

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ КОМИТЕТ СССР  
ПО ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ И КОНТРОЛЮ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

---

ОРДЕНА ЛЕНИНА АРКТИЧЕСКИЙ И АНТАРКТИЧЕСКИЙ  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ

# ПРОБЛЕМЫ АРКТИКИ И АНТАРКТИКИ

СБОРНИК СТАТЕЙ

ВЫПУСК 63



ЛЕНИНГРАД ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ 1987

Ответственный редактор  
*Б. А. Крутских*

Редакционная коллегия:

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

Ответственный секретарь — *В. А. Шамонтьев*

### Проблемы Арктики и Антарктики, вып. 63

Редактор Л. М. Стрович. Техн. редактор Г. В. Ивкова. Корректор А. В. Хюркес. Н/К.

Сдано в набор 21.01.87. Подписано в печать 11.08.87. М 20563. Формат 70 × 100<sup>1/16</sup>. Бум. тип. № 1.  
Лит. гарн. Печать высокая. Усл. печ. л. 11,05. Усл. кр.-отг. 11,38. Уч.-изд. л. 10,62. Тираж  
600 экз. Индекс ГЛ-168. Заказ № 82. Цена 75 коп. Заказное. Гидрометеоздат. 199266. Ленинград.  
ул. Веринга, 38

Типография им. Котлякова издательство «Финансы и статистика» Государственного комитета  
СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли.  
195273, Ленинград, ул. Руставели, 13.

П 1903030100—157  
089(02)—87 46—85(1)

© Арктический и антарктический  
научно-исследовательский институт  
(ААНИИ), 1987 г.

## СОДЕРЖАНИЕ

<i>Г. В. Алексеев, Ю. В. Николаев.</i> Натурные исследования в норвежской энергоактивной зоне в 1981—1985 гг. . . . .	5
<i>В. А. Романцов.</i> Некоторые особенности термодинамического состояния Норвежского и Гренландского морей . . . . .	14
<i>В. И. Смирнов.</i> Объемы льда в водах зарубежной Арктики . . . . .	24
<i>А. Графе, Й. Бремер, Х. Рёслер.</i> Наблюдения за вторжением мягких и жестких авроральных частиц на станции Новолазаревской во время магнитосферных суббурь . . . . .	29
<i>Э. И. Луценко.</i> О планетарном характере полугодовых колебаний атмосферного давления . . . . .	40
<i>Н. Ю. Доронин.</i> Диагностический расчет трехмерной циркуляции вод Карского моря . . . . .	47
<i>А. П. Легеньков.</i> Коэффициенты затухания и скорости распространения волн Свердрупа на чистой воде и подо льдом . . . . .	53
<i>Н. В. Аришкина, В. Ф. Романов.</i> Турбулентный обмен между атмосферой и Карским морем при изменении речного стока . . . . .	58
<i>Ю. П. Драница.</i> Применение лингвистических методов распознавания образов в гидрометеорологии . . . . .	70
<i>В. В. Майстрова, Н. Н. Казакова, Г. А. Кифус, А. А. Курмачев, Н. А. Ляпина.</i> Автоматизированная обработка аэрологической информации на судах и в Антарктиде . . . . .	75
<i>И. А. Прокофьев, Ю. В. Николаев.</i> К проблеме автоматизации анализа ледовой информации, получаемой от радиолокационной станции бокового обзора . . . . .	86
<i>А. В. Черняк.</i> Некоторые особенности измерения температуры поверхностного слоя воды . . . . .	91
<i>В. Е. Бородачев, Ю. М. Бацких, В. В. Михайличенко, В. Р. Потапов.</i> Термические сжатия ледяного покрова и обеспечение мер безопасности транспортных судов и инженерных сооружений . . . . .	99
<i>Ю. М. Бацких, В. Е. Бородачев, В. Р. Потапов.</i> Оценка влияния метеорологических факторов на безопасность проведения грузовых работ на припае . . . . .	102
<i>А. П. Бизюк.</i> Самооценка полярников и ее динамика в период антарктической зимовки . . . . .	107
<b>Научные сообщения</b>	
<i>И. С. Ковчин.</i> Опыт по повышению эффективности использования АЦИТ . . . . .	114
<b>Информация</b>	
<i>Г. Е. Усанкина.</i> Совещание по изучению природных условий низовьев и устьев рек арктической зоны для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства . . . . .	120
<b>Заметки</b>	
<i>Н. В. Шаталин.</i> Первый опыт плавания в порт Эгвекино́т зимой . . . . .	122
<i>Памяти Ю. В. Николаева</i> . . . . .	124

## Contents

<i>G. V. Alekseev, Yu. V. Nikolaev.</i> Field investigations in the Norwegian energetic zone in the period of 1981—1985	5
<i>V. A. Romantsov.</i> Thermodynamic conditions in the Norwegian and Greenland seas, their main features	14
<i>V. I. Smirnov.</i> Sea ice volume in the seas of North American Arctic	24
<i>A. Grafe, I. Bremer, H. Rösler.</i> Observations of the invasion of mild and rigid auroral particles during magnetospheric substorms at Novolazarevskaya station	29
<i>E. I. Lutsenko.</i> On planetary semiannual variations of the atmospheric pressure	40
<i>N. Yu. Doronin.</i> Diagnostic calculations of three-dimensional circulation of the Kara sea	47
<i>A. P. Legen'kov.</i> Attenuation factors and velocities of wave propagation under ice and in ice free water	53
<i>N. V. Ariskina, V. F. Romanov.</i> Turbulent exchange of the atmosphere and the Kara sea, its dependance on river discharge	58
<i>Yu. P. Dranitsa.</i> Linguistic methods of image recognition in hydrometeorology	70
<i>V. V. Maystrova, N. N. Kazakova, G. A. Kijus, A. A. Kurmachev, N. A. Lyapina.</i> Computer processing of upper-air data on ships and in Antarctica	75
<i>I. A. Prokofjev, Yu. V. Nikolaev.</i> Computer processing of ice data analysis obtained from SLAR	86
<i>A. V. Chernyak.</i> Measurements of surface water temperature, main features	91
<i>V. E. Borodachev, Yu. M. Batskikh, V. V. Mikhailichenko, V. R. Potapov.</i> Thermal pressure of ice and measures providing safety of transport ships and engineering structures	99
<i>Yu. M. Batskikh, V. E. Boradachev, V. R. Potapov.</i> Influence of meteorological factors on safety of cargo operations on fast ice, its evaluation	102
<i>A. P. Bizyuk.</i> Self evaluation of polyarniks and its dynamics during Antarctic wintering	107

### Scientific reports

<i>I. S. Kovchin.</i> Experience rith ACIT	114
--------------------------------------------	-----

### Information

<i>G. E. Usankina.</i> Conference on environmental research of lower reaches and estuaries of the Arctic rivers for hydrometeorological support of the country's economy	120
--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------	-----

### Notes

<i>N. V. Shatalin.</i> The first experimental voyage to port Egvekinot in winter	122
In memory of Yu. V. Nikolaev	124

Г. В. Алексеев, Ю. В. Николаев

## НАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В НОРВЕЖСКОЙ ЭНЕРГОАКТИВНОЙ ЗОНЕ В 1981—1985 гг.

Одной из важных причин флуктуаций климата считаются аномалии состояния океана. В Мировом океане существуют районы, выделяющиеся особенно сильной изменчивостью океанологических характеристик деятельного слоя и активными процессами обмена с атмосферой. Они определены как энергоактивные зоны океана (ЭАЗО). Концепция энергоактивных зон составила научную основу программы «Разрезы» [9]. Основными задачами этой программы является изучение климатических процессов взаимодействия океана и атмосферы, формирующих нормальный годовой ход климата в энергоактивных зонах, временной изменчивости основных характеристик океана и атмосферы в этих зонах, связи между термическими и динамическими аномалиями в энергоактивных зонах и аномалиями циркуляции атмосферы в умеренных и высоких широтах северного полушария. В конечном итоге эти исследования необходимы для разработки моделей короткопериодных изменений климата и эволюции годового хода содержания тепла в деятельном слое океана.

Норвежская энергоактивная зона выделяется среди других энергоактивных зон Мирового океана, отмеченных в программе «Разрезы», своим крайним северным положением. Здесь на акватории Норвежского и Гренландского морей теплые воды глубоко проникают в полярную область, что способствует развитию в зимний период интенсивных потоков тепла и влаги из океана в атмосферу. Мощные потоки энергии из океана не только в значительной степени компенсируют потери тепла атмосферой и создают локальные источники энергии в самой атмосфере, но и вызывают изменения деятельного слоя океана [3].

Гидрологический режим Норвежского и Гренландского морей формируется под воздействием потоков теплых и соленых вод, поступающих с Норвежским течением и холодных распресненных вод, поступающих с Восточно-Гренландским, Ян-Майенским и Восточно-Исландским течениями [2, 7]. Основу циркуляции вод обоих морей помимо перечисленных течений составляет несколько квазистационарных круговоротов, расположенных по обе стороны от полярного гидрологического фронта. Справа от фронта, в области влияния Норвежского течения и распространения атлантических вод расположены антициклонические круговороты, а слева от него, в зоне распространения холодных вод находятся циклонические круговороты. С круговоротами связаны ядра более теплых или более холодных вод, которые играют существенную

роль в термическом режиме водных масс обоих морей [3, 8, 10].

Большой вклад в развитие и углубление представлений о структуре и циркуляции водных масс Норвежского и Гренландского морей внесли результаты крупномасштабных экспедиционных исследований, выполненных в 1976—1979 гг. [8]. Последующие натурные исследования в этом регионе были тесно связаны с реализацией программы «Разрезы», начатой в 1981 г. В ходе исследований по этой программе в 1981—1985 гг. выполнен большой объем регулярных экспедиционных наблюдений на акватории норвежской энергоактивной зоны и прилегающих акваториях Норвежского и Гренландского морей (табл. 1). Эти на-

Таблица 1

Сведения о выполнении экспедиционных наблюдений  
в норвежской энергоактивной зоне

Сезон	Кол-во рейсов	Вид океанографической съемки	Кол-во станций		Длительность наблюдений, сутки
			океанографических	буйковых	
1	2	3	4	5	6
1981 г.					
Лето	1	С	127	3/8	20
Осень	2	П	193	—	—
Зима	1	С	42	—	—
1982 г.					
Весна	1	С	185	—	—
Лето	3	П	259	—	—
Осень	1	С	42	—	—
Зима	1	С	42	—	—
1983 г.					
Весна	2	С	138	—	—
Лето	6	П	306	3/13	14
Осень	4	П	207	—	—
Зима	2	П	93	—	—
1984 г.					
Весна	1	С	42	1/3	12
Лето	3	П	315	2/5	70
Осень	3	П	103	—	—
Зима	3	П	94	—	—
1985 г.					
Весна	3	П	104	4/19	15
Лето	2	П	104	—	—
Осень	3	П	104	—	—

Примечания. 1. В числителе — кол-во станций, в знаменателе — число серий.

2. Летом 1983 г. — океанографическая съемка норвежской ЭАЗО и Гренландского моря.

3. С — сокращенная съемка, П — полная.

блюдения проводились на научно-исследовательских судах ААНИИ при участии судов других организаций и включали океанографические съемки норвежской ЭАЗО по полной и сокращенной схемам [9], постановку буйковых станций для инструментальных измерений скоростей течений, учащенные океанографические съемки для более детального исследования основных океанографических структур и процессов

(квазистационарные круговороты, поток вод через Фареро-Шетландский пролив, гидрологические фронты и прикромочные зоны морских дрейфующих льдов). Гидрометеорологическая информация, собранная в ходе экспедиционных работ, передавалась во ВНИИГМИ-МЦД для создания банка данных программы «Разрезы». Кроме того, создан и пополняется специальный архив океанографических данных, получаемых в ходе крупномасштабных съемок норвежской ЭАЗО, и проводится работа по организации таких архивов по отдельным областям Норвежского и Гренландского морей.

Анализ результатов океанографических съемок норвежской ЭАЗО и прилегающих акваторий позволил уточнить представления о крупномасштабной вертикальной структуре воды и их циркуляции на основе «последнего» рассмотрения распределений характеристик термического и динамического состояния водных масс. Действительно, средние климатические поля температуры, солености, плотности воды в верхнем 500-метровом слое Норвежского и Гренландского морей, приведенные в Атласах [4, 5], отображают достаточно простое и гладкое распределение этих характеристик, изолинии которых ориентированы параллельно водоразделу между теплыми и холодными водами. Такое распределение океанологических характеристик воспроизводится и по данным квазистационарных океанографических съемок Норвежского и Гренландского морей при пространственном сглаживании результатов наблюдений [1].

Иное крупномасштабное распределение океанологических характеристик наблюдается в глубинных слоях Норвежского и Гренландского морей ниже деятельного слоя. Так, в среднемноголетнем распределении температуры воды на горизонте 1000 м [5] почти прямолинейные изолинии температуры воды, характерные для деятельного слоя, сменяются двумя областями замкнутых изолиний, очерчивающих оба ядра холодных и теплых вод, которые, по-видимому, соответствуют циклонической и антициклонической циркуляции в глубинных слоях. Такое предположение подтверждают расчеты сглаженных распределений динамических высот на горизонте 400 м относительно 1000 м для июня 1983 г., где особенно хорошо выражена крупномасштабная антициклоническая циркуляция с центром около  $70^{\circ}$  с. ш.,  $5^{\circ}$  в. д. В поле энтальпии в слое 400—1000 м ядро теплых вод отражено повышенными значениями теплозапаса (рис. 1). Циклоническая циркуляция и ядра холодных вод хотя выражены слабее, но все же достаточно отчетливо. Более слабое их проявление в слое 400—1000 м связано с тем, что холодные воды поднимаются в виде «купола» от дна и, следовательно, наиболее ярко выражены в нижних слоях.

В теплую половину года круговороты и связанные с ними очаги слабо проявляются в верхнем деятельном слое и хорошо заметны в глубинных слоях. Особенно это относится к теплым антициклоническим очагам, наиболее мощный из которых расположен над Лофотенской котловиной с центром вблизи  $70^{\circ}$  с. ш. и  $5^{\circ}$  в. д. С этим круговоротом связано обширное ядро теплых вод атлантического происхождения, которые опускаются здесь до глубины 1000 м. Антициклонический вихрь претерпевает значительные межсезонные и межгодовые изменения. Наиболее отчетливо он выражен на подповерхностных горизонтах в конце зимы — начале лета.

В мае—июне 1985 г. впервые проведены специальные экспедиционные наблюдения за этим круговоротом, включавшие учащенные океа-

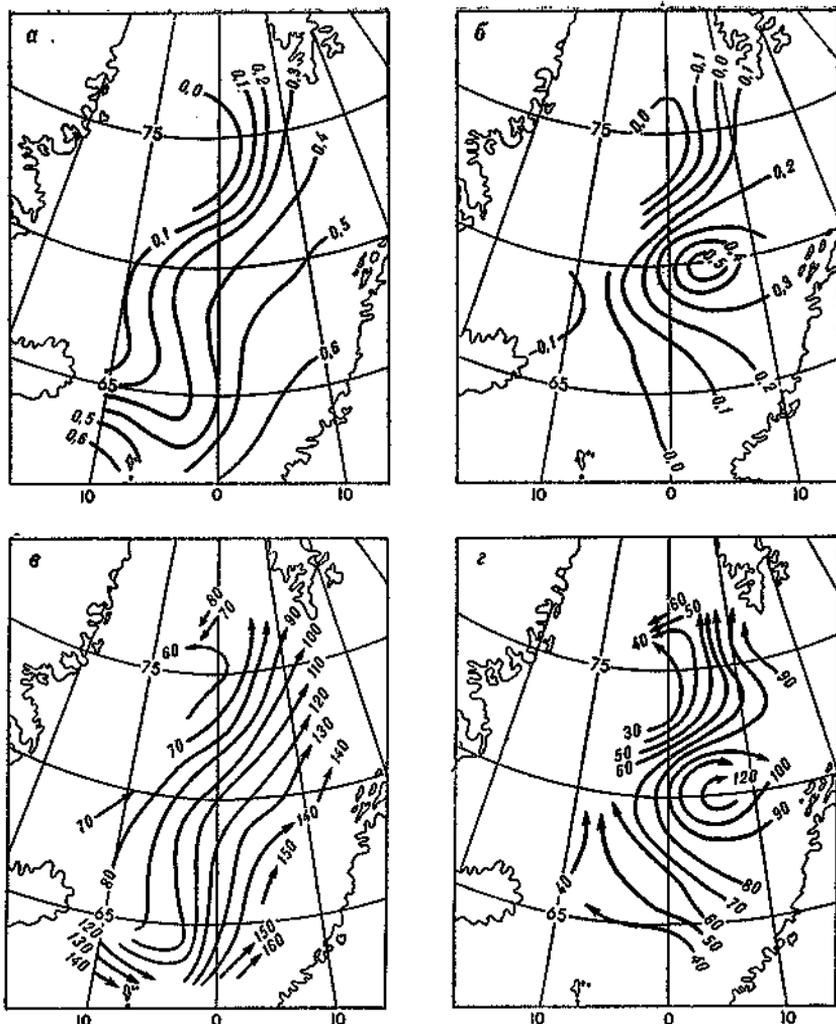


Рис. 1. Энтальпия (мДж) слоев 0—200 м (а), 400—1000 м (б) и динамическая топография (усл. дин. мм) поверхности моря относительно 200 м (в), горизонта 400 м относительно 1000 м (г) в июне 1983 г. (сглаженные значения)

нографические съемки и измерения скоростей течений на четырех приотпленных буйковых станциях (ПБС). Была выявлена трансформация обширного круговорота в антициклонический вихрь диаметром около 60 миль с большими горизонтальными контрастами океанологических характеристик. Влияние вихря в поле температуры сказывалось на глубинах от 400 до 2500 м, его ядро располагалось на глубине примерно 800 м, а геострофические скорости достигали 27 см/с. Измерения скоростей течений на ПБС подтвердили наличие антициклонической циркуляции на горизонтах от 150 до 3000 м, за пределами вихря, однако измеренные скорости оказались сравнительно небольшими (рис. 2). Обнаружение локального вихря вместо ожидаемого обширного

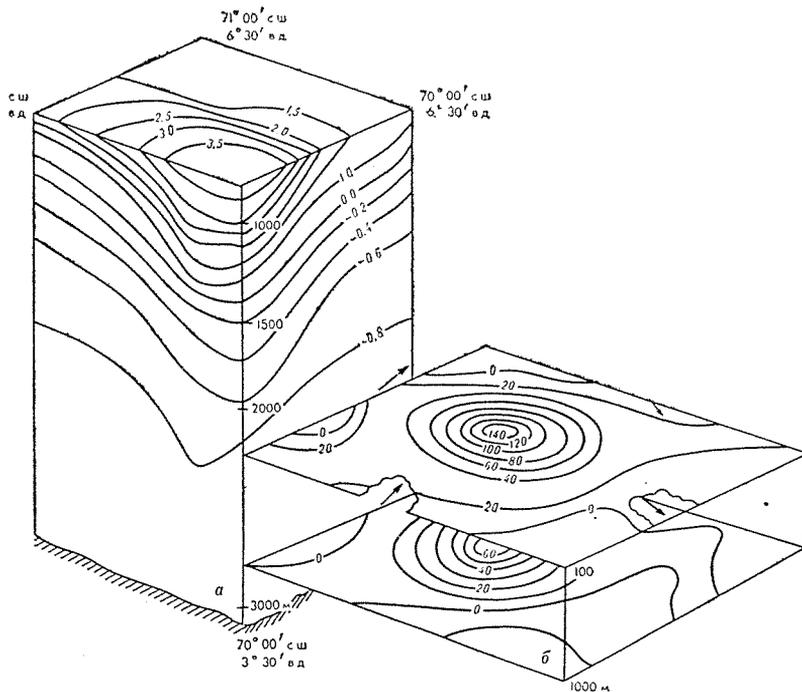


Рис. 2. Структура поля температуры воды ( $^{\circ}\text{C}$ ) в ядре антициклонического вихря (а) и динамическая топография горизонтов 400 и 1000 м относительно 2500 м (усл. дин. мм) (б).

Стрелками показаны средние за период наблюдений векторы течений по данным инструментальных измерений

круговорота пока можно объяснить с помощью двух альтернативных гипотез. По первой гипотезе локальный вихрь периодически возникает в результате трансформации круговорота, существует некоторое время и затем снова развивается в обширный круговорот. По второй гипотезе локальный вихрь представляет собой перманентную структуру в центре круговорота, которая ранее не обнаруживалась из-за недостаточного пространственного разрешения океанографических съемок в этой области. Проведение дальнейших экспедиционных наблюдений позволит получить данные для подтверждения одной из гипотез.

В холодную половину года усиливается циркуляция и увеличивается мощность ядра холодных вод в циклоническом круговороте с центром вблизи  $75^{\circ}$  с. ш.,  $0^{\circ}$  в. д. над Гренландской котловиной. С этим круговоротом связан подъем холодных донных и глубинных вод, называемый «куполом». В марте 1984 г. в этом районе впервые была выполнена океанографическая съемка на сетке станций с шагом 30 миль и удалось зафиксировать развитие конвекции, проникающей от поверхности до дна (3500 м) обширной площади моря над «куполом» [6]. Условиями, благоприятными для развития глубоководной конвекции в этом районе, являются, во-первых, подъем «купола» холодных вод и, во-вторых, встречный процесс опускания вод вследствие их интенсивного зимнего охлаждения и осолонения на поверхности моря. Оба процесса приводят к «размыванию» устойчивых градиентов плотности и в конечном итоге к образованию обширной «воронки» с конвективным пе-

ремешиванием до дна. Первые результаты исследований в обоих круговоротах заложили основу дальнейших исследований, одна из задач которых состоит в выяснении особенностей взаимодействия океана и атмосферы в этих областях.

Уникальной океанографической структурой на акватории Северо-Европейского бассейна является прикромочная зона морских дрейфующих льдов. Ее положение считается одним из индикаторов изменения климата высоких широт. В 1981—1985 гг. были развернуты натурные исследования процессов, происходящих в океане и атмосфере вблизи кромки дрейфующих льдов. Установлено, что резкое изменение условий теплообмена при переходе с чистой воды на лед является одной из основных причин формирования гидрофизических полей прикромочных зон. В зимний период, когда температурные контрасты между теплой поверхностью открытой воды и натекающим на нее со льда холодным воздухом особенно велики, теплоотдача в атмосферу достигает больших значений, увеличивается бароклинность пограничного слоя атмосферы, развивается интенсивная конвекция в деятельном слое моря. Летом над льдом длительное время сохраняется слой холодных вод, в то время как вблизи от кромки формируются водные массы с положительными температурами, а на поверхности происходит распреснение подледного слоя воды. Перечисленные факторы формируют особый гидрометеорологический режим деятельного слоя океана и атмосферы в прикромочной зоне, в котором важная роль принадлежит вихревому обмену теплом и солями.

Одна из задач натуральных исследований по программе «Разрезы» заключается в оценке нормального годового хода климата океана в слое 0—2000 м. На основании ежесезонных океанографических съемок акватории норвежской ЭАЗО в феврале, мае, августе и ноябре 1981—1985 гг. (всего 10 съемок) предварительно оценены средние температура и соленость на всех стандартных горизонтах в слое 0—2000 м. Основные сезонные изменения сосредоточены в слое 0—500 м, в котором отмечаются максимальные градиенты температуры и солености, связанные с полярным гидрологическим фронтом. Глубже 500 м пространственные контрасты в полях температуры и солености ослабевают и на горизонте 2000 м почти исчезают, оставаясь заметными лишь в зонах квазистационарных круговоротов. В этих областях отмечаются и наиболее заметные межсезонные изменения температуры и солености на горизонтах глубже 500 м. На остальной акватории ЭАЗО, где пространственная неоднородность основных океанологических полей в глубинных слоях мала, сезонный ход в этих слоях не выражен. Следует отметить, что даже незначительное осреднение по времени, использованное здесь, дает поля температуры и солености, близкие к нормам, приведенным в Атласах. Это свидетельствует о слабой межгодовой изменчивости полей в основной толще вод вне структурных океанологических зон. Межгодовые изменения термодинамического состояния слоя 0—2000 м проявляются прежде всего в изменениях океанологических полей и их интегральных характеристик (температуры, энтальпии, динамических толщин слоев и т. д.) в районах фронтальных разделов, струй основных течений, квазистационарных круговоротов.

Синоптическая изменчивость особенно сильна во фронтальной зоне, в струях основных течений, в проливах. Синоптические возмущения с горизонтальными размерами от 30 до 150 км вносят существенный синоптический «шум» в оценки характеристик состояния океана по на-

блюдениям на отдельных океанографических станциях и разрезах. Летом 1983 г. проведены специальные исследования синоптической изменчивости в потоке через Фареро-Шетландский пролив с использованием данных измерений течений на трех ПБС и океанографических съемок сеток станций двух масштабов:  $200 \times 200$  и  $50 \times 50$  км. Это позволило рассмотреть изменчивость океанографических характеристик в диапазоне пространственных масштабов от 20 до 200 км и временных масштабов от 2 ч до 2 месяцев. Вихревые структуры в потоке вод через пролив размерами от 25 до 80 км обнаруживаются в пространственных распределениях температуры, солености и энтальпии вод, в динамической топографии.

По инструментальным измерениям и учтенным по пространству океанографическим съемкам вокруг ПБС обнаружена система циклонических и антициклонических вихрей, перемещающихся через пролив со скоростью 3—5 см/с. Один из вихрей имел размер 20—25 км (рис. 3). Вихревая структура потока через пролив влияет на оценки расходов, энтальпии и средней температуры воды на разрезе через пролив, вызывая значительные внутримесячные колебания оценок (отклонения от среднемесячного расхода составили 50% этого значения). Увеличение пространственного разрешения океанографических наблюдений в проливе способствует улучшению соответствия инструментальных и расчетных оценок. Поэтому расчетные оценки расходов воды в проливе следует выполнять на основе съемок на вихреразрешающей сетке с шагом не более 10—15 миль. Калибровочные измерения потоков на буйковых станциях следует проводить с пространственной дискретностью 5—7 миль.

Другого рода синоптические колебания динамического состояния вод в норвежской ЭАЗО обнаружены путем анализа месячных серий инструментальных измерений течений в открытой части моря вблизи главной полярной фронтальной зоны. Это — колебания скорости течения с периодами 12—15 суток, проявляющиеся в колебаниях направления век-

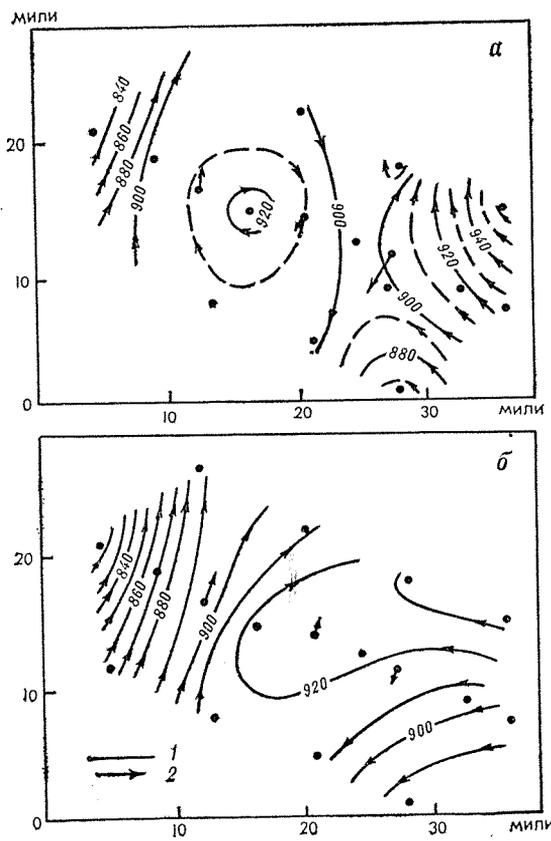


Рис. 3. Геоострофическая циркуляция (усл. дни, мм) в Фареро-Шетландском проливе относительно 800 м (1) и векторы полного потока в слое 0—1000 м по данным инструментальных измерений (2) 15—16 июня (а) и 15—22 июня (б) 1983 г.

тора скорости. Особенно значительной представляется когерентность колебаний скорости течения, обнаруженная при измерениях на расстоянии около 400 км (в точках  $70^\circ$  с. ш.,  $4^\circ$  в. д. и  $66^\circ 34'$  с. ш.,  $2^\circ$  в. д.). Колебания с периодом около 15 суток в обеих точках происходят согласованно, причем изменения вектора скорости в них могут быть представлены как результат колебаний антициклонического круговорота вдоль меридиана (рис. 4). Обнаружение крупномасштабной когерентности потока в зоне Норвежского течения показывает, что возможно выполнять инструментальные измерения изменчивости циркуляции на редко размещенных буйковых станциях.

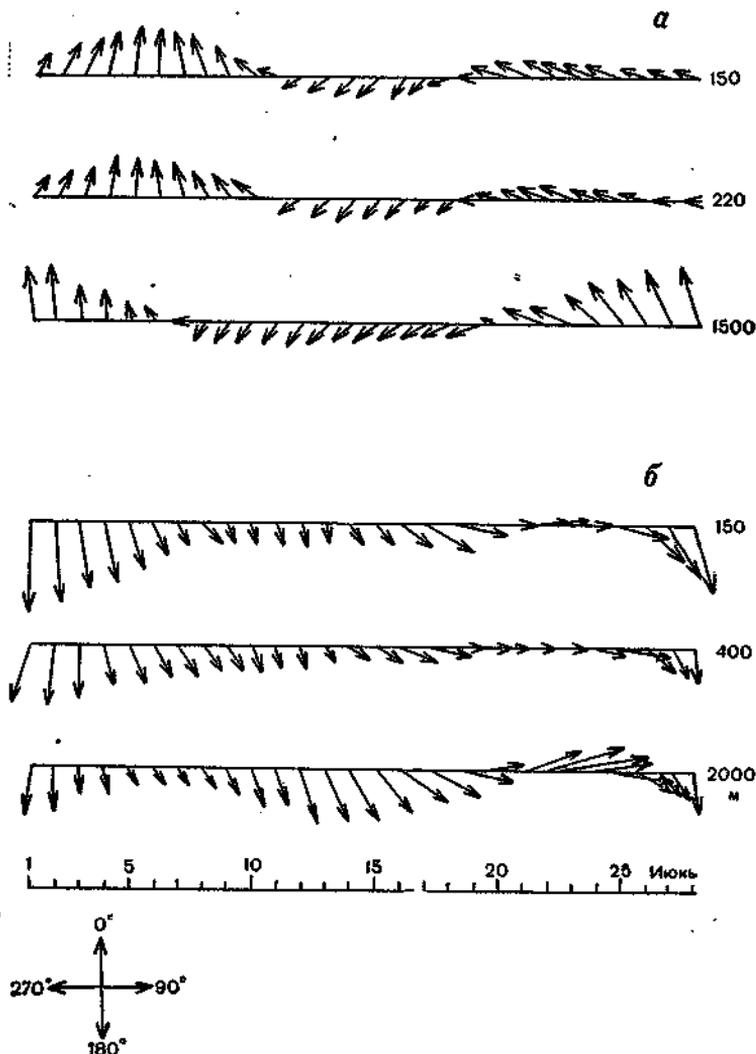


Рис. 4. Среднесуточные векторы течений в точках  $67^\circ 40'$  с. ш.,  $2^\circ 45'$  в. д., (а) и  $70^\circ$  с. ш.,  $4^\circ$  в. д. (б)

Для анализа изменчивости океана в норвежской ЭАЗО использовались расчеты статистических характеристик основных океанологических полей. Вычислялись показатели пространственной неоднородности по-

лей в виде среднего квадрата отклонений от среднего по площади значения, коэффициенты корреляции отклонений от среднего по площади на поверхности океана и нижележащих горизонтах, коэффициенты корреляции поля вдоль параллели и меридиана, а также временные корреляции отклонений от средних по площади. Результаты расчетов показали, что имеется сезонный ход основных статистик, показывающий, что летом пространственная неоднородность крупномасштабных полей температуры воды в верхнем 200-метровом слое ослабевает, за исключением слоя 30—75 м, где она возрастает. Слой 30—75 м выделяется также наиболее быстрым уменьшением корреляции температуры по широте и долготе. Интервал пространственной корреляции основных полей деятельного слоя в теплую половину года меньше, чем зимой, в 1,5—3,0 раза. Сведения о сезонной перестройке структуры полей океана можно использовать для выбора пространственной и временной дискретности наблюдений в разные сезоны. Увеличение вертикальной однородности водных масс в деятельном слое зимой создает более благоприятные условия для восстановления вертикальных профилей океанологических характеристик по наблюдениям на поверхности океана.

Существенным фактором формирования изменчивости деятельного слоя океана в норвежской ЭАЗО является энергообмен с атмосферой в холодную половину года. Характеристики энергообмена рассчитывались по данным срочных наблюдений на судах, проводящих экспедиционные исследования, и на судне погоды «М». Эти характеристики испытывают наряду с годовым ходом сильную синоптическую изменчивость. Мгновенные значения потока тепла из океана зимой могут превышать более чем в 10 раз среднемесячное значение. Особенно больших значений достигают потоки тепла из океана в зоне Западно-Шпицбергенского пролива — к юго-западу от о-ва Шпицберген.

Спектральный анализ двухлетнего ряда срочных значений температуры воды и воздуха, измеренных на судне погоды «М», позволили обнаружить характерные временные масштабы изменений температуры воздуха около 90, 27, 18, 15 и 12 суток и температуры воды около 27 и 44 суток. Очевидные проявления колебаний температуры воздуха с периодами около 27 и 12—18 суток подтверждают предположение о возможности возбуждения отмеченных выше колебаний циркуляции водных масс Норвежского моря за счет воздействия со стороны атмосферы.

Примечательной чертой климатического хода энергообмена океана и атмосферы в норвежской ЭАЗО является формирование в зимней атмосфере над теплыми течениями, особенно над Западно-Шпицбергенским течением, источника энергии. Межгодовой изменчивости характеристик взаимодействия океана и атмосферы свойственно внутригодовая неоднородность ее дисперсии. На март приходится максимум дисперсии потока тепла из океана, максимум дисперсии температуры воздуха, минимум дисперсии температуры воды на поверхности и минимум корреляции между аномалиями температуры воды и воздуха. Последние два минимума, приходящиеся на март, и однородное по вертикали распределение температуры воды в марте—апреле выделяют этот период как наиболее подходящий для выявления климатических изменений в состоянии деятельного океана.

Ближайшие задачи натурных исследований в норвежской ЭАЗО состоят в расширении инструментальных измерений течений, особенно в квазистационарных круговоротах, проливах и струях основных течений

во фронтальных зонах; в обязательном выполнении ежесезонных съемок по полной программе в установленные сроки, при возможности включать акватории Гренландского моря; в развитии современных методов анализа океанологической информации, в том числе в ее усвоении на базе математических моделей; в создании специализированных региональных банков метеорологической, аэрологической и океанографической информации; в расширении и углублении анализа процесса взаимодействия океана и атмосферы с учетом основных структур в деятельном слое океана.

*Поступила 8/XII 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев Г. В. Натурные исследования крупномасштабной изменчивости в океане. — Л.: Гидрометеоздат, 1984. — 112 с.
2. Алексеев А. П., Истошин Б. В. Схема постоянных течений Норвежского и Гренландского морей. — Тр./ПИНРО, 1956, вып. 9, с. 62—68.
3. Алексеев Г. В., Николаев Ю. В., Романцов В. А. Норвежская энергоактивная зона. — В сб.: Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос — программа «Разрезы». М.: Изд. ВИНТИ, 1985, т. 5, с. 45—62.
4. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. — Калининград, Изд. Совета нар. хоз-ва, 1962.
5. Атлас океанов. Северный Ледовитый океан./Под ред. С. Г. Горшкова. — ВМФ, 1980. — 184 с.
6. Нагурный А. П., Богородский П. В., Попов А. В., Священников П. Н. Интенсивное образование холодных донных вод на поверхности Гренландского моря. — Докл. АН СССР, 1985, т. 284, № 2, с. 478—480.
7. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1980. — 252 с.
8. ПОЛЭКС-Север-76/Под ред. А. Ф. Трешникова. — Л.: Гидрометеоздат, 1979, ч. 1. — 262 с.
9. Программа исследования взаимодействия атмосферы и океана в целях изучения короткопериодных изменений климата (программа «Разрезы»)/Под ред. Г. И. Марчука. М.: Изд. ВИНТИ, 1983. — 60 с.
10. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря. — Тр./АНИИ, 1983, т. 382, с. 84—100.

*В. А. Романцов*

### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ НОРВЕЖСКОГО И ГРЕНЛАНДСКОГО МОРЕЙ

Норвежское и Гренландское моря относятся к наиболее изученным регионам Мирового океана. Из работ [1, 2, 4, 5, 11, 18, 21, 26] известны важные элементы структуры температуры и особенности циркуляции вод в этом районе и их крупномасштабные проявления летом. Выполнена классификация водных масс по среднеголетним данным также для летнего периода [3, 11, 19]. Было определено среднеклиматическое положение некоторых фронтальных разделов океана [2, 11], исследованы кинематика движения вод в области гидрофронта и роль фронтов в формировании и развитии средней циркуляции океана [11]. В результате проведения специальных полигонных измерений показана

сильная синоптическая изменчивость динамики вод [6, 7]. Исследован водообмен, выявлена закономерность сезонного изменения и получены среднемноголетние оценки интенсивности водо- и теплообмена атлантическими водами на границе рассматриваемого бассейна [8—12, 16, 22, 24, 25].

В работах, посвященных изучению климата [11, 20, 23], показано, что в атмосфере над бассейном расположен термический очаг, влияние которого на атмосферные процессы и климатические условия прослеживается на обширной площади. Происхождение очага связывают с повышенной теплоотдачей из океана, которая поддерживается адвекцией тепла Северо-Атлантическим течением [23]. Наличие очага теплопотерь в Норвежском море в зимний период подтверждено в работе [17]. Формирование аномально большой теплоотдачи, вероятно, объясняется тем, что именно в данном регионе теплые воды южных широт проникают достаточно далеко в полярную область. Присутствие здесь теплых вод является причиной интенсивных потоков тепла из океана в атмосферу, особенно зимой, вследствие чего этот водный бассейн выделен в самостоятельную энергоактивную зону океана (ЭАЗО).

Важная особенность климата заключается в образовании в бассейне зимой самых тяжелых донных вод Мирового океана [5, 11], которые затем переливаются в Атлантику и Арктику, определяя гидрологический режим глубинных слоев. Поэтому бассейн играет роль одного из планетарных стоков тепла, транспортируемого в результате переносов в атмосфере и океане.

В последние годы начат качественно новый этап исследований природных процессов в регионе в связи с реализацией натуральных программ Арктического и антарктического научно-исследовательского института, а также проекта «Разрезы». В настоящее время в этом бассейне активно проводятся исследования:

— процессов крупномасштабного энергообмена между океаном и атмосферой, роли океана в энергетическом бассейне северной полярной области (определение соотношений океанического и других источников генерации потенциальной энергии атмосферы);

— пространственно-временной структуры и закономерностей формирования средней циркуляции бассейна и его водообмена с прилегающими акваториями;

— структуры и динамики фронтальной зоны океана, ее роли в развитии средней циркуляции и связей с разномасштабными изменениями режима вод, в том числе долгопериодными;

— синоптической изменчивости океана, ее воздействия на динамический режим и тепловое состояние бассейна;

— донных и промежуточных вод и их влияния на термодинамические условия в бассейне;

— крупных аномалий и длительных тенденций в изменении системы атмосфера—океан в связи с вариациями доминирующих климатообразующих факторов.

Вследствие проведения экспериментальных исследований получены с достаточным разрешением по пространству и в сжатые сроки поля различных океанографических элементов. Появилась возможность с иных позиций представить термическую структуру и интегральную циркуляцию вод, расширить понятия о природных явлениях, характере и структуре процессов, определяющих долгопериодную изменчивость полей океана.

Важным результатом натурных исследований является установление (1979—1982 гг.) реальной структуры энthalпии и формирование предположения о структуре циркуляции вод в рассматриваемом регионе в области пространственных макро- и мезомасштабов. Ранее считалось, что температурное поле бассейна, разделенное зоной конвергенции на западную и восточную части, отличается относительной однородностью в меридиональном направлении при постепенном уменьшении интенсивности на западе акватории с севера на юг, а на востоке, наоборот, — с юга на север. После проведения измерений на акватории бассейна в узлах географической сетки с шагом в  $1^\circ$  по широте и  $2,5^\circ$  по долготе оказалось, что характерным свойством горизонтальной термической структуры является ее выраженная пространственная неоднородность, причем масштаб возмущений зависит не только от расстояния до источника возмущения, но и от других менее изученных факторов (завихренность течений, топография дна и др.).

Выяснилось, что структура энthalпии представляет систему, состоящую из квазистационарных образований с характерным размером в поперечнике около 150—200 км, которые определенным образом локализованы относительно главной полярной фронтальной зоны (ПФЗ) океана. Эти образования представляют собой выраженные термические аномалии или очаги накопления тепла и холода, причем первые имеют тенденцию располагаться в области действия Норвежского течения и распространения атлантических вод, т. е. справа от ПФЗ, а вторые —

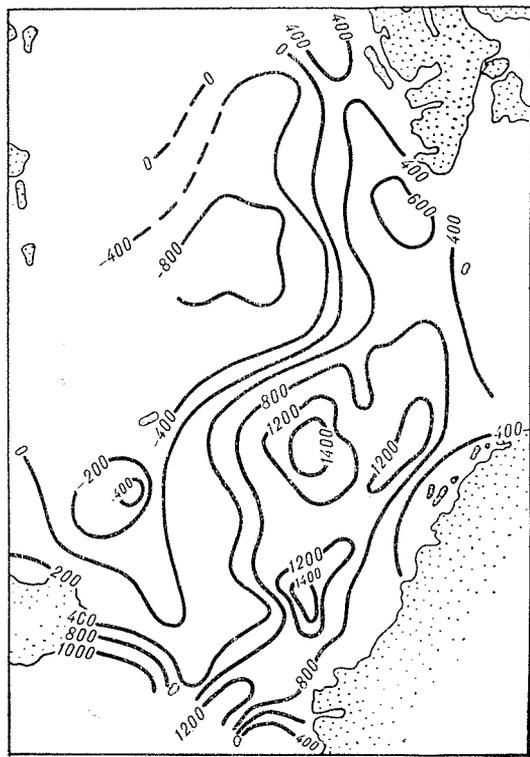


Рис. 1. Осредненная за апрель—июнь 1976 г. энthalпия воды в слое 0—2000 м ( $\text{кДж} \cdot \text{см}^{-2}$ )

в области действия ответвлений Восточно-Гренландского течения и распространения арктических и трансформированных вод, т. е. слева от ПФЗ. В бассейне в пределах принятого масштаба пространственной дискретности наблюдений существует не менее трех-четырех очагов холода и пяти-шести очагов тепла. Очаги играют важную роль в термическом режиме вод, в значительной степени определяют уровень теплонакопления и, возможно, могут оказывать влияние на теплообмен с атмосферой, особенно в осенне-зимний период.

Впервые очаговый характер пространственного распределения энталпии на акватории бассейна по материалам измерений в мае—июне 1979 г. был выявлен и исследован в работе [15]. По мере накопления данных, а также обработки результатов наблюдений, получен-

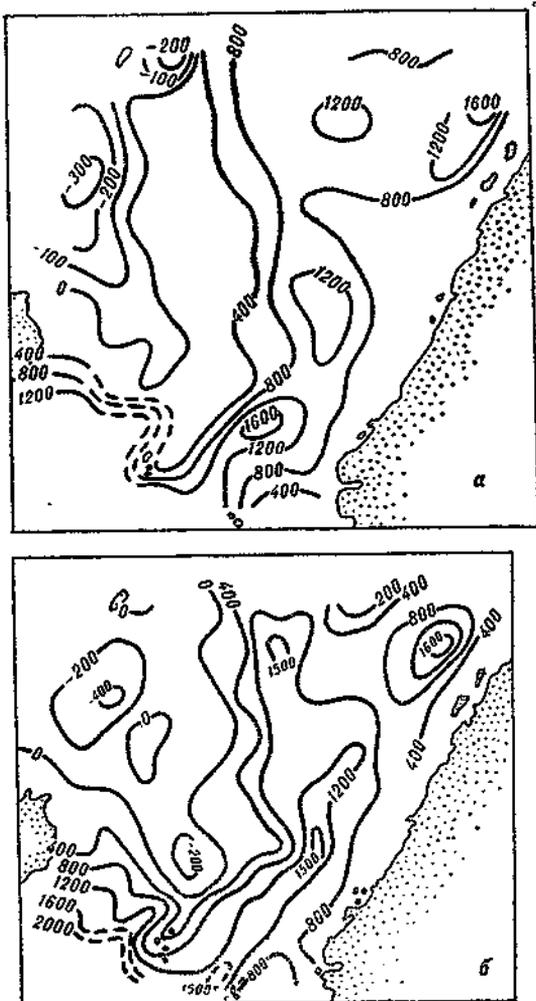


Рис. 2. Энтальпия воды (кДж·см<sup>-2</sup>) в слое 0—2000 м 9—29 декабря 1981 г. по данным нис «Профессор Визе» и «Лев Титов» (а) и в слое 0 м—дно по данным нис «Профессор Зубов» и «Всеволод Березкин» 4—28 августа 1982 г. (б)

ных в прежние годы, стало возможным проанализировать структуру энтальпии в основные сезоны года и более полно представить особенности теплового содержания ЭАЗО.

Из рис. 1 и 2 видно, что вся рассматриваемая акватория четко разделяется на два района, энтальпия вод в пределах которых имеет противоположные знаки. На западе акватории распространяются охлажденные водные массы, где максимум составляет более  $400 \text{ кДж}\cdot\text{см}^{-2}$  к югу от о-ва Ян-Майен и более  $800 \text{ кДж}\cdot\text{см}^{-2}$  в Гренландском море. На востоке вода хорошо прогрета и максимальная энтальпия превышает  $1600 \text{ кДж}\cdot\text{см}^{-2}$ . Оба района разделены относительно узкой зоной сгущения изолиний, которая особенно четко прослеживается в Фареро-Исландском проливе и к северо-востоку от о-ва Ян-Майен. Это сгущение изолиний можно идентифицировать как главную полярную фронтальную зону (ПФЗ), которая представляется крупномасштабной особенностью горизонтальной структуры термического состояния вод и показателем его неоднородности. Зона наибольших градиентов энтальпии отделяет атлантическую водную массу от полярных и смешанных вод и простирается от Исландии на юго-восток до Фарерских островов, а затем ориентирована на северо-восток и север, пересекая весь бассейн. Для ПФЗ свойствен в основном квазимеридиональный характер распределения энтальпии.

Другой отличительной особенностью бассейна является выраженная горизонтальная неоднородность термического поля, которая за пределами ПФЗ представлена в виде аномалий, определенным образом распределенных в пространстве. В поле энтальпии выделяются термические аномалии, изолинии многих из которых имеют замкнутую форму. Одни из них имеют пониженную, а другие — повышенную температуру. В теплой воде справа (к востоку) от ПФЗ наблюдаются четыре замкнутые термические аномалии приблизительно с центром на  $65^\circ \text{ с. ш.}, 5^\circ \text{ в. д.}; 70^\circ \text{ с. ш.}, 5^\circ \text{ в. д.}; 70^\circ \text{ с. ш.}, 12,5^\circ \text{ з. д.}; 76^\circ \text{ с. ш.}, 12,5^\circ \text{ з. д.}$ , значение энтальпии в них превышает  $1400, 1400, 1200, 600 \text{ кДж}\cdot\text{см}^{-2}$  (см. рис. 1). Повышенная энтальпия отмечается в Фареро-Шетландском проливе и проливе Фрама (выше  $1200$  и  $400 \text{ кДж}\cdot\text{см}^{-2}$  соответственно). Однако недостаточное число данных не позволяет сделать вывод о замкнутом виде изолиний аномалии. В холодной воде к западу (слева) от ПФЗ локализуются две термические аномалии с центром приблизительно на  $69^\circ \text{ с. ш.}, 10^\circ \text{ з. д.}$  и  $75^\circ \text{ с. ш.}, 2,5^\circ \text{ з. д.}$  (см. рис. 1).

Область распространения теплых и холодных термических аномалий  $150\text{—}200 \text{ км}$ , они прослеживаются до больших глубин, резко выделяются на среднем фоне и представляют собой очаги тепла или холода. Несмотря на относительно небольшие размеры очагов, они вносят большой вклад в содержание тепла и холода во всем регионе. Нетрудно заметить, что характер распределения тепла и локализация термических аномалий на этой акватории соответствуют существующей системе циркуляции вод. Район высокой энтальпии тяготеет к зоне действия Норвежского течения и распространения вод атлантического происхождения, а район содержания холода связан с распространением арктических (полярных) вод ветвями Восточно-Гренландского течения (восточно-исландской и ян-майенской).

Очаги чаще всего не прослеживаются в поверхностных слоях и более отчетливо проявляются на промежуточных горизонтах, по-видимому, из-за сложного вертикального строения, что маскирует термиче-

ские неоднородности вблизи границы с атмосферой. В очагах отмечается характерное строение изотермических (изопикнических) поверхностей. Например, в очагах холода вид изотерм (изопикн) резко восходящий куполообразный, а в очагах тепла, наоборот, — нисходящий. Особенности пространственной структуры и локализация термических аномалий на данной акватории косвенно указывают на адвективное происхождение очагов и превалирующую роль глубинных процессов в их образовании.

Вероятно, очаги тепла являются следствием циркуляций антициклонического типа, которые приводят к опусканию прогретых вод с поверхности на глубину. Очевидно, очаги холода образуются в результате существования вихрей циклонического типа, вертикальная циркуляция в центре которых обеспечивает вынос холодных глубинных вод к поверхности. Сравнение рис. 1 и 2 показывает, что отмеченные в весенне-летний период закономерности распределения тепла в бассейне в конце лета и зимой в основном сохраняются и отличаются удивительной устойчивостью. Временной масштаб осреднения данных, по которым рассчитано поле энтальпии в диапазоне от месяца до сезона, также значительно не сказывается на идентификации многоядерной структуры теплового поля. Тем не менее термические аномалии подвержены заметным вариациям. Их интенсивность, вероятно, связана с разномасштабными колебаниями в напряженности Северо-Атлантического и Восточно-Гренландского течений. На эту связь оказывает влияние синоптическая изменчивость океана, асинхронное распределение энергии движения по различным струям течений, перемещение глубинных и донных вод. Со временем под воздействием внешних факторов изменяются значения энтальпии, размеры, геометрия аномалий, топография и глубина расположения изотермических поверхностей.

Внутригодовая изменчивость центра термических очагов обычно не превышает шага сетки наблюдений, равного 100 км. Некоторое подтверждение существованию очага тепла в районе Фареро-Шетландского пролива можно получить из рис. 2, б. Отличием рис. 1 и 2 является появление в августе 1982 г. второго очага холода в Норвежском море к северу от Фарерских островов. Однако этот очаг наблюдался также в мае и июле 1979 г. [15]. Следовательно, очаги накопления тепла и холода в норвежской ЭАЗО имеют климатический временной масштаб и являются неотъемлемой частью мезоструктуры теплового состояния бассейна. Таким образом, наличие значительных по размерам и устойчивых во времени температурных аномалий следует считать характерным качеством норвежской ЭАЗО.

Рассмотренные особенности пространственной структуры энтальпии, роль аномалий в образовании термического фона тоже свидетельствуют о преобладании адвективного фактора при формировании теплового состояния бассейна. Процессы теплообмена на границе океана с атмосферой и радиационный поток тепла менее интенсивны и играют подчиненную роль по отношению к горизонтальным переносам тепла за счет течений. Энтальпия вод в значительной степени определяется существенной неоднородностью поля скорости, завихренностью течений.

Можно ожидать, что в осенне-зимний период, когда возрастает приток атлантических вод и особенно в условиях выхода выхоложенных (и сухих) воздушных масс с континента на теплую морскую подстилающую поверхность, именно очаги теплонакопления в океане ответст-

венные за усиленную энергоотдачу и способствуют последующему активному переносу тепла в атмосфере [15].

Выявленный очаговый характер поля энthalпии рассматриваемого бассейна и наметившиеся связи термических неоднородностей с положением и интенсивностью полярной фронтальной зоны являются закономерностью пространственно-временной структуры тепловых состояний океана, ранее не известной. Имеющиеся косвенные данные подтверждают адвективный характер происхождения очагов тепла и холода. Результаты экспериментов по расчету течений с помощью модели А. С. Саркисяна свидетельствуют о том, что выявленные термические образования с холодным или теплым ядром являются следствием существования квазистационарных циркуляций — вихревых структур циклонического или антициклонического типа, которые имеют вертикальное развитие от поверхности до больших глубин [14].

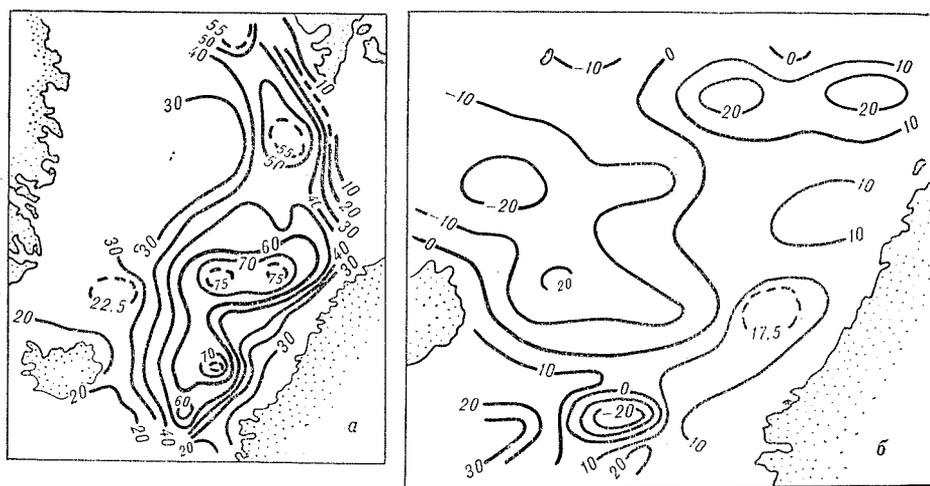


Рис. 3. Превышение уровня моря (см) в апреле—июне 1976 г. (а) и 4—28 августа 1982 г. (б)

Из рис. 3 видно что в апреле—июне 1976 г. [13] и августе 1982 г. на фоне генеральной тенденции падения уровня океана с востока на запад отмечаются три наиболее крупных элемента горизонтальной структуры динамического рельефа: область повышенных значений превышений уровня, локализованная на востоке, и область пониженных значений превышений уровня на западе, они отделены друг от друга переходной зоной больших градиентов уровня ПФЗ, ориентированной приблизительно вдоль осевого меридиана. Максимальный перепад уровня здесь превышает 50 см.

К востоку (справа) от ПФЗ в атлантической водной массе расположены пять-шесть динамических образований размером в поперечнике около 150—200 км, к их центру уровень повышается и отмечается правостороннее вращение вод — такие образования являются круговоротами антициклонического типа. Антициклонические вихри аккумулируют тепло поверхностных вод и способствуют проникновению его в глубинные слои. К западу (слева) от ПФЗ в арктической (полярной) водной массе расположено не менее двух динамических образований, к центру которых уровень понижается и наблюдается левостороннее

вращение вод — это круговороты циклонического типа. Циклонические вихри накапливают холод, поступающий с больших глубин.

Следовательно, справа от ПФЗ по наибольшим отметкам динамического рельефа в зоне действия Норвежского течения проходит ось конвергенции, а слева от ПФЗ по наименьшим отметкам динамического рельефа в зоне распространения Восточно-Гренландского течения — ось дивергенции.

Обобщенная закономерность зонального распределения уровенной поверхности справедлива только для глубоководной части бассейна за пределами прибрежных районов. На аваншельфе Скандинавии уровенный рельеф несколько понижается, а затем повышается из-за действия Балтийского течения, на левой границе которого находится фронтальная зона. Аналогичная ситуация в прибрежных водах Шпицбергена является результатом воздействия Восточно-Шпицбергенского течения (и участка арктической фронтальной зоны), а на материковом склоне и шельфе Гренландии — развития Восточно-Гренландского течения и существования мощной арктической фронтальной зоны. Это, вероятно, означает, что в прибрежных районах Скандинавии и Шпицбергена должна существовать также ось дивергенции, а на шельфе Гренландии — ось конвергенции.

Таким образом, меридионально-осредненный профиль уровенной поверхности бассейна, включая прибрежные районы, имеет достаточно сложное строение. Однако структура течений на шельфе Гренландии из-за небольшого числа данных наблюдений практически не изучена, а Балтийское и Восточно-Шпицбергенское течения играют в режиме циркуляции бассейна локальную роль.

Сравнивая рис. 1 и 3, а, а также рис. 2, б и 3, б, можно заключить, что очаги тепла находятся на оси конвергенции, очаги холода — на оси дивергенции, местоположение аномалий с теплым ядром соответствует антициклоническим вихрям, а аномалий с холодным ядром — циклонам. Все основные выводы, которые сделаны в отношении термических аномалий, подтверждаются для круговоротов. Вихри квазистационарны в пространстве, а характер их взаимного расположения относительно полярного гидрофронта, вероятно, свидетельствует об определенной генетической связи между крупными формами динамического рельефа и ПФЗ.

Полученные результаты и выводы работы [14], в которой проанализирована горизонтальная циркуляция вод в мае—июле 1979 г., позволяют на более современной основе и с новых позиций судить о структуре интегральной циркуляции данного региона. Динамический рельеф Норвежского и Гренландского морей в крупномасштабном плане представляет собой систему квазистационарных образований — круговоротов циклонического и антициклонического типа, определенным образом локализованных относительно ПФЗ. На рассматриваемой акватории в пределах принятого масштаба пространственной дискретности наблюдений существует не менее двух-трех циклонов и пять-шесть антициклонов, которые являются очагами накопления холода и тепла соответственно. Основные циклонические круговороты известны из работ [1, 5, 11, 26]. Антициклонические круговороты выявлены в результате исследований в последние годы [13—15].

Функциональная деятельность круговоротов и их изменчивость определяют главные особенности циркуляции (тепловое состояние) вод в климатическом плане, могут быть показательны для интенсивности дей-

ствующей системы течений и, вероятно, оказывают влияние на энергообмен океана с атмосферой. Формирование круговоротов обусловлено действующими в бассейне средними течениями, которые возбуждают перенос полярных вод на юг, а атлантических — на север. Механизм образования стационарных циклонов и антициклонов остается невыясненным. Однако отмеченная локализация круговоротов в пространстве не исключает возможность того, что они связаны с фронтальной зоной в океане и поддерживаются благодаря действию фронтальных процессов. Следствиями образования подобной структуры поля скорости могут быть и некоторые другие пространственные особенности циркуляции, носящие как более общий, так и частный характер:

1. Существование справа от ПФЗ генерального антициклонического, а слева генерального циклонического вращения вод, ядра которых тяготеют, главным образом, к понижениям рельефа дна или материковому склону бассейна, причем в глубоководных котловинах бассейна вероятно, имеется собственная циркуляция вод с интегральным переносом, превышающим расход поверхностных вод в области действия Норвежского и Гренландского течений. Круговой характер динамических образований отмечается на фоне известного транзитного меридионального перемещения в поверхностных слоях теплых и высокосоленных вод с Норвежским течением с юга на север на востоке бассейна, а холодных и опресненных вод с Восточно-Гренландским течением в обратном направлении на западе, причем часть атлантических вод проникает в западную часть акватории, а полярных — в восточную, участвуя, таким образом, в возвратном движении, которое осуществляется по спирали с постепенным переходом на промежуточные и глубинные горизонты.

2. Сопряженность каждой ветви Норвежского и Восточно-Гренландского течений с одним или несколькими термодинамическими образованиями, на периферии которых и формируются струйные потоки с фронтальной зоной на левой границе течения.

3. Определенная устойчивость крупных черт циркуляции бассейна. Несмотря на выраженную вихревую активность в синоптическом интервале периодов элементы средних течений не подавляются ею. Под влиянием процессов вихреобразования и меандрирования изменяется форма и интенсивность круговоротов. Масштаб миграций круговоротов из-за воздействия синоптической изменчивости относительно невелик.

4. Существование стационарной динамической системы бассейна, состоящей из образований с разным знаком завихренности, разделенных океаническим фронтом, вероятно, может свидетельствовать о важной роли термохалинных факторов в формировании средней циркуляции вод.

Выдвинутое предположение о структуре циркуляции данного бассейна, по-видимому, реально, поскольку циклонические круговороты Гренландского моря достаточно хорошо известны, а генеральный перенос вод в районе некоторых антициклонов, например, расположенных к юго-востоку от порога Мона и в районе работы судна погоды «М», подтверждается инструментальными измерениями течений. Тем не менее это предположение в главном основано на косвенных данных и результатах расчетов по модели, которые, как известно, содержат погрешности особенно при вычислениях параметров течений за пределами поверхностных слоев.

Новые экспериментальные данные будут способствовать выяснению

вопросов, касающихся реальной структуры течений бассейна, особенно, если они получены в различные сезоны года с учетом структуры циркуляции на границах региона, а также в глубинных и придонных слоях.

Поступила 22/III 1984 г.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А. П., Истошин Б. В. Некоторые результаты океанографических исследований в Норвежском и Гренландском морях. — В кн.: «Сов. рыбхоз. исслед. в морях Европейского Севера». М.: Изд. ВНИРО, ПИНРО, 1960, с. 23—36.
2. Атлас условий промысла сельди в Норвежском и Гренландском морях. — Калининградский совнархоз, 1962. — 184 с.
3. Берникова Т. А. О методе анализа водных масс на примере Норвежского моря. — Тр./БалтНИРО, 1960, вып. 6, с. 3—9.
4. Колесников В. Г. Уточнение схемы постоянных течений Норвежского моря. — В кн.: Моря Советской Атлантики. Калининград, 1964, с. 66—71.
5. Кольман О. В. О зарубежных исследованиях циркуляции вод в Датском проливе. — Тр./ААНИИ, 1971, т. 302, с. 80—89.
6. Корт В. Г., Тарасенко В. М. Синоптическая изменчивость Норвежского течения. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 4, с. 578—583.
7. Корт В. Г., Титов В. Б., Осадчий А. С. Кинематика и структура течений на полигоне в Норвежском море. — Океанология, 1977, т. 17, вып. 5, с. 769—774.
8. Мандель С. З. О сезонных и межгодовых колебаниях поступления тепла атлантических вод в Арктический бассейн. — Тр./ААНИИ, 1976, т. 349, с. 50—54.
9. Мандель С. З. Основные черты сезонных и межгодовых колебаний поступления атлантической воды и тепла в Арктический бассейн через пролив Фрама. — Тр./ААНИИ, 1979, т. 361, с. 24—29.
10. Морецкий В. Н., Степанов С. И. Давление воздуха над приатлантическим сектором Арктики и расходы Нордкапского течения. — Тр./ААНИИ, 1974, т. 325, с. 92—95.
11. Никифоров Е. Г., Шпайхер А. О. Закономерности формирования крупномасштабных колебаний гидрологического режима Северного Ледовитого океана. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 268 с.
12. Пастухов А. Ф. и др. Водообмен через Фареро-Шетландский и Фареро-Исландский проливы. — Морские гидрофиз. исслед., 1969, № 4 (46), с. 220—228.
13. Романцов В. А., Божков А. Т., Соколов В. Т. Изменение теплосодержания вод в весенне-летний период. — В сб.: ПОЛЭКС-Север-76. Л.: Гидрометеиздат, 1979, ч. 1, с. 58—66.
14. Романцов В. А., Семенов Г. А. Горизонтальная циркуляция вод Норвежского моря (май—июль 1979 г.). — Тр./ААНИИ, 1982, т. 382, с. 26—34.
15. Романцов В. А., Смирнов Н. П. О тепловом состоянии вод Норвежского моря. — Тр./ААНИИ, 1982, т. 382, с. 84—100.
16. Сухой В. Ф. Исследование водообмена между Атлантическим и Северным Ледовитым океаном на основе инструментальных наблюдений. — Морские гидрофиз. исслед., 1970, № 1 (47), с. 125—147.
17. Тимонов В. В., Смирнова А. И., Непоп К. И. Об очагах взаимодействия океана и атмосферы в Северной Атлантике. — Океанология, 1970, т. 10, вып. 5, с. 745—749.
18. Танцюра А. И. Преобладающие поверхностные течения Норвежского моря (Океанограф. исслед. в Европейском бассейне Северного Ледовитого океана). — Тр./ПИНРО, 1970, вып. 27, с. 143—152.
19. Тимофеев В. Т. Водные массы Норвежского и Гренландского морей и их динамика. — Тр./ААНИИ, 1944, т. 183. — 263 с.
20. Трешников А. Ф. и др. Натурный эксперимент по проблеме взаимодействия океана и атмосферы. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1968, вып. 28, с. 5—20.
21. Трешников А. Ф., Баранов Г. И. Структура циркуляции вод Арктического бассейна. — Л.: Гидрометеиздат, 1972. — 157 с.
22. Трешников А. Ф., Никифоров Е. Г., Савченко В. Г. О натуральных исследованиях водообмена между Северным Ледовитым и Атлантическим океанами по программе ПОЛЭКС. — Тр./ААНИИ, 1975, т. 321, с. 4—17.
23. Шулейкин В. В. Взаимодействие звеньев в системе «океан—атмосфера—материка». — Мат-лы V съезда ВГО, 1970, 36 с.

24. Янес А. В. Об изменении интенсивности Атлантического течения в районе Фареро-Шетландского пролива. — Тр./ААНИИ, 1972, т. 306, с. 61—77.

25. Янес А. В. О сезонных изменениях теплового состояния вод Северо-Атлантического течения. — Тр./ААНИИ, 1974, т. 325, с. 148—154.

26. Helland Hansen B. and Nansen F. The Norvegia sea. — Rep. of Nork Fish. Mag. Yuwest, 1909, vol. 2(1)—390 p.

*В. И. Смирнов*

## ОБЪЕМЫ ЛЬДА В ВОДАХ ЗАРУБЕЖНОЙ АРКТИКИ

В последние годы в Северном Ледовитом океане и его морях было выполнено значительное количество измерений неровностей верхней и нижней поверхностей ледяного покрова различного возраста. Эти работы проводились за рубежом [7—9]. Большой вклад в изучение соотношений неравномерностей ледяного покрова внесли и советские ученые [1—4]. В большинстве случаев осредненные значения соотношений совпадают [1]. Это позволяет принять эти осредненные соотношения для определения межгодовой изменчивости объемов льда в отдельных районах и их сопоставления, для выявления влияния природных процессов (тепловых, динамических) на изменения объемов.

Для однолетнего льда верхнее основание тороса по обобщенным данным [1] примем равным его высоте, а нижнее — пяти высотам. Ледяной киль под этим торосом имеет основание, равное семи высотам, нижнее — одной, а заглубление — пяти высотам тороса. Исходя из таких соотношений неровностей верхней и нижней поверхностей однолетнего льда, определим его объем ( $V_1$ )

$$V_1 = S_1 \left( h_{\text{л}} + 4,6kh_{\text{т}} - \frac{S_{\text{т}}}{100} \right),$$

где  $S_1$  — площадь (%) акватории, занятая однолетними льдами сплошностью 10 баллов;  $h_{\text{л}}$  — толщина ровного однолетнего льда;  $h_{\text{т}}$  — высота торосов;  $k$  — коэффициент заполнения тороса и ледяного кия;  $S_{\text{т}}$  — торосистость (%) однолетнего льда.

Если принять коэффициент заполнения равным 0,75, то расчетная зависимость будет иметь вид

$$V_1 = S_1 \left( h_{\text{л}} + 3,45h_{\text{т}} - \frac{S_{\text{т}}}{100} \right).$$

Эту зависимость можно принять и для расчета объемов двухлетнего льда, так как соотношения размеров торосов и ледяных килей у двухлетнего и однолетнего льдов близки. Для многолетних льдов полагаем нижнее основание тороса равным восьми его высотам, а верхнее — одной, нижнее основание ледяного кия — трем, верхнее — шестнадцати, заглубление — пяти высотам тороса. По аналогии получим зависимость для расчета объема многолетнего льда  $V_{\text{м}}$  в следующем виде:

$$V_{\text{м}} = S_{\text{м}} \left( h_{\text{м}} + 4,9h_{\text{т}} - \frac{S_{\text{т}}}{100} \right),$$

где  $S_{\text{м}}$  — площадь (%) акватории, занятая многолетними льдами сплошностью 10 баллов;  $h_{\text{м}}$  — толщина ровного многолетнего льда.

Полученные зависимости позволяют выявить межгодовые и сезонные изменения объемов льда различного возраста в данном районе, сравнить их с изменениями объемов льда в других районах. Более тщательный анализ результатов, кроме того, дает возможность судить об относительном вкладе различных природных процессов на эти изменения. В частности, можно выявить относительную роль таяния льда, леодообмена с соседними акваториями и торосообразования.

Для расчетов среднегодовых объемов льда и их сезонных изменений в западном (восточная часть Чукотского и море Бофорта) и восточном (море Баффина и Девисов пролив) районах зарубежной Арктики ледовитость, количество и средние толщины льда различного возраста, их торосистость (табл. 1) получены в среднем за 1953—1970 гг.

Таблица 1

Среднегодовая ледовитость (при сплоченности 10 баллов) и толщины льда

Месяц	Западный район						Восточный район					
	ледовитость, %					толщина льда, м			ледовитость, %			толщина однолетнего льда, м
	многолет-ного	двулет-ного	однолет-ного	молодого	общая	многолет-ного	двулет-ного	однолет-ного	однолет-ного	молодого	общая	
Июнь	25	5	51	0	81	3,00	2,60	2,20	44	0	44	1,40
Июль	25	5	35	0	65	3,05	2,20	1,80	27	0	27	0,80
Август	25	5	20	0	50	2,60	1,55	1,00	9	0	9	0,40
Сентябрь	25	5	17	0	47	2,45	1,20	0,70	2	0	2	0,20
Октябрь	25	5	15	16	61	2,50	1,25	0,80	2	7	9	0,40

Примечание. 1. В западном районе принимается торосистость многолетнего льда 2—3 балла, однолетнего и двухлетнего — 2 балла, в восточном — однолетнего льда 2 балла.

2. Во всех районах высота торосов: на многолетнем льду — 2,0 м, на однолетнем — 1,6 м.

[5]. Для северо-западных проливов и пролива Парри Канадского Арктического архипелага эти характеристики ледяного покрова определены для июня—сентября 1961—1968 гг., по данным Канадского ледового ежегодника [6].

Объемы льда рассчитаны для единичных площадок километр на километр и названы распределенными. Ледовитость, толщина и торосистость льдов различного возраста на такой площадке и на всей акватории принимались одинаковыми. Зная площадь всего района или его части, можно по известным распределенным объемам (табл. 2) полу-

Таблица 2

Среднегодовые распределенные объемы льда (млн. м<sup>3</sup>) на единичной площадке (1 × 1 км<sup>2</sup>)

Район	Июнь	Июль	Август	Сентябрь	Октябрь
Западный	3,87	2,89	2,09	1,92	1,95
Северо-западные проливы	4,55	4,04	2,93	2,78	
Пролив Парри	2,73	2,00	1,27	0,82	
Восточный	1,25	0,61	0,17	0,03	0,07

чить суммарный объем льда. Наибольшие распределенные объемы льда обнаружены в северо-западных проливах. В западном районе они в июне и сентябре на 15 и 31% меньше, чем в северо-западных проливах, в проливе Парри соответственно на 40 и 70% и в восточном районе — на 73 и 99%. Минимальные объемы льда во всех районах наблюдаются в сентябре.

Уменьшение объемов льда от июня к сентябрю в среднем в северо-западных проливах составляет 39%, в западном районе — около 50%, в проливе Парри — 70% и в восточном районе — 98%. При этом процесс уменьшения объемов неравномерен во времени. В северо-западных проливах наибольшее уменьшение объемов (около 25%) наблюдается от июля к августу, наименьшее (3%) — от августа к сентябрю. В западном и восточном районах и проливе Парри максимальное уменьшение объемов отмечается от июня к июлю (соответственно 25, 51, 27%) и от июля к августу (21, 35, 27%), минимальное — от августа к сентябрю (4, 11, 16%).

Процесс значительного уменьшения объемов льда начинается в среднем во второй половине июня и заканчивается в середине августа. В более южных районах, где наблюдаются однолетние льды, он начинается на 10—20 суток раньше. В районах, где преобладают многолетние и двухлетние льды (северо-западные проливы), начало этого процесса смещается на 10—20 суток на более поздние сроки.

Межгодовые изменения объемов можно проследить по данным табл. 3, из которой следует, что они незначительны в северо-западных

Таблица 3

Межгодовые изменения распределенных объемов льда

Изменения	Июнь			Июль			Август			Сентябрь		
	м	о	с	м	о	с	м	о	с	м	о	с

Северо-западные проливы

Средние, млн. м <sup>3</sup>	3,27	1,28	4,55	3,06	0,98	4,04	2,32	0,61	2,93	2,51	0,27	2,78
Отклонение от среднего, %	66	78	37	73	46	48	50	57	40	59	181	46

Пролив Парри

Средние, млн. м <sup>3</sup>	0,69	2,04	2,73	0,54	1,46	2,00	0,48	0,79	1,27	0,36	0,46	0,82
Отклонение от среднего, %	277	75	42	239	95	73	212	135	111	131	117	99

Примечание. м, о, с — объемы соответственно многолетнего и однолетнего льда и суммарные.

проливах и существенны в проливе Парри, от июня к сентябрю они увеличиваются. В северо-западных проливах межгодовая изменчивость не имеет выраженного сезонного хода.

Изменения объемов льда от месяца к месяцу можно разделить на два типа. Для первого типа характерно равномерное их уменьшение от июня к октябрю, а для второго — неравномерное. При втором типе наибольшее уменьшение объемов льда происходит от июля к августу, а от августа к сентябрю наблюдается даже их увеличение. В северо-западных проливах изменения объемов льда при первом типе наблюдаются в годы с их наименьшими значениями (1966, 1967, 1968 гг.), при втором — с наибольшими (1961, 1962, 1963 гг.). При этом умень-

шение объемов однолетнего льда было равномерным, а многолетнего равномерным (1966, 1967, 1968 гг.) и неравномерным (1961, 1962, 1963 гг.).

В проливе Парри изменения объемов льда при первом типе наблюдались в годы с наибольшими их значениями (1964, 1966, 1967, 1968 гг.), а при втором — с наименьшими (1961, 1962, 1963, 1965 гг.). При этом уменьшение объемов однолетнего льда было таким же, как и суммарных объемов, а объемы многолетнего льда не изменялись совсем (1961, 1962, 1963, 1966, 1967 гг.) или уменьшались равномерно (1964 г.) и неравномерно (1965 и 1968 гг.).

Уменьшение среднемноголетних распределенных объемов многолетнего льда в северо-западных проливах от июня к октябрю было неравномерным, а однолетнего — равномерным; в проливе Парри — многолетнего и однолетнего льда равномерным (табл. 4). За июнь—сентябрь

Таблица 4

Уменьшение среднемноголетних распределенных объемов

Лед	Северо-западные проливы			Пролив Парри		
	млн. м <sup>3</sup>	процент от объема		млн. м <sup>3</sup>	процент от объема	
		начального	общего		начального	общего
Многолетний	0,76	24	43	0,33	48	17
Однолетний	1,01	79	57	1,58	78	83
Всего	1,77	39	100	1,91	70	100

с единичной площади в 1 км<sup>2</sup> выносятся и тает в проливе Парри в среднем почти на 10% льда больше, чем в северо-западных проливах, причем однолетнего льда на обеих акваториях исчезает около 80%, а многолетнего — в проливе Парри почти половина, а в северо-западных проливах около 1/4.

При неравномерном изменении распределенных объемов многолетнего льда в северо-западных проливах обычно наблюдается незначительное их уменьшение от июня к июлю (на 1—5%), значительное — от июля к августу (на 36%) и увеличение в среднем на 36% от второй половины августа до октября. Существенное уменьшение объемов льда сопровождается образованием зон чистой воды, общая площадь которых достигает в среднем 30%.

Уменьшение ледовитости и объемов льда связано с динамическими и тепловыми процессами. Например, при значительном уменьшении объемов льда (1961, 1962, 1963, 1965 гг.) разность среднемесячных давлений воздуха в июле на станциях Моулд-Бей и Алерт за эти 4 года составила —0,6 гПа, а в последующие 4 года около +2,5 гПа. Это означает, что в первом случае преобладали более теплые воздушные потоки юго-восточной четверти, а во втором — более холодные северо-западной четверти. В августе, когда началось увеличение ледовитости и объемов льда, преобладали более холодные северо-западные потоки. Средняя разность давления воздуха в августе составила +0,7 гПа. В последующие 4 года преобладали юго-восточные потоки (разность давления —0,4 гПа), обусловившие уменьшение распределенных объемов от августа до октября в среднем на 11%.

Повторяемость случаев, когда распределенные объемы в июне—сентябре не уменьшаются, а увеличиваются, в северо-западных проливах

для многолетних льдов составляла 17%, для однолетних — 0%, в проливе Парри — для многолетних льдов 21%, а для однолетних — 8%. Распределенные объемы льда возрастали в северо-западных проливах на 4—50%, а в проливе Парри — на 3—7% за счет увеличения объемов многолетнего льда и на 25—35% — за счет однолетнего льда. Поскольку в этот период преобладали процессы таяния льда, можно предполагать, что такое увеличение распределенных объемов обуславливалось поступлением льда из других акваторий. В северо-западные проливы лед поступает из Арктического бассейна, а в пролив Парри — из северо-западных проливов.

Сравнивая распределенные объемы льда в июне-сентябре, необходимо отметить, что знаки их аномалий в северо-западных проливах и проливе Парри различаются, особенно в июне и июле. Из 8 лет наблюдений только в июне и июле 1963 г. (один год) знаки аномалий распределенных объемов совпадали. В июне-сентябре они совпадали еще и в 1966 г. Объяснить это можно следующим. Если распределенные объемы льда в северо-западных проливах будут меньше средне-многолетних (за счет переноса льда в соседние акватории), то в проливе Парри можно ожидать вследствие поступления льда из северо-западных проливов повышенную ледовитость и распределенные объемы больше среднемноголетних. Если таяние льда невелико и его вынос из северо-западных проливов незначителен, то в проливе Парри на изменение этих объемов будет оказывать влияние только таяние льда. В этом случае возможно, что распределенные объемы в северо-западных проливах будут больше, а в проливе Парри меньше среднемного-летних.

*Поступила 22/V 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гаврило В. И., Грищенко В. Д., Лошилов В. С. К вопросу о натурных исследованиях морфологии торосов на арктических льдах и возможности моделирования процессов торошения. — Тр./ААНИИ, 1974, т. 316, с. 70—76.
2. Грищенко В. Д. Опыт исследования подводной части дрейфующих льдов. — Тр./ААНИИ, 1973, т. 307, с. 164—168.
3. Грищенко В. Д. О микрорельефе нижней поверхности морских дрейфующих льдов. — Тр./ААНИИ, 1976, т. 320, с. 208—213.
4. Грищенко В. Д. Статистические характеристики некоторых параметров рельефа верхней и нижней поверхности дрейфующих льдов. — Тр./АНИИ, 1976, т. 320, с. 214—222.
5. Смирнов В. И. Ледовые условия плавания судов в водах Канадско-Аляскинской Арктики. — Л.: Гидрометеиздат, 1974. — 180 с.
6. Lindsay D. G. Sea ice Atlas of Arctic Canada 1961—1968. Prep. in Ottawa under the Departm. of Energy, Mines and Resources Berchase 1975. — 213 p.
7. Lyon W. Under surface profiles of sea ice observed by submarine. — Proc. of the Intern. in Low Temper. Sci., 1967, vol. 1, p. 707—711.
8. Swithinbank Ch. Arcitc Pack Ice from below Sea Ice. — Proc. of an Intern. Conf., Reykjavic, 1972, p. 246—254.
9. Tucker W. B., Westhall V. H. Arcitc sea ice ridge frequency distributions derived from laser profiles. — AJDJEX Bul., 1974, N 21, p. 171—180.

## НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ВТОРЖЕНИЕМ МЯГКИХ И ЖЕСТКИХ АВРОРАЛЬНЫХ ЧАСТИЦ НА СТАНЦИИ НОВОЛАЗАРЕВСКОЙ ВО ВРЕМЯ МАГНИТОСФЕРНЫХ СУББУРЬ

Специалисты ГДР участвовали в работах Двадцать первой и Двадцать второй советских антарктических экспедиций (САЭ) по своей научной программе наблюдений. Одна из тем этой программы заключалась в исследовании явлений вторжения авроральных частиц на высотах от 70 до 150 км во время магнитосферных суббурь. Для выполнения этой темы были проведены специальные наблюдения [5]:

- ионосферного поглощения методом А1 и А2;
- интенсивности различных спектральных линий полярных сияний с помощью сканирующего фотометра;
- вариаций геомагнитного поля.

Программа была составлена так, чтобы можно было наблюдать за явлениями вторжений заряженных частиц различных диапазонов энергии на разных высотах. Измерения ионосферного поглощения методами А1 и А2 относились в основном к слою *D* и потому касались вторжений более жестких электронов (свыше 100 кэВ). Согласно работе [14], поглощение А2 главным образом наблюдается в нижнем слое *D*, а поглощение А1 — в верхнем слое *D*. Фотометрические наблюдения за авроральными спектральными линиями проводились во время Двадцать первой САЭ в основном для эмиссий на линиях  $\lambda$  3914 Å,  $\lambda$  5577 Å и  $\lambda$  4861 Å, лишь спорадически — для эмиссии на линии  $\lambda$  4278 Å, в период Двадцать второй САЭ — для линий  $\lambda$  3914 Å,  $\lambda$  4278 Å,  $\lambda$  5199 Å,  $\lambda$  5577 Å,  $\lambda$  6300 Å и  $\lambda$  6563 Å.

В ходе этой работы исследовалась люминесцентность линий  $\lambda$  3914 Å,  $\lambda$  4278 Å,  $\lambda$  4861 Å и  $\lambda$  5577 Å во время суббурь в магнитосфере. Как известно, эмиссии этих спектральных линий отличаются явно выраженным высотным профилем, причем максимальные эмиссии имеют место на высоте порядка 120 км. Эти эмиссии вызваны более мягкой компонентой электронов (менее 10 кэВ). Только эмиссия на линии  $\lambda$  4861 Å, характерная для линии  $H_{\beta}$  водородной дуги, образуется под действием осаждаемых протонов.

Во время Двадцать второй САЭ неоднократно проводилось сканирование спектрального фотометра в интервалах от 18° от зенита до угла места в 18° ю. ш. В результате определена широта распространения полярного сияния. Наблюдения за геомагнитными вариациями поля позволяют получить сведения о вторжении той же компоненты электронов, которая участвует в образовании полярных сияний, поскольку электроструи, западная на высоте 105 км и восточная на высоте 120 км [11], тоже текут в слое *E*.

Вследствие комплексного исследования развития суббурь по данным различных методов наблюдений с Земли получена определенная информация о жесткой и мягкой компонентах высыпающихся электронов. Подробные описания явлений аврорального высыпания приводятся в работах [2, 10, 13]. Существенной особенностью высыпания авроральных частиц является возможность разделения их на диффузные и дискретные события [15]. В соответствии с ними встречаются диффузные и дискретные полярные сияния. Обобщенное описание диффузной зоны полярных сияний дано в работе [1].

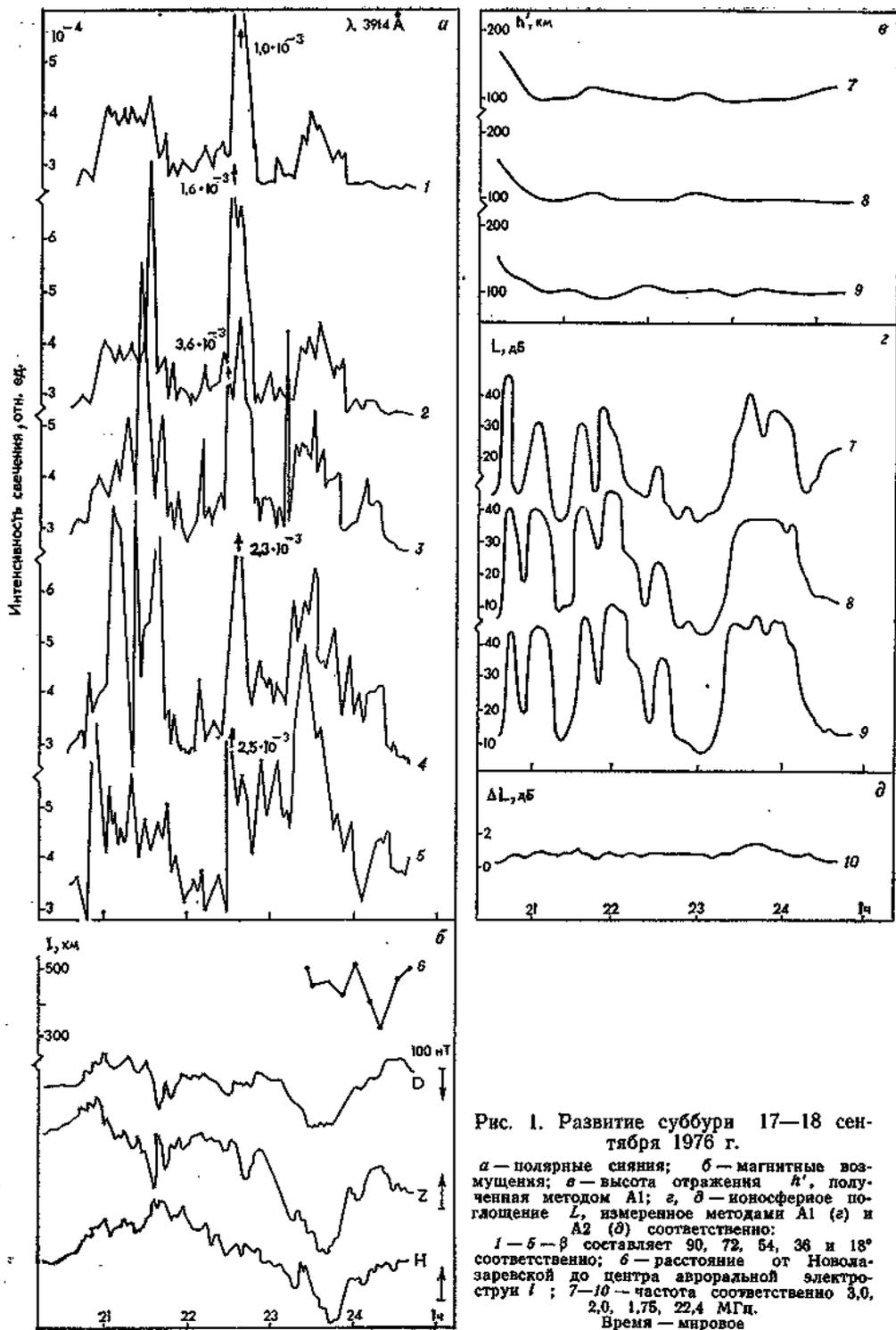


Рис. 1. Развитие суббури 17–18 сентября 1976 г.

*а* — полярные сияния; *б* — магнитные возмущения; *в* — высота отражения  $h'$ , полученная методом A1; *г*, *д* — ионосферное поглощение  $L$ , измеренное методами A1 (*г*) и A2 (*д*) соответственно;

*1–5–β* составляет 90, 72, 54, 36 и 18° соответственно; *б* — расстояние от Новолазаревской до центра авроральной электроструи *1*; *7–10* — частота соответственно 3,0, 2,0, 1,75, 22,4 МГц.  
Время — мировое

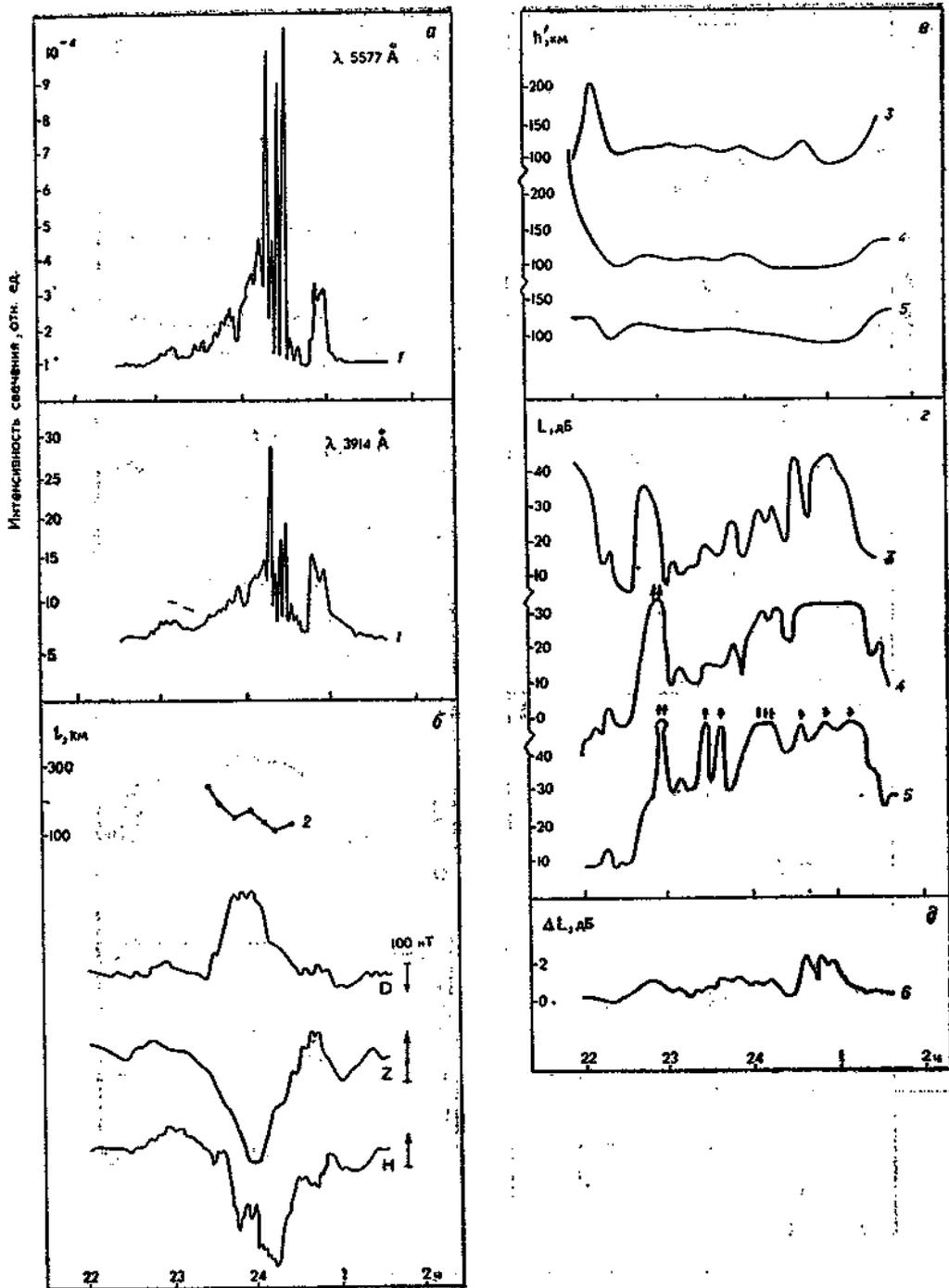


Рис. 2. Развитие суббури 25—26 сентября 1976 г.

$a-d$  — то же, что и на рис. 1;  
 1 —  $\beta = 90^\circ$ ; 2 — расстояние от Новолазаревской до центра авроральной электроструи;  
 3—6 — частота соответственно 3,0, 2,0, 1,75, 22,4 МГц

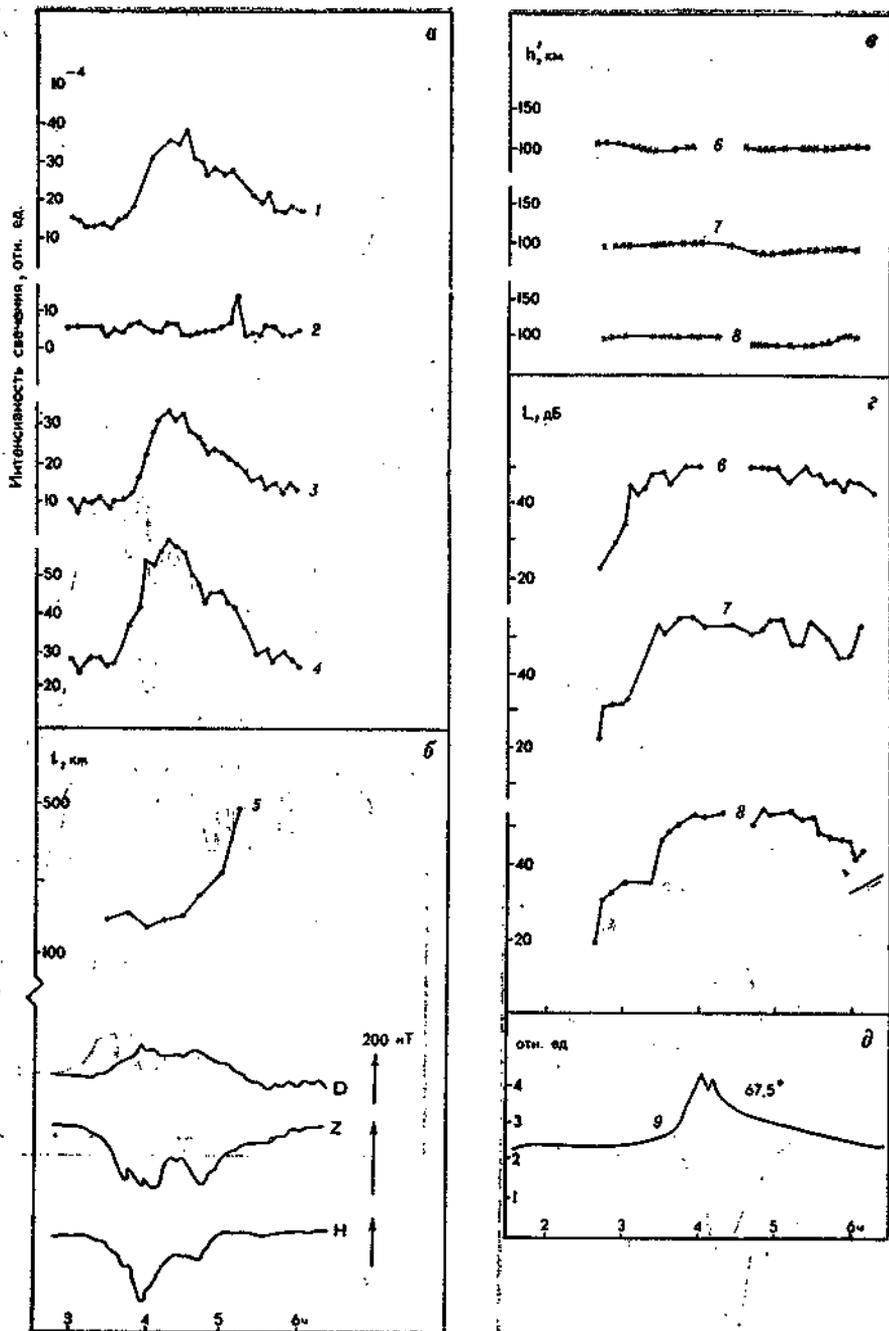


Рис. 3. Развитие суббури 11 июля 1977 г.

*a—б* — то же, что и на рис. 1:

*1—4* —  $\lambda$  составляет 5577, 4861, 4273, 3914 Å соответственно; *5* — расстояние от Ново-лазаревской до центра авроральной электроструи *1*; *6—9* — частота соответственно 3,0, 2,0, 1,75, 32,0 МГц

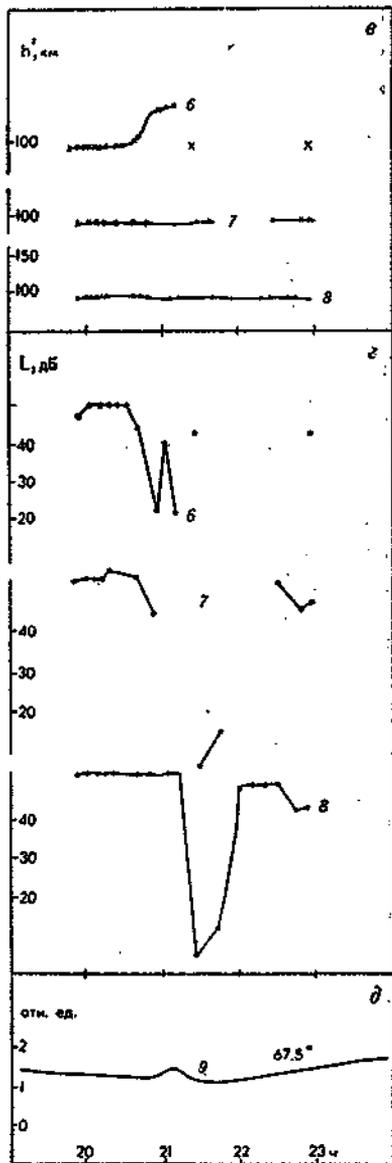
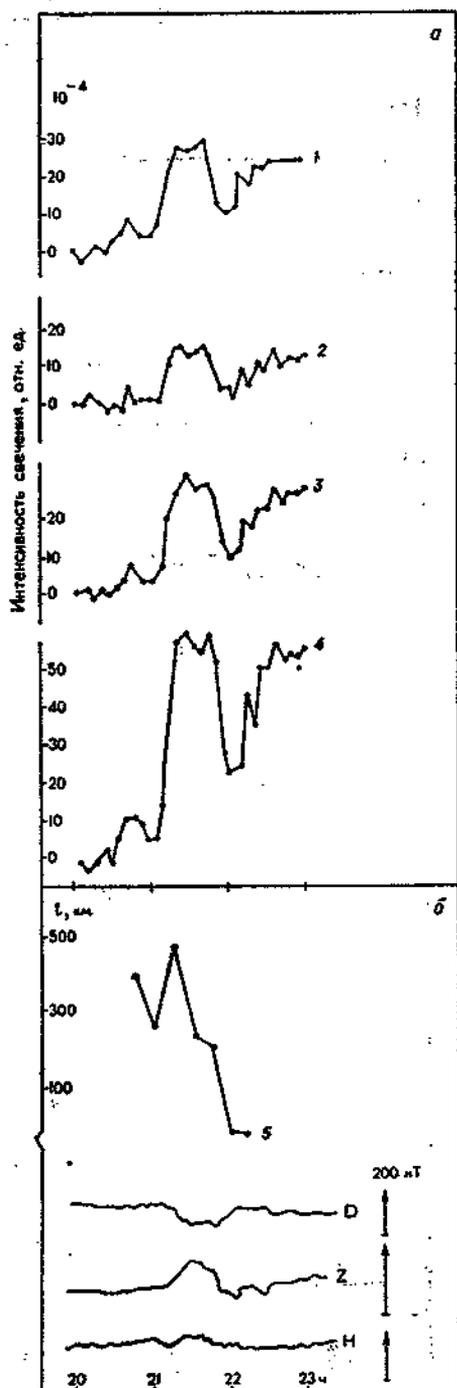


Рис. 4. Развитие суббури 15 июля 1977 г.  
Условные обозначения те же, что и на рис. 3

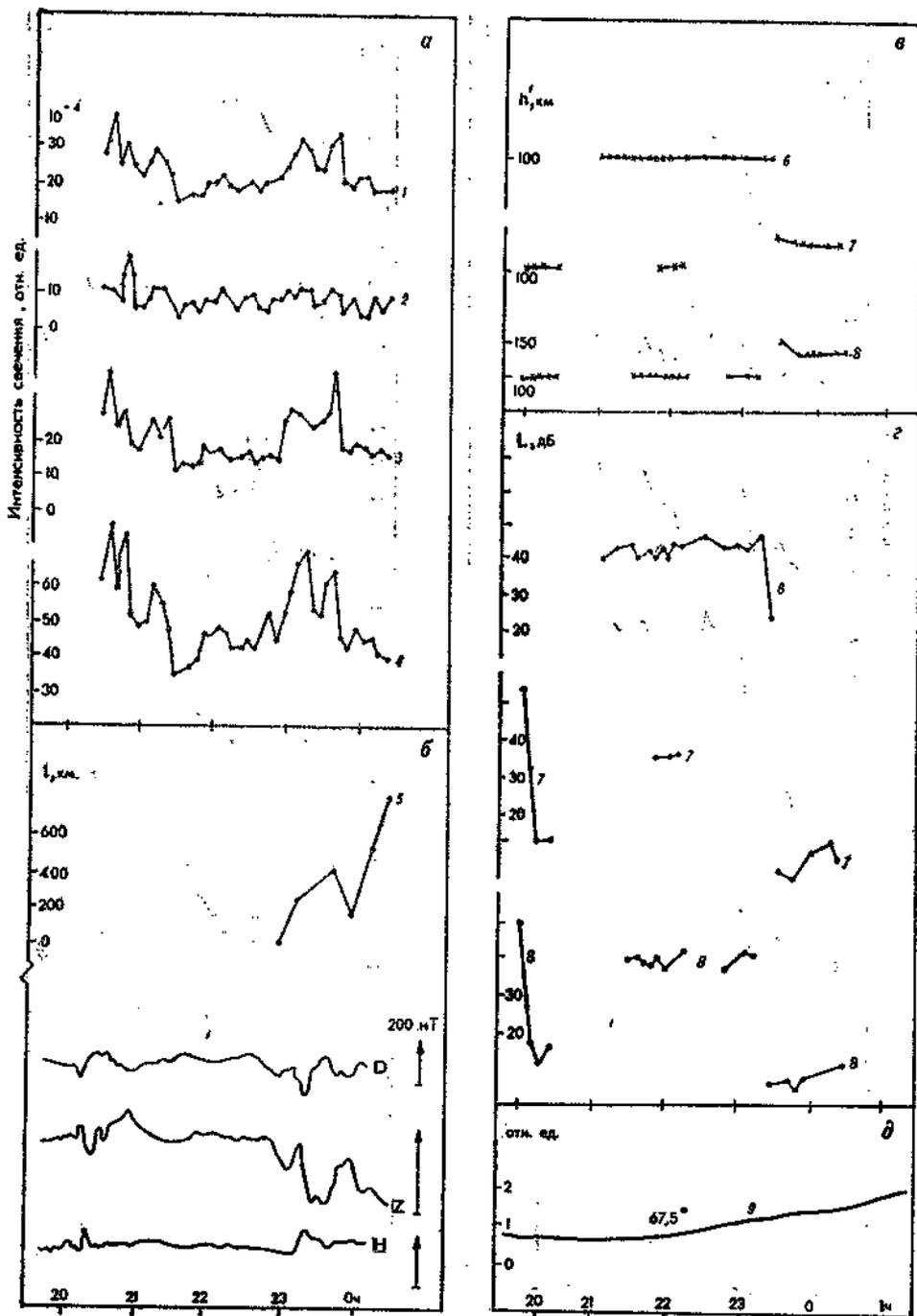


Рис. 5. Развитие суббури 10 июля 1977 г.  
 Условные обозначения те же, что и на рис. 3

Дискретные события характеризуются тем, что дифференциальные спектры электронов имеют максимум вдоль поля при определенной дискретной энергии, что не характерно для диффузных явлений. Дискретные полярные сияния отмечаются обычно к полюсу от диффузных. Если фотометрические наблюдения за полярными сияниями проводятся на определенной длине волн, то не совсем просто отличить дискретный тип полярного сияния от диффузного. Однако дискретные полярные сияния по сравнению с диффузными характеризуются более короткой продолжительностью и более резкими градиентами яркости сияния. В зените на Новолазаревской, как правило, наблюдаются диффузные полярные сияния, поскольку эта станция находится чаще в субавроральных широтах, чем в авроральных. Полярные сияния, наблюдаемые в вечернем секторе, приходится рассматривать в связи с диффузным высыпанием частиц.

По результатам проведенных исследований суббурь построены графики синхронных изменений полярного сияния, ионосферного поглощения и магнитного поля (рис. 1—5). Значения люминесцентности полярных сияний приводятся в относительных единицах с учетом поправок Рэля и Ван Рейна. Значения градусов, приведенные на рис. 1, а, относятся к результатам измерений фотометром, выполненных под определенным углом. Эти углы ( $\beta$ ) соответствуют удаленности от Новолазаревской ( $I$ ) и геомагнитной широте ( $\Phi$ ):

$\beta$	$I$ , км	$\Phi$
90°	0	66,2°
72	33	66,5
54	83	67,0
36	161	67,7
18	324	69,2

На рис. 1—5, б показаны компоненты геомагнитного поля вариаций  $D$ ,  $H$ ,  $Z$ . Помимо этого было определено расположение центра авроральной электроструи к югу от Новолазаревской. Эти значения являются приблизительными, так как при использовании геомагнитных данных одной станции приходится задавать широту и структуру авроральной электроструи. Предполагалось, что средняя ширина электроструи составляет 5° [7] и плотность потока постоянна на всей широте. Сведения об описанных событиях даны в табл. 1.

Таблица 1

Число	Время (VT), ч — мин	K-индекс (макс.)	$D_{st}$	Число	Время (VT), ч — мин	K-индекс (макс.)	$D_{st}$
Сентябрь 1976 г.				Июль 1977 г.			
16	00 30—03 00	2+	—8	10	20 00—00 00	3+	—29
17, 18	20 00—00 40	4o	—32	11	02 40—06 00	3+	—26
19, 20	21 00—02 00	5+	—38	15	20 00—23 00	3+	—26
25, 26	22 00—01 40	5—	—25	20, 21	20 00—03 00	4—	—34

Поглощение A1 (рис. 1—5, г) и высота ( $h'$ ) (рис. 1—5, в) приводятся для трех частот (1,75, и 2,00 и 3,00 МГц). Поглощение A2 (рис. 1—5, д) при частоте 22,4 МГц измерялось в направлении небес-

ного полюса, при этом была установлена интенсивность поглощения в децибелах и отсчете от уровня при отсутствии возмущений.

Рассмотрим события, наблюдавшиеся во время Двадцать первой (см. рис. 1, 2) и Двадцать второй (см. рис. 3—5) САЭ. В период Двадцать второй САЭ сканирование фотометром не проводилось и все наблюдения за полярными сияниями велись под одним и тем же углом в  $18^\circ$  ю. ш. При этом постоянно измерения велись на четырех линиях:  $\lambda 3914 \text{ \AA}$ ,  $\lambda 4278 \text{ \AA}$ ,  $\lambda 4861 \text{ \AA}$  и  $\lambda 5577 \text{ \AA}$ . Относительные единицы люминесцентности, полученные в обеих экспедициях, не тождественны и их нельзя сопоставлять. Показатели поглощения А1 также различны.

С 20 ч 30 мин до 22 ч 30 мин UT 17—18 сентября 1976 г. (см. рис. 1) на станции Новолазаревской отмечалась восточная электроструя (значения  $\Delta H$  — положительные), а после 23 ч UT — западная электроструя (значения  $\Delta H$  — отрицательные). Полярные сияния, видимые в линии  $\lambda 3914 \text{ \AA}$ , вызывались вторжением электронов и наблюдались в короткие временные интервалы на всех авроральных широтах, прекращаясь только на широте Новолазаревской. При прохождении разрыва Харанга происходило быстрое и сильное увеличение люминесцентности. В области западной электроструи было заметно сильное возрастание поглощения А1, которое длилось без явных изменений на протяжении всего периода отрицательного бухтообразного возмущения. Сильные колебания в поглощении не коррелируют с флуктуациями в полярном сиянии на линии  $3914 \text{ \AA}$ . Так, например, максимальное поглощение наблюдалось во время активной фазы положительной бухты и полярного сияния. В вечернем секторе, в том числе и в области разрыва Харанга, поглощение космического радиоизлучения незначительное. Интересно, что экстремально низкое поглощение наблюдалось сразу после 23 ч 00 мин UT, когда примерно в 300 км к полюсу от Новолазаревской имелась довольно сильная эмиссия  $\lambda 3914 \text{ \AA}$ . С другой стороны, сильное поглощение А1 в 22 ч 00 мин UT отмечалось во время, когда не было никаких полярных сияний.

Суббура 25/26 сентября 1976 г. (см. рис. 2) характеризовалась мощной взрывной фазой, которая начиналась в 23 ч 35 мин UT. Развитие полярного сияния в линиях  $\lambda 3914 \text{ \AA}$  и  $\lambda 5577 \text{ \AA}$  протекало синхронно с нарастанием полярной магнитной суббури. Сильное увеличение поглощения А1 и поглощения космического радиоизлучения начиналось уже в 22 ч 35 мин UT, когда полярных сияний еще не видно. После 22 ч 00 мин UT наблюдались сильные кратковременные колебания в интенсивности свечения, которые не отражались в поглощении. И, наоборот, изолированное намного более слабое полярное сияние около 01 ч 00 мин UT сопровождалось сильным поглощением А1 и А2.

В утренние часы 11 июля 1977 г. (см. рис. 3) наблюдалась мощная магнитная суббура. Центр западной электроструи находился на протяжении всей взрывной фазы и во время фазы восстановления на расстоянии 200 км от Новолазаревской. Отрицательная магнитная бухта сопровождалась сильными полярными сияниями на первых двух негативных полосах  $N_2^+$  и эмиссией  $/01/_{32}$ . Проявлений эмиссии  $H^+$  не наблюдалось. Поглощение А1 усиливалось за полчаса до начала магнитного эффекта и полярных сияний. В этом случае повышенное поглощение А1 сохранялось в течение многих часов, даже после окончания магнитных возмущений и полярных сияний. Временное поведение поглощений А2 и А1 существенно отличается. Максимальное поглощение

космического радиоизлучения, однако, хорошо коррелирует с максимальной интенсивностью полярного сияния.

В вечерние часы 15 июля 1977 г. (см. рис. 4) между 21 ч 00 мин и 22 ч 00 мин UT развивалась изолированная положительная бухта. При этом восточная электроструя сильно смещалась к экватору. В это время особой интенсивности достигают сияния в линии  $\lambda 3914 \text{ \AA}$ . Одновременно появлялись протонные сияния на линии  $\lambda 4861 \text{ \AA}$  и сильно понижалось поглощение A1 (частота 1,75 МГц). Как видно из рис. 4, в, поглощение A1 происходит на высоте менее 100 км. Вместе со снижением поглощения A1 ослаблялось поглощение A2.

Изолированное положительное возмущение 10 июля 1977 г. (см. рис. 5) появлялось в горизонтальной компоненте  $H$  в 20 ч 00 мин — 21 ч 00 мин и в 23 ч 00 мин — 24 ч 00 мин UT. Интересно, что электронные полярные сияния наблюдались во время обоих положительных возмущений, тогда как протонное — только в ходе первого возмущения. Из рис. 5 хорошо видно, что поглощение A1 в период положительных бухт сильно падает. Снижение поглощения в обоих случаях происходит довольно быстро.

Развитие суббурь в утреннем секторе (см. рис. 1—3) показывает, что корреляция между поглощением в слое  $D$  и полярными сияниями незначительна, т. е. временной ход высыпания электронов  $E_e < 10 \text{ кэВ}$  и  $E_e > 100 \text{ кэВ}$  может существенно различаться. Из рис. 2 хорошо видно, что поглощение в слое  $D$  может начаться до появления полярного сияния (около 23 ч 00 мин UT). Соотношение между интенсивностями полярных сияний в линиях  $\lambda 3914 \text{ \AA}$  и  $\lambda 5577 \text{ \AA}$  и поглощением

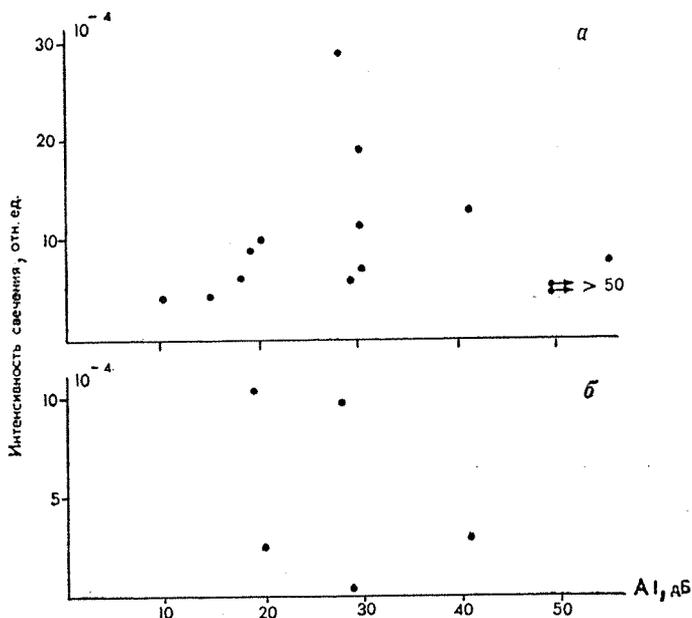


Рис. 6. Взаимосвязь между поглощением A1 и эмиссиями в линиях  $\lambda 3914 \text{ \AA}$  (а) и  $\lambda 5577 \text{ \AA}$  (б)

A1 (рис. 6) показывает, что корреляция между этими двумя явлениями отсутствует. Тем не менее встречаются и такие случаи, когда погло-

шение  $A_1$  значительно повышается во время полярного сияния и магнитной суббури, как, например, 11 июля 1977 г. (см. рис. 3). Интересно, что высокий уровень поглощения сохраняется и после окончания магнитной суббури. Эта особенность является, наверное, типичной (см. рис. 1, 2).

Между поглощением космического радиоизлучения и поглощением  $A_1$  также нет хорошей корреляции. Поглощение космического радиоизлучения больше связано с отрицательными магнитными бухтами в утреннем секторе, чем с поглощением  $A_1$  (см. рис. 1, 3). В этой связи вызывает сомнение вывод [14] о том, что основной вклад в поглощение  $A_2$  принадлежит нижнему слою  $D$ , а в поглощение  $A_1$  — верхнему слою  $D$ . В этом случае поглощение  $A_2$  было бы связано с еще более энергичными электронами, чем поглощение  $A_1$ . Соответствующие временные вариации в спектре высыпавшихся электронов представляются маловероятными. На слабую корреляцию между полярными магнитными суббуриями и поглощением в слое  $D$  указывалось уже в работе [4]. Этот результат был получен по данным измерений методом  $A_3$  для исправленных геомагнитных широт  $68-70^\circ$ . Станция Новолазаревская с исправленной геомагнитной широтой около  $62^\circ$  [8] находится скорее в субавроральных широтах. Как показывают результаты наблюдений, здесь во время суббурь наряду с авроральными электронами происходит высыпание еще более энергичных электронов ( $E > 100$  кэВ). Высыпание высокоэнергичных электронов в авроральных широтах отмечено также в работе [12], с понижением широты оно ослабевает.

На субавроральных широтах, где расположена Новолазаревская, высыпание электронов, вероятнее всего, будет иметь диффузный, а не дискретный характер. В этой связи можно предположить, что электроны, вызывающие наблюдаемые полярные сияния, ускоряются уже в плазменном слое, а не только вдоль силовых линий на более низких высотах. Весьма сомнительно, чтобы это распространялось и на электроны с большей энергией (свыше 200 кэВ). Для появления этих двух компонент в высыпании электронов требуются различные механизмы ускорения.

При этом следует учитывать, что ускорение происходит на более широком участке спектра или более узком. Параллельные электрические поля на более низких высотах, вероятно, не могут выполнять роль механизма ускорения, так как для ускорения электронов с энергией от нескольких килоэлектронвольт до 100 кэВ нужны слишком большие разности потенциалов (около  $10^2$  кВ). Однако такие высокие разности потенциалов не наблюдались [3].

Положительные бухтообразные возмущения в вечернем секторе наблюдались 17 сентября 1976 г. (см. рис. 1), 15 июля (см. рис. 4) и 10 июля (см. рис. 5) 1977 г. Следует отметить три особенности в протекании явлений:

1. Во время положительной бухты поглощение  $A_1$  бывает либо кратковременным (см. рис. 1), либо сильно снижается на протяжении возмущения. Последняя особенность является, по-видимому, наиболее распространенной.

2. Поглощение космического радиоизлучения не усиливается в период положительной бухты, можно отметить даже некоторое ослабление поглощения во время максимума бухты (см. рис. 4).

3. В вечернем секторе 15 июля (см. рис. 4) и 10 июля (см. рис. 5) 1977 г. в 20—21 ч UT появляются эмиссии  $H_\beta$ . Положительная бухта,

наблюдавшаяся в области разрыва Харанга (23—00 ч UT), не сопровождалась эмиссией в линии  $\lambda 4861 \text{ \AA}$ .

Понижение поглощения A1 во время положительной бухты может быть связано с улучшением условий отражения сигнала A1 от слоя E при высыпании электронов, ответственных за полярные сияния ( $E_e < 10 \text{ кэВ}$ ). Усиление отраженного сигнала создаст впечатление, что эффект затухания в слое D уменьшился. Причиной снижения поглощения может являться также отсутствие электронов  $E_e > 100 \text{ кэВ}$  в период развития положительной бухты [16]. Действительно, сильный спад поглощения A1 происходит и в утреннем секторе, где потоки электронов полярного сияния сильнее, чем в вечернем.

Чем объясняется отсутствие электронов с энергией выше 100 кэВ в вечернем секторе? Можно предположить, что высокоэнергичные электроны в ходе дрейфа полностью высыпаются уже в утреннем секторе, тогда как электроны с энергией менее 100 кэВ продолжают дрейфовать. Более вероятным представляется, однако, другой процесс, а именно: механизм ускорения в хвосте действует так, что высокоэнергичные электроны имеют пич-угловое распределение с максимумом вдоль силовых линий поля и в результате этого высыпаются уже в ранние утренние часы. Нарушения 3-го и 2-го адиабатических инвариантов из-за вариаций геомагнитного поля могут привести к высыпанию низкоэнергичных электронов в вечернем секторе [9].

Наблюдения эмиссии на линии  $\lambda 4861 \text{ \AA}$  свидетельствуют о высыпании протонов в вечернем секторе. Поскольку широта станции Новолазаревской соответствует  $L = 4,6$ , эти протоны приходят, скорее всего, из плазменного слоя, но не из области кольцевого тока. Этот факт отмечался ранее [6].

Таким образом, в утреннем секторе высыпание авроральных электронов ( $E_e = 1 - 20 \text{ кэВ}$ ) во время магнитосферных суббурь сопровождается высыпанием энергичных электронов ( $E_e > 100 \text{ кэВ}$ ). Это проявляется в усилении поглощения в слое D, измеряемого методом A1. Однако корреляция этих двух явлений довольно незначительна. В частности, энергичная компонента может появиться до начала магнитной суббури и полярных сияний. В вечернем секторе энергичной компоненты в высыпании электронов нет (отсутствие поглощения в слое D). Вместе с тем в вечернем секторе появляются эмиссии  $H_\beta$ , которые не наблюдаются в утреннем секторе.

Различия в спектре более энергичных электронов, высыпающихся в утреннем и вечернем секторах, могут быть объяснены характером пич-углового распределения частиц в плазменном слое. Временные различия в высыпании разных энергетических компонент электронов должны определяться процессами ускорения, действующими в плазменном слое.

*Поступила 1/IX 1982 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вальчук Т. Е., Гальперин Ю. И. и др. Диффузная авроральная зона.— Космические исследования, 1979, т. 17, с. 559.
2. Arnoldy R. L. Auroral particle precipitation and Birkeland currents.— Rev. Geophys. Space. Phys., 1974, vol. 12, p. 217.
3. Evans D. S. Precipitating electron fluxes formed by a magnetic field aligned potential difference.— J. Geophys. Res., 1974, vol. 79, p. 2853.

4. Gernandt H. Ionosphärische Anomalien in hohen Breiten. — Dissertation, Universität Rostock, 1971.
5. Gernandt H. Abschlussbericht der DDR-Gruppe der 21 SAE. T. 2a: Bedachtungsprogramm. — Inoffizieller Bericht Dr. Gernandt, Lindenberg, 1977.
6. Grafe A. On the coupling of the asymmetric ring current and the eastward electrojet. — Gerl. Beitr. Geophys., 1977, vol. 86, p. 265.
7. Grafe A. Präzitation geladener Teilchen als wesentlicher Prozess beim Energietransport aus der Magnetosphäre in die Ionosphäre. — Dissertation B. Berlin, 1980.
8. Gustafsson G. A revised corrected geomagnetic coordinate system. — Arkiv für Geophysik, 1969, vol. 5, p. 595.
9. Haerendel G. On the violation of the second and third adiabatic invariants. — J. Geophys. Res., 1969, vol. 71, p. 1857.
10. Kamide Y. R. Recent progress in observational studies of electric fields and currents in the polar ionosphere. — Antarctic Record, 1979, vol. 63, p. 61.
11. Kamide Y. R., Brekke A. Altitude of the eastward and westward auroral electrojets. — J. Geophys. Res., 1977, vol. 82, p. 2857—2883.
12. Lauter E. A., Bremer J., Grafe A., Deters J., Evers K. The post-storm ionisation enhancements in the mid-latitude D-region and related electron precipitation from the magnetosphere. — HHI-STP-Report, 1978, N 9.
13. Meng C. I. Electron precipitation and polar auroral. — Space Sci. Rev., 1978, vol. 22, p. 223.
14. Ranta H., Ranta A. Riometer measurements of ionospheric radio wave absorption. — J. Atm. Terr. Phys., 1978, vol. 40, p. 799.
15. Winnigham J. D., Yasuhara R., Akasofu S.-I., Heikkilä W. J. The latitudinal morphology of 10 eV to 10 keV electron fluxes during magnetically quiet and disturbed times in the 2100—0300 MLT sector. — J. Geophys. Res., 1975, vol. 80, p. 3148.
16. Winnigham J. D., Kawasaki K., Rostoker G. Energetic particle precipitation into the high latitude ionosphere and the auroral electrojets. 1. Definition of electrojet boundaries using energetic electron spectrum and ground-based magnetometer data. — Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 1999.

*Э. И. Луценко*

## О ПЛАНЕТАРНОМ ХАРАКТЕРЕ ПОЛУГОДОВЫХ КОЛЕБАНИЙ АТМОСФЕРНОГО ДАВЛЕНИЯ

Значительный интерес, длительное время проявляемый к проблеме полугодовых колебаний, объясняется прежде всего существенной ролью, которую играют эти колебания в сезонной изменчивости целого ряда гидрометеорологических характеристик. Наибольшее внимание уделяется исследованию полугодовой периодичности в сезонной изменчивости атмосферного давления, так как решение этого вопроса могло бы внести определенный вклад в усовершенствование долгосрочного прогнозирования погоды.

Структура полугодовых колебаний давления на уровне моря анализировалась в основном отдельно в северном [3] или южном полушариях [6, 9]. Сравнивая особенности пространственного распределения характеристик полугодовой барической волны в обоих полушариях по данным указанных исследований, можно отметить следующие основные закономерности.

Как в северном, так и в южном полушарии наиболее высокие амплитуды полугодовых вариаций давления концентрируются в высокоширотных районах. Однако при этом локализация очагов экстремальных амплитуд в обоих полушариях различна. В северном полушарии на общем фоне планового уменьшения амплитуд от высоких широт к

низким отмечаются области более резкого понижения их значений, расположенные над Восточной Азией и Центральной Америкой. Очаги максимальных амплитуд полугодовых колебаний давления располагаются над Северной Атлантикой, Гренландией, Скандинавией и северной частью Европейской территории Советского Союза, а также над Беринговым морем и Аляской.

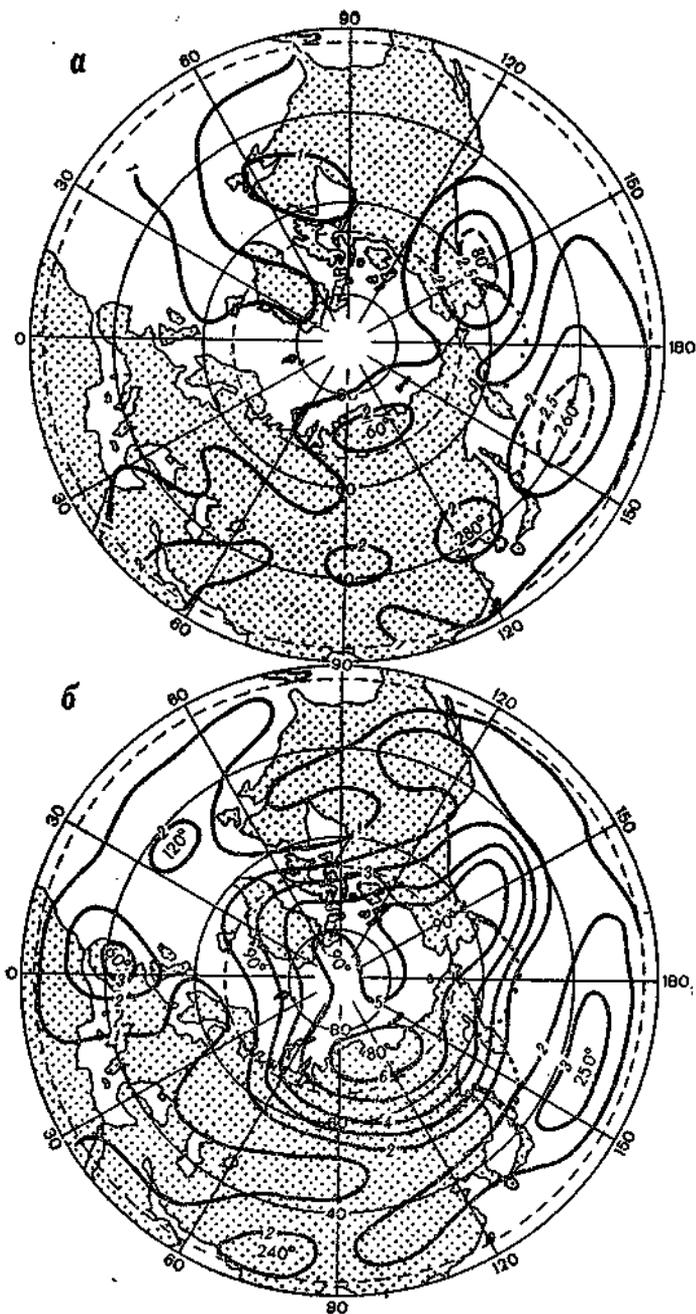
Несколько иной характер имеет пространственное распределение характеристик полугодовой волны давления на уровне моря в южном полушарии. Наряду с высокоширотной зоной максимальных амплитуд здесь также отмечается циркумполярная область с высокими амплитудами, располагающаяся в умеренных широтах примерно вдоль  $50^\circ$  ю. ш. Эти области значительных амплитуд разделяются узкой кольцевой зоной с низкими амплитудами. Полугодовые колебания давления в указанных очагах максимумов противофазны. Это явление непосредственно связано с сезонными перемещениями субантарктической области низкого давления, которая летом и зимой занимает крайнее северное положение, а в переходные сезоны — южное. Максимальные амплитуды полугодовых колебаний давления на уровне моря в высоких широтах северного полушария достигают 3,0 гПа, а в южном полушарии — 4,5 гПа.

Значительные различия в характере полугодовых колебаний приземного давления в северном и южном полушариях обнаруживаются также при анализе их межгодовой изменчивости [5]. В умеренных и высоких широтах южного полушария пространственное распределение очагов экстремальных амплитуд и значений фаз в областях максимумов не претерпевает значительных изменений от года к году, в то время как в северном полушарии географическая локализация зон максимумов и минимумов полугодовой барической волны обладает существенной межгодовой изменчивостью, что в равной степени относится и к значениям фаз.

В связи с вышеизложенным интересно сравнить особенности пространственной структуры полугодовых колебаний барических полей на разных уровнях тропосферы северного и южного полушарий. С этой целью на основе среднемесячных многолетних данных геопотенциала в узлах десятиградусной сетки путем гармонического анализа были рассчитаны амплитуды и фазы второй гармоники (полугодовых колебаний) геопотенциала на уровнях 850, 700, 500, 300 гПа. Область исследования ограничивалась районами высоких и умеренных широт.

Рис. 1 и 2 позволяют проследить за изменением структуры пространственного распределения характеристик полугодовой барической волны от нижних уровней тропосферы к верхним. В южном полушарии на всех уровнях, как и на уровне моря, сохраняется зональное распределение амплитуд полугодовых колебаний геопотенциала с двумя зонами максимумов, разделенных циркумполярной областью низких значений амплитуд.

В северном полушарии изменчивость пространственной структуры амплитуд полугодовых колебаний геопотенциала с увеличением высоты значительна. На уровне 850 гПа характер локализации очагов экстремальных амплитуд сохраняет некоторые основные черты, свойственные пространственному распределению амплитуд полугодовых колебаний давления на уровне моря. Основные очаги максимумов локализуются над западной частью моря Лаптевых, а также над Чукотским полуостровом и Беринговым морем. На более высоких уровнях структура



распределения амплитуд полугодовой барической волны становится зональной, она характерна для всей толщи тропосферы южного полушария.

Наибольшая аналогия в локализации очагов экстремальных амплитуд отмечается на уровне 500 гПа. Как в северном, так и в южном полушарии основные области максимумов располагаются в приполярных

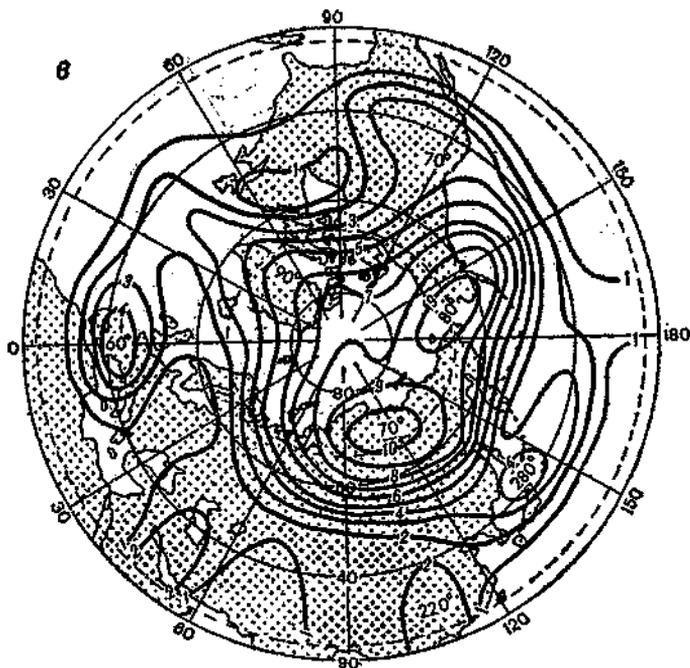


Рис. 1. Распределение амплитуд (дам) и фаз (град) в северном полушарии на уровнях 850 гПа (а), 500 гПа (б) и 300 гПа (в)

районах. Фазы полугодовых колебаний здесь отличаются в незначительной степени:  $70-90^\circ$  в северном полушарии и  $100-110^\circ$  в южном. Вторичные области максимальных амплитуд на уровне 500 гПа располагаются циркумполярно в северном полушарии в умеренных и в южном — в субтропических широтах. Эти области максимумов разделяются узкой кольцевой зоной низких значений амплитуд. Полугодовые колебания геопотенциала в указанных областях максимумов происходят примерно в противофазе.

Следует отметить, что незначительное отличие фаз полугодовой барической волны в полярных областях северного и южного полушарий наблюдается на всех сопоставляемых уровнях свободной атмосферы. В то же время для годовых колебаний геопотенциала на этих поверхностях в обоих полушариях свойственна четко выраженная противофазность [4].

Амплитуды полугодовых колебаний геопотенциала на соответствующих уровнях свободной атмосферы северного и южного полушарий сравнимы и с увеличением высоты от 850 до 300 гПа возрастают от 2 до 10 гПа в высокоширотных областях максимумов. Амплитуды же годовой волны геопотенциала в атмосфере южного полушария на соответствующих уровнях в 3—4 раза меньше, чем в северном полушарии. Такие различия амплитуд и фаз годовых колебаний геопотенциала в северном и южном полушариях объясняются неодинаковым влиянием тепловых свойств подстилающей поверхности и сезонного термического состояния полушарий на формирование годовой барической волны. Как видно, в формировании полугодовых колебаний геопотенциала прямое действие этих факторов не прослеживается.



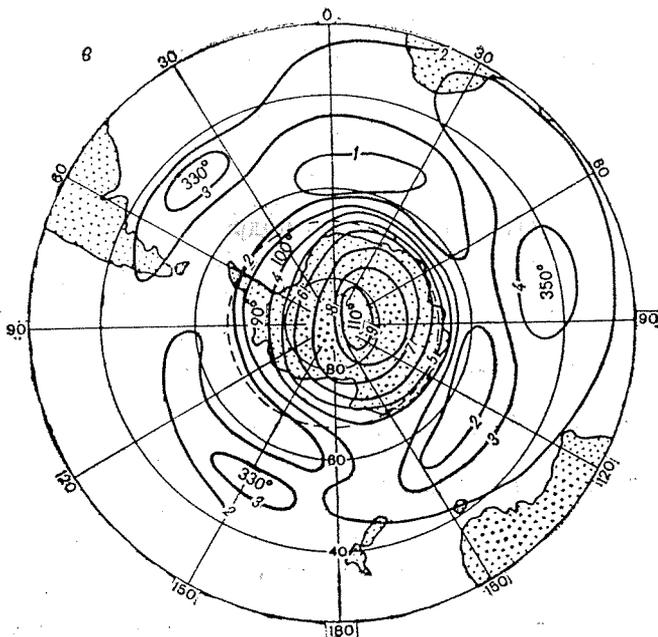


Рис. 2. Распределение амплитуд (дам) и фаз (град) в южном полушарии на уровнях 850 гПа (а), 500 гПа (б) и 300 гПа (в)

Отмеченное сходство характеристик полугодовых колебаний геопотенциала в средней тропосфере северного и южного полушарий не может быть случайным, тем более что термический и циркуляционный режимы обоих полушарий значительно отличаются. Это дает основание предполагать, что полугодовая барическая волна в планетарной атмосфере вызывается единым фактором, возможно, внешнего происхождения.

Существует ряд предположений о происхождении полугодового ритма в изменчивости атмосферного давления. Первые попытки объяснить природу полугодовой барической волны сезонным ходом инсоляции признаны несостоятельными. К. Н. Федоров предположил, что полугодовая периодичность в ходе давления является таким вынужденным колебанием, которое совпадает с частотой собственных колебаний термодинамической системы океан — атмосфера [8]. Таких же взглядов на природу полугодовой барической волны придерживался и Р. В. Абрамов [1]. В. И. Бышев [2] назвал эту гипотезу слишком общей, поскольку в ней не предлагается конкретного физического механизма возникновения полугодовых колебаний. Он, проанализировав ряды давления на нескольких островных станциях Атлантики в северном и южном полушариях и показав высокую достоверную вероятность полугодовых колебаний, нашел, что полугодовая волна хорошо проявляется в разностях давления на отдельных парах станций. Исходя из этого он предположил, что наличие шестимесячных колебаний в разностях атмосферного давления может привести к полугодовым колебаниям в переносе тепла. Последнее же обстоятельство может способствовать возникновению полугодовой волны в ходе атмосферного давления. Существование полугодовой волны в разностях атмосферного

давления между отдельными парами станций В. И. Бышев предположительно связывает с нелинейными эффектами, зависящими от изменения давления в центрах действия атмосферы и их смещения в пространстве.

Полугодовые колебания давления в атмосфере южного полушария исследовались Г. ван Луном [9], который считает, что полугодовая периодичность в сезонном ходе давления объясняется сложным термодинамическим взаимодействием воздушных масс над Антарктидой и океанической поверхностью умеренных широт.

Ю. А. Романов [7], не вдаваясь в подробности изучения механизма возникновения полугодовой волны давления, обнаружил некоторые схематические связи полугодовых колебаний с сезонными смещениями климатических поясов давления. При этом максимальные значения амплитуд полугодовых вариаций отмечаются на осях ложбин и гребней средней годовой кривой распределения атмосферного давления. Однако эта закономерность обнаружена далеко не во всех районах северного и южного полушарий. Поэтому автор считает, что существует целый ряд причин, вызывающих полугодовые колебания различной интенсивности, ввиду чего выделение в чистом виде колебаний, обусловленных какой-либо одной причиной, затруднительно.

Э. И. Гирская [3] исследовала шестимесячную цикличность атмосферного давления с помощью статистического анализа рядов давления на станциях северного полушария. Обнаружив противофазность полугодовых колебаний в приполюсных районах и климатических минимумах, с одной стороны, и климатических максимумах, с другой, она предположила, что полугодовая волна связана с компенсационным распределением давления и вызывается определенной перестройкой барического поля. Э. И. Гирская допускает при этом также возможность стимулирующего воздействия некоторых космических факторов, поскольку шестимесячные циклы являются характерной особенностью многих геофизических показателей.

Разнообразие перечисленных гипотез свидетельствует о трудности решения вопроса о происхождении полугодовой барической волны. Следует отметить, что все высказанные предположения основаны только на данных о давлении в приземном слое атмосферы отдельных полушарий или районов, что затрудняло выявление общих закономерностей формирования пространственной структуры полугодовых колебаний давления в планетарной атмосфере.

В работе [5] высказывается мнение, что одним из возможных факторов, участвующих в формировании полугодовой барической волны, может являться полугодовой солнечный прилив и приводится ряд доводов в пользу этой гипотезы. Об этом также свидетельствует показанное выше соответствие пространственной структуры полугодовых колебаний геопотенциала в свободной атмосфере северного и южного полушарий, особенно значительное на уровне 500 гПа. Очевидно, в этом слое атмосферы, как наиболее плотном, действие приливного фактора проявляется наиболее эффективно. В нижних же слоях атмосферы сложные процессы перераспределения воздушных масс, осуществляемые посредством циклонической деятельности, являются преобладающими. Поэтому, вероятно, характер полугодовых колебаний давления в приземном слое атмосферы северного и южного полушарий существенно различен.

*Поступила 17/IV 1985 г.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абрамов Р. В. О возможных климатологических частотах колебательной системы океан-атмосфера. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1966, т. 1, № 10, с. 436—442.
2. Бышев В. И. О годовых и полугодовых колебаниях некоторых характеристик приводного слоя атмосферы. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1968, т. 4, № 5, с. 540—547.
3. Гирская Э. И. Полугодовые колебания атмосферного давления. — Тр./ГГО, 1976, вып. 378, с. 110—115.
4. Луценко Э. И. Годовые колебания термобарических полей в атмосфере северного и южного полушарий. — Тр./ААНИИ, 1983, т. 371, с. 34—47.
5. Луценко Э. И., Прямыков С. М., Саруханян Э. И., Смирнов Н. П. Полугодовые колебания термобарических полей в северном и южном полушариях. — Тр./ААНИИ, 1983, т. 371, с. 6—18.
6. Метеорология южного полушария./Под. ред. Ч. У. Ньютона. (Пер. с англ.). — Л.: Гидрометеиздат, 1976. — 260 с.
7. Романов Ю. А. О связи полугодовых колебаний давления и ветра с сезонными смещениями барических систем. — Метеорология и гидрология, 1970, № 10, с. 78—83.
8. Федоров К. Н. О причинах полугодовой периодичности в атмосферных и океанических процессах. — Изв. АН СССР. География, 1959, № 4, с. 17—25.
9. Н. van Loon. On the interaction between Antarctica and middle latitudes. — In; Research in the Antarctic (L. Quanged), Washington, 1971, p. 477—487.

*Н. Ю. Доронин*

### ДИАГНОСТИЧЕСКИЙ РАСЧЕТ ТРЕХМЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ ВОД КАРСКОГО МОРЯ

Предлагаемый метод расчета трехмерной циркуляции дополняет ряд математических моделей крупномасштабной динамики вод Карского моря [2, 3, 4]. Он основан на численной реализации диагностической модели циркуляции вод глубокого моря, область применения которой ограничена глубинами  $H > 2D$ , где  $H$  — глубина моря;  $D = \pi \sqrt{\frac{2k}{f}}$ ;  $k$  — коэффициент вертикальной турбулентной вязкости;  $f = 2\omega_z \sin \varphi$ ;  $\varphi$  — географическая широта места. Система координат — декартова, образующая левую тройку с осью  $x$ , направленной на восток. Исходные уравнения движения линеаризованы.

Следует отметить, что сходная по постановке модель А. С. Саркисяна  $D_1$  [6] для условий Карского моря неприемлема, так как из-за больших перепадов глубин и ощутимой бароклинности придонных вод не выполняются использованные в ней приближения

$$\int_0^H \partial_x \rho dz \approx \partial_x \int_0^H \rho dz; \quad \int_0^H \partial_y \rho dz \approx \partial_y \int_0^H \rho dz, \quad (1)$$

где  $\rho$  — отклонение плотности от средней;  $H = H(x, y)$ .

Действительно,

$$\left. \begin{aligned} \int_0^H \partial_x \rho dz &= \partial_x \int_0^H \rho dz - \rho_H \partial_x H; \\ \int_0^H \partial_y \rho dz &= \partial_y \int_0^H \rho dz - \rho_H \partial_y H, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

где  $\rho_H$  — придонное значение отклонения плотности.

Соотношения (2) используются при расчете параметров течений в работе [1]. Они являются точными, но в ряде случаев при замене дифференцирования конечными разностями могут быть источником значительных погрешностей. Рассмотрим конечно-разностную аппроксимацию первого из уравнений (2), учитывая, что по оси  $y$  выражения аналогичны. Выберем произвольно две последовательные по оси  $x$  точки сеточной области с шагом  $\delta$  и обозначим их соответственно 1 и 2. Пусть  $H_2 - H_1 \equiv \Delta H > 0$ . При замене производной направленной разностью левая часть соотношения (2) будет иметь вид

$$I_n = \frac{1}{\delta} \int_0^{H_1} (\rho_2 - \rho_1) dz, \quad (3)$$

правая часть соответственно

$$I_n = \frac{1}{\delta} \left[ \int_0^{H_2} \rho_2 dz - \int_0^{H_1} \rho_1 dz \right] - \rho_{1H} \frac{\Delta H}{\delta} \quad (4)$$

или

$$I_n = I_n + \frac{1}{\delta} \int_{H_1}^{H_2} \rho_2 dz - \rho_{1H} \frac{\Delta H}{\delta}. \quad (5)$$

Воспользовавшись теоремой о среднем для определенного интеграла в выражении (5), получим

$$I_n = I_n + \frac{\Delta H}{\delta} (\rho_{2z} - \rho_{1H}),$$

где  $\rho_{2H}$  — значение аномалии плотности при  $H_1 < z < H_2$ .

Причем

$$\rho_{2H} = \rho_{1H} + \delta_x |_{H_1} + \delta_z,$$

$\delta_x/H$  и  $\delta_z$  представляют собой приращения аномалии плотности на шаге сетки по  $x$  и  $z$  и в общем случае являются функциями от соответствующих координат. Раскладывая их в ряд Тейлора и пренебрегая высшими производными, в первом приближении можно записать

$$\rho_{2z} = \rho_{1H} + \partial_x \rho |_{H_1} \xi + \partial_z \rho |_{x_1} \eta \equiv \rho_{1H} + \Delta_x |_{H_1} + \Delta_z,$$

где  $x_1 < \xi < x_2$ ;  $0 < \eta < \Delta H$ .

Тогда

$$I_n = I_n + \frac{\Delta H}{\delta} (\Delta_x |_{H_1} + \Delta_z). \quad (6)$$

Очевидно, что второй член правой части соотношения (6) характеризует погрешность, возникающую при конечно-разностной аппроксимации соотношений (2). Для глубокого моря  $\Delta_x/H \ll \rho$ . Тогда  $I_n \approx I_n$  и использование конечно-разностных аналогов соотношений (2) оправдано. Если уклоны дна настолько велики, что значение  $\Delta H$  соизмеримо с  $H$ , а  $\rho_{1H}$  и  $\rho_{2H}$  относятся к разным водным массам, что приводит к одинаковым порядкам значений  $\Delta_z$  и  $\rho$ , получим

$$I_n = I_n + I', \quad (7)$$

где  $I_n$  и  $I'$  — значения одного порядка, т. е. погрешность оказывается недопустимо большой и конечно-разностный аналог вида (4) неприменим.

Рассмотренная ситуация характерна для Карского моря, поэтому для расчета параметров течений здесь нужна аппроксимация, отличающаяся от (4) и не приводящая к таким большим погрешностям. Наиболее простым способом в этом случае оказывается представление реального рельефа дна  $H(x, y)$ , входящего в верхние пределы интегрирования в виде ступенчатой функции  $H_c(x, y)$ , сохраняющей постоянные значения на каждом отдельно взятом шаге сеточной области

$$H_c(x, y) = \min [H(x_j, y_i), H(x_{j+1}, y_{i+1})]$$

при  $x \in (x_j, x_{j+1})$ ,  $y \in (y_i, y_{i+1})$  (где  $i, j$  — координаты узла сетки). При этом левые части конечно-разностных аналогов соотношений (2) будут иметь вид (3), а правые — отличаться от выражения (4)

$$\bar{T} = \frac{1}{\delta} \left[ \int_0^{H_i} \rho_2 dz - \int_0^{H_i} \rho_1 dz \right].$$

Таким образом, имеем точное равенство  $I_n = \bar{T}_n$ . Ошибка предложенной аппроксимации  $\Delta I$  может быть оценена следующим образом:

$$\Delta I = \int_0^H \partial_x \rho dz - \int_0^{H_i} \partial_x \rho dz = \int_{H_i}^H \partial_x \rho dz. \quad (8)$$

Используя теорему о среднем и учитывая, что  $H - H_1 < \Delta H \equiv H_2 - H_1$ ,

$|\partial_x \rho| \xi \leq |\partial_x \rho| \delta = d\rho$  при  $H < z < H$ , получим

$$\Delta I < \frac{\Delta H}{\delta} |d\rho|_H, \quad (9)$$

причем  $|d\rho|_H \ll \rho$ .

Из неравенства (8) следует, что аппроксимация реального рельефа дна в верхних пределах интегрирования ступенчатой функцией (7) позволяет избежать недопустимо больших погрешностей, возникающих за счет использования соотношений (1) или (2) при значительных уклонах дна, когда придонная плотность в пределах одного шага сетки существенно меняется. Выполнив интегрирование исходных уравнений движения в пределах всей толщи моря и проведя операцию вихря, выведем эллиптическое дифференциальное уравнение относительно денивелиации уровенной поверхности

$$\nabla^2 \zeta + 2aJ(H, \zeta) + \frac{2a\beta H}{f} \partial_x \zeta - \frac{\beta}{f} \nabla \zeta = \Pi, \quad (10)$$

где

$$\begin{aligned} \Pi = & \frac{2a}{\rho_0 g} \operatorname{rot}_z \vec{\tau} + \frac{2a\beta}{\rho_0 g f} \tau_x - \nabla^2 q^{H_c} - 2aJ(H, q^H) - \\ & - \frac{2a\beta}{f H_c} \partial_x Q + \frac{\beta}{f} \nabla q^{H_c}; \\ & q^{H_c} = \int_0^{H_c} \rho dz; \end{aligned}$$

$$Q = \int_0^{H_c} dz \int_0^z \rho dz; \rho_0 — средняя плотность;$$

$a = \sqrt{\frac{f}{2k}}$  — параметр Экмана;

$$\text{rot}_z \vec{\tau} = \partial_x \tau_y - \partial_y \tau_x; \quad \nabla = \frac{\partial}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y};$$

$$\nabla^2 = \frac{\partial}{\partial x^2} + \frac{\partial}{\partial y^2}; \quad J(H, \zeta) = \partial_x H \partial_y \zeta - \partial_y H \partial_x \zeta; \quad \beta = \partial_y f.$$

Для расчета граничных значений  $\zeta$  обобщим методику А. С. Саркисяна [6]. Используя проинтегрированные от поверхности до дна исходные уравнения движения, получим уравнения для определения  $\zeta$  на контуре

$$\partial_x \zeta = \frac{1}{2ab} \partial_y \zeta - \frac{1}{b} \partial_x Q + \frac{1}{2ab} \nabla q^{Hc} + \frac{\tau_x}{g\rho_0 b} + \frac{f}{gb} \partial_x \psi;$$

$$\partial_y \zeta = -\frac{1}{2ab} \partial_x \zeta - \frac{1}{b} \partial_y Q + \frac{1}{2ab} r(q^{Hc}) + \frac{\tau_y}{g\rho_0 b} + \frac{f}{gb} \partial_y \psi,$$

где  $\psi$  — функция тока;  $r(\rho) = \partial_y \rho - \partial_x \rho$ ;  $b = H - \frac{1}{2a}$ . В случае твердого контура необходимо, чтобы  $\partial_y \psi = 0$  и  $\partial_x \psi = 0$  соответственно на меридиональных и зональных участках границы. При жидком участке контура с заданными расходами  $\psi$  определяется из соотношений

$$\partial_x \psi = \int_0^H v dz; \quad \partial_y \psi = \int_0^H u dz.$$

На северной границе моря, а также в проливе между Новой Землей и Землей Франца-Иосифа принимаем условие свободного протекания, которое может быть выражено уравнениями

$$\partial_x \zeta = -2ab \partial_y \zeta - 2a \partial_y Q + r(q^{Hc}) + \frac{2a \tau_y}{\rho_0 g};$$

$$\partial_y \zeta = 2ab \partial_x \zeta + 2a \partial_x Q - \nabla(q^{Hc}) - \frac{2a \tau_x}{\rho_0 g}.$$

Расчет граничных значений  $\zeta$  включен в итерационный процесс. Уравнение (10) решается итерационным методом Гаусса-Зейделя с применением конечно-разностной схемы первого порядка точности в направленных разностях. Скорости течений рассчитываются по формулам

$$u = \frac{e^{-az}}{2\rho_0 k a} [\tau_x (\cos az - \sin az) + \tau_y (\cos az + \sin az)] - \frac{\partial_y P}{\rho_0 f} - \frac{e^{-a(H-z)}}{\rho_0 f} [\partial_x P \sin a(H-z) - \partial_y P \cos a(H-z)];$$

$$v = \frac{e^{-az}}{2\rho_0 k a} [\tau_y (\cos az - \sin az) - \tau_x (\cos az + \sin az)] + \frac{\partial_x P}{\rho_0 f} - \frac{e^{-a(H-z)}}{\rho_0 f} [\partial_x P \cos a(H-z) + \partial_y P \sin a(H-z)],$$

где  $P = g\rho_0(\zeta + q)$ .

Расчитанное поле горизонтальных скоростей позволяет определить вертикальную компоненту полного вектора скорости  $w$ . Метод определения  $w$ , основанный на приближенном учете агеострофических чле-

нов, согласно идее Е. Г. Никифорова, был заимствован из динамической метеорологии [5, 8, 9].

Для диагностических расчетов трехмерной циркуляции вод Карского моря по изложенной модели акватория моря аппроксимирована сеточной областью с равномерным шагом 75 км. Более мелкое дробление не оправдано из-за ограниченного числа натуральных данных. Рельеф дна снят с батиметрической карты в узлах сетки и сглажен по пяти-точечной схеме

$$H_{i,j} = 0,5H_{i,j} + 0,125(H_{i-1,j} + H_{i,j+1} + H_{i+1,j} + H_{i,j-1}).$$

Расчеты выполнены для летнего времени без учета влияния ледяного покрова на динамику вод.

Расчетное поле денивелляции уровня и осредненные по вертикали скорости течения при средних климатических условиях показаны на рис. 1. Полученная схема горизонтальных движений отражает основные течения Карского моря [7]. Градиенты наклона уровневной поверхности в целом невелики и в пределах всего моря не превышают 20 см, состав-

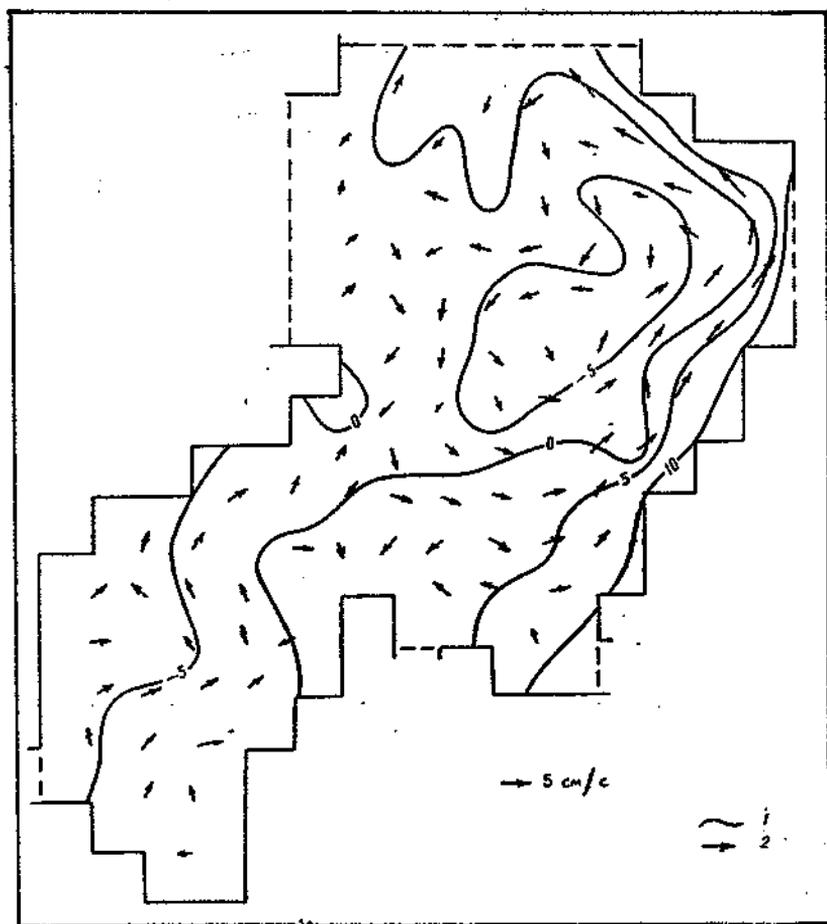


Рис. 1. Положение уровневной поверхности, см (1) и осредненные по вертикали векторы (2) течения при средних климатических условиях

для 2—4 см на один шаг сетки. Им соответствуют скорости градиентных течений в 2—3 см/с. При таких небольших скоростях поверхностные течения чувствительны к полю ветра, поэтому требуется тщательное согласование полей атмосферного давления и плотности воды.

Изложенная диагностическая модель позволила рассчитать вертикальную циркуляцию вод Карского моря. Для этого бассейна такие расчеты выполнены впервые. Поле вертикальной скорости  $w$  на горизонте 25 м для средних климатических условий показано на рис. 2.

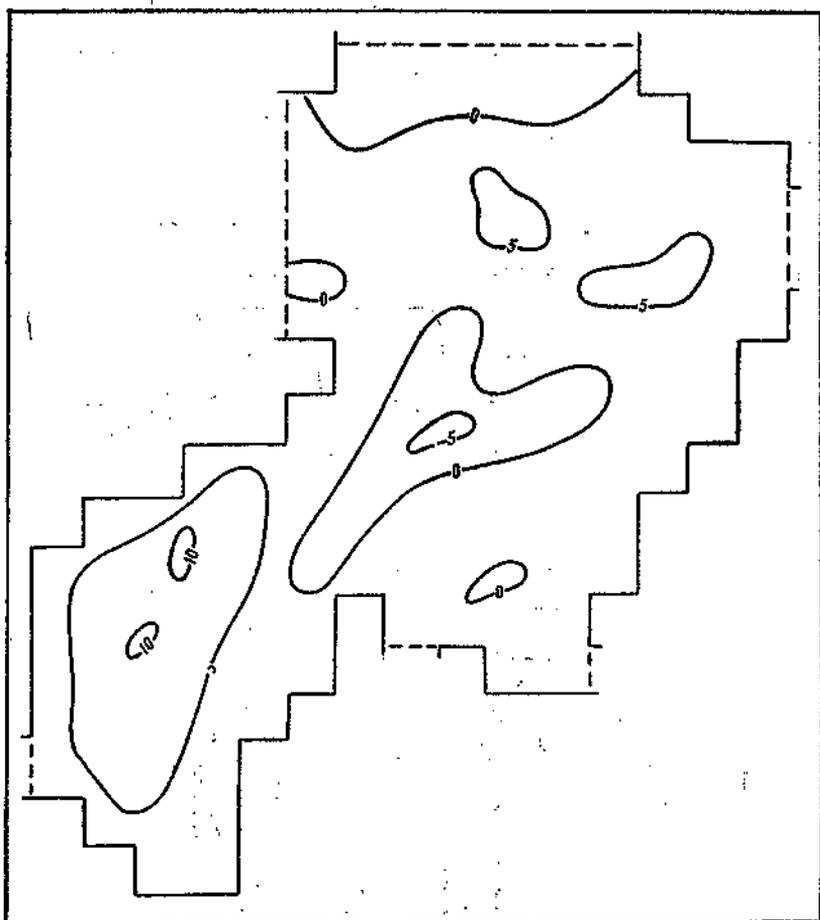


Рис. 2. Изоахи вертикальной скорости ( $1 \times 10^6$  см/с) на горизонте 25 м при средних климатических условиях

Значение  $w$  составляет  $10^{-4}$ — $10^{-5}$  см/с. Областям с положительными скоростями соответствует опускание вод, с отрицательными — подъем. Наиболее интенсивное опускание отмечается в юго-западной части моря, а области подъема наблюдаются в районах, прилегающих к резким свалам глубин. Таким образом, диагностическая модель, учитывающая агеострофические члены при расчете вертикальных движений, позволяет отразить существующие в действительности апвеллинго-

вые явления по сформированному с их влиянием реальному полю плотности.

Кроме рассмотренных средних климатических условий модель апробировалась при задании различных экстремальных ситуаций. Результаты апробации показали пригодность модели для практического анализа трехмерной циркуляции вод Карского моря.

*Поступила 26/IV 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бурков В. А. Общая циркуляция вод Тихого океана. — М.: Наука, 1972. — 196 с.
2. Доронин Н. Ю. Применение двухслойной модели к расчету циркуляции вод Карского моря. — Депонир. ИЦ ВНИИГМИ—МЦД, 1981, № 99 гм Д-81. — 12 с.
3. Доронин Н. Ю. Двухслойная диагностическая модель циркуляции вод Карского моря. — Депонир. ИЦ ВНИИГМИ—МЦД, 1983, № 172 гм Д-83. — 11 с.
4. Доронин Н. Ю. Расчет баротропной циркуляции в Карском море. — Тр. /ААНИИ, 1983, т. 380, с. 54—62.
5. Кибель Н. А. Гидродинамический численный краткосрочный прогноз погоды. — В сб.: Метеорология и гидрология за 50 лет Советской власти. Л.: Гидрометеиздат, 1970, с. 67—84.
6. Саркисян А. С. Численный анализ и прогноз морских течений. — Л.: Гидрометеиздат, 1977. — 182 с.
7. Советская Арктика (моря и острова Северного Ледовитого океана)/Под ред. И. П. Герасимова. — М.: Наука, 1970. — 526 с.
8. Швец М. Е. Определение вертикальных скоростей в движущейся воздушной массе при помощи уравнений гидромеханики. — Изв. АН СССР. Геогр., геофиз., 1941, № 4—5, с. 38—45.
9. Юдин М. Н. Физико-статистические методы долгосрочных прогнозов погоды. — Л.: Гидрометеиздат, 1968. — 260 с.

*А. П. Легеньков*

### КОЭФФИЦИЕНТЫ ЗАТУХАНИЯ И СКОРОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛН СВЕРДРУПА НА ЧИСТОЙ ВОДЕ И ПОДО ЛЬДОМ

Волны Свердруп — это элементарные длинные свободные волны во вращающемся плоском слое жидкости, неограниченном с боков. При постоянной толщине слоя жидкости (глубине водоема) эти волны имеют горизонтальные гребни и записываются в следующем виде:

$$\zeta = \zeta_0 e^{-\alpha x} \sin \sigma \left( t - \frac{x}{C} \right),$$

где  $\zeta$  — возвышение уровня от невозмущенной поверхности;  $\zeta_0$  — амплитуда волны в точке  $x=0$ ;  $e$  — неперово число;  $\alpha$  — коэффициент затухания волны;  $x$  — абсцисса;  $\sigma$  — угловая скорость волны;  $t$  — время;  $C$  — скорость распространения волны.

Величины  $\alpha$  и  $C$  зависят от глубины водоема  $h$ , параметра Кориолиса  $\lambda$ , угловой скорости волны  $\sigma$ , кинематического коэффициента вязкости  $\eta$  и ускорения силы тяжести  $g$ . Все эти параметры постоянные.

Рассмотрим коэффициенты затухания  $\alpha$  и скорости распространения  $C$  волн Свердрупса на чистой воде и под неподвижным льдом. Если на поверхности воды отсутствуют тангенциальные напряжения (чистая вода), а на дне водоема скорости течений принята равной нулю, то при  $\sigma > \lambda$  значения  $\alpha$  и  $C$  определяются по формулам [1]:

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\sigma^2 - \lambda^2)(\sqrt{A^2 + B^2} + A)}{2gh(A^2 + B^2)}};$$

$$C = \sqrt{\frac{2gh\sigma^2(\sqrt{A^2 + B^2} + A)}{\sigma^2 - \lambda^2} \cdot \frac{A^2 + B^2}{B^2}};$$

$$A = \frac{\sigma - \lambda}{2\sigma} A_1 + \frac{\sigma + \lambda}{2\sigma} A_2 - 1; \quad B = \frac{\sigma - \lambda}{2\sigma} B_1 + \frac{\sigma + \lambda}{2\sigma} B_2;$$

$$A_1 = \frac{\sin 2\beta_1 h + \operatorname{sh} 2\beta_1 h}{2\beta_1 h (\cos 2\beta_1 h + \operatorname{ch} 2\beta_1 h)};$$

$$B_1 = \frac{\sin 2\beta_1 h - \operatorname{sh} 2\beta_1 h}{2\beta_1 h (\cos 2\beta_1 h + \operatorname{ch} 2\beta_1 h)};$$

$$A_2 = \frac{\sin 2\beta_2 h + \operatorname{sh} 2\beta_2 h}{2\beta_2 h (\cos 2\beta_2 h + \operatorname{ch} 2\beta_2 h)};$$

$$B_2 = \frac{\sin 2\beta_2 h - \operatorname{sh} 2\beta_2 h}{2\beta_2 h (\cos 2\beta_2 h + \operatorname{ch} 2\beta_2 h)};$$

$$\beta_1 = \sqrt{(\sigma - \lambda)/2\eta}; \quad \beta_2 = \sqrt{(\sigma + \lambda)/2\eta};$$

Если  $\sigma = \lambda$ , то

$$\alpha = \sqrt{\frac{2\sigma^2(\sqrt{A^2 + B^2} + A)}{gh(A^2 + B^2)}};$$

$$C = \sqrt{\frac{gh(\sqrt{A^2 + B^2} + A)}{2} \cdot \frac{A^2 + B^2}{B^2}};$$

$$A = A_1 - 1; \quad B = B_1 - \frac{2}{3}(\beta_1 h)^2$$

( $A_1$  и  $B_1$  определяются, как и выше).

При  $\sigma < \lambda$

$$\alpha = \sqrt{\frac{(\lambda^2 - \sigma^2)(\sqrt{A^2 + B^2} - A)}{2gh(A^2 + B^2)}};$$

$$C = \sqrt{\frac{2gh\sigma^2(\sqrt{A^2 + B^2} - A)}{\lambda^2 - \sigma^2} \cdot \frac{A^2 + B^2}{B^2}}.$$

Здесь  $A$ ,  $B$ ,  $A_1$ ,  $B_1$ ,  $A_2$ ,  $B_2$  находятся как при  $\sigma > \lambda$ , но правую часть формулы для определения значения  $B_2$  надо умножить на  $-1$  и всюду принять  $\beta_2 = \sqrt{(\lambda - \sigma)/2\eta}$ .

Если волны распространяются под неподвижным льдом, а скорости течения на дне и нижней поверхности льда принимаются равными

нулю, то  $\alpha$  и  $C$  вычисляются также по приведенным формулам. Однако  $2\beta_{1,2}h$  следует заменить на  $\beta_{1,2}h$  [2]. Безразмерные коэффициенты затухания  $\alpha \sqrt{gh} \cdot 10^7$  с и безразмерные скорости распространения  $C/\sqrt{gh}$  волн для чистой воды и льда приведены в табл. 1 и 2. Расчеты сделаны для известных волн  $S_2, M_2, K_1, O_1, M_f$  и  $M_m$  в зависимости от  $d=h/\sqrt{2\eta}$ . Как видно из таблиц, величины  $\alpha$  и  $C$  зависят от периода волн.

Таблица 1

Безразмерные коэффициенты затухания  $\alpha \sqrt{gh} \cdot 10^7$  с как функции величины  $d$  при различной широте ( $\varphi$ ) на чистой воде и подо льдом

$d, c^{1/2}$	Чистая вода						Ледяной покров					
	$S_2$	$M_2$	$K_1$	$O_1$	$M_f$	$M_m$	$S_2$	$M_2$	$K_1$	$O_1$	$M_f$	$M_m$
125	911	930	1049	1037	314	216	1525	1530	1175	1130	342	240
	934	962	1084	1064	318	224	1530	1515	1185	1145	345	243
	986	1003	1101	1087	325	228	1530	1595	1190	1155	346	245
250	442	497	1221	1242	480	335	911	930	1049	1037	314	216
	492	555	1264	1285	505	343	934	962	1084	1064	318	224
	533	596	1298	1314	512	345	986	1003	1101	1087	325	228
500	150	199	1224	1255	730	493	442	497	1221	1242	480	335
	187	287	1270	1297	745	506	492	555	1264	1285	505	343
	234	374	1303	1329	752	516	533	596	1298	1314	512	345
1 000	52	62	1194	1226	1025	731	150	199	1224	1255	730	493
	59	145	1241	1270	1050	745	187	287	1270	1297	745	506
	80	308	1273	1302	1070	758	234	374	1303	1329	752	516
2 500	18	19	1173	1204	1285	1100	39,4	42	1180	1205	1110	815
	19	58	1212	1232	1330	1135	43,6	115	1220	1255	1135	843
	21	291	1245	1265	1350	1150	52,8	295	1260	1270	1165	856
5 000	8,6	8,9	1170	1190	1340	1280	18	19	1172	1204	1285	1100
	8,8	29,0	1210	1230	1380	1300	19	58	1212	1232	1330	1135
	9,3	278,0	1240	1260	1410	1330	21	291	1245	1265	1350	1150
10 000	4,2	4,3	1160	1170	1405	1334	8,6	8,9	1170	1190	1340	1280
	4,2	14,2	1195	1220	1450	1380	8,8	29,0	1210	1230	1380	1300
	4,3	273,0	1220	1250	1475	1390	9,3	278,0	1240	1260	1410	1330

Примечание. Для каждой величины  $d$  даны три значения  $\alpha \sqrt{gh} \cdot 10^7$  с при  $\varphi=70^\circ$  (верхняя строка),  $\varphi=75^\circ$  (средняя строка) и  $\varphi=80^\circ$  (нижняя строка).

Полусуточные волны  $S_2$  и  $M_2$  гаснут медленнее и распространяются быстрее с увеличением  $d$ , причем при относительно больших  $d$  скорости распространения волн  $S_2$  и  $M_2$  значительно отличаются друг от друга. Поэтому, если допустить появление больших значений  $d$ , то в реальных условиях можно ожидать заметного изменения возраста полусуточной волны от одной точки моря к другой. Коэффициенты затухания волн  $S_2$  и  $M_2$  намного меньше на чистой воде, чем подо льдом. Эта разница несколько увеличивается с возрастанием  $d$ . Скорости распространения этих волн, наоборот, значительно больше на чистой воде, чем подо льдом. Однако их различие здесь с увеличением  $d$  сглаживается, и при относительно больших  $d$  скорости распространения волн  $S_2$  и  $M_2$  почти одинаковы на чистой воде и подо льдом. Таким образом, неподвижный ледяной покров существенно гасит и тормозит волны  $S_2$  и  $M_2$ . В ре-

Безразмерные скорости распространения  $C/\sqrt{gh}$  как функции величины  $d$  при различной широте ( $\varphi$ ) на чистой воде и подо льдом

$d, c^{1/2}$	Чистая вода						Ледяной покров					
	$S_2$	$M_2$	$K_1$	$O_1$	$M_f$	$M_m$	$S_2$	$M_2$	$K_1$	$O_1$	$M_f$	$M_m$
125	1,13	1,13	0,852	0,807	0,173	0,119	0,69	0,655	0,525	0,510	0,154	0,107
	1,15	1,15	0,849	0,802	0,170	0,118	0,69	0,682	0,527	0,506	0,152	0,107
	1,16	1,17	0,843	0,793	0,168	0,117	0,67	0,695	0,520	0,503	0,151	0,106
250	1,99	2,16	2,08	1,87	0,128	0,0850	1,13	1,13	0,852	0,807	0,173	0,119
	2,15	2,35	2,04	1,83	0,125	0,0835	1,15	1,15	0,849	0,802	0,170	0,118
	2,27	2,48	2,01	1,81	0,123	0,0825	1,16	1,17	0,843	0,798	0,168	0,117
500	2,57	3,39	4,89	4,29	0,106	0,065	1,99	2,16	2,08	1,87	0,128	0,0850
	3,17	4,80	4,73	4,16	0,104	0,063	2,15	2,35	2,04	1,83	0,125	0,0835
	3,96	6,10	4,65	4,07	0,102	0,0625	2,27	2,48	2,01	1,81	0,123	0,0825
1000	2,71	3,86	10,70	9,42	0,111	0,058	2,57	3,39	4,89	4,29	0,106	0,065
	3,51	9,65	10,40	9,10	0,108	0,053	3,17	4,80	4,73	4,16	0,104	0,063
	5,05	19,10	10,20	8,89	0,106	0,052	3,96	6,10	4,65	4,07	0,102	0,063
2500	2,79	4,07	28,70	25,00	0,192	0,0612	2,77	4,05	13,75	12,05	0,121	0,0530
	3,67	24,10	27,70	24,20	0,185	0,0595	3,67	12,10	13,40	11,60	0,119	0,0515
	5,39	68,70	27,00	23,60	0,182	0,0583	5,45	28,00	13,10	11,25	0,116	0,0510
5000	2,90	4,37	58,70	51,50	0,360	0,096	2,79	4,07	28,70	25,00	0,192	0,0612
	3,82	48,50	57,00	49,20	0,348	0,093	3,67	24,10	27,70	24,20	0,185	0,0595
	5,62	151,00	55,00	48,20	0,345	0,090	5,39	68,70	27,00	23,60	0,182	0,0583
10000	2,94	4,43	117,50	103,50	0,700	0,178	2,90	4,37	58,70	51,50	0,360	0,096
	3,85	96,80	113,00	100,00	0,690	0,172	3,82	48,50	57,00	49,20	0,348	0,093
	5,69	320,00	111,00	97,00	0,685	0,167	5,62	151,00	55,00	48,20	0,345	0,090

Примечание. Для каждой величины  $d$  даны три значения  $C/\sqrt{gh}$  при  $\varphi = 70^\circ$  (верхняя строка),  $\varphi = 75^\circ$  (средняя строка) и  $\varphi = 80^\circ$  (нижняя строка).

зультате, как это хорошо известно, в арктических морях от лета к зиме амплитуды волн  $S_2$  и  $M_2$  заметно уменьшаются, а их углы положения увеличиваются.

Поведение суточных волн  $K_2$  и  $O_1$  несколько иное, чем полусуточных. Коэффициенты затухания этих волн изменяются незначительно с изменением числа  $d$ , а также мало зависят от ледяного покрова. Следовательно, сезонные колебания амплитуд суточных волн по сравнению с полусуточными должны быть существенно меньшими. Это соответствует реальным процессам, протекающим в арктических морях, где показатель характера прилива возрастает от лета к зиме. Однако коэффициенты затухания суточных волн настолько велики, что при всех  $d$ , исключая  $d=125$  с  $1/2$  подо льдом, значительно превышают аналогичные коэффициенты полусуточных волн, особенно на чистой воде и при больших значениях  $d$ . Поэтому в пространстве суточные волны должны гаситься быстрее, чем полусуточные. Кроме того, при  $d=250$  с $^{1/2}$  и  $d=500$  с $^{1/2}$  коэффициенты затухания суточных волн на чистой воде больше, хотя и ненамного, чем подо льдом. Скорости распространения суточных волн возрастают с увеличением  $d$  и резко уменьшаются под ледяным покровом. В связи с этим углы положения суточных волн, как и полусуточных, должны испытывать существенные сезонные изменения, что подтверждают данные наблюдений.

Интересные результаты получены по расчетам для долгопериодных волн  $M_f$  и  $M_m$ . Коэффициенты затухания этих волн в отличие от коэффициентов затухания полусуточных волн увеличиваются с возрастанием  $d$  и, за исключением  $d=125$  с $^{1/2}$ , подо льдом меньше, чем на чистой воде. Скорость распространения волн  $M_f$  и  $M_m$  с увеличением  $d$  сначала уменьшается, а затем возрастает, причем это значение значительно меньше, чем у суточных и полусуточных волн. Примечательно также, что скорость распространения волн  $M_f$  и  $M_m$  при  $d=250$ ,  $500$  с $^{1/2}$  и  $d=250$ ,  $1000$  с $^{1/2}$  соответственно меньше на чистой воде, чем подо льдом. Таким образом, сезонные изменения амплитуды и угла положения волн  $M_f$  и  $M_m$  могут иметь либо параллельный: уменьшается (увеличивается) амплитуда — уменьшается (увеличивается) угол положения, либо обратный ход: уменьшается (увеличивается) амплитуда — увеличивается (уменьшается) угол положения. Это зависит от значения  $d$ .

Можно предположить, что для данной волны значение  $d$  — постоянное, т. е. коэффициент  $\eta$  изменяется как квадрат глубины. Это предположение позволяет существенно упростить решение задач о распространении приливных волн при переменной глубине. В частности, решая задачу об отражении волн Свердруп как следствии внезапного изменения глубины моря при условии

$$\sqrt{\sigma/2\eta}h = \text{const}, \quad (1)$$

получим результаты, как для идеальной жидкости,

$$\frac{b_1}{a_1} = \frac{h_1 - h_2}{h_1 + h_2}; \quad \frac{a_2}{a_1} = \frac{4h_1h_2}{(h_1 + h_2)^2},$$

где  $a_1$ ,  $b_1$ ,  $a_2$  — амплитуды падающей, отраженной и проходящей волн;  $h_1$ ,  $h_2$  — постоянные глубины в примыкающих друг к другу частях водоема.

Простота закона отражения волн Свердруп здесь в какой-то мере может служить косвенным обоснованием принятого предположения

(1). Наконец, из табл. 1, 2 видно, что коэффициенты затухания всех волн и скорости распространения волн  $S_2$  и  $M_2$  увеличиваются, а скорости распространения волн  $K_1$ ,  $O_1$ ,  $M_f$ ,  $M_m$  уменьшаются с широтой. Добавим, что приведенные результаты относятся к высоким широтам.

*Поступила 10/III 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Легеньков А. П. Коэффициент затухания и скорости распространения волн Свердрупа. — Изв. АН СССР. Геофиз., 1963, № 6, с. 985—987.
2. Легеньков А. П. Отражение волн Свердрупа от кромки льда. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1965, т. 1, № 3, с. 327—333.

*Н. В. Арискина, В. Ф. Романов*

### ТУРБУЛЕНТНЫЙ ОБМЕН МЕЖДУ АТМОСФЕРОЙ И КАРСКИМ МОРЕМ ПРИ ИЗМЕНЕНИИ РЕЧНОГО СТОКА

Рассматривая вопрос об изменениях пресноводного баланса Карского моря, важно выяснить, каким образом эти изменения могут сказаться на энергообмене между атмосферой и морем, который существенно влияет на формирование климатического режима. Основной причиной изменения теплового баланса при уменьшении пресного стока в моря является относительное осолонение воды и изменение соленостной стратификации. Это обуславливает нарушение существующих условий вертикального турбулентного обмена в верхнем слое моря.

«Прямое» решение этой задачи связано с большими трудностями, так как требует интегрирования системы уравнений циркуляции атмосферы и океана от начального современного состояния с измененными условиями пресноводного баланса, с учетом взаимодействия моря и атмосферы. Задача существенно упростится, если пренебречь обратными связями в системах «атмосферный пограничный слой — свободная атмосфера» и «верхний слой моря — морская циркуляция», т. е. предположить, что возможные изменения не носят принципиального характера и в силу локальности не способны существенно перестроить крупномасштабную циркуляцию атмосферы и моря. В таком случае задача сводится к описанию взаимодействующих пограничных слоев по заданным на их границах средним условиям и распределению солености при уменьшении пресного стока в Карском море.

Для решения этой диагностической задачи использовалась параметрическая система взаимодействующих атмосферного пограничного слоя (АПС) и морского пограничного слоя (МПС), основанная на выводах теории подобия и нелинейных моделях стратифицированных АПС и МПС. В последнем учтены эффекты соленостной стратификации [6].

Анализ исходных уравнений для характерных условий Карского моря за период времени порядка  $3 \cdot 10^6$  с показывает возможность использования приближений о стационарности турбулентного режима и нечувствительности последнего к существующей бароклинности [2].

Выводы теории подобия для АПС и МПС позволяют получить соотношения, связывающие искомые параметры турбулентного режима с заданными краевыми условиями [6, 7]

$$\left. \begin{aligned} \text{для АПС } v_* &= \kappa G_0 \alpha(\mu, Ro); \quad \alpha = A(\mu, Ro); \\ \mu &= \Theta(S, Ro); \quad S = \kappa^4 \beta \delta \Theta / \lambda^2 H; \\ q_0 &= -\frac{C_p \rho v_*^2 \lambda}{\kappa^2 \beta} \mu; \quad H = \frac{\kappa v_*}{\lambda} \gamma(\mu); \quad Ro = G_0 / \lambda z_0, \end{aligned} \right\} (1)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{для МПС } \tilde{v}_* &= \kappa u_0 \tilde{\chi}(\mu_w, \tilde{Ro}); \quad \tilde{\alpha} = \tilde{A}(\mu_w, \tilde{Ro}); \\ \mu_T &= \tilde{T}(\Theta_T, \tilde{Ro}); \quad \mu_S = \tilde{S}(\Theta_S, \tilde{Ro}); \quad \mu_w = \mu_T + \mu_S; \\ \Theta_T &= \kappa^4 \beta \rho_T \delta T / \lambda u_0; \quad \Theta_S = \kappa^4 \beta \rho_S \delta S / \lambda u_0; \\ q_{T_0} &= \frac{C_p \tilde{\rho} \lambda}{\kappa^2 \beta \rho_T} \mu_T; \quad q_{S_0} = -\frac{\tilde{\rho} \lambda}{\kappa^2 \beta \rho_S} \mu_S; \\ \tilde{Ro} &= u_0 / \lambda \zeta_0. \end{aligned} \right\} (2)$$

Здесь  $v_*$ ,  $\alpha$  и  $v_*$ ,  $\tilde{\alpha}$  — величина и направление турбулентного потока импульса в АПС и МПС соответственно;  $\mu$  — локальный, а  $S$  — интегральный параметры стратификации в АПС;  $\mu_w$ ,  $\mu_T$  и  $\mu_S$  — локальные параметры общей, термической и соленостной стратификации в МПС соответственно;  $q_0$  и  $q_{T_0}$  — турбулентные потоки тепла в атмосфере при  $z = z_0$  и в море при  $\zeta = \zeta_0$ ;  $q_{S_0}$  — турбулентный поток соли при  $\zeta = \zeta_0$ ;  $z_0$  и  $\zeta_0$  — параметры эффективной шероховатости для АПС и МПС;  $H$  и  $\tilde{H}$  — толщины АПС и МПС соответственно;  $G_0$  — скорость ветра при  $z = H$ ;  $u_0$  — скорость дрейфа у поверхности моря;  $\Theta_T$  и  $\Theta_S$  — интегральные параметры термической и соленостной стратификации в МПС;  $\delta \Theta = \Theta_H - \Theta_0$ ,  $\delta T = T_H - T_0$ ;  $\delta S = S_H - S_0$  — перепады потенциальной температуры и солености в МПС;  $C_p \rho$  — объемная теплоемкость;  $\beta = g/T_0$ ,  $\lambda$  — параметры плавучести и Кориолиса;  $\rho_T$  и  $\rho_S$  — параметры состояния морской воды [6];  $\lambda$ ,  $A$ ,  $\Theta$ ,  $\gamma$  — безразмерные универсальные функции (БУФ), параметризующие АПС;  $\tilde{\chi}$ ,  $\tilde{A}$ ,  $\tilde{T}$ ,  $\tilde{S}$ ,  $\tilde{\gamma}$  — БУФ, параметризующие МПС;  $\kappa$  — постоянная Кармана.

Для вычисления БУФ в работах [5—7] использовались нелинейные дифференциальные модели АПС [3] и МПС [6], замкнутые уравнением притока тепла для АПС и уравнениями притока тепла и соли для МПС.

Численно определенные БУФ были аппроксимированы полиномами вида

$$P_3(x, y) = \sum_{i, j=0}^{i+j=3} a_{ij} x^i y^j$$

по методу наименьших квадратов.

Коэффициенты аппроксимации  $a_{ij}$  приведены в табл. 1. Параметрическая система замкнута уравнениями баланса тепла и соли на поверхности моря [5]. Определяющими параметрами являются скорость и направление ветра, потенциальная температура в свободной атмосфере, характеристики ледяного покрова, температура и соленость воды ниже уровня  $\tilde{H}$  в МПС.

Коэффициенты аппроксимации безразмерных универсальных функций  
для АПС и МПС

Коэффициент	Функции									
	$\lambda (\mu, R_0)$	$A (\mu, R_0)$	$\mu (S), S \geq 0$	$\mu (S), S < 0$	$\tilde{\lambda} (\mu_w, \tilde{R}_0)$	$\tilde{A} (\mu_w, \tilde{R}_0)$	$\tilde{T}(\theta_T, \tilde{R}_0),$ $\theta_T \geq 0$	$\tilde{T}(\theta_T, \tilde{R}_0),$ $\theta_T < 0$	$\tilde{S}(\theta_S, \tilde{R}_0),$ $\theta_S \geq 0$	$\tilde{S}(\theta_S, \tilde{R}_0),$ $\theta_S < 0$
$a_{00}$	0,7578	0,3366	2,7482	-15,2954	1,3145	0,7864	0,9558	-25,0009	-153,6994	-369,0352
$a_{01}$	-0,2345	0,1897	4,1255	10,2437	-0,5196	1,2625	-1,3282	16,6307	12,1286	249,0058
$a_{02}$	-0,0046	0,0106	-1,0487	-43,7323	-0,0076	0,0412	5,5216	-38,3847	179,6208	-314,3613
$a_{03}$	0,0283	-0,0495	-1,0365	-1,9297	0,0763	-0,3294	0,3831	-3,5597	0,3062	-52,7009
$a_{10}$	0,0009	-0,0005	9,4904	6,3970	0,0018	-0,0103	-1,3436	14,8556	-12,7598	108,5382
$a_{11}$	0,0000	-0,0000	-49,6638	42,7532	0,0000	0,0001	-1,4805	-15,9909	-60,7052	5,2239
$a_{12}$	-0,0012	0,0029	0,0578	0,1101	-0,0038	0,0239	-0,0333	0,2436	-0,4333	3,5796
$a_{20}$	-0,0001	0,0000	-0,2564	0,0000	-0,0001	0,0007	0,1758	-1,4272	3,2432	-11,0469
$a_{21}$	0,0000	0,0000	-2,4044	-0,6619	0,0000	0,0000	-0,3355	2,7869	-5,0181	14,1141
$a_{30}$	0,0000	0,0000	21,1350	3,6891	0,0000	0,0000	0,9732	-2,6131	12,1003	-33,5608

Задача решалась в два этапа.

1. По климатическим среднемесячным данным определялся «средний фон» характеристик теплового баланса. Результаты показали, что в этом случае использование осредненных за месяц внешних параметров допустимо.

2. По климатическим значениям внешних параметров и полям солености, полученным с учетом изменения пресного баланса Карского моря, вычислялись характеристики теплового баланса и турбулентного обмена.

Полученные результаты позволили оценить тенденцию изменения характеристик при уменьшении пресного стока для зимнего (февраль) и летнего (август) сезонов. В качестве исходной информации были использованы поля среднемесячных значений скорости ветра и температуры воздуха на изобарической поверхности 850 гПа, радиационного баланса для района Карского моря [4], характеристик ледяного покрова, температуры и солености воды у поверхности и ниже уровня  $H$ .

Исходная информация интерполировалась [1] в узлы сетки (рис. 1). Вычислялись значения турбулентного потока тепла в атмосфере  $q_0$ , затраты тепла на испарение  $LE_0$ , турбулентный поток импульса  $\tau_0$ , толщина АПС, температура воздуха у подстилающей поверхности  $\Theta_0$ , турбулентные потоки тепла  $qT_0$  и соли  $qs_0$  в море, поток тепла через ледяной покров  $q^*_s$ , затраты тепла на таяние льда  $q_1$ , температура воды подо льдом  $T_0$ , скорости изменения толщины льда сверху и снизу —  $h_a$ ,  $h_w$ .

Использовались предположения о линейности профиля температуры в толще льда и подобии профилей удельной влажности и температуры в пристенной области АПС, где выполняется условие насыщенности водяного пара [2]

$$LE_0 = 0,164L (1/C_p T_0) q_0. \quad (3)$$

Распределения климатических характеристик турбулентного обмена в районе Карского моря показаны на рис. 2—3. В зимний период отчетливо выделяются прибрежные районы материка, Земли Франца-Иосифа, Северной Земли и Новой Земли, где преобладает неустойчивая стратификация в АПС и интенсивная теплоотдача в атмосферу (рис. 2, а). Для районов, удаленных от берегов, характерны инверсионные условия в АПС и слабый турбулентный обмен импульсом (рис. 2, в). Это обусловлено значением потока тепла через лед (рис. 2, б), сильно зависящего от толщины льда и определяющего характер теплового баланса. Для прибрежных районов характерен более интенсивный теплообмен через лед, что нарушает инверсионное распределение температуры в АПС, в целом свойственное для зимних условий над Карским морем.

Для МПС в зимний период типична неустойчивая термическая стратификация, обуславливающая приток тепла из глубинных слоев к поверхности. Положительные аномалии температуры глубинных слоев определяют расположение максимума вертикального турбулентного теплообмена в районах Новой Земли и севернее Земли Франца-Иосифа (рис. 3, в). Повышенный теплообмен в районе устьев рек, впадающих в Карское море, во многом обуславливается большой дрейфовой скоростью, что приводит к генерации морской турбулентности.

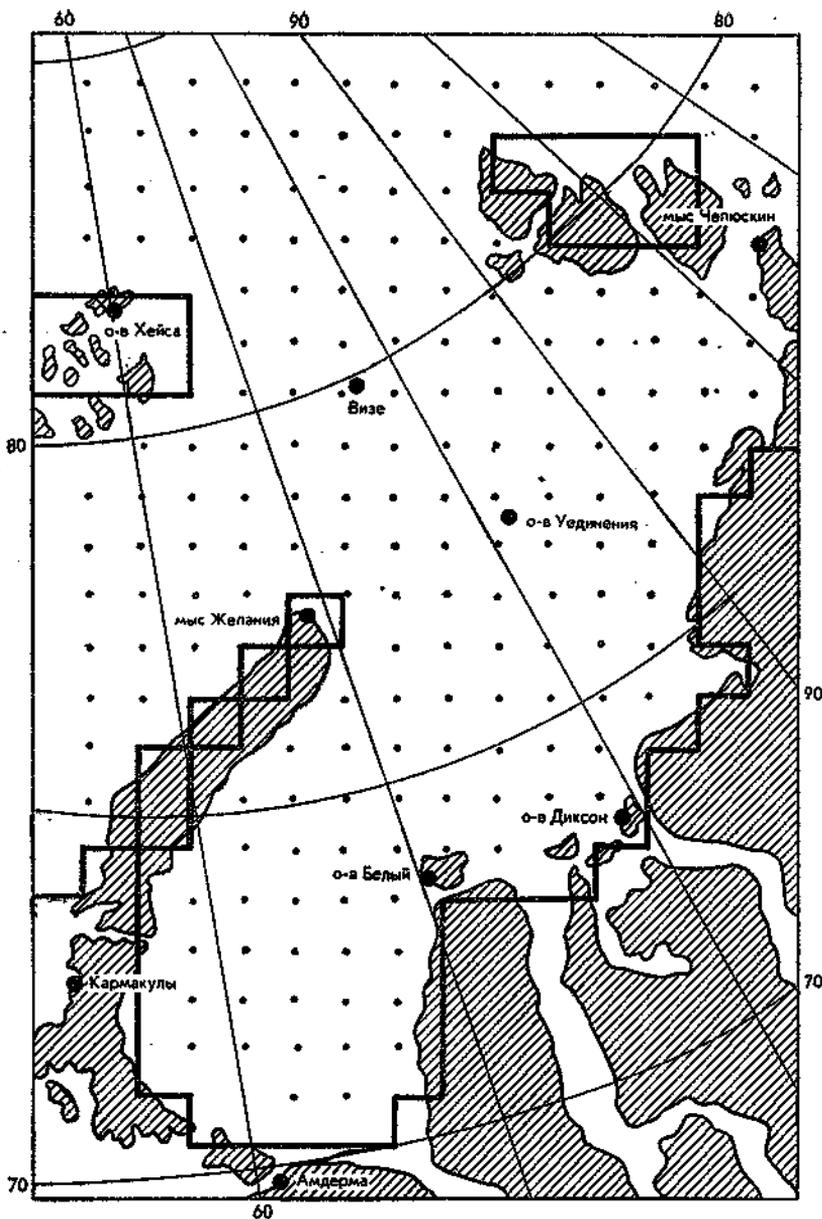


Рис. 1. Сетка для расчета характеристик турбулентного обмена

Для всего исследуемого района характерна устойчивая соленостная стратификация. Максимальные вертикальные градиенты солености наблюдаются в районе устьев рек (рис. 4, а), они в сочетании с большими скоростями дрейфа приводят к образованию несколько севернее приустьевой области района, где турбулентный поток соли максимален (рис. 3, д). Распределение скорости нарастания льда в районе Карского моря (рис. 2, д) хорошо согласуется с распределением на-

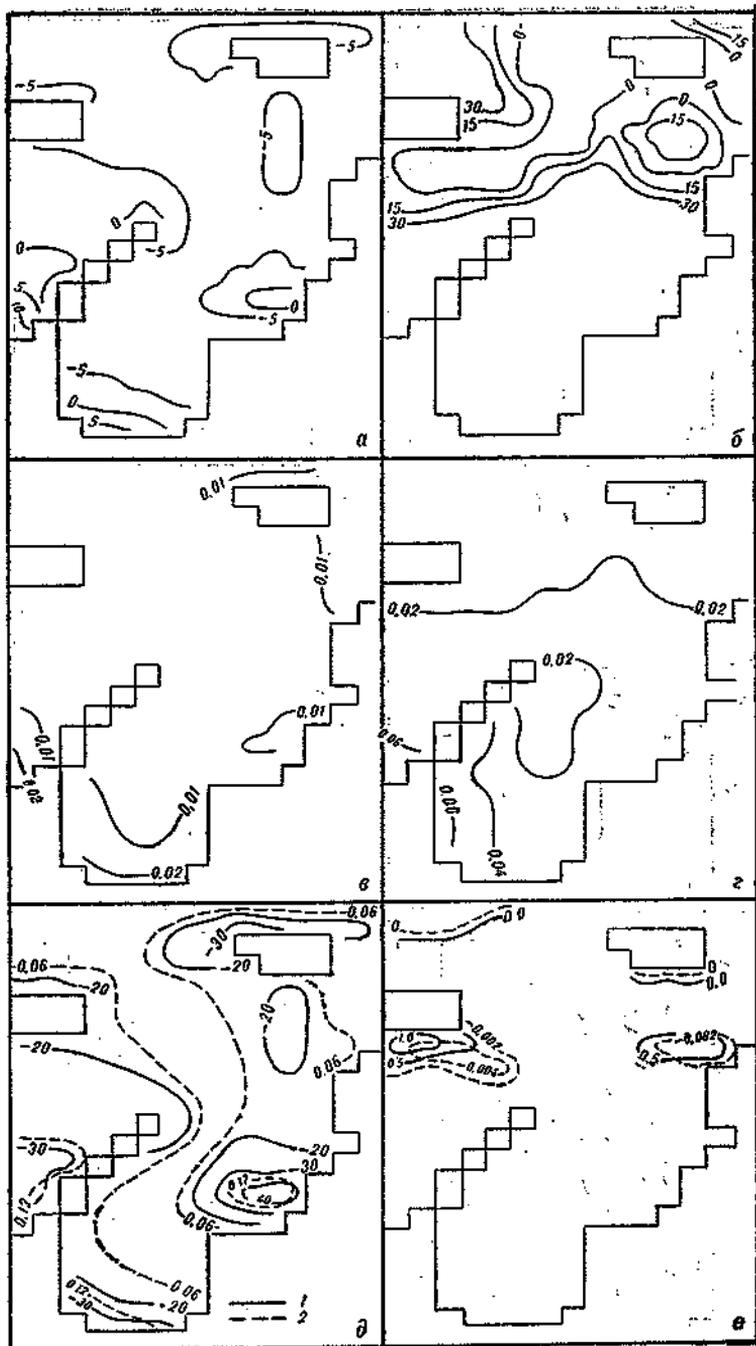


Рис. 2. Турбулентный поток тепла в атмосфере,  $\text{Вт}/\text{м}^2$  (а, б) и турбулентный поток импульса,  $\text{кг}/\text{м}\cdot\text{с}^2$  (в, г), а также поток тепла через ледяной покров,  $\text{Вт}/\text{м}^2$  (1) и скорость изменения толщины льда снизу,  $10^{-6}$  м/с (2) (д, е):

а, в, д — февраль; б, г, е — август

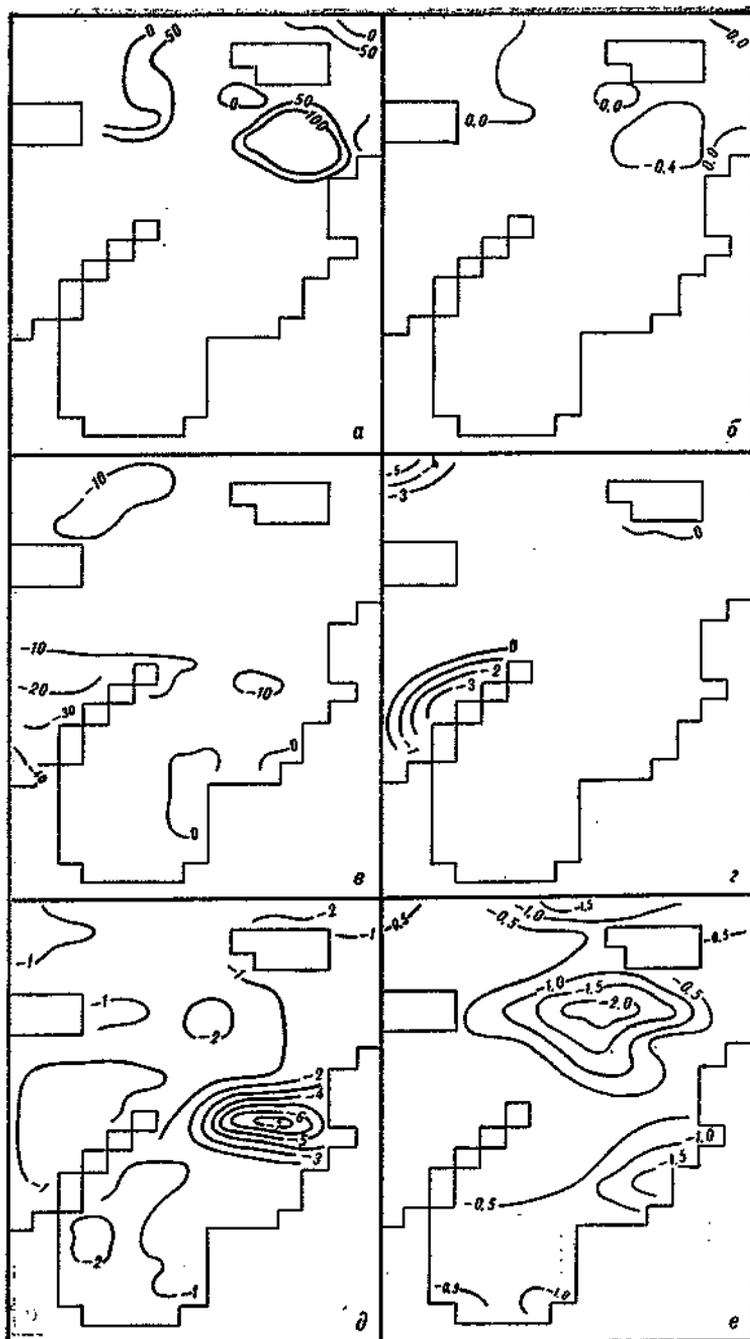


Рис. 3. Затраты тепла на таяние льда,  $\text{Вт}/\text{м}^2$  (а), скорость изменения толщины льда сверху,  $10^{-8}$  м/с (б), турбулентный поток тепла в море,  $\text{Вт}/\text{м}^2 \cdot 10^{-5}$  (в, г) и турбулентный поток соли в море,  $10^{-5}$  кг/м<sup>2</sup> · с (д, е):

а, б, г, е — август; в, д — февраль

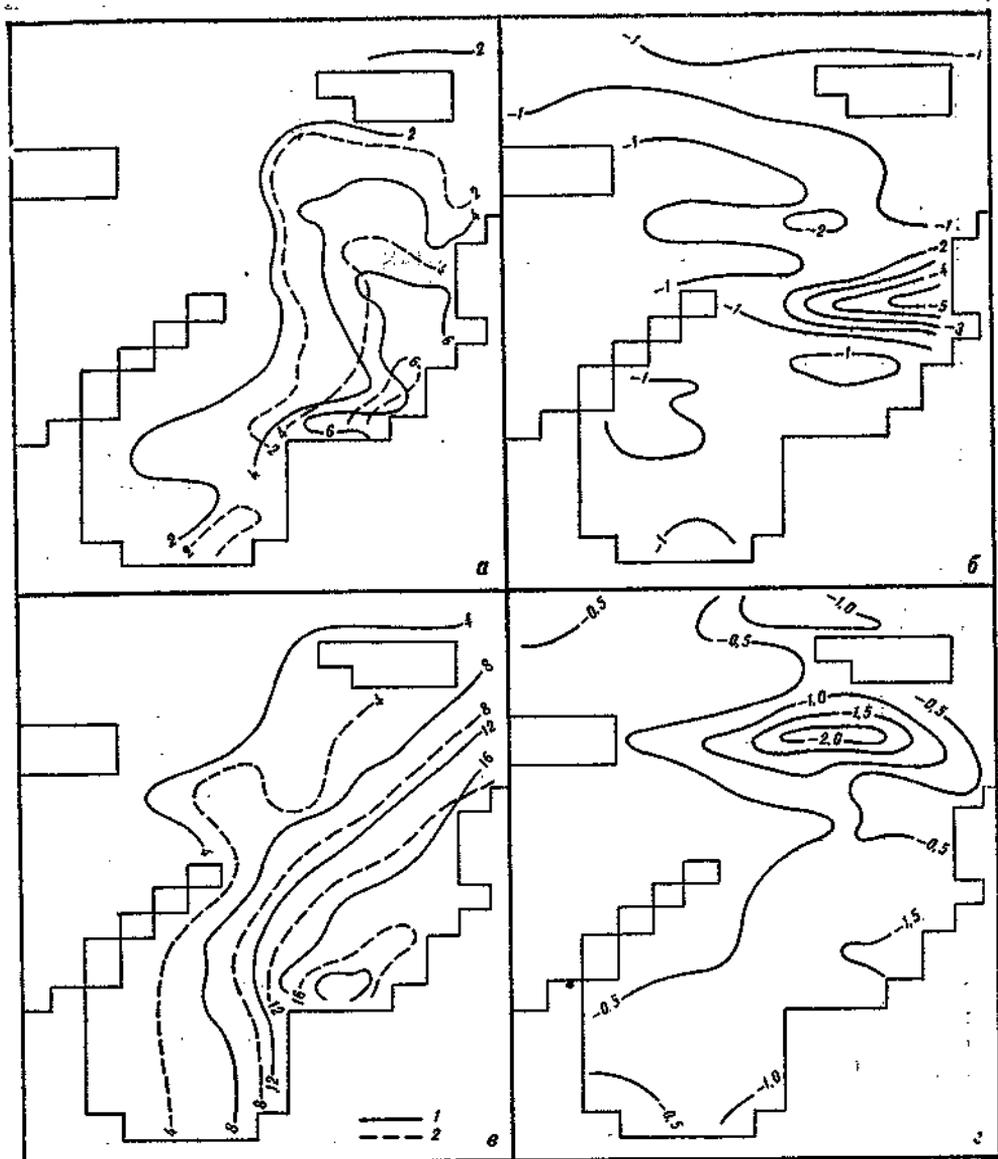


Рис. 4. Распределения перепада солености, ‰ ( $\delta S = S_n - S_0$ ) по климатическим данным (1) и при уменьшении пресного стока на 5% (2) (а, в) и турбулентный поток соли в море ( $10^{-5}$  кг/м<sup>2</sup>·с) при уменьшении пресного стока на 5% (б, г): а, б — февраль; в, г — август

правленного вверх потока тепла через ледяной покров, поскольку при намерзании льда выделяется тепло. Таяния льда в зимний период не происходит.

Летом Карское море частично освобождается от льда, подо льдом остается его северная часть и область к востоку от Новой Земли. Вследствие радиационного нагрева температура воздуха у поверхности достигает 0°C; горизонтальное распределение термических параметров обуславливается распределением температуры выше АПС. Небольшой

по величине поток тепла через ледяной покров направлен вниз (рис. 2, е). «Излишки» тепла в тепловом балансе поверхности ледяного покрова компенсируются затратами на таяние (рис. 3, а), которое наиболее интенсивно там, где относительно прогреты верхние слои атмосферы и турбулентный поток тепла в атмосфере отрицателен (направлен вниз) (рис. 2, б). Таяние происходит и на нижней поверхности льда (рис. 2, е). Над свободной от льда поверхностью воздух прогревается, так как отсутствуют затраты тепла на таяние. Формируется неустойчиво-стратифицированный АПС (см. рис. 2, б).

В районах, свободных от льда, повсеместно происходит прогрев моря, за исключением области к северо-востоку от Новой Земли, где положительная аномалия температуры ниже термоклина обуславливает теплоотдачу в атмосферу (рис. 3, г). Летом распреснение у поверхности, вызванное речным стоком, охватывает обширные районы — вплоть до Северной Земли (рис. 4, в). Область максимальных значений турбулентного потока соли локализована у Северной Земли. Для всей акватории Карского моря характерна устойчивая соленостная стратификация.

В целом существующий климатический фон характеризуется следующими особенностями:

1. Влияние близости суши обуславливает увеличение теплообмена через лед.

2. Термическое состояние глубинных слоев во многом определяет турбулентный теплоперенос через МПС.

3. Пресный сток рек в Карском море влияет на тепловой баланс района, примыкающего к устьям, подавляя интенсивность вертикального турбулентного обмена в МПС (рис. 3, г).

4. Соотношение составляющих теплового баланса Карского моря сильно изменяется в зависимости от сезона. В табл. 2 приведены средние по всей акватории характеристики для февраля и августа.

Зимой приток суммарной радиации к поверхности практически отсутствует, радиационный баланс отрицателен ( $-32 \text{ Вт/м}^2$ ). Потери тепла в результате эффективного излучения компенсируются турбулентным потоком тепла в атмосфере ( $\bar{q}_0 = -5,3 \text{ Вт/м}^2$ ), формирующим инверсию, и теплообменом через лед ( $q^*_s = -19,0 \text{ Вт/м}^2$ ). Среднее значение затрат тепла на испарение составляет  $8,01 \text{ Вт/м}^2$ . На нижней поверхности происходит намерзание льда ( $\dot{h}_w = 0,0727 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}$ ). Выделяющаяся при этом энергия в сумме с турбулентным потоком тепла из глубин ( $\bar{q}_{T_0} = -5,56 \cdot 10^{-6} \text{ Вт/м}^2$ ) компенсирует теплообмен через лед.

Летом приток суммарной радиации велик. Радиационный баланс положителен ( $R = 82 \text{ Вт/м}^2$ ). Турбулентный поток тепла направлен вверх ( $\bar{q}_0 = 22,2 \text{ Вт/м}^2$ ). Среднее значение затрат тепла на испарение ( $LE$ ) составляет  $-35,11 \text{ Вт/м}^2$ . Небольшое количество тепла идет на прогрев льда ( $\bar{q}^*_l = 0,1 \text{ Вт/м}^2$ ), поэтому «излишки» тепла обеспечивают таяние льда ( $q = 23,8 \text{ Вт/м}^2$ ). Средняя по акватории скорость таяния ( $\dot{h}_a = -0,09 \cdot 10^{-6} \text{ м/с}$ ). Подо льдом происходит незначительный прогрев. Тепло, поступающее в море вместе с талой водой, за счет теплопроводности обуславливает стаивание льда снизу ( $\dot{h}_w = -0,0004 \times 10^{-6} \text{ м/с}$ ). В зонах, свободных от льда, составляющими теплового баланса являются: турбулентный поток тепла в атмосфере, затраты тепла

Средние для акватории Карского моря характеристики турбулентных режимов АПС и МПС

Характеристика	Февраль			Август		
	по климатическим данным	при уменьшении стока		по климатическим данным	при уменьшении стока	
		на 2 %	на 5 %		на 2 %	на 5 %
$\bar{q}_0$ , Вт/м <sup>2</sup>	-5,2502	-5,2518(0,03)	-5,2539(0,07)	22,1781	22,1781(0,0)	22,1781(0,0)
$\bar{LE}_0$ , Вт/м <sup>2</sup>	8,0109	8,0129(0,03)	8,0154(0,07)	35,1130	35,1130(0,0)	35,1130(0,0)
$\bar{c}_0$ , кг/м <sup>3</sup> ·с	0,0065	0,0065(0,0)	0,0065(0,0)	0,025	0,025(0,0)	0,025(0,0)
$\bar{q}_{T_0} \cdot 10^{-8}$ Вт/м <sup>2</sup>	-5,5695	-6,0925(9,4)	-6,2189(11,7)	-0,0436	-0,0391(11,5)	-0,0334(30,5)
$\bar{q}_{S_0} \cdot 10^{-6}$ кг/м <sup>2</sup> ·с	-1,1352	-0,962(15,3)	-0,728(35,9)	-0,5505	-0,5414(1,2)	-0,5375(2,4)
$\bar{q}_{S_0}^*$ , Вт/м <sup>2</sup>	-19,1895	-19,1855(0,02)	-19,1805(0,04)	0,1012	0,1012(0,0)	0,1012(0,0)
$\bar{q}_1$ , Вт/м <sup>2</sup>	0	0	0	23,784	23,784(0,0)	23,784(0,0)
$\bar{h}_a \cdot 10^{-6}$	0	0	0	-0,09	-0,09(00)	-0,09(0,0)
$\bar{h}_w \cdot 10^{-6}$	0,0727	0,0727(0,0)	0,0727(0,0)	-0,0004	-0,0004(0,0)	-0,0004(0,0)

Примечание. В скобках — изменения характеристик, %.

на испарение, радиационный баланс и поток тепла в море (идуший на его прогрев). Последний значительно меньше других компонентов.

Суммируя полученные по климатическим данным результаты, можно заключить, что они физически не противоречивы, согласуются с представлениями о режиме Карского моря и энергетически сбалансированы. Из этого следует, что использование среднеклиматических исходных данных не внесло больших ошибок в результаты.

В зимний и летний сезоны при уменьшении пресного стока вследствие относительного осолонения поверхностных слоев ослабевает соленостный контраст, хотя устойчивая соленостная стратификация сохраняется (рис. 4, а, в). В феврале отрицательные значения турбулентного потока соли вследствие уменьшения пресного стока уменьшаются на всей акватории. Так, максимальные значения турбулентного потока соли при средних условиях и уменьшении стока на 5% составляет  $7,3 \cdot 10^{-5}$  и  $6,7 \cdot 10^{-5}$  кг/м<sup>2</sup>·с соответственно. Качественно распределение турбулентного потока соли не изменяется (рис. 4, б). В среднем по акватории направленный вверх поток соли уменьшается на 35,9% при уменьшении стока на 5%.

За счет увеличения солености воды у поверхности несколько понижается температура замерзания. Термическая неустойчивость МПС возрастает. Приток тепла из глубинных слоев увеличивается. Так, среднее по акватории значение турбулентного потока тепла увеличивается на 11,7%. По этой же причине незначительно (0,04%) уменьшается теплообмен через лед. Скорость намерзания льда практически не реагирует на изменение теплообмена. Влияние прогнозируемого изменения солености на режим АПС незначительно, поскольку усиливаются инверсионные условия и увеличиваются отрицательные значения турбулентного потока тепла. Изменение стратификации в АПС настолько мало, что не оказывает влияния на динамику.

В августе характер изменений теплообмена несколько сложнее: выделяется район «стока», примыкающий к устьям рек. Это особенно выражено в распределениях турбулентных потоков тепла и соли в море (табл. 3, рис. 4, г). В районах, покрытых льдом, турбулентный по-

Таблица 3

Средние значения  $\overline{q_{T_0}}$  и  $\overline{q_{S_0}}$  в районе «стока» и на остальной части акватории Карского моря в августе

Характеристика	По климатическим данным	При уменьшении стока	
		на 2 %	на 5 %
Район «стока»			
$\overline{q_{T_0}} \cdot 10^{-5}$ Вт/м <sup>2</sup>	0,036	0,041(16,6)	0,048(33,3)
$\overline{q_{S_0}} \cdot 10^{-5}$ кг/м <sup>2</sup> ·с	-0,579	-0,622(7,4)	-0,670(15,7)
Остальная часть			
$\overline{q_{T_0}} \cdot 10^{-5}$ Вт/м <sup>2</sup>	-0,075	-0,070(7,1)	-0,065(15,4)
$\overline{q_{S_0}} \cdot 10^{-5}$ кг/м <sup>2</sup> ·с	-0,540	-0,524(2,7)	-0,487(10,9)

Примечание. В скобках — изменения значений, %.

ток соли увеличивается, если распреснение, вызванное таянием ледяного покрова, преобладает над осолонением (юго-восточнее Северной Земли), и уменьшается, если преобладает осолонение. В районах, свободных от льда и удаленных от устьев рек, уменьшение перепада солености приводит к уменьшению отрицательных значений турбулентного потока соли. В районе устьев турбулентный поток соли возрастает, несмотря на ослабление соленостной устойчивости. Это обусловлено усилением роли турбулентного перемешивания при уменьшении гидростатической устойчивости.

При уменьшении пресного стока на 5% среднее значение турбулентного потока соли в устьевом районе возрастает на 15,7%, в остальной части — уменьшается на 10,9%. В связи с усилением вертикальной неустойчивости возрастает турбулентный поток тепла в устье (в среднем на 33,3%). В остальной части моря изменения турбулентного потока тепла незначительны. В областях, где тепло поступает из глубинных слоев (северо-восточнее Новой Земли) изменения пресного стока не сказываются на теплообмене. Качественный характер распределения турбулентного притока тепл из глубин моря сохраняется. Происходящие изменения турбулентного режима практически не влияют на скорость таяния ледяного покрова. Воздействие пресного стока на режим АПС в летний сезон еще слабее, чем зимой (см. табл. 2).

Таким образом, полученные результаты позволяют сделать следующие выводы о возможных изменениях теплообмена и турбулентного режима в бассейне Карского моря при уменьшении пресного стока на 2 и 5%:

1. Сохраняется качественный характер распределения в бассейне характеристик энергообмена и параметров пограничных слоев.

2. В течение года толщина ледяного покрова существенно не изменяется. Отсюда следует, что уменьшение стока в указанных объемах вряд ли приведет к заметным многолетним изменениям массы ледяного покрова в Карском море, вызванным теплообменом.

3. Изменения средних характеристик турбулентного обмена у поверхности Карского моря незначительны и не носят систематического характера.

Из перечисленных выводов следует оправданность использованной гипотезы о слабой обратной связи между процессами энергообмена у поверхности моря и крупномасштабной циркуляцией в атмосфере и море на рассмотренной акватории.

*Поступила 14/XII 1981 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Лагун В. Е., Романов В. Ф., Сафронов В. А., Смирнов Н. П. Метод интерполяции данных натурного эксперимента. — Метеорология и гидрология, 1980, № 12, с. 48—53.

2. Лайхтман Д. Л. Физика пограничного слоя атмосферы. — Л.: Гидрометеоздат, 1970. — 342 с.

3. Романов В. Ф. Вертикальные движения и турбулентный режим планетарного пограничного слоя. — Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана, 1976, т. 12, № 5, с. 478—484.

4. Маршунова М. С., Черниговский Н. Т. Климат Советской Арктики. — Л.: Гидрометеоздат, 1965. — 180 с.

5. Романов В. Ф. Параметризация нелинейного взаимодействия океана и ат-

- разработка методов идентификации (выделения) синоптических объектов в потоке гидрометеорологической информации;
- составление макетов синоптических объектов и синоптических ситуаций в целом;
- создание архива моделей синоптических ситуаций на долговременных носителях информации;
- реализация в соответствующем языке процессов анализа и распознавания.

Первые две задачи взаимосвязаны. Действительно, при создании структурной модели объекта следует на основе анализа фрагментов объекта составить словарь тех терминов, в которых будет выполнено описание объекта. Одновременно для описания объекта необходима его сегментация на фрагменты и разработка приемов вычленения подобразов из потока текущей гидрометеорологической информации. Успешность решения этих двух задач в основном определяет объем и состав словаря подобразов.

Решение первой задачи практически сводится к анализу терминологии, используемой специалистом-гидрометеорологом при выполнении тех или иных процессов распознавания «вручную». Выбранные термины и понятия формализуются, что связано со всякого рода ограничениями свойств изучаемых объектов, цель которых — уменьшение разнообразия элементов этих объектов и их отношений, а также построение модели с упрощенной структурой. Содержание полученного таким образом словаря подобразов уточняется при решении второй задачи, которая связана с разработкой процедур распознавания выбранной системы подобразов из потока гидрометеорологической информации. Известно, что большинство синоптических объектов отождествляется с определенными особенностями полей гидрометеорологических элементов. В связи с этим идентификацию синоптических объектов можно свести к поиску этих особенностей, который осуществляется, например, путем исследования его градиентных характеристик. Подобные методы использует и человек при решении подобных задач. Предварительный анализ показывает, что процесс идентификации поддается алгоритмизации для большинства практически важных синоптических объектов.

При описании объектов в лингвистической форме предполагается, что соединение слов в предложения осуществляется по определенным правилам (грамматике). Эта грамматика основывается на правилах семантики и синтаксиса и предполагает объединение слов в предложения при помощи логических связок [2]. Следует отметить, что подобразы могут иметь достаточно сложную структуру, т. е. являться составными переменными.

Составленный словарь обозначений и грамматика — это база для описания образов синоптических объектов. Образы — это предложения фиксированной структуры, в которой смысл слова зависит от его местоположения в предложении. Описание объекта подгоняется к этой заданной логической структуре, принимаемой за эталон (макет). Узловыми моментами эталона служат наиболее общие и устойчивые категории, позволяющие упорядочить последовательность логических шагов при изучении объекта и таким образом формализовать процесс его описания. В зависимости от требуемой точности, уровня обобщения понятий и т. п. для описания одного и того же объекта могут быть получены различные макеты.

В качестве примера рассмотрим простейший макет для описания объекта типа «циклон». Допустим, что некоторое исследование требует описания объекта следующими параметрами: координаты центра циклона, стадия его развития и глубина. Кроме того, при описании объекта необходимо классифицировать его параметры по физическому смыслу. Введем следующие подобразы для описания макета циклона: геометрические параметры образования, термодинамические параметры образования, координаты центра образования, стадия развития и глубина образования, ордината и абсцисса центра образования. Отметим особенности предлагаемого макета. Используемые подобразы можно классифицировать на два класса: 1) получаемые непосредственно в процессе измерений или вычислений (первичные подобразы); 2) отображающие структурные связи переменных в описании.

Первичные переменные могут принимать числовые или лингвистические значения. Структурные переменные описания отображают их взаимосвязи и позволяют классифицировать переменные макеты по определенным признакам. Ясно, что выбор структурных связей образа для одного и того же набора первичных переменных неоднозначен. Однако выбираемая структура образа должна допускать строгое описание и быть естественной, т. е. опираться на существенные в содержательном плане свойства переменных. По изложенному принципу составляются макеты описаний для каждого синоптического объекта, содержащегося в словаре. Путем подстановки в макет значений первичных подобразов формируется модель изучаемого объекта.

Выявленные и описанные по соответствующим макетам синоптические объекты служат основой для описания синоптической ситуации. В простейшем случае моделью синоптической ситуации является простое объединение моделей обнаруженных синоптических объектов. Более сложные модели получаются путем классификации полученных подобразов. Например, подобразы синоптической ситуации классифицируются по их вкладу в макроциркуляцию атмосферы или в региональные особенности синоптического процесса и т. п. Образ синоптической ситуации кодируется и записывается на долговременные носители информации. Совокупность записанных букв образует архив синоптических ситуаций распознающей системы.

Последний этап создания распознающей системы включает разработку процедур анализа и распознавания. Четкое разделение лингвистических и аналитических подходов к проблеме распознавания образов кажется удобным лишь с теоретической точки зрения. На практике оно не столь явно. При создании реальных распознающих систем наиболее эффективна комбинация обоих подходов. Поэтому при реализации процедур распознавания следует использовать элементы аналитического метода.

Предлагаемый метод основан на использовании понятий нечетких множеств и переменных [3]. В результате можно ввести меру, являющуюся аналогом понятия «расстояние», применяемого при аналитическом методе. Действительно, если интерпретировать синоптические объекты как сложные лингвистические переменные, то модель синоптической ситуации можно представить в виде точки в некотором многомерном пространстве. Тогда меру «близости» между моделями синоптических ситуаций в пространстве переменных можно интерпретировать как попарное сходство идентичных подобразов сравниваемых образов. Следовательно, определение меры «сходства» образов синоп-

тической ситуации сводится к попарному сопоставлению подобразов.

Выбор меры сходства (различия) однотипных подобразов, например, двух областей низкого давления, является важным этапом построения распознающей системы. При разработке процедур сравнения могут широко использоваться субъективные критерии, отражающие интуитивные представления человека о близости изучаемых объектов. В общем случае меры сходства устанавливаются на основе субъективных критериев или автоматически в процессе обучения распознающей системы, или на основе комбинации этих двух методов.

Таким образом, работу распознающей системы, основанной на лингвистическом подходе, можно представить следующим образом. В ЭВМ вводится исходная информация, заданная полями исследуемых элементов в узлах регулярной или нерегулярной сетки. Информация анализируется с целью вычленения из нее синоптических объектов, для которых вычисляются также заданные соответствующими макетами первичные подобразы. Полученная информация кодируется и фиксируется на долговременном запоминающем устройстве ЭВМ, пополняя архив синоптических ситуаций распознающей системы. В зависимости от задачи распознавания по заданным алгоритмам выполняется распознавание или классификация.

Реализация на ЭВМ указанных идей является первым шагом в автоматизации качественных методов исследования. Она позволит решать задачи распознавания с использованием элементов синоптического анализа. В частности, лингвистический подход, по-видимому, поможет решить проблему классификации временной последовательности различной длительности, т. е. классификации синоптических процессов. Решение этой проблемы, которая была поставлена Н. А. Багровым еще в 1969 г. [1], даст определенный эффект при изучении глобальных и региональных синоптических процессов объективными методами. Кроме того, созданный архив синоптических ситуаций позволит использовать его при проведении других исследований. При этом большая производительность современных ЭВМ обеспечит неограниченный доступ к указанному архиву, что, несомненно, повысит качество принимаемых решений.

И наконец, этот метод может стать составной частью автоматизированной системы ЧЕЛОВЕК — ЭВМ. Это позволит освободить человека от механической работы, оставив за ним право принятия окончательного решения из нескольких, предлагаемых ЭВМ.

*Поступила 9/XII 1981 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Багров Н. А. О классификации синоптических процессов. — Метеорология и гидрология, 1969, № 5, с. 3—11.
2. Ежов Г. А. Логическое распознавание образов. — Автоматическое управление и вычислительная техника, 1971, вып. 10, с. 241—256.
3. Заде Л. Понятие лингвистической переменной и его применение к принятию приближенных решений. — М.: Мир, 1976. — 165 с.
4. Ту Дж., Гонсалес Р. Принципы распознавания образов. — М.: Мир, 1978. — 411 с.

## **АВТОМАТИЗИРОВАННАЯ ОБРАБОТКА АЭРОЛОГИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ НА СУДАХ И В АНТАРКТИДЕ**

Для удовлетворения растущих потребностей в информации о физических явлениях и процессах, происходящих в атмосфере, в установленные ВМО сроки проводится зондирование атмосферы на 967 радиоветровых и 880 радиозондовых аэрологических станциях [2]. Для обработки результатов температурно-ветрового и ветрового зондирования атмосферы в Ташкентском региональном гидрометеорологическом центре (ТРГМЦ) разработана и с 1978 г. эксплуатируется «Система централизованной автоматизированной обработки аэрологической информации».

Одним из результатов работы системы является информационная база данных за месяц, организованная как архив постанционного типа [1] для сухопутных станций и архив синоптического типа для сети станций всего земного шара, включая судовые. Информационная база аэрологических данных ежемесячно пополняет архивы ВНИИГ-МИ-МЦД и используется для получения различных регламентированных материалов, а также для обслуживания запросов потребителей.

Необходимые полнота и качество информации обеспечиваются за счет реализации в системе режима работы «запрос-ответ». Поскольку в настоящее время этот режим не используется на научно-исследовательских и научно-поисковых судах и станциях Антарктиды, а качество оперативных материалов не соответствует предъявляемым требованиям, решено формировать информационную базу аэрологических данных, полученных за рейс и на станциях Антарктиды за каждую экспедицию. Для этого была разработана специальная версия системы обработки аэрологической информации, учитывающая специфику наблюдений на научно-исследовательских и поисковых судах. Сейчас система внедрена на АМЦ Молодежная, нис «Профессор Зубов» и «Профессор Визе».

Температурно-ветровое зондирование атмосферы осуществляется на шести станциях Антарктиды: Молодежная, Мирный, Восток, Беллинсгаузен, Ленинградская, Новолазаревская. Результаты зондирования обрабатываются в центре обработки на АМЦ Молодежная, который оснащен ЭВМ «Минск-32».

Внедрение системы автоматизированной обработки аэрологической информации со станций Антарктиды выполнялось поэтапно. На первом этапе было реализовано на ЭВМ несколько различных методов получения оперативных телеграмм (полуавтоматический метод ААНИИ, ОКА-3 — метод ЦАО до 1982 г. и ПИРС-М — с 1983 г.). Оперативная телеграмма, оформленная согласно кодовой форме FM.35.E ТЕМР и «Правилам передачи сообщений по сетям связи Гидрометслужбы СССР» выдается на пятипозиционную перфоленту в коде МТК-2. На втором этапе был внедрен комплекс программ текущей и режимной обработки, позволяющий осуществить:

— ввод в ЭВМ аэрологических данных, занесенных в коде МТК-2 на пятипозиционную перфоленту или магнитную ленту;

- раскодировку, синтаксический и логический контроль введенной информации;
- запись раскодированных телеграмм для накопления;
- пополнение и корректировку накопленных данных;
- контроль метеорологических элементов и вычисление высот особых точек;
- формирование информационной базы, организованной как архив станционного типа;
- получение регламентированных выходных материалов (таблиц ТАЭ-16А и ТАЭ-2А, таблиц месячных итогов и телеграмм КЛИМАТ-ТЕМП, а также различных протоколов и справок, характеризующих состояние информации (наличие и достоверность) в процессе обработки).

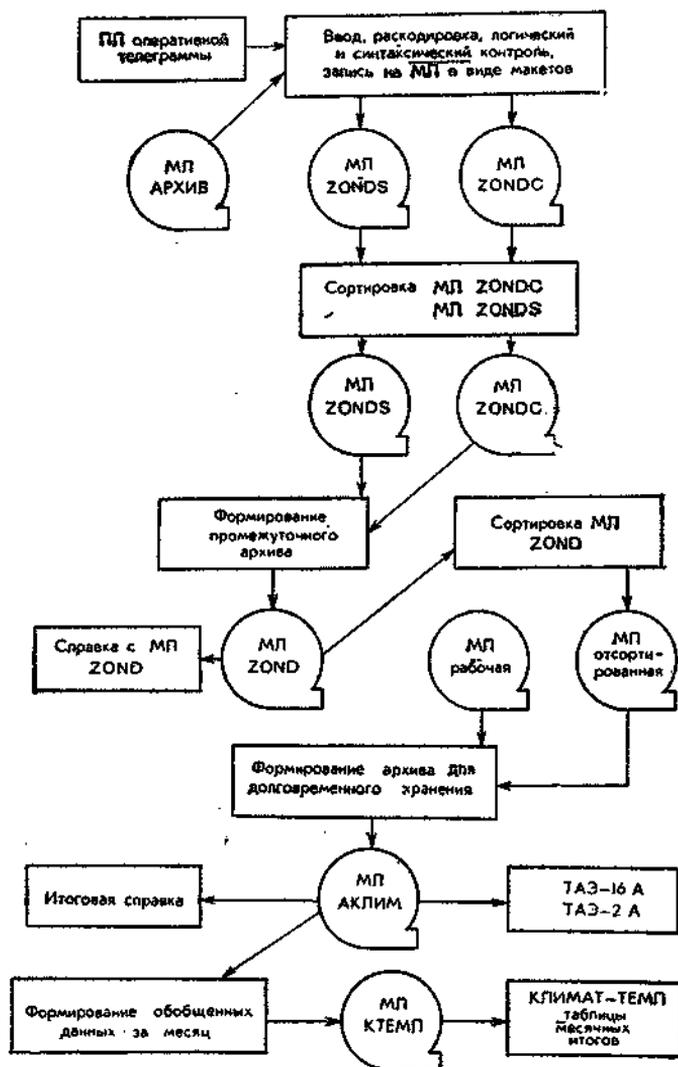


Рис. 1. Схема обработки аэрологической информации на ЭВМ «Минск-32»

Схема обработки аэрологической информации на ЭВМ «Минск-32» показана на рис. 1. В процессе обработки по запросу оператора возможна выдача на печать телеграмм с идентификацией ошибок. Телеграммы и группы, в которых имеются ошибочные значения элементов, отмечаются знаком минус (—). При нарушении структуры кодирования телеграмм группы, не соответствующие коду, помечаются знаком неравенства ( $\neq$ ) и из дальнейшей обработки исключаются.

Контроль информации реализован на всех этапах обработки, где происходит пополнение или изменение данных. При раскодировании телеграмм осуществляется их синтаксический и логический контроль, а все метеорологические параметры проверяются на соответствие их предельным значениям, приведенным в табл. 1. После накопления на

Таблица 1

Экстремальные значения метеорологических элементов

Уровень, гПа	Геопотенциал, м	Температура, °С	Скорость ветра, м/с
Земля		60/—90	200/0
1000	900/—900	60/—70	200/0
850	2000/800	40/—90	90/0
700	4000/2000	20/—60	150/0
500	6100/4500	10/—70	150/0
400	8000/6000	0/—70	200/0
300	10200/7600	0/—80	200/0
250	11300/8600	—10/—80	200/0
200	13500/10000	—10/—90	200/0
150	15500/12000	—10/—90	200/0
100	17500/14500	—10/—90	200/0
70	20000/16500	—10/—90	200/0
50	22000/18500	—5/—90	200/0
30	25500/21500	—5/—90	200/0
20	28500/24000	—10/—90	200/0
10	33000/28000	0/—90	200/0

Примечание. 1. В числителе — максимум, в знаменателе — минимум.

2. При контроле давления на уровне Земли используются значения 1200/500, для дефицита точки росы 50/0, направления скорости ветра 360/0.

магнитной ленте данных за месяц выполняется статистический контроль каждого метеорологического элемента, его межслойных и межсуточных разностей на каждом уровне.

Для реализации статистического контроля необходимо наличие специального файла статистических характеристик, который содержит средние и абсолютные средние отклонения метеорологических элементов. Эти характеристики корректируются каждым последующим значением метеорологического элемента по формулам:

$$EX_t = P_E EX_{t-1} + P_X X_t; EAX_t = P_E EAX_{t-1} + P_X AX_t, \quad (1)$$

где  $EX_t$  — скользящее среднее значение;  $EAX_t$  — скользящее абсолютное среднее отклонение;  $P_E$ ,  $P_X$  — веса для адаптивной системы, причем  $P_E + P_X = 1$ ;  $X_t$  — значение включаемого после контроля метеорологического элемента;  $AX_t = |X_t - EX_t|$  — абсолютное отклонение  $X_t$ .

Первоначальные средние и средние абсолютные отклонения рассчитываются автоматически в системе. Поскольку для контроля ис-

пользуются межсуточные разности, дополнительно привлекаются данные, полученные в последующие дни и сроки. Если в настоящий момент проверяются метеорологические элементы за  $d$ -день и  $t$ -срок, то для контроля они дополняются данными за следующие дни и сроки:

$$d, t+1; d+1, t; d+1, t+1; d+2, t.$$

Проверка значений различных метеорологических элементов выполняется по соотношению

$$X_t - EX_{t-1} \leq K \cdot \sigma X_{t-1}, \quad (2)$$

где  $\sigma X_{t-1} = \eta \cdot EAX_{t-1}$ ;  $\eta$  и  $K$  — эмпирические коэффициенты, выбранные равными 1,0 и 3,0 соответственно.

Выполнение этого соотношения свидетельствует о том, что параметр правилен; в противном случае делаются дополнительные проверки.

Рассмотрим принципы контроля каждого метеорологического параметра, введя следующие обозначения:

$X_{s,d,t,p}$  — значение метеорологического элемента на станции  $s$  в день  $d$ , срок  $t$ , на стандартном уровне  $p$ ;  $EX_{s,d,t,p}$  — скользящее среднее значение;  $EAX_{s,d,t,p}$  — скользящее среднее абсолютного отклонения;  $\Delta\tau_{s,d,t,p}$  — межсуточная разность в срок  $t+1$  и  $t$ ;  $E\Delta\tau_{s,d,t,p}$  — скользящее среднее для межсуточной разности;  $E\Delta\Delta\tau_{s,d,t,p}$  — скользящее среднее абсолютного отклонения межсуточной разности;  $\Delta P_{s,d,t,p}$  — межслойная разность между уровнями  $p+1$  и  $p$ ;  $E\Delta P_{s,d,t,p}$  — скользящее среднее межслойной разности;  $E\Delta\Delta P_{s,d,t,p}$  — скользящее среднее абсолютного отклонения межслойной разности.

Контроль температуры и геопотенциала проводится для трех величин:  $X_{s,d,t,p}$ ,  $\Delta\tau_{s,d,t,p}$  и  $\Delta P_{s,d,t,p}$ .

1. Проверка  $X_{s,d,t,p}$  осуществляется по соотношению

$$|X_{s,d,t,p} - EX_{s,d,t-1,p}| \leq K \cdot EAX_{s,d,t-1,p}. \quad (3)$$

Если оно не выполняется, проверяются знаки на соседнем и проверяемом уровнях

$$S_{gn}(X_{s,d,t,p+1} - EX_{s,d,t-1,p+1}) \equiv S_{gn}(X_{s,d,t,p} - EX_{s,d,t-1,p}). \quad (4)$$

При несовпадении знаков у контролируемого метеорологического элемента ставится признак качества «сомнительно», который присваивается также и в том случае, когда на соседнем уровне значение элемента отсутствует или уже имеет признак качества «забраковано».

2. Проверка  $\Delta\tau_{s,d,t,p}$  проводится по соотношению

$$|\Delta\tau_{s,d,t,p} - E\Delta\tau_{s,d,t-1,p}| \leq K \cdot E\Delta\Delta\tau_{s,d,t-1,p}. \quad (5)$$

Если соотношение (5) не выполняется, то вычисляется межсуточная разность для сроков и проверяется соответствие знаков

$$S_{gn}(\Delta\tau_{s,d,t,p}) \equiv S_{gn}(\Delta\tau_{s,d+1,t,p}). \quad (6)$$

При невыполнении (6) сопоставляются знаки межсуточной разности на соседнем и контролируемом уровнях

$$S_{gn}(\Delta\tau_{s,d,t,p}) \equiv S_{gn}(\Delta\tau_{s,d,t,p+1}). \quad (7)$$

Выполнение соотношений (6) и (7) означают, что значение метеорологического элемента правильное. Когда отсутствуют те или иные

данные, необходимые для проверки по соотношениям (6) или (7), или значение имеет уже признак «забраковано», проверяемому параметру становится признак «сомнительно»:

3. Проверка  $\Delta P_{s, d, t, p}$  осуществляется по соотношению

$$|\Delta P_{s, d, t, p} - E\Delta P_{s, d, t-1, p}| \leq K \cdot E\Delta P_{s, d, t-1, p}. \quad (8)$$

При выполнении соотношения (8) проверяются знаки межслойных разностей

$$S_{gn}(\Delta P_{s, d, t, p}) \equiv S_{gn}(\Delta P_{s, d, t, p+1}). \quad (9)$$

Если соотношение (9) не выполняется, то присваивается признак качества «сомнительно» метеорологическому элементу на уровне  $p+1$  дополнительно проводятся проверки для геопотенциала

$$S_{gn}(X_{s, d, t, p} - EX_{s, d, t-1, p}) \equiv S_{gn}(X_{s, d+1, t, p} - EX_{s, d, t-1, p}) \quad (10)$$

и температуры

$$S_{gn}(X_{s, d, t, p} - EX_{s, d, t-1, p}) \equiv S_{gn}(X_{s, d, t+1, p} - EX_{s, d, t-1, p}). \quad (11)$$

При невыполнении (10) и (11) у контролируемого метеорологического элемента записывается «сомнительно».

В блоке контроля дефицита точки росы проверяется выполнение соотношения (2) и (3). Если оно не выполняется, то для подтверждения правильности значения используются данные близлежащей изобарической поверхности или особой точки по соотношению (4).

Для контроля характеристик ветра первоначально вычисляется сдвиг по вертикали направления и скорости

$$\Delta V_{s, d, t, p} = V_{s, d, t, p+1} - V_{s, d, t, p}; \quad \Delta \alpha_{s, d, t, p} = \alpha_{s, d, t, p+1} - \alpha_{s, d, t, p},$$

где  $V_{s, d, t, p}$  — скорость ветра;  $\alpha_{s, d, t, p}$  — направление ветра.

Для определения сдвига направления ветра вычисляется его истинное значение следующим образом:

при  $|\Delta \alpha_{s, d, t, p}| \leq 180$  сдвиг направления ветра соответствует истинному; при  $|\Delta \alpha_{s, d, t, p}| > 180$  истинное значение и его знак находится по формуле

$$\Delta \alpha_{ист, s, d, t, p} = \frac{\Delta \alpha_{s, d, t, p}}{|\Delta \alpha_{s, d, t, p}|} (|\Delta \alpha_{s, d, t, p}| - 360).$$

Рассчитанные вертикальные сдвиги направления и скорости ветра проверяются по соотношению (2). При невыполнении соотношения скорость и направление ветра на уровнях  $p$  и  $p+1$  считаются сомнительными. Для локализации ошибки проводится интерполяция скорости и направления ветра на те уровни, где они были признаны сомнительными, при этом используются данные в особых точках и близлежащих изобарических поверхностях. По полученным в результате интерполяции значениям вычисляются невязки для трех уровней, на которых направление и скорость ветра считались сомнительными,

$$\delta f_i = f_i - f_{ист}$$

Абсолютная величина невязки сравнивается с допустимыми пределами точности определения направления и скорости ветра в особых точках. При выполнении неравенства  $|\delta \alpha_i| \leq 10^\circ$  направление на уровне  $i$  считается правильным, в противном случае ему присваивается признак качества «сомнительно».

Для скорости ветра аналогично при выполнении неравенства

$$|\delta V_i| \leq 5 \text{ м/с}$$

ее значение является правильным.

Обработка данных судовых аэрологических наблюдений осуществляется непосредственно на судне, оборудованном ЭВМ, или в институтах-судовладельцах, куда поступают материалы после рейса. Можно выделить следующие этапы обработки данных на судах, имеющих ЕС ЭВМ:

- накопление исходной информации на магнитном носителе;
- распознавание, раскодирование, синтаксический контроль и формирование базы данных раскодированных элементов (первичная обработка);
- отбор информации из базы данных;
- сортировка, контроль и корректировка информации;
- выдача справочных материалов о наличии и качестве информации;
- формирование порейсовых архивов.

Исходной информацией первого этапа являются оперативные аэрологические телеграммы. На судах, где зонды обрабатываются с использованием комплекса программ «ПИРС», накопление телеграмм на магнитный носитель (диск или ленту) происходит параллельно с выдачей их на перфоленту. Телеграммы записываются без перекодировки блоками фиксированной длины по 1008 байт отдельными файлами за каждый месяц наблюдений.

На этапе первичной обработки последовательно просматриваются файлы исходной информации за каждый месяц наблюдения и формируется база раскодированных данных за весь рейс. На последующих этапах выполняются преобразования информации, вычисления некоторых характеристик, контроль и накопление данных в соответствии с требованиями к архивам гидрометеорологической информации. Схема обработки показана на рис. 2.

Специальное программное обеспечение позволяет получить таблицы сведений о полноте и качестве накопленной информации, а также таблицы ТАЭ-16А и ТАЭ-2А данных радиозондов, в которых методами контроля обнаружены ошибочные или сомнительные метеорологические параметры. При этом указываются следующие коды ошибок: 1 — превышение экстремальных значений на стандартных изобарических поверхностях; 2 — высота на уровне 1000 гПа меньше высоты уровня станции, но имеются значения других элементов на 1000 гПа; 3 — давление или высота уровня равна нулю; 4 — данные первой особой точки не совпадают со значениями на уровне Земли; 5 — давление на уровне тропопаузы больше 500 гПа; 6 — отсутствует группа облачности; 7 — давление не соответствует номеру части; 8 — нарушен порядок давления в особых точках; 9 — несоответствие значений элементов на стандартных изобарических поверхностях и особых точках; 10 — есть данные части С, а значения верхних уровней части А отсутствуют; 11 — на уровне тропопаузы отсутствуют температура и дефицит точки росы; 12 — на уровне максимального ветра не известны направление и скорость ветра. Результаты печати анализируются и используются для подготовки корректировочной информации, а также для оценки качества работы аэрологов.

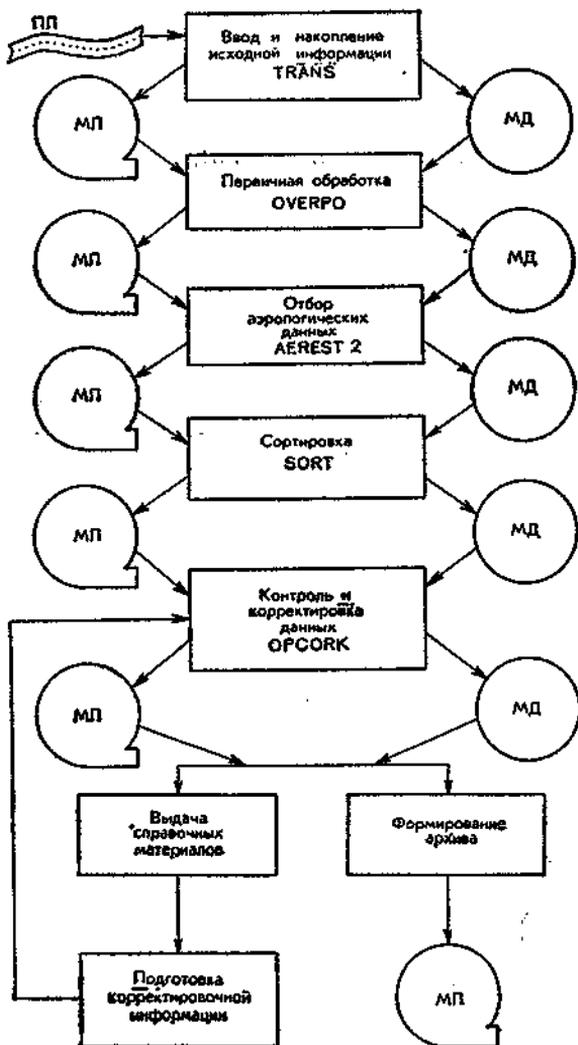


Рис. 2. Обработка судовой аэрологической информации на ЭВМ серии ЕС

В версии программного обеспечения обработки аэрологической информации на ЭВМ серии ЕС реализован статико-временной контроль геопотенциала и температуры на стандартных изобарических поверхностях, описанный в работах [3, 4] и усовершенствованный в САРВЦ. Алгоритм состоит из статического и временного контроля и включает:

- проверку для каждого слоя, заключенного между изобарическими поверхностями, снизу вверх; обнаружение и исправление ошибок при однозначном диагнозе ошибки, сформулированном блоком статического контроля, исправление без привлечения блока временного контроля;

- выбор одного или нескольких вариантов на основании временного контроля, если блок статического контроля предлагает два варианта исправления ошибок или более;

— выдачу всей информации для последующего визуального анализа, когда однозначное решение не может быть принято из-за сложных комбинированных ошибок или недостаточного количества данных.

Барометрическая формула для относительного геопотенциала, вытекающая из уравнения статики, имеет вид

$$H_{i+1} = H_i + \frac{R}{98} T \ln \frac{P}{P_{i+1}}, \quad (12)$$

где  $H_i$  и  $H_{i+1}$  — геопотенциал (в геопотенциальных декаметрах) изобарических поверхностей  $P_i$  и  $P_{i+1}$ ;  $T$  — средняя абсолютная температура между этими поверхностями;  $R$  — газовая постоянная для воздуха.

Если предположить, что температура зависит линейно от логарифма давления, то из уравнения (12) получится формула

$$H_{i+1} - H_i = A_i^{i+1} + B_i^{i+1} (t_i + t_{i+1}), \quad (13)$$

где  $t$  — температура, °C;  $A_i^{i+1} = 27,8R \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}$ ;  $B_i^{i+1} = \frac{R}{196} \ln \frac{P_i}{P_{i+1}}$ .

Практически всегда имеется погрешность формулы (13), возникающая вследствие отклонения вертикального профиля температуры от линейного, а также под влиянием небольших ошибок округления. Запишем выражение невязки для двух соседних слоев

$$\delta_{i+1}^i = H_i - H_{i-1} - A_{i-1}^i - B_{i-1}^i (t_{i-1} + t_i);$$

$$\delta_i^{i+1} = H_{i+1} - H_i - A_i^{i+1} - B_i^{i+1} (t_{i+1} + t_i).$$

Рассмотрим алгоритм обнаружения ошибок. Предположим, что на одном уровне значение  $H_i$  или  $t_i$  ошибочное. Признак такой ошибки — выполнение двух неравенств

$$|\delta_{i-1}^i| > \Delta_{i-1}^i, \quad |\delta_i^{i+1}| > \Delta_i^{i+1}.$$

Если при этом невязки  $\delta_{i-1}^i$ ,  $\delta_i^{i+1}$  противоположны по знаку и близки по абсолютной величине, то, следовательно, искажен геопотенциал  $H_i$ . В качестве критерия близости невязок можно принять условие

$$|\delta_{i-1}^i + \delta_i^{i+1}| \leq \alpha |\Delta_{i-1}^i + \Delta_i^{i+1}|,$$

где  $\alpha$  — эмпирический коэффициент, предполагаемый равным 1.

Формула для исправления ошибочного значения  $H_i^*$  имеет вид

$$H_i = H_i^* + \frac{1}{2} (\delta_i^{i+1} + \delta_{i-1}^i). \quad (14)$$

Когда невязки близки по знаку, ошибочно значение температуры  $t_i$ . Для последнего необходимо выполнение условия пропорциональности невязок коэффициентам  $B_{i-1}^i$ ,  $B_i^{i+1}$ , а именно:

$$\left| \frac{\delta_{i-1}^i}{B_{i-1}^i} - \frac{\delta_i^{i+1}}{B_i^{i+1}} \right| \leq \beta \left( \frac{\Delta_{i-1}^i}{B_{i-1}^i} + \frac{\Delta_i^{i+1}}{B_i^{i+1}} \right),$$

где  $\beta$  — эмпирический коэффициент.

Ошибочное значение  $t_i^*$  можно исправить по соотношению

$$t_i = t_i^* + \frac{1}{2} \left( \frac{\delta_{i-1}^i}{B_{i-1}^i} + \frac{\delta_i^{i+1}}{B_i^{i+1}} \right). \quad (15)$$

Предположим, что при анализе телеграммы обнаружено превышение допустимой невязки в одном (промежуточном) слое

$$|\delta_i^{i+1}| > \Delta_i^{i+1},$$

Если допущена ошибка при вычислении относительного геопотенциала этого слоя, исправление заключается в уменьшении высоты верхней границы слоя и вышележащих изобарических поверхностей на величину фактической невязки

$$H_{i+1} = H_{i+1}^* - \delta_i^{i+1}; \quad H_n = H_n^* - \delta_i^{i+1},$$

где  $n$  — номер самого верхнего уровня.

Анализ многочисленного материала с ошибкой такого характера показал, что отмечается целый ряд случаев, когда ошибка не связана с вычислением относительного геопотенциала, а обусловлена погрешностями элемента на одном или двух уровнях либо ошибками  $H$  и  $t$  одновременно на одном и том же уровне.

Проанализируем совместно с рассматриваемым слоем вышележащий и нижележащий слой.

1. Если выполняются условия

$$1/2\Delta_{i-1}^i \leq |\delta_{i-1}^i| \leq \Delta_{i-1}^i; \quad S_{gn} \delta_i^{i+1} = S_{gn} \delta_{i-1}^i,$$

то можно считать, что температура на уровне  $i$  ошибочна.

2. При выполнении условия

$$1/2\Delta_{i+1}^{i+2} \leq |\delta_{i+1}^{i+2}| \leq \Delta_{i+1}^{i+2}; \quad S_{gn} \delta_{i+1}^{i+2} = S_{gn} \delta_i^{i+1}$$

ошибочна температура в слое  $i+1$ .

3. В случае, когда

$$1/2\Delta_{i+1}^{i+2} \leq |\delta_{i+1}^{i+2}| \leq \Delta_{i+1}^{i+2}; \quad S_{gn} \delta_{i+1}^{i+2} \neq S_{gn} \delta_i^{i+1}$$

неверным является значение геопотенциала на уровне  $i+1$ .

4. При

$$1/2\Delta_{i-1}^i \leq |\delta_{i-1}^i| \leq \Delta_{i-1}^i; \quad S_{gn} \delta_{i-1}^i \neq S_{gn} \delta_i^{i+1}$$

ошибочно значение геопотенциала на уровне  $i$ . Ошибочное значение температуры вычисляется по формуле (15), а геопотенциала — по формуле (14).

Однако возможны случаи, когда фактическая невязка превышает допустимую в одном слое, но в то же время не выполняются условия (1) — (2). Это свидетельствует о том, что ошибочными могут быть одновременно и геопотенциал, и температура на одном из уровней. Для выявления такой ошибки рассматриваются дополнительно вышележащие уровни.

Рассчитаем значения фактических невязок для слоев  $\delta_{i-1}^{i+1}$  и  $\delta_i^{i+2}$  и сравним их с соответствующими допустимыми невязками  $\Delta_{i-1}^{i+1}$  и  $\Delta_i^{i+2}$  вычисленными по формулам

$$\Delta_{i-1}^{i+1} = \Delta_{i-1}^i + \Delta_i^{i+1}; \quad \Delta_i^{i+2} = \Delta_i^{i+1} + \Delta_{i+1}^{i+2}.$$

При

$$|\delta_{i-1}^{i+1}| > \Delta_{i-1}^{i+1}, \quad |\delta_i^{i+2}| < \Delta_i^{i+2}$$

можно считать ошибочными значения  $H$  и  $t$  на уровне  $i$  и, наоборот, при

$$|\delta_i^{i+2}| > \Delta_i^{i+2}, \quad \text{а } |\delta_{i-1}^{i+1}| < \Delta_{i-1}^{i+1}$$

$H$  и  $t$  на уровне  $i+1$ . Исправления тогда выполняются по формулам (16).

Если фактическая невязка превышает допустимую в самом нижнем или верхнем слое, при искажении  $H$  или  $T$  на граничном уровне исправления выполняются по формулам

$$H_1 = H_1^* + \delta_1^2, \quad t_1 = t_1^* + \frac{\delta_1^2}{B_1^2}.$$

Исправление относительного геопотенциала, начиная с нижнего слоя, выполняется по формулам

$$H_2 = H_2^* - \delta^2, \quad \dots, \quad H_n = H_n^* - \delta_1^2.$$

Если неизвестны значения  $H$  или  $t$  и одновременно  $H$  и  $t$  на одном из промежуточных слоев, алгоритмы контроля позволяют по данным соседних уровней восстановить эти значения по формулам:

$$\left. \begin{aligned} H_i &= H_{i+1} - A_i^{i+1} - B_i^{i+1}t_{i+1} - B_i^{i+1}(H_{i+1} + H_{i-1} - A_i^{i+1} - \\ &\quad - A_i^{i-1} - B_i^{i+1}t_{i+1} - B_{i-1}^i t_{i-1}) / (B_i^{i+1} + B_{i-1}^i); \\ t_i &= (H_{i+1} - H_{i-1} - A_i^{i+1} - A_{i-1}^i - B_i^{i+1}t_{i+1} - B_{i-1}^i t_{i-1}) / (B_i^{i+1} + B_{i-1}^i). \end{aligned} \right\} (16)$$

В процессе контроля могут возникнуть ситуации, когда фактическая невязка превышает допустимую одновременно в трех смежных слоях. Определить, какого типа эта ошибка, можно, проанализировав степень близости пар невязок  $\delta_{i+1}^{i+2}$  и  $\delta_{i+2}^{i+3}$ ,  $\delta_i^{i+1}$  и  $\delta_{i+1}^{i+2}$  (параметр  $K$  выбран равным 0,1

$$\frac{|\delta_{i+2}^{i+3}| - |\delta_{i+1}^{i+2}|}{|\delta_{i+2}^{i+3}| + |\delta_{i+1}^{i+2}|} \leq K; \quad \frac{|\delta_{i+1}^{i+2}| - |\delta_i^{i+1}|}{|\delta_{i+1}^{i+2}| + |\delta_i^{i+1}|} \leq K. \quad (17)$$

Если выполняется первое соотношение из (17), то получаем ошибочные значения  $H$  на уровне  $i+2$  и  $t$  на уровне  $i+1$ . Выполнение второго соотношения из (17) означает, что ошибочные значения  $H$  на уровне  $i+1$  и  $t$  на уровне  $i+2$ . Для исправления этих величин невязку среднего слоя  $\delta_{i+1}^{i+2}$  разобьем на две

$$\left. \begin{aligned} (\delta_{i+1}^{i+2})_1 &= S_{gn}(\delta_{i+1}^{i+2})(|\delta_{i+1}^{i+2}| + |\delta_{i+2}^{i+3}|); \\ (\delta_{i+1}^{i+2})_2 &= S_{gn}(\delta_{i+1}^{i+2})(|\delta_{i+1}^{i+2}| + |\delta_i^{i+1}|). \end{aligned} \right\} (18)$$

Исправляются значения  $H$  или  $t$  на указанных уровнях при рассмотрении попарно невязки  $\delta_{i+2}^{i+3}$  и  $(\delta_{i+1}^{i+2})_1$ ,  $\delta_i^{i+1}$  и  $(\delta_{i+1}^{i+2})_2$ .

При реализации временного контроля значения метеорологического элемента на проверяемом уровне за данный срок сравниваются с результатом интерполяции по данным двух ближайших сроков: предшествующего и последующего. Интерполяция выполняется по формуле

$$f_n = af_{n-j} + (1-a)f_{n+k}, \quad (19)$$

где  $n$  — момент времени, к которому относятся проверяемые данные;  $j$  и  $k$  — интервалы времени от проверяемого срока, по данным которых осуществляется интерполяция.

Весовые коэффициенты  $a$  для каждой комбинации сроков проведены в табл. 2. Допустимая невязка  $\Delta$  рассчитывается в процессе вре-

Таблица 2

Весовой коэффициент  $a$  для временного контроля синоптического срока  $n$  по двум соседним срокам

Соседние сроки		$a$	Соседние сроки		$a$
$j$	$k$		$j$	$k$	
-1	+1	1/2	-3	+1	3/4
-1	+2	1/3	-3	+2	3/5
-1	0	1/4	-3	+3	1/2
-1	+4	1/5	-3	+4	3/7
-2	+1	2/3	-4	+1	4/5
-2	+2	1/2	-4	+2	2/3
-2	+3	2/5	-4	+3	4/7
-2	+4	1/3	-4	-4	1/2

менного контроля для каждой станции, как функция широты. Данные невязки взяты из работы [5]. Контроль по времени осуществляется для уровней, для которых при статистическом контроле не был получен однозначный вариант исправления.

Внедрение автоматизированной подсистемы обработки аэрологической информации объединяет все ее звенья — от сбора данных до информационного обслуживания. При проведении комплексных экспедиций сбор, обработка, контроль и накопление оперативной информации осуществляются на головном судне. Все это дает как прямой экономический эффект, связанный с ликвидацией некоторых трудоемких процессов, так и косвенный, определяющийся повышением качества оперативной аэрологической информации.

Поступила 20/II 1985 г.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Груза Г. В., Ранькова Э. Я. Организация метеорологических архивов статистического анализа на ЭВМ. — Тр. САРНИГМИ, 1974, вып. 11 (92), с. 143—162.
2. Израэль Ю. А. Мониторинг климата и служба сбора климатических данных, необходимых для определения климатических изменений и колебаний. — Метеорология и гидрология, 1979, № 7, с. 54—67.
3. Либерман Ю. М. Алгоритмы комплексного статико-временного контроля аэрологической информации. — Тр./ГГО, 1980, вып. 431, с. 23—30.
4. Либерман Ю. М. Алгоритм неоперативного статистического контроля аэрологической информации. — Тр./ГГО, 1980, вып. 412, с. 84—91.
5. Oort A. H., Rasmusson E. M. Atmospheric circulation statistics — NOAA, Rockville, 1971.—323 p.

## К ПРОБЛЕМЕ АВТОМАТИЗАЦИИ АНАЛИЗА ЛЕДОВОЙ ИНФОРМАЦИИ, ПОЛУЧАЕМОЙ ОТ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ СТАНЦИИ БОКОВОГО ОБЗОРА

В течение длительного времени ледовая авиационная разведка проводилась путем визуальных наблюдений. Инструментальные методы наблюдений за ледяным покровом существенно расширили возможности ледовой авиаразведки. В настоящее время широко используются для дистанционного зондирования радиолокационные станции бокового обзора (РЛС БО), которые являются наиболее перспективными. Установленные на самолетах ледовой разведки РЛС БО позволяют определять большинство характеристик ледяного покрова независимо от естественной освещенности и практически при любых метеорологических условиях. Сейчас для выполнения ледовой авиаразведки применяется радиолокатор бокового обзора «Торос».

Как показывает опыт, по информативности радиолокационные изображения близки к мелкомасштабным аэрофотоснимкам, а по некоторым изобразительным характеристикам и превосходят их [5]. Поэтому по материалам радиолокационной съемки ледяного покрова можно детально представить распределение льдов по площади, а результаты обработки данных последовательных съемок дадут возможность определять дрейф льдов и смещение границ льдов различного возраста.

Следует отметить, что постоянное техническое и конструктивное совершенствование РЛС БО приводит к детализации ледовой информации и повышению точности определения характеристик ледяного покрова. Все это позволит считать, что РЛС БО будут являться одним из основных технических средств авиационной ледовой разведки.

В настоящее время анализ ледовой информации, получаемой от РЛС БО, проводится путем визуального дешифрирования радиолокационных изображений. Таким образом, процесс оценки ледовой обстановки существенно не изменился при переходе от визуального метода сбора ледовой информации к инструментальному и по-прежнему требует высокого профессионального мастерства наблюдателей. В этом заключается противоречие между принципиально новым инструментальным методом дистанционного зондирования подстилающей поверхности и старым способом обработки информации о ледовой обстановке. Поэтому возникает вопрос о необходимости автоматизации процесса обработки и анализа ледовой информации с целью повышения оперативности и достоверности определения характеристик ледяного покрова, точности привязки ледовых объектов к координатам местности, устранения субъективности в оценках ледовой обстановки.

Автоматизированная система обработки и анализа ледовой информации, поступающей от РЛС БО (АСОАЛИ), должна решать следующие задачи:

— обработку и анализ информации от РЛС БО для определения основных характеристик ледяного покрова с привязкой их к географическим координатам и времени полета;

— отображение полученных данных на индикаторах обстановки и документирование их с помощью печатающих устройств;

- составление карты ледовой обстановки;
- передачу сообщения через средства телеобработки данных по каналам связи на наземные приемные пункты;
- запись на машинные носители результатов ледовой авиаразведки для автоматизированного ввода их в системы более высокого иерархического уровня;
- запись и хранение в цифровом виде первичной радиолокационной информации о ледовой обстановке для детального анализа ее в последующем на ЭЦВМ высокой производительности.

Исходя из перечисленных проблем можно представить структуру системы. Центральным звеном АСОАЛИ должна стать электронно-цифровая вычислительная машина, обладающая широким набором периферийных устройств и сопряженная с источниками информации, в состав которых наряду с РЛС БО надо включить навигационный комплекс и бортовую систему единого времени.

Поступающие в АСОАЛИ от источников информации данные могут быть представлены в аналоговом и дискретном виде, в виде управляющих сигналов и синхронизирующих импульсов. Поэтому для коммутации ЭЦВМ с источниками информации и преобразования поступающих сигналов в двоичные коды, с которыми оперирует вычислительная машина, АСОАЛИ должна иметь устройства сопряжения. Наиболее важным из них является аналого-цифровой преобразователь (АЦП), который осуществляет дискретизацию входного аналогового сигнала по времени, квантование и кодирование выборочных значений сигнала, следующих с периодом дискретизации. Информация о ледовой обстановке будет поступать в АСОАЛИ с выхода видеотракта РЛС БО в виде напряжения, амплитуда которого характеризует состояние подстилающей поверхности. АЦП через заданные интервалы времени будет преобразовывать данный аналоговый сигнал в двоичный код.

Как известно, цифровое преобразование радиолокационных сигналов приводит к потере информации, закодированной в их параметрах [4]. Поэтому при проектировании цифровых систем обработки радиолокационной информации возникают задачи оптимального выбора интервалов дискретизации и квантования с точки зрения минимизации этих потерь. Это достаточно сложный вопрос, для решения которого необходимо выполнить отдельное исследование и обработать большое количество статистического материала. Очевидно, что от выбора соответствующих интервалов дискретизации и квантования будет зависеть скорость поступления данных в АСОАЛИ, а следовательно, и требуемое быстродействие ЭЦВМ для обработки этой информации в реальном масштабе времени.

С учетом того, что вычислительные возможности бортовых ЭЦВМ ограничены, а максимальная частота дискретизации современных АЦП находится в пределах нескольких десятков мегагерц, будет корректно предварительно выбрать интервал дискретизации радиолокационного сигнала соответствующим разрешающей способности станции на строке сканирования, что составит около 0,2 мкс. При выборе строк развертки для цифровой обработки следует учитывать время пролета самолетом расстояния, соответствующего разрешающей способности РЛС БО вдоль линии пути. Возможно, что для обеспечения математической цифровой коррекции искажений радиолокационного изображения или проведения сложных расчетов по определению про-

странственной структуры отраженного радиолокационного сигнала доверительный интервал выборки может быть меньшим. В дальнейшем при более глубоком исследовании этого вопроса целесообразно использовать и другие интервалы дискретизации, в том числе переменные. Квантование будем производить с точностью до 8 двоичных разрядов. Это позволит получить 256 градаций амплитуды отраженного радиолокационного сигнала. Побайтное снятие информации с АЦП удобно и потому, что в настоящее время большинство ЭЦВМ имеет унифицированную длину машинных слов, кратную байту.

Между моментами квантования входного сигнала по строке сканирования нужно его предварительно интегрировать с периодом, равным интервалу дискретизации. Это особенно важно для обнаружения на фоне внутренних шумов станции льдов небольшой толщины, так как для них отношение сигнал/шум на входе РЛС БО значительно меньше, чем для многолетних льдов [2]. Между выборками для обработки очередных строк развертки также необходимо интегрировать радиолокационный сигнал вдоль линии пути по каждому элементу разрешения.

Приблизительно оценим возможную скорость поступления информации в АСОАЛИ. Для этого рассмотрим наиболее характерный режим ледовой обстановки, фиксируемой РЛС БО. Для удобства расчетов используем округленные значения. При высоте полета самолета 6000 м ширина полосы обзора РЛС БО составляет около 30 км с каждого борта. Разрешающая способность РЛС БО по строке сканирования равняется около 30 м, а вдоль линии пути — 100 м. Дискретизацию радиолокационной информации выполним через интервалы времени, соответствующие указанным разрешающим способностям. Тогда при скорости полета 400 км/ч в АСОАЛИ каждую секунду поступят данные приблизительно по одной строке сканирования с левого и правого борта. Каждая строка будет представлена 1000 отсчетами. Таким образом, с учетом служебной и вспомогательной информации скорость поступления данных составит около 300 байт в секунду.

Для того чтобы сформулировать требования к быстродействию ЭЦВМ, необходимо кроме скорости поступления информации учитывать и характер задач, связанных с определением характеристик ледяного покрова, наиболее важными из которых являются: положение кромки льда, его сплоченность, распределение льдин по размерам, наличие полыней, каналов и разводьев, возраст и торосистость льда.

По принципу обработки входных сигналов эти характеристики можно разделить на два типа: 1-й — свойства определяются по контрасту «чистая вода — лед», т. е. по резкому изменению амплитуды отраженных радиолокационных импульсов; 2-й — характеристики определяются лишь в результате анализа структуры уровней амплитуд отраженных от поверхности льда радиолокационных сигналов. К последним относятся возврат и торосистость льда. Очевидно, что при 1-м типе ЭЦВМ будет обрабатывать информацию с помощью алгоритмов, требующих сравнительно небольшого числа операций. Количество необходимых здесь операций не превысит более чем на порядок, выраженный в машинных словах, объем информации, подлежащей обработке. Как указывалось, скорость поступления информации в АСОАЛИ составит 3000 байт в секунду. Предположим, что каждый байт информации, соответствующий амплитуде отраженного от элементарного участка исследуемой поверхности радиолокационного сиг-

нала, будет обрабатываться отдельным машинным словом. Тогда для определения одной характеристики 1-го типа понадобится проводить не более нескольких десятков тысяч операций в секунду. Поскольку такая характеристика не одна, для расчетов потребуется ЭЦВМ с быстродействием около 100 тысяч операций в секунду. Несомненно, что такая ЭЦВМ, выполненная на современной элементарной базе и установленная на самолете, будет иметь небольшие вес и габариты.

Для определения характеристик 2-го типа следует проводить более сложные исследования пространственной структуры поверхности льда. Необходимо применить более трудоемкие алгоритмы, такие, например, как спектральный анализ структуры отраженного радиолокационного сигнала. Количество операций в этом случае будет приблизительно соответствовать квадрату выраженной в машинных словах и поступающей для обработки информации. Таким образом, для определения характеристик 2-го типа будет нужна ЭЦВМ с быстродействием около 9 миллионов операций в секунду. Установка на борту самолета автоматизированной системы, в состав которой входит такая вычислительная машина, связана с большими трудностями, преодолеть которые можно двумя путями.

Во-первых, характеристики 1-го типа следует определять на борту самолета, а 2-го — на наземных пунктах с использованием высокопроизводительных ЭЦВМ по записанным в АСОАЛИ данным от РЛС БО с привязкой их ко времени и маршруту полета. Достоинство данного способа заключается в том, что при его реализации характеристики 2-го типа будут определены с высокой точностью. Однако при этом не будет оперативно обработана ледовая информация.

Во-вторых, с помощью специальных приемов нужно снизить требования к быстродействию ЭЦВМ. Прежде всего необходимо предусмотреть применение менее трудоемкого математического аппарата для определения характеристик 2-го типа. Ранее уже рассматривалась возможность использования статистических характеристик радиолокационных изображений для распознавания возраста льда [1, 6]. И несмотря на то, что к настоящему времени работу в данном направлении следует продолжить, вероятностный подход к решению этого вопроса, в частности, использование корреляционных функций выборок и функций плотности вероятности, может дать неплохие результаты. В этом случае вероятно определять возраст льда прямо на борту самолета, используя ЭЦВМ с быстродействием 300—500 тысяч операций в секунду. Аналогично следует искать более простые математические зависимости для определения торосистости льда.

Кроме того, снизить требования к быстродействию ЭЦВМ можно путем применения в АСОАЛИ многопроцессорной структуры вычислительной системы. Это обусловлено тем, что процесс обработки и анализа ледовой информации разбит на отдельные независимые части, так как некоторые из характеристик ледяного покрова определяются независимо друг от друга, что приводит к одновременному функционированию алгоритма системы. При модульном принципе построения вычислительной системы каждое устройство решает свою часть общего процесса обработки и анализа ледовой информации. В этом случае требования к быстродействию процессов будут ниже, чем при использовании одной высокопроизводительной ЭЦВМ. Модульная организация вычислительной системы обеспечивает ей необходимую гибкость и способность к эволюции в условиях изменения и усложнения

алгоритмов. В качестве элементов такой структуры могут быть использованы микро-ЭВМ. В настоящее время отечественная промышленность выпускает ряд микро-ЭВМ для систем автоматизации, обладающих быстродействием до 500 тысяч операций в секунду и имеющих небольшие вес и габариты [7].

Оба из рассмотренных путей имеют свои положительные и отрицательные стороны. Наилучшие результаты можно получить при их сочетании. Поэтому наряду с обработкой и анализом ледовой информации на борту самолета следует проводить более точные и сложные расчеты характеристик на наземных пунктах, когда оперативность не имеет первостепенного значения. Как известно, все характеристики ледяного покрова по данным РЛС БО определить нельзя, а точность и достоверность вычисления других — недостаточна [3]. Наибольшая эффективность может быть достигнута лишь при комплексном анализе всех данных инструментальной ледовой авиаразведки.

В настоящее время РЛС БО превосходит другие средства по детальности ледовой информации, оперативности ее получения и точности определения планового положения объектов. Кроме того, весьма перспективным направлением является установка радиолокационных станций бокового обзора на искусственных спутниках Земли. Подводя итог, можно сказать, что задача автоматизации обработки и анализа данных, поступающих от РЛС БО, актуальна, решение ее технически выполнимо и в результате существенно повысится эффективность ледовой авиаразведки.

*Поступила 28/Х 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Александров В. Ю., Бушуев А. В. Использование статистических характеристик радиолокационных изображений льдов для их распознавания. — Тр./ААНИИ, 1977, т. 343, с. 151—154.
2. Бурдо Г. Х. Амплитудно-пространственные статистические характеристики сигналов РЛС с высоким разрешением для различных типов земной и ледовой поверхностей. — ВСРЭ, Серия РЛТ, 1970, вып. 10, с. 11—15.
3. Исследование ледяного покрова с помощью радиолокационных станций бокового обзора (РЛС БО)/Методическое пособие./Сост.: Бушуев А. В., Быченков Ю. Д., Лошилов В. С., Масанов А. Д. — Л.: Гидрометеиздат, 1983. — 119.
4. Кузьмин С. З. Основы теории цифровой обработки радиолокационной информации. — М.: Советское радио, 1974. — 35—41 с.
5. Лошилов В. С., Воеводин В. А. Определение элементов дрейфа ледяного покрова и перемещения кромки льдов с помощью самолетных радиолокационных станций бокового обзора «Торос». — Проблемы Арктики и Антарктики, 1972, вып. 40, с. 23—30.
6. Новиков Ю. Р. Использование ЭВМ для определения возрастных характеристик арктических льдов. — Тр./ААНИИ, 1971, т. 303, с. 207—211.
7. Филиппов Л. Г., Фрейдзон И. Р., Давидовичу А., Дятку Э. Мини-микро-ЭВМ в управлении промышленными объектами. — Л.: Машиностроение, 1974. — с. 28—35.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗМЕРЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОДЫ

В настоящее время температура поверхностного слоя воды (ТПСВ) измеряется двумя методами: контактным и неконтактным. Контактный метод, используемый на всех судовых гидрометеорологических станциях, основан на непосредственных измерениях путем погружения первичного измерительного преобразователя (ПИП) в поверхностный слой моря на определенную глубину. За стандартный уровень измерения температуры поверхностного слоя воды (ТПСВ) на IV сессии Комиссии морской метеорологии ВМО (1964 г.) принят слой 0,5—1,0 м. Контактный метод с прямым отсчетом показаний предусматривает использование ртутных термометров ТМ-10 в металлической или полиэтиленовой оправе. В качестве ПИП с дистанционным отсчетом показаний применяются термометры сопротивления (ТС), из которых наиболее надежными являются платиновые (ТСП), выгодно отличающиеся от других типов ТС техническими характеристиками [1]. ТСП позволяют непрерывно регистрировать ТПСВ во времени и пространстве в отличие от термометра ТМ-10, с помощью которого возможны только дискретные измерения в сроки наблюдений.

При сравнении показаний ТСП и ТМ-10 следует учитывать результаты определения полученных ранее погрешностей измерений ТПСВ ртутными термометрами. Так, погрешность измерений термометром ТМ-10 в металлической оправе может достигать 0,5°C, в оправе из полиэтилена 1,5°C, а точность измерения ТПСВ характеризуется погрешностью данного метода измерения 0,1°C, принятой на IV сессии Комиссии морской метеорологии ВМО. Кроме того, при определенных скоростях движения судна, скоростях ветра и параметрах волнения измерения ТПСВ ртутным термометром затруднены.

Таким образом, использование ТСП в качестве ПИП для измерений ТПСВ контактным методом имеет большие преимущества. Однако результаты дистанционных контактных измерений на различных судах в основном неадекватны вследствие разного местоположения ПИП по глубине и периметру корпуса судна.

Обычно ТСП располагается в кингстонной коробке, где он естественным образом обтекается заборной водой. На различных судах в зависимости от их размеров термометры сопротивления устанавливаются на глубинах 4—10 м ниже ватерлинии. Кроме того, это значение из-за меняющейся осадки судна непостоянно. Поэтому результаты измерений, получаемые с судовых гидрометеорологических станций, неоднородны и не всегда сравнимы. Погрешность измерений, обусловленная нестандартным уровнем установки ПИП, зависит также от времени года и географического места плавания судна, поскольку стратификация температуры в поверхностном слое моря может значительно изменяться [7].

Исследование влияния глубины установки ПИП ТПСВ на погрешность измерения проведено Н. Т. Филатовым [9]. Так, при заглублении ПИП не ниже 5 м от поверхности погрешность измерения в 90—100% случаев составляет в холодное время года  $\pm 0,5^\circ\text{C}$ , в теплое — может достигать 5°C и более. Существенное влияние на погрешность

измерения оказывает место установки ПИП по периметру судна, так как сток из судовых систем вносит дополнительную погрешность. Кроме того, температурное поле окружающей водной среды может заметно искажаться под влиянием пограничного слоя трения движущегося судна. Это влияние различное в разных частях подводного корпуса судна. Так, в работе [2] приводится случай, когда разница показаний термометров у форштевня и в средней части корпуса, т. е. на расстоянии менее 50 м, составляла более 4°C.

В настоящее время все большее развитие получают неконтактные методы определения температуры воды, основанные на дистанционном измерении ИК-излучения морской поверхности с помощью радиационных термометров (радиометров), установленных на судах, самолетах и ИСЗ. Полученные результаты характеризуют мгновенную температуру тончайшей поверхностной пленки воды, осредненную для некоторой акватории, размеры которой определяются техническими характеристиками радиометра.

Для «окна» прозрачности 8—12 мкм, где атмосфера оказывает наименьшее влияние на излучение моря в ИК-диапазоне, толщина слоя воды, в котором измеряется радиационная температура, равна 0,02 мм. Это — температура поверхности воды (ТПВ). Информация о ТПВ необходима для расчета характеристик обмена в системе океан-атмосфера [8]. Физические процессы, определяющие формирование температурного режима поверхностной пленки и поверхностного слоя воды, различны. Поэтому, несмотря на совершенствование аппаратуры и введение поправок, радиационная температура заметно отличается от ТПСВ по судовым измерениям. Это отклонение составляет  $\pm 1$ —2 °С [6]. Для более точного определения ТПВ делаются попытки учитывать влияние параметров атмосферы: температуры, влажности, облачности, а также поглощение аэрозоля [3]. Принимая во внимание сложную многофакторную зависимость ТПВ, различную физическую сущность ТПВ и ТПСВ, можно считать, что привязка этих данных к достоверной информации, полученной независимым методом, имеет важное значение для совершенствования неконтактных методов определения ТПВ и в перспективе для расчета ТПСВ по данным радиационных измерений ТПВ. Поэтому исключение методических ошибок или точный учет особенностей измерения ТПСВ в данном случае является актуальной проблемой.

В настоящей статье приводятся некоторые результаты сравнительных измерений ТПСВ контактным методом с помощью различных ПИП при разных режимах плавания судна. Исследования проводились в теплое время года в Норвежском море, использовались следующие приборы:

- 1) ТСП-611, установленный в кингстонной коробке на левом борту на номинальной глубине 4 м ниже ватерлинии в 80 м от форштевня (рис. 1);

- 2) ртутный термометр ТМ-10 в полиэтиленовой оправе, измерения им велись с борта судна в 30 м от форштевня;

- 3) глубоководные опрокидывающиеся термометры (ТГ) в батометрах БМ-48, измерения которыми проводились с левого борта судна (наветренная сторона) в 20 м от форштевня.

В результате было получено 30 серий сравнительных измерений на значительной акватории Норвежского моря. Изменение ТПСВ в этот период составляло 4—12°C, температуры воздуха 1—13°C. В

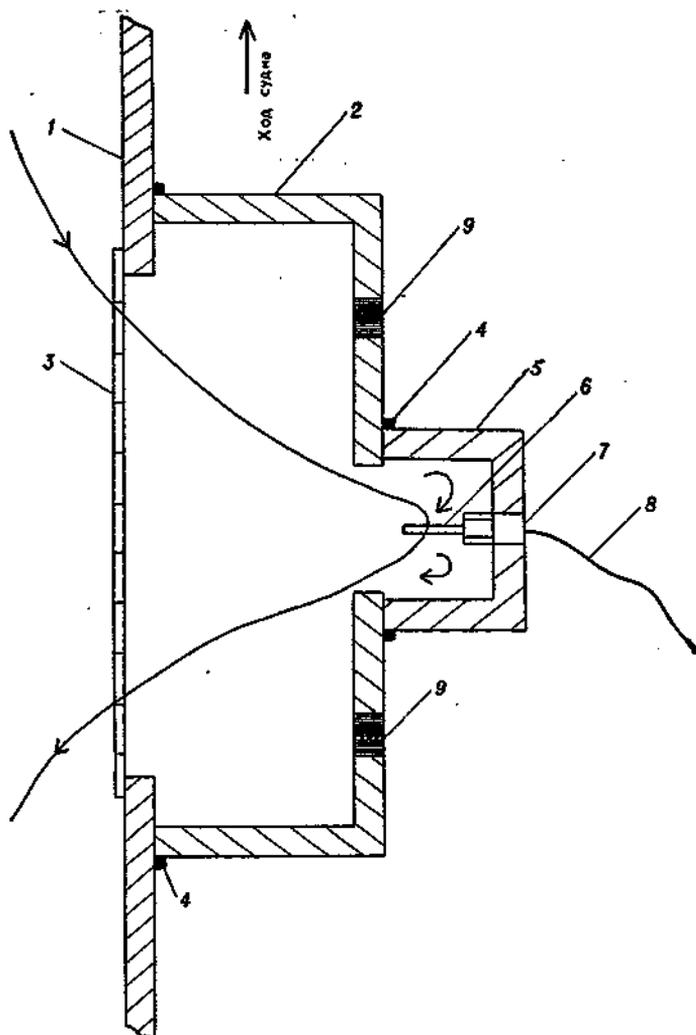


Рис. 1. Схема установки термометра сопротивления в кингстонной коробке:

1 — корпус судна; 2 — кингстонная коробка; 3 — решетка кингстонной коробки; 4 — места сварки; 5 — защитный стакан ТС; 6 — термометр сопротивления; 7 — сальниковый уплотнитель; 8 — измерительный кабель; 9 — заборные клапаны машинного отделения. Стрелками обозначена циркуляция забортной воды

серию входили только измерения в водной массе квазистационарного температурного поля на уровне установки ТСП. Эта характеристика определялась по виду диаграммы ТПСВ, зарегистрированной самописцем КСМ-4. Измерения начинали выполнять на подходе к океанографической станции. Сначала фиксировалась ТПСВ с помощью ТСП на полном ходу судна непосредственно перед торможением ( $T_k^x$ ). С уменьшением хода судна зарегистрировано медленное возрастание температуры вследствие замедления естественной циркуляции воды в кингстоне и увеличения температурного влияния корпуса судна за счет уменьшения его теплоотдачи. Скорость судна, при которой начиналось

сказываться влияние корпуса, фиксировалась. Далее на КСМ-4 отсчитывалась ТПСВ в начальный момент дрейфа ( $T_{к\tau_0}^0$ ).

Впоследствии температура некоторое время продолжала повышаться, затем устанавливалось термодинамическое равновесие между ПИП и корпусом судна, и в последующий период дрейфа она оставалась неизменной. Установившаяся температура ( $T_{к\tau_1}^0$ ) фиксировалась. Определялось время, в течение которого установилось термодинамическое равновесие после начала дрейфа:  $\tau_p = \tau_1 - \tau_0$ , где  $\tau_0$  — момент начала дрейфа;  $\tau_1$  — момент времени, после которого увеличение регистрируемой ТПСВ прекращалось. В момент  $\tau_1$  определялась ТПСВ в стандартном слое 0,5—1 м ртутным термометром ТМ-10 с наветренного ( $t_n$ ) и подветренного ( $t_p$ ) борта.

Кроме того, использовалась ТПСВ, полученная на данной океанографической станции на уровнях 0,5 и 10,0 м ( $t_{Б_0}$  и  $t_{Б_{10}}$ ). Эти измерения выполнялись примерно в середине дрейфа. Батометрические измерения всегда проводились с наветренного борта, в данном случае — с левого (табл. 1).

Таблица 1

Средние значения сравниваемых температур и их среднеквадратические отклонения

	$T_K^x$	$T_{к\tau_0}^0$	$T_{к\tau_1}^0$	$t_n$	$t_p$	$t_{Б_0}$	$t_{Б_{10}}$
Средняя $t$ , °С	7,90	8,23	8,34	8,14	8,17	8,01	7,95
Среднеквадратическое отклонение, °С	1,96	1,91	1,91	1,92	1,91	1,90	1,88

Известно, что при обтекании жидкостью твердого тела в тыловой части этого тела ее движение имеет турбулентный характер, в передней части — оно преимущественно ламинарное. Распространяя это положение на случай с дрейфующим судном при наличии ветра (левый борт наветренный); можно утверждать, что более активное турбулентное перемешивание с наветренного борта увеличивает теплоотдачу корпуса судна по сравнению с подветренным бортом. Следовательно, на границе раздела корпус — вода с наветренного борта термодинамическое равновесие должно устанавливаться на более низком температурном уровне, чем это происходит в менее возмущенном потоке с подветренного борта. Эти рассуждения справедливы при условиях, когда ТПСВ ниже средней температуры внутренних помещений судна.

Таким образом, влияние корпуса судна на температуру будет больше сказываться на подветренном борту, т. е. ТПСВ, измеренная с этого борта, должна быть выше. Результаты сравнения  $t_n$  и  $t_p$ , приведенные ниже, подтверждают эти предположения:

$\Delta t \text{ } ^\circ\text{C} = t_p - t_n$	0,3	0,2	0,1	0,0
Число случаев	2	2	4	22

Однако, оценивая средние значения  $\bar{t}_n$  и  $\bar{t}_p$  из табл. 1, можно утверждать, что рассмотренная погрешность в основном незначительна.

Анализ данных измерений ТПСВ термометрами ТМ-10 и глубоководным на горизонте 0,5 м позволяет сделать вывод о том, что во

всех сериях наблюдений температура воды, определенная термометром ТМ-10 ( $t_n$  и  $t_{B_0}$ ), выше, чем полученная на океанографической станции, т. е. можно считать, что отклонение систематическое. Разность средних значений составила 0,13 и 0,16°C.

Методически более точными следует считать измерения ТПСВ на стандартном уровне глубоководным термометром, при которых исключается ряд погрешностей, присущих ТМ-10, а именно: вносимая наблюдателем в момент отсчета; обусловленная изменением показаний за период от момента контакта ПИП с водой до начала отсчета; вызванная температурным влиянием корпуса судна, при измерениях на океанографической станции она должна быть значительно меньше вследствие большего расстояния от местоположения батометра до борта дрейфующего судна, чем от термометра ТМ-10 до корпуса судна.

Для оценки разности ТПСВ, полученной двумя описанными способами, воспользуемся дисперсией разностей независимых случайных величин, которая равна сумме их дисперсий

$$\sigma_{|t_n - t_{B_0}|}^2 = \sigma_{t_n}^2 + \sigma_{t_{B_0}}^2. \quad (1)$$

Практически все гидрометеорологические выборки, составленные из данных наблюдений с временным и пространственным сдвигом, меньшим, чем соответствующие характерные размеры возмущений анализируемого элемента, всегда обладают некоторой корреляционной зависимостью.

В этом случае выражение (1) примет вид

$$\sigma_{|t_n - t_{B_0}|}^2 = \sigma_{t_n}^2 + \sigma_{t_{B_0}}^2 - 2r_{t_n, t_{B_0}} \sigma_{t_n} \sigma_{t_{B_0}} = \frac{\sum_{i=1}^n [(t_{n_i} - \bar{t}) - (t_{B_0_i} - \bar{t}_{B_0})]^2}{n} = D(0), \quad (2)$$

где  $r_{t_n, t_{B_0}}$  — коэффициент корреляции между синхронными значениями  $t_n$  и  $t_{B_0}$ ;  $n$  — число сравнительных серий измерений.

Выражение (2) — ненормированная структурная функция. Следовательно, дисперсия разности рядов  $t_n$  и  $t_{B_0}$ , которые являются двумя зависимыми выборками, характеризуются оценкой ненормированной структурной функции этих выборок [5]. Были рассчитаны значения  $D(0)_1 = \sigma_{|t_n - t_{B_0}|}^2 = 0,02$  и  $D(0)_2 = \sigma_{|t_n - t_{B_0}|}^2 = 0,01$ . Обозначим  $t_n - t_{B_0}$  через  $\Delta t_n$  и  $t_n - t_{B_0}$  через  $\Delta t_n$ . Тогда  $\Delta t_n \pm 2\sqrt{D(0)_1}$  и  $\Delta t_n \pm 2\sqrt{D(0)_2}$  характеризуют разброс разности измерений в каждой серии от средней разности по всему ряду с 95%-ной обеспеченностью

$$\overline{\Delta t_n} \pm 2\sqrt{D(0)_1} = 0,13 \pm 0,20;$$

$$\overline{\Delta t_n} \pm 2\sqrt{D(0)_2} = 0,16 \pm 0,28.$$

Следовательно, интервал погрешностей составляет соответственно —0,07...0,33°C и —0,12...0,44°C.

Таким образом, принимая результаты измерения ТПСВ глубоководными термометрами за действительные значения, можно считать, что в единичных случаях погрешность измерения ТПСВ ртутным тер-

мометром ТМ-10 как с наветренного, так и подветренного борта выходит за предел допустимой, равной  $0,3^{\circ}\text{C}$  [4]. Это заключение справедливо в 95% случаев.

Рассмотрим некоторые закономерности измерения ТПСВ на ходу судна и в дрейфе термометром сопротивления, установленным в кингстонной коробке. Из рис. 2 видно, что только в трех случаях ТПСВ, измеренная ТС, при снижении скорости судна ( $V$ ) до 8 узлов и менее не повышалась; в двух случаях  $T_{KT_1}^0$  оказалась не выше  $T_{KT_1}^X$  в 10 слу-

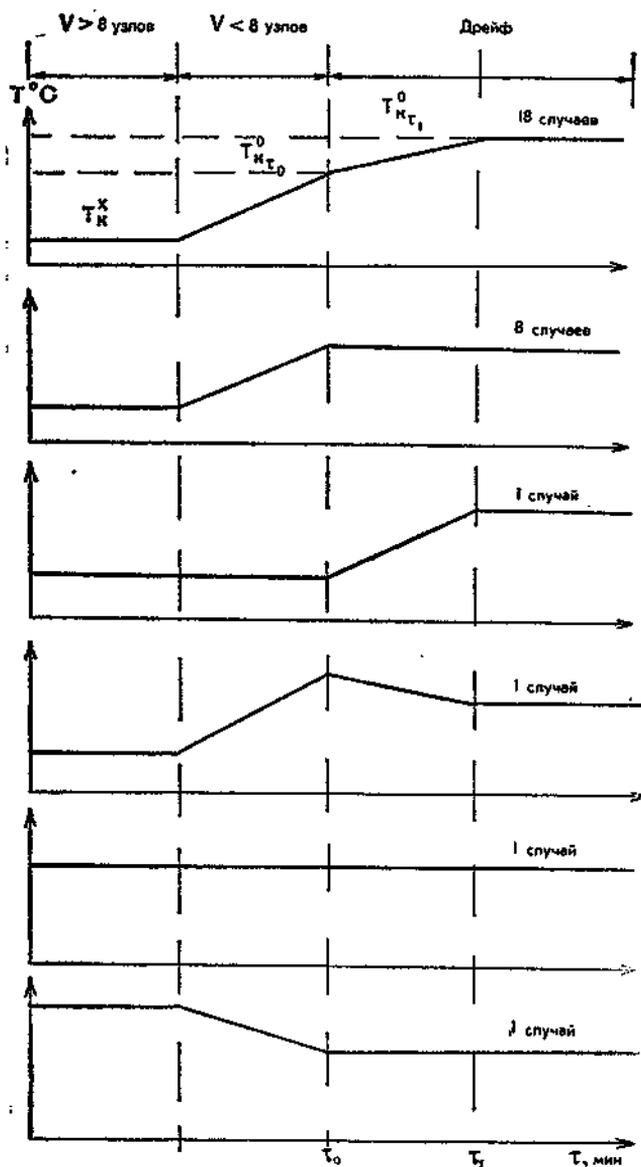


Рис. 2. Характер изменения ТПСВ при различных режимах плавания судна  
Тип (18 случаев) — средний и наиболее часто встречающийся

чаях после начала дрейфа температура не повышалась. Это связано с тем, что в некоторых случаях при измерениях  $T_k^x$ ,  $T_{k_{\tau_0}}^0$  и  $T_{k_{\tau_1}}^0$  температурный режим и вертикальная структура водной массы были непостоянными. Однако основная часть измерений проводилась в условиях стабильности параметров водных масс. Это подтверждают среднеквадратические отклонения всех рядов измерений (см. табл. 1) и коэффициенты корреляции измеряемых температур, которые составляют 0,97—1,00.

Таким образом, завышение ТПСВ, обусловленное температурным влиянием корпуса судна, начиналось при скорости судна 8—6 узлов. Это явление наблюдалось и при изменении скорости судна в обратном направлении, т. е. при ее увеличении от 0 до 8 узлов ТПСВ уменьшалась, а при скорости 8 узлов и более влияния корпуса судна не отмечалось. В среднем время от начала дрейфа до момента прекращения возрастания ТПСВ равнялось 20 мин.

Сравнение средних значений  $T_k^x$ ,  $t_{B_0}$  и  $t_{B_{10}}$  (как и ранее,  $t_{B_0}$  условно принимается действительным значением ТПСВ), показывает, что на ходу судна при скорости более 8 узлов  $\bar{t}_k^x \approx \bar{t}_{B_{10}}$ . В этих условиях влияние корпуса судна незначительно. Кроме того, при движении судна происходит активное перемешивание водной массы по вертикали, при котором более глубокие воды достигают уровня установки ТСП.

Температура воды в районе плавания в основном понижалась с глубиной. Поэтому перемешивание с более глубокими водами определило различие  $t_{B_0} - \bar{T}_k^x = 0,11$  °С. Разность ТПСВ, измеренной на ходу судна (более 8 узлов) и в дрейфе, составила 0,44°С. Исключая ошибку измерения ТПСВ на ходу судна вследствие перемешивания с более глубинными водами, можно получить систематическую погрешность измерения ТПСВ термометром сопротивления в кингстонной коробке в дрейфе за счет температурного влияния корпуса судна (0,33°С).

Полученные таким образом значения можно считать поправками к результатам измерений ТПСВ в кингстоне на ходу (более 8 узлов) и в дрейфе  $ТПСВ_x \approx ТПСВ_{т.с} + 0,11$  °С;  $ТПСВ_d \approx ТПСВ_{т.с} - 0,33$  °С, где  $ТПСВ_{т.с}$  — температура, измеряемая термометром сопротивления в кингстоне и регистрируемая на диаграммной ленте КСМ-4.

На основании изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Из всех применяемых контактных методов измерения ТПСВ с судов наименьшие методические погрешности дают измерения в дрейфе глубоководными термометрами на горизонте 0,5 м. Однако в качестве основного этот метод неприемлем вследствие неодновременного выполнения океанографических станций с метеорологических сроками (т. е. отсутствуют оперативность получения результатов измерения) и невозможности проведения этих измерений на ходу судна. С целью выявления систематических ошибок данные этих измерений следует сравнивать с данными, полученными другими контактными методами, а результаты дифференцировать по акваториям и сезонам плавания.

2. При стандартных измерениях предпочтительнее использовать непрерывную регистрацию ТПСВ термометрами сопротивления, установленными в корпусе судна ниже ватерлинии.

Для каждого случая, места и способа установки ТСП в корпусе судна необходимо вводить температурные корректирующие поправки,

определенные для конкретных сезонов и акваторий плавания, с помощью методов сравнительных измерений, один из которых рассмотрен в настоящей работе. Возможно уточнение подобных методик сравнительных измерений для более полного учета и других факторов, влияющих на конечные результаты определения ТПСВ, а именно: разности температур воздух—вода, средней температуры внутренних помещений судна, наличия солнечного сияния и т. д.

3. На акваториях морей при температуре окружающего воздуха 0—15°C и поверхностного слоя воды 0—15°C для повышения надежности определения данных измерений ТСПВ можно учитывать некоторые выводы и использовать значения, полученные в настоящей работе.

При измерении ТПСВ термометрами ТМ-10, когда судно находится в дрейфе, выбор борта практически значения не имеет, однако методически более репрезентативными следует считать измерения с наветренного борта; при этом следует вводить поправку  $\Delta t_1 = -0,14^\circ\text{C}$ , определенную по средним значениям  $t_n$ ,  $t_n$  и  $t_{B_0}$

$$\Delta t_1 = \frac{(\bar{t}_{B_0} - \bar{t}_n) + (\bar{t}_{B_0} - \bar{t}_n)}{2}.$$

При определении ТПСВ на судах типа «Профессор Зубов» термометром сопротивления, установленным в кингстонной коробке на номинальной глубине 4 м, нужно вводить следующую поправку: на ходу судна при скорости более 8 узлов —  $\Delta t_2 = 0,11^\circ\text{C}$ ; в дрейфе через 20 мин после его начала —  $\Delta t_3 = -0,33^\circ\text{C}$ . Учитывая, что результаты измерений представляются с точностью до десятых долей градуса, все предлагаемые поправки необходимо округлить до  $0,1^\circ\text{C}$ :  $\Delta t_1 = -0,1^\circ\text{C}$ ;  $\Delta t_2 = 0,1^\circ\text{C}$ ;  $\Delta t_3 = -0,3^\circ\text{C}$ .

В заключение отметим, что для исключения основных методических погрешностей дистанционного определения ТПСВ следует внедрять новые разработки, позволяющие измерять ее на стандартной глубине 0,5—1,0 м как в дрейфе, так и на ходу судна при любой скорости движения, и компенсировать влияние собственной переменной осадки судна, а также обеспечивать минимальное температурное влияние корпуса судна. Подобная дистанционная установка предложена и испытана А. Д. Жоховым и Б. А. Максимовым [2].

*Поступила 20/II 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. ГОСТ 6651—78. Термопреобразователи сопротивления ГСП. — М.: Изд-во стандартов, 1979. — 34 с.
2. Жохов А. Д., Максимов Б. А. Метод контактного измерения температуры поверхностного слоя воды на ходу судна. — Тр./ГОИН, 1973, вып. 117, с. 68—77.
3. Копрова Л. И., Бахматов А. Е. Изучение температуры водной поверхности с искусственного спутника Земли «Метеор». Неконтактные методы измерения океанографических параметров. — М.: Гидрометеиздат, 1983, с. 109—112.
4. Методические указания по производству метеорологических и актинометрических наблюдений на научно-исследовательских судах. Ч. 1. — Л.: Репрогр. ГГО. — 98 с.
5. Отчет Третьего международного совещания экспертов по радиационной подпрограмме АТЭП 18—21 июня 1975 г. — Л.: Репрогр. ГГО, 1975. — 213 с.
6. Панин Г. Н., Церевитин Ф. О. К вопросу о сопоставлении результатов измерений температуры воды контактными и неконтактными методами. Неконтактные методы измерения океанографических параметров. — М.: Гидрометеиздат, 1983, с. 97—99.

7. Терзнев Ф. С., Гирдюк Г. В., Виноградов В. В., Таубер Г. М. Современное состояние исследований температуры морской поверхности. — Метеорология и гидрология, 1979, № 11, с. 70—77.

8. Терзнев Ф. С., Таубер Г. М. Сравнительный анализ результатов измерений температуры поверхности моря неконтактными и контактными методами. — В кн.: Неконтактные методы измерения океанографических параметров. — М.: Гидрометеоиздат, 1983, с. 77—81.

9. Филатов Н. Т. К вопросу о точности измерения температуры поверхностного слоя моря судовыми гидрометстанциями. — Тр./ГОИН, 1971, вып. 105, с. 94—100.

*В. Е. Бородачев, Ю. М. Бацких,  
В. В. Михайличенко, В. Р. Потапов*

### ТЕРМИЧЕСКИЕ СЖАТИЯ ЛЕДЯНОГО ПОКРОВА И ОБЕСПЕЧЕНИЕ МЕР БЕЗОПАСНОСТИ ТРАНСПОРТНЫХ СУДОВ И ИНЖЕНЕРНЫХ СООРУЖЕНИЙ

Плавание зимой в арктических районах обусловило постановку ряда задач географического, технического и организационного характера, решение которых является основой транспортного процесса, осуществляемого морским флотом в указанный период. Одна из таких задач прикладной морской гляциологии заключается в обеспечении безопасной стоянки транспортных судов на грузовых операциях или по другим причинам (ожидание буксировки, проводка ледоколами и т. п.) в припае в закрытых бухтах, заливах и проливах в условиях возникновения термических сжатий. Это может относиться и к инженерным сооружениям, вмороженным в лед.

Как известно [3], термические сжатия в припайных льдах возникают при значительных изменениях температуры воздуха (от отрицательных к положительным и наоборот) за достаточно короткий промежуток времени (от нескольких часов до двух суток), когда края пластины припая ограничены берегом. Высказанное положение подтверждается на практике, в частности, по наблюдениям, выполненным экипажем т/х «Петр Великий» во время стоянки в припайном льду Енисейского залива и устья реки Енисей с конца февраля по май 1979 г.

Первые толчки ощущались на судне 20 февраля 1979 г. во время стоянки в Енисейском заливе. Толщина льда составляла около 1,5 м. После двухдневной стоянки (22 февраля) при понижении температуры воздуха от  $-24$  до  $-34^{\circ}\text{C}$  корпус судна ощутил толчки и с левого борта в сторону берега образовалась трещина во льду.

После перехода т/х «Петр Великий» в район Ошмарино при толщине льда 1,8—2,0 м временами отмечались легкие подрагивания корпуса, при этом судно прочно вмержло в лед. 15 апреля в том же месте, в районе Ошмарино, при повышении температуры от  $-24$  до  $-13^{\circ}\text{C}$  в течение одних суток корпус судна ощутил сильный толчок и судно качнулось во льду. Между корпусом судна и льдом образовался зазор порядка 10 см. С левого борта, в районе кормы, на месте недавней майны (толщина льда 30 см) произошло вспучивание льда. Следы слабого сжатия наблюдались в районе кормового подзора и ледового ножа. Интересно отметить, что аналогичный толчок одновременно ис-

пытали все суда, находящиеся в данном районе на расстоянии около 50 миль друг от друга.

Наибольшие термические сжатия наблюдались с 21 по 23 апреля, когда температура воздуха повысилась от  $-20^{\circ}\text{C}$  (22 апреля 1979 г.) до  $\pm 0^{\circ}\text{C}$  (23 апреля 1979 г.). В начале этого срока произошло вспучивание льда в районе винторулевой группы и образовалась трещина во льду в районе ледового ножа. Вспучивание льда отмечалось также в районе специально подрубленных старых трещин. В ночь на 23 апреля с правого борта на расстоянии 100 м от корпуса судна по старой трещине, проходившей по бровке канала, произошел разлом льда с образованием подсонов и торшений в виде усеченной пирамиды высотой более 2 м, толщина льда в разломе составляла от 1,5 до 2 м. В районе разлома на льду появилась вода. В месте стоянки судна были проложены два канала с обоих его бортов, что значительно уменьшило силу термического сжатия на корпус судна. По носу и корме произошли сжатия по проложенному заранее каналу, в результате чего его ширина уменьшилась более чем наполовину.

Приведенные примеры показывают, что влияние термических сжатий на судоходство в Арктике зимой значительное. Следует оценить масштабы этого явления и в первую очередь — опасность воздействия его на транспортное судно или на инженерное сооружение.

Тепловые напряжения в припае, по экспериментальным данным [3], могут достигать  $\sigma \approx 3 \cdot 10^5 \text{ нм}^{-2}$ . Сила статической составляющей ледового сопротивления на корпус судна может быть рассчитана по выражению [2]

$$F = 2\sigma_t h f L \approx 2 \cdot 3 \cdot 10^5 \cdot 0,1 \cdot 10^2 = 6 \cdot 10^6 \text{ н} = 600 \text{ т},$$

где  $\sigma_t$  — термические (тепловые) напряжения в припае;  $h$  — толщина льда (принята 1 м);  $f$  — коэффициент трения корпуса судна об лед (0,1);  $L$  — длина судна (100 м).

Полученная оценка статической составляющей ледового сопротивления, возникающей в результате термических сжатий, значительно ниже фактической, как, например, по наблюдениям с т/х «Петр Великий», когда ее расчетное значение составляет 1800—2000 т.

Следует также определить время развития процесса термических сжатий в ледяном покрове, что очень важно для принятия необходимых мер при возможном их появлении. В данном случае предполагается перепад температуры (температурной волны) величиной  $\Delta T$ . Для определения времени развития термических напряжений в припайных льдах используем уравнение теплопроводности [4]

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \chi^2 \frac{\partial^2 T}{\partial x^2}; \quad \chi = \frac{\lambda}{c\rho}, \quad (1)$$

где  $\chi$  — коэффициент температуропроводности льда;  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности льда;  $c$  — теплоемкость льда;  $\rho$  — плотность льда.

Решим уравнение (1) (с нулевыми краевыми условиями 1-го рода) и начальным распределением температуры внутри пластины припая по линейному закону, т. е.  $T(x) = kx$ . Тогда точное решение уравнения (1) можно представить в виде ряда [4]

$$T = \frac{2hk}{\pi} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(-1)^{n-1}}{n} \exp\left(-\frac{\chi n^2 \pi^2 t}{h^2}\right) \sin \frac{n\pi x}{h}.$$

Очевидно, что медленнее всего к установившемуся распределению температуры стремится первый член ряда, поэтому для оценки временного масштаба процесса достаточно оценить его для выражения

$$A_1 = \exp\left(-\frac{\chi \pi^2 t}{l^2}\right).$$

Оценим коэффициент температуропроводности  $\chi$  для льдов малой солености (2—4%)

$$\chi = \frac{\lambda}{c\rho} \sim \frac{2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{град}^{-1}}{3 \cdot 10^3 \text{ Дж} \cdot \text{кг} \cdot \text{град} \cdot 10^3 \text{ кг} \cdot \text{м}^{-3}} \approx 10^{-3} \text{ м}^2 \cdot \text{с}^{-1}.$$

Считаем, что процесс установился, если

$$\exp\left(-\frac{\chi \pi^2 t}{l^2}\right) \sim 0,1.$$

Оценки, выполненные с помощью последнего выражения, показывают, что в тонком припае (толщина около 0,5 м) после прохождения температурной волны температурные сжатия начнутся примерно через  $10^4$  с, в толстом припае (около 1,5 м) приблизительно через  $10^5$  с. Это справедливо для малозаснеженных льдов при сильных ветрах, обуславливающих значительную величину турбулентного теплообмена на поверхности лед — атмосфера. Для заснеженного льда толщиной около 0,5 м временной масштаб термических сжатий может составить несколько суток, т. е. примерно равен синоптическому.

Важнейшей характеристикой термических сжатий является объемное расширение ледяного покрова. Суммарное изменение объема морского льда за счет температурного расширения или сжатия, а также изменение абсолютных значений жидкой и твердой массы за счет фазовых переходов выражено в виде коэффициента термической деформации морского льда [1].

С коэффициентом термической деформации тесно связан коэффициент линейного расширения

$$k_l \approx \frac{1}{3} k_v.$$

Оценим порядок величины линейной тепловой деформации ледяного покрова. При этом примем простейшее распределение температуры по толщине льда по линейному закону

$$\frac{\Delta T}{\Delta h} = \text{const}; \quad T = T_1 = \frac{z}{h} (T_1 - T_2), \quad (2)$$

где  $T_1$ ,  $T_2$  — температура у нижней и верхней кромки ледяного покрова соответственно;  $z$  — текущая координата;  $h$  — толщина льда.

В рамках простейшей модели можно принять, что линейные деформации пластины льда примерно равны деформациям ее среднего слоя.

Считая температуру нижнего слоя неизменной, получим

$$\Delta l = \frac{\chi \Delta T \cdot L}{2}.$$

Расчеты по формуле (2) показывают, что наибольшие расширения припая произойдут при понижении температуры от 0 до  $-6^\circ\text{C}$ . Соленость льда в припае предполагалась равной 2—4%.

Определим максимальное линейное расширение льда в припае при линейном масштабе 1 км

$$\Delta l = k_t \frac{\Delta T}{2} L = \frac{k_T}{6} \Delta T L = \frac{-22,56 - 4,48 - 0,99}{6} 2 \cdot 10^3 \cdot 10^{-4} \approx 1 \text{ м/км.}$$

По оценке, выполненной в Диксонском УГКС в 1979 г., линейное расширение составило 1,4 м на ширину припая 5 км при повышении температуры на 5°C. Результаты оценки линейного расширения ледяного покрова в припае при значительных перепадах температур воздуха показывают, что необходима разработка методики прогнозирования данного явления, а также принятие необходимых мер для уменьшения силы термических сжатий и их опасного влияния на корпус транспортных судов и инженерных сооружений, вмороженных в припайный лед закрытых бухт, заливов, проливов и т. д.

Обеспечить полную безопасность судов и инженерных сооружений при термических сжатиях в закрытых акваториях моря в зимний период может, в первую очередь, прокладка канала ледоколом на расстоянии 2—3 кабельтов от стоянки судна (инженерного сооружения) до допустимых глубин у берега с сохранением участка с линиями коммуникаций (дорог, трубопроводов и т. п.). При этом в зависимости от площади залива, пролива и т. п. должен прокладываться и канал, ширина которого зависит от удельного линейного расширения льда. Канал в данном случае является компенсатором указанного линейного расширения. По мере смерзания канал должен периодически расшищаться.

Кроме того, уменьшить силу термических сжатий можно, если подбирать места стоянки судна (инженерного сооружения) в бухте, заливе, проливе и т. п. под прикрытием островов с наименьшей шириной зеркала воды от берега до берега. При невозможности использования перечисленных способов можно осуществить прокладку прорези во льду ледовым плугом или трактором или бульдозером на расстоянии 200—300 м от судна (инженерного сооружения), что ослабит прочность ледяного покрова в этом месте относительно остальной акватории.

*Поступила 29/II 1984 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богородский В. В., Гаврило В. П. Лед. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 384 с.
2. Каштелян В. И., Позняк И. И., Рывлин А. Я. Соппротивление льда движению судна. — Л.: Судостроение, 1968. — 238 с.
3. Мишель Б. Ледовые нагрузки на гидротехнические сооружения и суда. — М.: Транспорт, 1978. — 111 с.
4. Шулейкин В. В. Физика моря. — М.: Наука, 1968. — 1083 с.

*Ю. М. Бацких, В. Е. Бородачев, В. Р. Потанов*

### ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА БЕЗОПАСНОСТЬ ПРОВЕДЕНИЯ ГРУЗОВЫХ РАБОТ НА ПРИПАЕ

Исследование влияния метеорологических факторов на условия плавания транспортных судов и ледоколов в арктических районах стало особенно необходимо при осуществлении круглогодичной нави-

гации. Это связано не только с тем, что в зависимости от условия плавания происходят значительные изменения эксплуатационно-экономических показателей работы флота, но и с безопасностью плавания, а также проведения грузовых работ на припае.

Технология грузоперевозок в зимне-весенний период с загрузкой на припай в необорудованные пункты Арктики в настоящее время широко применяется, но для осуществления массовых перевозок с многократным использованием грузовых площадок и дорог, построенных на припае в условиях открытого рейда, требуется решение ряда задач, одной из которых является предотвращение обрыва припая в местах разгрузки транспортных судов.

Следует отметить, что припайная зона в условиях открытого рейда, например, у мыса Харасавэй, образуется в результате примерзания дрейфующих льдов к полосе припая, установившегося на мелководье (до глубин 5 м). В зависимости от метеорологических факторов (скорость и направление ветра, температура) и продолжительности их действия смерзание дрейфующих льдов с установившейся кромкой припая может повторяться много раз и сопровождаться значительными сжатиями, что обуславливает появление торосистых зон и гряд торосов. Как правило, в районе десятиметровых глубин образуется барьер торосов, в некоторых местах соприкасающихся с дном. Объясняется это явление, по-видимому, тем, что время подхода кромки припая к этим глубинам и достижения толщины льда в припае таких значений, при которых лед способен противодействовать касательному ветровому напряжению, наиболее часто повторяющемуся в этот период, совпадают. В результате этого по барьеру торосов, называемому основным [1, 2], проходит линия раздела устойчивого припая от неустойчивого, а сам барьер торосов образуется из-за неоднократного обрыва припая и нажима его дрейфующей части на кромку устойчивого припая. Транспортные суда рекомендуется устанавливать под грузовые работы за основным барьером торосов в зоне устойчивого припая [2].

При формировании припая в условиях низких температур припайная зона может представлять собой смерзшийся монолит, который в случае создания условий обрыва (нарушение целостности припая в результате прокладки канала и действия отжимных ветров) будет взламываться обширными полями, имеющими большую инерцию движения, из-за чего могут возникнуть подвижки и взлом в застамушенной части припая, т. е. в районе разгрузки судов. Дело в том, что наличие в припае своеобразного паза (канала), образованного при постановке в него судна, эквивалентно сильному концентратору напряжений и приводит к резкому местному их увеличению. Основной характеристикой концентрации напряжений является так называемый теоретический коэффициент концентрации [6]

$$k_0 = \frac{\sigma_1}{\sigma_0},$$

где  $\sigma_1$ ,  $\sigma_0$  — напряжения в какой-либо точке при наличии и отсутствии концентратора соответственно.

Канал (паз) в припае можно рассматривать как линейный источник концентрации тангенциальных напряжений. Эффект концентрации напряжений будет наблюдаться как при действии ветровых силовых факторов, так и при наличии течений. Для точечного источника

концентраций [6] в бесконечной растянутой пластине  $k_0 \approx 3$ . Фактически  $k$  может быть значительно выше, так как в реальных условиях при постановке судна в припае образуется вырез сложной формы с рваными краями. Это обуславливает неравенство

$$k_0 \geq 3.$$

Графической интерпретацией концентратора в припайной зоне при действии ветра отжимного направления может быть эпюра напряжений, показанная на рис. 1. Максимум свидетельствует о точечном кон-

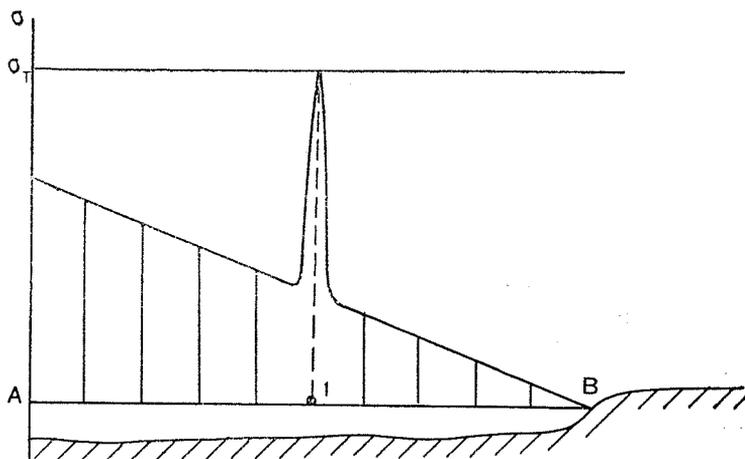


Рис. 1. Эпюра напряжений в припае при постановке судна в точке 1:  
 $\sigma_T$  — напряжение текучести морского льда; АВ — припай

центраторе напряжений. Достижение напряжения, превышающего предел прочности морского льда [3], означает начало взлома припая.

Выполним теоретическую оценку скорости ветра, при которой возможен взлом припая при наличии концентратора напряжений. Напряжением в точке определяются выражением при отсутствии концентратора

$$\sigma_0 \approx \tau \rho_a v_0^2, \quad (1)$$

при наличии концентратора

$$\sigma_1 \approx k_0 \tau \rho_a v_1^2, \quad (2)$$

где  $\tau$  — напряжение ветра на поверхности припая;  $\rho_a$  — плотность воздуха;  $v$  — скорость ветра.

Разделив выражение (1) на (2), получим

$$\frac{v_0}{v_1} = \sqrt{k_0} \approx 2. \quad (3)$$

Отсюда следует, что при концентрации напряжений (в канале, проложенном к месту выгрузки) достаточна скорость отжимного ветра для взлома припая в 2 раза меньшая, чем при ненарушенном (целостном) припае.

Определим предельную скорость ветра, создающую обрыв припая, в зависимости от его ширины. В работе [4] дана следующая формула

для расчета минимальной толщины припая, способного противостать действию ветра:

$$h_m = \frac{k_a \rho_a v^2 S}{\sigma_p b + 2\sigma_{сд} l}, \quad (4)$$

где  $k_a$  — коэффициент трения;  $b$  — ширина припайной зоны;  $l$  — протяженность припайной зоны вдоль береговой части;  $S$  — площадь припайной зоны;  $\sigma_p$ ,  $\sigma_{сд}$  — временные сопротивления льда на растяжения и сдвиг соответственно.

Из равенства (4) получим расчетную формулу для предельных скоростей ветра, создающего обрыв припая, в зависимости от его ширины

$$v = \frac{h_m (\sigma_p b + 2\sigma_{сд} l)}{k_a \rho_a S}. \quad (5)$$

Временное сопротивление льда на сдвиг при испытании образцов составляет 3—8 кг/см<sup>2</sup> [4]. Следовательно, исходя из условия  $\sigma_{сд} = 2\sigma_p$  временное сопротивление на разрыв изменяется в пределах 1,5—4,0 кг/см<sup>2</sup> в зависимости от толщины льда.

Для расчетов примем толщину льда 80 см, определяющую возможное время начала грузовых операций на припае [2]. С учетом того, что этим обуславливаются минимальные значения временных сопротивлений льда на разрыв (1,5 кг/см<sup>2</sup>) и сдвиг (3,0 кг/см<sup>2</sup>), в результате получим минимальные предельные скорости ветра, при которых происходит обрыв припая, что соответствует требованиям безопасности.

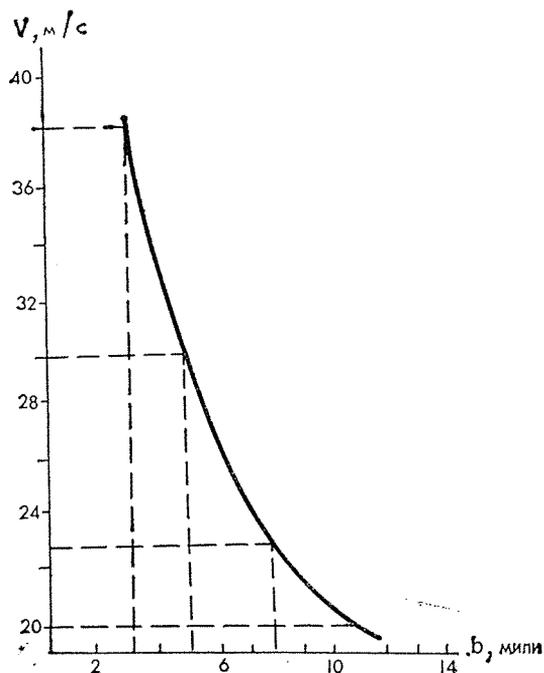


Рис. 2. Зависимость ширины припайной зоны  $b$  от предельной скорости ветра  $V$ , при которой происходит обрыв припая



так как при действии ветра с южной и северной составляющей образуются разрежения льда по соответствующим сторонам ДЕ и ВЕ (см. рис. 3). Ветры восточной составляющей создают условия для очищения отделенного участка припая от дрейфующих льдов. Западные ветры способствуют сжатиям, которые происходили бы и при целостности припая. Временное сопротивление льда на сжатие примерно в 10 раз выше, чем на растяжение (разрыв). Это означает, что запас прочности в 2,0—2,5 кабельтовых от основного барьера торосов до отделенной кромки должен обеспечить сохранность грузовых площадок и дорог от действия возникающих напряжений во льду за счет сжатий.

*Поступила 8/VIII 1985 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдюков В. Н., Бацких Ю. М. Некоторые итоги экспериментальных зимне-весенних плаваний к полю Ямал в 1976—1979 гг. — Тр./ЦНИИМФ, 1979, вып. 266, с. 91—94.
2. Бабич Н. Г., Бацких Ю. М. Выгрузка грузов в районах Крайнего Севера через припай. — М.: Экспресс-информация ЦБНТИ ММФ, 1981, вып. 3 (463). — 14 с.
3. Богородский В. В., Гаврило В. П. Лед. — Л.: Гидрометеиздат, 1980. — 383 с.
4. Гудкович З. М. Воздействие тангенциальных сил ветра и течений на припай. — Тр./ААНИИ, 1974, т. 316, с. 96—106.
5. Гудкович З. М., Романов М. А. Метод расчета распределения мощности льдов в арктических морях в зимний период. — Тр./ААНИИ, 1970, т. 292, с. 4—49.
6. Физико-технический справочник/Под ред. К. П. Яковлева. — М.: Физматгиз, 1962, т. 2. — 420 с.

*А. П. Бизюк*

### САМООЦЕНКА ПОЛЯРНИКОВ И ЕЕ ДИНАМИКА В ПЕРИОД АНТАРКТИЧЕСКОЙ ЗИМОВКИ

Среди многочисленных аспектов изучения проблемы психологической адаптации человека к различным экстремальным средовым и социальным факторам ставится вопрос об оценочных критериях процесса приспособления. Значительный опыт отечественных теоретических и экспериментальных разработок показал, что источниками, на основе которых может быть построена адекватная диагностика психических изменений у лиц, подвергающихся воздействию стрессогенных обстоятельств, являются объективно регистрируемые особенности психофизиологического реагирования и субъективные показатели, реализующиеся в качественной оценке себя, своего состояния и своих отношений.

Самооценка для теории психологической адаптации представляет значительную ценность благодаря тому, что человек для адекватного приспособления в окружающих микросоциальных условиях должен все время обращаться к своему «Я», совершенствовать знания о себе с целью более дифференцированного регулирования поведения при появлении препятствий в деятельности, при необходимости повышения самоконтроля, а также для обеспечения нормативного поведения в целом [1, 13, 15—17].

Из опыта «малой» психиатрии широко известно, что при возникновении преходящих невротических расстройств, устойчивых неврозов, психопатиях различной степени тяжести, а также у акцентуированных личностей самооценка может заметно отличаться от условно нормальной в количественном и качественном отношении — от выраженного самоунижения до чувства превосходства и от полного безразличия к самому себе до крайней щепетильности и дифференцированности при анализе собственного «Я» [5—8, 10—12 и др.]. Если учесть, что самооценка и в норме зависит от степени сформированности индивида как субъекта труда, познания и общения, а также накопленного житейского опыта, то ее роль как одного из регуляторов поведения становится очевидной.

С учетом указанных положений была предпринята попытка оценить субъективные параметры адаптации зимовочного состава советских антарктических станций. Успех деятельности этого контингента в значительной степени определяется переносимостью таких психологических факторов, как продолжительная групповая изоляция, тесные и вынужденные коммуникативные контакты друг с другом и повышенные эмоциональные нагрузки, связанные с оторванностью от семьи и однообразием быта на зимовке (особенно в период полярной ночи).

В силу этих обстоятельств зимовочный состав Советских антарктических экспедиций (САЭ) может быть отнесен к группе повышенного риска, что подтверждается возникновением у некоторой части практически здоровых до зимовки лиц дизадаптационных расстройств, выражающихся в аффективных и невротических реакциях различной степени тяжести, повышенной конфликтности и неуживчивости. Кроме того, выбор в качестве показателя психологической адаптации самооценки определялся чрезвычайно суровыми климатическими условиями шестого континента, способствующими актуализации мотивов самоутверждения, в свою очередь, апеллирующих к высокому престижному уровню профессии полярника.

С целью анализа динамики самооценки участников САЭ на протяжении 1976—1982 гг. было обследовано 344 зимовщика 15 коллективов антарктических станций. Все обследованные — практически здоровые мужчины в возрасте 20—48 лет, прошедшие предэкспедиционное медицинское освидетельствование, а часть — фоновое психологическое исследование в Ленинграде. На протяжении зимовки им трижды — в ее начале, середине и конце предлагалось произвести самооценку по списку из 20 качеств. Данный список был составлен на основе опроса работников труднодоступных гидрометеостанций о наиболее предпочтительных качествах, необходимых полярнику для благополучной зимовки. Таким образом, являясь эмпирически выделенными в результате контент-анализа из более чем 280 признаков они, по-видимому, в наибольшей степени отражали субъективный эталон «идеального полярника». Сами испытуемые не были поставлены в известность об «особой ценности» каждого качества из этого списка, что позволило уменьшить влияние обратной связи предлагаемого эталона с самооценкой, но сохранить значимость ее уровня как показателя одного из компонентов субъективной адаптированности.

Самооценка проводилась путем перечеркивания 60-миллиметрового отрезка, полная длина которого соответствовала наибольшему развитию данного качества. Психологические механизмы, лежащие в основе подобного метода оценки, близки к механизмам широко известных ме-

тодов семантического дифференциала, полярных профилей, списка контрольных прилагательных и других, но отличаются монополярностью характеристик и большей наглядностью, облегчающих работу с методикой и ее интерпретацию.

Как показал анализ полученных результатов, общая структура стереотипа самооценки полярников сохраняется неизменной на всех четырех этапах исследования. Доминирующими показателями как на этапе фонового обследования, так и в процессе зимовок являлись самооценки честности и готовности прийти на помощь, отражающие ориентацию полярников на наиболее общие социально-психологические факторы, которые представляются важными для антарктической экспедиции. Наихудшая самооценка была зарегистрирована по показателям общей эрудиции, организаторских способностей и богатства эмоций, отождествление с содержательными признаками которых главным образом связано с индивидуальными, а не с значимыми для референтной группы образцами поведения. Иерархия самооценок в процессе зимовки по отдельным качествам также оставалась относительно стабильной, что свидетельствует о высоком уровне влияния ценностных ориентаций, ассимилированных в процессе социального развития каждого отдельного индивида.

Вместе с тем в общей выборке обследованных отчетливо выделяются две группы лиц, самооценки которых отличаются типичными формальными чертами. Первая группа полярников имела склонность к явному завышению своего личного статуса и характеризовалась предельно положительной самооценкой по всем или почти по всем предлагаемым качествам. Вторая группа, напротив, характеризовалась тенденциозностью осреднять оценки, однако обе они особо выделяли качества, получившие у всей выборки наименьшее или наибольшее предпочтение. Обе группы в совокупности составили около 13% от числа обследованных.

При рассмотрении самооценок полярников в аспекте их динамики выявляются следующие закономерности (рис. 1). Во-первых, общий уровень самооценки был наивысшим в период предэкспедиционного (фонового) обследования, за исключением тех свойств личности, которые выделялись в иерархии конкретных качеств как менее значимые в образе «Я» полярника — чувство юмора, богатство эмоций, общая эрудиция, а также беспристрастность. Показатели последней почти не изменялись от периода фонового обследования до первого обследования на зимовке.

Во-вторых, самооценки почти по всем личностным качествам возрастали к концу зимовки по сравнению с ее началом и серединой, за исключением качеств, показатели которых при фоновом обследовании оказались наибольшими — доброта, честность, трудолюбие и готовность прийти на помощь. Они уменьшались к концу зимовки, что, по-видимому, отражало процесс более адекватного отношения к себе за счет стирания наиболее радикальных самооценок.

Представляет интерес также и тот факт, что все без исключения наихудшие самооценки в середине зимовки касались взаимоотношений с другими участниками экспедиции. Беспристрастность, честность, общительность, готовность прийти на помощь, внимательность к людям и уживчивость составляют список личностных черт, слабое отождествление с которыми в период полярной ночи связано с объективно фиксируемыми трудностями взаимоотношений среди зимовщиков и клинически наблюдаемым нервно-психическим напряжением в этот период. Это

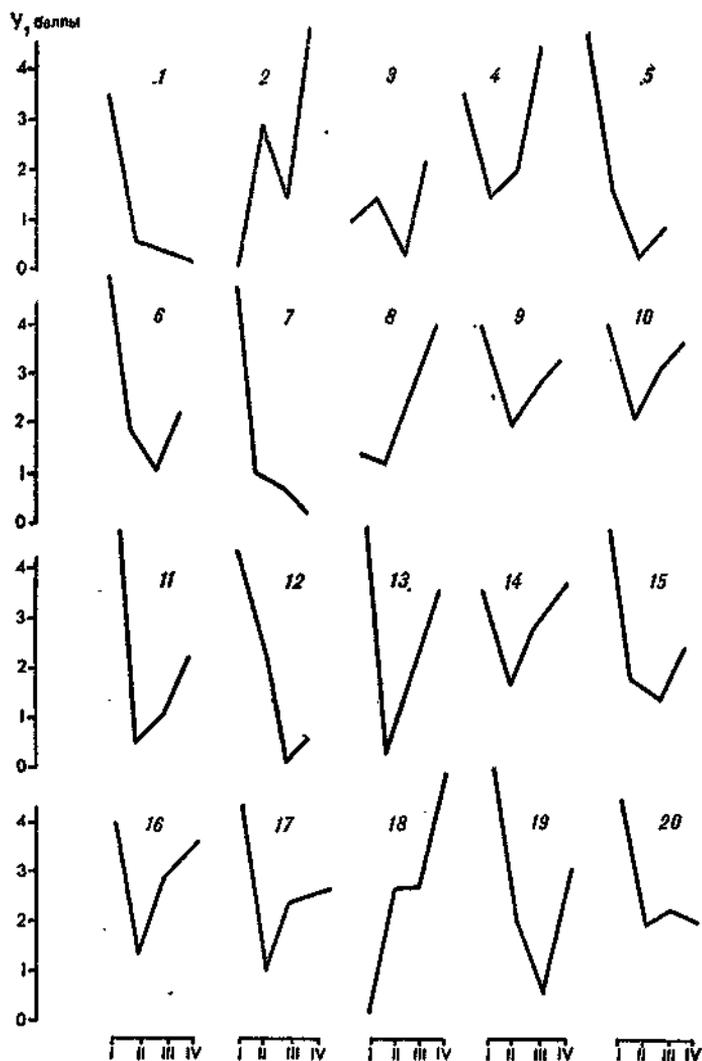


Рис. 1. Уровень самооценки полярников (Y) по различным качествам на этапе фонового обследования (I), в начале (II), середине (III) и конце (IV) зимовки:

1 — добросовестность; 2 — чувство юмора; 3 — беспристрастность; 4 — воля; 5 — честность; 6 — общительность; 7 — трудолюбие; 8 — общая эрудиция; 9 — требовательность к людям; 10 — принципиальность; 11 — уравновешенность; 12 — готовность прийти на помощь; 13 — организаторские способности; 14 — знание работы; 15 — внимательность к людям; 16 — смелость; 17 — воспитанность; 18 — богатство эмоций; 19 — уживчивость; 20 — умение разбираться в людях

еще раз подтверждает роль психологических механизмов проекции моральной атмосферы коллектива на самооценку каждого из его членов.

Таким образом, при анализе динамики ориентаций участников антарктических экспедиций в своих личностных качествах обнаруживается общая закономерность — самооценка по каждому показателю изменяется в сторону его сближения со средним значением для всей группы. Вместе с тем высокий уровень самооценки на этапе фонового

обследования может быть легко объясним психологическими установками на отбор кандидатов в экспедицию и, следовательно, желанием в условиях конкуренции казаться наиболее соответствующим тому положительному образу, который описывается предлагаемым списком качеств.

Анализ динамики и уровня самооценки полярников не может быть полным без представления об общих установках обследованного контингента на одобряемые и неодобряемые характеристики зимовщиков в рамках субъективной системы отсчета, предложенной заданным списком качеств, т. е. не о статистическом, а психологическом диапазоне самооценок как показателе субъективной адаптированности.

У каждого человека под влиянием общества, членом которого он является, формируются общие представления — этические требования к другим людям и образуются воплощающие эти требования более или менее конкретные эталоны, пользуясь которыми он дает оценку окружающим [3]. Многие исследователи этой проблемы указывают на отчетливую взаимозависимость подобного рода эталонов, способов оценки других людей и самооценки [2, 3, 9, 14 и др.]. Поэтому для исследования образа «Я» и эталонных характеристик зимовщиков в Антарктиде был выбран метод, по внутренней структуре совпадающий с методом социально-психологической диагностики, предложенным Ф. Фидлером [2, 4]. В основу метода была положена деятельность испытуемого, направленная на качественную оценку двух лиц, воплощающих для данного индивида положительный и отрицательный образцы поведения в том или ином заданном отношении. Таким образом, в основном показатели самооценки в нашем исследовании, вероятно, должны были находиться в промежутке между показателями эталонов «хорошего» и «плохого» полярников, тяготея к первому. Эта процедура, во-первых, позволяет соотнести самооценку зимовщиков с их же субъективными границами оценивания (его диапазоном), а во-вторых, — судить о степени субъективной психологической адаптации по близости самооценки к положительному эталону.

Для сопоставления эталонных оценок с полученной самооценкой использовался тот же список качеств, предложенный вместе с инструкцией для характеристики наиболее и наименее симпатичных лиц из числа реальных участников зимовки на данной станции. Это обследование проводилось дважды — в первой половине и в конце зимовки.

Результаты показали, что средний уровень оценки собственного «Я» и интегрального образа положительного зимовщика практически одинаков (рис. 2), причем совпадают как показатели, полученные в начале работы в экспедиции, так и в ее конце. Более того, аналогичны не только общий

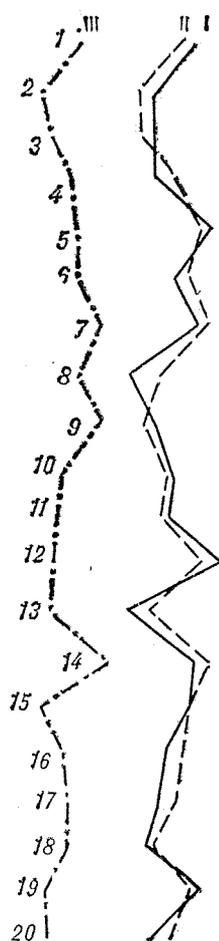


Рис. 2. Осредненные показатели самооценки полярников (I), их положительного (II) и отрицательного (III) эталонов.

Условные обозначения те же, что и на рис. 1.

уровень, но и количественная структура конкретных оценок, что позволяет говорить о выраженном отождествлении образа «Я» с сформированным в процессе совместной жизни и деятельности образом субъекта, находящегося на положительном полюсе оценочной шкалы. Незначительные отличия самооценок по графическим профилям и оценок «хорошего» полярника из ближайшего окружения на станции, касались следующих качеств. Положительный тип товарища по зимовке характеризовался большей эрудицией, организаторскими способностями, знанием работы, смелостью и воспитанностью, однако был менее (чем сам оценивающий) добросовестным, обладал меньшим чувством юмора и более слабой готовностью прийти на помощь.

Отрицательный вариант оценки также отличался высокой стабильностью на протяжении зимовки. Его типичными чертами являются недостаточное внимание к людям и неспособность разбираться в них при относительно выраженном трудолюбии, знании работы и развитой требовательности к окружающим, неуживчивость. Сравнение этих двух групп качеств особенно показательно с точки зрения оценки бытовым сознанием важности на зимовке личностных черт, характеризующих доброе отношение к людям, по сравнению с чертами, описывающими отношение к труду. Дистанция «повышенная требовательность — невнимательность к людям» в этом контексте является одной из наиболее информативных при сравнении образов «хорошего» и «плохого» товарища по зимовке.

Выделяется и меньшая дифференцированность отрицательного образа по сравнению с положительным эталоном и особенно с самооценкой. Фактически на графике первого отмечается лишь один пик — показатель знания работы. По-видимому, при отрицательном варианте оценки конкретного члена зимовочного коллектива этот компонент особо выделяется в характеристике и сопоставляется со всеми прочими качествами, которые с ним могут положительно не коррелировать.

Таким образом, приведенный экспериментально-психологический материал свидетельствует о высоких адаптивных возможностях субъективной сферы участников зимовок в Антарктиде, что подтверждают две группы фактов: почти полное совпадение самооценки с положительным эталоном полярника и уменьшение к концу зимовки в самооценке удельного веса качеств, имевших очень слабую или значительную выраженность. Основной акцент изменений образа «Я» в период антарктической экспедиции связан с переориентацией ценностных представлений в сферах отношений с другими участниками зимовки и отношением к собственной профессиональной деятельности, сочетающихся с широким диапазоном индивидуального реагирования на стрессогенные факторы полярной ночи и групповой изоляции.

Знание этих и более частных закономерностей протекания психологических процессов у работающих в Антарктиде поможет начальникам станций и врачам экспедиций более точно планировать психопрофилактические мероприятия на зимовке и вырабатывать методы индивидуальной работы с людьми.

*Поступила 8/VI 1983 г.*

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ананьев Б. Г. О проблемах современного человекознания. — М.: Наука 1977. — 380 с.

2. Безносков С. П. Сущность феномена АСО как частной характеристики индивидуального оценочного стиля. — В кн.: Личность и деятельность. Экспериментальная и прикладная психология. Л.: Изд. ЛГУ, 1982, вып. 11, с. 115—133.
3. Бодалев А. А. Формирование понятия о другом человеке как личности. — Л.: Изд. ЛГУ, 1970. — 135 с.
4. Волков И. П. Оценочная биполяризация как метод социально-психологической диагностики. — В кн.: Методы социальной психологии. Л.: Изд. ЛГУ, 1977, с. 120—131.
5. Ганнушкин П. Б. Избранные труды. — М.: Медицина, 1964. — 292 с.
6. Карвасарский Б. Д. Неврозы. — М.: Медицина, 1980. — 448 с.
7. Квасенко А. В., Зубарев Ю. Г. Психология больного. — Л.: Медицина, 1980. — 183 с.
8. Кербиков О. В. Избранные труды. — М.: Медицина, 1971. — 312 с.
9. Кроник А. А. Установка и эталоны межличностного оценивания. — В кн.: Социальная психология личности. М.: Наука, 1979, с. 184—220.
10. Личко А. Е. Психопатии и акцентуации характера у подростков. — Л.: Медицина, 1977. — 208 с.
11. Леонгард К. Акцентуированные личности/Пер. с нем. — Киев: Высшая школа, 1981. — 392 с.
12. Мясищев В. Н. Личность и неврозы. — Л.: Изд. ЛГУ, 1960. — 426 с.
13. Раусте фон Врихт. Образ «Я» как подструктура личности. — В кн.: Проблемы психологии личности. М.: Наука, 1982, с. 104—111.
14. Розен Г. Я. Влияние представления о себе на формирование представления о личности другого человека. — В кн.: Теоретические и прикладные проблемы психологии познания людьми друг друга. Краснодар, 1975, с. 50—52.
15. Спиркин А. Г. Сознание и самосознание. — М.: Политиздат, 1972. — 303 с.
16. Чеснокова И. И. Проблема самосознания в психологии. — М.: Наука, 1977. — 144 с.
17. Шибутани Т. Социальная психология. — М.: Прогресс, 1969. — 535 с.

И. С. Ковчин

## ОПЫТ ПО ПОВЫШЕНИЮ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АЦИТ

Инструментальные наблюдения за течениями занимают важное место в экспериментальных исследованиях, направленных на решение задач полярной океанологии. Для этих целей в ААНИИ начиная с 1977 г. используется «Измеритель автономный цифровой» АЦИТ в комплексе аппаратуры притопленной буйковой станции (ПБС). Данный прибор, подробно описанный в работе [7], предназначен для измерения скорости и направления течения, температуры, удельной электропроводимости и давления морской воды и выпускается серийно на Рижском опытном заводе Гидрометеоприборов.

За прошедший период в экспедициях ААНИИ находилось в эксплуатации более 100 таких приборов, которые широко применялись в натуральных экспериментах, выполняемых по программам ПОЛЭКС и «Разрезы». Однако качество материалов наблюдений, полученных с помощью АЦИТ, не всегда соответствовало техническим возможностям этого прибора: отмечаются потери информации и ее недостаточная достоверность. Для устранения причин такой низкой эффективности использования измерителей в институте непрерывно проводится следующая работа по улучшению качества получаемой информации:

- увеличение эксплуатационной надежности АЦИТов;
- улучшение их метеорологического обеспечения;
- совершенствование аппаратно-программных средств обработки информации на ЭВМ;
- уточнение методики работы с прибором.

Увеличение эксплуатационной надежности измерителей должно сократить потери информации, связанные с отказами приборов на ПБС. Для уменьшения вероятности отказов АЦИТов на судах ААНИИ организована проверка их работоспособности после получения с завода и расконсервации. Она выполняется в соответствии со специально разработанной в ААНИИ инструкцией и направлена на выявление дефектов, допущенных в процессе производства и возникших при транспортировке. Согласно инструкции проводится контроль основных характеристик каждого измерителя. Затем по результатам контроля решается вопрос о его готовности к использованию. В случае выявления неисправностей на борту судна силами специалистов ААНИИ ведется ремонт.

В итоге проверки потери информации от внезапных отказов прибо-

ров, составляющие в 1977—1980 гг. примерно 50% от ее планируемого объема, уменьшились к 1984 г. примерно до 10%. В настоящее время основная причина потерь информации заключается в том, что катушки отдельных образцов магнитофонных кассет МК-60-1,2, применяемых в АЦИТе, свободно (без заедания) не вращаются. Для устранения этого явления перед установкой кассет в приборы дополнительно контролируется вращение катушек и выполняется отбраковка заведомо дефектных кассет. Однако потери, вызванные данной причиной, продолжают составлять 10—20% от планируемого объема полученной информации. Видимо, для снижения потерь информации нужно использовать в АЦИТе магнитофонные кассеты производства иностранных фирм, обладающие более высокой надежностью. Улучшение метрологического обеспечения должно повысить достоверность информации, получаемой с АЦИТа.

На судах ААНИИ перед постановкой АЦИТов на ПБС всегда осуществляется проверка их метрологических характеристик. До настоящего времени она заключалась в сравнительных измерениях АЦИТом и зонд-батометром температуры, удельной электропроводимости и гидростатического давления в квазистационарных гомогенных слоях океана. При этом гидрологические параметры выбирались примерно равными значениями, которые планируется получить на ПБС. Затем на основании полученных результатов решался вопрос о пригодности градуировочных характеристик измерителя, приведенных в формуляре, приложенном заводом-изготовителем. При расхождениях в показаниях зонд-батометра и АЦИТа за пределы допустимых погрешностей проводилась корректировка заводских градуировок по данным измерений зонд-батометром. Одновременно предполагалось, что далее при выполнении наблюдений на ПБС с помощью данного АЦИТа будет получена достоверная информация, т. е. погрешности измерений не превысят допустимых пределов.

Однако известно [6], что описанная корректировка даст положительные результаты, если погрешности АЦИТа в 2—3 раза больше погрешностей зонд-батометра и практически неизменны в течение всего срока постановки ПБС. Как показывает опыт ААНИИ по эксплуатации АЦИТа, временная стабильность метрологических характеристик измерителей вполне достаточна для ведения таких наблюдений длительностью до одного года. Одновременно с этим соотношение точностных характеристик обоих приборов, согласно [2, 5, 7], не всегда обеспечивает необходимое превышение точности измерений зонд батометром по сравнению с поверяемым АЦИТом. Кроме того, необходима периодическая (через 2—3 месяца) поверка [9] самого зонд-батометра, предназначенного для глубин 2000 м и не всегда находящегося в рабочем состоянии.

Поэтому в ААНИИ была разработана методика ведомственной поверки АЦИТа в судовых условиях, по которой в качестве образцовых средств измерения применяются глубоководные термометры ТГ типа I, модификации III — для температуры, солемер ГМ-65 — для удельной электропроводимости, вибрационно-частотные датчики типа ДДВ или ПДВ класса 0,5 — для давления. В соответствии с данными, приведенными в работах [1, 10], эти приборы обеспечивают во всем диапазоне измерений необходимую точность. Они обычно имеются на судах в необходимом количестве и сопровождаются свидетельством о поверке. Согласно разработанной методике поверка, а если требуется, и граду-

ировка АЦИТов должны проводиться также в квазистационарных гомогенных слоях океана, поиск которых выполняется с помощью зонд-батометра. Последний может служить несущей платформой для поверки шести АЦИТов и образцовых приборов. Использование таких слоев океана в качестве естественных образцов для измерения температуры, удельной электропроводимости и давления образцов подтверждают результаты экспериментальных исследований, выполненных в сорок втором рейсе нис «Профессор Визе». Они показали, что в океане практически всегда можно выделить слои воды, временная стабильность изменения термохалинных характеристик которых находится в пределах погрешностей проводимой поверки и существенно выше, чем при асинхронности измерений АЦИТами и образцовыми приборами.

Таким образом, предложенная методика сходна с установившейся на практике методикой поверки зонд-батометра в судовых условиях [9] и в то же время учитывает специфику работы АЦИТа. Она основана на том, что показания давления и удельной электропроводимости существенно зависят от деформации корпуса измерителя под действием внешнего давления. Поэтому в отличие от зонд-батометра поверка этих показаний проводится только при погружении прибора на глубину предполагаемой постановки ПБС.

Согласно данной методике при использовании в качестве образцовых приборов для измерения давления термометров-глубомеров (ТГМ) были поверены АЦИТы в сорок втором и сорок четвертом рейсах нис «Профессор Визе», а также в седьмом рейсе «Академик Шулейкин». В настоящее время методика проходит аттестацию, после чего может быть поставлен вопрос о ее широком внедрении. Это позволит всю информацию о температуре, удельной электропроводимости и давлении получать от АЦИТов с нормированной погрешностью измерения. В результате совершенствования аппаратно-программных средств АЦИТ можно обеспечивать первичную обработку информации без потерь и снижения ее достоверности на всех типах ЭВМ, установленных на судах ААНИИ.

До последнего времени вся обработка информации АЦИТ выполнялась на ЭВМ «Минск-32», так как стандартное Устройство обработки данных (УОД) АЦИТ вводит информацию в ЭВМ только этого типа. Поэтому в ААНИИ были разработаны специальные средства сопряжения АЦИТ с ЭВМ «ЕС-1022» для нис «Профессор Зубов» и с ЭВМ «СМ-4» для нис «Академик Шулейкин» и других судов постройки по данному проекту. Каждое из этих устройств конструктивно выполнено в виде отдельной печатной платы и установлено в стандартное УОД вместо платы обмена с ЭВМ «Минск-32». Тогда УОД обеспечивает ввод информации АЦИТ через стойку фотоленточного ввода ЕС-6022 в ОЗУ ЭВМ ЕС-1022 или через блок последовательного интерфейса — в ОЗУ ЭВМ «СМ-4».

Дополнительно в ААНИИ были разработаны программы первичной обработки исходных данных АЦИТ на ЭВМ «ЕС-1022» и «СМ-4». Программа для ЭВМ «ЕС-1022» выполняет критический контроль вводимой информации на наличие сбоев на магнитной ленте АЦИТ и разрывов в рядах наблюдений за течениями. Она восстанавливает нарушенную за счет сбоев магнитной записи синхронность ряда измерений и заносит результаты обработки на магнитную ленту на формате, пригодном для представления во ВНИИГМИ-МЦД [3]. Программа для ЭВМ

«СМ-4» более точно, чем аналогичные программы для «Минск-32» и «ЕС-1022», рассчитывает скорость и направление течения, учитывая нелинейности датчика скорости и плоскость его отклонения от вертикали. В результате создания новых средств сопряжения АЦИТ с ЭВМ расширены его эксплуатационные возможности, а вследствие применения уточненных алгоритмов первичной обработки информации повышено качество материалов наблюдений.

Уточнение методики работы с прибором включало также обоснование рекомендаций по выбору угла подвески его на трос и показателя тепловой инерции датчика температуры. Для решения первого вопроса были проведены лабораторные и натурные испытания приборов. Они показали, что при отклонениях АЦИТа от вертикали, не превышающих  $25^\circ$ , погрешности измерения угла ориентации измерителя сохраняются в пределах допустимого значения  $\pm 10^\circ$ , а отклонения троса от вертикали на ПБС увеличиваются с глубиной и могут достигать  $50\text{--}60^\circ$  вблизи якорной системы. Поэтому угол кронштейна крепления АЦИТа к тросу для обеспечения вертикальности его корпуса в пределах от  $5$  до  $25^\circ$  необходимо устанавливать по результатам расчетов несущей системы ПБС. Данные о наклоне троса ПБС были получены в процессе наблюдений, выполненных АЦИТом в зонах Антарктического циркумполярного течения по  $38^\circ$  з. д. и Фареро-Шетландского пролива, и приведены на рис. 1.

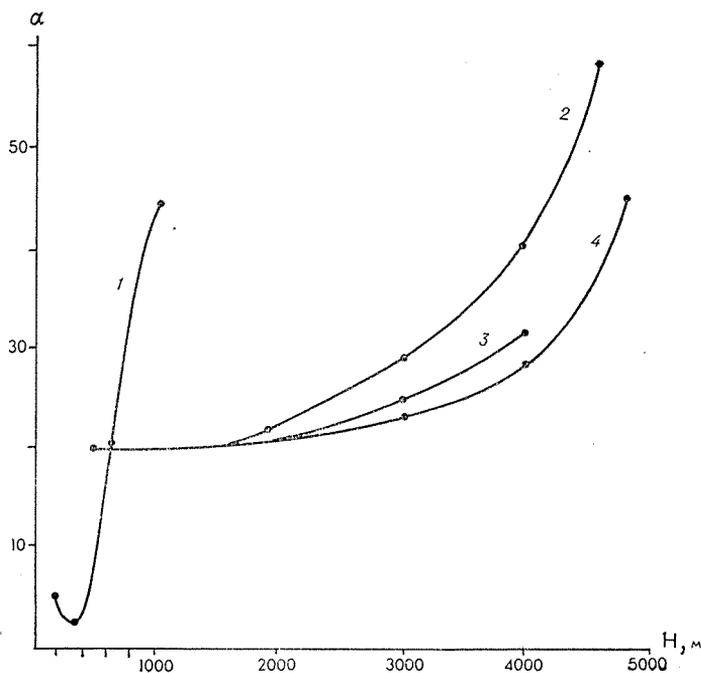


Рис. 1. Эпюры углов  $\alpha$  отклонения троса от вертикали в зависимости от глубины  $H$  по данным инструментальных наблюдений на ПБС:

1 — ПБС № 84, 85, установленные в Фареро-Шетландском проливе; 2 — ПБС № 59; 3 — ПБС № 63; 4 — ПБС №№ 60, 61, установленные на  $38^\circ$  з. д. в районе стержня Антарктического циркумполярного течения

Второй вопрос о показателе тепловой инерции был решен на основе известной информации [4] о соотношении динамических характеристик платинового термометра сопротивления и индуктивного датчика электропроводности. Многочисленные исследования [11] показали, что соленость будет определена по температуре и электропроводности, измеренными этими датчиками, без дополнительных погрешностей, если температура измеряется после электропроводности через интервал времени, близкий к инерции датчика температуры. Поскольку измерения температуры и электропроводности морской воды АЦИТОм осуществляются практически мгновенно, тепловая инерция термометра должна быть минимальной. Отсюда следует важный практический вывод о необходимости выполнения всех измерений с любой дискретностью без защитного чехла на термометре, т. е. при минимальном показателе его тепловой инерции.

В итоге всей проделанной в ААНИИ работы существенно повышена эффективность использования АЦИТов. Наилучшие результаты в этом направлении были получены в сорок четвертом рейсе нис «Профессор Визе» и седьмом рейсе нис «Академик Шулейкин», выполнявших экспериментальные исследования крупномасштабной динамики вод Норвежского моря по программе «Разрезы» в апреле—сентябре 1984 г. В этих рейсах с помощью АЦИТов было получено до 90% от планируемого объема информации, а ее потери в основном были вызваны заклиниванием катушек магнитофонных кассет. В сорок четвертом рейсе нис «Профессор Визе» была проведена выборочная проверка сходимости результатов измерений АЦИТами на ПБС с данными батометрического зондирования. Расхождения в показаниях составили по температуре  $-0,05^{\circ}\text{C}$ , по солености  $-0,05\text{‰}$ , что было достигнуто за счет градуировки АЦИТов по всем измерительным каналам согласно методике ведомственной поверки при всех гидрологических параметрах, соответствующих предполагаемым при наблюдениях на ПБС.

Таким образом, анализируя результаты проведенной в ААНИИ работы по повышению эффективности использования серийно выпускаемого измерителя АЦИТ, можно отметить, что в значительной степени улучшено качество материала наблюдений, получаемого с помощью этого прибора. Однако общее состояние его метрологического и программного обеспечения не позволяет в настоящее время еще полностью реализовать все технические возможности этого прибора.

Так, например, во всех программах, кроме предназначенной для «СМ-4», при расчете солености не используется алгоритм, соответствующий Шкале практической солености [8]. До сих пор не унифицировано программное обеспечение АЦИТ для всех типов ЭВМ. В программах для ЭВМ «ЕС-1022» и «Минск-32» при вычислениях скорости и направления течения не вносятся необходимые поправки, а в программах для ЭВМ «Минск-32» отсутствует блок записи результатов первичной обработки на технический носитель, пригодный для организации их последующей автоматической обработки в научных целях. Поэтому в дальнейшем целесообразно обратить внимание на решение именно этих задач, что позволит ААНИИ и всем другим потребителям АЦИТа более успешно осуществлять его эксплуатацию.

*Поступила 8/XII 1984 г.*

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Беляев М. Ф., Доржиев Д. Д., Эткин Л. Г. Вибрационно-частотные датчики давления. — Приборостроение, 1965, № 1, с. 9—10.
2. Балакин Р. А. Автономный цифровой измеритель гидрологических параметров. — В сб. докл. на всесоюз. сов. «Проблемы автоматизации судовых гидрометеорологических наблюдений»/Под ред. Б. Н. Богатыря. Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 61—78.
3. Вязилов Е. Д., Ким Л. Б., Мельников В. И., Морозов А. В. Представление океанографических данных на МЛ ЕС ЭВМ для включения в базовый массив. — Тр./ВНИИГМИ-МЦД-М, 1981, вып. 79, с. 13—16.
4. Доценко С. В. Теоретические основы измерения гидрофизических полей океана. — Л.: Гидрометеоздат, 1974. — 151 с.
5. Итоги разработки зонд-батометра/Богачев А. Д., Гордеев, Г. С., Дудков Б. Г., Малахов М. П., Мехович С. А., Скурихин Н. М. — В сб. докл. на всесоюз. сов. «Проблемы автоматизации судовых гидрометеорологических наблюдений»/Под ред. Б. Н. Богатыря. — Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 78—85.
6. Маликов С. Ф., Тюрин Н. И. Введение в метрологию. — М.: Изд. ком. стандартов, мер и измерительных приборов, 1966. — 247 с.
7. Остроухов А. В., Шамраев Ю. И. Морская гидрометрия. — Л.: Гидрометеоздат, 1981. — с. 409—438.
8. О введении шкалы практической солености, 1978 и нового Международного уравнения состояния морской воды, 1980. — Океанология, 1982, т. XXII, вып. 2, с. 337—342.
9. Романцов В. А., Иванов Н. И., Медведенко В. В. Вопросы методики океанографических исследований с помощью зонд-батометра. — В сб. докл. на всесоюз. сов. «Проблемы автоматизации судовых гидрологических наблюдений»/Под ред. Б. Н. Богатыря. Л.: Гидрометеоздат, 1977, с. 86—101.
10. Справочник по гидрометеорологическим приборам и установкам/Рейфер А. Б. и др. — Л.: Гидрометеоздат, 1976. — 431 с.
11. Федоров К. Н., Плахин Е. А., Прохоров В. И., Седов В. Г. Особенности термохалинной стратификации в районе полигона в Тропической Атлантике. — М.: Наука, 1974, с. 236—281.

**СОВЕЩАНИЕ ПО ИЗУЧЕНИЮ ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ  
НИЗОВЬЕВ И УСТЬЕВ РЕК АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ  
ДЛЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ  
НАРОДНОГО ХОЗЯЙСТВА**

28—30 октября 1985 г. в Ордена Ленина Арктическом и антарктическом научно-исследовательском институте (ААНИИ) было проведено совещание, главная задача которого заключалась в анализе современного состояния изученности природных условий низовьев и устьев рек арктической зоны и использовании имеющихся достижений для гидрометеорологического обеспечения народнохозяйственных организаций. Совещание было организовано Государственным Комитетом СССР по гидрометеорологии и контролю природной среды.

В совещании приняли участие представители 32 организаций: АН СССР, Госкомгидромета, Минводхоза СССР и РСФСР, Минморфлота, Минречфлота РСФСР и других союзных, республиканских министерств и ведомств. Было заслушано 19 пленарных и 35 стендовых докладов, посвященных:

— методологии и результатам комплексных исследований устьевых процессов в условиях Крайнего Севера (доклады В. В. Иванова, Н. И. Лобановой и Т. Г. Пономаревой и др.);

— методам долгосрочных и краткосрочных гидрологических и метеорологических прогнозов в устьевых областях рек и практике использования их в научно-оперативном обеспечении народного хозяйства Крайнего Севера (доклады В. Н. Андрющенко и др., А. А. Ивановой, Ю. В. Налимова, В. И. Скибо и др.);

— оценкам возможных изменений природных условий в устьевых областях северных и сибирских рек под влиянием водохозяйственных мероприятий (доклады Т. А. Виноградовой, И. Н. Завьяловой, О. Л. Марковой и др.);

— научно-методическим основам и результатам исследований водных ресурсов устьевых областей рек арктической зоны для обеспечения народного хозяйства (доклады А. П. Граевского, В. В. Иванова, В. А. Янкиной и др.);

— методологическим основам и практике ведения ГУВ и ГВК по разделу «морские устья рек» для бассейнов морей сибирского шельфа (доклады И. Е. Куксина, А. В. Терешкиной, Б. В. Фашевского).

Тезисы докладов были изданы до начала совещания в сборниках «Изучение природных условий низовьев и устьев рек арктической зоны

для гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства» (Ленинград, репрогр. ААНИИ, 1985 г.).

На совещании было отмечено следующее.

Устьевые области рек арктической зоны представляют собой уникальные природные комплексы, которые имеют большое хозяйственное, социальное и природоохранное значение. В последние 10—20 лет хозяйственное использование природных ресурсов низовьев и устьевых областей рек арктической зоны, как и в других районах страны, стало более интенсивным и многообразным. В последние годы исследования устьевых областей рек арктической зоны существенно расширились благодаря усилиям организаций Госкомгидромета, АН СССР, Минводхоза, Минморфлота, Минречфлота РСФСР и других заинтересованных министерств и ведомств.

Вместе с тем, несмотря на достигнутые успехи, изученность низовьев и устьевых областей рек арктической зоны является недостаточной для эффективного гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства в Арктике прогнозами и предупреждениями, для обоснования крупномасштабных водохозяйственных и гидротехнических проектов, а также для разработки эффективных мероприятий по комплексному использованию и охране природных ресурсов.

Недостаточно внимания уделяется научной стратегии хозяйственного освоения, преобразования и охраны природных ресурсов устьевых областей рек, исследованию физических закономерностей устьевых процессов, совершенствованию методов наблюдений, расчетов и моделирования. Необходимо усилить методическое руководство арктическими УГКС со стороны НИУ Госкомгидромета по развитию сети ОГСНК на водных объектах суши и в устьях рек арктической зоны. До сих пор не созданы устьевые станции (обсерватории) в устьевых областях крупных рек севера Сибири и Дальнего Востока. Неудовлетворительное обеспечение гидрологической сети и устьевых экспедиций приборами и плавсредствами. Недостаточно внимания уделяется подготовке кадров высшей квалификации по проблемам устьевых областей рек как междисциплинарному направлению.

На совещании было рекомендовано заинтересованным министерствам и ведомствам расширить исследования в низовьях и устьевых областях рек арктической зоны с целью повышения эффективности гидрометеорологического обеспечения народного хозяйства, перечислены первоочередные задачи этих исследований. Для их выполнения необходимо расширить теоретические и экспериментальные исследования, а также сетевые, экспедиционные и аэрокосмические наблюдения на водных объектах суши и в устьевых областях рек арктической зоны, методические работы по ведению ОГСНК, включая ГУВ и ГВК, создать банк данных с учетом особенностей природных условий арктической зоны.

*Г. Е. Усанкина*

*Н. В. Шаталин*

## ПЕРВЫЙ ОПЫТ ПЛАВАНИЯ В ПОРТ ЭГВЕКИНОТ ЗИМОЙ

Порт Эгвекинот расположен в северной части замерзающего Анадырского залива. До недавнего времени плавание транспортных судов в этот порт осуществлялось только летом, при этом продолжительность навигации увеличивалась за счет более раннего ее начала. В течение последних 5 лет она начиналась в первой декаде мая. В связи с необходимостью расширения сроков навигации было решено выяснить возможности плавания зимой. Для этого был организован экспериментальный рейс в порт Эгвекинот д/э «В. Федосеев» под проводкой ледокола «Адмирал Макаров» с 17 по 27 февраля 1983 г.

Ледокольная проводка транспортного судна началась от кромки льда, расположенной на подходе к Анадырскому заливу с юга. Караван проходил по восточной части Анадырского залива через однолетние тонкие (30—70 см) и серо-белые (15—30 см) льда сплоченностью 7—9 баллов и затем выходил в зону серых и ниласовых льдов в районе мыса Беринга и припая в заливе Креста. Зону однолетних тонких и серо-белых льдов караван преодолел со средней скоростью 10,6 узла (без учета остановки ночью). Скорость снижалась в торосистых льдах. В серых и ниласовых льдах караван продвигался беспрепятственно. Наиболее сложным было преодоление припая в заливе Креста. Преобладающая толщина припайного льда составляла 60—70 см (максимальная 80 см), торосистость 0, местами встречались отдельные гряды, наслоения, высота снега на поверхности льда достигала 10 см. Средняя скорость движения каравана в припае на пути в порт Эгвекинот составила 5,5 узла, на ровном льду толщиной 60—65 см — 9,0—9,5 узла, в отдельных грядах торосов, наслоенном, заснеженном льду она снижалась до минимальной. В бухте Эгвекинот при толщине льда 65—75 см (максимальная 100 см) скорость движения ледокола не превышала 4—5 узлов.

Проводка д/э «В. Федосеев» в обратном направлении после окончания грузовых операций (25 февраля 1983 г.) осуществлялась по ранее проложенному каналу. Средняя скорость движения каравана в канале припая составила 4,9 узла, что на 0,6 узла меньше, чем при движении по невзломанному припаю с одновременной прокладкой канала. Причинами снижения скорости являются: полубаластное состояние судна, работа его на трех дизелях вместо четырех и смерзаемость льда в канале.

Маршрут движения каравана в обратном направлении в дрейфую-

щих льдах Анадырского залива проходил под его восточным берегом по зоне серого льда до траверза бухты Провидения и далее на юго-запад, в обход с востока сплоченных однолетних тонких и белых льдов. От траверза бухты Провидения до кромки первая половина пути была занята серыми и серо-белыми льдами сплоченностью до 7—8 баллов, а вторая половина — однолетними тонкими и серо-белыми льдами сплоченностью 7—8 баллов. За счет обхода с востока торосистых однолетних тонких льдов протяженность пути в этих льдах удалось сократить несмотря на то, что общая протяженность пути во льдах увеличилась (по сравнению с движением судна вперед). Средняя скорость движения каравана на этом участке составила 11,2 узла, что на 0,6 узла больше, чем при движении на север. В то же время при сжатиях на отдельных участках, следуя за ледоколом, д/э «В. Федосеев» застревал в канале, что требовало его околки. Средняя скорость движения ледокола «Адмирал Макаров» в ровных полях однолетнего тонкого льда составляла 11—12 узлов.

Экспериментальная проводка транспортного судна в порт Эгвекинот показала определенное преимущество плавания зимой во льдах, толщины которых достигают максимума только весной в конце периода нарастания. Анализ ледовых условий плавания на пути движения каравана, а также самостоятельный (без ледокольного обеспечения) поход теплохода «Нижнеянск» в мае по этому же маршруту свидетельствуют о возможности и целесообразности организации зимой плаваний в порт Эгвекинот, а в последующем и в порт Анадырь. Для научного обоснования перспектив плавания зимой в порты Анадырского залива необходимы исследования материалов ледовых наблюдений, накопленных за длительный ряд лет. Непосредственно же для организации плаваний зимой в порт Эгвекинот предстоит решить ряд организационных вопросов (расстановка навигационного ограждения, совершенствование радиосвязи, системы научно-оперативного обслуживания, обеспечения сохранности палубных грузов и т. д.). Первый экспериментальный рейс зимой в порт Эгвекинот является важным этапом подготовки к расширению периода навигации в восточном районе Арктики.

*Поступила 22/IX 1983 г.*



**ПАМЯТИ ЮРИЯ ВАСИЛЬЕВИЧА НИКОЛАЕВА  
(1928—1986)**

Юрий Васильевич Николаев пришел в Арктический научно-исследовательский институт в отдел ледовых прогнозов в 1951 г. после окончания Высшего арктического училища. В это время одними из основных направлений деятельности института были разработка методов и составление ледовых прогнозов для трассы Северного морского пути. Молодой выпускник активно включился в эту работу, которая состояла не только в проведении научных исследований, но и непосредственном участии в сборе данных о ледовой обстановке на самолетах ледовой разведки. В своих первых самостоятельных работах он стремился понять физическую сущность природных процессов и использовать новые методы их исследования. Вообще постоянный интерес к методологии и поискам новых эффективных математических методов изучения природы был свойствен Юрию Васильевичу на протяжении всей его научной деятельности. Итоги этого первого этапа своей научной работы ученый подвел в кандидатской диссертации, которую защитил в 1958 г. После защиты диссертации его интерес к изучению ледовых процессов в арктических морях не ослабевал. Он постоянно возвращался к проблемам ледовых прогнозов, каждый раз повышая методический уровень их исследований.

В начале 60-х годов в институте появилась первая ЭВМ «Урал-2». Юрий Васильевич одним из первых оценил огромные возможности новой вычислительной техники для развития методов обработки и анализа гидрометеорологической информации и совершенствования методов прогнозов. Он переходит работать в созданную в институте вычислительную лабораторию. Начался новый и чрезвычайно плодотворный период его деятельности, когда удачно сочетались глубокий интерес к новым математическим методам и широкие возможности их реализации, открываемые новой вычислительной техникой. В короткий срок он овладевает программированием, изучает новые математические методы и становится одним из ведущих специалистов института в области применения ЭВМ в гидрометеорологии. В этот период выходит целый ряд его работ, в которых приводятся результаты разработки и внедрения новых методов гидрометеорологических расчетов на ЭВМ. Один из таких новых методов, вернее, группа методов свя-

зана с решением задач классификации с помощью ЭВМ. Их реализация и применение в гидрометеорологии привлекли особое внимание Юрия Васильевича. Это не было случайностью, а подготовлено богатым опытом его практической работы по изучению ледовых прогнозов и стремлением усовершенствовать методы долгосрочного предсказания вообще.

В этой области основой прогнозирования является классификация и подбор аналогов. Поиск и разработка эффективных алгоритмов машинной классификации, их реализация на ЭВМ, проверка и внедрение при решении практических задач гидрометеорологии явились предметом исследований Ю. В. Николаева почти на десятилетие (1963—1973 гг.). Для воплощения своих замыслов ему пришлось глубоко изучить тонкости линейной алгебры и особенно проблему собственных значений корреляционных матриц. На этой основе удалось разработать оригинальные методы и применить их для классификации различных гидрометеорологических полей и процессов: ледовых условий в арктических морях, водных масс, распределений температуры воды, циркуляции атмосферы и т. д. Теоретические и прикладные результаты исследований проблем классификации Юрий Васильевич обобщил в докторской диссертации «Классификация и преобразование информации в приложениях к задачам гидрометеорологии», защищенной в 1971 г. Эти результаты широко публиковались в общесоюзных и внутринститутских изданиях, составили основу двух монографий, вошли в конспект лекций. Ю. В. Николаев стал признанным научным лидером в области применения методов классификации в задачах гидрометеорологии. К этому направлению тесно примыкают его исследования по использованию методов дискриминантного анализа при разработке методов долгосрочных прогнозов, которые широко применялись при построении методов ледовых и гидрологических прогнозов, прогноза осадков.

Особенно значителен вклад его работ по классификации и дискриминантному анализу в развитие методологии долгосрочных ледовых прогнозов, где они послужили основой нового направления — объективных методов классификации и выбора информативных предсказателей. Методы ледовых прогнозов, основанные на применении дискриминантного анализа, приняты Центральной методической комиссией и внедрены в практику. Исключительно плодотворной оказалась выдвинутая им идея о создании автоматизированной прогнозирующей системы, один из вариантов которой реализован в программе «ПЕГАС» и внедрен в практику прогнозирования. Возможности развитого Юрием Васильевичем направления далеко не исчерпаны и продолжают привлекать внимание его учеников и последователей. Основоположник этого направления Ю. В. Николаев после 1973 г. уделял ему все меньшее внимание. Это связано не с отсутствием новых идей и сужением круга возможных приложений, а прежде всего со сменой научных интересов Юрия Васильевича, который в 1973 г. возглавил отдел взаимодействия океана и атмосферы.

Проблемой взаимодействия океана и атмосферы в конце 60-х — начале 70-х годов заинтересовались многие специалисты-гидрометеорологи. С надеждами на успех в ее исследованиях связывали дальнейшее развитие методов долгосрочных прогнозов. Еще в начале своего творческого пути Юрий Васильевич обращался к исследованию таких вопросов, как трансформация воздушных масс над морем и термиче-

ская инерция водных масс, которые теперь отнесли к взаимодействию океана и атмосферы. Поэтому новое направление исследований по существу для него не было неожиданностью, он был подготовлен к такому повороту в своей творческой деятельности. Здесь особенно проявился его талант в области анализа методологии исследований. Главным во взаимодействии океана и атмосферы он считал саморазвитие и совместную эволюцию обеих сред, происходящую под влиянием процессов обмена между ними.

Понимание особой роли обмена энергией и массой между океаном и атмосферой и анализ эмпирических данных подтвердили его мысли о том, что интенсивность этих процессов регулируется самой атмосферой. Это привело в конечном итоге к пересмотру господствующих взглядов на роль океанических аномалий как непосредственного источника аномалий в атмосфере. Юрий Васильевич предложил провести более детальный анализ взаимодействия термических и барических волн, первые из которых включают возбуждающее влияние океанических аномалий. Эти взгляды получили развитие и оформлены в его монографии «Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды». Переход к исследованиям, в которых основным объектом являлись взаимообусловленные процессы развития во времени, потребовал применения новых аналитических средств и методов. Идеи классификации в этой ситуации не были достаточной основой, поскольку опирались на представления о замкнутом и конечном многообразии объектов. Юрий Васильевич нашел и использовал ряд новых современных математических методов, таких как фазово-частотный метод, кепстральный анализ, приспособленных для анализа нестационарных процессов. Естественно, что исследования крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в процессе своего развития тесно связаны с исследованиями изменчивости климата под влиянием взаимодействия.

Под руководством Ю. В. Николаева в отделе разворачиваются исследования в этом направлении. Его собственный научный интерес к проблеме климата включал методологическое обоснование построения моделей крупномасштабного взаимодействия и его влияния на изменения климата, исследование изменчивости климата на основе имеющихся архивов климатических данных и разработку новых методов анализа климатической изменчивости. И здесь Юрий Васильевич ориентируется на использование самых современных средств и методов исследования, начиная с получения климатических архивов на магнитных лентах, которые к этому времени были созданы во ВНИИГМИ-МЦД. Благодаря этому в короткий срок с помощью ЭВМ был выполнен большой объем вычислений с целью диагноза особенностей изменчивости характеристик климата северного полушария. На основе полученных результатов удалось выявить эффекты влияния океана и собственно циркуляции атмосферы в формировании флуктуаций климата.

Специальный анализ циркуляционного фактора в колебаниях климата позволил сформулировать гипотезу о возможных перестройках в циркуляции атмосферы под влиянием внешних факторов и указать возможные периоды таких перестроек. Исследования обоих факторов изменчивости климата в настоящее время интенсивно развиваются. В этой связи особое значение имеют исследования, выполняемые в рамках программы «Разрезы», главной целью которой является изучение влияния океана на формирование флуктуаций климата. Работы по про-

грамме начались в 1981 г., однако ранее в период формирования программы Юрий Васильевич принимал активное участие в ее подготовке и обсуждении. Когда институт принял на себя обязательства выполнять исследования в норвежской энергоактивной зоне, он был назначен научным руководителем работ по программе «Разрезы» в ААНИИ. Под его руководством в 1981—1985 гг. был выполнен цикл натурных и методических исследований, результаты которых докладывались на многих конференциях, симпозиумах и совещаниях, публиковались в научной печати и заслужили одобрение руководства программой «Разрезы». Возглавляя работы в институте, Юрий Васильевич не ограничивался реализацией уже намеченного, но стремился, исходя из знания специфики взаимодействия океана и атмосферы в полярных и субполярных областях, к расширению исследований. По его инициативе в норвежской энергоактивной зоне с 1983 г. были развернуты натурные исследования в прикромочной зоне морских дрейфующих льдов, а с 1986 г. начаты исследования взаимосвязи гидрологических и атмосферных фронтов.

На протяжении своей научной деятельности Юрий Васильевич неоднократно обращался к сложнейшей проблеме предсказуемости гидрометеорологических процессов. Он понимал значение прогнозов, сам ранее занимался их составлением и теперь стремился понять основы предсказуемости природных процессов и расширить ее границы. Указывая на ограничивающую роль синоптических процессов в долгосрочном прогнозе погоды, он считал возможным увеличить оправдываемость долгосрочных метеорологических прогнозов за счет выделения и использования предсказуемых компонент погодного шума. Недавно, вернувшись вновь к этой проблеме, он поставил задачу широкого изучения предсказуемости и механизмов ее формирования с учетом синоптических процессов на базе существующих климатических архивов. Эта задача составляет одно из направлений научных исследований в отделе на ближайшие годы. Будут продолжаться и развиваться исследования крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы и его влияния на климат на основе идей Юрия Васильевича о саморазвитии и обусловленности процессов в совместной системе океан—атмосфера—лед. Далеко не исчерпаны возможности практических приложений методов классификации и дискриминантного анализа для развития методов прогноза. Ученики и последователи Ю. В. Николаева будут реализовывать его замыслы, идеи и начинания еще в течение долгих лет. На этом пути они, верные духу научного новаторства, столь присущего Юрию Васильевичу, найдут и реализуют новые методы исследования гидрометеорологических процессов. Он отдавал много времени и сил подготовке молодых ученых: читал лекции студентам ЛГМИ и ЛВИМУ, возглавлял Государственные экзаменационные комиссии, руководил аспирантами, активно содействовал проведению конференций молодых ученых института. За плодотворную работу по подготовке научных кадров Юрию Васильевичу было присвоено звание профессора.

23 июня 1986 г. ему не суждено было вернуться с работы домой — отказало сердце. Наша гидрометеорологическая наука потеряла крупного ученого-новатора, всегда находившегося на переднем крае научных исследований. Нам остались его труды, они продолжают служить делу, которому Юрий Васильевич отдавал свои силы, — делу познания природы на благо человека.

*Редакционная коллегия*

## СПИСОК НАУЧНЫХ ТРУДОВ Ю. В. НИКОЛАЕВА

1. Приближенный расчет таяния льда в Восточно-Сибирском море. — Тр./ААНИИ, 1961, т. 256.
2. К вопросу о таянии льда в разводьях. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1963, № 12.
3. О термической инерции водных масс в мелководных частях морей. — Тр./ААНИИ, 1963, т. 248.
4. К теории трансформации воздушных масс над морем. — Тр./ААНИИ, 1963, № 13.
5. Построение связей при качественном представлении переменных. — Тр./ААНИИ, 1964, т. 271.
6. Использование метода Монте-Карло для анализа распределения температуры воды. — Тр./ААНИИ, 1964, т. 271.
7. Автоматический ввод и раскодирование океанографической информации. (Соавтор Р. Б. Дубина). — Тр./Ин-т океанологии АН СССР, 1964, т. 75.
8. О реальности суточной периодичности магнитной активности. (Соавтор А. П. Никольский). — Геомагнетизм и аэрномия, 1963, т. 3, № 6.
9. Раскодирование океанографической информации с помощью ЭВМ. (Соавтор Р. Б. Дубина). — Тр./ААНИИ, 1966, т. 277.
10. О точности построения карт океанографических элементов. — Тр./ААНИИ, 1966, т. 277.
11. Исследование распределения льдин по размерам методом Монте-Карло. (Соавтор Г. И. Подольская). — Тр./ААНИИ, 1966, т. 279.
12. К проблеме объективного анализа океанографических полей. (Соавтор Р. Б. Дубина). — Тр./ААНИИ, 1966, т. 279.
13. Применение линейного программирования для обработки результатов наблюдений. (Соавтор Р. Б. Дубина). — Тез. докл. на 5-м Всесоюз. совещ. пользования ЭВМ «Урал-2», 1967.
14. Выбор оптимальных вариантов плавания судов. (Соавтор А. Я. Бузуев). — Тр./ААНИИ, 1967, т. 281.
15. К вопросу об определении типов циркуляции атмосферы с помощью ЭВМ. (Соавтор М. Ш. Чернухин). — Тр./ААНИИ, 1967, т. 281.
16. Классификация гидрометеорологических полей с помощью ЭВМ. Автоматизация научных исследований, т. 1. — Севастополь, 1968.
17. Преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. — Л.: Гидрометеиздат, 1969.
18. Об одном алгоритме распознавания образов без поощрения. — Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. водоемов АН СССР, 1968, № 4.
19. Применение задачи коммивояжера для объективного выделения водных масс. (Соавторы Н. В. Буторин, Н. П. Смирнов). — Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. водоемов АН СССР, 1968, № 4.
20. Применение дискриминантного анализа при определении различий между полюсами. — Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. водоемов АН СССР, 1970, № 8.
21. Выявление скрытой периодичности в совокупности многомерных величин. — Тр./ААНИИ, 1970, т. 296.
22. Некоторые физико-статистические характеристики полей температуры воды и воздуха в Северной Атлантике. (Соавтор О. А. Владимиров). — Тр./ААНИИ, 1970, т. 296.
23. Солнечная активность и колебания барических полей в высоких широтах северного полушария. (Соавторы О. А. Владимиров, Н. П. Смирнов). — Тр./ААНИИ, 1970, т. 296.
24. К вопросу о применении дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза ледовитости. (Соавтор Е. Г. Ковалев). — Тр./ААНИИ, 1971, т. 303.
25. Опыт применения дискриминантного анализа для прогноза годового стока Верхней Волги. (Соавтор Н. П. Смирнов). — Информ. бюлл. Ин-та биол. внутр. водоемов АН СССР, 1972, № 12.
26. Применение дискриминантного анализа в гидрометеорологических прогнозах. — Тр./Всесоюз. симпоз. по применению статистических методов в метеорологии. Л.: Гидрометеиздат, 1971.
27. Классификация и преобразование информации в приложении к задачам гидрометеорологии. — Автореф. дис. на соискание учен. степени д-ра физ.-мат. наук Л., 1970.
28. Статистический анализ среднегодового поля давления атмосферы в Арктике. — Проблемы Арктики и Антарктики, 1972, № 40.

29. Опыт применения дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза осадков. (Соавторы А. В. Мещерская, Н. Д. Попова). — *Тр./ГГО*, 1972, вып. 273.
30. Численные методы обработки и анализа океанологической информации (конспект лекций). — *Изв. ЛГМИ*, 1973.
31. Применение теории распознавания образов в океанологии. (Совместно с А. И. Лениным). — Киев, Наукова Думка, 1973.
32. Применение метода главных компонент в изучении многолетних колебаний ледовитости арктических морей. — *Тр./ААНИИ*, 1973, т. 307.
33. Некоторые вопросы применения многомерного анализа для исследований гидрометеорологических полей Северной Атлантики и Арктики. (Соавтор О. А. Владимиров). — *Тр./ПИНРО*, 1973, вып. XXXIV.
34. Применение дискриминантного анализа для долгосрочного прогноза осенних ледовых фаз. (Совместно с Г. Е. Усанкиной). — *Тез. докл. IV Всесоюз. гидролог. съезда*.
35. Опыт использования зонд-батометра для исследований высокочастотных флуктуаций температуры воды. (Совместно с В. Г. Савченко и др.). — *Тр./ААНИИ*, 1974, т. 312.
36. К проблеме автоколебаний в системе океан—атмосфера. (Соавтор Г. А. Заблочный). — *Тр./ААНИИ*, 1975, т. 321.
37. Модификация метода разложения по естественным ортогональным составляющим. — *Тр./ААНИИ*, 1975, т. 321.
38. Об исследовании периодичностей в гидрометеорологических рядах. (Соавтор Г. В. Алексеев). — *Тр./ААНИИ*, 1975, т. 321.
39. Статистические характеристики аномалий температуры воды и воздуха в Северной Атлантике. (Соавтор О. А. Владимиров). — *Тр./ААНИИ*, 1975, т. 321.
40. Статистический анализ аномальных потоков тепла из океана в атмосферу. — *Тр./ААНИИ*, 1976, т. 332.
41. Некоторые вопросы статистического анализа гидрометеорологических процессов. (Соавторы Г. В. Алексеев, К. Е. Чернин.) — *Тр./ААНИИ*, 1976, т. 332.
42. Потоки тепла в атмосфере Северной полярной области. (Соавторы Г. В. Алексеев, З. Я. Либентова). — *Тр./ААНИИ*, 1976, т. 332.
43. Классификация гидрометеорологических процессов с помощью ЭВМ. — *Л.: Гидрометеоиздат*, 1976.
44. Применение дискриминантного анализа для долгосрочных прогнозов льдов Арктических морей. — *Тр./ААНИИ*, 1976, т. 320.
45. Крупномасштабное взаимодействие океана и атмосферы и проблема долгосрочных метеорологических прогнозов. — *Тр./ААНИИ*, 1977, т. 347.
46. Статистический анализ интегральных переносов тепла в атмосфере Северной полярной области по среднемесячным данным. (Соавторы Г. В. Алексеев, Ю. Н. Колтаков). — *Тр./ААНИИ*, 1977, т. 347.
47. Спектральный анализ среднемесячных величин давления воздуха в Арктике. (Соавтор О. А. Владимиров). — *Тр./ААНИИ*, 1977, т. 338.
48. Физико-статистические методы долгосрочных ледовых прогнозов. (Соавторы А. А. Кириллов, Е. Г. Ковалев, В. А. Спичкин). — *Проблемы Арктики и Антарктики*, 1977, вып. 50.
49. Анализ колебаний климата с помощью фазово-частотного метода. (Соавтор М. В. Багрянцев). — *Всесоюз. конф. по применению статистических методов в метеорологии* (Тез. докл.). Обнинск, 1977.
50. Применение фазово-частотного метода для анализа гидрометеорологических процессов. (Соавтор Л. А. Ушакова). — *Экспресс-информация. Метеорология*, 1977, вып. 3 (50).
51. Некоторые вопросы математического моделирования крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. (Соавтор А. Ф. Трешников). — *Метеорология и гидрология*, 1978, № 5.
52. Анализ колебаний климата с помощью фазово-частотного метода. (Соавтор М. В. Багрянцев). — *Тр. III Всесоюз. симпоз. по применению статистических методов в метеорологии*, 1979.
53. К проблеме предсказуемости в долгосрочных прогнозах погоды. (Соавтор Г. В. Алексеев). — *Метеорология и гидрология*, 1979, № 5.
54. Некоторые проблемы крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы. — *Препринт, изд. отдела вычислит. мат.*, 1980, № 2.
55. Автоматизация поиска оптимальных предсказателей и построение прогностических схем. (Соавтор С. А. Пряников). — *Тр./ААНИИ*, 1981, т. 372.
56. Проблемы крупномасштабных взаимодействий океана и атмосферы. (Соавтор Н. П. Смирнов). — *Проблемы Арктики и Антарктики*, 1981, вып. 57.

57. Роль крупномасштабного взаимодействия океана и атмосферы в формировании аномалий погоды. — Л.: Гидрометеоздат, 1981.
58. Теплобалансовая климатическая модель Северной Атлантики. — Тр./ААНИИ, 1982, т. 383.
59. Взаимодействие океана и атмосферы в Северной полярной области. (Соавтор А. Ф. Трешников). — Тез. докл. на II съезде советских океанологов. (Физика океана), 1982.
60. Основные проблемы исследования изменчивости климата высоких широт. (Соавторы Г. В. Алексеев, А. П. Нагурный). — Тр./ААНИИ, 1983, т. 392.
61. Влияние крупномасштабной изменчивости океана на флуктуации климата. (Соавтор Г. В. Алексеев). — Тез. докл. на I Междунар. симпоз. МОНОК. М.: Гидрометеоздат, 1983.
62. Климатические колебания общей циркуляции атмосферы. (Соавтор Ю. Н. Колтаков). — Метеорология и гидрология, 1983, № 11.
63. Актуальные проблемы полярной океанологии. (Соавторы А. Ф. Трешников, Б. А. Крутских и др.). — В сб.: Исследования океана. М.: Наука, 1984.
64. Физические процессы в прикомочных зонах дрейфующих льдов. (Соавторы А. П. Макштас, Б. П. Иванов). — Метеорология и гидрология, 1984, № 11.
65. Влияние крупномасштабной изменчивости океана на флуктуации климата и проблема экспедиционного мониторинга. (Соавтор Г. В. Алексеев). — Комплексный глобальный мониторинг Мирового океана. Тр. I Междунар. симпоз., т. 3, Л.: Гидрометеоздат, 1985.
66. Применение кепстрального анализа для исследования климатических флуктуаций. — Кн. V Всесоюз. совещ. по применению статистических методов в метеорологии. (Тез. докл.). Казань, 1985.
67. Норвежская энергоактивная зона. (Соавторы В. А. Романцов, Г. В. Алексеев). — В кн.: Гидрометеорологические характеристики ЭАЗО. Итоги науки и техники. Атмосфера, океан, космос. Т. 5. М., 1985.
68. Ocean influence on climate formation and change. Technical conference on climate Asia and Western Pacific. — WMO, 1981, № 578.
69. Energy exchange in the ocean/atmosphere system and climatic variations. — WCRP Publications series, 1983, vol. 11, № 1.
70. Some aspects of sea ice studies and modelling in the context of climatic research. Report of the meeting of experts on sea ice and climate modelling. — Geneva, WMO, 1983. (Appendix H.).