

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ЛЕНИНГРАДСКИЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
HYDROMETEOROLOGICAL INSTITUTE IN Leningrad

Transactions

Труды
вып. 32

vol. 32

06
778

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ОКЕАН—АТМОСФЕРА

INVESTIGATIONS
ON THE OCEAN — ATMOSPHERE PROBLEM

Сборник 2

работ научно-исследовательского института взаимодействия океана
и атмосферы

issue 2

of the papers of the air sea interaction institute

24443

БИБЛИОТЕКА
Ленинградского
Гидрометеорологического
Института

ЛЕНИНГРАД
1970

Сборник содержит результаты исследований взаимодействия океана и атмосферы, выполняемых в Ленинградском гидрометеорологическом институте. Статьи посвящены формированию процессов в реальных океанах и морях, изменению метеорологических и гидрологических условий и их прогнозу. Некоторые статьи имеют теоретическое и методическое содержание.

Сборник рассчитан на широкий круг океанологов, метеорологов и геофизиков, а также на преподавателей, аспирантов и студентов.

Научный редактор В. В. Тимонов

Ответственный редактор *О. А. Алекин*

2—9—6

Труды Ленинградского Гидрометеорологического института
Исследования по проблеме океан — атмосфера

СБОРНИК 2

Работ научно-исследовательского института взаимодействия океана и атмосферы

Редактор *Б. И. Леонова*

М-13 525. Сдано в набор 21/V-1968 г. Подписано к печати 2/VII-1970 г. Формат бум. 70 × 108^{1/16}.
Бумага тип. № 3. Печ. л. 16. Уч.-изд. л. 19. Тираж 500. Заказ 2329. Цена 1 р. 84 к. Тем. план 1968 г.

Типография профессионально-технического училища № 4. Ленинград, 12-я Красноармейская ул., 27.

СОДЕРЖАНИЕ

Часть первая. ФИЗИКА ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

Теория, эксперименты, методы расчета

	Стр.
<i>В. М. Радикевич.</i> Исследование некоторых характеристик взаимодействия пограничных слоев атмосферы и моря на основе новой теоретической модели	3
<i>А. С. Балуева, В. Н. Веретенников.</i> К теории нестационарных чисто дрейфовых течений в океане	16
<i>А. С. Балуева, В. Н. Веретенников.</i> К вопросу о расчете ветрового нагона	23
<i>В. А. Макаров.</i> О распространении длинной волны в канале переменной ширины	30
<i>Л. И. Борис.</i> О расчете внутренних приливных волн и связанных с ними течений в океане	33
<i>Б. А. Каган, А. В. Некрасов, Р. Э. Тамсалу.</i> Расчет приливных явлений в море с учетом горизонтального турбулентного трения	50
<i>А. В. Некрасов.</i> Использование соотношений между уровнем и его наклоном при анализе приливных колебаний	56
<i>А. Б. Мензин.</i> Об электрической аналоговой модели глубинной циркуляции	64

Формирование процессов в реальных океанах и морях

В. В. Тимонов . Очаги взаимодействия океана и атмосферы	69
<i>В. М. Радикевич.</i> Основные причины изменений сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение в Северной Атлантике	76
<i>И. П. Карпова.</i> К вопросу об устойчивости атмосферы над Северной Атлантикой	81
<i>Н. Л. Козутовский.</i> К обмену теплом и солями между верхним слоем и глубинными водами Северной Атлантики	85
<i>Б. И. Тюрков.</i> Расчетная схема изменений структуры деятельного слоя Охотского моря от сезона к сезону	94
<i>В. П. Хрол.</i> Метод расчета адвективных изменений толщины льда вдоль восточно-американского пути перемещения льдов	121

Изменение метеорологических и гидрологических условий, их прогноз

<i>Б. Б. Елекоев.</i> Об изменении длины планетарных волн при переходе от зональной циркуляции к меридиональной	138
<i>А. А. Гирс.</i> Учет развития макросиноптических процессов при изучении причин изменения фоновых характеристик гидросферы	145
<i>А. И. Савичев.</i> К вопросу о прогнозе барического поля над Северной Атлантикой в июле	169
<i>Е. И. Серяков, В. П. Карауловский.</i> Расчет вариаций месячных величин потерь тепла на испарение и теплообмена с атмосферой в Северной Атлантике	184
<i>Е. И. Серяков, А. И. Смирнова.</i> Связь составляющих теплового баланса Северной Атлантики с аномалиями температуры воды за характерные годы	193
<i>А. И. Смирнова.</i> Изменение теплосодержания деятельного слоя Северной Атлантики при разных типах атмосферной циркуляции	206
<i>И. П. Карпова.</i> О влиянии Исландского минимума атмосферного давления на течения Норвежского моря	221

Методы натурных исследований, приборы

<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> Применение искусственных спутников Земли для океанологических исследований	230
<i>А. В. Проворкин, Г. Р. Рехтзамер.</i> О дешифрировании снимков льдов, полученных с метеорологических спутников Земли	239

Часть вторая. ХИМИЧЕСКОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ОКЕАНА И АТМОСФЕРЫ

<i>О. А. Алекин, Н. П. Моричева.</i> Расчет насыщенности карбонатом кальция воды Черного моря	250
---	-----

CONTENTS

Part first. PHYSICS OF THE OCEAN AND THE ATMOSPHERE

Theory, experiments, methods of calculation

	Pp.
<i>V. M. Radikevich.</i> Investigation of some characteristics of interaction between the atmosphere and sea boundary layers on the base of a new theoretical model	3
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the calculation of wind-induced surge	16
<i>A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov.</i> On the theory of non-stationary drift currents in the ocean	23
<i>V. A. Makarov.</i> On the propagation of a long wave in a channel with the variable cross-section	30
<i>L. I. Boris.</i> Calculation of internal waves and associated currents in the ocean	33
<i>B. A. Kagan, A. V. Nekrasov, R. E. Tamsalu.</i> Calculation of tidal phenomena in the sea taking into account the lateral turbulent friction	50
<i>A. V. Nekrasov.</i> Use of the relationships between the sea-level and its slope at the tidal oscillation analysis	56
<i>A. B. Menzin.</i> Electrical analogue model of the deep circulation	64

Formation of real ocean and sea processes

<i>V. V. Timonov</i> . Centers of ocean.—atmosphere interaction	69
<i>V. M. Radikevich.</i> Main causes of variations of seasonal values of turbulent heat flux and evaporation heat loss in the North Atlantic	76
<i>I. P. Karpova.</i> On the atmosphere stability over the North Atlantic	81
<i>N. L. Kogutovskv.</i> Heat and salt exchange between the upper and deep layers in the North Atlantic	85
<i>B. I. Tjuriakov.</i> Calculated pattern of the changes of the structure of the Okhotsk Sea from season to season	94
<i>V. P. Khrol.</i> Methods of calculation of the advective variation of the thickness of the ice along the East American ice travel path	121

Variation of meteorological and hydrological conditions and their forecast

<i>B. B. Etekoyev.</i> Change of the planetary waves length during the transition from the zonal to meridional circulation	138
<i>A. A. Girs.</i> Use of the data of the development of the macrosynoptic processes in studying causes of background hydrosphere characteristics variations	145
<i>A. I. Savichev.</i> The forecast of the atmosphere pressure field over the North Atlantic in July	169
<i>E. I. Seryakov, V. P. Karaulovsky.</i> Calculation of variations of the month values of evaporation heat loss and the sea—air heat exchange in the North Atlantic	184
<i>E. I. Seryakov, A. I. Smirnova.</i> Relation between heat balance components and water temperature anomalies for the characteristic years in the North Atlantic	193
<i>A. I. Smirnova.</i> Variation of the active layer heat content in the North Atlantic in various types of the atmospheric circulation	206
<i>I. P. Karpova.</i> Influence of the Icelandic depression on the currents of the Norwegian Sea	221

Methods of natural investigations. Apparatus

<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhzamer.</i> Use of satellites for oceanological investigations	230
<i>A. V. Provorkin, G. R. Rekhzamer.</i> Decoding of ice photographs made by means of meteorological satellites	239

Part second. CHEMICAL SEA-AIR INTERACTION

<i>O. A. Alekii, <i>N. P. Moricheva</i>.</i> Calculation of the saturation of calcium carbonate in the water of the Black Sea	250
---	-----

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕПЛОСОДЕРЖАНИЯ ДЕЯТЕЛЬНОГО СЛОЯ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ ПРИ РАЗНЫХ ТИПАХ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

А. И. Смирнова

Изменение теплосодержания от месяца к месяцу является одной из важных составляющих теплового баланса и при расчете за отдельные годы позволяет судить об изменчивости температурного режима деятельного слоя океана.

Изменение теплосодержания связано с притоком тепла за счет радиации, турбулентным теплообменом и затратами тепла на испарение, а также адвекцией тепла течениями, а они в определенной мере зависят от изменения атмосферной циркуляции. Для Северной Атлантики представляет интерес рассмотреть изменение теплосодержания при разных типах атмосферной циркуляции.

Для подобного сопоставления была выбрана типизация, разработанная на кафедре океанологии М. А. Валериановой, наиболее подробно характеризующая циркуляцию в северной части Атлантического океана. В настоящей работе использовался календарь подтипов, представленный в работе [1].

В качестве основы М. А. Валерианова использовала типизацию Г. Я. Вангенгейма и для Северной Атлантики выявила: шесть основных разновидностей западной циркуляции, пять — восточной и три — меридиональной. Каждый подтип оказался характерным для определенного сезона.

При расчетах месячных изменений теплосодержания (ΔQ) за отдельные годы, а следовательно, и при вычислении сезонных величин ΔQ , характерных для определенных подтипов циркуляции, использовались данные девяти кораблей погоды. Учитывая, что число кораблей погоды невелико, при построении карт изменения теплосодержания Северной Атлантики, характерных для каждого подтипа, было решено использовать для корректировки сезонные средние многолетние карты ΔQ .

Предварительно необходимо остановиться на методе расчета изменения теплосодержания по средним многолетним данным.

Средние многолетние величины изменения теплосодержания деятельного слоя рассчитывались по формуле Фритца:

$$C \frac{M}{N} \sum_{n=0}^{k-1} \left[\frac{(T_{a, n} - T_{b, n}) + (T_{a, (n+1)} - T_{b, (n+1)})}{2} \right] \frac{\text{кал}}{\text{см}^3/\text{сут}},$$

где C — теплоемкость воды; M — масса столба воды определенной вы-

готы и поперечным сечением 1 см^2 ; N — число дней в месяце; T — температура воды в градусах $^{\circ}\text{C}$; K относится к глубине деятельного слоя. Глубины деятельного слоя снимались с карты, представленной в работе [2]. Средние многолетние данные температуры воды в Северной Атлантике на различных горизонтах были взяты из [3—5]. Величины изменения

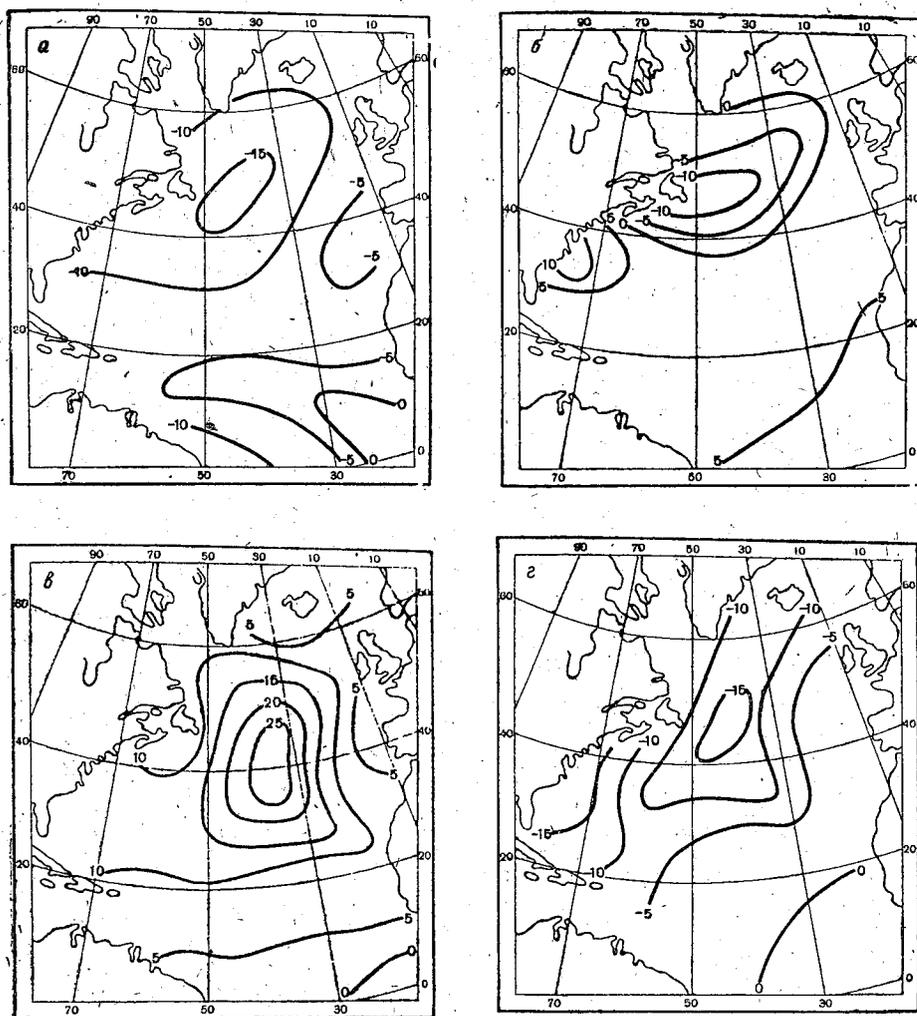


Рис. 1. Изменение теплосодержания для средних многолетних условий, в $\text{kcal}/\text{cm}^2 \text{ мес}$.

a — зима; *b* — весна; *v* — лето; *z* — осень.

теплосодержания за месяц рассчитывались для десятиградусных квадратов и результаты расчета были осреднены для сезонов. На рис. 1 представлены сезонные карты изменения теплосодержания в $\text{kcal}/\text{cm}^2 \text{ мес}$. Карты ΔQ представляют самостоятельный интерес, поэтому на них необходимо остановиться подробнее.

Для зимнего распределения изменения теплосодержания характерно наличие максимальных отрицательных значений ($-19,1 \text{ kcal}/\text{cm}^2 \text{ мес}$) восточнее Ньюфаундленда. В центральной и северной частях Северной Атлантики отрицательные величины изменения теплосодержания колеблются от $-10 \text{ kcal}/\text{cm}^2 \text{ мес}$ до $-15 \text{ kcal}/\text{cm}^2 \text{ мес}$. Большие величины

ΔQ хорошо объясняются значительной теплоотдачей через поверхность, которая наблюдается зимой в этом районе с сильно развитыми теплыми течениями и неустойчивой стратификацией атмосферы. В южных и юго-восточных районах Северной Атлантики, где имеют место незначительные величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен, а радиационный баланс имеет положительный знак, изменение теплосодержания не превышает $-5,0$ ккал/см² мес.

Весной наибольшие отрицательные величины ΔQ сохраняются в районе Ньюфаундленда ($-14,0$ ккал/см² мес), где наблюдается значительная теплоотдача через поверхность при поступлении холодных воздушных масс с севера на теплую поверхность и некоторая активизация Лабрадорского течения. К северо-востоку отрицательные значения изменения теплосодержания уменьшаются, и в южной части Норвежского моря наблюдается положительное изменение теплосодержания, хорошо согласующееся с приходом прогретых масс воздуха с юго-запада, соответственным уменьшением теплоотдачи через поверхность и с усилением притока тепла за счет течения. В центральной части Северной Атлантики весной усиливается приток тепла за счет радиации, уменьшается теплоотдача через поверхность и величины ΔQ близки к нулю. На юге изменение теплосодержания положительно ($2-5$ ккал/см² мес).

В летний период наибольшее теплонакопление в деятельном слое имеет место в центральной части Северной Атлантики ($26,2$ ккал/см² мес), где наблюдается значительный приток тепла за счет радиации, наименьшие величины затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен и теплое течение. На остальной площади ΔQ имеет положительные значения, которые постепенно уменьшаются при удалении от центра.

Осенью наибольшая теплоотдача в деятельном слое ($-18,2$ ккал/см² мес) имеет место в районе Ньюфаундленда, на границе Лабрадорского течения и Гольфстрима. Восточнее Ньюфаундленда на теплую подстилающую поверхность приходят холодные воздушные массы с севера, возникает большая неустойчивость атмосферы и как следствие возрастает теплоотдача через поверхность. К северо-востоку отрицательные величины изменения теплосодержания уменьшаются и на юге Норвежского моря, где проходит теплое течение и поступает теплый воздух с юга, достигает -10 ккал/см² мес. Наименьшие отрицательные значения изменения теплосодержания наблюдаются в районе холодного Канарского течения, где теплоотдача через поверхность незначительна. На юге осенью имеет место положительное ΔQ .

В итоге можно отметить, что наибольшая амплитуда изменения теплосодержания деятельного слоя наблюдается восточнее Ньюфаундленда, где зимой при значительной неустойчивости воздуха и больших скоростях ветра затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен велики, а летом — теплоотдача через поверхность мала. Наименьшая амплитуда ΔQ приурочена к восточной и юго-восточной частям Северной Атлантики.

Полученные средние многолетние сезонные карты были использованы при построении сезонных карт за отдельные годы. Точность полученных таким образом сезонных карт изменения теплосодержания была проверена на материалах 1957 г. При расчетах изменения теплосодержания за конкретные месяцы отдельных лет была использована методика, описанная в работе [6]; по данным изменения температуры воды на поверхности для кораблей погоды были получены с графиков связи величины изменения теплосодержания за каждый месяц. Полученные значения ΔQ , осредненные за сезон, и сезонные многолетние

карты ΔQ были использованы при получении распределения изменения теплосодержания за четыре сезона 1957 г. Для сопоставления употреблялись сезонные карты изменения теплосодержания за 1957 г., получены по данным ΔQ для десятиградусных квадратов Северной Атлантики.

Как видно из рис. 2 а, б, на которых представлены летние распределения ΔQ в 1957 г., построенные по данным кораблей погоды и по данным десятиградусных квадратов, оба распределения имеют много общего. Сопоставление карт ΔQ за другие сезоны также дало хорошие результаты. Следовательно, пользуясь только данными кораблей погоды и сезонными многолетними картами, можно получить распределение изменения теплосодержания в Северной Атлантике без значительных ошибок.

Расчет изменения теплосодержания за месяц был сделан для 15 лет (1951—1965 гг.). В качестве исходных данных была взята температура воды на поверхности для 9 кораблей погоды [7, 8]. Величины изменения теплосодержания за каждый месяц определялись по графикам связи изменения температуры с изменением теплосодержания.

Затем, из календаря подтипов атмосферной циркуляции над Северной Атлантикой [1] были выписаны месяцы и годы, когда встречался каждый подтип, и из данных ΔQ для кораблей погоды выбраны величины изменения теплосодержания в эти месяцы. Таким образом было сопоставлено 13 лет: с 1951 по 1963 г.

Каждый подтип характерен для определенного сезона, поэтому величины изменения теплосодержания были распределены по сезонам и для всех подтипов были подсчитаны сезонные величины в $\text{ккал/см}^2\text{мес}$ (табл. 1).

Таблица 1

Сезонные величины ΔQ в $\text{ккал/см}^2\text{мес}$ при разных подтипах атмосферной циркуляции

Подтипы	К о р а б л и п о г о д ы								
	А	В	С	Д	Е	Г	Ж	З	И
W ₁ лето	16,8	6,8	14,6	-19,8	18,4	6,0	4,4	12,2	7,3
W ₂ зима	-3,5	-6,4	-2,8	-19,4	-19,6	-2,9	-3,9	-6,4	-4,2
весна	0,8	1,9	-0,3	-4,9	0,4	1,8	1,3	3,0	-0,5
W ₃ лето	3,4	8,2	6,3	8,2	15,9	3,3	11,4	13,1	5,3
W ₄ лето	-2,0	4,1	16,8	26,4	21,1	4,6	9,8	11,5	9,6
W ₅ осень	-14,5	-9,2	-15,8	-12,1	-20,5	-8,4	-5,9	-14,5	-16,2
зима	-2,8	-4,7	-18,5	-8,4	-11,2	-3,9	-2,5	-7,3	-4,7
W ₆ зима	-11,5	-10,5	-14,1	-10,2	-16,2	-5,9	-6,6	-13,3	-8,2
E ₁ осень	-4,4	-3,1	-5,9	-0,5	-5,3	-5,7	-1,9	-0,6	-14,0
зима	-5,6	-9,8	-10,9	-26,1	-16,4	-5,1	-8,1	-17,5	-6,6
лето	8,1	8,3	16,0	17,0	11,5	4,9	-1,3	9,7	9,1
E ₂ лето	-1,5	5,0	8,9	15,1	8,2	0,3	8,2	13,6	3,1
E ₃ осень	—	-5,2	-18,0	—	-15,6	-9,8	14,0	-27,2	-7,2
зима	-1,3	-5,9	-3,9	-32,1	-18,4	-2,7	-4,2	-12,7	-2,3
E ₄ осень	-9,5	-6,4	-14,0	-5,8	-14,8	-6,6	-11,3	-14,6	-10,1
лето	5,0	9,7	11,0	23,6	17,8	4,0	4,1	8,6	5,8
весна	2,0	3,8	6,6	6,4	14,0	1,2	4,6	10,0	12,2
E ₅ весна	3,1	3,4	2,8	-2,6	6,4	1,4	0,8	5,3	3,4
C ₁ зима	-3,2	-7,2	-24,6	-15,5	-27,1	-2,9	-3,0	-8,0	-2,7
весна	6,7	0,9	-1,4	-15,7	-0,6	-0,6	-0,5	0,3	-0,9
осень	-11,5	-7,3	-13,0	-15,1	-9,0	-8,4	-7,4	-16,0	-10,4
C ₂ лето	11,7	8,5	10,9	19,9	21,6	7,9	6,5	12,0	10,4
C ₃ лето	10,3	13,8	19,2	19,0	23,2	6,4	12,4	2,4	5,8

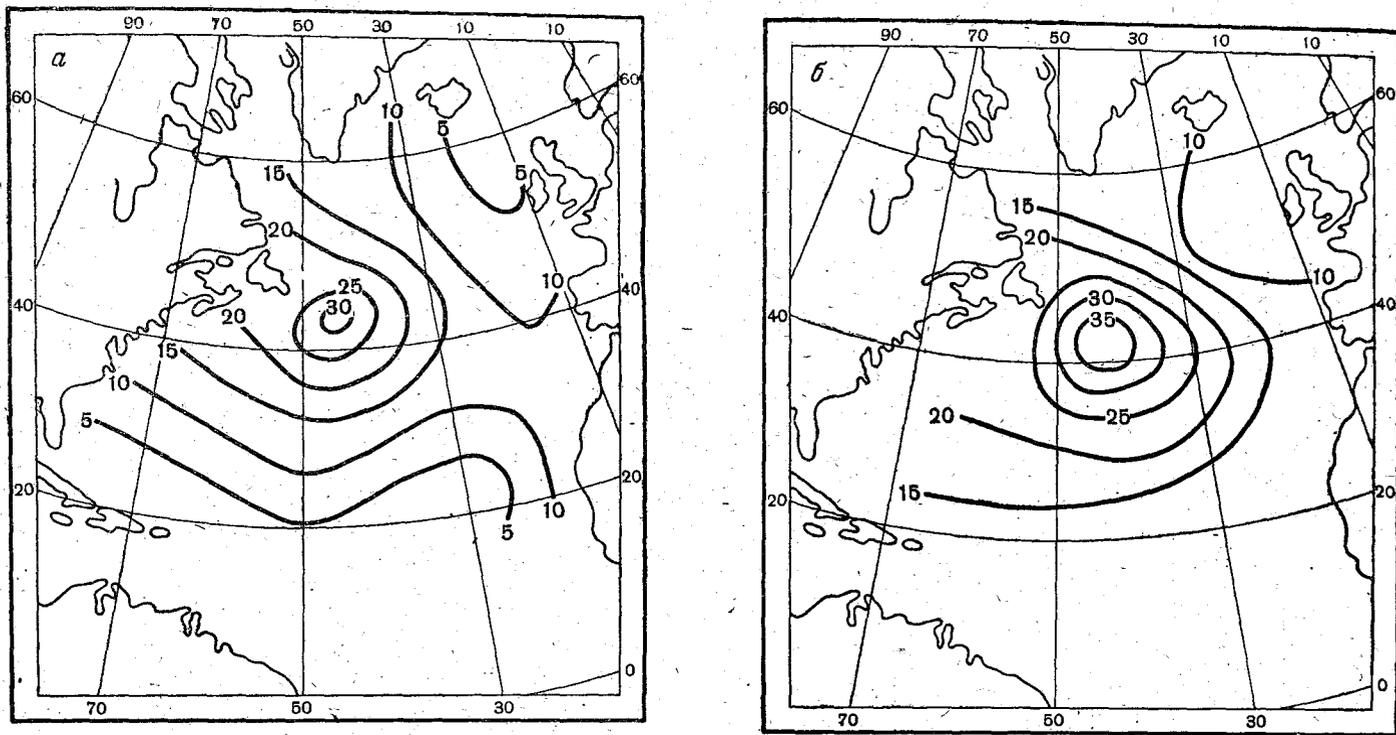


Рис. 2. Изменение теплосодержания летом 1957 г., в ккал/см² мес.
а — по осредненным данным десятиградусных квадратов; б — по данным кораблей погоды.

Некоторые подтипы встречаются в течение нескольких сезонов, а иногда — целого года. Поэтому при построении карт изменения тепло-содержания, характерных для определенного подтипа атмосферной циркуляции, из всех сезонов выбирался тот, в который данный подтип встречался чаще за рассматриваемые 13 лет.

На рис. 3—5 представлены типовые карты изменения теплосодержания. Полученные характерные распределения изменения теплосодержания были сопоставлены с картами каждого подтипа атмосферной циркуляции.

Отдельные типы, имеющие одинаковое расположение барических центров, но отличающиеся градиентом давления в барических образованиях или ориентацией изобар, были объединены в группы [1]. Эти группы использовались при анализе полученных данных.

Зимнее распределение изменений теплосодержания оказалось характерным для следующих типов циркуляции: W_2 , W_5 , W_6 , E_3 , C_1 . Типы W_5 , W_6 и E_3 относятся к третьей группе и характеризуются сильным развитием Исландского минимума.

При подтипе W_5 (рис. 3 а) изобары вытянуты к северо-востоку и центр циклона смещен на Исландию. Такое распределение давления вызывает усиление холодного Лабрадорского течения.

Наибольшая теплоотдача в деятельном слое имеет место восточнее Ньюфаундленда ($-18,5$ ккал/см²мес), в этом же районе происходит заток холодных масс воздуха с северо-запада на теплую подстилающую поверхность, увеличивается неустойчивость атмосферы и, как следствие, возрастают затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен.

К востоку и северо-востоку отрицательные величины ΔQ резко уменьшаются, и наименьшее значение ΔQ , равное $-2,5$ ккал/см²мес, наблюдается западнее Великобритании.

Подробное распределение изменения теплосодержания хорошо согласуется с поступлением в эти районы более теплого воздуха с юго-запада и соответственно уменьшением затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен. В этом же районе наблюдается некоторое усиление теплового течения.

Для подтипа W_6 характерно меридиональное расположение изобар, усиление Норвежского и Лабрадорского течений и большие скорости ветра. Холодный воздух с материка и северо-запада поступает на большую часть площади Северной Атлантики, происходит выхолаживание поверхности и имеют место значительные отрицательные величины ΔQ . Теплоотдача в деятельном слое уменьшается только на северо-востоке, где наблюдается поступление воздушных масс с юга. Наименьшее значение ΔQ , равное $-5,9$ ккал/см²мес, имеет место юго-восточнее Исландии.

При подтипе E_3 , характеризующемся интенсивной циркуляцией, происходит заток холодного воздуха с материка на районы восточнее и юго-восточнее Ньюфаундленда. В этих районах за счет интенсивной теплоотдачи через поверхность и активизации Лабрадорского течения наблюдаются наибольшие отрицательные величины ΔQ . Воздушные массы, продвигаясь на восток, постепенно прогреваются, уменьшается теплоотдача и в районе корабля погоды К $\Delta Q = -12,7$ ккал/см²мес. Наименьшие величины изменения теплосодержания имеют место южнее Исландии ($-2,3$ ккал/см²мес).

Подтипы W_2 и C_1 относятся ко второй группе и характеризуются областью пониженного давления южнее Гренландии.

При подтипе W_2 наблюдается ослабление циркуляции. Холодный воздух с материка поступает на небольшой район восточнее Ньюфа-

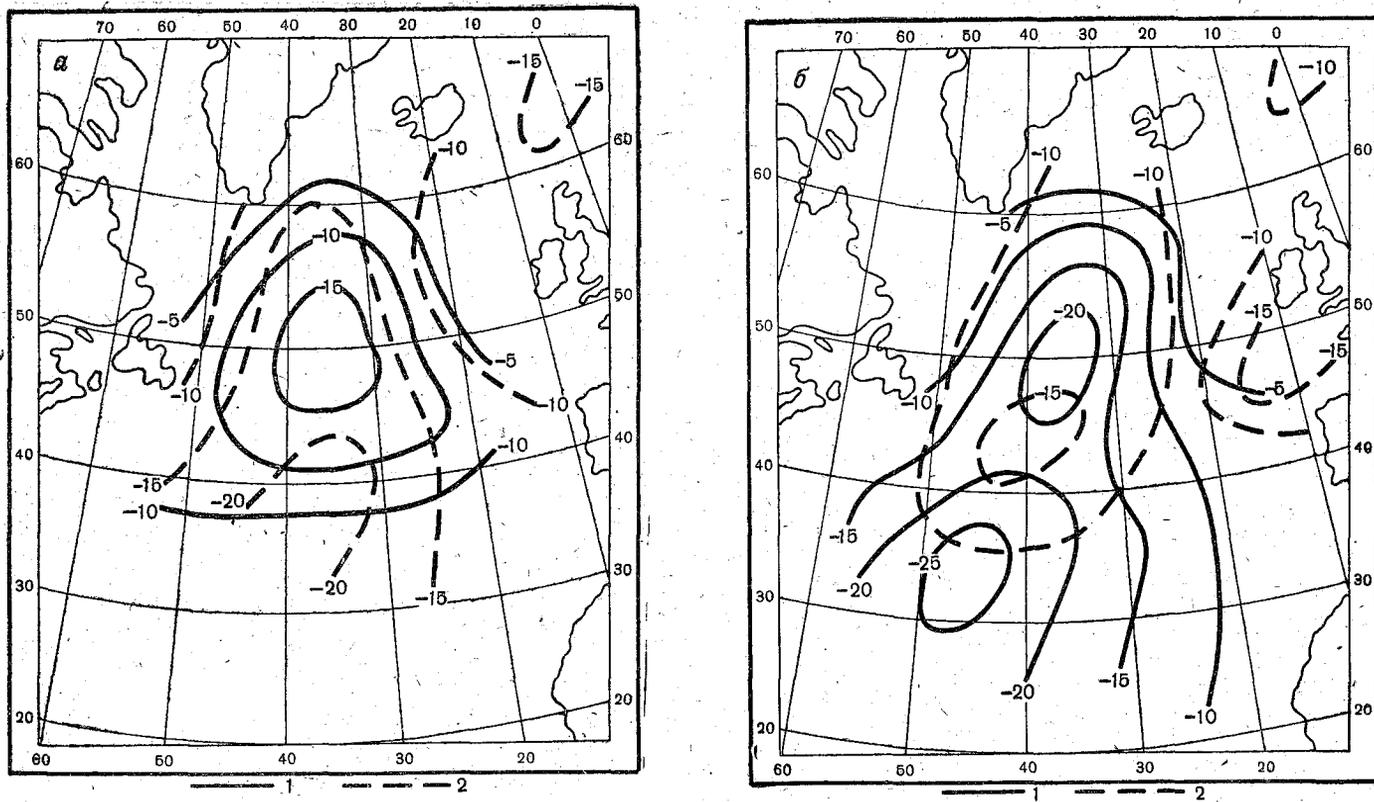


Рис. 3. Распределение изменения теплосодержания зимой (1) и осенью (2) при подтипах W_5 (а) и C_1 (б)

ундленда и теплоотдача здесь — наибольшая ($-19,6$ ккал/см²мес). На остальную площадь Северной Атлантики приходит теплый воздух, и величины ΔQ колеблются от $-3,0$ до $-6,0$ ккал/см²мес.

При подтипе C_1 (рис. 3 б) интенсивность циркуляции резко возрастает, усиливается Лабрадорское течение и холодный воздух с запада и северо-запада поступает на большие площади восточнее Ньюфаундленда и центральную область Северной Атлантики. В этих районах наблюдается интенсивная теплоотдача в деятельном слое, наибольшая величина $\Delta Q = -27,1$ ккал/см²мес. Заток воздуха и усиление ветвей теплых течений имеют место в северо-восточных районах, где и теплоотдача в деятельном слое незначительна, $\Delta Q = -2,5$ ккал/см²мес.

Для подтипов $W_1, W_3, W_4, E_1, E_2, E_4, C_2$ и C_3 характерно летнее распределение изменения теплосодержания.

Подтипы W_3 и C_2 относятся к пятой группе и характеризуется повышенным давлением над Гренландским и Норвежским морями; в южной части Северной Атлантики также наблюдается повышенное давление. Такое распределение давлений ослабляет Норвежское и Лабрадорское течения и усиливает Гольфстрим и течение Ирмингера. При подтипе W_3 рис. 4, а наибольшее теплонакопление имеет место юго-восточнее Ньюфаундленда ($19,6$ ккал/см²мес), где наблюдается значительный приток тепла за счет радиации и теплоотдача через поверхность мала. На центральные и восточные районы поступает теплый воздух с юго-запада и величины ΔQ равны $11-13$ ккал/см²мес; значения ΔQ уменьшаются на севере и северо-востоке, где происходит заток холодного воздуха ($\Delta Q = -3,3$ ккал/см²мес). Подобное распределение изменения теплосодержания хорошо согласуется с течениями.

При подтипе C_2 наблюдается еще более интенсивный вынос теплых воздушных масс и на большей части Северной Атлантики происходит значительное теплонеконие (максимальное $\Delta Q = -22,2$ ккал/см²мес). Наименьшие величины ΔQ имеют место южнее Гренландии, а восточнее изменение теплосодержания несколько возрастает, что согласуется с усилением интенсивности течения Ирмингера.

Низкое давление над Гренландией и Норвежским морем, высокое в южной части Северной Атлантики отмечается при подтипах E_2 и E_4 (шестая группа).

Для подтипа E_2 (рис. 4, б) характерно широтное распределение изолиний ΔQ , наибольшее теплонакопление наблюдается в широтной зоне ($40^\circ - 45^\circ$ с. ш.) и максимум $\Delta Q = 15,1$ ккал/см²мес. В эту зону поступает теплый воздух с юго-запада затраты тепла на испарение и турбулентный теплообмен минимальны, интенсивность теплого течения возрастает, и наблюдается значительный приток тепла за счет радиации. К северу теплонакопление уменьшается.

При подтипе E_4 наибольшее теплонакопление, хорошо согласующееся с интенсивным поступлением теплого воздуха с юго-запада, большими величинами радиационного баланса и усилением Гольфстрима, имеет место в центральной части Северной Атлантики ($\Delta Q = 23,6$ ккал/см²мес). К северо-востоку величины ΔQ быстро уменьшаются и южнее Исландии $\Delta Q = 5$ ккал/см²мес.

При подтипе W_1 (рис. 4, в) вынос холодных масс воздуха с севера на Норвежское море усиливает охлаждение этого района, а на юге значительный приток тепла за счет радиации и вынос теплого воздуха с юго-запада способствует увеличению теплонакопления. Соответственно, наибольшие величины ΔQ ($19,8$ ккал/см²мес) наблюдаются в центральной и южной частях Северной Атлантики, а наименьшие величины изменения теплосодержания имеют место юго-восточнее Ис-

ландии ($\Delta Q = 4,4 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$), что согласуется также с ослаблением теплового течения в этом районе.

Подтип W_4 (рис. 4, г) (четвертая группа) характеризуется областью низкого давления в умеренных и высоких широтах и кольцом повышенного давления в субтропической и тропической зоне.

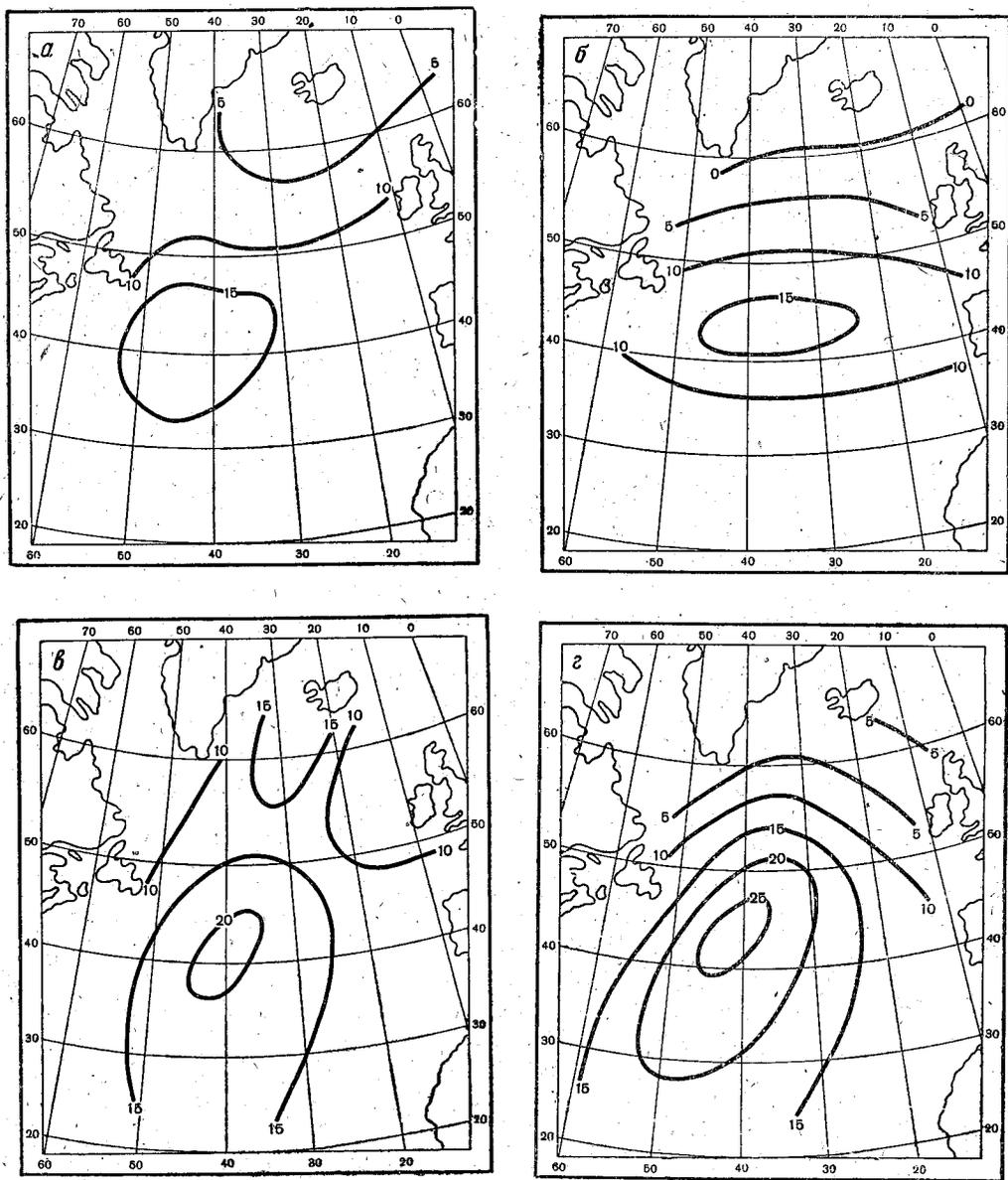


Рис. 4. Летнее распределение изменения
а — W_3 ; б — E_2 ; в — W_1 ;

Юго-восточнее Ньюфаундленда наблюдается наибольшее теплонакопление ($26,4 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$), что хорошо согласуется с увеличением радиационного баланса и поступлением в этот район теплого воздуха с юга. Наименьшее ΔQ встречается к юго-западу от Исландии ($2,0 \text{ ккал/см}^2\text{мес}$) и объясняется, с одной стороны, притоком холодного

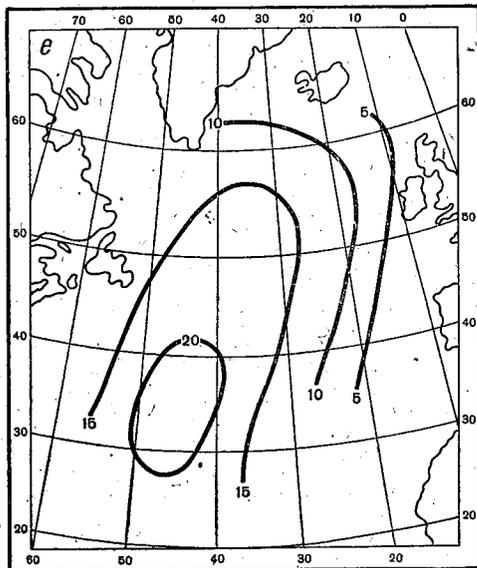
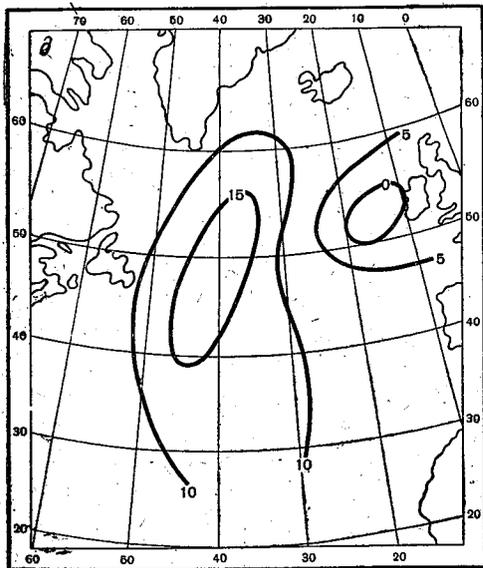
воздуха с севера, увеличивающим теплоотдачу через поверхность, с другой — усилением Восточно-Гренландского течения.

Подтип E_1 (рис. 4, *д*) (третья группа) отличается наличием пониженного давления над северной частью Атлантического океана, градиенты в циклоне невелики. На юге слабо развит Азорский максимум.

Расположение основных центров действия при подтипе C_3 (седьмая группа) следующее: циклон над морем Баффина и южной Гренландией, и зона повышенного давления, простирающаяся от Азорского антициклона на север Европы. Несмотря на некоторое различие в расположении полей давления, распределение ΔQ при этих подтипах имеет много общих черт. Изолинии изменения теплосодержания вытянуты в северо-западном направлении. Наибольшее теплонакопление наблюдается в центральных районах и к востоку от Ньюфаундленда. Основные отличия имеют место западнее Великобритании. При подтипе E_1 в восточной части Северной Атлантики поступает холодный воздух с северо-запада и наблюдаются отрицательные величины ΔQ ($-1,3$ ккал/см²мес), а при C_3 (рис. 4, *е*) воздух с юга и $\Delta Q = 12,4$ ккал/см²мес. На северо-востоке при подтипе C_3 уменьшается интенсивность Норвежского течения и наблюдается приток холодного воздуха с северо-востока, $\Delta Q = 2,4$ ккал/см²мес.

Весеннее распределение изменения теплосодержания имеет место при подтипе E_5 , который характеризуется обширной областью пониженного давления над Северной Атлантикой с центром западнее Великобритании (рис. 5).

Изолинии ΔQ на западе и в центральной части Северной Атлантики имеют широтное направление. Восточнее Ньюфаундленда



теплосодержания при подтипах

г — W_4 ; *д* — E_1 ; *е* — C_3

наблюдаются отрицательные значения изменения теплосодержания ($-2,6$ ккал/см²сек). В этом районе с одной стороны, на теплую подстилающую поверхность поступают холодные воздушные массы с Гренландии и возрастает теплоотдача через поверхность, с другой стороны, при подтипе E_5 возрастает интенсивность Лабрадорского течения. На

востоке и северо-востоке весной наблюдается теплонакопление в деятельном слое, которое согласуется с поступлением в этот район теплого воздуха с юго-запада и усилением ветвей теплого течения.

Для осени наиболее характерными являются подтипы W_5 и C_1 , которые в осенний период встречаются реже, чем зимой, но более часто, чем в остальные сезоны.

В обоих случаях на район западнее Ньюфаундленда поступает холодный воздух с северо-запада, увеличивается неустойчивость и воз-

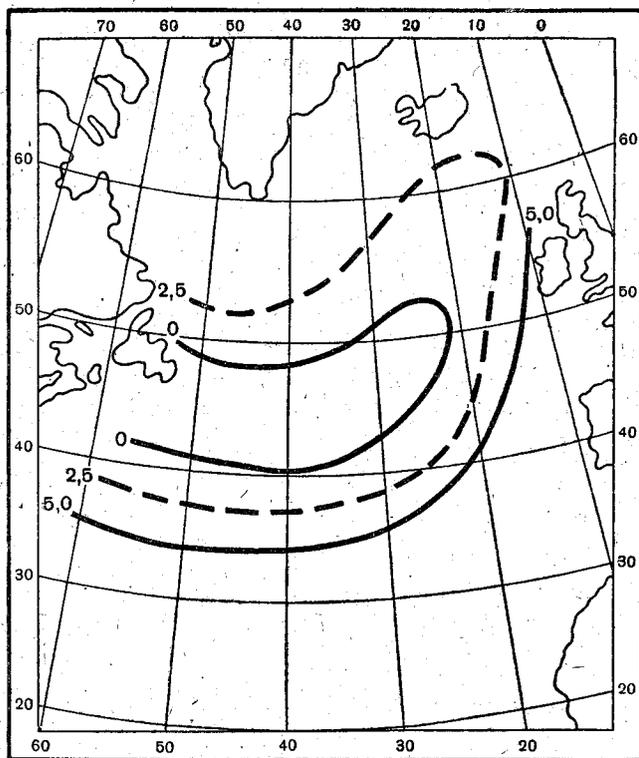


Рис. 5. Весеннее распределение изменения теплосодержания при подтипе E_5 .

растает теплоотдача через поверхность. Лабрадорское течение при этих подтипах усиливается и в этом районе наблюдается наибольшая теплоотдача в деятельном слое (-15 ккал/см²мес). На северо-востоке имеет место наименьшая теплоотдача в деятельном слое (-6 ккал/см²мес, -8 ккал/см²мес), хорошо объяснимая поступлением теплого воздуха с юго-запада и увеличением интенсивности Северо-Атлантического течения.

Как следует из приведенного сопоставления, распределение изменения теплосодержания хорошо согласуется с изменчивостью атмосферной циркуляции и, следовательно, имеется возможность по распределению атмосферного давления и полученным типовым картам ΔQ судить об изменчивости температурного режима деятельного слоя. Однако типовые карты дают величины ΔQ средние за сезон, а для практических целей иногда необходимо иметь изменение теплосодержания за каждый месяц, поэтому для всех сезонов по средним многолетним данным был рассчитан поправочный коэффициент. Эта по-

Поправочные коэффициенты для расчета ΔQ за каждый месяц по средним сезонным значениям

Сезоны месяцы	Зима			Весна			Лето			Осень		
	квдраты	XII	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
220	-0,21	-0,15	0,37	-6,90	5,90	1,50	0,19	-0,21	0,18	0,62	0,01	-0,87
219	-0,29	-0,08	0,39	-9,20	7,58	1,57	1,04	-0,69	-0,33	0,70	0,21	-0,90
218	-0,33	-	0,33	-3,44	-5,22	8,55	1,35	-1,35	0,0	1,34	-0,01	-1,32
217	-0,55	0,11	0,44	-1,57	0,14	1,43	0,10	0,09	-0,20	1,57	-0,77	-0,82
186	-0,32	-0,16	0,47	-1,27	-0,72	2,02	-0,43	0,43	0,01	0,70	-0,49	-1,94
185	0,02	-0,30	0,28	-1,66	0,02	1,61	-0,13	0,40	-0,27	0,48	-0,08	-0,40
184	0,21	-0,33	0,11	-1,46	-0,49	1,98	0,16	0,68	-0,23	0,44	-0,09	-0,35
183	0,23	-0,15	-0,08	-0,87	-0,90	1,78	0,31	-0,38	0,07	1,07	-0,05	-1,01
182	0,15	0,43	-0,59	-1,95	-1,39	0,56	-0,24	0,05	-0,18	1,68	0,02	-1,68
150	-0,64	-0,03	0,66	-0,02	-0,69	0,72	-0,78	-0,11	0,88	-0,61	-0,20	0,80
149	-0,21	-0,01	0,21	-0,62	-0,01	0,62	-0,52	0,08	0,43	0,67	-0,27	-0,40
148	0,06	0,06	-0,13	-2,61	0,51	2,10	0,05	-0,08	-0,05	3,60	-1,16	-2,53
147	0,58	0,30	-0,87	-4,62	1,94	2,64	-0,8	0,17	-0,08	1,19	0,61	-1,78
146	0,14	-0,09	-0,04	-0,21	1,30	0,88	-0,17	0,04	0,13	1,19 ^x	0,61 ^x	-1,78 ^x
115	-0,91	0,28	0,61	-1,37	1,03	0,34	-0,27	0,21	0,07	-0,36	0,11	0,23
114	0,65	0,30	0,35	-1,87	0,74	1,13	-0,15	0,33	-0,19	0,50	-0,45	-0,05
113	-0,42	0,25	0,17	-1,92 ^x	-0,74 ^x	2,63 ^x	0,02	0,15	-0,17	2,68	-1,96	0,69
112	0,08	0,18	-0,27	-1,92	-0,74	2,63	0,07	0,06	-0,13	1,13	-0,04	-1,07
111	-0,54	0,18	0,36	-0,13	-0,23	+0,36	-0,59	0,85	-0,27	1,97	0,52	-2,45
110	-0,54 ^x	0,18 ^x	0,36 ^x	0,51	-0,54	0,03	-0,53	0,32	0,22	1,97 ^x	0,52 ^x	-2,45 ^x
78	-0,80	-0,14	0,93	-2,00	1,50	0,43	0,43	-0,17	-0,27	-0,05	0,13	-0,07
77	-1,14	-0,16	1,32	-2,00 ^x	1,50 ^x	0,43 ^x	0,48	0,43	0,05	2,22	1,22	-3,45
76	-0,30	0,26	0,05	-1,75	0,22	1,94	0,10	-0,19	0,10	3,75	2,33	-6,00
75	-0,15	0,32	-0,17	-0,31	0,11	0,17	0,05	0,04	-0,08	3,00	-0,05	-2,90

* Значения получены путем интерполяции.

правка вычислялась следующим образом: сначала рассчитывались отклонения изменения теплосодержания за месяц от среднего ΔQ , а величина отношения отклонения к среднему сезонному ΔQ , взятая со знаком отклонения, и будет поправочным коэффициентом. Расчеты были сделаны для десятиградусных квадратов Северной Атлантики (нумерация взята из [3]) и представлены в табл. 2. Для получения величины изменения теплосодержания за месяц, значение ΔQ , снятое с типовых сезонных карт, умножается на коэффициент для соответствующего месяца и квадрата и полученная поправка суммируется с ΔQ , взятым с типовых карт.

Помимо построения типовых карт была также сделана попытка рассмотреть как связаны между собой изменения атмосферной циркуляции и аномалий изменения теплосодержания. Для девяти кораблей погоды были вычислены отклонения изменения теплосодержания от нормы за 13 лет (1951—1963 гг.). Нормы ΔQ снимались со средних многолетних карт. Для каждого подтипа атмосферной циркуляции были рассчитаны повторяемости положительных аномалий. Результаты расчетов представлены в табл. 3. При различных подтипах атмосферной циркуляции были построены карты повторяемости положительных аномалий изменения теплосодержания в процентах.

В период охлаждения (осень, зима) наиболее часто встречаются группы: вторая (W_2 и C_1) и третья (W_5 , W_6 , E_1 и E_3).

Для второй группы характерно преобладание положительных аномалий на севере рассматриваемого района, где наблюдается перенос теплых воздушных масс с юга и юго-запада и уменьшение теплопотерь через поверхность, а также усиление теплых течений, Северо-Атлантического и Ирмингера. Наименьшие величины повторяемости положительных аномалий встречаются юго-восточнее Ньюфаундленда и хорошо согласуются с выносом холодного воздуха с материка и увеличением интенсивности Лабрадорского течения.

Подтипы W_5 и W_6 из третьей группы характеризуются наибольшими величинами повторяемости положительных аномалий южнее Исландии (80—90%), в этом же районе наблюдается усиление ветвей теплого течения и поступления теплого воздуха с юго-востока. Южнее Ньюфаундленда, где имеет место значительная теплоотдача через поверхность, преобладают отрицательные аномалии.

При подтипе E_1 положительные аномалии наиболее часто встречаются в районе поступления теплых воздушных масс с юго-запада (восточнее Ньюфаундленда), а отрицательные — в южной части Норвежского моря, где наблюдается поступление холодного воздуха с северо-востока.

Для подтипа E_3 характерно распределение изолиний повторяемости, аналогичное расположению изобар. Наибольшие величины повторяемости положительных аномалий наблюдаются на севере, в районах поступления теплых воздушных масс и увеличения интенсивности теплых течений. К югу вероятность появления положительных аномалий уменьшается и достигает 0—20% в районах наибольшей теплоотдачи через поверхность (юго-восточнее Ньюфаундленда).

Пятая, шестая и седьмая группы наиболее часто встречаются в период нагревания (весна, лето).

Подтипы W_3 и C_2 характеризуются различным распределением изолиний повторяемости положительных аномалий. При W_3 наиболее часто положительные аномалии встречаются в восточной части Северной Атлантики (до 100%), где имеют место поступление прогретых воздушных масс с юго-запада и ослабление холодного Канарского течения. На севере преобладают отрицательные аномалии, хорошо объяс-

Вероятность положительных аномалий при различных подтипах циркуляции

Подтип	к. п. А			к. п. В			к. п. С			к. п. Д			к. п. Е			к. п. I			к. п. J			к. п. К			к. п. М		
	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %	число случаев		вероятность полож. аном., %
	+	-		+	-		+	-		+	-		+	-		+	-		+	-		+	-		+	-	
W ₁	2	2	50	2	2	50	1	3	25	2	2	50	1	3	25	1	3	25	1	3	25	4	0	25	3	2	60
W ₂	11	3	78	12	1	92	12	1	92	7	6	54	4	9	81	13	1	93	9	5	64	8	6	64	5	9	36
W ₃	0	2	0	1	1	50	0	2	0	1	1	50	0	2	0	0	2	0	1	0	100	2	0	100	0	2	0
W ₄	0	2	0	1	1	50	1	1	50	1	1	50	1	1	50	1	1	50	0	2	0	2	0	100	2	0	100
W ₅	8	4	67	10	1	91	6	6	50	10	1	91	5	6	45	11	1	92	10	2	83	3	9	25	6	6	50
W ₆	3	3	50	4	1	80	2	3	40	4	1	80	1	4	20	5	1	83	5	1	83	3	3	50	4	2	67
E ₁	7	3	70	8	2	80	6	5	55	6	4	60	3	7	20	5	6	45	4	6	40	5	6	45	4	7	36
E ₂	1	5	17	2	4	33	2	4	33	4	3	57	1	5	17	0	6	0	3	3	50	4	2	66	3	3	50
E ₃	3	0	100	4	0	100	3	1	75	1	3	25	1	3	25	4	0	100	2	2	50	0	4	0	4	1	80
E ₄	6	5	55	7	4	64	6	5	55	9	2	82	6	5	55	4	7	36	4	7	36	4	7	36	5	6	45
E ₅	10	2	83	9	2	82	8	3	73	8	2	80	8	4	67	12	0	100	3	9	25	5	7	42	3	9	25
C ₁	14	8	64	18	4	82	11	11	50	13	8	62	9	13	41	18	4	82	11	11	50	6	16	27	10	12	45
C ₂	11	2	85	8	5	62	5	8	38	7	6	54	8	5	62	8	5	62	3	10	23	11	2	85	7	6	54
C ₃	1	2	33	2	1	67	1	2	33	2	1	67	2	1	67	0	3	0	1	2	33	1	2	33	0	3	0

сняемые усилением холодных течений, уменьшением притока тепла за счет радиации, и выносом холодного воздуха с севера.

Для подтипа S_2 характерно поступление теплого воздуха почти на всю акваторию северной части Атлантического океана, усиление ветвей теплых течений и ослабление холодных. Соответственно, почти на всей площади наблюдаются положительные аномалии, а наибольшие величины повторяемости положительных аномалий встречаются восточнее Гренландии и юго-западнее Великобритании.

При подтипах шестой группы холодный воздух поступает в районы южнее Исландии и на северо-востоке преобладают отрицательные аномалии (10—35%). Незначительное преобладание положительных аномалий при подтипе E_2 имеет место в центральной и восточной частях Северной Атлантики. При подтипе E_4 максимальная повторяемость (82%) наблюдается восточнее Ньюфаундленда, в районе поступления прогретых воздушных масс.

Для седьмой группы характерно преобладание положительных аномалий на западе (67—80%) и постепенное уменьшение величин повторяемости к северо-востоку (0—25%), что хорошо согласуется с поступлением прогретого воздуха на западе и охлажденного на северо-востоке.

Подтипы W_1 (первая группа) и W_4 (четвертая группа) чаще встречаются летом и осенью. Эти подтипы относятся к разным группам, но в распределении изолиний повторяемости положительных аномалий имеют много общего. Отрицательные аномалии преобладают в центральной и северной частях Северной Атлантики, а положительные — в юго-восточной части рассматриваемого района.

В отдельных случаях связь бывает выражена менее отчетливо, но это можно объяснить влиянием местных условий.

В итоге можно отметить, что наблюдаемые при определенном подтипе аномалии изменения теплосодержания хорошо отражают изменения в характере атмосферной циркуляции.

ЛИТЕРАТУРА

1. М. А. Валерианова. Повторяемость барических полей над Северной Атлантикой. Тр. ЛГМИ, вып. 10, 1961.
2. А. И. Смирнова. О глубинах деятельного слоя Северной Атлантики. Л., Гидрометеоздат. Тр. ЛГМИ, вып. 24, 1967.
3. Основные черты гидрологии Атлантического океана. Под ред. Муромцева, Л., Гидрометеоздат, 1964.
4. Гидрометеорологический справочник Девисова пролива. Л., Гидрометеоздат, 1963.
5. Гидрометеорологический справочник по району Ньюфаундленда. Л., Гидрометеоздат, 1964.
6. Л. А. Строкина, А. И. Смирнова. Связь изменения теплосодержания деятельного слоя с изменением температуры воды на поверхности. «Океанология», № 3, 1969.
7. Zur Klimatologie des Nordatlantischen Ozeans Deutscher wetterdienst, Seewetteramt Einzelveröffentlichungen, Nr 39, 1963.
8. Monthly climatic data for the world. Weather Bureau. 1961—1965.