



Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn

Bởi:

PGS. TS. NGUYỄN Phạm Văn Huân

4.1. SỰ BIẾN ĐỘNG NGẮN HẠN CỦA CÁC YẾU TỐ THỦY VĂN BIỂN

1) Những yếu tố chế độ biển có tính chất biến thiên với các chu kỳ dài và ngắn khác nhau. Có khi những biến đổi trong thời gian vài giờ hay vài ngày có thể vượt quá những biến đổi mùa và năm. Những thí dụ sau đây nói lên quy mô của những biến động ngắn hạn của các yếu tố.

Trong vụ lụt năm 1924 ở Leningrad trong 10 giờ mực nước tăng lên 3,7m, trong khi đó những giá trị trung bình tháng của mực nước biến thiên từ tháng này sang tháng khác trong phạm vi 5-15 cm [12].

Biến thiên nhiệt độ nước mặt ở vùng tây bắc Đại Tây Dương ở biên giới của các dòng hải lưu Gơnstrim và Labrado đạt tới 10°C sau vài giờ; còn các giá trị nhiệt độ được lấy trung bình theo ô vuông 5 độ kinh vĩ biến đổi từ mùa hè sang mùa đông không quá 5°C [12].

Ở những vùng nước nông của biển nhiệt độ nước biến thiên rất nhanh trong ngày hay trong những ngày chuyển mùa.

Ở những vùng bờ sâu khi có gió dâng hoặc gió rút nhiệt độ nước có thể biến đổi rất nhanh (10°C trong vòng vài giờ ở vùng Krum, Liên bang Nga [12]).

Ngoài khơi đại dương độ cao sóng qua 6 giờ có thể biến đổi, tăng lên tới 8 m.

2) Dự báo những biến thiên ngắn hạn của các yếu tố khí tượng thủy văn có thời gian báo trước không lớn (từ vài giờ đến vài ngày). Tuy nhiên những dự báo ấy rất quan trọng đối với hoạt động kinh tế và kỹ thuật. Quan trọng nhất là các dự báo về những hiện tượng nguy hiểm (dâng hay rút mực nước một cách đột ngột, sóng lớn...).

Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn

Những dự báo ngắn hạn cho phép cụ thể hoá đặc trưng của các yếu tố: sự phân bố chi tiết của độ cao sóng trong một vùng biển hay đại dương, đường cong phân bố nhiệt độ theo phương thẳng đứng, vị trí của từng đường đẳng nhiệt độ...).

3) Những dự báo ngắn hạn còn dùng để làm chính xác (điều chỉnh) những dự báo dài hạn. Khi xây dựng những dự báo ngắn hạn thường sử dụng các quy luật bảo toàn năng lượng ở dạng giải các phương trình cân bằng nhiệt và phương trình cân bằng năng lượng.

4) Khi lập những dự báo thủy văn ngắn hạn thường sử dụng dự báo thời tiết, vì các hiện tượng trong thủy quyển diễn ra nhanh liền sau những hiện tượng trong khí quyển. Điều này đúng đặc biệt trong những trường hợp như dự báo dâng rút mực nước, sóng gió, dòng chảy gió... Trong những trường hợp này người ta hay sử dụng nhất là những dự báo gió.

4.2. PHƯƠNG PHÁP TÍNH CÁC THÀNH PHẦN CÂN BẰNG NHIỆT

Trong mục này sẽ xét những phương pháp tính các thành phần của phương trình cân bằng nhiệt dưới đây:

$$\text{EMBED Equation.3 } \sum Q = Q_{\oplus} - Q_{ef} \pm Q_{e,c} \pm Q_{t,0} \pm Q_i \pm Q_a \pm Q_t, \quad (4.1)$$

trong đó: Q_{\oplus} – bức xạ mặt trời, bao gồm trực xạ và tán xạ có tính tới phản xạ từ mặt nước, Q_{ef} – phát xạ hiệu dụng, đó là hiệu giữa phát xạ sóng dài của mặt biển và phát xạ ngược lại của khí quyển, $Q_{e,c}$ – lượng nhiệt mất do bốc hơi hay thu do ngưng kết nước, $Q_{t,0}$ – lượng nhiệt trao đổi rối giữa biển và khí quyển, Q_i – lượng nhiệt tách ra khi tạo băng hay mất đi khi tan băng, Q_a – lượng nhiệt do trao đổi ngang trong biển bằng con đường bình lưu, Q_t – lượng nhiệt trao đổi đối lưu và xáo trộn rối giữa các lớp nước.

Dưới đây sẽ xét hệ phương pháp tính các thành phần cân bằng nhiệt ở quy mô khí hậu được xây dựng ở Đài Vật lý Địa cầu mang tên A.I. Voeikov (GGO, Liên Xô [7]).

4.2.1. Tính cân bằng bức xạ

Để tính tổng xạ sử dụng công thức Savinov-Angstrom với các hệ số nhận được ở GGO:

$$(Q + q) = (Q + q)_0(1 - aN - bN^2), \quad (4.2)$$

trong đó $(Q + q)_0$ – bức xạ tổng cộng khi trời không mây, a và b – các hệ số, N – lượng mây trung bình tính bằng phần mười đơn vị.

Khi tính theo công thức (4.2) người ta thường sử dụng những trị số trung bình năm của các hệ số, tính cho những vĩ độ khác nhau.

Một phần bức xạ mặt trời đạt tới mặt biển bị phản xạ, vì vậy khi tính lượng nhiệt bức xạ hấp thụ bởi biển cần tính tới albedo mặt biển. Đại lượng albedo phụ thuộc vào nhiều nhân tố: độ cao mặt trời, trạng thái mặt biển... Mỗi phụ thuộc này có tính chất phức tạp, vì vậy trong các tính toán thực tế người ta thường sử dụng các biểu bảng về những trị số trung bình của albedo ứng với những vĩ độ và tháng khác nhau (bảng 4.1).

Công thức tính bức xạ hấp thụ có kể tới phản xạ có dạng

$$(Q + q) = (Q + q)_0(1 - aN - bN^2)(1 - r), \quad (4.3)$$

trong đó r – albedo mặt biển.

Bảng 4.1. Albedo mặt nước đối với bức xạ tổng cộng

Vĩ độ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
70	?	0,23	0,16	0,11	0,09	0,09	0,09	0,10	0,13	0,15	?	?
60	0,20	0,16	0,11	0,08	0,08	0,07	0,08	0,08	0,10	0,14	0,19	0,21
50	0,16	0,12	0,09	0,07	0,07	0,06	0,07	0,07	0,08	0,11	0,14	0,16
40	0,11	0,09	0,08	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,11	0,12
30	0,09	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,09
20	0,07	0,07	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,07
10	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07
0	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06

Bảng 4.2. Bức xạ mặt trời tổng cộng cực đại $(Q + q)_0$ (cal / cm².ngày) khi $I_0 = 1,9$

Vĩ độ	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
80	?	?	110	440	850	1050	960	615	238	15	?	?
70	?	67	250	525	815	985	915	663	373	135	5	?
60	75	200	392	635	850	950	910	730	495	275	118	50
50	205	340	515	728	890	965	934	805	605	420	248	175
40	340	480	635	795	920	970	945	855	700	540	390	310
30	490	605	735	855	930	955	940	885	790	655	525	455
20	620	710	808	878	915	920	911	890	837	740	650	598

10	737	802	857	880	872	855	859	875	860	820	755	720
0	840	873	877	850	808	775	784	825	860	870	742	825

Ngoài việc tính các thành phần khí hậu của cân bằng nhiệt, khi dự báo ngắn hạn cần ước lượng lượng nhiệt thu và mất trong những khoảng thời gian ngắn như một ngày, năm ngày..., ở Trung tâm Khí tượng Thủy văn Liên Xô đã xây dựng các phương pháp cho phép xác định dòng nhiệt qua mặt biển trong những khoảng thời gian không lớn dựa trên những thông tin nhận được nhờ quan trắc trên tàu biển thông thường. B. S. Kراسиuk và O. I. Sheremechevskaja [17] trên cơ sở tổng kết những tài liệu trắc xạ đã nhận được công thức tính lượng nhiệt mặt trời tới mặt biển:

$$(Q + q) = (Q + q)_0(0,80 - 0,54N^2 + f), \quad (4.4)$$

trong đó $(Q + q)$ – bức xạ mặt trời tổng cộng ngày, $(Q + q)_0$ – bức xạ mặt trời cực đại, N – lượng mây tổng cộng tính bằng phần mười đơn vị, $f = 4N^2$.

Bảng 4.2 dẫn những trị số $(Q + q)_0$ tương ứng với những vĩ độ khác nhau, nhận được trên cơ sở những dữ liệu của Milankovich. Tỷ số $\frac{(Q+q)}{(Q+q)_0}$ tìm theo đồ thị trên hình 4.1. Công thức $(Q + q)$ có tính tới phản xạ có dạng

$$(Q + q) = (Q + q)_0(0,80 - 0,54N^2 + f)(1 - r). \quad (4.5)$$

Đề tính phát xạ hiệu dụng - là hiệu giữa phát xạ sóng dài của mặt đệm và phát xạ ngược lại của khí quyển M. E. Berliand đã đề xuất công thức

$$Q_{ef} = Q_{ef}^{(0)}(1 - c_1N^2) + 4s\sigma T^3(T_w - T), \quad (4.6)$$

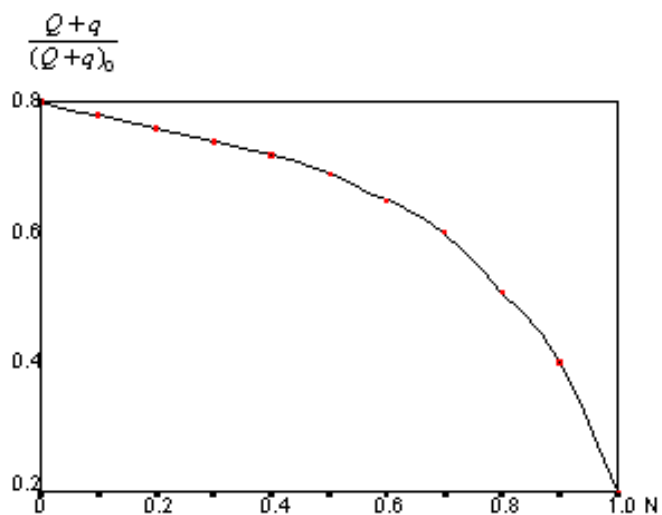
trong đó $Q_{ef}^{(0)}$ – phát xạ khi trời không mây, N – lượng mây bằng phần mười đơn vị, c_1 – hệ số, s – khả năng hấp thụ có thể chấp nhận bằng 0,95, σ – hằng số Stefan-Bolsman, T – nhiệt độ tuyệt đối của không khí, T_w – nhiệt độ tuyệt đối của nước.

Phát xạ khi trời không mây là hàm của nhiệt độ không khí và độ ẩm và theo các nghiên cứu của M. E. Berliand có thể biểu diễn dưới dạng

$$Q_{ef}^{(0)} = sT^4(0,39 - 0,058\sqrt{e}), \quad (4.7)$$

trong đó e – độ ẩm của không khí, $Q_{ef}^{(0)}$ – kal/(cm².phút) được tính theo bảng 4.3.

Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn



Phụ thuộc bức xạ mặt trời tổng cộng vào lượng mây

Bảng 4.3. Phát xạ hiệu dụng khi trời không mây (cal / cm².ngày)

t_a												
Độ ẩm không khí e (mm)												
	4	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	
0	193	173										
2.0	200	177										
4.0	203	183	163									
6.0	213	183	170									
8.0	216	193	173	160	140	136						
10.0	223	200	180	163	147	140						
12.0	230	203	187	170	153	143						
14.0	236	210	190	173	160	146						
16.0	243	216	197	180	163	150	137					
18.0	250	223	203	183	170	153	140	127				
20.0	257	230	205	190	173	160	143	130	120			
22.0		236	213	193	180	163	150	137	123	110		
24.0		243	220	200	183	166	153	140	128	113	103	

26.0		246	224	203	187	173	156	143	130	116	106	96
28.0		253	230	210	193	176	160	146	133	120	110	100
30.0		260	240	216	200	180	166	150	140	126	113	

Những trị số của hệ số c_1 tại những vĩ độ khác nhau được tính với tần suất trung bình của mây được thể hiện trong bảng 4.4.

Như đã thấy trong công thức (4.7) ngoài lượng mây và độ ẩm không khí, hiệu nhiệt độ nước và không khí cũng ảnh hưởng tới đại lượng phát xạ hiệu dụng.

N. A. Ephimova (xem [12]) trên cơ sở phân tích một số lượng lớn những trắc xạ đã đi đến kết luận rằng tính chất của mỗi phụ thuộc của phát xạ hiệu dụng vào lượng mây biến đổi từ vùng này sang vùng khác và khi chọn dạng phụ thuộc cần có quan điểm phân biệt. Trong đại đa số trường hợp mỗi phụ thuộc này gần tuyến tính, vì vậy để tính phát xạ hiệu dụng nên sử dụng công thức:

$$Q_{ef} = s\sigma T^4(11,7 - 0,23e)(1 - c_1N) + 4s\sigma T^3(T_w - T), \quad (4.8)$$

Bảng 4.4. Những trị số trung bình vĩ độ của hệ số c_1

Vĩ độ	75	70	65	60	55	50	45	40
c_1	0.82	0.80	0.78	0.76	0.74	0.72	0.70	0.68
Vĩ độ	35	30	25	20	15	10	5	0
c_1	0.65	0.63	0.61	0.59	0.57	0.55	0.52	0.50

4.2.2. Tính bốc hơi và trao đổi nhiệt rối

Bốc hơi và trao đổi nhiệt rối đóng vai trò rất quan trọng trong trao đổi năng lượng giữa đại dương và khí quyển. Để tính những thành phần cân bằng nhiệt này có nhiều công thức cả lý thuyết lẫn thực nghiệm.

Công thức thực nghiệm do V. V. Shuleikin [18] nhận được trên cơ sở số liệu quan trắc trên bề bốc hơi, cho phép tính lượng mất nhiệt cho bốc hơi phụ thuộc vào lượng hụt độ ẩm và tốc độ gió

$$Q_e = A(E - e)v, \quad (4.9)$$

trong đó E – sức trương hơi nước bão hoà tại nhiệt độ xác định của nước, e – độ ẩm tuyệt đối, v – tốc độ gió, A – hệ số. Có nhiều công trình lý thuyết và thực nghiệm liên quan tới việc xác định hệ số A . Những nghiên cứu của V. S. Samoilenko chỉ ra rằng

Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn

hệ số A phải được xem là biến đổi tùy thuộc vào độ cao quan trắc tốc độ gió và độ ẩm không khí.

Để tính trao đổi nhiệt rồi phần lớn các nghiên cứu sử dụng công thức công thức biểu thị định luật trao đổi nhiệt của Newton:

$$Q_{t,0} = B_z c_p (t_w - t_a) v, \quad (4.10)$$

trong đó $(t_w - t_a)$ – hiệu giữa nhiệt độ nước và không khí, v – tốc độ gió, B_z – hệ số.

Cũng như hệ số A trong công thức (4.9) hệ số B_z trong công thức (4.10) được xem là biến đổi tùy thuộc độ cao quan trắc nhiệt độ không khí và tốc độ gió.

Cường độ bốc hơi và trao đổi nhiệt phụ thuộc vào đặc điểm phân bố các yếu tố khí tượng với độ cao. Người ta xác định được rằng với phân tầng bất ổn định sự bốc hơi và trao đổi nhiệt diễn ra mạnh hơn so với phân tầng ổn định hoặc phân tầng cân bằng. Do đó người ta đã đề xuất những công thức lý thuyết trong đó có mặt gradien thẳng đứng của độ ẩm và các yếu tố khí tượng khác. M. I. Budyko xuất phát từ phương trình khuếch tán rối ở lớp sát mặt đất đã nhận được công thức tính mất nhiệt do bốc hơi

$$Q_e = k\rho \frac{q_1 - q_2}{\ln \frac{z_1}{z_2}}, \quad (4.11)$$

trong đó z_1 và z_2 – các độ cao đo độ ẩm q_1 và q_2 , ρ – mật độ không khí, k – hệ số trao đổi.

Tuy nhiên, những công thức tương tự rất khó sử dụng trong thực tế, vì ở đây đòi hỏi thực hiện những quan trắc gradien. Vì vậy trong dự báo biến sử dụng những phương pháp gián tiếp tính sự ảnh hưởng của phân bố độ ẩm lên tốc độ bốc hơi. N. A. Belinski đã xác lập mối phụ thuộc của lượng mây với độ ẩm và cường độ hoạt động xoáy thuận và xoáy nghịch:

$$N = \frac{12\sqrt[4]{10e - D}}{0,4D + 4} + 0,05I, \quad (4.12)$$

trong đó N – lượng mây tính bằng cấp, e – độ ẩm tuyệt đối của không khí tính bằng miliba, D – độ hụt ẩm của không khí tính bằng miliba, I – cường độ hoạt động xoáy thuận và xoáy nghịch tính bằng miliba.

Phương trình (4.12) nhận được theo tài liệu quan trắc lượng mây, độ ẩm và cường độ xoáy thuận và xoáy nghịch trên lục địa. Phương trình này cũng có thể sử dụng để tính lượng hụt ẩm nếu biết các giá trị của các yếu tố khác trong phương trình. Trong trường hợp này phương trình có dạng

Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn

$$D = \frac{12^4 \sqrt{10e - 4N + 0,2I}}{1 + 0,4N - 0,2I4}, \quad (4.13)$$

Lượng hụt ẩm tính theo công thức (4.13) khác với lượng hụt ẩm ở lớp không khí dưới tính trực tiếp theo nhiệt độ và độ ẩm không khí. Công thức (4.13) đã dẫn ở trên được xây dựng theo quan trắc lượng mây và độ ẩm không khí trên lục địa, vì vậy những trị số của các hệ số trong đó tương ứng với sự phân bố trung bình của độ ẩm trên lục địa. Do đó lượng hụt ẩm trên biển tính theo công thức (4.13) thường là cao hơn so với thực tế. Tỷ số giữa lượng hụt ẩm D_c tính theo quan trắc nhiệt độ không khí và độ ẩm trên tàu và lượng hụt độ ẩm $v_1 - m/s$ tính theo công thức (4.13) sẽ đặc trưng cho sự khác biệt trong phân bố độ ẩm trên biển và lục địa theo chiều thẳng đứng. Khi đó công thức tính mất nhiệt cho bốc hơi có thể viết dưới dạng

$$Q_e = A \frac{D_c}{D} (E - e)v. \quad (4.14)$$

ở đây A – hệ số không đổi, bằng 7,1.

O. I. Seremechevskaia [17] đã tính tới ảnh hưởng của phân tầng lên sự bốc hơi và trao đổi nhiệt theo một cách khác, dùng hiệu nhiệt độ nước và không khí làm chỉ tiêu phân tầng. Dựa trên những kết luận của lý thuyết xáo trộn rối của A. C. Monhin và A. M. Obukhov, tác giả này đã nhận được công thức đơn giản hoá tính bốc hơi và trao đổi nhiệt cho phép tính tới ảnh hưởng của phân tầng nhiệt độ lên cường độ trao đổi theo số liệu quan trắc thông thường trên tàu. Trên cơ sở số liệu quan trắc gradien đã thiết lập những mối phụ thuộc của gradien tốc độ gió, nhiệt độ không khí và lượng hụt độ ẩm vào hiệu nhiệt độ không khí và nước:

$$v_z - v_1 = f[v_z, (t_{a_z} - t_w)], \quad (4.15)$$

$$t_{a_z} - t_{a_1} = f[\lg z, (t_{a_z} - t_w)], \quad (4.16)$$

$$D_z - D_1 = f[\lg z, (t_{a_z} - t_{a_1})]. \quad (4.17)$$

ở đây z – độ cao quan trắc nhiệt độ không khí, tốc độ gió và độ ẩm, v_z và v_1 – tốc độ gió tại mực z và 1 mét, t_{a_z} và t_{a_1} – nhiệt độ tại các mực đó, D_z và D_1 – lượng hụt ẩm.

Tốc độ bốc hơi (W) tính theo phương trình khuếch tán rối

$$W = \rho k \frac{ds}{dz}, \quad (4.18)$$

trong đó ρ – mật độ không khí, k – hệ số rối, $\frac{ds}{dz}$ – gradien thẳng đứng của độ ẩm riêng. Những trị số của k và $\frac{ds}{dz}$ được tính theo những công thức rút ra từ lý thuyết xáo trộn rối

Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn

có tính tới những biểu thức (4.15)-(4.17). Kết quả là nhận được những công thức tính tốc độ bốc hơi và trao đổi nhiệt rôi dưới dạng

$$W = 7,6v_1D_1, \quad (4.19)$$

$$Q_{t,0} = 0,22v_1(t_{a_1} - t_w), \quad (4.20)$$

trong đó W tính bằng mm/tháng, v_1 - m/s, D_1 - mm, $Q_{t,0}$ - Kcal/cm².tháng.

Các công thức (4.19) và (4.20) cho phép trong khi xác định tốc độ bốc hơi và trao đổi nhiệt đã tính tới ảnh hưởng của phân tầng một cách gần đúng.

4.2.3. Phương pháp đơn giản tính cân bằng nhiệt

Để tính các thành phần cân bằng nhiệt mặt biển theo những công thức đã dẫn trên đây cần có các số liệu về nhiệt độ nước và không khí, độ ẩm không khí, tốc độ gió và lượng mây. Với những vùng khơi của biển và đại dương không phải bao giờ cũng có những thông tin về những yếu tố khí tượng này. Còn về dự báo thì trong số tất cả các yếu tố kể trên chỉ có nhiệt độ không khí là dự báo được tương đối tin cậy ở mức độ nào đó. Vì vậy ở Trung tâm Khí tượng Thủy văn Liên Xô đã xây dựng những phương pháp đơn giản tính cân bằng nhiệt cho những trường hợp thiếu thông tin.

Trong mùa lạnh ở những vĩ độ trung bình sự mất nhiệt thường xảy ra hơn so với sự thu nhiệt. Những nghiên cứu đã cho thấy rằng lượng mất nhiệt do bốc hơi, trao đổi nhiệt rôi và phát xạ hiệu dụng có thể tính theo hiệu các nhiệt độ nước và không khí, vì từng thành phần trong số các thành phần này ở mức độ nào đó đều phụ thuộc vào đại lượng $t_w - t_a$. Dạng tổng quát của những mối phụ thuộc là

$$Q = a(t_w - t_a) + b, \quad (4.21)$$

trong đó Q - lượng mất nhiệt tổng cộng, a và b - những hệ số phụ thuộc điều kiện địa phương.

Ia. A. Chiutnev đã đề xuất công thức tổng quát để tính dòng nhiệt (cal/cm².ngày) dùng cho thời gian bất kỳ trong năm và những điều kiện địa lý khác nhau dạng

$$Q = (4,3E + 26)(t_a - t_w) + 0,03Q_{\oplus}^{(N)} - 182, \quad (4.22)$$

trong đó E - sức trương hơi nước cực đại (miliba) tính theo nhiệt độ không khí, $Q_{\oplus}^{(N)}$ - bức xạ mặt trời được hấp thụ.

Trong số hạng đầu tiên của công thức (4.22) có mặt nhiệt độ và độ ẩm không khí và nhiệt độ nước. Nó cho phép tính tới quá trình bốc hơi và trao đổi nhiệt. Số hạng thứ hai

chứa bức xạ hấp thụ, do đó đặc trưng cho dòng nhiệt đến từ mặt trời, còn số hạng thứ ba đặc trưng gần đúng cho giá trị trung bình của phát xạ sóng dài.

O. I. Seremechevskaia đã xét khả năng dự báo ngắn hạn các dòng nhiệt qua mặt đại dương phụ thuộc vào hoàn lưu khí quyển. Những biến đổi mạnh nhất của các thành phần cân bằng nhiệt mặt đại dương quan trọng thấy những khi thay đổi hướng của các dòng không khí. Do hệ quả của sự di chuyển các khối không khí với những tính chất khác nhau diễn ra những biến đổi về cường độ trao đổi rối và bức xạ. Những biến đổi của các đại lượng mất nhiệt cho bốc hơi, lượng nhiệt thu khi ngưng kết hơi nước và trao đổi nhiệt rối của đại dương và khí quyển chủ yếu bị quy định bởi những dao động của nhiệt độ không khí, độ ẩm và tốc độ gió, những yếu tố này về phần mình phụ thuộc vào những tính chất của các khối không khí.

Những biến đổi ngắn hạn của các thành phần cân bằng bức xạ cũng bị quyết định chủ yếu bởi các nhân tố khí tượng. ảnh hưởng của các nhân tố thiên văn (độ cao mặt trời, độ xích vĩ, độ dài ngày) đến bức xạ mặt trời tổng cộng nhỏ hơn nhiều so với ảnh hưởng của lượng mây. Còn biến đổi của lượng và dạng mây liên quan khá chặt chẽ với hướng và cường độ của các dòng không khí.

Những mối liên hệ phát hiện được giữa các thành phần cân bằng nhiệt và các đặc trưng của các trường áp suất khí quyển cho phép kết luận về khả năng dự báo các dòng nhiệt qua mặt đại dương theo trường khí áp đã cho. Hơn nữa thấy rằng những mối liên hệ đồng thời giữa các dòng nhiệt qua mặt đại dương và các đặc trưng trường khí áp thường kém chặt chẽ so với những mối liên hệ với độ trễ một ngày đêm. Điều này càng khẳng định khả năng dự báo ngắn hạn các dòng nhiệt qua mặt đại dương theo trường khí áp.

4.3. TÍNH TOÁN SỰ BIẾN TÍNH CỦA KHÔNG KHÍ TRÊN BIỂN

Ở những vùng biển khơi và đại dương không phải luôn luôn có dữ liệu về nhiệt độ không khí, để xác định đại lượng này cần sử dụng những phương pháp tính toán.

Khi khối không khí chuyển động trên mặt nước, do quá trình trao đổi nhiệt và ẩm giữa hai môi trường, những tính chất của khối không khí bị biến đổi, quá trình này gọi là sự biến tính không khí. Quá trình biến tính chịu ảnh hưởng của nhiều nhân tố: nhiệt độ không khí, nhiệt độ mặt đệm, tốc độ chuyển động của dòng không khí, dòng nhiệt qua mặt phân cách nước - không khí... Tính toán biến tính không khí trên biển rất cần thiết khi giải bài toán dự báo nhiệt độ nước ở biển khơi.

Trong các công trình của I. A. Kibel, E. N. Blinova, E. M. Dobrushman, M. E. Berliand và các nhà nghiên cứu khác đã đề xuất những sơ đồ lý thuyết để tính toán biến tính không khí. Tuy nhiên không phải luôn luôn có đủ dữ liệu xuất phát để sử dụng những sơ đồ này khi tính toán đối với biến tính không khí trên biển và trong dự báo nhiệt độ nước

ở Trung tâm khí tượng thủy văn Liên Xô đã xây dựng những phương pháp đơn giản hoá tính toán quá trình này.

Mức độ biến tính của không khí khi chuyển động trên biển phụ thuộc vào hiệu nhiệt độ nước và không khí và tốc độ di chuyển không khí. Sự biến đổi nhiệt độ không khí trong khi chuyển động trên biển sẽ càng lớn nếu hiệu nhiệt độ không khí và mặt đệm (nước) càng lớn. Tốc độ của dòng không khí ảnh hưởng hai chiều: một mặt tốc độ di chuyển càng lớn thì cường độ xáo trộn rối càng lớn và nhiệt độ không khí càng biến đổi mạnh, mặt khác nếu không khí càng di chuyển chậm thì không khí càng chịu ảnh hưởng nhiều hơn từ phía mặt nước.

Biến đổi của nhiệt độ không khí do biến tính có thể ước lượng gần đúng theo công thức

$$\Delta t_a = f[(t_a - t_w)\tau],$$

trong đó Δt_a – hiệu giữa nhiệt độ không khí ở điểm đầu và ở điểm cần tính, t_w – nhiệt độ nước trên đường di chuyển không khí, τ – thời gian khối không khí di chuyển trên biển.

Thời gian τ được xác định như sau

$$\tau = \frac{S}{v},$$

với S – quãng đường di chuyển của không khí trên biển, v – tốc độ gió.

Để tính tốc độ dòng không khí trên biển N. A. Belinski đề nghị sử dụng các bản đồ hàm dòng ψ trên đó vẽ các đường đẳng trị $\psi = \text{const}$. Khoảng cách giữa các đường dòng liên quan với tốc độ dòng: tốc độ dòng càng lớn thì các đường dòng càng dày xít nhau. Hướng của vận tốc trùng với tiếp tuyến đường cong tại mỗi điểm.

Để xây dựng bản đồ đường dòng cần sử dụng số liệu về áp suất khí quyển. Tại những điểm nút lưới các ô hình vuông ghi lấy trị số áp suất và tính hiệu áp suất cho từng cặp điểm liền nhau. Sau đó đối với mỗi cạnh của ô vuông tính hình chiếu của gió địa chuyển theo công thức

$$v = \frac{\alpha}{\sin\varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S}, \quad (4.23)$$

trong đó v – tốc độ gió địa chuyển, φ – vĩ độ địa điểm, $\Delta p / \Delta S$ – gradien ngang của áp suất, α – hệ số.

Sau đó mỗi cạnh ô vuông được chia thành những đoạn nhỏ, số đoạn tỷ lệ với giá trị tốc độ đã tính được. Nối các vạch chia đoạn bằng những đường cong, đó sẽ là những đường dòng. Độ dày xít của các đường sẽ phản ánh tốc độ dòng, còn hướng dòng xác định theo

Những nguyên tắc chung xây dựng các phương pháp dự báo ngắn hạn

quy tắc: nếu nhìn theo hướng dòng thì bên trái người quan sát sẽ là áp suất thấp, bên phải - áp suất cao.

Trong thực tế người ta xác định tốc độ dòng như sau: tìm giá trị của một đoạn chia (m/s) sau đó xác định tốc độ theo số đường dòng trong một đơn vị độ dài (thí dụ 1 cm).

Đối với những vùng gần bờ, đặc biệt gần những bán đảo duỗi dài, công thức gió địa chuyển cần được bổ sung một số hạng tính tới sự tương phản nhiệt độ mặt lục địa và mặt nước kế cận. Công thức đầy đủ có dạng

$$v = \frac{\alpha}{\sin\varphi} \frac{\Delta p}{\Delta S} + \beta \frac{\Delta t}{\Delta S}, \quad (4.24)$$

trong đó β – hệ số, $\frac{\Delta t}{\Delta S}$ – gradien nhiệt độ không khí.