

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

Transactions

Труды
вып. 32

vol. 32

06
+78

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

244773

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. Алексин*

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 × 108¹/₁₆. 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. Радикович.</i> Исследование некоторых характеристик взаимодействия пограничных слоев атмосферы и моря на основе новой теоретической модели	3
<i>А. С. Балужева, В. Н. Веретенников.</i> К теории нестационарных чисто дрейфовых течений в океане	16
<i>А. С. Балужева, 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

<u><i>В. В. Тимонов</i></u> . Очаги взаимодействия океана и атмосферы	69
<i>В. М. Радикович.</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, <u>Н. П. Моричева</u>.</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.
V. M. Radikevich. Investigation of some characteristics of interaction between the atmosphere and sea boundary layers on the base of a new theoretical model	3
A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov. On the calculation of wind—induced surge	16
A. S. Baluyeva, V. N. Veretennikov. On the theory of non-stationary drift currents in the ocean	23
V. A. Makarov. On the propagation of a long wave in a channel with the variable cross-section	30
L. I. Boris. Calculation of internal waves and associated currents in the ocean	33
B. A. Kagan, A. V. Nekrasov, R. E. Tamsalu. Calculation of tidal phenomena in the sea taking into account the lateral turbulent friction	50
A. V. Nekrasov. Use of the relationships between the sea-level and its slope at the tidal oscillation analysis	56
A. B. Menzin. Electrical analogue model of the deep circulation	64

Formation of real ocean and sea processes

V. V. Timonov . Centers of ocean.—atmosphere interaction	69
V. M. Radikevich. Main causes of variations of seasonal values of turbulent heat flux and evaporation heat loss in the North Atlantic	76
I. P. Karpova. On the atmosphere stability over the North Atlantic	81
N. L. Kogutovskiy. Heat and salt exchange between the upper and deep layers in the North Atlantic	85
B. I. Tjuriakov. Calculated pattern of the changes of the structure of the Okhotsk Sea from season to season	94
V. P. Khrol. 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

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

Methods of natural investigations. Apparatus

A. V. Provorkin, G. R. Rekhtzamer. Use of satellites for oceanological investigations	230
A. V. Provorkin, G. R. Rekhtzamer. Decoding of ice photographs made by means of meteorological satellites	239

Part second. CHEMICAL SEA-AIR INTERACTION

O. A. Alekseyev, N. P. Moricheva . Calculation of the saturation of calcium carbonate in the water of the Black Sea	250
---	-----

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ ИЗМЕНЕНИЙ СЕЗОННЫХ ВЕЛИЧИН ТУРБУЛЕНТНОГО ПОТОКА ТЕПЛА И ЗАТРАТ ТЕПЛА НА ИСПАРИЕНИЕ В СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКЕ

В. М. Радикевиц

Основные положения методики расчета турбулентных потоков тепла и влаги по внешним параметрам пограничного слоя атмосферы были сформулированы в работах [1—4]. Главным достоинством указанной методики является учет физической взаимосвязанности турбулентного режима и градиентов скорости ветра и температуры воздуха в пограничном слое атмосферы, а также возможность анализа влияния изменения внешних параметров (температуры и влажности воздуха в свободной атмосфере, скорости геострофического ветра и температуры поверхности моря) на изменение режима метеорологических элементов в пограничном слое атмосферы и изменение турбулентных потоков тепла и влаги. Целью данной работы является количественная оценка влияния изменения от сезона к сезону указанных внешних параметров на формулирование сезонных величин турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение.

Расчет выполнен для средних многолетних условий в северной части Атлантического океана (по 10 кораблям погоды). Подробное описание методики расчета и оценка некоторых возможных ошибок имеется [5].

Если формулы для расчета турбулентного потока тепла, P , и затрат тепла на испарение, LE :

$$P = R_1 H \cdot (N - C - 0,08 \cdot H), \quad (1)$$

$$LE = -R_2 \frac{H^2}{H_{850}} (0,85 \cdot E_0 - E_{850} r_{850}); \quad (2)$$

$$H = \frac{A}{2} + \sqrt{\frac{A^2}{4} + B}; \quad A = 2,5 \cdot (C - N) - 0,12 \cdot V^2;$$

$$B = 19,6 V^2 (S + 10^{-2} \cdot N); \quad C = (T_0 - T_{850}) \cdot 10^2;$$

$$S = T_0 + T_{850}; \quad N = 0,6 \cdot H_{850};$$

$$R_1 = 0,76 \cdot M \cdot 10^{-5}; \quad R_2 = 1,36 \cdot M \cdot 10^{-3};$$

$$M = 1,42 \cdot \sin \varphi;$$

(V — скорость геострофического ветра; T_0 — температура поверхности воды; T_{850} — температура воздуха на уровне 850 мб; E_0 — упругость насыщения при T_0 ; E_{850} — упругость насыщения при T_{850} на уровне 850 мб; r_{850} — относительная влажность на уровне 850 мб; H_{850} — высота поверхности 850 мб) продифференцировать по V , T_0 , T_{850} , r_{850} , то получим

выражения для оценки изменений P и LE , вызванных соответствующими изменениями указанных внешних параметров:

$$dP_V = \frac{P}{H} \cdot dH_V - 0,08 \cdot H \cdot R_1 \cdot dH_V,$$

$$dLE_V = \frac{2 \cdot LE}{H} dH_V, \quad (3)$$

$$dH_V = V \cdot dV \cdot \left[\frac{19,6 (S + 10^{-2} \cdot N) - 0,15 (C - N)}{D} - 0,12 \right];$$

$$dP_{T_0} = \frac{P}{H} \cdot dH_{T_0} - 0,08 \cdot H \cdot P_1 \cdot dH_{T_0} - P_1 \cdot H \cdot 10^2 \cdot dT_0,$$

$$dLE_{T_0} = \frac{2 \cdot LE}{H} \cdot dH_{T_0} - P_2 \cdot \frac{H_2}{H_{850}} \cdot 0,85 \cdot dE_0, \quad (4)$$

$$dH_{T_0} = dT_0 \left\{ \frac{1}{D} [1,56 \cdot (C - N) + 0,02 \cdot V^2] + 125 \right\},$$

$$dP_{T_{850}} = \frac{P}{H} \cdot dH_{T_{850}} - 0,08 \cdot H \cdot R_1 \cdot dH_{T_{850}} + R_1 \cdot H \cdot 10^2 dT_{850},$$

$$dLE_{T_{850}} = \frac{2 \cdot LE}{H} \cdot dH_{T_{850}} + R_2 \cdot \frac{H^2}{H_{850}} \cdot r_{850} \cdot dE_{850}, \quad (5)$$

$$dH_{T_{850}} = dT_{850} \cdot \left\{ \frac{100}{D} [0,18 \cdot V^2 - 1,56 \cdot (C - N)] - 125 \right\};$$

$$dLE_{r_{850}} = R_2 \cdot \frac{H^2}{H_{850}} \cdot E_{850} \cdot dr_{850}, \quad (6)$$

где $D = \sqrt{\frac{A^2}{4} + B}$; dV , dT_0 , dT_{850} , dr_{850} — межсезонные изменения внешних параметров, а dP_V , dLE_V , dP_{T_0} , dLE_{T_0} , $dP_{T_{850}}$, $dLE_{T_{850}}$, $dLE_{r_{850}}$ — соответствующие им изменения величин P и LE .

Средние многолетние сезонные величины V , T_{850} , r_{850} и H_{850} , взяты из [6].

В табл. 1 представлен расчет величин P и LE для средней многолетней зимы (декабрь — февраль), весны (март — май), лета (июнь — август) и осени (сентябрь — ноябрь).

Таблица 1

Корабли погоды	Сезоны							
	зима		весна		лето		осень	
	P	LE	P	LE	P	LE	P	LE
A	-12,3	-25,8	-11,4	-22,4	1,2	-2,3	-11,2	-3,3
B	-15,8	-25,8	-1,7	-5,6	3,2	-1,0	-10,8	-2,4
C	-9,8	-28,5	-4,1	-15,3	1,2	-5,9	-17,8	-3,0
I	-8,6	-25,8	-3,2	-12,5	0,5	-4,78	-8,8	-0,5
J	-7,9	-29,4	-2,7	-12,9	0,4	-6,9	-20,1	-3,6
D	-7,4	-32	-2,3	-14,9	1,2	-6,4	-22,6	-2,6
K	-2,8	-13,9	-1,8	-9,2	0,0	-8,5	-16,2	-2,5
E	-3,1	-18,8	-2,0	-14,0	-0,2	-6,3	-20,4	-3,5
H	-4,4	-21,7	-1,7	-13,8	0,1	-6,0	-9,3	-0,3
M	-13,6	-29,3	-7,95	-16,5	-0,4	-4,3	-17,0	-6,2

Примечание. Величины P и LE даны в $\text{ккал}/\text{см}^2 \cdot \text{месяц}$.

Критический анализ полученных величин P и LE и описание их географического распределения приводится в [5].

Таблица 2

Корабли погоды	dV , м/сек	$dT_{\circ C}$	$dT_{850}^{\circ C}$	$dr_{850}^{\circ\%}$	dP		$\frac{dP_V}{dP}$, %	$\frac{dPT_0}{dP}$, %	$\frac{dPT_{850}}{dP}$, %	$\frac{dLEV}{dPE}$, %	$\frac{dLET_0}{dKE}$, %	$\frac{dLET_{850}}{dLE}$, %	$\frac{dLE_r}{dLE}$, %
					ккал/см ² месяц								
A	-1,8	1,3	1,7										
B	-2,4	0,4	6,4	-3	14,20	20,3	9	-7	106	20	-9	110	-2
C	-2,5	1,3	3,0	2	5,7	13,2	21	-53	123	44	-58	103	3
I	-3,3	0,7	1,9	-2	5,4	13,3	31	-30	90	54	-28	60	-3
J	-3,9	0,1	1,7	-3	5,3	16,5	31	-4	68	58	-3	48	-4
D	-2,1	-0,5	1,8	1	5,1	17,2	22	18	65	47	18	50	1
K	-2,2	0,1	0,5	-0	1,0	4,7	56	-13	67	85	-8	32	0
E	-0,9	-0,2	0,6	-1	1,2	4,8	19	22	62	43	50	20	-4
H	-1,1	1,7	3,5	3	2,7	8,0	11	-50	141	31	-107	173	7
M	-2,2	-0,4	0,8	-1	5,6	12,8	26	23	43	39	20	32	-2

Из табл. 2 видно, что в формировании весенних величин P и LE основную роль играет изменение от зимы к весне температуры на верхней границе пограничного слоя, за счет которого на западе района $\frac{dPT_{850}}{dP}$ и $\frac{dLET_{850}}{dLE}$ могут достигать 100%. Изменение поверхностной температуры, как правило, приводит к увеличению (по абсолютной величине) P и LE (исключение представляют корабли D, E, H, на которых температура воды весной ниже, чем зимой). Ослабление скорости ветра за счет общего ослабления интенсивности атмосферной циркуляции от зимы к весне приводит к уменьшению P на 10–60% от dP и LE на 20–80% от dLE . Наименьшее влияние изменения скорости ветра наблюдается в западной части Северной Атлантики, а наибольшее — на востоке. Изменение относительной влажности играет очень слабую роль в переходе от зимних величин LE к весенним, по абсолютной величине dLE_r не превышает 5–7% от dLE .

Таблица 3

Корабли погоды	dV , м/сек.	$dT_{0^{\circ}}$, °C	$dT_{850^{\circ}}$, °C	dr_{850} , %	dP	dLE	$\frac{dPV}{dP}$, %	$\frac{dPT_0}{dP}$, %	$\frac{dPT_{850}}{dP}$, %	$\frac{dLEV}{dLE}$, %	$\frac{dLET_0}{dLE}$, %	$\frac{dLET_{850}}{dLE}$, %	$\frac{dLE_r}{dLE}$, %
					ккал/см ² месяц								
A	-2,8	2,2	8,1	-5	12,6	20,1	10	-34	127	25	-42	130	-3
B	-0,6	4,3	9,8	-5	4,9	4,5	3	-64	151	9	-111	210	-7
C	-1,4	3,2	6,7	-3	5,3	9,4	4	-80	167	24	-113	187	-4
I	-2,9	3,5	5,9	-2	3,7	7,7	17	-128	216	56	-134	182	-3
J	-1,5	3,4	5,4	0	3,0	6,0	8	-142	226	41	-185	238	0
D	-2,5	5,1	7,8	-4	3,4	8,5	7	-153	235	51	-196	241	-7
K	1,5	4,3	6,0	2	1,8	0,6	-13	-245	343	-403	-2150	2445	30
E	-3,3	5,0	6,0	-1	1,7	7,9	29	-240	304	85	-214	232	-2
H	-4,0	6,7	8,0	-5	1,8	7,8	30	-297	359	97	-289	283	-8
M	-2,7	4,0	7,6	0	7,6	12,2	15	-99	187	36	-121	192	0

Из табл. 3, в которой представлены результаты расчета для весны — лета, видно, что для перехода от зимних величин P и LE к летним главную роль играет по-прежнему изменение температуры воздуха на верхней границе пограничного случая, однако заметно увеличилось значение dT_0 и для южной части района, вклад изменений этих двух внешних параметров в формирование dP и dLE почти равен друг другу. Очень слабое влияние на изменение поверхностной температуры сохраняется только на севере района. Дальнейшее ослабление скорости ветра (за исключением корабля K) оказывает слабое влияние

на dP (не более 30%), тогда как на переход от весенних к летним величинам LE это ослабление скорости ветра сказывается более сильно (dLE_V достигает 80—100% от dLE на юго-западе района). Изменение LE за счет dr не превышает 7—8% от dLE , исключением является корабль K , где влияние других внешних факторов компенсирует друг друга и dLE достигает 30% от dLE . Следует отметить и еще одну особенность при формировании летних величин P и LE : изменение потоков за счет dT_0 и dT_{850} обычно в 2—3 раза превышает общее изменение P и LE , т. е. наблюдается заметная компенсация влияния dT_0 и dT_{850} .

Таблица 4

Корабли погоды	dV , м/сек	dT_0 , °C	dT_{850} , °C	dr_{850} , %	dP	dLE	dP_V	dPT_0	dPT_{850}	dLE_V	dLE_{T_0}	$dLE_{T_{850}}$	dLE_r
					ккал/см ² месяц		%	%	%	%	%	%	%
A	2,4	-1,1	-4,4	4	-4,6	-8,9	5	-26	112	35	-39	131	-4
B	1,8	-0,5	-7,2	-1	-5,6	-9,8	3	-7	104	22	-9	103	1
C	2,7	-1,1	-3,7	0	-4,2	-11,9	4	-17	105	42	-31	83	0
I	2,8	-1,3	-2,0	5	-1,0	-4,0	23	-138	214	91	-79	101	-13
J	3,2	-1,0	-3,1	0	-4,0	-13,2	15	-35	109	51	-32	79	0
D	2,1	0,0	-3,2	-1	-3,8	-16,2	6	0	87	31	0	67	1
K	0,4	-0,2	-2,1	0	-2,5	-7,6	3	-9	97	11	-9	90	0
E	0,9	-0,4	-3,4	1	-3,4	-14,1	5	-8	97	14	=10	99	-1
H	1,9	-2,0	-2,4	4	-0,4	-3,3	23	-255	334	102	-170	170	-13
M	2,7	-1,0	-3,7	0	-5,9	-12,7	15	-26	103	38	-25	92	0

Табл. 4 показывает результаты расчета для лета — осени. Хорошо видно, что dP и dLE на 100%, а иногда и на 200—300% определяются понижением температуры верхней границы пограничного слоя. Уменьшение турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение за счет понижения поверхностной температуры обычно не превышает 30% от dP и dLE , однако для районов кораблей погоды H и I происходит почти полная компенсация влияния dT_0 и dT_{850} , и изменение P и LE от лета к осени целиком определяется увеличением скорости ветра. Для других кораблей погоды увеличение P за счет dV не превышает 25% от dP (особенно мало влияние dV для центральной части района, северо-запада и юго-востока), а увеличение LE не превышает 50% от dLE . Влияние dr обычно очень мало, исключением являются районы кораблей I и H , где уменьшение LE может достигать 13% от dLE .

Наконец, рассмотрим табл. 5, в которой показаны результаты расчета для осени — зимы.

Таблица 5

Корабли погоды	dV , м/сек	dT_0 , °C	dT_{850} , °C	dr_{850} , %	dP	dLE	dP_V	dPT_0	dPT_{850}	dLE_V	dLE_{T_0}	$dLE_{T_{850}}$	dLE_r
					ккал/см ² месяц		%	%	%	%	%	%	%
A	2,2	-2,4	-5,4	3	-9,2	-14,6	13	-66	146	31	-91	159	-4
C	1,2	-4,2	-9,0	9	-13,4	-15,0	5	-80	170	15	-144	231	-9
B	1,2	-3,4	-6,0	1	-6,8	-10,7	8	-101	199	27	-197	261	-2
I	3,4	-2,9	-5,8	-1	-8,0	-17,0	18	73	145	42	-84	133	1
J	2,2	-2,5	-4,0	3	-4,3	-9,3	22	-139	207	64	-181	226	-8
D	2,5	-4,6	-6,4	4	-4,8	-9,5	20	-183	251	79	-348	368	-11
K	0,3	-5,5	-4,4	-2	-0,3	2,3	20	-1789	1859	-28	896	-730	-14
E	3,3	-4,4	-3,2	1	0,5	1,6	-215	1154	-845	-512	1604	-936	11
H	3,2	-6,4	-9,1	-2	-4,1	-12,5	15	-183	260	60	-238	277	3
M	2,2	-2,6	-4,7	1	-7,4	-12,2	19	-103	185	43	-148	209	-2

Увеличение (по абсолютной величине) турбулентного теплообмена и затрат тепла на испарение от осеи к зиме на 150—300% определяется понижением температуры на верхней границе пограничного слоя. Исключением является южная и юго-восточная области района (корабли *E* и *K*), где, во-первых, происходит уменьшение P и LE , а, во-вторых, наблюдается почти полная компенсация влияния разных внешних параметров. Для большинства кораблей погоды влияние dT_0 составляет около 50% от соответствующего влияния dT_{850} и направлено в сторону уменьшения величин P и LE . Сильная компенсация влияния dT_0 и dT_{850} на dLE наблюдается на кораблях *D* и *H*. Влияние усиления скорости ветра не превышает 20% от dP и 80% от dLE , а влияние dr не превышает 15% от dLE . Интересной особенностью при переходе от осенних величин LE к зимним является заметная роль изменения скорости ветра на корабле *D*, это изменение почти на 80% формирует dLE .

Таким образом, рассмотренные результаты расчета показывают, что все межсезонные изменения турбулентного потока тепла и затрат тепла на испарение главным образом определяется изменением температуры на верхней границе пограничного слоя атмосферы. Влияние изменения поверхностной температуры обычно не превышает 50% от влияния dT_{850} и направлено в обратную сторону, однако для отдельных районов влияние этих двух внешних факторов почти полностью компенсируют друг друга и при этом заметную роль начинает играть межсезонное изменение скорости ветра. Роль изменения относительной влажности на верхней границе пограничного слоя обычно очень мала (не превышает 15% от dLE).

Приблизительность методики расчета P и LE , связанная с принятием ряда серьезных допущений [5], а также выбор температуры поверхности в качестве внешнего фактора, хотя она сама формируется под влиянием теплообмена атмосферы и океана, заставляет рассматривать полученные результаты только как первое приближение и исключает возможность более подробного анализа регионального распределения влияния разных внешних факторов. В настоящее время создана более совершенная модель термодинамического взаимодействия океана и атмосферы [7], которая позволит более корректно оценить влияние различных внешних параметров в создании межсезонного изменения турбулентного теплообмена и затрат тепла на испарение, однако принципиальные особенности, обнаруженные в этом первом приближении, по-видимому, должны сохраниться,

ЛИТЕРАТУРА

1. Б. А. Каган, С. П. Ребенок. Предварительный расчет составляющих теплового баланса поверхности Норвежского моря. Тр. ЛГМИ, вып. 17, 1964.
2. Д. Л. Лайхтман. Постановка задачи о стационарном строении пограничного слоя атмосферы. Тр. ГГО, вып. 94, 1960.
3. Д. Л. Лайхтман. Физика пограничного слоя атмосферы. Л., Гидрометеиздат, 1961.
4. Д. Л. Лайхтман, З. М. Утина. Влияние макрометеорологических условий на строение пограничного слоя атмосферы. Тр. ГГО, вып. 107, 1961.
5. В. М. Радикевич. Опыт применения новой методики расчета составляющих теплового баланса к северной части Атлантического океана. Тр. ЛГМИ, вып. 20, 1964.
6. Атлас климатических данных северной части Атлантического океана. Изд. Управления начальника гидрографической службы ВМФ, 1959.
7. Б. А. Каган, З. М. Утина. К теории термодинамического взаимодействия моря и атмосферы. «Океанология», вып. 2, 1963.