых, имеет смысл обратиться к тем же силам, которые оказывают существенное влияние на ход всех гидрологических процессов в океане, а это, как известно, 7—9-дневная и полумесячномесячная вариация приливообразующей силы Луны и Солнца [8]. Отмеченные вариации этой силы, являясь одним из «возмутителей спокойствия» на Земле, видимо, совместно с земными факторами способны генерировать колебания в атмосфере высоких широт, которые нами выявлены при анализе индекса высокоширотной зональности.

Иначе говоря, можно констатировать, что выявленный в ходе высокоширотного зонального индекса квазипериодический колебательный процесс, являясь своеобразным индикатором крупномасштабной атмосферной циркуляции, отражает динамику сопряженности между высокими и умеренными широтами северного полушария.

Направленность этой сопряженности в конечном итоге есть результат двух принципиально отличных режимов работы всей огромной термодинамической машины, которой является атмосферная циркуляция. Так, если в высоких широтах северного полушария господствует активная циклоническая деятельность, а в умеренных широтах (как и должно быть в этом случае) сформировался пояс высокого давления, то высокоширотная зональность велика, термические и барические градиенты направлены с юга на север; если над Арктикой господствует обширный антициклон, а в зоне умеренных широт наблюдается активная циклоническая деятельность, то в этом случае высокоширотная зональность мала (наоборот, увеличен межширотный воздухообмен) и все градиенты направлены с севера на юг.

Разумеется, подобный (пусть даже несколько упрощенный) двухвариантный режим сопряженности атмосферных процессов между высокими и умеренными широтами северного полушария на графиках индекса особенно четко проявляется в те периоды, когда аномалии $I_з$ обоих знаков достаточно велики. Приближение аномалий индекса к нулевым значениям свидетельствует о начале перестройки режима работы всей термодинамической машины и, соответственно, о предстоящей смене знака сопряженности между высокими и умеренными широтами северного полушария.

Таким образом, как видим, большинство представленных материалов, кроме углубления диагностического арсенала средств, несут в себе достаточно много прогностической информации.

Подтверждением этого может служить хотя бы тот факт, что для целей среднесрочных прогнозов погоды по Арктике уже несколько лет успешно используются закономерности хода индекса высокоширотной зональности. Более того, сейчас стало очевидным,

что все отмеченные материалы по индексу, как и вычисленные их месячные, сезонные и годовые характеристики, с успехом можно использовать как основу для составления и детализации месячных прогнозов погоды.

Для этой цели нами уже вычислен и составлен архив полей аномалий атмосферного давления (планируется и архив температуры воздуха) по датам каждой из выделенных стадий в ходе индекса высокоширотной зональности за период с 1949 по 1993 г.

Расчерчивание и предварительный анализ всего этого довольно объемного архива карт полей давления убеждает, что каждое поле достаточно индивидуально. Поля давления, наблюдавшиеся в период осуществления стадий с положительной аномалией индекса высокоширотной зональности, принципиально отличаются от полей давления, наблюдавшихся при осуществлении стадий с отрицательной аномалией индекса. В первом случае поля характеризуются в основном циклоническим знаком поля в Арктике, а во втором случае — в основном антициклональным.

В то же время различие полей давления в рамках границ стадий одного и того же знака $\Delta I_з$, разумеется, имеет место, поскольку структурная цепочка типов у большинства стадий своя, но главная отмеченная черта (характер поля) присутствует всегда.

В заключение можно отметить, что как уже построенный архив, так и та его часть, которая будет построена за счет постоянного пополнения, в конечном итоге, очевидно, сможет стать основой принципиально нового диагностического пособия для составления и уточнения долгосрочных метеорологических прогнозов. Не исключено, что архив этих полей со временем, возможно, заменит аналогичные материалы, построенные по физически мало обоснованным календарным месяцам каждого года, являющимися пока основой месячных и сезонных прогнозов в макроциркуляционном методе. Выполнение всего комплекса указанных мероприятий в конечном итоге, видимо, должно улучшить качество долгосрочных метеорологических прогнозов.

В итоге заметим, что вычисленный высокоширотный зональный индекс, являясь достаточно универсальным инструментом для диагноза и прогноза атмосферных процессов, может быть с успехом использован и в смежных науках.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вангенгейм Г. Я. Основы макроциркуляционного метода долгосрочных метеорологических прогнозов для Арктики.— Тр./ААНИИ, 1952, т. 34, с. 11—66.

2. Гирс А. А. Многолетние колебания атмосферной циркуляции и долгосрочные гидрометеорологические прогнозы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1971.— 280 с.

3. Дмитриев А. А., Сельцер П. А. Индекс интенсивности высокоширотной зональности и синоптические процессы в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1984, т. 397, с. 95—100.

4. Дмитриев А. А., Сельцер П. А. Учет внутригодовых и многолетних изменений высокоширотного зонального индекса в диагнозе и прогнозе атмосферных процессов в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1986, т. 393, с. 21—31.

5. Дмитриев А. А. Характер внутригодовой изменчивости циркумполярного вихря и учет ее в прогнозах погоды в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1989, т. 416, с. 12—25.

6. Дмитриев А. А. Высокоширотный зональный индекс как информативный количественный показатель крупномасштабных гидрометеорологических процессов в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1989, т. 416, с. 66—75.

7. Дмитриев А. А., Сельцер П. А., Кондратюк С. И., Кучин В. А. Макромасштабные атмосферные процессы и среднесрочные прогнозы погоды в Арктике.— Л.: Гидрометеоиздат, 1989.— 253 с.

8. Максимов И. В. Геофизические силы и вода океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 447 с.

С. М. Лосев, Ю. А. Горбунов, И. Ю. Кулаков

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ДРЕЙФА ЛЬДА В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ ПО ДАННЫМ АВТОМАТИЧЕСКИХ БУЕВ

Данные американских автоматических буев [4, 7], расстановка которых осуществляется на значительной части акватории Арктического бассейна, являются хорошей основой для расчета и анализа полей статистических характеристик дрейфа льда. Последние позволяют выявить ряд особенностей движения ледяного покрова, связанных с различиями пространственного распределения его элементов, влиянием суши, сезонными изменениями состояния льда. Возможна также детальная статистическая характеристика дрейфа льда по отдельным районам Арктического бассейна с выделением самих районов. Этим вопросам и посвящена настоящая статья.

Ранее по материалам аэрофотосъемки было показано, что распределение продольных и поперечных отклонений векторов скорости дрейфа совокупности льдин, расположенных в ограниченной зоне (порядка 5×5 км), от вектора, осредненного по площади всей зоны, хорошо соответствует нормальному распределению случайной величины [6]. Теперь аналогичный анализ применен к временным рядам суточных скоростей дрейфа. Степень согласованности теоретического нормального и эмпирического распределений (рис. 1) проверялась с использованием критериев согласия А. Н. Колмогорова и Пирсона [1]. Проверка показала, что гипотеза о распределении продольных и поперечных отклонений векторов скорости временного ряда от среднего за период вектора по нормальному закону достаточно правдоподобна. Следовательно, и в этом случае для описания распределения векторов скорости перемещения льда вполне допустимо применение нормального закона распределения случайной величины. На рис. 1 различными значками около кривых нормального распределения обозначены натурные данные пяти буев, причем серии наблюдений взяты за разные сезоны года.

На плоскости нормальный закон распределения случайного вектора можно представить эллипсами равной плотности вероятности, именуемыми эллипсами рассеивания [1, 6]. Основными элементами эллипса рассеивания являются:

— полуоси эллипса, равные главным вероятным отклонениям V'_ξ, V'_η и характеризующие отклонения векторов скорости от среднего вектора по направлениям их наибольшего и наименьшего разброса;

— угол между большой осью эллипса и осью $0X$ принятой системы координат (изменяется от 0 до 180°), характеризующий ориентацию эллипса;

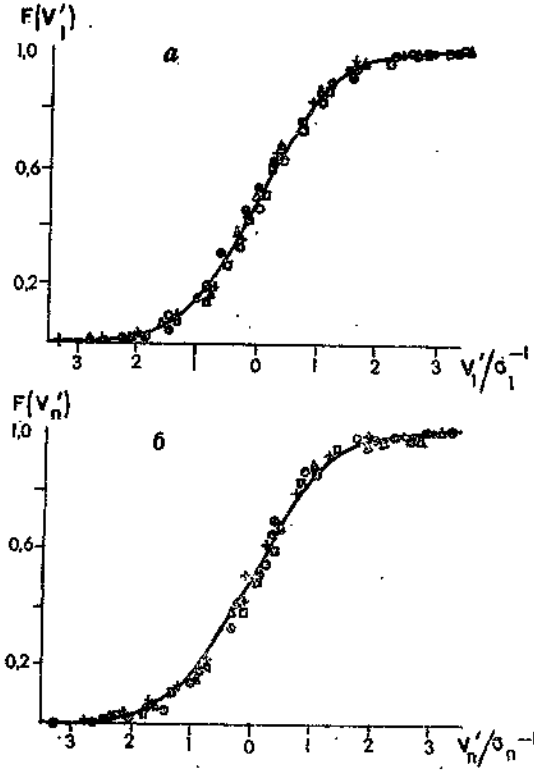


Рис. 1. Аппроксимация распределения нормированных продольных (*а*) и поперечных (*б*) отклонений векторов скорости суточного дрейфа льда от вектора средней скорости функцией распределения нормального закона.

— угол между большой осью эллипса и направлением среднего вектора, характеризующий разворот эллипса относительно вектора средней скорости дрейфа;

— показатель сжатия эллипса ε, равный дополнению до 1 отношения малой полуоси к большой, т. е. $\varepsilon = 1 - V'_\eta/V'_\xi$.

Эллипс с полуосями, равными главным вероятным отклонениям, называется единичным. Вероятность попадания конца случайного вектора скорости в такой эллипс равна 0,203. Эллипс, полуоси которого равны четырем главным вероятным отклонениям, считается полным эллипсом рассеивания. Вероятность отклонения конца случайного вектора от среднего за пределы та-

кого эллипса составляет всего лишь около 0,03, т. е. данный эллипс охватывает отклонения почти всех векторов скорости дрейфа.

Расчет эллипсов рассеивания выполнен непосредственно по совокупностям векторов суточной скорости дрейфа каждого буя за трехмесячные промежутки времени.

В итоге получены карты, на которых в определенном масштабе приведены оси единичных эллипсов (рис. 2 и 3). Их центры построены на концах векторов скорости результирующего дрейфа. Все характеристики отнесены к точкам (конец вектора на карте), характеризующим среднее положение буев за период. Векторы даны в том же масштабе, что и оси эллипсов. Масштаб скорости приведен на рис. 2, *а* и 3, *а*. Номер, поставленный возле центра эллипса, характеризует номер соответствующего буя.

В расчетах использованы данные только за два года (1979 и 1980 гг.). К сожалению, не все периоды года представлены наблюдениями достаточно полно. Особенно мало данных за декабрь—февраль. Поэтому оси эллипсов рассеивания за декабрь—февраль 1979/80 г. (буи 5, 15, 25, 26) и 1980/81 г. (буи 34, 37) помещены на одной карте (рис. 3, *в*). Практически не выполнялись наблюдения в марте—мае 1980 г. По акватории бассейна данные также распределены весьма неравномерно. Часть бассейна, примыкающая к российским арктическим морям, почти не охвачена наблюдениями. По этим причинам некоторые из полученных результатов являются пока предварительными.

Анализ рассчитанных характеристик позволяет сделать вывод о том, что в Арктическом бассейне выделяется ряд макрорайонов с близкими значениями элементов эллипсов рассеивания в каждом из них. Различия элементов между районами в целом достаточно выражены. Это послужило основанием для обобщения полученных данных именно по таким районам. Всего в Арктическом бассейне выделено 5 районов: канадский, аляскинско-чукотский, центральный, гренландский, шпицбергенский.

На приведенных рисунках границы районов обозначены пунктирной линией. Вследствие недостаточного количества исходной информации их следует считать приближенными. К тому же некоторые районы еще не оконтурены полностью. В дальнейшем эти вопросы требуют уточнения, которое может выразиться и в выделении новых районов, особенно в части Арктического бассейна, примыкающей к морям сибирского шельфа.

Необходимо заметить, что первая попытка районирования Арктического бассейна на основе учета локальных особенностей дрейфа льда была предпринята З. М. Гудковичем (1974 г.). Им были использованы векторы результирующего перемещения дрейфующих станций за годовые периоды и координаты начала векторов. Методом объективной классификации исходные данные были разделены на группы, каждая из которых тяготеет к определенному району. В итоге в бассейне было выделено 11 районов. Характеристики дисперсии векторов скорости во внимание не принимались. Естественно, что результаты этого районирования суще-

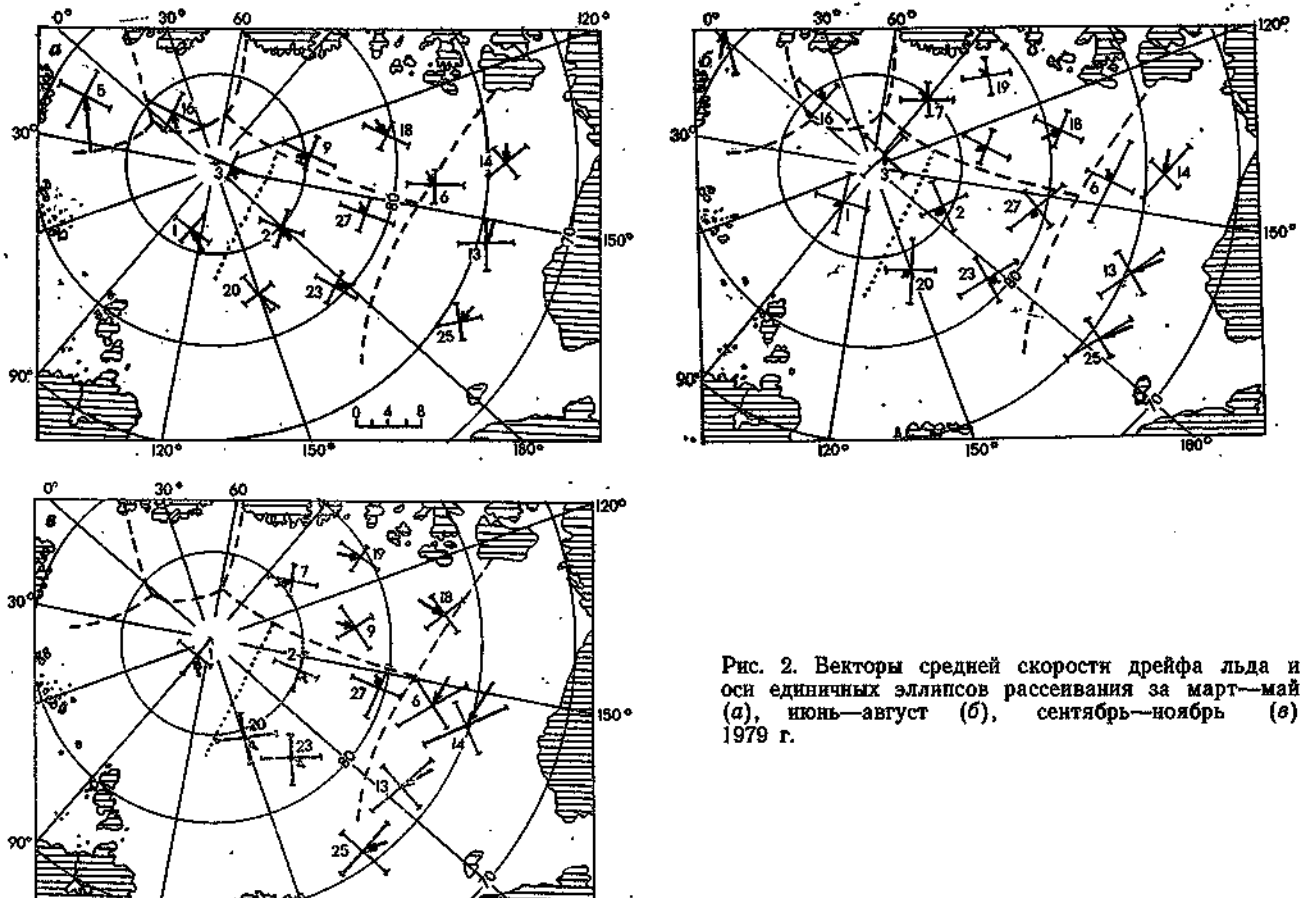


Рис. 2. Векторы средней скорости дрейфа льда и оси единичных эллипсов рассеивания за март—май (*а*), июнь—август (*б*), сентябрь—ноябрь (*в*) 1979 г.

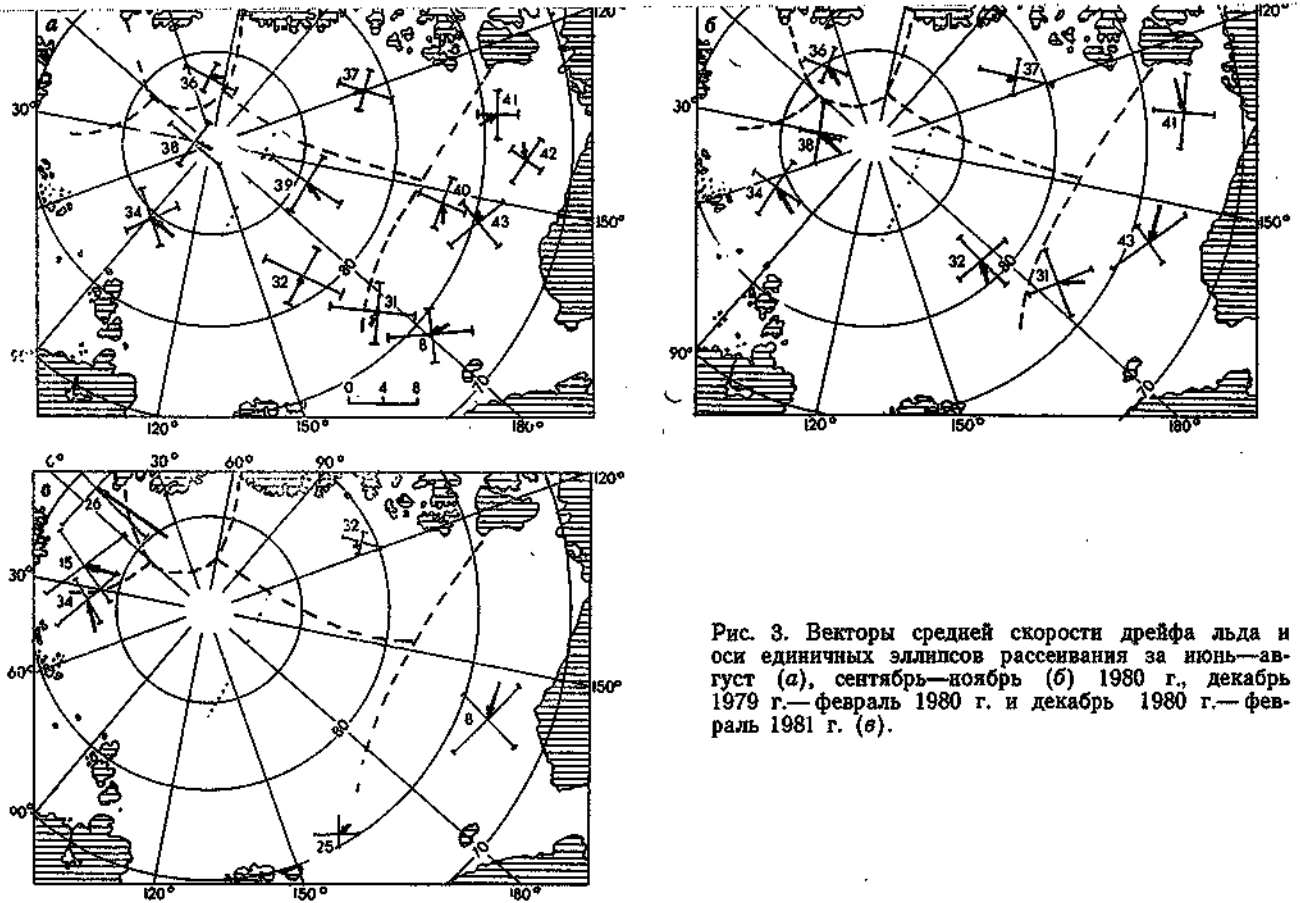


Рис. 3. Векторы средней скорости дрейфа льда и оси единичных эллипсов рассеивания за июнь—август (*а*), сентябрь—ноябрь (*б*) 1980 г., декабрь 1979 г.— февраль 1980 г. и декабрь 1980 г.— февраль 1981 г. (*в*).

ственно отличаются от результатов, полученных в настоящей работе. Так, например, в аляскинско-чукотский макрорайон полностью попадают площади двух районов по классификации З. М. Гудковича. Сюда входит примерно половина площадей еще двух районов.

Перейдем к обобщению статистических характеристик дрейфа льда по районам (табл. 1).

Канадский район. Результирующий дрейф в этом районе в общем невелик. Как правило, за три месяца скорость дрейфа не превышает 3 км/сут. Однако она очень изменчива. Так, в сентябре—ноябре 1980 г. скорость была примерно в 5 раз меньше, чем в тот же период 1979 г. Движение льда генерально направлено вдоль океанической части побережья Канадского Арктического архипелага в сторону Аляски.

Ориентация осей эллипсов рассеивания относительно устойчива. Независимо от времени года большие оси эллипсов в основном расположены вдоль океанической части береговой черты архипелага (рис. 2, 3). С июня по ноябрь оси в целом несколько больше, чем с декабря по май, т. е. в летне-осенний период при меньшей сплоченности и толщине льда разброс векторов скорости значительнее, чем в зимне-весенний период, когда толщина льда близка к максимальной, а сплоченность около 10 баллов. Степень сжатия эллипсов рассеивания довольно изменчива, но в июне—августе она в основном была понижена (рис. 2, *б*, 3, *а*), а в марте—мае повышена (рис. 2, *а*). К тому же в марте—мае ориентация больших осей эллипсов почти совпадала с направлением дрейфа. Отсюда следует, что в этот период продольные отклонения векторов скорости значительно преобладали над поперечными. В остальные периоды углы между большими осями эллипсов и векторами средней скорости изменяются в широких пределах, причем, если в дрейфе льда имеется составляющая, направленная по нормали к берегу, то эллипсы рассеивания в большинстве случаев развернуты вправо от вектора дрейфа и их большие оси имеют направление, близкое к общему направлению береговой черты. Иными словами, наибольшие отклонения векторов скорости ориентированы вдоль препятствия, ограничивающего свободное перемещение льда.

Аляскинско-Чукотский район выделяется большими скоростями результирующего дрейфа, значительными размерами эллипсов рассеивания, а также относительно стабильной ориентацией их осей. В марте—августе дрейф льда менее интенсивен, чем в сентябре—феврале (табл. 1). Размеры эллипсов также увеличиваются от марта—мая к сентябрю—ноябрю. Такие изменения отмечались и в 1979, и в 1980 гг. Большие оси эллипсов преимущественно ориентированы вдоль побережья Аляски и Чукотки. Углы между этими осями и направлением результирующего дрейфа в основном не превышают 45°, хотя в отдельных случаях имеет место и более значительный разворот эллипсов относительно вектора скорости (особенно в марте—мае 1979 г.) (рис. 2, *а*, буи 6 и 13).

Как и в канадском районе, отклонение больших осей вправо от направления дрейфа является преобладающим (берег слева). Незначительные левые углы (не более 10°) отмечались только в июне—августе и сентябре—октябре.

Различия в распределении отклонений, несомненно, обусловлены изменением состояния самого ледяного покрова. Летом в связи с пониженным общим количеством льда в окраинных арктических морях и в прилегающей к ним области Арктического бассейна влияние суши как препятствия дрейфу заметно уменьшается. В то же время в более северной океанической части ледяного массива уменьшения толщины и сплоченности льда менее значительны. При таких условиях массив сам начинает оказывать влияние на структуру отклонений векторов скорости дрейфа в своей периферийной части. В результате естественно, что некоторые эллипсы рассеивания здесь оказываются развернутыми влево от направления дрейфа, т. е. в сторону от более «мощного» льда. То же самое может отмечаться и в сентябре—ноябре, поскольку лед в арктических морях в это время еще не очень монолитен и прочен (рис. 2, *б* — буи 13 и 25; рис. 2, *в* — те же буи; рис. 3, *б* — буй 31).

Результирующий дрейф в сентябре—ноябре наиболее однороден по направлению и разброс углов между большими осями эллипсов и векторами скорости наименьший. Сами углы в этот период невелики, и ориентация больших осей близка к направлению дрейфа.

Центральный район охватывает значительную часть Арктического бассейна. При определенном сходстве элементов эллипсов рассеивания в этом районе между ними есть и некоторые различия, что позволяет разделить район на две части — западную и восточную. Граница между ними на рис. 2 и 3 показана точечной линией.

Восточная часть района характеризуется тем, что в пределах этой зоны часто расположен центр антициклонической циркуляции льдов [2, 5]. В тех случаях, когда центр выходит за пределы зоны, он все же остается вблизи ее границ. С антициклонической циркуляцией связаны значительные пространственные различия векторов скорости результирующего дрейфа, особенно изменчиво их направление. Смещения центра циркуляции приводят к не менее значительным изменениям дрейфа во времени. Так, в июне—августе и сентябре—ноябре 1980 г. скорость результирующего дрейфа в зоне была почти в два раза больше по сравнению с тем же периодом 1979 г.

Как и в аляскинско-чукотском районе, в восточной части центрального района в сентябре—ноябре дрейф более интенсивен, чем в июне—августе. Но соответствующего увеличения осей эллипсов здесь не отмечалось. Главные вероятные отклонения от июня—августа к сентябрю—ноябрю либо уменьшаются, либо остаются без изменения. Такие различия дисперсии скорости дрейфа снова находят объяснение в различиях состояния ледяного покрова

Таблица 1

Основные элементы единичных эллипсов рассеивания векторов скорости суточного дрейфа буев в Арктическом бассейне

Период	Год	Количество буев	Осредненная результирующая скорость дрейфа всех буев, км/сут	Осредненный угол между большой осью эллипса и южным направлением меридиана 140° з. д. (ось $0X$), град.	Главные вероятные отклонения векторов скорости (полуоси эллипсов рассеивания), км/сут		Крайние значения углов отклонения большой оси эллипса от направления результирующего дрейфа: + ось отклонения влево, — вправо, град.	Средний угол отклонения большой оси, град.	Средний показатель сжатия эллипсов рассеивания
					V'_ξ	V'_η			
Канадский район									
Март—май	1979	2	1,44	157	3,2	1,5	—12 — 6	—3	0,53
Июнь—август		4	1,07	169	2,9	2,1	—52 — 42	—6	0,28
Сентябрь—ноябрь		4	2,96	168	3,0	1,2	—107 — (—17)	—44	0,27
Июнь—август	1980	1	0,59	165	3,3	2,5		—34	0,24
Сентябрь—ноябрь		1	0,58	170	4,3	2,1		—66	0,51
Декабрь—февраль	1980/81	1	0,26	163	2,3	1,2		—80	0,45
Аляскинско-Чукотский район									
Март—май	1979	4	2,04	13	3,3	2,2	—109 — (—40)	—68	0,33
Июнь—август		4	2,92	44	4,7	2,6	—66 — 9	—19	0,44
Сентябрь—ноябрь		4	4,51	40	5,1	3,6	—34 — 10	—12	0,29
Декабрь—февраль	1979/80	1	4,82	45	6,2	4,3		—21	0,31
Март—май	1980	1	3,01	32	3,6	1,7		—25	0,53
Июнь—август		6	2,11	43	4,5	3,0	—88 — (—7)	—54	0,33
Сентябрь—ноябрь		3	3,89	49	4,6	3,6	—28 — 3	—12	0,20

Центральный район, восточная часть

Март—май	1979	4	1,65	148	3,0	2,0	—40 — 50	10	0,32
Июнь—август		4	1,05	68	3,9	2,9	—8 — 79	50	0,25
Сентябрь—ноябрь		4	1,50	16	3,6	3,1	—1 — 89	44	0,13
Декабрь—февраль	1979/80	1	1,26	4	3,1	2,3		—8	0,26
Июнь—август	1980	2	1,90	157	5,2	4,1	—83 — 8	—38	0,20
Сентябрь—ноябрь		1	2,95	132	3,9	3,4		25	0,13

Центральный район, западная часть

Март—май	1979	2	2,18	149	3,1	2,2	22 — 74	48	0,30
Июнь—август		2	0,67	60	3,8	3,2	69 — 92	81	0,14
Сентябрь—ноябрь		1	3,17	49	3,5	3,1		—38	0,11
Июнь—август	1980	2	3,16	140	4,0	3,3	—15 — (—10)	—13	0,17
Сентябрь—ноябрь		2	3,48	68	3,6	2,9	—68 — (—53)	—60	0,19
Декабрь—февраль	1980/81	1	3,78	43	4,1	3,1		—83	0,26

Гренландский район

Март—май	1979	1	1,72	155	4,2	2,4		71	0,43
Июнь—август		1	0,98	136	3,9	2,2		12	0,44
Июнь — август	1980	1	1,20	158	3,5	1,8		—4	0,49
Сентябрь—ноябрь		1	1,95	153	3,2	1,8		16	0,44

Шпицбергенский район

Март—май	1979	1	6,08	65	4,2	4,1		—33	0,02
Июнь—август		1	4,52	110	7,5	4,9		20	0,35
Декабрь—февраль	1979/80	2	7,18	176	7,1	5,8	—7 — 60	27	0,18

в сравниваемых районах. Вследствие более северного положения рассматриваемой зоны нарастание льда в ней начинается раньше и идет интенсивнее, чем в аляскинско-чукотском районе. Увеличение количества льда и его монолитности приводит к уменьшению дисперсии векторов скорости и увеличению степени сжатия эллипсов рассеивания. Именно по этой причине в марте—мае, т. е. в период максимального развития ледяного покрова, размеры эллипсов рассеивания минимальны, а показатель сжатия имеет наибольшее значение.

При наличии антициклонической циркуляции льда в июне—ноябре эллипсы рассеивания в различных точках зоны ориентированы весьма неодинаково. Разница в направлении больших осей достигает 90°. Разворот большой оси относительно направления дрейфа также неоднороден (табл. 1). В ряде случаев, когда дрейф направлен в сторону более мощного льда, эллипсы расположены почти поперек дрейфа (рис. 2, *б*, *в* — буи 2, 20; рис. 3, *а* — буй 32). Продольные отклонения векторов скорости здесь меньше поперечных. Разворот больших осей эллипсов рассеивания влево от среднего вектора скорости отмечается несколько чаще (10 случаев из 16), чем вправо. Соответственно и средние левые углы отклонения (52°) превышают средние правые углы (25°). От одного трехмесячного периода к другому направление осей изменяется на 40—80°.

Степень сжатия эллипсов в общем невелика. В сентябре—ноябре она наименьшая, в марте—мае, как уже отмечалось, наибольшая.

В западной части центрального района анализируемые характеристики имеют много общего с характеристиками его восточной части. Отличие состоит в том, что направление результирующего дрейфа данной области стабильнее, а скорости перемещения льда более значительные. Размеры осей эллипсов близки к размерам осей в восточной зоне, но степень сжатия эллипсов здесь еще меньше. В этой зоне большие оси развернуты относительно направления результирующего дрейфа преимущественно вправо (7 случаев из 10). Тем не менее, как и в восточной зоне, средние левые углы больше, чем правые (55 и 39 соответственно). В целом ориентация осей эллипсов здесь согласуется с их ориентацией в восточной части.

В марте—мае главные вероятные отклонения минимальны, а показатель сжатия имеет наибольшее значение (табл. 1). В июне—августе и сентябре—ноябре заметных различий между характеристиками нет.

Гренландский район. Несмотря на незначительное количество исходных данных, они хорошо отражают основную особенность данного района: реакцию дрейфующего льда на влияние берега. Наличие в дрейфе перпендикулярной к берегу составляющей приводит здесь к сплочению и уплотнению льда. Этим обусловлены устойчивая ориентация осей эллипсов рассеивания и довольно

значительное сжатие последних (табл. 1). Один из концов оси V'_ξ обращен в сторону пролива «Фрама». Различия в ориентации большой оси не превышали 22°. Показатель сжатия эллипсов практически не претерпевает изменений от одного трехмесячного периода к другому и в среднем составляет 0,45. Отклонение большой оси эллипса влево от направления дрейфа, т. е. в сторону, противоположную берегу, тем значительнее, чем больше составляющая скорости дрейфа, направленная по нормали к берегу (рис. 3, *б* — буй 36 и рис. 2, *а* — буй 16).

Большие оси эллипсов рассеивания в основном близки к их значениям в центральном районе. Иначе обстоит дело с малыми осями. Они здесь существенно меньше, что и приводит к увеличению показателя сжатия эллипсов.

Шпицбергенский район включает область подходов к проливу «Фрама» севернее Шпицбергена и сам пролив. Как и в предыдущем районе, данные здесь весьма ограничены и представлены четырьмя случаями. Тем не менее они полностью подтвердили выявленную ранее основную особенность дрейфа льда в районе: средняя скорость перемещения льда из Арктического бассейна в Гренландское море в течение всего года сохраняется довольно значительной, причем по мере приближения к проливу «Фрама» интенсивность дрейфа быстро увеличивается [2, 3, 6]. Наименьшая скорость результирующего за три месяца дрейфа льда (4,5 км/сут) в проливе отмечалась в июне—августе 1979 г. (буй 5), наибольшая (10,8 км/сут) — зимой: в декабре 1979 — феврале 1980 гг. (буй 26).

Размеры эллипсов рассеивания также возрастают с приближением к проливу «Фрама». В проливе оси эллипсов наибольшие. В июне—августе и декабре—феврале размеры осей в 1,2; 1,7 раза превышали самые большие эллипсы в аляскинско-чукотском районе. Если дрейф направлен вдоль пролива, большая ось эллипса ориентирована почти по направлению движения льда (рис. 2, *б*, 3, *в*). В зоне подходов к проливу при нажимном дрейфе в сторону Шпицбергена эта ось может быть существенно отклонена от направления вектора скорости и даже располагаться поперек дрейфа (рис. 3, *в*).

Степень сжатия эллипсов в проливе более значительная, чем на подходах к нему. Показатель сжатия в этих зонах соответственно составил 0,24—0,35 и 0,02—0,13.

Подводя итоги районирования Арктического бассейна по статистическим характеристикам дрейфа льда, необходимо отметить, что четких границ между отдельными районами не существует. При переходе из одного района в другой характеристики дрейфа не изменяются дискретно. В переходных зонах эллипсам рассеивания присущи черты обоих граничащих районов. Так, в западной части аляскинско-чукотского района элементы эллипсов в ряде случаев сходны с теми же элементами восточной части центрального района (рис. 2, *б* — буи 13, 25 и рис. 3, *а* — буи 31, 32). Опре-

деленная аналогия между характеристиками дисперсии скорости дрейфа в отдельные периоды отмечается и в других пограничных зонах. Тем не менее, если рассматривать данные в целом за все периоды года, то различия векторов средней скорости и элементов эллипсов рассеивания между районами становятся достаточно выраженными.

Таким образом, реальность существования в Арктическом бассейне выделенных районов с характерными особенностями дрейфа льда в каждом не может вызывать сомнений.

На основании изложенного можно сделать следующие основные выводы.

1. Для описания распределения суточных векторов скорости дрейфа льда за достаточно длительный период (три месяца и более) может быть использован нормальный закон распределения системы двух случайных величин, представленный на плоскости эллипсами рассеивания.

2. Анализ особенностей пространственного распределения векторов средней скорости и элементов эллипсов рассеивания позволяет произвести районирование Арктического бассейна по этим характеристикам. На этом основании в бассейне выделено 5 микрорайонов. Для каждого дано обобщение элементов эллипсов рассеивания с учетом положения района, интенсивности перемещения льда, состояния ледяного покрова и его сезонных изменений.

3. В районах с интенсивным дрейфом (аляскинско-чукотский, шпицбергенский) размеры эллипсов рассеивания наиболее значительные. При одинаковой интенсивности результирующего дрейфа в различных районах дисперсия меньше там, где лед более уплотнен и монолитен.

4. В периферийных районах бассейна большие оси эллипсов рассеивания ориентированы в основном вдоль побережья, а в центральной части бассейна — вдоль зон с более мощным льдом. В периферийных районах эллипсы сжаты в большей степени, чем в центральных районах.

5. При свободном дрейфе льда большая ось эллипса рассеивания близко ориентирована к направлению среднего вектора, и, следовательно, продольная изменчивость вектора скорости превышает его изменение по нормали к дрейфу. Если свободное перемещение льда ограничено (дрейф в сторону суши или зон с более сплоченным льдом, встречный дрейф и др.), большие оси эллипсов отклоняются от среднего вектора больше чем на 45° и могут быть развернуты поперек дрейфа. В таких случаях дисперсия векторов скорости по нормали к дрейфу больше, чем вдоль него. В целом в Арктическом бассейне преобладают отклонения большой оси эллипсов рассеивания вправо от направления среднего вектора.

6. Эллипсы рассеивания имеют наименьшие размеры в марте—мае, т. е. в период наибольшего развития ледяного покрова. От марта—мая к июню—августу размеры осей эллипсов увеличиваются, причем значение большой оси возрастает в среднем

в 1,2 раза, малой — в 1,4 раза, и, таким образом, степень сжатия эллипсов уменьшается.

7. В одни и те же периоды осредненные по районам размеры осей эллипсов за два года различались не более чем в 1,4 раза (по обеим осям).

8. Эллипсы рассеивания наиболее сжаты в марте—мае, а наиболее округлы в сентябре—ноябре. Средние показатели сжатия эллипсов в Арктическом бассейне составляли в марте—мае 0,36; июне—августе —0,30; сентябре—ноябре — 0,23; декабре—феврале 0,27.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вентцель Е. Н. Теория вероятностей.— М.: Госиздат физ.-мат. литры, 1962.— 564 с.

2. Волков Н. А., Гудкович З. М. Основные итоги изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, вып. 27, с. 55—64.

3. Гордиенко П. А., Лактионов А. Ф. Главные результаты новейших океанографических исследований в Арктическом бассейне.— Изв. АН СССР, сер. географ., 1960, вып. 5, с. 22—38.

4. Горбунов Ю. А., Кулаков М. Ю., Лосев С. М. Изучение движения льдов в Северном Ледовитом океане с помощью автоматических буев ПГЭП.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1986, вып. 62, с. 96—103.

5. Лосев С. М., Горбунов Ю. А., Кулаков И. Ю. Некоторые особенности движения льдов в Арктическом бассейне по данным автоматических буев ПГЭП.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1986, вып. 62, с. 77—88.

6. Лосев С. М. Статистический анализ относительной подвижности ледяного покрова.— Тр./ААНИИ, 1973, т. 307, с. 28—40.

7. Thorndike A. S. The FGGE Arctic Date Buoy program.— Bull. of Amer. Meteor., Soc., 1979, vol. 60, No 7, p. 840—849.

А. Н. Любарский

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ВНЕШНИХ И ВНУТРЕННИХ ФАКТОРОВ НА СРЕДНЕШИРОТНУЮ ТЕМПЕРАТУРУ АРКТИКИ

В изучении современного климата широкое распространение получили методы математического моделирования. Иной подход не позволяет, как правило, выделить и количественно оценить эффект воздействия различных возмущений на климатическую систему. Основными используемыми моделями являются гидродинамические, энергобалансовые и радиационно-конвективные. Первые основаны на решении уравнений термогидродинамики, вторые и третьи на параметризации уравнений энергетического баланса. Указанные модели используют законы, универсальность и точность которых сомнений не вызывает. Однако сами модели необоснованно упрощены с точки зрения адекватности описания процессов. Особенно неточно воспроизводится временной ход моделируемых процессов. Следует также подчеркнуть, что почти все указанные модели относятся к классу так называемых некорректно поставленных задач, т. е. задач с несоответствием изменений исходных данных изменениям решения. Таким образом, необходим поиск подхода к математическому моделированию, обеспечивающему существенно более полную идентификацию параметров климатической системы реальным данным.

Некорректность задач, подобных рассматриваемым в настоящей работе, с точки зрения классических представлений математической физики еще совсем недавно полагалась препятствием для математического моделирования, а сами задачи считались лишенными физического смысла. Действительно, смысл задачи, в которой малым возмущениям входной информации соответствуют сколь угодно большие возмущения искомого решения, далеко не очевиден. Тем не менее результаты исследований при отыскании оптимального решения некорректных задач способны дать важную физическую информацию об изучаемых процессах. Аналитическое представление о таких задачах реализуется в виде следующего операторного уравнения

$$y = bx + \xi; \quad x \in X; \quad y \in Y, \tag{1}$$

где x — влияющие на параметры климатической системы характеристики, определенные в метрическом пространстве X; y — параметры системы, воспринимающие указанные влияния и заданные в метрическом пространстве Y; b — оператор связи между параметрами x и y (передаточная функция); ξ — невязка решения, стремящаяся при точном его значении к нулю.

С помощью такого представления и может быть сформулирована задача об определении параметров климатической системы по значениям влияющих функций. Она относится к классу так называемых обратных задач математической физики, одновременно являясь и некорректной.

Методы решения некорректных задач основаны на использовании предварительной информации об анализируемых процессах для выработки критерия отбора приближенного решения и построения регуляризирующего алгоритма [4, 7]. Необходимая априорная информация может быть заключена в представлениях о степени гладкости решения, его монотонности, выпуклости, принадлежности к конечно-параметрическому семейству, т. е. о тех функциональных свойствах, которые определяют поиски его точного значения. Создание регуляризирующего алгоритма сводится к отысканию минимизирующего функционала, применяемого к классу некоторых регулярных функций, имеющих аналитическое решение.

В отношении задачи о расчете параметров климатической системы по значениям влияющих функций возможность поиска ее точного решения ограничена. Это объясняется тем, что в силу характера анализируемых процессов не все множество приближенных решений оказывается в состоянии дать точное решение в виде регулярных аналитических функций со свойствами гладкости, монотонности и т. д. Следовательно, для повышения точности решения необходимо свести множество приближенных решений к очень узкому (компактному) множеству, внутри которого некорректная задача становится устойчивой, корректной.

Применяемые в настоящее время регрессионные модели являются малоэффективными, в частности, потому, что не позволяют выбрать адекватное для получения точного решения подмножество переменных. Как слишком большое, так и слишком малое число влияющих переменных резко ухудшает статистические свойства модели и делает ее непригодной для диагноза и прогноза климата. Одновременно встает и другой вопрос: в каком классе моделей необходимо искать решение. Недостаток широко применяемой модели вида (1) заключается в увеличении дисперсии коэффициентов регрессии (передаточных функций) при увеличении числа влияющих переменных и одновременном смещении получаемых оценок. Поэтому целесообразно обратиться к другим классам моделей, более адекватным истинной модели взаимодействия влияющих параметров с климатической системой. К их числу принадлежат нелинейные модели, среди которых различают полиномиальные и степенные. Полиномиальная модель имеет вид [6]:

$$y = b_1 x_1 + b_{12} x_1^2 + \ldots + b_{1n} x_1^n + b_2 x_2 + b_{22} x_2^2 + \ldots + b_{2n} x_2^n + b_m x_m + b_{mn} x_m^n + \xi. \quad (2)$$

Степенная модель записывается следующим образом:

$$y + y_0 = \Pi (x_i + x_{0_i})^{b_i}. \tag{3}$$

В степенную модель введены смещения y_0 и x_0 для последующей линеаризации модели с помощью логарифмирования:

$$\ln (y + y_0) = \sum b_i \ln (x_i + x_{0_i}). \tag{4}$$

При линеаризации может быть оценен вклад влияющих переменных через передаточные функции (коэффициенты регрессии).

Несмотря на то, что нелинейные модели более адекватны реальным данным по сравнению с линейными реализациями общим для них недостатком является признание априори синхронной измеренности переменных x и y. Между тем данное условие выполняется далеко не всегда. Поэтому целесообразно обратиться к классу моделей, учитывающих инерционность процесса. Такие модели можно представить в виде:

$$y(t) = f[x(t),\ x(t-1),\ \ldots,\ x(t-m)]. \tag{5}$$

Модель данного вида является дискретной, с конечной памятью и неконечной предысторией процесса. В этом случае инерционная модель может быть как линейной, так и нелинейной. Для линейной модели имеет место следующее представление:

$$y(t) = a_1^t x_{1,\,t} + a_{11}^t x_{1,\,t} + a_{11}^{t-1} x_{1,\,t} + \ldots + a_{n,\,m}^{t-m} x_{n,\,t-m} + \xi, \tag{6}$$

где $a_1^t, a_1^{t-1}, \ldots, a_1^{t-m}$ — значения частных передаточных функций для переменной x_x.

Нелинейная полиноминальная модель без взаимодействия факторов записывается в виде:

$$y(t) = a_{11}^t x_{1,\,t} + a_{11}^t x_{1,\,t}^2 + a_{11}^{t-1} x_{1,\,t} + \ldots + a_{n,\,m}^{t-m} x_{n,\,t-m} + \xi. \tag{7}$$

Для оценки степени адекватности моделей их статистической достоверности целесообразно использовать критерии. Адекватность модельного ряда истинному ряду климатических характеристик может быть установлена с помощью коэффициента множественной детерминации (квадрата множественного коэффициента корреляции) β:

$$\beta = \frac{\sum_{i}^{n} (\hat{y} - \bar{y})^2}{\sum_{i}^{n} (y_i - \bar{y})^2}, \tag{8}$$

где $\hat{y}$ — оценочное значение ряда, полученное с помощью модели; $\bar{y}$ — среднее значение ряда.

Однако использование одного коэффициента детерминации для проверки адекватности модели представляется недостаточным, несмотря на то, что его статистическая значимость может быть оце-

нена по критериям Фишера и Стьюдента. Необходимо также выяснить, насколько полно учитывается моделью дисперсия исследуемой реализации. С этой целью должна быть найдена корреляция остатков с исходным рядом $r(y_i - \hat{y}_i, y_i)$. При $r = 0$ модель полностью описывает поведение исходного ряда, при $r = 1$ она не имеет с ним ничего общего. Одновременно для оценки адекватности модели должно быть выполнено сопоставление центральных моментов распределения: среднего, дисперсии, коэффициентов асимметрии и эксцесса в исходном и модельном рядах.

Предложенный автором подход к моделированию воздействия внешних и внутренних факторов на климатическую систему представляется особенно эффективным по отношению к Антарктике. Эта полярная область обладает рядом специфических особенностей, которые делают ее климат особенно чувствительным к воздействию таких факторов как вариации метеорологической солнечной постоянной (МСП); вулканическая деятельность, влияющая на аэрозольный состав атмосферы, непостоянство газового состава атмосферы [1, 3, 12]. Фактор МСП можно определить как внешний, а два других фактора — как внутренние по отношению к климатической системе. Характер влияния этих факторов на климат наиболее полно изучен для северного полушария. Вопрос о влиянии их на климат южного полушария, и особенно его полярной области — Антарктики, исследован гораздо меньше, несмотря на важную роль этой полярной области в формировании и изменении глобального климата.

Антарктика, и прежде всего ее центральная часть — Антарктида, отличаются весьма слабой трансформацией свойств подстилающей, главным образом, снежно-ледяной поверхности. Поэтому большую часть года над многими территориями поддерживается отрицательный радиационный баланс атмосферы. Следствием данной климатической особенности в сочетании с преобладанием зонального типа циркуляции и существенной высотой ледяного материка является формирование в Южной полярной области отрицательного температурного фона.

Анализ метеорологических наблюдений свидетельствует о значительной устойчивости климата Антарктики, включая термический режим. Тем не менее за последние 30 лет в ходе осредненных для высокоширотной зоны (65—90° ю. ш.) аномалий температуры воздуха прослеживается тренд к уменьшению отрицательных и увеличению их положительных значений. Поэтому отрицательный радиационный баланс не может считаться определяющим в изменении состояния климатической системы. Здесь, помимо общей циркуляции атмосферы, определяющая роль принадлежит вариациям МСП и изменению газового и аэрозольного состава атмосферы [3].

Вариации МСП, отражающие непостоянство притока радиации от Солнца к атмосфере, являются наиболее простым и физически понятным механизмом влияния солнечной активности на радиационный режим Земли. При этом наиболее важным представля-

ется влияние изменения концентрации оптически активных газовых компонент и аэрозолей, поскольку в этих изменениях хорошо выражены долгопериодные тренды. Среди газовых компонент наибольший отепляющий эффект вызывает углекислый газ. Увеличение концентрации аэрозолей в результате вулканической деятельности в известной степени нивелирует этот эффект. Через вариации прозрачности атмосферы концентрация аэрозолей модулирует вековой ход среднеширотных и среднеполушарных температур.

Исходя из изложенного, было выполнено моделирование изменений, происходящих в климатической системе Антарктики. Климат характеризовался среднегодовыми значениями аномалий температуры воздуха ΔT в среднеширотной зоне 65—90° ю. ш. [11].

Вариации МСП описывались с помощью индекса $x_1(t)$, представляющего собой отношение площадей элементов тонкой структуры солнечных пятен: их теней и полутеней — и характеризующего интенсивность конвективного переноса энергии в фотосфере. Тени и полутени имеют довольно четкие границы и могут быть легко отделены как одна от другой, так и от окружающей их спокойной фотосферы Солнца. Их площади тщательно измеряются на протяжении последнего столетия, поэтому отношения площадей представляет собой единый ряд показателей структуры солнечных пятен, базирующийся на годовых данных.

Из графика значений индекса, построенного за период с 1957 по 1970 г. по данным [5, 8], а за последующие годы рассчитанного по каталогам солнечных пятен, видно, что отношения площадей меняются не случайным образом, а носят характер долгопериодного циклического тренда (рис. 1).

Представление о ходе изменения концентрации углекислого газа заимствовано из [1, 9, 12]. На рис. 1 видно, что изменения концентрации этого оптически активного газа, обозначенного как индекс $x_2(t)$, могут быть аппроксимированы значениями экспоненциального тренда.

Вариации прозрачности под влиянием вулканической деятельности были представлены значениями индекса пылевой пелены Лэма (ИПП), который был обозначен $x_3(t)$. Этот индекс определяется путем осреднения максимально возможного числа оценок согласно [10]:

$$\text{ИПП} = 0{,}97 I_{\max} E_{\max} {}^{t}m_0, \tag{9}$$

где $I_{\max}$ — наиболее сильное ослабление прямой солнечной радиации после извержения, определенное как среднемесячное значение для умеренных широт рассматриваемого полушария; $E_{\max}$ — географическая протяженность пелены, задаваемая в условных единицах в зависимости от широты местонахождения вулкана ($E_{\max} = 1{,}0$ для полосы 20° с. ш. — 20° ю. ш. и $E_{\max} = 0{,}3$ для широты выше 40°); t_{m_0} — максимальная продолжительность существования пелены в стратосфере.

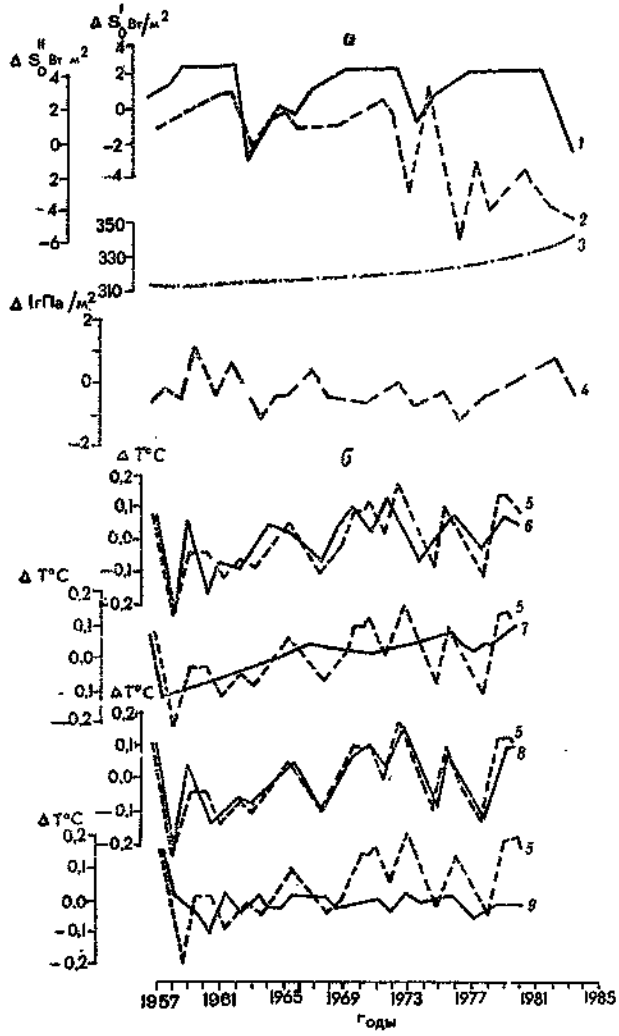


Рис. 1. Межгодовые изменения среднегодовых индексов аномалий вулканической активности $\Delta S_0'$ (*1*) и метеорологической солнечной постоянной $\Delta S_0''$ (*2*), изменения концентрации CO_2 (*3*), аномалии интенсивности зонального воздухопереноса в Антарктике ΔL (*4*) (*а*); аномалий приземной температуры воздуха в зоне 65—90° ю. ш. (*5*) и их аппроксимация зависимостям (12)—(6), (13)—(7), (14)—(8), (15)—(9) (*б*).

Важная роль обсуждаемых факторов в формировании колебаний интенсивности прямой солнечной радиации тем не менее полностью не объясняет их влияния на климатическую систему. Поэтому во внимание должно быть принято регулирующее воздействие радиационных параметров на климат через общую циркуляцию атмосферы. В качестве индекса, характеризующего влияние общей циркуляции атмосферы, рассчитана по методике А. Л. Каца интенсивность зонального воздухопереноса в высоких широтах южного полушария, обозначенная как индекс $x_4(t)$ (рис. 1).

Для оценки вклада влияющих на состояние климатической системы факторов первоначально строилась модель линейной множественной регрессии, в которой, как и в последующих моделях, факторы полагались независимыми. Сопоставление вкладов производилось путем нормирования на стандартные отклонения S_{x_m}. В результате нормирования уравнение регрессии для трех переменных приняло следующий вид:

$$\Delta T = 0{,}42x_1(t) + 0{,}68x_2(t) + 0{,}06x_3(t). \qquad (10)$$

Анализ изменений ΔT в исходном и восстановленном рядах на рис. 1 указывает на их слабую согласованность. Коэффициент B — статистически незначим по критериям Фишера и Стьюдента и равен 0,31. Коэффициент корреляции между исходным и остаточным значениями (после исключения модельных значений) рядов $r = 0{,}84$.

Использование линейной модели с лагом, равным 2, согласно представлению (6), повысило адекватность модели. Коэффициент $B = 0{,}65$, а коэффициент $r = 0{,}71$. Статистические характеристики модельного ряда оказались несколько более близкими к параметрам исходного ряда, чем в модели линейной множественной регрессии (табл. 1). Модель аппроксимируется следующим выражением:

$$\begin{aligned}\Delta T = {} & 0{,}63x_1(t) - 0{,}48x_1(t-1) - 0{,}31x_1(t-2) - \\ & - 0{,}39x_2(t) + 0{,}65x_2(t-1) - 0{,}26x_2(t-2) - \\ & - 6{,}07x_3(t) + 24{,}61x_3(t-1) - 18{,}44x_3(t-2). \end{aligned} \qquad (11)$$

Из этого выражения следует, что в отличие от (10) здесь наиболее значительна частная передаточная функция, отражающая влияние увеличения концентрации CO_2. Одновременно из соотношения частных передаточных функций (сопоставления их величин и знаков для каждого года из инерционного периода) можно заключить, что влияющая переменная $x_2(t)$ ортогональна относительно переменных $x_1(t)$ и $x_3(t)$. Тем самым выполняется необходимое условие построения регрессионных моделей: выбор таких ортогональных влияющих переменных, от которых мало зависит мультиколлинеарность параметров модели и не ухудшается ее статистическая предсказуемость [2, 6].

Таблица 1

Статистические характеристики исходного и модельных временных рядов аномалий приземной температуры воздуха, осредненных по широтной зоне 65—90° ю. ш.

Модель	Исходный ряд			
	среднее	дисперсия	асимметрия	эксцесс
	0,00	1,00	—0,50	2,67
Линейная регрессионная для 3 переменных	0,00	0,31	0,14	0,36
с лагом = 2 для 3 переменных	0,00	0,50	0,08	0,62
Полиноминальная степени 2 с лагом = 2 для 3 переменных	0,00	0,56	0,02	0,87
степени 3 с лагом = 2 для 2 переменных	0,00	0,81	—0,24	1,61
степени 3 с лагом = 3 для 1 переменной	0,00	0,84	—0,54	2,20

Еще более значительное приближение к исходному ряду обнаруживается в модели с тем же лагом, равным 2, но при полиноме третьей степени (рис. 1). При этом в силу ортогональности влияющих переменных можно воспользоваться лишь функциями $x_1(t)$ и $x_3(t)$. Тогда имеем:

$$\Delta T = -0{,}13x_1(t) + 0{,}12x_1^2(t) + 0{,}72x_1^3(t) + 2{,}93x_1(t-1) - $$
$$- 1{,}60x_1^2(t-1) - 1{,}53x_1^3(t-1) + 1{,}22x_1(t-2) + $$
$$+ 0{,}62x_1^2(t-2) - 0{,}17x_1^3(t-2) - 10{,}01x_3(t) - $$
$$- 5{,}47x_3^2(t) - 5{,}01x_3^3(t) + 32{,}56x_3(t-1) + 9{,}83x_3^2(t-1) - $$
$$- 2{,}84x_3^3(t-1) - 19{,}87x_3(t-2) - 3{,}52x_3^2(t-2) + 7{,}48x_3^3(t-2). \quad (12)$$

Как видно на рис. 1, ход межгодовых изменений ΔT в этом ряду гораздо ближе соответствует временному ходу ΔT в исходном ряду, чем в ранее рассмотренных моделях. Коэффициент $B = 0{,}81$ и значим на 1 %-ном уровне случайности. В то же время коэффициент $r = 0{,}44$, т. е. связь ряда остатков с исходным рядом намного слабее, чем в моделях (10) и (11). Гораздо более близкими к соответствующим значениям исходного ряда оказались и моментные характеристики этой модели (табл. 1). Одновременно подтвержден вывод (он следует из анализа передаточных функций) о более значительном вкладе в изменение среднеширотной температуры увеличения концентрации CO_2 по сравнению с вариациями МСП.

В связи со сказанным значительный интерес представлял анализ влияния на временной ход ΔT именно увеличения концентрации CO_2. В линейной регрессионной модели без сдвига корреляционная связь между индексами $x_2(t)$ и ΔT оказалась статистически совершенно незначимой: $B = 0{,}09$; $r = 0{,}95$. Однако при лаге, равном 2, та же линейная модель обнаружила более тесную связь: $B = 0{,}32$; $r = 0{,}82$. В конечном итоге и эта модель оказалась неадекватной. Поэтому была рассмотрена модель, выраженная полиномом второй степени с лагом 2:

$$\Delta T = -3{,}52x_2(t) + 3{,}29x_2^2(t) - 1{,}35x_2(t-1) - \\ - 4{,}00x_2^2(t-1) + 5{,}32x_2(t-2) + 0{,}71x_2^2(t-2). \qquad (13)$$

Графическое изображение временного хода ΔT по зависимости (13) на рис. 1 свидетельствует о четкой аппроксимации ею тренда в ряду ΔT. Коэффициент $B = 0{,}40$, т. е. является даже более высоким, чем в линейной стационарной модели при трех влияющих переменных [уравнение (10)]; коэффициент $r = 0{,}71$, т. е. является, наоборот, более низким, чем в уравнении (10).

Аналогичный анализ был выполнен для установления влияния на временной ход ΔT переменных $x_3(t)$ и $x_4(t)$. В линейной стационарной модели связь между ΔT и $x_3(t)$ получилась статистически незначимой, что отразилось на критериях оценки: $B = 0{,}08$; $r = 0{,}96$. Существенно не изменились B и r при использовании для моделирования полиномов второй и даже третьей степеней. Малоэффективным оказалось даже применение параметра инерционности в виде лага, равного 2. При построении линейной модели с лагом 3 аппроксимация оказалась более эффективной: $B = 0{,}36$; $r = 0{,}80$. Наиболее адекватной представляется модель вида

$$\Delta T = 0{,}25x_3(t) + 0{,}94x_3^2(t) + 0{,}31x_3^3(t) + 0{,}25x_3(t-1) + \\ + 1{,}29x_3^2(t-1) + 0{,}41x_3^3(t-1) + 0{,}67x_3(t-2) - \\ - 1{,}51x_3^2(t-2) - 0{,}57x_3^3(t-2) - 0{,}10x_3(t-3) - \\ - 0{,}49x_3^2(t-3) - 0{,}02x_3^3(t-3). \qquad (14)$$

В этой модели $B = 0{,}91$, а $r = 0{,}29$. Статистики данного модельного ряда наиболее близки к статистикам исходного ряда по сравнению со статистиками всех рассмотренных моделей (табл. 1).

Анализ связи между интенсивностью зонального воздухопереноса $x_4(t)$ и аномалиями температуры Антарктики ΔT показал, что она достаточно слаба. Лишь применение нестационарной полиноминальной модели третьей степени с лагом 3 вида

$$\Delta T = -0{,}27x_4(t) + 0{,}39x_4^2(t) + 0{,}61x_4^3(t) - 0{,}90x_4(t-1) - \\ - 1{,}10x_4^2(t-1) + 0{,}84x_4^3(t-1) + 1{,}31x_4(t-2) + \\ + 0{,}94x_4^2(t-2) + 0{,}93x_4^3(t-2) + 0{,}39x_4(t-3) - \\ - 1{,}10x_4^2(t-3) + 0{,}63x_4^3(t-3) \qquad (15)$$

позволяет получить приближение к исходному ряду со следующими критериями оценок: $B = 0{,}40$; $r = 0{,}77$. Данное приближение менее близко к реальным данным, чем в модели (14), что объясняется, по-видимому, значительной «зашумленностью» многолетних изменений общей циркуляции атмосферы над Антарктикой короткопериодными колебаниями и недостаточно четким

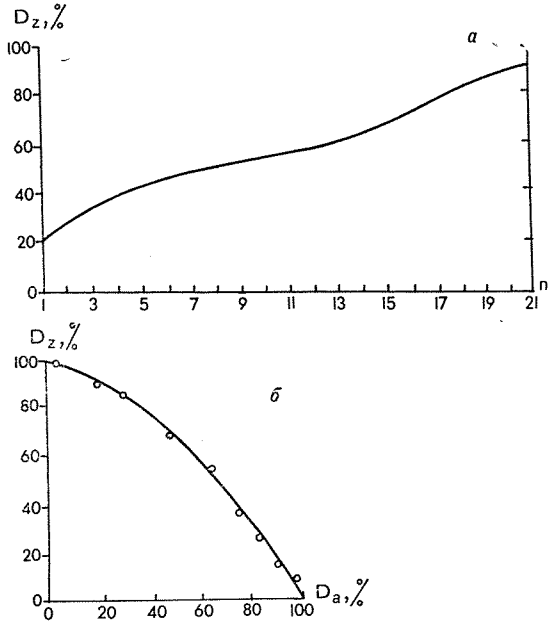


Рис. 2. Зависимость доли объясняемой дисперсии $D_м$ (%) в лагово-степенных моделях от числа частных передаточных функций (*а*) и соотношение между $D_м$ и дисперсией остаточного ряда $D_о$ (*б*).

проявлением долгопериодных трендов. В результате вклад циркуляции в изменения температуры Антарктики оказывается менее значительным по сравнению с вкладом в эти изменения непостоянства концентрации оптически активных газовых компонент и аэрозолей.

На основе полученных оценок можно вывести некоторые общие закономерности, касающиеся соотношения между числом передаточных функций в представленных моделях n и долей объясняемой ими суммарной дисперсии системы D. На рис. 2, *а*, где по оси ординат отложены значения D в процентах, а по оси абсцисс — число n, видно, что при n от 1 до 6 удается объяснить менее 50 % D; при n от 7 до 14 — от 50 до 60 % D. После чего с увеличением n D повышается довольно заметно, достигая 90 % при $n = 20$. Такой анализ является полезным при задании степени аппроксимации климатического процесса с определенной, заранее

необходимой точностью. Другими словами, он позволяет избежать роста мультиколлинеарности системы при увеличении в модели числа влияющих переменных, в особенности неортогональных по отношению к уже включенным в модель.

На рис. 2, *б* представлено графическое изображение связи между объясняемой моделью дисперсией и дисперсией остатков. Из графика следует, что зависимость между дисперсионными оценками является квазилинейной. Регулярный характер зависимости означает, что она может служить дополнительным инструментом при оптимизации выбора влияющих переменных.

Выполненный с помощью предложенных принципов математического моделирования анализ позволяет, таким образом, заключить, что применение инерционных моделей с полиноминальным приближением дает возможность воссоздать развитие климатических процессов с точностью, намного превышающей ее в моделях линейной множественной регрессии. При этом удалось оценить вклад влияющих переменных в изменения среднеширотных аномалий температуры воздуха в высокоширотной зоне южного полушария и воссоздать ход самих изменений с достаточно хорошим приближением. Итак, использование лагово-степенных моделей позволяет отыскивать компактные множества, внутри которых некорректная обратная задача становится устойчивой, корректной.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бютнер Э. К. Планетарный газообмен O_2 и CO_2.— Л.: Гидрометеоиздат, 1986.— 239 с.
2. Забелин В. Н. Количество предикторов и точность агрометеорологических регрессионных моделей.— Метеорология и гидрология, 1987, № 5, с. 102—105.
3. Кондратьев К. Я. Природные и антропогенные изменения климата.— Метеорология и климатология, т. 16 (Итоги науки и техники ВИНИТИ АН СССР).— М.: 1986.— 352 с.
4. Лаврентьев М. М., Романов В. Г., Шишатский С. П. Некорректные задачи математической физики и анализа.—М.: Наука, 1980.— 286 с.
5. Любарский А. Н. Солнечная постоянная и изменение климата.— Обнинск (ВНИИГМИ—МЦД). 1978.— 35 с.
6. Любарский А. Н. Методы исследования статистической и частотно-временной структур гелиогеофизических и гидрометеорологических характеристик.— Обнинск (ВНИИГМИ—МЦД), 1980.— 52 с.
7. Тихонов А. Н., Гончарский А. В., Степанов В. В., Ягола А. Г. Регуляризирующие алгоритмы и априорная информация.— М.: Наука, 1983.— 198 с.
8. Hoyt D. V. A redetermination of the Rayleigh optical depth and its application to selected solar radiation problems.— J. Appl. Meteorol., 1977, vol. 16, No 4, p. 432—438.
9. Kukla G., Gavin J. Summer ice and carbon dioxide.— Science, 1981, vol. 214, p. 497—503.
10. Lamd H. H. Update of chronology of assessments of the volcanic dust veil index.— Climate monitor, 1983, vol. 12, No 3, p. 79—90.
11. Variations in surface air temperatures. The Antarctic, 1957—1982.— Raper S. C. B., Wigley T. M. L., Mayes P. R., Salinger M. J.— Mon. Wea. Rev., 1984, vol. 12, No 7, p. 1341—1353.
12. Wigley T. M. L. Relative contributions of different trace gases to greenhouse effect.— Climate monitor, 1987, vol. 16, No 1, p. 14—28.

А. Д. Сытинский, Г. А. Кашкина, Р. Г. Панчугин

СВЯЗЬ ФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЕ С 11-ЛЕТНИМ ЦИКЛОМ СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Несмотря на многочисленные исследования, пока не существует единого мнения по вопросу о связи процессов в нижней атмосфере, и особенно в тропосфере, с 11-летним циклом солнечной активности [2]. Однако результаты отечественных и зарубежных авторов, в том числе появившиеся в последнее время [2, 4, 7], указывают на достоверность такой связи. В отличие от импульсивных влияний солнечной активности на атмосферу [3, 9, 14] длиннопериодные и, в частности, влияния, связанные с 11-летним солнечным циклом, очевидно, могут проводить к процессам, вызывающим изменения климата [2, 10]. Поэтому исследования связи физических процессов в нижней атмосфере с 11-летним циклом представляют особый интерес.

Многочисленные исследования, проведенные главным образом с помощью искусственных спутников и ракет, позволили получить ряд результатов, свидетельствующих, что энергетическое состояние верхней атмосферы существенно зависит от солнечной активности [3, 5]. Хотя для средней и нижней атмосферы таких уверенных данных не существует, получено большое количество статистических результатов, доказывающих влияние солнечной активности на эти слои атмосферы [1, 3, 4, 6—9, 11, 12, 14]. Однако существует ряд проблем, связанных с объяснением механизма такого влияния. Важнейшие из них — это пути трансформации энергии солнечной активности в тропосферу, а также выбор индексов, характеризующих солнечную активность при исследовании солнечно-атмосферных связей.

Как известно, в современном представлении солнечная активность включает в себя комплекс физических явлений на Солнце, некоторые из них приводят к вариациям интенсивности солнечного излучения, особенно в коротковолновой (крайний ультрафиолет, рентгеновские лучи) и длинноволновой (радиодиапазон) его частях, а также вызывают возмущения межпланетной среды. В связи с этим возникают трудности при выборе универсального индекса солнечной активности, так как следует ожидать (и это подтверждается результатами исследований), что вариации интенсивности разных видов излучений различным образом проявляются в солнечно-земных явлениях. Поэтому было бы ошибочным считать, что в качестве универсального индикатора солнечной активности может быть использовано какое-либо индивидуальное гелиогеофизическое явление, в том числе и геомагнитная актив-

ность. Хорошо известно, что различные потоки солнечной плазмы вызывают различные типы магнитных возмущений. К тому же было показано, что во время сильных землетрясений геомагнитные возмущения несколько отстают от атмосферных, что позволяет говорить о разных видах энергии солнечного ветра, реализуемых в атмосферных и геомагнитных возмущениях [10].

Не может быть оправдано использование во всех случаях в качестве универсального солнечного индекса W — числа Вольфа, отражающего пятнообразовательную активность Солнца. Пока нет строгих соотношений между индексами солнечной активности, характеризующими видимые процессы на Солнце, и интенсивностью во всем диапазоне, переменного его излучения, влияющего на геофизические явления. При этом важно отметить, что W не может рассматриваться в качестве силовой или энергетической характеристики, принятой в физических методах исследований. Более того, в случае использования индекса W практически не учитываются различные свойства солнечной плазмы и направленность межпланетного магнитного поля (ММП).

Кроме указанных, имеются и другие трудности, связанные с существованием медленно, быстро и циклически меняющихся составляющих солнечной активности. Поэтому, например, распределение в 11-летнем цикле суммы импульсных дискретных влияний солнечной активности на какое-либо геофизическое явление может исказить картину ее медленного воздействия на это явление, поскольку очевидно, что долгопериодические влияния солнечной активности на геофизические процессы могут являться суммой импульсных дискретных влияний. В связи с этим возникают трудности при выделении составляющих различных периодов, а также при выяснении их физического смысла. Кроме того, отсутствие чисто периодических процессов на Солнце не позволяет использовать формализованные математические методы исследования.

Все изложенное свидетельствует о сложности изучения солнечно-атмосферных связей. Однако это не может служить основанием для отказа от проведения исследований, так как совершенно очевидно, что без них нельзя выявить общие физические закономерности, управляющие атмосферными процессами. В настоящее время в результате использования данных ракетных и спутниковых наблюдений получено большое количество информации, которая в какой-то мере позволяет выяснить некоторые принципиальные особенности влияния солнечной активности на процессы не только верхней, но и нижней атмосферы.

Как уже отмечалось, в проблеме влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы наиболее важным вопросом является механизм такого влияния. Отсутствие строгого физического объяснения влияния солнечной активности на тропосферные процессы делает всю проблему дискуссионной, что, в свою очередь, порождает стремление в исследованиях не к физическим проработкам, а к поиску новых статистических доказательств существования солнечно-атмосферных связей. Однако многолетний

опыт показывает, что такое направление исследований, несмотря на многочисленные результаты, не решает проблемы. Необходимы детальные физические проработки.

Из комплекса различных влияний солнечной активности на атмосферу представляется возможным выделить кратковременные импульсные воздействия, связанные с возмущениями межпланетной среды или быстрыми процессами на Солнце, вызывающими нарушения квазиравновесных состояний (движений) в атмосфере [8, 9, 11, 14]. Такого рода возмущения в атмосфере особенно четко наблюдаются во время сильных землетрясений [9], время возникновения которых, как было показано [10], зависит от физических процессов на Солнце.

Нам представляется, что результаты исследований атмосферы с помощью ракет и искусственных спутников позволяют в принципе сформулировать механизм импульсного влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы, не выходя из рамок известных физических законов.

Так, ранее [8] было показано, что расширение всей атмосферы, обнаруженное в результате спутниковых и ракетных наблюдений при импульсном увеличении солнечной активности, с учетом закона сохранения момента количества движений атмосферы $L_a = I_a \omega_a = \text{const}$, где I_a, ω_a — соответственно, момент инерции и угловая скорость атмосферы, — вызовет увеличение I_a и, соответственно, уменьшение ω_a. Но поскольку в общем $\omega_a = f(\partial t/\partial \varphi)$ [12], то в случае уменьшения ω_a с увеличением I_a это условие будет нарушено, что, в свою очередь, приведет к возмущению квазиравновесного состояния атмосферы, усилению макротурбулентного обмена, акцентации барического поля. Энергия такого возмущения ($E_в$) определяется выражением

$$E_в \leqslant К_1 - К_2 = A(П_2 - П_1), \qquad (1)$$

где К и П — кинетическая и потенциальная энергия атмосферы; $A = w^2 r/g$ — отношение центробежного ускорения к ускорению силы тяжести. Индексы 1 и 2 соответствуют невозмущенной и возмущенной атмосфере. При этом $П_2 - П_1 \leqslant E_a$, где E_a — энергия, поступающая в атмосферу за счет солнечной активности.

Было также показано [11], что в случае корпускулярного излучения наибольший разогрев расширения и увеличения П атмосферы будет наблюдаться в полярных областях, т. е. в этом случае произойдет уменьшение угла наклона изобарических поверхностей. Но поскольку $\omega_a = f(\partial t/\partial f)$, следовательно, для различных изобарических поверхностей ω_a определяется их углом наклона от экватора к полюсу [12], то в случае усиления интенсивности корпускулярного излучения Солнца следует ожидать уменьшения ω_a и К всей атмосферы. При этом $E_в$ определится, как и в (1), разность $К_1 - К_2 = \Delta К = E_в$. Таким образом, в случае увеличения П полярной атмосферы за счет корпускулярного излуче-

ния Солнца будут наблюдаться аналогичные возмущения в циркуляции атмосферы, как и при ее расширении, требующие, однако, E_a на два порядка меньше. Особо отметим, что в этом случае условие $L_a = \text{const}$ не является необходимым. Очевидно, что подобными процессами в полярной атмосфере можно объяснить долгопериодные составляющие влияния солнечной активности на атмосферу.

Таким образом, установленный факт расширения атмосферы с усилением солнечной активности с учетом $L_a = \text{const}$, а также расширения полярной атмосферы в принципе довольно просто объясняют влияние солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы. При этом, как было показано в [11, 12], солнечная активность дает малый энергетический вклад и выступает как возмущающий фактор, вызывающий главным образом перераспределения энергии атмосферы по широтам. Это приводит к нарушению равновесных движений или состояний в атмосфере, а также к перераспределению положений барических полей.

Отличие на 2—3 порядка энергии солнечно-атмосферных возмущений от энергии общей циркуляции атмосферы создает трудности при исследовании солнечно-атмосферных связей. Однако энергия таких возмущений соответствует энергии циклонов или атмосферных процессов, оказывающих влияние на погоду и климат, и поэтому вся эта проблема заслуживает самого серьезного внимания.

Исходя из изложенных соображений, и было рассмотрено влияние 11-летнего цикла солнечной активности на физические процессы в нижней атмосфере.

Для решения поставленного вопроса была выполнена следующая работа. По среднемесячным синоптическим картам за январь с 1960 по 1976 г. для изобарических поверхностей 500, 300, 200, 100, 50, 30 гПа определялись средние высоты h указанных поверхностей на 70 и 40° с. ш. Полученные данные представлены на графиках рис. 1 *а, б*. На этих же рисунках приведен за указанные годы ход солнечного индекса S — суммарная площадь пятен на всем солнечном диске [2]. Приведенные на рис. 1, *а, б* данные показывают, что в ходе $h(t)$ для всех рассматриваемых поверхностей, в том числе и в тропосфере, прослеживается четкая связь с 11-летним циклом солнечной активности. Причем в ходе h_{70} максимальные значения приходятся на годы максимальной солнечной активности: 1960, 1968—1970 гг. Т. е. в годы высокой солнечной активности действительно наблюдается расширение и, соответственно, увеличение П полярной атмосферы. Примечательно, что $h_{40°}$ имеет обратный ход. Совершенно очевидно, что все это должно существенно влиять на интенсивность зональной циркуляции атмосферы. Таким образом, приведенные данные указывают на зависимость состояния тропосферы и стратосферы от фазы 11-летнего цикла солнечной активности.

Поскольку для рассмотренных широт изменения h в 11-летнем цикле солнечной активности идут в противофазе (рис. 1, *а, б*),

представляет интерес рассмотреть вопрос о географическом распределении вариаций высот изобарических поверхностей в зависимости от фазы 11-летнего цикла. Это может дать некоторые сведения для выявления физических причин обнаруженных вариаций. Для этой цели из данных синоптических карт за январь и июль 1968 г. указанных изобарических поверхностей соответственно вычитались данные карт за 1967 г. (фаза роста 11-летнего цикла), а из данных синоптических карт за те же месяцы 1970 г. вычитались соответственно данные карт за 1972 г. (фаза спада этого цикла). Затем по полученным разностям строились карты изологипс, на основании которых производилось определение Δh_i — средних отклонений высот изобарических поверхностей на каждой широте i — для указанных годов и месяцев. Пример карты изологипс между 1968 и 1967 гг. для изобарической поверхности 300 гПа приведен (аналогичный результат получен для 1970—1972 гг.) на рис. 2. Графики зависимости $\Delta h(\varphi)$ для января (1970—1972 гг.) приведены на рис. 3. Полученные данные показывают, что, исключая детали, $\Delta h(t)$ для всех рассмотренных изобарических поверхностей имеет одинаковый ход с главными максимумами в полярных областях и минимумами в средних широтах. Т. е. в годы высокой солнечной активности (1960, 1968—1970 гг.), как летом, так и зимой происходит расширение (разогрев) всей полярной атмосферы, что и приводит там к увеличению высот всех рассмотренных изобарических поверхностей. Причем зимой, во время полярной ночи, расширение это более чем на порядок выше, чем летом. Так, например, положение изобарической поверхности 30 гПа на 80° с. ш. в январе 1970 г. было выше, чем в январе 1972 г. на 1240 м, а в июле — на 34 м.

Тот факт, что во время высокой солнечной активности наибольшие изменения высот изобарических поверхностей, особенно в зимнее время, наблюдаются в высоких широтах, может указывать на солнечное корпускулярное излучение как основную причину этих изменений. Этот вывод подтверждается также и тем, что на карте изологипс рис. 2 конфигурация изолиний $\Delta h > 0$ соответствует конфигурации изолиний геомагнитного наклонения. Однако, видимо, нельзя говорить о прямом энергетическом воздействии солнечного корпускулярного излучения на полярную атмосферу, так как ранее [10] отмечалось, что в 1968—1970 гг. (период максимальной солнечной активности) средняя плотность потока энергии корпускулярного излучения Солнца была ниже, чем в 1974—1975 гг. (вблизи минимума рассмотренного цикла). Ранее также отмечалось [10, 13], что изменения параметров солнечного ветра (их относительные вариации) и возмущения межпланетной среды оказывают наибольшее влияние на солнечно-земные явления, а как известно, максимальная повторяемость таких возмущений наблюдается в периоды высокой солнечной активности. Поэтому обнаруженный разогрев полярной атмосферы во время максимума солнечной активности в 1968—1970 гг., возможно, объясняется суммой дискретных, импульсных влияний.

Разумеется, при рассмотрении влияния солнечной активности на атмосферу нельзя исключить вариации интенсивности ультра-

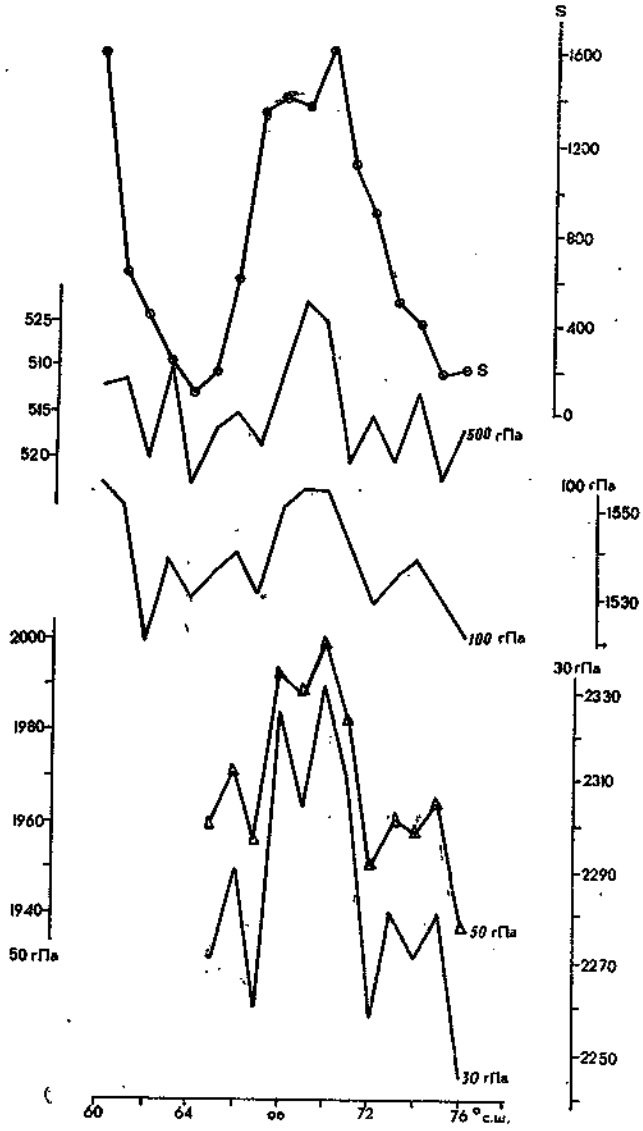
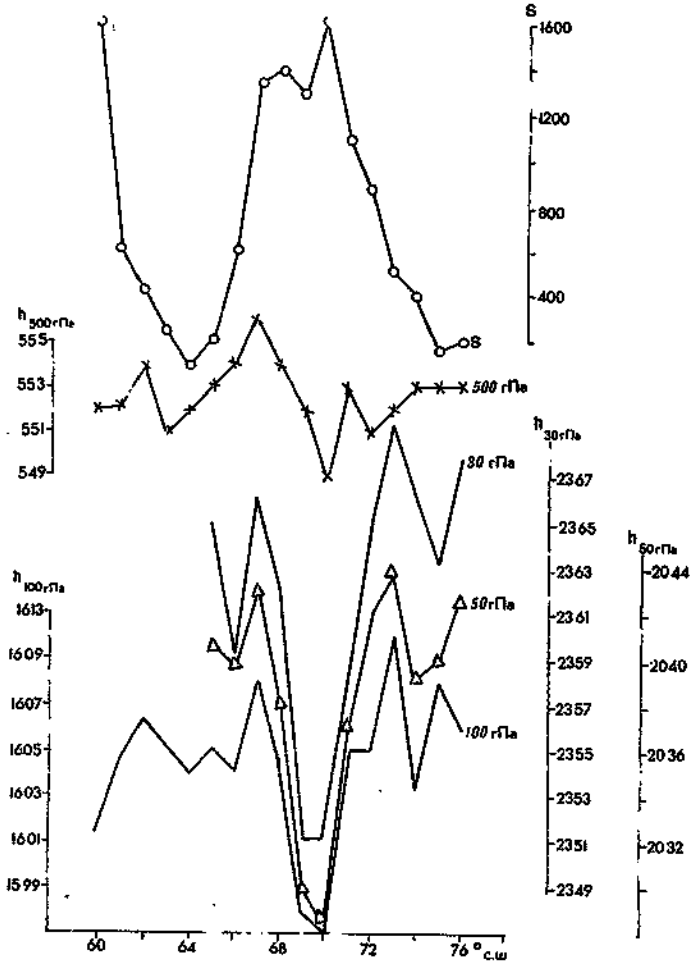


Рис. 1. Ход средних высот $h(t)$ изобарических поверхностей для января с 1960

фиолетового излучения с $\lambda \leqslant 1000\,A°$. Причем ход интенсивности этого излучения, как принято считать, соответствует ходу интенсивности излучения Солнца на длине волны 10,7 см и ходу суммарной площади пятен на солнечном диске S (рис. 1). Однако

пока не ясно, каким образом можно объяснить разогрев полярной атмосферы в зимнее время (во время полярной ночи) волновым излучением Солнца.

Таким образом, рассмотренные результаты свидетельствуют о большой зависимости энергетического состояния атмосферы в различных географических зонах и, соответственно, структуры и распределения барических полей от уровня солнечной активности. Как показывают данные рис. 3, если в максимуме (1968—



1976 гг., осредненных по кругу 70° с. ш. (*а*) и по кругу 40° с. ш. (*б*).

1970 гг.) солнечной активности циклоническая деятельность была сильнее всего развита зимой в зоне 40°, летом в зоне 50—60°, а антициклоническая — в полярной и тропических зонах, то на ветвях роста и спада 11-летнего цикла картина меняется на об-

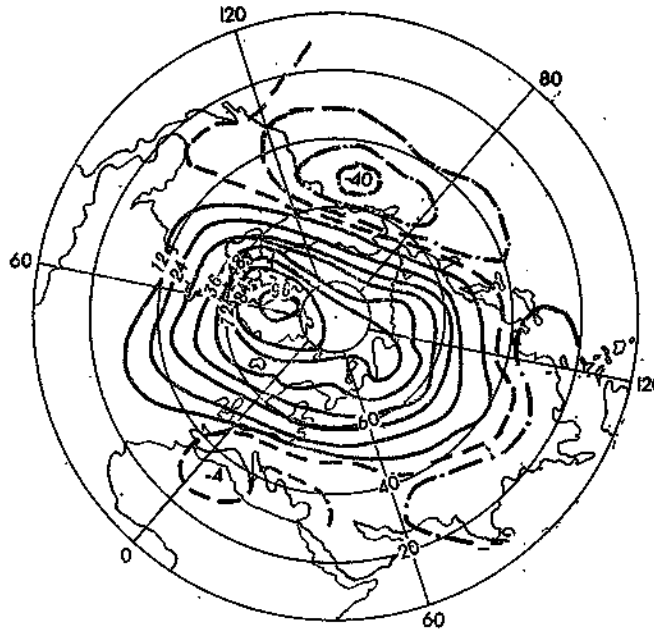


Рис. 2. Карта разности геопотенциала (изогипсы) за январь 1968—1967 гг. для изобарической поверхности $\Delta T_{30 гПа}$.

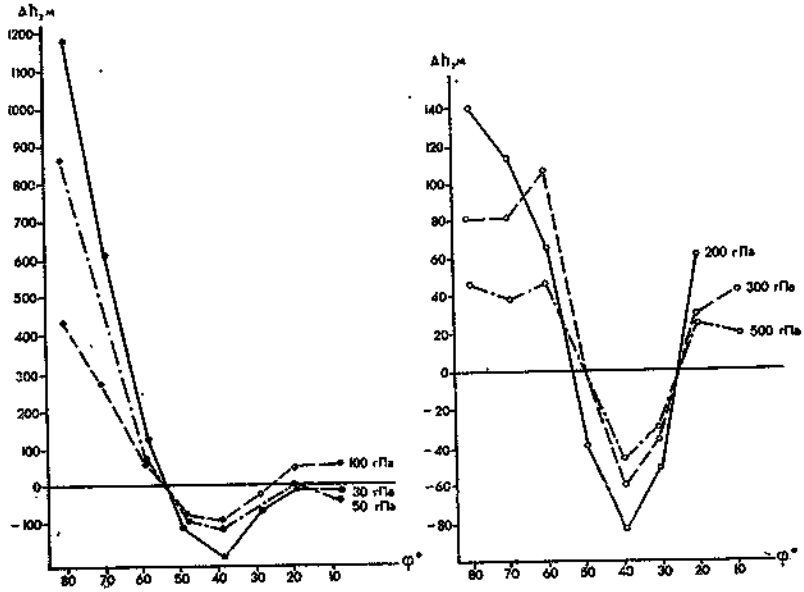


Рис. 3. Графики зависимости $\Delta h(\varphi)$ для различных изобарических поверхностей за январь 1970—1972 гг.

ратную. Возможно, именно это обстоятельство и явилось одной из причин аномального лета на ЕТС в 1972 г. При этом, как уже отмечалось, солнечная активность дает малый вклад в энергетику атмосферы, а выступает как возмущающий фактор, приводящий к перераспределению энергии по широтам и поэтому влияющий на циркуляционные процессы.

Нам представляется, что дальнейшие исследования на этом пути могут привести к решению ряда вопросов, необходимых при долгосрочном прогнозировании атмосферных процессов и, в частности, погоды и некоторых климатических характеристик.

Мы привели результаты, которые с большой убедительностью указывают на существование влияния 11-летнего цикла солнечной активности на атмосферные процессы не только верхней, но и нижней атмосферы. Очевидно, для полной физической интерпретации полученных результатов и разработки методик по использованию солнечных данных в прогностических целях необходимы дальнейшие исследования с привлечением большого круга специалистов. Как показала практика, такие исследования требуют большого количества трудоемких работ с привлечением синоптических, геофизических и солнечных материалов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Герман Дж. Р., Гольдберг Р. А. Солнце, погода и климат.— Л.: Гидрометеоиздат, 1981.— 319 с.
2. Гневышева Р. С. Тр./Гл. астрон. обсерв.
3. Исследования атмосферы и ионосферы в период повышенной солнечной активности (Сб. статей под ред. В. В. Михневич и А. Д. Данилова).— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 154 с.
4. Кокин Г. А. [и др.] О связи процессов стратосферы с солнечной активностью.— Метеорология и гидрология, 1977, № 7, с. 10—19.
5. Красовский В. И. Штили и штормы в верхней атмосфере.— М.: Наука, 1971.— 135 с.
6. Монин А. С. Прогноз погоды как задача физики.— М.: Наука, 1969.— 184 с.
7. Ракипова Л. Е., Трубников Б. Н., Щерба И. А. Барьерные свойства стратосферы в зависимости от уровня солнечной активности.— Тр./ ГГО, 1979, вып. 429, с. 37—43.
8. Сытинский А. Д. Механизм влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы.— Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 3, с. 284—287.
9. Сытинский А. Д. Об одном солнечно-атмосферном эффекте во время сильных землетрясений.— Докл. АН СССР, 1979, т. 245, № 6, с. 1337—1340.
10. Сытинский А. Д. О связи сильных землетрясений с параметрами солнечного ветра.— Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 4, с. 821—824.
11. Сытинский А. Д. О механизме влияния корпускулярного излучения Солнца на циркуляцию нижней атмосферы. Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 3.
12. Таблица значений индексов зональной циркуляции атмосферы на уровнях различных изобарических поверхностей 1949—1975 гг.— Л.: Гидрометеоиздат, 1978.— 80 с.
13. Физические основы прогнозирования магнитных возмущений.— Л.: Наука, 1977.— 312 с.
14. Чертопруд В. Е., Мулюкова Н. Б., Мустель Э. Р. Об устойчивости эффекта возрастания нестабильности тропосферы после вхождения Земли в солнечный корпускулярный поток.— Астрономический журнал, М.: 1981, т. 58, № 5, с. 1063—1069.

А. И. Воскресенский, В. И. Дианов-Клоков, И. П. Малков, В. Ф. Радионов, Л. Н. Юрганов

СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОКИСИ УГЛЕРОДА В АТМОСФЕРЕ АНТАРКТИДЫ (1977—1985 гг.)

Первые измерения содержания атмосферной окиси углерода на материке Антарктиды были проведены в 1977—1978 гг. на станции Молодежная [7]. Подобные измерения были продолжены в 1982 г. в обсерватории Мирный [4] и с тех пор проводятся постоянно в течение летнего сезона.

В северном полушарии важнейшим источником CO, сравнимым по величине с природным, является антропогенный источник. Это обусловливает, по-видимому, тенденцию к возрастанию фонового содержания CO в умеренных широтах со скоростью 1,5—2 % в год [1]. Удаление CO из атмосферы в основном идет по реакции $CO+OH \rightarrow CO_2+H$, по этой же реакции происходит основной сток гидроксила OH [2], который в силу своей высокой химической активности очищает атмосферу от метана, двуокиси серы, углеводородов, хлорфторметанов и других примесей [2]. Рост концентрации CO снижает концентрацию OH и тем самым снижает способность атмосферы к самоочищению.

Вопрос о природном цикле окиси углерода в атмосфере южного полушария не вполне ясен. Из-за короткого времени существования (около 2 мес. [2]), антропогенный CO из северного полушария до Антарктиды не доходит, а местные антропогенные источники в южном полушарии слабы. Окись углерода интенсивно выбрасывается в атмосферу в результате пожаров в зоне тропических лесов и саванн [14], но эти источники также далеки от Антарктиды. Единственным надежным источником CO для этого района является фотохимическое производство из метана. Главный сток CO, по всей вероятности, также имеет фотохимическую природу [2].

Данные об изменчивости CO в южном полушарии год от года очень противоречивы [11, 13]. Вблизи побережья Южной Африки за 10 лет (1972—1982 гг.) возрастание концентрации CO составило не более 5—10 %, т. е. 0,5—1,0 % в год. Измерения на Южном полюсе с 1980 по 1984 г. свидетельствуют о возрастании концентрации со скоростью 5 % в год.

В настоящей работе представлены все данные наших спектроскопических измерений содержания CO в Антарктиде. Для исключения возможной методической ошибки часть первичных спектров предыдущих лет [7] была переработана заново.

Содержание CO определяется по спектрам поглощения всей толщи атмосферы в ИК-области спектра с использованием Солнца

в качестве источника света. Методика измерений и обработки подробно описаны в [3, 6, 7]. При обработке результатов измерений, проведенных в Антарктиде в 1977—1978 гг., в работе [7] градуировочный коэффициент A_2 взят равным 0,71 при $p=980$ гПа, или 0,75 при $P=1013$ гПа. В настоящей работе ко всем данным применяется новая величина $A_2=0{,}96$ при $P=1013$ гПа, основанная на уточненных спектроскопических константах [12], вместо приведенных в [8]. Общее содержание CO в толще атмосферы U измеряется здесь в атм. см (толщина слоя при CO при $P=1013$ гПа, $T=273$ K). 1 атм. см $=2{,}69\cdot10^{19}$ мол/см^2 и соответствует тропосферной относительной объемной концентрации (при равномерном профиле) 1,26 частей на млн.

Время записи одного спектра составляло около 5 мин, в течение дня записывалось 10—20 спектров. Разброс результатов единичных измерений [$\sigma/U=\pm(4\div6)$ %] в основном является результатом погрешности прибора и методики первичной обработки спектров. Осреднение за день уменьшает влияние этих факторов, однако появляется погрешность, обусловленная вариациями профилей CO, H_2O, температуры воздуха ото дня ко дню. Погрешность среднего за день содержания CO составляет, таким образом, примерно $\pm(4\div5)$ %.

В табл. 1 приведены пункты, периоды и объем измерений, проведенных в Антарктиде.

Таблица 1

Сведения об измерениях CO в Антарктиде

Пункт, координаты	Период	Количество дней измерений	Источник
Молодежная 67° 40′ S 45° 50′ E	15/XII—1977—6/I—1978	35	[7]
Мирный 66° 33′ S 93° 00′ E	20/I—4/II—1982	6	[4]
	8/I—22/III—1983	17	[5]
	1/II—2/III—1984	16	
	6/XII—1984—21/I—1985	24	наст. работа

Среднедневное содержание CO в зависимости от времени показано на рис. 1, где сплошная линия — аппроксимирующий кубический сплайн, построенный без учета возможных вариаций содержания CO от года к году. Среднеквадратическое отклонение точек от сплайна составляет $\pm2{,}6\cdot10^{-3}$ атм. см, или $\pm8{,}8$ %. Хорошо заметно падение содержания CO с начала декабря к концу января, после чего намечается его медленный рост. Среднедневные содержания CO, U представлены в табл. 2. Кроме того, в таблице содержатся значения R троп. в ppb (частях на миллиард) — относительной объемной концентрации CO в тропосфере, пересчитанные из U в предположении равномерного распределения

Таблица 2

Результаты измерений содержания CO в Антарктиде. Значения U в атм·см·10^3, $R_{троп.}$, в ppb (10^{+9}).

Дата	U	$R_{троп.}$	Дата	U	$R_{троп.}$	Дата	U	$R_{троп.}$
Молодежная			Мирный			Мирный		
15/XII—1977	38,0	48	20/I—1982	23,4	29	14/III—1984	27,8	35
16	35,6	45	22	20,8	26	22	25,3	32
17	34,6	44	24	20,8	26	23	26,7	34
31	32,4	41	27	23,4	29	29	30,6	39
22	36,1	46	2/II	21,4	27	6/XII	35,5	45
23	30,2	38	4	27,5	35	7	39,9	50
24	29,9	38	8/II—1983	24,5	31	8	36,7	46
26	29,2	37	9	26,6	34	10	32,4	41
27	28,6	36	10	24,6	31	14	33,3	42
28	28,3	36	11	26,2	33	15	31,7	40
30	26,8	34	12	30,2	38	16	30,0	38
31	31,3	40	14	28,2	36	17	25,5	32
5/I—1978	28,0	35	15	26,5	34	18	28,0	35
6	30,0	38	17	25,4	32	21	29,8	38
7	28,0	35	28	28,2	36	22	28,7	36
10	29,0	37	3/III	27,8	35	24	29,8	38
16	25,0	32	4	30,0	38	27	26,3	33
23	24,2	31	9	28,3	36	31	26,5	34
24	27,5	35	10	26,6	34	5/I—1985	27,9	35
26	27,7	35	12	30,8	39	6	29,6	37
28	23,4	30	13	30,6	39	7	28,3	36
1/II	21,0	26	17	32,5	41	8	29,8	38
2	25,0	32	22	31,9	40	9	16,9	34
7	24,5	32	1/II—1984	24,5	31	10	27,3	34
8	24,3	31	2	26,9	34	12	26,9	34
9	26,7	34	10	26,1	33	14	26,4	33
10	30,4	38	16	27,4	35	17	27,3	34
11	24,7	31	21	26,7	34	21	26,1	33
12	28,6	33	27	27,7	35			
13	28,6	36	6/III	28,7	36			
14/II	25,0	32	8	30,3	38			
3/III	24,9	32	9	31,2	39			
20	42,8	54	10	26,6	34			
21	40,4	51	11	28,6	36			
6/IV	43,2	55	13	28,5	36			

газа по высоте. На рис. 2 приведены сглаженные результаты измерений различных авторов в Антарктике и диапазон их флуктуаций (среднеквадратическое отклонение). Кривая *1* построена по нашим данным, пересчитанным на среднюю по тропосфере локальную объемную концентрацию; по результатам измерений вблизи поверхности Земли методом газовой хроматографии построены *2* (Южный полюс, 1983—1984 гг. [11]) и *4* (станция Палмер (США), 65° S, 64° W, 1983 г. [9]). Кривая *3* — наиболее длинный ряд измерений (1978—1981 гг.) на южном побережье Африки, вблизи Кейптауна (34° S) методом окисления CO окисью ртути и последующей регистрацией ртути в ультрафиолетовом диапа-

зоне. Кривая *5* получена на основании проведенных в Тасмании (41° S) измерений в 1982—1984 гг. [11]. Последние две группы измерений характеризуют морские массы воздуха 40-х широт южного полушария.

Все данные свидетельствуют о наличии сезонных вариаций того же характера, что и в северном полушарии [10], т. е. с максимумом в начале весны (сентябрь—октябрь) и минимумом

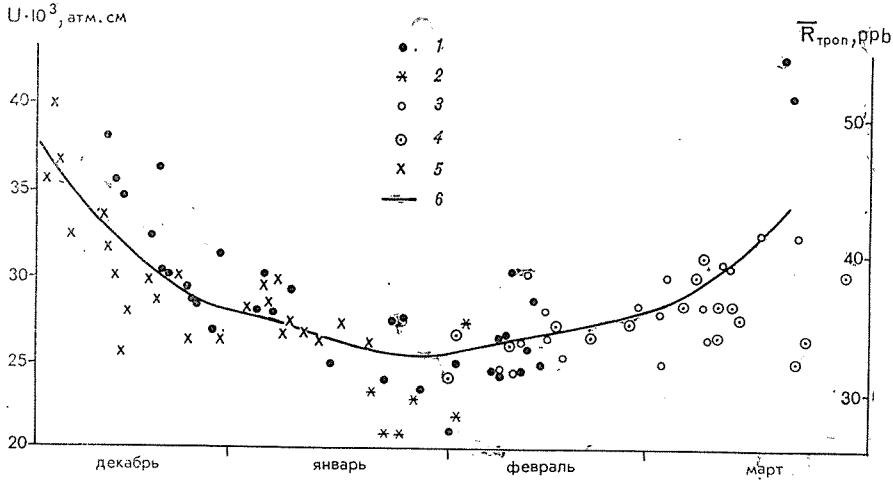


Рис. 1. Среднедневное содержание окиси углерода в Антарктиде в зависимости от времени в различные годы (1 ppb = 10^{-9} по объему).

1 — Молодежная, 1977/78 г.; *2* — Мирный, 1982 г.; *3* — 1983 г.; *4* — 1984 г.; *5* — 1984/85 г.; *6* — сплайн.

в конце лета (январь—февраль). Абсолютные значения, однако, согласуются между собой хуже, что связано, скорее всего, с различием в методиках. Физическая причина сезонных вариаций в южном полушарии не вполне ясна. Уменьшение концентрации CO весной, возможно, связано, как и в северном полушарии [2], с повышением концентрации гидроксила в тропосфере от зимы к лету. Увеличение концентрации CO осенью, возможно, обусловлено деятельностью какого-либо природного источника, так как антропогенный источник CO в южном полушарии незначителен.

Недостаточный объем данных не позволяет пока с уверенностью судить о величине долговременного тренда концентрации CO в Антарктиде. Из рис. 1 видно, что даже для наиболее разнесенных по времени групп данных (1977—1978 и 1984—1984 гг.) не наблюдается заметного изменения, выходящего за пределы разброса точек. Между тем, если принять оценку скорости возрастания из [11] (5 % в год), то за 7 лет содержание CO должно было бы вырасти на 35 %, что явно не согласуется с нашими данными. Маловероятно также, что для Антарктиды справедлива оценка скорости роста, полученная нами ранее для фоновой кон-

центрации CO в северном полушарии (1,7 ÷ 1,8 % в год [1]), согласно которой за 7 лет содержание должно было бы увеличиться на 12 % (напомним, что разброс ежедневных значений относительно сплайна составляет ±8,8 %).

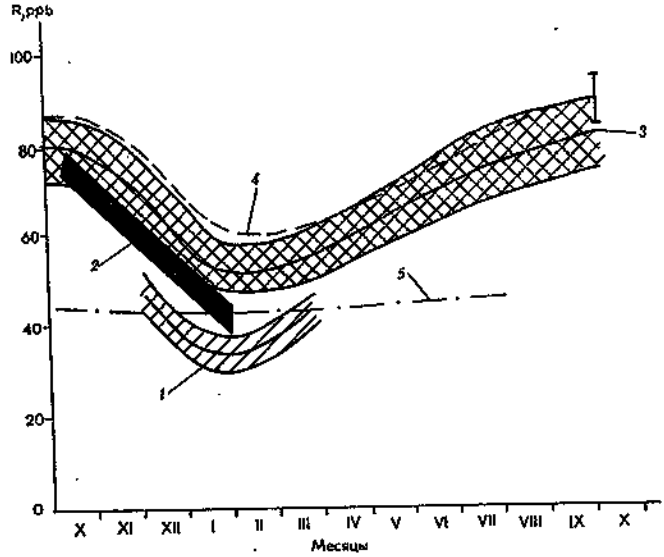


Рис. 2. Сезонный ход концентрации CO в Антарктике и прилегающих районах.

1 — Мирный и Молодежная; *2* — Южный полюс [11]; *3* — Южная Африка [13]; *4* — станция Палмер [9]; *5* — Тасмания [11].
Заштрихованные области — диапазон изменчивости концентрации CO в данном пункте измерений.

Отсутствие повышения средней концентрации CO от года к году означало бы, что деятельность человека пока не повлияла на круговорот этого газа в атмосфере Антарктиды. Решение данного вопроса представляется весьма важным ввиду той роли, которую играет окись углерода в химии тропосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дворяшина Е. В., Дианов-Клоков В. И., Юрганов Л. Н. О вариациях содержания окиси углерода в атмосфере в течение 1970—1982 гг.— Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1984, т. 20, № 1, с. 40—47.

2. Кароль И. Л., Розанов В. В., Тимофеев Ю. М. Газовые примеси в атмосфере.— Л.: Гидрометеоиздат, 1983.— 191 с.

3. Пугачев Н. С., Тарабухин В. М., Юрганов Л. Н. О методике измерения общего содержания окиси углерода в атмосфере.— Изв. АН СССР, Сер. ФАО, 1978, т. 14, № 12, с. 1283—1289.

4. Радионов В. Ф., Воскресенский А. И. Спектральные измерения малых газовых составляющих атмосферы Антарктиды.— Изв. АН СССР. Сер. ФАО, 1983, т. 19, № 9, с. 899—901.

5. Радионов В. Ф., Мишин А. А. Спектральные измерения общего содержания окиси углерода, метана и закиси азота в Антарктиде.— Информ. бюл. Сов. антаркт. экспед., вып. 107.

6. Содержание окиси углерода в атмосфере в различных районах земного шара (1970—1984 гг.)/Е. В. Дворяшина, А. В. Джола, В. И. Дианов-Клоков, В. Ф. Радионов, В. С. Ракитин, Л. Н. Юрганов.— М.: ИФА АН СССР, препринт, 1985.— 38 с.

7. Юрганов Л. Н., Малков И. П., Дианов-Клоков В. И. Исследование содержания малых компонент атмосферы в северном и южном полушариях.— Изв., АН СССР, Сер. ФАО, 1979, т. 15, № 11, с. 1159—1167.

8. AFCRL atmospheric absorption line parameters compilation./R. A. McClatchey et al.— AFCRL-TR-73-0096, Envir. Res. Pap., No 434, 1973.— 115 p.

9. Atmospheric trace gas measurements at Palmer Station, Antarctics: 1982/83./E. Robinson, W. L. Bamesberger, F. A. Menzia, A. S. Waylett, S. F. Waylett.— J. Atmosph. Chem., 1985, vol. 2, No 1.— p. 65

10 Dianov-Klokov V. I., Yurganov L. N. A spectroscopic study of the global space-time distribution of atmospheric CO.— Tellus, 1981, vol. 33, No. 3, p. 262—273.

11. Khalil M. A. K., Rasmussen R. A. The variability of methane and carbon monoxide at the South Pole— Antarctic J. U. S., 1984, Review issue (in press).

12. Rothman L. S. AFCL atmospheric absorption line parameters compilation; 1980 version.— Appl. Ort., 1981, vol. 20, No 5, p. 791—795.

13. The seasonality of CO abundance in the Southern Hemisphere/W. Seiler, H. Giehl, E.-C. Brunke, E. Halliday — Tellus, 1984, vol 36B, No 4, p. 219—231.

14 Tropospheric chemical composition measurements in Brasil during the dry season./P. J. Crutzen, A. C. Delany, J Greenberg e. a.— J. Atmosph. Chem., 1985, vol. 2, No 3, p. 233—256.

И. Л. Аппель

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АНАЛИЗА ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА ДРЕЙФОМ, ВЕТРОМ И БАРИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКОЙ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЗОННЫХ ИЗМЕНЕНИЙ СИЛ, ДЕЙСТВУЮЩИХ НА ЛЕДЯНОЙ ПОКРОВ

Важной особенностью динамики льдов Арктического бассейна являются сезонные изменения параметров, характеризующих зависимость скорости дрейфа от внешних воздействий. Эти изменения непосредственно влияют на состояние ледяного покрова (сплоченность, распределение толщин и др.) и тем самым в значительной степени определяют обмен теплом, влагой, количеством движения между атмосферой и океаном. Поэтому широкому кругу задач, связанных с рассматриваемой проблемой, посвящены многочисленные исследования. Имеющиеся теоретические разработки не позволяют с необходимой точностью воспроизвести известные закономерности сезонных изменений параметров дрейфа, а эмпирические обобщения служат основой лишь для предположений о причинах выявленных изменений.

По-видимому, оптимальным путем изучения изменения характеристик дрейфа льдов в годовом цикле следует считать сочетание теоретических и эмпирических методов исследований. В настоящей работе предлагается способ анализа данных наблюдений за скоростями ветра, дрейфом станций «Северный полюс» и барической обстановкой, ориентированный на исследование сезонных изменений действующих на ледяной покров сил.

Одной из главных влияющих на движение ледяного покрова сил является тангенциальное напряжение, приложенное к верхней поверхности льда. Вектор этого тангенциального напряжения во многом определяется характером изменения скорости и направления ветра с высотой в пограничном слое атмосферы. Эти изменения ветра связаны с турбулентным обменом, интенсивность которого имеет сезонные особенности, что вносит заметный вклад в сезонный ход зависимости дрейфа льда от геострофического ветра.

Как справедливо отмечено в [10], несмотря на большое число теоретических исследований структуры ветра в атмосферном пограничном слое, при проверке полученных выводов для условий Арктики недостаточно привлекались экспериментальные данные, полученные на дрейфующих станциях «Северный полюс». В результате обработки систематических наблюдений за дрейфом, ветром и соответствующей барической обстановкой в Арктическом бассейне З. М. Гудковичем [5] была получена информация о характерном сезонном изменении изобарических K и ветровых k коэффициентов, а также углов отклонения ветрового дрейфа от изобары и приземного ветра (β и α соответственно). Уточненные на

большем ряде наблюдений указанные характеристики для месячного результирующего дрейфа, полученные после исключения неветровой компоненты скорости, приведены в табл. 1. Положительным считается отклонение влево.

Для определения зависимости приземного ветра от геострофического воспользуемся данными этой таблицы. В качестве параметров, характеризующих зависимость приземного ветра от геострофического, выберем отношение соответствующих скоростей и угол отклонения ветра от касательной к изобаре.

Так как

$$K = W \Big/ \frac{\partial P}{\partial n}, \tag{1}$$

где W — скорость дрейфа; $\partial P/\partial n$ — градиент атмосферного давления

$$k = W/V, \tag{2}$$

где V — скорость приземного ветра, а скорость геострофического ветра G определяется выражением

$$G = \frac{1}{\rho_a 2\omega \sin\varphi} \frac{\partial P}{\partial n}, \tag{3}$$

где ρ_a — плотность воздуха; ω — угловая скорость вращения Земли; а φ — широта, то искомое отношение скоростей может быть представлено следующим образом:

$$c_V = \frac{V}{G} = \frac{K}{k} \rho_a 2\omega \sin\varphi. \tag{4}$$

Плотность воздуха зависит от давления P и температуры T и может быть рассчитана, в частности, на основе выражения, учитывающего абсолютные значения температуры:

$$\rho_a = \rho_0 \frac{P}{P_0} \cdot \frac{T_0}{T}, \tag{5}$$

где ρ_0 — плотность воздуха при P_0, T_0.

В табл. 2 приведены среднемноголетние сезонные изменения температуры воздуха, атмосферного давления и соответствующей плотности воздуха. Полученные с учетом непостоянства плотности отношения скоростей приземного и геострофического ветров (табл. 3) расположены в диапазоне 0,40—0,58, который хорошо соответствует величинам, полученным по данным наблюдений станций в Арктическом бассейне в различные сезоны (0,46—0,55) [10]. Так как все рассматриваемые углы полагаются положительными при отклонении влево, то отклонение ветра от изобары γ может быть определено следующим образом:

$$\gamma = \beta - \alpha. \tag{6}$$

Сезонный ход этого угла также приведен в табл. 3. Обращает на себя внимание заметная положительная корреляция отношения скоростей V/G и угла отклонения γ (рис. 1, *а*). Подобное соответствие рассматриваемых параметров выявлено в работе [10] при

Таблица 1

Сезонные изменения среднемноголетних значений изобарического K, км^2/(мбар·мес) и ветрового k коэффициентов, углов отклонений дрейфа от изобары β°, и приземного ветра α°, для ветрового дрейфа в Арктическом бассейне

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее значение
$K \cdot 10^{-2}$	88	85	85	96	102	104	110	118	125	118	99	89	102
$k \cdot 10^{-2}$	1,62	1,34	1,22	1,33	1,50	1,74	1,99	2,05	1,98	1,92	1,90	1,83	1,70
β°	—3	0	4	6	—12	—12	—22	—20	—8	—2	—6	—5	—6
α°	—27,5	—28,5	—26,5	—26,5	—29,0	—34,0	—38,5	—38,0	—35,8	—30,5	—28,0	—27,5	—30,8

Таблица 2

Сезонные изменения среднемноголетней температуры воздуха T°. атмосферного давления P и плотности воздуха ρ_a в районе Северного полюса

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
T, °С	—33	—34,5	—33	—24,5	—13	—3	—0,5	—2,5	—10,5	—19	—28	—30
P, мбар	1016	1016	1016,5	1019	1018	1013,5	1009	1009	1012,5	1013	1014,5	1015
ρ_a, /кгм^3	1,475	1,484	1,475	1,428	1,364	1,308	1,290	1,299	1,339	1,389	1,442	1,45

Таблица 3

Сезонные изменения среднемноголетних значений отношения скоростей приземного и геострофического ветров c_V, отклонений ветра от изобары γ

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Среднее значение
c_V	0,43	0,50	0,55	0,58	0,52	0,44	0,40	0,42	0,47	0,48	0,42	0,40	0,46
γ°	24,5	28,5	30,5	32,5	27,5	22,0	16,5	18,0	27,0	28,5	22,0	22,5	25

анализе данных дрейфующих станций в Арктическом бассейне и полярных станций на побережье Восточно-Сибирского моря. Примечательно, что характер взаимосвязи отношения скоростей c_V и угла отклонения γ в указанных районах одинаков, тогда как сезонные изменения и того, и другого параметров в разных регионах противоположны: в Арктическом бассейне и c_V, и γ в зимний период больше, чем в летний, а в Восточно-Сибирском море, наоборот, оба параметра возрастают летом.

В широко распространенном для определения тангенциального напряжения τ_a квадратичном законе безразмерный коэффициент трения c_a зависит от высоты наблюдений за ветром и ряда параметров состояния приземного слоя атмосферы. Как правило, принято измерять скорость ветра на высоте 10 м и брать соответствующую величину c_a. Определению численного значения c_a посвящен большой ряд работ, основанных на непосредственном измерении напряжения трения или на анализе вертикальных профилей скорости. При этом довольно надежно установлено влияние неоднородностей подстилающей поверхности. Для гладкой поверхности тонких и однолетних льдов $c_a = 1{,}2 \div 1{,}3 \cdot 10^{-3}$ [16, 22], что примерно соответствует коэффициенту сопротивления открытой водной поверхности при малых скоростях ветра [19, 20]. При возрастании неоднородности поверхности коэффициент трения прогрессивно увеличивается. Для ровной поверхности многолетних льдов характерны значения $c_a = 1{,}7 \div 1{,}8 \cdot 10^3$ [16, 20], при средней торосистости $c_a \approx 3{,}0 \cdot 10^{-3}$. Коэффициент трения зависит также от скорости ветра и стратификации [7]. Однако существенные отклонения c_a от среднего значения отмечаются при небольших скоростях ветра. В этих случаях напряжения настолько малы, что неточности задания коэффициента сопротивления практически не сказываются на результирующих за длительный период величинах. По этой же причине можно пренебречь и влиянием стратификации воздуха вблизи поверхности, поскольку существенные отклонения от нейтральной стратификации в нижнем десятиметровом слое также имеют место при малых скоростях ветра [16].

Отмеченные выше обстоятельства, а также незначительные в течение годового цикла изменения сплоченности и неоднородности верхней поверхности льдов в Арктическом бассейне позволяют пренебречь изменениями коэффициента c_a.

Обоснованность такого допущения подтверждается совместным использованием данных наблюдений и выводов теории подобия Монина—Обухова для приземного слоя атмосферы. С. С. Зилитинкевичем и Д. В. Чаликовым [6] на основе статистической обработки обширного эмпирического материала были определены универсальные константы в интерполяционных формулах для профилей скорости ветра. В частности, так называемая «логарифмическая+линейная» формула для профиля скорости ветра при устойчивой стратификации имеет вид

$$\frac{\varkappa V}{V_*} = \ln \frac{z_{10}}{z_0} + 10\zeta. \qquad (7)$$

где V_* — динамическая скорость трения; $\varkappa$ — постоянная Кармана; z_{10} — уровень наблюдений за ветром; z_0 — параметр шероховатости, ζ — безразмерная высота, равная z/L, L — масштаб Монина—Обухова.

Учтем, что широко используемое в теории подобия отношение характерной высоты пограничного слоя δ к масштабу Монина—Обухова с точностью до постоянного множителя задается соотношением

$$\mu = \frac{\delta}{L} = \frac{\varkappa V_*}{fL}, \tag{8}$$

где f — параметр Кориолиса.

Определим L из (8). Затем, следуя практическим рекомендациям [13], подставим полученное выражение в (7) и получим окончательно

$$V_* = \left(\varkappa V - 10 f z_{10} \frac{\mu}{\varkappa}\right) \Big/ \ln\left(\frac{z_{10}}{z_0}\right). \tag{9}$$

Таким образом, при устойчивой стратификации динамическая скорость является линейной функцией скорости ветра с отличным от нуля свободным членом.

В то же время из теории подобия для температурно стратифицированной среды следует [6] выражение

$$\sin\gamma = \frac{A(\mu) V_*}{\varkappa G}. \tag{10}$$

Прежде чем рассмотреть согласованность выражений (9) и (10) отметим, что приведенные на рис. 1, *а* точки группируются вблизи прямой линии при использовании в качестве оси ординат $\sin\gamma$ (рис. 1, *б*). Подчеркнем, что линия регрессии проходит через начало координат. В соответствии с (10) подобным же образом должен быть расположен и график связи $\sin\gamma$ с V_*/G. Отсюда следует, что геострофический коэффициент трения c_G, равный v_*/G, пропорционален V/G. Но такое возможно только при нейтральной стратификации, когда в (9) μ равняется нулю.

При безразличной стратификации справедливо выражение

$$V = \frac{V_*}{\varkappa} \ln\frac{z_{10}}{z_0}. \tag{11}$$

Объединив (10) и (11), получаем

$$\sin\gamma = \frac{A(\mu)}{\ln z_{10}/z_0} \cdot \frac{V}{G}. \tag{12}$$

Зная угол наклона прямой на рис. 1, *б* и приняв за характерное значение параметра шероховатости $z_0 = 0{,}1$ см, находим $A \approx \approx 8{,}5$, что соответствует [6] параметру устойчивости $\mu \approx 15$.

Таким образом, с одной стороны, пропорциональность V/G и $\sin\gamma$ свидетельствует о нейтральной стратификации, а с другой стороны, численные оценки подтверждают наличие заметной устойчивости. Это противоречие может быть разрешено, если пред-

положить зависимость параметра μ от высоты. По-видимому, для исследуемых региональных условий характерно, что значительное влияние на тангенциальные напряжения оказывает стратификация воздуха в погранслое на достаточном удалении от поверхности, тогда как ее роль в самых нижних слоях невелика.

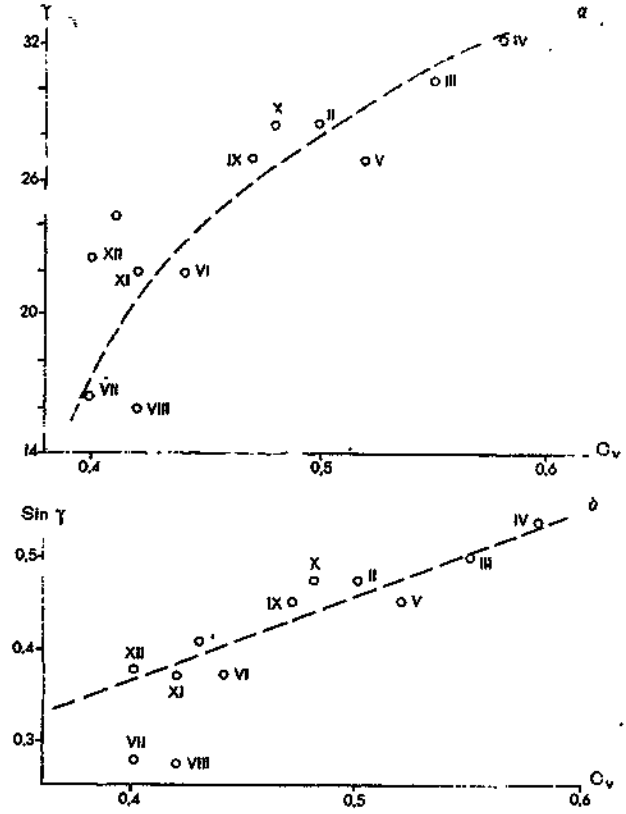


Рис. 1. Взаимосвязь отношения скоростей приземного и геострофического ветра c_V с углом поворота ветра γ в пограничном слое (*а*) и с синусом этого угла (*б*) для приполюсного района.

Рассмотрим возможные причины выявленного характера взаимосвязи c_V и γ.

При варьировании числа Россби происходит однонаправленное изменение указанных параметров. Однако в соответствии с полуэмпирическими теориями пограничного слоя [6, 17] для объяснения отмеченных на рис. 1, *б* различий при устойчивой стратификации необходимо допустить возможность изменения числа Россби более, чем на 3 порядка. Для месячных результирующих значений скорости такое допущение нельзя считать обоснованным.

Физические процессы, формирующие тангенциальное напряжение в атмосфере, в большой степени зависят от вертикального распределения плотности. Приведенные выше следствия теоретических моделей в основном получены при предположении о независимости вертикального потока тепла от высоты. Реальные же условия характеризуются значительным разнообразием вертикальных распределений потоков тепла и плотности, что в большей мере свойственно для устойчивой стратификации, при которой разброс точек на эмпирических графиках увеличивается [6]. Большая роль особенностей распределения потоков тепла в зависимости от высоты и турбулентного режима в верхней части планетарного пограничного слоя наглядно показана в работе [9]. Приведенные в указанном исследовании результаты свидетельствуют о немонотонном характере зависимости от числа Россби как геострофического коэффициента, так и угла между направлениями ветра в свободной атмосфере и касательного напряжения трения у поверхности. Выводы работы [9] получены при определении высоты пограничного слоя как функции вертикального распределения потоков тепла. На самом деле в реальных условиях возможно значительное разнообразие сочетаний высоты пограничного слоя и градиентов температуры воздуха, что должно обусловливать большое варьирование параметров V_*/G и γ.

Анализируя результирующие за длительный период характеристики атмосферного пограничного слоя, следует иметь в виду, что даже при постоянном c_a геострофический коэффициент трения зависит не только от c_V, но и от средней мгновенной и результирующей скорости геострофического ветра. Надежные данные о сезонном изменении указанных скоростей отсутствуют. Поэтому при анализе годового цикла состояния атмосферного пограничного слоя рассмотрим изменения отклонения приземного ветра от изобары. Колебания средних значений угла γ для Арктического бассейна графически изображены на рис. 2, *а* (очевидно, что коэффициент c_V меняется подобным же образом). Они характеризуются наличием двух максимумов в годовом цикле.

Исследуем возможное влияние особенностей атмосферной циркуляции на изменения коэффициента c_V и угла отклонения ветра от изобары γ. Характерной чертой атмосферной циркуляции является тип барических систем: циклон или антициклон. На основе анализа многочисленных архивов синоптических карт были получены сведения о повторяемости различных барических систем и их траекторий в Арктике [11, 14]. При этом для различных районов Северной полярной области подсчитано среднее количество циклонов и антициклонов по месяцам, выделены их преобладающие траектории.

Для анализа сезонной изменчивости циркуляционных условий в Арктическом бассейне воспользуемся данными о количестве циклонов и антициклонов в приполюсном районе (табл. 4) [14]. Подсчитанная доля антициклонов P_{az} (называемая в дальнейшем относительной их повторяемостью) в общем количестве барических

образований имеет четыре локальных экстремума в годовом цикле, совпадающих по времени с отмеченными выше особенностями сезонных изменений c_V и γ.

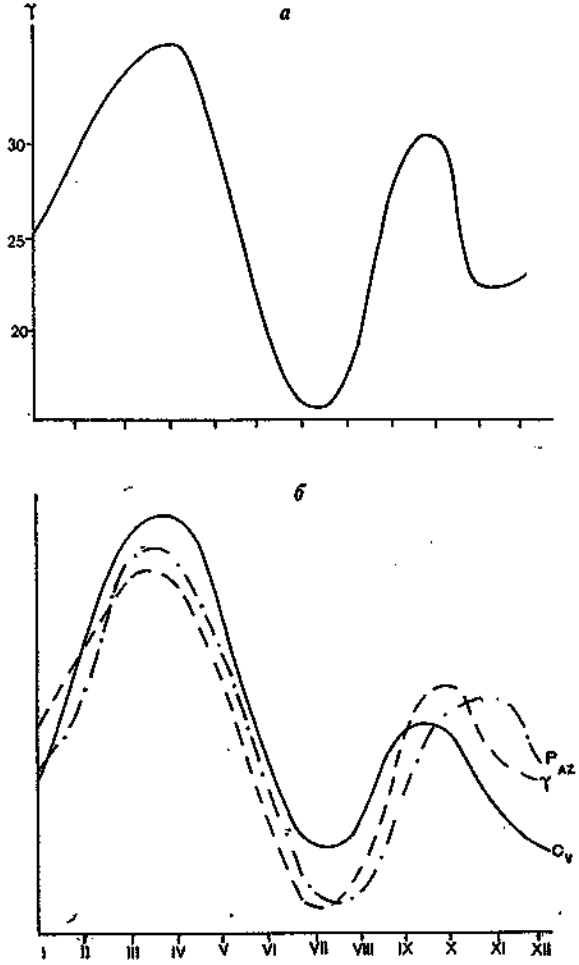


Рис. 2. Сезонный ход угла поворота ветра γ в пограничном слое (*а*) и нормированные значения этого угла, отношения скоростей приземного и геострофического ветра c_V и повторяемости P_{az} антициклонов (*б*) для приполюсного района.

Рассмотрим обоснованность гипотезы о зависимости характеристик пограничного слоя атмосферы от типа барического образования. Это предположение объясняет различия сезонного хода γ в Арктическом бассейне и на побережье Восточно-Сибирского моря, отмеченные в [10]. Действительно, вблизи побережья Вос-

Таблица 4

Сезонные изменения среднемноголетнего количества циклонов n_{zn}, антициклонов n_{az}, барических образований n и относительная повторяемость P_{az} антициклонов в приполюсном районе

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
n_{zn}	3,2	3,0	2,0	1,8	2,3	2,9	3,7	3,7	3,3	3,5	2,5	3,3
n_{az}	1,4	2,0	2,0	1,9	1,7	1,8	0,8	0,9	1,8	1,8	2,2	1,5
n	4,6	5,0	4,0	3,7	4,0	4,7	4,5	4,6	5,1	5,3	4,7	4,8
P_{az}	0,31	0,40	0,50	0,53	0,43	0,39	0,18	0,20	0,36	0,34	0,47	0,32

точно-Сибирского моря относительная повторяемость антициклонов в соответствии с [14] летом возрастает, тогда как вблизи полюса имеет место противоположная тенденция. Эти изменения находятся в полном согласии с сезонным ходом γ в двух рассматриваемых районах. Высказанная гипотеза может служить также объяснением различий сезонных изменений ветра у побережья Восточно-Сибирского моря и в его центральной части. По данным наблюдений на дрейфовавшем в море в 1922—1924 гг. э/с «Мод» [23] отношение скоростей приповерхностного ветра и ветра на высоте 80 м имеет максимум в апреле и мае, второй максимум в сентябре и октябре, а минимум в июле — августе, что соответствует сезонному изменению в Арктическом бассейне. Иной ход повторяемости барических образований вблизи береговой линии, повидимому, в значительной степени обусловлен сезонными изменениями расположения арктического фронта: траектории центров циклонов в летний период проходят в более низких широтах над сушей на небольшом удалении от побережья моря [14].

Для количественного сопоставления характеристик приземного ветра с показателями типа барических полей целесообразно использовать сглаженные данные. Это способствует устранению возможных случайных погрешностей. Применим простейший фильтр, связывающий сглаженное значение параметра $\bar{C}$ с его исходными значениями с помощью соотношения

$$\bar{C}_i = \frac{C_{i-1} + 2C_i + C_{i+1}}{4}. \qquad (13)$$

На рис. 2, *б* изображен сезонный ход сглаженных значений c_V, γ, P_{az}. Для наглядности сопоставления вертикальные масштабы выбраны с помощью нормализации изменений каждого параметра на соответствующий размах значений в годовом цикле. Очевидной представляется высокая корреляция исследуемых величин.

Детальное изучение закономерностей формирования вертикального распределения плотности воздуха, потоков тепла и скоростей ветра в конкретных барических ситуациях выходит за рамки настоящего исследования и требует объединенных усилий специалистов различного профиля.

Ниже приведем те результаты наблюдений, которые могут оказаться полезными при выполнении подобных разработок. Еще Свердрупом [23] было отмечено, что в течение годового цикла изменение отношения скоростей ветра на высотах 8 и 80 м и вертикального градиента температуры происходит согласованно.

В арктических районах отмечается заметное непостоянство вертикальных градиентов температуры воздуха. Максимальная изменчивость градиентов отмечается в нижнем слое. Наиболее мощные инверсии являются результатом интенсивного выхолаживания полярной ночью в областях высокого давления, а максимальная неустойчивость возникает при повышенном поступлении тепла от подстилающей поверхности (районы открытой воды, полыньи, зоны тонких льдов и т. п.), что сопровождается развитием конвекции в атмосфере и нередко приводит к углублению, стационированию атмосферных циклонов, а следовательно, к повышенной их повторяемости в таких районах.

Характерной особенностью вертикального распределения температуры воздуха в Арктике являются инверсии. Причем инверсии отмечаются постоянно не только в арктических антициклонах, но и в 60—65 % арктических циклонов [8]. Причинами возникновения инверсий служат радиационное выхолаживание, адвекция тепла, вертикальные движения и фронты. К сожалению, количественные оценки относительной роли различных факторов в настоящее время не получены. Однако не вызывает сомнения согласованность карт приземного атмосферного давления и повторяемости приземных инверсий [8]. Обработка результатов наблюдений за вертикальным строением атмосферы показывает, что в годовом ходе повторяемости инверсий над морем Бофорта и прибрежными станциями зарубежной Арктики отмечаются два максимума и два минимума, время наступления которых согласуется с особенностями атмосферной циркуляции в соответствующем регионе. Инверсии заметным образом влияют на турбулентный режим пограничного слоя атмосферы, а следовательно, определяют вертикальное распределение скорости и направления ветра. Иллюстрацией этого является рис. 3, на котором повторяемость инверсий на о-ве Бартер сопоставлена с отношением скорости приземного ветра к скорости ветра на поверхности 850 мбар для мыса Барроу. Данные для построения рисунка взяты из [8].

Анализ имеющихся экспериментальных данных определения высоты инверсии свидетельствует о том, что ее синоптические изменения более значимы, чем сезонные [18]. В то же время в соответствии с результатами наблюдений на э/с «Мод» [22] минимальные высоты инверсии отмечаются в феврале—апреле и ноябре, а наибольшие — летом. Такие колебания высоты инверсии коррелируются и изменениями характеристик тангенциального напряжения на границе раздела лед—атмосфера. Возможно, согласованность указанных параметров определяется тем, что их сезонный ход является следствием действия одних и тех же факторов: типов барических систем.

Перейдем теперь к анализу сезонных изменений других сил, влияющих на движение морских льдов.

Эмпирические данные о дрейфе многолетних льдов в Арктическом бассейне свидетельствуют о том, что основные параметры, характеризующие ветровой дрейф: ветровой коэффициент и угол отклонения дрейфа от ветра — испытывают различные изменения в годовом цикле (табл. 1 и рис. 4, *а*). Это подтверждается наличием нескольких изменяющихся параметров, определяющих вектор

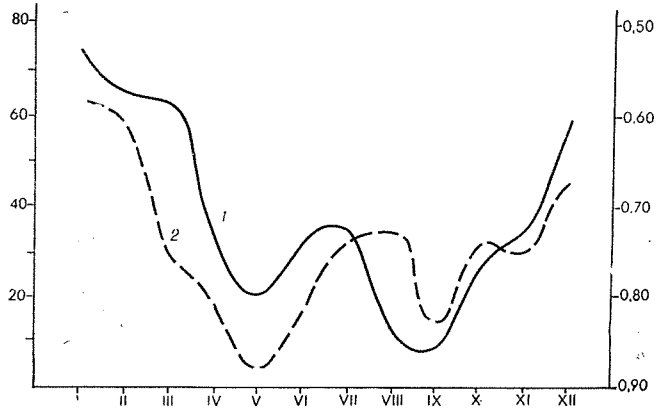


Рис. 3. Повторяемость инверсий на о-ве Бартер (*1*) и отношение скоростей ветра у земли и на уровне 850 мбар на мысе Барроу (*2*).

дрейфа. Действительно, если бы скорость зависела от одного воздействующего фактора, то в разные месяцы близким по величине углам соответствовали примерно равные коэффициенты. Однако подобного не наблюдается.

Математическое описание ветрового дрейфа льдов в динамике ледяного покрова хорошо разработано [12]. Основой для расчета векторов скорости сплоченного ледяного покрова является следующее уравнение движения

$$\vec{\tau}_a + \vec{\tau}_w + \vec{F}_i + \vec{F}_{\text{вз}} = 0, \qquad (14)$$

где $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$ — тангенциальные напряжения на верхней и нижней поверхности льда соответственно; F_c — сила Кориолиса; $F_{\text{вз}}$ — внутреннее сопротивление, обусловленное взаимодействием льдин между собой.

Используется стационарная постановка задачи, поскольку время выхода движения на установившийся режим составляет несколько часов. Для определения параметров ветрового дрейфа воспользуемся представлением уравнения (14) в проекциях на координатные оси в соответствии со схемой, изображенной на рис. 4, *б*.

При учете вероятностных характеристик распределения скоростей квадратическая зависимость $\vec{\tau}_a$, $\vec{\tau}_w$ от мгновенных скоростей трансформируется в линейную зависимость от результиру-

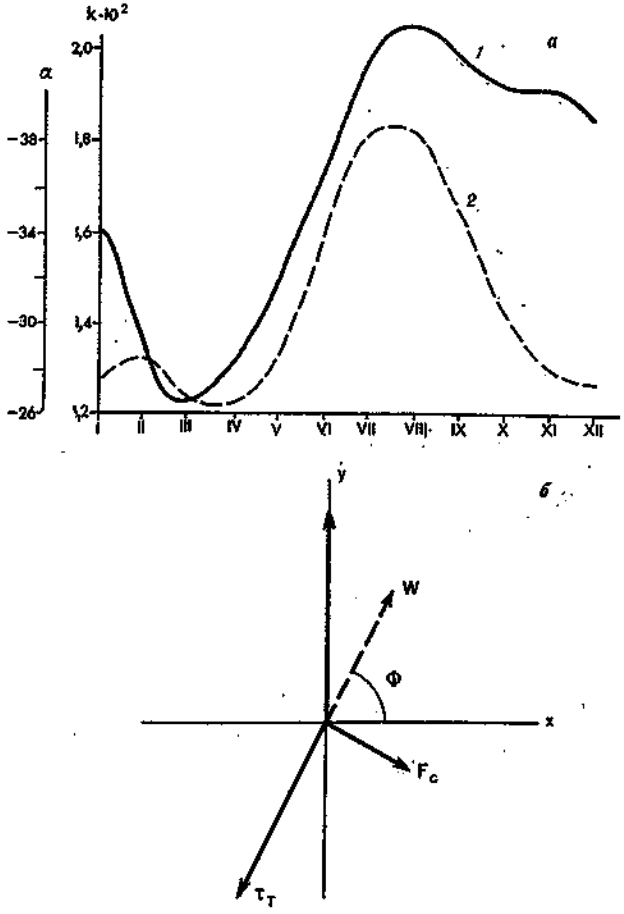


Рис. 4. Зависимость сезонного хода ветрового коэффициента (*1*), угла отклонения дрейфа (*2*) от ветра (*а*); баланс сил, определяющих ветровой дрейф льдов (*б*).

ющих скоростей с другими коэффициентами пропорциональности (K_a и K_w соответственно) [1].

Поэтому при расчете дрейфа, осредненного за длительный период, имеем:

$$K_w w \cos \Phi = w \sin \Phi f M; \tag{15}$$

$$K_w w \sin \Phi = -w \cos \Phi f M + \tau_a, \tag{16}$$

где M — масса льда, соответствующая единице поверхности.

Подобный подход при исследовании движения льдов использован в [4], где для вычислений взяты квадратические выражения τ, характерные для мгновенных значений тангенциального напряжения

$$\rho_w c_w w^2 \cos\Phi = w \sin\Phi f M; \tag{17}$$

$$\rho_w c_w w^2 \sin\Phi = -w \cos\Phi f M + \tau_a. \tag{18}$$

Проведем анализ системы уравнений (15), (16), определяющей результирующий дрейф. Умножив первое уравнение на $\sin\Phi$, а второе на $\cos\Phi$ и вычтя второе из первого, определяем:

$$w f M = \tau_a \cos\Phi. \tag{19}$$

Поменяв местами сомножители и найдя сумму, имеем:

$$K_w w = \tau_a \sin\Phi. \tag{20}$$

Сопоставив два полученных уравнения, получаем выражение

$$\operatorname{tg}\Phi = \frac{K_w}{f M}, \tag{21}$$

которое обладает тем достоинством, что не зависит ни от τ_a, ни от w.

При квадратической параметризации тангенциального напряжения вместо (20) имеем:

$$\rho_w c_w w^2 = \tau_a \sin\Phi. \tag{22}$$

В этом случае получаем известное выражение

$$\operatorname{tg}\Phi = \frac{\rho_w c_w w}{f M}, \tag{23}$$

в котором по-прежнему отсутствует τ_a.

Далее ограничимся анализом результатов, соответствующих осредненным за месяц данным. Выражения (19) и (20) оказываются весьма полезными для исследования закономерностей дрейфа. Особенно продуктивным представляется их использование при известных значениях Φ, что имеет место в настоящей работе.

Равенство (19) устанавливает взаимосвязь между тангенциальным напряжением τ_a и скоростью дрейфа без привлечения характеристик сопротивления движению льда. Это объясняется тем, что (19) по существу представляет проекцию сил на направление, совпадающее с ориентацией силы Кориолиса.

Довольно надежные эмпирические данные о коэффициентах сопротивления, определяющих касательное напряжение для льдов различной сплоченности, раздробленности и торосистости [15, 20, 22] в совокупности с высокоточными инструментальными наблюдениями за векторами дрейфа и ветра, позволяют использовать (19) для расчета объемов льда, приходящихся на единицу поверхности.

Проиллюстрируем эту возможность на примере имеющихся в данной работе материалов. Здесь и далее расчеты будут выпол-

няться для очень устойчивой характерной средней скорости ветра, составляющей для приполюсных районов 4,5 м/с [3]. Выразив скорость дрейфа через скорость ветра с помощью ветрового коэффициента, а тангенциальное напряжение через результирующую скорость, после подстановки полученных соотношений в (19) имеем:

$$M = \frac{K_a \cos \Phi}{fk} = -\frac{K_a \sin \alpha}{fk}, \tag{24}$$

или

$$\bar{H} = -\frac{K_a \sin \alpha}{\rho_л f k}, \tag{25}$$

где $\rho_л$ — плотность льда.

Для средних за год условий находим эквивалентную толщину, которая равна 3,75 м при $\rho_л = 0{,}91$. Такие же расчеты, проведенные для каждого месяца, несколько неожиданно позволяют получить плавные сезонные изменения эквивалентной толщины (рис. 5, *а*). При проведении расчетов использованы несглаженные влияющие параметры и непостоянная плотность воздуха. Оценивая полученные результаты, следует иметь в виду, что эквивалентная толщина меняется в годовом цикле не только под влиянием тепловых процессов, но также вследствие дивергенции, конвергенции и диффузного движения льдов. Рассмотренный пример подтверждает, что соотношение (19) может быть эффективным для определения объемов льда.

Следующее выражение (20) можно использовать для оценки эффективного коэффициента сопротивления на нижней поверхности ледяного покрова. Средний за год коэффициент c_w равен 0,011, что близко к типичному для средних скоростей дрейфа значению. Примечательно, что если скорость дрейфа выразить с помощью ветрового коэффициента через скорость приземного ветра, то результирующее выражение для нахождения c_w окажется не зависящим от v:

$$c_w = \frac{\rho_a c_a \sin \Phi}{\rho_w k^2} = \frac{\rho_a}{\rho_w} \frac{c_a \cos \alpha}{k^2}. \tag{26}$$

Сезонные изменения эффективного коэффициента трения (рис. 5, *б*) находятся в соответствии с характерной для Арктического бассейна плотностной стратификацией. Летом в период интенсивного таяния сопротивление на нижней поверхности минимально, а зимой с возрастанием конвекции прогрессивно увеличивается. Уменьшение c_w начинается в апреле. Коэффициент сопротивления c_w зависит от потока плотности, связанного с изменением массы льда под влиянием тепловых процессов. А рис. 5, *а* показывает возможность оценки общего изменения количества льда. Таким образом, совместное использование уравнений (19) и (20) в принципе открывает возможности для разделения общего изменения объема льда на тепловую и динамическую компоненты.

Причем очевидно, что при наличии соответствующих данных наблюдений такие оценки можно провести для отдельных районов Северного Ледовитого океана, а также для мало исследованного ледяного покрова Южного океана.

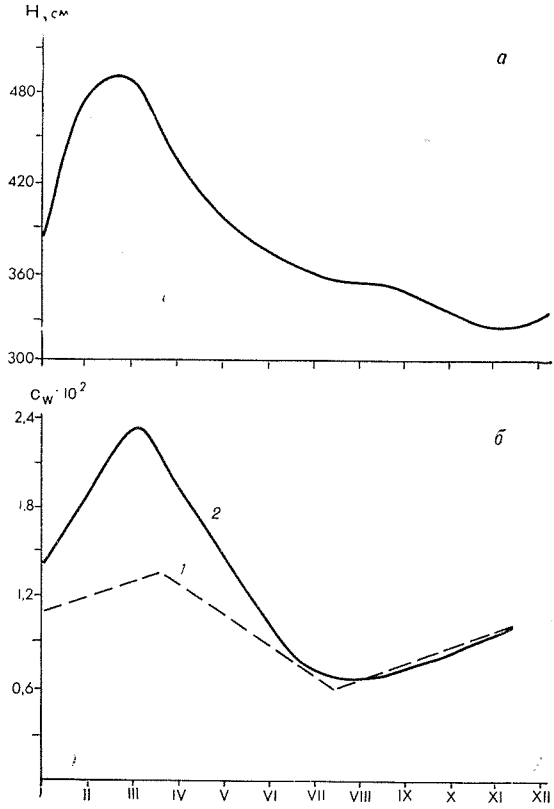


Рис. 5. Сезонные изменения рассчитанной средней толщины ледяного покрова (*а*), коэффициента трения для тангенциального напряжения (*1*) на нижней поверхности льда и для учета его совместного влияния (*2*) с силой внутреннего взаимодействия (*б*).

Следует напомнить, что сделанные выводы соответствуют случаю свободного дрейфа льдов. Однако, если исходить из вполне приемлемого предположения, что в среднем силы внутреннего сопротивления действуют в направлении, противоположном вектору дрейфа, то уравнение (19) остается без изменений, а эффективный коэффициент c_w определяет суммарное действие сопротивлений со стороны воды и окружающих льдов в гипотетическом объединенном законе сопротивления. Известно, что возрастанию сопротивления любой природы приводит к развороту дрейфа влево

(уменьшению абсолютного значения угла α). Поэтому сезонные изменения c_w и α согласованы. Угол α минимален по модулю в марте—апреле, затем возрастает до максимума в июле—августе.

Для разделения вклада стратификации воды и внутреннего сопротивления в коэффициент трения c_w рассмотрим изменения последнего в годовом цикле. Выделяются два существенно различных участка: плавное увеличение c_w в июле—декабре и значительные изменения в другом полугодии, характеризуемые резким повышением в январе—марте и таким же резким уменьшением в апреле—июне.

Наиболее яркое проявление сил внутреннего взаимодействия обусловлено влиянием берегов на движение ледяного покрова. Прочие внутренние усилия, связанные с неоднородность скоростей дрейфа из-за пространственных различий внешних воздействий или параметров самого ледяного покрова, сказываются на движении льда в значительно меньшей степени.

После разрежения льдов в июле и последующего образования вдоль берегов значительных пространств чистой воды и зон малой сплоченности берег не оказывает тормозящего влияния на дрейф. Ветровые коэффициенты остаются довольно значительными (рис. 4, *а*) вплоть до декабря, когда вновь образующиеся льды достигают сравнительно большой толщины. Плавное уменьшение ветровых коэффициентов в этот период связано с увеличением c_w вследствие изменения плотностной стратификации при ледообразовании. Начиная с января после достижения однолетними льдами определенной толщины становится заметным воздействие берегов на движение льдов в Арктическом бассейне, которое сказывается вплоть до июня, т. е. до момента наступления интенсивного теплового разрушения ледяного покрова. Немонотонное изменение c_w в январе—июне находит свое объяснение. Дело в том, что ледяной покров состоит из дискретных элементов — льдин, разделенных в зимний период полигональной системой нарушений сплошности, в которых формируются молодые льды. Сопротивление ледяного покрова сжатию определяется наименее прочными участками — разрывами, трещинами и каналами. В процессе последовательных перемещений льдов система нарушений сплошности то образуется, то исчезает. Именно поэтому основная часть торосов сложена из обломков молодых льдов. Прочность же молодых льдов определяется их температурой. Скорость формирования и толщина этих льдов также зависят от температуры, минимальные значения которой отмечаются в январе—марте. Подобное влияние температуры на коэффициенты в выражениях для силы внутреннего взаимодействия было установлено в работе [21].

Следовательно, в первом приближении можно экстраполировать увеличение c_w, связанное со стратификацией, приблизительно от 0,006 до 0,014 в течение 2/3 года (август—март) и последующее линейное уменьшение. Остальная часть c_w определяется влиянием силы внутреннего сопротивления. Для проверки справедливости высказанных гипотез проведены массовые расчеты по мо-

дели динамики. Результаты проверки эффективности учета выявленных закономерностей сезонных изменений действующих на ледяной покров сил излагаются в [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппель И. Л., Гудкович З. М., Фролов И. Е. Численное моделирование годового цикла эволюции ледяного покрова и сезонные прогнозы перераспределения льдов в морях Советской Арктики.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1986, вып. 62, с. 71—77.

2. Аппель И. Л., Гудкович З. М., Николаев С. Ю., Позднышев С. П. Результаты моделирования динамики льдов Арктического бассейна за длительные промежутки времени.—В наст. сб.

3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.— 1980.— 184 с.

4. Гудкович З. М., Никифоров Е. Г. Установившийся дрейф одиночной льдины.— Тр./ААНИИ, 1963, т. 253, с. 197—209.

5. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в Центральном Полярном бассейне.— Материалы конференции по проблеме «Взаимодействие атмосферы и гидросферы в северной части Атлантического океана.— Л., 1961, вып. 3—4, с. 75—88.

6. Зилитинкевич С. С. Динамика пограничного слоя атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1970.— 292 с.

7. Карелин И. Д., Тихомиров Л. А., Трушина Г. В. Сила трения воздуха о лед и связь ее со структурой приледного слоя атмосферы.— Тр./ААНИИ, 1974, т. 316, с. 200—211.

8. Климат свободной атмосферы Зарубежной Арктики.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 320 с.

9. Лыкосов В. Н., Гутман Л. Н. Стационарная задача о турбулентности в планетарном пограничном слое Земли.— Изв. АН СССР сер. Физика атм. и океана, 1970, т. 6, № 12, с. 1238—1254.

10. Николаева А. Я. Связь результирующего среднемесячного ветра с градиентом давления.— Тр./ААНИИ, 1971, т. 300, с. 138—154.

11. Рагозин А. И., Чуканин К. И. Преобладающие траектории циклонов в Арктике при основных формах атмосферной циркуляции.— Тр./ААНИИ, 1961, т. 240, с. 163—176.

12. Тимохов Л. А., Хейсин Д. Е. Динамика морских льдов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 272 с.

13. Тодоров Т. Ц., Джасов Т. Д., Иорданаев Д. А. О профилях ветра в пограничном слое атмосферы.— Изв. АН СССР, сер. Физика атм. и океана, 1986, т. 22, № 1, с. 89—91.

14. Чуканин К. И. Некоторые синоптико-климатические характеристики Арктики.— Тр./ААНИИ, 1965, т. 273, с. 75—85.

15. Anderson R. J. Wind stress measurement over rough ice during the 1984 marginal ice zone experiment.— J. Geophys Res., 1987, vol. 192, No C7, p. 6933—6941.

16. Banke E. G., Smith S D., Anderson R. J. Drag Coefficients at AIDJEX from sonic anemometr measurements.— In: Sea ice processes and models/Ed Pritchard R. S.— University of Washington Press, Seattle and London, 1980, p. 430—442.

17. Brown R. A. Planetary boundary layer modeling for AIDJEX.— In: Sea ice processes and models/Ed. Pritchard R. S.— University of Washington Press, Seattle and London, 1980, p. 387—401.

18. Carley P. D. The boundary layer height in air stress mea surement.— In: Sea ice processes and models/Ed. Pritchard R. S.— University of Washington Press, Seattle and London, 1980, p. 443—451.

19. Fairall C. W., Markson R. Measascale Variations in surface stress, heat fluxes, and drag coefficients in marginal ice zone during the 1983, marginal zone experiment.— J. Geophys. Res., 1987, vol. 92, No C7, p. 6943—6954.

20. Guest R. S., Davidson K. L. The effect of observed ice con-ditions on the drag coefficients in the summer east Greenland sea marginal ice zone.— J. Geophys. Res., 1987, vol. 92, No C7, p. 6921—6932.

21. Hibler III W. D., Tucker III W. B. An examination of the viscous wind-driven circulation of the arctic ice cover over drag coefficient over sea ice.— J. Geophys. Res., 1985, vol. 90, No C5, p. 9029—9049.

22. Overland J. E. Atmospheric boundary layer structure and drag coef-ficient over sea ice.— J. Geophys. Res., 1985, vol. 90, No C5, p. 9029—9049.

23. Sverdrup H. The wind-drift of the ice of the North Siberian shelf. The Norvegian north polar expedition with the "Maud" 1918—1925.— Scien. Res., 1928, vol. 4, No 1, p. 46.

И. Л. Аппель, З. М. Гудкович,
С. Ю. Николаев, С. П. Позднышев

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ ДИНАМИКИ ЛЬДОВ АРКТИЧЕСКОГО БАССЕЙНА ЗА ДЛИТЕЛЬНЫЕ ПРОМЕЖУТКИ ВРЕМЕНИ

Для решения ряда задач, связанных с проблемами ледовых прогнозов, климата, распространения загрязнений, необходимо иметь математические модели эволюции ледяного покрова, позволяющие рассчитывать сезонные и межгодовые изменения в пространственном распределении основных характеристик ледяного покрова Северного Ледовитого океана (СЛО).

В настоящее время в ААНИИ накоплен опыт разработки моделей эволюции ледяного покрова арктических морей. Эти модели широко используются в практике научно-оперативного обеспечения потребителей различных ведомств на морях Северного Морского пути, а также при выполнении отдельных научных исследований, связанных с проблемой изменений климата, уточнением роли пресноводного баланса в гидрологическом и ледовом режиме СЛО и другими задачами. Однако применение этих моделей и основанных на них численных методов ледовых расчетов и прогнозов ограничено географическими рамками окраинных морей. Расширение области моделирования хотя бы до границ Арктического бассейна позволяет обоснованнее формулировать граничные условия на северных окраинных морей, а также решать задачи, относящиеся к самому бассейну.

Процессы в Арктическом бассейне, да и ледяной покров этого региона, имеют специфические особенности.

В настоящей работе излагаются результаты исследования, посвященного разработке численного метода расчета полей скорости результирующего дрейфа ледяного покрова.

Выполненный в [2] анализ обобщенных данных наблюдений за скоростями движения дрейфующих станций, ветром и барической обстановкой в исследуемом районе позволил изучить действие различных влияющих факторов и количественно оценить изменение их вклада в течение годового цикла. Выводы, сделанные в работе [2], использованы при параметризации сезонных изменений сил, воздействующих на ледяной покров.

За основу для проведения вычислений динамики ледяного покрова взята математическая модель из [1]. Эта модель отражает главные, наиболее общие характерные особенности механического поведения ледяного покрова, отличающие его ото льда как физического материала.

Ледяной покров состоит из дискретных элементов. По этой причине в нем не могут существовать растягивающие напряжения.

Сжимающие напряжения в ледяном покрове существенно неизотропны. Нередки случаи, когда интенсивные сжатия отмечаются одновременно с наличием упорядоченной системы разрывов (каналов, разводий, трещин), нарушающих сплошность ледяного покрова.

Боковой обмен импульсом при сдвигах и сопротивление сжатию сказываются на движении ледяного покрова в разной степени. При моделировании это обычно формализуется с помощью задания различных зависимостей (или коэффициентов) для шаровой части тензора напряжений и его девиатора. Таким образом учитываются особенности реакции ледяного покрова на конвергенцию и изменение формы.

Подобный подход может приводить к возникновению растягивающих напряжений. Дело в том, что разделение тензора напряжений на шаровую и девиаторную части не тождественно выделению напряжений сжатия — растяжения и сдвига. Девиатор тензора напряжений включает в себя наряду с касательными напряжениями и часть нормальных. При рассмотрении тензора напряжений в осях, совпадающих с ориентацией главных площадок, с девиатором связаны равные по модулю, но различные по знаку напряжения. Это наглядно иллюстрирует появление модельных растягивающих напряжений.

В рамках континуального описания ледяного покрова допустимо представить зависимость составляющих внутренних напряжений от деформаций в направлениях главных осей. При таком подходе в указанных направлениях рассматриваются лишь деформации сжатия — растяжения.

Компоненты внутренних напряжений вдоль главных осей при растяжении приравниваются к нулю, а при сжатии полагаются пропорциональными соответствующим значениям главных скоростей деформации. Такое вязкое представление внутренних напряжений имеет лишь формальное сходство с выражением для вязкого тензора напряжений в сжимаемой жидкости, тогда как по своему физическому смыслу является параметризацией ряда диссипативных процессов, происходящих в ледяном покрове [8].

При расчете скоростей дрейфа используются граничные условия, аналогичные принятым в модели [1], однако в отличие от нее, они задаются не на контуре общей области расчетов, а вдоль границы сплоченных льдов. Конфигурация этой зоны определяется с дискретностью ячейки сеточной области и может быть произвольной, в том числе и многосвязной. Учет силы внутреннего взаимодействия проводится только во внутренних узлах зоны сплоченных льдов.

В качестве исходного материала использована созданная под руководством Ю. А. Горбунова база данных, включающая последовательную информацию о дрейфе каждого из автоматических буев США, установленных в Арктическом бассейне в 1979—1986 гг. [14], и советских дрейфующих станций «Северный полюс». На основе этой базы была сформирована новая база данных на

технических носителях, организованная таким образом, что в каждый файл последовательного доступа записывается информация о всех буях, дрейфовавших в течение заданного месяца в Арктическом бассейне. Для каждого месяца имеется информация о дрейфе всех буев за различные периоды осреднения: 5, 10, 15 и 30 суток. Для каждого периода осреднения записаны координаты начального, конечного и среднего местоположения буев, составляющие результирующего вектора дрейфа и среднее за период атмосферное давление.

Процесс сравнения расчетных и фактических характеристик дрейфа автоматизирован. В качестве расчетных полей дрейфа могут быть использованы результаты вычислений по любой модели (гидродинамической или эмпирической).

В процессе сравнения для каждого буя определяется погрешность расчета компонент, модуля и направления вектора скорости, а также ее векторная ошибка. Созданный комплекс программ предусматривает определение средних погрешностей вычислений для всех буев, дрейфовавших в течение исследуемого периода; для групп буев, выделенных по тому или иному критерию (величине расчетной или фактической скорости, завихренности поля атмосферного давления); для каждого буя в течение нескольких последовательных периодов.

Автоматизация сравнения фактических и расчетных характеристик дрейфа существенно повысила эффективность выполняемых исследований.

Оценка качества расчетов полей скоростей дрейфа выполнена при помощи сопоставления результатов вычислений с данными о фактических скоростях перемещения дрейфующих станций и автоматических буев в Арктическом бассейне в течение марта 1979 — февраля 1980 гг. Проведены расчеты дрейфа за все 12 месяцев исследуемого годового цикла, а также для 12 декад четырех месяцев: апреля, июля, октября и января. Исходными данными служили осредненные по соответствующим периодам поля атмосферного давления, а также среднемноголетнее распределение толщины льда в Арктическом бассейне.

Первоначально проведен анализ вычислений характеристик дрейфа за декадные периоды. При использовании среднемноголетних характеристик состояния пограничных слоев атмосферы и океана (постоянных коэффициентов в выражениях тангенциальных напряжений) средний модуль векторной ошибки составил 3,33 см/с.

Для выявления систематических ошибок расчетов вся совокупность данных о дрейфе буев, как и в работе [11], была разделена на 4 группы в зависимости от величины модуля скорости дрейфа: меньше 1,5 км/сут, от 1,5 до 3 км/сут, от 3 до 4,5 км/сут и более 4,5 км/сут. В целом за год декадные скорости всех буев распределились по четырем указанным градациям довольно равномерно: 21, 27, 20 и 32 % соответственно. При исследовании погрешностей вычислений с использованием среднемноголетних значений коэф-

фициентов пропорциональности в выражениях тангенциальных напряжений была проведена классификация ошибок по указанным выше градациям скорости для фактического и расчетного дрейфа. Анализ ошибок, классифицированных по фактическим скоростям, свидетельствует о том, что расчет завышал модуль скорости при малых фактических скоростях и занижал при больших. При классификации по расчетным скоростям наблюдалась противоположная картина: при малых расчетных скоростях расчет давал заниженные значения модуля вектора дрейфа, а при больших расчетных скоростях — завышенные. Такая ситуация характерна для слабой взаимосвязи фактических и расчетных скоростей.

Следующий проверяемый вариант расчета был выполнен с учетом сезонной изменчивости состояния пограничных слоев атмосферы и океана. Изменения тангенциального напряжения на верхней поверхности ледяного покрова определялись сезонными изменениями плотности воздуха, а на нижней поверхности рассчитывались в соответствии с параметризацией, предложенной в [2].

Среднеквадратические ошибки определения модуля, направления и вектора скорости дрейфа существенно уменьшились по сравнению с предыдущим вариантом. Изменения ошибок от градации к градации стали плавными и более закономерными. Наибольшее внимание привлекали ошибки вычисления модуля скорости дрейфа, классифицированные по расчетной скорости. Изменения указанных ошибок в зависимости от скорости расчетного дрейфа стали разнонаправленными и разделились на два семейства (рис. 1). Для декадного дрейфа в октябре и январе расчетные скорости ледяного покрова оказались заниженными для всего диапазона скоростей. Полученные результаты не представляются случайными. Однако выявленные закономерности отражают не только сезонный ход исследуемого явления, но и обусловлены влиянием «неветровой» компоненты дрейфа льда, т. е. главным образом бароклинными градиентными течениями. Связанные с распределением плотности вод, эти течения значительно более устойчивы, чем ветровой дрейф. В тех случаях, когда направление последнего в общем совпадает с направлением течений, фактическая скорость дрейфа оказывается выше расчетной и наоборот: при несовпадении ветрового дрейфа с направлением течений фактическая скорость ниже расчетной.

В самом деле, в октябре 1979 г. и январе 1980 г. над Арктическим бассейном преобладали антициклонические поля атмосферного давления, тогда как для апреля и июля 1979 г. были характерны циклонические поля. Поскольку система бароклинных течений на большей части Арктического бассейна имеет преимущественно антициклонический характер, отмеченное выше различное распределение ошибок расчета в разные месяцы становится в основном понятным.

Как показано в работе [6], роль «неветровой» компоненты в результирующем дрейфе льда возрастает с увеличением периода осреднения. Поэтому для ее исследования целесообразно исполь-

зовать расчеты ветрового дрейфа за более длительные, например, месячные отрезки времени. С этой целью результирующие за месяц скорости фактического дрейфа автоматических буев были сопоставлены с вычисленными по декадным барическим картам для соответствующих точек и осредненными геометрически за соответствующий месяц векторами ветрового дрейфа льда.

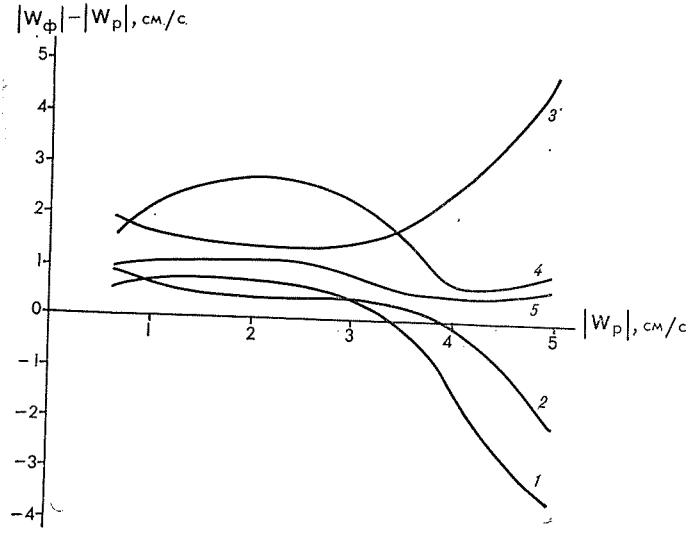


Рис. 1. Зависимость ошибки определения модуля скорости дрейфа от величины расчетной скорости для апреля (*1*), июля (*2*) и октября (*3*) 1979 г., января 1980 г. (*4*) и осредненная ошибка (*5*).

Полученные в результате 56 векторных разностей $\Delta\vec{W}$ в первом приближении могут характеризовать поле «неветровой» составляющей дрейфа льда. Поскольку эти векторы включают в себя, помимо влияния градиентных течений, погрешности расчета, обусловленные как недостатками модели, так и неточностью задания ветровых полей и характеристик ледяного покрова, необходимо было, по возможности, исключить эти погрешности путем сглаживания полей. Для этого распределения в пространстве проекций $\Delta\vec{W}$ на координатные оси были представлены в виде двумерного многочлена второй степени, коэффициенты которого найдены по методу наименьших квадратов.

Поле векторов «неветрового» дрейфа, восстановленное по найденному полиному, показано на рис. 2. Оно повторяет основные черты известных схем [3, 6] циркуляции поверхностных вод Арктического бассейна: наличие антициклонической циркуляции вод в северо-американском секторе бассейна с центром примерно на 80—81° с. ш. и 155° з. д., а также Трансарктическое течение

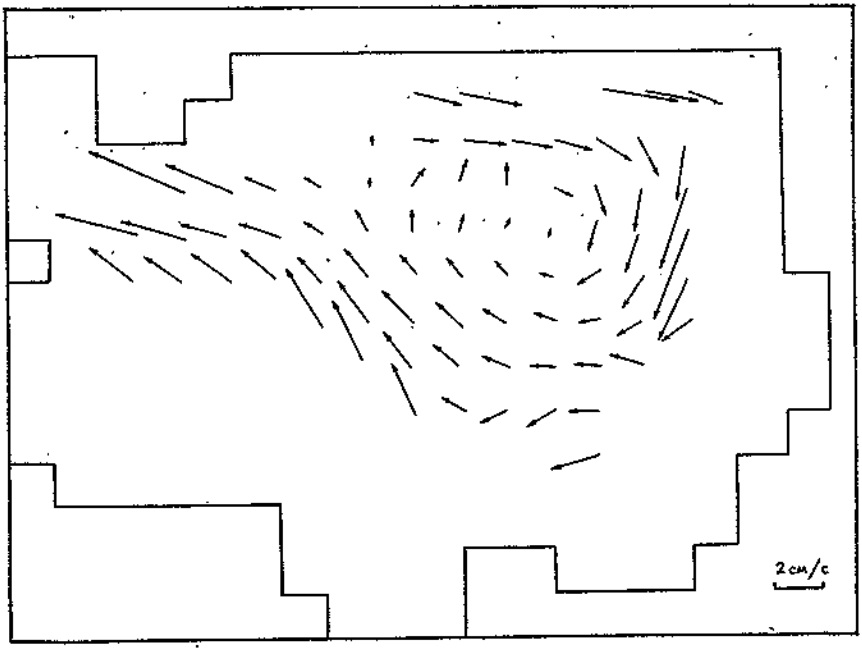


Рис. 2. Поле скоростей «неветровой» компоненты дрейфа льда в 1979—1980 гг.

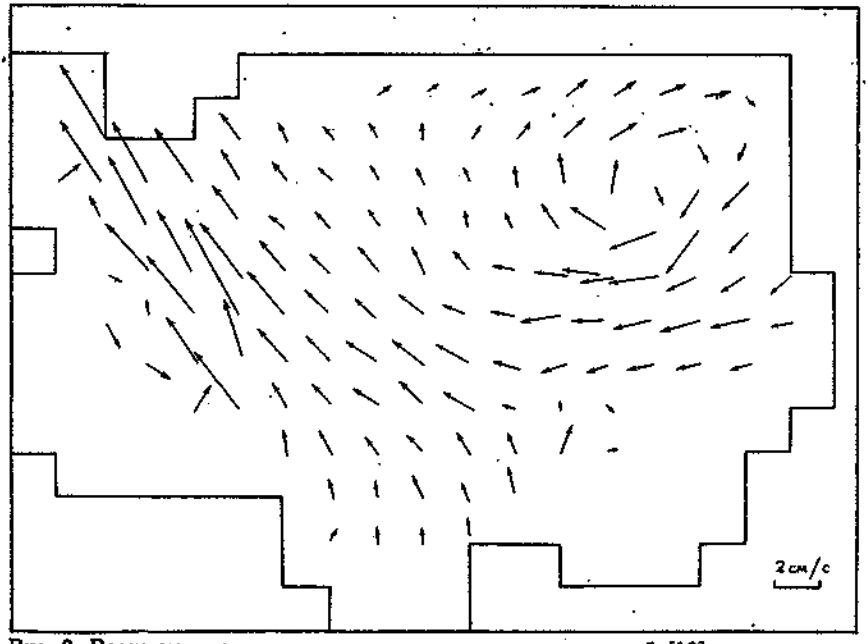


Рис. 3. Расчетное поле поверхностных градиентных течений [10].

с максимальными скоростями на подходах к проливу «Фрама» и вблизи северных границ морей Бофорта и Чукотского.

Представляет интерес сопоставить схему «неветрового» дрейфа с результатами численных расчетов градиентных течений в том же регионе. Для ее построения были использованы карты денивелляции уровня моря, вычисленные за 1973—1976 гг. А. Ю. Прошутинским по диагностической модели [10]. По осредненным за ряд лет расчетным отклонениям уровня с помощью геострофических соотношений рассчитаны соответствующие компоненты скорости течения. Поле вычисленных векторов приведено на рис. 3.

Ввиду того, что точность полиноминальной аппроксимации при построении рис. 2 вне области, освещенной наблюдениями, является неудовлетворительной, сравнение схем рис. 2 и 3 проводилось лишь в пределах указанной области.

Несмотря на то, что средние скорости на обеих схемах оказались близкими (1,8 и 1,5 см/с соответственно), а основные черты сравниваемых полей имеют сходный характер, обращают на себя внимание и существенные различия между ними. К ним относятся:

— центр антициклонической циркуляции на схеме градиентных течений располагается на 77° с. ш. и 150° з. д., т. е. примерно на 400 км к юго-юго-востоку от центра циркуляции «неветровой» компоненты дрейфа льда;

— скорости «неветровой» компоненты дрейфа льда у берегов Канадского Арктического архипелага и Аляски оказываются существенно (в 2—3 раза) выше, чем на схеме градиентных течений;

— скорости «неветровой» компоненты дрейфа монотонно возрастают с удалением от центра циркуляции, достигая максимума на ее периферии, тогда как на схеме градиентных течений максимальные скорости отмечаются ближе к центру;

— заметны различия в направлении соответствующих векторов, особенно вблизи пролива «Фрама» и к северу от Чукотского моря.

Причины отмеченных различий следует искать в возможном наличии систематических погрешностей в расчетах ветрового дрейфа льда, а также в вычислениях градиентных течений.

Что касается расчетов ветрового дрейфа, то одной из причин ошибок является неточность учета сил внутреннего взаимодействия, которые зависят от изменяющихся во времени и пространстве толщины и сплоченности льда. Эта информация может учитываться лишь в рамках динамико-термодинамической модели. Отмеченное влияние заметно на рис. 2, где векторы «неветрового» дрейфа у берегов Канадского Арктического архипелага, Аляски и Гренландии заметно отклонены в сторону от берега. Такое явление должно отмечаться при нажимном дрейфе в случае, когда в расчетах сила внутреннего взаимодействия оказывается заниженной. Эксперименты с варьированием коэффициентов взаимодействия подтверждают высказанное предположение: с увеличением коэффициентов векторы «неветрового» дрейфа в отмеченных рай-

онах заметно разворачиваются в сторону берега. Заметим, что упомянутые выше изменения в пространстве скорости «неветровой» компоненты в пределах антициклонической циркуляции соответствуют «вращению твердой пластины», на что ранее обращалось внимание в работе [7].

Что касается возможных ошибок расчетов градиентных течений, то источником их могут быть, во-первых, неточности интерполяции полей температуры и солености воды, обусловленные, главным образом, распространением экстраполяции на неохваченные наблюдениями районы и, во-вторых, погрешности диагностических моделей циркуляции вод, связанные с недостаточным учетом влияния баротропных составляющих циркуляции, рельефа дна, горизонтального турбулентного обмена, β-эффекта и т. д. Ошибки в интерполяции полей плотности приводят к занижению скоростей градиентных течений у берегов Канадского Арктического архипелага и Аляски, где вследствие апвеллинга соленость воды заметно выше, чем обычно отражается на картах, построенных по материалам съемок советских высокоширотных воздушных экспедиций. В то же время данные, полученные американскими исследователями [13], указывают на обострение градиентов плотности вблизи упомянутых побережий. Недостатки моделей градиентных течений по-видимому, приводят к смещению центра рассчитанной антициклонической циркуляции относительно его истинного положения. Заметим, что указанные различия в положении центров едва ли могут быть объяснены межгодовыми изменениями циркуляции, ибо по данным расчетов, приводимых в [4], широта центра расчетной циркуляции вод в 1973—1978 гг. не выходила за пределы 76,5—77,5° с. ш., тогда как положение центра «неветровой» составляющей дрейфа льда в 1979 г. было существенно севернее. Характерно, что это положение хорошо согласуется со среднемноголетними координатами центра антициклонической циркуляции льдов, схемы которой приведены в [3]. Следовательно, поле «неветровой» компоненты дрейфа льда, полученное по материалам наблюдений за 1979 г., по-видимому, лучше характеризует воздействие течений и уклонов уровня на дрейф льда, чем расчетные поля градиентных течений, определенные по гидрологическим наблюдениям в отдельные годы. С другой стороны, отмеченное обстоятельство свидетельствует о сравнительно высокой устойчивости указанного воздействия.

Роль «неветровой» компоненты в дрейфе льда не только возрастает с увеличением периода осреднения, но и изменяется в пространстве. В рассмотренной области, освещенной наблюдениями автоматических буев за 1979—1980 гг., отношение средней скорости этой компоненты к средней скорости дрейфа льда за месячные периоды составляет около 50 %. Именно этим влиянием объясняется выявленная в работе [9] закономерность, заключающаяся в том, что центр антициклонической циркуляции льдов за месячные периоды «...проявляет тенденцию смещаться относительно центра атмосферного антициклона в сторону возрастания глубины

океана», в результате чего область перемещений центра циркуляции льдов в 1,5 раза меньше аналогичной области колебаний центра антициклона.

Поля векторов «неветровой» компоненты, полученные по данным о дрейфе за 1979—1980 гг., по неосвещенной наблюдениями части бассейна были дополнены данными расчетов течений.

Учет осредненной схемы «неветровой» компоненты дрейфа позволяет существенно улучшить результаты вычислений дрейфа льда в Арктическом бассейне за месячные периоды.

В табл. 1 приведены данные, характеризующие точность расчетов скорости дрейфа льда без учета «неветровой» его компо-

Таблица 1

Данные о точности расчетов результирующей скорости дрейфа льда за месячные периоды без учета «неветровой» ее компоненты за 1979—1980 гг.

Месяц	Число буев	Средняя скорость дрейфа буев, $\overline{W}$, см/с	Ошибка расчетов				
			средняя арифметическая		средняя абсолютная		средняя векторная
			$\overline{\Delta W}$, см/с	$\overline{\Delta D}°$	$\lvert\overline{\Delta W}\rvert$, см/с	$\lvert\overline{\Delta D}\rvert°$	$\overrightarrow{\Delta W}$, см/с
Март	16	3,5	—0,13	—2	1,04	26	1,68
Апрель	18	2,1	0,02	—28	0,98	90	2,36
Май	16	3,8	1,22	2	1,63	51	2,70
Июнь	15	2,0	—0,01	—5	0,75	51	1,52
Июль	14	2,0	—0,29	—3	1,12	52	2,10
Август	15	4,2	0,54	—8	1,53	31	3,32
Сентябрь	14	3,5	1,65	6	1,66	24	1,98
Октябрь	15	4,4	0,20	16	1,59	30	2,71
Ноябрь	16	4,6	1,93	6	2,03	36	2,95
Декабрь	10	3,6	0,97	19	2,13	40	3,19
Январь	9	4,3	1,82	12	2,33	30	3,07
Февраль	5	6,1	3,89	22	4,45	35	5,29
Среднее		3,7	1,04	3,0	1,77	41	2,74
Средневзвешенное		3,5	0,82	1,2	1,56	33,5	2,55

ненты, а в табл. 2 — с ее учетом. В таблицах указаны три вида погрешностей: средние арифметические (для скорости $\overline{\Delta W}$ и направления дрейфа $\overline{\Delta D}$), средние абсолютные величины $|\overline{\Delta W}|$ и $|\overline{\Delta D}|$, а также средние ошибки вектора скорости $\overrightarrow{\Delta W}$. Первые из них позволяют судить о наличии систематических погрешностей. Как видно, учет «неветровой» компоненты дрейфа льда позволяет свести эту ошибку к минимуму. Средние абсолютные ошибки модуля скорости и ее направления также заметно снижаются при учете «неветровой» компоненты.

Таблица 2

Данные о точности расчетов результирующей скорости дрейфа льда за месячные периоды с учетом «неветровой» ее компоненты за 1979—1980 гг.

Месяц	Число буев	Средняя скорость дрейфа буев, $\overline{W}$, см/с	Ошибка расчетов				
			средняя арифметическая		средняя абсолютная		средняя векторная
			$\overline{\Delta W}$, см/с	$\overline{\Delta D}°$	$\lvert\overline{\Delta W}\rvert$, см/с	$\lvert\overline{\Delta D}\rvert°$	$\vec{\Delta W}$, см/с
Март	16	3,5	—0,74	20	1,19	22	1,68
Апрель	18	2,1	—0,11	8	1,34	56	1,84
Май	16	3,8	0,08	—4	1,37	33	2,26
Июнь	15	2,0	—0,54	3	1,15	32	1,67
Июль	14	2,0	—0,29	1	0,91	49	1,84
Август	15	4,3	0,36	2	1,21	43	3,11
Сентябрь	14	3,5	0,61	1	0,82	21	1,38
Октябрь	15	4,4	—0,48	8	1,51	25	2,54
Ноябрь	16	4,6	0,87	14	1,50	23	2,33
Декабрь	10	3,6	—0,02	15	1,85	30	3,00
Январь	9	4,3	0,42	2	1,62	24	2,39
Февраль	5	6,1	2,34	20	3,85	23	4,15
Среднее		3,7	0,21	7,5	1,53	31,8	2,25
Средневзвешенное		3,5	0,07	4,7	1,37	33,0	2,22

Для оценки качества разработанного расчетного метода средние абсолютные ошибки скорости и направления результирующего за месяц дрейфа льда были сопоставлены, во-первых, с соответствующими величинами, характеризующими ранее широко используемую методику вычисления «изобарического» дрейфа, а, во-вторых, с результатами оценки качества численного метода, разработанного американскими учеными Хиблером и Уолшем [11, 12] и опубликованными в работе [15]. Для расчетов «изобарического» дрейфа использовались изобарические коэффициенты и углы отклонения дрейфа от изобары для каждого месяца, полученные А. Я. Николаевой для Арктического бассейна.

Как видно из табл. 3, оценки качества расчетов скорости дрейфа по предложенной методике не только существенно превосходят результаты при расчетах «изобарического» дрейфа, но и заметно выше аналогичных оценок американских исследователей. Можно надеяться, что выявление причин небольших систематических ошибок в направлении дрейфа (как видно из табл. 2, величина $\overline{\Delta D}$ испытывает заметный сезонный ход) позволит уменьшить погрешности вычислений скорости дрейфа льда, особенно за длительные периоды.

По сравнению с задачей расчета скорости дрейфа значительно более сложным следует считать расчет неравномерностей дрейфа

Таблица 3

Сравнительная оценка качества различных методов расчета скорости дрейфа льда за месячные периоды

Метод расчета	$\lvert\overline{\Delta W}\rvert$, см/с	$\lvert\overline{\Delta D}\rvert$°	$\frac{\lvert\overline{\Delta W}\rvert}{\overline{W}}\cdot 100\ \%$
Динамико-термодинамический [15]	1,63	47	44
«Изобарический»	1,80	47	55
Без учета «неветровой» компоненты	1,56	34	45
С учетом «неветровой» компоненты	1,37	33	39

и, в первую очередь, деформаций ледяного покрова. Одной из характеристик деформации ледяного покрова является дивергенция скорости дрейфа льда. В рамках настоящей работы было проведено предварительное сравнение дивергенции скорости льда, полученной в результате моделирования, с дивергенцией, рассчитанной по результатам наблюдений за дрейфом американских радиобуев. Поля дивергенции определялись по осредненному за 10 дней дрейфу для первых двух декад каждого из четырех анализируемых месяцев. Дивергенция моделируемых полей скорости определялась при помощи центральной конечноразностной аппроксимации на сеточной области. Использование материалов наблюдений за радиобуями допускает различные подходы к нахождению дивергенции по натурным данным: аппроксимация поля скорости степенными полиномами, интерполяция скоростей дрейфа в узлы регулярной сетки и т. д. Нами использовалась методика, описанная в [5] и позволяющая определить соответствующие производные по известным скоростям и координатам трех буев. При этом, зная частные производные скорости составляющих по пространственным координатам, можно определить также завихренность поля скорости, компоненты общей деформации, а также направление главных осей деформации и скорости деформации вдоль них. Полученные характеристики описывают процесс деформации части ледяного покрова, ограниченной сторонами треугольника, в вершинах которого расположены радиобуи.

Для уменьшения ошибок при расчете деформации внутри треугольника и выдерживания относительно постоянного масштаба исследуемого процесса, на совокупность треугольников (при сочетаниях по три из всех дрейфующих буев), налагались следующие ограничения: длина стороны треугольника не должна была превышать 2000 км, а отношение площади вписанной окружности к площади треугольника должно было быть не менее 0,55 (для равностороннего треугольника это отношение равно 0,605; если

стороны треугольника отличаются друг от друга не более чем в 1,5 раза, то рассматриваемое отношение больше, чем 0,55). Рассчитанные характеристики полей деформации относились к геометрическому центру треугольника.

Для оценки результатов численного моделирования были построены соответствующие карты дивергенции, ориентации главных осей эллипсов скоростей деформации и главных скоростей деформации. Сопоставление фактических и расчетных значений характеристик поля деформаций выполнено для точек, соответствующих центрам отмеченных выше треугольников. В качестве оценки расчета полей дивергенции скорости дрейфа использована вероятность правильного воспроизведения знака дивергенции. Естественно, что при малых абсолютных значениях дивергенции скорости дрейфа обеспеченность правильного получения знака дивергенции невелика. Это обусловлено не только погрешностями расчетного метода, но также и малой точностью определения соответствующих «фактических» величин. Однако для умеренных и больших значений, превышающих по абсолютной величине $5 \cdot 10^{-8}$ 1/с обеспеченность составляет 75—80 %. Полученные результаты имеют предварительный характер. Они свидетельствуют о необходимости проведения дополнительных специальных исследований.

Несмотря на определенные успехи, проблема моделирования динамики льдов остается актуальной. Требуют дальнейших исследований вопросы циркуляции вод и ее взаимосвязи с дрейфом льда, роли структуры и термодинамики пограничных слоев атмосферы и океана в балансе вертикальных потоков количества движения, формирования полей внутренних напряжений и связанных с ними деформаций ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппель И. Л. Способ уечта анизотропии свойств ледяного покрова при расчетах элементов динамики льдов.— В кн.: Тимохов Л. А., Хейсин Д. Е. Динамика морских льдов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987, с. 182—188.

2. Аппель И. Л. Использование анализа данных наблюдений за дрейфом, ветром и барической обстановкой для определения сезонных изменений действующих на ледяной покров сил.— В наст. сб.

3. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан.— Изд-во ВМФ СССР, 1980.— 184 с.

4. Беляков Л. Н., Волков В. А., Газова Л. А., Пономарев В. И. Исследование межгодовой изменчивости циркуляции вод и льдов Арктического бассейна с помощью диагностической модели.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1984, вып. 58, с. 45—54.

5. Волков Н. А., Гудкович З. М., Углев В. Д. Результаты изучения неравномерности дрейфа льда в Арктическом бассейне.— Тр./ААНИИ, 1971, т. 303, с. 76—88.

6. Гудкович З. М. Об основных закономерностях дрейфа льдов в Центральном Полярном бассейне.— Мат-лы конференц. «Взаимодейств. атм. и гидросфер. в сев. ч. Атлант. океана».— 1961, вып. 3—4, с. 75—88.

7. Гудкович З. М. Антициклоническая циркуляция льдов в Арктическом бассейне и дрейф станции «Северный полюс-8».— Проблемы Арктики и Антарктики, 1966, вып. 23, с. 5—10.

8. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 320 с.
9. Лосев С. М., Горбунов Ю. А., Кулаков И. Ю. Некоторые особенности движения льдов в Арктическом бассейне по данным автоматических буев ПГЭП.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1986, вып. 62, с. 77—88.
10. Прошутинский А. Ю. Моделирование сезонных колебаний уровня Северного Ледовитого океана.— Метеорология и гидрология, 1988, № 2, с. 57—65.
11. Hibler III W. D., Walsh J. E. On modelling seasonal and interannual fluktuations of arctic sea ice.— J. of Physical Oceanogr., 1982, vol. 12, p. 1514—1523.
12. Hibler III W. D. A dynamic thermodynamic sea ice model.— J. of Phys. Oceanogr., 1979, vol. 9, No 4, p. 815—846.
13. Kusunoki K. Hydrography of Arctic ocean with special reference to the Beaufort sea.— Sciece, 1962, ser. A, No 17, p. 1—74.
14. Thorndike A. S, Colony R. Arctic ocean buoy program. Data Report.— Polar Science Center, Univ. of Washington, 1980.
15. Walsh J. E., Hibler III W. D., Ross B. Numerical simulation of northern hemisphere sea-ice variability.— J. of Geophys. Res., 1985, vol. 90, p. 4847—4865.

Н. Ю. Доронин

ИССЛЕДОВАНИЕ КВАЗИСТАЦИОНАРНОГО АНТИЦИКЛОНИЧЕСКОГО ВИХРЯ В НОРВЕЖСКОМ МОРЕ

Восточная часть Норвежского моря относится к одной из энергоактивных зон Мирового океана. Важность изучения этого района не вызывает сомнений, поскольку здесь сосредоточен основной меридиональный перенос тепла в высокие широты, а изменчивость водообмена Северо-Европейского бассейна с Арктическим во многом обусловливает крупномасштабные колебания гидрологического режима Северного Ледовитого океана. Воды Норвежского течения охватывают верхний слой моря толщиной до 1 км. Проходя мористее материкового склона Скандинавии, оно разделяется на две ветви: Нордкапскую и Западно-Шпицбергенскую, поступающие далее соответственно в Баренцево море и Арктический бассейн. Наблюдения за гидрологическими характеристиками, диагностические расчеты, а также проведенные в последние годы отдельные инструментальные наблюдения показывают, что, проходя над Лофотенской котловиной, Норвежское течение формирует квазистационарный круговорот. Впервые его существование отмечено по результатам гидрологической съемки на л/п «Сибиряков» в 1939 г. [7], но объектом изучения этот антициклонический вихрь (АЦВ) стал со времени проведения натурного эксперимента «ПОЛЭКС-Север-76», в материалах которого отмечено влияние вихря на проникновение атлантических вод на север и формирование в районе Лофотенской котловины температурных аномалий [5].

Согласно классификации типов структур вод, район, в котором расположен АЦВ, носит название норвежского [4]. Верхний слой этой структуры образован водами Норвежского и Западно-Шпицбергенского течений с температурой 2—8 °С и соленостью более 34,90 ‰. Подстилающие глубинная и донная воды формируются в пределах бассейна и имеют температуру ниже —1,0 °С и соленость 34,90 ‰. Сезонные изменения температуры воды Норвежского течения достигают 5° у поверхности, 1,5° на глубине 100 м и практически отсутствуют ниже 300 м. Глубина проникновения термохалинных аномалий, обусловленных вихревыми образованиями, достигает 800—1000 м.

Особый интерес АЦВ вызвал в связи с тем, что на картах распределения интегральной внутренней энергии верхнего 200-метрового, и особенно 1000-метрового слоя, он проявляется в виде тепловой аномалии. Действительно, на вертикальных разрезах температуры и солености отмечается ярко выраженный прогиб

кривых до глубины 1000 м, обусловленный антициклонической завихренностью. Локальное увеличение толщины верхнего слоя вод должно приводить в этом районе при осенне-зимней конвекции к повышенной теплоотдаче в атмосферу, поэтому область АЦВ можно интерпретировать как некоторый «очаг тепла» в Норвежской энергоактивной зоне, хотя адвекция тепла Норвежским течением восстанавливает горизонтальную однородность и снижает роль этой аномалии в процессах теплообмена.

Анализ динамики вод Норвежского моря по данным инструментальных наблюдений за течениями невозможен ввиду крайней малочисленности последних. Поэтому основные выводы делаются по диагностическим расчетам полей течений.

Попытаемся ответить на вопрос, что представляет собой АЦВ с точки зрения циркуляции вод, и каковы причины, обусловливающие его существование. Расчеты топографии уровенной поверхности динамическим методом по результатам гидрологических съемок, проводимых в этом районе систематически с 1976 г. в различные сезоны, показывают высокую изменчивость мезомасштабной структуры поля течений на фоне общего антициклонического движения. Многочисленные карты динамической топографии поверхности моря показывают, что рассматриваемый район плотно упакован вихрями, радиус которых соизмерим с шагом сетки гидрологических станций, т. е. не превышает $5{,}4 \cdot 10^4$ м. Радиус деформации Россби для данного района имеет порядок $3 \cdot 10^4$ м. Очевидно, что наблюдаемые структуры относятся к мезомасштабным вихрям, обусловленным бароклинной неустойчивостью потока. Измельчение шага сетки станций может позволить наблюдать большее число таких вихрей, поскольку шаг, превышающий радиус деформации Россби, вносит сглаживающий эффект для этого масштаба движений.

Диагностические расчеты, выполненные в работе [1], показали ярко выраженную вихревую структуру поля течений в Норвежском море, представленную системой чередующихся циклонических и антициклонических вихрей с характерным радиусом более 10^5 м. Расчеты были выполнены по результатам трех последовательных съемок, и только по второй съемке расчетным путем был получен АЦВ над Лофотенской котловиной. Наблюдения последующих лет показали значительную изменчивость этой циркуляционной особенности. В ряде случаев ее радиус был меньше 10^5 м. Так что расчеты с шагом сетки $1{,}1 \cdot 10^5$ м, по всей видимости, не всегда могли выявить эту структурную особенность.

Далее для расчетов циркуляции вод Норвежского моря воспользуемся диагностической моделью, основанной на решении эллиптического уравнения относительно денивеляции уровенной поверхности [2]

$$\nabla^2\zeta + 2aJ(H,\ \zeta) + \frac{2a\beta H}{f}\frac{\partial\zeta}{\partial x} - \frac{\beta}{f}\nabla\zeta = \Pi, \qquad (1)$$

где $a=\sqrt{f/2k}$; f — параметр Кориолиса; k — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости, принимаемый постоянным; $\nabla^2=\frac{\partial^2}{\partial x^2}+\frac{\partial^2}{\partial y^2}$;

$$\beta=\partial f/\partial y=\text{const}; \quad J(H,\ \zeta)=\frac{\partial H}{\partial x}\frac{\partial \zeta}{\partial y}-\frac{\partial H}{\partial y}\frac{\partial \zeta}{\partial x};$$

$$\nabla=\frac{\partial}{\partial x}+\frac{\partial}{\partial y}.$$

Замена в верхних пределах интегрирования по глубине в правой части П реального рельефа дна ступенчатой функцией координат

$$H_s(x,\ y)=\min\left[H(x_i,\ y_i),\ H(x_{i+1},\ y_{i+1})\right] \tag{2}$$

позволяет снизить ошибки, возникающие при дискретной аппроксимации придонной плотности. При этом П принимает вид

$$\Pi=\frac{2a}{\rho_0 g}\operatorname{rot}_z\vec{\tau}+\frac{2a\beta}{\rho_0 g f}\tau_x-\nabla^2 q^{H_s}-2aJ(H,\ q^H)-\frac{2a\beta}{f}\frac{\partial Q}{\partial x}+\frac{\beta}{f}\nabla q^{H_s}, \tag{3}$$

где $\vec{\tau}$ — касательное направление ветра, $q^{H_s}=\int_0^{H_s}\rho\,dz$, $Q=\int_0^{H_s}\rho\,dz\times$

$\times\int_0^z\rho\,dz$.

Значения ζ на контуре расчетной области, как это предложено А. С. Саркисяном, рассчитаны на основе динамического метода с принятием нулевой поверхности на дне [6]

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x}=-\frac{\partial q^{H_s}}{\partial x}; \quad \frac{\partial \zeta}{\partial y}=-\frac{\partial q^{H_s}}{\partial y}. \tag{4}$$

На рис. 1 приведено поле уровенной поверхности, рассчитанное для условий мая 1985 г. Поле уровня однозначно характеризует интегральную циркуляцию бассейна. Для Норвежской энергоактивной зоны характерна меридиональная структура океанологических полей, обусловленная адвекцией характеристик Норвежского течения, стрежень которого, как видно из рис. 1, проходит вдоль меридиана 0° и соответствует полярной фронтальной зоне. На фоне меридионального переноса отчетливо выражено меандрирование потока. В области исследуемого АЦВ (полигон АЦВ выделен рамкой) изолинии уровня не указывают на существование замкнутой циркуляции, но позволяют проследить крупный меандр антициклонической завихренности.

Обращаясь к результатам расчетов крупномасштабной динамики за период с августа 1982 г. по май 1985 г., можно отметить, что центр АЦВ в отдельных случаях значительно отклонялся от среднего положения, доходя на севере до 72° с. ш. (июль 1983 г.)

и на востоке 8—10° с. ш. (февраль—март 1984 г.). Заметно менялась и интенсивность круговорота. Так, в августе 1982 г. характерный перепад уровня в пределах полигона АЦВ был больше имевшего место в мае 1985 г. в 3 раза.

Внутрисезонную изменчивость интегральной динамики вод в пределах полигона можно проследить по расчетам для периода

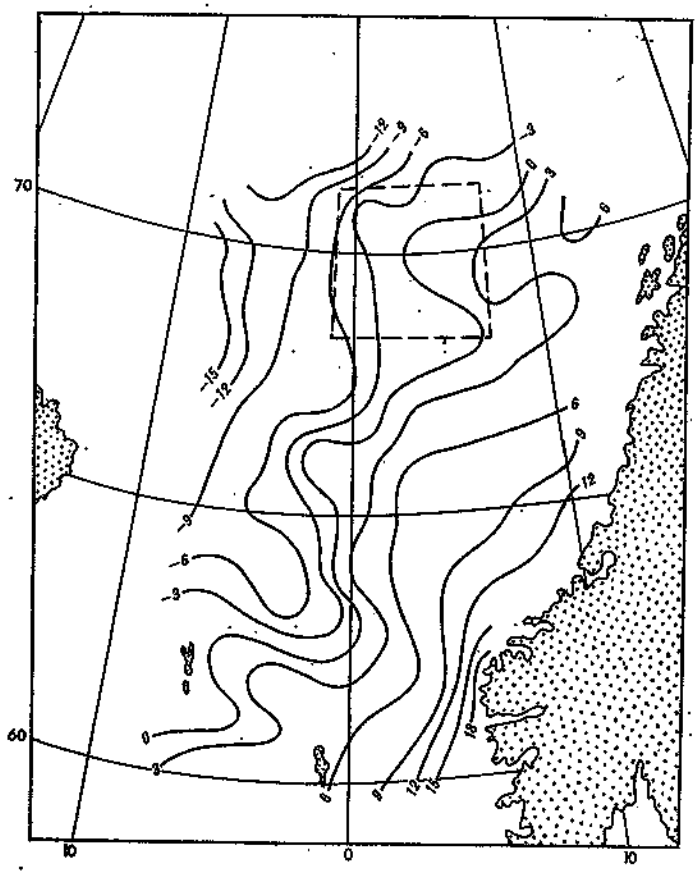


Рис. 1. Поле уровня (см), полученное путем диагностического расчета.

май—июнь 1985 г. За указанный интервал времени наблюдалось некоторое ослабление антициклона. Максимальный перепад уровня снижался от 24 до 18 см. Приблизительно в этих же пределах лежит и межгодовая изменчивость.

В одной из первых работ по рассматриваемому вопросу АЦВ определен как крупномасштабный меандр Норвежского течения [4]. Действительно, большинство расчетов не выявляют замкнутой антициклонической циркуляции в исследуемом районе. Только расчеты, соответствующие условиям 1986 г., когда антициклон был

особенно сильно развит, позволили получить в поле уровня максимум, который может быть интерпретирован как центр замкнутого вихревого образования. Вихри, обнаруживаемые на картах динамической топографии, являются объектами иного масштаба и иного происхождения, чем изучаемый АЦВ.

Анализируя природу образования последнего, наиболее вероятным представляется предположение, что этот меандр образован основной ветвью Норвежского течения за счет морфометрических особенностей района и рельефа дна. Данное образование не является единственным. Меандрирование в целом характерно для Норвежского течения, а АЦВ представляет собой один из наиболее крупных и характерных меандров. Архипелаг Шпицберген с прилегающей к нему отмелью для северного потока толщиной свыше 200 м представляет собой «стенку», вызывающую разделение течения на две струи. В зоне деления поток имеет наименьшую устойчивость. Наличие глубоководной впадины в этом районе само по себе должно вызывать завихрение проходящего над ней течения, что повышает вероятность возникновения квазистационарного меандра. Учитывая, что бароклинная неустойчивость здесь генерирует вихри существенно меньшего размера, а неустойчивость фронтального раздела не может быть причиной возникновения антициклонических рингов справа от фронта [3], изучаемую циркуляционную особенность вероятнее отнести к крупномасштабным баротропным вихрям топогенного происхождения. Ее интенсивность, несомненно, однозначно связана с интенсивностью Норвежского течения.

Для подтверждения высказанной гипотезы проведем численные эксперименты. Реализуем баротропную модель проточного бассейна. В качестве основы используем уравнение (1), полагая $\rho = \text{const}$. Граничные значения уровня будем рассчитывать, исходя из условия непротекания на твердом контуре и заданных расходов на жидких границах по уравнениям

$$\frac{\partial \zeta}{\partial x} = \frac{1}{2ab}\frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{f}{gb}\frac{\partial \psi}{\partial x}; \tag{5}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial y} = -\frac{1}{2ab}\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{f}{gb}\frac{\partial \psi}{\partial y}, \tag{6}$$

где $b = H - \dfrac{1}{2a}$; g — ускорение силы тяжести; ψ — функция тока.

Рассмотрим случай канала, обладающего характерными размерами, соизмеримыми с размерами Норвежского моря. Пусть поток однородной воды втекает через южную границу, а вытекает через открытые участки на севере и востоке.

Для лета 1986 г. динамическим методом были оценены суммарные расходы воды через сечения по 74°30′ с. ш. от зоны гидрофронта до о-ва Медвежий и от о-ва Западный Шпицберген до мыса Нордкап. Поступление воды в Баренцево море составляло порядка 3 св., а интенсивность Западно-Шпицбергенского течения

была равна 5 св. Эти величины были использованы при расчете граничных условий в модели.

Задание ровного дна в канале ($H = 1000$ м) привело к формированию структурного однородного потока, плавно разделяющегося в соответствии с расходами на северной и восточной жидких границах (рис. 2, *а*). Наличие глубоководной впадины до 2500 м, моделирующей Лофотенскую котловину, привело к формированию

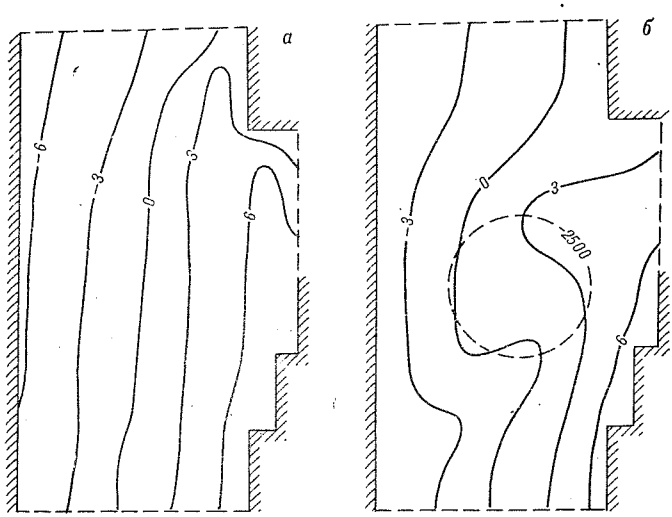


Рис. 2. Положение уровенной поверхности в канале с ровным дном ($H = 1000$ м) (*а*) и при наличии глубоководной впадины (*б*).

над ней четко выраженного в поле уровня антициклонического меандра, сходного с изучаемым АЦВ (рис. 2, *б*).

Следующие эксперименты были проведены на сеточной области, аппроксимирующей реальные Норвежское и Гренландское моря. Рельеф дна задавался путем снятия глубин с батиметрической карты в узлы сетки. Расход Норвежского течения оценивался по приведенным выше данным. Водообменом с Северным морем пренебрегалось. Данные об остальных потоках были взяты из монографии [4].

Наличие противоположно направленных потоков, какими являются Норвежское и Восточно-Гренландское течения, не позволило получить в баротропном приближении правдоподобную картину общей циркуляции выделенной части Северо-Европейского бассейна. Это указывает на принципиальное влияние бароклинности в данном регионе, основным проявлением которой является Полярный гидрофронт. Разделяя различные по характеристикам водные массы, он служит своего рода «стенкой», вдоль которой происходит генеральный перенос вод.

В следующем эксперименте расчетная область была ограничена областью распространения атлантических вод, т. е. на схематично обозначенном гидрофронте задавалось условие непротекания. Результаты моделирования представлены на рис. 3. Штрихо-

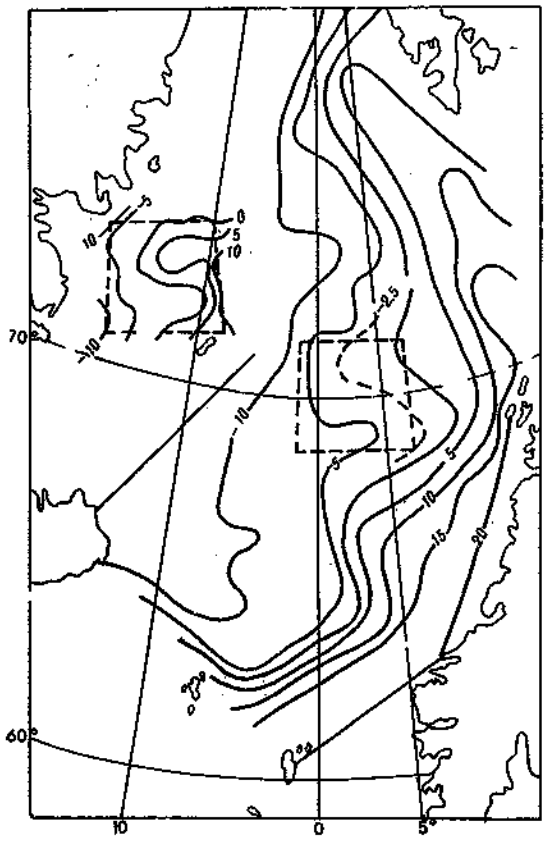


Рис. 3. Положение уровенной поверхности, рассчитанное по баротропной модели. На врезке слева — результаты диагностического расчета.

вой рамкой выделено положение полигона АЦВ. Шаг расчетной сетки составлял $5{,}4 \cdot 10^4$ м, т. е. совпадал с шагом сетки станций на полигоне. На врезке в левой части рисунка изображены рассчитанные по диагностической модели изолинии денивеляции уровня, соответствующие ситуации, наблюдавшейся в июле 1986 г. Очевидно, что баротропная модель позволяет воспроизвести характерный антициклонический меандр над Лофотенской котловиной (сравним рис. 1). Значительно меньший градиент уровня, чем получаемый путем диагностических расчетов, вполне объясняется тем, что при баротропной аппроксимации энергия водных

масс равномерно распределена от поверхности до дна. Такое многоплановое явление, как крупномасштабная циркуляция, не является продуктом какого-либо одного механизма. На ее формирование оказывает влияние и ветер, и бароклинные факторы, и адвекция из сопряженных бассейнов. Причем роль бароклинности проявляется как в непосредственном формировании потоков массы, так и в перераспределении и концентрации энергии. Движение в изучаемом вихре близко к изопикничному. Характерной его особенностью является способность к самоподдержанию при снятии внешних сил, сформировавших наблюдаемое поле плотности, так что бароклинность должна вносить сильный стабилизирующий эффект в данную систему циркуляции. Однако возможность получить антициклоническую циркуляцию, обладающую сходными чертами с реальной, при помощи баротропных моделей свидетельствует о преобладающей баротропной природе АЦВ. Проведенные эксперименты указывают на определяющую роль топографии дна в его формировании.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурецкий В. В., Романцов В. А. Циркуляция вод в весенне-летний период (диагностические расчеты).— В кн.: ПОЛЭКС-Север-76. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 91—97.

2. Доронин Н. Ю. Диагностический расчет течений в глубоком море при сильно измененном рельефе дна.— Тр./ААНИИ, 1986, т. 408, с. 42—48.

3. Каменкович В. М., Кошляков М. Н., Монин А. С. Синоптические вихри в океане.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 264 с.

4. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана.— Л.: Гидрометеоиздат, 1980.— 270 с.

5. Романцов В. А., Божков А. Т., Соколов В. Т. Изменение теплосодержания вод в весенне-летний период.— В кн.: ПОЛЭКС-Север-76. Ч. 1.— Л.: Гидрометеоиздат, 1979, с. 58—66.

6. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 182 с.

7. Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей.— Тр./ААНИИ, 1944, с. 183.— 264 с.

Е. У. Миронов, Н. С. Уралов

ИЗМЕНЧИВОСТЬ ТОЛЩИНЫ ДРЕЙФУЮЩИХ МНОГОЛЕТНИХ ЛЬДОВ В АРКТИЧЕСКОМ БАССЕЙНЕ

Для решения многих научных и прикладных задач гидрометеорологии Северного Ледовитого океана важно знать, как изменяется во времени и пространстве толщина многолетних морских льдов естественного нарастания, дрейфующих продолжительное время по различным траекториям. Одним из способов, позволяющих прослеживать траектории дрейфа льда и одновременно исследовать природу Арктики, является дрейфующая научно-исследовательская станция. Организация в приполюсном районе первой дрейфующей станции «Северный полюс-1» послужила началом активного изучения гидрометеорологического режима Арктического бассейна.

К настоящему времени в Арктическом бассейне прослежены траектории дрейфа десятков многолетних льдин, ледяных островов и буев, а также нескольких судов. Однако подавляющее большинство зафиксированных дрейфов оказалось непродолжительным (менее трех лет), поэтому для изучения закономерностей изменчивости толщины многолетних льдов они не подходят. Из двадцати семи советских дрейфующих станций «Северный полюс» только шесть дрейфовало длительное время (более трех лет). В настоящей работе использовались наиболее продолжительные и характерные траектории дрейфующих станций: трех советских («СП-6», «СП-19», «СП-22») и двух американских («Т-3» и «Arlis-2».

Все эти станции располагались на ледяных островах, и хотя у каждого острова имелся припай, непрерывные наблюдения за толщиной льда, нарастанием и таянием морского льда не проводились. Ввиду отсутствия данных наблюдений за толщиной многолетнего морского льда естественного нарастания в настоящей работе применен расчетный метод, при этом делается допущение, что припай морского льда сохранялся в течение всего периода дрейфа ледяных островов.

Все ледяные острова впервые были обнаружены в разных местах Арктического бассейна, но, по-видимому, они начали свой путь от северных берегов Земли Элсмира, где входили в состав шельфового ледника или многолетнего припая. Наибольший интерес представляет самый продолжительный дрейф станции «Т-3», поэтому проанализируем его несколько подробнее.

Ледяной остров «Т-3» впервые был обнаружен в 1946 г., но регулярные наблюдения за траекторией его дрейфа проводились с 1951 по 1972 г., хотя и с отдельными пропусками. Такие про-

пуски были нами восстановлены методом изобарического дрейфа [5, 10, 18]. В 1972 г. наблюдения за местоположением «Т-3» прекратились, но весной 1979 г., по данным [25], этот остров пересек море Бофорта с востока на запад в четвертый раз. Следовательно, ледяной остров «Т-3» не выходил из пределов канадской части Арктического бассейна по крайней мере в течение 33 лет и за это время сделал три полных круговорота.

Гидрометеорологические наблюдения на острове «Т-3» проводились лишь эпизодически. В 1952—1955 гг. на острове работала группа американских ученых, которая провела углеродный анализ льда и установила, что дрейф начался от о-ва Элсмир примерно в 1935 г. Таким образом, общая продолжительность пребывания этого острова в пределах канадского сектора Арктического бассейна составляет 44 года (1935—1979 гг.).

В настоящей работе толщина многолетних морских льдов, перемещающихся вместе с островом «Т-3», рассчитана за период с сентября 1950 г. по май 1971 г.

Научно-исследовательская станция «СП-6» была организована на ледяном острове в северо-западной части Чукотского моря 20 апреля 1956 г. Траектория ее движения пролегала в области трансполярного дрейфа, поэтому уже в сентябре 1959 г. ледяной остров «СП-6» оказался в районе пролива «Фрама» и станция была ликвидирована. На этой станции регулярные наблюдения за толщиной многолетнего льда не проводились. В начале дрейфа у острова существовал узкий припай из многолетнего льда толщиной 2,7—3,6 м, но он вскоре взломался.

Ледяной остров «Arlis-2» впервые был обнаружен в апреле 1961 г. в северо-западной части моря Бофорта. До района полюса он дрейфовал по траектории острова «Т-3», но в дальнейшем в антициклональный круговорот не попал и в начале 1965 г. вошел в пролив «Фрама». Данными гидрометеорологических наблюдений и измерений толщины морского льда в районе этого острова мы не располагаем.

Дрейфующая станция «СП-19» была организована на ледяном острове в октябре 1968 г. в северной части Чукотского моря. В течение пяти с половиной лет траектория острова проходила в области трансполярного дрейфа. В апреле 1973 г. персонал станции был снят, так как ледяной остров оказался под угрозой выноса в Гренландское море.

Научно-исследовательская станция «СП-22» работала с 13 сентября 1973 г. по 8 апреля 1982 г. За первые восемь лет остров совершил полный оборот в области антициклонального круговорота, а затем вышел из этой области и примерно через год достиг района пролива «Фрама», где и был покинут персоналом. За девять лет работы станции на ней не производились непрерывные наблюдения за толщиной многолетних льдов, а стаивание льда определялось нерегулярно и только для самого острова.

Траектории дрейфа всех пяти ледяных островов показаны на рис. 1, характер траекторий свидетельствует, что нахождение той

или иной льдины на севере морей Бофорта и Чукотского или в прилегающих к ним районах Арктического бассейна еще не является свидетельством того, что льдина должна попасть в антициклональный круговорот. Все зависит от конкретной барической обстановки, обусловливающей то или иное поле ветра. Ледяные острова «СП-6» и «Arlis-2» с одной и той же степенью вероятности могли попасть в антициклональный круговорот или пойти по фактическому своему пути. Ледяной остров «СП-22» после его обнаружения попал в антициклональный круговорот, а по завершении своей почти замкнутой круговой траектории вышел из круговорота и предрейфовал в район пролива «Фрама». Только остров «Т-3» десятки лет не выходил из круговорота.

Как уже указывалось выше, в районах дрейфа пяти ледяных островов регулярные наблюдения за толщиной морских льдов, высотой снежного покрова и величиной таивания льда не производились, а основные метеорологические наблюдения систематически производились только на «СП-6», «СП-19» и «СП-22». В связи с этим в настоящей статье толщина ровных морских льдов рассчитывалась по наиболее простым, но неоднократно проверенным выражениям: эмпирическому Н. Н. Зубова [10] и упрощенному аналитическому [13].

Для расчетов толщины льда по обоим уравнениям температура воздуха в районах дрейфа «СП-6», «СП-19» и «СП-22» выбиралась из материалов наблюдений этих станций, а для островов «Т-3» и «Arlis-2» (с учетом их местонахождения) снималась с соответствующих карт среднемесячных температур воздуха. Для аналитического уравнения, из-за отсутствия необходимых данных наблюдений, все остальные параметры брались в виде среднемноголетних значений в соответствующих районах Арктического бассейна.

Переходя к рассмотрению методики расчета толщины морских льдов на траекториях дрейфа ледяных островов, следует особо отметить, что нарастание однолетних льдов осенью начинается гораздо раньше, чем многолетних. Молодые льды появляются сразу после снижения температуры поверхностного слоя воды до точки замерзания, а температуры воздуха до отрицательных значений. В центральных районах Арктического бассейна, где происходил дрейф пяти ледяных островов, теплозапас воды незначителен и поэтому молодые льды появляются почти сразу же после перехода температуры воздуха в область отрицательных значений, т. е., как правило, в конце августа—начале сентября. В течение осенне-зимних месяцев однолетний лед интенсивно нарастает и в конце мая достигает максимальных за год значений (в собственно Арктическом бассейне — 1,9—2,2 м). В последующие три летних месяца толщина однолетнего льда уменьшается на 20—70 см, а в конце августа—начале сентября этот лед или полностью разрушается или остается существовать дальше уже как двухлетний лед.

Нарастание двухлетних и более старых льдов начинается осенью не сразу после установления отрицательных значений

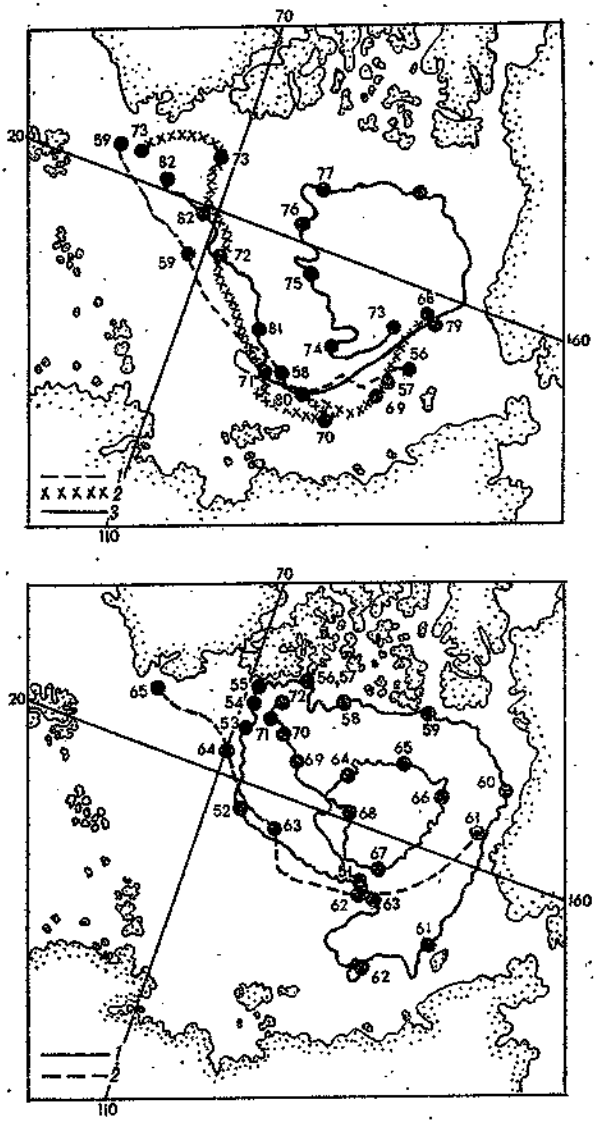


Рис. 1. Траектории дрейфа станций: 1 — «СП-6», 2 — «СП-19», 3 — «СП-22» (*а*) и 1 — «Т-3», 2 — «Arlis-2» (*б*) в Арктическом бассейне.
Крупными точками обозначено положение каждого острова в начале года; цифрами около точек — годы.

температуры воздуха. Требуется некоторое время для промерзания всей толщи льда и для распространения волны «холода» от поверхности до нижних горизонтов льда. Чем толще лед, тем больше такой промежуток времени. Для нарастания толщины льда снизу необходимо также, чтобы температура самой нижней поверхности ледяного покрова стала (и в дальнейшем оставалась до начала летнего таяния) ниже температуры замерзания морской воды. Следовательно, время наступления такой температуры должно соответствовать моменту нарастания льда с нижней поверхности.

В настоящее время существует несколько моделей и теоретических формул для расчета изменений толщины морских льдов в течение годового цикла, учитывающих начальную толщину льда осенью [6—8, 20, 24, 27]. Так, согласно модели Мейката—Унтерштайнера [24] начало нарастания осенью льда толщиной в 2,7 м приходится на первую декаду ноября. Примерно такой же годовой ход толщины льда получен А. Семтнером по разработанной им трехслойной модели многолетнего ледяного покрова [27].

Согласно всем теоретическим моделям, продолжительность промерзания морского льда зависит от очень многих причин: коэффициентов температуропроводности, исходной толщины льда, температуры воздуха, снега и льда, высоты и плотности снежного покрова на льду, физико-химического состояния ледяного покрова и т. д. Большинство из перечисленных параметров остается неизвестными или весьма приближенными, поэтому для определения момента нарастания толщины льда мы решили воспользоваться данными фактических наблюдений за толщиной многолетних льдов разного возраста в осенне-зимние месяцы. Такие данные наблюдений, полученные во время дрейфа л/п «Седов» в 1937—1939 гг. и на ряде дрейфующих станций «Северный полюс» [14, 19], позволили выявить эмпирическую связь между минимальной за год толщиной льда и датами начала намерзания его снизу в осенне-зимние месяцы (рис. 2).

Из рис. 2 видна вполне определенная связь между начальной толщиной льда и датой начала нарастания льда с нижней поверхности, которая имеет нелинейный вид. На полученной кривой выделяются три отрезка, которые обусловлены, по-видимому, особенностями процесса распространения температурной волны в многослойном ледяном покрове.

При малых толщинах (до 1,5 м) промерзание всей толщи ледяного покрова происходит настолько быстро, что уже в конце сентября начинается процесс намерзания льда снизу. Лед толщиной 1,5—3,0 м промерзает значительно дольше, чем тонкий лед. Кроме увеличения толщины ледяного покрова, замедляющего распространение «волны холода», важное значение приобретают талые воды, находящиеся в толстых льдах. Как показано в работе [15], именно во льдах с диапазоном толщин 1—3 м имеется наибольшее количество талых вод, так как их толща пропитана водой, а на поверхности льда имеются многочисленные снежницы.

На толстых льдах (более 3 м) талых вод меньше, так как остаются они преимущественно в снежницах. Кроме того, значительное понижение температуры воздуха во второй половине ноября и декабря приводит к увеличению скорости распространения «волны холода».

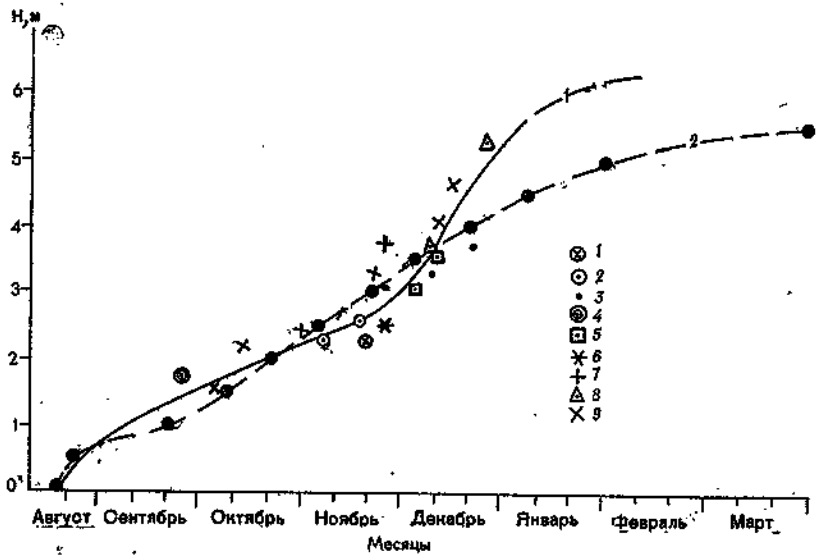


Рис. 2. Соотношение между минимальными толщинами морского льда в осенний период и датами начала нарастания этого льда снизу по данным наблюдений (*1*) и результатам модельных расчетов (*2*).

1 — Г. Седов (39 г.); *2* — «СП-3» (54 г.); *3* — «СП-4» (54 г.); *4* — «СП-4» (55 г.); *5* — «СП-5» (55 г.); *6* — Унтерштейнер (57 г.); *7* — «СП-13» (66 г.); *8* — «СП-16» (70 г.); *9* — «СП-18» (69 г).

На рис. 2 приведена кривая *2*, построенная на основе данных о скорости роста льда [28], полученных на основе гидродинамического моделирования, а также из отдельных наблюдений. В целом обе кривые достаточно хорошо совпадают, различия отмечаются при толщинах более 4 м, которые освещены результатами наблюдений. По данным [4] нарастание льда на ледяном острове «СП-22» продолжалось до глубины 15 м, но на горизонтах от 5 до 15 м в целом за год стаивало льда больше, чем нарастало.

В связи с тем, что в настоящей работе расчет толщины льда выполняется с месячной дискретностью, время начала нарастания льда (на основе рис. 2) также определялось с точностью до месяца, с которого и начиналось суммирование среднемесячных температур воздуха. Исключение составляют толщины льда свыше 3 м. Для толщин льда в диапазоне 3,0—3,5 суммирование отрицательных температур воздуха начинается с 1 декабря, а для толщин более 3,5 м — с 15 декабря.

Применение аналитического уравнения для расчета толщины морских льдов требует некоторых пояснений. Подробно этот метод

рассмотрен в работе [13], но без учета влияния потока тепла из воды на рост ледяного покрова. С учетом этого же тепла формула для расчета максимальной за год толщины льда H_i имеет следующий вид [16].

$$H_i = -\left(\frac{q\tau}{L\rho} + m_i\right) + \sqrt{\left(\frac{q\tau}{L\rho} + m_i + H_0\right)^2 + 405F - \frac{2q\tau}{L\rho}(m_i + H_0)}, \quad (1)$$

где H_0 — исходная толщина льда в начале нарастания; m_i — параметр, зависящий от теплофизических характеристик снежного покрова для льда возраста i; q — поток тепла из воды с момента начала нарастания льда снизу до начала весеннего таяния; τ — промежуток времени, для которого выполняется расчет H_i; ρ — плотность льда; L — удельная теплота плавления льда; $F = \sum - T_a$ — сумма среднемесячных температур воздуха за избранный промежуток времени.

Формула (1) может быть применена с соответствующими изменениями отдельных параметров и для расчета толщины льда любого возраста, и на любой момент времени. Однако из-за отсутствия в настоящее время фактических данных о ежемесячных значениях многих параметров этого уравнения наиболее обоснованным и надежным все же является расчет максимальной за год толщины льда. В случае необходимости ежемесячные толщины льда можно получить при помощи типовых кривых отношения толщины льда в начале каждого месяца к величине нарастания льда в течение всего осенне-зимнего периода, т. е. к максимальной толщине льда весной.

Значения потока тепла из воды к нижней поверхности ледяного покрова за весь осенне-зимний период брались с соответствующей карты, приведенной в работе [1].

Таким образом, для расчета величины нарастания толщины льда по выражению (1) использовались среднемесячные значения температуры воздуха за осенне-зимние месяцы (с момента начала нарастания льда снизу при данной минимальной толщине льда осенью), среднемноголетние значения теплофизических характеристик снежного покрова и потоков тепла от воды к нижней поверхности льда за осенне-зимний период.

Результаты расчетов толщины многолетнего льда, полученные по формуле Н. Н. Зубова и по аналитическому выражению (1) показывают, что между ними нет существенной разницы (табл. 1). Так, например, различие между данными обоих расчетов не превышает 22 см, что соответствует естественной неоднородности толщины льда на сравнительно небольшой площади [2]. Из этого можно заключить, что при отсутствии вполне надежных значений параметров, определяющих толщину льда, полученные в результате решения теплового баланса снежно-ледовой поверхности аналитические формулы не имеют бо́льшей точности, чем эмпирические формулы, подобные уравнению Н. Н. Зубова.

Таблица 1

Разности ΔH между толщинами льда в мае на станциях «Т-3» и «СП-22», рассчитанные по формуле Н. Н. Зубова [10] и формуле (1)

					Т-3					
Год	1951	1952	1953	1954	1955	1956	1957	1958	1959	1960
ΔH, см . . .	6	17	16	5	0	—10	—18	—21	—22	—17
					Т-3					
Год	1961	1962	1963	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
ΔH, см . . .	—11	—10	—12	—18	—21	—18	—14	—17	—21	—24
					СП-22					
Год	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	
ΔH, см . . .	22	2	5	—4	—3	8	16	16	17	

При расчете толщины многолетнего льда необходимо располагать данными о величине его стаивания в летние месяцы. В настоящей статье было принято, что уменьшение толщины льда любого возраста происходит в период с 1 июня по 1 сентября. Стаивание с верхней поверхности многолетнего льда рассчитывалось по эмпирической формуле, предложенной А. В. Янесом [21]. При этом бралась среднемноголетняя высота снежного покрова, а широта местонахождения станции определялась как ее среднее значение за летний период дрейфа. Сведений о стаивании льда с нижней поверхности крайне мало. Однако по данным немногочисленных наблюдений [4], эта величина для Арктического бассейна колеблется от 5 до 25 см. Здесь принимается, что стаивание снизу во всех районах Арктического бассейна составляет 10 см.

Рассчитанные величины летнего стаивания льда сверху и снизу за три летних месяца каждого года для районов дрейфа пяти ледяных островов приведены в табл. 2. Диапазон изменений рассчитанных величин общего стаивания льда составил 21—57 см, а среднемноголетняя величина для всех пяти станций — 39 см. Это значение почти совпадает со средней абляцией в Арктическом бассейне, полученной Ю. Л. Назинцевым [17] по данным наблюдений на дрейфующих станциях «Северный полюс» с 1950 по 1959 гг. и равной 44 см.

С учетом полученных величин летнего стаивания были рассчитаны толщины ровного льда вдоль траекторий рассматриваемых дрейфующих станций. В табл. 3 приведены рассчитанные величины зимнего нарастания льда в период дрейфа станций в двух вариантах: при начальной толщине льда 0 и 3 м. Данные этой таблицы свидетельствуют, что, несмотря на разные траектории и периоды дрейфа и, соответственно, различные гидрометеорологические условия, размах величин нарастания льда, при одинаковом возрасте, весьма незначительный (не превышает 11 см). В случаях продолжительного дрейфа льда (более пяти лет) диапазон из-

Таблица 2

Расчетные величины летнего таяния морских льдов сверху и снизу (абляция) в районах дрейфа научно-исследовательских станций (координаты — средние за июнь—август)

Год	Координаты φ°	λ°	Абляция, см	Год	Координаты φ°	λ°	Абляция, см
	Т-3				СП-6		
1951	82,0	173 E	36	1956	75,0	178 E	51
1952	87,5	119 W	22	1957	77,5	162 E	46
1953	85,0	92 W	28	1958	82,8	138 E	35
1954	84,0	80 W	31	1959	83,0	16 E	34
1955	83,0	92 W	34		Arlis-2		
1956	81,3	96 W	37	1961	74,0	163 W	53
1957	82,0	100 W	36	1962	81,0	167 E	38
1958	80,0	115 W	42	1963	88,0	179 E	21
1959	73,3	131 W	54	1964	86,0	33 W	25
1960	71,8	160 W	57		СП-19		
1961	73,5	173 E	54	1969	77,2	156 E	47
1962	76,4	166 E	48	1970	78,5	145 E	45
1963	82,1	168 W	36	1971	83,1	139 E	36
1964	80,5	138 W	39	1972	89,0	10 E	24
1965	76,0	142 W	49		СП-22		
1966	75,5	153 W	50	1974	80,1	181 E	43
1967	80,0	172 W	42	1975	83,2	195 E	36
1968	83,0	153 W	34	1976	83,5	223 E	30
1969	84,0	123 W	31	1977	80,4	232 E	42
1970	84,2	109 W	31	1978	74,0	216 E	54
1971	84,0	86 W	31	1979	76,1	177 E	45
				1980	80,2	142 E	43
				1981	87,6	128 E	31

Таблица 3

Рассчитанные величины зимнего нарастания льда вдоль траекторий дрейфующих станций, см

Число лет от начала дрейфа	Нарастание льда при $H_0 = 0$						Нарастание льда при $H_0 = 300$					
	„А-2“	„Т-3“	„СП-6“	„СП-19“	„СП-22“	Размах	„А-2“	„Т-3“	„СП-6“	„СП-19“	„СП-22“	Размах
1	198	196	192	193	198	6	55	51	52	59	51	8
2	111	106	108	102	113	11	58	54	58	48	59	11
3	82	79	83	80	80	4	54	54	52	50	53	4
4		69		78	77	9		51		52	55	4
5		55		55	50	5		48		46	45	3
6		55			47	8		44			42	2
7		50			54	4		43			49	6
8		49			50	1		42			47	5
9		41			50	9		36			46	10
10		34						30				
11		37						35				
12		42						41				
13		50						50				
14		55						53				
15		48						48				
16		42						41				
17		41						40				
18		52						52				
19		51						51				
20		48						44				
21		41						41				
22		43						41				

менений величин нарастания льда составляет от 30 до 55 см, независимо от гидрометеорологических условий нарастания льда. Таким образом, для толстых льдов (более 3 м), дрейфующих в Арктическом бассейне, нарастание в зимние месяцы в большей степени зависит от начальной толщины льда, чем от гидрометеорологических условий.

Подтверждением этого вывода является хорошая линейная зависимость толщины ровного льда в мае от его толщины в сентябре, при условии, что толщина ледяного покрова превышает 3 м.

Анализ рассчитанных толщин ровного льда вдоль длительных траекторий дрейфующих станций (рис. 3) показывает, что дрейфующий лед в Арктическом бассейне никогда не достигает равновесного состояния. Понятие «равновесная толщина льда» [7, 8, 10, 17] предполагает наличие постоянных (однородных) климатических условий. При фактическом дрейфе льда в Арктическом бассейне (см. рис. 1) гидрометеорологические условия нарастания и таяния ледяного покрова постоянно и весьма существенно меняются. Поэтому даже при дрейфе льда в Арктическом бассейне

в течение 22 лет («Т-3») его толщина не достигает равновесного состояния.

Нахождение льда в постоянных климатических условиях возможно в случае сохранения на многие годы многолетнего припая. Как известно, в окраинных морях российского сектора Арктики и в море Бофорта припай преимущественно однолетний. Возможны случаи его сохранения в течение двух—трех лет, однако этого

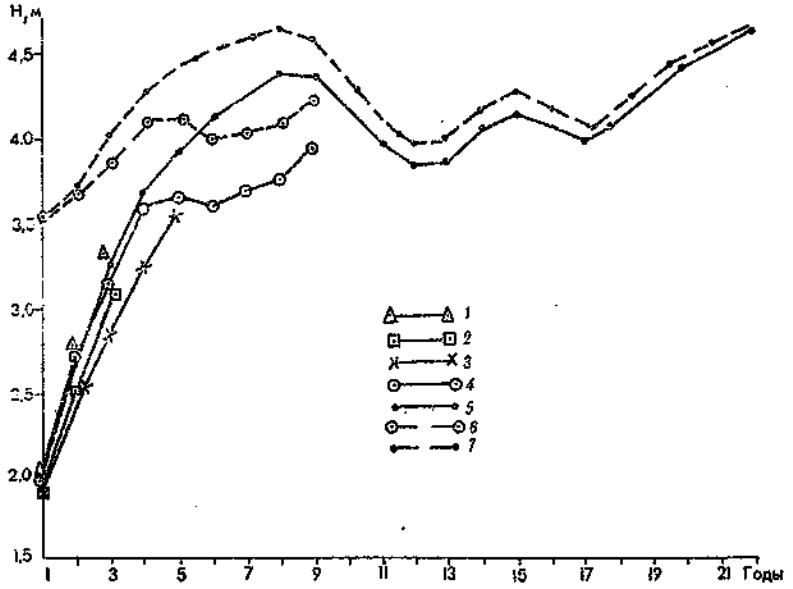


Рис. 3. Изменение рассчитанных толщин льда в мае вдоль траекторий дрейфующих станций в Арктическом бассейне.

1 — «Arlis-2»; *2* — «СП-6»; *3* — «СП-19»; *4* — «СП-22»; *5* — «Т-3» при $H_0 = 0$ м; *6* — «СП-22»; *7* — «Т-3» при $H_0 = 3$ м.

времени недостаточно для достижения равновесной толщины льда. Длительное сохранение многолетнего припая (более четырех лет) возможно только в проливах Канадского Арктического архипелага [23—26].

Для выяснения вопроса о предельных толщинах многолетнего припая был выполнен расчет толщины морского льда по данным наблюдений на полярной станции Алерт в районе о-ва Элсмир (рис. 4). При этом использовались среднемесячные температуры воздуха за период 1951—1982 гг., полагалось отсутствие потока тепла от воды к нижней поверхности льда, величина летнего стаивания льда бралась среднемноголетняя, полученная на основе зависимости абляции от широты места [1, 21]. В связи с тем, что многолетний припай может находиться в районе о-ва Элсмир от 80 до 85° с. ш., были приняты три значения летнего стаивания — 40, 30 и 25 см. Рис. 4 убедительно иллюстрирует влияние абляции

на максимальную толщину льда и сроки ее достижения. Так, при изменении абляции всего на 15 см, максимальная толщина льда изменяется на 1,5 м, а срок достижения равновесного состояния ледяного покрова увеличивается от 16 до 30 лет.

Н. Н. Зубов [11, 12] для района у северных берегов Гренландии получил равновесную толщину 8 м при абляции равной 40 см. В результате расчета равновесной толщины льда для этого же

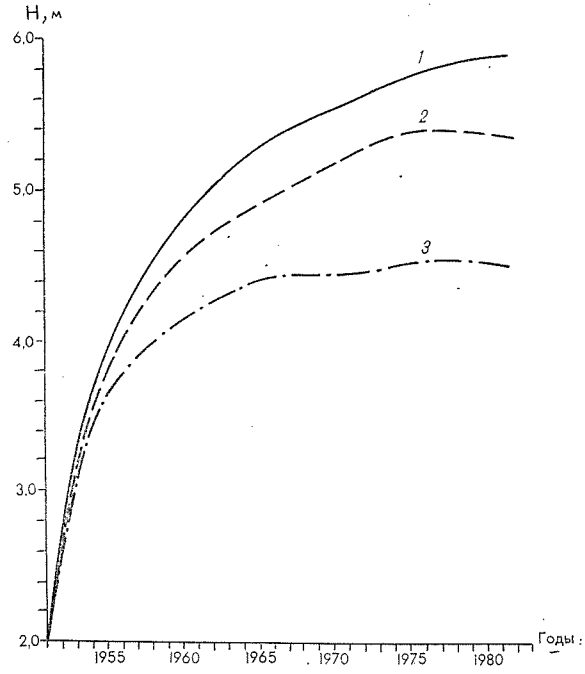


Рис. 4. Изменение расчетной толщины льда в мае в районе о-ва Элсмир при $\Delta H = 25$ см (*1*), $\Delta H = 30$ см (*2*) и $\Delta H = 40$ см (*3*).

района, выполненного нами по формуле Н. Н. Зубова, но с учетом соотношения между осенней толщиной льда и сроками начала его нарастания, получены значительно меньшие величины (см. рис. 4). При абляции 40 см толщина льда достигает 4,5 м, а при абляции 25 см равновесная толщина льда составляет 5,8 м.

Результаты выполненных расчетов толщины дрейфующих льдов позволили выявить интересную закономерность. Несмотря на разные начальные значения, через 10—12 лет разница в толщинах льда становится незначительной: в пределах 20 см (см. рис. 3), т. е. при многолетнем дрейфе происходит выравнивание толщин ледяного покрова.

По характеру дрейфа льдов в Арктическом бассейне выделяют три крупные области: антициклонального круговорота, транспо-

лярного дрейфа и промежуточную [3]. При этом время дрейфа в различных климатических условиях существенно влияет на толщину многолетнего льда. По данным наблюдений, время нахождения льдов в трансполярном потоке составляет 3—5 лет, а в антициклональном круговороте при одном обороте 6—8 лет. Поэтому льды, попадающие в пролив «Фрама» и продрейфовавшие до этого менее пяти лет, имеют весной толщину до 3,5 м (см. рис. 3). При дрейфе льда по антициклональному круговороту в течение 6—8 лет толщина льдов весной находится в пределах 3,5—4,0 м. При более длительном нахождении льдов в области антициклонального круговорота максимальная толщина льда стабилизируется в пределах 4—5 м. (см. рис. 3).

Следует иметь в виду, что возможны особые условия, при которых толщина дрейфующих льдов может достигать и значительно больших значений. Так, по мнению Н. А. Зотикова [9], в районах, где многолетний припай контактирует с шельфовым ледником, возможно возникновение условий для быстрого и значительного намерзания льда у нижней поверхности припая за счет переохлажденной воды, выходящей из-под ледника. Кроме того, возможно увеличение массы припая за счет снега, не успевшего растаять в летний период и замерзшего, сильно пропитанного водой. Однако вероятность встречи таких льдов (имеющих толщину более 6 м) незначительна.

В табл. 4 приведены зарегистрированные случаи больших толщин ровного льда, имеющиеся в литературе [22, 29, 30]. Так,

Таблица 4

Зарегистрированные случаи больших толщин ровного дрейфующего льда по данным [29]

Автор, год	Толщина, м	Район наблюдения
Черепанов Н. В., 1955	10—12	Арктический бассейн, «СП-6»
Milne A. R., 1965	10—12	к западу от о-ва Принс-Патрик
Koerner R. M., 1968	5,8	центральная часть Арктического бассейна
Serson C., 1972	10	пролив Нансена
Serson C., 1974	6	пролив Свердрупа
Wadhams P., 1976	10,2	район Северного полюса

во время пешего пересечения Арктического бассейна участниками Британской трансарктической экспедиции в 1968/69 г., максимальная измеренная толщина льда составила 5,8 м [22]. В 1976 г. на маршруте подводной лодки «Souverin» протяженностью 3900 км, было встречено только одно ледяное поле со средней толщиной 10,2 м [29]. Как следует из табл. 4, половина всех

отмеченных случаев аномально больших толщин ровного морского льда относится к району Канадского Арктического архипелага.

В результате проведенного исследования можно сделать следующие выводы:

1. Установлена эмпирическая зависимость между сроками начала зимнего нарастания льда и его толщиной в начале осени. Эта зависимость имеет важное значение, так как ее использование существенно уточняет расчеты толщины многолетнего льда.

2. При современных климатических условиях в Арктическом бассейне толщина многолетнего дрейфующего ледяного покрова не достигает равновесного состояния. Достижение практически равновесной толщины льда возможно только в некоторых районах Канадского Арктического архипелага и у северных берегов Гренландии и о-ва Элсмир.

3. В течение 8—12 лет дрейфа льда с разной начальной толщиной происходит выравнивание толщин ледяного покрова.

4. В Арктическом бассейне максимальная толщина ровного многолетнего дрейфующего льда в основном не превышает 4,5—5,0 м. Образование ледяных островов морского происхождения с толщинами 10—12 м возможно только в исключительных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баранов Г. И., Назинцев Ю. Л. Упрощенная модель равновесного состояния дрейфующих льдов Арктического бассейна. Результаты численных экспериментов.— Тр./ААНИИ, 1970, т. 291, с. 31—44.

2. Бузуев А. Я., Дубовцев В. Ф. Статистические характеристики параметров ледяного покрова в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1971, т. 303, с. 166—179.

3. Волков Н. А., Гудкович З. М. Основные итоги изучения дрейфа льдов в Арктическом бассейне.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, вып. 27, с. 55—64.

4. Грищенко В. Д. Некоторые особенности таяния и нарастания подводной части льдов в Арктическом бассейне.— Тр./ААНИИ, 1981, т. 372, с. 123—128.

5. Гудкович З. М., Николаева А. Я. Дрейф льдов в Арктическом бассейне и его связь с ледовитостью арктических морей.— Тр./ААНИИ, 1963, т. 104.— 186 с.

6. Доронин Ю. П. Методика расчета толщины и температуры льда.— Тр./ААНИИ, 1964, т. 267, с. 110—126.

7. Доронин Ю. П. Формирование равновесной толщины арктического льда.— Тр./ААНИИ, 1974, т. 312, с. 133—142.

8. Доронин Ю. П., Хейсин Д. Е. Морской лед.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 318 с.

9. Зотиков И. А. Теплофизика ледниковых покровов.—Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 288 с.

10. Зубов Н. Н. Льды Арктики.— М.: Изд. Главсевморпути, 1944.— 360 с.

11. Зубов Н. Н. Некоторые особенности природных льдов большой толщины.— Вестник МГУ, 1955, № 3, с. 3—14.

12. Зубов Н. Н. О предельной толщине морских и материковых льдов.— Метеорология и гидрология, 1959, № 2, с. 22—28.

13. Кириллов А. А., Спичкин В. А., Беленькая С. С. Прогнозирование толщины припая на весенний период.— Тр./ААНИИ; 1976, т. 320, с. 27—46.

14. Материалы наблюдений научно-исследовательских дрейфующих станций

«СП-3» и «СП-4» 1954—1955 гг.— Изд. Морской транспорт, 1957, т. 1, с. 367—447.

15. Миронов Е. У., Спичкин В. А. К методике расчета климатических толщин многолетних льдов.— Тр./ААНИИ, 1987, т. 402, с. 146—155.

16. Миронов Е. У. Некоторые закономерности распределения толщины льда в Арктическом бассейне.— Изв. ВГО, 1986, т. 118, вып. 3, с. 202—207.

17. Назинцев Ю. Л. О равновесном состоянии полярных льдов.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1967, вып. 25, с. 77—83.

18. Николаева А. Я. Результаты расчета дрейфа льда и использование их для прогноза местоположения дрейфующих станций.— Тр./ААНИИ, 1977, т. 341, с. 5—18.

19. Результаты научно-исследовательских работ дрейфующих станций «СП-4» и «СП-5» 1955/56 г.— Изд. Морской транспорт, Л., 1961, т. 6.— 235 с.

20. Швец М. Е. Приближенная теория нарастания льда.— Метеорология и гидрология, 1949, № 5, с. 78—88.

21. Янес А. В. Таяние снега и льда в Центральной Арктике.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1962, вып. 11, с. 59—64.

22. Koerner R. M. The mass balance of the sea ice of the Arctic ocean.— J. of Glaciol., 1973, vol. 12, p. 173—185.

23. Lindsnay D. G. Sea ice atlas of Arctic Canada 1961—1968.— Prep. in Ottawa under the Depart. of Energy Lines and Resor., 1975, No 83076.— 213 p.

24. Maykut C. A., Untersteiner N. Some results from a time dependent thermodynamic model of sea ice.— J. Geophys. Res., 1971, vol. 76, No 6, p. 1550—1575.

25. Markham W. E. Ice atlas. Canadian arctic waterways.— Ottawa, Environnement Canada, 1981.— 35 p.

26. Me Laren A. S., Wadhams P. and Weintraub R. The sea ice topography of M'Clure Strait in winter and summer of 1960 from submarine profiles. Arctic, 1984, Vol. 37, No 2, p. 110—120.

27. Semtner A. J. A model for the thermodynamic growth of sea ice in numerical investigations of climate. J. Phys. Oceanogr., 1976, No 6, p. 379—386.

28. Thorndike A. S., Rothrock D. A., Maykut C. A., Colony R. Thickness distribution of sea ice. J. Geophys. Res., 1975, Vol. 80, No 33, p. 4501—4513.

29. Wadhams P. A comparison of sonar and laser profiles along corresponding in the Arctic ocean. IANS AISN Publ., 1980, No 124, p. 285—299.

30. Walker E. R., Wadhams P. Thick sea ice floes. Arctic, 1979, Vol. 32, No 2, p. 140—147.

А. Н. Любарский

ФИЗИКО-СТАТИСТИЧЕСКИЕ И ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ АНАЛИЗА ТИПИЗАЦИИ ВАНГЕНГЕЙМА—ГИРСА

В многолетних изменениях климата весьма важное место занимают процессы атмосферной циркуляции, которая является одним из основных климатообразующих факторов. Многообразие этих процессов может быть описано с помощью нескольких типизаций. Одной из наиболее известных среди них является типизация Г. Я. Вангенгейма [10]. Согласно этой типизации циркуляционные процессы можно разбить на три основные формы: западную W, восточную E, меридиональную C, отражающие особенности режима циркуляции над атлантико-евразийским сектором северного полушария. А. А. Гирс [5] выделил в тихоокеанско-американском секторе полушария соответствующие формам Г. Я. Вангенгейма типы, в результате типизация приобрела квазиглобальный, точнее — полушарный масштаб. Основанная на учете локализации ложбин и гребней длинных планетарных термобарических волн, постоянно существующих в атмосфере, типизация Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса позволяет дать объяснение многим крупным климатическим изменениям.

В [4] смена эпох с преобладанием того или иного типа (формы) циркуляции (продолжительностью от 10 до 30 лет) рассмотрена в качестве механизма регулирования адвекции тепла из низких широт в высокие. Посредством этого механизма поддерживается и развивается оппозиция термических условий между восточным и западным районами российской Арктики. В эпоху преобладания зональной формы циркуляции приток тепла из низких широт ограничен и термическая оппозиция ослаблена. Зато при развитии меридиональных форм E и C она обостряется за счет выноса тепла в Арктику либо из северной части Атлантики, либо из северной части Тихого океана. Столь же определенно смена эпох атмосферной циркуляции влияет и на ледовый режим Северного Ледовитого океана и его окраинных морей [16]. Влияние смены эпох прослеживается, в частности, в изменении положения сплоченной кромки дрейфующего льда, сокращении или, напротив, увеличении площади ледяного покрова, динамике дрейфа льдов. В силу сказанного, учет форм и типов атмосферной циркуляции и их эпохальных преобразований совершенно необходим при разработке методов долгосрочных и сверхдолгосрочных гидрометеорологических прогнозов.

Несмотря на то, что формы и типы циркуляции были выделены без привлечения четких количественных критериев, в последние

годы находят объективные показатели типизации Г. Я. Вангенгейма—А. А. Гирса. В [7] выполнена типизация положения осевой изогипсы планетарной высотной фронтальной зоны соответственно трем формам типизации Г. Я. Вангенгейма и предложен способ выделения длительных циркуляционных периодов с помощью трендов отклонения от нормы повторяемости типов. В сочетании с результатами и выводами проведенных выше исследований, посвященных анализу зависимости резких перестроек в климатической системе от эпохальных преобразований форм и типов циркуляции, такие показатели подтверждают объективность рассматриваемой типизации.

Однако все еще ведется дискуссия о корректности использования значений повторяемости форм W, C, E в качестве предикторов при разработке статистических методов долгосрочных прогнозов погоды. Сомнения по этому поводу высказаны, в частности, Н. А. Багровым [2]. Он отмечает довольно существенное отличие статистического распределения повторяемости числа дней с различными типами атмосферной циркуляции от нормального закона, так как нередки случаи, когда в течение месяца встречаются только одна или две формы циркуляции из трех. На этом основании утверждается, что к анализу типизации Вангенгейма—Гирса не применимы широко используемые в регрессионной, дискриминантной и других прогностических моделях традиционные методы теории стационарных случайных процессов. Как известно, при построении этих моделей исходят из основополагающей гипотезы о нормальности статистического распределения предикторов и предиктантов. Однако противоречие легко устраняется, если к анализу повторяемости форм и типов, как указал А. А. Гирс [6], подойти с точки зрения теории нестационарных случайных процессов. Другой путь устранения возникающих трудностей — путь косвенных климатических расчетов [22], который заключается в аппроксимации циркуляционных характеристик вероятностными кривыми К. Пирсона. В этом случае путем группировки исходных данных в вариационные ряды можно так подобрать параметры статистического распределения, что оно будет достаточно мало отличаться от нормального. Повторяемости числа дней с типами атмосферной циркуляции могут быть представлены в виде квантилей бета-распределения и в таком виде вводиться в прогностические схемы.

Анализируя причины, обусловливающие нестационарность атмосферных процессов, нетрудно установить, что они кроются прежде всего в воздействии на атмосферу не одного, а целого ряда природных факторов. Сложная система прямых и обратных зависимостей между ними и создает законы распределения повторяемостей форм и типов циркуляции, отличных от нормального. Среди влияющих факторов заметное место занимает солнечная активность (СА), так как именно солнечное излучение во многом определяет физическое состояние атмосферы, в том числе ее общую циркуляцию. В последние годы с развитием системы спутни-

ковых наблюдений получены неоспоримые данные о зависимости энергетики верхних слоев атмосферы от воздействия солнечной активности [11, 12, 20]. Под возмущающим влиянием СА растет внутренняя энергия атмосферы, заставляя ее расширяться [19]. Солнечной активности приписывают и разогрев полярной атмосферы [20]. При этом ее воздействие на атмосферную циркуляцию трактуется как возмущение квазиравновесного движения атмосферы, приводящее к условию макротурбулентного обмена в ней, поддержанию развития меридиональных процессов, преобразованию термобарических полей.

Рассматривая механизм воздействия солнечной активности на атмосферную циркуляцию, нельзя, однако, однозначно ответить, какой фактор ответствен за фиксируемые изменения. Если принять за основной источник солнечного излучения высокоэнергичные корпускулярные частицы, проникающие до высот 80—100 км, то можно доказать, что при увеличении интенсивности корпускулярного излучения наибольший разогрев и, как следствие, рост потенциальной энергии атмосферы должны происходить прежде всего в полярных областях [20]. Именно здесь, где проникновение корпускулярного излучения наиболее значительно, в результате расширения атмосферы уменьшается градиент температуры между полюсом и экватором, а интенсивность зональной циркуляции за счет нарушения термодинамического равновесия возрастает. Однако объяснить механизм трансформации в атмосфере корпускулярного излучения и его проникновения в слои ниже 80—100 км до конца не удается.

Упростить объяснение передачи энергии из верхней атмосферы в нижнюю можно с помощью теории лунных полусуточных атмосферных приливов. Известно, что поступающая от Солнца к Земле энергия многократно усиливается в теплопоглощающих слоях атмосферы, превращаясь в тепловую. Такие слои располагаются во всей толще атмосферы, но поглощение в них солнечной радиации осуществляется разными компонентами: в верхней атмосфере (термосфере) — кислородом, в средней атмосфере (мезосфере и стратосфере) — озоном и отчасти аэрозолем, в нижней атмосфере (тропосфере) — водяным паром и углекислотой [13, 21]. Преобразование относительно слабых вариаций солнечной радиации в гораздо более сильные колебания тепловых потоков оказывает регулирующее воздействие на циркуляционный режим атмосферы.

Регулирование циркуляционных процессов происходит с участием приливных возбуждений, формирующихся выше 100 км, т. е. в термосфере, где под влиянием роста напряженности электрического поля зарождаются акустико-гравитационные волны. Оттуда волны распространяются в нижележащие слои атмосферы и на высотах 30—60 км увеличивают свою амплитуду за счет значительного озонного нагрева. Поглощая до 4 мВт/см^2 лучистой энергии Солнца, озонный слой может изменить радиационный баланс атмосферы на 1,5 мВт/см^2, а ее температуру на 1,5 °С [18].

Важным источником приливных возбуждений является также стратосферный аэрозоль вулканического происхождения, имеющий более сложную пространственно-временную структуру распространения, чем озон. Аэрозональная пелена перемещается квазигоризонтальными воздушными течениями, проходя в своем развитии четыре стадии, две из которых отвечают условиям стационарности, а две другие — условиям нестационарности процесса [17]. Не меньшей сложностью обладает и вертикальная структура аэрозольного слоя, состоящая из нескольких расположенных одна над другой пелен. Верхняя граница слоя прослеживается на высоте 20 км и отличается от соседних слоев более низкими температурными значениями.

Такая термическая стратификация создает отражение от слоев инверсии акустико-гравитационных волн и совместно с поглощением радиации озоном и водяным паром поддерживает развитие лунных полусуточных атмосферных приливов. По определению, полусуточный прилив представляет собой гармонику функции термического возбуждения суточного движения Солнца, равную 1/3 суточной компоненты возбуждения. Глобальное распределение нагрева создает значительную регулярность этой характеристики во времени и пространстве, вследствие чего возбуждается очень глубокий слой атмосферы с эквивалентной глубиной 7852 км, или 100 км в изотермической атмосфере [21].

Принимая во внимание изложенное, термосферу можно рассматривать как внешний по отношению к нижележащим слоям атмосферы слой и поставить задачу о ее влиянии на них через приливные возбуждения. В основе такой задачи должно лежать уравнение теплового баланса термосферы, рассмотренное Харрисом и Пристером [24]:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial T}{\partial z}\,\omega_r + \frac{R_r T}{C_v}\,\frac{\partial \omega_r}{\partial z} = \frac{q}{C_v}, \qquad (1)$$

где T — температура термосферы; ω_r — вертикальная скорость газа; C_v — удельная теплоемкость при постоянном объеме; R_r — универсальная газовая постоянная; q — суммарное приращение тепла.

Уравнение (1) означает изменение температуры движущегося идеального газа во внешнем гравитационном поле.

Приняв $T_2(z, t) = T_0(z) + T_1(z, t)$, где $T_1 \ll T_2$, т. е. стратификация соответствует изотермической атмосфере и $P(z + \omega_r \Delta t, t + \Delta t) = P(z, t)$, где P — давление; а также полагая движение газа во внешнем поле достаточно медленным, находим

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} + \frac{\partial T_0}{\partial z}\,T_0 \int_0^z \frac{1}{T^2}\,\frac{\partial T_1}{\partial T}\,dz = \frac{q}{C_p}. \qquad (2)$$

Численное интегрирование (2) дает вертикальный профиль температуры. При этом поглощение изотермическим слоем солнеч-

ного излучения в ультрафиолетовой, рентгеновской и корпускулярной областях находят из условия:

$$q_T(z) = \sum_i \int F_\lambda(\lambda, z)\, \varepsilon_i Q_i(\lambda)\, n_i(z)\, d\lambda, \qquad (3)$$

где $F_\lambda(\lambda, z)$ — поток излучения на данной длине волны λ на высоте z; $Q_i(\lambda)$ — эффективное сечение поглощения; ε_i — количество тепла на единицу поглощенной энергии излучения (тепловой коэффициент полезного действия (КПД). Условие (3) показывает, что интенсивность поглощения на разных высотах из-за различной скорости нагрева в разных слоях неодинаково.

На основе рассмотрения закономерностей развития полусуточных приливов Б. Б. Елекоев [8, 9] предложил оригинальный механизм влияния СА на интенсивность атмосферной циркуляции. В соответствии с моделью Харриса и Пристера он исходил из линейной зависимости между солнечной активностью и температурой T_0 изотермического слоя атмосферы, расположенного выше 100 км, считая термосферу внешним по отношению к нижней атмосфере источником возмущения. Интенсивное поглощение изотермическим слоем ультрафиолетового, рентгеновского и корпускулярного излучения Солнца сказывается на изменении T_0, влияя на амплитуды полусуточных приливов A_0. Связь между T_0 и A_0 носит квазисинусоидальный характер. На графическом изображении этой связи определяются три максимума A_0: при T_0, равном 570, 900, 1500 °К, и три минимума: при T_0, равном 700, 1200, 1750 °К. Образование этих экстремумов совпадает с усилением воздействия приливов на начальную амплитуду неустойчивых возмущений в зональном планетарном потоке, которое, в свою очередь, связано со временем установления их максимальной амплитуды и максимума фазы волны возмущения Ф, т. е. при переходе от зональной циркуляции к меридиональной. Таким образом, появляется возможность трактовки индекса A_0 в качестве характеристики интенсивности меридиональной циркуляции, а индекса Ф — в качестве ее типа.

Хотя приливные возмущения малы, они способны вызвать значительные изменения в режиме атмосферной циркуляции, благодаря их многократному усилению при отражении от инверсионных слоев. Кроме того, источники приливных возмущений сосредоточены в строго определенных районах северного полушария: у восточных берегов Азии и Северной Америки — и при регулярном характере воздействия на зональный планетарный поток могут произвести в нем существенные изменения.

Все сказанное означает, что механизм передачи приливных возмущений от верхней атмосферы к нижней под влиянием солнечно-циклических вариаций допускает практическую реализацию заложенных в нем представлений в виде последовательностей многолетних изменений интенсивности и типа атмосферной циркуляции. Она может заключаться, например, в восстановлении

форм атмосферной циркуляции в период, когда наблюдения за ее режимом не проводились или проводились эпизодически [14, 15]. В [15] рассмотрены зависимости типа циркуляции от ее интенсивности и формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму от чисел Вольфа W_0. В результате оказалось возможным по уровню солнечной активности в каждом конкретном году установить и вероятную форму циркуляции. Возникновение формы С наиболее вероятно при W_0 от 0 до 38, формы W — при W_0 от 39 до 77 и от 121 до 169, формы Е — при W_0 от 78 до 120 и от 170 до 200.

Восстановление форм за период 1698—2000 гг. позволило заключить, что преобразование одной меридиональной формы циркуляции в другую осуществляется через зональную форму. Это, по-видимому, есть важнейшее условие развития планетарной волны. Однако данное условие вовсе не предполагает преобладания повторяемости зональной формы на протяжении всего исследуемого периода. Как следует из табл. 1, содержащей сведения

Таблица 1

Распределение повторяемости восстановленных форм циркуляции по типизации Г. Я. Вангенгейма по столетиям

Форма циркуляции	Повторяемость форм циркуляции, %			
	XVIII в.	XIX в.	XX в.	за 3 века
С	45	39	16	100
Е	37	22	41	100
W	30	47	23	100

о распределении повторяемости форм циркуляции в каждом из трех столетий, форма W преобладала лишь в XIX в. В XVIII в. наибольшую повторяемость имели процессы формы С, а в XX в.— процессы формы Е.

На циркуляционном режиме текущего столетия следует остановиться особо, во-первых, из-за возможности сопоставления расчетных характеристик с фактическими, а во-вторых, из-за того, что он может быть охарактеризован за последние 86, а не 100 лет, как в двух предшествующих столетиях. Повторяемость формы Е в указанный период по расчетным данным составила 41 %, тогда как фактически она наблюдалась в 38 % случаев, т. е. согласованность между восстановленными и натурными рядами данных является высокой. Проводился анализ ежегодных данных с использованием непараметрического критерия серий. Эта дополнительная оценка показала неслучайность совпадения фактических и расчетных значений на 5 %-ном уровне статистической значимости.

Для проверки корректности восстановления форм циркуляции в более отдаленном прошлом, с одной стороны, привлекались данные о циркуляционных условиях в XVIII—XIX в.в. из [23, 26],

а с другой — данные о термических условиях в этот период [12]. При сопоставлении модельных значений циркуляционных характеристик с данными о термическом режиме выявилась общая для них закономерность: периоды похолоданий над Северной Атлантикой, Центральной Европой и северным полушарием в целом совпали с увеличением повторяемости форм С и W, а периоды потеплений — с преобладанием процессов формы Е. Наиболее значительное похолодание пришлось на период 1781—1820 гг., в котором, как отмечает Лэм [25], температура воздуха над Северной Атлантикой оказалась на 1 °С ниже, чем в 1900—1939 гг. Эта оценка хорошо согласуется с аналогичной оценкой для всего северного полушария. Такое согласие свидетельствует не только о корректности восстановленных температурных данных, но и о значительном, возможно даже определяющем, вкладе района Северной Атлантики в термический режим всего полушария. На протяжении всего XVIII в. преобладала, как видно из табл. 1, повторяемость формы С, в немалой степени способствовавшая развитию указанного похолодания.

Перестройка циркуляции в XIX в. привела к увеличению повторяемости формы W. Она обусловила прекращение поступления холода из Арктики и усиление выноса теплых и влажных воздушных масс из района Северной Атлантики на Центральную Европу. Итогом перестройки явилось преобладание процессов указанной формы в течение большей части XIX в. и повышение температурного фона в первой трети XX в. с увеличением интенсивности процессов формы Е. На рубеже 30—40-х гг. в развитии атмосферных процессов наметился перелом и повторяемость формы Е стала уменьшаться. Перелом совпал с резкими изменениями в термическом режиме, в результате чего температура на полушарии начала понижаться, хотя была выше, чем при предшествующем развитии. До конца текущего столетия можно ожидать увеличения повторяемости форм С и W вследствие снижения уровня солнечной активности. На этом основании следует предполагать развитие тенденции к снижению температуры воздуха (без учета антропогенного фактора) как в атлантико-евразийском секторе, так и в целом на северном полушарии в течение двух ближайших десятилетий.

Представленные результаты свидетельствуют о перспективности исследований процессов общей циркуляции атмосферы на основе корректных методов математической статистики и климатической обработки, а также положений солнечно-земной физики. В этой связи заслуживает особого внимания изучение физических механизмов передачи возмущений от верхних слоев атмосферы к нижним, в том числе механизма лунных полусуточных приливов, на основе которых по значениям чисел Вольфа удается восстановить за прошедший период времени интенсивность и тип меридиональной циркуляции, а также формы циркуляции по типизации Г. Я. Вангенгейма и осуществить предвычисление этих характеристик.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров Е. И., Любарский А. Н. Влияние циркуляции атмосферы на многолетние изменения ледовитости в морях Советской Арктики.— В кн.: Мат-лы гляциолог. исслед., 1986, вып. 55, с. 118—122.

2. Багров Н. А. Об использовании типов циркуляции W, E, C для долгосрочных прогнозов.— Тр./ГМЦ СССР, 1978, вып. 195, с. 39—45.

3. Бендат Дж., Пирсол А. Измерение и анализ случайных процессов.— М.: Мир, 1974.— 406 с.

4. Воскресенский А. И., Любарский А. Н., Петров Л. С. О климатической оппозиции в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1981, т. 370, с. 131—138.

5. Гирс А. А. Макроциркуляционный метод долгосрочных метеорологических прогнозов.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974.— 488 с.

6. Гирс А. А. К вопросу о формах атмосферной циркуляции и их прогностическом использовании.— Тр./ААНИИ, 1981, т. 373, с. 4—13.

7. Горбачева Н. А. К вопросу об объективных показателях классификации Г. Я. Вангенгейма — А. А. Гирса.— Тр./ВНИИГМИ-МЦД, 1986, № 129, с. 120—124.

8. Елекоев Б. Б. Солнечно-обусловленные изменения фазы и амплитуды меридиональных процессов и засуха на европейской территории СССР, Украине и в Казахстане.— В кн.: Тр. I Всесоюзн. совещ. Солнечно-атмосферные связи в теории климата и прогнозах погоды.— Л.: Гидрометеоиздат, 1974, с. 429—431.

9. Елекоев Б. Б. Влияние солнечной активности на межгодовые изменения амплитуды атмосферных приливов и возникновение засух на территории СССР.— Тр./ГГО, 1975, вып. 355, с. 42—48.

10. Каталог макросиноптических процессов по классификации Г. Я. Вангенгейма 1891—1962 гг./Под ред. М. Ш. Болотинской, Л. Ю. Рыжакова.— Л.: Репрогр. ААНИИ, 1964.— 158 с.

11. Красовский В. И. Штили и штормы в верхней атмосфере.— М.: Наука, 1979.— 115 с.

12. Любарский А. Н. К вопросу о реальности вариаций солнечной постоянной в связи с долговременными колебаниями климата.—Тр./ГГО, 1975, вып. 354, с. 109—116.

13. Любарский А. Н. Солнечная постоянная и изменение климата, Обзор. Сер. Метеорология, 1978.— Обнинск. ВНИИГМИ-МЦД.— 35 с.

14. Любарский А. Н. Межгодовые изменения интенсивности и типа атмосферной циркуляции за последние три столетия.— Тр./ГГО, 1978, вып. 407, с. 83—91.

15. Любарский А. Н. Опыт восстановления характеристик атмосферной циркуляции за последние три столетия и прогноза их дальнейших изменений.— Тр./ГГО, 1979, вып. 429, с. 87—101.

16. Любарский А. Н., Петров Л. С. Современные колебания климата и динамика ледяного покрова Северного Ледовитого океана.— Мат-лы гляциолог. исслед., 1982, вып. 42, с. 177—184.

17. Покровская Т. В. К вопросу о радиационных факторах изменчивости климата.— Метеорология и гидрология, 1971, № 10, с. 31—37.

18. Ракипова Л. Р., Ефимова Л. К. Динамика верхних слоев атмосферы.— Л.: Гидрометеоиздат, 1975.— 255 с.

19. Сытинский А. Д. О механизме влияния корпускулярного излучения Солнца на циркуляцию нижней атмосферы.— Докл. АН СССР, 1983, т. 270, № 4, с. 855—859.

20. Сытинский А. Д. Связь сейсмичности Земли с солнечной активностью и атмосферными процессами.— Л.: Гидрометеоиздат, 1987.— 98 с.

21. Уиттен Р., Поппов И. Основы аэрономии.— Л.: Гидрометеоиздат, 1977.— 408 с.

22. Чичасов Г. Н. Технология долгосрочных прогнозов погоды.— СПб.: Гидрометеоиздат. 1991.— 304 с.

23. Douglas J. H. Climate change: chilling possibilites.— Sci. News., 1975, vol. 107, No 9, p. 138—140.

24. Harris G., Priester W. Theoretical models for the solar-cycle variations of the upper atmosphere.— J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, No 2, p. 4585—4591.

25. Lamb H. H. Volcanic dust in the atmosphere: with a chronology and assessment of its meteorological significance.— Phil. Trans. Royal Society of London A, 1970, vol. 266, p. 425—533.

26. Kington J. A. An introduction on to an examination of monthly and seasonal extremes in the climatic record of England and Wales using his historical daily synoptic weather maps from 1781 onward— Weather, 1976, vol. 31, No 3, p. 72—78.

И. Л. Аппель, Е. О. Аксенов

МОДЕЛИРОВАНИЕ АНОМАЛИЙ ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЙ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ

При моделировании состояния ледяного покрова необходим детальный учет всех основных процессов эволюции льда. В то же время отсутствие достоверной информации о некоторых гидрометеорологических характеристиках: поверхностных океанских течениях, толщины деятельного слоя океана, типа стратификации атмосферы и т. д.— не всегда позволяет правильно оценить вклад отдельных факторов в общий процесс эволюции. Таким образом, одной из проблем моделирования состояния ледяного покрова является правильная оценка роли отдельных физических процессов в эволюции ледяного покрова.

Один из путей решения этой задачи заключается в выполнении модельных расчетов эволюции льда с вариациями различных модельных и физических параметров. Подобные расчеты позволяют, во-первых, подтвердить правильность отображения моделью основных физических процессов и определить границы применимости модели; во-вторых, определить неизвестные физические константы или параметры с помощью моделирования; в-третьих, моделировать распространение ледяного покрова для другой климатической эпохи, т. е., рассмотреть вариации распространения ледяного покрова в зависимости от изменений температуры атмосферы, облачности, количества выпадающих осадков и т. д.; в-четвертых, оценить изменчивость некоторых характеристик ледяного покрова и, наконец, позволяют моделировать аномалии распределения ледяного покрова. Среди перечисленных возможностей моделирования последняя представляет наибольший интерес, поскольку, анализируя динамические и тепловые процессы ледяного покрова, бывает трудно определить тенденцию изменения процесса при вариации отдельного гидрометеорологического фактора. В качестве иллюстрации приведем следующий пример: увеличение толщины снежного покрова приводит к замедлению нарастания льда, но в то же время и уменьшает скорость его таяния. Таким образом, средняя за год толщина льда может возрасти, уменьшится или не изменится вообще. Моделирование, а точнее — выполнение модельных расчетов с варьированием интересующего параметра,— позволяет не только определить тенденцию изменения процесса при изменении параметра, но и количественно оценить результат вариаций.

Проведенный модельный эксперимент состоял из двух этапов. Сначала были получены расчетные климатические поля распреде-

ления толщины и сплоченности однолетних и многолетних льдов для каждого месяца. Расчет проводился от нулевых начальных толщин и сплоченностей, охватывал несколько непрерывных циклов нарастания и таяния и заканчивался, когда сезонный ход толщины и сплоченности льда принимал установившийся межгодовой характер. Поля распределений характеристик ледяного покрова были приняты за эталонные. На втором этапе при независимых вариациях интересующих параметров были рассчитаны равновесные распределения среднемесячных характеристик ледяного покрова. Результаты вычислений сравнивались с существующими фактическими данными, а также между собой.

Расчеты реализованы с использованием численной модели эволюции ледяного покрова [1] для Арктического бассейна и его окраинных морей по месячным гидрометеорологическим данным. В качестве эталонного расчета был выбран расчет, использующий в качестве входных данных среднемноголетние гидрометеорологические характеристики. При этом были приняты следующие допущения: не учитывалась неветровая компонента дрейфа льда и процесс трансформации воздушных масс над различной подстилающей поверхностью, было задано осредненное по пространству сезонное изменение твердых осадков, одинаковое для всей расчетной области. Процессы эволюции ледяного покрова моделировались для двух возрастных градаций: однолетнего льда и многолетнего льда. Расчетные толщины однолетнего и многолетнего льдов являются средневзвешенными по ячейке величинами для зон различных толщин по каждой из двух возрастных градаций. Не останавливаясь подробно на эталонном расчете, отметим, что его результаты анализировались как по интегральным характеристикам (объем, площадь распространения, средневзвешенная толщина), так и по распределению толщины и сплоченности ледяного покрова. Анализ интегральных характеристик показал хорошее согласование с фактическими данными, а также с результатами расчетов других авторов.

Перейдем к анализу результатов независимых вариаций отдельных параметров.

Одной из важнейших особенностей дрейфа льда является его чувствительность к воздействию поверхностных океанских течений. Для анализа влияния неветровой компоненты дрейфа льда были проведены расчеты, учитывающие постоянные поверхностные океанские течения, полученные на основе обработки данных наблюдений за дрейфом автоматических буев и других объектов в Арктическом бассейне за 1979—1986 гг. с использованием методики, изложенной в [2]. В результате экспериментов было выяснено, что учет течений, поле которых обладает нулевой дивергенцией, приводит к появлению фиктивных зон пониженной и повышенной сплоченности в районах дивергенции и конвергенции скоростей течений. Поэтому были повторены расчеты с полем течений, которое мало отличалось от исходного, но было бездивергентным. Полученные результаты характеризовались отсутствием

зон фиктивной пониженной и повышенной сплоченности. Вместе с тем учет поверхностных океанских течений приводит к усилению выноса льда в Гренландское море и сказывается на положении границы многолетних льдов. Так, в море Бофорта эта граница располагается южнее на 150—200 км; в Карском и море Лаптевых — севернее на 100—300 км, а в Восточно-Сибирском и Баренцевом морях положение кромки многолетних льдов практически не меняется. Максимальное северное смещение кромки многолетних льдов наблюдалось в восточной части Чукотского моря, где оно составляло 300—400 км.

Важной проблемой моделирования эволюции ледяного покрова является анализ влияния высоты снежного покрова на толщину льда. Исследованию этой проблемы был посвящен численный эксперимент, позволивший оценить влияние пространственной неравномерности толщины снежного покрова на распространение льда. В этой серии расчетов, в отличие от эталонного расчета, где выпадение твердых осадков задавалось однородным по всей расчетной области и равным снегонакоплению в приполюсном районе, учитывалось фактическое среднемноголетнее распределение объемов осадков. Как было отмечено выше, увеличение толщины снежного покрова по-разному влияет на толщину льда в периоды нарастания и таяния. Если в период нарастания наличие снежного покрова на льду замедляет его нарастание, и, следовательно толщина льда, покрытого снегом в осенне-зимний период, меньше, чем толщина бесснежного льда, то в весенне-летний период наличие снежного покрова препятствует таянию льда и, соответственно, толщина заснеженного льда больше, чем толщина бесснежного. Однако, как показали численные эксперименты, значимость этих двух процессов неодинакова. Увеличение (уменьшение) высоты снежного покрова в период нарастания заметно меняет толщину однолетнего льда, в то время, как изменение высоты снега на льду в период таяния практически не сказывается на толщине однолетнего льда. При этом в летний период прослеживается сохранение областей аномально низких или высоких толщин ледяного покрова, связанных с повышенным или пониженным количеством выпадающих в зимний период осадков. Задаваемые в рассматриваемом численном эксперименте толщины снега в окраинных морях (кроме моря Бофорта) выше, чем в приполюсном районе, при этом расчетная толщина однолетнего льда, по сравнению с эталонной, уменьшается в арктических морях, за исключением моря Бофорта, на 10—20 см. В море Бофорта толщина однолетнего льда, наоборот, увеличивается на 5—10 см (рис. 1, *а*). При этом аномалии толщины однолетнего льда хорошо коррелируют с вариациями высоты снежного покрова в осенне-зимний период. Толщина многолетнего льда при изменении высоты снежного покрова как летом, так и зимой меняется мало (в пределах ± 5 см), что свидетельствует о меньшем влиянии толщины снежного покрова на скорость нарастания или таяния многолетнего льда. Действительно, так как толщина многолетнего

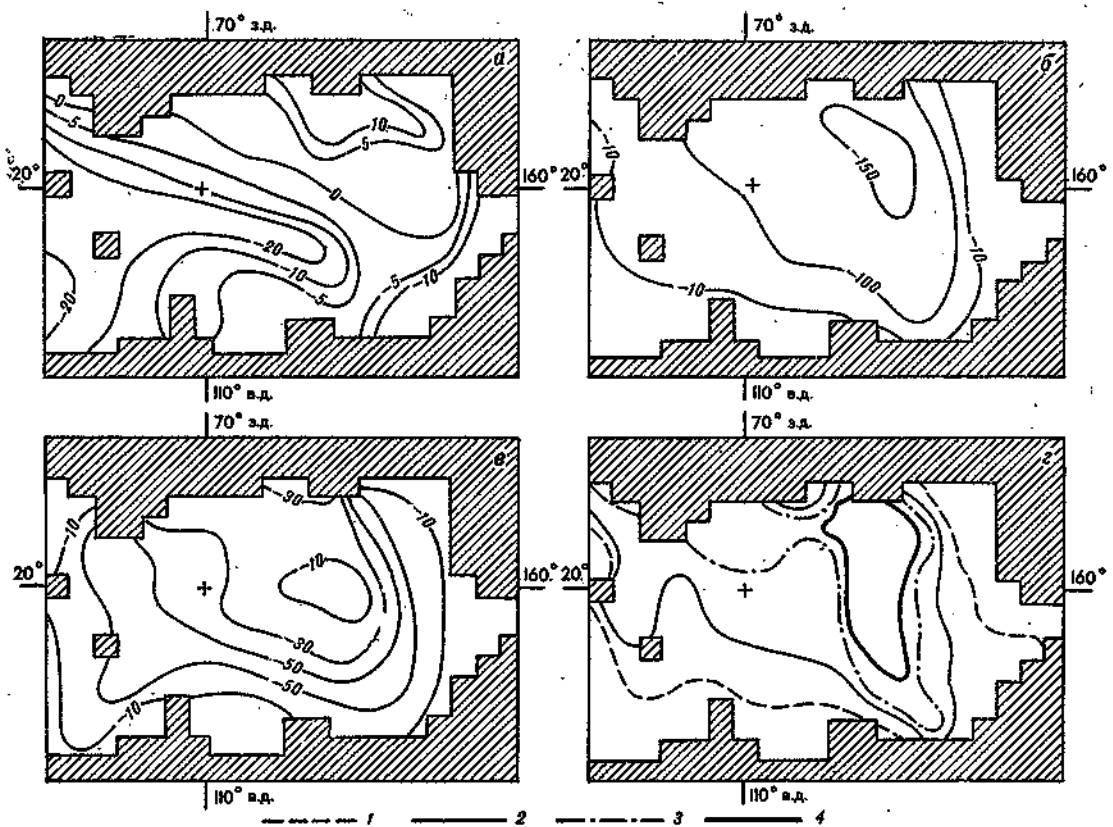


Рис. 1. Карта аномалий толщины однолетнего льда (см) на конец мая при учете в модели пространственной неоднородности толщины снежного покрова (*а*); карта аномалий толщины многолетнего (*б*) и однолетнего (*в*) льда (см) на конец августа при увеличении среднегодовой температуры атмосферы на 1 °С, а также межгодовое изменение положения исходной границы старых льдов (*г*), где показана исходная граница многолетнего льда на начало расчетов (*1*), конец второго (*2*), конец четвертого (*3*) и шестого года расчетов (*4*).

льда в 1,5—2 раза больше толщины однолетнего, поток тепла через многолетний лед соответственно меньше, чем через однолетний. Следовательно, уменьшение или увеличение толщины снежного покрова на многолетнем льду меньше влияет на тепловой поток через однолетний лед. Таким образом, толщина многолетнего льда слабее зависит от изменений толщины снежного покрова, чем толщина однолетнего льда, что и было продемонстрировано с помощью численного эксперимента.

Далее был реализован расчет с увеличенной толщиной деятельного слоя океана. Расчеты показали, что изменение толщины деятельного слоя океана практически не влияет на характеристики однолетних и многолетних льдов (в нашем расчете изменение толщины льда составило менее 5 см, изменение сплоченности менее одного балла).

Для оценки влияния вариаций температуры атмосферы на толщину ледяного покрова был проведен следующий модельный эксперимент. Был реализован вариант расчета с повышенной на один градус среднемесячной температурой атмосферы. При этом были получены новые равновесные распределения характеристик ледяного покрова. Анализ результатов модельного эксперимента позволил выявить следующие основные закономерности. При увеличении среднемесячной температуры атмосферы на 1 °С средняя по Арктическому бассейну толщина многолетних льдов по сравнению с эталонным расчетом уменьшилась на 1 м в весенне-летний период и на 50 см в осенне-зимний период (рис. 1, *б*); средняя толщина однолетних льдов уменьшилась в весенне-летний период на 30 см, а в осенне-зимний — на 10 см (рис. 1, *в*). При этом в летние месяцы кромка льдов отступила на север в среднем на 200 км в Гренландское море, на 300—400 км — в Баренцевом и Карском морях, на 150—200 км в морях Лаптевых и Бофорта и на 50 км — в восточной части Чукотского моря. В Восточно-Сибирском и западной части Чукотского морей при заданной вариации температуры атмосферы кромка льдов практически не перемещалась. В зимние месяцы появление каких-либо прибрежных участков чистой воды в результате моделирования получено не было. Граница многолетних льдов как осенью, так и зимой при повышении среднемесячной температуры атмосферы переместилась на незначительное расстояние (менее 50 км на север), хотя в весенне-летний период перемещение было более заметным, нежели в осенне-зимний. В целом модельные расчеты показали, что вариации температуры оказывают заметное влияние на положение кромки льдов в летние месяцы, в то время как положение границы многолетнего льда менее подвержено колебаниям температуры атмосферы. Толщина многолетнего льда варьирует сильнее, чем толщина однолетнего, поскольку, в отличие от однолетнего льда, который подвергается воздействию повышенной температуры атмосферы лишь один год, воздействие аномалий температуры на многолетний лед представляет собой суммарное воздействие дополнительного тепла за несколько лет, в течение которых

многолетний лед находится в центральной части Арктического бассейна. Этим же объясняется и расположение максимума аномалии толщины многолетнего льда в центре Арктического круговорота. Расположение зоны максимальной отрицательной аномалии толщины однолетнего льда на периферии Арктического круговорота и на стержне Трансарктического течения объясняется значительным увеличением продолжительности периода таяния однолетнего льда в этих районах при повышении температуры атмосферы. Проведенные расчеты также продемонстрировали, что повышение температуры атмосферы на один градус в большей степени интенсифицирует процесс таяния льда, чем замедляет его намерзание.

Последним из серии модельных экспериментов был расчет перемещения зоны старых льдов. Проводился он, начиная со среднемноголетнего распределения однолетних и многолетних льдов, и охватывал непрерывно несколько лет эволюции льда. В итоге было получено смещение исходной зоны старого льда за рассматриваемый период (рис. 1, *г*). Результаты модельного эксперимента позволили сделать вывод, что не все старые льды выносятся в Гренландское море за пределы бассейна в течение восьми—десяти лет. Часть льдов занимает динамически равновесное положение в области центра Арктического антициклонического круговорота и канадского сектора Арктики. При этом необходимо отметить, что в этом модельном эксперименте не учитывалась неветровая компонента дрейфа льда.

В процессе проведения модельных расчетов была предпринята попытка моделирования аномалий ледовых условий в Северном Ледовитом океане для конкретных лет. Этот эксперимент рассматривался как вариант тестирования модели. Расчеты, проведенные с использованием фактических полей приземного атмосферного давления и температуры воздуха за 1979—1982 гг., позволили получить информацию о положении кромки ледяного покрова и границ распространения многолетних льдов в Арктическом бассейне на конец каждого месяца расчетного периода. По данным В. Ф. Захарова амплитуда вариаций суммарной площади, занятой льдами в Северном Ледовитом океане, в августе месяце составляет около 10 % от средней величины. Наибольшая относительная изменчивость положения кромки ледяного покрова наблюдается в летний период в арктических морях. Это позволяет использовать в качестве тестового материала декадные карты авиаразведок морей сибирского шельфа за летние месяцы. Результаты модельных расчетов свидетельствуют о том, что в целом изменение расчетного положения границ отражает природную изменчивость процесса. При максимально легких условиях льды располагались на 200—400 км севернее, чем при тяжелых условиях (рис. 2). Сравнение положения расчетных и фактических кромок говорит о разном знаке систематических погрешностей вычислений для различных географических районов. Так, в Карском море расчетные кромки в среднем лежат южнее соответст-

вующих фактических, в море Лаптевых — практически совпадают, а в Чукотском море расположены севернее соответствующих фактических кромок. Поскольку Карское и Чукотское море являются морями, где весьма существенно влияние Атлантического и Тихого океанов, это позволяет объяснить различный знак расчетной невязки влиянием региональных особенностей (по всей видимости, динамических), не учитываемых в крупномасштабной модели эволюции ледяного покрова Северного Ледовитого океана.

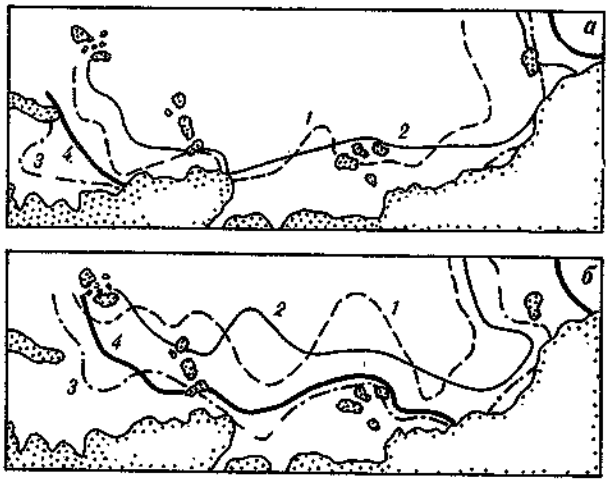


Рис. 2. Положение кромки льда (*а*) и границы многолетнего льда (*б*) на конец августа за 1979—1982 гг.
Сводные экстремальные расчеты (*1*, *3*) и фактические (*2*, *4*) положения кромок льда и границ многолетнего льда.

В целом проведенные эксперименты позволили получить модельные оценки зависимости аномалий ледовых условий Северного Ледовитого океана от возможных вариаций основных влияющих факторов. Анализ результатов свидетельствует также о возможности расчета межгодовых изменений некоторых характеристик состояния ледяного покрова, в частности, границ распространения старых льдов и кромки ледяного покрова.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аппель И. Л. Отдельные аспекты моделирования эволюции ледяного покрова арктических морей в период таяния.— Тр./ААНИИ, 1990, т. 420, с. 62—70.

2. Гудкович З. М. Корреляционный метод обработки данных наблюдений за дрейфом льда.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1965, вып. 21, с. 13—17.

А. Я. Коржиков, Е. Н. Булохов

НЕКОТОРЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЦИРКУЛЯЦИИ АТМОСФЕРЫ ПРИ ВОЗНИКНОВЕНИИ СИЛЬНЫХ УСТОЙЧИВЫХ ВЕТРОВ В ПРОЛИВЕ ВИЛЬКИЦКОГО

Повышение эффективности работы Северного морского пути (СМП) невозможно без разработки новых способов прогноза метеорологических элементов различной заблаговременности. Особое значение приобретает создание способа прогноза устойчивых усилений ветра (УУВ) на акватории арктических морей. В летний период навигации именно устойчивые усиления ветра приводят к существенному перераспределению льда на трассе СМП и вносят значительные изменения в работу морского флота.

В настоящей статье исследуются синоптические ситуации, которые обусловливают УУВ в проливе Вилькицкого в августе и сентябре. Этот участок трассы СМП является одним из самых сложных, а указанный период отличается высокой напряженностью в работе флота. За случай УУВ принимался период времени $\geqslant 12$ ч, когда средняя скорость в проливе была $\geqslant 12$ м/с. В качестве исходного материала использованы каталог УУВ за 1960—1985 гг., составленный в отделе долгосрочных метеорологических прогнозов ААНИИ, ежедневные карты приземного давления H_{500} и H_{1000}^{500} за 3 часа, взятые из синоптических бюллетений Гидрометцентра СССР за 1975—1985 гг.

Прежде чем рассматривать синоптические процессы, обусловливающие УУВ, проведем первичную статистическую обработку материала, которая позволяет получить некоторые выводы о повторяемости усилений ветра. За 26 лет (1960—1985 гг.) в августе и сентябре наблюдалось 278 случаев УУВ. Среднесуточная повторяемость их составила 3—6 %. В табл. 1 дается повторяемость УУВ в зависимости от направления ветра.

Таблица 1

Повторяемость УУВ в проливе Вилькицкого в зависимости от направления ветра в августе (числитель) и сентябре (знаменатель), %

Четверти горизонта								
С	СВ	В	ЮВ	Ю	ЮЗ	З	СЗ	Σ
7,4 / 8,2	25,9 / 19,4	18,5 / 14,7	3,7 / 9,4	— / 4,7	25,0 / 20,0	15,7 / 15,9	3,8 / 7,7	100 / 100

Анализ данных табл. 1 свидетельствует, что в августе чаще всего (44,4 %) наблюдаются УУВ северо-восточной и восточной четвертей. Вторые по величине повторяемости УУВ — юго-западная и западная четверти (40,7 %). В сентябре это соотношение сохраняется, но одновременно возрастает вероятность возникновения УУВ других направлений, что обусловливается нарушением летнего характера циркуляции атмосферы.

Повторяемость УУВ испытывает существенные межгодовые колебания. На рис. 1 представлен график повторяемости УУВ

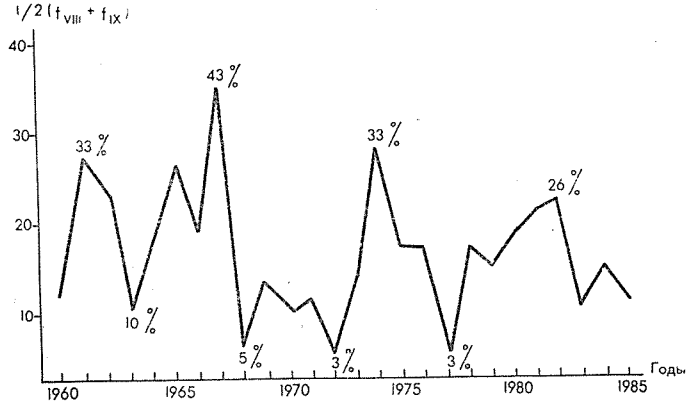


Рис. 1. Повторяемость устойчивых усилений ветра в проливе Вилькицкого в августе—сентябре 1960—1985 гг.

в августе-сентябре в проливе Вилькицкого за 1960—1985 гг. Анализ этого графика показывает, что повторяемость УУВ испытывает колебания с периодом 5—8 лет. Например, в 1961, 1967, 1974 и 1982 гг. наблюдалась самая высокая повторяемость УУВ (33—43 % от общего числа суток в августе и сентябре), тогда как в 1963, 1968, 1972 и 1977 гг. она составила всего 3—10 %. По имеющемуся 26-летнему ряду нельзя получить достоверные выводы о периодичности в повторяемости УУВ. Однако, исходя из характера колебаний, можно с некоторой уверенностью предположить, что повторяемость УУВ в проливе Вилькицкого будет возрастать в 1988—1989 гг.

Синоптический анализ случаев с УУВ проводился на основе одного из принципов макроциркуляционного метода, который предполагает рассмотрение синоптических процессов в отдельном районе на фоне процессов всего северного полушария [2]. Для случаев с УУВ в проливе Вилькицкого с синоптических карт снималась следующая информация.

1. Положение центров барических образований у поверхности земли и на H_{500}, а также очагов холода и тепла в слое H^{500}_{1000} циркумполярно по 60° с. ш.

2. Интенсивность барических образований, очагов холода и тепла.

Полученная информация осреднялась, строились карты локализации центров барических образований, очагов холода и тепла, для случаев УУВ сгруппированные по направлению ветра, рассматриваемого по четвертям горизонта: С, СВ, В, ЮВ, Ю, ЮЗ, З и СЗ.

Остановимся на анализе синоптических ситуаций, которые обусловливают возникновение наиболее часто встречающихся в проливе Вилькицкого УУВ восточных и западных направлений.

Устойчивые усиления ветра северо-восточной части, как правило, связаны с локализацией центров приземных циклонов над п-овом Таймыр и северными районами Западной Сибири. Повторяемость P их составляет 80 %, а средняя интенсивность — 1003 мбар. При этом центр антициклона располагается над западной частью Арктики ($P = 74$ %), а его интенсивность достигает 1025 мбар. Средняя разность давления между приземными барическими образованиями, которые непосредственно определяют УУВ, составляет 22 мбар. Следует отметить, что пролив Вилькицкого в период УУВ северо-восточной четверти находится под преимущественным влиянием северной периферии циклона, расположенного над материком. На уровне H_{500} центр высотного циклона располагается в том же районе, что и у поверхности земли ($P = 86$ %, интенсивность 535 гп. дкм.). При этом в слое H_{1000}^{500} обширный очаг холода локализуется над Карским морем и северными районами Западной Сибири ($P = 87$ %, средняя толщина слоя 528 гп. дкм.). Такая локализация приземных барических образований и очага холода свидетельствует о том, что направление градиентного ветра у поверхности земли отличается от направления термического ветра в слое H_{1000}^{500} в районе пролива Вилькицкого примерно на 90°.

При УУВ северо-восточной четверти области с повышенной локализацией центров барических образований, а также очагов холода в нижнем слое тропосферы наблюдаются и в других частях северного полушария. Например, циклоны, средняя глубина которых составляет 996 мбар, имеют высокую повторяемость над Атлантикой в зоне 60—65° с. ш. и Скандинавией. На H_{500} в этой зоне, как правило, локализуется высотный циклон ($P = 80$ %) и соответствующий ему очаг холода ($P = 61$ %). Над восточной частью Канадского Арктического архипелага также выделяется область циклогенеза у земли ($P = 80$ %) и на H_{500} ($P = 53$ %), которым соответствует очаг холода в слое H_{1000}^{500} ($P = 94$ %).

При усилениях ветра восточной четверти положение центров приземных циклонов и антициклонов похоже на локализацию их при УВВ северо-восточной четверти. Отличие заключается в том, что центры антициклонов имеют повторяемость 61 % в приполюсном районе, а циклоны у земли ($P = 78$ %) и на H_{500} ($P = 94$ %) локализуются над северными районами Западной Сибири. Сред-

ний перепад давления между центрами барических образований увеличивается до 27 мбар по сравнению с ситуацией при УУВ северо-восточной четверти, где перепад достигал 22 мбар. Район с повышенной локализацией циклонов у земли ($P = 61\ \%$) и на H_{500} ($P = 56\ \%$) при УУВ восточной четверти наблюдается над Восточно-Сибирским и Чукотским морями. В слое H_{1000}^{500} выделяются два очага холода: один в приполюсном районе ($P = 67\ \%$), а другой — над Восточной Сибирью и Восточно-Сибирским морем ($P = 67\ \%$), что соответствует положению высотных циклонов. В районе пролива Вилькицкого не наблюдается локализации очагов холода или тепла при УУВ восточной четверти. Поэтому нет основания предполагать о существенной роли термического фактора в возникновении устойчивых усилений ветра восточной четверти.

Условия формирования УУВ западных направлений существенно отличаются от синоптических условий возникновения сильных ветров восточных направлений. Сильные ветры юго-западной четверти возникают в южных периферийах циклонов, центры которых локализуются в районе, расположенном севернее архипелага Северная Земля ($P = 80\ \%$). Средняя интенсивность циклонов 990 мбар. Высотный циклон на H_{500} и очаг холода в слое H_{1000}^{500} при этом локализуется в центральных районах Западной Арктики ($P = 100\ \%$ и $96\ \%$ соответственно). Отсюда следует, что термический ветер в слое H_{1000}^{500} и геострофический ветер на уровне 500 мбар близки по направлению приземному ветру в районе пролива. Другим районам северного полушария, где во время УУВ юго-западной четверти наблюдается локализация приземных циклонов, является север Атлантического океана ($P = 54\ \%$). Высотный циклон при этом находится в зоне между Исландией и Лабрадорским морем ($P = 61\ \%$). В тыловой части этого циклона, над Дэвисовым заливом и о-вом Баффинова Земля в нижней тропосфере формируется очаг холода ($P = 60\ \%$).

Устойчивые усиления ветра западной четверти в проливе Вилькицкого также возникают в южных частях глубоких циклонов (средняя интенсивность 995 мбар), центры которых располагаются в приполюсном районе ($P = 97\ \%$). Однако высотный циклон находится в приполюсной области в районе к северо-востоку от архипелага Северная Земля ($P = 68\ \%$). Вследствие этого обширный очаг холода охватывает Центральный полярный бассейн, включая Карское море и север моря Лаптевых ($P = 89\ \%$). В данном случае термический ветер в нижней тропосфере имеет ту же направленность, что и у поверхности земли. Во время УУВ западной четверти в районе пролива Вилькицкого наблюдается активная циклоническая деятельность над Исландией, Гренландским и Норвежским морями ($P = 74\ \%$). Причем центры высотных циклонов локализуются в северных районах Атлантики ($P = 64\ \%$), а очаг холода — над Дэвисовым проливом и о-вом Баффинова Земля ($P = 59\ \%$).

Таким образом, проведенный анализ УУВ в проливе Вилькицкого и соответствующих им синоптических ситуаций показал следующее.

1. Среднесуточная повторяемость усилений ветра составляет 3—6 %.

2. В августе чаще ($P = 44$ %) наблюдаются устойчивые усиления ветра северо-восточных и восточных направлений. Вторые по величине повторяемости (41 %) — устойчивые усиления ветра юго-западных и западных направлений. В сентябре это соотношение сохраняется, но одновременно возрастает вероятность устойчивых усилений ветра других направлений.

3. Устойчивые усиления ветра восточных направлений, как правило, обусловливаются взаимодействием арктического антициклона с циклоном, локализующимся над материком. Средний перепад давления между центрами барических образований превышает 20 мбар, что соответствует данным работы [1]. Кроме того, в других районах полушария имеются области повышенной повторяемости центров циклонов и антициклонов у земли, на H_{500}, очагов холода в слое H^{500}_{1000}.

4. Устойчивые усиления ветра западных направлений обусловливаются глубокими циклонами, центры которых у поверхности земли располагаются к северу от архипелага Северная Земля. В других областях северного полушария районов с повышенной локализацией центров барических образований наблюдается меньше, чем при усилениях ветра восточных направлений.

5. В формировании усилений ветра западных направлений роль термического состояния нижней тропосферы над районом пролива Вилькицкого более существенна, чем при усилениях ветров восточных направлений.

Представленный в статье материал может оказаться полезным не только при составлении прогнозов ветра по проливу Вилькицкого, но и при выборе предикторов для синоптико-статистического способа прогноза скорости ветра в августе—сентябре в указанном районе.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Дыдина Л. А. Об условиях возникновения сильного ветра в Арктике.— Тр./ААНИИ, 1963, т. 255, с. 158—168.

2. Дыдина Л. А. Особенности развития синоптических процессов в Арктике и их использование в прогнозах на средние сроки.— Л.: Гидрометеоиздат, 1982.— 224 с.

Ш. Б. Тешебаев

МИКРОКЛИМАТ МОБИЛЬНЫХ ЗДАНИЙ В ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ АНТАРКТИДЫ

Строительство стационарных научно-исследовательских станций в Антарктиде, как правило, начинается с развертывания базы, укомплектованной передвижными зданиями из облегченных сборно-разборных конструкций или мобильными домами контейнерного типа. Применение последних для организации временных жилищ более целесообразно, так как не требует значительных трудовых затрат на монтажные работы и при наличии транспортных и подъемных средств возведение целого поселка из контейнерных зданий может быть выполнено в сравнительно короткие сроки.

Кроме того, мобильные здания контейнерного типа с успехом могут быть использованы и при организации долговременных сезонных станций, обеспечивая достаточно комфортабельные бытовые условия для проживания. Именно этот тип зданий был выбран при организации сезонной станции около австралийской базы Кейси [3], антарктических станций ФРГ Георг-фон-Неймайер и Фильхнер [4].

Учитывая перспективность дальнейшего расширения сферы применения зданий из облегченных конструкций на шестом континенте, одним из аспектов наших работ являлось углубленное гигиеническое исследование температурно-влажностного режима в домах контейнерного типа, используемых на отечественных станциях в Антарктиде. Работы выполнялись на станции АМЦ Молодежная. Объектами исследований являлись два типа мобильных зданий: модуль производства ЛВИСКУ (ЦУБ) и модуль саяногорского промкомбината (СПК). Оба модуля выполнены из металла, в обоих использован заливочный утеплитель — пенополиуретан. ЦУБ имеет форму цилиндра диаметром 3,0 м и длиной 8,0 м. Саяногорский модуль выполнен в форме параллелипипеда длиной 6,0 м, шириной 3,0 м и высотой 2,7 м. Оба здания имеют по одному окну, одной входной двери и оборудованы тамбурами.

Исследования выполнялись в период сезона, поскольку подобные жилые строения планировались к использованию во время антарктического лета. Климатические и погодные условия были менее экстремальными, чем зимой: температура наружного воздуха колебалась от —3 до —7 °С, относительная влажность от 44 до 58 %, сила ветра от 2 до 8 м/с.

Методика исследования микроклимата включала оценку динамики локальных температур воздуха, поверхностей ограждений,

остекления, стыков конструкций с помощью микротермосопротивлений, размещенных внутри помещений по 24-точечной системе и скомутированных на цифровой регистратор сопротивлений. При этом определялось шесть значений фактической температуры воздуха: на уровнях 0,15; 1,0; 1,5 м от пола и 0,2 м от потолка в геометрическом центре помещения, в наружном и внутреннем углах на высоте 1,5 м от пола и в 0,5 м от стыка.

На вертикальных ограждениях — наружной и внутренней стенах — определялось четыре значения фактической температуры: на уровнях 0,15; 1,0; 1,5 м от пола и 0,2 м от потолка. На горизонтальных ограждениях (поверхностях пола и потолка) температура замерялась в одной точке: в геометрическом центре конструкции. На поверхностях остекления, двери и отопительного прибора замерялось одно значение фактической температуры. Кроме того, оценивалась температура в четырех стыках вертикальных и горизонтальных ограждений, а также температура стыка наружного угла.

Расположение температурных датчиков по указанной системе позволило получить не только комплекс усредненных показателей, традиционно использующихся при анализе микроклиматических условий в практике гигиенических исследований жилищ, но и ряд специальных расчетных характеристик, позволяющих объективно судить о теплоизоляционных свойствах конструкций, стыков, достаточности отопления, радиационных теплопотерях зданий и влиянии конкретных ограждений на температурный режим в помещении.

Помимо температурных показателей, в обследованных домах оценивались относительная влажность и скорость движения воздуха. Всего в каждом типе контейнерных зданий было выполнено не менее 30 исследований микроклимата. Время проведения этих работ составило около месяца.

Одним из основных параметров климата в жилых зданиях, использующихся при гигиеническом нормировании теплового режима, является температура воздуха в жилище и ее динамика на различных уровнях по высоте помещения. Как показали наши исследования, усредненная температура воздуха была примерно на два градуса выше в зданиях ЦУБ. Более высокие температуры воздуха в этом типе мобильных зданий наблюдались на всех уровнях по вертикали и горизонтали помещений. Наиболее высокой температура была на уровне 0,15 м от пола, где она составила более 4 °С. В остальных точках замера различие температур воздуха в ЦУБе и саяногорском модуле, как правило, не превышало 2 °С. Исключение составила температура во внутреннем угле зданий: в саяногорском контейнере на 3 °С ниже, чем в ЦУБе (рис. 1).

В обоих типах мобильных зданий сохранялась общая тенденция к увеличению температуры воздуха снизу вверх. Однако, если в домике производства саяногорского промкомбината различие температур воздуха между уровнем 0,15 и 1,0 м от пола соста-

вило 3,5 ± 0,6°С, то в ЦУБе это различие было выражено меньше на 1,5°. Аналогичное соотношение наблюдалось и при сравнении температур между 0,2 м от потолка и 1,5 м от поверхности пола. В ЦУБе этот показатель примерно на 1,0 °С был ниже.

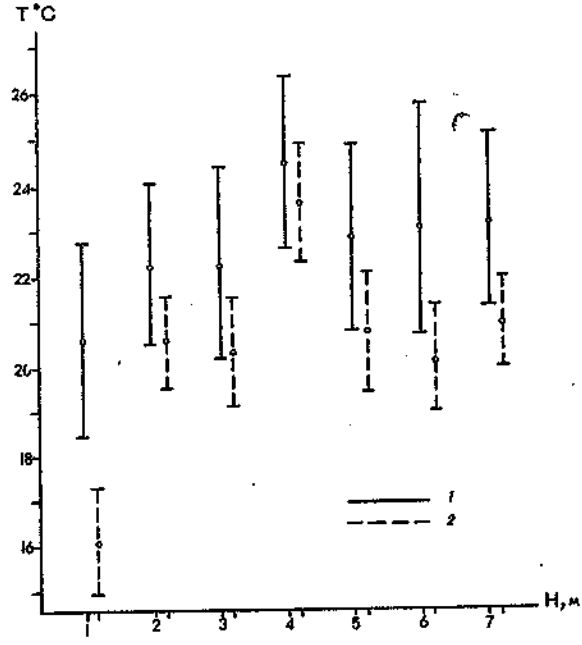


Рис. 1. Температура воздуха ($M + \sigma$) в модулях ЦУБ (*1*) и Саяногорского промкомбината (*2*). *1* — 0,15 м от пола; *2* — 1,0 м от пола; *3* — 1,5 м от пола; *4* — 0,2 м от поверхности потолка; *5* — в наружном углу; *6* — во внутреннем углу; *7* — средняя температура воздуха в модулях.

Сравнительно высокие температуры воздуха на всех уровнях в обоих зданиях можно было бы рассматривать как объективное подтверждение достаточности теплозащитных свойств контейнерных конструкций. Однако ряд расчетных характеристик и фактических показателей не позволяют однозначно считать микроклиматические условия в обоих зданиях комфортными.

Одной из особенностей температурного режима в контейнерных зданиях ЦУБ являлись меньшие значения расчетных показателей, характеризующих перепады температур между различными уровнями в помещениях по вертикали и горизонтали. Так, вертикальный градиент (перепад между 0,15 и 1,0 м от пола) составил 2,3 ± 0,7 °С, в то время как в саяногорском модуле этот показатель был 3,4 ± 0,6 °С, хоть и незначительно, но все же превышая примерно на 1 °С нормативы комфортности данного перепада в жилых зданиях [2].

Особенно существенным было различие перепада температур по вертикали помещения (между 0,15 м от пола и 0,2 м от потолка). В ЦУБе эта характеристика составила $3,9 \pm 0,7$ °С, в то время как в здании саяногорского промкомбината данный показатель был выше примерно в 2 раза: $7,4 \pm 0,8$ °С.

Расчетный коэффициент, отражающий отношение температурного перепада по вертикали помещения к осредненной температуре в обоих зданиях, укладывается в диапазон комфортных значений, однако в саяногорском модуле он был все же в два раза выше, составляя около 0,4, что может свидетельствовать о больших теплопотерях в данном здании по вертикали [1].

Различие температур воздуха по горизонтали в обоих домах было незначительным, составляя менее 1,0 °С, что укладывается в диапазон оптимальных величин для этого показателя. Следует, однако, подчеркнуть, что если в ЦУБе отмечалась более высокая температура во внутреннем углу, то в саяногорском модуле более высокие величины зафиксированы в наружном углу здания. Выявленные распределения температур по горизонтали в саяногорском контейнере указывают, по-видимому, на недостаточность теплоизоляционных свойств ограждения тамбура, что обусловливает существенное влияние наружного дверного проема на температурный режим всего помещения.

Сравнительная оценка температуры на поверхности ограждающих конструкций выявила превалирование практически всех показателей в ЦУБах. Особенно четко это отличие обнаруживалось при сравнении температуры стен на уровне 0,15 м от пола и средней температуры поверхности полов, которые в зданиях ЦУБ на 7—9 °С были выше. При сопоставлении температур стыков между полом и стеновыми конструкциями различие показателей, полученных в ЦУБах и в саяногорских модулях, было еще более выражено, составляя для наружных стен уже около 10 °С, а для внутренних — свыше 8 °С.

Осредненные показатели температуры внутренних ограждений также на 3—4 °С были выше в ЦУБах. Следует отметить, что в этом типе зданий средняя температура на поверхности потолка была примерно на 3 °С ниже, чем в саяногорских зданиях. Однако такое отличие не вызывало существенного радиационного влияния на тепловой режим в ЦУБах, поскольку данный температурный показатель оставался достаточно высоким: $22,7 \pm 1,8$ °С. Как следствие этого, температурный перепад между потолком и воздухом в помещениях не превышал 2 °С, т. е. находился в пределах гигиенических нормативов для данного перепада.

В оцениваемых зданиях большинство температурных перепадов между ограждениями и воздухом, как правило, либо не превышало 2° С, либо превышение было незначительно (не более чем на 1 °С). Исключение составляет только градиент температур пол/воздух в саяногорских зданиях — $7,3 \pm 0,9$ °С и перепад температур между стыком наружного угла и воздухом в ЦУБе — $6,5 \pm 0,9$ °С. Данные показатели разницы температур могут указывать на на-

правленность радиационных теплопотерь, присущих каждому типу зданий. По-видимому, в ЦУБах основное охлаждающее воздействие распространяется от стыков наружных углов, что и подтверждается сравнительно низкой температурой ($16{,}6 \pm 1{,}2$ °С), а в саяногорском модуле наиболее выраженным фактором, определяющим теплопотери, является холодная поверхность пола.

Наблюдающийся в ЦУБах температурный режим связан, по-видимому, с особенностью расположения отопительных приборов под поверхностью полов. Такое размещение системы отопления позволило в данном типе модульных контейнерных зданий создать более комфортный температурный режим, характеризующийся не только высокими значениями локальных температурных показателей, но и более оптимальными расчетными характеристиками, такими как вертикальный градиент и температурные перепады.

Проведенные исследования температурного режима в контейнерных модулях на АМЦ Молодежная позволяют считать целесообразным их использование при строительстве сезонных жилых и служебно-жилых объектов в данном климато-географическом регионе. Однако при разработке и проектировании новых модификаций данного типа зданий для условий шестого континента непременным требованием должно являться дополнительное утепление стеновых панелей, стыков, мест врезки дверных и оконных проемов, а также создание сбалансированной системы отопления, позволяющей обеспечивать комфортность микроклимата.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Банхиди Л. Тепловой микроклимат помещений: пер. с венг.— М.: Стройиздат, 1981.— 248 с.

2. Горомосов М. С. Микроклимат жилищ и его гигиеническое нормирование.— М.: Медгиз, 1963.— 133 с.

3. Casey runway support camp detailed.— I bid., 1983, No 32, p. 143.

4. Mannhardt S. Technical concepts of the Antarctic stations "Georg-Von-Neumayer" and Filchner of the FRG.— Proc. Third. Symp. Antarct. Logist. USSR. Leningrad, 1982, Pt. 11, p. 338—347.

Ш. Б. Тешебаев, Е. А. Карузина

САНИТАРНО-БАКТЕРИОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВОЗДУХА ЖИЛИЩ НА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ «СЕВЕРНЫЙ ПОЛЮС-31»

Вопросы гигиенического контроля условий проживания полярников в экстремальных климато-географических регионах Крайнего Севера в настоящее время приобретают особую значимость в связи с активизацией исследовательских работ в труднодоступных районах Арктики. Важным элементом гигиенической характеристики среды обитания полярников является показатель общей микробной обсемененности внутри жилого помещения.

Целью наших исследований являлись санитарно-бактериологическая оценка обсемененности воздуха жилищ и идентификация культур выделенных микроорганизмов по их видовой принадлежности.

Отбор проб воздуха осуществлялся аспирационным методом с помощью аппарата Кротова на чашки Петри с 1,5 %-ным мясопептонным агаром. Объем просасываемого воздуха составлял 125 л, время отбора пробы — 5 мин. Чашки инкубировались в термостате при 37 °С в течение 48 ч. После инкубации производился расчет общего содержания микрорганизмов в 1 м^3 воздуха по показателю «микробное число» [1]. Дальнейшая идентификация выделенных культур производилась в условиях стационарной бактериологической лаборатории Ленинградского санитарно-гигиенического медицинского института. Это позволило нам в отличие от общепринятой методики бактериологического контроля воздуха, используемого в практике санитарного надзора [3], описать и проанализировать качественный и количественный состав микрофлоры жилых помещений станции, которые могут быть приравнены к объектам с условно-замкнутым герморежимом.

Для исследования было отобрано 26 проб воздуха, из которых выделено около 500 чистых культур для последующей идентификации.

Оценка воздушной среды производилась в панельных зданиях из трехслойных фанерованных щитов с пенопластным или пенополиуретановым утеплителем. Площадь жилых помещения составляла от 8 до 9 м^2. Число проживавших в помещении — 2 человека. Температура воздуха внутри помещений колебалась от 10 до 18 °С. Колебания наружной температуры составляли от —15 до —23 °С. Время проведения работ — апрель месяц (период полярного дня).

Результаты оценки общей микробной обсемененности показали достаточно низкое содержание представителей сапрофитной флоры

в воздухе жилищ. Средний показатель составил 363,65 ± ± 36,01 м. т./м³, при колебаниях от 105 до 1200 м. т./м³ в различных помещениях. Учитывая, что даже в помещениях с нормируемым уровнем обсемененности (специализированные площади стационаров) допускается наличие микроорганизмов не выше 700—1000 м. т./м³, во всех без исключения обследованных зданиях уровень микробного присутствия в воздухе следует признать допустимым и не свидетельствующим о бактериальном загрязнении селитебной зоны.

В то же время, как показали многолетние бактериологические исследования наружного воздуха в Арктике [2], уровень его микробной загрязненности в районах островов и над центральной частью Северного Ледовитого океана, покрытой дрейфующими льдами, приближается к нескольким микробным клеткам в 1 м³. Следовательно, общий уровень имеющейся микробной обсемененности внутри помещений практически обусловлен только антропогенным влиянием, поскольку без присутствия человека наружный воздух в районах расположения дрейфующий станций является фактически безмикробной средой.

Сопоставление различных видов идентифицированных микроорганизмов, полученных при аспирации воздуха помещений, показало абсолютное превалирование бактерий рода стафилококков над всеми остальными формами (табл. 1).

Общее содержание кокковой флоры составило 97 % от всех обнаруженных бактериальных флор. При этом стафилококковая микрофлора составила 67,8 % от общего числа микробов, выявленных в воздухе жилых зданий. Свыше 46 % этой флоры представлено эпидермальным стафилококком; 11,5 % — сапрофитным стафилококком; 9,6 % составили колонии золотистого стафилококка.

Таблица 1

Микрофлора воздуха жилых помещений на дрейфующей станции

Видовая и родовая принадлежность обнаруженной микрофлоры	Общее количество колоний	Процент от общего количества
Эпидермальный стафилококк	703	46,7
Сапрофитный стафилококк	173	11,5
Золотистый стафилококк	144	9,6
Энтерококки	30	2,0
Micrococci	269	18,0
Сарцины	122	8,1
Аэробные грамположительные кокки неидентифицированного вида	17	1,1
Споровая грамположительная палочка	43	2,8
Неспорообразующая грамположительная аэробная палочка	2	0,1
Плесени	2	0,1

Золотистый стафилококк является эпидемиологичеси значимым микробом, его количество в воздухе регламентируется и подлежит обязательному учету [3]. ЭЬтот потенциально патогенный микроорганизм способен при определенных условиях вызывать гнойно-септические и воспалительные заболевания у человека.

Остальные виды кокковой флоры были представлены микроорганизмами, относящимися к сарцинам — 8,1 %; микрококкам — 18,0 % и аэробным грамположительным коккам — 1,1 %. Следовательно, наиболее часто в воздухе жилищ присутствуют представители кокковой флоры, независимо от климатической зоны расположения жилых объектов и времени года, что согласуется с ранее выполненными исследованиями [2].

В воздухе некоторых обследованных жилых объектов обнаружено незначительное количество энтерококков, трактуемых по современным представлениям как санитарно-показательные микроорганизмы [5]. Наличие их в воздухе жилых помещений указывает на возможность фекального загрязнения исследуемой среды. Однако следует отметить эпизодичность обнаружения этих бактерий во всех жилищах, а также их незначительный удельный вес (2 %) в общей структуре выделенной флоры. Тем не менее само по себе наличие санитарно-показательных микроорганизмов в воздухе должно настораживать медицинских работников и требует создания условий, обеспечивающих выполнение правил личной гигиены полярниками.

Обнаружение в воздушной среде жилищ даже значительного количества эпидермального стафилококка по действующим санитарным правилам, принятым по режиму содержания жилых объектов [1], не указывает на какие-либо существенные возможности для излишнего загрязнения селитебной зоны. Тем не менее в ряде современных исследований указывается на возможную роль данных микроорганизмов как этиологического компонента при формировании и возникновении некоторых заболеваний и даже случаев ограниченных эпидемий среди контингентов с измененным или ослабленным естественным иммунитетом [4].

В работах, посвященных санитарно-бактериологической оценке воздуха внутри помещений, указывается на то, что положительная динамика количества эпидермальных стафилококков в среде обитания является показателем микробного загрязнения помещений. Прежде всего, это правомочно при оценке в специальных, замкнутых объектах с частичным или полным герморежимом. К таким объектам в экстремальных климато-географических условиях могут быть отнесены все жилые площади на полярных станциях, так как на фоне безмикробной, практически стерильной окружающей среды воздух жилых помещений приобретает характер замкнутого микробиоценоза и не испытывает бактериальной нагрузки из внешней среды.

Помимо кокковой флоры, в воздухе жилищ на станции выявлено незначительное количество микроорганизмов других семейств. В частности, 2,8 % от общего содержания составили споровые

грампозитивные палочки. При этом следует отметить, что данные бактерии обнаруживались практически во всех помещениях, но в незначительных количествах. Остальные виды микроорганизмов: плесени и неспорообразующие грамположительные аэробные палочки — были обнаружены также в небольших количествах.

Резюмируя сказанное, можно отметить, что при сопоставлении полученных результатов с имеющимися нормами микробной обсемененности воздушной среды, принятыми для жилищ, общее количество микроорганизмов в воздухе жилых помещений станции незначительно. Все же следует с настороженностью относиться к наличию в воздухе потенциально патогенных и санитарно-показательных микробов. Эпидемиологически небезразличным в условиях зимовки может оказаться даже незначительный уровень обсеменения ими воздуха, поскольку при вероятном ослаблении иммунитета зимовщиков эта микрофлора способна сыграть роль этиологического фактора в возникновении ряда гнойно-воспалительных заболеваний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багдасарьян Г. А. [и др.] Справочник по санитарной микробиологии/Под ред. Л. В. Григорьевой.— Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1981.— 206 с.
2. Исаченко Б. Л. Исследования над бактериями Северного Ледовитого океана.— В кн.: Избр. труды, т. 1.— М.—Л.: Изд. АН СССР, 1951, с. 111—285.
3. Кочемасова З. Н. [и др.] Санитарная микробиология и вирусология.— М.: Медицина, 1987.— 352 с.
4. Кудрин А. И., Мелтничук В. П. Гигиеническая диагностика качества среды обитания замкнутых пространств по динамике количества эпидермальных стафилококков.— В кн.: Проблемы донозологической гигиенической диагностики.— Л.: Наука, 1989, с. 309—310.
5. Петровская В. Г., Марко О. П. Микрофлора человека в норме и патологии.— М.: Медицина, 1976.— 232 с.

Ш. Б. Тешебаев, Е. А. Карузина, А. А. Трояшкин

ХАРАКТЕР МИКРОБНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ДРЕЙФУЮЩЕЙ СТАНЦИИ

Качественный и количественный контроль за уровнем бактериальной нагрузки, воздействующей на природную экосистему, в результате производственной и хозяйственной деятельности человека в условиях зимовки является важным критерием для оценки эпидемической безопасности окружающей среды, ее безвредности для здоровья зимовщиков.

Целью исследования являлось изучение антропогенного загрязнения снежного покрова станции «Северный полюс-31» и примыкающей к ней территории. Для этого были отобраны пробы снега с участков, предположительно отличавшихся по уровню микробного обсеменения. Объектами исследования служили:

— места расположения служебно-жилых зданий;

— участки в непосредственной близости от наиболее посещаемых зданий на станции (кают-компания, баня, дизельная, туалет);

— места ограниченного посещения (снег с дорог и трасс вокруг станции, дорога на свалку и к месту заготовки снега);

— место складирования фекальных отходов на новой свалке;

— место складирования фекальных бочек на старой свалке;

— место складирования пищевых отходов на старой свалке;

— снег со старой свалки, загрязненный хозяйственно-бытовыми отходами.

Забор материала для исследования с территории старой свалки осуществлялся примерно через три месяца, а с территории новой свалки — через две недели после последнего вывоза на них пищевых и хозяйственно-фекальных отходов.

С каждого участка, предназначенного для исследования, снег отбирался в три колбы объемом по 500 мл с соблюдением условий стерильности, принятых в бактериологии [2, 8]. Пробы снега выдерживались при 10—14 °С до образования воды, после чего все пробы сливались в одну, которая далее исследовалась на общую микробную обсемененность (КСБ — количество сапрофитных бактерий в 1 мл или грамме исследуемого материала) с дальнейшей идентификацией выделенных бактерий до рода и вида по методам, принятым в санитарной микробиологии [6, 7]. В общей сложности с восьми участков было отобрано 35 проб.

Результаты оценки общей микробной обсемененности снега и объем выполненных работ представлены в табл. 1.

Таблица 1

Общая микробная обсемененность различных участков станции

Место забора пробы снега	Число проб	КСБ
Около служебно-жилых зданий	11	$1,18 \times 10^3$
Около наиболее посещаемых зданий	6	$7,0 \times 10^3$
Места ограниченного посещения	3	$0,55 \times 10^3$
Складирование пищевых отходов на новой свалке	4	$2,34 \times 10^4$
Складирование фекальных баков на новой свалке	3	$7,75 \times 10^4$
Складирование фекальных баков на старой свалке	3	$5,8 \times 10^3$
Складирование пищевых отходов на старой свалке	2	$2,85 \times 10^4$
Снег со старой свалки, загрязненный хозяйственно-бытовыми отходами	3	$2,0 \times 10^2$

Как видно из данных табл. 1, наиболее значительный уровень бактериальной обсемененности наблюдался на территории новой свалки. Здесь общее количество микроорганизмов в пробах составляло от $7,75 \times 10^4$ у фекальных бочек до $2,34 \times 10^4$ м. т./мл в пробах снега с мест складирования пищевых отходов.

На остальных обследованных участках станции общая микробная обсемененность была ниже не менее, чем на порядок. Существенный уровень количества сапрофитных микроорганизмов был выявлен на участках, расположенных в непосредственной близости от наиболее посещаемых зданий и объектов станции. Осредненные значения общего микробного числа в этом материале составили $7,0 \times 10^3$ м. т./мл.

Показатель КСБ на старой свалке колебался от $5,8 \times 10^3$ до $2,85 \times 10^4$ м. т./мл. соответственно с мест складирования фекальных баков и пищевых отходов. Поскольку на участок старой свалки уже более трех месяцев не вывозились пищевые и фекальные отходы, бактериальное обсеменение снега на данной территории следует признать существенным.

Наименьшая микробная обсемененность выявлена в исследуемом материале с мест ограниченного посещения. Здесь осредненное микробное число составило $0,55 \times 10^3$ м. т./мл.

Выявленный диапазон общей микробной обсемененности снега свидетельствует не только о степени его фактического загрязнения, но может рассматриваться и как критерий вероятной скорости самоочищения территории, поскольку уровень микробного загрязнения на различных участках находится в прямой зависимости от интенсивности и времени бактериальной нагрузки.

Вся микрофлора, полученная из проб снега, в дальнейшем была изучена и дифференцирована по морфологическим, культуральным и биохимическим свойствам. Отдельные виды микроорганизмов удалось идентифицировать лишь по морфологическим

Таблица 2

Видовая и родовая принадлежность обнаруженных микроорганизмов

Микроорганизм	Представительство флоры в исследованных пробах, %	Удельный вес каждого вида от общего числа бактерий в пробах, %
Кишечная палочка	14,29	0,79
Род Hafnia	14,29	11,14
Род Enterobacter	2,86	1,00
Род Acinetobacter	2,86	0,10
Псевдомонады	2,86	0,06
Энтерококки	22,86	33,58
Эпидермальный стафилококк	22,86	2,30
Сапрофитный стафилококк	5,71	0,85
Негемолитический стрептококк	5,71	19,63
Зеленящий стрептококк	2,86	2,66
Микрококки	14,29	4,35
Грампозитивные неидентифицированные кокки	2,86	0,80
Споровая палочка	48,57	13,71
Грампозитивные неспорообразующие палочки	5,71	9,03

Примечание: показатель «представительство флоры» рассчитывался как отношение числа проб с конкретным видом микроорганизмов к общему количеству исследованных проб.

признакам. Распределение видовой и родовой принадлежности выявленных микроорганизмов представлено в табл. 2.

Как видно из приведенных результатов, число выявленных бактерий кокковой природы составляет 64,27 %, при этом более половины из них приходится на энтерококки. Достаточно высокий удельный вес и у не кишечной стрептококковой флоры. Количество клеток негемолитического стрептококка составило 19,63 %, а зеленящего стрептококка — 2,66 % от общей численности всех выявленных организмов. Следовательно, общий удельный вес представителей стрептококковой флоры как энтерального, так и другого происхождения, составил 55,87 % от всей микрофлоры.

Удельный вес стафилококков и микрококков был значительно меньше, составив соответственно 3,15 и 4,35 %. В то же время частота выявления в пробах снега этих мироорганизмов была близка к выделяемости ряда представителей стрептококковой флоры. В частности, энтерококки и эпидермальные стафилококки присутствовали в одинаковом числе проб, составивших 22,86 %. Сравнительно высокой была и частота наличия микрококков: 14,29 %.

Менее выраженным, по сравнению с ожидаемым, оказалось представительство споровой палочки. Удельный вес данного рода от общего числа бактерий составил 13,71 %. В то же время споровая палочка обнаруживалась практически в половине всех проб. Следовательно, эти микроорганизмы имеют достаточно ши-

рокую распространенность в объектах внешней среды, несмотря на сравнительную незначительность их численности.

По данным ряда отечественных исследователей, занимавшихся морфологической оценкой и изучением микрофлоры в Арктике [1, 4], в снегу на островах Северного Ледовитого океана можно обнаружить значительное количество спороносных бактерий, утративших способность образовывать споры. Нашими исследованиями в пробах снега было выявлено сравнительно небольшое количество спороносных бактерий, все они активно участвовали в спорообразовании.

Общая численность грамотрицательных палочковидных микроорганизмов составила около 13 %. При оценке структуры этой флоры установлено, что удельный вес проб с наличием кишечной палочки составил 14,29 %. Такой же удельный вес составили представители рода Hafnia. Бактерии рода Enterobacter обнаружены в значительно меньших количествах и составили от общей численности микроорганизмов лишь 2,86 %. Такое же соотношение выявлено для бактерий рода Acinetobacter и Pseudomonas.

Оценивая соотношение грамположительных кокковых и грамотрицательных палочковидных бактерий, можно отметить преобладание первых: соответственно 64 и 13 %. Это обстоятельство может являться следствием способности микроорганизмов кокковой природы к более длительному выживанию в экстремальных климатических условиях, хотя необходимо отметить, что аналогичное соотношение бактерий в открытых водоемах расценивается в санитарной бактериологии как показатель завершения процессов самоочищения [5].

Важной характеристикой самоочищения природной среды является способность к выживанию в ней санитарно-показательных микробов. Авторы, проводившие оценку выживаемости в снегу чистых культур кишечной палочки и энтерококков, указывают, что при температуре от —3 до —11 °С, относительной влажности 69—98 % и скорости ветра 0,5—2 м/с полное отмирание всех привнесенных микроорганизмов происходит в течение 10 дней [3]. В наших исследованиях жизнеспособные формы санитарно-показательных микроорганизмов были выявлены в пробах снега более чем через три месяца после возможного загрязнения его хозяйственно-фекальными стоками.

Объяснение подобного длительного выживания во внешней среде исследуемой флоры заключается, по-видимому, в существенном отличии экспериментальных и фактических натурных условий полярных регионов. Так, если в экспериментальных условиях заражение проб снега выполнялось чистой бульонной культурой, то при проведении наших исследований санитарно-показательные микроорганизмы попадали вместе с фекальными стоками, являющимися наиболее оптимальной по органическому и минеральному составу естественной средой именно для этих микроорганизмов. Это, безусловно, должно было способствовать их лучшей приспособляемости к новым условиям.

Помимо этого, необходимо отметить, что температурные и климатические условия естественного хранения фекальных отходов на территории станции были более суровыми, чем в эксперименте. В частности, температура наружного воздуха не поднималась выше —18 °С. Подобные условия приводят к быстрому статическому действию, при котором все внутриклеточные процессы у бактерий доведены до минимума. Это позволяет микроорганизмам лучше переносить более низкие температуры, тогда как в температурном диапазоне от —1 до —10 °С наблюдаются выраженные деструктивные изменения на клеточном уровне, вследствие чего происходит резкое снижение жизнеспособности популяции привнесенных микроорганизмов [4].

Результаты санитарно-бактериологической оценки снежного покрова станции позволяют сделать следующие выводы:

— санитарно-показательные микроорганизмы и представители сапрофитной микрофлоры человека были обнаружены на всей территории дрейфующей станции, их численность и распространенность свидетельствуют о способности к выживанию в суровых натурных условиях высоких широт;

— наиболее значительным уровень микробного осеменения оказался на участках складирования пищевых, хозяйственно-фекальных отходов, а также на территории наиболее посещаемых объектов станции;

— санитарно-показательные микробы, являющиеся индикаторами возможного присутствия возбудителей кишечных инфекций, хотя и не размножаются во внешней среде, но и не отмирают в течение достаточно продолжительного времени, по сравнению с экспериментальными условиями, когда экстремальному воздействию окружающей среды подвергаются чистые культуры санитарно-показательных микробов;

— превалирование кокковой флоры в исследуемом материале, видимо, указывает на их большую резистентность к комплексу неблагоприятных природных факторов полярных районов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артамонова О. И., Красильников Н. А. О микрофлоре Антарктиды и Арктики.—Тр./Сов. антаркт. экспед., 1972, т. 60, с. 302—315.
2. Багдасарьян Г. А. [и др.] Справочник по санитарной микробиологии/ Под ред. Л. В. Григорьевой.— Кишинев: Картя Молдовеняскэ, 1981.— 206 с.
3. Владавец В. В., Махонько Н. И. Выживаемость индикаторных и патогенных микроорганизмов в снегу.— Гигиена и санитария, 1988, № 9, с. 17—19.
4. Исаченко Б. Л. Исследования над бактериями Северного Ледовитого океана.— В кн.: Избр. тр., т. 1.— М.—Л.: Изд. АН СССР, 1951, с. 111—285.
5. Корш Л. Е., Артемова Т. З. Ускоренные методы санитарно-бактериологического исследования воды.— М.: Медицина, 1978.— 272 с.
6. Кочемасова З. Н., Ефремова С. А., Рыбакова А. М. Санитарная микробиология и вирусология.—М.: Медицина, 1987.—352 с.
7. Санитарная микробиология (Учебно-методическое пособие)/Под ред. проф. Иванова В. П.— Л.: ЛСГМИ, 1988.— 72 с.
8. Тец В. И. Санитарная микробиология.— Л.: Медгиз, 1958.— 434 с.

УДК (551.336 + 551.8) (99)

Изучение палеоклимата полярных областей по глубоким ледяным кернам из ледниковых покровов Антарктиды и Арктики: некоторые итоги и перспективы. Барков Н. И., Петров В. Н. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 10—24.

Характеризуются палеоклиматические события за последние 160 тыс. лет, определяется возрастная шкала ледяных кернов, изотопный состав льда, проводится сопоставление данных, полученных по антарктическим ледяным кернам и морским глубоководным осадкам, оцениваются изменения температуры воздуха, количества атмосферных осадков, запыленности атмосферы, содержания в ней углекислого газа, выявляется влияние орбитальных параметров и связанных с ними колебаний инсоляции на колебания климата.

Табл. 2, ил. 3, библ. 29.

УДК 551.583

Статистический анализ и моделирование естественных колебаний климата Северной полярной области и северного полушария. Алексеев Г. В. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 25—38.

Представлен обзор результатов диагноза и моделирования феноменов естественных колебаний климата Северной полярной области и северного полушария, так как полярное усиление, дальние связи, обратная связь аномалий температуры и ее градиентов, низкочастотный погодный шум и др. Обсуждается проблема статистического моделирования естественной изменчивости климата.

Табл. 4, библ. 47.

УДК 551.515.3(98)

О динамике преобразования крупномасштабных циркуляционных структур в Арктике. Дмитриев А. А.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 39—50.

С 1949 г. по настоящий момент по данным H-500 гПа циркумполярно для различных временных интервалов впервые вычислен индекс высокоширотной зональности, который достаточно четко отражает динамику преобразования крупномасштабных циркуляционных структур в Арктике.

По построенным временным графикам хода вычисленного индекса обнаружен квазипериодический характер его изменения, отражающий знак сопряженности атмосферных процессов между высокими и умеренными широтами северного полушария.

Составлен каталог стадий положительных и отрицательных аномалий индекса, который рекомендуется для использования при составлении долгосрочных прогнозов погоды в Арктике.

Табл. 2, ил. 3, библ. 8.

УДК 551.326.14(268)

Статистический анализ дрейфа льда в Арктическом бассейне по данным автоматических буев. Лосев С. М., Горбунов Ю. А., Кулаков И. Ю. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 51—63.

По совокупностям векторов скорости суточного дрейфа автоматических буев в Арктическом бассейне за 1979—1980 гг. рассчитаны векторы средней скорости и элементы эллипсов рассеивания дрейфа по трехмесячным периодам. В результате анализа указанных характеристик дрейфа льда в Арктическом бассейне выделено 5 макрорайонов. Выполнено обобщение статистических характеристик по каждому району. Показано, что элементы эллипсов рассеивания определяются влиянием суши на перемещение льда, общей интенсивностью результирующего перемещения льда, состоянием ледяного покрова и его сезонными изменениями.

Табл. 1, ил. 3, библ. 7.

УДК 551.588.9(99)

Математическое моделирование воздействия внешних и внутренних факторов на среднеширотную температуру Антарктики. Любарский А. Н.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 64—74.

Рассматривается некорректная, обратная задача о моделировании изменений аномалий среднеширотной температуры в зоне 65—90° ю. ш. под влиянием вариаций метеорологической солнечной постоянной, вулканической деятельности, концентрации углекислого газа и интенсивности зонального воздухопереноса. Для получения корректного, устойчивого решения задачи отыскивается регуляризирующий алгоритм, реализуемый в виде лагово-степенной инерционной модели. С помощью этой модели оценивается вклад каждого из факторов в изменение состояния климатической системы Антарктики. Показано, что наибольший вклад вносит вулканическая деятельность.

Табл. 1, ил. 2, библ. 12.

УДК 523.235

Связь физических процессов в нижней атмосфере с 11-летним циклом солнечной активности. Сытинский А. Д., Кашкина Г. А., Панчугин Р. Г. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 75—83.

Обсуждаются проблемы, возникающие при изучении солнечно-атмосферных связей. Рассмотрены механизмы влияния солнечной активности на циркуляцию нижней атмосферы. С учетом этих механизмов исследуется зависимость процессов в нижней атмосфере от 11-летнего цикла солнечной активности.

Полученные результаты свидетельствуют о большой зависимости энергетического состояния атмосферы в различных географических зонах и, соответственно, структуры и распределения барических полей от уровня солнечной активности. Солнечная активность выступает как возмущающий фактор, приводящий к перераспределению энергии по широтам и потому влияющий на циркуляционные процессы.

Ил. 3, библ. 14.

УДК 551.510.41

Спектроскопические измерения окиси углерода в атмосфере Антарктиды (1977—1985 гг.). Воскресенский А. И., Дианов-Клоков В. И., Масков И. П., Радионов В. Ф., Юрганов Л. Н. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 84—89.

Представлены измерения содержания окиси углерода в атмосфере Антарктиды на станциях Мирный и Молодежная (за 1977—1985 гг.) спектроскопическим методом. Обработка спектрограмм проведена унифицированно и на основе уточненных спектроскопических констант. Анализируется сезонный ход и долговременный тренд концентрации CO в атмосфере Антарктиды.

Табл. 2, ил. 2, библ. 14.

УДК 551.326.14 + 551.543 + 551.553.2

Использование анализа данных наблюдений за дрейфом, ветром и барической обстановкой для определения сезонных изменений сил, действующих на ледяной покров. Аппель И. Л. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 90—107.

На основе использования эмпирических и теоретических методов проанализированы сезонные изменения зависимости приземного ветра от геострофического. Исследовано возможное влияние состояния атмосферы (типов барических систем, инверсий) на отношение скоростей приземного и геострофического ветра и угол поворота ветра в пограничном слое.

Показана возможность использования результатов наблюдений за дрейфом для определения коэффициентов трения на нижней поверхности и объемов льда, приходящихся на единицу поверхности, а также оценки интенсивности влияния силы внутреннего взаимодействия. Намечен перспективный путь разделения общего изменения объема льда на тепловую и динамическую компоненты на основе анализа данных о движении ледяного покрова.

Табл. 4, ил. 5, библ. 23.

УДК 551.326.14(268)

Результаты моделирования динамики льдов Арктического бассейна за длительные промежутки времени. Аппель И. Л., Гудкович З. М., Николаев С. Ю., Позднышев С. П.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 108—120.

Проведено испытание численного метода расчета полей скорости дрейфа льда в Арктическом бассейне, основанного на математической модели, в которой учтены наиболее общие закономерности механического поведения неизотропного ледяного покрова произвольной конфигурации и сезонные изменения действующих сил. Для автоматизированной оценки и анализа результатов создана база данных о фактическом дрейфе и соответствующие программы. Исследована «неветровая» компонента дрейфа, которая сопоставлена с результатами расчетов градиентных течений. Показано преимущество реализованного расчетного метода. Намечены задачи дальнейших исследований.

Табл. 3, ил. 3, библ. 15.

УДК 551.465.45(268.42/43)

Исследование квазистационарного антициклонического вихря в Норвежском море. Доронин Н. Ю.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 121—128.

Океанологические наблюдения в Норвежском море показывают, что в районе Лофотенской котловины на фоне Норвежского течения существует квазистационарный круговорот. Анализ натурных данных позволил высказать гипотезу об определяющей роли топографии дна в формировании этого крупномасштабного вихря. Для подтверждения высказанной гипотезы привлечено математическое моделирование. В результате расчетов, проведенных как для идеализированного бассейна, так и для бассейна с реальной морфометрией, получено, что рельеф дна в Норвежском море может служить основной причиной возникновения подобного динамического образования.

Ил. 3, библ. 7.

УДК 551.326.2(268)

Изменчивость толщины дрейфующих многолетних льдов в Арктическом бассейне. Миронов Е. У., Уралов Н. С. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 129—143.

Выполнен расчет толщины льда естественного нарастания вдоль траекторий пяти наиболее длительных дрейфующих научно-исследовательских станций. Установлена эмпирическая зависимость между сроками начала зимнего нарастания льда и его толщиной в начале осени. Показано, что при современных климатических условиях в Арктическом бассейне толщина дрейфующего ледяного покрова не достигает равновесного состояния, а ее максимальные величины не превышают пяти метров.

Табл. 4, ил. 4, библ. 30.

УДК 551.513

Физико-статистические и гелиогеофизические аспекты анализа типизации Вангенгейма—Гирса. Любарский А. Н.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 144—152.

Рассмотрены результаты исследований, посвященных физико-статистическому обоснованию типизации Вангенгейма—Гирса и ее дальнейшему использованию. Указано на перспективность включения дней с типами циркуляции в прогностические схемы в виде квантилей бета-распределения. Анализируются механизмы влияния солнечной активности на интенсивность и тип циркуляции. Показано, что одним из наиболее вероятных механизмов передачи возмущений в верхних слоях атмосферы под воздействием солнечной активности к ее нижним слоям являются лунные полусуточные атмосферные приливы. На основе зависимостей характеристик приливов от уровня солнечной активности восстановлены формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму за последние три столетия.

Табл. 1, библ. 26.

УДК 551.325.03(268)

Моделирование аномалий ледовых условий в Северном Ледовитом океане. Аппель И. Л., Аксенов Е. О.— Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 153—159.

Рассматриваются результаты численного моделирования среднемноголетнего перераспределения ледяного покрова в Арктическом бассейне в зависимости от различных значений основных модельных и физических параметров, при этом рассмотрены вариации распространения ледяного покрова в зависимости от изменений температуры атмосферы, количества выпадающих осадков, различной толщины деятельного слоя океана, различных полей поверхностных течений. Выполнены модельные расчеты аномального распространения кромки льда и границы многолетних льдов за 1979—1982 гг. Проведено сравнение результатов модельных расчетов с фактическими данными.

Ил. 2, библ. 2.

УДК 551.553.

Некоторые характеристики циркуляции атмосферы при возникновении сильных устойчивых ветров в проливе Вилькицкого. Коржиков А. Я., Булохов Е. Н. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 160—164.

По данным метеорологических наблюдений за август—сентябрь 1960—1985 гг. рассмотрена повторяемость устойчивых усилений ветра в проливе Вилькицкого. Дана информация о локализации центров барических образований и интенсивности их у земли, на H_{500}, а также очагов холода в слое H^{500}_{1000} над северным полушарием при наиболее часто встречающихся усилениях ветра восточных и западных направлений. Показана существенность различий термобарических условий на полушарии при их возникновении.

Табл. 1, ил. 1, библ. 2.

УДК 613.1(99)

Микроклимат мобильных зданий в прибрежной зоне Антарктиды. Тешебаев Ш. Б. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 165—169.

С гигиенических позиций рассматриваются возможности использования в качестве жилых объектов двух различных модификаций мобильных зданий из облегченных конструкций. Проведенные натурные исследования в этих домах позволили считать применение их целесообразным только в период антарктического сезона. Установлено, что при проектировании новых конструктивных решений зданий данного типа для условий Антарктиды непременным условием должно являться дополнительное утепление стеновых панелей, мест врезки дверных и оконных проемов, а также создание сбалансированной системы отопления.

Ил. 1, библ. 4.

УДК 613.1(98)

Санитарно-бактериологическая характеристика воздуха жилищ на дрейфующей станции «Северный полюс-31». Тешебаев Ш. Б., Карузина Е. А. Проблемы Арктики и Антартики, 1994, вып. 67—68, с. 170—173.

Проведена бактериологическая оценка обсемененности воздуха жилищ и идентификация выделенных микроорганизмов по их видовой принадлежности. Выявлен незначительный, в сравнении с существующими нормами, уровень обсемененности воздуха. В то же время обнаруженное количество санитарно-показательных и потенциально-патогенных микроорганизмов указывает на реальную возможность инфицирования ими людей в условиях зимовки на фоне ослабления иммунитета.
Табл. 1, библ. 5.

УДК 613.1(98)

Характер микробного загрязнения снежного покрова дрейфующей станции. Тешебаев Ш. Б., Карузина Е. А., Трояшкин А. А. Проблемы Арктики и Антарктики, 1994, вып. 67—68, с. 174—178.

Представлены результаты санитарно-бактериологической оценки снежного покрова дрейфующей станции «СП-31» через шесть месяцев после открытия станции. Выявлен достаточно высокий уровень представительства сапрофитной и санитарно-показательной микрофлоры на всей обследованной территории. Наиболее значительной микробная обсемененность оказалась на участках складирования пищевых и хозяйственно-бытовых отходов. Установлено, что группа санитарно-показательных микроорганизмов способна к выживанию в натурных условиях Арктики свыше трех месяцев. Отмечена более высокая резистентность грампозитивной кокковой флоры по сравнению с грамнегативной к комплексу неблагоприятных природных факторов.
Табл. 2, библ. 8.