

CÂN BẰNG NHIỆT MẶT BIỂN ĐÔNG NAM VIỆT NAM

Võ Văn Lành
Phạm Văn Huấn
Hà Xuân Hùng

Như chúng ta đã biết [4], biển và đại dương tích tụ nhiệt mặt trời và điều tiết sự biến đổi của nó theo không gian và thời gian, làm điều hòa khí hậu, thời tiết biển và các vùng lục địa rộng lớn ven biển. Chính vì vậy mỗi quan tâm đầu tiên của các nhà khí tượng biển là xác định dòng nhiệt tổng cộng trao đổi qua mặt phân cách giữa biển và khí quyển. Mặt khác để tính toán và dự báo trường nhiệt độ nước biển, phương trình cân bằng nhiệt mặt biển cần được xác định trước như là điều kiện biên. Ngoài ra phương trình cân bằng nhiệt là dạng toán học của định luật bảo toàn năng lượng. Cho nên xác định phương trình này chính là giải quyết một trong những vấn đề then chốt của vật lý biển.

Trước đây đối với biển Đông, các thành phần cân bằng nhiệt mặt biển chỉ được xác định ở một vài điểm theo những công thức đơn giản [6]. Cân bằng nhiệt mặt biển đông nam Việt Nam hoàn toàn chưa được xét đến. Trong bài này, chúng tôi trình bày kết quả tính toán cân bằng nhiệt mặt biển và các thành phần của nó đối với vùng biển đông nam Việt Nam (từ 6° đến 15° vĩ bắc và từ bờ đến 113°30' kinh đông) trên cơ sở số liệu thống kê trung bình những năm 1959-1961, 1973-1974 và 1978-1980 hiện có ở Viện Nghiên cứu biển về 5 yếu tố sau đây: cường độ gió (V_{10}), tổng lượng mây (N), độ ẩm tuyệt đối (e_{10}), nhiệt độ (t_{10}) của không khí ở độ cao 10 m trên mặt biển và nhiệt độ nước tầng mặt (t_{10}).

Phương trình cân bằng nhiệt có dạng:

$$Q = Q_s - Q_r - Q_e - Q_t. \quad (1)$$

Trong đó:

Q_s : dòng bức xạ mặt trời bị mặt biển hấp thụ (dòng nhiệt bức xạ hấp thụ)

Q_r : dòng nhiệt phát xạ hiệu dụng của mặt biển

Q_e : dòng nhiệt bay hơi

Q_t : dòng nhiệt trao đổi rối giữa biển và khí quyển

Q : cân bằng nhiệt mặt biển hay dòng nhiệt tổng cộng qua mặt phân cách giữa biển và khí quyển.

Giá trị trung bình tháng của các thành phần phương trình (1) (tính bằng cal/cm² ngày), được xác định theo các công thức sau đây (2, 3, 4, 5):

$$Q_s = Q_{\max}(1 - A)(0,80 - 0,54N^{2+4N^3}) \quad (2)$$

$$Q_r = R_0(1 - CN) + 4\delta\sigma T_{10}^3(t_0 - t_{10}) \quad (3)$$

$$Q_e = C_e V_{10}(e_0 - e_{10})L \quad (4)$$

$$Q_t = C_t V_{10}(t_0 - t_{10}) \quad (5)$$

Trong đó:

Q_{\max} : dòng bức xạ mặt trời khi không mây

R_0 : anbedô mặt biển đối với tổng xạ

C : phát xạ hiệu dụng khi không mây

δ : tham số đặc trưng cho khả năng phát xạ của mặt biển

σ : hằng số Stefan-Boltzmann

T_{10} : nhiệt độ tuyệt đối của không khí ở độ cao 10 m trên mặt biển

e_0 : sức trương hơi nước bão hòa ứng với nhiệt độ của mặt biển

L : tiềm nhiệt hóa hơi ($L = 597 - 0,56t_0$)

C_e, C_t : các hệ số được xấp xỉ bằng giá trị trung bình cho trường hợp biểu diễn dòng nhiệt qua cal/cm² ngày

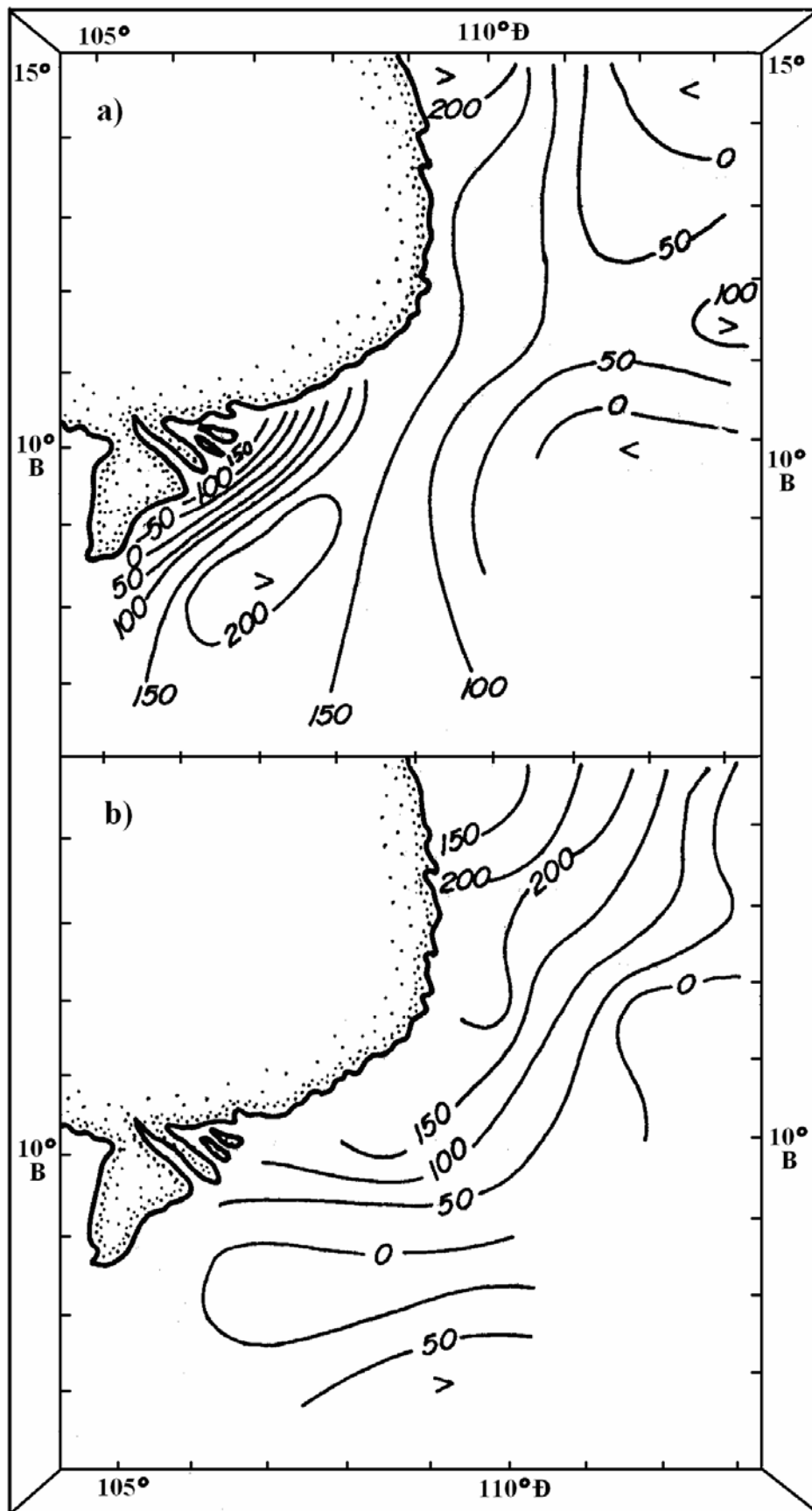
($C_e = 0,01$ và $C_t = 3,40$).

Trên cơ sở kết quả tính toán đã xây dựng tập bản đồ hàng tháng trung bình nhiều năm của cân bằng nhiệt mặt biển và các thành phần của nó đối với vùng biển đông nam Việt Nam. Qua đó rút ra những nhận xét sau đây:

1/ Về dòng nhiệt bức xạ hấp thụ

Trong các tháng 10, 1, 2 dòng nhiệt bức xạ hấp thụ có giá trị chênh lệch nhau ít giữa các vùng và dao động quanh 440 cal/cm² ngày. Trong những tháng hè thu, dòng này chênh lệch nhau khá lớn, đặc biệt là giữa phía bắc và phía nam. Trong các tháng 11, 12 có sự chênh lệch đáng kể (trên 50 cal/cm² ngày), giữa vùng khơi và vùng bờ phía nam. Đáng chú ý là do đặc điểm phân bố mây ở vùng ven bờ phía nam (nhiều mây trong mùa hè, ít mây trong mùa đông) dòng bức xạ hấp thụ ở đây trong mùa hè nhỏ hơn đáng kể, còn trong mùa đông thì lớn hơn đáng kể so với vùng khơi.

Dòng bức xạ hấp thụ có cực đại chính vào tháng 4: 600 cal/cm² ngày ở Bình Định, 580 - ở Khánh Hòa và 570 ở đông Côn Đảo, và có cực đại phụ vào tháng 8. Dòng này có cực tiểu vào tháng 12: 380 cal/cm² ngày ở Khánh Hòa, 400 ở đông Côn Đảo. Như vậy độ chênh lệch lớn nhất trong năm có thể đạt 180 – 200 cal/cm² ngày (hình 3, 4).



Hình 1. Cân bằng nhiệt mặt biển trung bình tháng 2 (a) và tháng 8 (b) ($\text{cal/cm}^2/\text{ngày}$)

2/ Về dòng nhiệt phát xạ hiệu dụng

Dòng nhiệt phát xạ hiệu dụng đóng vai trò tương đối quan trọng trong cân bằng năng lượng nhiệt của mặt biển và trung bình bằng khoảng 20 % giá trị dòng bức xạ hấp thụ. Dòng này có độ biến thiên theo mặt rộng không lớn (không quá 20 cal/cm² ngày). Nó có biến trình năm khá đơn điệu: có giá trị lớn nhất (100 – 125 cal/cm² ngày) vào các tháng 1 – 4, giảm dần và có giá trị nhỏ nhất (75 – 100 cal/cm² ngày) vào các tháng 10 – 11. Chênh lệch giữa các mùa chỉ bằng khoảng 25 cal/cm² ngày (*hình 3, 4*).

3/ Về dòng nhiệt bay hơi

Dòng nhiệt bay hơi có giá trị khá lớn, trung bình nó bằng khoảng 50 % dòng bức xạ hấp thụ, riêng mùa đông nó có thể bằng 60 %.

Ở vùng cửa sông Cửu Long vào mùa khô, đặc biệt là tháng 2, dòng nhiệt bay hơi có giá trị lớn hơn nhiều so với dòng bức xạ hấp thụ (300 cal/cm² ngày). Nguyên nhân chính có lẽ là do trong mùa này vùng đó chịu ảnh hưởng mạnh của nước sông với dung lượng nhiệt lớn và độ ẩm không khí tương đối thấp. Vùng bay hơi mạnh thứ hai là Bình Định – Phú Yên trong tháng 5 và tháng 11. Ở đây dòng này có thể bằng hoặc vượt quá giá trị dòng bức xạ hấp thụ (trên 500 cal/cm² ngày vào tháng 5 và trên 400 cal/cm² ngày vào tháng 11).

Hầu như quanh năm vùng ven bờ Phú Yên – Bình Thuận là vùng có lượng nhiệt bay hơi thấp hơn vùng khơi. Nguyên nhân chính chắc chắn là do vùng này chịu ảnh hưởng mạnh của lưỡi nước lạnh và dòng nước trời có dung lượng nhiệt thấp.

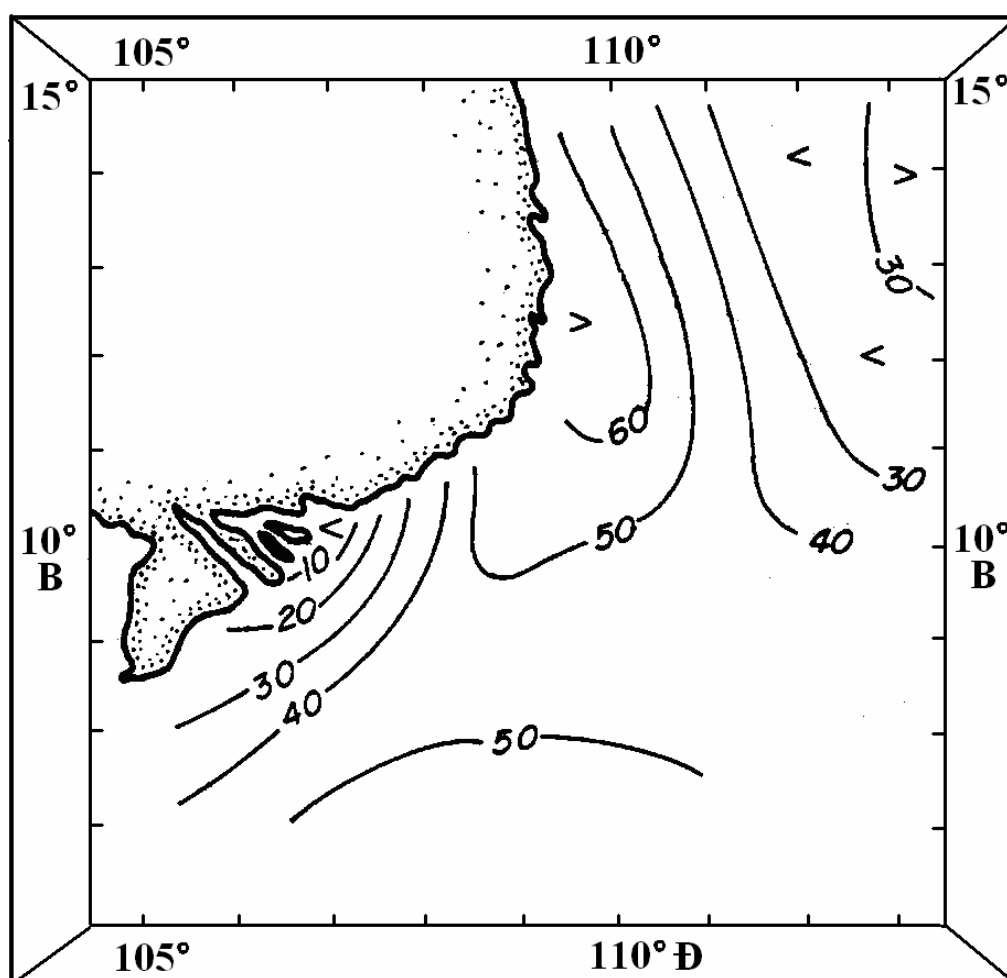
Trên phần lớn vùng nghiên cứu (trừ hai vùng bay hơi mạnh đã nói ở trên) dòng bay hơi không có biến trình năm rõ rệt, mặc dù độ chênh lệch của nó giữa một số tháng có thể đạt giá trị đáng kể (200 cal/cm² ngày) (*hình 3, 4*).

4/ Về dòng nhiệt trao đổi rối giữa biển và khí quyển

Dòng nhiệt trao đổi rối giữa biển và khí quyển có giá trị không đáng kể trong cân bằng nhiệt của mặt biển và chỉ bằng khoảng 2 % giá trị dòng bức xạ hấp thụ trong mùa hè và 5 % trong mùa đông. Tuy nhiên dòng này là đặc trưng quan trọng của sự tương tác giữa biển và khí quyển, là chỉ tiêu trạng thái nhiệt động lực học của lớp biên sát mặt biển. Nếu dòng này hướng từ biển lên khí quyển (biển mất nhiệt rối) thì lớp khí quyển trên mặt biển không ổn định về nhiệt động lực học, nếu dòng này hướng từ khí quyển vào biển (biển thu nhiệt rối) thì lớp khí quyển sát mặt biển ổn định về nhiệt động lực học.

Trong các tháng 1 – 4, 6, 7 phần lớn vùng nghiên cứu đều thu nhiệt rối, còn trong các tháng 5, 8 – 12 thì mất nhiệt rối. Những vùng chịu ảnh hưởng mạnh của lưỡi nước lạnh mùa đông và dòng nước trời mùa hè là những vùng thu nhiệt rối nhiều nhất. Vùng ven bờ Nam Bộ thường là vùng mất nhiệt rối nhiều nhất.

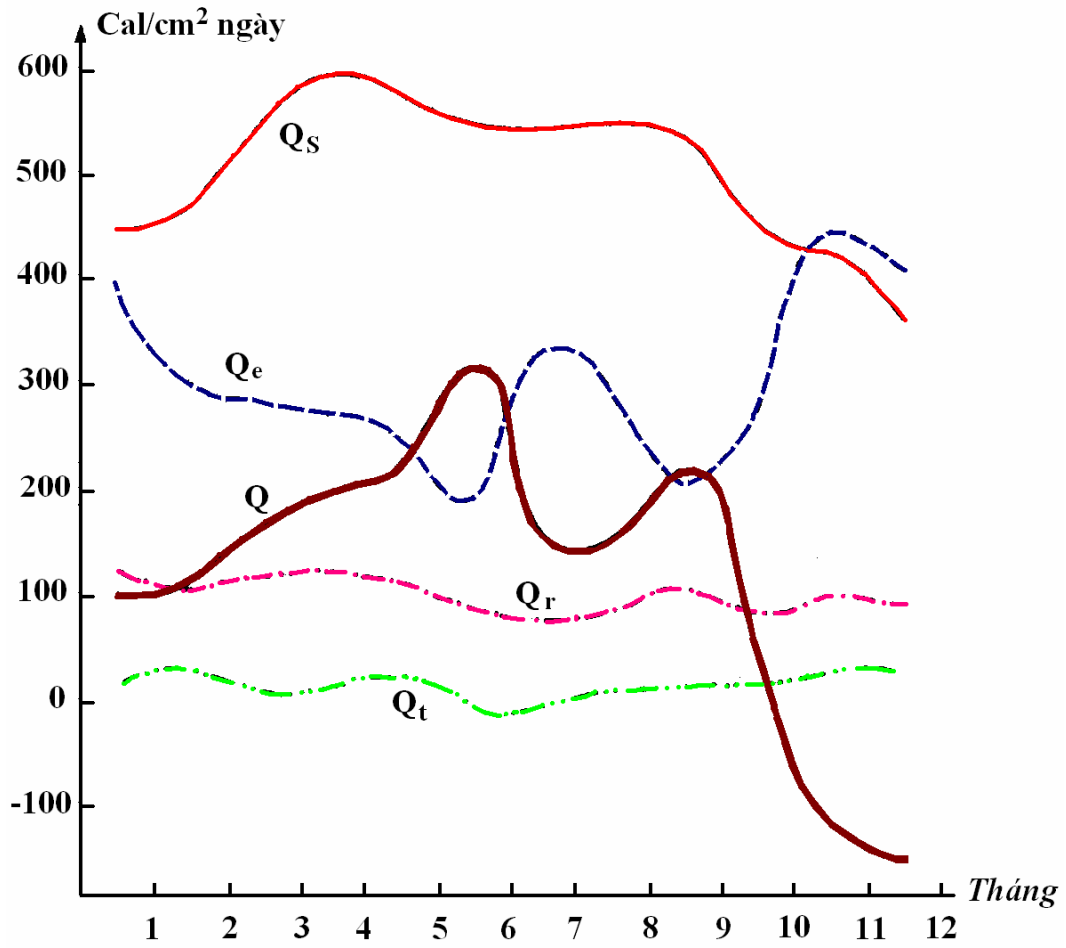
Đường đẳng trị 0 của dòng nhiệt rối đánh dấu đới phân chia các vùng thu và mất nhiệt rối hay các vùng ổn định và không ổn định về nhiệt động lực học của lớp khí quyển sát mặt biển [1]. Đới này thường chiếm một dải từ Phan Rang – Hàm Tân kéo dài về hướng đông đông nam phân cách vùng phía nam và vùng phía bắc với tính chất trao đổi nhiệt rối đối lập nhau. Ở ngoài khơi trong nhiều tháng, đới này thường ngoặt lên phía bắc và xuống phía nam, tách vùng khơi khỏi vùng bờ. Biến trình dòng nhiệt rối ở hai bên đới này hầu như ngược pha nhau hoàn toàn.



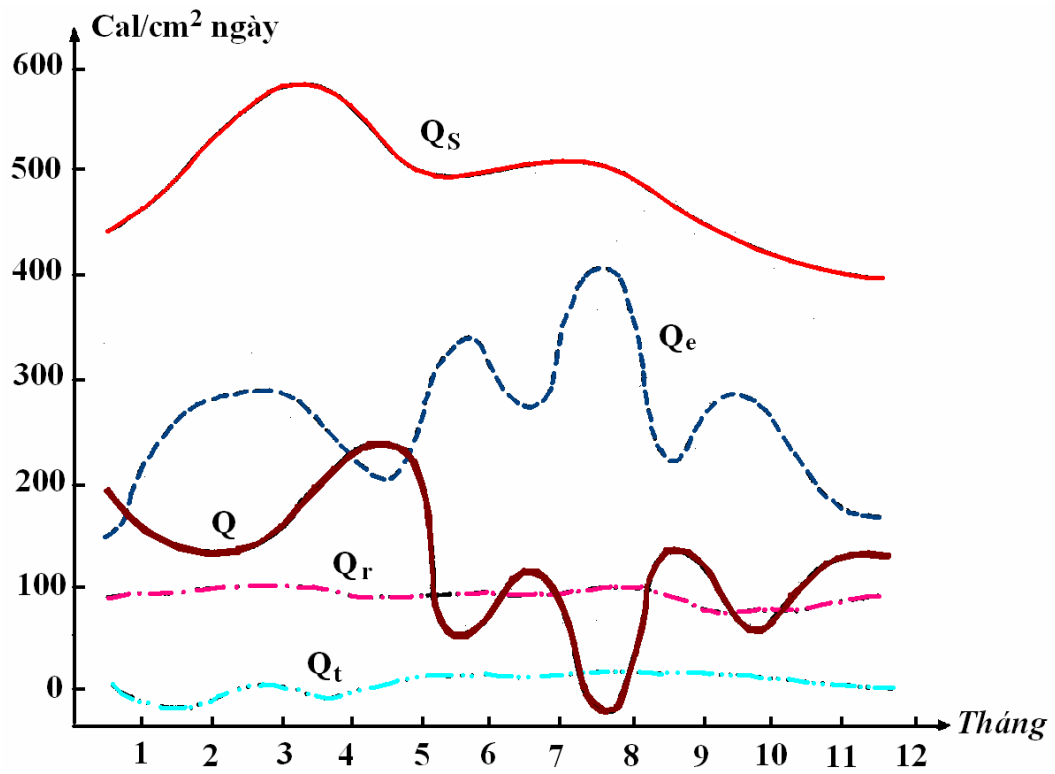
Hình 2. Cân bằng nhiệt mặt biển trung bình ($kcal/cm^2/năm$)

5/ Về cân bằng nhiệt mặt biển

Như đã nói ở trên, cân bằng nhiệt mặt biển được quyết định chủ yếu bởi 3 thành phần: dòng nhiệt bức xạ hấp thụ, dòng nhiệt bay hơi và dòng nhiệt phát xạ hiệu dụng của mặt biển.



Hình 3. Biến trình năm của cân bằng nhiệt mặt biển và các thành phần của nó tại vùng biển Phú Yên – Khánh Hòa (13° vĩ bắc, $111^\circ 30'$ kinh đông)



Hình 4. Biến trình năm của cân bằng nhiệt mặt biển và các thành phần của nó ở đông Côn Đảo ($8^{\circ}30'$ vĩ bắc, $108^{\circ}30'$ kinh đông)

Nhưng vì dòng nhiệt phát xạ hiệu dụng biến đổi rất ít theo không gian và thời gian, nên xu thế biến đổi của cân bằng nhiệt được quyết định bởi dòng nhiệt bức xạ hấp thụ và dòng bay hơi.

Kết quả tính toán cho thấy rằng từ tháng 3 đến tháng 10 toàn vùng nghiên cứu là vùng thu nhiệt. Vùng thu nhiệt nhiều nhất nằm dọc theo bờ Quảng Ngãi – Khánh Hòa kéo dài xuống thêm lục địa phía nam. Vùng ven bờ Phú Yên – Khánh Hòa trong những tháng 4, 6, 7 có thể thu tới trên 500 cal/cm^2 ngày.

Hiện tượng mất nhiệt chỉ xảy ra trong mùa đông, mạnh nhất là vùng cửa sông Cửu Long tháng 2 (có thể đạt trên 150 cal/cm^2 ngày), vùng Quảng Ngãi – Phú Yên tháng 12 (có thể đạt trên 200 cal/cm^2 ngày). Nguyên nhân chủ yếu dẫn đến điều đó là do ở đây, trong mùa này, dòng bức xạ hấp thụ có giá trị tương đối nhỏ, còn dòng nhiệt bay hơi và phát xạ hiệu dụng thì có giá trị khá lớn. Trong mùa đông thường tồn tại đới đẳng trị 0 của dòng nhiệt tổng cộng phân chia vùng thu và vùng mất nhiệt (*hình 1*).

Dòng nhiệt tổng cộng trung bình năm có dấu dương trên toàn vùng nghiên cứu (*hình 2*), có nghĩa là, về trung bình, trên toàn vùng có hiện tượng thu nhiệt. Dòng này có giá trị lớn nhất ($50 - 60 \text{ kcal/cm}^2$ năm) ở ven bờ Quảng Ngãi Khánh Hòa kéo dài xuống thêm lục địa phía nam dọc theo trục dòng chảy lạnh và các tâm nước trời. Ở vùng cửa sông Cửu Long và toàn vùng khơi xa bờ, dòng này có giá trị nhỏ hơn và nằm trong khoảng $20 - 40 \text{ kcal/cm}^2$ năm.

Biến trình năm của cân bằng nhiệt mặt biển thường có giá trị cực đại vào tháng 5, 6 và 9. Chênh lệch cân bằng nhiệt trong năm ở phía bắc lớn hơn nhiều so với phía nam: ở vùng Phú Yên – Khánh Hòa – trên 450 cal/cm^2 ngày, còn ở đông Côn Đảo – trên 250 cal/cm^2 ngày (*hình 3, 4*).

KẾT LUẬN

Vùng biển đông nam Việt Nam nói chung là vùng thu nhiệt qua mặt phân cách giữa biển và khí quyển. Chỉ trong một số tháng mùa đông có hiện tượng mất nhiệt cho khí quyển ở vùng cửa sông Cửu Long và Quảng Ngãi – Khánh Hòa. Phân bố các yếu tố cân bằng nhiệt mặt biển có độ đồng nhất khá lớn theo không gian và thời gian. Tồn tại những vùng bay hơi mạnh ở trước cửa sông Cửu Long trong mùa khô và ở Bình Định – Phú Yên trong những tháng đầu mùa đông. Có sự phân vùng khá rõ rệt trạng thái nhiệt động lực học của lớp khí quyển sát mặt biển.

TÀI LIỆU THAM KHẢO

1. Điều kiện khí tượng Thái Bình Dương. 1966. NXB “Khoa học”, M. (tiếng Nga).
2. Zubop N. N. 1957, 1975. Các bảng hải dương học. NXB “Khí tượng - thủy văn”, L. (tiếng Nga).
3. Seremenchevkaia O. I. 1972. Phương pháp đề nghị để tính toán sự trao đổi nhiệt trên mặt phân cách nước – không khí. “Thư hướng dẫn”, M. (tiếng Nga).
4. Suleikin V. V. 1968. Vật lý biển. NXB “Khoa học”, M. (tiếng Nga).
5. Xamôilencô V. S. 1959. Sự hình thành chế độ nhiệt biển. NXB “Khí tượng - thủy văn”, L. (tiếng Nga).
6. Wyrtyk K. 1961. Physical oceanography of South East Asian waters. NAGA Report, Vol. 2, Scripps Institution of Oceanography. La Jolla, California.

Summary

THE HEAT BALANCE AT THE SEA SURFACE
OF THE SOUTH EAST VIETNAM WATER

**Vo Van lanh, Pham Van Huan,
Ha Xuan Hung**

On the basis of the statistical data of the sea surface temperature, air temperature, humidity, cloud and wind velocity, the heat balance and its elements at the sea surface of the South East Vietnam water were calculated. It is clear that at the surface of the considered sea region there is a strong heat transfer; the radiation and evaporation play an important role in the heat balance.

In general this region of sea gained heat from the air, only in some time of winter there is the loss of heat at the Cuu Long river estuary.