CHƯƠNG TRÌNH ĐIỀU TRA NGHIÊN CỨU BIỂN
CẤP NHÀ NƯỚC KHCN-06 (1996-2000)

BIỂN ĐÔNG

II

KHÍ TƯỢNG THUỶ VĂN ĐỘNG LỰC BIỂN

ĐHQG HÀ NỘI
NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI

CHƯƠNG TRÌNH ĐIỀU TRA NGHIÊN CỨU BIỂN
CẤP NHÀ NƯỚC KHCN-06 (1996-2000)

BIỂN ĐÔNG

II

KHÍ TƯỢNG THUỶ VĂN ĐỘNG LỰC BIỂN

Phạm Văn Ninh *(Chủ biên)* Lã Văn Bài, Đặng Trần Duy, Nguyễn Tiến Đạt, Nguyễn Hoài, Nguyễn Mạnh Hùng, Nguyễn Ngọc Huấn, Phạm Văn Huấn, Võ Văn Lành, Hoàng Xuân Nhuận, Lê Đình Quang, Đỗ Ngọc Quỳnh, Tống Phước Hoàng Sơn, Bùi Xuân Thông, Đỗ Thiền, Nguyễn Doãn Toàn, Lê Phước Trình, Nguyễn Thế Tưởng, Nguyễn Kim Vinh, Đinh Văn Ưu, Trương Trọng Xuân.

ĐHQG HÀ NỘI NHÀ XUẤT BẢN ĐẠI HỌC QUỐC GIA HÀ NỘI
HÀ NỘI-2003

MỤC LỤC

		Trang
Lời nói đầu	.....	vii
Mở đầu	.....	ix
PHẦN I	**KHÍ TƯỢNG BIỂN**.....	1
I	Trường khí áp tự nhiên vùng Biển Đông thời kỳ 1969-1998..... *Bùi Xuân Thông, Đặng Trần Duy*	1
II	Những trường gió cơ bản trên Biển Đông..... *Nguyễn Mạnh Hùng, Bùi Xuân Thông*	33
III	Nghiên cứu bão ở Việt Nam..... *Lê Đình Quang*	55
IV	Đặc điểm chế độ nhiệt độ không khí vùng thềm lục địa và Biển Đông..... *Nguyễn Doãn Toàn*	77
V	Tương tác đại dương- khí quyển ở Việt Nam..... *Lê Đình Quang*	85
VI	Các dòng nhiệt, ẩm qua bề mặt ngăn cách biển- khí quyển trên Biển Đông..... *Lê Đình Quang*	99
PHẦN II	**THỦY VĂN BIỂN**.....	109
I	Thủy triều Biển Đông..... *Đỗ Ngọc Quỳnh*	109
II	Dao động riêng của nước Biển Đông..... *Phạm Văn Ninh*	141
III	Mực nước cực trị ở Biển Đông..... *Đỗ Ngọc Quỳnh*	151
IV	Nước dâng do bão và gió mùa..... *Phạm Văn Ninh*	175
V	Các đặc trưng nhiệt độ, độ mặn, oxy hoà tan..... *Lã Văn Bài, Tống Phước Hoàng Sơn*	223
VI	Cấu trúc nước và các khối nước Biển Đông..... *Võ Văn Lành, Tống Phước Hoàng Sơn*	247

VII	Cấu trúc nhỏ *Nguyễn Kim Vinh*	265
PHẦN III	**ĐỘNG LỰC BIỂN**	285
I	Trường sóng vùng Biển Đông *Nguyễn Mạnh Hùng, Đỗ Thiên, Trương Trọng Xuân*	285
II	Hoàn lưu Biển Đông *Đinh Văn ưu*	319
III	Đặc điểm khí tượng- thủy văn động lực vùng thềm lục địa Đông- Nam Việt Nam *Lê Phước Trình*	357
IV	Hiện tượng nước trồi (upwelling) trên thềm lục địa Đông Nam Việt Nam *Lê Phước Trình*	377
PHẦN IV	**KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN, ĐỘNG LỰC BIỂN DẢI VEN BỜ VIỆT NAM**	397
I	Sự truyền triều và xâm nhập mặn *Nguyễn Ngọc Huấn, Nguyễn Hoài*	397
II	Bồi tụ và xói lở bờ biển Việt Nam *Phạm Văn Ninh*	411
III	Ô nhiễm biển do sông tải ra *Phạm Văn Ninh*	435
IV	Nghiên cứu các quá trình động lực biển phục vụ phát triển cảng biển *Hoàng Xuân Nhuận, Nguyễn Tiến Đạt*	455
V	Các đặc trưng kỹ thuật đới bờ *Phạm Văn Ninh, Đỗ Ngọc Quỳnh*	477
VI	Phân vùng khí tượng thủy văn biển dải ven bờ Việt Nam *Nguyễn Thế Tưởng*	505
	TÀI LIỆU THAM KHẢO	523

LỜI NÓI ĐẦU

Hoạt động điều tra khảo sát biển nước ta đã thực sự được tiến hành từ những năm 20 của thế kỷ XX, với sự thành lập Viện Hải dương học ở Nha Trang vào năm 1925. Trải qua nhiều giai đoạn của tình hình đất nước, công cuộc điều tra nghiên cứu biển vẫn được liên tục thực hiện và phát triển với quy mô ngày càng được mở rộng, trình độ ngày càng được nâng cao, với sự tham gia của các ngành, các địa phương trong cả nước và cả với sự hợp tác với nước ngoài và các tổ chức quốc tế, nhằm đáp ứng yêu cầu hoạt động phát triển kinh tế biển, quản lý và bảo vệ chủ quyền, tài nguyên môi trường biển trong từng giai đoạn.

Trong các hoạt động khoa học công nghệ về biển trong thế kỷ vừa qua, đặc biệt là từ năm 1975 sau khi chiến tranh kết thúc, đất nước đã được thống nhất, bên cạnh các hoạt động điều tra khảo sát nghiên cứu biển ở các ngành, đáng chú ý là hoạt động của các Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước được tổ chức thực hiện theo từng kế hoạch 5 năm từ 1977 tới 2000, với nhiệm vụ: tổ chức thực hiện các vấn đề khoa học công nghệ biển trọng điểm phục vụ yêu cầu phát triển kinh tế xã hội, an ninh quốc phòng biển trong từng giai đoạn và lâu dài của nước ta. Khối lượng tư liệu kết quả điều tra nghiên cứu biển qua hơn 20 năm của các chương trình này là rất lớn, cùng với các nguồn tư liệu khác của các ngành trong giai đoạn này, đã cho ta những hiểu biết rất cơ bản về các vấn đề điều kiện tự nhiên, tài nguyên thiên nhiên biển chủ yếu của biển nước ta.

Để đáp ứng yêu cầu phát triển kinh tế biển, quản lý biển, bảo vệ chủ quyền, tài nguyên môi trường biển nước ta ngày càng cao, Ban Chỉ đạo Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước KHCN-06 giai đoạn 1996-2000, đã tổ chức biên soạn bộ chuyên khảo **"BIỂN ĐÔNG"** *nhằm tập hợp, chỉnh lý và công bố các kết quả điều tra nghiên cứu biển ở nước ta trong các giai đoạn vừa qua cho tới năm 2000 để đưa vào sử dụng, trước hết là kết quả các Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước từ 1977-2000, bao gồm: Chương trình Thuận Hải - Minh Hải (1977-1980), Chương trình 48.06 (1981-1985), Chương trình 48B (1986-1990), Chương trình KT.03 (1991-1995), Chương trình KHCN-06 (1996-2000), có tham khảo, bổ sung thêm các tư liệu kết quả điều tra nghiên cứu khác đã được công bố ở các ngành, các cơ quan, với mong muốn bộ chuyên khảo* **"BIỂN ĐÔNG"** *phản ánh được đầy đủ các kết quả chủ yếu của hoạt động điều tra nghiên cứu biển nước ta trong các giai đoạn vừa qua cho tới năm 2000.*

Phù hợp với tính chất của các quá trình biển, các vấn đề về điều kiện tự nhiên biển, đặc biệt là về khí tượng, thuỷ văn, động lực biển, địa chất-địa vật lý biển... có khi được trình bày trong chuyên khảo này trên phạm vi toàn Biển Đông, trong khi các vấn đề khác, đặc biệt là các vấn đề về sinh học, sinh thái, tài nguyên

biển.. chủ yếu được trình bày trong phạm vi vùng biển Việt Nam, tới nay đã được điều tra khảo sát nhiều hơn.

Bộ chuyên khảo **"BIỂN ĐÔNG"** *gồm 4 tập:*

Tập I: *Khái quát về Biển Đông*
(Chủ biên: GS.TS Lê Đức Tố)

Tập II: *Khí tượng, Thuỷ văn, Động lực biển*
(Chủ biên: GS.TSKH Phạm Văn Ninh)

Tập III: *Địa chất - Địa vật lý biển*
(Chủ biên: PGS.TSKH Mai Thanh Tân)

Tập IV: *Sinh vật và Sinh thái biển*
(Chủ biên: GS.TSKH Đặng Ngọc Thanh)

Tổng biên tập:
GS.TSKH Đặng Ngọc Thanh

Việc biên soạn do Ban Chỉ đạo Chương trình biển KHCN-06 chủ trì đã được sự hưởng ứng và tham gia nhiệt tình của đông đảo cán bộ khoa học biển ở nước ta, cố gắng tập hợp được đầy đủ nhất, đạt được độ tin cậy cao nhất có được hiện nay về các vấn đề chủ yếu về điều kiện tự nhiên và tài nguyên thiên nhiên biển nước ta, vận dụng các phương pháp lý thuyết hiện đại trong xử lý, phân tích tư liệu, nhằm đảm bảo chất lượng cao của tài liệu, đáp ứng yêu cầu sử dụng hiện nay.

Với quy mô, nội dung và yêu cầu về chất lượng của tài liệu nói trên, bộ chuyên khảo **"BIỂN ĐÔNG"** *có thể coi như tài liệu tổng kết lại, đánh dấu một giai đoạn của công cuộc điều tra nghiên cứu biển, phát triển khoa học công nghệ biển nước ta trong thế kỷ XX vừa qua và sẽ được tiếp tục bổ sung, hiệu chỉnh, mở rộng trong giai đoạn tới.*

BAN CHỈ ĐẠO
Chương trình biển KHCN-06

MỞ ĐẦU

"Khí tượng, Thủy văn, Động lực biển" *là Tập II trong bộ Chuyên khảo "Biển Đông" do Ban Chỉ Đạo Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước KHCN-06 (1996-2000) tổ chức biên soạn.*

Nội dung Tập II bao gồm các vấn đề cơ bản về khí tượng biển (Trường áp, Gió, Bão, Nhiệt độ, Không khí, Tương tác đại dương khí quyển), thuỷ văn biển (Mực nước biển, Các đặc trưng thuỷ văn, Cấu trúc thuỷ văn), động lực biển (Sóng, Hoàn lưu, Nước trồi), các vấn đề khí tượng, thuỷ văn, động lực biển dải ven bờ.

Tham gia biên soạn các phần nội dung Tập II có các cán bộ khoa học các chuyên ngành liên quan.

Phần I. *Khí tượng biển*

TS Đặng Trần Duy, TS Bùi Xuân Thông, TS Nguyễn Mạnh Hùng, GS.TS Lê Đình Quang.

Phần II. *Thủy văn biển*

TS Lã Văn Bài, GS. TSKH Phạm Văn Ninh, PGS. TS Võ Văn Lành, PGS. TS Đỗ Ngọc Quỳnh, CN Nguyễn Kim Vinh, CN Tống Phước Hoàng Sơn.

Phần III. *Động lực biển*

TS Nguyễn Mạnh Hùng, Đỗ Thiên, TSKH Lê Phước Trình, PGS. TS Đinh Văn Ưu, Trương Trọng Xuân..

Phần IV. *Khí tượng, thủy văn, động lực biển dải ven bờ Việt Nam*

TS Nguyễn Tiến Đạt, TS Nguyễn Ngọc Huấn, ThS Nguyễn Hoài, GS. TSKH Phạm Văn Ninh, PGS. TS Hoàng Xuân Nhuận, PGS. TS Đỗ Ngọc Quỳnh, TS Nguyễn Thế Tưởng.

Chủ biên Tập II:

GS. TSKH Phạm Văn Ninh.

Tuy còn một số vấn đề chưa được đề cập tới, như: Năng lượng biển, âm học biển, sóng nội... là những vấn đề sẽ được nghiên cứu đầy đủ hơn trong giai đoạn tới, song nội dung Tập II cũng đã cho được những hiểu biết nhất định về những quá trình biển cơ bản trong lĩnh vực khí tượng, thuỷ văn, động lực biển của vùng biển nước ta và Biển Đông, đáp ứng yêu cầu, học tập, nghiên cứu và các hoạt động về biển hiện nay.

Nội dung từng vấn đề đã được các tác giả biên soạn cố gắng tập hợp, chọn lọc tư liệu hiện có để đảm bảo độ tin cậy về mặt khoa học. Mặc dù vậy, do những hạn chế về khả năng tư liệu cũng như trình độ, tài liệu không khỏi còn có những khiếm khuyết hoặc bất cập trong nội dung và cách trình bày, các tác giả rất mong được sự chỉ giáo của người sử dụng.

Các tác giả

Phần I
KHÍ TƯỢNG BIỂN

I
TRƯỜNG KHÍ ÁP TỰ NHIÊN VÙNG BIỂN ĐÔNG THỜI KỲ 1969 - 1998

I. NHỮNG VẤN ĐỀ CHUNG

1. Vị trí địa lý, điều kiện tự nhiên của vùng biển Việt Nam và Biển Đông

Biển Đông nằm trọn trong vành đai nhiệt đới bắc bán cầu, là vành đai nhận được lượng bức xạ mặt trời trực tiếp nhiều nhất so với các vành đai khác trên mặt đất. Vùng biển Việt Nam và Biển Đông nằm trong vùng Đông Nam Châu Á, một khu vực khí hậu nhiệt đới gió mùa điển hình. Sự biến đổi hoàn lưu khí quyển theo mùa dẫn đến các hệ thống thời tiết cơ bản lần lượt hình thành và hoạt động, mùa hạ và mùa thu là mùa bão, mùa đông và mùa xuân là thời kỳ gió mùa đông bắc. Vùng biển Việt Nam và Biển Đông nằm ở khu vực chịu ảnh hưởng của nhiều trung tâm tác động quy mô hành tinh, 3 trung tâm quan trọng nhất trong số đó là cao áp lạnh lục địa châu Á (nguồn gốc gió mùa Đông Bắc Á), cao áp phó nhiệt đới Thái Bình Dương (nguồn gốc gió mùa Đông Nam Á), các áp thấp nóng và rãnh gió mùa phía tây (nguồn gốc gió mùa Nam Á).

Để đánh giá mức độ và quy luật biến động các trường khí áp, công việc đầu tiên là xác định ra các trường đó. Các điều kiện khí tượng thủy văn vùng Biển Đông chịu chi phối của các loại hình thời tiết được mô tả bằng các loại hình thế synop. Việc phân loại các hình thế khí áp cơ bản hay là các hình thế synop điển hình đã được nhiều nhà khí tượng quan tâm đến bằng nhiều phương pháp khác nhau. Tác giả Nguyễn Vũ Thi bằng phương pháp nhận dạng lý thuyết đã đưa về 48 loại hình thế đặc trưng cho các tháng trong năm của vùng biển Việt Nam và Biển Đông [5,6]. Một số tác giả khác phân loại theo sự biến động của dải hội tụ nhiệt đới.

Dù bằng cách nào chăng nữa đều phải tuân thủ theo sự biến động của các trung tâm tác động quy mô hành tinh trực tiếp ảnh hưởng tới vùng Biển Đông và lân cận. Qua các bản đồ dự báo synop hàng ngày, bằng các kiến thức synop phổ thông trực tiếp nhận dạng ra các loại hình thế khí áp tự nhiên đã được một số tác giả Nhật Bản áp dụng. Nhận biết chủ quan các loại hình khí áp cơ bản hay các quá trình sy nốp tự nhiên là phương hướng phân loại áp dụng trong chuyên đề này. Phương pháp này có những ưu việt về khai thác số liệu thực tế dự báo thời tiết hàng ngày, một hiện thực đã được chấp nhận qua hiện trạng bản đồ phân tích synop. Các trường khí áp trung bình được hình thành thông qua các loại hình thế synop lựa chọn. Đánh giá quy luật biến động của các trường khí áp được lựa chọn là nhiệm vụ của chuyên đề 2.

2. Quan điểm chung về phân loại hình thế synop tự nhiên

2.1. Dạng trường khí áp tự nhiên tồn tại thực tế : áp cao, áp thấp, sống, rãnh...

2.2. Mô tả dạng các hình thế khí áp tự nhiên thông qua các giải pháp chủ quan (phân loại theo nhận thức) và khách quan (công nghệ tương quan, công nghệ hàm trực giao và phân tích điều hoà, công nghệ hàm trực giao kinh nghiệm) [4].

3. Các cơ sở phân loại hình thế synop tự nhiên trên Biển Đông

3.1. Cơ sở tư liệu: bản đồ khí áp mực biển khu vực Biển Đông từ tháng 1 năm 1969 đến tháng 10 năm 1998 (thiếu 4 ngày từ 1 đến 4 tháng 5 năm 1972), mỗi ngày có 4 bản đồ 00, 07, 13 và 19 giờ.

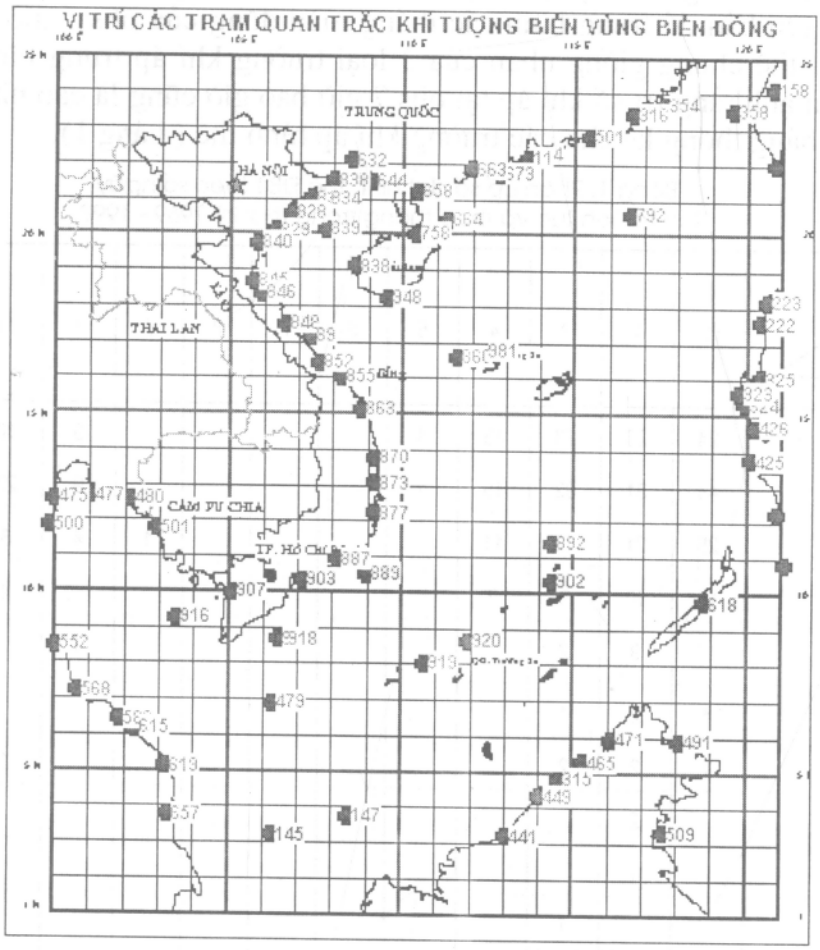
3.2. Phương pháp phân loại: nhận dạng các hình thế synop tự nhiên thông qua nhận thức chủ quan

- Nhận dạng trường áp và trường gió thực tế hàng ngày trên bản đồ mặt đất khu vực Biển Đông, gán tên thông dụng cho từng dạng.
- Liên hệ mỗi dạng hình thế với những hệ thống quy mô lớn (quy mô khu vực và toàn cầu), trong đó chủ yếu là 3 hệ thống gió mùa Đông - Bắc Á, gió mùa Đông - Nam Á và gió mùa Nam Á.
- Xem xét hệ quả thời tiết của mỗi dạng hình thế đã được phân định đối với vùng ven biển và vùng biển ven bờ Việt Nam.

II. PHÂN LOẠI VÀ ĐÁNH GIÁ SỰ BIẾN ĐỘNG CÁC TRƯỜNG KHÍ ÁP TỰ NHIÊN VÙNG BIỂN ĐÔNG

Theo phương pháp trình bày trên, tiến hành phân loại các hình thế synop tự nhiên trên Biển Đông, kết quả thu được 21 loại hình trong đó có 1 loại không xác định

(KXĐ). Đã thống kê chi tiết về các hình thế này được trên 21 bảng. Để hạn chế sai số phân bố số liệu trong từng ô 1^0 x 1^0 kinh vĩ theo chuỗi số liệu 30 năm của 4 obs Đề tài đã nhóm thành 21 ô vuông 4^0 x 4^0 kinh vĩ của Biển Đông. Các bản đồ khí áp trung bình của các trường hình thế, trung bình tháng... được xây dựng trên cơ sở của nhóm 21 ô.



Hình 1. Vị trí các trạm quan trắc khí tượng biển vùng Biển Đông

1. Trường khí áp hình thế gió mùa đông bắc tăng cường (ĐB1)

Áp cao lạnh lục địa châu á phát triển đến giai đoạn cực đại, khi có những điều kiện thuận lợi sẽ bột phát xuống phía nam, không khí lạnh cực đới tràn xuống Việt Nam và Biển Đông, có thể có hoặc không có fron lạnh, Biển Đông nằm ở rìa phía nam của cao áp lạnh này, đây là hình thế synop tự nhiên gây gió đông bắc trên Biển Đông ổn định với cường độ mạnh.

Hình thế ĐB1 có thể xuất hiện từ tháng 10 năm trước đến tháng 4 năm sau, tập trung trong các tháng từ tháng 12 năm trước đến tháng 3 năm sau. Trung bình

mỗi đợt tồn tại kéo dài 2,5 ngày/đợt, tháng 10, 11 ngắn hơn là 2,1 ngày, tháng 1, 2 dài nhất là 2,7 ngày/đợt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp gió mùa đông bắc tăng cường (ĐB1), P_{tb} = 1012.43mb, P_{max} = 1023.05mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 111^0E, P_{min} = 1005.46mb xảy ra tại khu vực 12^0N và 110^0E (hình 4). Phân bố trung bình trường khí áp loại hình thế này phản ánh những nét tương tự cơ bản của trường khí áp trung bình các tháng 12, 1 và tháng 2, tuy nhiên giá trị trung bình tháng thể hiện giá trị cao hơn so với trung bình của riêng loại hình thế này. Trên bản đồ trung bình các tháng mùa đông của obs 7 giờ ta cũng phát hiện ra xu thế chung giống nhau của 3 loại trường khí áp trung bình, tuy nhiên cần nhấn mạnh rằng trị số khí áp tại obs 7 giờ bao giờ cũng là cao nhất. Ta có thể lập nhiều bảng thống kê cho các trường khí áp hình thế (bảng 1).

Bảng 1. Phân bố số đợt hình thế ĐB1 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1	24	26	23	13	4					9	18	24	141
2	44	31	32	15	1					9	23	29	184
3	25	21	13	11					1	4	8	14	97
4	19	10	6	2							4	8	49
5	12	9	2							1		3	27
6	4	2	1							1		3	11
7	1	2	2								1	1	7
8		2											2
9		1											1
≥ 10			1										1
Tổng số đợt	129	104	80	41	5				1	24	54	82	520
Tổng số ngày	354	278	190	84	6				3	50	111	196	1281
T.b. ngày/đợt	2.7	2.7	2.4	2.0						2.1	2.1	2.4	2.5

2. Hình thế gió mùa đông bắc tăng cường kết hợp rãnh ngang ở phía nam Biển Đông (hình thế ĐB1R)

Đây là hình thế synop tự nhiên gây gió đông bắc trên Biển Đông ổn định với cường độ mạnh nhất so với các hình thế gió mùa đông bắc khác, cũng là hình thế

gây gió chướng ở vùng ven biển Nam Bộ, tùy thuộc hướng (đông tây hoặc tây bắc - đông nam) của trục rãnh thấp nam Biển Đông, tùy thuộc vị trí tâm vùng xoáy thuận (nếu có) trên rãnh, gió ở phía bắc trục rãnh khi vào đến vùng ven biển Nam Bộ có thể chuyển thành hướng đông hoặc đông nam.

Hình thế ĐB1R có thể xuất hiện từ tháng 10 năm trước đến tháng 3 năm sau, tập trung trong các tháng từ tháng 11 năm trước đến tháng 1 năm sau. Trung bình mỗi đợt tồn tại kéo dài 2,8 ngày/đợt, không có biến động lớn giữa các tháng. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp gió mùa đông bắc tăng cường (ĐB1), P_{tb}= 1012mb, P_{max} = 1024.72mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 111^0E, P_{min} = 1005.14mb xảy ra tại khu vực 8^0N và 190^0E.

3. Hình thế gió mùa đông bắc biến tính (hình thế ĐB2)

Tiếp sau mỗi đợt gió mùa đông bắc tăng cường là quá trình suy yếu và biến tính của nó, cường độ trung tâm cao áp lạnh lục địa châu á suy yếu, tâm nằm lệch về phía đông so với vị trí trung bình, Việt Nam và Biển Đông nằm ở rìa tây nam hoặc nam - tây nam áp cao này, hướng gió đông bắc trên Biển Đông lệch dần về đông với cường độ yếu dần, nhiệt độ và độ ẩm không khí tăng dần.

Hình thế ĐB2 có thể xuất hiện từ tháng 10 năm trước đến tháng 4 năm sau, tập trung trong các tháng từ tháng 11 năm trước đến tháng 2 năm sau. Trung bình mỗi đợt tồn tại kéo dài 2,6 ngày/đợt, tháng 10, 11 dài nhất sấp xỉ 3 ngày, giảm dần sang tháng 3, tháng 4 chỉ còn 2,1 ngày/đợt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp gió mùa đông bắc biến tính (ĐB2), P_{tb} = 1012.78mb, P_{max} = 1024.84mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 111^0E, P_{min} = 1004.29mb xảy ra tại khu vực 8^0N và 109^0E.

4. Trường khí áp hình thế gió mùa đông bắc biến tính hồi quy (hình thế ĐB3)

Về bản chất, hình thế này là dạng đặc biệt của hình thế ĐB2 kết hợp với quá trình hình thành một fron mới ở phía nam lục địa Trung Quốc, trường gió ở phía bắc Biển Đông (tức ở phía nam của fron lạnh đang hình thành) có hướng đông đến đông nam đưa không khí biến tính trên biển tương đối ấm và ẩm xâm nhập vùng ven bờ (biển và đất liền) nam Trung Quốc và bắc Việt Nam khi tiếp xúc với mặt đệm lạnh hơn, hiện tượng làm lạnh bình lưu gây ra thời tiết nồm (mưa phùn và sương mù bình lưu) (bảng 2).

Những khu vực này. Trên hình 3 phân bố trường khí áp trung bình của loại hình thế DB3 ta nhận thấy trường khí áp có xu thế chuyển phù hợp với trường áp cao lục địa có tâm chuyển dần ra vùng Biển Đông. Hình thế ĐB3 có thể xuất hiện từ tháng 10 năm trước đến tháng 4 năm sau, tập trung và tăng dần trong các tháng từ tháng 12 năm trước đến tháng 4 năm sau. Trung bình mỗi đợt tồn tại kéo dài 2,6

ngày/đợt, biến động giữa các tháng không thể hiện quy luật rõ rệt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp gió mùa đông bắc biến tính (ĐB3), P_{tb} = 1012.20mb, P_{max} = 1023.05mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 111^0E, P_{min} = 1005.46mb xảy ra tại khu vực 12^0N và 110^0E.

Bảng 2. Phân bố số đợt hình thế ĐB3 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1	21	23	19	17	2					2	5	8	97
2	28	17	22	12							3	14	96
3	10	16	13	4						2	1	5	51
4	9	5	10	3						1	2	5	35
5	2	5	4	2							1	1	15
6	1	4	2	3								3	13
7	3	1	2										6
8			4										4
9		1										1	2
≥10		1											1
Tổng số đợt	74	73	76	41	2					5	12	37	320
Tổng số ngày	180	200	220	93	2					12	27	103	837
T.b. ngày/đợt	2,4	2,7	2,9	2,3						2,4	2,2	2,8	2,6

5. Trường khí áp hình thế lưỡi cao áp lạnh đông Trung Hoa (CAĐTH)

Nửa sau mùa đông, cao áp lạnh lục địa châu Á sau thời kỳ cường thịnh thường xuy yếu và di chuyển ra khỏi lục địa châu Á và dừng lại ở vùng biển phía đông Trung Quốc nên được gọi là áp cao đông Trung Hoa, Biển Đông nằm ở rìa tây nam lưỡi áp cao này. Về bản chất, hình thế này tương tự hình thế ĐB3 nhưng trung tâm áp cao lạnh phía bắc lệch đông hơn, gió đông nam trên Biển Đông yếu hơn, do đó cường độ xâm nhập của không khí biến tính trên biển vào vùng ven biển yếu hơn.

Hình thế CAĐTH có thể xuất hiện vào tháng 11 và các tháng cuối mùa đông (tháng 2, 3 và 4), tập trung trong các tháng 3 và 4. Trung bình số ngày tồn tại kéo dài là 4,3 ngày/đợt, sự biến động giữa các tháng không biểu hiện quy luật rõ rệt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình cao áp đông Trung Hoa (CAĐTH), P_{tb}= 1011.12mb, P_{max} = 1016.61mb xảy ra tại khu vực 24^0N và 119^0E, P_{min} = 1004.43mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 107^0E (hình 8). Xét trên tổng thể ta nhận thấy trường khí áp trung bình loại hình thế này giống như phân bố khí áp trung

bình tháng 4 là tháng chuyển tiếp giữa 2 mùa.

6. Trường khí áp hình thế gió mùa tây nam 1 (TN1)

Gió mùa tây nam bao phủ toàn bộ Biển Đông, rãnh trục hướng đông - tây nằm ở phía nam lục địa Trung Quốc (hình thế TN1): áp thấp nóng phía tây (trung tâm trên vùng núi cao Hymalaya) phát triển mạnh sang phía đông lục địa châu á, có một rãnh thấp trục hướng đông - tây nằm trên phần phía nam lục địa Trung Quốc, gió mùa tây - nam mạnh bao phủ toàn bộ Biển Đông(bảng 3).

Bảng 3. Phân bố số đợt hình thế TN1 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1			2	3	7	8	15	10	8	2			55
2			2	5	14	13	15	8	8				65
3		1	1	2	4	17	13	8	2				48
4				2	3	7	13	5	1				31
5					4	4	12	6	1				27
6					2	5	10	5					22
7		1				2	3	2					8
8					2	1	2	3					8
9					1	1			1				3
≥ 10					1	5	5	6					17
		2	5	12	38	63	88	53	21	2			284
Tổng số ngày		10	9	27	126	244	343	228	48	2			1037
T.b. ngày/đợt			1,8	2,2	3,3	3,9	3,9	4,3	2,3				3,7

Hình thế TN1 có thể xuất hiện trong thời kỳ từ tháng 4 đến tháng 9, tập trung trong các tháng 6, 7 và 8. Trung bình số ngày tồn tại kéo dài là 3,7 và có xu hướng tăng dần từ tháng 4 đến tháng 8. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp tây nam 1(TN1), P_{tb}= 1008.15mb, P_{max} = 1016.74mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 119^0E, P_{min} = 997.30mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 114^0E. Phân bố trường khí áp trung bình của loại hình thế này phản ánh những đặc điểm cơ bản phân bố trung bình trường khí áp tháng 6 và tháng 7.

7. Trường khí áp hình thế gió mùa tây - nam 2 (hình thế TN2)

Gió mùa tây nam bao phủ toàn bộ phần giữa và nam Biển Đông, rãnh trục hướng đông - tây nằm ở phía bắc Biển Đông (hình thế TN2): áp thấp nóng phía tây (trung tâm trên vùng núi cao Hymalaya) phát triển mạnh xuống phía đông nam, nối liền với rãnh thấp nguồn gốc nhiệt đới có trục hướng đông - tây nằm ở phía bắc Biển Đông, có thể có bão hoặc áp thấp nhiệt đới ở phía đông, gió mùa tây - nam bao phủ toàn bộ phần giữa và nam Biển Đông (bảng 4).

Bảng 4. Phân bố số đợt hình thế TN2 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969-1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1			4	5	10	13	4	9	3				48
2			2	5	13	9	7	8	3	1			48
3				1	2	3	3	5	4				18
4				1	3	3		4	1				12
5					5	2	1	3	2				13
6					1	2		2	1				6
7								1					1
8					1		1	1					3
9													
≥ 10						4							4
Tổng số đợt			6	12	35	36	16	33	14	1			153
Tổng số ngày			8	22	93	114	40	98	41	2			418
T.b. ngay/đợt			1,2	1,8	2,6	3,2	2,5	3,0	2,9				2,7

Hình thế TN2 có thể xuất hiện trong thời kỳ từ tháng 3 đến tháng 9, tập trung trong các tháng 5, 6, 7 và 8, sớm hơn hình thế TN1 một tháng. Trung bình số ngày tồn tại kéo dài là 2,7 ngày/đợt, sự biến động giữa các tháng không thấy có xu hướng rõ rệt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp tây nam 2 (TN2), P_{tb}= 1008.15mb, P_{max} = 1016.74mb xảy ra tại khu vực 20^{0}N và 119^{0}E, P_{min} = 997.30mb xảy ra tại khu vực 20^{0}N và 111^{0}E.

8. Trường khí áp gió mùa tây nam 3 (TN3)

Áp thấp nóng phía tây (trung tâm nằm ở vùng núi cao Hymalya) phát triển mạnh xuống phía nam, hình thành rãnh thấp nóng trục hướng bắc - nam nằm ở phía tây

bán đảo Đông Dương, Việt Nam và Biển Đông nằm ở phần phía đông trục rãnh này, gió tây - nam mạnh và ổn định bao phủ toàn bộ bán đảo Đông Dương và Biển Đông.

Hình thế TN3 có thể xuất hiện trong thời kỳ từ tháng 2 đến tháng 8, bắt đầu và kết thúc sớm hơn hình thế TN2 một tháng, số lượng hình thế này tương đối đồng đều giữa các tháng. Trung bình số ngày tồn tại kéo dài là 2,9 ngày/đợt, giữa các tháng không thấy có xu hướng biến động rõ rệt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp tây nam 3 (TN3), P_{tb}= 1009.41mb, P_{max} = 1016.86mb xảy ra tại khu vực 16^{0}N và 121^{0}E, P_{min} = 1003.53mb xảy ra tại khu vực 20^{0}N và 107^{0}E.

9. Trường khí áp hình thế bão và áp thấp nhiệt đới ở phía bắc Biển Đông (B1)

Bão và áp thấp nhiệt đới có tâm nằm trên khu vực từ vĩ tuyến 17 về phía bắc.

Bảng 5. Phân bố số đợt hình thế B1 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1					2	5	12	5	7	6	7		44
2				2	3	10	18	9	19	11	3	1	76
3					2	6	7	9	8	6	3		41
4						3	5	9	8	3			28
5						1	4	1	1	2			9
6								1	2				3
7					1		1	1					3
8													
9													
> 10													
Tổng số cơn				2	8	25	47	35	45	28	13	1	204
Tổng số ngày				4	21	60	116	104	118	68	22	2	515
T.b. ngày/cơn					2,6	2,4	2,5	2,9	2,6	2,4	1,7		2,5

Hình thế B1 có thể xuất hiện từ tháng 5 đến tháng 11, tập trung trong thời kỳ từ tháng 6 đến tháng 10, số ngày tồn tại kéo dài của mỗi cơn là 2,5 ngày/cơn và tương đối đồng đều giữa các tháng, trong đó tháng 8 kéo dài nhất, trung bình là 2,9 ngày/cơn. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp bão khu vực bắc Biển Đông (B1), P_{tb} = 1007.82mb, P_{max} = 1016.46mb xảy ra tại khu vực 20^{0}N và 111^{0}E, P_{min} = 993.22mb xảy ra tại khu vực 20^{0}N và 111^{0}E.

Bão trong hình thế này thường đổ bộ vào bờ biển nam Trung Quốc hoặc phía bắc Việt Nam, kéo theo trường gió tây nam ở phía nam bão phát triển lên bao trùm Biển Đông, vì vậy hình thế TN1 chiếm tần suất cao nhất trong các hình thế chuyển đổi từ hình thế bão B1 sang (bảng 5).

10. Trường khí áp hình thế bão và áp thấp nhiệt đới giữa Biển Đông (hình thế B2)

Bão và áp thấp nhiệt đới hoạt động trên Biển Đông, có tâm nằm trên khu vực từ vĩ tuyến 10 đến vĩ tuyến 17.

Trừ tháng 2, hình thế B2 có thể xảy ra ở tất cả các tháng còn lại trong năm, tần xuất hoạt động tương đối lớn tập trung trong thời kỳ từ tháng 7 đến tháng 11, lớn nhất vào tháng 10. Số ngày tồn tại kéo dài của mỗi cơn trung bình là 2,7 ngày/cơn, không thấy có xu hướng biến đổi rõ của yếu tố này giữa các tháng. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp bão khu vực giữa Biển Đông (B2), P_{tb}= 1008.19mb, P_{max} = 1017.61mb xảy ra tại khu vực 20^{0}N và 115^{0}E, P_{min} = 993.99mb xảy ra tại khu vực 16^{0}N và 113^{0}E.

Số bão và áp thấp nhiệt đới ở giữa Biển Đông di chuyển lên phía bắc chiếm tần suất cao nhất, vì vậy tần xuất chuyển đổi từ hình thế B2 sang hình thế B1 chiếm tần xuất cao nhất đến trên 1/2 tổng số lần chuyển đổi.

11. Trường khí áp hình thế bão và áp thấp nhiệt đới ở phía nam Biển Đông (hình thế B3)

Bão và áp thấp nhiệt đới hoạt động ở nam Biển Đông có vị trí tâm nằm trên khu vực từ vĩ tuyến 10 về phía nam.

Hình thế B3 có thể xuất hiện vào 2 thời kỳ, thời kỳ từ tháng 3 đến tháng 6 ứng với quá trình mặt trời tiến lên chí tuyến bắc, thời kỳ từ tháng 10 năm trước đến tháng 1 năm sau ứng với quá trình mặt trời đi xuống nam bán cầu. Số ngày tồn tại trung bình của một cơn trong hình thế này là 2,3 ngày/cơn. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp bão khu vực nam Biển Đông (B3), P_{tb} = 1011.54mb, P_{max} = 1017.30mb xảy ra tại khu vực 24^{0}N và 119^{0}E, P_{min}= 1004.89mb ấy ra tại khu vực 12^{0}N và 110^{0}E.

12. Trường khí áp hình thế hoàn lưu bão xa (hình thế HLBX)

Những cơn bão mạnh, phạm vi gió bão lớn nhưng tâm bão còn nằm ngoài Thái Bình Dương (phía đông kinh tuyến 120), hoàn lưu bão bao phủ phần lớn Biển Đông.Hình thế HLBX có thể xuất hiện từ tháng 5 đến tháng 11, tập trung trong thời kỳ từ tháng 8 đến tháng 11, số ngày tồn tại kéo dài của mỗi cơn là 1,9 ngày/cơn và tương đối đồng đều giữa các tháng, tuy nhiên các tháng 10 và 11 ngắn hơn, trung bình là 1,6 ngày/cơn. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp

hoàn lưu bão xa (HLBX), P_{tb} = 1007.19mb, P_{max} = 1022.02mb xảy ra tại khu vực 12^0N và 110^0E, P_{min} = 989.69mb xảy ra tại khu vực 24^0N và 119^0E. Số bão và áp thấp nhiệt đới từ Thái Bình Dương đi vào bắc Biển Đông chiếm suất cao nhất vì vậy số lần hình thế HLBX chuyển sang hình thế B1 chiếm tần suất lớn nhất.

13. Trường khí áp hình thế lưỡi áp cao phó nhiệt đới Thái Bình Dương cường độ yếu đến trung bình (hình thế PNĐ1)

Lưỡi cao áp phó nhiệt đới Thái Bình Dương nằm trên Biển Đông thể hiện ở các đường đẳng áp và trường gió uốn cong xoáy nghịch, cường độ yếu.

Hình thế PNĐ1 có thể xuất hiện từ tháng 3 đến tháng 10, tập trung trong thời kỳ từ tháng 4 đến tháng 8, ứng với quá trình mặt trời tiến lên chí tuyến bắc, cao áp phó nhiệt đới Thái Bình Dương nâng trục lên vĩ độ cao. Số ngày tồn tại trung bình của hình thế này là 2,8 ngày/đợt và không thấy xu thế biến động rõ rệt giữa các tháng. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp PNĐ1, P_{tb} = 1009.61mb, P_{max} = 1019.66mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 115^0E, P_{min} = 999.49mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 111^0E .

14. Trường khí áp hình thế lưỡi áp cao phó nhiệt đới Thái Bình Dương lấn xa về phía tây (hình thế PNĐ2)

Cao áp phó nhiệt đới Thái Bình Dương có cường độ tương đối mạnh, lấn xa về phía tây, trường gió trên Biển Đông yếu, hướng uốn cong xoáy nghịch nhưng cường độ yếu.

Hình thế PNĐ2 có thể xuất hiện trong các tháng 5, 8, 9 và 10 ứng với hai thời kỳ mặt trời ở thiên đỉnh, tháng 6 tháng 7 như thời kỳ tạm ngưng hoạt động của hình thế này. Số ngày tồn tại kéo dài trung bình của 1 đợt là 3,7 ngày/đợt, dài hơn hình thế PNĐ1. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp PNĐ2, P_{tb} = 1009.67mb, P_{max} = 1016.66mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 111^0E, P_{min} = 999.30mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 107^0E.

15. Trường khí áp hình thế rãnh thấp trục hướng tây - bắc/đông - nam (hình thế RTBĐN)

Sự phối hợp của áp thấp nóng phía tây phát triển xuống phía đông nam và lưỡi áp cao phó nhiệt đới Thái Bình Dương tạo thành rãnh thấp trục hướng tây - bắc/đông - nam, trước rãnh là vùng hội tụ gió, kéo dài về phía đông trục rãnh có thể được nối với áp thấp nhiệt đới hoặc bão.

Hình thế RTBĐN có thể xuất hiện từ tháng 2 đến tháng 10, tập trung trong thời kỳ từ tháng 4 đến tháng 8. Số ngày tồn tại trung bình của hình thế này là 2,6 ngày/đợt và không thấy xu thế biến động rõ rệt giữa các tháng. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp rãnh thấp trục tây bắc đông nam, P_{tb}= 1009.06mb, P_{max} = 1016.57mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 119^0E, P_{min}= 1000.44mb xảy ra tại

khu vực 20^0N và 111^0E.

16. Trường khí áp hình thế dải hội tụ nhiệt đới nằm ở bắc Biển Đông (hình thế IIT1)

Giải hội tụ nhiệt đới nằm trên khu vực từ vĩ tuyến 17 lên phía bắc. Hình thế HT1 có thể xuất hiện từ tháng 5 đến tháng 9, tập trung trong thời kỳ từ tháng 7 đến tháng 9. Số ngày kéo dài trung bình của một đợt là 1,9 ngày/đợt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp hội tụ bắc Biển Đông, P_{tb}= 1007.66mb, P_{max} = 1017.02mb xảy ra tại khu vực 4^0N và 113^0E, P_{min} = 994.72mb xảy ra tại khu vực 20^0N và 197^0E.

Nói chung trên hình thế HT có thể xuất hiện các nhiễu động xoáy, ở phía nam thường có gió TN vì vậy số lần chuyển từ hình thế HT sang hình thế bão B1 và TN1 chiếm tần suất cao nhất. (bảng 6).

Bảng 6. Phân bố số đợt hình thế HT1 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1					3	5	11	12	10				41
2					1	3	11	5	8				28
3						2	2	4	3				11
4					1	1	2	1					5
5								2	1				3
6								1					1
7													
8													
9													
≥ 10													
Tổng số đợt					5	11	26	25	22				89
Tổng số ngày					9	21	47	54	40				171
T.b. ngày/đợt					1.8	1,9	1.8	2,2	1.8				1.9

17. Hình thế giải hội tụ nhiệt đới ở giữa Biển Đông (hình thế HT2)

Giải hội tụ nhiệt đới nằm trên khu vực từ vĩ tuyến 10 đến vĩ tuyến 17 bắc. Hình thế HT2 có thể xuất hiện từ tháng 5 đến tháng 10, kéo dài thêm 1 tháng, gấp gần 3 lần về số đợt và trên 4 lần về số ngày tồn tại so với hình thế HT1, tần xuất lớn nhất vào tháng 9. Số ngày kéo dài trung bình của một đợt là 2,8 ngày/đợt, dài đột xuất vào tháng 9 đến 3,6 ngày/đợt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp hội tụ HT2, P_{tb}= 1009.01mb, P_{max} = 1017.09mb xẩy ra tại khu vực 20^0N và 119^0E, P_{min}= 999.70mb xẩy ra tại khu vực 16^0N và 121^0E.

Hình thế HT2 có thể xuất hiện từ tháng 5 đến tháng 10, kéo dài thêm 1 tháng, gấp gần 3 lần về số đợt và trên 4 lần về số ngày tồn tại so với hình thế HT1, tần xuất lớn nhất vào tháng 9. Số ngày kéo dài trung bình của một đợt là 2,8 ngày/đợt, dài đột xuất vào tháng 9 đến 3,6 ngày/đợt. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp hội tụ HT2, P_{tb}= 1009.01mb, P_{max} = 1017.09mb xẩy ra tại khu vực 20^0N và 119^0E, P_{min}= 999.70mb xẩy ra tại khu vực 16^0N và 121^0E.

18. Trường khí áp hình thế giải hội tụ nhiệt đới nam Biển Đông (hình thế HT3)

Giải hội tụ nhiệt đới nằm trên khu vực nam Biển Đông từ vĩ tuyến 10 về phía nam.

Hình thế HT3 có thể xuất hiện quanh năm, ngoại trừ tháng 7, nửa đầu năm chiếm khoảng 1/4, nửa cuối năm chiếm khoảng 3/4 số ngày và số đợt, tập trung chủ yếu trong hai tháng 9 và 10. Số ngày kéo dài trung bình của một đợt là 3,3 ngày/đợt, dài đột xuất vào tháng 9 đến 4 ngày/đợt, dài hơn hình thế HT2 chút ít. Các trị số khí áp đặc trưng của loại hình khí áp hội tụ naboeenr Đông, P_{tb}= 1010.99mb, P_{max}= 1019.76mb xẩy ra tại khu vực 24^0N và 119^0E, P_{min} = 1004.40mb xẩy ra tại khu vực 12^0N và 110^0E.

19. Trường khí áp hình thế đường đứt bắc Biển Đông (hình thế ĐĐ1)

Đường đứt được xác định là đường trên đó có sự hội tụ của gió (hướng và tốc độ), đường đứt bắc Biển Đông nằm ngang (vĩ hướng) trong khu vực bắc vĩ tuyến 17, trường gió ở phía bắc đường này có thành phần hướng bắc liên quan với rìa phía nam cao áp lạnh lục địa, trường gió ở phía nam đường này có thành phần hướng nam liên quan với các hệ thống nhiệt đới như áp cao phó nhiệt đới, gió mùa gió mùa nam á hoặc đông nam Á (bảng 7).

Bảng 7. Phân bố số đợt hình thế ĐĐ1 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1			2		14					1	1		18
2	1		1		5					1			8
3					2								2
4					2								2
5													
6					1								1
7													
8													
Tổng số đợt	1		3		24					2	1		31
Tổng số ngày	2		4		44					3	1		54
T.b. ngày/đợt			1,3		1,8					1,5			1,7

20. Trường khí áp hình thế đường đứt giữa Biển Đông (hình thế ĐĐ2)

Là đường đứt nằm ở giữa Biển Đông trên khu vực từ vĩ tuyến 10 đến vĩ tuyến 17 bắc.

Bảng 8. Phân bố số đợt hình thế ĐĐ2 theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1	1	1	3	3							8		16
2		1	3	2							3	1	10
3				2									2
4											2		2
5													
6											1		1
7													
8													
Tổng số đợt	1	2	6	7							14	1	31
Tổng số ngày	1	3	9	13							28	2	56
T.b. ngày/đợt		1,5	1,5	1,8							2,0		1,8

Các hệ thống ĐĐ có liên quan với cao áp lạnh lục địa vì vậy chúng chỉ xuất hiện trong nửa năm lạnh, tần xuất xuất hiện của chúng tương đối ít, những số liệu thống kê của chúng không thể hiện quy luật nào rõ rệt (bảng 8).

21. Trường khí áp hình thế không xác định (Hình thế KXĐ)

Khi trường khí áp trên Biển Đông tương đối đồng đều hoặc bị phân chia thành những hình thế nhỏ đồng thời tồn tại thì được xác định là hình thế KXĐ. Hình thế KXĐ có thể xuất hiện quanh năm, nói cách khác nó có thể xuất hiện từ mọi hình thế, tuy nhiên tần suất xuất hiện của chúng trong mùa đông ít hơn mùa hè, đặc biệt ít trong 3 tháng chính đông. Thời gian tồn tại trung bình của mỗi đợt là 2,2 ngày/đợt và tương đối đồng đều giữa các tháng. (Bảng 9)

Bảng 9. Phân bố số đợt hình thế KXĐ theo số ngày tồn tại liên tục và theo tháng trong thời kỳ 1969 - 1998.

Tháng / Số ngày tồn tại liên tục	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ
1	5	13	26	17	38	16	24	10	23	13	5	2	192
2	2	7	9	17	18	8	13	8	9	10	1	3	105
3	3	3	2	18	14	5	3	3	7	4	1		63
4	1	2	2	2	12	2	3	2	5	1			32
5		1	2	1	1	1	3		2				11
6			1	1	1			1	3	1			8
7				1	2	1	1	1	1				7
8		1	1			1	1						4
9			1										1
≥ 10				1					1				2
Tổng số đợt	11	27	44	58	86	34	48	25	51	29	7	5	425
Tổng số ngày	22	57	91	141	189	75	101	56	127	55	10	8	932
T.b. ngày/đợt	2,0	2,1	2,1	2,4	2,2	2,2	2,1	2,2	2,5	1,9	1,4	1,6	2,2

Hình thế KXĐ có thể xuất hiện từ mọi hình thế, vì vậy mọi hình thế có thể xuất hiện thay thế nó trừ hình thế B3.

III. KHÁI QUÁT ĐẶC TRƯNG CÁC TRƯỜNG KHÍ ÁP HÌNH THẾ VÀ QUÁ TRÌNH SYNOP TỰ NHIÊN TRÊN BIỂN ĐÔNG

1. Các trường khí áp hình thế synop tự nhiên trên Biển Đông vừa mang tính ổn định vừa mang tính bất ổn định cao

Không đâu trên thế giới chế độ hoàn lưu bình thường lại bị nhiễu động mạnh mẽ như ở khu vực đông nam á, trong khi đó Biển Đông lại nằm ở vị trí trung tâm khu vực. Trong mùa đông, không khí có nguồn gốc cực đới có thể xâm nhập đến phía nam Biển Đông, ngược lại trong mùa hè đường hội tụ nhiệt đới có thể vượt qua Biển Đông vào phía nam lục địa Trung Quốc.

2. Các hình thế synop tự nhiên trên Biển Đông mang bản chất không liên tục

Tính bất liên tục thể hiện ở sự "giao tranh" ảnh hưởng từ các trung tâm tác động khác nhau đối với khu vực. Chế độ gió mùa đông bắc trong mùa đông thường bị ngưng trệ bởi ảnh hưởng trội lên của tín phong (xuất phát từ rìa tây nam áp cao đông Trung Hoa và áp cao cận nhiệt đới Thái Bình Dương) làm cho thời tiết mùa đông có những biến động mạnh mẽ và bị phân hoá rõ rệt theo phương kinh tuyến. Trong mùa hạ, chế độ gió trên Biển Đông được hình thành từ 2 luồng khác nhau, luồng hướng tây gây ra gió tây nam, luồng hướng đông là tín phong đông nam với nhiều nhiễu động như bão, giải hội tụ nhiệt đới, hai luồng gió mùa này vừa hoạt động độc lập, vừa đan xen, thậm chí có khi chúng còn bị gió mùa đông bắc lấn xuống "chèn ép" nhất là trong những thời kỳ đầu và cuối mùa hạ, vì vậy những hình thái khí áp và synop tự nhiên trên Biển Đông rất phong phú và liên tục biến động.

3. Đặc trưng thống kê của các trường khí áp hình thế synop Biển Đông

Qua bảng 10 và 11 có thể thấy một số nhận xét chính sau :

1. Trong thời kỳ nghiên cứu (30 năm với tổng số ngày là 10856) có 4793 ngày chiếm 41,1% tổng số ngày các hình thế liên quan với cao áp lạnh, 1773 ngày chiếm 16,3% tổng số ngày các hình thế liên quan với gió mùa tây nam, 1173 ngày chiếm 10,8% tổng số ngày các hình thế liên quan với bão, 860 ngày chiếm 7,9% tổng số ngày các hình thế liên quan với áp cao phó nhiệt đới, 1352 ngày chiếm 12,4% tổng số ngày các hình thế liên quan với các nhiễu động nhiệt đới khác, 932 ngày chiếm 8,6% tổng số ngày trường áp tương đối bằng phẳng, hình thế KXĐ (bảng 23).
2. Hai hình thế có tần suất xuất hiện lớn (trên 10%) là ĐB2 và ĐB1 (là 2 hình thế của mùa đông). Năm hình thế có tần suất xuất hiện ít (dưới 1%) là PNĐ2,

HLBX, B3, ĐĐ2 và ĐĐ1.

3. Bảng 11 được xếp theo thứ tự giảm dần: 5 hình thế đầu chiếm tần suất 53,7%; 11 hình thế đầu chiếm tần xuất 82,2%; 16 hình thế đầu chiếm tần suất 96,5% tổng số ngày trong năm.

4. Trong 16 hình thế đầu có 5 hình thế xảy ra chủ yếu trong mùa đông (chiếm tần suất 43,9%), 8 hình thế xảy ra chủ yếu trong mùa hè (chiếm tần suất 36,8%), 3 hình thế có thể xảy ra trong cả hai mùa (chiếm tần suất 15,8%).

5. Thời gian tồn tại trung bình mỗi đợt hình thế dài nhất là 4,3 ngày/đợt thuộc hình thế CAĐTH, ngắn nhất là 1,9 ngày/đợt thuộc hình thế HT1. Nhìn chung các hình thế có số ngày kéo dài trung bình mỗi đợt từ 2 đến 3 ngày.

Bảng 10. Phân bố tổng số ngày tồn tại các hình thế synop hoạt động trên Biển Đông theo tháng trong 30 năm (1969 - 1998)

Tháng / Hình thế	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Σ (30 năm)	%	Số ngày Tr.b./ đợt, cơn
ĐB2	382	250	150	103	12				2	133	362	385	1779	16.3	2.8
ĐB1	354	287	190	84	6				3	50	111	196	1281	11.7	2.5
TN1		10	9	27	126	244	343	228	48	2			1037	9.5	3.7
KXĐ	22	57	91	141	189	75	101	56	127	55	10	8	932	8.5	2.2
ĐB3	180	200	220	93	2					12	27	103	837	7.7	2.6
HT2				2	90	88	69	83	259	146			737	6.8	2.8
B1				4	21	60	116	104	118	68	22	2	515	4.7	2.5
RTB-ĐN		5	14	47	77	114	127	73	28	9			494	4.5	2.6
ĐB1R	101	36	22	6					2	25	155	123	470	4.3	2.8
B2	5		8	8	17	26	42	24	71	144	83	33	461	4.2	2.7
CAĐTH	13	23	112	262							11	5	426	3.9	4.3
TN2			8	22	93	114	40	98	41	2			418	3.8	2.7
HT3	4	8	13	17	33	10		3	57	163	29	6	343	3.1	3.3
TN3	5	22	31	61	84	43	34	32	2		4		318	2.9	2.9
PNĐ1			6	36	121	49	47	31	15	7			312	2.9	2.8
HT1					9	21	47	54	40				171	1.6	1.9
PNĐ2					33		2	18	16	27			96	0.9	3.7
HLBX					3	2	12	15	23	23	8		86	0.8	1.9
B3	1		6	5	1	1				8	41	21	84	0.8	2.3
ĐĐ2	1	3	9	13							28	2	56	0.5	3.7
ĐĐ1	2		4		44					3	1		54	0.5	2.8

Bảng 11. Phân bố số ngày tồn tại các hình thế synop hoạt động trên Biển Đông trung bình tháng và năm trong 1969 - 1998

Tháng / Hình thế	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Số ngày Tr/b. năm	%	Số ngày Tr.b./ đợt, cơn
ĐB2	12.7	8.3	5.0	3.4	0.4				0.1	4.4	12.1	12.8	59.3	16.3	2.8
ĐB1	11.8	9.6	6.3	2.8	0.2				0.1	1.7	3.7	6.5	42.7	11.7	2.5
TN1		0.3	0.3	0.9	4.2	8.1	11.4	7.6	1.6	0.1			34.6	9.5	3.7
KXĐ	0.7	1.9	3.0	4.7	6.3	2.5	3.4	1.9	4.2	1.8	0.3	0.3	31.1	8.5	2.2
ĐB3	6.0	6.7	7.3	3.1	0.1					0.4	0.9	3.4	27.9	7.7	2.6
HT2				0.1	3.0	2.9	2.3	2.8	8.6	4.9			24.6	6.8	2.8
B1				0.1	0.7	2.0	3.9	3.5	3.9	2.3	0.7	0.1	17.2	4.7	2.5
RTB-ĐN		0.2	0.5	1.6	2.6	3.8	4.2	2.4	0.9	0.3			16.5	4.5	2.6
ĐB1R	3.4	1.2	0.7	0.2					0.1	0.8	5.2	4.1	15.7	4.3	2.8
B2	0.2		0.3	0.3	0.6	0.9	1.4	0.8	2.4	4.8	2.8	1.1	15.4	4.2	2.7
CAĐTH	0.4	0.8	3.7	8.7							0.4	0.2	14.2	3.9	4.3
TN2			0.3	0.7	3.1	3.8	1.3	3.3	1.4	0.1			13.9	3.8	2.7
HT3	0.1	0.3	0.4	0.6	1.1	0.3		0.1	1.9	5.4	1.0	0.2	11.4	3.1	3.3
TN3	0.2	0.7	1.0	2.0	2.8	1.4	1.1	1.1	0.1		0.1		10.6	2.9	2.9
PNĐ1			0.2	1.2	4.0	1.6	1.6	1.0	0.5	0.2			10.4	2.9	2.8
HT1					0.3	0.7	1.6	1.8	1.3				5.7	1.6	1.9
PNĐ2					1.1		0.1	0.6	0.5	0.9			3.2	0.9	3.7
HLBX					0.1	0.1	0.4	0.5	0.8	0.8	0.3		2.9	0.8	1.9
B3			0.2	0.2						0.3	1.4	0.7	2.8	0.8	2.3
ĐĐ2		0.1	0.3	0.4							0.9	0.1	1.9	0.5	3.7
ĐĐ1	0.1		0.1		1.5					0.1			1.8	0.5	2.8

IV. KẾT LUẬN

1. Phân loại hình thế và các quá trình synop tự nhiên trên Biển Đông được trình bày trong công trình này là kết quả nghiên cứu nghiêm túc trên cơ sở vận dụng những hiểu biết đã tích luỹ được của nhiều thế hệ để phân tích tệp số liệu và bản đồ 30 năm đầy đủ cả 4 obs. Kết quả nghiên cứu chẳng những phù hợp với những công trình khác đã công bố, mà còn góp phần hệ thống hoá, cụ thể hoá và nâng cao nhận thức về những hình thế và quá trình synop ở Việt Nam nói chung, ở Biển Đông nói riêng.

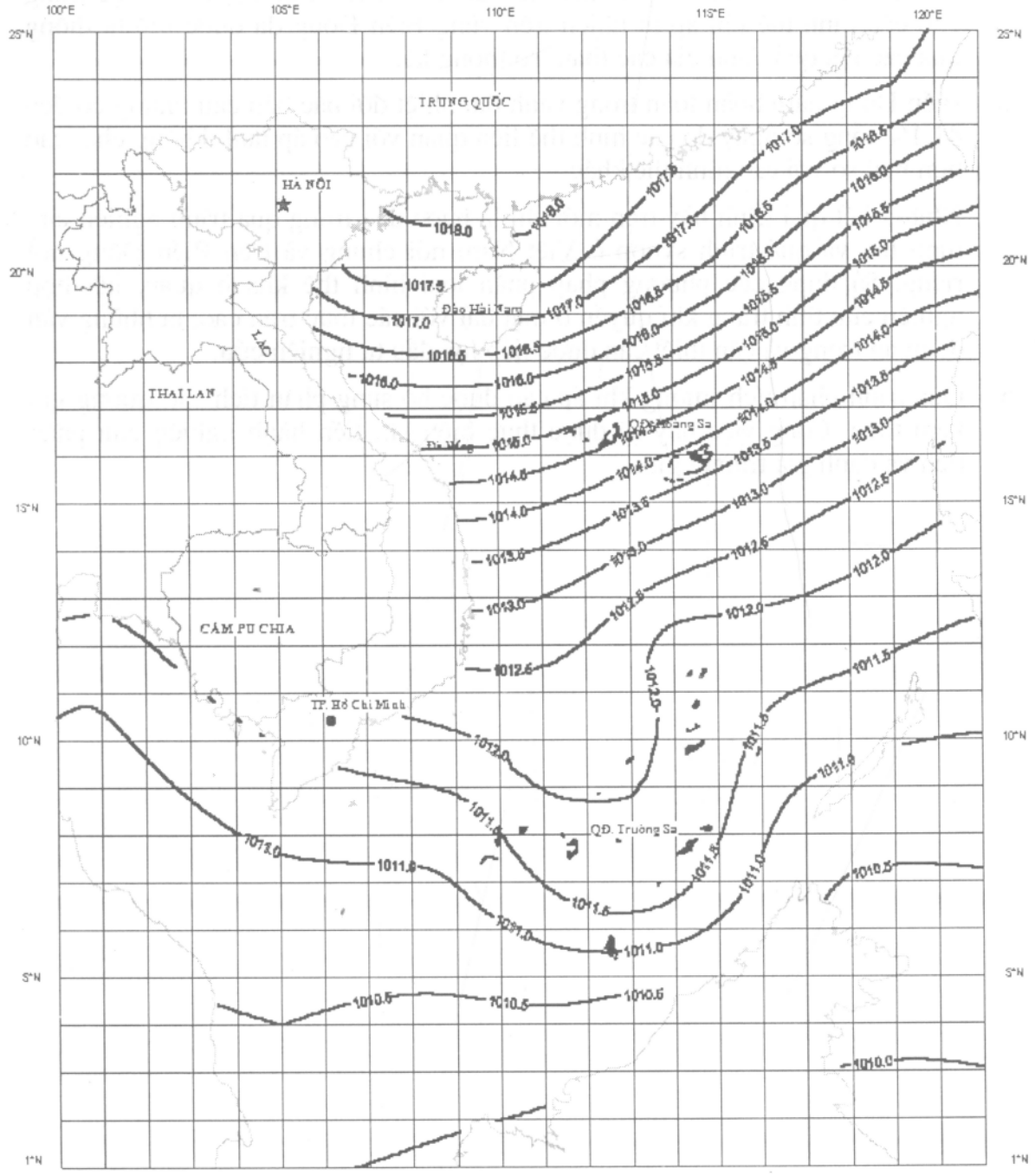
2. Hình thế synop đã được lựa chọn phản ánh sự biến động của 21 trường khí áp đặc trưng cho vùng biển Việt Nam và Biển Đông trong giai đoạn 1969 -

1998. Bước đầu một số quy luật biến động của các trường khí áp đặc trưng cho các hình thế khí áp tự nhiên trên vùng Biển Đông đã được mô tả thông qua các kết quả đánh giá các tham số thống kê.

3. Biển Đông nằm hoàn toàn trong vành đai nhiệt đới bắc bán cầu nhưng có đến 41,1% tổng số ngày do các hình thế liên quan với cao áp lạnh khống chế, cao hơn hẳn so với các hình thế khác.

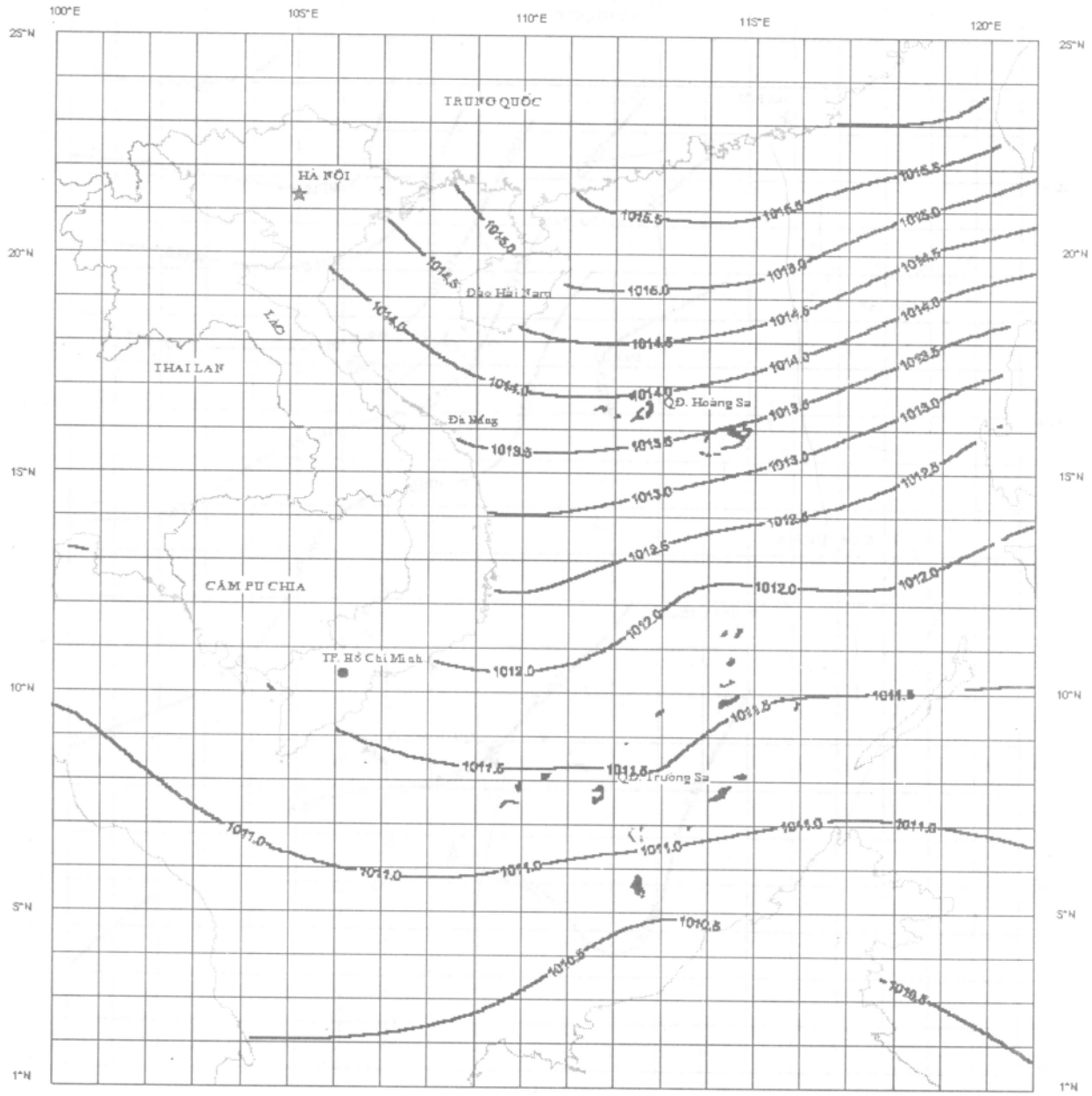
4. Những kết quả trình bày trên mới chỉ là bước đầu trong quá trình nghiên cứu hình thế và quá trình synop ở Việt Nam nói chung và trên Biển Đông nói riêng. Sử dụng các phương pháp phân loại hình thế khách quan, kết hợp nghiên cứu tình trạng khí quyển ở mặt đất với các mực trên cao, là những vấn đề quan trọng và cần thiết cần được tiếp tục đầu tư nghiên cứu.

5. Quá trình phân tích trường khí áp cần được bổ sung phân tích các trường gió kèm theo. Công việc này sẽ được thực hiện khi tiến hành nghiên cứu phân tích và đánh giá trường gió.



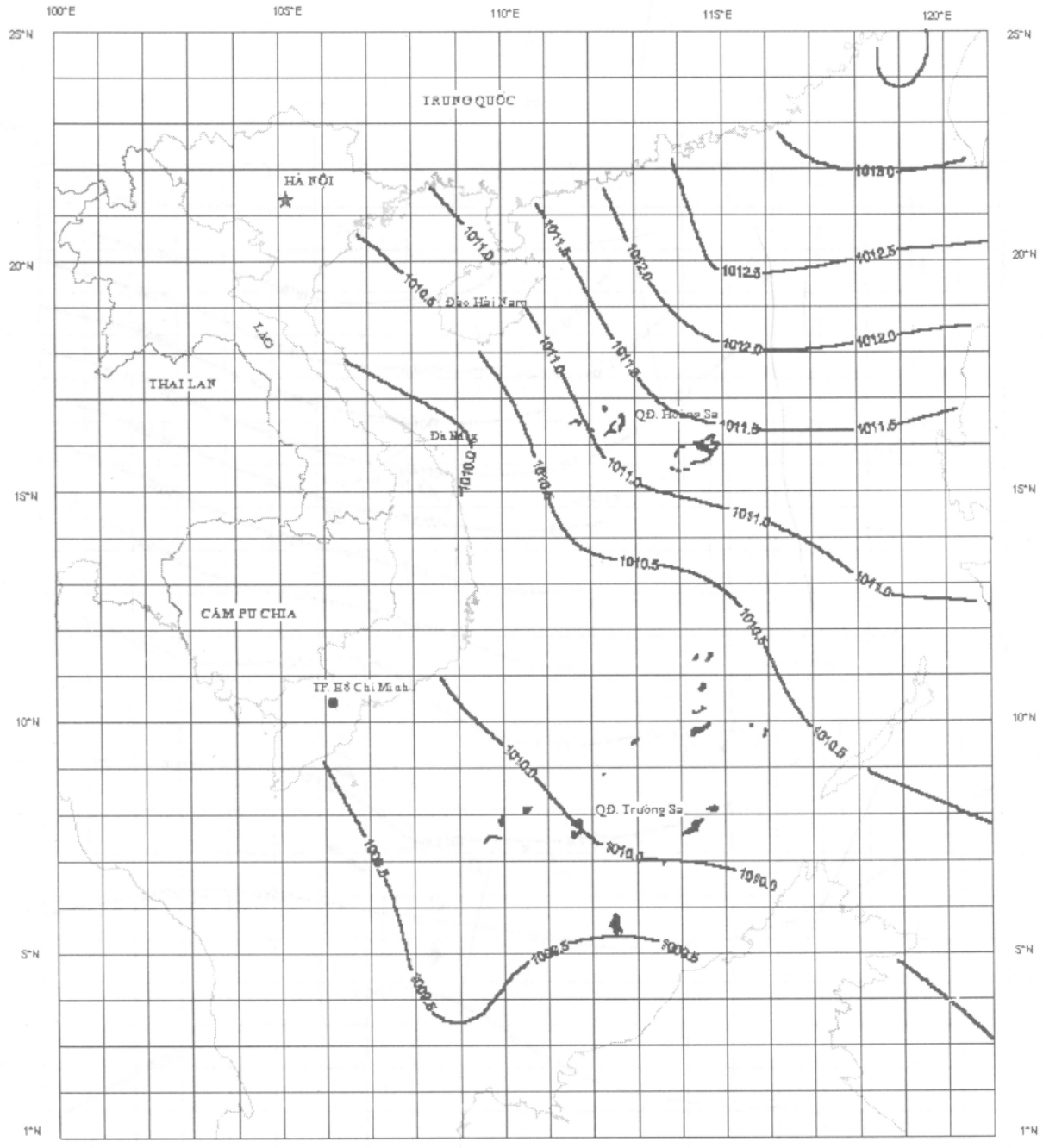
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 2. Bản đồ hình thể khí áp trung bình ĐB1 thời kỳ 1969- 1998 vùng Biển Đông



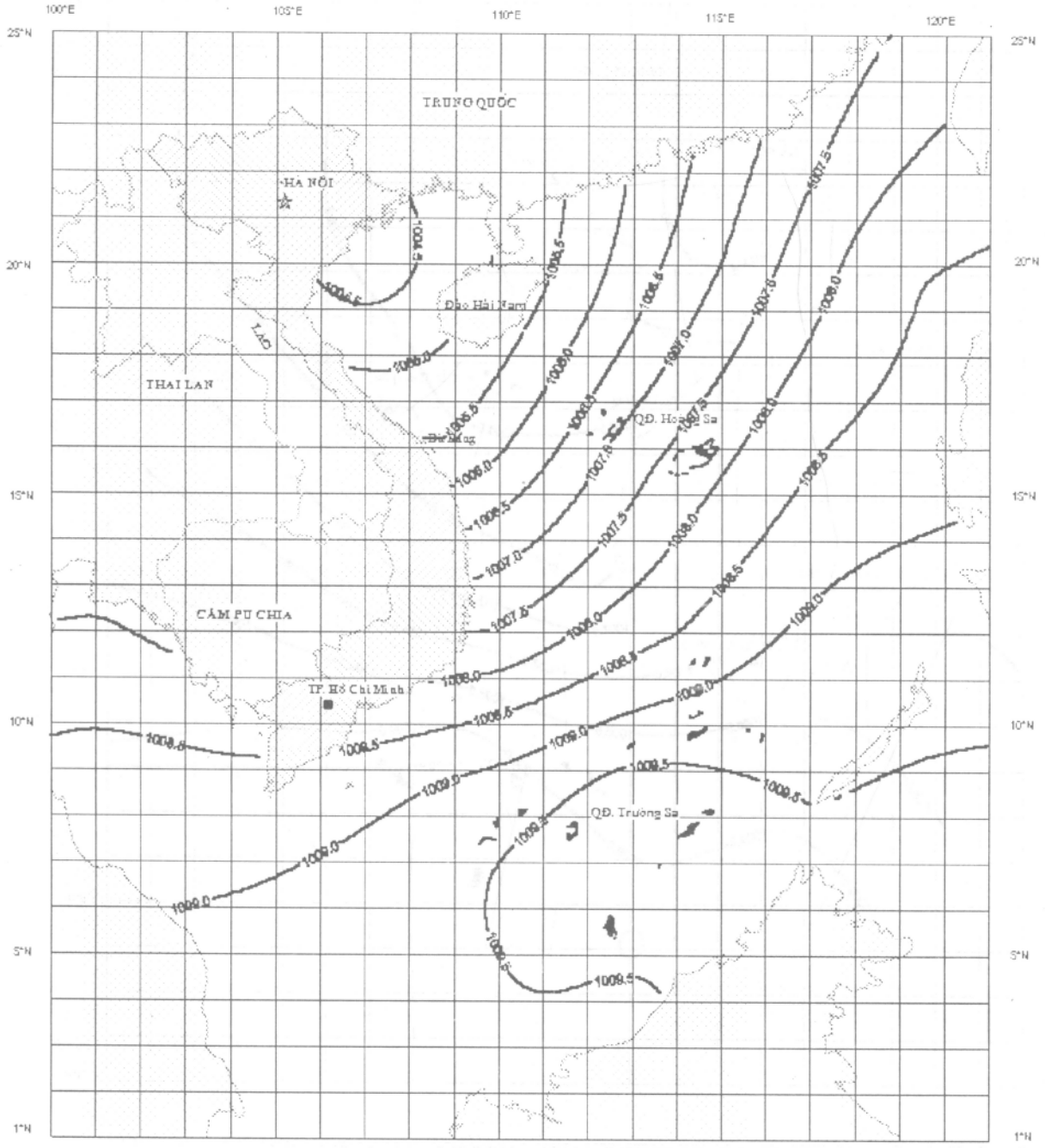
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 3 . Bản đồ hình thế khí áp trung bình ĐB3- sương mù biển 1969- 1998 vùng Biển Đông



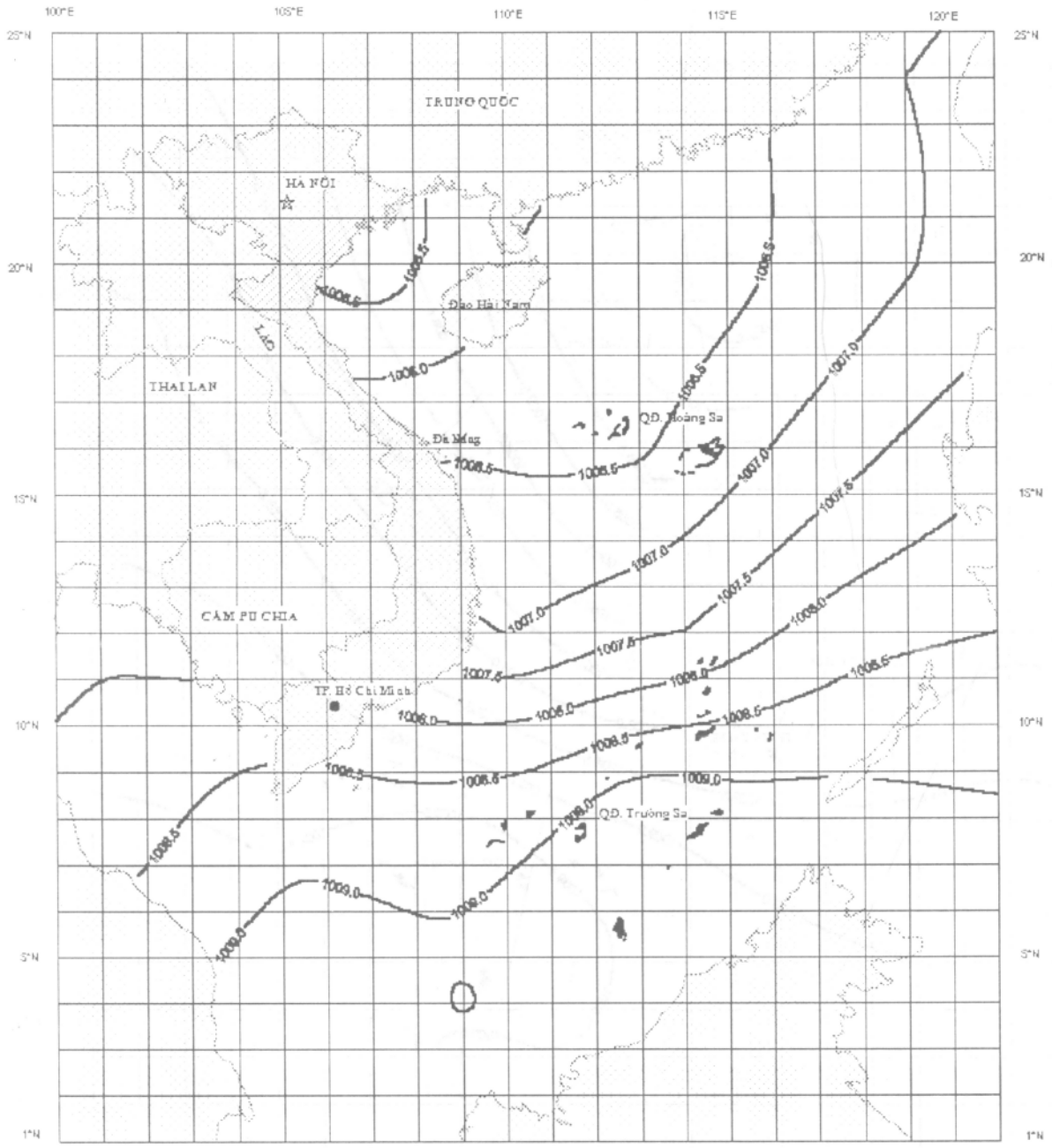
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 4. Bản đồ hình thể khí áp trung bình CAĐTH thời kỳ 1969- 1998 vùng Biển Đông



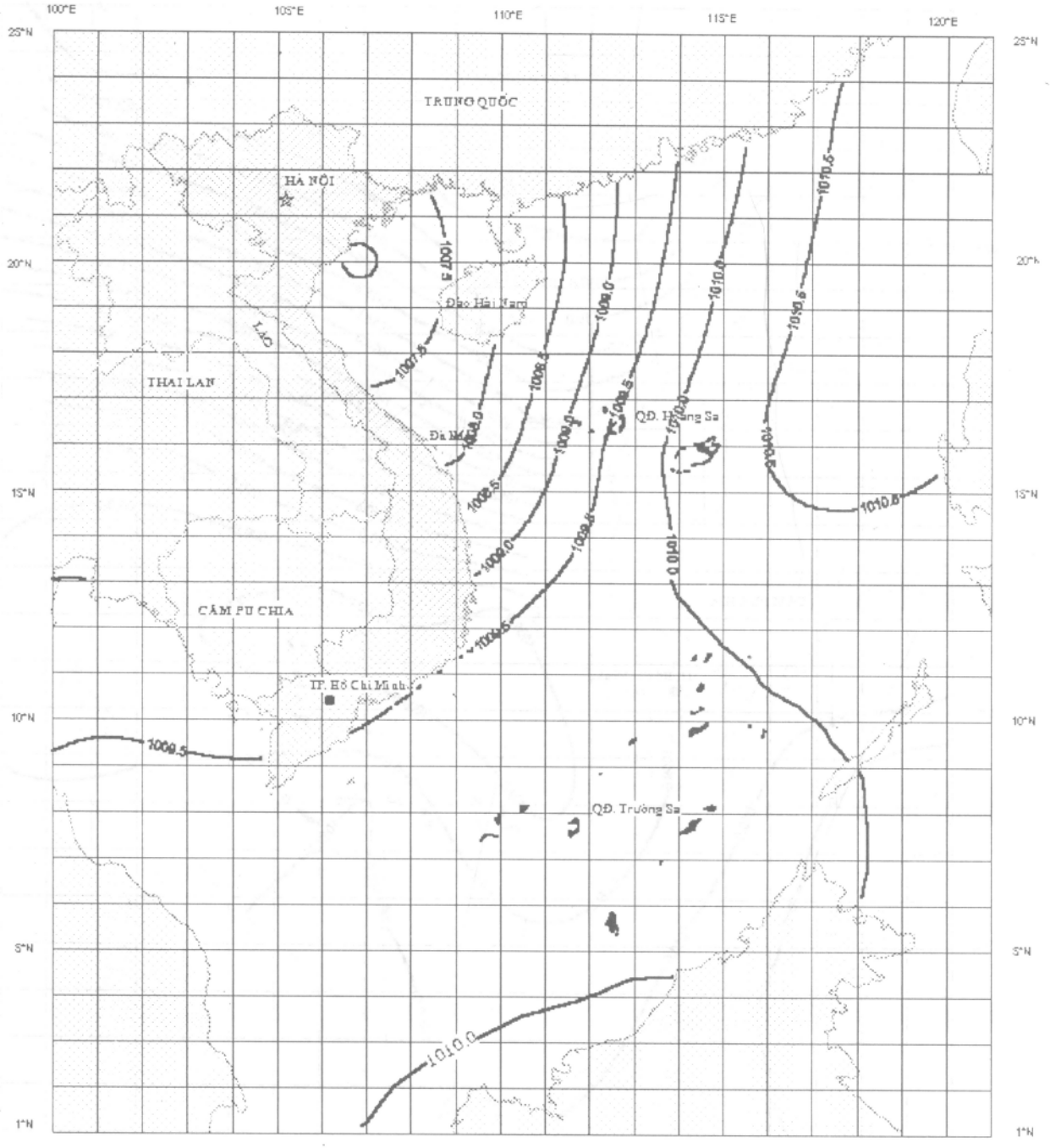
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 5. Bản đồ hình thể khí áp trung bình TN1 thời kỳ 1969- 1998 vùng Biển Đông



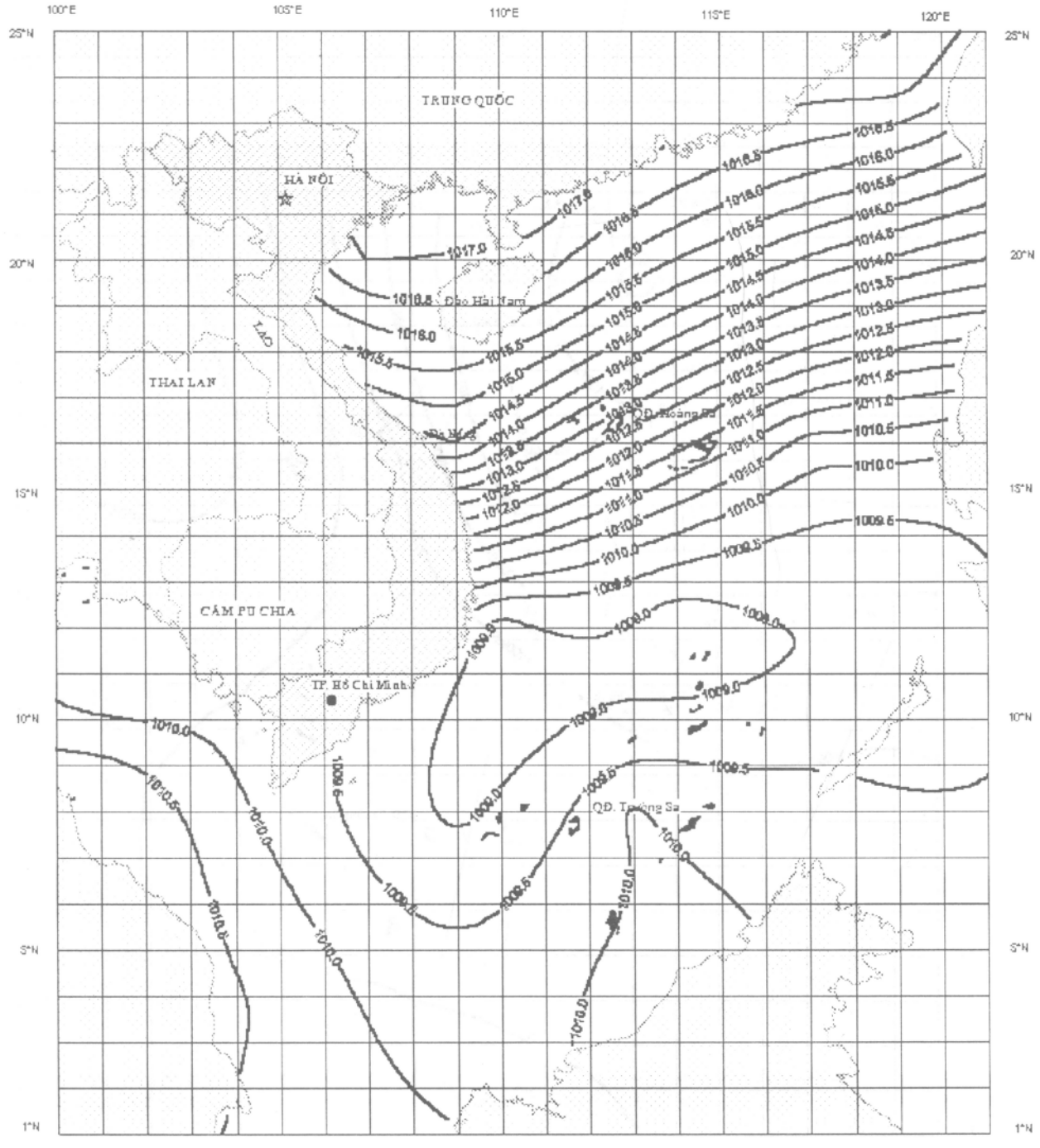
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 6. Bản đồ hình thế khí áp trung bình TN2 thời kỳ 1969- 1998 vùng Biển Đông



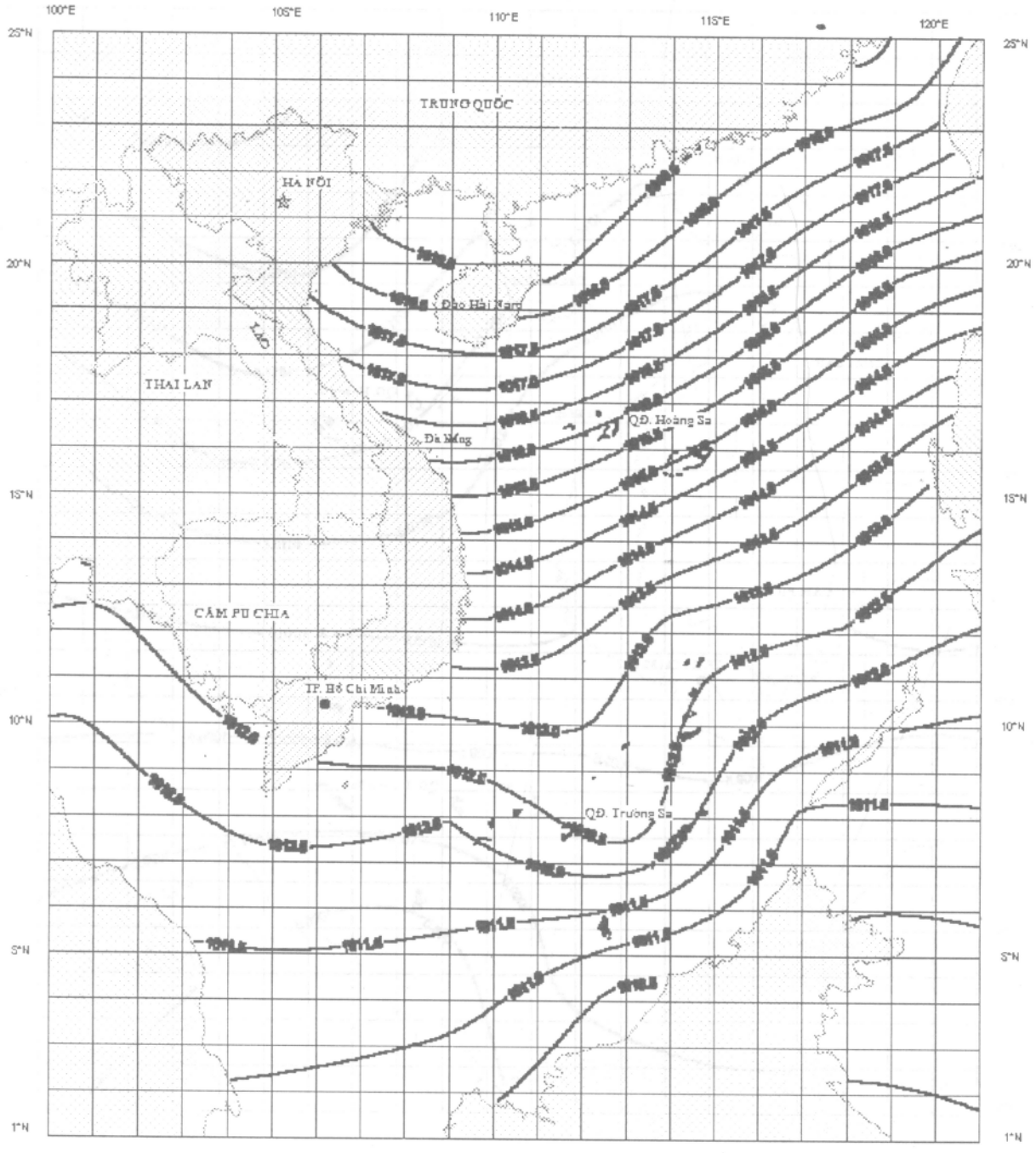
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 7. Bản đồ hình thể khí áp trung bình TN3 thời kỳ 1969- 1998 vùng Biển Đông



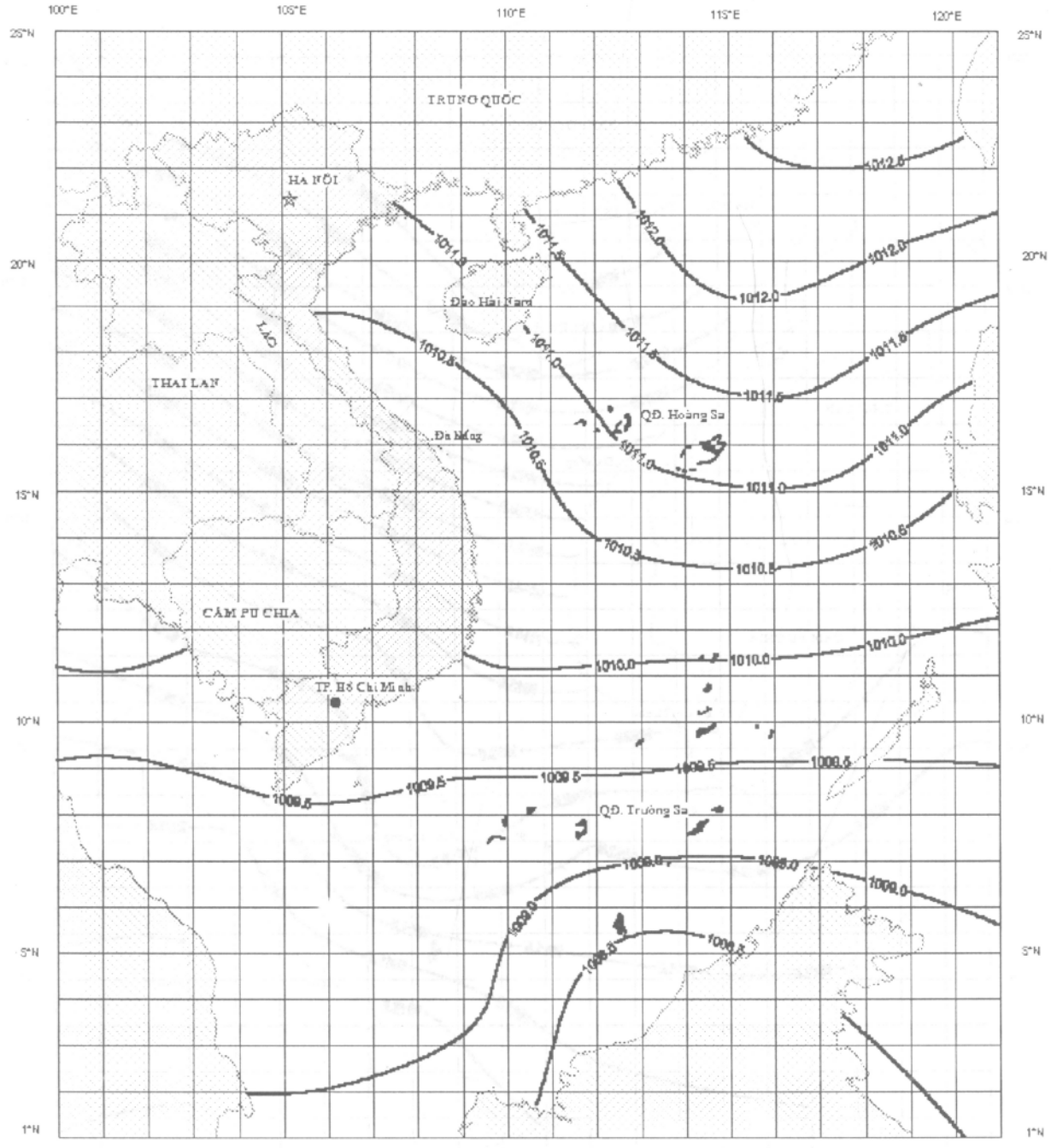
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 8. Bản đồ hình thể khí áp trung bình B3 thời kỳ 1969- 1998 vùng Biển Đông



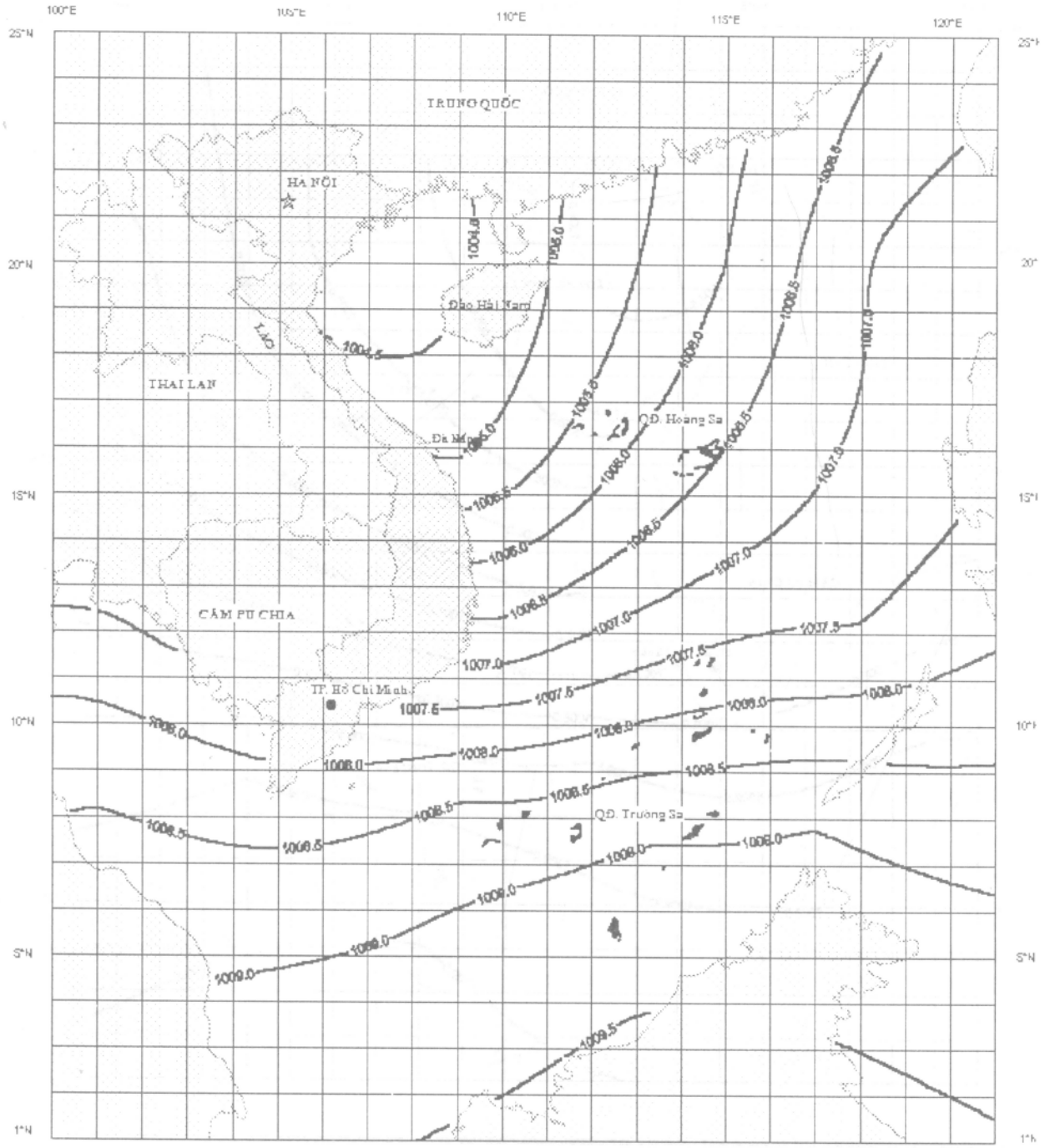
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 9. Khí áp trung bình 30 năm (1969- 1998) của tháng I vùng Biển Đông



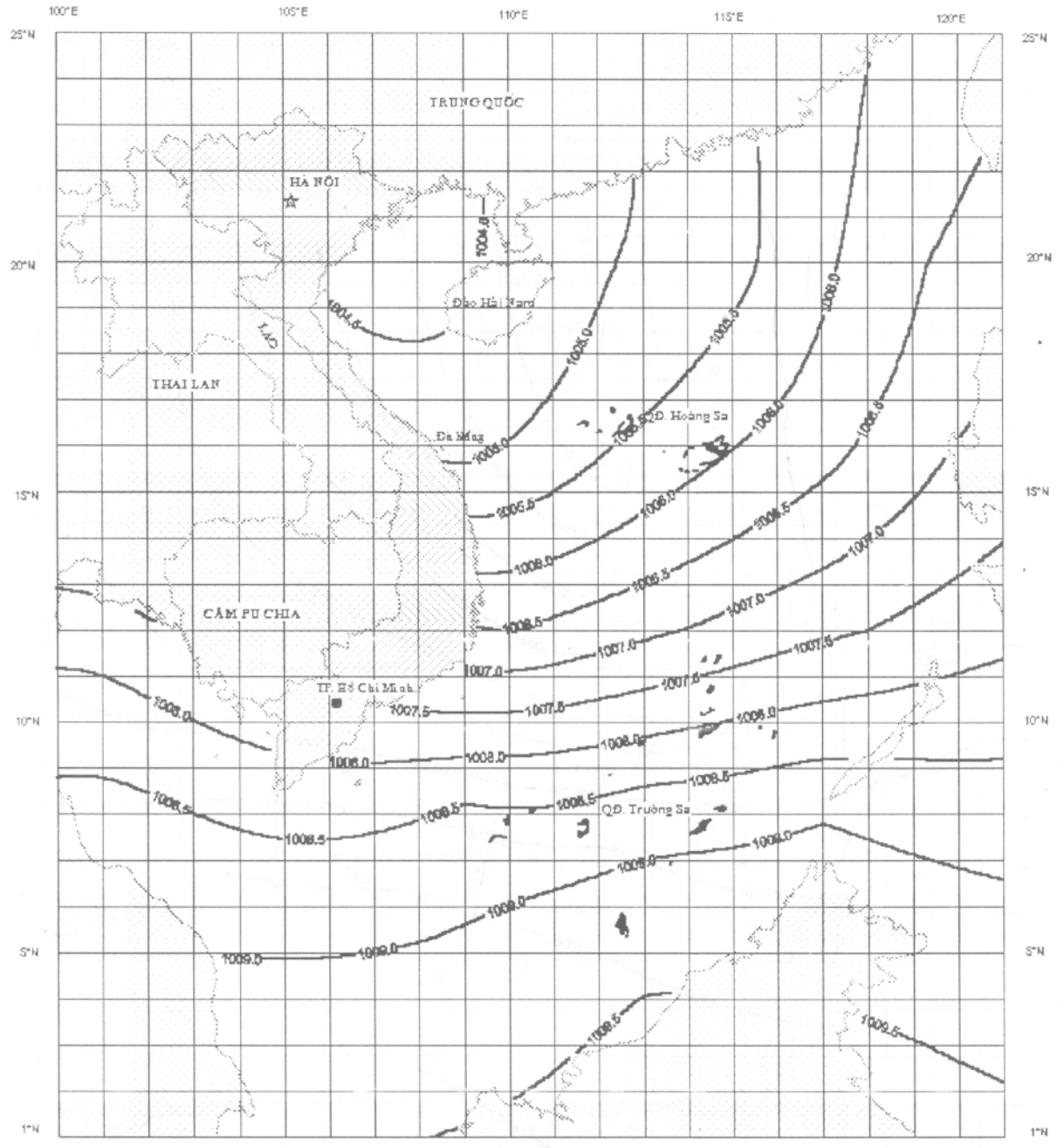
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 10. Khí áp trung bình 30 năm (1969- 1998) của tháng IV vùng Biển Đông



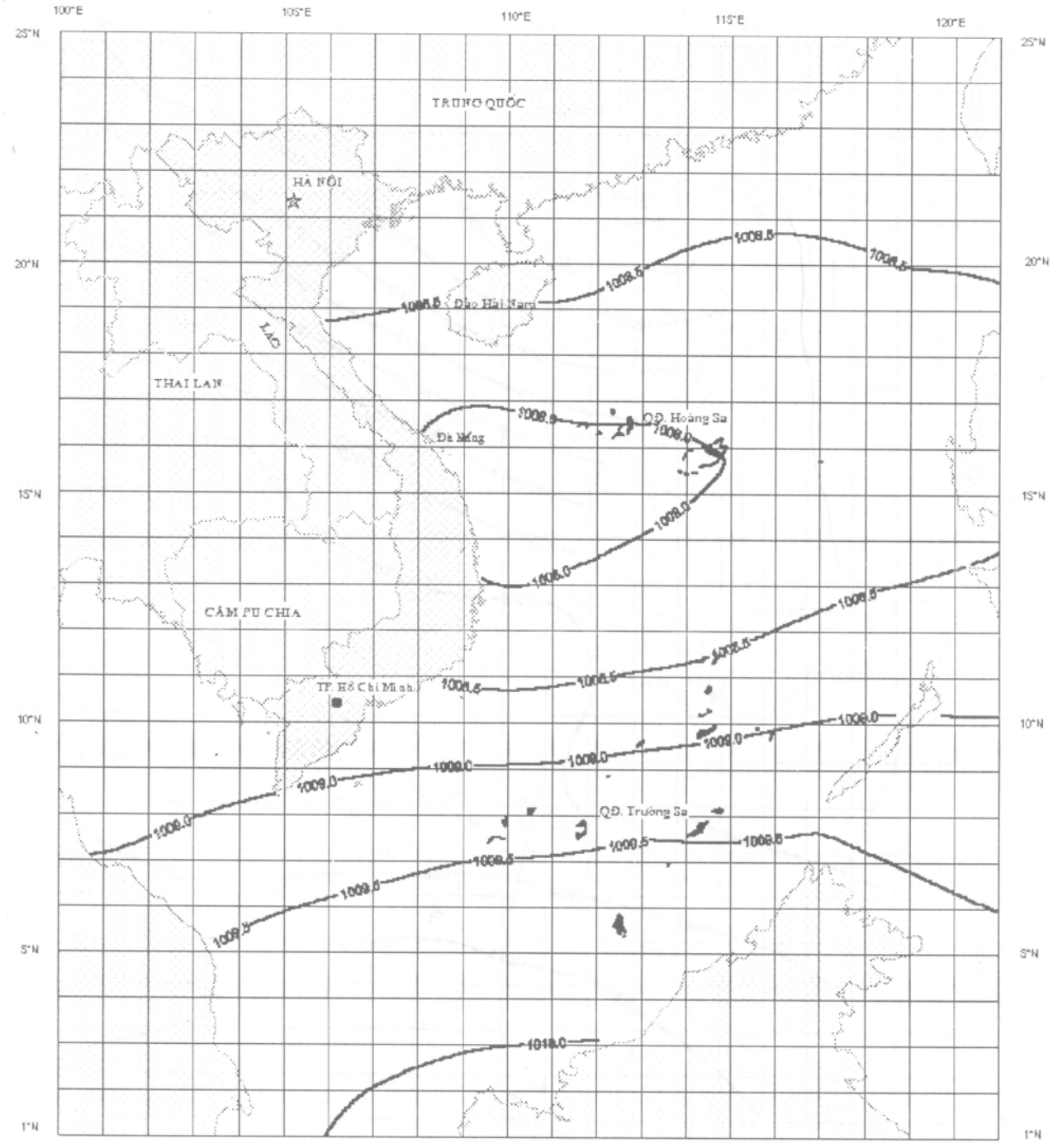
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 11. Khí áp trùng bình 30 năm (1969- 1998) của tháng VII vùng Biển Đông



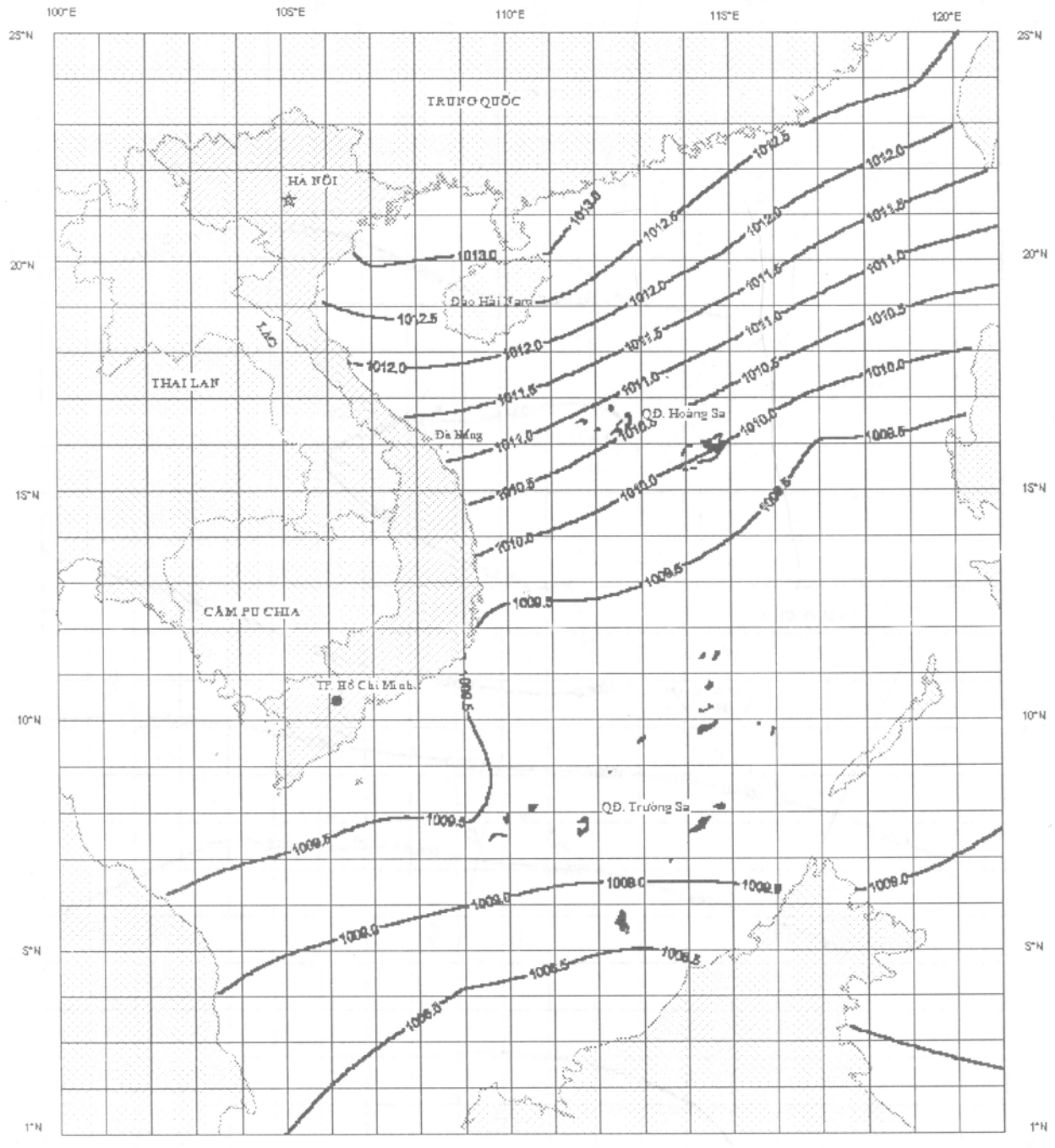
Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 12. Khí áp trung bình 30 năm (1969- 1998) của tháng VIII vùng Biển Đông



Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 13. Khí áp trung bình 30 năm (1969- 1998) của tháng I vùng Biển Đông



Đề tài KHCN - 06 - 13
Trung tâm KTTV Biển

Hình 14. Khí áp trung bình 30 năm (1969- 1998) của tháng X vùng Biển Đông

II

NHỮNG TRƯỜNG GIÓ CƠ BẢN TRÊN BIỂN ĐÔNG

I. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU TÍNH TOÁN THỐNG KÊ VỀ TRƯỜNG GIÓ VÙNG BIỂN ĐÔNG

Để phục vụ cho việc đi lại trên biển, từ những năm 1930 các tác giả nước ngoài đã công bố các bản đồ hoa gió và bảng thống kê các đặc trưng thời tiết trên biển. Các loại bản đồ như thế cho Biển Đông được lập nên, dựa vào các số liệu đo đạc từ các tầu buôn. Cho đến nay, dưới dạng các loại bản đồ hoa gió, các đường đẳng tốc độ gió trong các hình thế gió mùa trên biển Đông chúng ta có ít nhất 6 loại bản đồ của các tác giả và các trung tâm nghiên cứu của nước ngoài (xem tài liệu tham khảo). Loại các kết quả nghiên cứu về gió thứ hai của các tác giả nước ngoài được áp dụng trực tiếp vào vùng biển Đông là các kết quả nghiên cứu lý thuyết và thực nghiệm về tính toán trường gió và đặc biệt là tính toán trường gió trong bão, các kết quả nghiên cứu về phân loại các hình thế synop trên biển, các kết quả nghiên cứu về hàm phân bố chế độ trường gió vv.. Hiện nay hàng ngày chúng ta đang nhận được bản đồ trường gió dự báo trên bề mặt tầng 10m so với mặt biển cho toàn bộ khu vực Biển Đông và lân cận với bước lưới $2,5^0$ kinh vĩ do sở Khí Tượng Nhật (JMA) công bố..

Ở trong nước, các kết quả nghiên cứu về trường gió vùng biển Đông được đẩy mạnh trong những năm gần đây. Có thể chia thành hai hướng:

+ Nghiên cứu chế độ về trường gió nhằm phục vụ các yêu cầu giao thông vận tải biển, đánh bắt và nuôi trồng hải sản, khai thác tài nguyên trên biển, xây dựng công trình trên biển và ven bờ, khai thác năng lượng gió vv. Các kết quả nghiên cứu về trường gió cũng được sử dụng để tính toán các yếu tố động lực biển như sóng, nước dâng, dòng chảy trên biển.

+ Nghiên cứu về trường gió nhằm phục vụ công tác dự báo gió, phòng chống thiên tai.

Các kết quả trong hướng thứ nhất là các loại bản đồ hoa gió, tần suất và phân bố các loại trường gió trên biển Đông. Kết quả tính gió phục vụ xây dựng công trình biển, phân loại các hình thế trường áp điển hình và trường gió tương ứng trên biển. Các mô hình tính gió và tính gió cực đại trong bão được sử dụng trong cả hai hướng nghiên cứu gió: phục vụ công tác tính toán chế độ gió và công tác dự

báo gió, phòng chống thiên tai.

Các tài liệu để biên soạn phần này bao gồm:

1. Các loại bản đồ trường gió đặc trưng, hoa gió, các kết quả thống kê về chế độ trường gió vùng biển Đông gồm

- Bản đồ hoa gió do Hà Lan xuất bản năm 1936,
- Thời tiết vùng biển Trung Hoa và vùng tây bắc Thái Bình Dương xuất bản tại Luân Đôn năm 1937,
- Bản đồ của Bộ hàng không Anh, tái bản năm 1956,
- Tập bản đồ của Liên Xô (cũ) xuất bản năm 1972,
- Tập bản đồ biển Đông thuộc chương trình cấp nhà nước 42A,
- Tập các bản đồ trường áp và gió thuộc đề tài KHCN 06.13
- Tập số liệu dự báo trường gió trên biển Đông do cục Khí tượng Nhật cung cấp

2. Các kết quả nghiên cứu và tính toán các đặc trưng trường gió vùng biển Đông

- Thống kê tần suất của các khoảng tốc độ gió tại các trạm ven bờ Việt Nam [4],
- Thống kê tần suất của các khoảng tốc độ gió tại các trạm vùng khơi biển Đông [3],
- Thống kê phân loại các hình thế synop điển hình trên biển Đông trong các mùa gió mùa và các tháng trong năm [1],
- Thống kê tần suất xảy ra gió mạnh trên vùng biển Đông [2],
- Tính toán trường gió theo các bản đồ trường áp trung bình của các hình thế synop [6],
- Thống kê các đặc trưng trường gió: tốc độ gió trung bình, tốc độ gió cực đại theo các tháng trong năm theo các số liệu quan trắc trên tàu biển ở vùng biển Đông [4].

3. Các loại số liệu gió và áp trên vùng biển Đông và các trạm hải văn ven bờ, hải đảo

- Số liệu trường gió quan trắc tại các trạm hải văn ven bờ, hải đảo Việt Nam kể từ khi thành lập trạm đến năm 1995 (xem bảng 1),

- Số liệu gió quan trắc trên tàu biển Obs Ship thời kỳ 1975-1995,
- Các bản đồ trường áp vùng biển Đông và khu vực lân cận thời kỳ 1975-1995,
- Số liệu trường gió của Sở Khí tượng Nhật thời kỳ 1998-2000.

II. CÁC PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU TÍNH TOÁN THỐNG KÊ TRƯỜNG GIÓ TRÊN BIỂN

Các số liệu gió dùng để tính toán các đặc trưng trường gió biển Đông bao gồm các số liệu gió tính toán, dự báo và số liệu gió thực đo.

1. Các số liệu gió tính toán, dự báo

Trường gió có thể tính trực tiếp từ trường áp qua công thức tính gió địa chuyển. Tốc độ gió phụ thuộc vào gradient khí áp, lực quay của quả đất, lực ly tâm và lực ma sát [11]. Tuy nhiên do biển Đông nằm ở khu vực vĩ độ thấp, tính gió theo biểu thức trên thường không cho các kết quả ổn định, đặc biệt là đối với các hình thế khí áp thay đổi. Các kết quả tính toán số trị cho thấy sử dụng biểu thức tính gió địa chuyển trên vùng biển Đông cho kết quả tin cậy đối với các hình thế trường áp trong các loại gió mùa, khi các đường đẳng áp tương đối thẳng và có cùng một xu thế trên toàn vùng biển Đông. Ở các vùng gần bờ, khi ảnh hưởng của địa hình rất lớn, người ta thường sử dụng phương pháp synnop: tính gió tại một điểm cho trước theo các số liệu gió tại các trạm lân cận. Dựa vào phương pháp synnop đã tính gió cho các hình thế trên biển Đông nhận được bằng phương pháp nhận dạng.

Một ứng dụng không kém phần quan trọng của việc tính toán trường gió từ trường áp là các công thức thực nghiệm tính tốc độ gió cực đại trong các cơn bão, áp thấp nhiệt đới hoạt động tại các vùng trên biển Đông. Dựa vào độ giảm áp ở tâm bão đã tính được tốc độ gió cực đại phục vụ cho việc dự báo bão, tính toán trường sóng, dòng chảy và nước dâng trong bão.

2. Các số liệu gió đo đạc trực tiếp từ các tầu biển và các trạm khí tượng hải văn ven bờ

Số liệu gió đã được thu thập trong hệ thống mạng lưới các trạm khí tượng hải văn dọc bờ biển và trên các đảo của nước ta (bảng 1).

Ngoài mạng lưới trạm khí tượng hải văn trên bảng 1 do Tổng cục KTTV quản lý, trong những năm gần đây còn xuất hiện các trạm trên các giàn khoan dầu khí biển. Theo số liệu ở bảng 1 chúng ta thấy rằng hiện nay mạng lưới trạm đo gió vùng ven bờ của nước ta khá dày trên toàn giải ven biển và chuỗi số liệu thu được cũng có thời gian đủ dài, đặc biệt là tại các trạm ở miền Bắc Việt Nam. Tuy

nhiên, chú ý về độ chính xác và sự đồng nhất của chuỗi số liệu gió trên, cần thiết phải phân tích một số các đặc điểm sau:

+ Độ cao đo gió tại các trạm ven bờ rất khác nhau do vậy không thể đồng nhất các kết quả thống kê riêng rẽ của các trạm ven bờ và so sánh chế độ gió, đặc biệt là tốc độ gió tại các trạm với nhau. Các số liệu về độ cao đo gió của các trạm KTHV trên bảng 12 cho thấy các kết quả tính toán thống kê cho từng trạm trước khi đưa lên bản đồ phân bố các đặc trưng chế độ gió cho toàn vùng ven bờ nước ta cần thiết phải được quy về một độ cao chuẩn (10m) trên mặt biển. Đề tài cấp nhà nước KHCN 06.10 [9] đã thực hiện việc đó khi thống kê chế độ gió phục vụ các công trình xây dựng vùng ven biển nước ta. Bảng 13 đưa ra các hệ số chuyển tốc độ gió đo tại các độ cao khác nhau về độ cao 10m trên mặt biển.

Bảng 12: Các trạm khí tượng hải văn vùng ven bờ hải đảo.

Tên trạm	Toạ độ		Năm thành lập	Độ cao đo gió
	φ °N	λ°E		[m]
Cửa Ông	21°02	107°22	1962	60
Cô Tô	20°59	107°46	1958	70
Hồng Gai	20°57	107°04	1960	87
Hòn dấu	20°40	106°48	1956	38
Bạch Long Vĩ	20°48	107°43	1958	73
Hòn Ngư	18°48	105°46	1961	113
Cồn Cỏ	17°10	107°22	1974	06
Cửa Tùng	17°01	107°06	1974	03
Phú Quý	10°31	108°56	1978	05
Vũng Tàu	10°20	107°04	1979	18
Côn Đảo	08°41	106°35	1978	03
Phú Quốc	10°13	103°38	1976	02
Trường Sa	08°39	111°39	1977	02

Bảng 13: Hệ số chuyển tốc độ gió đo tại các độ cao khác nhau về độ cao chuẩn 10m trên mặt biển (11) .

Trạng thái	Độ cao đo gió [m]									
Mặt biển	2	3	4	5	7	10	15	20	25	30
Không ổn định Tn≥Tkk	1.14	1.10	1.07	1.05	1.02	1.00	0.97	0.95	0.94	0.93
Ổn định Tn<Tkk	1.30	1.21	1.15	1.12	1.05	1.00	0.95	0.91	0.88	0.85

Với Tn- nhiệt độ nước

Tkk- nhiệt độ không khí

+ Gió tại các trạm ven bờ và gió trên tàu biển được đo bằng các loại máy khác nhau. Tại các trạm ven bờ miền Bắc nước ta thường đo gió bằng máy gió bảng Vild. Tại các trạm ven bờ miền Nam trước năm 1975 được trang bị các loại máy đo gió tự ghi kiểu Papillon (Pháp) và Dine (Anh). Gió trên tàu biển thường được đo bằng các loại máy gáo quay. Máy đo gió Vild đo tốc độ gió tức thời trong khi các loại máy gáo quay đo các giá trị tốc độ gió trung bình trong 100 giây. Do vậy tại một trạm đo nếu dùng hai loại máy khác nhau sẽ cho hai kết quả tốc độ gió khác nhau do thời gian lấy trung bình khác nhau. Để quy đổi tốc độ gió về cùng một thời gian lấy trung bình có thể sử dụng bảng quy đổi (bảng 14)

Bảng 14: Hệ số chuyển đổi tốc độ gió về tốc độ gió trung bình trong 60 phút (11)

Thời gian lấy trung bình	60'	10'	02'	01'	3"
Quy phạm Liên Xô (cũ)	1	1.1	1.2	1.3	1.5
Quy phạm Nauy	1	1.06	-	1.18	1.33

Trong trường hợp cần chuyển đổi các số liệu gió đo bằng hai loại máy đo gió (máy Vild và gáo) có thể sử dụng bảng quy đổi tốc độ gió đo bằng máy Vild và máy gáo (bảng 15)

Bảng 15: Quy đổi tốc độ gió (m/s) đo bằng máy gió Vild và máy gió gáo (11)

Tốc độ gió [m/s] đo bằng máy Vild	Tốc độ gió [m/s] đo bằng máy gáo	Tốc độ gió [m/s] đo bằng máy Vild	Tốc độ gió [m/s] đo bằng máy gáo
4	4	24	20
6	6	26	21
8	8	28	22
10	9	30	24
12	11	32	25
14	13	34	26
16	14	36	27
18	16	38	27
20	17	40	28
22	19		

Các kết quả tại bảng 15 cho thấy tốc độ gió càng lớn sự chênh lệch giữa các tốc độ gió đo bằng hai loại máy đo gió trên càng rõ rệt. Nếu đo bằng máy gió Vild cho kết quả là 40m/s thì khi dùng máy đo gió gáo chỉ cho giá trị 28m/s. Như vậy việc xử lý đồng nhất giữa các số liệu đo gió trên tàu biển (đo bằng các loại máy đo gió gáo) và số liệu đo gió tại các trạm ven bờ (đo bằng máy Vild) là thực sự cần thiết khi tiến hành nghiên cứu phân bố chế độ tốc độ gió vùng biển khơi và ven bờ nước ta.

3. Tính các đặc trưng chế độ trường gió theo số liệu đo đạc

+ Tốc độ gió trung bình: là trung bình số học của các tốc độ gió trong cả thời gian đo:

$$\overline{V} = \frac{\sum_{1}^{n} V_i}{n} \tag{1}$$

+ Tần suất của 8 hướng (hoặc 16 hướng) và tần suất lặng gió: là tần suất Pj của hướng gió j trong 8 hướng (hoặc 16 hướng) (N, NE,.. ..NW) hoặc (N, NNE, NE .. ..NW, NNW) được tính bằng tỷ số % của tổng số thời gian xuất hiện gió hướng j với tổng số thời gian tiến hành thống kê gió T.

$$P_{j\%} = \frac{T_j}{T}100 \tag{2}$$

+ Tần suất lặng gió P_L là tỷ số % của thời gian lặng gió T_L trên tổng số thời gian tiến hành thống kê gió T.

$$P_{L\%} = \frac{T_L}{T}100 \tag{3}$$

+ Phân bố tốc độ gió các cấp: được tính bằng hàm phân bố tốc độ gió. Hàm phân bố phù hợp nhất đối với các số liệu tốc độ gió trên biển là hàm Weibull [11].

- Hàm mật độ:

$$f(V) = \frac{\gamma}{\beta}\left(\frac{V}{\beta}\right)^{\gamma-1} \exp\left[-\left(\frac{V}{\beta}\right)^{\gamma}\right] \tag{4}$$

- Hàm tích luỹ xác suất:

$$F(V) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{V}{\beta}\right)^{\gamma}\right] \tag{5}$$

Với $V \geq 0$; $\beta > 0$; $\gamma > 0$.

Hai tham số β và γ được ước lượng bằng phương pháp xác suất cực đại. Dựa vào các số liệu gió sẽ xác định β và γ cho các trạm KTHV vùng ven bờ và hải đảo nước ta [10]. Đường cong phân bố tốc độ gió theo (5) dựng trên lưới hàm loga kép sẽ là một đường thẳng. Điều này cũng được xác nhận khi xử lý các số liệu đo gió trên mặt biển: Các điểm phân bố thực nghiệm tốc độ gió dựng trên lưới hàm

loga kép, gọi là phương pháp đồ thị, được sử dụng rộng rãi để tính tốc độ gió cực đại trên các vùng khơi và ven bờ biển Đông.

4. Phân loại các loại trường gió điển hình trên vùng biển

Để tính toán phân loại các loại trường gió điển hình (trường gió cơ bản) thường sử dụng các phương pháp thống kê các kiểu trường áp điển hình. Các đặc trưng thống kê đối với các kiểu trường áp được coi là đặc trưng thống kê của các loại trường gió tương ứng. Phương pháp phân loại trường áp là dựa theo phương pháp phân loại của Sorkina [11]. Phương pháp này coi nguyên nhân của sự hình thành các kiểu trường áp trên biển là do sự phân bố của các trung tâm tác động. Trên cơ sở các trung tâm tác động chính, việc phân loại các kiểu trường áp điển hình được tiến hành theo các chỉ tiêu sau:

+ Hướng di chuyển và cường độ của các trung tâm tác động chính có ảnh hưởng đến sự phân bố trường áp trên biển Đông.

+ Sự phân bố của các đường đẳng áp lệch nhau một góc không quá 15^0.

+ Theo các chỉ tiêu trên, toàn bộ biển Đông và hai vịnh Bắc bộ và vịnh Thái Lan được phân về một kiểu trường áp nhất định và từ đó tính ra các kiểu trường gió tương ứng. Việc phân loại các kiểu trường áp theo các chỉ tiêu đã nêu trên phụ thuộc nhiều vào trình độ và kinh nghiệm của người thống kê, mang tính chủ quan rõ rệt. Có nhiều trường hợp không thể phân loại được các hình thế trường áp, đặc biệt là các loại hình thế phụ. Trong khuôn khổ đề tài 48B.01.02 [6] và KT.03.04 [7] đã sử dụng phương pháp nhận dạng để phân loại các kiểu trường áp trên biển Đông. Sử dụng các thuật toán nhận dạng theo các chỉ tiêu cho trước trên máy tính, cho phép loại trừ một phần tính chủ quan của phương pháp phân loại nêu trên. Để tính toán các yếu tố động lực biển như sóng, dòng chảy theo gió, việc phân loại các kiểu trường áp và trường gió tương ứng với nó trên toàn bộ vùng biển như biển Đông thành một kiểu đặc trưng thường gây sai số rất lớn, vì biến đổi của các yếu tố động lực biển phụ thuộc nhiều vào sự phân bố theo không gian của các kiểu trường áp trên toàn vùng biển. Trong trường hợp này cần thiết phải sử dụng phương pháp phân loại các kiểu trường áp, trường gió của Viện Hải Dương Học Nhà nước Liên Xô (cũ) [12]. Toàn bộ biển Đông được chia ra thành nhiều vùng, tại mỗi vùng chọn ra các điểm đặc trưng và tiến hành phân loại theo số liệu áp, gió tại các điểm đặc trưng đó.

III. CHẾ ĐỘ TRƯỜNG GIÓ VÙNG BIỂN ĐÔNG VÀ VEN BỜ BIỂN VIỆT NAM

1. Trường gió trung bình trên biển Đông

Phân bố tốc độ gió trung bình trên biển Đông và vùng ven bờ nước ta tuân theo các quy luật cơ bản sau: gió mạnh dần từ vùng ven bờ ra khơi và từ phía nam lên phía bắc. Theo các tháng trong năm tốc độ gió cũng thay đổi theo hai mùa gió: mùa gió mùa đông bắc vào mùa đông và mùa gió mùa tây nam vào mùa hè. Trong phần sau chúng ta sẽ đề cập đến các trường gió trong gió mùa trên biển Đông. Tuy nhiên, chế độ gió mùa ảnh hưởng trực tiếp đến sự phân bố tốc độ gió trung bình trên biển Đông. Bảng 16 đưa ra tốc độ gió trung bình theo tháng tại 4 trạm ven bờ sau khi đã quy về độ cao 10m trên mặt biển và các tốc tộ gió trung bình tại các vùng ngoài khơi biển Đông. Hình 15 vẽ vị trí các trạm ven bờ có số liệu đo gió sử dụng để tính toán các đặc trưng trường gió và các vùng thống kê số liệu trên vùng khơi biển Đông. Tại các trạm ven bờ chúng ta thấy rằng ảnh hưởng của gió mùa đông bắc và gió mùa tây nam đến sự phân bố tốc độ gió trung bình không rõ rệt, nếu so sánh với các vùng ngoài khơi biển Đông. Trong mùa gió đông bắc, tốc độ gió trung bình ở phía bắc biển Đông đạt tới 9m/s và cao hơn. Cũng tại các vùng này tốc độ gió trung bình có một cực tiểu vào khoảng từ tháng 6 đến tháng 8. Điều này chứng tỏ ảnh hưởng của gió mùa tây nam tới các vùng ven biển phía bắc nước ta rất không đáng kể. Tại các vùng phía giữa biển Đông (vùng 8,9,10 - hình 15), tốc độ gió trung bình có hai cực đại ứng với hai mùa gió và hai cực tiểu vào các tháng chuyển tiếp. Xu thế này còn xảy ra tại các vùng phía nam biển Đông cho thấy ảnh hưởng của gió mùa đông bắc rất mạnh bao trùm toàn vùng biển Đông. Gió mùa tây nam ảnh hưởng mạnh tại các vùng giữa và phía nam biển Đông vào các tháng 6, tháng 7. Tốc độ gió trung bình tại các vùng này dưới ảnh hưởng của gió mùa tây nam, đạt giá trị cực đại khoảng 7, 8m/s. So sánh tốc độ gió trung bình vùng biển Đông với các vùng biển lân cận cho thấy tại biển Đông gió khá mạnh và thay đổi nhiều theo không gian.

2 Phân bố tốc độ gió cực đại vùng biển Đông

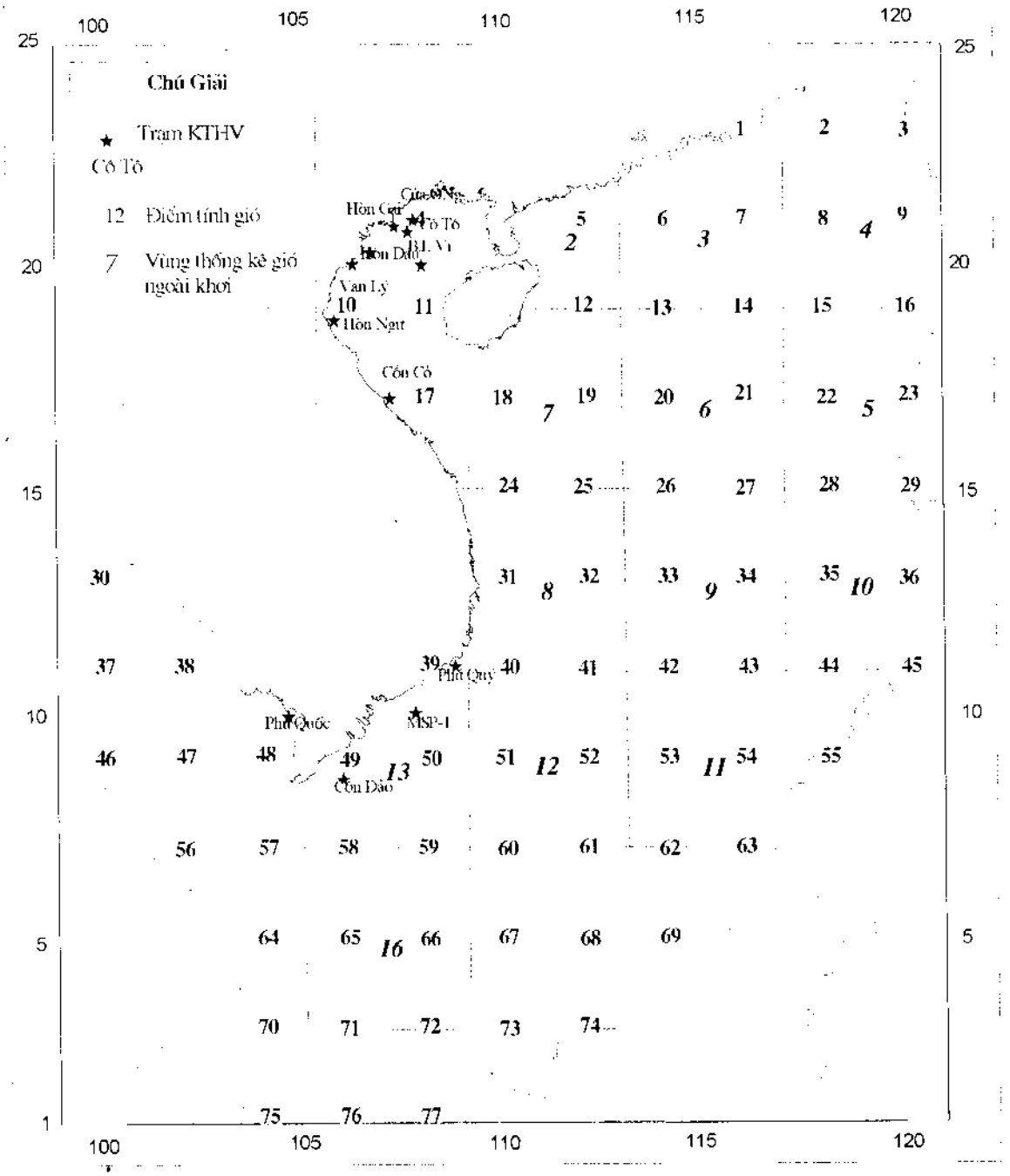
Tốc độ gió cực đại có thể được tính bằng hàm phân bố (5) được trình bày trong Mục I. Dựa vào đường cong phân bố tốc độ gió sẽ tính được tốc độ gió cực đại xảy ra với các chu kỳ lặp khác nhau. Tốc độ gió cực đại cần thiết cho việc xây dựng các công trình trên biển và ven bờ biển. Trong phần này chúng ta sẽ đề cập đến tốc độ gió cực đại thống kê theo các số liệu gió đo tại các trạm ven bờ và vùng khơi biển Đông. Bảng 17 đưa ra các kết quả thống kê tốc độ gió cực đại nêu

trên. Đây là kết quả thống kê trực tiếp từ các số liệu quan trắc chưa được xử lý đồng nhất về cùng một độ cao tiêu chuẩn và xử lý đối với các loại máy đo gió các nhau. Vị trí của các trạm đo gió được nêu trên hình 15 Các kết quả nêu trên bảng 6 cũng phù hợp với các kết quả thống kê cho toàn vùng biển phía nam [2]. Hình thế gió mạnh, tốc độ gió cực đại thường xảy ra trong các hình thế gió mùa đông bắc, gió mùa tây nam và bão. Dựa vào thời gian xảy ra tốc độ gió cực đại có thể xác định được nguồn gốc của loại tốc độ gió đó là do loại hình thế nào gây ra.

Tốc độ gió cực đại đo được trong thời gian thống kê 10 năm tại vùng 7 là 50m/s, xảy ra trong tháng 10 là gió do bão gây ra. Phân bố tốc độ gió cực đại tại vùng khơi biển Đông tuân theo quy luật giảm dần từ giữa biển Đông xuống phía nam. Tốc độ gió cực đại trong năm thường xảy ra trong các tháng từ tháng 8 đến tháng 11, là thời gian tác động của gió mùa đông bắc và bão trên biển Đông. Càng xuống phía nam tốc độ gió cực đại năm càng giảm dần. Đối với mọi hoạt động trên biển và các công trình trên biển, hình thế gió mạnh từ 11m/s trở lên có ý nghĩa hết sức quan trọng [2]. Để thống kê tần suất xảy ra gió mạnh tại vùng biển Đông vào các tháng 1, 4, 7, 10. Trên bảng 18 đưa ra các kết quả thống kê tần suất gió mạnh xảy ra tại vùng biển phía nam biển Đông.

Bảng 16: Tốc độ gió trung bình (m/s) tại các trạm ven bờ và vùng khơi biển Đông

Tháng / Trạm/Vùng	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hòn Dấu	4.20	4.14	3.89	4.18	4.55	5.14	3.98	4.53	3.87	4.34	4.09	4.20
Hòn Ngư	3.59	3.32	2.90	2.97	3.06	3.01	3.33	3.06	3.37	3.78	3.77	3.34
Cửa Tùng	3.77	3.32	3.22	2.83	2.91	3.48	3.08	3.30	3.40	3.64	4.28	3.91
Phú Quốc	3.90	2.55	2.86	2.67	3.24	4.21	4.86	4.93	4.05	2.85	3.28	3.55
2	9.2	7.7	6.9	6.0	5.4	6.9	5.8	6.1	6.4	8.5	10.0	9.5
3	8.9	8.5	7.3	5.9	6.0	5.1	5.1	4.6	5.6	9.3	10.1	10.0
4	10.4	10.1	8.8	7.6	5.6	6.0	6.5	5.8	7.2	10.2	12.6	11.8
5	9.8	8.0	7.0	6.5	4.8	6.9	7.0	6.5	6.4	9.5	11.0	10.2
6	9.3	7.6	7.1	5.7	5.2	6.7	7.0	7.0	6.1	7.1	9.2	10.2
7	5.8	5.8	5.3	4.5	4.9	5.1	6.1	5.8	5.2	6.7	7.6	6.7
8	9.0	7.0	6.8	5.1	5.3	6.9	8.6	7.0	6.4	6.6	9.7	10.3
9	9.4	7.8	7.0	5.3	5.7	7.1	8.1	7.3	6.2	6.3	9.2	10.2
10	7.4	7.0	5.7	6.2	4.8	6.1	7.9	6.2	6.1	6.4	7.7	9.5
11	6.0	5.6	5.3	3.7	3.8	5.6	6.8	6.4	5.1	5.3	6.5	5.3
12	10.0	8.3	7.4	5.0	5.0	7.3	8.5	9.0	6.5	6.0	8.4	8.7
13	4.6	4.8	4.4	5.1	4.5	6.0	7.0	6.5	5.9	5.1	6.8	4.7
16	7.8	7.0	6.5	4.6	4.4	5.7	6.7	5.4	5.2	4.9	5.7	7.4



Hình 15. Vị trí các trạm KTHV, các vùng thu thập số liệu gió vùng khơi và các điểm tính gió tương ứng với các hình thế trường áp trên biển đông

Bảng 17: Tốc độ gió cực đại (m/s) tại các trạm ven bờ và vùng khơi biển Đông

Tháng Trạm/Vùng	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Hòn Dáu	20.0	20.0	15.0	20.0	20.0	25.0	40.0	40.0	35.0	25.0	20.0	25.0
Hòn Ngư	20.0	20.0	20.0	25.0	25.0	20.0	30.0	25.0	40.0	35.0	20.0	20.0
Cửa Tùng	15.0	20.0	20.0	20.0	15.0	15.0	10.0	20.0	30.0	20.0	20.0	20.0
Phú Quốc	15.0	10.0	10.0	10.0	10.0	25.0	20.0	20.0	15.0	10.0	15.0	10.0
2	17.5	15.0	15.0	12.5	12.5	12.5	15.0	12.5	12.5	21.0	17.5	17.5
3	20.0	25.0	17.5	17.5	27.5	22.5	27.5	22.2	25.0	32.5	27.5	22.5
4	30.0	25.0	35.0	20.0	22.5	22.5	20.0	20.0	30.0	30.0	25.0	25.0
5	25.0	20.0	25.0	25.0	22.5	20.0	25.0	25.0	37.5	32.5	42.5	22.5
6	25.0	20.0	20.0	22.5	20.0	32.5	30.0	22.5	20.0	32.5	27.5	25.0
7	22.5	22.5	20.0	30.0	30.0	22.5	22.5	20.0	27.5	50.0	35.5	30.0
8	22.5	30.0	20.0	15.0	17.5	17.5	30.0	17.5	20.0	22.5	27.5	22.5
9	25.0	30.0	25.0	17.5	25.5	25.0	27.5	25.0	20.0	35.0	27.5	20.0
10	17.5	17.5	15.0	15.0	12.5	22.5	15.0	15.0	25.0	30.0	20.0	25.0
11	25.0	15.0	17.5	15.0	25.0	17.5	15.0	17.5	20.0	27.5	30.0	17.5
12	22.5	20.0	20.0	15.0	25.0	15.0	20.0	17.5	17.5	22.5	22.5	25.0
13	20.0	17.5	25.0	25.0	15.0	12.5	17.5	25.0	25.0	15.0	25.0	22.5
16	17.5	15.0	15.0	15.0	12.5	15.0	15.0	15.0	15.0	15.0	20.0	17.5

Bảng 18: Số ngày trung bình và tần suất xuất hiện gió mạnh (V≥11m/s) theo các tháng trên vùng biển phía nam biển Đông.

Tháng	Số ngày	Tần suất % theo năm	Tần suất % theo tháng
1	18.0	13.8	58.1
2	12.8	9.7	45.1
3	6.0	4.6	19.2
4	2.0	7.5	1.5
5	3.9	9.0	12.6
6	8.4	6.4	28.0
7	13.4	10.2	43.1
8	14.2	10.9	46.0
9	9.5	7.3	31.7
10	7.2	5.5	23.2
11	15.4	11.8	51.5
12	20.0	15.3	64.7
Σ	130.8	100.0	

Như vậy theo các số liệu thống kê trung bình năm ở vùng biển phía nam biển Đông mỗi năm có tới 131 ngày có gió mạnh, chiếm 36% tổng số ngày trong năm. Đối với vùng biển phía bắc, tần suất gió mạnh còn lớn hơn nhiều, đồng thời tốc độ gió cực đại xảy ra với các chu kỳ lặp khác nhau tại các vùng biển phía bắc cũng mạnh hơn so với các vùng biển phía nam.

3. Các loại hình thế trường áp trường gió tương ứng vùng biển Đông

Trong chương 1 chúng ta đã đề cập đến các phương pháp phân loại các hình thế trường áp điển hình và từ đó tính ra các trường gió điển hình vùng biển Đông. Với chế độ gió mùa, trường gió trong các loại gió mùa trên vùng biển Đông quyết định hầu hết chế độ động lực trên biển. Dưới đây đưa ra các kết quả thống kê các loại trường gió mùa trên biển Đông nhận được bằng phương pháp phân loại trường áp (Sorkina) và các kiểu hình thế trường áp trong năm nhận được bằng phương pháp nhận dạng theo các kết quả của các đề tài cấp nhà nước 48B.01.02 và KT.03.04.

a. Các kiểu trường áp điển hình và trường gió tương ứng trên biển Đông trong mùa đông

Theo phương pháp Sorkina đã phân loại các kiểu trường áp điển hình trong các mùa gió mùa mùa đông trên biển Đông. Kết quả đã nhận được 4 loại trường áp điển hình và các tính chất đặc điểm khí hậu của chúng.

+ *Trường áp điển hình loại 1*

Trong loại này áp thấp trên cao nguyên Vân Quý phát triển, khống chế một vùng rộng lớn trên toàn miền Bắc nước ta. Trên biển Đông tồn tại hai áp cao. Các đường đẳng áp trên biển Đông phân bố theo hướng kinh tuyến. Tính chất của hình thế trường áp loại 1 là trong loại này không bao giờ thấy xuất hiện front lạnh trên biển Đông. Các khối không khí chủ yếu là khối không khí nhiệt đới vịnh Bengan và khối không khí xích đạo. Thời tiết ứng với loại này là ẩm, ít mây. Nhiệt độ không khí trung bình khoảng 24 độ, tốc độ gió trung bình khoảng 2-3m/s. Hướng gió thịnh hành là gió nam và đông nam.

Tần suất xuất hiện của các loại trường áp điển hình được thống kê tại bảng 8. Kết quả thống kê cho thấy tần suất xuất hiện trường áp điển hình loại 1 tăng dần vào cuối mùa đông. Xét trong cả mùa đông, loại này có tần suất chiếm 11.7%.

Bảng 20 và 21 đưa ra các kết quả thống kê số ngày xuất hiện trung bình theo tháng và theo cả mùa đông của các loại trường áp điển hình và thời gian tồn tại liên tục trung bình của chúng. Càng về cuối mùa đông trường áp điển hình loại 1 càng tồn tại ổn định. Vào tháng 3 thời gian tồn tại liên tục trung bình của loại này là 34 giờ (một ngày rưỡi).

Bảng 19: Số trường hợp (n) và tần suất xuất hiện (P%)
các loại trường áp điển hình

Tháng \ Loại		1	2	3	4	Tổng số
11	n	8	240	23	6	277
	P	0.55	16.48	1.58	0.41	
12	n	1	252	23	3	279
	P	0.07	17.31	1.58	0.21	
1	n	30	232	38	8	308
	P	2.06	19.53	2.61	0.55	
2	n	47	137	83	16	283
	P	3.23	9.41	5.70	1.10	
3	n	85	101	96	27	309
	P	5.48	6.94	6.59	1.85	
Tổng số	n	171	962	263	60	1456
	P	11.74	86.07	18.06	4.12	

Bảng 20: Thời gian xuất hiện trung bình (ngày)
theo tháng và theo cả mùa đông của các loại trường áp điển hình

Tháng \ Loại	1	2	3	4
11	0.8	29.3	2.3	0.6
12	0.1	25.4	2.3	0.4
1	3.0	23.0	3.8	1.0
2	4.6	43.7	8.4	1.7
3	8.7	10.0	9.5	2.5
Mùa đông	17.2	96.0	26.3	6.2

Bảng 21: Thời gian tồn tại liên tục trung bình (giờ)
của các loại trường áp điển hình

Tháng \ Loại	1	2	3	4
11	22	108	24	12
12	-	106	22	-
1	14	84	50	50
2	31	50	43	12
3	34	55	38	12

+ *Trường áp điển hình loại 2*

Đặc điểm của loại này là áp cao Xibia khống chế một vùng rộng phía bắc biển Đông. Phía nam biển Đông trên lục địa châu úc khống chế vùng áp thấp. Lưỡi cao áp phía nam Trung Hoa không những phát triển sâu xuống phía nam mà còn lấn sang phía đông và khống chế toàn bộ miền bắc nước ta. Trên biển Đông các đường đẳng áp phân bố theo hướng đông bắc tây nam. Trên biển thường có front, di chuyển từ bắc xuống nam, đôi khi xuống rất sâu đến 16 độ vĩ bắc. Vào đầu mùa đông, áp cao Xibia di chuyển xuống phía nam lục địa, các đường đẳng áp có độ cong rất lớn. Vào cuối mùa đông, áp cao Xibia di chuyển theo hướng đông bắc hoặc đông nam, các đường đẳng áp có độ cong nhỏ hơn. Khối không khí chủ yếu là khối không khí cực đới biến tính qua lục địa và biến tính qua biển. Vào đầu mùa đông do áp cao Xibia hoạt động mạnh lưỡi cao áp Nam Trung Hoa lấn nhanh vào vùng phía bắc biển Đông. Các đường đẳng áp dày sít và tốc độ gió hướng đông bắc đạt tới 20m/s. Vào cuối mùa đông, do áp cao đã chuyển sang phía đông và phía đông nam, khối không khí ít bị biến tính qua biển, do vậy gió yếu đi và thời tiết trở nên ẩm ướt. Hướng gió thịnh hành ứng với loại hình thế này là hướng đông bắc. Ví dụ điển hình của loại này được trình bày trên hình 16.

Kết quả thống kê trên bảng 19, 20, 21 cho thấy trường áp điển hình loại này chiếm tần suất xuất hiện lớn nhất, đặc biệt là vào đầu mùa đông. Vào tháng 12 số ngày trung bình xuất hiện loại này lên tới 25.4 ngày và thời gian tồn tại liên tục trung bình kéo dài tới 106 giờ (bốn ngày rưỡi). Trường gió mạnh và thời gian tồn tại liên tục rất dài là nguyên nhân tạo ra các trường sóng lớn, dòng chảy mạnh và ổn định trên biển và gây trở ngại đáng kể đối với mọi hoạt động trên biển và ven bờ biển Đông trong mùa đông.

+ *Trường áp điển hình loại 3*

Trên biển Đông tồn tại áp cao phụ biển Đông Trung Hoa ở phía nam biển Đông, trường áp loãng. Trên cao nguyên Vân Quý tồn tại vùng áp thấp. Các đường đẳng áp trên biển Đông phân bố theo hướng kinh tuyến. Khối không khí thuộc loại này là khối không khí nhiệt đới biển. Hướng gió chủ yếu là hướng đông, đông nam, tốc độ gió yếu. Tần suất xuất hiện của loại này cũng như đối với trường áp điển hình loại 1 tăng dần vào cuối mùa đông. Số ngày xuất hiện trung bình của loại này trong cả mùa đông là 26.3 ngày, thời gian tồn tại liên tục trung bình dài nhất là vào tháng 2 với 43 giờ.

+ *Trường áp điển hình loại 4*

Trong loại này các trung tâm tác động phân bố phức tạp và không ổn định. Rãnh áp thấp kéo dài từ dãy Uran đến bán đảo Đông Dương. áp cao Xibia di chuyển về phía đông nam. Lưỡi áp cao phía Nam Trung Hoa phát triển sâu xuống phía nam và không theo một hướng xác định nào. Loại này chiếm một tỷ lệ rất nhỏ trong mùa đông. Tốc độ gió và hướng gió trên biển Đông luôn thay đổi, không có hướng thịnh hành rõ rệt. Tốc độ gió thường nhỏ hơn 5m/s. So với các trường áp

điển hình khác, trường áp điển hình loại này có tần suất xuất hiện nhỏ nhất. Trong cả mùa đông trung bình chỉ có 6.2 ngày thấy tồn tại loại này, thời gian tồn tại trung bình cũng rất ngắn: 0.5ngày.

b. Các kiểu hình thế trường áp trong năm trên biển Đông

Tổng hợp các loại hình thế khí áp xuất hiện trong các tháng trong năm có thể quy về 4 loại hình thế khí áp cơ bản sau

- Hình thế gió mùa đông bắc,
- Hình thế gió tín phong đông nam,
- Hình thế gió mùa tây nam và
- Hình thế các đường bất liên tục.

Qua đó ta thấy trên biển Đông có 3 chế độ gió khác nhau lần lượt thay thế lẫn nhau theo từng mùa trong năm.

Các kết quả thống kê bằng phương pháp nhận dạng đã phân ra 3 loại hình thế gió mùa đông bắc NEa, NEb và NEc và 1 loại hình thế gió mùa tây nam SW.

\+ *Hình thế gió mùa đông bắc:*

Trong mùa gió mùa đông bắc front lạnh tràn qua biển Đông gây nên gió mùa đông bắc - sự thay đổi đột biến của thời tiết, gió đông bắc thay đổi đột ngột và mạnh lên, áp tăng cao, nhiệt độ không khí giảm mạnh.

- Hình thế gió mùa đông bắc NEa xảy ra trong các tháng 10, 11, 12, 1, 2, 3 và tháng 4 với đặc trưng là gió mùa đông bắc mới thiết lập, khối không khí cực đới biến tính ở nửa phần phía bắc biển Đông và gió tín phong đông bắc chiếm nửa phần phía nam biển Đông.
- Hình thế gió mùa đông bắc NEb xảy ra vào các tháng 11, 12, 1 và tháng 2. Gió mùa đông bắc thuần nhất khống chế toàn bộ biển Đông, khối không khí cực đới biến tính ảnh hưởng đến khu vực nam bộ và phía nam biển Đông.
- Hình thế gió mùa đông bắc NEc xảy ra trong các tháng 11, 12, 1, 2, 3, 4 và tháng 5. Hình thế này tương ứng với điều kiện gió mùa đông bắc suy yếu. Toàn bộ biển Đông bị khống chế bởi chế độ gió đông bắc mang tính chất đới gió tín phong đông bắc.

\+ *Hình thế gió tín phong đông nam:*

Xảy ra trong các tháng 2, 3, 4 và tháng 5 với đặc điểm toàn bộ biển Đông có gió hướng đông nam. Riêng phần phía nam biển Đông vào các tháng 2 và tháng 3 đôi khi tồn tại gió tín phong đông bắc.

+ *Hình thế gió mùa tây nam:*

Xảy ra trong các tháng 6, 7, 8 và tháng 9 với đặc điểm là gió mùa tây nam khống chế toàn bộ biển Đông. Tại khu vực Vịnh Bắc Bộ do ảnh hưởng của địa hình gió chuyển thành hướng đông nam.

+ *Hình thế các đường bất liên tục:*

Đây là hình thế khí áp còn lại khác với các hình thế nêu trên trên biển Đông. Hình thế này có thể được chia thành 2 dạng.

- Hình thế phụ đường đứt: xảy ra trong tháng 5 với đặc điểm là ở phía bắc biển Đông có gió đông bắc đến đông, ở vùng giữa và nam biển Đông có gió nam đến tây nam.
- Hình thế phụ giải hội tụ nhiệt đới (HTNĐ): xảy ra trong các tháng 6, 7, 8, 9, 10 và tháng 11. Đặc điểm của hình thế này là ở phần bắc giải hội tụ nhiệt đới vào các tháng 6, 7 gió chủ yếu có hướng đông nam. Các tháng sau đó gió có hướng đông đến đông bắc. Phần nam của giải hội tụ nhiệt đới có gió tây nam.

Trên bảng 22 đưa ra các kết quả thống kê thời gian tồn tại trung bình của các hình thế trường áp.

Bảng 22: Thời gian tồn tại trung bình (ngày) của các hình thế trường áp:

Loại / Tháng		Gió mùa đông bắc			Gió tín phong SE	Gió mùa tây nam SW	Đường bất liên tục	
		NEa	NEb	Nec			đường đứt	HTNĐ
1		15.8	6.4	8.8				
2		8.0	1.6	12.0	5.8			
3		6.6		14.8	7.6			
4		3.8		11.4	14.4			
5				2.8	10.2		18.0	
6						14.2		12.4
7						15.6		11.0
8						9.8		15.8
9						3.2		18.4
10			6.6					14.8
11		8.0	4.0	6.8				6.0
12		13.4	6.8	9.2				
Cả năm	Ngày	62.2	18.8	65.8	38.0	42.8	78.4	
	%	17.0	5.1	18.0	10.4	11.7	21.5	

Kết quả nêu trên bảng 22 cho thấy trong năm có khoảng 145 ngày có gió mùa đông bắc trên biển Đông, chiếm 40%. Hình thế gió mùa tây nam chiếm 43 ngày còn hình thế đường bất liên tục tồn tại trên biển Đông khoảng 78 ngày, hình thế gió tín phong chiếm 38 ngày.

Ứng với các loại hình thế trường áp điển hình đã thống kê bản đồ trường áp trung bình và tính toán trường gió tương ứng theo phương pháp synop. Cơ sở của phương pháp tính gió này là [1]:

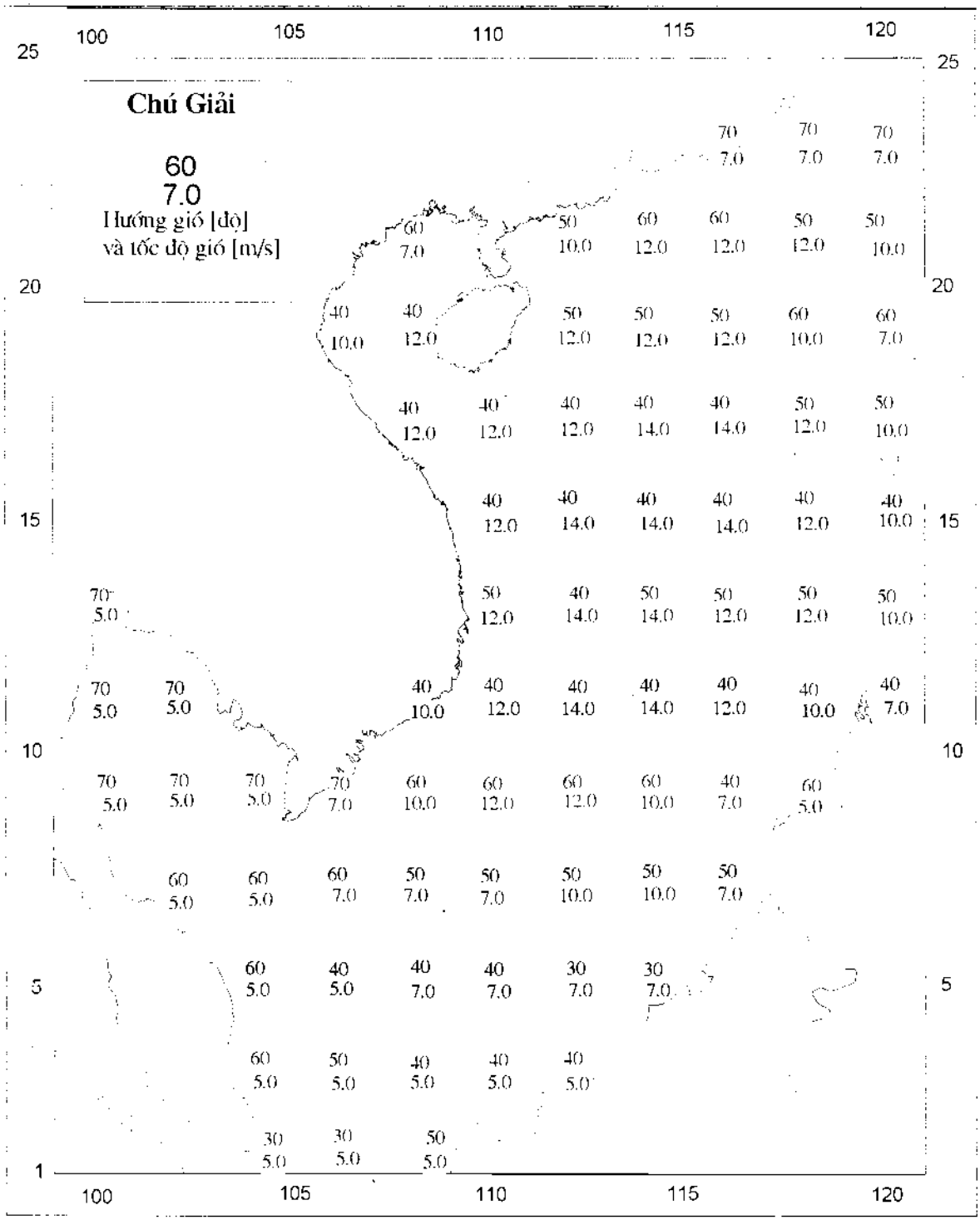
- Trường gió trên biển là một trường liên tục, có mối quan hệ mật thiết giữa các điểm trên lưới tính về hướng và tốc độ, không có các điểm gián đoạn.
- Coi gió trên biển phù hợp với trường áp về vị trí của các trung tâm khí áp (độ dày của các đường đẳng áp) và bỏ qua chuyển động rối, lực ma sát nhớt.
- Việc nội, ngoại suy tốc độ, hướng gió tại những điểm trên mạng lưới tính phù hợp với những quan trắc về gió có được tại các điểm xung quanh.
- Hướng gió xác định tại những điểm tính là hướng của đường dòng và không được cắt đường đẳng áp một góc lớn hơn 20 độ. Việc xác định hướng gió xác định theo các nguyên tắc về xoáy nghịch, xoáy thuận và hướng gió tại các điểm lân cận.
- Tốc độ gió được xác định tùy thuộc vào mùa và hướng gió thịnh hành, đồng thời phải căn cứ vào các đặc trưng của từng loại hình thế để thiết lập khu vực gió mạnh nhất và giá trị lớn nhất có thể đạt được. Việc xác định khu vực gió mạnh căn cứ vào số liệu gió quan trắc kết hợp với kinh nghiệm synop.

Lưới tính gió cho các loại hình thế trường áp được phân loại có kích thước $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ kinh vĩ nhằm phục vụ cho việc tính toán trường sóng, trường dòng chảy ứng với các hình thế trường áp nêu trên. Với lưới tính này toàn bộ biển Đông bao gồm 77 điểm tính gió (xem hình 15). Sử dụng lưới tính gió đã tiến hành tính gió cho 4 loại hình thế trường áp điển hình trong năm. Hình 16,17 là các bản đồ phân bố gió ứng với hình thế gió mùa đông bắc NEb và hình thế gió mùa tây nam SW. So sánh các hình 16,17 cho thấy trường gió trong gió mùa đông bắc mạnh hơn nhiều so với trường gió trong gió mùa tây nam. Trong gió mùa đông bắc trường gió vùng giữa biển Đông đạt tới tốc độ cực đại khoảng 14m/s (hình 16) khống chế một vùng rộng lớn, cỡ 5 độ vuông. Trường sóng ứng với hình thế trường gió này

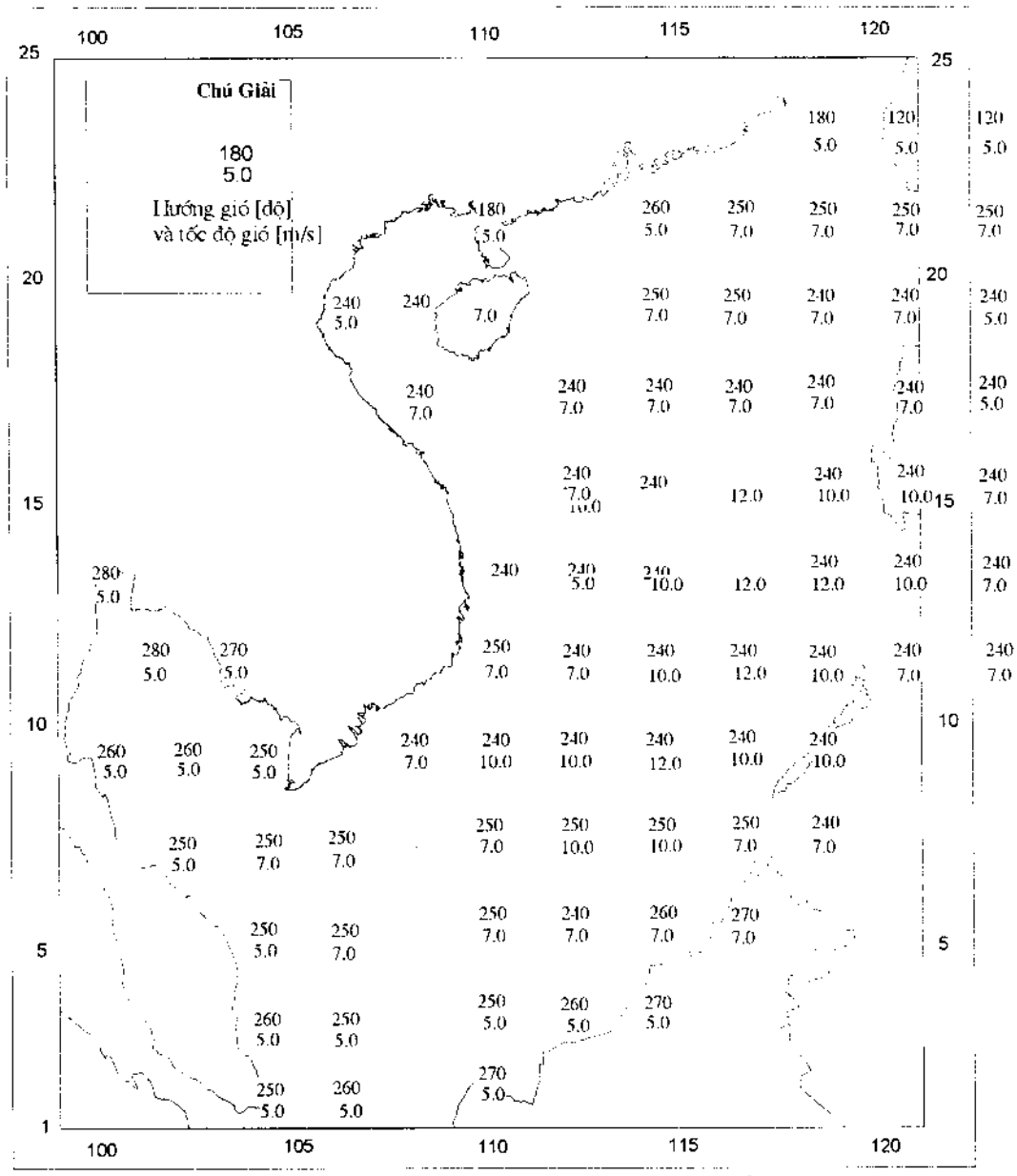
đạt tới độ cao 4 mét. Theo các thống kê chế độ, tốc độ gió cực đại ứng với hình thế NEb có thể đạt tới 20m/s ở vùng phía bắc biển Đông. Trong hình thế gió mùa tây nam (hình 17), vùng giữa biển Đông có gió tây nam với tốc độ gió khoảng 10 - 12m/s. Như đã thống kê trong bảng 22, hình thế này có tần suất xảy ra lớn nhất trong tháng 7 với số ngày trung bình là 15.6 ngày. Như vậy, tính trung bình chế độ trong tháng 7 có 1/2 số ngày trên biển Đông tồn tại gió tây nam.

c. Đánh giá chế độ các trường gió vùng biển Đông

Các kết quả trên đây cho thấy chế độ gió mùa đông bắc và gió mùa tây nam là đặc điểm nổi bật của chế độ gió trên vùng biển Đông. Chế độ gió mùa đông bắc rất ổn định và chiếm tới 40% số thời gian trong năm. Gió mùa tây nam có tần suất xuất hiện ít hơn só với hình thế đường bất liên tục nhưng lại tập trung vào các tháng mùa hè và có tốc độ gió khá lớn, nên đóng vai trò quan trọng đối với các hoạt động trên biển, đặc biệt là ở vùng phía nam biển Đông. Các thống kê chế độ trong 20 năm trên vùng biển Đông cho thấy, xét trong các điều kiện gió mạnh V≥11m/s hình thế gió mùa đông bắc chiếm trung bình 77 ngày từ tháng 11 năm trước đến tháng 2 năm sau và có thời gian tồn tại trung bình là 10 ngày. Hình thế gió mùa tây nam chiếm trung bình 50 ngày từ tháng 5 đến tháng 9 và có thời gian tồn tại liên tục trung bình là 4 ngày. Để đánh giá tần suất và cường độ của các trường gió mùa trên biển Đông đã tính tần suất và tốc độ gió trung bình của gió hướng đông bắc và gió hướng tây nam trong các mùa gió tương ứng. Các kết quả tính toán được nêu trên bảng 23. Hình thế gió mùa đông bắc xảy ra nhiều nhất trong các tháng 11, 11 và tháng 1. Trong thời gian này toàn bộ các vùng phía bắc và giữa biển Đông có tần suất xuất hiện gió đông bắc lớn hơn 60% (cực đại tới 80.4%) với tốc độ gió trung bình là 9m/s. Trong các tháng 11, 12 ở các vùng 4, 5, 6 (giữa biển Đông - xem hình 16) có tốc độ gió từ 11m/s trở lên. Gió mùa tây nam mạnh nhất xảy ra vào các tháng 6, 7 và tháng 8 với tần suất lớn hơn 50% (cực đại là 70.5%) trên các vùng biển phía nam biển Đông. Tốc độ gió tây nam trung bình khoảng 7m/s và cực đại đạt 9m/s.



Hình 16. Bản đồ trường gió ứng với hình thế trường áp điển hình NEp



Hình 17: Bản đồ trường gió ứng với hình thế trường áp điển hình SW

Bảng 23: tần suất P (%) và tốc độ gió trung bình V(m/s)
của các hướng gió đông bắc, tây nam trên vùng khơi Biển Đông

Hướng gió		NE					SW				
Tháng / Vùng		10	11	12	1	2	5	6	7	8	9
2	P	50.0	67.8	73.4	66.4	55.3	16.0	29.0	31.4	31.3	10.1
	V	9.5	10.4	9.9	9.2	8.1	4.9	6.8	7.3	6.1	6.8
3	P	64.0	73.5	73.6	73.8	57.0	17.0	31.8	31.2	22.3	7.9
	V	10.1	10.8	10.5	9.4	9.0	4.3	5.3	5.8	6.2	5.2
4	P	66.3	72.4	69.6	66.0	56.0	16.1	38.4	34.0	28.2	9.7
	V	10.9	12.8	12.6	11.1	10.9	5.9	7.1	8.0	7.4	7.5
5	P	59.7	73.2	72.7	65.8	55.8	20.9	36.6	40.5	39.6	22.5
	V	9.5	11.8	11.8	10.5	8.9	5.5	7.1	8.3	8.0	7.1
6	P	59.9	71.3	80.4	70.0	61.6	21.8	43.5	45.1	43.4	23.7
	V	6.8	11.1	11.0	9.9	8.4	6.1	7.7	8.2	8.2	7.0
7	P	56.1	67.4	72.4	60.3	52.0	16.8	33.5	35.2	37.0	18.4
	V	6.9	7.6	7.7	6.8	6.1	6.1	6.7	6.8	6.6	6.1
8	P	44.2	58.0	68.6	64.2	65.4	27.6	64.3	65.6	63.5	40.8
	V	7.3	9.4	10.5	9.5	8.0	6.8	7.9	9.2	8.8	7.7
9	P	43.6	62.3	73.2	65.8	65.0	22.9	50.7	58.4	59.4	39.8
	V	6.6	9.4	10.2	9.6	8.0	6.4	8.2	9.0	9.1	7.5
10	P	29.1	46.4	60.1	53.3	55.4	17.0	40.6	51.1	61.0	44.3
	V	5.8	6.9	9.0	7.7	6.9	7.4	7.2	8.2	7.4	7.8
11	P	29.3	44.8	59.1	62.9	69.2	24.4	63.7	67.6	60.1	51.4
	V	3.4	5.9	5.8	6.5	5.7	5.4	6.6	8.0	7.8	6.6
12	P	32.2	52.2	63.3	63.7	68.4	30.2	65.1	70.5	63.4	51.0
	V	6.3	8.8	10.3	9.7	8.6	6.5	7.6	9.1	8.9	7.5
13	P	19.7	45.9	54.7	55.3	48.1	19.6	33.6	44.6	36.4	29.1
	V	4.8	6.0	6.7	6.9	6.8	4.7	5.3	5.5	5.4	5.2
16	P	22.6	32.7	58.2	66.7	67.5	25.5	48.6	54.9	57.4	49.5
	V	4.9	5.6	7.3	7.9	7.3	4.4	5.7	6.3	5.7	5.8

V. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

1. Hiện trạng các số liệu gió đo đạc tại các trạm KTHV trên biển và ven bờ cùng với các số liệu gió thống kê trên tàu biển là rất khác nhau về độ cao đo đạc và các loại máy, thiết bị đo. Việc tiến hành xử lý các kết quả số liệu gió về cùng một độ cao chuẩn trên mặt biển và quy về cùng một loại máy đo là hết sức cần thiết để có thể đưa ra các số liệu chế độ gió tin cậy phục vụ thiết kế công trình và tính toán các yếu tố động lực biển.
2. Cần thống nhất trong việc xử lý đồng bộ về độ cao đo gió và các loại máy đo gió đối với các số liệu gió vùng khơi biển Đông và ven bờ nước ta.
3. Cần hoàn thiện các phương pháp tính gió, đặc biệt là phương pháp tính gió trong bão nhằm phục vụ cho việc thiết kế công trình trên biển và ven bờ, đồng thời để nâng cao độ tin cậy của các kết quả tính sóng, nước dâng và dòng chảy thông qua trường gió trong bão.
4. Bổ sung và nâng cao độ chính xác của các kết quả phân loại các hình thế trường áp trên biển Đông bằng việc phát triển phương pháp nhận dạng và tăng thêm chuỗi số liệu các bản đồ synop đưa vào thống kê.

III

NGHIÊN CỨU BÃO Ở VIỆT NAM

I. MỞ ĐẦU

Bão là một trong những hiện tượng thời tiết nguy hiểm và gây hậu quả nghiêm trọng trên phạm vi rộng và tổn thất lớn. Khắc phục hậu quả thiệt hại do bão không chỉ khó khăn đối với các nước chậm phát triển mà ngay cả những nước phát triển như Mỹ và Nhật Bản. Bão mạnh với gió to, mưa lớn và các hiện tượng thời tiết kèm theo như nước dâng và sóng bão đem đến những thiệt hại khủng khiếp cho con người. Chỉ kể một vài thảm hoạ do bão trong vài chục năm qua. Bão VERA (tháng 9 năm 1959 làm Nhật Bản thiệt hại 1 tỷ 280 triệu đô la Mỹ, số người chết và mất tích khoảng 5000 người, 36 ngàn người bị thương. Trong 2 ngày 12, 13 tháng 11 năm 1970, ở bờ biển phía Đông Pakistan một cơn bão (nhiều tờ báo lúc đó đã viết về cơn bão này và gọi nó là "kẻ giết người tàn bạo nhất") đã làm chết hơn 200 ngàn người, đó là chưa kể đến thiệt hại về vật chất và kinh tế. Trong vòng mươi năm gần đây do biến đổi khí hậu toàn cầu. Thiên tai bão, lũ lụt xảy ra liên tiếp và làm tăng thiệt hại về người và của. Theo thống kê của Viện Wordwitch tại Washington trong năm 1998 thiệt hại do thiên tai: bão, lũ lụt, cháy, hạn hán, xoáy lốc, sóng thần khoảng 90 tỷ đô la Mỹ, 32 ngàn người thiệt mạng và 300 triệu người phải di chuyển nhà ở trong đó thiệt hại do bão, lũ chiếm 85% tổng số thiệt hại về kinh tế do thiên tai gây ra. Cũng theo thông báo này so với những năm 60, thập kỷ 90 thiên tai tăng gấp 3 lần, thiệt hại kinh tế tăng gấp 9 lần. Đặc biệt cơn bão Mitch được coi là cơn bão "tàn sát" nhiều người nhất (ít nhất cũng 11.000 dân) ở các nước Trung Mỹ như Honduras, Guatêmala, El Salvador và Nicaragoa làm 30 ngàn người chết và mất tích, thiệt hại vật chất lên đến 4 tỷ đô la Mỹ và là cơn bão ghê rợn nhất trong 200 năm nay. "Danh sách" thiệt hại do bão, lũ lụt gây ra cho con người mỗi năm lại dài thêm ra. Những tổn thất do bão đối với một nước không khác gì như một cuộc chiến đẫm máu kéo dài. Theo số liệu của Trung tâm phòng tránh thiên tai châu Á, từ năm 1967 đến 1991, trên thế giới đã xảy ra 1713 vụ thiên tai do bão hoặc có liên quan với bão, làm chết khoảng 1 triệu người. Như vậy mỗi năm nhân loại mất đi trên 400 ngàn người do bão cùng với các tổn thất về tài sản lên đến hàng tỷ đô la Mỹ.

Bão đã được nghiên cứu từ rất lâu. Nghiên cứu về bão chủ yếu là dự báo cường độ và quĩ đạo bão. Vài chục năm gần đây do sự tiến bộ của khoa học - kỹ thuật, các thiết bị viễn thám và tự động người ta đã thu thập các thông tin về bão mà trước

kia không có. Vì vậy nhiều công trình nghiên cứu về cấu trúc, các trường khí tượng trong bão cũng như các phương pháp dự báo, cảnh báo bão đã được triển khai tiến hành và những hiểu biết về bão cũng tăng lên đáng kể. Nhiều nước và tổ chức khí tượng thế giới hoặc khu vực hàng năm đều xuất bản dưới dạng bulettin và tổ chức các Hội thảo về bão.

Ở Việt Nam cho tới nay có khá nhiều công trình khoa học về bão đã được tiến hành và công bố ở dạng: đặc trưng khí hậu (theo số liệu có đến khoảng 1985); Tổng kết hàng năm về bão và áp thấp nhiệt đới hoạt động ở Biển Đông, đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến Việt Nam; Các phương pháp dự báo quĩ đạo và cường độ bão; dự báo sự nảy sinh và tiến triển của xoáy thuận nhiệt đới; Nghiên cứu cấu trúc trường khí tượng của bão; Đặc biệt các phương pháp dự báo các yếu tố khí tượng - thủy văn của bão gây ra hậu quả nghiêm trọng đến con người, kinh tế - xã hội và môi trường.

1. Một số về thiệt hại nghiêm trọng do bão ở nước ta trong vài thập kỷ gần đây

Bão đứng hàng đầu trong số 6 thiên tai xảy ra ở nước ta đó là bão, lụt, hạn hán, cháy rừng, lở đất và động đất. Từ 1976 đến 1997, bão đã cướp đi sự sống và làm mất tích gần tám ngàn người, làm ngập trên 10 triệu tấn lương thực, làm chìm và phá hỏng gần 16 ngàn tàu thuyền và hàng chục ngàn nhà cửa bị hư hại. Nếu tính cả những thiệt hại vì lũ lụt do mưa bão thì số thiệt hại còn lớn hơn nhiều. Có thể dẫn ra một số trường hợp thiệt hại do bão. Chẳng hạn, cơn bão đổ bộ Quảng Nam - Đà Nẵng (tháng 5/1989) làm chết hơn 700 người, khoảng 500 tàu thuyền bị đắm, 3 ngàn ngôi nhà bị đổ. Cơn bão vào Thanh Hoá (tháng 7 năm 1989) làm chết hơn 100 người; gần 700 thuyền bị chìm. Đặc biệt cơn bão đi vào Cà Mau (bão LINDA đầu tháng 11 năm 1997) làm chết 445 người, mất tích 3409 người, bị thương 857 người, 3783 tàu thuyền bị chìm và mất tích, 220 ngàn ngôi nhà bị sập hoặc hư hỏng nặng, gần 350 ngàn ha lúa và hoa mùa bị thiệt hại tổng giá trị thiệt hại lên đến 5600 tỷ đồng và hậu qủa do bão gây ra đối với kinh tế - xã hội phải mất vài năm mới khôi phục được.Tháng 11 và đầu tháng 12 năm 1998, do ảnh hưởng liên tiếp của 4 cơn bão (các cơn bão số 4, 5, 6, 8) đổ bộ vào khu vực nam Trung Bộ gây lũ lụt nghiêm trọng, thiệt hại hàng ngàn tỷ đồng, hàng trăm người chết và hàng ngàn ha lúa, hoa màu bị mất trắng ngoài ra bão lũ còn gây thiệt hại cho giao thông và sản xuất nông nghiệp một thời gian tiếp sau. Đầu tháng 11 năm 1999 một ATNĐ đổ bộ vào nam Trung Bộ do ảnh hưởng và tác động của không khí lạnh gây ra mưa rất to ở các tỉnh ven biển miền Trung và Tây Nguyên, gây ra trận lũ lịch sử - đỉnh lũ ở các sông từ Quảng Bình đến Quảng Ngãi, trên báo động 3 có nơi vượt 1,5 - 2 mét. Tính chung hai đợt lũ đầu tháng 11 (do ảnh hưởng của ATNĐ) và đầu tháng 12 năm 1998 thiệt hại lên đến trên 4600 tỷ đồng.

Ngay từ sau khi hoà bình 1954, trong công tác dự báo thời tiết Nha Khí tượng coi việc dự báo thời tiết nguy hiểm như bão, lũ, gió mùa đông bắc... là trọng tâm của

ngành. Một trong những hướng ưu tiên hàng đầu là dự báo và nghiên cứu về bão. Phần chuyên khảo "nghiên cứu bão ở Việt Nam" này nhằm cung cấp cho độc giả, đặc biệt các nhà nghiên cứu về quá trình phát triển và các nội dung chính trong các công trình nghiên cứu về bão được thể hiện ở nước ta từ 1954 đến nay - năm 2000.

2. Khái niệm chung về xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ), áp thấp nhiệt đới (ATNĐ), bão

XTNĐ là vùng gió xoáy, đường kính có thể tới hàng trăm ki lô mét, hình thành trên vùng biển nhiệt đới, gió thổi xoáy vào trung tâm theo hướng ngược chiều kim đồng hồ, áp suất khí quyển (khí áp) trong xoáy nhiệt đới thấp hơn xung quanh, có mưa, đôi khi kèm theo dông, lốc, tố. (Qui chế báo bão, ban hành kèm theo quyết định số 581 TTG ngày 25/7/1997 của Thủ tướng Chính Phủ). XTNĐ phụ thuộc vào cường độ và "đời sống" của nó và thường được chia ra các dạng sau.

a. Nhiễu động nhiệt đới (*Tropical disturbance*) có chuyển động xoáy thuận với tốc độ gió nhỏ (dưới 17 m/s). Trên bản đồ thời tiết có thể vẽ được đường đẳng áp đóng kín hoặc có sự hội tụ của đường dòng, kí hiệu quốc tế L (*low*).

b. Áp thấp nhiệt đới (*tropical depression-TD*) là XTNĐ có sức gió mạnh nhất đạt đến cấp 7 theo thang độ Bôpho (<17,2 m/s). Trên bản đồ thời tiết có thể vẽ được một, hai đường đẳng áp khép kín.

c. Bão nhiệt đới (*Tropical storm*) là XTNĐ có sức gió mạnh nhất từ cấp 8 trở lên và có thể có gió giật. Trên bản đồ thời tiết có trên 2 đường đẳng áp khép kín.

Bão nhiệt đới gọi tắt là bão lại chia thành các loại:

+ ***C1:*** *Bão thường* là bão có gió mạnh nhất từ cấp 8 đến cấp 9 và có thể có gió (từ 17,2 - 24,4 m/s), ký hiệu là ***TS***.

+ ***C2:*** *Bão mạnh* là bão có sức gió mạnh nhất từ cấp 10 đến cấp 11 và có gió giật (từ 24,5 đến 32,6 m/s), ký hiệu là ***STS***.

Bão mạnh nhất, có sức gió mạnh nhất từ cấp 12 trở lên và có thể có gió giật (trên 32,7 m/s), *ký hiệu là T (Typhoon).* Đối với XTNĐ hoạt động ở Biển Đông có thể xem ATNĐ (TD) và sự chuyển hoá của nó sang thời kỳ bão (TS) là biểu hiện ATNĐ phát triển giai đoạn ban đầu về chất để trở thành bão "thực thụ". Đây là chỉ định nghĩa ước lệ nên cần chú ý việc khó phân biệt ranh giới chuyển hoá giữa ATNĐ và bão. *Gió mạnh nhất:* là tốc độ gió trung bình lớn nhất được quan trắc trong thời gian 2 phút.

Gió giật: là gió có tốc độ tăng lên tức thời được xác định trong khoảng thời gian 2 giây (gió giật không phải là gió mạnh nhất trong bão).

3. "Đời sống" của bão, các giai đoạn phát triển của bão

Thời gian trung bình đối với "đời sống" của bão là khoảng 6 - 7 ngày kể từ thời điểm nảy sinh đến khi vào đất liền hoặc chuyển hướng lên vĩ độ trung bình, hoặc tan đi khi còn trên biển. Một số rất ít bão chỉ tồn tại trong vài giờ. Một số lại tồn tại tới 2 tuần lễ thậm chí đến một tháng. Quá trình tiến triển chúng của bão có thể phân chia làm 4 thời kỳ.

3.1. Thời kỳ hình thành (formative stade)

Bão chỉ hình thành từ nhiễu động đã tồn tại từ trước. Thời kỳ bắt đầu với sự nảy sinh hoàn lưu XT ở sóng đông hoặc đải hội tụ nhiệt đới. Sự "sâu" xuống có thể là quá trình dài, đòi hỏi vài ngày để mở rộng thành một vùng lớn với trường gió "mờ", nhưng cũng có thể đột biến sau 12 giờ đã hình thành "mắt bão" khá rõ ở thời kỳ này áp suất bề mặt ở tâm giảm xuống đến 1000 hPa. Hoàn lưu XT phát triển lên đến độ cao 1,5 - 3,5 km.

3.2. Thời kỳ xoáy thuận trẻ (immaturity stade)

Không phải tất cả ATNĐ đều trở thành bão. Một số ít trong chúng tan đi sau 24 giờ, ngay cả khi đó sức gió có thể đạt đến mức độ bão, một số di chuyển trên khoảng cách lớn vẫn ở dạng ATNĐ. Nếu ATNĐ phát triển thì áp suất bề mặt giảm nhanh xuống dưới 1000 hPa. Gió bão hình thành những vành khuyên dày đặc xung quanh tâm. Mây có dạng đải xoắn hội tụ ở tâm nhưng bao trùm trên miền không lớn.

3.3. Thời kỳ trưởng thành-bão phát triển cực đại (stade of maturity)

Sự giảm áp ở trung tâm và sự tăng lên của gió cực đại ngừng lại (bão đã phát triển cực đại). Hoàn lưu gió bão (có thể kéo dài cả tuần lễ) phân bố trên diện tích lớn. Nếu như ở thời kỳ XT trẻ tốc độ gió đạt mức bão chỉ bao gồm phạm vi ngang với bán kính 30 - 50 km, thì ở thời kỳ trưởng thành bán kính gió bão có thể tăng lên đến 300 km hoặc hơn nữa. Tính đối xứng của nhiễu động bị phá huỷ bởi vì miền gió bão phân bố lệch về phía phải so với hướng di chuyển của XT. Thời kỳ mạnh lên hoặc yếu đi kéo dài khoảng 1 - 2 ngày.

3.4. Thời kỳ tan rã (stade of dissipation)

Thường là bão đi vào đất liền kích thước của nó giảm đi và tan rã hoàn toàn trong thời gian khoảng 1 - 2 ngày. Đôi khi XT tiếp tục tồn tại như một áp thấp và đem lại lượng mưa lớn. Trên Biển Đông bão yếu đi hoặc tan rã khi di chuyển trên vùng có nhiệt độ nước biển lạnh (khoảng $<26^0$C) hoặc do sự xâm nhập sâu của không khí lạnh, khô do front lạnh ở phía bắc tràn xuống (thường xảy ra vào cuối mùa bão từ tháng 10 trở đi) cũng có khi do nội lực hoặc sự tác động của các hệ thống khí quyển khác.

4. Vài nét tổng quan nghiên cứu XTNĐ

Bão và ATNĐ là hiện tượng tự nhiên và cũng là đối tượng được con người tìm hiểu nghiên cứu từ lâu. Cuối thế kỷ thứ 19, một số trung tâm khí tượng lớn như ở Anh, Pháp, Hồng Kông, Nhật Bản... đã quan trắc và ghi chép sự di chuyển của bão và bắt đầu có những công trình chủ yếu là mô tả hiện tượng bão.

Những năm đầu thập kỷ 40 với mục đích phục vụ quân sự cuộc chiến thế giới lần thứ 2, đặc biệt cho hoạt động Hải Quân, Không Quân trên khu vực Châu á Thái Bình Dương giữa Nhật và Mỹ cùng với sự phát triển của KHKT các quan trắc, nghiên cứu về bão được đẩy mạnh.

Những công trình đầu tiên NC về bão được xuất bản công khai của các tác giả như G. E Dunn /37/ ; Sawyer . J /47/ ; Riehl /45/; Palmen E. H /44a, b/; Alaka M.A /33/. Tiếp sau là hàng loạt các công trình của các tác giả; Rosental S. L /46/; Lukianov V.V /55/; Yanai . M /51a, b/; Anthes R. A và Johnson D. R /34/; Sheets R. C /49/; Mantel. M và Koehne. R /41/; Ooyama. K /43/; Carlson T. N /36/; Sulcikin V. V /59/; Astling E. G và Dagguputy S.M /35/; Smith C. L /50/; Mamedov E. C Pavlov N. I /56/; Chương trình thám sát bão ở Đại Tây Dương của Liên Xô (cũ) - Typhoon - 75 và Typhoon – 77 /61a, b/; Gray W.M /39a/; Gray W.M, Ruprecht. E, Phelps. R /39b/; Frank W.M /38a, b/; Shapiro L.J /48/; Gray W. M /39c/; Mc Bride. J /42/; Tarakanov G.G /60/; Pudov V.D, Tuneganovest V. N /57/; Khain A.P, Suturin G.G /54a, b/; Stepanov V.I /58/ và rất nhiều các tác giả khác của Nhật Bản và Trung Quốc. Các công trình này chủ yếu tập trung vào: cấu trúc bão, dự báo đường đi của bão và trường các yếu tố khí tượng trong và xung quanh bão.

Phân bố áp suất ở mặt đất. Sự liên hệ với tốc độ gió cực đại.

Tính chất đặc biệt đặc trưng của XTNĐ (bão) chính là ở chỗ trên những khoảng cách nhỏ, đôi khi khoảng trăm kilômét, áp suất có thể giảm đi hàng chục hecto - pascal (hPa ~ mb). Vì thế ở những miền trung tâm chênh lệch áp suất đạt đến 60hPa trên 100 km, và đôi khi 20 hPa trên 20 km. áp suất thấp nhất có thể quan sát ở trung tâm bão phát triển là 950 - 960 hPa.

Một số công thức thực nghiệm biểu diễn sự phụ thuộc của áp suất mặt đất *Ps* vào khoảng cách *r* đến tâm của XTNĐ đã được nêu ra. Vì profin *Ps(r)* trong từng bão riêng biệt rất khác nhau, nên việc mô tả tất cả profin này bằng một công thức không có các tham số tự do là khá phức tạp. Một số công thức đúng với *r* nhỏ, một số khác lại tốt hơn với khoảng cách lớn. Holland G. J [40] nêu ra công thức .

$$P = P_0 + \Delta p \exp(-A/r^B) \qquad (1)$$

Ở đây: P_0 - áp suất ở tâm XTNĐ ở mặt đất, $\Delta p = P_\infty - P_0$; P_∞ - áp suất ở rìa XT, A và B - các tham số. Theo Holland $1 \leq B \leq 2,5$.

Ở giới hạn trên lớp biên khí quyển ($Z \approx 1$ km) trong các XTNĐ phát triển với độ chính xác cao thực hiện phương trình cân bằng gradient.

$$\frac{V^2}{r} = \frac{1}{\rho}\frac{\partial P}{\partial r} - fV \qquad (2)$$

Trong đó: f - tham số côriôlit.

Trong những vùng gió mạnh lực côriolit nhỏ hơn nhiều so với các thành phần còn lại của phương trình (2), và không khí ở trong trường hợp này gọi là cân bằng xoáy thuận. Khi đó tốc độ gió (thực tế là tốc độ tiếp tuyến) xác định từ (1) và (2)

$$V_c = \left[A.B\Delta p \exp\left(-A/r^B\right)/\rho r^B\right]^{1/2} \qquad (3)$$

Giả thiết rằng $dv_c/dr = 0$, chúng ta tìm được bán kính gió cực đại $V_m = A^{1/B}$, đặt hệ thức này vào (1) có

$$P = P_0 + \Delta p \exp\left[-(r_m/r)^B\right] \qquad (4)$$

Đặt (4) vào (3) có thể tìm được tốc độ gió cực đại

$$V_m = k(p_\infty - p_0)^{1/2} \qquad (5)$$

Ở đây: $k = (B/\rho_e)^{1/2}$.

Nếu so áp suất bằng hPa, còn V_m là mét (1 dặm /giờ = 0,51 m/s thay 1m/s = 1,94 mét) thì k được dẫn ra bởi nhiều tác giả khác dẫn ra công thức thực nghiệm để xác định áp suất ở tâm XT.

$$P_0 = 1005 - V_r \qquad (6)$$

Ở đây:

P_0 - áp suất tâm XT tính theo mb;

V - tốc độ gió ở điểm bất kỳ của XT tính bằng m/s;

r - khoảng cách từ điểm này đến tâm XT biểu thị theo độ kinh tuyến (1 độ kinh tuyến = 111 km) hoặc $P_0 = 9955 - 8R$ (R - bán kính XT đo bằng độ kinh tuyến).

Tốc độ gió cực đại ở mặt đất trong nhiều XTNĐ có thể đạt đến 80 - 100 m/s. Tốc độ gió gần tâm XT rất nhỏ, hầu như nằm trong giới hạn 0 - 5 m/s. Càng xa trung tâm tốc độ gió tăng lên ở khoảng cách nào đó đạt đến cực đại. Xa hơn nữa ngoài rìa XT tốc độ gió lại giảm đi. Sự tăng lớn của tốc độ gió quan sát thấy ở biên của mắt bão.

Trong XT chuyển động thời kỳ trưởng thành tốc độ gió thường thấy gần đối xứng. Gió mạnh nhất nảy sinh ở phần phải của XT theo hướng chuyển động.

Theo độ cao tốc độ gió trong XTNĐ giảm đến mực 500 mb giảm không đáng kể, trên mực này nó giảm mạnh hơn. Trên mực 200 mb tốc độ gió nhỏ hơn khoảng 2 lần so với ở mực 500 mb.

Bán kính gió mạnh trong XTNĐ có thể biến động lớn từ 50 - 500 km. Để xác định tốc độ gió trong XTNĐ có thể dùng công thức thực nghiệm.

$$V_m = 0{,}78\sqrt{\frac{P_\infty - P_o}{\rho}}$$

Trong đó: p đo bằng mb; $\rho = kg/m^3$; V_m - m/s.

Theo Nguyễn Vũ Thi /30/:

$$V_{max} = -0{,}75\ P_{min} + 765.$$

Với độ lệch quân phương σ_v = 7 m/s; σ_p=7 mb.

(Chú ý công thức này không dùng cho XTNĐ hình thành trong tháng 11, 12 và cuối mùa bão).

II. NHỮNG NỘI DUNG CHÍNH TRONG NGHIÊN CỨU BÃO Ở VIỆT NAM

Quá trình phát triển của việc nghiên cứu bão ở Việt Nam , có thể chia làm hai thời kỳ:

+ Trước năm 1980 (năm 1980 Hiệp định liên Chính phủ giữa Cộng hoà xã hội chủ nghĩa Việt Nam và Liên Bang Cộng hoà xã hội chủ nghĩa Xô Viết đã được ký kết với việc thành lập Trung tâm Liên hợp Việt Xô về khí tượng nhiệt đới và nghiên cứu bão).
+ Từ 1980 đến 2000.

1. Thời kỳ trước năm 1980

Trong thời kỳ này các công trình về bão chủ yếu là mô tả, thống kê trên cơ sở khí hậu, hình thế synốp hoặc phân tích chi tiết cho từng cơn bão cụ thể ảnh hưởng đến Việt Nam cũng như nhận xét các yếu tố khí tượng do bão: mưa lớn, gió mạnh, nước dâng và sóng gió...

Có thể nói rằng các công trình đầu tiên được xuất bản chính thức ở Việt Nam về khí hậu Đông Dương nói chung và xoáy thuận nhiệt đới trên Biển Đông nói riêng là thuộc về các nhà khí hậu người Pháp. Các công trình của Bruzon E; Carton.P /42/; Bruzon. E, Carton.P, Romer. A /43/ đã đề cập đến.

- Tỉ số bão hình thành trên Biển Đông so với số bão chung trên thế giới.
- Mưa bão.

Về mưa bão các tác giả này nhận xét rằng: "*Không nhất thiết những cơn bão "sâu" nhất là những cơn bão đem lại lượng mưa nhiều nhất, rằng những cơn bão đổ bộ vào bắc Trung Bộ cho mưa lớn hơn những cơn bão đổ bộ vào Bắc Bộ. Điều này có liên quan trước hết với đặc điểm địa hình của Trung Bộ - dãy Trường Sơn nằm song song với bờ biển có tác dụng chắn gió, hơn nữa những cơn bão vào Trung Bộ thường là những cơn bão vào thời kỳ cuối mùa bão (các tháng 9, 10, 11) kết hợp với không khí lạnh cực đới làm tăng cường quá trình hình thành mưa lớn.*"

Lê Văn Thảng /27/ đã nêu ra các ý kiến chủ yếu sau (số liệu bão 1948 - 1958): "*Bão Biển Đông nảy sinh ra nhiều nhất ở 11 - 18^{0}N, 112 - 118^{0}E; Mùa bão Biển Đông từ tháng 5 đến tháng 11 trong đó các tháng 6, 7, 8, 9 là các tháng nhiều nhất; sự hình thành của nó có quan hệ mật thiết với sự hoạt động của không khí lạnh và chính không khí lạnh có khi làm bão phát triển; Một số hình thế synốp đối với sự hình thành và phát triển của bão Biển Đông; Số bão Biển Đông đổ bộ vào lục địa chiếm 80%, còn 20% tan trên biển; về thời tiết của bão Biển Đông tác giả cũng nêu ra một số nhận xét về lượng mưa, vùng mưa, gió...*"

Nguyễn Vũ Thi /30b/ được xem như công trình đầu tiên với một số kết luận đặc trưng khí hậu của bão của các nhà khí tượng Việt Nam. Tác giả đưa ra các nhận xét sau: "*Trung bình năm có khoảng 3 cơn bão đổ bộ vào miền bắc nước ta (từ Móng Cái đến Cửa Tùng); Năm nhiều bão nhất 6 cơn (1951) năm không có cơn bão nào (1940); Mùa bão ở miền Bắc từ tháng 7 đến tháng 10, hai tháng nhiều bão nhất là 8 và 9 sau đó là tháng 7, năm bão sớm - xuất hiện vào tháng 5, 6, năm bão muộn tháng 11 Bão đổ bộ vào miền bắc chia làm 4 khu vực: Móng Cái - Hải Phòng (30%); Thái Bình - Ninh Bình (19%), Thanh Hoá - Nghệ An (27%); Hà Tĩnh - Vĩnh Linh (24%); Thống kê chi tiết bão đổ bộ vào từng khu vực theo tháng; Số cơn bão mạnh từ cấp 9 trở lên chiếm 50% và tần suất đối với 4 khu vực tương ứng là 40, 18, 17 và 5%.*"

Đỗ Kính /12/ nhận xét: "*Vị trí xuất phát của bão đổ bộ vào nước ta hoặc ảnh hưởng có hai nơi: một ở tây Thái Bình Dương (TBD) vào khoảng 10 - 25^{0}N, 125 - 145^{0}E, một ở Biển Đông - khoảng 5 - 10^{0}N; 110 - 120^{0}E; Thời kỳ bão nhiều nhất là từ tháng 7 đến tháng 10 và được chia ra từ tháng 6 đến tháng 8 bão thường có hướng đi về phía bắc vịnh Bắc Bộ, các tháng 9 - 10 - vào khu Trung Bộ; Trung bình mỗi năm có 3 - 4 cơn bão đổ bộ vào nước ta, có năm nhiều bão nhất là tháng 8, sau là tháng 9; Thời gian bão đổ bộ vào miền Bắc chuyển dịch dần từ bắc vào nam; Tần suất bão vào 4 khu vực: Móng Cái - Hải Phòng (30%), Thái Bình - Ninh Bình (19%), Thanh Hoá - Nghệ An (27%), Hà Tĩnh - Vĩnh Linh (24%); Vùng ảnh hưởng của bão tới 500 - 600 km.*"

Nguyễn Văn Quí /18/ khi phân tích những vết đen mặt trời và số cơn bão trên Biển Đông có nhận xét sau: "*Những năm có nhiều bão trên Biển Đông có thể xảy ra vào thời kỳ mặt trời hoạt động mạnh cũng như thời kỳ mặt trời hoạt động yếu;*

Những năm mặt trời hoạt động mạnh, trên Biển Đông có khá nhiều bão, còn những năm yếu - có khi nhiều, có khi ít"

Nguyễn Xiển, Phan Tất Đắc /21a/ có các nhận xét và kết luận chủ yếu sau: "*Thống kê bão Biển Đông 1954 - 1964 thì tháng nhiều bão nhất lần lượt là: Tháng 9 (24 cơn); tháng 8 (20 cơn), tháng 10 (16 cơn) tháng 7 (13 cơn) năm 1964 có 18 cơn bão ở Biển Đông trong đó 11 cơn hình thành từ TBD đi vào Biển Đông, còn 7 cơn hình thành ngay trên Biển Đông; năm 1964 bão xuất hiện nhiều nhất lần lượt theo các tháng: tháng 9 (6 cơn) tháng 10 (3 cơn) tháng 11 (4 cơn), tháng 8 (2 cơn). Tốc độ di chuyển của những cơn bão vào Biển Đông lớn, còn những cơn bão hình thành ngay trên Biển Đông - nhỏ hơn. Khi bão chuyển hướng, tốc độ di chuyển giảm đi rõ rệt; khí áp thấp nhất ghi được trong cơn bão Winnie (7/64) là 967,4 mb, giá trị cực đại của biến áp trong thời gian nửa giờ, 1 và 3 giờ đối với bão mạnh tương ứng là 6 - 7, 10 và 20 mb.*"

Nguyễn Xiển - Chủ biên, Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc /21b/ ở mục bão đã nêu ra các kết luận: "*Bão hay XTNĐ là một trong những nhiễu động sâu sắc nhất trong cơ chế gió mùa mùa hạ, có ý nghĩa vô cùng quan trọng đối với khí hậu miền bắc Việt Nam - đó là vùng áp thấp gần tròn, tương đối nhỏ (bán kính và khoảng 200 - 300 km). Những đường đẳng áp đồng tâm rất xít nhau gây nên gió mạnh trên 30 m/s (trên cấp 11). Trong vùng bão không có front; theo số liệu từ 1911 - 1965, trên Biển Đông trung bình năm có 9,6 cơn bão hoạt động. Năm nhiều bão nhất 18 cơn (1964), năm ít nhất - 3 cơn (1925); Những cơn bão hoạt động trên Biển Đông một phần hình thành ở phía đông Philippin (60%), một phần hình thành ngay trên Biển Đông (40%); tần số bão Biển Đông lớn nhất vào các tháng giữa và cuối mùa hạ là thời kỳ dải hội tụ nhiệt đới hoạt động mạnh ở Bán Cầu Bắc; tháng có tần suất bão cực đại ở Biển Đông là tháng 9 (1,9 cơn), sau đó là tháng 8 và 10 (1,5 cơn); ở khu vực Biển Đông ít khi thấy những dạng quĩ đạo parabol (3%) thường vào đầu mùa bão, về căn bản bão di chuyển theo dới tín phong. Vị trí trung bình của quĩ đạo bão trên Biển Đông có sự xê dịch theo mùa rõ rệt, phụ thuộc chủ yếu vào vị trí và cường độ của áp cao phó nhiệt đới. Các tháng 5, 6 thời kỳ áp cao chưa phát triển mạnh và chưa lấn sâu về phía tây, đường đi của bão hướng vào bờ biển đông bắc Bắc Bộ, tháng 8 - vào bờ biển đông bắc và đồng bằng Bắc Bộ xấp xỉ các vĩ độ 20 - 21^{0}N, tháng 9 - đường trung bình chuyển vào phía nam khá đột ngột - xấp xỉ 18^{0}N, tháng 10 - dịch vào phía nam, tháng 11 - 12 - xấp xỉ 12 - 13 ^{0}N. Theo chuỗi số liệu 55 năm nêu trên thì hàng năm có 2,5 cơn bão đổ bộ vào miền bắc Việt Nam. Năm nhiều nhất 6 cơn (1964) năm ít nhất không có cơn nào (1914, 1945), nếu kể cả những cơn bão ảnh hưởng trực tiếp (tuy không đổ bộ vào đất liền Việt Nam) thì trung bình năm bão ảnh hưởng đến miền Bắc nước ta là 4,1 cơn. Tháng có bão đổ bộ nhiều nhất vào bờ biển miền bắc là tháng 9 (0,73 cơn), rồi đến tháng 8 (0,62 cơn), tháng 7 (0,47 cơn); Về hậu quả thời tiết và khí hậu do bão đổ bộ vào miền Bắc các tác giả đã nêu: Sau khi đổ bộ vào đất liền, bão thường dầy lên nhanh chóng ngay cả trên*

vùng đồng bằng Bắc Bộ, trung tâm bão ít khi thâm nhập vào sâu quá 100 km. Tuy nhiên ở vùng duyên hải khi vừa đổ bộ bão vẫn giữ cường độ mạnh. Theo số 1956 - 1964 trong số các cơn bão đổ bộ có 34% gió mạnh ở vùng trung tâm từ 30 m/s trở lên, 31% - có gió từ 20 - 30% , số còn lại dưới 35% - gió dưới 20 m/s; Phạm vi gió bão vùng ven biển thường bao quát một vùng đường kính 200 - 300 km. ở phần tiết giáp với cao áp cận nhiệt đới hoặc có ảnh hưởng của không khí lạnh từ phía bắc tràn xuống, phạm vi gió mạnh có thể đến 300 - 400 km về phía bắc kể từ tâm bão; lượng mưa cực đại trong 24 h có tần suất cao nhất ở cấp 200 - 300 mm (45%), trên 300 mm (20%) còn lại ở các cấp 100 - 150 và 150 - 200 mm tương ứng là 15 và 20%. Toàn đợt mưa thường kéo dài 2 - 4 ngày, tập trung vào 1 - 2 ngày. Lượng mưa trong vùng bão đạt đến 200 - 400 mm, có trường hợp tới 500 - 600 mm và hơn nữa. ở Phủ Liễn với cơn bão tháng 9 năm 1927, lượng mưa bão trong 4 ngày đạt tới 1023 mm; Tần suất lượng mưa cực đại trong toàn cơn bão với các cấp mưa 300 - 400 mm (40%), trên 400 mm (23%), 200 - 300 mm (25%) và 100 - 150 mm (12%). Nói chung những cơn bão đổ bộ vào bắc Trung Bộ cho mưa lớn hơn so với những cơn bão vào Bắc Bộ; Tỷ trọng mưa bão với tổng lượng mưa trong mùa mưa (từ tháng 5 - 10) chiếm khoảng 20 - 40%, cao nhất từ Nghệ An trở vào đến Vĩnh Linh - tới 40 - 45% hoặc hơn nữa. Trong các tháng nhiều bão (8, 9, 10) lượng mưa bão chiếm gần chủ yếu trong lượng mưa tổng, tỷ trọng đạt đến trên 50% có nơi 60 - 80%; Mưa bão là nguyên nhân quan trọng gây nạn úng thủy và lũ lụt ở miền bắc và gây ra thiệt hại lớn hơn, rộng hơn so với gió bão."

Lê Đình Quang /17a/ đã đưa ra những nhận xét và kết luận (theo số liệu 1954 - 1968): "*Mùa bão ở miền bắc Việt Nam từ tháng 6 đến tháng 10; Trung bình năm có khoảng 3 cơn bão đổ bộ vào bờ biển miền bắc Việt Nam, nếu kể cả bão ảnh hưởng - khoảng 3,3 cơn. Tháng nhiều bão nhất là tháng 8, sau đó là 9 và 7; Bão hoạt động ở Biển Đông đổ bộ vào Việt Nam thì khoảng 57% phát sinh từ phía đông Philippin, còn lại khoảng 43% phát sinh ở Biển Đông; Lượng mưa bão vào các khu vực: Móng Cái - Hải Phòng, Thái Bình - Ninh Bình; Thanh Hoá - Nghệ An; Hà Tĩnh - Vĩnh Linh, phụ thuộc vào hướng di chuyển đổ bộ của bão; đã nêu ra phân bố mưa bão trung bình, cực đại cho từng nhánh; Các trung tâm mưa bão lớn; nơi phát sinh của bão ảnh hưởng đến lượng mưa bão - Với các cấp mưa dưới 400 mm bão phát sinh ở Biển Đông gây ra với tần suất lớn hơn phát sinh ở tây TBD, với cấp mưa trên 400 mm ngược lại. Lượng mưa bão khi đổ bộ vào miền bắc Việt Nam 200 - 400 mm chiếm 62%, trên 400 mm - 22%, còn dưới 200mm chỉ có 15%; Bão đổ bộ có kết hợp với không khí lạnh chiếm 23% hầu hết đổ bộ vào nam khu 4 cũ. Lượng mưa bão do kết hợp với không khí lạnh với cấp mưa trên 300 mm chiếm 92% còn lại dưới 300 mm - 8%; Tỷ trọng mưa bão với tổng lượng mưa năm ở vùng đồng bằng, ven biển chiếm khoảng 25 - 30%."*

Nguyễn Minh Tây /23/ nêu ra các nhận xét: "*Trong vòng 70 năm (1900 - 1968) số cơn bão đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến bờ biển miền bắc Việt Nam từ tháng 6 đến*

tháng 10 là 215 cơn trung bình năm khoảng 3 cơn. Quan hệ giữa đường cong tích phân chuẩn sai chỉ số Vônphơ tương đối trung bình với đường cong tích phân chuẩn sai số lượng bão tây TBD và Biển Đông đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến miền bắc Việt Nam nói chung có xu thế phù hợp nhau nhiều hơn là ngược nhau. Phân tích quan hệ này với chu kỳ ngắn hơn chu kỳ 11 năm thì thấy rằng: trước năm hoạt động vết đen mặt trời đạt cực đại thì xu thế bão tăng lên đến mức trung bình hoặc trên trung bình. Hai năm sau khi hoạt động vết đen mặt trời đạt cực đại thì bão có xu thế ít hơn so với số lượng bão xảy ra một năm sau năm vết đen mặt trời cực đại. Còn khi năm mặt trời hoạt động cực tiểu thì số lượng bão nói chung có xu thế ít hơn số lượng bão xuất hiện tại năm trước năm cực tiểu hoặc dưới trung bình. Sau năm mặt trời có giá trị cực tiểu 2 năm thì bão có xu thế ít hơn lượng bão xuất hiện tại năm cực tiểu hoặc dưới trung bình. Kết quả thử nghiệm với năm 1970 thì khá phù hợp với các kết luận nêu trên."

Nguyễn Ngọc Thái /25/ nhận xét: *Tổng số bão đã trực tiếp ảnh hưởng đến bờ biển Việt Nam trung bình mỗi năm khoảng 4 - 5 cơn, trong đó có 2 năm không có bão ảnh hưởng (1885 - 1976). Các năm 1909, 1910, 1959, 1964 và 1973 có trên 10 cơn, riêng năm 1910 tới 13 cơn. Mùa bão là từ tháng 7 đến tháng 9, số cơn bão đổ bộ vào trong thời gian này chiếm 90% của cả năm. Tháng nhiều bão nhất là tháng 9, sau đến tháng 8. Bờ biển nước ta được chia ra làm 5 khu vực bão đổ bộ: Móng Cái - Ninh Bình 31%; Thanh Hoá - Hà Tĩnh - 19%; Quảng Bình - Thừa Thiên Huế - 18%; Đà Nẵng - Quảng Ngãi - 24%; Đèo Cả trở vào - 8%. Tác giả còn phân chia tần suất bão đổ bộ vào các khu vực theo tháng.*"

Lê Thanh Sơn /19a/ đã nêu đặc điểm trường gió khi bão đổ bộ vào Việt Nam.

2. Năm 1980

Trần Đình Bá /1a, b/, sử dụng ảnh mây vệ tinh để xác định cường độ, vị trí và hướng đi của bão.

3. Thời kỳ từ 1981 - 2000

3.1. Mô tả, đặc trưng thống kê khí hậu, hình thế synốp của bão

Nguyễn Văn Khánh /11a/ đã phân tích và thống kê theo số liệu 1954 - 1980 về: hoạt động của bão ở Biển Đông; bão và ATNĐ ảnh hưởng đến Việt Nam qua các tháng; bão đổ bộ vào nước ta. Các kết luận chính của tác giả: "*Biển Đông là một trong những khu vực nhiều bão nhất, hàng năm có tới 12,4 cơn bão và ATNĐ. Năm nhiều nhất có tới 18 cơn. Thời gian hoạt động chủ yếu của bão từ tháng 5 đến tháng 12; Bão và ATNĐ hoạt động ở Biển Đông hàng năm có tới 2/3 số cơn ảnh hưởng đến Việt Nam, trung bình có tới 7,5 cơn, trong đó đổ bộ vào đất liền ~ 5,4 cơn. Mùa bão được xem từ tháng 6 đến tháng 11.*"

Trong tập công trình phân tích và dự báo bão tập I Tổng cục KTTV XB năm 1986 có 4 báo cáo sau:

Trần Đình Bá /1b/ đã tổng hợp và đưa ra khái niệm phân loại chung các loại mây bão, đồng thời trình bày một số ảnh mây bão điển hình đã quan trắc được trong những năm gần đây.

Nguyễn Văn Khánh và Phạm Đình Thụy /11b/ đã trình bày một số đặc điểm của bão hoạt động trên Biển Đông và Việt Nam. Trong đó đã mô tả phân bố bão theo không gian và thời gian và phân bố gió mạnh trong bão ở các tỉnh miền bắc nước ta.

Lê Thanh Sơn /19b/ dựa vào các số liệu synốp, thống kê những cơn bão chịu ảnh hưởng của không khí lạnh, đổ bộ vào Việt nam và phân tích một số đặc trưng phân bố của chúng theo không gian và thời gian.

Lê Thanh Sơn /19c/ nhận xét: "*Thời gian bão - KKL xảy ra trên lãnh thổ Việt Nam đặc biệt là miền Trung vào các tháng cuối năm. Khi bão gặp KKL hình thế trường đường dòng đặc trưng là 2 xoáy nghịch và bão (một xoáy nghịch ở lục địa Trung Quốc, một xoáy nghịch ở Miến Điện).*"

Nguyễn Đăng Khoa /13/ có những nhận xét sau: "*Theo số liệu 1884 - 1990, bão ở Bắc Bộ chiếm 30% số bão trong cả nước và trung bình năm là 1,4 cơn. Mùa bão ở Bắc Bộ là từ tháng 6 đến tháng 10 và sớm hơn so với nơi khác. Trong hai thập kỷ 1971 - 1980 bão nhiều hơn bất cứ hai thập kỷ nào trước đó. Bão có xu thế tăng theo từng thập kỷ.*"

Đặng Trần Duy /4a/ đã tổng kết: "*Thống kê các cơn bão và ATNĐ có ảnh hưởng đến Việt Nam thời kỳ 1991 - 1995. Đặc điểm phân bố với các nhận xét: Thời kỳ 1991 - 1995 mỗi năm đều có những tổ hợp bão và ATNĐ ảnh hưởng liên tiếp (cách nhau trên dưới 10 ngày) vào một khu vực, đặc biệt ở miền Trung. Phân bố tần suất ảnh hưởng của bão và ATNĐ tương đối đồng đều và kéo dài từ tháng 6 đến tháng 11 trong khi ở các thời đoạn trước thường đạt cực đại trong 2 tháng 9 và 10. Khu vực Bắc Bộ và Thanh Hoá chịu ảnh hưởng của bão và ATNĐ nhiều nhất sau đó đến khu vực Quảng Nam - Đà Nẵng - Khánh Hoà. Cuối mùa bão (tháng 10, 11) ảnh hưởng của bão thường kết hợp với không khí lạnh làm tăng khả năng mưa lớn gây lũ lụt, đặc biệt đối với miền Trung.*"

Đặng Trần Duy /4b/ đã nêu ra: "*Trung bình mỗi năm nước ta chịu ảnh hưởng trực tiếp của 3,15 cơn bão và 2,93 ATNĐ; chịu ảnh hưởng gián tiếp của 0,83 cơn bão và 0,4 ATNĐ. ảnh hưởng của bão và ATNĐ xảy ra từ tháng 3 đến tháng 12,tập trung từ tháng 6 đến tháng 11, cực đại trong 2 tháng 9 và 10. Tần suất ảnh hưởng của bão và ATNĐ trong 4 thập kỷ qua không có biến động rõ rệt. Song có sự chuyển dịch muộn dần của tháng có tần suất bão ảnh hưởng cực đại trong thập kỷ 56 - 65 là tháng 8 sang thập kỷ 86 - 95 là tháng 10. Phân chia khu vực bão và ATNĐ ảnh hưởng: khu vực 1 - Quảng Ninh - Thanh Hoá; Khu vực 2 - Nghệ An -*

Quảng Bình; Khu vực 3 - Quảng Trị - Ninh Thuận; Khu vực 4 - Bình Thuận - Nam Bộ thì mật độ bão và ATNĐ trung bình tương ứng là 0,97; 0,57; 0,4 và 0,07 cơn."

Dương Liên Châu /2/ nhận xét về ảnh hưởng của bão, ảnh hưởng của ATNĐ hoạt động của bão trên Biển Đông: "*Trong 5 năm qua trung bình hàng năm có 8,8 cơn bão và 3,2 ATNĐ - sự biến động rất lớn về số lượng cũng như mức độ ảnh hưởng của chúng qua các năm*".

Lê Đình Quang /17b/ nêu ra: "*Bão và ATNĐ ảnh hưởng đến khu vực Đà Nẵng - Quảng Nam chủ yếu theo tần suất giảm dần vào các tháng 11, 10 và 9. Trong 4 thập kỷ qua bão ảnh hưởng đến Đà Nẵng - Quảng nam có xu thế tăng lên. Cường độ bão ảnh hưởng đến Đà Nẵng - Quảng Nam chủ yếu là gió cấp 8 - 9 (44%), nếu kể dưới cấp 8 - 9 thì tần suất đến 69%. Mưa do bão phần lớn có lượng mưa 200 - 300 mm, cần chú ý khi bão (hoặc ATNĐ) có kết hợp với không khí lạnh gây ra mưa cực lớn. ATNĐ và bão ảnh hưởng đến khu vực 10^0N - 15^0N nhiều nhất vào các tháng theo thứ tự giảm dần là tháng 10, 11, 9 và 12. Tháng 7 hầu như không có bão và ATNĐ đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến khu vực này.*"

3.2. Cấu trúc bão: *Đặc trưng cường độ, năng lượng của bão*

Lê Đình Quang và các cộng tác viên /17c/ đã thực hiện nội dung NC sau: "*Tổng quan việc nghiên cứu sự nảy sinh của XTNĐ. Đặc trưng khí hậu nảy sinh bão trên Biển Đông (vùng nảy sinh, các đặc trưng thống kê nảy sinh. XTNĐ hoạt động trên Biển Đông. XTNĐ ảnh hưởng đến Việt Nam. Cường độ bão nảy sinh trên Biển Đông). Sự hình thành và phát triển của bão - Các nguyên lý chung (các điều kiện nhiệt lực, các điều kiện động lực, điều kiện động lực của hoàn lưu vĩ hướng, một số cơ chế quan trọng thúc đẩy sự hình thành bão - sự tạo xoáy ban đầu trên Biển Đông. Những tham số cơ bản của sự phát triển XTNĐ). Các hình thế synốp cơ bản trước lúc nảy sinh bão từ 1 - 3 ngày. Các đặc trưng nhiệt động lực đối với sự nảy sinh bão. Sự phát triển của XTNĐ và tương tác đại dương - khí quyển. Một số nét về phân bố năng lượng trong một cơn bão hoạt động trên Biển Đông, ảnh hưởng của bão đến trao đổi năng lượng giữa đại dương - khí quyển. Sơ đồ tính toán các tham số dự báo nảy sinh bão trên Biển Đông.*"

Đỗ Ngọc Thắng /28a/ nhận xét: "*Dấu hiệu lặp đi lặp lại nhiều nhất (7/8 lần phân tích) hiện tượng các đại lượng (nội năng, thế năng và tiềm nhiệt) đạt cực trị vào thời điểm 3 ngày đêm trước khi bão phát triển cực đại ở khoảng cách tâm bão khoảng 1600 - 1800 km.*"

Karmazin, Vũ Đức Dũng /10/ kết luận: "*Các giá trị div, rot trong bão Biển Đông thường có giá trị $10^{-4}S^{-1}$ và giảm dần theo bảng khoảng cách tính từ tâm bão.*"

Lê Đình Quang, Đỗ Ngọc Thắng /17d/ đã tính toán cho cơn bão IDA và nêu ra các nhận xét sau: "*Thời gian dòng rối nhiệt ẩm bắt đầu tăng mạnh so với biến đổi*

bình thường trước đó cho đến khi bão phát triển cực đại khoảng 1 ngày đêm. Sau giá trị cực đại thứ nhất của dòng rối nhiệt (q) và ẩm (LE) khoảng 12 giờ là lúc bão phát triển cực đại. Giá trị của q và LE lớn hơn hàng chục lần so với giá trị trước lúc bão phát triển cực đại khoảng 18 giờ. Thời kỳ đầu và tan rã của bão, có lúc và có khu vực nào đó trong phạm vi của bão có sự truyền tải ngược của năng lượng từ khí quyển cho đại dương."

Lê Đình Quang - đồng chủ nhiệm và các cộng tác viên /17e/ nội dung của đề tài đề cập các vấn đề sau: *"Tổng quan về sự tiến triển của XTNĐ - Các điều kiện chung và các nhân tố đối với sự phát triển của XTNĐ. Các đặc trưng thống kê ATNĐ và bão trên Biển Đông. Phân tích tổ hợp khí quyển sự tiến triển của XTNĐ. Các đặc trưng nhiệt - động lực và năng lượng của XTNĐ phát triển trên Biển Đông (thời kỳ ATNĐ, thời kỳ bão, bão mạnh). Đối với các nhân tố: nhiệt độ không khí bề mặt, nhiệt độ nước biển bề mặt, tốc độ gió bề mặt, lực căng ma sát bề mặt, cấu trúc gió (thành phần tiếp tuyến và pháp tuyến, dịch chuyển của động lượng, năng lượng tĩnh của khí quyển, dòng rối nhiệt, ẩm, động năng, độ tán và độ xoáy... Mô hình sự tiến triển của XTNĐ ở giai đoạn phát triển ban đầu. Các nguyên tắc chính để dự báo sự tiến triển của XTNĐ ở giai đoạn phát triển ban đầu."*

Trần Đình Bá /1c/ đã kết luận: *"Xử lý tự động những bức ảnh vệ tinh khí tượng cho biết hệ thống mây bão, khoanh vùng những tháp mây phát triển nhất trên thành mắt bão hoặc trên những vùng tập trung nhiều năng lượng trong bão. Đó là cơ sở tốt để xác định tâm, đánh giá cường độ, khoanh vùng mưa và tìm dấu hiệu chỉ hướng di chuyển của bão."*

Đỗ Ngọc Thắng /28b/ đã xem xét phân bố không gian của tiềm nhiệt ngưng kết đối với bão Chuck (9204).

Lê Đình Quang (chủ nhiệm) và các cộng tác viên /17f/ với kết quả chủ yếu của đề tài: *"Kiểm nghiệm các giá trị các đặc trưng nhiệt - động lực và năng lượng của bão 1991 - 1992 theo mô hình bão tổ hợp. Xác định các tham số dựa trên thông tin KTTV quan trắc được, trên cơ sở đó hoàn thiện mô hình dự báo sự phát triển của ATNĐ thành bão. Xây dựng về mặt lý thuyết phương pháp dự báo cường độ bão."*

Lê Đình Quang /17g/ đã nêu ra phân bố không - thời gian của các đặc trưng nhiệt - động lực và năng lượng của cơn bão LEWIS. Qua các đặc trưng này có thể hiểu rõ hơn cấu trúc của bão trong quá trình tiến triển của nó.

Trần Đình Bá /1d/ nêu ra các nhận xét sau:

"Sự hình thành của mắt bão hoặc mây thành mắt bão đều từ các tháp mây, lúc đầu rời rạc, sau đó cụm lại và đan xen vào nhau. Nhờ chuyển động xoáy, các tháp mây qui tụ quanh tâm xoáy với màn mây Ci phủ lên trên các tháp mây. Khi trần mây Ci bị dòng giáng chọc thủng ở vùng tâm bão thì mắt bão sẽ xuất hiện.

Nói chung khi mắt bão xuất hiện, bão thường ở giai đoạn typhoon. Tuy nhiên, trên vùng Biển Đông mắt bão có thể xuất hiện ở cường độ 45 - 50 KTS và cũng không ít các trường hợp bão có cường độ typhoon, nhưng mắt bão không rõ trên đĩa mây.

Biến động mây thành mắt bão rất nhanh, do đó mây thành mắt bão luôn thay đổi hình dạng, kích thước và độ sâu.

Trong bão, vùng tâm chỉ có một, nhưng điểm đặt tâm có thể hai, ba (đa tâm). Trong điều kiện phát triển thuận lợi, vùng tâm sẽ thu hẹp lại quanh một điểm (đơn tâm) và dần dần tới dạng hình tròn. Chính vì lẽ đó vị trí mắt bão đã trở thành tiêu chuẩn để xác định tâm. Kích thước và hình dạng của mắt bão trở thành tiêu chuẩn để đánh giá cường độ bão.

Hình dạng, vị trí mắt bão và hiện tượng "đơn tâm" hay "đa tâm" đều do sự sắp xếp và quá trình liên kết của các tháp mây quanh tâm tạo ra.

Để xác định tâm bão cần theo dõi liên tục qua trình phát triển của từng cơn bão, kết hợp nhiều loại ảnh khác nhau, phát hiện mắt bão hoặc vùng tâm thông qua tiêu cự của xoắn mây. Trên bản đồ phân bố trường nhiệt đỉnh mây, mắt bão được biểu hiện dưới dạng một vùng nóng với các đường nhiệt khép kín .Vùng nóng đó có thể có một nhân, hai nhân hoặc ba nhân. Người phân tích phải chọn một trong các nhân (điểm) nóng đó để đặt tâm thích hợp nhất. Đôi lúc phải kết hợp tất cả các nhân nóng của vùng tâm để có một vị trí tâm chính xác.

Dấu hiệu của cường độ là độ cao đỉnh mây và độ chặt compactness của mây bão thể hiện qua hình dạng, kích thước của mắt, gradien nhiệt đỉnh mây của vùng mắt và vùng rìa bão.

Khi bão phát triển thì chuyển động xoáy tăng, điều đó làm tăng đối lưu ở thành mắt bão, đồng thời với quá trình xuất hiện dòng giáng ở tâm và ở rìa xoáy bão. Vì vậy, tương phản nhiệt giữa mắt và mây thành mắt bão, giữa khối mây trung tâm bão với môi trường xung quanh bão cũng tăng lên. Khi phân tích cường độ bão phải lưu ý đến gradien nhiệt ở vùng mắt bão ở vùng rìa đĩa mây bão."

Lê Đình Quang làm chủ nhiệm và các cộng tác viên /17h/ đã thực hiện nội dung chính của đề tài như sau: "***Chương I:*** *vài nét tổng quan về nghiên cứu tương tác nhiệt của biển và nước trôi với XTNĐ.* ***Chương II:*** *Cơ sở vật lý và phương pháp nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển đến XTNĐ.* ***Chương III:*** *Xác định mức độ ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển đến cường độ XTNĐ - đã xây dựng các phương trình tương quan giữa nhiệt độ cực đại nước biển trung bình 10 ngày ở gần tâm bão với cường độ XTNĐ cho từng nhóm phân loại bão; Hiện tượng nước trôi liên quan đến XTNĐ ở Biển Đông. Kết luận chủ yếu của đề tài: nhiệt độ nước biển chỉ là điều kiện cần nhưng đóng vai trò quan trọng trong việc nảy sinh của XTNĐ và sự phát triển của nó thành bão; Nhiệt độ trung bình nước biển bề mặt trên Biển Đông cực đại vào tháng 8 (>29^{0}C) trùng hợp với tháng có tần suất cực*

đại nảy sinh của XTNĐ và bão ở Biển Đông (theo số liệu 1954 - 1980). Hệ số tương quan giữa nhiệt độ nước biển bề mặt và cường độ XTNĐ của các nhóm bão từ 0,55 đến 0,61. XTNĐ hoạt động trên Biển Đông khi di chuyển trên "sống nóng" của nhiệt độ thì phát triển, ngược lại - theo rãnh lạnh sẽ giảm đi. Hiện tượng nước trồi ở vùng ven biển nam Việt Nam là thực thể tồn tại không phải nhất thời; vùng nước trồi trùng với trung tâm lạnh của nhiệt độ bề mặt, khi XTNĐ đi qua vùng này sẽ giảm cường độ thậm chí tan đi; Vùng nước trồi này có thể xem là chứng cứ và nguyên nhân ít bão đối với vùng Phú Khánh - Ninh Thuận."

Lê Đình Quang và Vương Quốc Cường /17i/ đã nêu ra mô hình toán mô tả động học lớp biên rối của bão phát triển. Trong mô hình chỉ ra rằng khi mô tả đúng đắn lớp biên của bão, Việc sử dụng phương trình đối với biến đổi theo sự tiến triển của XTNĐ ở các mức độ khác nhau: XTNĐ, bão, bão vừa và bão mạnh tương ứng là 0,389; 0,414; 1,338 và trên 1,338. Ngoài ra còn chỉ ra các profin của tốc độ gió, độ dày lớp biên, tốc độ thẳng đứng ở giới hạn trên của lớp biên, lực căng ma sát toàn phần ở mặt đại dương, động năng tầng đối lưu...

3.3. Quĩ đạo bão - sự di chuyển của bão

Trịnh Văn Thư và các cộng tác viên /31a/ đã trình bày việc lựa chọn các ngưỡng tương tự của các nhân tố dự báo và trên cơ sở xây dựng phương pháp tương tự của các nhân tố dự báo vị trí tâm bão với hạn báo trước từ 12 - 49 giờ. Đã đánh giá dự báo thử nghiệm theo số liệu phụ thuộc và theo số liệu độc lập mùa bão năm 1983.

Trịnh Văn Thư, Phạm Ngọc Hiện /31b/ đã mô tả phương pháp - thiết lập mô hình. Xử lý bài toán dự báo cho tập lưu trữ từ quĩ đạo bão hiện có; kết quả thử nghiệm và nhận xét rằng sơ đồ nêu ra có khả năng hoàn thiện để đáp ứng các tình huống phức tạp của sự di chuyển của bão, điều mà các sơ đồ hồi qui nói chung khó có cơ sở thực hiện.

Hoàng Minh Hiên, Vũ Thuý Nga /6a/ với kết luận: "*Phương pháp xác định tâm bão cho phép khai thác một cách triệt để thông tin về hướng gió và đồng thời cho phép xác định tâm bão và cho kết quả khả quan độ lệch trung bình so với tâm bão do Nhật phát báo nhỏ hơn nửa vĩ độ và có thể dùng trong nghiệp vụ.*"

Lương Tuấn Minh và Lương Cao Đông /14/ đã xây dựng phương pháp khách quan các điều kiện synốp dựa trên cơ sở lý thuyết (các qui luật di chuyển của bão ở tây TBD và Biển Đông, các yếu tố cơ bản chi phối hướng di chuyển của bão). Đã tiến hành với số liệu bão 1979 - 1988 và thử nghiệm các cơn bão năm 1989 đạt kết quả khá tốt. Khi bão di chuyển nhanh, sai số là 100 km/24 giờ.

Ngô Ngọc Thạch và Lê Công Thành /26/ trình bày cơ sở lý thuyết cũng như kết quả dự báo trước và sau khi cải tiến mô hình. Với mô hình cải tiến đã thử nghiệm dự báo cho các cơn bão di chuyển trên Biển Đông mùa bão 1989 trong chế độ nghiệp vụ. Đối với dự báo 12 và 24 giờ sai số khoảng cách tâm bão tương ứng ~ 50 và 140 km, còn đối với dự báo 36 và 48 giờ tương ứng ~ 240 - 340 km. Ngoài

ra còn lưu ý rằng độ chính xác của mô hình phụ thuộc rất nhiều vào trường phân tích ban đầu, vị trí tâm bão ban đầu cũng như các tham số cần thiết để tính tốc độ dịch chuyển ban đầu của bão.

Trịnh Văn Thư /31c/ nêu ra mô hình dự báo (các phương trình cơ bản, mô phỏng xoáy bão ban đầu, cộng hưởng tốc độ di chuyển ban đầu của xoáy bão và các thành phần gió bão). Một số kết quả dự báo thí nghiệm. Tác giả kết luận: "*Mô hình phương trình nước nông cùng với sơ đồ mô phỏng toán học xoáy bão ban đầu dựa trên qui mô, cường độ và tốc độ di chuyển ban đầu của bão, qua một số thí nghiệm dự báo 72 giờ quĩ đạo của bão, đã cho các kết quả khả quan, có thể áp dụng trong công tác nghiệp vụ dự bão quĩ đạo bão. Mô hình có độ ổn định tính toán đối với dự báo 72 giờ, với bước thời gian phân tích bằng 3 phút. Độ chính xác dự báo có thể tốt hơn nếu mô hình dự báo và phân tích từng số liệu ban đầu được nghiên cứu hoàn thiện hơn, trước hết nhằm khắc phục vận tốc dự báo di chuyển của tâm bão chậm hơn so với vận tốc di chuyển thực tế của tâm bão.*"

Đặng Trần Duy /4c/ nêu ra kết quả thực nghiệm của quá trình tính với 132 lần tính có đủ số liệu như sau: "Sai số trung bình về khoảng cách 110 km/24 giờ".

Vũ Đức Dũng, Vũ Văn Điển /3a/ kết luận: "*Phương pháp tính hệ số ma sát là phương pháp thực nghiệm. Để tính hệ số ma sát theo phương pháp này cần phải xác định vị trí tâm bão theo số liệu thám sát bay. Các kết quả có thể có ích cho việc phân tích các số liệu rada, vệ tinh.*"

Đặng Hồng Nga /15/ đã tiến hành tính toán và thử nghiệm mô hình dự báo đường đi của bão WPCCLIPER theo phương pháp Cliper được soạn thảo tại Miami (WM) và mô hình cải biên được soạn thảo tại viện NCKTTV Viễn Đông dựa trên phương pháp Cliper (WV): Thử nghiệm cho các số liệu bão năm 1990, 1991 và 1992 cho vùng Biển Đông (17 cơn bão) cho thấy: "*Sai số dự báo theo mô hình WM nhỏ hơn so với mô hình WV. Tuy nhiên so với kết quả của một Trung tâm dự báo nước ngoài trong khu vực và một số phương pháp thống kê thủy động thực hiện tại Trung tâm QGDBKTTV vào thời gian này thì kết quả của 2 mô hình WM và WV là khá tốt.*"

Nguyễn Thị Minh Phương /16/ trình bày việc áp dụng thực hiện cho cơn bão NIKI (9613) đổ bộ vào nước ta: Sai số trung bình của các dự báo vị trí tâm bão cho toàn cơn bão là 97,8 km và 109,2 km tương ứng với hạn dự báo 24 và 48giờ (KHCN và phục vụ dự báo KTTV tháng 12/2000 tập I.TTQG DB KTTV).

3.4. Các yếu tố khí tượng - thủy văn nguy hiểm do bão (gió, mưa, sóng, nước dâng)

Đề tài dự báo mưa bão, tuy đã có một số kết quả về phân tích thống kê và thăm dò thử nghiệm mô hình tính toán mưa bão, nhưng vì đây là vấn đề rất khó ở nước ta, từ trước tới nay chưa được đề cập đến nên tác giả Nguyễn Văn Tuyên /24/ muốn giới thiệu có hệ thống vấn đề này bằng một bài tổng quan. Nội dung chứa

dựng gần như toàn bộ các phương pháp dự báo mưa bão có thể có được trong điều kiện của ta, từ phương pháp thống kê đơn giản, thống kê khí hậu đến vật lý thống kê, số trị.

Đỗ Quang Huyên /8/ đã giới thiệu những kết quả nghiên cứu ban đầu về "*vai trò của bão và áp thấp nhiệt đới trong các nguyên nhân hình thành lũ trên các sông ngòi ở bắc và Trung bộ.*" Trong báo cáo này, tác giả giới thiệu những hình thế thời tiết gây lũ, phân loại hình gây lũ, phân loại với sự phân bố theo không gian, thời gian; cuối cùng là những phân tích cụ thể cho một số sông ngoài ở bắc và Trung Bộ tập công trình phân tích và dự báo bão - tập I 1986 Tổng cục KTTV).

Vũ Như Hoán /62/ đã giới thiệu kết quả nghiên cứu tính nước dâng trên cơ sở phân tích thành phần chính và qua kiểm nghiệm cho thấy khả năng đưa vào thử nghiệm trong dự báo nghiệp vụ.

Nguyễn Mạnh Hùng /63/ đã thử nghiệm các công thức tính của Bretchucider và Atkinson cho kết quả gần với số liệu thực đo.

Hoàng Minh Hiền /6b/ với kết luận sau: "*Với các công thức tác giả nêu ra có dạng đơn giản, tiện cho tính toán và kết quả khả quan rất sát với phân bố vận tốc gió XTNĐ*".

Vũ Đức Dũng, Iurtrac, Nguyễn Ngọc Thuỵ /3b/ kết luận: "*Sự đóng góp của lượng mưa do sự tương tác của bão với hoàn lưu khí quyển khác vào lượng mưa tháng, thay đổi theo thời gian trong mùa bão. Vào tháng 9, 10 sự đóng góp này gần cân bằng với sự đóng góp của mưa trực tiếp từ hệ thống mây bão*".

Phan Văn Hoặc, Vũ Văn Điển, Trương Trọng Xuân /7/ đề cập đến nghiên cứu mô hình, lựa chọn mô hình và xây dựng mô hình. Tính modun tốc độ gió và hướng gió trong bão. Đã thử nghiệm cho cơn bão ED (9/1990).

Trần Đình Bá, Đinh Quang Vọng, Đào Kim Nhung và Hoàng Minh Hiền /1c/ đề cập đến: "*Xác định ngưỡng nhiệt đỉnh mây gây mưa trong bão. Thử nghiệm phương pháp đã tính toán phân tích lượng mưa của cơn bão AMY (31/7/1994 đổ bộ vào Thanh Hoá) cho kết quả khả quan.*"

Kiều Thị Xin /20/ đề cập đến: "*Sự phát triển của các quan hệ gió - áp - các công thức thực nghiệm của các tác giả nước ngoài. Phát triển công thức kinh nghiệm để ước lượng gió cực đại trong XTNĐ ở Biển Đông - Xử dụng công thức* $V_{max} = A(P_0-P_{min})^b$ *m/s với A = 4,92 hay 5,56, còn b được tính thực nghiệm theo phân vùng trên Biển Đông và có bảng tính.*"

Lê Bắc Huỳnh /9/ đề cập đến khả năng lũ miền Trung do bão và ATNĐ gây ra: "*Một số trường hợp bão mạnh, mưa to và rất to điển hình bão, ATNĐ đổ bộ liên tiếp. Bão tuy không mạnh hoặc ATNĐ có kết hợp với không khí lạnh gây mưa to và đặc biệt to.*"

Bảo Thạnh /64/ đã xem xét diễn biến các yếu tố KTTV trong cơn bão số 5. Qua

phân tích đã nhận xét: *"Phương pháp tính độ cao nước dâng bằng cách so sánh với mực nước thiên văn cho những kết quả hợp lý; Cơn bão số 5 không phải là cơn bão mạnh, nhưng cũng gây ra hiện tượng nước dâng với độ cao khoảng 1 mét và kéo dài khoảng 1 ngày. Do đó đối với khu vực Nam Bộ các cơn bão mạnh sẽ gây ra những thiệt hại nghiêm trọng do nước dâng."*

Lê Đình Quang /17k/ nêu ra đặc điểm về cường độ và phân bố của mưa và gió do bão khi đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến vùng đồng bằng Bắc Bộ theo số liệu 1970 - 1996: *"Tần số bão đổ bộ vào khu vực biên giới Việt Trung về phía đông bắc và khu vực Móng Cái đến Ninh Bình. Phân bố theo tháng bão đổ bộ, các hướng di chuyển chính của bão, đặc điểm về phân bố mưa và gió mạnh khi bão vào hai khu vực nêu ra."*

Đỗ Ngọc Quỳnh; Phạm Văn Ninh; Đinh Văn Mạnh; Nguyễn Thị Liên /65/ đã trình bày một số kết quả về mô hình số trị mô phỏng và dự báo hiện tượng nước dâng do bão ở nước ta. Mô hình được xây dựng và kiểm nghiệm trong khuôn khổ các đề tài thuộc chương trình biển cấp Nhà Nước trong những năm qua. Đã nêu ra cơ sở của mô hình với hệ phương trình cơ bản, cơ sở tư liệu để xây dựng và kiểm định mô hình, những nghiên cứu, đánh giá ảnh hưởng của sai lệch các tham số bão lên kết quả của nước dâng và kết quả kiểm định mô hình cho 34 cơn bão điển hình từ 1962 đến 1989. Cuối cùng đã trình bày việc xây dựng qui trình dự báo nước dâng do bão và một vài kết quả thử nghiệm của quá trình này.

Nguyễn Văn Thắng /29/ đã trình bày mối liên hệ giữa lượng mưa do ảnh hưởng của bão, ATNĐ với bán kính cách tâm bão thông qua việc phân tích thống kê lượng mưa ứng với các tần suất của cường độ mưa ngày khác nhau tại khu vực bị ảnh hưởng của bão trong các phạm vi bán kính cách tâm bão khác nhau trên cơ sở số liệu 1954 - 1995.

Trương Văn Bốn, Lê Trọng Đào, Nguyễn Văn Thắng /66/ kết luận: *"Hệ thống dự báo nước dâng như nội dung trình bày ở bài báo là hoàn toàn cần thiết và thích hợp áp dụng cho vùng biển Việt Nam. Độ chính xác về nước dâng do bão được nâng cao một cách đáng kể. Thời gian tính toán hoàn toàn có thể đáp ứng được công tác dự báo nghiệp vụ về nước dâng."*

3.5. Các vấn đề khác

Gaivoronski và Iurtrac /5/ kết luận: *"Nhìn chung rada MRL - 5 tỏ ra là một phương tiện tương đối có hiệu quả và vững chắc để quan sát và nghiên cứu bão. Thông tin thu nhận được từ rada được xử dụng tốt trong công tác nghiệp vụ."*

Nguyễn Doãn Toàn /32/ đưa ra các kết luận sau: *"Tháng 1, 4 và 10 nhiệt độ nước bề mặt (NNBM) thuộc vùng Biển Đông và biển Philippin biến đổi cùng pha với NNBM vùng phát sinh ElNino (trừ vùng biển bắc vịnh Bắc Bộ và ven lục địa Trung Quốc), tháng 7 biến đổi ngược pha. Vùng nước trồi Phú Quí - Ninh Thuận (thường tồn tại vào mùa hè) cũng biến đổi ngược pha với ElNino, tức là nước trồi*

ở vùng nêu trên hoạt động tăng cường vào những năm ElNino. Những năm ElNino số lượng bão đổ bộ hoặc ảnh hưởng trực tiếp đến Việt Nam giảm đáng kể và tăng cường vào những tháng cuối năm (~ 4 cơn). Ngược lại những năm LaNina số lượng bão tăng gần gấp đôi (~ 8 cơn)."

Lê Đình Quang /17l/ kết luận là: "*Sự dông biến giữa chuẩn sai nhiệt độ nước biển vùng D và số XTNĐ hoạt động ở các vùng 1, 2 và 3 tương ứng với các xác suất là 60, 70 và 71%. Khi xuất hiện ElNino, số XTNĐ hoạt động ở Biển Đông và ảnh hưởng đến Việt Nam ít hơn trung bình nhiều năm còn khi LaNina - ngược lại*"

Bùi Minh Tăng /22/ đề cập đến mối liên hệ này theo số liệu 47 năm gần đây và đưa ra các kết luận: "*Số lượng bão và ATNĐ ảnh hưởng đến thời tiết nước ta vào các năm ENSO lạnh (LaNina) tăng lên rõ rệt so với các năm ENSO nóng (ElNino) tương ứng 8,3 cơn/ năm so với 5,3 cơn/năm và tăng hơn so với trung bình nhiều năm khoảng 1 cơn. Nếu như không có sự chênh lệch về số lượng bão và ATNĐ ảnh hưởng đến Bắc Bộ giữa các năm ENSO nóng và lạnh 1,9 cơn/năm so với 2,0 cơn/năm) thì đối với Trung Bộ và Nam Bộ, sự chênh lệch này là đáng kể (3,2 cơn/năm so với 5,6 cơn/năm ở Trung Bộ và 0,2 cơn /năm so với 0,7 cơn/năm ở Nam Bộ). Vào các năm ENSO nóng, bão và ATNĐ ảnh hưởng đến nước ta có khả năng sớm hơn bình thường (vào các tháng trước mùa bão) và chủ yếu tập trung vào thời kỳ đầu và giữa mùa bão (từ tháng 7 đến tháng 10). Vào các năm ENSO lạnh, bão và ATNĐ ảnh hưởng đến nước ta muộn hơn đôi chút so với các năm ENSO nóng và tập trung chủ yếu vào thời kỳ giữa và cuối mùa bão (từ tháng 8 đến tháng 11). Điều này phù hợp với sự tăng đáng kể số lượng bão và ATNĐ ảnh hưởng đến khu vực Trung Bộ và Nam Bộ vào các năm này. Trong các năm ENSO nóng, bão và ATNĐ ảnh hưởng đến nước ta tuy ít hơn bình thường, song mức độ thiệt hại thường cũng rất nghiêm trọng. Số lượng bão và ATNĐ ảnh hưởng đến nước ta có xu hướng tăng lên vào năm kế tiếp (hậu ENSO lạnh) nếu như liền sau nó không xuất hiện chu kỳ ENSO nóng.*"

III. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

1. Kết luận

Ở nước ta kể từ 1945 đến nay việc nghiên cứu bão được quan tâm và phát triển đáng kể. Phương pháp dự báo bão và các hiện tượng thời tiết do bão cũng ngày được nâng cao cả về số lượng và chất lượng.

Tổng kết theo các hướng nghiên cứu về bão có thể thấy rằng:

- Nghiên cứu thống kê khí hậu, synốp – thống kê và mô tả: Có nhiều công trình nghiên cứu và khá sâu sắc; thậm chí được nghiên cứu trên những khu vực, vùng nhỏ của đất nước. Nhiều công trình nghiên cứu về sự tương tác của bão

với các hình thế synốp khác, đặc biệt với không khí lạnh, áp cao phó nhiệt đới, hiện tượng ENSO và hoàn lưu khí quyển; Xu thế của bão cùng với biến đổi khí hậu toàn cầu, ...

- Cơ chế, cấu trúc bão, trao đổi năng lượng giữa đại dương và khí quyển trong sự tiến triển của bão, cường độ bão.

Ở lĩnh vực này tuy mới được bắt đầu nghiên cứu từ năm 1981, song với sự hợp tác quốc tế đặc biệt với Liên Xô (trước đây) và Liên Bang Nga (sau đó) đã thu nhận được những kết quả khả quan về sự nảy sinh và tiến triển của XTNĐ hoạt động ở Biển Đông; Các quá trình trao đổi và phát triển của các đặc trưng nhiệt - động lực và năng lượng của bão. Từ đó đã có những nghiên cứu mang tính định lượng về sự tiến triển của bão. Đặc biệt đã có những nghiên cứu tương tác đại dương – khí quyển trong sự tiến triển của XTNĐ (ảnh hưởng của nhiệt, ẩm của biển).

- Quỹ đạo bão – sự di chuyển của bão. Lĩnh vực này được chú trọng ngay từ 1954. Trước năm 1980, chủ yếu dự báo quỹ đạo bão dựa trên phương pháp synốp. Từ 1980 về sau, được triển khai các phương pháp thống kê, thủy động và thủy động – thống kê. Các nghiên cứu này tuy cũng đạt một số kết quả khả quan, song cho đến nay vẫn chưa chính thức được dùng trong nghiệp vụ dự báo.

- Các yếu tố khí tượng – thủy văn nguy hiểm do bão (gió, mưa, sóng, nước dâng). Tuy có khá nhiều công trình nghiên cứu nhưng về gió và mưa chủ yếu vẫn là phương pháp synốp, thống kê. Về sóng và nước dâng đã triển khai các phương pháp và mô hình dự báo số trị.

- Các lĩnh vực khác. Các nghiên cứu chủ yếu trong lĩnh vực này đề cập đến quan hệ giữa bão với hiện tượng ENSO và khai thác thiết bị mới như rada khí tượng, vệ tinh để bổ trợ cho việc xác định tâm bão và mưa bão.

2. Khuyến nghị

Tăng cường quan trắc và thu thập số liệu XTNĐ hoạt động trên Biển Đông và ảnh hưởng đến Việt Nam. Tăng cường và nâng cao việc khai thác, sử dụng các thiết bị viễn thám hiện đại (vệ tinh phân giải cao, rada khí tượng) để dự báo sự di chuyển của Bão và các yếu tố nguy hiểm do bão đổ bộ hoặc ảnh hưởng trực tiếp đến lãnh thổ Việt Nam.

- Tiếp tục nghiên cứu về cơ chế, cấu trúc sự nảy sinh và tiến triển của XTNĐ hoạt động trên Biển Đông. Làm sáng tỏ quá trình trao đổi năng lượng giữa đại dương – khí quyển với sự phát triển của ATNĐ thành bão, sự tích luỹ và giải phóng năng lượng của bão.

- Xây dựng và hoàn thiện các phương pháp đặc biệt là các mô hình thủy động và thủy động – thống kê dự báo quỹ đạo và cường độ của XTNĐ. Nâng cao khả năng dự báo với thời hạn từ 3 ngày trở lên đối với bão có xu hướng đổ bộ

hoặc ảnh hưởng trực tiếp đến Việt Nam.

- Song song với việc phát triển các phương pháp thủy động, thủy động – thống kê cần triển khai việc tin học hoá các hình thế synốp của bão tương tác với các hệ thống khí quyển khác gây lũ lụt nghiêm trọng.
- Nghiên cứu lí thuyết và thực nghiệm về khả năng làm giảm cường độ của XTNĐ để hạn chế thiệt hại do chúng gây ra.

IV

ĐẶC ĐIỂM CHẾ ĐỘ NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ VÙNG THỀM LỤC ĐỊA VIỆT NAM VÀ BIỂN ĐÔNG

I. ĐẶC ĐIỂM CHẾ ĐỘ NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ VÙNG BIỂN VIỆT NAM VÀ BIỂN ĐÔNG

Biển Đông nằm ở nam châu á, thuộc khu vực nhiệt đới gió mùa chịu ảnh hưởng mạnh mẽ của bão nhiệt đới tây Thái Bình Dương. Vị trí của biển Đông thu gọn trong miền nhiệt đới bắc bán cầu nên ở đây một năm mặt trời đi qua thiên đỉnh hai lần, đặc điểm này thể hiện rõ đối với mọi vị trí thuộc dải nhiệt đới, nhưng đối với từng vĩ độ khác nhau thì khoảng cách giữa hai lần mặt trời đi qua thiên đỉnh cũng khác nhau, càng gần chí tuyến bắc (23°27N), những ngày đó càng gần nhau (tại chí tuyến bắc một năm mặt trời đi qua thiên đỉnh một lần vào ngày 22 tháng 6) và ngược lại, càng đi về phía nam những ngày đó càng cách xa nhau, xem bảng 1.

Bảng 24: Ngày mặt trời đi qua thiên đỉnh ở các vĩ độ khác nhau, theo (5)

Vĩ độ bắc	Lần thứ nhất (ngày, tháng)	Lần thứ hai (ngày, tháng)
20	21/V	24/VII
15	2/V	12/VIII
10	17/IV	28/VIII
5	3/IV	10/IX

Thời điểm và khoảng cách giữa hai lần mặt trời đi qua thiên đỉnh đã quy định chế độ bức xạ mặt trời trong năm và cũng là một nhân tố cơ bản quy định chế độ nhiệt của từng khu vực. Số liệu bảng 25, cho thấy chế độ nhiệt độ không khí vùng Biển Đông có thể phân chia thành 4 khu vực nhỏ như sau:

1. Khu vực vịnh Bắc Bộ và bắc Trung bộ Việt Nam.
2. Khu vực duyên hải miền nam Trung Quốc.
3. Khu vực giữa Biển Đông.
4. Khu vực nam Biển Đông và vịnh Thái lan.

Dưới đây sẽ lần lượt xem xét những đặc trưng của nhiệt độ không khí ở từng khu vực nêu trên, (xem bảng 25- 28)

1. Khu vực vịnh Bắc Bộ và bắc Trung bộ Việt Nam

Trong bảng 24 trình bày những số liệu đặc trưng về chế độ nhiệt độ không khí ở khu vực vịnh Bắc Bộ tại các trạm Hòn Dấu, Hòn Ngư tiêu biểu cho vùng gần bờ và Bạch Long Vĩ tiêu biểu cho vùng khơi. Bảng 1 cho thấy nhiệt độ không khí trung bình ở vịnh Bắc Bộ và Trung Bộ Việt Nam dao động trong khoảng 23°2 đến 23°6. ở đây có thể đưa ra một nhận xét là càng gần bờ biên độ dao động năm càng lớn hơn. Điều đó có nghĩa là mùa hè ở khu vực gần bờ nóng hơn vùng khơi xa và mùa đông có bức tranh ngược lại. Điều này được thể hiện rõ nét qua các giá trị cực trị. Về mùa hè nhiệt độ không khí cao nhất quan trắc được tại Hòn Dấu và Hòn Ngư tương ứng là 38°6 và 39°9, trong khi đó ở Bạch Long Vĩ chỉ có 33°9. Về mùa đông nhiệt độ không khí thấp nhất tại Hòn Dấu và Hòn Ngư tương ứng là 6°5 và 6°9, còn ở Bạch Long Vĩ là 7°. So với vùng biển có cùng vĩ độ gần Đài Loan và Philippin (xem bảng 26, trạm 22 và 34) về tổng thể nhiệt độ không khí tại khu vực nghiên cứu thấp hơn khoảng 2° -3°.

2.Khu vực duyên hải miền nam Trung Quốc

Tại khu vực biển ở tận cùng phía bắc biển Đông, từ phía đông đảo Hải Nam dọc theo kinh tuyến 20° vĩ bắc đến eo Basi, nhiệt độ không khí dao động khoảng 23°5 (vùng gần đảo Hải Nam) đến 25 °5-26 °5 (vùng gần Đài Loan và Philippin). Do ảnh hưởng của lục địa nhiệt độ không khí ở khu vực này về mùa đông vẫn khá thấp.

Từ khu vực đảo Hải Nam đến đảo Paratas (trạm 22, xem bảng 26) nhiệt độ trung bình dao động trong khoảng từ 20 °5 đến 22 ° . Nhiệt độ không khí thấp nhất quan trắc được tại trạm 22 là 8 °. Càng gần về phía eo Basi, nhiệt độ càng tăng lên, ở đó nhiệt độ trung bình dao động trong khoảng từ 25 ° đến 26 °5, nhiệt độ thấp nhất dao động trongkhoảng từ 10 ° đến 15 ° .

Cũng về mùa đông, gradien nhiệt độ theo chiều kinh tuyến khá lớn, đạt 2 ° trên một vĩ độ. Theo sự phân tích của một số tác giả, giả sử như trong [2] cho thấy: thông thường front lạnh tan đi ở khoảng 20 °N và khối không khí cực đới bị biến tính khá nhanh tróng và ấm dần lên do quá trình thu nănmg lươngj từ mặt biển.

Do vậy ở khu vực này những đường đẳng trị nhiệt độ không khí trung bình tháng có hướng gần song song với đường bờ biển miền nam Trung Quốc. ở gần bờ gradien nhiệt độ tăng lên rõ rệt và có giá trị từ 1 ° đến 2 ° trên một vĩ độ. Mùa hè, tháng nóng nhất ở khu vực này là tháng VII và tháng VIII.Nhiệt độ không khí trung bình dao động trong khoảng 28 °0 đến 29 °0.nhiệt độ không khí cao nhất ghi được ở khu vực Pratas vào tháng VIII là 38 °C .

3. Khu vực giữa Biển Đông

Khu vực giữa biển Đông trải rộng về hai phía trên và dưới vĩ tuyến 15°N. Để thấy rõ được đặc trưng của nhiệt độ không khí ở khu vực này, những chuỗi số liệu quan trắc đọc tại Sơn Trà, tại khu vực quần đảo Hoàng Sa (ô 77) và đã được sử dụng (xem bảng 27). Qua số liệu ở bảng 3 cho thấy, nhiệt độ không khí trung bình năm ở khu vực này vào khoảng 26°5 đến 27°5, tương đương với nhiệt độ không khí trung bình năm củatrạm Pagan (10°09N,105°46E) thuộc quần đảo Marian trên Thái Bình Dương [2].

Mùa đông , tháng I nhiệt độ không khí trung bình khu vực quần đảo Hoàng Sa (ô 77) là 23°3, ở các ô khác dao động xung quanh 25°0, dần về phía nam vĩ tuyến 15°N, tại ô 102 và 151 là 25°3 và 26°8. Những con số trên đây cho thấy rằng về mùa đông, càng đi xa về quần đảo Philippin, nhiệt độ không khí tăng dần lên. nhiệt độ không khí thấp nhất, theo số liệu ở Hoàng Sa là 11°.

Mùa hè, tháng nóng nhất ở Hoàng Sa là tháng VI, một tháng sau khi mặt trời đi qua thiên đỉnh lần thứ nhất. nhiệt độ không khí trung bình ở đây là 28°9, cao nhất là 38°. Biên độ nhiệt độ trung bình tại khu vực xem xét khoảng 5° - 7° . Theo so sánh trong [2], con số vừa nêu gần gấp đôi nhiệt độ không khí trung bình năm vùng khí hậu nhiệt đới thuần tuý ở Pagan là 3°1

Từ tháng XI đến tháng IV năm sau, ở khu vực giữa Biển Đông, gradien nhiệt độ không khí luôn luôn tồn tại theo hướng bắc nam, chính xác ra là có khuynh hướng hơi chếch tây bắc-đông nam với giá trị khỏng 0°5 trên một vĩ độ trong các tháng XII, tháng I, tháng II. Từ tháng IV đến tháng IX khu vực giữa biển Đông trở thành vùng có nhiệt độ không khí nóng với các giá trị trung bình khoảng 28°-29° và khá đồng đều theo không gian. Cũng vào các tháng nói trên, tại các vùng ven biển Quảng Nam - Đà Nẵng là nơi có cùng vĩ độ với Hoàng Sa, nhiệt độ không khí trung bình tháng cao hơn các nơi khác cùng khu vực xem xét, đó là ảnh hưởng của gió mùa tây nam bị hiệu ứng fơn của dãy núi Trường Sơn tạo thành.

4.Khu vực nam Biển Đông và vịnh Thái Lan

Để mô tả nhiệt độ không khí ở khu vực nam biển Đông và vịnh thái Lan, báo cáo sử dụng số liệu quan trắc tại ô 151 tiêu biểu cho khu vực quần đảo Trường Sa, tại các trạm Vũng Tàu, Côn Đảo và ô 277 tiêu biểu cho khu vực Vũng Tàu - Côn Đảo, tại các trạm Phú Quý trong vịnh Thái Lan (bảng 28). Chế độ nhiệt độ không khí khu vực nam biển Đông và vịnh Thái Lan là chế độ vùng biển nhiệt đới xích đạo. Nhiệt độ không khí trung bình năm khu vực này dao động khoảng 27°-28°, tương đương với nhiệt độ không khí ở đảo Jap (9°31N và 138°08E) thuộc quần đảo Carolin ở Thái Bình Dương: 27°6.

Theo số liệu bảng 28 cho thấy rằng vùng Trường Sa nhiệt độ không khí trung bình năm cao hơn các vùng khác một ít. Về mùa đông, tháng giêng, sự chênh lệch này rõ hơn, khoảng từ 1° đến 1°3. Nhiệt độ thấp nhất trên tầu vùng biển nam Việt Nam theo số liệu thống kê dao động từ 15° đến 17°7. Tháng nóng nhất là tháng V (theo giá trị trung bình tháng), nhưng nhiệt độ không khí cao nhất lại quan trắc được tại Phú Quốc vào tháng III là 38°1.

Tóm lại, qua những phần đã trình bày ở trên, có thể rút ra nhận xét sau: chế độ nhiệt độ không khí biển Đông khá đặc biệt, thấp hơn những vùng biển kế cận nằm trên cùng một vĩ tuyến. Nguyên nhân của hiện tượng trên là do vị trí địa lý, chế độ gió mùa và địa hình bờ biển quyết định.

III. BIẾN ĐỔI MÙA VÀ NHIỀU NĂM CỦA NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ

Trước hết xét sự biến đổi mùa của nhiệt độ không khí tại một số vùng điển hình thuộc thềm lục địa Việt Nam và Biển Đông. Trên hình 2 biểu thị biến trình năm của nhiệt độ không khí tại trạm Hòn Dấu vịnh Bắc Bộ, trạm Hoàng Sa thuộc vùng khơi Biển Đông và ô 151 (hình 18) thuộc quần đảo Trường Sa khu vực nam biển Đông và trạm Côn Đảo.

Biến đổi theo mùa của nhiệt độ không khí trên Biển Đông có những nét cơ bản tuân thủ những quy luật biến động theo mùa của nhiệt độ không khí trên đất liền thuộc lãnh thổ Việt Nam. Tại vịnh Bắc Bộ theo số liệu của trạm Hòn Dấu nổi lên hai mùa rõ rệt là mùa đông lạnh và màu hè nóng. Biên độ dao động năm của nhiệt độ không khí khoảng 12° đó là ảnh hưởng của gió mùa đông bắc về mùa đông và gió mùa tây nam về mùa hè.

Tại khu vực giữa Biển Đông, theo số liệu tại khu vực quần đảo Hoàng Sa, sự phân định hai mùa còn thể hiện song không rõ như khu vực vịnh Bắc Bộ vừa trình bày ở trên. Sự chênh lệch nhiệt độ không khí trung bình giữa những tháng lạnh nhất về mùa đông và tháng nóng nhất về mùa hè chỉ vào khoảng 5° - 6°. Càng dần về phía nam, tính chất xích đạo của nhiệt độ không khí càng thể hiện rõ. ở khu vực nam biển Đông không khí quanh năm ấm áp. Sự phân định giữa các mùa ở đây hầu như không thể hiện rõ. Tháng có nhiệt độ thấp nhất trong năm là tháng giêng, nhiệt độ không khí 26°5, tháng nóng nhất là tháng năm, nhiệt độ 28°6.

Như vậy biên độ dao động trong năm của nhiệt độ không khí tại khu vực nghiên cứu chỉ vào khoảng 2° (xem hình 19).

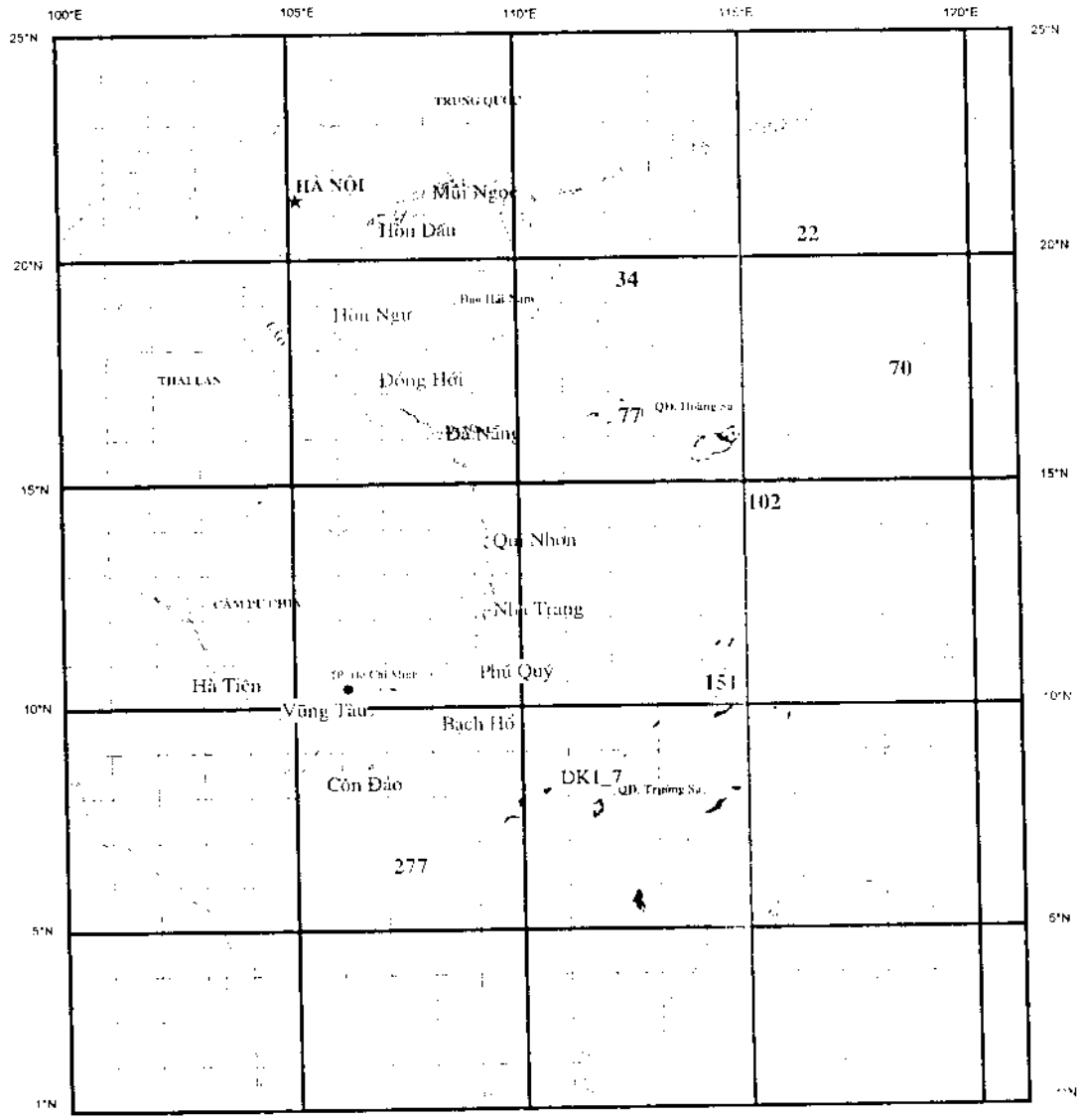
Để xét những quy luật biến đổi có chu kỳ khoảng vài tháng đến những chu kỳ nhiều năm của nhiệt độ không khí, các chuỗi thời gian tại trạm Hòn Dấu và Hoàng Sa khu vực Vũng Tàu - Côn Đảo đã được đưa vào sử dụng để phân tích phổ. Kết quả phân tích phổ cho thấy ở ba địa danh nêu trên tồn tại chu kỳ dao động dài là 30,35 và 40 tháng. ở trạm Hòn Dấu còn có chu kỳ ~14 tháng. Chu kỳ ngắn ~3-4 tháng tồn tại ở cả ba vùng vừa nêu trên.

Bảng 25: Nhiệt độ không khí (°c) khu vực vịnh Bắc Bộ

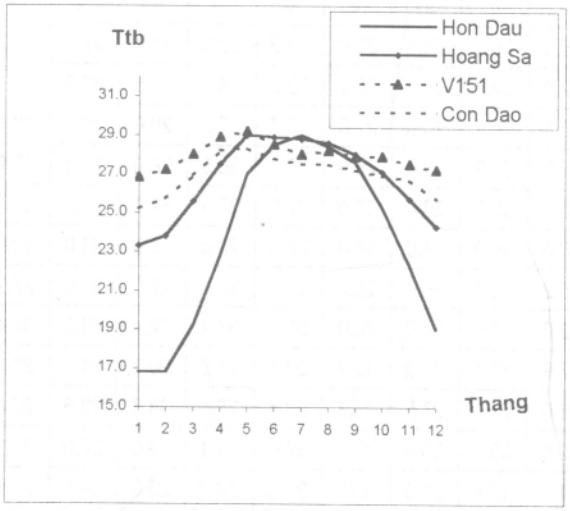
Ten tram	Ki hieu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Nam
Hon Dau	Ta	16.8	16.8	19.2	22.8	27.0	28.5	29.0	28.4	27.6	25.3	22.3	19.0	23.6
	Ta max	27.2	27.5	29.6	32.5	35.0	37.8	38.0	38.6	34.6	34.0	32.3	29.6	38.6
	Ta min	6.5	7.1	9.6	13.0	16.5	19.2	19.9	21.5	18.6	16.6	12.6	6.9	6.5
Bach Long Vi	Ta	16.8	16.6	18.7	22.3	26.2	28.0	28.7	28.3	27.3	25.3	22.4	18.9	23.3
	Ta max	26.2	26.5	28.2	30.5	33.3	33.5	33.9	33.2	33.2	31.5	29.8	28.2	33.9
	Ta min	7.1	7.3	8.5	11.4	17.3	20.1	21.3	21.9	20.2	15.9	12.3	7.0	7.0
Hon Ngu	Ta	16.6	16.9	19.1	22.9	26.8	28.6	29.1	28.1	26.6	24.4	21.4	18.4	23.2
	Ta max	30.1	33.9	35.5	37.9	39.5	39.2	39.5	39.9	35.5	34.3	29.1	28.8	39.9
	Ta min	6.9	8.0	10.3	13.4	18.5	19.7	23.3	22.1	20.8	15.9	11.9	7.5	6.9

Bảng 26: Nhiệt độ không khí (°c) vùng duyên hải phía nam Trung Quốc

Ten tram	Ki hieu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Nam
V22	Ta	21.0	21.4	23.2	25.6	27.6	28.4	28.9	28.7	27.9	26.5	24.1	22.0	25.4
	Ta max	32.0	30.0	33.0	37.0	38.0	38.0	36.0	37.0	35.0	36.2	35.0	32.0	38.0
	Ta min	10.0	9.0	10.0	10.0	16.0	14.0	23.0	10.0	15.0	15.0	10.0	8.0	8.0
V34	Ta	21.8	22.5	23.5	26.3	27.9	28.9	29.0	28.9	28.6	27.0	24.6	22.7	26.0
	Ta max	30.0	33.0	29.0	32.0	37.7	33.0	35.0	34.0	34.0	34.0	31.0	29.0	37.7
	Ta min	14.6	16.0	16.0	19.0	21.0	20.0	25.0	25.0	19.0	22.0	16.0	15.0	14.6



Hình 18. Sơ đồ các trạm KTTV và các ô vùng thềm lục địa Việt Nam và Biển Đông



Hình 19: Biến trình năm của nhiệt độ không khí khu vực Hòn Dấu, Hoàng Sa, ô151 và Côn Đảo

Bảng 27: Nhiệt độ không khí (°c) khu vực giữa biển Đông.

Ten tram	Ki hieu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Nam
Son Tra	Ta	21.3	22.4	24.1	26.2	28.6	29.2	29.1	28.8	27.3	25.7	24.0	21.9	25.7
	Ta max	37.4	37.0	39.9	39.9	40.9	40.1	40.2	39.5	37.8	35.7	32.8	31.0	40.9
	Ta min	10.2	13.1	13.7	16.7	20.6	22.3	21.1	21.4	19.8	15.1	14.5	11.1	10.2
V70	Ta	24.7	25.0	26.2	27.9	29.3	28.9	29.0	28.6	28.5	28.1	26.8	25.4	27.4
	Ta max	32.0	32.0	35.0	35.0	35.0	38.0	36.0	36.0	36.0	34.0	35.0	33.0	38.0
	Ta min	19.0	20.0	20.0	20.0	22.0	20.0	22.0	23.0	23.0	20.0	15.0	16.0	15.0
V77	Ta	23.3	23.8	25.6	27.5	29.0	28.9	28.8	28.6	28.0	27.1	25.7	24.3	26.7
	Ta max	32.0	36.0	36.0	38.0	38.0	38.0	37.0	39.0	36.0	35.0	36.0	33.0	39.0
	Ta min	12.0	18.0	13.0	20.0	22.0	23.0	21.0	18.0	20.0	20.0	20.0	16.0	12.0
V102	Ta	25.3	25.8	27.0	28.6	29.6	29.0	28.7	28.6	28.6	28.3	27.6	26.0	27.8
	Ta max	33.0	32.0	34.0	35.4	35.5	36.0	35.0	36.0	39.0	35.0	35.0	32.0	39.0
	Ta min	13.0	13.0	17.0	9.0	20.0	20.0	20.0	22.0	18.0	19.0	23.0	19.0	9.0

Bảng 28: Nhiệt độ không khí (°c) khu vực nam Biển Đông và vịnh Thái Lan

Ten tram	Ki hieu	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Nam
Vung Tau	Ta	25.6	26.3	27.8	28.9	28.9	28.0	27.4	27.4	27.2	27.1	26.9	25.5	27.3
	Ta max	32.9	32.8	34.2	35.8	35.7	34.5	33.5	33.5	33.1	32.6	33.3	32.3	35.8
	Ta min	16.8	18.4	16.8	21.0	18.7	17.9	20.0	18.2	18.6	19.0	17.1	15.0	15.0
V151	Ta	26.8	27.2	28.0	28.9	29.2	28.5	28.0	28.2	27.9	27.9	27.5	27.2	27.9
	Ta max	32.0	35.0	36.0	37.0	37.0	37.0	37.0	35.0	36.0	36.0	36.0	36.0	37.0
	Ta min	16.0	16.0	17.0	18.0	20.0	20.0	20.0	21.0	20.0	16.0	14.0	14.0	14.0
Con Dao	Ta	25.2	25.7	26.9	28.2	28.3	27.8	27.5	27.5	27.2	26.9	26.7	25.7	27.0
	Ta max	32.0	33.5	34.0	36.0	35.5	33.4	32.4	33.5	32.4	32.3	31.8	31.3	36.0
	Ta min	17.9	17.7	19.0	19.2	22.1	21.8	20.6	21.1	21.4	21.1	19.0	19.8	17.7
V277	Ta	26.0	26.5	27.5	28.7	29.4	28.8	28.6	28.5	28.4	28.1	27.4	26.5	27.9
	Ta max	32.0	33.0	39.0	37.0	37.9	39.1	39.0	36.0	37.1	36.8	39.0	36.0	39.1
	Ta min	11.0	17.4	21.0	9.0	22.3	18.8	20.0	14.8	22.0	18.0	20.0	13.0	9.0
Phu Quoc	Ta	25.6	26.7	27.8	28.6	28.6	27.8	27.4	27.4	27.1	26.8	26.6	25.9	27.2
	Ta max	35.1	35.3	38.1	37.5	36.3	33.7	33.3	33.4	33.3	34.5	33.0	34.6	38.1
	Ta min	16.0	16.0	19.1	21.0	22.1	21.2	21.8	21.6	22.0	20.8	16.0	17.1	16.0

V

TƯƠNG TÁC ĐẠI DƯƠNG - KHÍ QUYỂN Ở VIỆT NAM

I. Ý NGHĨA KHOA HỌC VÀ THỰC TIỄN CỦA VIỆC NGHIÊN CỨU TƯƠNG TÁC ĐẠI DƯƠNG – KHÍ QUYỂN (TTĐD-KQ)

Nghiên cứu các quá trình hình thành và phần lớn các trường vật lý trong các lớp biên đại dương - khí quyển nhằm lí giải các mối liên hệ và sự TTĐD-KQ. Xây dựng nội dung của học thuyết TTĐD-KQ là một trong những học thuyết quan trọng nhất của ngành khí tượng và hải dương hiện đại. Sự tương tác thường xuyên và nhiều mặt giữa đại dương - khí quyển là một trong những đặc trưng nhất và có tính quan trọng nhất của khí quyển hành tinh chúng ta. Sự tồn tại của mỗi một trong chúng mà không có cái kia là điều không thể xảy ra. Nhờ TTĐD-KQ như là sự tuần hoàn cỡ hành tinh của nước, nhiệt và vật chất mà hành tinh chúng ta trở thành cái nôi của sự sống và sự phát triển của nó ở mọi dạng khác nhau. Cũng nhờ quá trình tương tác này các quá trình tự nhiên hữu cơ và vô cơ trong đại dương, trong khí quyển và trên lục địa tồn tại được. Giải quyết những vấn đề TTĐD-KQ có thể sẽ là chìa khoá khi giải thích một số lớn những hiện tượng ở đại dương cũng như trong khí quyển (như những biến đổi chu kỳ dài ngày của thời tiết trên một lãnh thổ; sự hình thành khí hậu trái đất). Chính việc tạo ra lý thuyết khí hậu hiện đại mà đang là vấn đề khoa học cơ bản và mũi nhọn cũng dựa trên các kết quả nghiên cứu TTĐD-KQ (Fedôrov /14/).

Ý nghĩa thực tiễn của lý thuyết tương tác đại dương khí quyển càng được tăng lên trong lĩnh vực dự báo thời tiết. Lượng nhiệt to lớn của đại dương lớn hơn so với trên lục địa. Tính "trong suốt" đối với bức xạ sóng ngắn, sự tồn tại các dòng chảy - toàn bộ điều đó gây ra mối liên hệ không đồng bộ và phức tạp giữa các thành phần của cân bằng năng lượng bề mặt đại dương và các điều kiện thời tiết, đặc biệt là trên không gian lớn và sau khoảng thời gian dài.

Sự phát triển của những phương pháp toán học dự báo thời tiết, trong khuôn khổ những đòi hỏi nghiêm ngặt nhất với việc đánh giá các nhân tố ảnh hưởng đến thời tiết, với việc xác lập các mối phụ thuộc cho phép tính toán được các nhân tố này càng làm tăng tính cần thiết phải nghiên cứu cơ chế trao đổi năng lượng giữa mặt đệm (đặc biệt là đại dương do tính bảo thủ về nhiệt của nó) và khí quyển. ảnh hưởng này dẫn đến việc xem xét khi dự báo thời tiết thậm chí đến vài ngày (chỉ

với dự báo ngắn hạn mới dùng mô hình phi đoạn nhiệt), còn về dự báo hạn dài với thời gian lớn thì việc nghiên cứu nhiệt động lực của quá trình tương tác chính là TTĐD-KQ. Dự báo trạng thái của đại dương và biển không thể đạt được kết quả nếu không hiểu biết những quy luật của TTĐD-KQ.

Những sơ đồ thủy động mới nhất dự báo thời tiết dài hạn các yếu tố khí tượng phải đánh giá được ảnh hưởng của tất cả các nhân tố phi đoạn nhiệt cơ bản và tính chất của mặt đệm trước hết là đại dương. Trong mối TTĐD-KQ xảy ra ở 3/4 bề mặt trái đất, cơ chế nảy sinh và tiến triển của các quá trình khí quyển và đại dương còn là điều bí ẩn. Sự hiểu biết và khả năng thấy trước hướng phát triển của các quá trình này, và kết quả là như thế nào còn phụ thuộc vào việc nghiên cứu các qui luật và tính chất của môi trường TTĐD-KQ.

Sự trao đổi năng lượng và vật chất của đại dương - khí quyển biểu thị qua các hiện tượng trong và trên mặt đại dương như sóng, gió, chuyển động rối của nước, hoàn lưu nước, sự dao động mực nước ở các vùng gần bờ, sự hình thành và phân bố của các khối nước, trạng thái nhiệt của nước, tầng kết của mật độ, độ ổn định thủy tĩnh.

1. Khái niệm tương tác đại dương khí quyển bao gồm

- Cấu trúc mặt đại dương - sóng với phổ chu kỳ rộng.
- Các dòng nhiệt, năng lượng (vật chất) qua mặt đại dương.
- Tính chất lý hoá của mặt đại dương (phản xạ, hấp thụ, phát xạ, sức căng bề mặt).
- Các quá trình vật lý trong lớp biên của đại dương - khí quyển.

Việc nghiên cứu TTĐD-KQ hiện nay được xem như là một trong những cơ sở mũi nhọn của khoa học về trái đất mà mức độ hiểu biết về nó còn lâu vẫn không đủ.

2. Nghiên cứu TTĐD-KQ trên vùng đại dương nhiệt đới

Cũng như mọi hệ thống khác, hệ thống đại dương - khí quyển cấu tạo từ thành phần và các mắt xích giữa các thành phần đó. Trước đây các nhà Hải dương học và Khí tượng học chỉ tập trung nghiên cứu các thành phần của hệ thống đại dương - khí quyển và ít chú ý đến các mắt xích của mối tương tác giữa các thành phần này. Chỉ từ khoảng hai ba chục năm trở lại đây, tình hình đã thay đổi hẳn, biểu hiện ở số lượng các công trình nghiên cứu tác động qua lại giữa đại dương và khí quyển tăng rất nhanh. Cùng với sự phát triển của công nghiệp hiện đại - các công việc mà con người tiến hành ngoài đại dương tăng lên rất nhiều. Đối với những công việc này dự báo thời tiết và sóng là quan trọng hàng đầu. Sự làm tăng độ chính xác của dự báo này lại phụ thuộc vào mức độ hiểu biết về hệ thống đại dương - khí quyển.

Bản chất của hệ thống đại dương - khí quyển chính là ở mặt phân cách giữa nước - không khí và trong lớp không khí sát đó - nơi xảy ra sự trao đổi năng lượng giữa đại dương - khí quyển. ở đó xảy ra các quá trình quy mô nhỏ như sự truyền xung nhiệt và ẩm. Các quá trình này có giá trị quyết định trong việc lập nên và bảo đảm hoạt động cho hoàn lưu ĐD - KQ. Stewart /12/ đã nói về điều này như sau: *"Tất cả hơi nước bay vào khí quyển (KQ) bằng cách bay hơi từ bề mặt đều phải đi qua lớp biên vào KQ và rời KQ bằng những con đường khác nhau, bởi vậy đánh giá nó còn phức tạp hơn cả động lượng hoặc là hơi nước (sự phức tạp là do các quá trình chuyển trạng thái), nhưng sự truyền hiển nhiệt qua lớp biên thường có giá trị lớn và đôi khi có giá trị quyết định."*

Không nên quên rằng lớp biên còn đóng vai trò đặc biệt quan trọng trong việc tạo nên khí hậu. Qua lớp biên đại dương nhận được phần lớn động lượng, đồng thời cũng cho đi một lượng nước đáng kể. Điều đó dẫn tới sự tăng độ mặn trên bề mặt. Các dòng xung lượng đi vào đại dương (ĐD) và sự thay đổi mật độ là những yếu tố chính tạo nên hoàn lưu của ĐD. Về phần mình hoàn lưu cũng có ảnh hưởng đến KQ bằng cách truyền nhiệt từ phần này đến phần kia của trái đất, đặc biệt là sự truyền theo kinh hướng. Hiệu ứng này được tăng lên do hình dạng của lục địa, mà trong hoàn lưu ĐD nó còn đóng vai trò quan trọng hơn trong hoàn lưu của KQ.

Thế nhưng, cũng theo Stewart /12/ "Việc nghiên cứu lớp biên tuy rất quan trọng song cũng rất khó khăn. Những khó khăn này liên quan đến các vấn đề lý thuyết cũng như thực nghiệm. Vấn đề lý thuyết chính là ở chỗ chuyển động trong lớp biên mang tính chất rối (trừ một số ít trường hợp). Ngay cả mặt phân cách giữa KQ và ĐD chuyển động theo những định luật cực kỳ phức tạp bởi vậy các quá trình xảy ra trong lớp trên cùng của ĐD và trong lớp không khí sát mặt nước hiện được nghiên cứu rất ít so với nhu cầu."

Trong số rất nhiều các hiện tượng của KQ mà các nhà khí tượng quan tâm đến, đầu tiên là bão nhiệt đới. Trong những năm gần đây có khá nhiều công trình nghiên cứu về sự hình thành và phát triển của bão. ở đây chúng ta chỉ giới hạn các quá trình tương tác ĐD - KQ trong bão.

Xem xét những điều kiện cần để phát triển bất ổn định đối lưu trong KQ nhiệt đới từ mặt ĐD đến các lớp trên cùng của tầng đối lưu Palmen /9/ đã chỉ ra rằng: *"Bão nhiệt đới chỉ có thể hình thành ở những vùng có nhiệt độ bề mặt nước lớn hơn 26^0C. Bão nhiệt đới nhận được năng lượng rất lớn từ ẩn nhiệt được giải phóng cho quá trình ngưng kết."* Do vậy bão thường xảy ra ở phần phía tây của ĐD vào cuối mùa hè, đầu mùa thu (vì ở đây vào thời gian này bề mặt ĐD có nhiệt độ cao nhất)

Bão không những nhận được từ mặt ĐD hiển nhiệt và ẩn nhiệt cần thiết để tồn tại mà còn làm thay đổi dạng của trường nhiệt ở lớp bề mặt của ĐD tạo ra sự dị thường nhiệt độ bề mặt.

Ở tâm bão sức căng của gió đã tạo ra độ tán của các dòng chảy bề mặt, tức là tạo ra vùng nước trồi rất lớn. Kết quả là quỹ đạo bão được đánh dấu trong mặt ĐD bởi vết nước lạnh. Trong các cơn bão mạnh nước trồi lên từ độ sâu 60 m trong vòng bán kính 60 km từ tâm bão, nhiệt độ bề mặt ĐD ở đây giảm đi khoảng 5^0C (Leipper /10/). Ngoài ra Leipper còn thấy rằng đối lưu của nước bắt đầu ở khoảng 100 km cách tâm. Các dòng đi xuống đạt đến độ sâu 80 - 100 m; giữa vùng nước trồi và vùng nước rút tồn tại một vùng mà ở đó nước trên bề mặt chuyển động từ tâm bão ra rìa bão và nó lạnh đi do sự trộn lẫn với các lớp nước ở dưới.

Sự dị thường của nhiệt độ bề mặt nước do các cơn bão trước gây ra có thể kéo dài vài tuần vì bão phụ thuộc vào lượng nhiệt dự trữ trong đại dương nên có thể thấy rằng cường độ của các cơn bão tiếp sau (nếu có) có thể bị thay đổi do nước lạnh đi. Tuy nhiên Ramage /10/ đưa ra trường hợp tuy một cơn bão tiếp sau một cơn khác nó vẫn giữ nguyên cường độ rất mạnh cho đến khi vào đất liền. Trường hợp này Ramage giải thích có thể bởi sự thay đổi của "độ thoáng" của lớp trên tầng đối lưu bởi dòng không khí trong tâm bão... bởi các chuyển động từ tâm ra rìa bão, những yếu tố làm giảm hoặc trung hoà các yếu tố làm thay đổi nhiệt bề mặt.

Các vấn đề tương tác giữa ĐD và KQ trong bão là rất phức tạp. Nhưng với các mô hình số trị và kết quả của các chương trình nghiên cứu quá trình KQ qui mô lớn (PIGAP), một số vấn đề đã được sáng tỏ.

Ý nghĩa thực tiễn của những hiểu biết về tương tác ĐD - KQ không còn nghi ngờ gì nữa, là rất to lớn. Những hiểu biết này cần để cung cấp và đảm ảo an toàn, nâng cao hiệu quả của đi lại, vận tải biển; khai thác có hiệu quả tài nguyên, sinh vật, khoáng sản và năng lượng của biển; ô nhiễm mặt đại dương.

3. Các phương pháp và công cụ nghiên cứu TTĐD-KQ

Quá trình tương tác ĐD - KQ có một số tính chất đặc biệt dưới tác dụng của nguồn năng lượng bên ngoài (sự đi tới của nhiệt từ mặt trời) trong ĐD cũng như KQ thường xuyên lập nên một sự "chồng chất" và tương tác một cách rất phức tạp của những hệ thống "chịu tải" năng lượng chu kỳ và á chu kỳ. Các biên độ và pha của chúng thay đổi theo thời gian khi hình thành phổ liên tục, phổ biên độ hay phổ môdun của các quá trình với tần số chịu tải cơ bản và các dải biên mà chúng tỷ lệ thuận với độ lớn của môdun. Thường thường môdun này mang đặc tính ngẫu nhiên. Sau đó mỗi một từ những hệ "chịu tải" này sinh ra tầng xoáy rối bất ổn định. Qui mô không gian và thời gian của chúng gây nên các phổ liên tục, đồng thời sự trao đổi giữa ĐD - KQ xuất hiện theo toàn bộ dải tần của độ dài sóng và tần số của phổ này. Toàn bộ hiện tượng vật lý ở lớp "giới hạn" ngăn cách ĐD - KQ là "rắc rối" thêm, bởi sự biến đổi các dạng năng lượng, bởi sự biến đổi của các trạng thái pha và cấu trúc hoá học của vật chất chuyển từ quyển này đến quyển khác.

Đối với các quan sát tự nhiên quá trình tương tác ĐD - khí quyển người ta dùng

những tầu nghiên cứu khoa học (NCKH) đặc biệt và các tầu có khả năng tiến hành các đo đạc khí tượng đồng bộ ở ĐD, ở các trạm KTTV ven bờ, tiền tiêu, ở trên máy bay, tên lửa và vệ tinh đặc biệt là thông tin viễn thám. Ngoài ra người ta còn tổ chức đo đạc trên các hiện trường bởi các trạm tự động và thiết bị đặc biệt hoạt động trong thời gian dài trên diện tích lớn của ĐD.

Việc nghiên cứu tương tác qui mô nhỏ ở lớp biên ngăn cách của 2 môi trường ĐD - KQ các dòng nhiệt rối và động lượng qua mặt ngăn cách này được tiến hành bằng các phương pháp trực tiếp và gián tiếp. Với phương pháp gián tiếp nghiên cứu các dòng này và tốc độ của chúng người ta dựa trên cơ sở lý thuyết rối bán thực nghiệm, đồng thời bằng các số liệu đo đạc profin giá trị trung bình của gió, nhiệt độ và độ ẩm không khí trong lớp sát mặt nước. Các số liệu này nhận được nhờ các thiết bị "nổi" đo gradient. Còn đối với phương pháp trực tiếp nhờ các máy móc có quán tính nhỏ, độ nhậy cao cũng đặt trên các thiết bị "nổi" đo gradient này.

Đối với các phương pháp nghiên cứu lý thuyết tương tác ĐD - KQ có thể nêu ra 3 loại sau:

a) Phương pháp vật lý thống kê

Phương pháp này thích hợp và hấp dẫn trong các trường hợp khi chuỗi số liệu đủ dài. Nó không có khả năng giải thích các nguyên nhân của hiện tượng (trả lời câu hỏi vì sao cái đó lại ngẫu nhiên xuất hiện lúc này lúc khác) song nó có thể giúp cho việc xác định khi nào điều ngẫu nhiên xảy ra và nằm ở đâu. Chẳng hạn phân tích thống kê chuỗi thời gian chuẩn sai nhiệt độ của ĐD và chuẩn sai của hình thế khí áp cho phép xác định các đặc trưng khách quan cơ chế của mối quan hệ tương hỗ, sự biến đổi qui mô lớn trạng thái nhiệt của mặt ĐD và hoàn lưu KQ quy mô tương ứng (những tỷ số pha giữa các dao động tương ứng) sự phân tích này còn cho khả năng đánh giá mối quan hệ các vùng mặt front của ĐD với các vùng front trên cao của KQ.

Khả năng sử dụng có hiệu quả các số liệu tự nhiên này phụ thuộc nhiều vào quá trình chỉnh lý, vào sự ổn định tính toán và sự hoàn thiện của cách giải.

b) Phương pháp cân bằng

Phương pháp này được áp dụng rộng rãi cho những đòi hỏi xác định không chỉ định tính mà còn quan hệ định lượng giữa sự tiếp thụ và tiêu hao năng lượng và vật chất đi tới bằng khả năng khác nhau và từ nhiều nguồn khác nhau trên một thể tích của trái đất và sự đi ra khỏi khối này theo các hướng khác nhau. Thực chất của phương pháp này là dựa vào qui luật bảo toàn năng lượng và vật chất.

Các dạng cân bằng khi nghiên cứu các quá trình trong ĐD là muôn hình muôn vẻ. Cân bằng vật chất như cân bằng nước, muối, hơi, cân bằng năng lượng như cân bằng năng lượng của các quá trình sinh học, quá trình địa hoá trong ĐD, cân bằng nhiệt và bức xạ của bề mặt và cân bằng động lực,vv.

Trong lĩnh vực dự báo biển thường áp dụng các phương trình cân bằng nhiệt, nước, muối và băng. Việc xác định các thành phần cân bằng năng lượng cho phép đánh giá định lượng vai trò của từng qúa trình riêng biệt đi vào khí quyển và biển và tác động tổng quát của chúng đến các yếu tố chế độ thủy văn.

Từ cân bằng năng lượng của ĐD, cân bằng nhiệt bên ngoài thường nhận rõ hơn - đó là lượng nhiệt nhận được hoặc cho bởi đại dương. Nó được gộp vào từ cân bằng bức xạ (dòng bức xạ còn lại); trao đổi nhiệt rối và tiềm nhiệt bay hơi (hay ngưng kết), hình thành (hoặc tan) băng.

Đến lượt mình cân bằng nhiệt bên ngoài và bình lưu nhiệt liên hệ với hệ thống dòng chảy và với trao đổi rối theo phương ngang tạo ra sự biến đổi lượng nhiệt của lớp nước trên thiết diện đơn vị từ mặt ĐD đến đáy đặc trưng bởi cân bằng nhiệt toàn phần.

Dạng tổng quát cân bằng nhiệt ĐD có thể viết:

$$\Sigma Q = Q_0 - Q_{hd} \pm Q_{n.k} \pm Q_{T0} \pm Q_{\lambda} \pm Q_a \pm Q_T$$

Ở đây:

Q_0 - bức xạ hấp thụ mặt trời bởi đại dương (bức xạ trực tiếp và bức xạ tán xạ tính đến sự phản chiếu từ mặt nước).

Q_{hd} - phát xạ hiệu dụng là hiệu số giữa bức xạ sóng dài của mặt đại dương và phát xạ ngược của khí quyển.

$Q_{n.k}$ - sự mất nhiệt do bay hơi và các dòng tính đến ngưng kết.

Q_{T0} - trao đổi nhiệt rối của mặt đại dương với quyển.

Q_{λ} - tách nhiệt khi hình thành băng và mất nhiệt khi tan băng.

Q_a - trao đổi nhiệt bình lưu bởi dòng chảy.

Q_T - trao đổi nhiệt gây ra bởi đối lưu và rối.

Trung bình nhiều năm tổng cân bằng nhiệt bằng 0.

Phương pháp cân bằng nhiệt cho biết lượng thu, phát nhiệt và ẩm giữa các môi trường tương tác; cho biết khái niệm về đặc trưng hình thành năng lượng trong chúng, phán đoán về lượng sau đó thu và phát (từ ĐD vào KQ và ngược lại) và sự biến đổi của nó theo thời gian.

c) Phương pháp lý thuyết

Các dòng rối động lực, nhiệt và ẩm đặc trưng cho sự trao đổi năng lượng và chất giữa ĐD - KQ phụ thuộc vào gradient thẳng đứng của tốc độ và mật độ ở lớp bề mặt của biển cũng như ở lớp sát nước của khí quyển và đến lượt mình lại có quan hệ ngược. Vì vậy phương pháp lý thuyết nghiên cứu TTĐD-KQ dẫn đến việc mô

tả đồng thời hệ phương trình thủy động lực của các môi trường tương tác này. Hệ phương trình như vậy được thiết lập từ:

- Các phương trình chuyển động (các thành phần theo các trục toạ độ),
- Phương trình liên tục/ phương trình truyền nhiệt đối với đại dương,
- Phương trình liên tục,
- Phương trình nhiệt nhập,
- Phương trình khuếch tán ẩm và
- Phương trình trạng thái.

Đối với khí quyển và những điều kiện biên, điều kiện ban đầu

Để làm kín hệ phương trình này cần phải cho hệ thức mà chúng mô tả đặc trưng rối của đại dương và khí quyển. Điều đó có thể là các biểu thức kinh nghiệm đối với hệ số truyền nhiệt, khuyếch tán và nhớt (nhận trực tiếp hoặc gián tiếp trên cơ sở các số liệu thực nghiệm) hoặc là các hệ thức gần đúng dựa trên lý thuyết tương tự và thứ nguyên.

Thông qua các phương trình thủy - nhiệt động lực mô tả khái niệm lớp biên tiếp giáp của các môi trường "nước - không khí" và "nước băng - không khí". Khi giải hệ phương trình này người ta cố thử tìm những biểu thức để tính phân bố thẳng đứng của tốc độ ở mỗi một trong các môi trường.

II. CÁC KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU TTĐD-KQ Ở VIỆT NAM

Như phần trên đã nêu, nghiên cứu ĐD - KQ được biểu hiện qua việc nghiên cứu các hiện tượng và quá trình ở từng quyển trong sự tương tác, cũng như trên mặt ngăn cách giữa thủy quyển và khí quyển. Trong chuyên khảo này không kể đến các nghiên cứu riêng về sóng, hoàn lưu nước, dao động của mực nước và tính chất hoá học của các quyển mà chỉ nêu các nghiên cứu tương tác ĐD - KQ biểu thị qua nghiên cứu về chuyển động rối, sự trao đổi nhiệt và chất, một số quá trình vật lý khác trong lớp biên của hai môi trường này.

Mở đầu cho việc nghiên cứu tương tác ĐD - KQ là kết quả của đề tài "Nghiên cứu tương tác biển - KQ vùng biển Thuận Hải - Minh Hải" /1/ trong chương trình Nhà Nước" điều tra tổng hợp điều kiện tự nhiên vùng biển Thuận Hải - Minh Hải" thời kỳ 1978 - 1981. Lê Đình Quang /4a/ đã xây dựng mô hình lớp biên tà áp của khí quyển. Trước hết tác giả đã nêu "vài nét tổng quát của động lực khí quyển nhiệt đới". Khi đánh giá bậc đại lượng của một số tham số khí tượng đến vĩ độ 5^0N (theo hướng về xích đạo). Các quy mô đặc trưng chọn lựa mô tả hình thế synốp ở vĩ độ thấp, kể cả những XTNĐ trong thời kỳ phát triển cực đại của chúng. Khi tăng theo vĩ độ (chẳng hạn từ 10^0N đến 40^0N) các đặc trưng rối như: tốc độ động lực, góc quay của gió theo độ cao, độ cao của lớp biên và hệ số rối

giảm đi rõ rệt. Đặc biệt hệ số rối ở 10^0N và 40^0N tương ứng giảm đi tới hàng chục lần.

Theo /4a/ đã nêu ra mô hình lớp biên tà áp dừng của KQ bao gồm hệ phương trình: phương trình chuyển động, phương trình cân bằng năng lượng rối, các hệ thức bán kinh nghiệm để làm kín hệ phương trình. Theo phương pháp tham số hoá với các tham số trong và ngoài; hệ phương trình ở dạng không thứ nguyên rối các điều kiện biên đã được giải bằng phương pháp khử đuổi ma trận. Đã tính toán và đưa ra tập atlat đặc trưng rối của lớp biên tà áp khí quyển trên vùng biển Thuận Hải - Minh Hải và trên toàn Biển Đông theo mùa - mùa đông được đặc trưng bởi tháng 1, mùa hè đặc trưng bởi tháng 7. Số liệu tính trong thời kỳ 1971 - 1975 của 6 điểm tính trên Biển Đông bao gồm vùng biển Thuận Hải - Minh Hải. Các kết quả nhận được là:

- Phân bố hệ số rối cực đại K_{max} m^2/s
- Phân bố của tốc độ động lực V* (m/s)
- Phân bố của năng lượng rối b max (m^2/s^2)
- Phân bố của mạch động rối C (m/s)
- Phân bố của hệ số địa chuyển C_b

Theo /1/ đã nêu ra "mô hình lý thuyết của sự tương tác các lớp biên tà áp biển - khí quyển. ở mô hình này chưa đề cập đến các tính toán cụ thể các đặc trưng tương tác của biển - khí quyển". Mô hình lý thuyết này dựa trên công trình nghiên cứu của Laikhtman; hiệu ứng tà áp của lớp biên được mô tả bằng gradient nằm ngang của nhiệt độ không khí và mật độ nước biển sử dụng trong phương trình chuyển động.

Hệ phương trình được khép kín bởi các hệ thức bán kinh nghiệm. Các điều kiện biên được "dán" giữa 2 môi trường nước - khí. Giải hệ phương trình nhận được các prôfin các hàm vạn năng tính gió, hải lưu và các đặc trưng khác trong sự TTĐD-KQ. Phân tích ảnh hưởng của hiệu ứng tà áp đến cấu trúc lớp biên ĐD-KQ vùng biển Thuận Hải - Minh Hải.

Trong thực tế, điều kiện chính áp ít được thoả mãn trong tự nhiên (đặc biệt ở vùng vĩ độ thấp) dù chỉ là gần đúng, mà nó luôn tồn tại sự không đồng nhất ngang của nhiệt độ trong lớp biên khí quyển và sự không đồng nhất ngang của mật độ nước biển. Điều này có ảnh hưởng rõ rệt đến cấu trúc lớp biên khí quyển và biển. Đã dẫn ra các trường hợp:

- Không có hiệu ứng tà áp.
- Tính đến hiệu ứng tà áp của khí quyển và biển.
- Hiệu ứng tà áp có tính đến một trong hai lớp biên biển -khí quyển.

Kết quả là hiệu ứng tà áp ĐD - KQ ảnh hưởng đáng kể đến cấu trúc 2 lớp biên,

đặc biệt ảnh hưởng đến profin hệ số rối; trong quá trình tương tác 2 lớp biên ĐD - KQ hiệu ứng tà áp của mỗi lớp biên ảnh hưởng lớn đến cấu trúc của chính lớp biên kia.

Ảnh hưởng của lớp nghịch nhiệt đến cấu trúc lớp biên khí quyển: Hiệu ứng nghịch nhiệt là hiện tượng xảy ra thường xuyên trong lớp không khí từ mặt đất đến độ cao xấp xỉ độ cao của lớp biên. Theo thống kê số liệu quan trắc khí tượng cao không 10 năm 1961 - 1970 trong lớp từ mặt đẳng áp 850 hPa đến mặt đất tại PH Hồ Chí Minh, tần suất trung bình xuất hiện hiện tượng nghịch nhiệt là 13%... Tần suất này thay đổi theo tháng. Cao nhất là 30% (tháng 12) giảm dần và thấp nhất vào tháng 8 (4%) rồi lại tăng dần ở Đà Nẵng tần suất trung bình là 26%, cao nhất 60% (tháng 3) thấp nhất 14% (tháng 10). Sử dụng mô hình nêu trên bởi tác giả, đã sửa đổi cho phù hợp để đưa hiệu ứng nghịch nhiệt vào hệ phương trình qua hàm mũ theo độ cao trong công thức tính gradient nhiệt độ không khí.

Kết quả cho thấy giá trị của tất cả các đặc trưng như sức căng tiếp tuyến, thành phần năng lượng rối, hệ số rối và hàm vạn năng khác khi có nghịch nhiệt đều nhỏ hơn khi không có hiện tượng này tại cùng độ cao,đặc biệt tại vĩ độ thấp hơn. Khi có nghịch nhiệt sự triệt tiêu của các yếu tố nêu trên diễn ra nhanh hơn nhiều.

Theo /4b/ đã tính toán các đặc trưng khí tượng - hải văn vùng ven biển Việt Nam và Biển Đông và đã tính toán các đặc trưng tương tác ĐD - KQ. Các tác giả đã xây dựng "Mô hình dừng tương tác động lực giữa hai lớp biên ĐD - KQ". ở mô hình này việc làm kín hệ phương trình rối có khác với mô hình được đưa ra trước đây (theo /1/) bởi phương trình khuếch tán năng lượng rối thành nhiệt bởi một số các biểu thức bán kinh nghiệm và bởi một số tham số ngoài, cũng như điều kiện biên và điều kiện "dán" giữa hai lớp biên ĐD - KQ. Điểm ưu việt của mô hình là việc tính toán và giải hệ phương trình chỉ theo thông tin synốp - cao không tiêu chuẩn.

Tác giả cũng đã đưa ra các profin hệ số rối theo mùa (đông và hè) cho 2 lớp biên ĐD - KQ trong sự tương tác. Ngoài ra còn có thể tính toán một số đặc trưng như dòng chảy trôi, véc tơ gió ở độ cao bất kỳ và các đặc trưng động lực khác như độ cao lớp biên (độ cao ở đó hệ số rối k đạt cực đại), hệ số địa chuyển, hệ số ma sát địa chuyển, tốc độ động lực, lực căng ma sát rối của khí quyển; độ sâu lớp biên, độ sâu ở đó hệ số rối đạt cực đại của lớp biên biển trong mối tương tác đồng thời.

Nghiên cứu tương tác ĐD - KQ trong sự nảy sinh, tiến triển của xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ) trên Biển Đông và mối quan hệ ngược, lần đầu tiên ở Việt Nam đã được đề cập đến trong đề tài hợp tác Việt Xô về khí tượng nhiệt đới và bão thời kỳ 1981 - 1985; 1986 - 1990 và tiếp tục trong thời kỳ 1991 - 1995 bởi Lê Đình Quang và các cộng tác viên của đề tài. Khi nghiên cứu và tính toán các đặc trưng nhiệt động lực của XTNĐ phát triển trên Biển Đông trong mô hình bão tổ hợp trên Biển Đông, Lê Đình Quang và các cộng tác viên đã đề cập đến các điều kiện để áp thấp nhiệt đới (ATNĐ) phát triển thành bão trên Biển Đông.

1. Tương tác động lực của lớp biên ĐD - KQ trao đổi năng lượng trên bề mặt trong quá trình tiến triển XTNĐ

Trên cơ sở số liệu khảo sát biển liên hợp Việt Xô thời kỳ 1986 - 1989 các tác giả đã dẫn ra giá trị của một số đặc trưng như hệ số rối, độ cao lớp biên, độ cao ở đó hệ số rối cực đại, hệ số ma sát địa chuyển, hệ số ma sát, tốc độ động lực của lớp biên khí quyển: hệ số rối, độ sâu lớp biên, độ sâu ở đó hệ số rối cực đại của lớp biên biển trong sự tương tác đối với thời kỳ tiến triển của XTNĐ.

Hầu hết các giá trị của đặc trưng này đều tăng lên (thậm chí tăng đột biến trước 12 - 24 giờ) khi XTNĐ phát triển cực đại và càng gần trung tâm của nó.

Có trường hợp ở gần thời kỳ bão phát triển cực đại và ở gần tâm bão giá trị hệ số rối đạt đến khoảng 40 m^2/s (đối với khí quyển) và 58. $10^{-3}m^2/s$ (đối với biển) so sánh với các giai đoạn khác của cùng cơn bão giá trị hệ số rối tương ứng có thể lớn hơn hàng chục lần.

Độ cao lớp biên khí quyển trong bão có thể đến 1500 - 2000 m và độ sâu lớp biên biển 50 - 70 m

Hệ số ma sát C_D trong thời kỳ phát triển của bão có thể đạt đến gần 2. 10^{-3}, còn tốc độ động lực V_* có thể đến 1 m/s.

Nói chung ở phần sau bão giá trị của các đặc trưng tương ứng lớn hơn ở phần trước bão.

Trong thời kỳ phát triển của XTNĐ, phân tích các giá trị của các đặc trưng thấy rằng, ở góc phần tư phía sau, bên phải so với hướng di chuyển của bão hầu hết giá trị của các đặc trưng này là lớn nhất.

Dòng nhiệt và ẩm của đại dương tới khí quyển. Khi phân tích dòng trao đổi nhiệt (B) và dòng nhiệt rối Q ở mực 1000 hPa của một số cơn bão thấy rằng trong 3 thời kỳ trước lúc bão phát triển cực đại; bão phát triển cực đại và bão đầy lên thì cho đến thời kỳ phát triển cực đại, đại dương cho khí quyển nhiệt, ngược lại thời kỳ đầy lên khí quyển cho đại dương nhiệt.

2. Mối tương tác ngược - vai trò của bão trong sự tương tác nhiệt động lực ĐD - KQ trên Biển Đông

Quá trình tiến hoá của xoáy thuận nhiệt đới chịu ảnh hưởng rất lớn của phân bố nhiệt độ nước biển và lượng dự trữ nhiệt của lớp tựa đồng nhất. Giá trị này thường được đặc trưng bởi thế nhiệt của biển. Như đã biết, sau khi bão đi qua, trên mặt biển còn ghi lại dấu vết của bão do nước biển bị lạnh đi bởi cơ chế nước trồi và xáo trộn, một phần nữa do bốc hơi bởi vận tốc gió lớn. Độ lạnh đi của nước biển bề mặt tăng lên khi cường độ bão tăng và tốc độ di chuyển của bão giảm. Đến lượt mình, nhiệt độ nước biển hạ xuống lại ảnh hưởng ngược tới cường độ bão. Theo Khain và Xuturin /13/ quan hệ này bắt đầu tác động khi XTNĐ đạt cường

độ bão và áp suất ở tâm hạ xuống dưới 990 - 980 mb; Putdov và Tungalôvet /15/ nêu ra rằng nhiệt độ nước biển giảm kéo theo sự giảm của tốc độ bốc hơi và gradient nằm ngang của nhiệt độ thế vị trong lớp sát nước và hậu quả là làm áp suất tâm bão tăng lên. Rihl /11/ cũng nêu, nhiệt độ nước biển thấp, bão yếu đi nhanh là do nguồn cung cấp ẩm giảm đi rõ rệt.

Theo /4c/ đã phân tích cơn bão Herbert (1986) trên Biển Đông thấy rằng, khi bão vượt qua Philippin vào Biển Đông - một vùng biển lúc đó tương đối ấm hơn (nhiệt độ nước bề mặt > + 28^0C; thế nhiệt $Q^* > 0,2. 10^{-6}$ jun/m^2), cộng với các điều kiện động lực trên cao thuận lợi, bão nhanh chóng sâu xuống, vận tốc gió cực đại tăng lên (V_{max} ~ 28 m/s) và di chuyển chậm về phía tây. Do cơ chế nước trồi và xáo trộn, nhiệt độ nước biển hạ đi nhanh chóng ($T_0 < 26^0$C), dự trữ nhiệt của lớp tựa đồng nhất giảm xuống gần giá trị 0. Mối quan hệ ngược bắt đầu phát huy tác dụng, bão tiếp tục di chuyển lên trên vùng có nhiệt độ nước biển thấp hơn từ 1,5 - 2^0C so với phần phía đông của Biển Đông. Điều này làm bão đầy lên, tuy rằng trên cao còn điều kiện thuận lợi cho sự phát triển của bão.

Theo /7/ khi giải bài toán về động lực các quá trình trao đổi năng lượng cơ học ở lớp biên khí quyển trên mặt sóng thường gặp một số khó khăn liên quan tới việc chọn các điều kiện biên ở mặt tiếp giáp di động và việc thiết lập các phương trình động lực chính cho nhiễu động rối. Thực nghiệm cho thấy ứng suất Reynolds tổng cộng trên mặt biển thường không ổn định và phụ thuộc vào tình trạng sóng mà chủ yếu là ở giai đoạn phát triển của nó. Để thiết lập các phương trình chuyển động có tính đến ảnh hưởng đó, trường thủy động ngẫu nhiên được tách ra 2 thành phần rối và sóng. Do phức tạp về mặt toán học, bài toán của tác giả chỉ mới giải được cho một số trường hợp riêng bằng cách khép kín hệ phương trình chuyển động.

Cơ sở để thiết lập bài toán là phương diện động lực ảnh hưởng của mặt sóng di chuyển làm thay đổi trạng thái ứng lực của lớp KQ tiếp giáp do lực ma sát rối thông thường và ma sát phân tử, lực mặt do sóng gây nên là ngoại lực đối với lớp khí quyển sát mặt.

Kết quả phân tích kết hợp với số liệu thực đo và tính toán dẫn tới các kết luận sau:

- Profin gió ở lớp biên khí quyển trên sóng lệch khỏi đường phân bố logarit ở khoảng độ cao bé.

- Ảnh hưởng đồng thời của sóng và độ phân tầng có thể làm cho profin gió tuân theo phân bố logarit.

- Tham số nhám và hệ số trở kháng mặt biển giảm đi khi, tỷ số c/v, lớn hay trong điều kiện sóng truyền năng lượng cho không khí và tắt dần.

Nguyễn Hữu Nhân /3/ cũng chỉ đề cập đến mô hình lý thuyết và chưa nêu ra những tính toán cụ thể các đặc trưng tương tác trên vùng Biển Đông. Cơ sở lý thuyết của mô hình vẫn theo qui tắc chung là làm kín hệ phương trình tương tác ngoài phương trình chuyển động là các phương trình biểu hiện cho quá trình vật lý hoặc động lực nào đó của các môi trường biển và khí quyển, cũng như các hệ thức bán kinh nghiệm hoặc các điều kiện biên và ban đầu. Với quan điểm như vậy, tác giả đã mô hình hoá các truyền đưa động lực và vật chất qua lớp biên - mặt ngăn cách giữa 2 môi trường nước - khí. Có thể mô hình của tác giả có những ưu việt nhất định.

Trong cuộc hội thảo Việt - Xô lần thứ nhất về khí tượng thủy văn biển – 1989. Các tác giả /6/ đã báo cáo: " Đánh giá các thành phần của phương trình cân bằng năng lượng nhiệt qua đợt khảo sát của đề tài hợp tác Việt - Xô N 5 tháng 2, 3 - 1989". Dựa vào số liệu khí tượng thủy văn biển của các đợt khảo sát đã tiến hành tính toán các thành phần của phương trình cân bằng nhiệt giữa biển và khí quyển bao gồm:

- Dòng năng lượng trao đổi rối.
- Dòng năng lượng bốc hơi.

Trong các đợt khảo sát này không đo bức xạ, do đó không tính được dòng năng lượng bức xạ của mặt biển, vì vậy chưa tính được dòng năng lượng tổng cộng và dự trữ nhiệt năng của mặt biển trên vùng khảo sát. Tuy nhiên với mạng lưới khá chi tiết và đặc biệt là việc đo đạc đồng bộ trong một thời gian rất ngắn trên toàn dải vùng thềm lục địa Việt Nam cho phép nhận được các dòng năng lượng trao đổi và dòng năng lượng bốc hơi.

Cần nhấn mạnh rằng cho đến nay chưa có các đánh giá chi tiết về giá trị của các thành phần của phương trình cân bằng năng lượng (CBNL) nhiệt đối với các vùng ven bờ Việt Nam. Một số các đề tài trong khuôn khổ hợp đồng hợp tác nghiên cứu giữa trung tâm khí tượng thủy văn biển và các địa phương đã có đánh giá cục bộ cho các vùng biển của các tỉnh theo các chuyến khảo sát /5a/. Trong khuôn khổ đề tài hợp tác Việt Xô 1 /2/ cũng đã tính toán các thành phần cân bằng nhiệt và dự trữ nhiệt năng của toàn Biển Đông tháng 8 - 1985 theo số liệu của tàu khảo sát Okean. Đặc biệt tại điểm quan trắc liên tục 10 ngày đêm đã tính toán biến trình ngày của các dòng năng lượng của vùng khơi Biển Đông. ở báo cáo này các tác giả đã tính toán cho vùng ven bờ theo số liệu của các tàu khảo sát Gordienko và Makximov.

Các dòng năng lượng rối và năng lượng bốc hơi trên toàn dải vùng thềm lục địa Việt Nam tháng 2 và tháng 3 năm 1989 đã được tính toán. Kết quả thấy rằng: Các thay đổi chung giữa 2 yếu tố nêu ra có nhiều nét giống nhau. Vùng trung tâm vịnh Bắc Bộ, ven biển miền Trung và vùng gần đảo Phú Quốc là những vùng đạt giá trị cực đại. Dòng năng lượng rối đạt tới 110 w/m và dòng bốc hơi là 250 w/m. Điều này cho thấy rõ ràng ảnh hưởng của gió mùa đông bắc, đây là các vùng

chênh lệch nhiệt độ lớn tốc độ gió rất lớn. Vùng ven bờ Nghệ Tĩnh - Đà Nẵng và vùng ven bờ đồng bằng sông Cửu Long giá trị của năng lượng rối và bốc hơi nhỏ nhất. Vùng ven bờ Quảng Nam - Đà Nẵng và Kỳ Vân - Vũng Tàu năng lượng rối có giá trị âm (-20w/m) là vùng năng lượng truyền từ khí quyển vào biển. Do đặc điểm khí hậu trong tháng 2, 3 trên vùng biển nước ta chịu ảnh hưởng của gió mùa đông bắc (tuy không mạnh bằng các tháng giữa mùa đông) nhưng điều này được thể hiện bởi dòng năng lượng bốc hơi có giá trị dương trên toàn dải ven biển. Ở các vùng sâu (giữa vịnh Bắc Bộ) hoặc vùng biển dốc như ven bờ miền Trung năng lượng bốc hơi đạt trên 200 w/m. So sánh với các tính toán theo số liệu khảo sát của tàu Okean (tháng 8- 1985) dòng năng lượng bốc hơi vùng ven bờ lớn hơn nhiều nguyên nhân cơ bản là do ảnh hưởng của gió mùa đông bắc: gió mạnh (10 - 12 m/s), nhiệt độ không khí thấp hơn nhiều so với nhiệt độ nước biển (chênh lệch tới 4 - 5 ^{0}C).

So sánh dòng năng lượng rối và bốc hơi của trạm phao vịnh Bắc Bộ và trạm phao vùng khơi đồng bằng Cửu Long có sự khác biệt lớn. Giá trị các dòng này ở trạm phao vịnh Bắc Bộ lớn gấp hai lần so với vùng phía nam. Dòng năng lượng bốc hơi của 2 trạm đều lớn hơn một bậc so với dòng năng lượng rối.

Dòng bốc hơi ở vịnh Bắc Bộ đạt cực đại vào khoảng giữa ngày (9 - 12 giờ). Các giá trị của các dòng này tại các trạm liên tục ở vịnh Bắc Bộ và vùng ven bờ phía nam tương ứng lớn hơn 2,3 lần so với điểm đo liên tục của tàu Okean.

Lê Đình Quang /4d/ đã nghiên cứu ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển bề mặt (NNBM) và hiện tượng nước trồi đến cường độ, hướng di chuyển của XTNĐ trên Biển Đông. Kết luận chủ yếu là: Nhiệt độ nước biển ảnh hưởng đến XTNĐ nhưng chỉ là điều kiện cần, tuy nhiên cũng là điều kiện quan trọng.

Các XTNĐ khi di chuyển trên "sống nóng" nhiệt độ nước biển bề mặt thì phát triển lên (hoặc duy trì), còn khi di chuyển trên rãnh lạnh nhiệt độ - ngược lại bão sẽ dậy lên hoặc tan đi. Đã xây dựng các phương trình tương quan giữa cường độ bão và nhiệt độ NBBM. Nước trồi ở ngoài khơi vùng biển nam Trung Bộ Việt Nam là một thực thể tồn tại và có thể "chính nó" là nguyên nhân làm cho bão (nếu còn duy trì cường độ) ít đi vào vùng bờ biển này.

Nguyễn Doãn Toàn /5b/ đã xem xét nhiệt độ nước biển bề mặt, El Nino và ảnh hưởng của chúng, cho thấy mối quan hệ ngược giữa hiện tượng ENSO với số lượng bão đổ bộ vào Việt Nam (những năm xuất hiện ElNino - ít bão, ngược lại những năm La Nina - nhiều bão so với trung bình nhiều năm).

III. KHUYẾN NGHỊ

Những kết quả nghiên cứu TTĐD-KQ ở Việt Nam cho đến nay chủ yếu là:

- Xây dựng mô hình TTĐD-KQ và áp dụng vào tính toán chế độ khí hậu và cho một số hình thế synốp ảnh hưởng trực tiếp đến Việt Nam.
- TTĐD-KQ và XTNĐ hoạt động trên Biển Đông.
- Tính toán các dòng năng lượng và trao đổi năng lượng (nhiệt, ẩm, bốc hơi)

giữa Biển Đông và khí quyển trên Biển Đông.

- Tương tác của nhiệt biển và hiện tượng nước trồi đối với một số hình thế synốp và quá trình KQ trên Biển Đông (XTNĐ, ENSO,...).

ĐD và KQ không phải là những môi trường tách biệt, giữa chúng luôn luôn xảy ra sự trao đổi động lượng, nhiệt, ẩm và muối. Tính chất trao đổi giữa ĐD-KQ được xác định bởi các dòng rối trong lớp biên của 2 môi trường nước – khí. Vì vậy đặt ra cho chúng ta những vấn đề cần tiếp tục nghiên cứu sau:

- Truyền năng lượng của lớp không khí xáo trộn mạnh cho lớp bề mặt trong lớp ngăn cách này các phần tử nước và không khí không tuân theo các quy luật thông thường; Vì vậy những phương trình Reynolds, phương trình cân bằng năng lượng rối có thể không còn đúng nữa. Đòi hỏi những phương pháp nghiên cứu mới chứa đựng những nội dung vật lí mới.
- Trên cơ sở tổng quát 3 phương pháp nghiên cứu lí thuyết TTĐD-KQ, đối với chúng ta nên tiếp tục phát triển phương pháp lí thuyết và phương pháp cân bằng.
- Xây dựng hoàn chỉnh mô hình TTĐD-KQ trên cơ sở vật lí và tổng hợp nhiệt - động lực, đặc biệt về điều kiện biên ngăn cách giữa 2 quyển (thủy quyển và khí quyển). Mô hình hoá toán học các quá trình trao đổi và chuyển hoá nhiệt lực, động lực, năng lượng và vật chất qua mặt ngăn cách - điều kiện "dán" qua mặt ngăn cách.
- Tính toán các dòng năng lượng nhiệt, ẩm, động lượng giữa ĐD-KQ và quá trình tiếp tục chuyển hoá pha trong KQ sau khi có sự trao đổi từ ĐD.
- Phát triển sự gắn bó giữa kết quả nghiên cứu vật lí, động lực biển (nhiệt, muối, dòng chảy, hoàn lưu nước, sóng, thủy triều, nước dâng, ...) với nghiên cứu vật lí khí quyển trong sự tương tác đồng thời giữa 2 quyển.
- Nghiên cứu TTĐD-KQ trong các hình thế thời tiết nguy hiểm ảnh hưởng đến Việt Nam, ưu tiên đối với XTNĐ, ENSO, không khí lạnh, áp thấp nóng phía tây....

VI

CÁC DÒNG NHIỆT, ẨM QUA BỀ MẶT NGĂN CÁCH BIỂN - KHÍ QUYỂN TRÊN BIỂN ĐÔNG

I. TỔNG QUAN

Việc nghiên cứu tương tác qui mô lớn đại dương (ĐD) và khí quyển (KQ) có thể xem như bài toán liên quan tới đánh giá ảnh hưởng của trao đổi năng lượng giữa 2 môi trường nước - khí đến sự nảy sinh và tiến triển của hệ thống hoàn lưu khí quyển, thủy quyển và thời tiết cũng như các đặc tính vật lý và hình thái của các hiện tượng xảy ra trong 2 môi trường này

Trao đổi nhiệt giữa 2 môi trường là một trong những đặc trưng quan trọng của tương tác ĐD - KQ. ở các vĩ độ trung bình và cao, nói chúng các dòng nhiệt hướng từ ĐD vào KQ. Cường độ trao đổi nhiệt ở mức độ lớn được xác định bởi tương phản nhiệt độ giữa nước và không khí. Tương phản nhiệt độ đáng kể có thể xem như là kết quả của sự "không phù hợp" các trường của ĐD và KQ. Khi ấy dòng nhiệt mạnh xuất hiện giữa ĐD và KQ hướng như thế nào để kết quả cuối cùng là thủ tiêu "Sự không phù hợp" các trường và dẫn đến không có sự tương phản nhiệt độ giữa nước và không khí. Như vậy trao đổi nhiệt giữa ĐD và KQ có thể xem như quá trình liên hệ với sự thích ứng của KQ có quán tính nhỏ với trường nhiệt của đại dương có quán tính lớn.

Hiển nhiên rằng các quá trình chuyển hoá tức là các quá trình thích ứng của KQ với trường nhiệt của đại đương có qui mô thời gian hoàn toàn xác định. Để đánh giá qui mô thời gian này, theo các số liệu thám sát có thể giả thiết rằng trong sự thích ứng lẫn nhau giữa ĐD và KQ trường nhiệt độ nước và lớp dưới của không khí cần phải có những đặc trưng thống kê như nhau, còn phương sai của sự khác nhau giữa nhiệt độ nước và không khí cần phải nhỏ hơn nhiệt độ nước cũng như nhiệt độ không khí.

Số liệu đo đạc từ các tầu nghiên cứu khoa học (NCKH) cho thấy khi lấy trung bình tháng của trường nhiệt độ nước và không khí thì những hiệu ứng "không phù hợp" của chúng khá lớn. Vì vậy khi tính tương tác đại dương - khí quyển để dự báo thời tiết dài hạn, trước hết cần tính đến tính đặc biệt của thời kỳ chuyển mà chúng xác lập trong sự trao đổi mạnh mẽ giữa nước và không khí. Rõ rệt nhất, điều này xuất hiện trong các dòng nhiệt mà đại dương cung cấp cho khí quyển do trao đổi rối và bốc hơi.

Vấn đề các nguyên nhân nảy sinh sự tương phản lớn của nhiệt độ giữa đại dương và khí quyển và do đó là sự trao đổi nhiệt giữa chúng, được coi là vấn đề đáng quan tâm hơn cả. Có ý kiến cho rằng sự dị thường của trường nhiệt đại dương đóng vai trò chủ chốt trong việc hình thành dị thường trao đổi nhiệt giữa nước và không khí. Thực tế tình hình lại không phải như vậy. Như đã chỉ ra trong hàng loạt công trình của E. Craoxơ /3/; và một số các nhà khoa học Xô Viết bằng thí dụ quan sát ở bắc Đại Tây Dương, hướng và cường độ trao đổi nhiệt giữa 2 môi trường được xác định chủ yếu bởi các tính chất đặc biệt của hoàn lưu khí quyển. Trong trường hợp riêng, E.Craoxơ chú ý rằng sự biến đổi của chênh lệch nhiệt và ẩm giữa đại dương và khí quyển chủ yếu là bởi bình lưu của các khối không khí chứ không phải bằng sự biến đổi địa phương nhiệt nước. Nghiên cứu dẫn ra bởi các tác giả này chỉ ra rằng: "*Đối với chu kỳ tháng, dao động nhiệt độ của mặt đại dương ít gây ra sự biến đổi của hiệu số nhiệt độ nước - không khí, ở đây dao động của các quá trình khí quyển đóng vai trò chủ yếu.*"

Như vậy khi phân tích và mô hình hoá các quá trình tương tác đại dương và khí quyển cuả thời kỳ chuyển tiếp, đại dương được coi là nguồn nhiệt cố định, sự thâm nhập của nó vào khí quyển được điều chỉnh bởi chính khí quyển. Ngược lại, đối với thời kỳ dừng theo giả thiết của A.X. Mônin /14/, sự biến đổi của nhiệt theo thời gian, xác định sự tiến triển của hệ thống "đại dương - khí quyển", nói chung có thể coi là dừng mà thích ứng với trường nhiệt của đại dương.

Khi tính tương tác đại dương và khí quyển trong dự báo thời tiết dài hạn cần phải xuất phát từ tính đặc biệt của thời kỳ chuyển. ở đây vấn đề cơ bản nảy sinh ra chính là ảnh hưởng của trao đổi nhiệt giữa 2 môi trường tồn tại bao lâu và sự phát triển tiếp theo của hoàn lưu khí quyển và đặc trưng của ảnh hưởng này như thế nào? Phân tích các dòng nhiệt ẩn và hiện giữa đại dương và khí quyển tính theo số liệu trung bình tháng của 9 tàu thời tiết ở Bắc Đại Tây Dương trong 22 năm, chỉ ra rằng trong từng tháng chuẩn sai dương của trao đổi nhiệt có thể đạt đến trị số lớn là 15 kilôcalo/(cm^2 tháng) và hơn nữa. Trong công trình của E.P Bôritxencốp /8/ đã dẫn ra những số liệu mà theo đó ở vĩ độ 60 - 70^0 giá trị trung bình thế năng của cột khí quyển vào khoảng 17 kilôcalo/cm^2 còn nội năng là 42 kilôcalo/cm^2. Rõ ràng từ những con số dẫn ra này khi có sự tăng lên của trao đổi nhiệt giữa nước và không khí vào khí quyển, một lượng lớn năng lượng gia nhập thêm mà thông ước với năng lượng trung bình của khí quyển.

Những nghiên cứu được dẫn ra bởi một số tác giả cho phép giả thiết rằng sự tăng cường trao đổi nhiệt giữa đại dương và khí quyển làm tăng sự phát triển dạng kinh hướng của hoàn lưu khí quyển. Trường hợp riêng trong thí dụ Đại Tây Dương thấy rằng trao đổi nhiệt mạnh mẽ giữa đại dương và khí quyển dẫn tới sự kìm hãm hoàn lưu vĩ hướng và sự hình thành những xoáy nghịch, ngăn chặn. Trong trường hợp tổng quát khi nói về ảnh hưởng tương tác đại dương và khí quyển đến dao động chu kì dài của thời tiết, có thể nêu ra hình ảnh sau đây. Trong nửa năm lạnh với sự tăng mạnh của hoàn lưu vĩ hướng có sự mang theo khối không khí

lạnh lục địa đến vùng tây bắc của Đại Tây Dương và Thái Bình Dương. Điều đó dẫn tới sự tương phản nhiệt độ giữa nước và không khí gay gắt thêm và dẫn tới sự tăng cường trao đổi nhiệt giữa 2 môi trường. Đến lượt mình, sự tăng cường trao đổi nhiệt lại làm tăng sự kìm hãm dịch chuyển vĩ hướng, làm tăng biên độ sóng dài và chuyển đến hoàn lưu kinh hướng.

1. Trường nhiệt độ và ẩm trong lớp không khí sát bề mặt nước

Khái niệm chung

Lớp biên của khí quyển tiếp giáp liền với mặt biển đóng vai trò quyết định không chỉ trong việc trao đổi động năng giữa biển và khí quyển mà còn trong việc trao đổi nhiệt và hơi nước. ở đây diễn ra các qúa trình cơ bản, ảnh hưởng đến hoàn lưu chung của đại dương và khí quyển. Chẳng hạn như tiềm nhiệt nhập vào khí quyển khi bay hơi trong vùng xích đạo đối lưu và lan truyền trong miền dịch chuyển theo hướng tây, trước hết phụ thuộc vào năng lượng tích trữ trong miền tín phong với sự trao đổi vi mô trong các lớp biên của biển và KQ.

Thường thường giả thiết rằng sự trao đổi này được xác định, trước hết bởi khuếch tán phân tử đóng vai trò chủ yếu trong lớp rất mỏng của chuyển động tầng bao phủ phần lớn bề mặt biển. Bên trên lớp chuyển động tầng này tồn tại lớp chuyển tiếp mà trong đó quan sát thấy chế độ chảy tầng và chảy rối. Trên cao hơn nữa là chuyển động rối.

Tốc độ tích luỹ nhiệt và ẩm trong lớp sát nước của không khí có độ dày chỉ khoảng vài mét và là rất nhỏ so với các dòng thẳng đứng của các đại lượng này. Từ đó suy ra rằng các dòng rối của nhiệt và ẩm ở đây có thể coi gần như không thay đổi theo độ cao. Tính không đổi của các dòng và tính không đổi của ứng suất tiếp tuyến cũng được sử dụng khi phân tích các điều kiện trao đổi nhiệt ẩm trong lớp sát nước, cũng như khi nghiên cứu sự dịch chuyển động lượng từ khí quyển vào đại dương.

2. Các công thức cơ bản

Các dòng thẳng đứng của nhiệt và ẩm qua một đơn vị diện tích có thể biểu thị ở các biểu thức sau:

$$H = -C_p \rho K_H \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial Z} \right) = -C_p < (\rho w)' \theta' > \equiv -C_p \rho < w' \theta' >$$

$$E = -\rho K_E \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \right) = - < (\rho w)' q' > \equiv -\rho < w' q' >$$

Ở đây:

H - dòng rối thẳng đứng của nhiệt (erg/cm^2.s), E - dòng rối thẳng đứng của hơi nước (g/cm^2.s), C_p - nhiệt dung đẳng áp; K_H - hệ số dẫn nhiệt rối (cm^2/s), K_E - hệ số khuếch tán rối (cm^2/s), θ - nhiệt độ thế vị của không khí, q - độ ẩm riêng của không khí (g/g)

Bằng phương pháp phân tích khí - động học, dòng rối nhiệt và ẩm được viết dưới dạng sau:

$$H = C_p \rho\, C_a (\overline{\theta_0} - \overline{\theta_a}).\, u_a$$

$$E = \rho\, C_a (\overline{q_0} - \overline{q_a})\, u_a$$

Ở đây chỉ số 0 và a - chỉ mực đo. Mực dưới (0) ứng với bề mặt nước biển; θ_0 và q_0 được xác định theo nhiệt độ bề mặt nước, còn u_0 giả thiết bằng 0. Nếu mức trên a = 10 mét thì áp dụng các công thức và bảng các giá trị đối với hệ số ma sát C_{10} (có các bảng tra)

Số Bôien: số Bôi en là tỉ số giữa hệ thức của H và E, có dạng sau:

$$B = \frac{H}{H_E} = \frac{C_p}{I_T} \frac{P}{0{,}621} \frac{\overline{T_0} - \overline{T_a}}{\overline{e_0} - \overline{e_a}}$$

Với C_q = 0,24 cal/g. độ; L_T= 585 cal/g; p = 1000 mb thì

$$B = 0{,}66 \frac{\overline{T_0} - \overline{T_a}}{\overline{e_0} - \overline{e_a}}$$

Giá trị đặc trưng của số Bôi en theo Svedrup H. U bằng 0,1 ở vĩ độ thấp (đến 30^0); 0,45 ở 70^{0}N; 0,23 ở 70^{0}S

3. Các phương pháp tính các dòng nhiệt - ẩm giữa đại dương và khí quyển

Các dòng rối thẳng đứng của nhiệt, ẩm là những đặc trưng định lượng quan trọng của quá trình tương tác ĐD - KQ. Giá trị của các đại lượng này cần thiết cho việc giải hàng loạt các bài toán của khí tượng và hải văn. Chúng có thể được xác định bằng cách hoặc đo đạc trực tiếp xung hoặc bằng các tính toán gián tiếp.

Phương pháp tính toán gián tiếp dựa trên các tiền đề sau: xem rằng trao đổi rối là cơ chế chủ yếu, xác định sự phân bố thẳng đứng các tính chất từ mặt đệm đến độ cao khoảng chục mét bên trên nó. Vì vậy các dòng rối liên hệ với gradient của tính chất dịch chuyển, với hệ số trao đổi rối và được mô tả bởi dạng tổng quát:

$$F_a = -K_a \frac{da}{dz}$$

F - dòng của tính chất a. Ka - hệ số trao đổi của tính chất a. Song trên biển gradient của nhiệt độ và độ ẩm của không khí rất nhỏ. Các quan trắc gradient cụ thể có thể được tiến hành với việc sử dụng các trạm phao đặc biệt. Trên cơ sở đo đạc trên các tàu biển NCKH ở mực cố định và tương phản (chênh lệch) nhiệt độ và độ ẩm giữa mặt nước và mực cố định của không khí. Các công thức tính dòng rối nhiệt và ẩm được biểu thị như sau:

$$H = \rho C_p C_H V_z \Delta T\Big|_0^z$$

$$E = \rho C_e V_z \Delta q\Big|_0^z$$

C_H và C_E - tương ứng là hệ số trao đổi nhiệt và ẩm; V_z - tốc độ gió ở độ cao z trong khí quyển; T_0, T_z, q_0, q_z - tương ứng là nhiệt độ và độ ẩm của nước và khí quyển ở bề mặt.

Như đã biết, hệ số trao đổi không phải là đại lượng cố định. Vì vậy nảy sinh vấn đề về các phương pháp tham số hoá chúng thông qua các tham số đo đạc.

Khi phân tích và đánh giá các phương pháp tính toán dòng rối nhiệt và ẩm từ đại dương và khí quyển Nurmakhmetov N. R /17/ dẫn ra kết luận:

- Trong những vùng tốc độ gió nhỏ, giá trị của các dòng rối nhiệt và ẩm theo phương pháp Frikh và Smith, dựa trên các kết quả đo trực tiếp là nhỏ nhất.
- Giả thiết về ảnh hưởng của "lớp mỏng" nhiệt độ bề mặt, sự phù hợp của các phương pháp khá tốt.
- Trong miền tốc độ gió lớn tham số hoá của Frikh và Smith "đáng nghi ngờ" vì chỉ dựa vào kết quả của 14 lần đo đạc mà nó cho độ tản mạn lớn.
- Đối với tốc độ gió từ 14 đến 25 m/s, tham số hoá (theo Borkovski /7a/) chỉ đạt độ chính xác khoảng 30% với tầng kết bất ổn định, còn với tầng kết ổn định là 40% mức chính xác.

4. Một số kết quả nghiên cứu về các dòng nhiệt, ẩm của các tác giả nước ngoài

Trước thập kỷ 70 của thế kỷ 20, việc đo đạc, khảo sát điều tra trên các đại dương nhiệt đới đã được tiến hành, song với qui mô nhỏ và ở từng nước riêng lẻ, nhằm vào từng đối tượng và quá trình khí tượng đặc biệt. Năm 1974 với sự nỗ lực của nhiều Quốc gia và Tổ chức khí tượng thế giới, chương trình điều tra nghiên cứu thực nghiệm vùng nhiệt đới của các đại dương đã được tiến hành: Chương trình PIGAP. Trong đó Liên Xô (cũ) đã tiến hành cuộc khảo sát với tên gọi là TROPEX - 72, 74, tiếp sau là chương trình Typhoon – 75, Typhoon – 78 /22/. Các chương trình liên Quốc gia khác tiếp tục được thực hiện như MONEX, TOGA...

Nhiệm vụ của các đợt khảo sát thực nghiệm này rất nhiều, trong đó có việc

nghiên cứu và tính toán các dòng nhiệt, ẩm giữa ĐD và KQ.

Đợt khảo sát tổng hợp đầu tiên được mô tả trong bài báo của Leiper /4/: "Các quan trắc trên đại dương và cơn bão Hilda. 1964" với nhận xét: "*Mất mát nhiệt do khí quyển trong toàn bộ vùng có bão là khoảng 10,8 x 10^{18} dòng nhiệt mất mát trên một đơn vị diện tích khoảng 4500 cal/cm^2*".

Tàu R/V Atlantic II đã tiến hành đo đạc trên 2 mặt cắt ngang dòng hải lưu Korioshio (tháng 9/1965) sau khi bão Sirley đi qua, Wright /5/ nhận xét: "*Mất mát nhiệt biển - KQ khoảng 3000 cal/cm^2*".

Sau các đợt thám sát đại tây dương TROPEX - 74, Typhoon - 78 các nhà khoa học Xô Viết đã công bố hàng loạt các bài báo và công thức tính toán các dòng nhiệt - ẩm giữa mặt ngăn cách ĐD - KQ trong các hình thế thời tiết chủ yếu vùng nhiệt đới, đặc biệt là xoáy thuận nhiệt đới (XTNĐ). Có thể tóm tắt kể ra một số các công trình của các tác giả sau:

Falkovich /9/ đã nêu ra sự biến đổi tiềm nhiệt ngưng kết, hiển nhiệt, lượng hơi nước trong cột khí quyển đơn vị của dải hội tụ nhiệt đới.

Snitkovski và Trapeznikova /20/ đã tính toán lượng hơi nước đối với dải hội tụ nhiệt đới ở thời kỳ phát triển và yếu đi.

Volkov, Elagina, Koprov và Kravtrenko /22b/ đã nghiên cứu về các đặc trưng trao đổi rối ở vùng xích đạo của Đại Tây Dương, đã chỉ ra phân bố theo thời gian của dòng rối nhiệt, ẩm (trong chuyến khảo sát từ tháng 7 đến tháng 9 năm 1974).

Trong công trình của Volkov và những tác giả khác /22a/ cũng theo số liệu khảo sát của tàu NCKH "Viện sỹ Kurtratov" (tháng 6 - 9 năm 1974) trên vùng xích đạo đại tây dương đã đưa ra các giá trị trung bình ngày của dòng nhiệt, ẩm và bức xạ ở độ cao 10 mét của khí quyển.

Radikevish và Seriakov /19/ trong công trình tương tác đại dương khí quyển ở vùng xích đạo đã nêu ra biến đổi theo ngày của dòng nhiệt (hiển nhiệt và tiềm nhiệt), sự mất nhiệt do bay hơi, số Boien ở vùng xích đạo đại tây dương cũng theo số liệu khảo sát tàu NCKH "Kurtratov".

Naumenko và các tác giả khác /15/ đã phân tích biến trình ngày của dòng nhiệt, ẩm trong vùng tín phong của Đại Tây Dương theo số liệu khảo sát của tàu NCKH "Lomonôsov" (tháng 8 - 9 năm 1974).

Vấn đề về trao đổi nhiệt - ẩm giữa ĐD - KQ đối với XTNĐ, có rất nhiều công trình của các nhà khoa học Xô Viết và phương tây thông qua các đợt khảo sát riêng lẻ từng Quốc gia và trong các chương trình Liên Quốc gia. Đặc biệt hàng loạt công trình đã được công bố trong /22/.

Arien và Borkovski /6/ đã nêu hàm tương quan của mất nhiệt hoá hơi và dòng rối nhiệt, biến trình ngày của các thành phần cân bằng nhiệt theo số liệu khảo sát của tàu "Ocean" từ 13 đến 23 tháng 9 năm 1975 ở vùng Thái Bình Dương.

Gutorov, Roxtkov và Surkov /11/ đã dẫn ra profin nhiệt, ẩm ở gần mặt nước biển theo số liệu khảo sát vào tháng 9 năm 1975 ở tây bắc vùng xích đạo Thái Bình Dương.

Galusko, Ivanov và Maxagutov /10/ trong công trình "*Một số tính chất đặc biệt của chế độ khí tượng trong lớp sát nước của khí quyển ở vùng nảy sinh bão*", theo số liệu khảo sát biển qua các chương trình khảo sát đã đưa ra các mặt cắt theo kinh tuyến của dòng tổng hiển nhiệt và tiềm nhiệt ở "vết" bão "TESS" (tháng 9 năm 1975) và nhận xét rằng : Biến đổi của các đặc trưng trao đổi rối ở ngoài "vết" bão được xác định bởi lượng mưa. Trong vùng mưa cường độ trao đổi nhiệt tăng lên khoảng 3 lần và cường độ trao đổi ẩm tăng lên khoảng 30% tương ứng khí không có mưa.

Nesterova và Petrova /16/ đã nêu ra các đặc trưng năng lượng của tầng đối lưu ở các hệ thống hoàn lưu khác nhau của vùng nhiệt đới. Các đặc trưng như tiềm năng, nội năng, thế năng và dòng nhiệt.

Trong đợt khảo sát "Typhoon - 75" /22/ Ivanov và Pudov /12/ đã đưa ra kết luận sau: "*Trong thời kỳ bão mạnh, lượng nhiệt mà đại dương mất đi khoảng 4650 - 5070 cal/cm^2 ngày đêm; Giá trị của hệ số trao đổi nhiệt, ẩm giữa đại dương và khí quyển khi có gió mạnh không nhỏ hơn 4. 10^{-3} - giá trị này lớn hơn 3 lần tương ứng khi không có gió lớn*".

Procoptruc, Xecgrenko và những người khác /18/ đã phân tích số liệu khảo sát "Typhoon - 78" và chỉ ra: sự thay đổi chế độ nhiệt của lớp hoạt động của đại dương là kết quả của sự trao đổi rối nhiệt, ẩm của bão "Viecginia" với khí quyển và do nước trồi.

Karachep /13/ nhận xét: "*giá trị của các thành phần trao đổi nhiệt phụ thuộc vào hình thế synốp cụ thể; các thành phần trao đổi nhiệt trên bề mặt biển ở vùng có bão phân bố phụ thuộc theo bán kính của bão*".

Borkovski, Muraxova /7b/ và các tác giả khác khi phân tích số liệu khảo sát "Typhoon - 78" /22/ đã nêu ra: "*Trong điều kiện bình thường không có nhiễu động, thì trên mặt đại dương hoặc là có sự trao đổi nhiệt hoặc ở trạng thái cân bằng nhiệt với khí quyển. Sau khi bão đi qua, sự trao đổi nhiệt tăng lên mạnh mẽ trong lúc dòng nhiệt của khí quyển đi vào đại dương.*"

II. NGHIÊN CỨU VÀ TÍNH TOÁN CÁC DÒNG NHIỆT, ẨM TRAO ĐỔI GIỮA ĐD - KQ Ở VIỆT NAM

Ở Việt Nam, việc NC - tính toán các dòng nhiệt ẩm trao đổi qua mặt ngăn cách (bề mặt biển) giữa ĐD và KQ thực sự được bắt đầu từ năm 1981 trong khuôn khổ hiệp định liên Chính phủ giữa Cộng Hoà Xã Hội Chủ Nghĩa Việt Nam và Liên Bang Cộng Hoà Xã Hội Chủ Nghĩa Xô Viết được ký kết 1980, cùng với sự ra đời

phòng NC Liên hợp Việt Xô về khí tượng nhiệt đới và bão. Lê Đình Quang và ctv /1a/ dựa trên các phương pháp tính toán trên cơ sở sách "Chỉ dẫn tính toán các dòng năng lượng trao đổi giữa ĐD - KQ" của Đài Vật lý địa cầu Lêningrat và chương trình BUGET do Viện NCKTTV Viễn Đông (Liên Xô) và phòng NC Liên hợp Việt Xô soạn thảo và theo số liệu khảo sát biển Liên Hợp Việt - Xô từ 1983 đến 1992 đã công bố các công trình sau: Một số nét về phân bố năng lượng của cơn bão LEX hoạt động ở Biển Đông từ 22 - 26 tháng 10 năm 1983. Đã phân tích phân bố không - thời gian các dòng rối nhiệt, ẩm trước, trong và sau bão. Thời kỳ trước bão (tàu thám sát cách bão - 400 km) sự biến đổi các dòng này không lớn, các dòng nhiệt, ẩm tương ứng với các giá trị nhỏ nhất là 271 w/m^2 và 28 w/m^2 và lớn nhất là 403 và 92 w/m^2. Thời kỳ gần tâm bão (tàu cách tâm ~ 200 km). Giá trị của dòng nhiệt, ẩm đạt cực đại, tương ứng 608 và 159 w/m^2. Thời kỳ sau bão giá trị hai dòng này giảm rất nhanh (cách tàu ~ 300 km) và chỉ bằng khoảng 20 - 25% giá trị cực đại gần tâm bão. Trao đổi nhiệt, ẩm giữa ĐD - KQ ở thời kỳ trước bão lớn hơn ở thời kỳ sau bão.

Lê Đình Quang và ctv /1b/ đã đưa ra các kết luận về dòng rối nhiệt và ẩm trong các giai đoạn phát triển của XTNĐ:

- Dòng rối nhiệt: Giá trị cực đại của dòng rối nhiệt tương ứng với các thời kỳ: áp thấp nhiệt đới (ATNĐ), bão (TS), bão vừa (STS) và bão mạnh (T) tương ứng là 55 - 57; 99; 257 và 186 w/m^2. Còn đối với dòng rối ẩm (LE) tương ứng là 214; 219; 359 và 272 w/m^2.
- Nói chung biến đổi của dòng rối nhiệt, ẩm có bước tăng đột biến khi XTNĐ chuyển từ thời kỳ TS lên STS, còn thời kỳ bão mạnh (T) lại giảm do nhiệt độ nước và bề mặt đại dương trong quá trình chuyển hoá pha, mưa và gió, bão (giải phóng năng lượng).
- Tính prôfin thẳng đứng của dòng năng lượng tĩnh ở lớp sát nước của khí quyển (C_pT, gZ, Lq) trong thời kỳ phát triển của bão. Chủ nhiệm đề tài và các cộng tác viên đã phân tích và tính toán dòng nhiệt và ẩm của rất nhiều các cơn bão khác theo số liệu khảo sát bão của các tàu NCKH như cơn bão IDA và HERBERT (tháng 11 năm 1986) bão VAL (tháng 9 năm 1985). Đặc điểm chung là cho đến thời kỳ phát triển của bão, đại dương cung cấp nhiệt cho khí quyển còn thời kỳ đầy lên của bão - ngược lại.
- Phân bố không - thời gian của các dòng nhiệt ẩm trong các thời kỳ của bão rất phức tạp và phụ thuộc vào cơ chế, cấu trúc của từng cơn bão cụ thể.

Lê Đình Quang và ctv /1c/ đã tính toán, đánh giá và so sánh về các dòng nhiệt ẩm của các cơn bão năm 1992 hoạt động trên Biển Đông và đặc biệt phân tích chi tiết các dòng này trong cơn bão CHUCK và ANGELA với nhận xét: "*Sự giảm của tiềm nhiệt Lq từ trung tâm ra rìa bão rất rõ rệt. Trên khoảng cách 1500 km từ tâm bão biên độ biến thiên của Lq là ~ 1900 cal/cm^2; Sự phát triển của ẩm là một trong những nguồn năng lượng quan trọng cung cấp cho bão phát triển nhưng*

thường xuất hiện trước sự phát triển của bão (lệch pha nhau)".

Nguyễn Thế Tưởng và Nguyễn Tiến Quang /2/ với kết luận sau: *"Tại khu vực quần đảo Trường Sa dòng thông lượng rối nhiệt phân bố không đều và biến đổi từ 0 - 60 w/m^2. Tại đây tồn tại hai khu vực cực trị với giá trị 60 w/m^2. Vùng cực tiểu thông lượng rối nhiệt ở phía nam. Đối với dòng thông lượng rối ẩm có giá trị khá lớn biến đổi từ 100 - 300 w/m^2 và nằm ở trung tâm quần đảo Trường Sa, ngoài ra còn tồn tại vùng thông lượng rối ẩm cao ở đông bắc quần đảo (trên 200 w/m^2) so với dòng rối nhiệt, dòng rối ẩm lớn hơn nhiều."*

III. TÓM TẮT KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU VÀ NHỮNG KIẾN NGHỊ VỀ PHƯƠNG HƯỚNG NGHIÊN CỨU TIẾP

Cho tới nay việc nghiên cứu và tính toán các dòng nhiệt, ẩm trong sự trao đổi giữa ĐD và KQ còn chưa nhiều. Vì vậy những kết quả nghiên cứu về dòng nhiệt và ẩm rất ít và hạn chế. Tuy nhiên cũng đã có những kết quả bước đầu sau:

- Đã tiếp thu và xây dựng các phương pháp tính toán thống nhất của quốc tế. Một số các hệ số cũng đã được tính toán và hiệu chỉnh cho một vài vùng cụ thể ở ven bờ Việt Nam và ở Biển Đông. Đã có những phần mềm để tính toán sau khi số liệu khảo sát đã được chỉnh lý.
- Có một vài tính toán phân bố không gian - thời gian của thông lượng nhiệt, ẩm trao đổi giữa ĐD - KQ cho một vài vùng cụ thể ven bờ và đặc biệt cho quần đảo Trường Sa.
- Đối với XTNĐ, có nhiều nghiên cứu hơn cả về phân bố không gian- thời gian của các dòng nhiệt, ẩm trong các thời kỳ tiến triển của XTNĐ.

Ngoài việc mô tả chưa có đủ kết luận về qui luật biến đổi, về cấu trúc và mối tương quan với các nhân tố khác cho từng hình thế thời tiết hoặc hoàn lưu khí quyển điển hình hoạt động trên Biển Đông. (Các hoạt động của gió mùa đông bắc, gió mùa tây nam, áp cao phó nhiệt đới, hiện tượng ENSO...). Ngay những tính toán chế độ theo mùa (đặc trưng bởi các tháng 1, 4, 7, 10) cũng chưa có.

Phương hướng nghiên cứu tiếp khuyến nghị là:

- Tăng cường khảo sát (chủ yếu là ven bờ) ở tất cả các vùng bờ biển Việt Nam, đồng bộ về thời gian.
- Từng đợt khảo sát ở từng vùng cụ thể, cần tính toán các dòng nhiệt, ẩm và phân tích kỹ, chi tiết để xác định tính qui luật, sự phân bố không thời gian và mối tương quan với các nhân tố khác.
- Xây dựng atlat trường các dòng nhiệt, ẩm trên các khu vực ven biển Việt Nam và trong các hoàn lưu khí quyển điển hình hoạt động trên Biển Đông có ảnh hưởng đến thời tiết Việt Nam, đặc biệt tiếp tục NC về trao đổi nhiệt ẩm giữa ĐD - KQ đối với XTNĐ.

Phần II
THỦY VĂN BIỂN

I
THỦY TRIỀU BIỂN ĐÔNG

I. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

Nghiên cứu chế độ thủy động lực nói chung và thủy triều nói riêng ở Biển Đông vừa có ý nghĩa khoa học to lớn vừa có ý nghĩa phục vụ thiết thực cho các hoạt động về hàng hải, khai thác nguồn lợi, xây dựng và quốc phòng. Sở dĩ nó có tầm quan trọng lớn lao như vậy là do vị trí và những điều kiện tự nhiên đặc thù riêng cho chế độ động lực của vùng biển. Biển Đông nằm ở khu vực Đông Nam á tiếp giáp với nhiều quốc gia đang phát triển, nằm trên đường hàng hải huyết mạch của thế giới. Là biển rộng thứ hai trong số trên 40 biển của thế giới, Biển Đông cũng là một trong số ít biển có địa hình phức tạp nhất, vừa có thềm lục địa vào loại rộng bậc nhất thế giới, vừa có những vùng biển thẳm rộng lớn với độ sâu trên 2000m thậm chí trên 4000m. Địa hình đáy biển hết sức phức tạp, đường bờ biển quanh co khúc khuỷu, nhiều đảo to, nhỏ cùng hàng loạt vịnh, eo lớn nhỏ đã làm cho chế độ thủy động lực nói chung và thủy triều nói riêng của Biển Đông rất phức tạp, có những đặc thù riêng biệt khác hẳn với các biển khác trên thế giới.

Chính vì vậy, thủy triều Biển Đông đã được chú ý và nghiên cứu từ rất sớm. ở Việt Nam, những nhận xét có ý nghĩa khoa học đầu tiên về đặc điểm chế độ thủy triều trong các vùng biển đã có trong Dư địa chí của Nguyễn Trãi (thế kỷ 15) và nhất là trong Vân Đài loại ngữ và Phủ biên tạp lục của Lê Quý Đôn (thế kỷ 18). Nhưng những điều tra và nghiên cứu có ý nghĩa khoa học về thủy triều Biển

Đông thực sự có được từ đầu thế kỷ 20 với các công trình của Darwin (1905), Poincare (1910) và Ogura (1933). Từ đó đến nay việc điều tra nghiên cứu thủy triều Biển Đông không ngừng phát triển và hoàn thiện. Các kết quả đạt được ngày càng được nâng cao về tính khoa học cũng như tính ứng dụng. Có thể điểm lại một số công trình nghiên cứu chính trong những năm gần đây theo các hướng khác nhau như sau.

1. Nghiên cứu sự biến đổi theo thời gian qua tài liệu thực đo tại các trạm ven bờ và nội ngoại suy để tìm sự phân bố theo không gian

Từ nhiều năm nay dọc theo ven bờ Biển Đông nói chung và ven bờ Việt Nam nói riêng đã thiết lập một hệ thống các trạm nghiệm triều nhằm đo đạc liên tục dao động mực nước biển theo các khoảng thời gian kéo dài khác nhau từ hàng tháng đến hàng năm và thậm chí nhiều năm. Trên cơ sở các chuỗi số liệu này đã tiến hành phân tích tính toán ra các tham số đặc trưng cho chế độ thủy triều như mực nước trung bình, mực nước cực trị, thời gian triều dâng, thời gian triều rút, các hằng số điều hòa thủy triều, ... cho từng trạm đo đạc. Hệ thống các hằng số điều hòa thủy triều dọc ven bờ và đảo là cơ sở cho các nghiên cứu thủy triều Biển Đông bằng các phương pháp từ đơn giản lúc ban đầu đến hiện đại ngày nay.

Một trong những thành quả theo hướng này là việc lập ra các bảng thủy triều hàng năm cho các cảng chính dọc ven bờ. Trong bảng đã cho kết quả dự tính mực nước từng giờ của các cảng chính và một số giá trị nội suy cho các điểm phụ ở ven biển hoặc vùng hạ lưu các sông. Bảng thủy triều này được Tổng Cục Khí tượng Thủy văn xuất bản từ năm 1958, đầu tiên chỉ cho các cảng ở miền Bắc từ Cửa Tùng trở ra. Từ năm 1972 đã dự tính cho các cảng trong cả nước và một số cảng nước ngoài (Hong Kong, Kom PongSom, Singapo, Băng Cốc).

Trên cơ sở các tư liệu được phân tích từ tài liệu thực đo tại các trạm ven bờ các tác giả đã nghiên cứu, tính toán theo các phương pháp nội ngoại suy để nhận được những nét đặc trưng của bức tranh phân bố không gian của dao động thủy triều. Có thể kể đến sự đóng góp theo hướng này của các tác giả Dietrich (1944), Villain (1950), Wyrtki (1961), Nguyễn Ngọc Thuỵ (1962), Bogdanov (1963), Du Mộ Canh (1984), Pariwono (1985), Fang (1986), Huang và các cộng sự (1994). Một số kết qủa đáng lưu ý theo hướng này trong những thời gian gần đây là sử dụng tài liệu biến động độ cao mực nước nhận được từ vệ tinh theo các tuyến bao phủ toàn bộ diện tích vùng biển để phân tích điều hoà, kết hợp với các tài liệu quan trắc tại các trạm ven bờ để hiệu chỉnh đã nhận được các bản đồ phân bố hằng số điều hòa thủy triều cho toàn biển (Yanagi và các cộng sự, 1997).

2. Nghiên cứu sự phân bố trong không gian của các đặc trưng thủy triều bằng cách giải hệ phương trình thủy động lực 2 chiều

Hướng nghiên cứu này được bắt đầu muộn hơn so với hướng trên nhưng nó phát triển càng ngày càng mạnh mẽ trong những năm sau này theo sự tiến bộ không ngừng của toán học tính toán và kỹ thuật máy tính.

Trước hết phải kể đến những nghiên cứu theo phương pháp tìm nghiệm giải tích của hệ phương trình thủy động lực học thủy triều. Mặc dù bằng cách này có thể có được nghiệm chính xác của bài toán được biểu diễn bằng các công thức giải tích, song đòi hỏi miền nghiên cứu phải có dạng hình học đơn giản như hình chữ nhật, hình tròn, ... với độ sâu không đổi hoặc biến đổi theo quy luật tuyến tính. Chính vì vậy những nghiên cứu thuộc loại này ít được phát triển ở Biển Đông, vùng có hình thái bờ và địa hình đáy biển biến đổi rất phức tạp. Có thể nêu ví dụ về công trình theo hướng nghiên cứu này của Phan Phùng (1974) đã tính phân bố các sóng triều chính cho Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan sau khi đơn giản hoá các điều kiện tự nhiên thực của chúng.

Phát triển mạnh mẽ nhất và có những thành tựu đáng kể nhất theo hướng này là các công trình nghiên cứu theo phương pháp số trị giải hệ phương trình thủy động lực thủy triều. Những công trình đầu tiên tính toán thủy triều Biển Đông bằng phương pháp số trị xuất hiện vào những năm 60 của thế kỷ 20. Công trình đầu tiên có thể kể đến là Sergeev (1964), ông đã sử dụng phương pháp giá trị biên của Hanxen để tính toán phân bố biên độ và pha của bốn sóng triều chính trong Biển Đông. Các công trình tiếp thep cũng theo phương pháp này là của Nguyễn Ngọc Thuỵ (1969), Đặng Công Minh (1975) với số điểm biên cứng có hằng số điều hòa nhiều hơn. Nội dung phương pháp này là sử dụng hệ phương trình tuyến tính, với tính chất dao động thủy triều có chu kỳ đã loại bỏ biến thời gian và đưa hệ phương trình thủy động về dạng elliptic. Bài toán có nghiệm duy nhất khi biết điều kiện dao động mực nước trên biên bao quanh miền nghiên cứu.

Phương pháp số trị khác để giải bài toán phân bố không gian của thủy triều là dựa trên hệ phương trình thủy động thủy triều phi tuyến với điều kiện biên hỗn hợp: cho trước dao động mực nước trên biên lỏng và sử dụng điều kiện không thấm tại biên cứng. Không sử dụng tính chất dao động tuần hoàn để loại thành phần biến đổi theo thời gian trong hệ phương trình, hệ phương trình được giữ nguyên để giải ở dạng hyperbolic. Nhiều công trình của nhiều tác giả khác nhau đã tập trung theo phương pháp này để nghiên cứu thủy triều trong Biển Đông cũng như trong các vịnh riêng biệt như Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan. Có thể kể tên hàng loạt các công trình của các tác giả là Ye và Robinxon (1983), Li và Chen (1987), nhóm mô hình triều thuộc đề tài nhà nước KT.03.03 (1991-1995) (gồm Đỗ Ngọc Quỳnh, Nguyễn Thị Việt Liên, Đặng Công Minh, Nguyễn Hữu Nhân, Bùi Hồng Long, Lê Trọng Đào, Nguyễn Thọ Sáo), Fang, Kwork, Yu và Zhu (1999). Ngoài ra còn có thể kể đến những công trình được thực hiện trong khuôn khổ các luận án phó tiến sỹ trong và ngoài nước như của Bùi Hồng Long

(1986), Nguyễn Thọ Sáo (1988), Nguyễn Thị Việt Liên (1997), Đinh Văn Mạnh (2000). Trong đó luận án của Đinh Văn Mạnh đã bước đầu xây dựng mô hình 3 chiều cho chuyển động thủy triều Vịnh Bắc Bộ. Cần lưu ý rằng bằng giải số trị theo phương hướng này một số tác giả đã bắt đầu nghiên cứu tìm hiểu sâu hơn về cơ chế hình thành biến đổi bức tranh dao động thủy triều trong Biển Đông. Các tác giả đã nghiên cứu các bài toán truyền sóng tự do, truyền sóng dao động có chu kỳ triều qua các biên lỏng, các chu kỳ dao động riêng trong toàn biển, đánh giá tác động trực tiếp của lực gây triều trong phạm vi biển. Có thể kể tên một số tác giả của những nghiên cứu này là Đỗ Ngọc Quỳnh (1983, 1991), Phạm Văn Huấn (1987), Phạm Văn Ninh và Trần Thị Ngọc Duyệt (1997), Đỗ Ngọc Quỳnh, Phạm Văn Ninh, Nguyễn Thị Việt Liên và Trần Thị Ngọc Duyệt (1998).

II. CÁC PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Nghiên cứu biến đổi dao động thủy triều theo thời gian: phương pháp phân tích điều hoà

Để nghiên cứu quy luật biến đổi theo thời gian của thủy triều, cần phải tiến hành đo đạc liên tục nhiều ngày về dao động mực nước hoặc dòng chảy tại những vị trí cố định ở ven bờ hay trên biển. Kết quả sẽ nhận được các chuỗi số liệu đo liên tục về mực nước và dòng chảy. Một trong các phương pháp hữu hiệu nhất để phân tích các chuỗi số liệu này là phương pháp phân tích điều hoà. Nguyên tắc chung của phương pháp như sau:

Như ta biết, sự sắp xếp vị trí tương đối của mặt trăng, mặt trời và trái đất thay đổi liên tục theo mức độ chuyển động của mặt trăng xung quanh trái đất và chuyển động của trái đất xung quanh mặt trời. Vì vậy thế của lực gây triều tổng hợp sẽ là một hàm phức tạp theo thời gian có thể được biểu diễn dưới dạng tổng của số lớn các thành phần điều hòa có chu kỳ khác nhau. Có nghĩa là dao động thủy triều tổng hợp cũng sẽ được biểu diễn dưới dạng tổng của chuỗi các dao động hình sin đơn giản, mỗi dao động có chu kỳ riêng xác định được xem như một phân triều riêng biệt được gây nên do thiên thể ảo tưởng tượng chuyển động xung quanh trái đất trong mặt phẳng xích đạo theo quỹ đạo tròn với tốc độ góc xác định.

Như vậy theo lý thuyết phân tích điều hoà, độ cao thủy triều tại một vị trí nào đó ở thời điểm t sẽ được biểu diễn bằng tổng một chuỗi dao động điều hòa với các chu kỳ, biên độ và pha khác nhau:

$$Z(t) = A_o + \sum_i f_i H_i \cos[q_i t + (v_o + u)_i - g_i] \qquad (1.1)$$

Ở đây:

A_o - là mực nước trung bình, f_i và $(v_o+u)_i$ – là các tham số thiên văn phụ thuộc vào thời gian quan trắc, trong đó f_i được gọi là nhân tử biên độ và

$(v_o+u)_i$ gọi là pha thiên văn; H_i, g_i – là các hằng số điều hòa biên độ và pha, chúng chỉ phụ thuộc vào điều kiện địa phương tại vị trí điểm quan trắc. Chỉ số i biểu thị cho các sóng riêng biệt.

Nhiệm vụ của bài toán phân tích điều hòa là từ một tập hợp các số liệu quan trắc mực nước triều tổng hợp liên tục trong một khoảng thời gian xác định tại một địa điểm cố định, tính ra được các hằng số điều hòa biên độ và pha là H_i và g_i cho từng sóng đơn riêng biệt. Các hằng số này đặc trưng cho từng địa điểm mà không phụ thuộc vào thời gian. Chẳng hạn theo phương pháp Darwin phương trình (1.1) biến đổi thành dạng:

$$Z(t) = A_o + \sum_i (A_i \cos q_i t + B_i \sin q_i t) \qquad (1..2)$$

Ở đây $A_i = R_i \cos\varphi_i$, $\quad B_i = R_i \sin\varphi_i$

với $\quad R_i = f_i H_i$, $\quad \varphi_i = -(v_o + u)_i + g_i$

Như vậy với chuỗi quan trắc thực tế liên tục kéo dài, ta thành lập được hàng loạt các phương trình dạng (1.2). Ta sẽ giải ra tìm được các giá trị A_i, B_i. Từ đó tìm được các R_i và φ_i:

$$R_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2}, \qquad \varphi_i = arctg\frac{B_i}{A_i}$$

cuối cùng sẽ tính được các hằng số điều hòa H_i, g_i:

$$H_i = \frac{1}{f_i} R_i, \qquad g_i = \varphi_i + (v_o + u)_i$$

Tùy thuộc độ dài chuỗi quan trắc liên tục và phương pháp phân tích mà ta nhận được hằng số điều hòa của số lượng sóng khác nhau. Chẳng hạn với phương pháp cặp (Bộ Hải Quân Anh) phân tích chuỗi 2 ngày quan trắc ta tính được hằng số điều hòa của 4 sóng, phương pháp Franco với chuỗi quan trắc 7 ngày ta được 6 sóng, phương pháp Darwin hay Doodson với chuỗi 1/2 tháng và 1 tháng ta được 11 sóng, phương pháp Darwin hay Doodson với chuỗi 1 năm ta có thể nhận được hơn 300 sóng ... Tuy nhiên ứng với từng địa điểm độ lớn của các sóng sẽ khác nhau. Thông thường chỉ sử dụng những sóng có độ lớn đến mức nào đó và có thể bỏ qua những sóng quá nhỏ, ít ảnh hưởng đến chế độ dao động thủy triều tổng hợp. Các sóng triều thành phần có thể quy về 4 nhóm sóng chính là:

1. Các sóng nửa ngày (bán nhật triều): chu kỳ của chúng gần bằng 1/2 ngày. Các sóng cơ bản là M_2 với chu kỳ bằng 1/2 ngày mặt trăng (12 giờ 25 phút) và S_2 và chu kỳ bằng 1/2 ngày mặt trời (12 giờ).

2. Các sóng ngày (nhật triều): chu kỳ của chúng gần bằng 1 ngày. Chẳng hạn sóng K_1 có chu kỳ bằng 1 ngày hằng tinh (23 giờ 56 phút).
3. Các sóng chu kỳ dài: có chu kỳ từ 1/2 tháng và dài hơn. Ví dụ có sóng M_f có chu kỳ 13,66 ngày, sóng S_a có chu kỳ 364,96 ngày.
4. Các sóng chu kỳ ngắn (sóng nước nông): có chu kỳ vài giờ (từ 4 đến 8 giờ). Ví dụ sóng M_4 có chu kỳ 6,21 giờ, M_6 có chu kỳ 4,14 giờ.

Bảng dưới đây chỉ ra các sóng điều hòa quan trọng nhất thường gặp khi nghiên cứu thủy triều ở các vùng khác nhau.

Loại	Tên sóng	Ký hiệu	Chu kỳ
Bán nhật triều	Mặt trăng chính	M_2	12,42 giờ
	Mặt trời chính	S_2	12,00 giờ
	Ellip mặt trăng lớn	N_2	12,66 giờ
	Mặt trăng mặt trời	K_2	11,97 giờ
Nhật triều	Mặt trăng mặt trời	K_1	23,93 giờ
	Mặt trăng chính	O_1	25,82 giờ
	Mặt trời chính	P_1	24,07 giờ
	Ellip mặt trăng lớn	Q_1	26,87 giờ
Chu kỳ dài	Mặt trăng nửa tháng	M_f	13,66 ngày
	Mặt trăng tháng	M_m	27,55 ngày
	Mặt trời nửa năm	S_{Sa}	182,70 ngày
	Mặt trời năm	S_a	364,96 ngày
Chu kỳ ngắn	Nước nông 1/4 ngày	M_4	6,21 giờ
	Nước nông 1/4 ngày	MS_4	6,10 giờ
	Nước nông 1/6 ngày	M_6	4,14 giờ

2. Các mô hình số trị tính toán phân bố không gian của thủy triều

2.1. Mô hình Hanxen

Hệ phương trình xuất phát là các phương trình chuyển động 2 chiều đối với sóng dài, bỏ qua các thành phần phi tuyến và với giả thiết ma sát đáy tỷ lệ tuyến tính với tốc độ dòng. Hệ phương trình chuyển động và liên tục trong trường hợp này có dạng:

$$\frac{\partial u}{\partial t} - fv = -g\frac{\partial \zeta}{\partial \zeta} - ru \qquad (2.1)$$

$(v_o+u)_i$ gọi là pha thiên văn; H_i, g_i – là các hằng số điều hòa biên độ và pha, chúng chỉ phụ thuộc vào điều kiện địa phương tại vị trí điểm quan trắc. Chỉ số i biểu thị cho các sóng riêng biệt.

Nhiệm vụ của bài toán phân tích điều hòa là từ một tập hợp các số liệu quan trắc mực nước triều tổng hợp liên tục trong một khoảng thời gian xác định tại một địa điểm cố định, tính ra được các hằng số điều hòa biên độ và pha là H_i và g_i cho từng sóng đơn riêng biệt. Các hằng số này đặc trưng cho từng địa điểm mà không phụ thuộc vào thời gian. Chẳng hạn theo phương pháp Darwin phương trình (1.1) biến đổi thành dạng:

$$Z(t) = A_o + \sum_i (A_i \cos q_i t + B_i \sin q_i t) \qquad (1..2)$$

Ở đây $A_i = R_i \cos\varphi_i$, $\quad B_i = R_i \sin\varphi_i$

với $\quad R_i = f_i H_i$, $\quad \varphi_i = -(v_o + u)_i + g_i$

Như vậy với chuỗi quan trắc thực tế liên tục kéo dài, ta thành lập được hàng loạt các phương trình dạng (1.2). Ta sẽ giải ra tìm được các giá trị A_i, B_i. Từ đó tìm được các R_i và φ_i:

$$R_i = \sqrt{A_i^2 + B_i^2}, \qquad \varphi_i = arctg\frac{B_i}{A_i}$$

cuối cùng sẽ tính được các hằng số điều hòa H_i, g_i:

$$H_i = \frac{1}{f_i} R_i, \qquad g_i = \varphi_i + (v_o + u)_i$$

Tùy thuộc độ dài chuỗi quan trắc liên tục và phương pháp phân tích mà ta nhận được hằng số điều hòa của số lượng sóng khác nhau. Chẳng hạn với phương pháp cặp (Bộ Hải Quân Anh) phân tích chuỗi 2 ngày quan trắc ta tính được hằng số điều hòa của 4 sóng, phương pháp Franco với chuỗi quan trắc 7 ngày ta được 6 sóng, phương pháp Darwin hay Doodson với chuỗi 1/2 tháng và 1 tháng ta được 11 sóng, phương pháp Darwin hay Doodson với chuỗi 1 năm ta có thể nhận được hơn 300 sóng ... Tuy nhiên ứng với từng địa điểm độ lớn của các sóng sẽ khác nhau. Thông thường chỉ sử dụng những sóng có độ lớn đến mức nào đó và có thể bỏ qua những sóng quá nhỏ, ít ảnh hưởng đến chế độ dao động thủy triều tổng hợp. Các sóng triều thành phần có thể quy về 4 nhóm sóng chính là:

1. Các sóng nửa ngày (bán nhật triều): chu kỳ của chúng gần bằng 1/2 ngày. Các sóng cơ bản là M_2 với chu kỳ bằng 1/2 ngày mặt trăng (12 giờ 25 phút) và S_2 và chu kỳ bằng 1/2 ngày mặt trời (12 giờ).

$$\frac{\partial v}{\partial t} + fu = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - rv \tag{2.2}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} + \frac{\partial vh}{\partial y} = 0 \tag{2.3}$$

Ở đây:

u, v-các thành phần dòng triều trung bình theo phương thẳng đứng theo các trục x và y; ζ-độ dâng mực nước trên mực trung bình; f-tham số Coriolis; r-hệ số ma sát đáy; h-độ sâu biển.

Trong hiện tượng thủy triều, dao động mực nước ζ và các thành phần vận tốc u, v biến đổi theo thời gian theo quy luật điều hoà:

$$\begin{Bmatrix} u \\ v \\ \zeta \end{Bmatrix} = \begin{Bmatrix} \bar{u} \\ \bar{v} \\ \bar{\zeta} \end{Bmatrix} e^{-i\sigma t} \tag{2.4}$$

Ở đây σ là tốc độ góc sóng triều thành phần, $\bar{u}$,$\bar{v}$, $\bar{\zeta}$-các biên độ phức của các hàm tương ứng.

Đặt (2.4) vào hệ (2.1)-(2.3), loại trừ thừa số chứa thời gian $e^{-i\sigma t}$, trong hệ phương trình chỉ còn chứa các ẩn là biên độ phức:

$$\delta\bar{u} - f\bar{v} = -g\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial x} \tag{2.5}$$

$$\delta\bar{v} + f\bar{u} = -g\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial y} \tag{2.6}$$

$$\frac{\partial \bar{u}h}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}h}{\partial y} - i\sigma\bar{\zeta} = 0 \tag{2.7}$$

Ở đây $\delta = r - i\sigma$

Từ các phương trình (2.5), (2.6) có thể rút ra biểu thức của $\bar{u}$, $\bar{v}$ phụ thuộc vào đạo hàm của $\bar{\zeta}$:

$$\left.\begin{aligned}\bar{u} &= -\frac{g}{\delta^2+f^2}\left(\delta\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial x}+f\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial y}\right)\\ \bar{v} &= -\frac{g}{\delta^2+f^2}\left(f\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial x}-\delta\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial y}\right)\end{aligned}\right\} \qquad (2.8)$$

Để rút ra được (2.8), rõ ràng phải giả thiết định thức của hệ (2.5), (2.6) khác không, có nghĩa $\delta^2+f^2\neq 0$. Thay (2.8) vào (2.7) ta nhận được phương trình đạo hàm riêng bậc 2 đối với mực nước:

$$\nabla^2\bar{\zeta}+\frac{I(h,\bar{\zeta})}{d}+\frac{f}{\delta h}J(h,\bar{\zeta})+\frac{i\sigma}{gh\delta}(\delta^2+f^2)\bar{\zeta}=0 \qquad (2.9)$$

Ở đây $d=h+\bar{\zeta}$, còn $J(h,\bar{\zeta})$ và $I(h,\bar{\zeta})$ là các toán tử được định nghĩa bằng:

$$J(h,\bar{\zeta})=\frac{\partial h}{\partial x}\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial y}-\frac{\partial h}{\partial y}\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial x}$$

$$I(h,\bar{\zeta})=\frac{\partial h}{\partial x}\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial x}+\frac{\partial h}{\partial y}\frac{\partial\bar{\zeta}}{\partial y}$$

Phương trình vi phân đạo hàm riêng (2.9) là loại elliptic. Hanxen (1952) đã chứng minh rằng khi bên trong miền nghiên cứu với hệ số ma sát đáy khác 0 thì nghiệm của (2.9) sẽ xác định hoàn toàn đơn trị theo giá trị được cho trên biên bao quanh miền nghiên cứu. Chính vì vậy phương pháp này thường được gọi là "phương pháp giá trị biên".

Như vậy phương trình (2.9) được giải với điều kiện biên là cho giá trị biên độ dao động mực nước triều trên toàn bộ chu tuyến bao quanh miền nghiên cứu (G):

$$\bar{\zeta}(x,y)\big|_G=\psi(x,y) \qquad (2.10)$$

Phương trình (2.9) với điều kiện biên (2.10) được giải bằng phương pháp số trị. Muốn vậy, miền nghiên cứu được phủ bằng mạng lưới vuông. Trên mỗi nút lưới sẽ viết được 1 phương trình đại số, trong đó các biểu thức đạo hàm được thay bằng các biểu thức sai phân. Bằng phương pháp lặp có thể giải ra hàm dao động mực nước tại mỗi điểm nút trong miền nghiên cứu. Sau đó sử dụng biểu thức (2.8) ta sẽ tìm được giá trị các thành phần vận tốc u, v. Như vậy cần lưu ý một điều rằng phương pháp này chỉ có thể ứng dụng được khi thoả mãn điều kiện $\delta^2+f^2\neq 0$. Định thức này liên hệ giữa hệ số ma sát, tốc độ góc sóng triều và tham số Coriolis. Có nghĩa là với một phân triều có chu kỳ xác định, tại một vùng có vĩ độ nào đó tương ứng với tham số Coriolis xác định sẽ xảy ra điều kiện $\delta^2+f^2=0$ và ở đó bài toán là bất định. Những vĩ độ này được gọi là "vĩ độ

chuẩn", ở đó không thể ứng dụng phương pháp Hanxen.

2.2. Mô hình phi tuyến

Mô hình dựa trên hệ phương trình phi tuyến 2 chiều mô tả chuyển động sóng dài. Hệ phương trình đầy đủ có dạng:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fv = -g\frac{\partial \zeta}{\partial x} - C_b\frac{u}{d}(u^2+v^2)^{1/2} + A\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fu = -g\frac{\partial \zeta}{\partial y} - C_b\frac{v}{d}(u^2+v^2)^{1/2} + A\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) \quad (2.2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial ud}{\partial x} + \frac{\partial vd}{\partial y} = 0 \quad (2.3)$$

Ở đây:

u, v-các thành phần vận tốc trung bình theo độ sâu theo các hướng x và y tương ứng

ζ - độ dâng mực nước

d - độ cao cột nước ($d=h+\zeta$)

f - tham số Coriolis

Cb- hệ số ma sát đáy

A - hệ số nhớt rối theo phương ngang

Đây là hệ phương trình vi phân đạo hàm riêng dạng hyperbolic, được giải với các điều kiện biên như sau:

- *Tại biên cứng: được chia ra hai trường hợp:*

  i/ Nếu bài toán bỏ qua thành phần nhớt rối ngang thì điều kiện không thấm được sử dụng, nghĩa là triệt tiêu của thành phần pháp tuyến với bờ của tốc độ dòng. Đây là trường hợp được sử dụng trong nhiều mô hình tính thủy triều của các tác giả khác nhau, vì trong thực tế đóng góp của hiệu ứng nhớt rối ngang trong bài toán thủy triều là không đáng kể. Mặt khác định lượng hệ số nhớt rối ngang A là vấn đề rất khó khăn, ngay cả xác định bậc đại lượng của nó còn khác nhau tùy từng tác giả. Chẳng hạn các tác giả Nhật Bản khi giải các bài toán thủy động lực học biển cho các vùng biển Nhật Bản, Triều Tiên, Trung Quốc đã chọn giá trị này biến động từ 10^5 đến 10^7 cm^2/s. Việc tính đến thành phần rối ngang nhiều khi chỉ mang ý nghĩa để sơ đồ tính ổn định hơn. Như vậy điều kiện biên cứng khi không xét thành phần rối ngang sẽ là:

$$U_n = 0 \tag{2.4}$$

Ở đây U_n là thành phần pháp tuyến với bờ của tốc độ này.

ii/ Trong trường hợp bài toán có tính đến hiệu ứng nhớt rối ngang, để đảm bảo tính đúng đắn của bài toán, cần sử dụng điều kiện dính sát tại biên cứng, nghĩa là ở sát biên cứng hoàn toàn không có dòng chảy, các thành phần dòng chảy theo các hướng đều bằng 0:

$$u = v = 0 \tag{2.5}$$

- *Tại biên lỏng:*

Cho dao động mực nước triều theo thời gian lấy từ tài liệu đo đạc:

$$\zeta_{|\Gamma} = f(x, y, t) \tag{2.6}$$

Tùy theo bài toán là tính phân bố sóng triều đơn hay triều tổng hợp mà dạng hàm f sẽ khác nhau.

i/ Nếu sóng đơn:

$$f = h_i \cos(q_i t - g_i) \tag{2.6a}$$

ii/ Nếu triều tổng hợp:

$$f = Z_o + \sum_i F_i(t) h_i \cos(q_i t - g_i + P_i(t)) \tag{2.6b}$$

Ở đây:

h_i, g_i là hằng số điều hòa biên độ và pha của phân triều i

$F_i(t)$, $P_i(t)$ là tham số thiên văn biên độ và pha của phân triều i

q_i là tốc độ góc của phân triều i

z_o là mực nước biển trung bình

Hệ phương trình (2.1)-(2.3) với các điều kiện biên (2.4)-(2.6) được giải số trị hoặc bằng phương pháp sai phân hữu hạn hoặc bằng phương pháp phần tử hữu hạn. Thông thường thì các phương pháp sai phân hữu hạn được sử dụng nhiều hơn vì chúng thuận tiện và đỡ tốn thời gian hơn. Một trong các sơ đồ sai phân thường được sử dụng là sơ đồ Crank-Nicholson giải theo phương pháp truy đuổi luân hướng trên mạng lưới xen kẽ. Có thể nói các mô hình 2 chiều giải bài toán thủy triều theo hướng này đã phát triển ở mức rất hoàn thiện ở nước ta hiện nay, cho phép tính toán các bài toán phân bố các sóng triều thành phần và dự báo thủy triều tổng hợp cho các thủy vực bất kỳ khá chi tiết với độ chính xác đáp ứng nhu cầu thực tế. Đặc biệt là việc tính toán dao động, mực nước triều là khá tốt. Tuy nhiên về dòng triều những kết quả tính toán mô hình còn có nhiều sai lệch chưa phản ánh đúng bức tranh thực tế. Nguyên nhân có thể là những hiệu ứng nhạy cảm ảnh hưởng đến dòng triều chưa được tính đến đầy đủ và chính xác trong các mô hình.

III. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

1. Hệ thống các hằng số điều hòa thủy triều tại các trạm ven bờ và đảo

Những hằng số điều hòa (HSĐH) thủy triều nhận được từ phân tích điều hòa các chuỗi số liệu quan trắc mực nước liên tục dài ngày tại các trạm đo đạc đặt ở ven bờ lục địa hay các đảo đóng vai trò hết sức quan trọng trong việc nghiên cứu hiện tượng thủy triều trong biển. Trước hết từ những giá trị này có thể nghiên cứu các đặc trưng chế độ dao động thủy triều tại nhuững vùng đặt trạm, tính toán các giá trị cực trị hay dự báo độ cao mực nước ở thời điểm bất kỳ cho trạm đó. Chính trên cơ sở các HSĐH thủy triều này mà Tổng Cục Khí tượng Thủy văn đã tính và xuất bản Bảng thủy triều hàng năm cho một số trạm ven bờ (gồm 13 trạm ven bờ nước ta và 4 trạm thuộc các khu vực lân cận). Mặt khác các HSĐH thủy triều tại các trạm cố định là cơ sở cho các mô hình tính toán phân bố không gian của các đặc trưng thủy triều và dòng triều trong toàn biển. Những HSĐH này ở một số điểm sẽ đóng vai trò là điều kiện biên của các mô hình, ở một số điểm khác sẽ dùng làm tiêu chuẩn để hiệu chỉnh, kiểm định, kiểm tra các mô hình. Rõ ràng hệ thống các HSĐH thủy triều tại các trạm cố định đóng vai trò cực kỳ quan trọng trong việc nghiên cứu thủy triều và dòng triều trong một vùng biển.

Nhận thấy vai trò thiết yếu của hệ thống các HSĐH thủy triều, đề tài cấp nhà nước KT.03.03 "Nghiên cứu thủy triều Biển Đông" (1991-1995) đã thu thập và chỉnh biên số liệu các HSĐH thủy triều tại các trạm phân bố dọc ven bờ và đảo trong Biển Đông. Đã chọn lọc và thống kê được 275 điểm với các giá trị HSĐH thủy triều tại đó, in trong sản phẩm của đề tài "Tập số liệu hằng số điều hòa thủy triều Biển Đông" (1995). Các số liệu HSĐH này được thu thập từ các nguồn chính sau:

- Bảng thủy triều của Monaco (BHI): Tidal list of harmonic constants. International Hydrographic Bureau Monaco Pub. No26, 1936, 1953, 1959 ...
- Bảng thủy triều Anh (ATT): Admiralty Tide Tables. Trong những năm 70-80.
- Các nguồn bổ sung từ tính toán của Tổng cục KTTV Việt Nam, Bảng thủy triều Trung Quốc và một số nguồn khác.

Trong số 275 điểm đã nói ở trên, phân bố ở các nguồn như sau: 29 (BHI), 203 (ATT), 26 (Tổng Cục KTTV), 1 (Trung Quốc) và 16 (các nguồn khác).

Cũng cần chỉ ra rằng mức độ chính xác của các HSĐH trong tập thống kê trên là khác nhau giữa các trạm. Trong số này chỉ có 26% các trạm là HSĐH được tính từ chuỗi số liệu một năm trở lên, còn lại 74% số trạm được tính từ chuỗi quan trắc 1 tháng, 1/2 tháng hay ngắn hơn. Dĩ nhiên chuỗi quan trắc dài sẽ phân tích được nhiều sóng thành phần hơn và độ chính xác các HSĐH sẽ cao hơn. Dù sao đây cũng là một tập số liệu rất quý giá có thể sử dụng vào nhiều mục đích khác nhau

để nghiên cứu thủy triều Biển Đông (hình 20-23).

2. Đánh giá vai trò các yếu tố trong việc hình thành và biến đổi hiện tượng thủy triều trong Biển Đông

2.1. Ảnh hưởng hệ số ma sát đáy

Ma sát đáy đóng vai trò rất quan trọng trong việc hình thành bức tranh phân bố thủy triều trong biển. Đặc biệt trong các vùng thềm lục địa nước nông, ma sát đáy làm thay đổi đáng kể dao động mực nước và dòng triều, là yếu tố chính gây sự tiêu tán năng lượng triều ở đây. Ma sát được tính toán trong các mô hình thủy động thủy triều là một đại lượng mà cho đến nay được thừa nhận rộng rãi nhất là tỷ lệ với bình phương tốc độ dòng chảy. Vì vậy vấn đề chọn hệ số ma sát đáy luôn là mối quan tâm hàng đầu của các nhà nghiên cứu tính toán bức tranh phân bố thủy triều.

Trong khuôn khổ đề tài cấp nhà nước KT.03.03 đã nhận được một số kết quả về nghiên cứu chọn hệ số ma sát đáy trong bài toán tính toán thủy triều Biển Đông như sau:

- Đã tiến hành tính toán bài toán thủy triều Biển Đông theo mô hình thủy động với các trường hợp hệ số ma sát đáy khác nhau, biến đổi từ nhỏ đến lớn cho 2 sóng chính được chọn là K_1 và M_2. Hệ số ma sát đáy cho thay đổi từ rất nhỏ ($0.5.10^{-3}$) đến khá lớn ($4.0.10^{-3}$) với bước thay đổi $0.5.10^{-3}$. Các kết quả tính toán của từng phương án được đem so sánh với trường hợp ma sát đáy rất nhỏ (có thể xem như ảnh hưởng của ma sát là gần bằng không) để tính ra sai lệch tuyệt đối và tương đối cho từng điểm trong toàn miền tính.

Kết quả cho thấy sự có mặt của ma sát đáy đã làm thay đổi đáng kể bức tranh phân bố biên độ và pha của dao động mực nước cũng như dòng triều. Dĩ nhiên hệ số ma sát càng tăng, sự sai khác càng lớn. Với dao động mực nước ảnh hưởng của ma sát đáy thấy rõ ở các vùng biển nông (như Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan) hơn là các vùng biển sâu. Chẳng hạn khi so sánh trường hợp ma sát đáy trung bình ($2,5.10^{-3}$) với trường hợp ma sát đáy không đáng kể, sai lệch biên độ của sóng K_1 ở các vùng nước nông có thể vượt quá 30cm (tương ứng sai lệch tương đối trên 40%), pha có thể vượt quá 30°. Giá trị tương ứng ở vùng nước sâu là 10cm (sai lệch tương đối 15%) và 10°. Với sóng M_2 cần lưu ý là sai lệch tương đối ở vùng nước sâu cũng sẽ khá lớn, mặc dù sai lệch tuyệt đối cũng chỉ 5-10cm nhưng vì bản thân giá trị biên độ của M_2 ở đây là nhỏ nên sẽ làm tăng giá trị tương đối.

- Đã tiến hành tính toán thử nghiệm và so sánh hai trường hợp: trị số ma sát lấy cố định, bằng giá trị trung bình $2,6.10^{-3}$ và trị số ma sát thay đổi ở từng vị trí tùy thuộc độ sâu biển.

Hệ số ma sát biến đổi theo độ sâu được tính theo công thức Vapnia:

$$K = X^2 \left[\ln \frac{1+\sqrt{1-\frac{z_0}{h}}}{1-\sqrt{1-\frac{z_0}{h}}} - 2\sqrt{1-\frac{z_0}{h}} - \frac{2}{3} \right]^{-2}$$

Ở đây χ-là hằng số Carman, z_o -là độ gồ ghề đáy, h-là độ sâu biển. Từ công thức này có thể tính ra bảng sau:

Độ sâu:	10m	20m	30m	40m	50m
K:	$3,6.10^{-3}$	$2,5.10^{-3}$	$2,0.10^{-3}$	$1,8.10^{-3}$	$1,7.10^{-3}$

Kết quả tính toán cho 2 trường hợp cho thấy nhìn chung kết quả sai khác nhau không lớn, chủ yếu sự khác nhau xảy ra ở các vùng nước nông (Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan, eo Đài Loan, ...), ở đây sai lệch tương đối về biên độ mực nước cũng như dòng có thể đạt từ 10÷20% tại một số điểm.

- Nhiều kết quả tính toán thử nghiệm đã chứng tỏ rằng trong vùng Biển Đông nên chọn hệ số ma sát đáy trong khoảng $2,5.10^{-3}$ đến $3,0.10^{-3}$. Đề tài KT.03.03 thống nhất chọn hệ số ma sát đáy dùng cho tất cả các mô hình tính là $2,6.10^{-3}$ (là giá trị tương đương với giá trị mà Taylor đã chọn cho biển Airolen).

2.2. Vai trò của lực Coriolis

Trong các nghiên cứu trước đây có tác giả đã tính lực Coriolis lấy giá trị trung bình cho toàn Biển Đông vì cho rằng ở vĩ độ thấp lực này không lớn. Nhưng cũng có các tác giả khác cho rằng đối với Biển Đông là một biển lớn trải dài từ °0 đến 25°N, do đó không thể bỏ qua sự thay đổi của lực này qua từng vĩ độ, mặc dù ở vĩ độ thấp giá trị lực này không lớn như ở các vĩ độ cao.

Trong khuôn khổ đề tài cấp nhà nước KT.03.03 đã tiến hành tính toán so sánh 2 trường hợp: mô hình tính triều Biển Đông với giá trị không đổi của lực Coriolis giá trị của nó thay đổi liên tục theo vĩ độ của từng vị trí trong biển. Bài toán tính cho các sóng ngày và nửa ngày chủ yếu là K_1 và M_2. Kết quả cho thấy có sự khác nhau rõ rệt trong bức tranh phân bố thủy triều trong 2 trường hợp đã nêu. Điều đó cho thấy khi tính toán các bài toán thủy triều Biển Đông cần thiết phải tính đến sự thay đổi lực Coriolis theo vĩ độ địa lý.

2.3. Vai trò của thành phần gia tốc phi tuyến

Trong mô hình số trị thủy động tính toán thủy triều dựa trên cơ sở hệ phương trình Saint-Venant đầy đủ, hiệu ứng phi tuyến tham gia trong hai thành phần chính, đó là thành phần ma sát đáy theo quy luật tỷ lệ với bình phương vận tốc và thành phần gia tốc phi tuyến.

Phần đánh giá thành phần ma sát đáy đã trình bày trên. Cũng trong đề tài KT.03.03 đã tiến hành xem xét thành phần gia tốc phi tuyến. Để đánh giá nó, các tác giả đã tiến hành giải bài toán trong 2 trường hợp: có và không có thành phần gia tốc phi tuyến tham gia trong hệ phương trình, các dữ kiện còn lại là hoàn toàn như nhau. Sau đó tiến hành đánh giá so sánh định lượng giữa 2 phương án tính, tìm ra sai lệch tuyệt đối và sai lệch tương đối của chúng. Việc tính toán được tiến hành cho hai sóng chính, tiêu biểu cho hệ thống sóng ngày và nửa ngày là K_1 và M_2.

Kết quả tính toán cho thấy hiệu ứng gia tốc phi tuyến ảnh hưởng tới dao động mực nước không đáng kể khi giải bài toán thủy triều cho cả Biển Đông. Sai lệch tuyệt đối về biên độ ở phần lớn các vùng chỉ từ 0 đến 2cm, vài chỗ đạt tối đa dưới 5cm, còn ở pha sai lệch tuyệt đối hầu như không quá 5°.

Tuy nhiên hiệu ứng phi tuyến này ảnh hưởng tới dòng triều rõ nét hơn. ở một số vùng như gần eo Đài Loan, eo Quỳnh Châu, vùng phía đông đảo Hải Nam, vùng bờ biển Miền Trung Việt Nam và bờ tây Philippin sự sai khác tuyệt đối giữa 2 phương án tính có thể đạt tới 5cm/s, còn các vùng khác còn lại trong Biển Đông sự sai lệch này không quá 1 cm/s. Có thể nhận thấy rằng hiệu ứng gia tốc phi tuyến sẽ có ảnh hưởng rõ rệt ở những vùng có dòng triều mạnh và có gradient tốc độ dòng lớn. Khi giải bài toán thủy triều ở những vùng hẹp hơn có độ sâu biến đổi mạnh bằng bước lưới nhỏ đủ mô tả chi tiết sự biến đổi của độ sâu thì có thể nhận thấy sự sai lệch rõ ràng hơn do tác động của hiệu ứng gia tốc phi tuyến.

Như vậy để tính toán đủ chính xác hiện tượng thủy triều, trong mô hình không nên bỏ qua thành phần gia tốc phi tuyến, đặc biệt là khi nghiên cứu tính toán dòng triều.

2.4. Vai trò tác động trực tiếp của lực gây triều trong Biển Đông

Sự hình thành chuyển động thủy triều trong Biển Đông được thực hiện bằng 2 con đường: một là sóng triều được hình thành trong đại dương rộng lớn và truyền vào Biển Đông qua các cửa như eo Đài Loan, eo Basi, eo Kalimantan, eo Malaca ... (thực tế đây là các biên lỏng giới hạn biển với đại dương bên ngoài); hai là sóng triều được hình thành ngay trong Biển Đông dưới tác dụng trực tiếp của lực gây triều. Từ xưa tới nay các tác giả đều thừa nhận rằng con đường thứ nhất là cơ bản, là chính yếu nhất để hình thành nên chuyển động thủy triều Biển Đông, còn con đường thứ hai là thứ yếu, không đáng kể, thậm chí có thể hoàn toàn bỏ qua không cần đếm xỉa đến khi nghiên cứu chế độ dao động thủy triều trong Biển Đông. Bài toán thủy triều Biển Đông được xét thuần túy là bài toán truyền sóng triều từ biên lỏng vào.

Tuy nhiên rất cần thiết phải đánh giá định lượng về vai trò tác động trực tiếp của lực gây triều trong Biển Đông. ý định sớm nhất đánh giá tác động này là nghiên cứu của Đặng Công Minh (1975), trong đó đã tiến hành tính toán và rút ra kết luận sơ bộ rằng tác dụng trực tiếp của lực gây triều lên sự hình thành thủy triều

trong Biển Đông nói chung là nhỏ trừ một số vùng hẹp cá biệt, vì vậy có thể bỏ qua thành phần lực gây triều trong hệ phương trình mô tả chuyển động thủy triều trong Biển Đông. Nhóm nghiên cứu tại Viện Cơ học (Đỗ Ngọc Quỳnh và các cộng sự, 1998) đã tiến hành tính toán đánh giá ảnh hưởng của lực gây triều trong Biển Đông bằng cách giải bài toán truyền triều trong biển với sự có mặt và vắng mặt thành phần lực gây triều. Bài toán được giải cho 4 sóng chính: M_2, S_2, K_1 và O_1. Sau đó tiến hành so sánh định lượng giữa hai phương án tính để rút ra sai lệch tuyệt đối và sai lệch tương đối. Từ đó rút ra kết luận về ảnh hưởng của lực gây triều. Một số nhận xét và kết luận rút ra là:

- Đối với sóng M_2: Việc tính toán đến tác dụng trực tiếp của lực gây triều trong Biển Đông làm thay đổi đáng kể biên độ của sóng này. Tại các vùng Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan và phần phía Đông của biển, biên độ sóng M_2 tăng có chỗ đạt từ 4 đến 8cm (bờ Philippin), thậm chí tới 14cm (gần eo Quỳnh Châu và vùng ven bờ Kiên Giang). Trong khi đó có một số nơi biên độ lại giảm khá mạnh từ 4 đến 12cm (như vùng phía bắc Biển Đông, phía đông và nam của Nam Việt Nam). Sai lệch tương đối nhiều nơi đạt từ 40 đến 50% thậm chí cao hơn.

- Đối với sóng S_2: sóng này có biên độ nhỏ hơn M_2 nên sai lệch tuyệt đối cũng nhỏ hơn. Các vùng này tăng giảm biên độ cũng phân bố giống như đối với sóng M_2. Sai lệch tương đối có giá trị khá lớn đặc biệt ở vùng bắc Biển Đông có thể đạt tới giá trị vài trăm phần trăm, còn phần lớn các nơi sai lệch tương đối từ 10 đến 20%.

- Đối với sóng K_1: Việc tính toán đến tác dụng trực tiếp của lực gây triều nói chung làm giảm biên độ sóng ở các vùng phía bắc, vùng trung tâm biển (trong đó có toàn bộ Vịnh Bắc Bộ) và vùng tây nam. Phần tăng biên độ ở gần Philipin và vùng đông nam của biển. Mức độ tăng, giảm đều nhỏ từ 1 đến 4cm. Sai lệch tương đối trong các vùng cỡ từ 0 đến 10%.

- Đối với sóng O_1: Cũng giống như với sóng K_1, các vùng tăng giảm biên độ cũng gần giống như với sóng K_1. Trị số tăng giảm cũng nhỏ, lớn nhất đạt 4 đến 6cm ở vùng gần eo Kalimantan. Sai lệch tương đối trong các vùng cũng cỡ từ 0 đến 10%.

Như vậy từ kết quả tính toán đánh giá cho thấy việc tính toán đến lực gây triều trực tiếp trong Biển Đông ảnh hưởng ít tới các sóng chu kỳ ngày, trong khi đó lại ảnh hưởng rõ rệt đối với sóng chu kỳ nửa ngày. Tuy nhiên sóng chu kỳ ngày trong Biển Đông là chiếm ưu thế trong toàn biển, cho nên vẫn có cơ sở để nói rằng khi giải bài toán thủy triều Biển Đông có thể bỏ qua thành phần lực gây triều nếu như thực tế có thể chấp nhận một sai số nào đấy. Còn nếu cần thiết phải nâng cao độ chính xác tính toán thủy triều (với sai số vài cm) trong các bài toán

nghiên cứu hay ứng dụng thì cần thiết phải tính đến thành phần lực gây triều trực tiếp trong Biển Đông.

3. Những kết luận về đặc điểm phân bố thủy triều và dòng triều, phân vùng chế độ của chúng và nguyên nhân hình thành hiện tượng triều đa dạng và đặc sắc ở Biển Đông

Thông qua các kết quả tính toán mô hình số trị kết hợp với những số liệu thực đo về thủy triều và dòng triều trong biển có thể rút ra những kết luận định tính và định lượng về đặc điểm phân bố bức tranh triều đặc sắc và phức tạp của Biển Đông. Những kết luận này chủ yếu dựa trên các kết quả nghiên cứu của đề tài cấp nhà nước KT.03.03 (1991-1995) và một số nhóm các tác giả đã được công bố.

3.1. Về đặc điểm truyền sóng triều

Trên cơ sở các tính toán theo mô hình số trị thủy động thủy triều cho 4 sóng chính M_2, S_2, K_1, O_1 ta có thể nhận định tổng quát về đặc điểm truyền sóng triều trên toàn biển và các bộ phận của biển như sau:

Hiện tượng thủy triều được hình thành trong Biển Đông, chủ yếu là do sóng triều truyền từ Thái Bình Dương vào. Khi truyền từ đại dương vào, thoạt tiên các sóng bán nhật triều có biên độ lớn hơn rõ rệt với năng lượng bằng khoảng gấp rưỡi năng lượng của các sóng nhật triều. Tuy nhiên trong quá trình truyền sóng triều do điều kiện địa hình biến đổi, nhất là khi truyền vào vùng thềm lục địa phía tây, trong đó có hai Vịnh lớn là Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan, các sóng nhật triều đã được mạnh lên rõ rệt và tại nhiều nơi đã áp đảo thành phần bán nhật triều. Ngoài ra do địa hình đáy và hình thái bờ đặc biệt của các vịnh này đã tạo nên các vùng nhật triều thuần túy hoặc nhật triều không đều đồng thời thu hẹp những vùng bán nhật triều hoặc làm cho những vùng bán nhật triều tuy vẫn tồn tại song các thành phần nhật triều trong đó đã lớn lên đáng kể, có nghĩa là thành những vùng bán nhật triều không đều. Chính vì vậy, bức tranh thủy triều ở Biển Đông nói chung và nói riêng ở miền phía tây của biển là đa dạng và đặc sắc, có thể nói hiếm thấy trên thế giới so với sự chi phối nổi bật của thành phần nhật triều.

Các dạng sóng tiến lúc ban đầu chuyển dần thành dạng sóng tiến-đứng hoặc đứng-tiến. Các điểm vô triều (amphidrome) bán nhật hoặc toàn nhật được hình thành ở hai Vịnh lớn phía tây của Biển. Các vùng nút sóng và bụng sóng của các sóng cũng xuất hiện. Chẳng hạn vùng nút sóng bán nhật triều ở Vịnh Bắc Bộ.

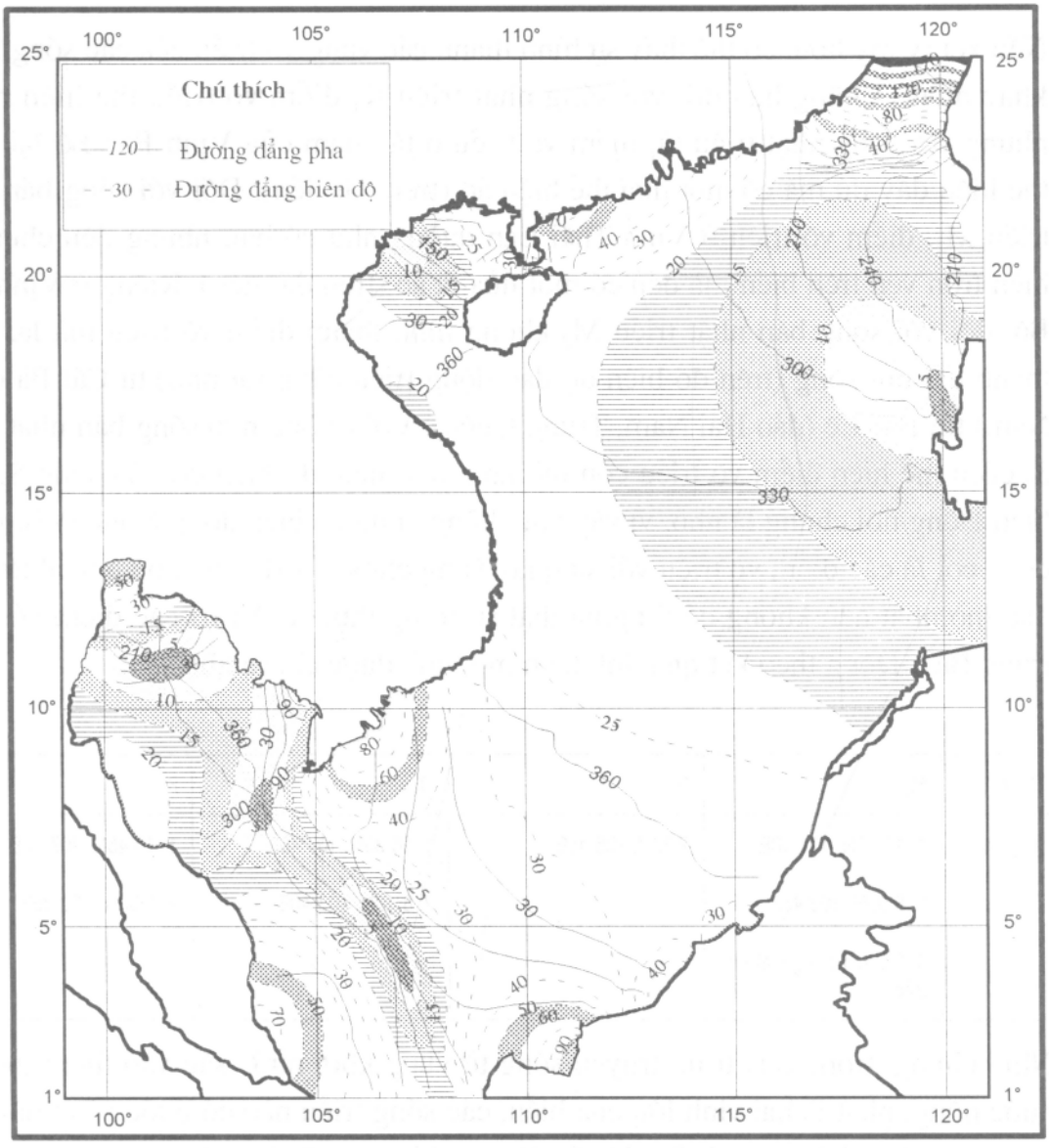
Vùng bụng sóng bán nhật triều biên độ lớn ở khu vực eo Đài Loan và Vịnh Pulo Lakei, ở đây các đường đẳng biên độ dày đặc và dòng triều chảy khá mạnh do điều kiện riêng địa phương. Phần còn lại với diện tích khá rộng của biển thì bức tranh thủy triều đơn giản hơn nhiều do ở đây độ sâu biển khá lớn không làm biến dạng nhiều đến bức tranh truyền sóng triều.

Nếu xét tỷ mỷ hơn, có thể thấy sự hình thành các vùng vô triều của các sóng là rất khác nhau. Chẳng hạn đối với sóng nhật triều K_1 điểm vô triều thể hiện rất rõ nhưng với sóng nhật triều O_1 điểm vô triều ở tây nam cửa Vịnh Bắc Bộ lại chưa thể hiện đầy đủ mà có một nửa thể hiện ảo (trên đất liền). Đối với sóng bán nhật triều M_2, điểm vô triều ở Vịnh Thái Lan dường như có hai, nhưng đều chưa thể hiện trọn vẹn trên biển mà đều có một nửa là ảo (trên đất liền). Riêng ở Vịnh Bắc Bộ, đối với sóng bán nhật triều M_2 không hình thành điểm vô triều mà lại hình thành dải nút sóng (trên đó biên độ đao động triều cũng rất nhỏ) từ Cát Bà (Việt Nam) tới Bắc Lê (đảo Hải Nam, Trung Quốc). Với trường hợp sóng bán nhật triều S_2 cách thể hiện điểm vô triều còn mờ nhạt hơn nữa, do biên độ của sóng S_2 trên biển Đông nói chung là nhỏ, vì vậy với những vùng có biên độ quá nhỏ 0-1cm tuy cũng coi là các điểm vô triều với sự quay vòng chưa đầy đủ của góc pha nhưng do quá mờ nhạt nên không có ý nghĩa thật sự trong thực tế. Vị trí các điểm vô triều trong Biển Đông theo kết quả tính toán mô hình được chỉ ra như sau:

Sóng	M_2	S_2	O_1	K_1
Toạ độ	1. 11°10N, 101°40E 2. 8°00N, 103°45E 3. Dải nút sóng Cát Bà-Bắc Lê	2°30N, 105°45E	1. 16°35N, 107°40E 2. 8°10N, 103°40E	1. 16°45N, 107°10E 2. 8°30N, 102°35E

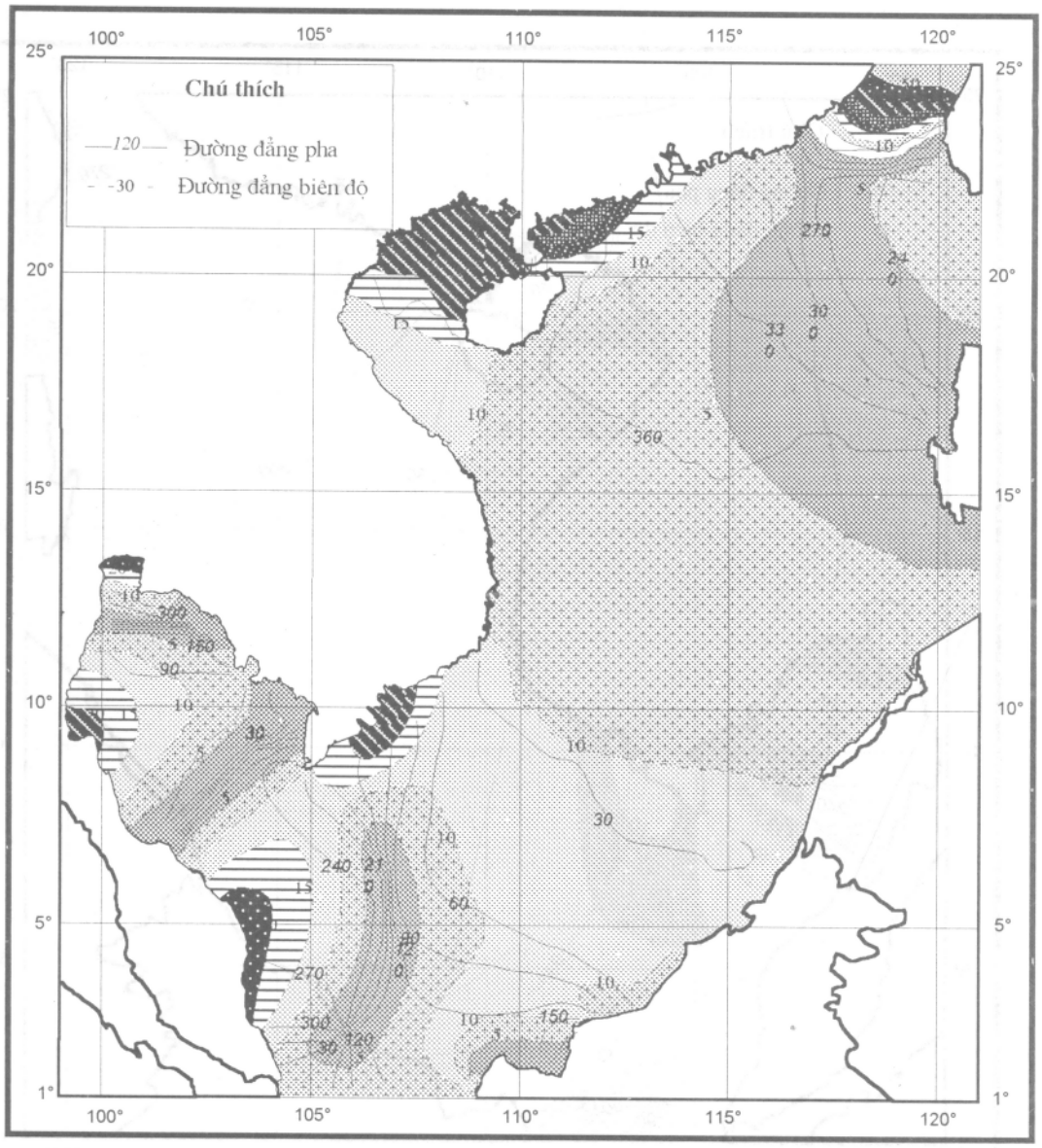
Nhìn chung, trong quá trình truyền sóng từ vùng khơi nước sâu vào thềm lục địa nước nông, nhất là hai vịnh lớn của biển, các sóng triều nào có bước sóng dài hơn (O_1 so với K_1 và M_2 so với S_2) thì tốc độ tăng biên độ sẽ chậm hơn.

Phân bố các sóng chính được trình bày trong các bản đồ kèm theo mục này.



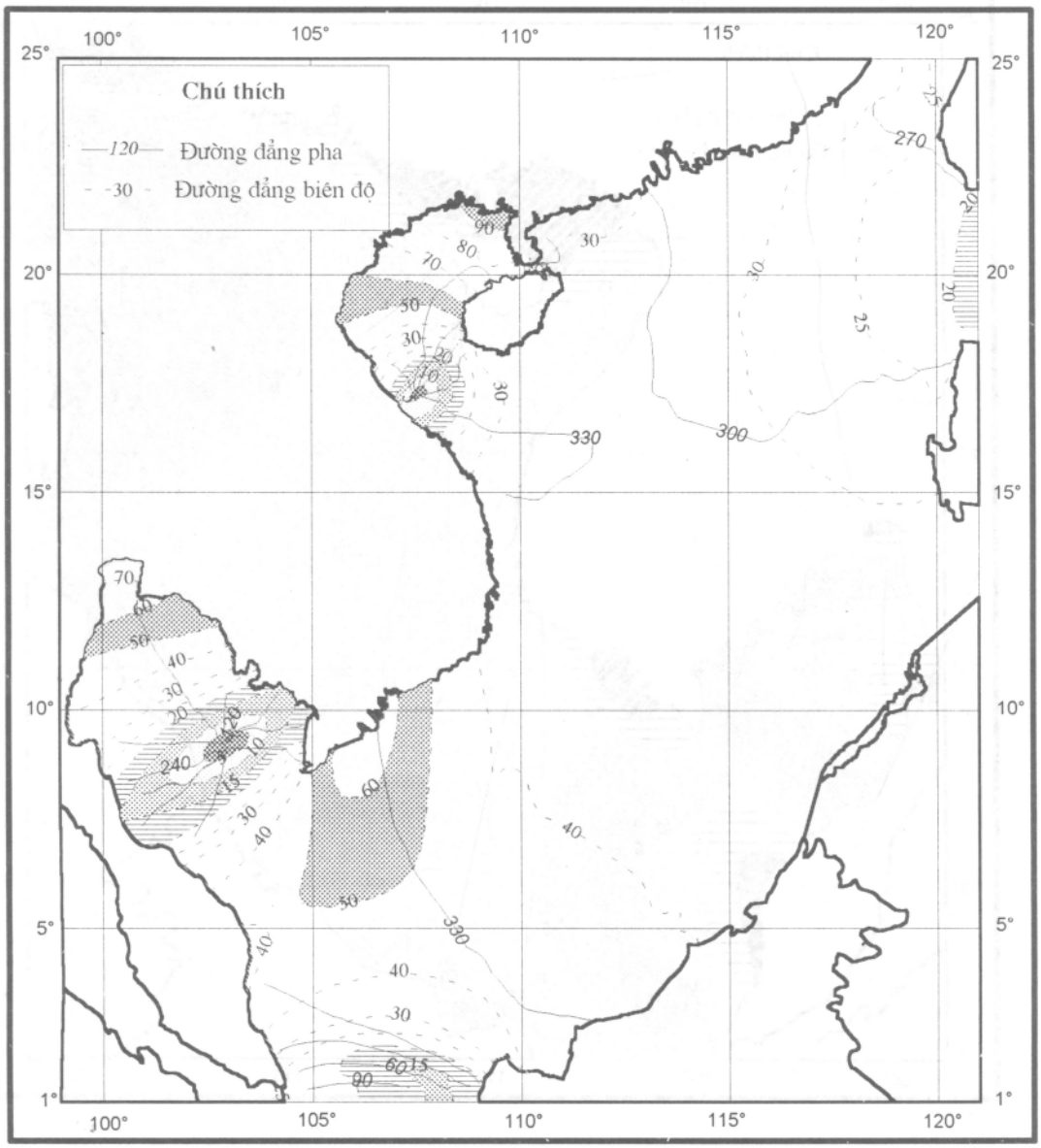
Hình 20. Hằng số điều hoà sóng M2

(Theo kết quả tính toán mô hình của Đỗ Ngọc Quỳnh và Nguyễn Thị Việt Liên, đề tài KT.03.03)



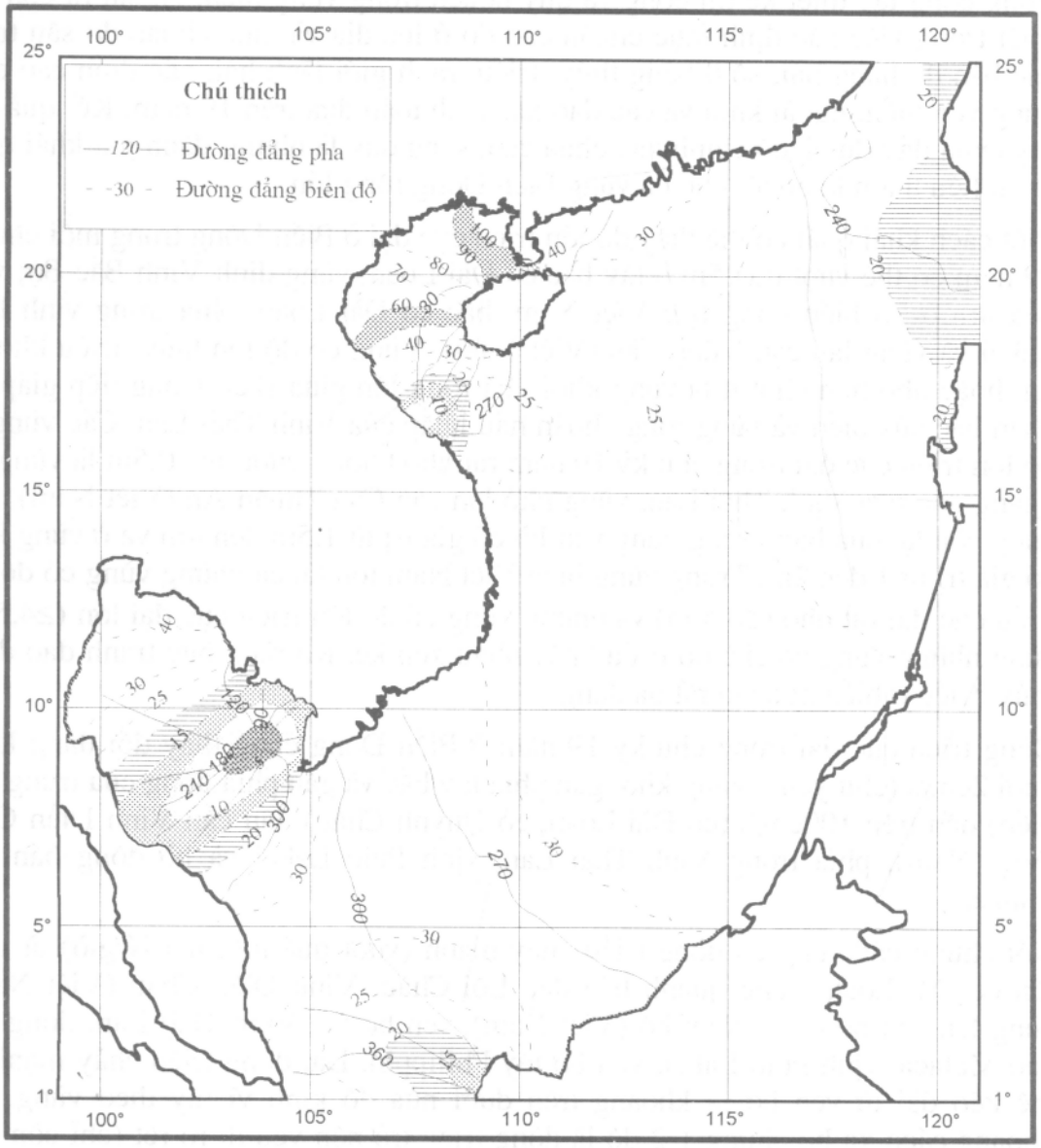
Hình 21. Hằng số điều hòa sóng S2

(Theo kết quả tính toán mô hình của Đỗ Ngọc Quỳnh và Nguyễn Thị Việt Liên, đề tài KT.03.03)



Hình 22. Hằng số điều hòa sóng K1

(Theo kết quả tính toán mô hình của Đỗ Ngọc Quỳnh và Nguyễn Thị Việt Liên, đề tài KT.03.03)



Hình 23. Hằng số điều hòa sóng 01

(Theo kết quả tính toán mô hình của Đỗ Ngọc Quỳnh và Nguyễn Thị Việt Liên, đề tài KT.03.03)

3.2. Đánh giá độ lớn thủy triều và dòng triều Biển Đông (hình 24, 25)

Sau đây là một số đánh giá khái quát về giá trị cực trị của mực nước và dòng triều tổng hợp trong Biển Đông. Đây là vấn đề có ý nghĩa thực tiễn quan trọng, đặc biệt trong công tác thiết kế thi công và quy hoạch trong vùng biển. Ngoài ra còn cần thiết trong việc xác định mực chuẩn cao độ ở lục địa và mực chuẩn độ sâu trong các bản đồ hàng hải, số 0 bảng thủy triều, ranh giới lãnh hải, xác định cao độ ở vùng ven biển, ngoài khơi và các đảo xa. Tính toán dựa trên 19 năm. Kết quả này tuy chưa đầy đủ và độ chính xác chưa cao, song đây là những đánh giá khái quát, là tài liệu tham khảo tốt cho cả vùng Biển Đông rộng lớn.

Một cách khái quát có thể thấy độ lớn triều cực đại ở Biển Đông trong mỗi chu kỳ 19 năm có thể vượt quá 5m ở tây bắc eo Đài Loan, vùng đỉnh Vịnh Bắc Bộ; vượt quá 4m ở bờ biển đông bắc Việt Nam, bắc eo Đài Loan, phía trong vịnh Pulo Lakei và vùng lân cận Vũng Tàu (Việt Nam). Vùng có độ lớn thủy triều khoảng 1m hoặc nhỏ hơn chút ít là vùng khơi khá rộng lớn giữa Biển Đông tiếp giáp với phần bắc của biển và vùng rộng choán hầu khắp cửa Vịnh Thái Lan. Các vùng có độ lớn triều cực đại trong chu kỳ 19 năm rất nhỏ không vượt quá 0,5m là vùng cắt ngang gần cửa Vịnh Thái Lan, vùng nhỏ lân cận Cửa Thuận An (Việt Nam). Các vùng còn lại của biển trong vùng ven bờ có giá trị từ 1,5m đến 4m và ở vùng khơi có giá trị từ 1 đến 2m. Trong vùng biển Việt Nam tồn tại cả những vùng có độ lớn triều cực đại rất nhỏ (≤0,5 m) và những vùng có độ lớn triều cực đại lớn (≥4,5m), cùng những vùng có chế độ triều khác nhau xen kẽ. Rõ ràng bức tranh dao động thủy triều ở biển nước ta rất đa dạng.

Dòng triều cực đại trong chu kỳ 19 năm ở Biển Đông cũng thay đổi đáng kể từ dưới 2cm/s (chủ yếu ở vùng khơi gần phía tây bắc và gần phía đông của trung tâm biển) đến trên 100cm/s (eo Đài Loan, eo Quỳnh Châu), lân cận Vịnh Diễn Châu (Việt Nam), phía trong Vịnh Thái Lan, vịnh Pulo Lakei và bờ đông bán đảo Malaca.

Nói chung các vùng có dòng triều chảy mạnh (vượt quá một hải lý/giờ) là phần lớn eo Đài Loan, xung quanh bán đảo Lôi Châu, Vịnh Diễn Châu (Việt Nam), vùng lân cận bờ đông Nam bộ (Việt Nam), ven bờ tây Vịnh Thái Lan, đông bán đảo Malaca, vịnh Pulo Lakei, ven bờ tây Philippin. Dải dòng triều chảy mạnh có thể kéo dài từ ven bờ ra khoảng trên dưới nửa độ kinh vĩ tùy theo vùng. Tới khoảng cách xa bờ chừng 1-2 độ là dòng triều trở nên yếu đi rõ rệt (chỉ còn trên dưới 10 cm/s), trừ trường hợp trong Vịnh Bắc Bộ và eo Đài Loan.

3.3. Phân vùng chế độ thủy triều và dòng triều

Trên cơ sở các kết quả tính toán theo mô hình số trị thủy động trong toàn Biển Đông cho bốn sóng chính, đã nhận được các hằng số điều hòa thủy triều và dòng triều tại từng vị trí trong biển. Sau đó xác định tính chất của chế độ thủy triều theo giá trị của tỷ số phân loại. Có nhiều cách để xác lập tỷ số phân loại theo giá trị của các sóng chủ yếu. ở đây, đã chọn tỷ số phân loại dựa trên bốn sóng triều

chính là M_2, S_2, K_1 và O_1 (tỷ số Vander Stock) để làm chỉ tiêu phân loại chế độ thủy triều và dòng triều, đó là:

- Với thủy triều: $D = \frac{H_{O_1} + H_{K_1}}{H_{M_2} + H_{S_2}}$

- Với dòng triều: $D = \frac{V_{O_1} + V_{K_1}}{V_{M_2} + V_{S_2}}$

Ở đây H là giá trị biên độ dao động mực nước, V là giá trị modun vận tốc của các sóng triều tương ứng.

Tùy thuộc giá trị của D, tính chất chế độ thủy triều (hay dòng triều) được chia ra như sau:

D	Tính chất triều
0÷0,25	Bán nhật triều đều
0,25÷1,50	Bán nhật triều không đều
1,50÷3,00	Nhật triều không đều
3,00<	Nhật triều đều

Từ kết quả tính toán mô hình và sau đó xác định tỷ số phân loại D, các tác giả đề tài KT.03.03 đã xây dựng các bản đồ phân bố đặc trưng chế độ thủy triều và dòng triều trong bài toán Biển Đông. Có thể rút ra một số nhận xét về bức tranh phân bố đặc trưng chế độ thủy triều và dòng triều Biển Đông như sau:

Về chế độ thủy triều: Vùng nhật triều đều ($D \geq 3$) và nhật triều không đều ($1,50 < D < 3,00$) chiếm phần lớn diện tích của biển với độ lớn triều đáng kể ở Vịnh Bắc Bộ (giá trị cực đại vượt quá 5m) và độ lớn vừa phải nằm ở phần còn lại (từ 1 đến 2m). Vùng bán nhật triều đều ($0,0 < D < 0,25$) chỉ chiếm diện tích rất nhỏ: hầu khắp eo Đài Loan với độ lớn triều từ vừa đến rất lớn (vượt quá 5m); nửa trái cửa Vịnh Thái Lan với độ lớn triều trung bình và nhỏ; một vùng rất hẹp ở khu vực cửa Thuận An (Việt Nam) với biên độ trung bình và nhỏ, có thể nói nhỏ nhất ở Biển Đông. Vùng bán nhật triều không đều ($0,25 < D < 1,50$) chiếm diện tích lớn hơn so với vùng bán nhật triều đều và nằm xen kẽ giữa các vùng bán nhật triều đều và nhật triều không đều, trong đó các vùng ven biển Nam Bộ (Việt Nam) và phía đông bán đảo Lôi Châu (Trung Quốc) là có độ lớn triều đáng kể.

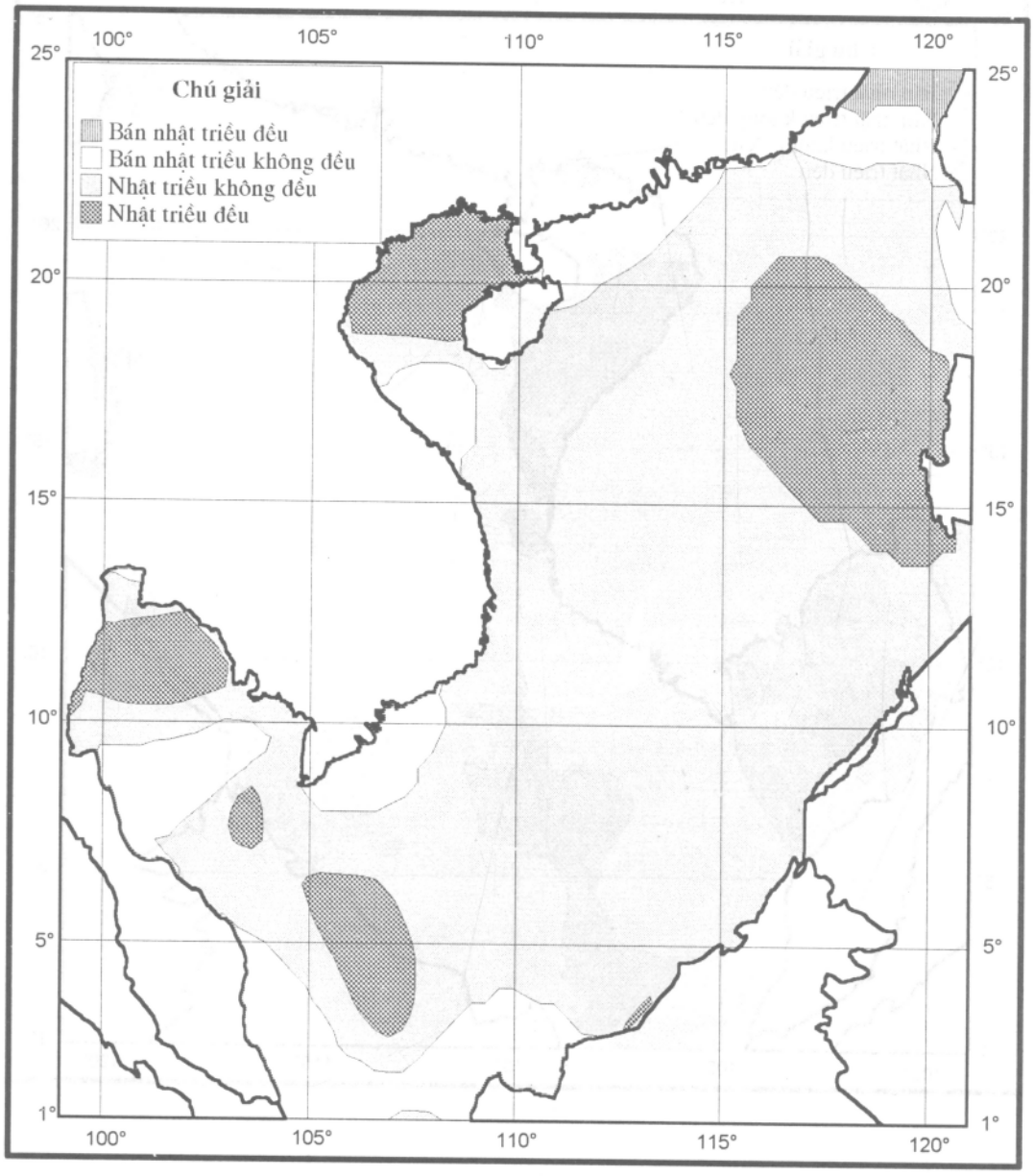
Về chế độ dòng triều: So với bản đồ phân vùng chế độ thủy triều thì bản đồ phân vùng chế độ dòng triều phức tạp hơn nhiều. Có thể thấy trong Biển Đông tồn tại đủ cả bốn loại dòng triều: nhật triều đều, bán nhật triều đều, nhật triều không đều và bán nhật triều không đều. Các vùng phân bố xen kẽ đan xen nhau rất phức tạp không phân bố thuần nhất và rõ ràng như trường hợp chế độ thuỷ triều. Mặt khác sự tương ứng giữa chế độ thuỷ triều và chế độ dòng triều không đơn gản vì sự xuất hiện các dạng sóng triều khác nhau ở các vùng trong biển, không chỉ sóng

tiến, mà cả sóng đứng, sóng đứng-tiến hoặc sóng tiến đứng. Chính vì vậy mà có những vùng chế độ thuỷ triều và chế độ dòng triều có đặc trưng giống nhau, nhưng cũng có những vùng hai loại chế độ này lại có đặc trưng khác nhau không cùng loại. Nhìn chung vùng có chế độ dòng triều hỗn hợp (nhật triều không đều hoặc bán nhật triều không đều) chiếm phần lớn hầu hết diện tích của Biển Đông. Vùng có chế độ dòng triều bán nhật đều hay nhật triều đều chỉ chiếm diện tích nhỏ và nằm rải rác ở các khu vực khác nhau trong biển (xem các bản đồ phân vùng chế độ thủy triều và chế độ dòng triều Biển Đông).

Có thể tóm tắt phân vùng chế độ thuỷ triều và dòng triều cùng độ lớn cực đại của chúng trong Biển Đông bằng một bảng tổng hợp dưới đây (bảng 29)

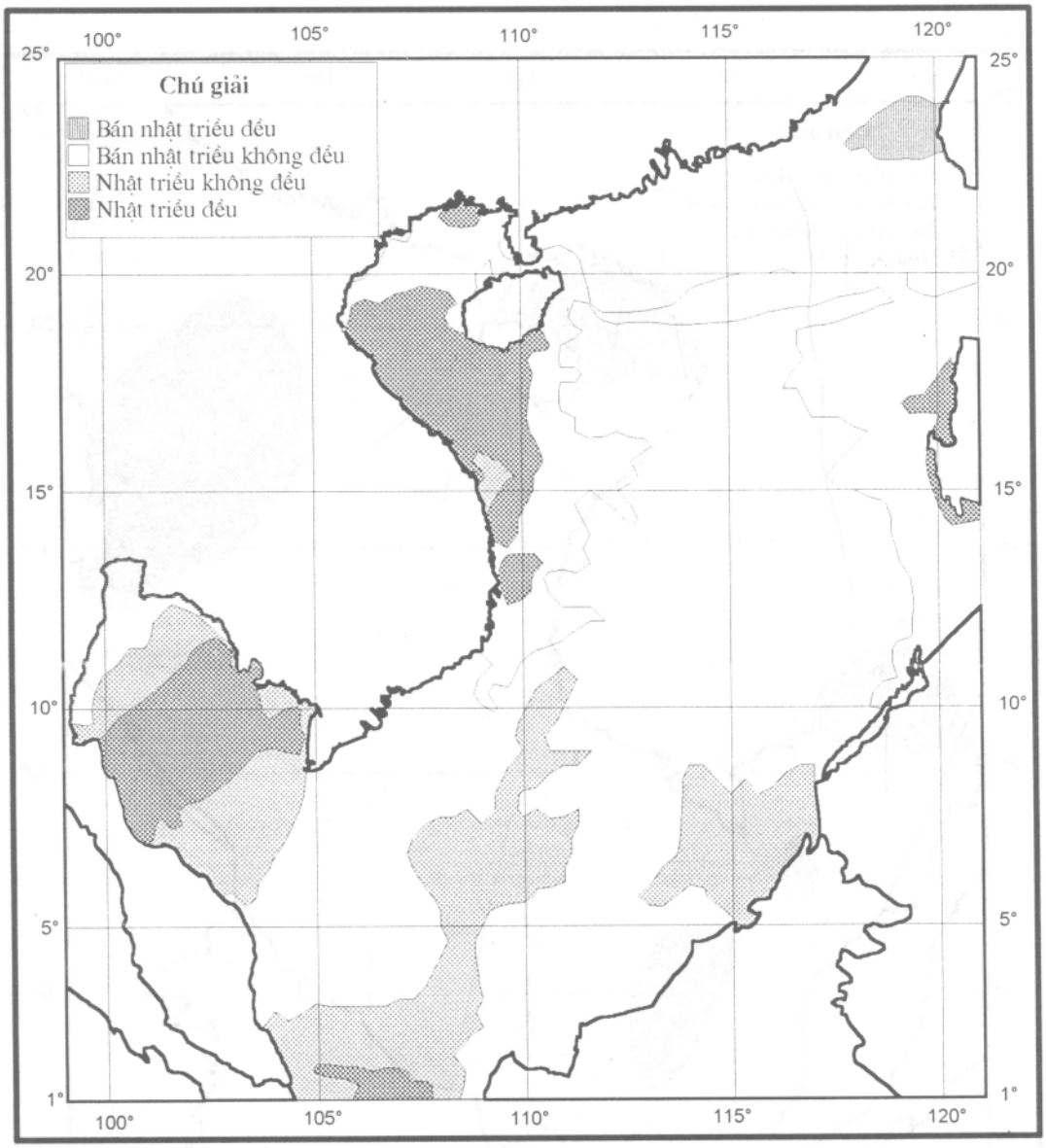
Bảng 29: phân vùng chế độ thủy triều và dòng triều Biển Đông

	Thủy triều					Dòng triều				
	Tính chất				Độ lớn max (m)	Tính chất				Độ lớn max (cm/s)
	BNT	BNTKĐ	NTKĐ	NT		BNT	BNTKĐ	NTKĐ	NT	
1. Eo Đài Loan	x				2÷trên 5	x				25÷trên100
2. Ven biển Nam Trung Quốc		x			1,6÷2,2		x	x		8÷100
3. Vịnh Bắc Bộ										
a. Ven biển Trung Quốc				x	3÷trên 5			x		25÷100
b. Ven biển Việt Nam		X	X	x	1÷4,5		x	x	x	25÷100
4. Ven biển Miền Trung Việt Nam	x	X	X		0,5÷2,3			x	x	25÷50
5. Ven biển đông Nam Bộ Việt Nam		X	X		2÷trên3	x	x			25÷50
6. Vịnh Thái Lan		X								
a. Ven biển tây nam VN		X	X	x	0,9÷1,3		x	x	x	25÷50
		X	X		1,1÷2,4		x			25÷50
b. Ven biển Campuchia	x	X	X	x	0,6÷3,3	x	x	x	x	10÷trên10
c. Ven biển Thái Lan					0,6÷2,5	x	x		x	0
d. Ven biển Malaysia										10÷100
7. Ven biển Brunây, Malaysia		X	X	x	2,4÷4	x	x	x		10÷trên100
8. Ven biển Philippin		X	X		1÷2	x	x	x	x	5÷50
9. Eo Basi		X	X	x	0,9÷1,1	x	x	x	x	10÷50
10. Vùng khơi Biển Đông										
a. Phía Bắc			X	x	0,9÷1,5	x	x	x	x	1÷10
b. Trung tâm			X	x	1,1÷1,7		x	x		1÷10
c. Phía Nam			X	x	1,5÷2	x	x	x		2÷10



Hình 24. Chế độ thủy triều Biển đông

(Theo kết quả tính toán mô hình của Đỗ Ngọc Quỳnh và Nguyễn Thị Việt Liên, đề tài KT.03.03)



Hình 25. Chế độ dòng thủy triều Biển đông

(Theo kết quả tính toán mô hình của Đỗ Ngọc Quỳnh và Nguyễn Thị Việt Liên, đề tài KT.03.03)

3.4. Tìm hiểu nguyên nhân hình thành hiện tượng triều đa dạng và đặc sắc của Biển Đông

Như các phần trên đã trình bày, chúng ta đã thu được bức tranh thủy triều và dòng triều rất đa dạng ở Biển Đông với thành phần nhật triều chiếm ưu thế trong phần lớn các khu vực của biển. Những nét đặc thù của thủy triều Biển Đông rất khác với những nét chung của các biển khác trên thế giới. Như ta biết hầu hết các vùng của đại dương và biển trên thế giới đều có chế độ bán nhật triều chiếm ưu thế. Chẳng hạn trong trên 3000 điểm nằm ở mọi vùng trên thế giới được đưa ra trong Bảng thủy triều Anh thì chỉ có 17 điểm có tỷ số giữa biên độ tổng cộng của các sóng nhật triều chính (K_1 và O_1) so với biên độ tổng cộng của các sóng bán nhật triều chính (M_2 và S_2) đạt từ 2,5 trở lên và trong đó đã có 7 điểm thuộc Việt Nam. Hay độ lớn các sóng nước nông bậc chẵn và bậc lẻ ở các vùng ven biển này là đáng kể, nhiều nơi vượt quá 8cm, thậm chí có nơi còn vượt 15cm mà trên thế giới chỉ rất ít nơi có như vậy. Rồi chế độ thủy triều tồn tại ở các vùng khác nhau trong biển có tính chất đặc trưng của cả 4 loại và giữa chế độ thủy triều và dòng triều lại không đồng nhất cùng loại giống nhau ...

Như vậy khi tìm hiểu về nguyên nhân hình thành hiện tượng triều phức tạp và khá đặc biệt của Biển Đông có thể đặt ra những câu hỏi sau:

- Thông thường, theo lý thuyết thủy triều và thực tế với đa số các vùng biển trên thế giới, thủy triều có chế độ đặc trưng là bán nhật triều, nhưng ở đây, Biển Đông lại có đủ 4 loại đặc trưng: bán nhật triều đều, bán nhật triều không đều, nhật triều đều và nhật triều không đều. Hơn nữa vùng bán nhật triều lại chiếm tỷ lệ rất ít, còn đại đa số là nhật triều chiếm ưu thế. Vậy nguyên nhân tại sao ?

- Tại sao bức tranh thủy triều rất phức tạp chủ yếu ở phần phía tây của biển trong đó bao gồm cả Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan, ngoài ra là ở eo Đài Loan và Vịnh Pulo Lakei thủy triều cũng biến đổi khá mạnh. Trong khi đó cả vùng khơi khá rộng của biển thủy triều ít biến động ?

- Vì sao hình thành các sóng nước nông lớn ở khu vực ven biển đồng bằng sông Cửu Long và miền lân cận ?

- Vì sao đặc trưng chế độ thủy triều và chế độ dòng triều lại khác nhau ?

Những nghiên cứu trong thời gian qua chưa thể trả lời hết và thấu đáo những câu hỏi giải thích cơ chế hình thành và biến đổi hiện tượng triều đa dạng và đặc sắc của Biển Đông. Nhưng đã có một số kết quả nghiên cứu bước đầu đi sâu vào giải thích một số đặc điểm trong cơ chế này. Có thể tóm tắt một số nét như sau:

Thông qua phân tích vật lý kết hợp với tính toán giải tích thủy động theo các công thức tương đối đơn giản Nguyễn Ngọc Thuỵ (1969, 1985) đã nhận định rằng điều kiện địa hình và kích thước Biển Đông nói chung và hai vịnh Bắc Bộ và Thái Lan nói riêng có điều kiện thuận lợi cho chế độ cộng hưởng đối với sóng nhật

triều, trong khi đó vịnh Pulo Lakei và eo Đài Loan thuận lợi cho cơ chế cộng hưởng với sóng bán nhật triều.

Khi nghiên cứu sự truyền các dao động cưỡng bức có chu kỳ khác nhau từ các biên lỏng (eo Đài Loan, eo Basi, eo Kalimantant) vào trong Biển Đông thông qua giải hệ thống phương trình thủy động lực nước nông đầy đủ, Đỗ Ngọc Quỳnh (1991) đã chỉ ra rằng eo Basi đúng là đóng vai trò quan trọng nhất trong việc truyền sóng triều vào Biển Đông. Các dao động từ đây được lan truyền nhanh và phát triển rộng trong cả biển. Do điều kiện địa hình và kích thước của biển cho nên cho dù ở biên lỏng biên độ các sóng chu kỳ ngày và nửa ngày là bằng nhau nhưng sóng ngày đã được tăng biên độ khi truyền vào trong biển, trong nhiều khu vực đã lấn át hẳn sóng nửa ngày và quyết định chế độ dao động ngày trong phần lớn các khu vực của biển.

Để nghiên cứu khả năng cộng hưởng của các sóng triều chu kỳ khác nhau trong biển, Phạm Văn Huấn (1997) đã nghiên cứu bài toán dao động tự do trong toàn Biển Đông thông qua giải số trị hệ phương trình thủy triều không chứa ma sát. Đã tiến hành theo dõi biến đổi mực nước tại 16 điểm ở các vị trí tiêu biểu trong biển. Sau đó tiến hành phân tích phổ tại những điểm này để tìm ra các chu kỳ riêng của dao động. Kết quả trong phạm vi từ 1 đến 60 giờ đã tìm được 15 mod dao động có năng lượng đáng kể trong đó chu kỳ chung cho toàn biển là 19,2 giờ và sau đó là 24 giờ. Ngoài ra tùy từng vùng còn tồn tại những chu kỳ khác. Như vậy có thể kết luận khả năng cộng hưởng của các dao động có chu kỳ cận ngày và ngày là rất rõ ràng. Điều đó giải thích tại sao các sóng triều chu kỳ ngày có địa vị thống trị trong Biển Đông. Cũng theo hướng nghiên cứu này, Phạm Văn Ninh và Trần Thị Ngọc Duyệt (1997) đã nghiên cứu dao động riêng của khối nước Biển Đông theo một cách tiếp cận khác. Các tác giả đã giải hệ thống phương trình thủy động lực nước nông đầy đủ với giả định có các dao động cưỡng bức trên các biên lỏng với biên độ không đổi (0,5m) và với một chuỗi các chu kỳ khác nhau biến đổi từ 2 đến 720 giờ. Sau đó tiến hành theo rõi biên độ dao động mực nước tại từng điểm trong biển (6620 điểm) tương ứng với các chu kỳ dao động cưỡng bức trên biên khác nhau; từ đó tìm ra các chu kỳ trội hay phổ các dao động riêng tại từng điểm. Kết quả chỉ ra rằng toàn bộ Biển Đông có hai chu kỳ riêng là nửa ngày (11-12 giờ) và cận ngày (18-21 giờ), trong đó biên độ cộng hưởng cận ngày biểu hiện rõ rệt nhất. Riêng Vịnh Bắc Bộ còn có chu kỳ riêng 32-36 giờ với hiệu ứng khuếch đại biên độ rất mạnh và Vịnh Thái Lan có chu kỳ riêng 50-60 giờ. Như vậy cần lưu ý rằng chế độ nhật triều đều ở Vịnh Bắc Bộ không gắn liền với chu kỳ cộng hưởng mạnh nhất của thủy vực như một số tác giả thường quan niệm trước đây.

Một cách tiếp cận khác để tìm hiểu bức tranh thủy triều Biển Đông là thông qua phân tích năng lượng triều. Đề tài KT.03.03 đã tiến hành tính toán dòng năng lượng triều đi qua biên lỏng và xác định tốc độ tán xạ năng lượng trung bình trên toàn thủy vực như sau:

Dòng năng lượng triều đi qua biên lỏng:

$$W = \int_{L} \rho g(h\zeta)\zeta V_n dl$$

Ở đây ρ là mật độ nước biển, ha là độ sâu biển, ζ độ dâng mực nước, V_n thành phần pháp tuyến của vận tốc với đường biên L.

Tốc độ tán xạ năng lượng trung bình trong toàn thủy vực:

$$D = \int_{S} k\rho(u^2 + v^2)^{3/2} ds$$

Ở đây k là hệ số ma sát đáy, u và v là các thành phần vận tốc triều, S là miền tính toán.

Kết quả tính toán đã nhận được các giá trị dòng năng lượng của từng sóng triều đi vào và đi ra khỏi Biển Đông qua các biên lỏng cùng tốc độ tán xạ năng lượng trong biển ghi trong bảng sau:

Sóng	W qua biên lỏng (MW)				D(MW)	Sai số (%)
	Eo Đài Loan	Lạch Basi	Eo Malaca	Tổng		
M_2	18.124	14.690	2.999	35.813	31.832	-12,5
S_2	80	2.315	501	2.896	2.370	-22,2
--------	--------	--------	--------	--------	--------	
M_2+S_2	18.204	17.005	3.500	38.709	34.202	
K_1	78	29.177	-8.754	20.501	21.040	2,5
O_1	-199	15.804	-6.692	8.913	10.870	18,0
--------	--------	--------	--------	--------	--------	
K_1+O_1	-121	44.981	-15.446	29.414	31.910	

Qua bảng thống kê kết quả tính W và D có thể thấy rằng năng lượng triều từ ngoài đại dương truyền vào Biển Đông do các sóng bán nhật triều lớn hơn các sóng nhật triều một chút (khoảng 1,3 lần). Song trong thực tế ở Biển Đông lại thấy thành phần nhật triều chiếm ưu thế với các vùng có chế độ nhật triều đều và nhật triều không đều khá rộng lớn, đều đó chứng tỏ năng lượng triều đã được phân bố lại do điều kiện địa hình và hình thái đường bờ của biển. Ta cũng có thể thấy rằng tổng năng lượng triều đi vào biển qua biên lỏng (W) hầu như được cân bằng với năng lượng tán xạ (D) trong biển. Các vùng nước nông đương nhiên là vùng tán xạ chính của năng lượng triều vì tại nơi đây vừa có ma sát lớn lại có dòng chảy lớn.

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Biển Đông là một biển lớn ven lục địa của thế giới đồng thời cũng là một vùng biển có lịch sử phong phú. Từ nhiều năm nay, nhất là hiện nay là một vùng biển sôi động về hoạt động kinh tế, điều tra thiên nhiên của vùng Châu á-Thái Bình Dương và của thế giới, mà Việt Nam choán gần trọn bờ phía tây của biển.

Thủy triều ở biển này nổi tiếng về sự đa dạng và đặc sắc của nó với thành phần nhật triều đáng kể. Vì vậy đã được các nhà khoa học và các nhà hoạt động thực tiễn ở các vùng biển của thế giới chú trọng từ lâu. Đã có nhiều công trình nghiên cứu, điều tra về thủy triều của các tác giả trong và ngoài nước tiến hành cho biển này. Đã kết hợp đo đạc, phân tích tài liệu với tính toán theo các mô hình số trị thủy động để mô tả đúng đắn được các bức tranh phân bố các đặc trưng của các sóng triều chính, phân vùng chế độ thủy triều và dòng triều trong toàn biển. Đã có những kết quả nghiên cứu chuyên đề sâu sắc và đánh giá định lượng về các hiệu ứng đóng góp trong việc hình thành và biến đổi hiện tượng thủy triều của Biển Đông như lực gây triều trực tiếp trong Biển Đông, thành phần ma sát đáy, lực Coriolis, thành phần gia tốc phi tuyến ... Đặc biệt đã có nhiều kết quả nghiên cứu đi sâu tìm hiểu về cơ chế hình thành hiện tượng triều đa dạng và đặc sắc của Biển Đông. Sự nghiên cứu thủy triều Biển Đông đã tiến hành những bước mới quan trọng, nó không dừng lại ở việc phân tích mô tả hiện tượng xảy ra mà đã đi sâu vào nghiên cứu giải thích cơ chế hình thành và biến đổi của hiện tượng. Những kết quả nghiên cứu nhiều mặt của nhóm các tác giả đề tài cấp nhà nước KT.03.03 (1991-1995) đã làm phong phú thêm rất nhiều về những hiểu biết hiện tượng thủy triều trong Biển Đông.

Tuy vậy, vấn đề thủy triều Biển Đông vẫn còn nhiều vấn đề cần phải tiếp tục nghiên cứu sâu hơn để làm rõ những quy luật và cơ chế hình thành và biến đổi, nâng cao chính xác dự báo để phục vụ thiết thực các nhu cầu thực tế. Những vấn đề cần được tiếp tục nghiên cứu trong thời gian tới là:

1. Tiếp tục duy trì và nâng cao các hoạt động đo đạc trong hệ thống các trạm vị cố định và tạm thời được bố trí trong các vùng ven bờ, đảo và ngoài khơi. Cố gắng đo liên tục dài ngày về dao động mực nước và dòng triều, đặc biệt tài liệu thực đo về dòng triều còn hạn chế rất nhiều về số lượng và thời gian kéo dài đo đạc. Phải tích luỹ đều đặn nguồn tài liệu này, làm cơ sở cho tất cả các nghiên cứu sâu tiếp theo.
2. Phân tích điều hòa các chuỗi đo đạc liên tục dài ngày (từ 1 năm trở lên) để hoàn thiện bộ hằng số điều hòa thủy triều (HSĐH) với nhiều sóng (từ 30 sóng trở lên) cho toàn bộ vùng biển. Nghiên cứu sự phân bố không gian và biến động theo thời gian của các HSĐH của các sóng triều.
3. Đẩy mạnh nghiên cứu mô hình số trị giải bài toán thủy triều. Mô hình 2 chiều cho đến nay có thể nói là đã khá hoàn thiện, đáp ứng nhu cầu thực tế về dao động mực nước triều. Nhưng về dòng triều trung bình còn có nhiều vấn đề

phải lưu ý, cần phải đẩy mạnh nghiên cứu sâu về mặt này hơn nữa. Nâng cao độ chính xác của các mô hình 2 chiều theo các hướng sử dụng các lưới tính tiếp cận tốt hơn với đường bờ, mô tả tỷ mỷ và chính xác diễn biến của địa hình đáy, nâng cao độ chính xác của các số trị trên biên lỏng, đánh giá đúng giá trị của lực ma sát đáy và hệ số nhớt rối ngang ... Đồng thời để nghiên cứu được cấu trúc thẳng đứng của dòng triều, cần phải phát triển mô hình 3 chiều tính toán thủy triều trong biển.

4. Cần tiến hành nghiên cứu bài toán thủy triều tổng hợp, tức bài toán mô tả bức tranh thủy triều thực tế bao gồm nhiều sóng thành phần mà không tách ra nghiên cứu các sóng đơn riêng biệt. Trên cơ sở này mới có khả năng tính toán dự báo bức tranh thủy triều và dòng triều xảy ra trong thời điểm bất kỳ mà ta cần quan tâm phục vụ các yêu cầu thực tế. Mặt khác cần thiết phải tiến hành nghiên cứu cả bài toán hỗn hợp, kết hợp giữa dao động thủy triều với các quá trình khác như dòng chảy do gió, nước dâng bão, sóng bão, dòng chảy do sông, sự không đồng nhất mật độ ...

5. Cần tiếp tục nghiên cứu về cơ chế hình thành và biến đổi bức tranh thủy triều trong Biển Đông và ở từng bộ phận của biển này. Liên quan đến nó là các vấn đề về ma sát, truyền và tiêu tán năng lượng biển, cộng hưởng ... cần phải tiến hành nghiên cứu đầy đủ và sâu sắc thêm.

6. Ngoài việc nghiên cứu bức tranh chung thủy triều trong toàn Biển Đông, cần thiết phải tiến hành nghiên cứu chi tiết cho các lưu vực nhỏ hơn như Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan hay các vụng vịnh hẹp hơn nữa để phục vụ cho các nhu cầu thực tiễn đặt ra trong các dự án xây dựng, bảo vệ và khai thác các vùng biển cụ thể. Trong đó cần lưu ý nghiên cứu loại bài toán liên quan tới sự biến động của các bãi triều, bãi nổi luôn thay đổi phụ thuộc vào mực triều.

7. Nghiên cứu xác định mực nước biển trung bình nhiều năm và sự biến động của nó theo xu hướng dâng, hạ mực nước toàn cầu. Để nghiên cứu vấn đề này cần thiết phải tích luỹ có hệ thống nguồn số liệu đo đạc có độ chính xác cao và kéo dài.

II

DAO ĐỘNG RIÊNG CỦA NƯỚC BIỂN ĐÔNG

I. MỞ ĐẦU

Xem xét dao động riêng của thủy vực có vai rò đặc biệt quan trọng trong việc hiểu biết chế độ thủy triều, trong việc xử lý các số liệu mực nước thực đo và trong việc phòng tránh những dao động cưỡng bức có thể gây nên hiện tượng cộng hưởng.

Ở Việt Nam, nghiên cứu phổ dao động riêng Biển Đông được bắt đầu bằng các công trình [1-4] và sau đó là các công trình [5-7]. Mối liên hệ của phổ các dao động riêng với sự cộng hưởng trong dao động mực nước và cơ chế hình thành những hiện tượng thủy triều phức tạp và độc đáo ở Biển Đông đã được xem xét [2], [3], [4] và trong phần thủy triều của chuyên khảo này. Các công trình [1-4] dựa vào việc phân tích phổ các số liệu thực đo và chủ yếu là kết quả tính toán dựa trên mô hình nước nông, tuyến tính không ma sát, dao động tự do với mực nước cho trước ban đầu, còn các công trình [5-7] dựa trên kết quả tính toán theo mô hình nước nông phi tuyến đầy đủ, có lực ma sát, dao động cưỡng bức do các dao động cho trước của mực nước tại các eo Đài Loan, eo Basi và eo Kalimantan và phân tích mực nước.

Các kết quả nghiên cứu đó đã chỉ ra phổ các dao động chung toàn Biển Đông và riêng cho Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan.

Phương pháp nghiên cứu chính:

- Phân tích phổ đường dao động mực nước thực đo hoặc tính toán
- Giải bằng số các mô hình toán (dao động tự do, không ma sát và dao động cưỡng bức có ma sát).
- Phân tích kết quả

II. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

1. Nghiên cứu phổ: của chuỗi số liệu 1 năm, đo từng giờ tại Hòn Dấu, Đà Nẵng, Quy Nhơn, Vũng Tàu có ứng dụng hàm lọc số liệu xuất phát và cách lấy trung bình và trung bình trượt có tỷ trọng [1, 2]. Kết quả nhận được như sau:

- Trạm Hòn Dấu. Hai chuỗi mực nước từng giờ độ dài một năm (năm 1975 và 1987) cho các chu kỳ:
- 88,33-31,25-25,00-20,83-19,23-12,20-10,6-9,43-8,33-6,3-6,2-4,3-3,6 giờ.
- Trạm Đà Nẵng. Chuỗi mực nước từng giờ độ dài một năm (năm 1987) cho các chu kỳ:
- 35,71-31,25-23,81-19,23-17,2-12,50-11,63-10,4-9,26-7,5-7,1 giờ.
- Trạm Quy Nhơn. Chuỗi mực nước từng giờ độ dài một năm (năm 1987) cho các chu kỳ:
- 35,71-23,81-20,83-19,23-17,2-12,50-10,8-9,8 giờ.
- Trạm Vũng Tàu. Chuỗi mực nước từng giờ độ dài một năm (năm 1987) cho các chu kỳ:

  35,71-31,25-25,00-2 0,83-18,5-17,8-14,5-13,5-12,50-10,87-9,8-7,5-6,2-3 giờ.

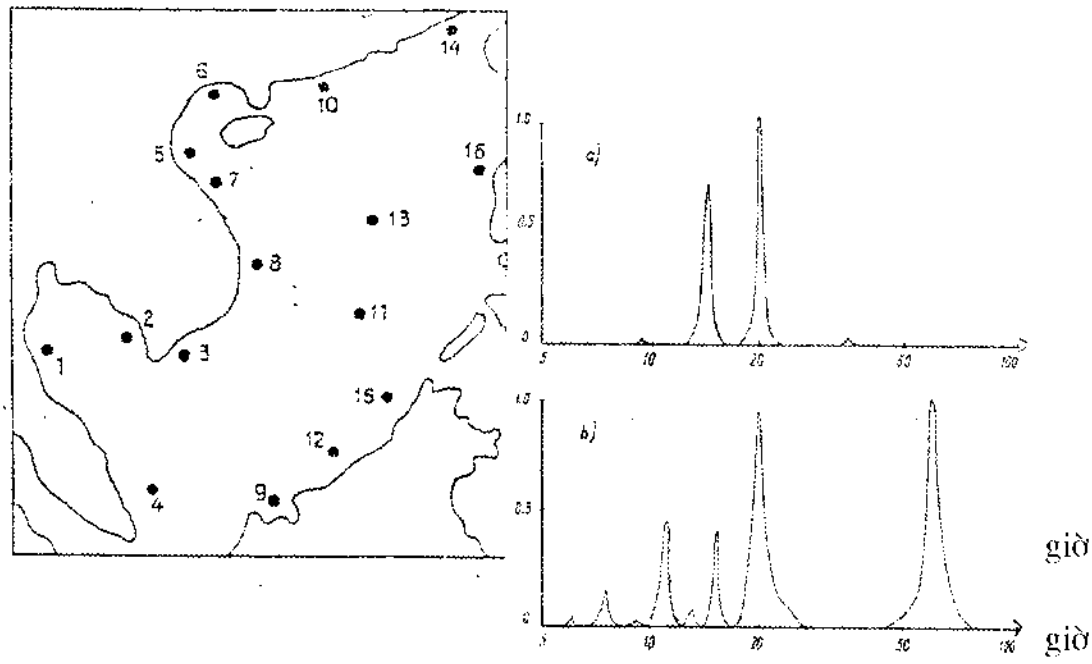
Kết quả tính cho phép nhận xét những nét sau đây:

Nếu quy ước gọi những dao động với những chu kỳ nằm ngoài khoảng giữa các chu kỳ nhật và bán nhật triều (25,00-12,2 giờ) tuần tự là những dao động tần thấp và tần cao, thì thấy rằng các đỉnh phổ của các dao động tần thấp và tần cao thể hiện ít rõ nét hơn cả. Trong các phổ còn có thể thấy những đỉnh nhỏ hơn 6-4 giờ thể hiện ít rõ nét nhưng có mặt thường xuyên ở nhiều chuỗi lọc.

2. Giải số và phân tích phổ

Đã giải bằng số bài toán nước nông phi tuyến không có ma sát với mực nước cho trước tại thời điểm ban đầu và phân tích phổ tại 16 điểm [2] (xem hình 26).

Để giải bằng số toàn bộ Biển Đông được xấp xỉ bằng mạng lưới với bước lưới bằng một độ kinh vĩ. Phần biên cứng là toàn bộ bờ của các nước xung quanh, những eo biển hẹp xen kẽ với những chuỗi đảo nhỏ. Chỉ riêng ở phần đông và bắc, eo Đài Loan và eo Luxông với độ sâu ở giữa tuần tự cỡ 100m và hơn 3000m được coi là biên lỏng. Các trị u, v, η được tính ở các điểm xê dịch nhau một nửa bước lưới. Bước thời gian (bằng 150 giây) được tính với độ chính xác bậc bốn của chuỗi Taylo. Độ dài các chuỗi trị số mực nước tính được dùng để phân tích phổ các dao động tự do bằng 1000 với độ gián đoạn bằng 1 giờ.



Hình 26. Vị trí các điểm tính dao động riêng và thí dụ phân tích phổ tại đỉnh vịnh Thái Lan (a) và đỉnh vịnh Bắc Bộ (b)

Tất cả các phổ những dao động tự do được xây dựng cho 16 điểm phân bố dọc theo các bờ và phần khơi và trong dải chu kỳ từ 1 đến 60 giờ đã phân biệt được 15 dao động (mốt) tự do với năng lượng đáng kể là 60; 24; 19,2; 17,2; 14,7; 14,3; 13,2; 11,6; 10,6; 9,7; 9,4; 7,6; 7,1; 6,1 và 4,2 giờ. Những vùng khác nhau của biển; ngoài những mốt chung với toàn biển là 24 và 19,2 giờ, còn có những mốt địa phương, thí dụ ở vịnh Thái Lan có mặt những mốt với chu kỳ 60; 14,7; 11,6; 10,6 và 9,7 giờ, ở vịnh Bắc Bộ-17,2 và 14,3 giờ, vùng bờ sâu tiếp giáp miền Trung Việt Nam và ngoài biển khơi-17,2.

Như vậy, kết quả giải số cũng bao gồm 1 số chu kỳ dao động riêng nhận được bằng cách phân tích phổ chuỗi số liệu thực đo tại 4 trạm Hòn Dấu, Quy Nhơn, Đà Nẵng, Vũng Tàu. Sau đó đã sơ bộ chia Biển Đông thành 6 vùng [2, 4] dao động riêng.

3. Giải số và vẽ đồ thị

Trong các công trình [1-4] đã sử dụng mô hình tuyến tính, chỉ có eo Đài Loan và eo Basi (eo Luxông) mới được coi là biên lỏng và không tính đến lực ma sát. Những hạn chế đó làm cho việc xác định phổ dao động riêng còn thiếu chính xác. ở đây, ngoài việc tính đến ma sát đáy, cả eo Kalimantan cũng được mở và nghiên cứu sự truyền sóng triều có biên độ giả định (50cm) vào Biển Đông theo mô hình

phi tuyến đầy đủ.

Các ưu điểm chính của phương pháp này so với các phương pháp khác, đó là:

- Xác định được phổ tần số riêng cho toàn thủy vực và của từng điểm quan trắc
- Xác định được mức độ khuếch đại các sóng cộng hưởng ứng với các chu kỳ cộng hưởng cụ thể

Ở đây giới thiệu kết quả nghiên cứu dao động riêng của nước Biển Đông theo phương pháp đã sử dụng trong [5-7].

Mô hình tính

Như đã nói ở trên hệ phương trình được sử dụng ở đây là hệ phương trình nước nông phi tuyến hai chiều ngang với điều kiện nước tĩnh tại thời điểm ban đầu và dao động điều hòa của mực nước tại biên lỏng dưới dạng hàm của thời gian với chu kỳ tùy ý cũng như điều kiện không thấm tại biên cứng.

Biên lỏng của Biển Đông gồm Eo Đài Loan, Eo Bashi (về phía đông bắc) và Eo Kalimantan (về phía tây nam). Tại các biên đó mực nước được cho trong dạng:

$$\xi = A\cos(2\pi t/T_i)$$

với A=const = 0.5m và chu kỳ T_i được lấy từ 2 đến 720 giờ (30 ngày).

Khoảng cách giữa các chu kỳ tính $\Delta T_i = T_{i+1} - T_i$ được lấy bằng

- 1giờ đối với các chu kỳ từ 2 đến 40 giờ,
- 5 giờ đối với các chu kỳ từ 40 đến 90 giờ,
- 1 ngày đối với các chu kỳ từ 90 giờ đến 15 ngày,
- 5 ngày đối với các chu kỳ từ 15 ngày đến 30 ngày
- 0,2 giờ đối với các chu kỳ lân cận của các đỉnh biên độ cộng hưởng (ví dụ lân cận 11 và 18 giờ).

Lưới tính là vuông với độ dài 22224 m (tức 1/5 độ vĩ bắc). Chương trình tính toán là phần mềm TIDEFLOW của Hydraulic Research Wallingford (Vương Quốc Anh) được cài trên máy PC586. Bước thời gian tính được lấy phụ thuộc vào chu kỳ tính (từ một vài phút đến vài chục phút).

Kết quả tính

Với mô hình tính và các phương án thay đổi T_i đã đề cập ở trên. Kết quả tính được theo dõi tại 6620 điểm tính của Biển Đông. Tại mỗi điểm đều có thể nhận được biến đổi của dao động mực nước (độ lệch của mực nước so với mặt không ban đầu) theo các chu kỳ từ 2 giờ đến 30 ngày. Miền tính và một số thí dụ về biến đổi biên độ tại một số điểm trong Vịnh Bắc Bộ: 750, 887, 1014, 1205, 1403 xem hình 3, tại các điểm 3877, 3091, 3361, 4357, 4028 trong Vịnh Thái Lan xem hình 4 và các điểm 49, 69, 104 xem hình 30 gần Eo Đài Loan. Vị trí của các nút tính mà

đồ thị được biểu diễn trên các hình vẽ có thể xem trên hình 27.

a. Đối với toàn Biển Đông

Tại hầu hết các điểm trong vùng tính tồn tại rõ rệt 2 khoảng chu kỳ riêng:

- Cận ngày (18-21 giờ) chiếm 91% ((tức 5992 trong 6620 điểm)
- Nửa ngày (11-12 giờ) với tần suất xuất hiện 65% (tức 4115 trong 6620 điểm)

Ngoài ra còn có thể có các chu kỳ cộng hưởng nằm trong khoảng 4-7 giờ, song không được rõ rệt bằng khoảng chu kỳ cộng hưởng kể trên (xem các hình 31 và 32).

Về biên độ cộng hưởng mà xét thì khoảng chu kỳ 18-21 giờ là lớn hơn cả với biên độ có thể đạt đến 3,5m như trên hình 6 hoặc gần 2m như trên hình 32 tức biên độ có thể được kích lên từ 4 đến 7 lần. Biên độ cộng hưởng với các chu kỳ nửa ngày thường tăng rất không đáng kể trừ vùng gần Eo Đài Loan (xem hình 30)

b. Đối với vùng Vịnh Bắc Bộ

Ngoài 2 chu kỳ nói trên với tần suất xuất hiện tương ứng là 55% (tức 170 điểm trong 310 điểm) đối với chu kỳ nửa ngày và 62% (tức 193 điểm trong 310 điểm) đối với chu kỳ cận ngày thì ở Vịnh Bắc Bộ còn tồn tại chu kỳ cộng hưởng 32-37 giờ chiếm 89 % (tức 276 điểm trong 310 điểm).

Về biên độ, ở Vịnh Bắc Bộ, chu kỳ 32-37 giờ gây biên độ cộng hưởng lớn nhất, đạt cỡ 1,2m-1,8m tức cỡ 2,5-3,5 lần, so với các chu kỳ cộng hưởng còn lại của Biển Đông (xem hình 28). Tuy nhiên các chu kỳ nửa ngày và 4-7 giờ cũng có thể khuếch đại biên độ rất đáng kể (2-2,5 lần).

Cần lưu ý rằng gần Eo Quỳnh Châu cũng như ở cửa Vịnh biên độ cộng hưởng lớn nhất tương ứng với chu kỳ cộng hưởng cận ngày chung cho cả Biển Đông.

c. Đối với vùng Vịnh Thái Lan

Ở đây ngoài hai chu kỳ cộng hưởng chung cho toàn Biển Đông với tần suất hiện tương ứng 50,4% (tức 318 điểm trong 631 điểm) đối với chu kỳ nửa ngày và 94% (tức 594 điểm trong 631 điểm) đối với chu kỳ cận ngày thì ở đây còn tồn tại chu kỳ cộng hưởng từ 50 đến 60 giờ, chiếm 100% (631 điểm). Ngoài ra cũng có thể tồn tại các chu kỳ cộng hưởng từ 4-8 giờ (xem hình 29). Về biên độ mà xét, khác với Vịnh Bắc Bộ, Vịnh Thái Lan cộng hưởng chủ yếu đối với chu kỳ cận ngày với biên độ có thể tăng lên tới 5, 6 lần (xem hình 29), còn các chu kỳ cộng hưởng khác kể cả chu kỳ đặc thù 50-60 giờ cho Vịnh Thái Lan cũng không có khả năng khuếch đại biên độ.

Cần lưu ý rằng đối với toàn Biển Đông nói chung cũng như Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan nói riêng không tồn tại các chu kỳ cộng hưởng trong khoảng 70 giờ đến 30 ngày.

d. Chú ý

Các kết quả trên cho thấy chu kỳ nhận được cho 16 điểm theo dõi trong [1] được khẳng định lại ở đây khi ta theo dõi ở 6620 điểm, Song khoảng chu kỳ cộng hưởng cận ngày rộng hơn một cách đáng kể (từ 18 đến 21 giờ). Ngoài các chu kỳ cận ngày này ở Biển Đông còn tồn tại chu kỳ nửa ngày. Chu kỳ cộng hưởng nửa ngày đó có thể tăng biên độ rất đáng kể ở một số vùng như phía Eo Đài Loan. Các chu kỳ ấy được xác định bởi việc phân tích đồ thị tại biến trình mực nước tại 6620 điểm. Không phát hiện thấy chu kỳ 24 giờ như trong [1-4].

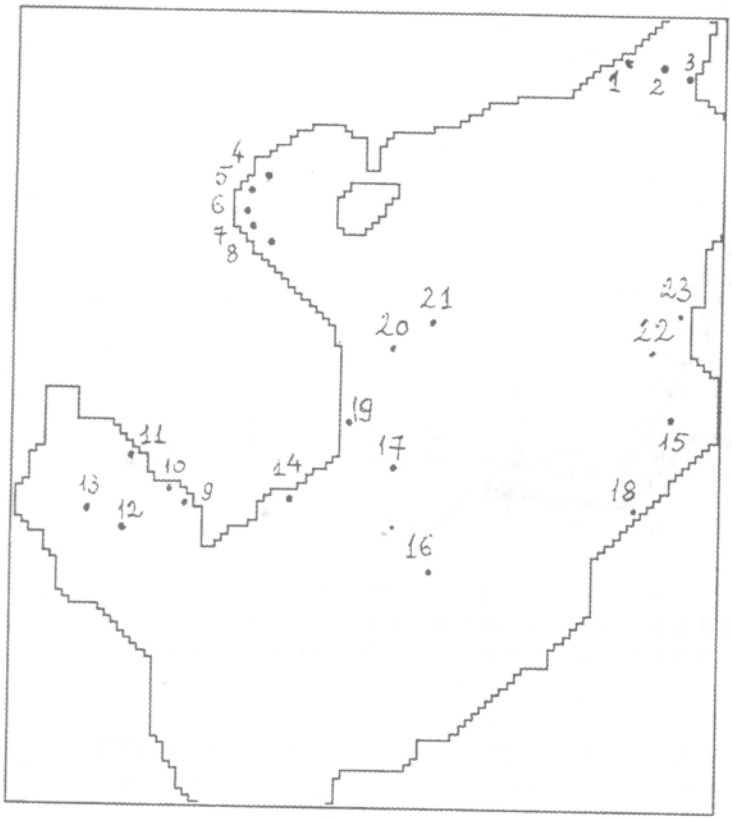
Đối với Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan ngoài các chu kỳ cộng hưởng chung của toàn Biển Đông còn tồn tại các chu kỳ cộng hưởng riêng tương ứng là 32-36 giờ cho Vịnh Bắc Bộ, 50-60 giờ cho Vịnh Thái Lan. Đối với các chu kỳ cộng hưởng riêng này hiệu ứng khuếch đại biên độ đối với Vịnh Bắc Bộ đặc biệt mạnh. Chu kỳ dao động nửa ngày cũng gây khuếch đại lớn hơn chu kỳ dao động cận ngày.

III. KẾT LUẬN

- Bằng các phương pháp khác nhau, phân tích dao động tự do và dao động cưỡng bức đã nhận được các tần số dao động riêng của Biển Đông. Toàn vịnh có chu kỳ dao động riêng cận ngày và sau đó là cận nửa ngày. Các chu kỳ cận ngày và cận nửa ngày là các chu kỳ dao động tự do chính và chúng có mối quan hệ mật thiết với chế độ triều ngày và nửa ngày ở Biển Đông. Ngoài ra ở Vịnh Bắc Bộ còn có chu kỳ 32-37 giờ và 4-7 giờ, ở Vịnh Thái Lan còn có chu kỳ 50-60 giờ và 4-8 giờ nữa. Nếu cho sóng triều ở biên lỏng là 0,5m thì:
- Trong Biển Đông các sóng chu kỳ cận ngày có thể có biên độ có thể làm tăng biên độ lên 4-7 lần.
- Ở Vịnh Bắc Bộ, các sóng có chu kỳ 32-37 giờ có thể làm tăng biên độ lên 2,5-3,5 lần, còn các sóng có chu kỳ 4-7 giờ có thể làm tăng biên độ 2-2,5 lần.
- Ở Vịnh Thái Lan, các sóng cận ngày 18-21 giờ làm tăng biên độ tới 5, 6 lần.

Ngoài ra không tồn tại chu kỳ cộng hưởng trong khoảng 70 giờ-30 ngày.

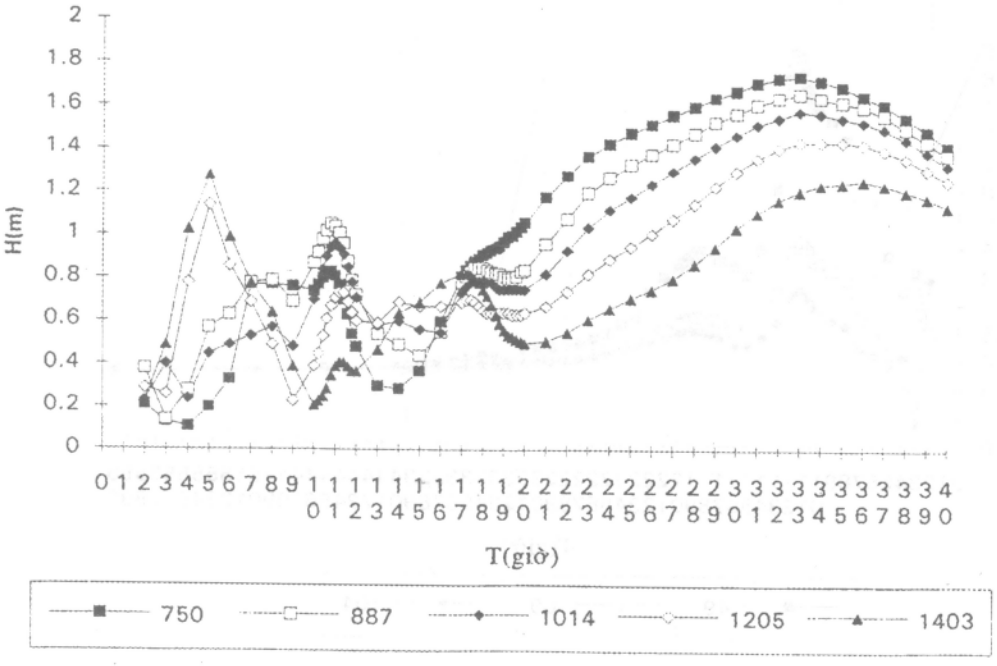
Cần lưu ý rằng chế độ nhật triều ở Vịnh Bắc Bộ không thể được xem xét như chu kỳ cộng hưởng thực sự trong cơ học. Về thực chất các chu kỳ sóng ngày có thể ứng với biên độ triều cao nhất so với các sóng triều khác nhưng trong nhiều trường hợp còn xa mới đạt đến biên độ cộng hưởng (xem hình 28). Điều đó chứng tỏ cần phân biệt chu kỳ của chế độ triều với chu kỳ cộng hưởng của thủy vực Vịnh Bắc Bộ.



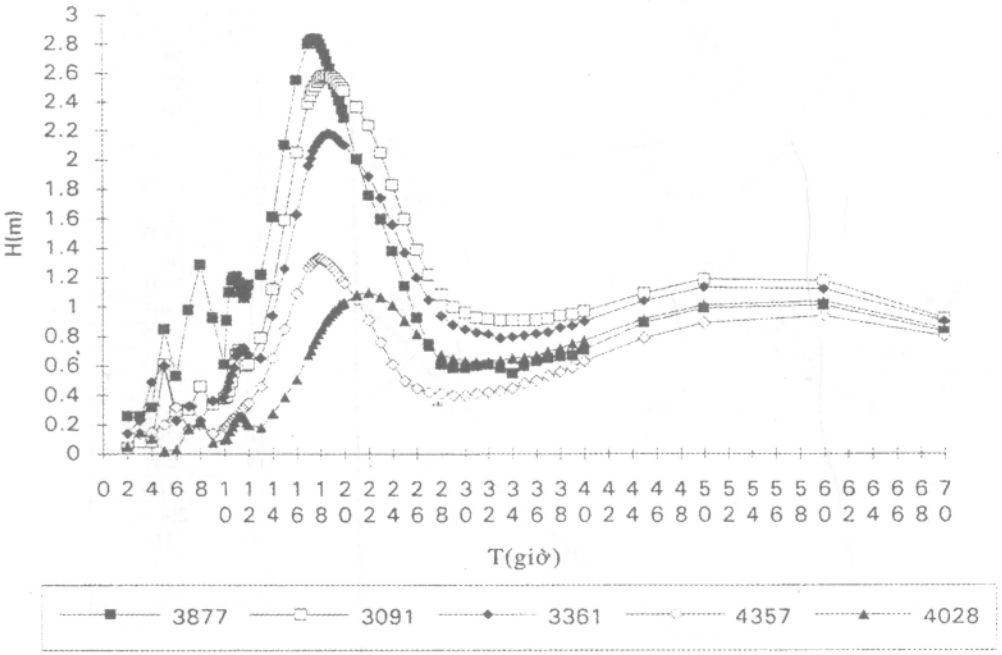
Hình 27. Miền tính

Chú thích:

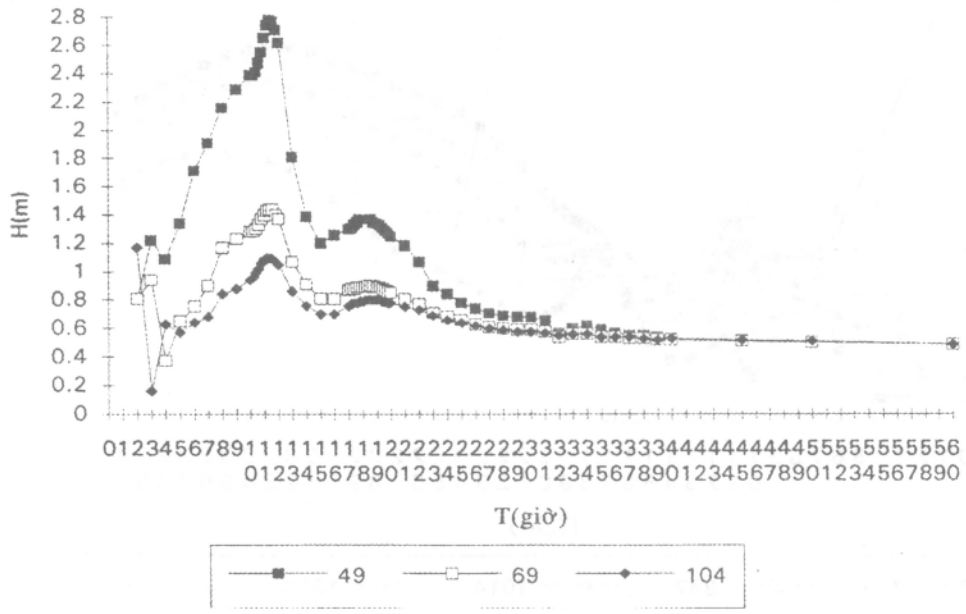
Số trên hình	Tên điểm tính
1	49
2	69
3	104
4	750
5	887
6	1014
7	1205
8	1403
9	3877
10	3091
11	3361
12	4357
13	4028
14	3798
15	3015
16	4797
17	3441
18	4100
19	2909
20	2314
21	2433
22	2504
23	2145



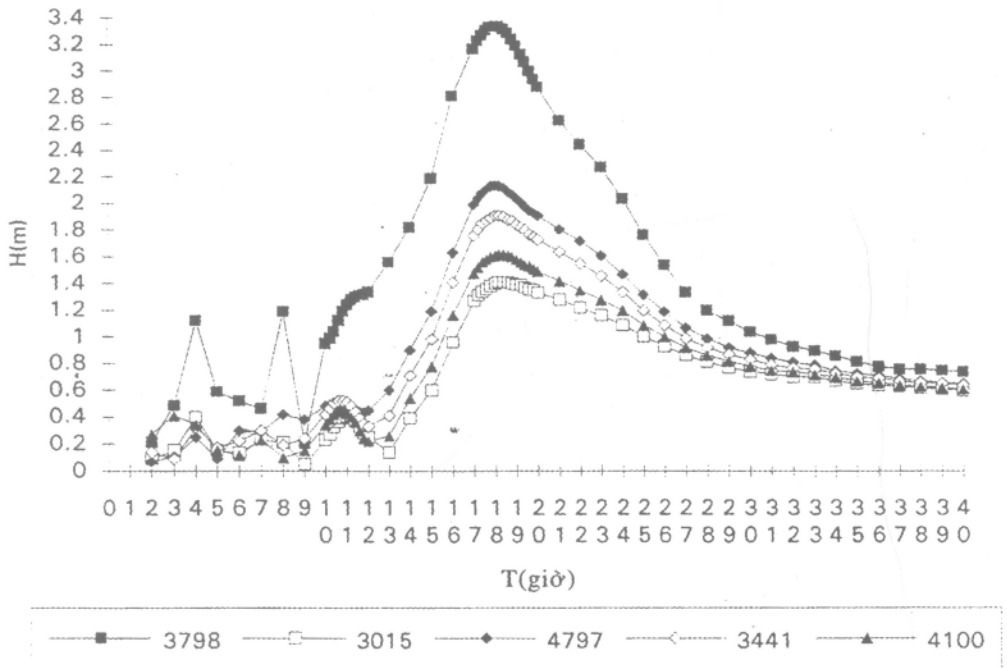
Hình 28. Biến đổi dao động mực nước H (m0 theo chu kỳ T (giờ) tại vịnh Bắc Bộ



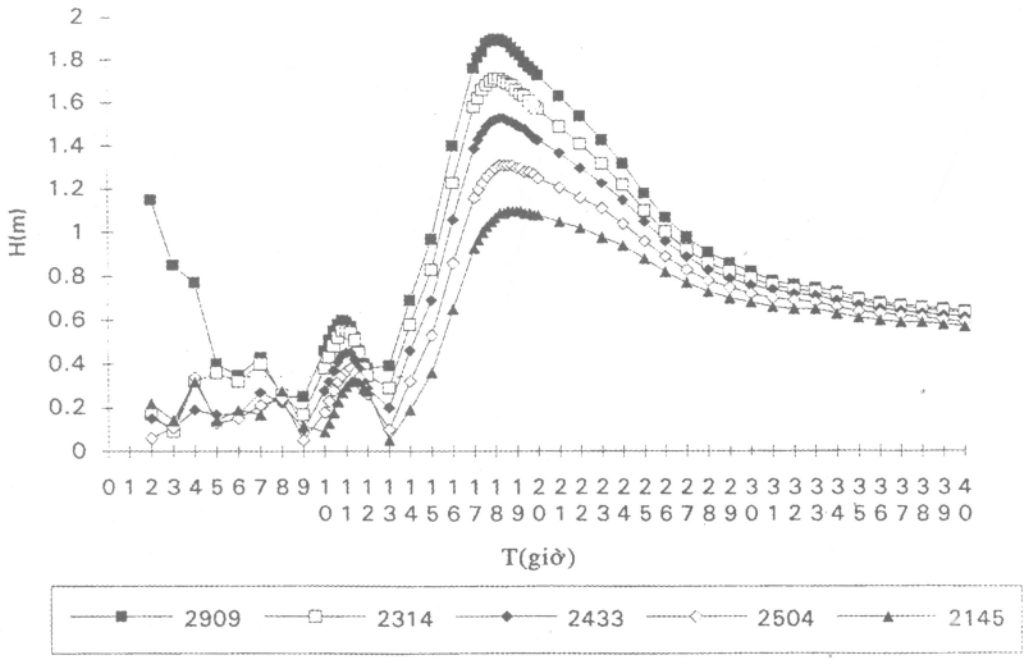
Hình 29. Biến đổi dao động mực nước H(m) theo chu kỳ T (giờ) tại Vịnh Thái Lan



Hình 30. Biến đổi dao động mực nước H(m) theo chu kỳ T (giờ) tại một số điểm gần Eo Đài Loan



Hình 31. Biến đổi dao động mực nước H(m) heo chu kỳ T (giờ) tại một điểm vùng Biển Đông



Hìng 32. Biến đổi dao động mực nước H(m) theo cu kỳ T(giờ) tại một số điểm vùng Biển Đông

III

MỰC NƯỚC CỰC TRỊ Ở BIỂN ĐÔNG

I. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

Những cực trị mực nước biển là đối tượng nghiên cứu nhằm nhiều mục đích. Các trị số lớn nhất, nhỏ nhất của mực nước biển và xác suất xảy ra chúng cần được tính đến trong thiết kế thủy công trình và công trình ven biển.

Trên thế giới đã tồn tại một lý thuyết khá hoàn chỉnh về phân tích cực trị trong thống kê toán học. Lý thuyết này được áp dụng vào khí tượng thủy văn với những đặc điểm phân bố khác nhau trong các chuỗi quan trắc của các yếu tố khí hậu, thủy văn. Với trường hợp chuỗi quan trắc mực nước không đủ dài để áp dụng công cụ phân tích của lý thuyết về cực trị, điều này thường gặp trong nghiên cứu tìm kiếm thiết kế trong đới bờ và cửa sông, người ta có thể sử dụng mực nước cực trị lý thuyết gây bởi nguyên nhân thủy triều thuần túy .

Trong nhiều bài toán thực tế, mực nước lý thuyết thấp nhất được chấp nhận làm số không độ sâu ở các biển có triều. Mực nước này được tính bằng cách lấy độ cao mực trung bình xuất phát trừ đi giá trị cực đại có thể có của biên độ triều theo các điều kiện thiên văn. ở một số nước giá trị này được xác định bằng cách phân tích độ cao triều trong chuỗi độ cao nhiều năm (lý tưởng nhất là 19 năm) dự tính theo các hằng số điều hoà, tức người ta chọn lấy độ cao mực nước ròng thấp nhất trong số tất cả những độ cao dự tính trong những năm đó. ở Nga mực nước lý thuyết thấp nhất được xác định bằng phương pháp quen thuộc của Vladimirsky.

Phương pháp Vladimirsky cho phép giải chính xác bài toán theo các hằng số điều hòa của 8 phân triều. Những phân triều khác chỉ được tính đến một cách gần đúng. Ngày nay những thao tác tính toán có thể thực hiện nhanh trên máy điện toán, việc tính các độ cao cực trị của thủy triều có thể thực hiện theo những sơ đồ chi tiết hơn và có khả năng nâng cao độ chính xác bằng cách đưa vào tính toán một số lượng bất kỳ các phân triều. Trong phần sau sẽ trình bày chi tiết về phương pháp này do Peresupkin phát triển.

Hiện chưa tìm được những công trình đã công bố của các tác giả nước ngoài về kết quả nghiên cứu mực nước cực trị ở Biển Đông.

Ở Việt Nam, việc nghiên cứu mực nước cực trị mới được bắt đầu trong vòng độ hơn chục năm trở lại đây, những kết quả có thể nói còn rất ít và mới chỉ đề cập tới các vùng ven bờ và đảo nước ta là chủ yếu. Công tác quan trắc mực nước biển được thực hiện chủ yếu nhờ hệ thống trạm hải văn ven bờ và đảo của Tổng Cục Khí tượng Thủy văn. Cho đến nay, nhìn chung ở ven bờ nước ta những trạm đo mực nước liên tục nhiều năm còn ít và số năm quan trắc cũng chưa đủ dài. Vì vậy, việc nghiên cứu diễn biến của mực nước nói chung và tính toán thực nghiệm cực trị mực nước qua tài liệu đo đạc nói riêng còn được thực hiện rất hạn chế và trong các công bố rất ít được đề cập tới.

Trong khuôn khổ đề tài cấp nhà nước KT.03.03 "Thủy triều Biển Đông và sự dâng lên của mực nước biển ven bờ Việt Nam" (1991-1995) với chuyên đề nghiên cứu về sự dâng lên của mực nước biển ven bờ Việt nam (nhóm tác giả chính Nguyễn Ngọc Thuỵ, Phạm Văn Huấn, Bùi Đình Khước) đã có những kết quả phân tích biến động mực nước và đánh giá xu thế mực nước biển dâng lên ở một số trạm ven bờ Việt Nam trên cơ sở phân tích các số đo mực nước đài vài chục năm tại một số trạm.

Trong dự án VA 1995 về đánh giá tác động của sự dâng nước biển tới các vùng ven bờ biển Việt Nam, Nguyễn Tài Hợi (1995) đã tính toán mực nước cực trị thiết kế theo các chu kỳ lặp khác nhau dựa trên tài liệu đo đạc của các trạm ven bờ. Tuy nhiên như đã nói ở trên những tài liệu thực đo này cũng còn nhiều hạn chế nên ảnh hưởng tới kết quả tính toán. Sau này Phạm Văn Huấn có dùng nhiều phương pháp ước lượng khác nhau để tính toán lại những giá trị này. Rõ ràng những kết quả tính toán này phụ thuộc chặt chẽ vào khối lượng và chất lượng của chuỗi quan trắc thực tế, vấn đề là ở chỗ chuỗi số đã bao hàm hết chu kỳ biến động và các giá trị cực trị đã xảy ra hay chưa.

Một cách tiếp cận khác về vấn đề mực nước cực trị được thực hiện trong khuôn khổ đề tài cấp nhà nước KHCN.06.10 "Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật dới bờ phục vụ yêu cầu xây dựng công trình biển ven bờ" (1996-2000). Nhóm tác giả chuyên đề mực nước cực trị (Đỗ Ngọc Quỳnh, Trần Thị Ngọc Duyệt, Nguyễn Mạnh, Đinh Văn Mạnh) đã tính toán mực nước cực trị ven biển Việt Nam không dựa trực tiếp vào chuỗi tài liệu thực đo mực nước nguyên thủy mà tách thành hai phần: tính toán mực nước cực trị do dao động thủy triều gây nên dựa trên các bộ số liệu về hằng số điều hòa thủy triều đã được phân tích ra từ các số liệu đo đạc ở các trạm này và tính toán mực nước dâng do bão theo mô hình số trị thủy động kết hợp với tài liệu đo thực tế về nước dâng bão. Thực ra những kết quả tính toán nước dâng bão là được kế thừa từ đề tài nhà nước 48B.02.02 "Nước dâng do bão và gió mùa" (1986-1990) của các tác giả chính Phạm Văn Ninh, Đỗ Ngọc Quỳnh, Đinh Văn Mạnh. ở đây, trong khuôn khổ đề tài KHCN.06.10 có chỉnh biên và bổ sung ít nhiều.

Để tính toán mực nước cực trị do dao động thủy triều gây nên, các tác giả đã làm theo hai cách: đối với 30 trạm ven bờ và đảo đã dựa vào bộ các hằng số điều hòa

thủy triều gồm 11 đến 60 sóng để tính toán dự báo cho chu kỳ kéo dài 19 năm sau đó chọn ra các giá trị cực trị và cũng căn cứ vào bộ các hằng số điều hòa này để tính toán cực trị triều thiên văn theo phương pháp Peresupkin; đối với toàn bộ không gian vùng ven bờ từ bắc vào nam đã tiến hành tính toán theo mô hình số trị để dự báo bức tranh biến đổi thủy triều trong suốt 19 năm, sau đó tại từng điểm trên mạng tính đã chọn ra các giá trị cực đại và cực tiểu.

Về chế độ nước dâng bão đã đưa ra các bản đồ phân bố tần suất nước dâng bão theo các đoạn bờ, nước dâng bão lớn nhất đã xảy ra và có thể xảy ra cho từng đoạn bờ.

II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Phương pháp phân tích cực trị theo số liệu thực nghiệm

Ký hiệu V_i là giá trị của biến ngẫu nhiên V tại thời điểm i và

$$X^{(m)} = \max\{V_1, V_2, ..., V_m\}; \quad X_{(m)} = \min\{V_1, V_2, ..., V_m\}.$$

Người ta thường quan tâm ước lượng xác suất mà giá trị cực đại vượt quá một ngưỡng nào đó, tức $P\{X^{(m)} > x$, hoặc tương tự, $P\{X_{(m)} < x$. Nếu các quan trắc về yếu tố khí tượng thủy văn là độc lập và phân bố riêng biệt theo hàm phân bố $F(x) = P\{V_i \le x\}$, thì phân bố chính xác của cực đại và cực tiểu có thể biểu diễn bằng

$$P\{X^{(m)} \le x\} = [F(x)]^m \quad \text{và} \quad P\{X_{(m)} \le x\} = 1 - [1 - F(x)]^m \qquad (1)$$

Lý thuyết các cực trị nói rằng với kích thước mẫu m đủ lớn, phân bố xác suất của trị cực đại quy chuẩn $Y^{(m)} = (X^{(m)} - u_m)/b_m$, $b_m > 0$ có thể xấp xỉ bằng một trong ba dạng hàm tiệm cận sau:

$$G_1(y) = \exp(-e^{-y}) \qquad \text{(hàm Gumbel)}$$

$$G_2(y) = \exp(-y^{1/k}),\ y > 0, k < 0 \qquad \text{(hàm Frechet)} \qquad (2)$$

$$G_3(y) = \exp[-(-y)^{1/k}),\ y < 0, k > 0 \qquad \text{(hàm Weibull)}$$

và tương tự cho trị cực tiểu:

$$H_1(y) = 1 - \exp(-e^{-y})$$

$$H_2(y) = 1 - \exp[-(-y)^{1/k}],\ y < 0, k < 0 \qquad (3)$$

$$H_3(y) = 1 - \exp(-y^{1/k}),\ y > 0, k > 0$$

Những dạng khác nhau đó tùy thuộc vào hình dạng phần đuôi của phân bố xác suất $F(x)$ (phần phía phải đối với cực đại và phần phía trái đối với cực tiểu). Trong thực tế điều kiện mẫu (tính đồng nhất, độc lập, kích thước mẫu) ảnh hưởng tới độ chính xác của xấp xỉ theo các hàm tiệm cận trên.

Các phân bố cực trị tiệm cận chứa ba tham số: k – tham số định dạng (*shape parameter*), u_m – tham số quy chuẩn (*local parameter*) và b_m – tham số tỷ lệ (*scale parameter*).

Nhiều khi, thay vì ước lượng phân bố của cực đại (hay cực tiểu), người ta thực hiện bài toán ngược, xác định một "giá trị thiết kế" (*design value*), tức giá trị $x_p^{(m)}$ sao cho

$$P\left\{X(m) \le x_p^{(m)}\right\} = p\,. \tag{4}$$

Nói cách khác, $x_p^{(m)}$ là phân vị p của phân bố giá trị cực trị. Ngoài ra, người ta còn chuyển mức xác suất của giá trị thiết kế x_p thành "chu kỳ lặp lại" (*return period*) $T = 1/(1-p)$. ở đây, T thể hiện thời gian cần chờ cho đến khi ngưỡng x_p bị vượt qua lần đầu tiên, hay thời gian quay lại trung bình giữa hai sự kiện ngưỡng như trên.

Khi sử dụng những phân bố cực trị tiệm cận, có thể dễ dàng biểu diễn các giá trị thiết kế. Thí dụ, với phân bố Gumbel, người ta có:

$$y_p = G_1^{-1}(p) = -\log(-\log p)\,. \tag{5}$$

Do đó, giá trị thiết kế ước lượng đối với chu kỳ lặp lại $T = (1-p)^{-1}$ năm của biến cực trị X có thể tính, nếu biết các tham số u và b:

$$x_p = by_p + u\,, \tag{6}$$

trong đó y_p còn gọi là "giá trị thiết kế quy chuẩn".

Vấn đề có tính nguyên tắc khi ứng dụng lý thuyết cực trị là độ chính xác của xấp xỉ (2) hay (3), tức vấn đề về tốc độ hội tụ phân bố cực trị chính xác, $F^{(m)}$ tới phân bố tiệm cận, về phương diện thực tế, độ chính xác của giá trị thiết kế x_p ước lượng theo phân bố cực trị tiệm cận so với giá trị thực (nhưng thường là chưa biết) của nó $x_p^{(m)}$.

Những phương pháp ước lượng phân bố cực trị nhằm vào giải quyết vấn đề về chuỗi xuất phát, kích thước tương đối ngắn của chuỗi xuất phát. Trong [5] Tibor Farago và Richard W. Kats giới thiệu nhiều phương pháp khác nhau để ước lượng

các đặc trưng cực trị và xác định các giá trị thiết kế và độ chính xác ước lượng chúng. Các kết quả giới thiệu trong mục 3.3 nhận được nhờ sử dụng các phương pháp này với những chuỗi giá trị nhỏ nhất, lớn nhất trong tháng tháng của mực nước ở một số trạm.

2. Phương pháp tính các độ cao cực trị của thủy triều

Độ cao thủy triều so với mực biển trung bình có thể viết gọn lại thành

$$z_t = \sum_i f_i H_i \cos\varphi_i \,, \tag{7}$$

trong đó f_i là các hệ số suy biến, phụ thuộc vào kinh độ tiết điểm lên của quỹ đạo mặt trăng N; H_i là những trị số trung bình của biên độ các phân triều; φ_j là pha của các phân triều.

Tùy thuộc vào tính chất thủy triều, độ cao triều có thể đạt các cực trị khi kinh độ tiết điểm lên của quỹ đạo mặt trăng $N = 0^\circ$ (đối với nhật triều) hoặc $N = 180^\circ$ (đối với bán nhật triều). Trong những điều kiện này ($N = 0^\circ, 180^\circ$) pha của các phân triều biểu diễn qua các yếu tố thiên văn trong bảng 2.

Trong bảng 2 t là thời gian múi giờ trung bình tính từ nửa đêm; h – kinh độ trung bình của mặt trời; s – kinh độ trung bình của mặt trăng; p – kinh độ trung bình của cận điểm quỹ đạo mặt trăng; g_i – góc vị đặc biệt ứng với kinh tuyến Greenwich.

Những độ cao cực trị của thủy triều có thể xác định từ biểu thức (7) nếu như biết các trị số của các yếu tố thiên văn t, h, s và p mà tổ hợp đồng thời của chúng ứng với điều kiện cực trị. Nếu khảo sát cực trị hàm $z(t, h, s, p)$ từ biểu thức (7), người ta nhận được hệ bốn phương trình với bốn ẩn số t, h, s và p mà trị số của chúng quyết định điều kiện cực trị độ cao:

$$\left.\begin{aligned}
&2M_2 \sin\varphi_{M_2} + 2S_2 \sin\varphi_{S_2} + 2N_2 \sin\varphi_{N_2} + 2K_2 \sin\varphi_{K_2} + \\
&K_1 \sin\varphi_{K_1} + O_1 \sin\varphi_{O_1} + P_1 \sin\varphi_{P_1} + Q_1 \sin\varphi_{Q_1} + \\
&4M_4 \sin\varphi_{M_4} + 4MS_4 \sin\varphi_{MS_4} + 6M_6 \sin\varphi_{M_6} = 0 \\
&2M_2 \sin\varphi_{M_2} + 2N_2 \sin\varphi_{N_2} + 2K_2 \sin\varphi_{K_2} + K_1 \sin\varphi_{K_1} + \\
&O_1 \sin\varphi_{O_1} + P_1 \sin\varphi_{P_1} + Q_1 \sin\varphi_{Q_1} + 4M_4 \sin\varphi_{M_4} + \\
&4MS_4 \sin\varphi_{MS_4} + 6M_6 \sin\varphi_{M_6} + Sa \sin\varphi_{Sa} + 2SSa \sin\varphi_{SSa} = 0 \\
&2M_2 \sin\varphi_{M_2} + 3N_2 \sin\varphi_{N_2} + 2O_1 \sin\varphi_{O_1} + 3Q_1 \sin\varphi_{Q_1} + \\
&4M_4 \sin\varphi_{M_4} + 2MS_4 \sin\varphi_{MS_4} + 6M_6 \sin\varphi_{M_6} = 0 \\
&N_2 \sin\varphi_{N_2} + Q_1 \sin\varphi_{Q_1} = 0
\end{aligned}\right\} \tag{8}$$

trong đó:

$$M_2 = f_{M_2} H_{M_2},\quad S_2 = f_{S_2} H_{S_2}, \ldots,\quad SSa = f_{SSa} H_{SSa}.$$

Nếu biết những trị số gần đúng của các yếu tố thiên văn ứng với điều kiện cực trị (t', h', s', p') thì có thể dẫn các phương trình (8) tới dạng tuyến tính nhờ khai triển thành chuỗi Taylor. Nếu những trị số gần đúng của các ẩn số đủ gần những trị số thực thụ (t_o, h_o, s_o, p_o) thì khi khai triển có thể giới hạn bởi những số hạng bậc nhất.

Nếu ký hiệu những hiệu đính cần tìm cho những trị số gần đúng của các yếu tố thiên văn:

$$\Delta t = t_o - t';\quad \Delta s = s_o - s';$$
$$\Delta h = h_o - h';\quad \Delta p = p_o - p',$$

Biểu thức tính pha và trị số các hệ số suy biến của một số phân triều [6]

Ký hiệu phân triều	Biểu thức pha, φ	Hệ số suy biến, f	
		$N = 0^o$	$N = 180^o$
M_2	$2t + 2h - 2s - g_{M_2}$	0,963	1,038
S_2	$2t - g_{S_2}$	1,000	1,000
N_2	$2t + 2h - 3s + p - g_{N_2}$	0,963	1,037
K_2	$2t + 2h - g_{K_2}$	1,317	0,748
K_1	$t + h + 90^o - g_{K_1}$	1,113	0,882
O_1	$t + h - 2s - 90^o - g_{O_1}$	1,183	0,806
P_1	$t - h - 90^o - g_{P_1}$	1,000	1,000
Q_1	$t + h - 3s + p - 90^o - g_{Q_1}$	1,183	0,806
M_4	$4t + 4h - 4s - g_{M_4}$	0,928	1,077
MS_4	$4t + 2h - 2s - g_{MS_4}$	0,963	1,038
M_6	$6t + 6h - 6s - g_{M_6}$	0,894	1,118
Sa	$h - g_{Sa}$	1,000	1,000
SSa	$2h - g_{SSa}$	1,000	1,000

thì theo kết quả khai triển người ta nhận được hệ gồm bốn phương trình tuyến tính với ma trận các hệ số đối xứng theo đường chéo:

$$AX + \lambda = 0, \tag{9}$$

trong đó:

$$A = \begin{Vmatrix} a_1 & b_1 & c_1 & d_1 \\ & b_2 & c_2 & d_2 \\ & & c_3 & d_3 \\ & & & d_4 \end{Vmatrix}; \qquad X = \begin{Vmatrix} \Delta t \\ \Delta h \\ \Delta s \\ \Delta p \end{Vmatrix}; \qquad \lambda = \begin{Vmatrix} l_1 \\ l_2 \\ l_3 \\ l_4 \end{Vmatrix}$$

$$a_1 = 4M_2\cos\varphi'_{M_2} + 4S_2\cos\varphi'_{S_2} + 4N_2\cos\varphi'_{N_2} + 4K_2\cos\varphi'_{K_2} +$$
$$+ K_1\cos\varphi'_{K_1} - O_1\cos\varphi'_{O_1} + P_1\cos\varphi'_{P_1} + Q_1\cos\varphi'_{Q_1} +$$
$$+ 16M_4\cos\varphi'_{M_4} + 16MS_4\cos\varphi'_{MS_4} + 36M_6\cos\varphi'_{M_6};$$

$$b_1 = 4M_2\cos\varphi'_{M_2} + 4N_2\cos\varphi'_{N_2} + 4K_2\cos\varphi'_{K_2} + K_1\cos\varphi'_{K_1} +$$
$$+ O_1\cos\varphi'_{O_1} - P_1\cos\varphi'_{P_1} + Q_1\cos\varphi'_{Q_1} + 16M_4\cos\varphi'_{M_4} +$$
$$+ 8MS_4\cos\varphi'_{MS_4} + 36M_6\cos\varphi'_{M_6};$$

$$c_1 = -4M_2\cos\varphi'_{M_2} - 6N_2\cos\varphi'_{N_2} - 2O_1\cos\varphi'_{O_1} - 3Q_1\cos\varphi'_{Q_1}$$
$$- 16M_4\cos\varphi'_{M_4} - 8MS_4\cos\varphi'_{MS_4} - 36M_6\cos\varphi'_{M_6};$$

$$d_1 = 2N_2\cos\varphi'_{N_2} + Q_1\cos\varphi'_{Q_1};$$

$$l_1 = 2M_2\sin\varphi'_{M_2} + 2S_2\sin\varphi'_{S_2} + 2N_2\sin\varphi'_{N_2} + 2K_2\sin\varphi'_{K_2} +$$
$$+ K_1\sin\varphi'_{K_1} + O_1\sin\varphi'_{O_1} + P_1\sin\varphi'_{P_1} + Q_1\sin\varphi'_{Q_1} +$$
$$+ 4M_4\sin\varphi'_{M_4} + 4MS_4\sin\varphi'_{MS_4} + 6M_6\sin\varphi'_{M_6};$$

$$b_2 = 4M_2\cos\varphi'_{M_2} + 4N_2\cos\varphi'_{N_2} + 4K_2\cos\varphi'_{K_2} + K_1\cos\varphi'_{K_1} +$$
$$+ O_1\cos\varphi'_{O_1} + P_1\cos\varphi'_{P_1} + Q_1\cos\varphi'_{Q_1} + 16M_4\cos\varphi'_{M_4} +$$
$$+ 4MS_4\cos\varphi'_{MS_4} + 36M_6\cos\varphi'_{M_6} + Sa\cos\varphi'_{Sa} + 4SSa\cos\varphi'_{SSa};$$

$$c_2 = -4M_2\cos\varphi'_{M_2} - 6N_2\cos\varphi'_{N_2} - 2O_1\cos\varphi'_{O_1} - 3Q_1\cos\varphi'_{Q_1}$$
$$- 16M_4\cos\varphi'_{M_4} - 4MS_4\cos\varphi'_{MS_4} - 36M_6\cos\varphi'_{M_6};$$

$$d_2 = 2N_2\cos\varphi'_{N_2} + Q_1\cos\varphi'_{Q_1};$$

$$l_2 = 2M_2 \sin\varphi'_{M_2} + 2N_2 \sin\varphi'_{N_2} + 2K_2 \sin\varphi'_{K_2} + K_1 \sin\varphi'_{K_1} +$$
$$+ O_1 \sin\varphi'_{O_1} - P_1 \sin\varphi'_{P_1} + Q_1 \sin\varphi'_{Q_1} + 4M_4 \sin\varphi'_{M_4} +$$
$$+ 2MS_4 \sin\varphi'_{MS_4} + 6M_6 \sin\varphi'_{M_6} + Sa \sin\varphi'_{Sa} + 2SSa \sin\varphi'_{SSa};$$

$$c_3 = 4M_2 \cos\varphi'_{M_2} + 9N_2 \cos\varphi'_{N_2} + 4O_1 \cos\varphi'_{O_1} + 9Q_1 \cos\varphi'_{Q_1}$$
$$+ 16M_4 \cos\varphi'_{M_4} + 4MS_4 \cos\varphi'_{MS_4} + 36M_6 \cos\varphi'_{M_6};$$

$$d_3 = -3N_2 \cos\varphi'_{N_2} - 3Q_1 \cos\varphi'_{Q_1};$$

$$l_3 = -2M_2 \sin\varphi'_{M_2} - 3N_2 \sin\varphi'_{N_2} - 2O_1 \sin\varphi'_{O_1} - 3Q_1 \sin\varphi'_{Q_1}$$
$$- 4M_4 \sin\varphi'_{M_4} - 2MS_4 \sin\varphi'_{MS_4} - 6M_6 \sin\varphi'_{M_6};$$

$$d_4 = N_2 \cos\varphi'_{N_2} + Q_1 \cos\varphi'_{Q_1};$$

$$l_4 = N_2 \cos\varphi'_{N_2} + Q_1 \cos\varphi'_{Q_1};$$

φ'_i: pha của các phân triều tính theo các trị số gần đúng của các yếu tố t hiên văn t', h', s', p'.

Bảng 30. Những trị số của các yếu tố thiên văn xấp xỉ thoả mãn điều kiện cực trị

Bán nhật triều		
Yếu tố thiên văn	Điều kiện mực cực tiểu	Điều kiện mực cực đại
t'	$t'_1 = 90^\circ + \frac{1}{2} g_{S_2}$	$t'_1 = 180^\circ + \frac{1}{2} g_{S_2}$
	$t'_2 = 270^\circ + \frac{1}{2} g_{S_2}$	$t'_2 = \frac{1}{2} g_{S_2}$
h'	$\frac{1}{2}\left(g_{K_2} - g_{S_2}\right)$	
s'	$\frac{1}{2}\left(g_{K_2} - g_{M_2}\right)$	
p'	$\frac{1}{2}\left(g_{K_2} - 3g_{M_2} + 2g_{N_2}\right)$	

Để tính những trị số của các yếu tố thiên văn ứng với điều kiện cực trị (t_o, h_o, s_o, p_o) với độ chính xác cho trước nào đó có thể sử dụng phương pháp lặp đơn. Nếu một hiệu chỉnh nào đó trong số các hiệu chỉnh $(\Delta t, \Delta h, \Delta s, \Delta p)$ nhận được do giải hệ phương trình (9) mà vượt về trị tuyệt đối một trị số cho trước $|\delta|$

thì việc giải sẽ lặp lại và khi đó để tính các hệ số và số hạng tự do của các phương trình (9) sẽ sử dụng các pha φ_i'' tính theo những trị số được chính xác hoá của các yếu tố thiên văn:

$$t'' = t' + \Delta t'; \quad s'' = s' + \Delta s'; \quad h'' = h' + \Delta h'; \quad p'' = p' + \Delta p'.$$

Chu trình được lặp cho đến khi tất cả các hiệu đính $(\Delta t, \Delta h, \Delta s, \Delta p)$ nhận được trong bước giải thứ k của hệ phương trình (9) nhỏ hơn về trị tuyệt đối so với trị số cho trước $|\delta|$:

$$\left|\Delta t^{(k)}\right|, \left|\Delta h^{(k)}\right|, \left|\Delta s^{(k)}\right|, \left|\Delta p^{(k)}\right| < |\delta|.$$

Nếu các trị xấp xỉ ban đầu của các yếu tố thiên văn (t', h', s', p') khá gần với những trị thực thụ (t_o, h_o, s_o, p_o) thì quá trình lặp hội tụ rất nhanh. Những trị số xấp xỉ như vậy của các yếu tố thiên văn ứng với điều kiện cực trị có thể tính theo bốn phân triều toàn nhật hay bán nhật tùy thuộc tính chất của thủy triều. Những điều kiện cực trị đối với bốn phân triều bán nhật và toàn nhật được xác định theo các biểu thức sau:

- Đối với bán nhật triều:

$$\varphi_{M_2} = \varphi_{S_2} = \varphi_{N_2} = \varphi_{K_2} = \varphi.$$

- Đối với nhật triều:

$$\varphi_{K_1} = \varphi_{O_1} = \varphi_{P_1} = \varphi_{Q_1} = \varphi,$$

trong đó:

$\varphi = 180^\circ + 2\pi m$ – đối với mực nước thấp nhất;

$\varphi = 360^\circ + 2\pi m$ – đối với mực nước cao nhất.

Từ những biểu thức này có thể suy ra các công thức xác định các trị số gần đúng của các yếu tố thiên văn (t', h', s', p') thoả mãn các điều kiện cực trị (các bảng 3–6).

$$\left.\begin{aligned} B &= O_1\cos\alpha_1 + P_1\cos\alpha_2 + Q_1\cos\alpha_3 + K_1\cos\alpha_4 \\ C &= O_1\sin\alpha_1 + P_1\sin\alpha_2 + Q_1\sin\alpha_3 + K_1\sin\alpha_4 \end{aligned}\right\} \tag{10}$$

$$\left.\begin{aligned} \alpha_1 &= g_{M_2} - \frac{1}{2}g_{K_2} - g_{O_1} - 90^\circ; \quad \alpha_3 = g_{N_2} - \frac{1}{2}g_{K_2} - g_{Q_1} - 90^\circ; \\ \alpha_2 &= g_{S_2} - \frac{1}{2}g_{K_2} - g_{P_1} - 90^\circ; \quad \alpha_4 = \frac{1}{2}g_{K_2} - g_{K_1} + 90^\circ. \end{aligned}\right\} \tag{11}$$

Để tính trị xấp xỉ của thời gian múi giờ trung bình t' có hai biểu thức cho mỗi điều kiện cực tiểu và cực đại, vì trong bán nhật triều trong một ngày đêm có hai nước lớn và hai nước ròng. Chọn công thức nào trong từng trường hợp cụ thể phải căn cứ vào dấu của các hệ số phụ trợ B và C (bảng 4). Các hệ số B và C tính theo các công thức dưới đây:

Bảng 31. Những điều kiện mực thấp nhất và cao nhất

Các điều kiện mực thấp nhất	Các điều kiện mực cao nhất
t_1' khi $C > 0$	t_1' khi $B < 0$
t_2' khi $C < 0$	t_2' khi $B > 0$

Việc chọn các hệ số suy biến để tính các đại lượng fH thực hiện tùy thuộc vào tính chất của thủy triều:

1. Với bán nhật triều, nếu tỷ số $\left(H_{K_1} + H_{O_1}\right) / H_{M_2} < 0{,}5$ thì f chọn theo $N = 180^\circ$;
2. Với nhật triều, nếu tỷ số $\left(H_{K_1} + H_{O_1}\right) / H_{M_2} > 1{,}5$ thì f chọn theo $N = 0^\circ$;
3. Với triều hỗn hợp, nếu tỷ số $0{,}5 < \left(H_{K_1} + H_{O_1}\right) / H_{M_2} < 1{,}5$ thì cần sử dụng các trị số của các yếu tố thiên văn cả của triều bán nhật (bảng 31) và của triều toàn nhật (bảng 33). Khi tính với các yếu tố thiên văn của nhật triều chọn f theo $N = 0^\circ$, khi tính với các yếu tố thiên văn của bán nhật triều chọn f theo $N = 0^\circ$ và $N = 180^\circ$. Sẽ chấp nhận mực cao nhất và mực thấp nhất nhận được qua ba phương án tính làm những cực trị.

Bảng 32. Những trị số của các yếu tố thiên văn xấp xỉ thỏa mãn điều kiện cực trị

Nhật triều		
Yếu tố thiên văn	Điều kiện mực cực tiểu	Điều kiện mực cực đại
t'	$\frac{1}{2}(g_{K_1} - g_{P_1})$	$\frac{1}{2}(g_{K_1} + g_{P_1}) + 180^\circ$
h'	$\frac{1}{2}\left(g_{K_1} - g_{P_1}\right) + 90^\circ$	
s'	$\frac{1}{2}\left(g_{K_1} - g_{O_1}\right) + 90^\circ$	
p'	$\frac{1}{2}\left(g_{K_1} - 3g_{O_1} + 2g_{Q_1}\right) + 90^\circ$	

Cũng có thể nhận được những trị gần đúng của các yếu tố thiên văn thoả mãn các điều kiện cực trị dựa theo phương pháp Vladimirsky, là phương pháp áp dụng khi tính đến tám phân triều. Những độ cao cực trị thủy triều theo phương pháp Vladimirsky tìm được bằng cách chọn liên tiếp các trị số φ_{K_1} trong khoảng từ 0° đến 360°:

$$\left.\begin{aligned} H &= K_1 \cos\varphi_{K_1} + K_2 \cos(2\varphi_{K_1} + a_4) + |R_1 + R_2 + R_3| \\ L &= K_1 \cos\varphi_{K_1} + K_2 \cos(2\varphi_{K_1} + a_4) - |R_1 + R_2 + R_3| \end{aligned}\right\} \qquad (12)$$

trong đó:

$$R_1 = \sqrt{M_2^2 + O_1^2 + 2M_2O_1\cos\tau_1}\ ;$$

$$\mathrm{R}_2 = \sqrt{S_2^2 + P_1^2 + 2S_2P_1\cos\tau_2}\ ;$$

$$\tau_1 = \varphi_{K_1} + a_1; \quad \tau_2 = \varphi_{K_1} + a_2; \quad \tau_3 = \varphi_{K_1} + a_3;$$

$$a_1 = g_{K_1} + g_{O_1} - g_{M_2}; \quad a_2 = g_{K_1} + g_{P_1} - g_{S_2};$$

$$a_3 = g_{K_1} + g_{Q_1} - g_{N_2}; \quad a_4 = 2g_{K_1} + g_{K_2} - 180^\circ.$$

Việc chọn những hệ số suy biến để tính các đại lượng fH cũng thực hiện như đã nêu trên, tức là với bán nhật triều hệ số suy biến lấy theo $N = 180^\circ$, với nhật triều theo $N = 0^\circ$. Với thủy triều hỗn hợp thì tính với các hệ số suy biến khi $N = 180^\circ$ và $N = 0^\circ$ rồi chấp nhận mực thấp nhất và cao nhất trong hai phương án đó làm các mực cực trị.

Nếu như tính các mực cực trị thực hiện theo tám phân triều thì từ các biểu thức (12) có thể nhận ngay được kết quả cuối cùng. Trong trường hợp cần tính đến những phân triều khác, phải dựa vào các đại lượng $(\varphi_{K_1})_{\min}$ và $(\varphi_{K_1})_{\max}$ khi phân tích (12) để tính các trị số thiên văn ứng với các điều kiện cực trị t, h, s, p và sử dụng chúng như là các những xấp xỉ để tính các hệ số và số hạng tự do của các phương trình (9).

Những điều kiện mực thấp nhất:

$$t = \frac{1}{2}\left[(\varepsilon_2)_{\min} + g_{S_2}\right] + 90^\circ;$$

$$h = (\varphi_{K_1})_{\min} + g_{K_1} - \frac{1}{2}\left[(\varepsilon_2)_{\min} + g_{S_2}\right] - 180^\circ;$$

$$s = (\varphi_{K_1})_{\min} + g_{K_1} - \frac{1}{2}\left[(\varepsilon_1)_{\min} + g_{M_2}\right] - 180^\circ;$$

$$p = (\varphi_{K_1})_{\min} + g_{K_1} - \frac{3}{2}[(\varepsilon_1)_{\min} + g_{M_2}] + [(\varepsilon_3)_{\min} - g_{N_2}] - 180^\circ;$$

và những điều kiện mực cao nhất:

$$t = \frac{1}{2}[(\varepsilon_2)_{\max} + g_{S_2}]$$

$$h = (\varphi_{K_1})_{\max} + g_{K_1} - \frac{1}{2}[(\varepsilon_2)_{\max} + g_{S_2}] - 90^\circ;$$

$$s = (\varphi_{K_1})_{\max} + g_{K_1} - \frac{1}{2}[(\varepsilon_1)_{\max} + g_{M_2}] - 90^\circ;$$

$$p = (\varphi_{K_1})_{\max} + g_{K_1} - \frac{3}{2}[(\varepsilon_1)_{\max} + g_{M_2}] + [(\varepsilon_3)_{\max} + g_{N_2}] - 90^\circ;$$

trong đó:

$$(\varepsilon_1)_{\min,\max} = arctg \frac{O_1 \sin(\tau_1)_{\min,\max}}{M_2 + Q_1 \cos(\tau_1)_{\min,\max}};$$

$$(\varepsilon_2)_{\min,\max} = arctg \frac{P_1 \sin(\tau_2)_{\min,\max}}{S_2 + P_1 \cos(\tau_1)_{\min,\max}};$$

$$(\varepsilon_3)_{\min,\max} = arctg \frac{Q_1 \sin(\tau_3)_{\min,\max}}{N_2 + Q_1 \cos(\tau_3)_{\min,\max}};$$

$$(\tau_1)_{\min,\max} = (\varphi_{K_1})_{\min,\max} + a_1;$$

$$(\tau_2)_{\min,\max} = (\varphi_{K_1})_{\min,\max} + a_2;$$

$$(\tau_3)_{\min,\max} = (\varphi_{K_1})_{\min,\max} + a_3.$$

Những trị số độ cao cực trị cuối cùng của thủy triều với số phân triều bất kỳ được tìm từ phương trình (7) theo những trị số của các yếu tố thiên văn t_o, h_o, s_o, p_o được chính xác hoá bằng phương pháp lặp.

Tuy nhiên phải nhận xét rằng việc tính những trị số gần đúng của các yếu tố thiên văn t', h', s', p' theo những công thức trong các bảng 3 và 6 đơn giản hơn nhiều so với phương pháp Vladimirsky. Dĩ nhiên điều này chỉ có ý nghĩa khi chúng ta tính đến hơn tám phân triều, còn trong trường hợp chỉ tính đến tám phân triều thì phương pháp Vladimirsky là phương pháp giải chính xác.

Như vậy việc tính các mực nước cực trị có thể thực hiện theo một trong hai sơ đồ như sau:

1. Bất kể số phân triều là bao nhiêu, theo các công thức trong các bảng 31 và 34 xác định những trị xấp xỉ của các yếu tố thiên văn ứng với điều kiện cực trị, sau đó làm chính xác những trị số bằng phương pháp lặp. Những mực cực trị tính theo phương trình (7);
2. Những mực cực trị theo tám phân triều tính theo phương pháp Vladimirsky. Nếu số phân triều lớn hơn tám thì tính những trị số xấp xỉ của các yếu tố thiên văn ứng với điều kiện cực trị theo tám phân triều theo phương pháp Vladimirsky nhưng tiếp theo chính xác hoá bằng phương pháp lặp. Những mực cực trị tính theo phương trình (7);

Trong một số trường hợp những phân triều nước nông có biên độ lớn đến mức làm cho những trị số gần đúng của các yếu tố thiên văn tính theo các công thức ở bảng 3 và 6 hoặc theo phương pháp Vladimirsky có thể không đủ gần xấp xỉ với những trị số thực thụ (t_o, h_o, s_o, p_o) để đảm bảo sự hội tụ của quá trình lặp khi giải hệ phương trình 3.52. Nếu một số cho trước các bước lặp (thí dụ 8 hoặc 10 bước) mà không đảm bảo sự hội tụ của kết quả, thì có thể sử dụng phương pháp xấp xỉ liên tiếp.

Từng phân triều nước nông có biên độ lớn được phân tách thành một số phân triều có các biên độ nhỏ hơn:

$$f_i H_i \cos\varphi_i = n\frac{1}{n} f_i H_i \cos\varphi_i. \qquad (13)$$

Số n được chỉ định tùy thuộc vào biên độ các phân triều. Việc giải được thực hiện thành một số giai đoạn (các bước xấp xỉ), mỗi bước trong số đó bao hàm đầy đủ các tính toán để chính xác hoá những trị số của các yếu tố thiên văn, tức là lập và giải hệ phương trình (9) cũng như thực hiện phương pháp lặp để chính xác hoá các trị số của các yếu tố thiên văn ứng với điều kiện cực trị tại bước đang xét. Để giải ở bước xấp xỉ thứ nhất các yếu tố thiên văn được tính theo các công thức ở bảng 3 và bảng 5 hoặc theo phương pháp Vladimirsky; tiếp theo những trị số của chúng nhận được trong từng bước xấp xỉ lại được dùng làm trị số xuất phát cho bước xấp xỉ sau. Biên độ của các phân triều nước nông từ bước xấp xỉ này tới bước xấp xỉ tiếp theo liên tiếp tăng lên cho tới biên độ đầy đủ (thí dụ ở bước xấp xỉ thứ nhất biên độ lấy bằng $\frac{1}{n} f_i H_i$, ở bước xấp xỉ thứ hai – lấy $\frac{2}{n} f_i H_i$, bước thứ n – lấy $f_i H_i$.

Quy trình tính toán như trên được thực hiện bằng chương trình máy tính Vlad được xây dựng tại Bộ môn Hải dương học, Trường đại học Khoa học tự nhiên.

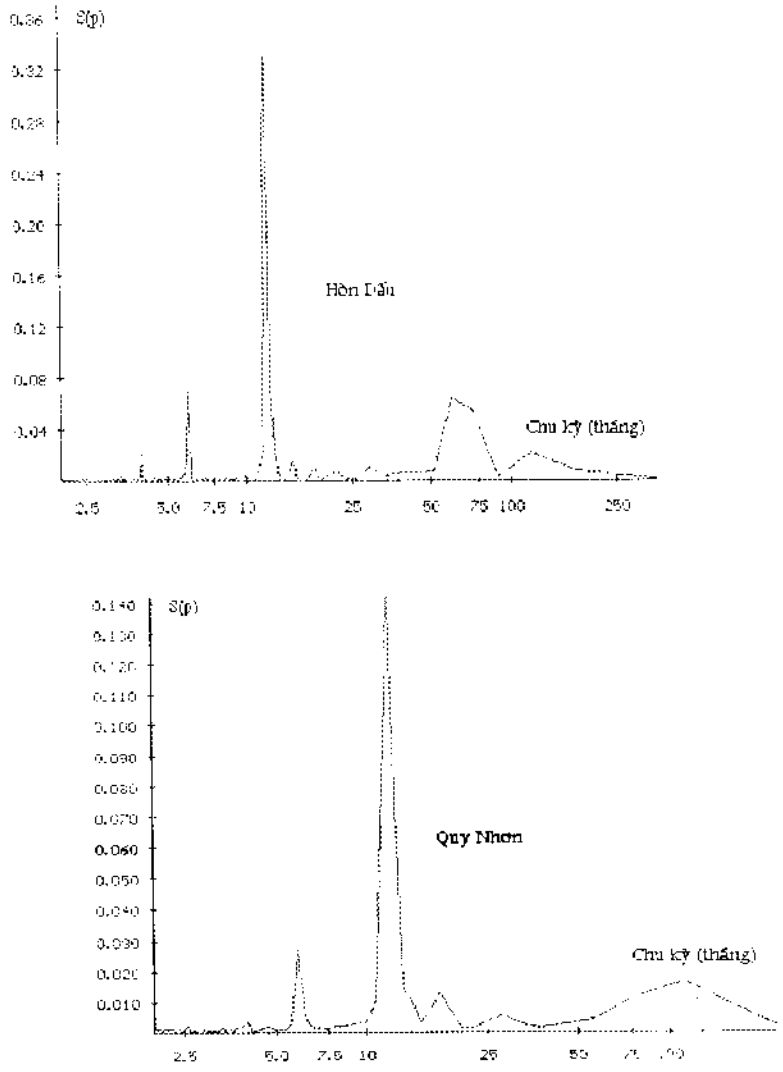
Dưới đây sẽ xét một số thí dụ tính toán mực nước thủy triều cực trị theo phương pháp vừa trình bày. Bất kể số phân triều bằng bao nhiêu, chúng ta sẽ áp dụng sơ đồ tính toán thống nhất như sau: xác định các trị số gần đúng của các yếu tố thiên văn theo những công thức trong bảng 3 và bảng 5, sau đó chính xác hoá thêm bằng phương pháp lặp. Khi giải hệ phương trình (9) quá trình lặp được xem là hội

tụ khi tất cả các hiệu đính của các yếu tố thiên văn ≤ 0,5'. Để so sánh trong mỗi thí dụ còn dẫn cả kết quả tính theo phương pháp Vladimirsky.

III. CÁC KẾT QUẢ TÍNH MỰC NƯỚC CỰC TRỊ VÙNG BIỂN VIỆT NAM

1. Nghiên cứu biến động mực nước theo chu kỳ dài

Đề tài nhà nước KT.03.03 "Thủy triều Biển Đông và sự dâng lên của mực nước biển ven bờ Việt Nam" (1991-1995) đã tiến hành phân tích biến động mực nước và đánh giá xu thế mực nước biển dâng lên ở một vài trạm ven bờ Việt Nam trên cơ sở phân tích các chuỗi số liệu đo mực nước nhiều năm. Theo tính toán phổ có thể thấy rằng ngoài chu kỳ năm và nửa năm, ở hầu hết các trạm có mặt dao động với chu kỳ khoảng 6-10 năm (xem hình 33).



Hình 33. Phổ dao động mực nước tại các trạm Hòn Dấu và Quy Nhơn

Bảng 33 dưới đây dẫn ra kết quả ước lượng sự dâng lên của mực nước biển theo số liệu mực nước trung bình tháng cho thấy hiệu ứng tổng cộng của sự ấm lên của trái đất và sự nâng hạ nền đáy vùng ven bờ Việt Nam gây nên tốc độ dâng mực nước khoảng 1÷3 mm/năm.

Bảng 33. Tốc độ dâng lên của mực nước tại một số trạm dọc bờ Việt Nam

TT	Trạm	Toạ độ	Thời kỳ quan trắc	Tốc độ dâng (mm/năm)
1	Hòn Dấu	20°40N, 106°49E	1957-1994	2.1
2	Cửa Cấm	20°45N, 106°50E	1961-1992	2,7
3	Đà Nẵng	16°06N, 108°13E	1978-1994	1,2
4	Quy Nhơn	13°45N, 109°13E	1976-1994	0,7
5	Vũng Tàu	10°20N, 107°04E	1979-1994	0,2

2. Kết quả tính các mực nước thiết kế dựa trên chuỗi quan trắc mực nước cao nhất, thấp nhất từng năm

Bảng 34: Kết quả phân tích cực trị mực nước

TT	Trạm	Số năm quan trắc	Những mực nước thiết kế (cm) ứng với các chu kỳ lặp lại					
			20 năm		50 năm		100 năm	
			Cực đại	Cực tiểu	Cực đại	Cực tiểu	Cực đại	Cực tiểu
1	Cửa Ông	32	487	- 15	501	- 30	511	- 42
2	Cô Tô	33	480	- 20	494	- 30	506	- 38
3	Hòn Gai	31	466	- 29	482	- 43	494	- 53
4	Cửa Cấm	33	449	6	461	- 5	471	- 13
5	Hòn Dấu	35	435	- 11	451	- 19	462	- 25
6	Ba Lạt	33	189	- 191	205	- 201	217	- 209
7	Hoàng Tân	26	304	- 175	336	- 183	361	- 189
8	Lạch Sung	25	225	- 143	249	- 154	267	- 162
9	Cửa Hội	32	326	-195	375	- 210	411	- 220
10	Hòn Ngư	32	412	- 13	431	- 26	445	- 37
11	Hồ Độ	28	253	- 141	276	- 147	293	- 152
12	Cam Nhượng	32	254	- 104	278	- 110	295	- 114
13	Cửa Gianh	31	180	- 154	202	- 160	219	- 165
14	Đồng Hới	33	198	- 155	225	- 162	246	- 168
15	Cửa Việt	17	340	- 5	380	- 9	410	- 11
16	Đà Nẵng	15	248	7	263	1	274	- 3
17	Hội An	18	357	- 43	401	- 49	434	- 52
18	Tuy Hoà	16	920	227	999	217	1058	209
19	Vũng Tàu	15	430	- 49	436	- 58	439	- 65
20	Vàm Kinh	15	126	- 316	132	- 323	136	- 329
21	Chợ Lạch	15	206	- 167	211	- 174	214	- 179
22	Cà Mau	16	119	- 65	122	- 69	124	- 71
23	Phú An	16	153	- 257	156	- 270	158	- 280
24	Rạch Giá	16	132	- 67	141	- 70	148	- 72

Trong mục này sử dụng những chuỗi thực nghiệm về giá trị nhỏ nhất, lớn nhất tháng của mực nước tại một số trạm có nhiều năm quan trắc mực nước để ước lượng các giá trị cực trị với chu kỳ lặp lại khác nhau. Cách lập các mẫu thực nghiệm các giá trị mực nước cực trị ở đây là trong mỗi năm lấy ra một mực nước cao nhất (hoặc thấp nhất). Đã tính thử cho những trạm có khoảng 15 năm quan trắc trở lên.

Nguyễn Tài Hợi (1995) đã xây dựng các đường cong phân bố thực nghiệm bằng phương pháp đồ thị cho 24 trạm ven bờ Việt Nam. Đối với những trạm này đã chọn được các số liệu mực nước thấp nhất và cao nhất năm trong khoảng từ 15 đến 35 năm. Kết quả khảo sát cho thấy rằng các đường cong phân bố thực nghiệm tương đối phù hợp với hàm tiệm cận thứ nhất (hàm Gumbel). Từ đó đã tính các giá trị mực nước cực trị ứng với một loạt tần suất hiếm. Trong bảng 34 trích dẫn kết quả tính ứng với các tần suất 5%, 2% và 1% (chu kỳ lặp lại tương ứng 20 năm, 50 năm và 100 năm).

Phạm Văn Huấn đã sử dụng nhiều phương pháp khác nữa do T.Farago và M.Lakatos giới thiệu để tính lại chi tiết hơn.. Với mỗi trạm các mực nước thiết kế được tính theo 9 phương pháp ước lượng khác nhau. Sau đó 9 giá trị được lấy trung bình và được tổng hợp lại trong bảng 35.

Bảng 35: Kết quả phân tích cực trị mực nước (lấy trung bình theo các phương pháp)

TT	Trạm	Số năm quan trắc	Những mực nước thiết kế (cm) ứng với các chu kỳ lặp lại					
			20 năm		50 năm		100 năm	
			Cực đại	Cực tiểu	Cực đại	Cực tiểu	Cực đại	Cực tiểu
1	Cửa Ông	32	480	- 2	491	- 14	499	- 22
2	Cô Tô	35	467	- 14	481	- 25	491	- 32
3	Hòn Gai	31	452	- 14	464	- 27	473	- 37
4	Cửa Cấm	33	440	17	452	7	460	- 1
5	Hòn Dấu	35	410	- 6	422	- 14	431	- 20
6	Ba Lạt	33	178	- 179	192	- 188	203	- 194
7	Hoàng Tân	26	284	- 163	319	- 170	347	- 176
8	Lạch Sung	25	207	- 136	230	- 147	248	- 155
9	Cửa Hội	32	221	- 182	238	- 194	250	- 202
10	Hòn Ngư	25	393	-7	409	- 21	421	- 31
11	Hồ Độ	27	237	- 132	262	- 138	281	- 142
12	Cam Nhượng	32	242	- 98	272	- 104	300	- 108
13	Cửa Gianh	31	163	-148	186	- 153	204	- 157
14	Đồng Hới	33	192	- 144	217	- 152	236	- 158
15	Cửa Việt	17	313	- 1	357	- 5	396	- 7
16	Đà Nẵng	15	287	9	323	3	349	- 3
17	Hội An	18	350	- 34	401	- 38	441	- 41
18	Quy Nhơn	16	290	27	299	20	306	15
19	Phú Quý	14	324	64	331	58	335	53
20	Vũng Tàu	15	434	- 46	440	- 55	445	- 61
21	Vàm Kinh	15	150	- 325	168	- 337	182	- 345
22	Chợ Lạch	15	202	- 161	207	- 168	210	- 173
23	Cà Mau	16	151	- 61	168	- 64	181	- 67
24	Phú An	16	152	- 253	157	- 264	161	- 272
25	Rạch Giá	16	126	- 61	136	- 64	144	- 66

3. Kết quả tính toán mực nước thủy triều cực trị

Nhóm nghiên cứu chuyên đề mực nước cực trị trong đề tài nhà nước KHCN.06.10 "Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật đới bờ phụ vụ yêu cầu xây dựng công trình biển ven bờ" (1996-2000) đã thực hiện tính toán các giá trị cực trị của mực nước triều trong vùng biển ven bờ Việt Nam. Việc tính toán tiến hành theo hai hướng:

- Tính toán mực nước triều cực trị tại hệ thống các trạm ven bờ và đảo theo bộ hằng số điều hòa thủy triều của nhiều sóng thành phần đã có ở đây.

- Tính toán mực nước thủy triều cực trị phân bố tại các nút lưới trong mạng tính bao phủ toàn vùng ven bờ theo phương pháp số trị thủy động.

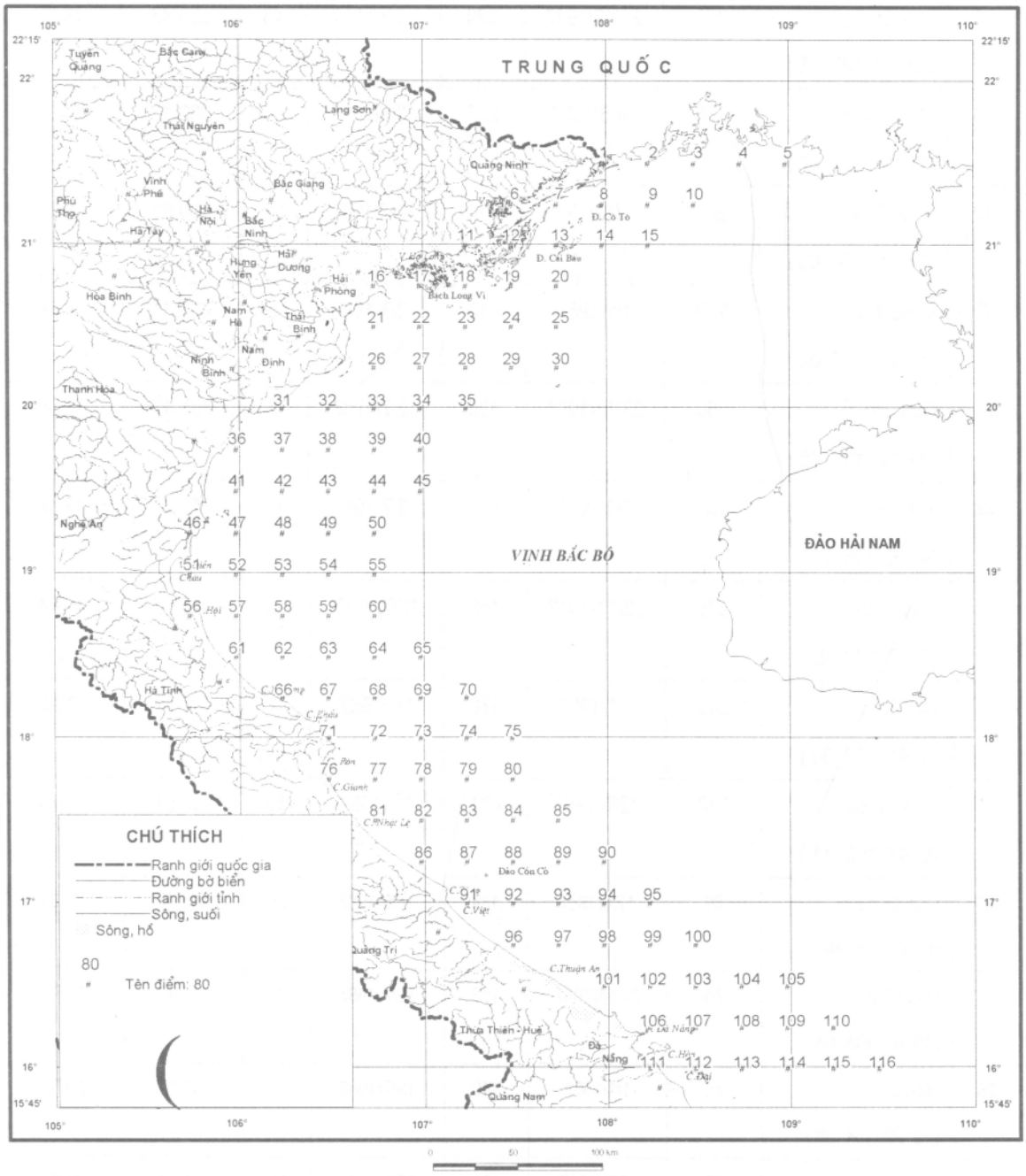
a. Tính toán giá trị thủy triều cực trị tại các trạm ven bờ và đảo theo hệ thống các hằng số điều hòa phân tích được từ các chuỗi giá trị thực đo tại đó. Đã sử dụng hai phương pháp để tính toán các giá trị này. Phương pháp thứ nhất là tính dự báo thủy triều liên tục trong chu kỳ 19 năm, sau đó chọn ra các giá trị triều dâng cao nhất và triều rút thấp nhất. Phương pháp thứ hai là tính toán theo sơ đồ Peresupkin xác định cực trị triều thiên văn. Sau đó so sánh kết quả 2 phương pháp và chọn lấy giá trị lớn nhất. ở đây đã tiến hành tính toán cho 30 trạm ven bờ và đảo, với lượng sóng thành phần ở mỗi trạm từ 11 đến 60 sóng. Kết quả tính toán được trình bày trong bảng 8 dưới đây.

b. Tính toán mực nước thủy triều cực trị theo phân bố không gian tại các nút lưới miền tính bằng phương pháp số trị thủy động. ở đây đã sử dụng mô hình số trị để tính toán dự báo bài toán thủy triều tổng hợp cho chu kỳ 19 năm (1992-1990). Tại mỗi nút tính của miền đã chọn ra giá trị cực đại và cực tiểu của độ cao thủy triều. Trên hình 34 và hình 35 đã chỉ ra sơ đồ vị trí các điểm tính được đánh số trong khu vực ven bờ Miền Bắc và Miền Nam. Như vậy có 407 điểm trong vùng biển ven bờ từ bắc vào nam phân bố cách nhau 1/4 độ kinh vĩ đã được tính toán và đưa ra độ dâng cực đại, cực tiểu của mực nước triều trong chu kỳ 19 năm. Bảng 37 đưa ra ví dụ về giá trị này trong một số điểm. Chú ý rằng ở đây giá trị mực nước triều cực đại và cực tiểu được tính từ mặt biển trung bình. Trong khi đó các giá trị trong bảng 36 được tính từ mặt 0 độ sâu (mặt 0 hải đồ).

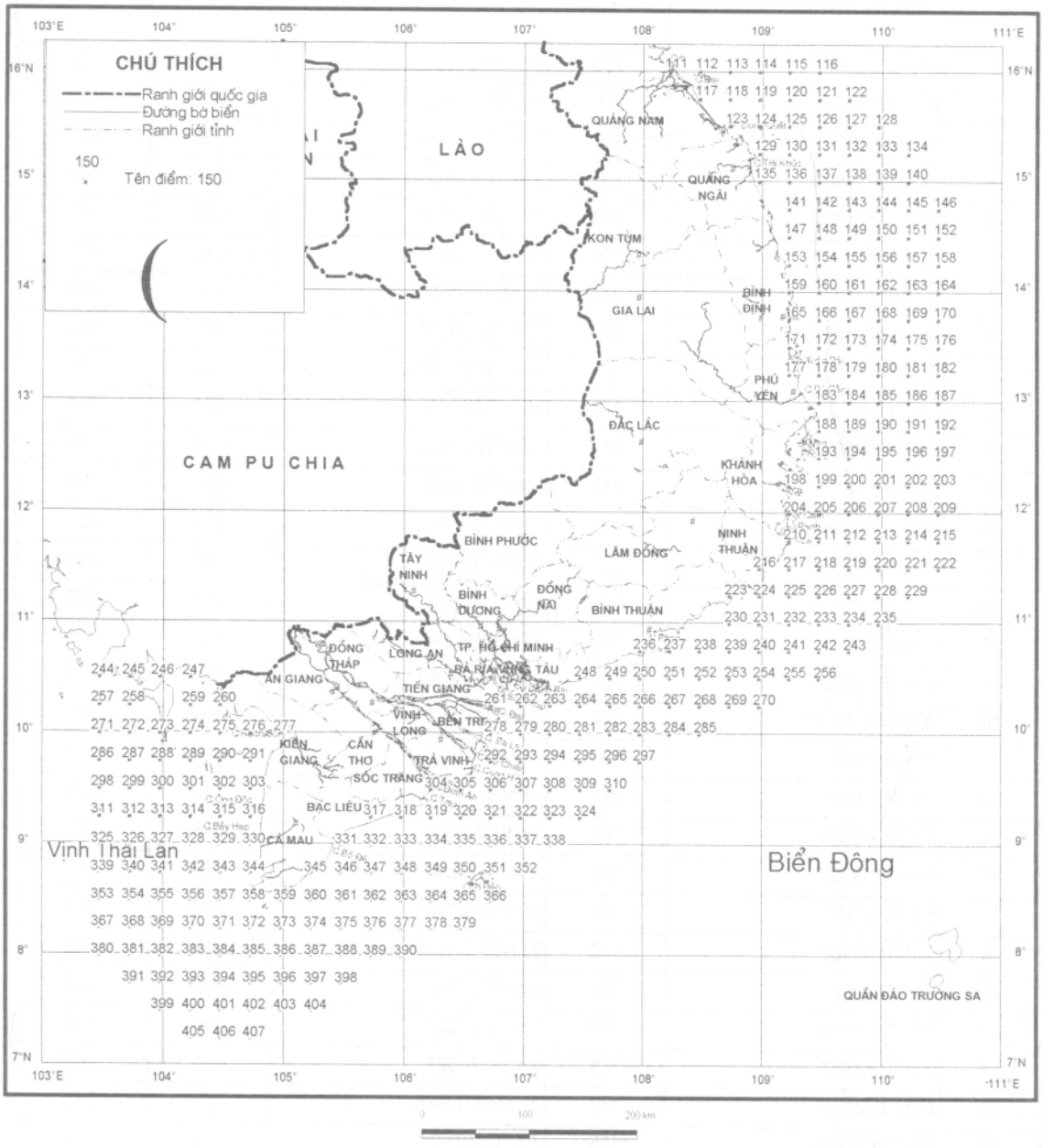
Bảng 36. Mực nước MAX , MIN trong chu kỳ 19 năm (1972-1990) và mực nước cực trị thiên văn của các trạm

STT	Tên trạm	Mực nước TB (cm)	Cực trị theo dự báo chu kỳ 19 năm				Cực trị thiên văn	
			Ngày tháng năm	MAX(cm)	Ngày tháng năm	MIN (cm)	Mực nước MAX (cm)	Mực nước MIN (cm)
1	Hòn Dấu (20° 40' 106° 49')	191	23/12/1987	404	4/7/1989	-7	401.96	-9.42
2	Hòn Gai (21° 57' 107° 04')	206	23/12/1987	442	1/1/1987	-5	441.14	-6.58
3	Cửa Ông (21° 02' 107° 22')	219	23/12/1987	478	14/6/1987	-4	468.51	-14.30
4	Cô Tô (20° 58' 107° 46')	208	23/12/1987	467	23/12/1987	-9	468.62	-11.57
5	Ba Lạt (20° 21' 106° 38')	192	23/12/1987	364	15/6/1987	11	364.40	10.85
6	Lạch Trường (19° 53' 105° 56')	184	23/12/1987	341	15/6/1987	-9	343.76	-10.50
7	Lạch Thới (19 06' 105 40')	150	1/1 /1987	267	15/6/1987	17	271.99	12.67
8	Cửa Hội (18° 46' 105° 45')	171	25/11/1987	324	15/6/1987	-20	323.61	-11.41
9	Cẩm Nhượng (18° 15' 106° 06')	133	23/12/1987	241	23/12/1987	00	242.36	-1.43
10	Nhật Lệ (17° 29' 106° 27')	82	15/11/1989	142	3/1/1987	-10	143.74	-10.65
11	Cửa Gianh (17° 42' 106° 28')	107	23/11/1972	210	13/7/1987	-13	183.25	-1.50
12	Cửa Việt (16° 53' 107° 10')	60	24/10/1972	103	13/7/1987	2	106.53	2 .72
13	Thuận An (16° 43' 107° 37')	50	5 /7 /1972	75	23/2/1972	23	76.40	23.50
14	Đà Nẵng (16 07' 108° 13')	90	22/11/1972	162	14/6/1987	7	161.95	5.74
15	Dung Quất (15° 24' 108° 45')	120	14/06/1987	200	13/06/1987	27	200.85	26.50
16	Quy nhơn (13° 45' 109° 13')	125	24/11/1987	234	11/7/1987	20	211.73	31.47

STT	Tên trạm	Mực nước TB (cm)	Cực trị theo dự báo chu kỳ 19 năm				Cực trị thiên văn	
			Ngày tháng năm	MAX(cm)	Ngày tháng năm	MIN (cm)	Mực nước MAX (cm)	Mực nước MIN (cm)
17	Nha Trang (12° 12' 109° 18')	123	21/12/1987	229	12/7/1987	46	203.43	48.57
18	Mũi La Gàn (11° 10' 108° 42')	186	14/6/1987	282	13/6/1987	55	282.12	54.37
19	Phan Thiết (10° 55' 108° 06')	200	21/12/1987	314	11/7/1987	52	300.06	59.05
20	Vũng Tàu (10° 20' 107° 04')	259	1/1/1987	416	12/7/1987	-5	407.31	3.83
21	Cửa Đại (10° 12' 106° 45')	260	23/12/1987	435	12/7/1987	-8	405.47	14.89
22	Trà Vinh (9° 56' 106° 25')	265	2/1/1987	436	12/7/1987	0	417.69	12.18
23	Cửa Định An (9° 32' 106° 22')	275	22/11/1972	468	12/7/1987	-3	445.00	11.84
24	Côn Đảo (8° 41' 106° 36')	240	1/1/1987	376	1/1/1987	0	376.85	-0.99
25	Cửa Bồ Đề (8° 47' 105° 11')	250	12/6/1987	401	1/1/1987	12	402.53	10.74
26	Cửa Ông Đốc (9° 02' 104° 48')	80	12/6/1987	134	14/6/1987	26	135.37	26.34
27	Rạch Giá (10° 00' 105° 05')	76	24/11/1987	153	19/7/1987	25	147.43	3[illegible]6
28	Hà Tiên (10° 22' 104° 28')	76	1/1/1989	140	19/7/1986	27	142.14	29.33
29	Phú Quốc (10° 13' 103° 58')	87	15/5/1987	128	17/5/1987	30	129.09	28.89
30	Trường Sa (8° 38' 111° 55')	119	1/1/1987	220	1/1/1987	1	221.46	1.03



Hình 34. Tên và vị trí các điểm trong lưới 1/4 độ (miền Bắc)



Hình 35. Tên và vị trí các điểm trong lưới 1/4 độ (miền Nam)

Bảng 37. Cực trị của mực triều các điểm ven bờ tính theo chu kỳ 19 năm từ 1972- 1990.

Tên điểm	Mực nước cực đại		Mực nước cực tiểu		Độ lớn thủy triều (cm)
	Thời điểm xảy ra	Giá trị (cm)	Thời điểm xảy ra	Giá trị	
1	5 h/ 6/ 3/1988	273	0 h/19/10/1986	-233	506
2	23 h/ 8/11/1986	229	5 h/13/ 3/1988	-281	509
3	11 h/29/ 4/1988	231	17 h/10/ 9/1987	-286	517
4	18 h/22/ 1/1987	236	0 h/27/ 5/1988	-293	530
5	12 h/14/10/1987	242	18 h/10/ 3/1987	-302	544
6	12 h/13/ 4/1987	236	5 h/21/ 2/1988	-242	478
7	6 h/18/ 7/1987	239	23 h/26/ 5/1988	-247	485
8	17 h/31/ 7/1987	231	12 h/24/ 5/1987	-258	489
9	17 h/31/ 7/1987	233	12 h/24/ 5/1987	-262	495
10	0 h/ 2/12/1987	270	18 h/17/ 7/1987	-231	501
11	0 h/ 4/11/1987	211	18 h/17/ 7/1987	-212	423
12	0 h/19/10/1986	219	5 h/21/ 2/1988	-224	443
13	18 h/16/ 8/1988	233	1 h/ 8/10/1987	-218	451
14	18 h/16/ 8/1988	237	0 h/19/10/1986	-221	458
15	18 h/28/ 2/1988	241	0 h/23/ 4/1988	-224	466
16	6 h/25/ 1/1988	197	22 h/17/11/1987	-202	398
17	21 h/30/ 5/1987	195	15 h/12/ 3/1988	-199	394
18	20 h/28/12/1987	207	3 h/17/ 3/1987	-191	398
19	1 h/ 8/10/1987	208	7 h/25/ 1/1988	-204	412
20	7 h/ 1/ 2/1988	211	13 h/ 9/ 4/1988	-212	423
21	0 h/16/ 4/1988	185	19 h/11/ 1/1988	-193	377
22	16 h/20/ 8/1987	180	11 h/ 3/ 5/1987	-197	377
23	8 h/ 4/ 7/1987	191	15 h/10/ 9/1987	-188	379
24	5 h/14/ 8/1987	180	22 h/26/ 5/1988	-203	384
25	3 h/17/ 3/1987	203	9 h/ 4/ 7/1987	-190	393
26	7 h/11/ 1/1988	180	1 h/24/ 9/1987	-187	367
27	0 h/27/ 4/1987	188	6 h/18/ 7/1987	-175	363
28	16 h/ 3/ 3/1987	172	22 h/26/ 5/1988	-191	363
29	1 h/17/10/1988	185	7 h/ 4/ 1/1988	-183	368
30	16 h/10/ 9/1987	172	11 h/24/ 5/1987	-197	368
31	20 h/26/ 5/1988	202	14 h/19/ 3/1988	-151	353
32	2 h/24/ 9/1987	158	20 h/ 6/ 6/1987	-199	356
33	1 h/17/ 9/1987	189	19 h/10/ 7/1987	-167	356
34	7 h/11/ 1/1988	178	1 h/24/ 9/1987	-177	354

Tên điểm	Mực nước cực đại		Mực nước cực tiểu		Độ lớn thủy triều (cm)
	Thời điểm xảy ra	Giá trị (cm)	Thời điểm xảy ra	Giá trị	
35	23 h/ 5/ 5/1988	184	5 h/24/ 7/1987	-164	348
36	19 h/ 7/12/1987	206	14 h/ 3/ 9/1987	-138	344
37	2 h/ 1/ 9/1986	201	8 h/ 8/12/1987	-139	339
38	7 h/ 4/ 1/1988	148	13 h/12/ 3/1988	-194	341
39	1 h/22/10/1987	153	19 h/20/ 6/1987	-184	337
40	1 h/31/ 3/1987	175	6 h/ 3/ 8/1988	-161	335
41	20 h/23/ 5/1987	203	2 h/17/ 7/1987	-137	340
42	19 h/ 7/12/1987	197	14 h/ 3/ 9/1987	-131	328
43	7 h/18/ 1/1988	140	13 h/12/ 3/1988	-189	329
44	1 h/ 9/ 4/1988	139	7 h/13/ 6/1987	-182	321
45	7 h/13/ 6/1987	171	13 h/14/10/1987	-146	317
46	13 h/17/ 1/1988	149	7 h/ 8/12/1987	-200	350
47	13 h/21/ 1/1987	136	19 h/ 6/ 6/1987	-196	332
48	20 h/23/ 5/1987	191	2 h/17/ 7/1987	-127	318
49	8 h/ 3/ 5/1987	120	2 h/28/ 2/1988	-184	305
50	1 h/ 9/ 4/1988	121	7 h/13/ 6/1987	-176	297
51	1 h/ 3/ 3/1987	194	19 h/ 6/10/1987	-152	346
52	1 h/17/ 7/1987	130	19 h/ 6/ 6/1987	-191	321
53	13 h/ 5/ 3/1988	184	8 h/ 4/10/1986	-131	314
54	13 h/30/ 7/1987	113	19 h/30/11/1987	-179	292
55	13 h/ 5/ 3/1988	167	7 h/11/ 1/1988	-116	283
56	13 h/31/12/1986	153	8 h/10/11/1987	-187	341
57	13 h/31/12/1986	147	8 h/10/11/1987	-180	328
58	13 h/14/ 7/1986	131	7 h/26/ 5/1988	-175	306
59	13 h/ 5/ 3/1988	167	8 h/ 4/10/1986	-118	285
60	14 h/27/ 8/1987	157	19 h/31/10/1986	-103	260
61	20 h/15/ 3/1987	143	14 h/26/ 1/1989	-175	318
62	1 h/20/ 8/1987	168	7 h/11/10/1986	-130	298
63	13 h/31/12/1986	128	8 h/10/11/1987	-156	284
64	13 h/ 2/ 7/1987	102	19 h/27/11/1986	-150	252
65	1 h/27/ 2/1988	141	7 h/13/ 7/1988	-85	225
66	1 h/ 1/ 1/1987	141	7 h/19/ 5/1988	-158	299
67	2 h/11/12/1986	121	19 h/16/11/1987	-149	270
68	1 h/30/ 6/1986	103	19 h/11/ 5/1988	-139	242
69	13 h/ 2/ 7/1987	87	19 h/27/11/1986	-130	218

4. Kết quả tính toán chế độ nước dâng bão

Những kết quả tính toán chế độ nước dâng bão như phân bố tần suất nước dâng bão cho từng đoạn bờ cách nhau 1 vĩ độ, giá trị nước dâng cực đại đã xảy ra và có khả năng sẽ xảy ra ở từng đoạn bờ đó đã được trình bày trong phần nước dâng bão cùng tập tài liệu này (ở đây xin không nhắc lại).

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Việc nghiên cứu mực nước cực trị ở Biển Đông nói chung và ở vùng ven bờ Việt Nam nói riêng chỉ mới bắt đầu vài chục năm gần đây. Nhìn chung các trạm đo mực nước hoạt động liên tục và nhiều năm còn nhiều hạn chế về số lượng và độ kéo dài chuỗi đo đạc.

Để đáp ứng các nhu cầu phục vụ thực tiễn, đã có nhiều cố gắng nghiên cứu sử dụng trực tiếp những tài liệu đo đạc để phân tích tính toán cũng như sử dụng các phương pháp tính toán lý thuyết để nhận được các giá trị cần thiết. Những kết quả đạt được đã đáp ứng được trong một chừng mực nhất định những nhu cầu hoạt động của các ngành kinh tế và quốc phòng.

Một số hướng cần tiếp tục điều tra nghiên cứu tiếp theo để nâng cao hơn độ tin cậy của những kết quả tính toán mực nước cực trị là:

Cần hoàn thiện và nâng cao chất lượng hệ thống các trạm đo mực nước bố trí ở ven bờ và các vùng đảo ngoài khơi. Sử dụng các trang thiết bị hiện đại để có thể nhận được các kết quả đo đạc chính xác trong các điều kiện thời tiết bình thường hay trong các điều kiện gió bão lớn. Đảm bảo cho nhiều trạm đo đạc hoạt động liên tục và dài ngày.

Đẩy mạnh nghiên cứu các phương pháp tính toán mực nước cực trị theo các yêu cầu đòi hỏi của hoạt động thực tiễn của các ngành kinh tế và quốc phòng. Nghiên cứu các phương pháp thống kê, xác suất ứng dụng vào việc tính toán các thông số đặc trưng, đánh giá khả năng kết hợp của các quá trình khác nhau gây nên biến động giá trị mực nước. Chẳng hạn sự kết hợp giữa thủy triều và nước dâng bão, giữa thủy triều và lũ trong khu vực cửa sông, ...

IV

NƯỚC DÂNG DO BÃO VÀ GIÓ MÙA

I. MỞ ĐẦU

1. Tầm quan trọng của vấn đề nước dâng bão và gió mùa

Nước dâng do bão là một hiện tượng tự nhiên rất nguy hiểm đối với tính mạng và tài sản của các nước ven biển có bão đổ bộ. Đó là sự dâng lên của mực nước biển khi có bão so với mực triều bình thường. Ma sát của gió bão với mặt nước và độ giảm áp ở tâm bão là các ngoại lực gây nước dâng. Địa hình bờ, đáy, sự quay của quả đất, tốc độ di chuyển của bão, bán kính gió cực đại, dòng chảy trong sông, thủy triều là các yếu tố quan trọng nhất, quyết định độ dâng mực nước.

Trên thế giới nhiều nơi bị ảnh hưởng rất nặng của nước dâng bão như vùng vịnh Băng gan, đặc biệt là Bangladet (riêng 2 vụ 1970 và 1990 nước dâng cao hơn 7m, đã làm hơn 400.000 người thiệt mạng), vùng biển Caribê (nước dâng cao nhất đã ghi được là 8m, trận nước dâng do bão FLORA, 5.000 người thiệt mạng), Mỹ (đã chịu trận nước dâng lớn đến 7m4), các nước ven bờ biển Bắc cũng đã chịu hậu quả nghiêm trọng của các trận nước dâng 1916, 1953, 1962, 1976 (trong cơn bão 1953 ở Hà Lan 1.400 người chết, ở Anh 300 người chết). Nhật Bản, Triều Tiên, Trung Quốc cũng chịu hậu quả nước dâng bão rất nặng nề (mực nước dâng cao nhất đã ghi được tương ứng là 3,6m; 5,2m; 3,2m). Còn ở nước ta, nước dâng đã ghi được trong cơn bão DAN 1989 là 3,6m. Trong lịch sử:

- 1881 ở Hải Phòng trận nước dâng rất lớn làm nhiều người chết (có con số đưa ra là khoảng 300.000 người (?)).
- 1904 bão gây nước dâng lớn ở Mỹ Tho làm chết 5.000 người.
- 1955 ở Hải Phòng, 1982 ở Nghệ Tĩnh, 1990 và 1996 ở Hải Phòng làm nước tràn qua đê, gây ngập lụt, phá huỷ cầu cống, ruộng lúa và các công trình khác.
- 1985 cơn bão Cecil ở Huế-Bình Trị Thiên cũ, dâng nước, làm chết gần 1000 người, ...
- 1989 nước dâng bão làm chết 352 người, mất tích 600 người.
- 1990 nước dâng bão làm chết 356 người
- v.v...

Nước dâng do bão xảy ra trong thời kỳ triều cường làm mực nước dâng cao, tràn qua đê đập, phá huỷ các công trình, đường xá, tràn vào đồng ruộng và sóng đánh trên nền nước cao đó chính là nguyên nhân gây nên những thiệt hại rất to lớn về người và của kể trên.

Ngoài bão, nước ta chịu ảnh hưởng thường xuyên của gió mùa. Những đợt gió mùa mạnh (cấp 6, 7) và kéo dài (2-3 ngày hoặc các đợt gió mùa liên tiếp) cũng gây nên nước dâng đáng kể, 30-40cm. Khi thiết kế các loại công trình biển và nhất là biển ven bờ như các công trình quai đê, lấn biển, xây dựng đê đập, cầu cảng, dàn khoan, kho bãi, ... người ta phải tính đến cao độ cần thiết, trong đó có mực nước dâng do bão và do gió mùa và khi xây dựng kế hoạch để phòng tránh người ta phải biết được các đặc trưng khác như về quá trình nước dâng, thời điểm, địa điểm xảy ra nước dâng cực đại. Do vậy phải nghiên cứu đưa ra các đặc trưng chế độ và dự báo được hiện tượng dâng nước ấy cho từng cơn bão cụ thể.

Cũng cần lưu ý rằng vấn đề nghiên cứu nước dâng do gió mùa được lưu ý ít hơn nhiều so với nước dâng do bão, vì tầm quan trọng nhỏ hơn và vì gió mùa gần như là hiện tượng xảy ra thường xuyên và mức dâng không lớn (thí dụ trong 3 năm 1977-1979 riêng vịnh Bắc Bộ đã có tới 60 đợt gió mùa Đông-Bắc).

2. Tình hình nghiên cứu nước dâng bão và gió mùa

2.1. Ở ngoài nước

Hiện nay việc nghiên cứu nước dâng do bão (và do gió mùa) đã đạt được rất nhiều kết quả. Người ta đã có các phần mềm tính toán và dự báo [2, 3, 4], thậm chí đã đưa ra được toán đồ để dự báo [1] trên cơ sở so sánh với các cơn bão chuẩn-phương pháp SPLASH (Special Programes to List Amplitudes of Surges from Hurricanees), thậm chí có cả phần mềm thương mại. Các nước chịu nhiều thiệt hại bởi nước dâng do bão như Mỹ, Nhật, Nga, Trung Quốc ... đã tự xây dựng và phát triển các phần mềm tương ứng và còn cung cấp, bán cho các nước khác sử dụng như ấn Độ, Bangladesh, Triều Tiên, Philippin (gần đây, 2000, Tổng Cục Khí tượng Thủy văn cũng nhận được 1 phần mềm do Nauy cung cấp về nước dâng bão), ... Tuy vậy, còn ít những nghiên cứu tính toán, dự báo mực nước tổng hợp nước dâng và thủy triều.

2.2. Ở trong nước

Vì mức độ nguy hiểm của loại thiên tai này nên vấn đề nước dâng do bão đã được đặt ra nghiên cứu từ những năm 1970 với Lê Phước Trình và Trần Kỳ (1969-1970), Nguyễn Văn Cư (1979), Đỗ Ngọc Quỳnh (1982), Vũ Như Hoán (1988), Tạ Đăng Minh (1989), Lê Trọng Đào (1989), Bùi Xuân Thông (1995), Nguyễn Thị Việt Liên (1996), ... trong khuôn khổ phần lớn các luận văn Tiến sĩ mà kết quả của chúng đề cập đến các khía cạnh khác nhau về mặt học thuật và về bản thân hiện tượng này. Nhưng nghiên cứu một cách có hệ thống nước dâng bão ở

Việt Nam chỉ được đặt ra từ 1984 đến nay, trong khuôn khổ 3 đề tài cấp nhà nước:

- Nghiên cứu thăm dò (1984-1985, đề tài 48.06.15 [5], Phạm Văn Ninh chủ trì), sau khi khẳng định rằng hiện tượng nước dâng bão ở Việt Nam có thể nghiên cứu được đến kết quả ứng dụng trong thực tế, đã chia quá trình nghiên cứu nước dâng do bão làm 2 phần và thực hiện chúng trong khuôn khổ 2 đề tài cấp nhà nước khác:
- Nghiên cứu các đặc trưng chế độ của hiện tượng tức là phân bố theo thời gian, không gian, dáng điệu quá trình nước dâng, vị trí và thời gian xảy ra nước dâng cực đại, quan hệ về thời gian xảy ra nước dâng với các pha triều, ... nhằm xác định cao trình của các công trình biển, hoạch định các quy hoạch kinh tế xã hội biển (1986-1990, đề tài 48B.02.02 [6], Phạm Văn Ninh chủ trì).
- Nghiên cứu dự báo nước dâng cho các cơn bão cụ thể (1991-1995, đề tài KT.03.06, Đỗ Ngọc Quỳnh chủ trì) [7].

Ngoài ra, năm 1996-2000 đề tài cấp nhà nước "Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật đới bờ, ..." do Phạm Văn Ninh và từ 1998 Đỗ Ngọc Quỳnh làm chủ nhiệm đã xem xét lại việc tính toán các đặc trưng chế độ bão ở miền Nam do có thêm số liệu [12].

Gần đây, 2000-2001, Đỗ Ngọc Quỳnh đã phối hợp với Trung tâm Dự báo Quốc gia Khí tượng Thủy văn nghiên cứu thử nghiệm tiếp tục và đã chuyển giao cho Trung tâm đó để dự báo nghiệp vụ [8].

Cần chú ý là ở các cảng lớn trên thế giới, nơi có chuỗi số liệu thực đo mực nước nhiều năm, người ta cũng đã sử dụng có hiệu quả phương pháp thống kê. ở Việt Nam không có nơi nào, kể cả Hòn Dấu có được các chuỗi số liệu như vậy.

II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

- Thu thập số liệu: thực đo mực nước tại tất cả các trạm khí tượng hải văn.
- Phân tích: tách mực nước dâng ra khỏi mực nước thực đo, đưa ra công thức mô tả áp gió, trong bão phù hợp với số liệu.
- Khảo sát thực địa: theo hướng dẫn của tổ chức khí tượng quốc tế về nước dâng do bão, để xác định vị trí, thời gian xảy ra mực nước dâng cao nhất và ở các điểm đo 2 phía của vị trí bão đổ bộ.
- Mô hình hoá: lập mô hình, lựa chọn và thiết lập các thuật toán, viết các bộ chương trình, lựa chọn ra bộ chương trình tốt nhất có lưu ý tính ổn định, tính hội tụ, hiệu chỉnh, kiểm nhiệm, tính toán cho các trường hợp không có số liệu.
- Tổng hợp: kết quả phân tích số liệu, gió, áp, mực nước, khảo sát thực địa và mô phỏng toán học.

III. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

A. Nghiên cứu chế độ nước dâng bão

1. Kết quả nghiên cứu tách nước dâng

Đã thu thập số liệu mực nước tại 30 trạm hải văn ven bờ nước ta từ 1961 đến 1990, trong đó 21 trạm có số liệu liên tục từng giờ và 9 trạm có số liệu theo các ob (1, 7, 13, 19 giờ). Số liệu 1960-1980 được lấy 5 ngày và 1981-1990 được lấy 7 ngày, với ngày bão đổ bộ là ngày ở giữa. Đã sử dụng phương pháp phục hồi để tách nước dâng ra khỏi mực nước tổng hợp. Các giả thiết cơ bản của phương pháp này là:

a. Dao động triều mỗi ngày đêm chậm pha 1 giờ và mực triều tại giờ thứ n của 1 ngày bất kỳ bằng trung bình cộng của mực triều giờ (n-1) ngày trước đó và giờ thứ (n+1) ngày sau đó.

b. Thời gian tồn tại nước dâng bão không quá 3 ngày đêm.

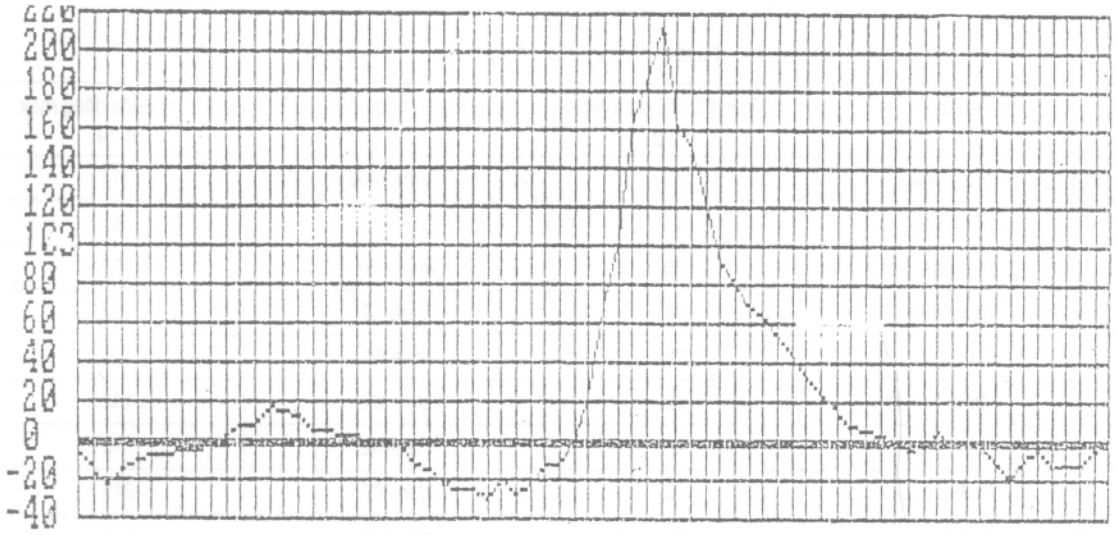
Hai giả thiết đó đều có cơ sở thực tế. Như vậy, thí dụ, mực triều h(t) cho các chuỗi 5 ngày đêm sẽ được tính từ số liệu thực đo ξ(t) như sau:

$$h(t) = \begin{cases} \{0.25\,[\xi(t-50) + \xi(t-25) + \xi(t+25) + \xi(t+50)] & 48 \le t \le 72 \text{giờ} \\ 0.5\,[\xi(t-25) + h(t+25)] & 26 < t \le 47 \\ 0.5\,[h(t-25) + \xi(t+25)] & 73 \le t \le 95 \end{cases}$$

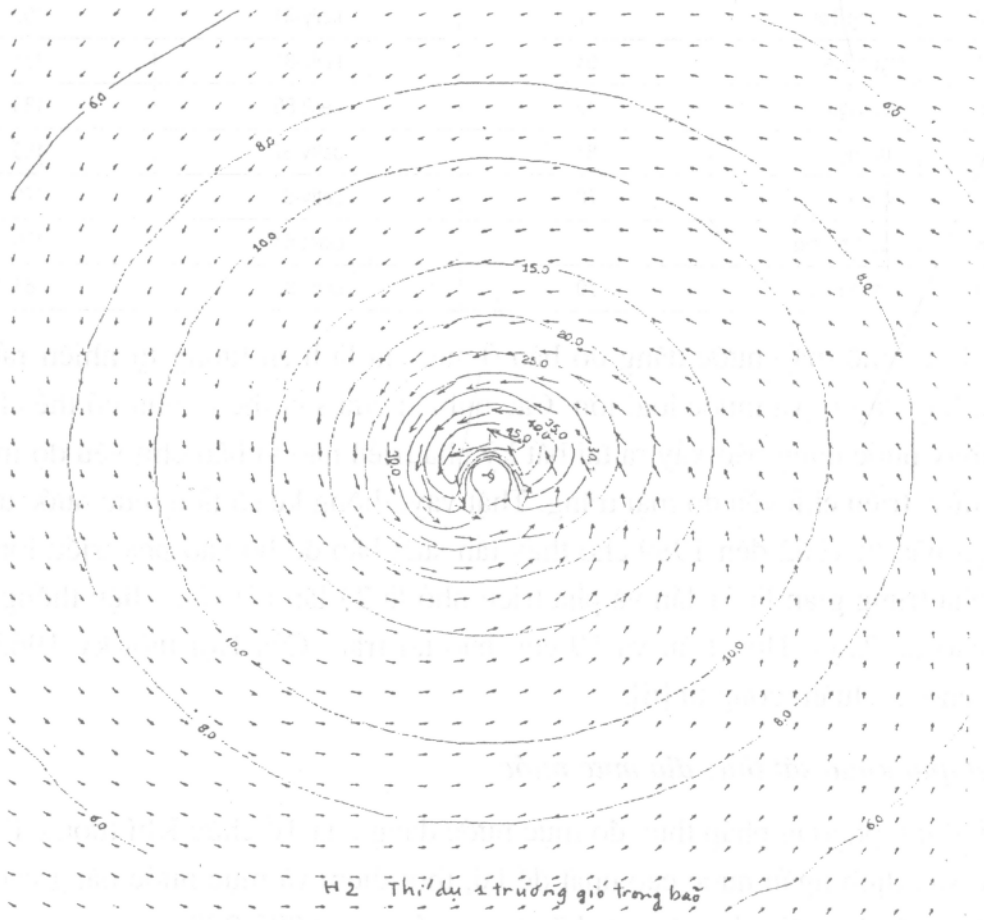
trong đó h(t) = ξ(t) tại t=25 và 96. Sau khi tính được h(t), mực nước dâng d(t) có thể suy ra từ hệ thức d(t) = ξ(t) – h(t). Kết quả kiểm nghiệm qua hàng loạt cơn bão tại trạm Hòn Dấu cho thấy phương pháp này so với bảng triều có sai số chấp nhận được. ở các trạm không có trong bảng triều thì đây là phương pháp cho phép tự động hoá được việc tách nước dâng. Bằng phương pháp này đã xử lý một lượng rất lớn (cỡ hơn 1.300) chuỗi số liệu mực nước. Thí dụ biến trình mực nước dâng trong cơn bão Klara-62 được chỉ ra trên hình 36

Đã xây dựng khoảng 100 biểu đồ phân bố nước dâng bão cực đại cho khoảng 100 cơn bão hoạt động ở Biển nước ta 1960-1989, cho thấy ở hầu hết mọi nơi ở bờ Vịnh Bắc Bộ (kể cả Huế, Quảng Bình) mực nước dâng cực đại có thể đạt 150cm trở lên, nhiều nơi trên 180cm, 200cm.

Nước dâng bão đã từng được ghi nhận được tại các trạm khí tượng hải văn ven bờ trong thời kỳ 1960-1990 như sau:



Hình 36. Giá trị nước dâng của bão cla-za- 62 Đo tại trạm Định Cư
Bắt đầu tính nước dâng từ ngày 21 tháng 9 năm 1962



Hình 37. Một trường gió trong bão

Bảng 38. Nước dâng bão thực đo 1960- 1990

TT	Tên trạm	Số cơn bão đã tách nước dâng	Cơn bão có nước dâng max	Giá trị nước dâng max (cm)
1	Mũi Chùa	33	Carmen-63	118
2	Hòn Gai	14	kim-71	89
3	Do Nghi	80	winnie-64	172
4	Cửa Cấm	88	klara-62	195
5	Cầu Ngư	18	rose-68	166
6	Đông Xuyên	92	klara-62	182
7	Hòn Dáu	101	klara-62	142
8	Định Cư	70	klara-62	215
9	Ba Lạt	77	warren-81	157
10	Phú Lễ	77	klara-62	174
11	Như Tân	74	ROSE-68	179
12	Lạch Sung	76	JEAN-71	162
13	Hoàng Tân	77	kelly-81	190
14	Ngọc Trà	94	kelly-81	154
15	Hòn Ngư	42	cecil-85	133
16	Cửa Hội	87	betty-87	169
17	Hộ Độ	70	betty-87	178
18	Cửa Nhượng	71	clara-64	176
19	Thanh Khê	70	cecil-85	165

Qua đó có thể thấy nước dâng do bão ở nước ta là hiện tượng tự nhiên rất nguy hiểm, hay xảy ra và thuộc loại lớn. Các nghiên cứu sâu thêm, như có thể chờ đợi, cho thấy nước dâng bão xảy ra tại bất kỳ pha triều nào vì bão chủ yếu do mặt trời còn thủy triều chủ yếu do mặt trăng. Thật vậy, thống kê số liệu mực nước ứng với 80 cơn bão từ 1962 đến 1989 cho thấy tần suất bão đổ bộ vào pha triều lớn là 25 lần, pha trung gian là 31 lần và pha triều nhỏ là 24 lần [7] và số liệu thống kê 65 cơn bão tại Trạm Hòn Dấu và 59 cơn bão tại trạm Cửa Hội thời kỳ 1963-1983 cũng cho kết luận tương tự [6].

2. Kết quả khảo sát thực địa mực nước

Đã sử dụng phương pháp thực đo mực nước dâng của Tổ chức Khí tượng Thế giới đo để xác định ngấn nước cao nhất để lại, thời điểm và mực nước dâng cao nhất. Đã khảo sát thực địa cho các cơn bão trong các năm 1985-2001.

Cơn bão ANDY-85 gây mực nước dâng cao nhất tại Cửa Dĩnh (Quảng Bình)	170cm
Cơn bão CECIL-85 gây mực nước dâng cao nhất tại Mỹ Thủy (Thừa Thiên Huế)	255cm
Cơn bão Wayne-86 gây mực nước dâng cao nhất tại Nam Trà Lý (Thái Bình)	230cm
Cơn bão BETTY-87 gây mực nước dâng cao nhất tại Quỳnh Phượng (Nghệ An)	225cm
Cơn bão DOT-89 gây mực nước dâng cao nhất tại Đồ Sơn (Hải Phòng)	224cm
Cơn bão Irving-89 gây mực nước dâng cao nhất tại Sầm Sơn (Thanh Hoá)	292cm
Cơn bão DAN-89 gây mực nước dâng cao nhất tại Cửa Hội (Nghệ An)	360cm
Cơn bão 5-1990 gây mực nước dâng cao nhất tại Cửa Nhượng (Hà Tĩnh)	235cm
Cơn bão Zeke-91 gây mực nước dâng cao nhất tại Hải Phòng-Quảng Ninh	160cm
Cơn bão Fred-91 gây mực nước dâng cao nhất tại Hà Tĩnh-Quảng Bình	150cm
Cơn bão Lois-95 gây mực nước dâng cao nhất tại Thanh Hoá-Ninh Bình	140cm
Cơn bão Wukong2000 gây mực nước dâng cao nhất tại Xuân Thành (Hà Tĩnh)	155cm
Cơn bão Wukong2000 gây mực nước dâng cao nhất tại Xuân Thành (Hà Tĩnh) Cơn bão Lingling 01 gây mực nước dâng cao nhất tại Sông Cầu (Bình Định)	105cm

Kết quả khảo sát thực địa cũng cho thấy nước dâng bão ở nước ta thuộc loại lớn và rất nguy hiểm. Đã ghi được mực nước dâng kỷ lục là 360cm ngoài mực triều, trong cơn bão DAN-89. Ngoài ra, các cơn bão Cecil-I85, Wayne-86, Betty-87, Dot-89, Irving-89, 5-1990 đã gây nước dâng lớn trên 2m, đến gần 3m. Thí dụ, kết quả khảo sát nước dâng trong cơn oão IRVING-89, xem bảng 39.

Bảng 39: Kết quả khảo sát nước dâng bão, cơn bão: IRVING-89

Địa điểm đo	Triều (cm)	Giá trị nước dâng bão (cm)	Độ cao tổng hợp so với O hải đồ (cm)
Cửa Đáy (Nga Sơn)	150	209	359
Lạch Sung (Hải Lộc)	150	222	372
Lạch Trường (Hậu Lộc)	150	256	406
Sầm Sơn	150	292	442
Quảng Lợi	140	222	362
Lạch Bạng (Tĩnh Gia)	150	192	342
Thiên Ký (Cửa Tráp)	150	176	326
Lạch Quèn (Quỳnh Lưu)	170	165	335
Cửa Vạn (Diễn Châu)	200	131	331

3. Mô phỏng trường gió trong bão

Bão nhiệt đới (sau đây để ngắn gọn, ta gọi là bão) là một trong những hiện tượng đặc biệt nhất trong chuyển động của lớp khí quyển trên bề mặt trái đất. Nó xảy ra trong dải từ xích đạo đến cỡ vĩ độ 30 ở mỗi bán cầu và có tên gọi khác nhau tùy theo từng vùng. ở các nước ven Đại Tây Dương nó được gọi là "huragan", ở Thái Bình Dương là 'tai phun", ở úc là "villi villi", ở Phillipin là "bagio", ...

Gió trong bão thay đổi rất nhất nhanh theo không gian và thời gian. Tại chính tâm bão hay "mắt bão", gió rất yếu, chỉ đạt 3-5m/s, đôi khi đến 10 m/s. Đường kính trung bình của "mắt bão" khoảng 20-30km, với bão mạnh khoảng 60-70km, có một số ít trường hợp đến 300 km. Đôi khi gặp những cơn bão có hai hay ba "mắt". ở cách tâm bão một khoảng nào đó thường tồn tại một dải tương đối hẹp, rộng chừng 20-40km có tốc độ gió đạt cực đại sau đó yếu dần, nhưng gió tương đối mạnh vẫn có thể quan trắc thấy ở khoảng cách xa tâm đến 200-300km. Nói chung, bức tranh phân bố gió trong bão rất phức tạp. Nhưng thông thường, gió mạnh nhất ở nơi hướng gió trùng với hướng di chuyển của tâm bão, có nghĩa là ở phía trước bên phải tâm bão.

Trước đây cũng đã có một số nghiên cứu thống kê về quỹ đạo, tần suất xuất hiện trong các tháng và một số đánh giá về cường độ bão. Tuy nhiên, những kết quả đó chưa đầy đủ cho mục tiêu nghiên cứu nước dâng. Vì vậy, ở đây cần có sự quan tâm đáng kể đến các đặc trưng thống kê khác nữa.

Như chúng ta đã biết, cho đến nay chưa đủ điều kiện và phương tiện kỹ thuật cho phép tiến hành đo đạc sự biến thiên theo thời gian của các yếu tố khí tượng trong bão tại mọi điểm trong khu vực bão hoạt động. Để có thể nhận giá trị áp suất và gió trong bão ở thời điểm bất kỳ tại mọi điểm trong vùng cần nghiên cứu, thường phải sử dụng các mô hình giải tích biểu diễn gần đúng sự phân bố áp suất và gió trong bão. Dựa vào tính chất của bão là một vùng áp thấp với chuyển động xoáy của không khí quanh tâm, người ta đã biểu diễn trường áp suất trong bão gồm hệ

thống các đường đẳng áp hình tròn có tâm trùng với bão. Các tác giả đã đưa ra nhiều dạng mô hình phân bố trường áp khác nhau. Những mô hình trường áp thường được sử dụng nhiều nhất là:

- Barknem (1921): $$P = P_\infty - \frac{\Delta P}{1+(r/R)^2} \quad (3.1)$$

- Tacasaxi (1939): $$P = P_\infty - \frac{\Delta P}{1+(r/R)} \quad (3.2)$$

- Fujitt (1952): $$P = P_\infty - \frac{\Delta P}{\sqrt{1+(r/R)^2}} \quad (3.3)$$

- Các tác giả Trung Quốc: $$P = P_\infty - \frac{\Delta P}{\sqrt{1+2(r/R)^2}} \quad (3.4)$$

- Dạng hàm mũ: $$P = P_\infty - \Delta P \exp\left(-\frac{r^2}{R^2}\right) \quad (3.5)$$

Ở đây, P_∞ là áp suất tại rìa bão, $\Delta P = P_\infty - P_{min}$ với P_{min} là áp suất tại tâm bão, R-bán kính gió cực đại, r-khoảng cách từ điểm có áp suất P đến tâm bão.

Sau khi xây dựng được trường áp suất khí quyển, trường gió thường được tính theo công thức cân bằng địa chuyển Xorkina quen thuộc. Nhưng phương pháp này chỉ cho kết quả khá phù hợp ở những vùng vĩ độ cao và trung bình. ở vùng vĩ độ thấp, kết quả sai lệch khá lớn. Mặt khác có thể thấy rằng, bão trong vùng nhiệt đới thể hiện rất rõ sự có mặt của lực ly tâm trong chuyển động xoáy của khối không khí. Vì vậy, để tính gió trong bão ở vùng này, người ta thường sử dụng phương trình cân bằng xoáy thay cho phương trình cân bằng địa chuyển đã nêu ở trên [9] và từ đó rút ra tốc độ gió trong bão là:

$$W = -\frac{f\,r}{2} + \sqrt{\frac{f\,r}{4} + \frac{r}{\rho\,a}\frac{\partial P}{\partial r}} \quad (3.6)$$

Từ những mô hình phân bố áp suất (3.1)-(3.5), dựa trên phương trình (3.6) có thể rút ra các công thức phân bố gió tương ứng như sau:

Từ (3.1): $$W = W_{max}\frac{2\,r/R}{1+(r/R)^2} \quad (3.7)$$

Từ (3.2): $$W = W_{max}\frac{2\,(r/R)^{1\,2}}{1+r/R} \quad (3.8)$$

Từ (3.3) $$W = W_{max} \frac{3\,r/R}{\sqrt[4]{12\,(1+2(r/R)^3)^3}} \quad (3.9)$$

Từ (3.4) $$W = W_{max} \frac{3\sqrt{2}\,r/R}{\sqrt[4]{12\,(1+2(r/R)^3)^3}} \quad (3.10)$$

Từ (3.5): $$W = W_{max} \frac{r}{R} \exp\left(\frac{1}{2} - \frac{r^2}{2R^2}\right) \quad (3.11)$$

trong các công thức trên W_{max} là tốc độ gió cực đại.

Trên đây là những mô hình trường gió xoáy trong bão. Thực ra, để nhận được trường gió thực trong bão cần phải cộng thêm thành phần gió tịnh tiến gây nên do chuyển động của tâm bão. Theo các tác giả Nhật Bản, thành phần này được tính theo công thức [10].

$$W_C = V_C \exp\left(-\frac{2\pi r}{10^3}\right) \quad (3.12)$$

Ở đây V_t là tốc độ di chuyển của tâm bão.

Trong tất cả các công thức giải thích mô tả trường áp và trường gió trong bão (3.1)-(3.5), (3.7)-(3.12) có 5 tham số là P_{min}, P_∞, W_{max}, Vt, R và r.

Ở Việt Nam P_{min}, áp suất ở tâm bão, được cho với sai số khoảng 4-5 mb, độ lệch áp suất ở rìa bão và tâm bão Δp với sai số khoảng 4-5 mb; sai số gió cực đại W_{max} là 2-4m/s; tốc độ di chuyển của tâm bão với sai số 4-5 km/giờ. Bán kính gió cực đại R là khoảng cách kể từ tâm bão, nơi gió sát mặt nước là cực đại. Hiện nay R là tham số khó xác định hơn cả. Các tác giả Trung Quốc [2] đã lập bảng liên hệ giữa R và ΔP trên cơ sở số liệu Biển Đông như sau:

Bảng 40. Mối liên hệ giữa R và ΔP

Đơn vị ΔP R Chục ΔP	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	10.8	11.3	11.9	12.4	12.7	13.2	13.8	14.0	14.6	14.9
2	15.1	15.7	15.9	16.5	16.7	17.0	17.3	17.8	18.1	18.4
3	18.6	19.8	19.2	19.7	20.0	20.3	20.5	20.8	21.1	21.3
4	21.6	21.9	22.1	22.4	22.7	23.0	23.2	23.5	23.8	24.0
5	24.1	24.5	24.7	24.8	25.1	25.4	25.7	25.7	25.9	26.2
6	26.4	26.7	26.7	27.0	27.3	27.5	27.8	28.1	28.3	28.4
7	28.6	28.9	29.2	29.4	29.7	30.0	30.2	30.2	30.5	30.5
8	30.5	30.8	31.1	31.3	31.3	31.5	31.6	31.6	31.9	32.4

và chúng ta sẽ sử dụng bảng này trong tính toán.

Đã sử dụng 2 phương pháp:

- Phương pháp 1: Sử dụng phương pháp bình phương tối thiểu dẫn tới việc giải lặp phương trình phi tuyến bậc cao với ẩn cần tìm là bán kính gió cực đại R và đánh giá mô hình nào cho độ lệch quân phương trung bình nhỏ nhất.
- Phương pháp 2: Với R cho trước đánh giá xem mô hình nào có độ lệch quân phương trung bình nhỏ nhất và trên cơ sở đó chọn ra các mô hình mô tả trường áp, trường gió gần đúng nhất để sử dụng sau này. Ta có thể thấy các mô hình 3.2, 3.10 và 3.3, 3.11 là phù hợp với số liệu quan trắc hơn cả [6].

Chú ý: đối với gió mùa, cách tốt nhất là cho trường gió (theo không gian và thời gian) và sẽ tính trực tiếp từ các số liệu đó. Chỗ nào thiếu có thể nội, ngoại suy.

Trong các nghiên cứu này, tốc độ gió trong bão W_o tính toán bằng:

$$\overset{\rho}{W}_o = \overset{\rho}{W} + \overset{\rho}{W}_\varphi + \overset{\rho}{W}_c + \overset{\rho}{W}_{ac}$$

trong đó W là tốc độ gió biểu diễn bão tròn xoay

W_φ là phần hiệu đính tốc độ do ma sát, $W_\varphi = W\cos\varphi$, φ lấy từ 15 đến 30°

W_c là vận tốc tịnh tiến, tính theo 3.12.

W_{ac} là phần hiệu đính do ảnh hưởng của lục địa, $W_{ac} = \left[1 - \frac{\alpha r}{1+r^2}\max(0,\cos\theta)\right]$

Đây là công thức đầy đủ nhất, mô tả trường gió trong bão. Hình 2 giới thiệu một trường gió như vậy trong bão.

4. Mô phỏng

4.1. Mô hình toán lý

Bài toán nước dâng bão (có hoặc không kể đến thủy triều) được phát biểu tổng quát như sau:

Hệ phương trình xuất phát là hệ phương trình phi tuyến mô tả chuyển động sóng dài:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - fu = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial x} - g\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{\rho(h+\zeta)}(\tau_x^a - \tau_x^b) \quad (4.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + fv = -\frac{1}{\rho}\frac{\partial P_a}{\partial y} - g\frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{\rho(h+\zeta)}(\tau_y^a - \tau_y^b) \quad (4.2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(h+\zeta)u + \frac{\partial}{\partial y}(h+\zeta)v = 0 \qquad (4.3)$$

Điều kiện biên:

+ Biên cứng: $U_n = 0$, điều kiện không thấm (4.4)

+ Biên lỏng: $U_n = \zeta\sqrt{\frac{g}{h+\zeta}}$, điều kiện phóng xạ (4.5)

hoặc $\zeta = \zeta(x,y,t) = \sum_i F_i H_i \cos\left[\sigma_i t + (\alpha+\beta)_i - g_i\right]$ (4.6)

Ở đây:

- ζ : là độ dâng mực nước tính từ mặt biển trung bình, i thường lấy trong 4 sóng thành phần chính là M_2, S_2, K_1, O_1; H_i, g_i là các hằng số điều hòa chỉ phụ thuộc vào vị trí điểm tính; F_i và $(\alpha + \beta)_i$ là các tham số thiên văn phụ thuộc thời gian, còn σ_i là vận tốc góc sóng triều thứ i.
- u, v: là thành phần tốc độ theo các trục x, y lấy trung bình theo phương thẳng đứng
- h: là độ sâu biển
- P_a: là áp suất khí quyển trên mặt biển
- τ^a: ứng suất gió trên mặt biển, tỷ lệ với bình phương tốc độ gió
- τ^b: ứng suất ma sát đáy, tỷ lệ với bình phương tốc độ dòng nước

Để tính toán phân bố áp suất P_a và tốc độ gió W trong bão đã sử dụng các mô hình giải tích mô tả trường áp và trường gió trong bão 3.2, 3.10 hoặc 3.3, 3.11.

Hệ (4.1)-(4.3) với các điều kiện biên (4.4)-(4.6) được giải bằng phương pháp số trị.

Trong giai đoạn nghiên cứu chế độ, đề tài nghiên cứu nước dâng bão trước đây (48B.02.02) đã sử dụng nhiều mô hình số trị với các thuật toán khác nhau và đã xây dựng nên 7 mô hình số theo sơ đồ sai phân hiện, xen kẽ 1 và 2, sai phân trung tâm nửa ẩn có là trơn, sai phân ẩn xen kẽ, đường đặc trưng, sai phân lưới tam giác nửa ẩn, sơ đồ lưới tổng hợp (trong đó đáng lưu ý về mặt phương pháp là phương pháp lưới tam giác [11] và mô hình lưới cong phù hợp với đường bờ [6]). Các mô hình này đã được xem xét tính ổn định, hội tụ, độ chính xác so với một số nghiệm giải tích, thời gian máy và mức độ tiện dụng. Cuối cùng mô hình sai phân ẩn xen kẽ truy đuổi luân hướng đã được chọn [6].

Sau đó, mô hình này đã được hoàn thiện một bước rất đáng kể:

- Đã xây dựng chương trình thiết lập mô hình (TL) với số liệu vào là độ sâu miền tính, các tham số về bước không gian, thời gian, điều kiện biên lỏng. Chương trình TL tạo ra tất cả các tham số về miền tính cho mô hình tính nước dâng. Chương trình này giúp giảm bớt rất nhiều công sức khi tạo một miền tính mới.
- Xây dựng hệ thống thực đơn (MENU) giúp cho việc vào ra được thuận tiện, dễ dàng và tránh được các sai sót, đồng thời tạo ra khả năng trao đổi với chương trình trong khi đang tính toán (interactive).
- Xây dựng các chương trình vẽ trường vận tốc, đường đồng mức, tô màu miền đồng mức, vẽ đồ thị bằng ngôn ngữ FORTRAN. Các chương trình này có thể sử dụng một cách độc lập hoặc dùng ngay đồng thời trong chương trình tính nước dâng.
- Xây dựng các chương trình chuyển mã đồ hoạ sang hệ SURFER, lưu trữ các hình vẽ dưới dạng các miền ảnh nhị phân.
- Xây dựng phông chữ tiếng Việt phục vụ cho việc thuyết minh kết quả trên màn hình và đồ thị.

Đó là mô hình tính dòng chảy trung bình theo chiều sâu và mực nước do gió, do bão gây ra, cũng như để tính mực triều và dòng triều nếu cho điều kiện dao động tại biên lỏng hoặc tương tác triều và nước dâng. Đây là mô hình nước nông phi tuyến 2 chiều (hoặc Saint Venant 2 chiều) có chú ý đến lực Coriolis, ứng suất rối ngang, ma sát đáy, điều kiện không thấm tại biên cứng, điều kiện phóng xạ hoặc cho trước dao động triều tại biên lỏng và trạng thái yên tĩnh ở thời điểm ban đầu. Ngoại lực là lực trọng trường, là ứng suất tiếp do gió và ứng suất pháp do áp suất khí quyển. Trường áp và trường gió trong bão được mô tả bởi các công thức giải tích đã chọn, đó là mô hình bão cân bằng xoáy có lưu ý đến tính bất đối xứng, độ lệch của véctơ tốc độ gió so với các đường đẳng áp và sự di chuyển thực tế của bão, cùng các tham số bão ứng với các vị trí tức thời của tâm bão. Sơ đồ sai phân ẩn xen kẽ, luân hướng độ xấp xỉ bậc nhất theo bước thời gian, bậc 2 theo bước không gian (trừ tại biên là bậc 1), ổn định một cách thực nghiệm theo tiêu chuẩn $\Delta t/\Delta x = 0.3.10^{-3}$ cho vùng biển Việt Nam.

4.2. Nghiên cứu ảnh hưởng của các loại điều kiện biên và miền tính: bằng các thí nghiệm số trị [6] đã chỉ ra rằng

a) ảnh hưởng của eo Quỳnh Châu:

- Việc đóng mở eo này gây thay đổi đáng kể về bức tranh dòng chảy trung bình tại khu vực đông bắc vịnh. Vùng gần eo, dòng chảy thay đổi nhiều cả về hướng lẫn cường độ (trường hợp mở cho cường độ dòng chảy lớn hơn khi đóng, như có thể dự kiến). Sự thay đổi ấy giảm rất nhanh khi ra xa eo này. Vùng ven bờ phía tây, các vùng giữa và nam vịnh, dòng chảy hầu như không bị thay đổi hướng. Tuy nhiên cường độ bị thay đổi đáng kể: tại khu vực giữa

vịnh, sự sai khác đạt tới 15%. Việc thay đổi dạng điều kiện biên khi đóng dẫn đến kết quả khác nhiều so với khi mở.

- Bức tranh phân bố mực nước phụ thuộc mạnh vào eo Quỳnh Châu. Trên toàn vịnh, sai lệch về mực nước có thể đạt tới 30cm và thậm chí không giảm dần về phía bờ tây cũng như về phía nam. Khi đóng, nước rút mạnh hơn khi mở trong giai đoạn bão còn hoạt động ở xa và gây nước dâng nhanh hơn khi bão gần đổ bộ. Tại các điểm theo dõi, mực nước thay đổi nhanh hơn và có biên độ thường lớn hơn khi mở. Việc đóng eo Quỳnh Châu còn có thể gây lệch pha dẫn đến sự lệch pha của ξmax, mặc dù không thấy sự thay đổi rõ rệt về vị trí xảy ra ξmax.

b) ảnh hưởng của miền tính và điều kiện biên tại biên lỏng: Đối với các cơn bão đến cấp 12 thì:

Do số lượng bão phần lớn tập trung vào vịnh Bắc Bộ nên việc xác định miền tính nhỏ nhất (để tiết kiệm bộ nhớ và thời gian tính), sao cho vẫn đảm bảo được độ chính xác của mực nước dâng tại gần nơi có nước dâng cực đại, chỉ đặt ra đối với miền biển phía bắc (từ vĩ tuyến 14°N trở ra). Còn đối với vùng biển phía nam, một mặt, do cần có những tính toán đối với vùng hai quần đảo Trường Sa, Hoàng Sa (từ vĩ độ 6°N-18°N)-nơi có một số cơn bão được hình thành và phát triển, mặt khác, số cơn bão hoạt động không nhiều nên vùng tính được lấy khá lớn và vấn đề lựa chọn vùng tính tối thiểu không được đặt ra.

Đối với miền biển phía bắc, các điều kiện biên khác nhau cho kết quả rất gần nhau cả về mực nước lẫn dòng chảy. Sự sai khác về mực nước còn khoảng 5-10cm. ξmax sai khác nhau không quá 5cm (tức cỡ 2%). ở vùng eo Quỳnh Châu và khu vực phía nam vịnh (dưới 17°30N) có thể còn thấy được sự khác nhau về dòng chảy, nhưng không đáng kể. Như vậy, ảnh hưởng của điều kiện tại biên lỏng đối với miền tính này không còn đáng kể nữa. Vì vậy miền tính được chọn là miền 105°45-112°00E và 14°00-21°45N

Đối với các cơn bão hoạt động ở vĩ độ thấp hơn, vùng tính cần mở rộng hơn nữa.

Nghiên cứu ảnh hưởng của sự thay đổi điều kiện biên lỏng (mực nước bằng 0 và điều kiện phóng xạ) cho thấy ảnh hưởng đó là rất đáng kể, không chỉ ở lân cận biên lỏng mà còn ở cả lân cận eo Quỳnh Châu. Vì vậy nên cho điều kiện phóng xạ tại biên lỏng.

4.3. Đánh giá ảnh hưởng của sự thay đổi các tham số tới kết quả tính

Sau khi đã xác định miền tính nhỏ nhất và điều kiện phóng xạ tại biên lỏng, cần phải xét sự khác nhau của nước dâng cực đại khi các tham số bão thay đổi trong khoảng sai số cho phép của các số liệu khí tượng về bão. Mặt khác để có thể hiệu chỉnh mô hình số trị, trước hết cần phải đánh giá được độ nhạy của các thông số cho trước đó. Ngoài ra còn xét đến ảnh hưởng của việc chọn thời điểm tính.

- Đối với sự thay đổi của ΔP: độ sai lệch của mực nước không lớn, trị số tính bằng cm, xấp xỉ bằng lượng thay đổi của ΔP (tính bằng mb) ở vùng tâm bão, tại biển sâu. Càng xa tâm bão, độ sai lệch của mực nước càng giảm. Sai số 5mb chỉ có thể gây sự sai khác về mực nước cỡ 5cm ở vùng tâm bão đi qua.
- Đối với sự thay đổi của Wmax: dẫn tới sự thay đổi lớn của giá trị mực nước tới 20 cm hoặc cao hơn nữa. Tuy nhiên không thấy sự thay đổi đáng kể của bức tranh trạng thái mặt biển về mặt định tính, như vùng nước dâng, vùng nước rút, nơi xảy ra nước dâng lớn nhất, cũng như nó không làm thay đổi đáng kể pha của biến trình mực nước tại các điểm theo dõi.
- Đối với sự thay đổi của R: việc tăng hay giảm bán kính R dẫn đến sự mở rộng, co hẹp đáng kể phạm vi không gian ảnh hưởng của bão cũng như mực nước dâng cực đại:

- Nếu bán kính R tăng:
  + Giá trị dâng hoặc rút ở ngoài vùng bán kính cực đại cả về phía phải lẫn phía trái điểm đổ bộ đều tăng. ở trong vùng bán kính gió cực đại, ảnh hưởng này không đáng kể. Tốc độ thay đổi của mực nước nhanh hơn và vùng có độ sai lệch lớn trải rộng ra hai phía dọc bờ biển.
  + Có thể làm thay đổi vị trí xảy ra nước dâng cực đại
  + Sự sai lệch phụ thuộc nhiều vào địa hình và nơi bão đổ bộ.
- Với sự thay đổi của R không quá 5km ta nhận được sự sai lệch của ξmax nhỏ hơn 20cm.

- Đối với sự thay đổi của tốc độ di chuyển Vc:
- Làm thay đổi rất mạnh về pha
- Làm thay đổi đáng kể về ξmax theo luật tỷ lệ nghịch: bão di chuyển càng chậm gây nước dâng càng lớn và ngược lại.

- Thay đổi quỹ đạo: để đánh giá độ nhạy của kết quả tính đối với các sai số cho trước của quỹ đạo bão, ta xét một số quỹ đạo nằm trong vùng có độ lệch sau: Δ1=1/2-1 và Δ2=1/8-1/16 độ kinh vĩ (Δ1 là độ sai lệch của quỹ đạo bão ở thời điểm đầu, Δ2-độ sai lệch khi bão đổ bộ). Trong tất cả các trường hợp, sai số ξ max không quá 20cm. Sự sai khác của vị trí có ξmax cũng có cỡ như sự sai khác vị trí bão đổ bộ và không ảnh hưởng đáng kể đến thời điểm xảy ra ξ max.

- Thay đổi thời điểm bắt đầu tính: thông thường bão được hình thành từ rất xa miền tính toán và thời gian tồn tại có thể kéo dài. Tuy nhiên không cần thiết phải tính toán từ khi bão hình thành hoặc từ lúc bão còn ở rất xa.

Kết quả thử nghiệm số trị chỉ ra rằng cần bắt đầu tính 24 giờ trước khi bão đổ bộ. Tuy nhiên, để có thể so sánh biến trình mực nước giữa tính toán và đo đạc ở giai đoạn dâng, cũng cần phải dập tắt các nhiễu trong giai đoạn này. Vì vậy cần tính trước lúc đổ bộ 2 ngày.

Chú ý: Thường ma sát đáy được lấy trong khoảng $2\text{-}3.1.10^{-3}$ trong hệ CGS. Sự thay đổi của hệ số này làm thay đổi rất đáng kể dòng chảy và mực nước ở biển nông. Hệ số đó càng cao, tốc độ dòng chảy và mực nước càng giảm (ξ_{max} có thể thay đổi 30-40cm).

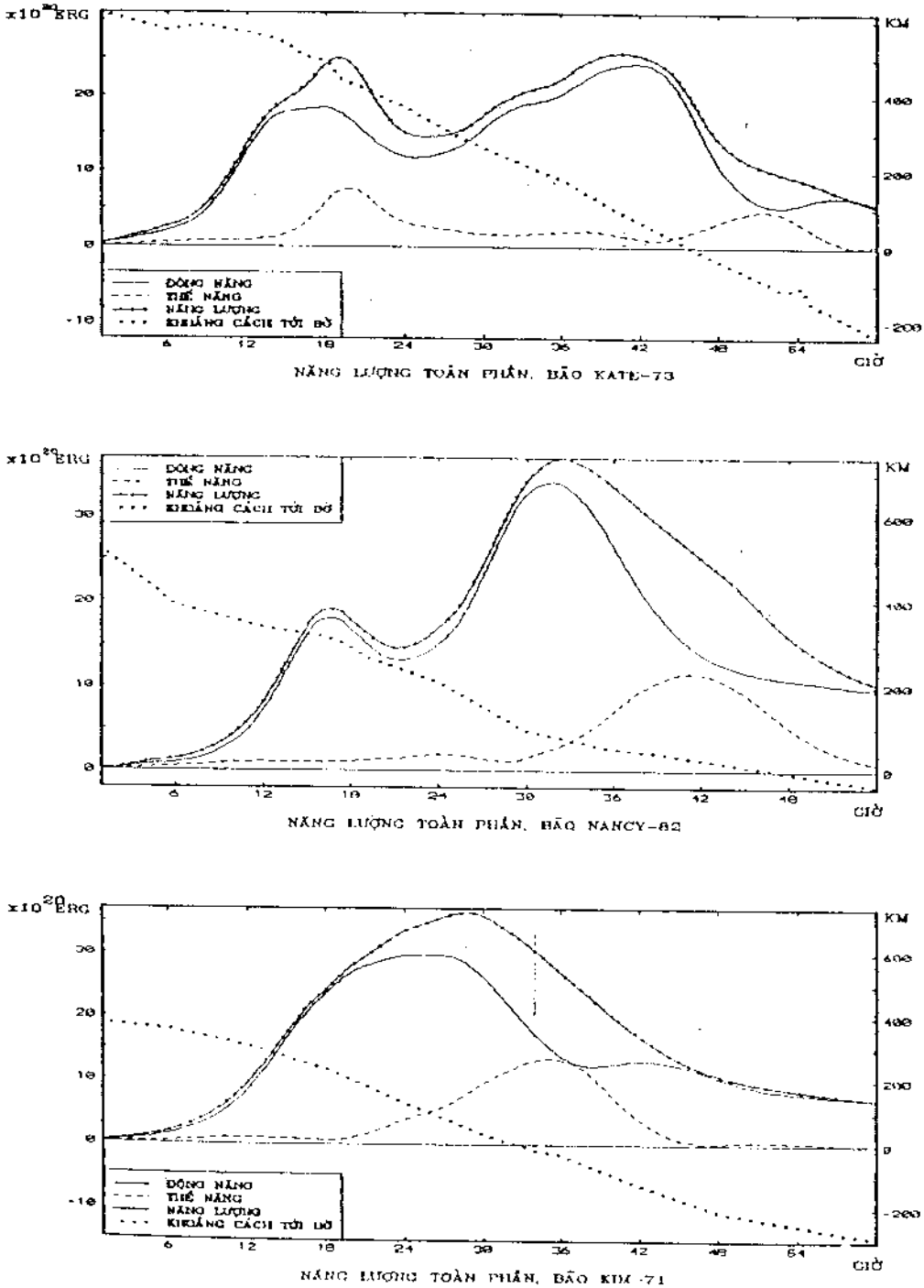
4.4. Sự truyền năng lượng từ bão vào biển [7]

Đã sử dụng mô hình tính số trị nói trên để nghiên cứu sự phân bố năng lượng cơ học của khối nước biển nhận được từ bão trong suốt quá trình hoạt động của bão từ ngoài khơi vào bờ. Kết quả tính cho 36 cơn bão mạnh hoạt động ở miền Bắc nước ta từ 1962 đến 1989, đã chỉ ra sự biến đổi động năng, thế năng và năng lượng toàn phần, cũng như quan hệ của chúng với quỹ đạo bão và thời điểm đổ bộ. Đã nghiên cứu sự phân bố không gian của năng lượng tại từng thời điểm, sự ảnh hưởng của địa hình đáy, hình thái đường bờ và sự đóng góp của động năng, thế năng vào năng lượng của khối nước.

Dao động của động năng và thế năng toàn phần ở giai đoạn sau (từ khi động năng đạt giá trị lớn nhất đến khi kết thúc tính) thường lệch pha nhau: thế năng đạt cực đại tương ứng với động năng cực tiểu và ngược lại.

Năng lượng toàn phần, nhìn chung, có dáng điệu như đường động năng (trừ giai đoạn thế năng đạt giá trị lớn nhất) và có giá trị lớn nhất vào cùng thời điểm khi động năng toàn phần lớn nhất. Trong suốt quá trình hoạt động của bão, động năng chiếm vai trò chủ yếu (trung bình chiếm 81% tổng năng lượng).

Đầu tiên, động năng toàn phần tăng nhanh và đạt giá trị lớn nhất vào thời điểm trước khi bão đổ bộ khoảng 3-6 giờ (cách bờ 60-120km). Trong quá trình tăng trưởng đó, đại đa số (67%) các trường hợp có cực đại phụ xuất hiện trước thời điểm động năng lớn nhất khoảng 12-18 giờ. Thời gian tồn tại của đỉnh (với giá trị năng lượng không nhỏ hơn 90% giá trị năng lượng lớn nhất E_{max}) kéo dài trung bình 4 - 6 giờ. Sau đó, động năng giảm nhanh và thường lại xuất hiện cực đại



Hình 38. Biến thiên của năng lượng toàn phần

phụ thứ hai trước khi quá trình tính kết thúc. Biến thiên của thế năng phức tạp hơn, có thể xuất hiện nhiều giá trị cực trị tùy thuộc vào từng cơn bão. Tuy vậy, thế năng toàn phần thường đạt giá trị lớn nhất vào sau thời điểm bão đổ bộ khoảng 3-5 giờ và tương ứng với động năng toàn phần đạt giá trị cực tiểu phụ thứ hai, sau đó thế năng giảm nhanh.

Phân bố mặt rộng của năng lượng tại mỗi thời điểm tập trung chủ yếu ở vùng xung quanh tâm bão và một phần nhỏ hơn dọc theo dải đường đi của bão. Bán kính của vùng tập trung năng lượng (không nhỏ hơn 5.10^6ERG), không kể dải hẹp dọc theo quỹ đạo bão, phụ thuộc vào cường độ bão và có đường kính từ 180-300 km. Diện tích vùng tập trung năng lượng tăng dần và đạt giá trị lớn nhất vào thời điểm năng lượng toàn phần lớn nhất, sau đó diện tích này giảm dần. Thông thường, khu vực có năng lượng lớn nhất xuất hiện ở phía sau-bên phải tâm bão. Tuy nhiên, tùy theo từng cơn bão, do địa hình đáy và hình thái đường bờ, vùng này có thể xảy ra ở bên trái (hình 38).

Bảng 41 trình bày các kết quả tính toán về thời điểm xảy ra động năng toàn phần, thế năng toàn phần và năng lượng toàn phần lớn nhất so với thời điểm bão đổ bộ (cột 2), giá trị năng lượng toàn phần lớn nhất E_{max} (cột 3), giá trị tổng của động năng, thế năng và năng lượng toàn phần trong suốt quá trình bão hoạt động (cột 4).

Bảng 41: Một số đặc trưng năng lượng nước biển trong bão
(dấu - cột 2 chỉ thời điểm sau khi bão đổ bộ)

(1)	(2) giờ			(3)	(4) 10^6ERG		
	E_k	E_t	E	E_{max}	E_k	E_t	E
babe-62	9	-3	-6	46	932	258	1191
clara-62	3	9	3	73	1192	322	1513
carmen-63	7	6	6	30	436	193	629
winnie-64	6	-7	6	42	722	217	939
tilda-64	4	-5	3	33	639	159	798
clara-64	3	-6	3	99	1596	344	1940
georgia-64	4	-3	3	30	535	82	617
nadine-64	5	-4	5	24	507	76	583
patsy-67	4	0	3	20	330	41	371
rose-68	5	-6	5	50	928	134	1062
tess-69	3	0	2	20	288	76	364
doris-69	4	-4	3	47	623	226	849
Bão No-70	9	-2	9	52	1048	201	1249
kim-71	7	-2	4	36	700	195	895
jean-71	5	-3	4	34	518	99	618

(1)	(2) giờ			(3)	(4) 10 ERG		
della-71	2	-7	2	32	645	112	757
anita-73	4	-2	4	39	683	197	880
kate-73	4	6	5	26	742	134	876
marge-73	2	6	2	24	371	55	425
dinah-74	5	5	5	19	417	61	478
della-74	5	-1	4	16	312	48	360
alice-75	5	-5	5	36	538	112	650
sarah-77	4	-7	4	35	601	77	678
joe-80	2	8	3	23	277	130	407
ruth-80	4	-6	4	28	511	98	609
kelly-81	7	-2	6	57	993	143	1137
warren-81	6	-2	8	53	848	220	1068
nancy-82	5	6	5	37	774	182	955
vera-83	5	1	4	49	626	169	795
cecil-85	4	-3	-4	86	1255	590	1845
wayne-86	4	8	4	23	358	82	440
betty-87	8	2	7	179	3968	900	4868
carry-87	7	2	8	36	713	179	892
patsy-88	4	0	3	14	179	38	218
dot-89	8	1	7	36	767	142	909
dan-89	5	-4	5	110	1905	466	2371

4.5. Tương tác phi tuyến giữa nước dâng và thủy triều:

Việc đánh giá sự tương tác này được thực hiện bằng cách giải số trị các bài toán mô phỏng dao động thủy triều và nước dâng bão trong vịnh Bắc Bộ. Trình tự tiến hành như sau: Trước hết giải bài toán tính dự báo thủy triều tại những thời điểm có bão hoạt động. Sau đó giải bài toán nước dâng bão thuần túy , nghĩa là tính nước dâng bão trên nền mặt biển trung bình. Tiếp theo là giải bài toán thủy triều và nước dâng bão đồng thời, nghĩa là tính toán nước dâng bão xảy ra trên nền dao động thủy triều của vịnh. Cuối cùng là so sánh kết quả tính toán bài toán hỗn hợp với kết quả cộng tuyến tính cuả hai bài toán đơn. Độ lệch của hai kết quả này nói lên mức độ tương tác phi tuyến giữa hai hiện tượng.

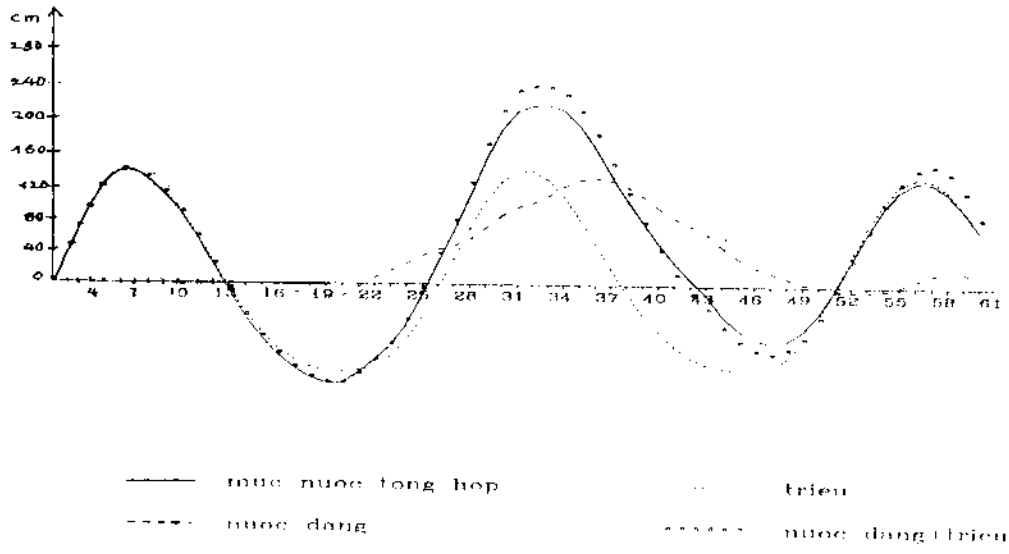
Bảng 42: Danh sách các cơn bão dùng để tính tương tác thủy triều-nước dâng

TT	Tên bão	Nơi đổ bộ	ΔP(mb)	Vmax(m/s)
1	clara-1962	Ninh Bình	45	41
2	carmen-1963	Hải Phòng	40	38
3	clara-1964	Hà Tĩnh-Quảng Bình	52	45
4	rose-1968	Thanh Hoá	38	36
5	joe-1980	Hồng Gai	40	38
6	kelly-1981	Nghệ An	38	36
7	warrent-1981	Nam Định	40	38
8	betty-1987	Hà Tĩnh	55	46
9	cary-1987	Nghệ An	37	36
10	dan-1989	Hà Tĩnh	50	43

Kết quả nghiên cứu số trị cho thấy cần phải lưu ý đến sự tương tác phi tuyến nước dâng-thủy triều:

Hiệu ứng này làm thay đổi mực nước tổng hợp một cách khá rõ ràng và tùy thuộc vào pha thủy triều cũng như độ lớn của nước dâng bão. Sự sai lệch tuyệt đối từ vài cm đến vài chục cm, tương ứng với sai lệch tương đối từ một vài phần trăm đến vài chục phần trăm. Có thể rút ra một số đặc điểm chung của quá trình tương tác này như sau:

- Ở pha thủy triều lớn (nước lớn) thì hiệu ứng tương tác làm giảm mực nước tổng hợp so với mực nước cộng tuyến tính.
- Ở pha thủy triều thấp (nước ròng) thì hiệu ứng tương tác làm tăng mực nước tổng hợp so với mực nước cộng tuyến tính.
- Ở pha thủy triều trung gian (gần mực nước trung bình) thì hiệu ứng tương tác yếu.
- Ở các đỉnh cao của nước dâng, nhất là khi giá trị của chúng lớn vượt nhiều lần thủy triều ở thời điểm tương ứng thì tương tác thường xảy yếu hơn các thời điểm khác, làm giảm từ 5 đến 10% giá trị cộng tuyến tính. Trong khi đó, ở các quá trình dâng và rút trước và sau đỉnh thì hiệu ứng tương tác làm sai lệch khá lớn mực nước so với cộng tuyến tính. Sự sai lệch này có thể đạt tới 30% giá trị nước dâng thuần túy .



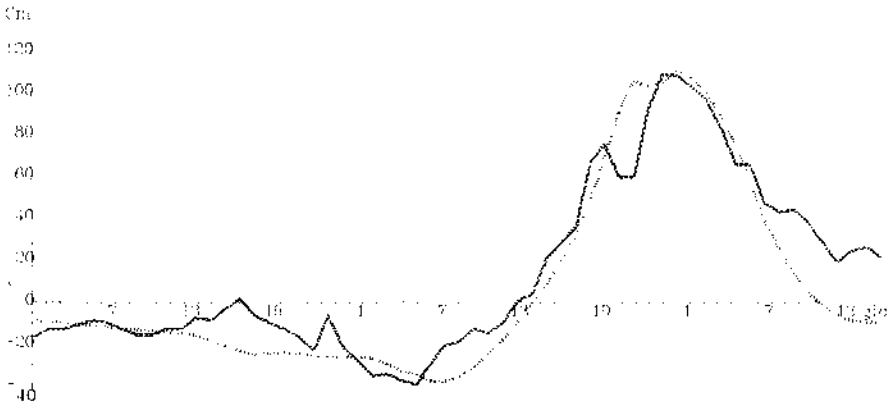
Hình 39. Đánh giá tương tác với cơn bão CARY- 87 trạm Hộ Độ

4.6. Nghiên cứu nước dâng truyền vào sông

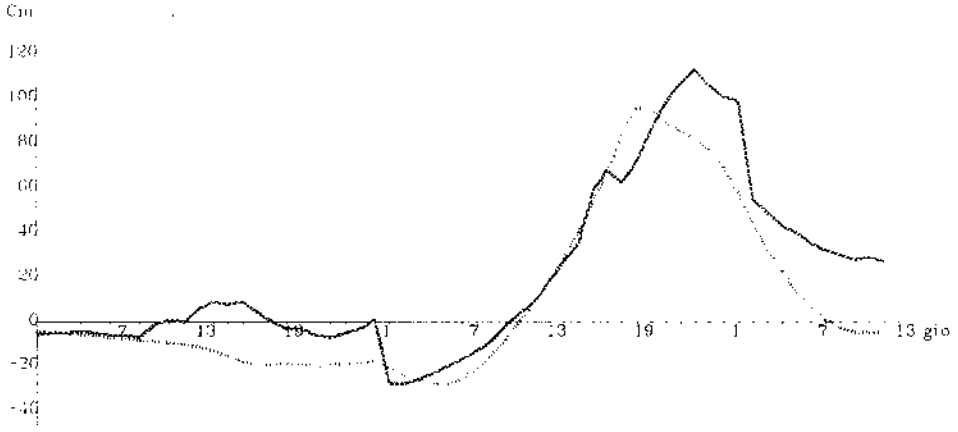
Đã sử dụng mô hình nước dâng bão 2D ghép nối với mô hình thủy lực 1D (cũng do Phân Viện Cơ học Biển xây dựng và phát triển) trên cơ sở đảm bảo tính liên tục về mực nước và tính bảo toàn lưu lượng để tính toán đánh giá sự truyền nước dâng vào hệ thống sông Hồng và Thái Bình. Đã tính toán cho 20 cơn bão đổ bộ từ Thừa Thiên-Huế đến Quảng Ninh trong thời kỳ 1962-1989. Các cửa sông chủ yếu là Cửa Cấm, Văn úc, Thái Bình, Trà Lý và Ba Lạt.

Từ kết quả tính có thể rút ra những nhận xét sau:

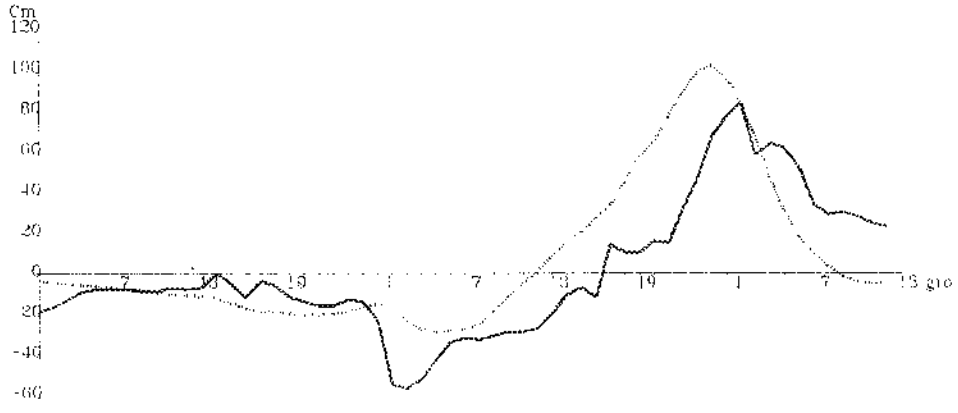
- Nhìn chung sự có mặt của hệ thống sông không làm thay đổi bức tranh phân bố mực nước dâng ở biển khơi cũng như vùng ven bờ. Chỉ ngay tại vùng biển vùng cửa sông trong một lân cận rất hẹp là có sự thay đổi ít nhiều về mực nước, nhưng thay đổi đáng kể về hệ thống dòng chảy.
- Trong khi đó, bức tranh phân bố mực nước dâng trong hệ thống sông thay đổi rất nhiều. Khi truyền vào trong sông độ cao nước dâng giảm dần. Ví dụ đoạn sông Hồng từ cửa Ba Lạt đến Sơn Tây có thể quan sát thấy: khi truyền vào sâu 20km phía trong kể từ cửa sông, độ cao nước dâng đã giảm đi một nửa và vào xa khoảng 100km thì nước dâng thực tế đã không còn tồn tại. Các giá trị này có lẽ phụ thuộc nhiều vào điều kiện tự nhiên của đoạn sông (độ rộng, độ dốc, lưu lượng, ...) hơn là phụ thuộc vào giá trị nước dâng cụ thể của từng cơn bão.



Bão 10IS-95.So sanh mực nước dang tu 1h 28 8 đen 13h 30 8 1995 tại trạm Đình Cũ
——— thực đo ····· tính toán

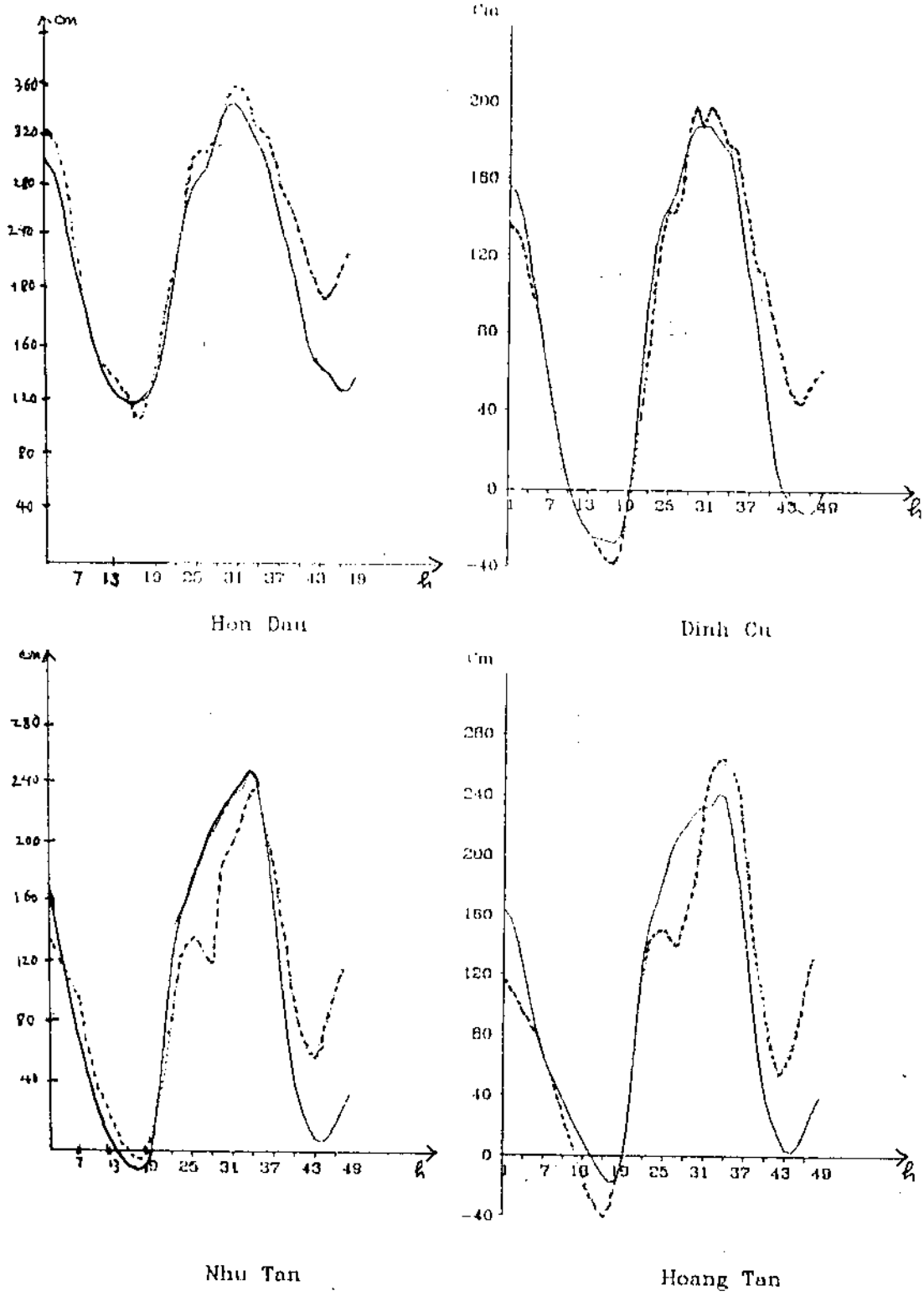


Bão 10IS-95.So sanh mực nước dang tu 1h 28 8 đen 13h 30 8 1995 tại trạm Ba Lạt
——— thực đo ····· tính toán



Bão 10IS-95.So sanh mực nước dang tu 1h 28 8 đen 13h 30 8 1995 tại trạm Như Tan
——— thực đo ····· tính toán

Hình 40



Hình 41. Dan - 89 : So sánh số liệu thực đo với tính toán

Thời gian truyền nước dâng cực đại vào trong sông thay đổi ít nhiều tùy theo các cơn bão. Tuy nhiên có thể thấy chúng cũng không khác nhau nhiều lắm mà quanh một giá trị trung bình cho từng đoạn sông. Chẳng hạn, với đoạn sông Hồng thì thời gian truyền nước dâng cực đại từ cửa Ba Lạt vào cỡ khoảng 100km mất độ 13-14 giờ. Có thể thấy rằng tốc độ này gần với tốc độ truyền sóng dài $(c = \sqrt{gH})$.

- So sánh biến đổi mực nước giữa tính toán và quan trắc ở một số trạm cho thấy chúng cũng tương đối phù hợp. Thí dụ hình 40, 41.

4.7. Hiệu chỉnh mô hình

Bộ số liệu để hiệu chỉnh và kiểm tra mô hình được lựa chọn gồm 27 cơn bão (xem bảng 42.1). Đó là tất cả các cơn bão phần lớn thuộc loại đủ mạnh, tức là tốc độ gió cực đại từ 28 m/s trở lên, mà lại có đồng bộ số liệu cả về khí tượng lẫn mực nước (phần lớn tập trung ở vịnh Bắc Bộ). Chúng được phân bố tương đối đều trong các nhóm bão khác nhau.

Đối tượng để so sánh giữa tính toán và thực đo trong giai đoạn hiệu chỉnh cũng như trong giai đoạn kiểm tra là:

- Đường bao mực nước dâng cực đại trong cơn bão
- Biến trình mực nước tại 7 trạm: Hòn Dấu, Ba Lạt, Như Tân, Hòn Ngư, Cửa Hội, Cửa Nhượng, Thanh Khê
- Vùng được lưu ý nhiều nhất là vùng xảy ra nước dâng cực đại và điểm được lưu ý hơn cả là trạm gần nơi xảy ra nước dâng lớn nhất.

Để có thể đánh giá được một cách tương đối nhất quán kết quả tính toán so với kết quả thực đo, ở đây chúng ta dựa vào một số đặc trưng định lượng và định tính:

Như đã trình bày ở trên, các số liệu đo đáng tin cậy hơn cả về nước dâng được lấy ở 7 trạm hải văn hoặc thủy văn gần biển nhất. Vì vậy, đại lượng đầu tiên cần phải đánh giá là độ lệch trung bình Δ_7:

$$\Delta_7 = \frac{1}{7}\sum_{i=1}^{7}(\xi_i^t - \xi_i)$$

Trong đó ξ_i^t và ξ_i là mực nước dâng cực đại tính toán và thực đo tại trạm thứ i. Tuy nhiên, do 7 trạm này được phân bố rải rác theo chiều dài từ vĩ độ 17°N đến vĩ độ 20°N nên chúng ta còn cần chọn 4 trạm trong số này sao cho có một trạm phía bên trái –i và 3 trạm phía bên phải +i gần nơi xảy ra ξ_{max} nhất.

$$\Delta_4 = \frac{1}{4}\sum_{i=1}^{4}(\xi_i^t - \xi_i)$$

Sai số tuyệt đối giữa nước dâng tính toán và thực đo tại trạm gần nơi xảy ra ξ_{max} nhất trong số 4 trạm đó sẽ được coi như một chỉ tiêu rất quan trọng.

Ngoài ra, một đặc trưng phụ nữa là đặc trưng cho toàn đường bao được tính như các đại lượng tương ứng cho toàn bộ 19 trạm:

$$\Delta_{19} = \frac{1}{19}\sum_{i=1}^{19}(\xi_i^t - \xi_i)$$

Các đặc trưng định tính để so sánh là dáng điệu biến trình mực nước tại tất cả các trạm có số liệu trong 7 trạm nói trên, là dáng điệu đường bao ở vùng xảy ra ξmax. Kết quả hiệu chỉnh được được chỉ ra trên hình 42, 43.

Kết quả hiệu chỉnh khá tốt về mặt định lượng, chấp nhận được về mặt định tính. Sai số hiệu chỉnh như sau:

Bảng 43: Sai số hiệu chỉnh

Số TT	Tên bão	Ss Tr.bình cm			S.số pha	Ss vùng ξmax		Dáng điệu
		Δ_{19}	Δ_7	Δ_4	(giờ)	$\Delta\xi_{max}$	%	
1	Clara-62	-10	4	-	0	25	17	+
2	Carmen-63	-3	10	-	0	-6	12	+
3	Faye-63	-7	6	-	1	42	53	+
4	Clara-64	3	6	4	2	10	6	+
5	Tilda-64	1	2	-5	0	-6	6	+
6	Winnie-64	-10	11	-	3	18	16	+
7	Georgia-64	7	1	1	2	12	13	+
8	Nadine-65	-6	3	5	2	8	7	+
9	Patsy-67	5	1	17	1	77	151	-
10	Rose-68	-8	6	8	2	18	13	+
11	Doris-69	-4	0	6	2	24	21	+
12	Tess-69	-2	14	25	2	24	30	+
13	No2-70	15	10	3	1	-18	12	+
14	Della-71	3	4	5	-	13	16	+
15	Kim-71	-15	-3	10	1	27	21	+
16	Jean-71	-5	-5	5	1	24	15	+
17	Kate-73	14	16	-	1	13	14	+
18	Anita-73	7	6	13	2	20	15	+
19	Marge-73	4	2	20	2	25	22	+
20	Della-74	1	3	21	3	15	20	+
21	Dinah-74	-9	1	8	2	5	6	+
22	Alice-75	6	4	25	3	25	18	+
23	Sarah-77	-8	8	-	0	12	12	+
24	Ruth-80	-6	1	14	2	-2	2	+
25	Kelly-81	-8	-4	-1	2	7	5	+
26	Nancy-82	3	0	10	2	22	17	+
27	Cecil-85	1	3	-5	2	-10	6	+

Trừ 2 cơn bão Faye-63 và Patsy-67 (không rõ vì số đo hay số liệu bão), kết quả tính hiệu chỉnh đều nằm trong giới hạn sai số.

Bảng 44: Thống kê sai số tính hiệu chỉnh

Khoảng Loại sai số	≤ 5	< 10	≤ 15	≤20	≤ 25	≤ 30 (cm)
|Δ19| cm	11 cơn 44%	22 cơn 88%	25 cơn 100%	-	-	-
|Δ7| cm	16 cơn 64%	22 cơn 88%	24 cơn 96%	25 cơn 100%	-	-
|Δ4| cm	9 cơn 45%	14 cơn 70%	16 cơn 80%	17 cơn 85%	20 cơn 100%	
|Δmax| cm	2 cơn 8%	8 cơn 32%	13 cơn 52%	17 cơn 68%	24 cơn 96%	25 cơn 100%
σ%	2 cơn 8%	7 cơn 28%	15 cơn 60%	21 cơn 84%	24 cơn 96%	25 cơn 100%

0 giờ	0 giờ	1 giờ	2 giờ	3 giờ
	4 cơn	4 cơn	13 cơn	3 cơn

Như vậy, ta sẽ chọn giá trị các tham số như sau để kiểm nghiệm mô hình

- R được tính từ bảng 3.
- α bằng 0 khi bắt đầu tính và bằng 0,5 khi bão đổ bộ, còn ở các thời điểm trung gian, α được nội suy tuyến tính.
- β được lấy bằng $22.6.10^{-3}$ (CGS)
- W_{max} xác định qua bảng
- Cd lấy theo công thức: $Cd = 1{,}1.10^{-6}\ W + 5{,}75.10^{-6} W^2$
- Tốc độ gió W được tính theo công thức (3.11)
- ΔP, Rc luôn luôn có thể được hiệu chỉnh trong phạm vi sai số của các số liệu đó do Tổng cục Khí tượng Thủy văn cung cấp, tức là ΔP có sai số cỡ 5 mb, Rc có sai số nhỏ hơn 1/2 độ ở cách bờ xa hơn 200 hải lý và nhỏ hơn 1/3 độ trong vùng gần bờ.

4.8. Kiểm nghiệm mô hình

Kiểm nghiệm mô hình được thực hiện đầu tiên là cho 10 cơn bão [6] với kết quả như sau:

Bảng 45: Sai số tính kiểm tra

Số TT	Tên bão	Ss Tr.bình cm			S.số pha	Ss vùng ξmax		Dáng điệu
		Δ_{19}	Δ_7	Δ_4	(giờ)	$\Delta\xi_{max}$	%	
1	Babe-62	-1	2	3	0	15	17	+
2	Joe-80	-7	-18	10	2	10	10	+
3	Warren-81	4	15	-17	2	0	0	+
4	Vera-83	2	8	20	1	20	19	+
5	Wayne-86	-5	4	8	-	0	0	+
6	Cary-87	-4	-1	4	2	13	7	+
7	Betty-87	-12	-7	14	3	15	6	+
8	Patsy-88	-13	-11	-4	3	-10	12	+
9	Dan-89	0	-4	2	1	10	13	+
10	Dot-89	-1	-3	12	1	12	10	+

Đã thống kê sai số tính toán kiểm tra. Rõ ràng sai số giữa tính toán và quan trắc là có thể chấp nhận được cho cả 10 trường hợp sử dụng để kiểm tra. Các sai số trung bình cho 19 trạm, 7 trạm, 4 trạm và sai số trong vùng ξ_{max} đều không vượt quá 20cm, sai số tương đối trong vùng ξ_{max} không tới 20%. Thí dụ xem hình 44.

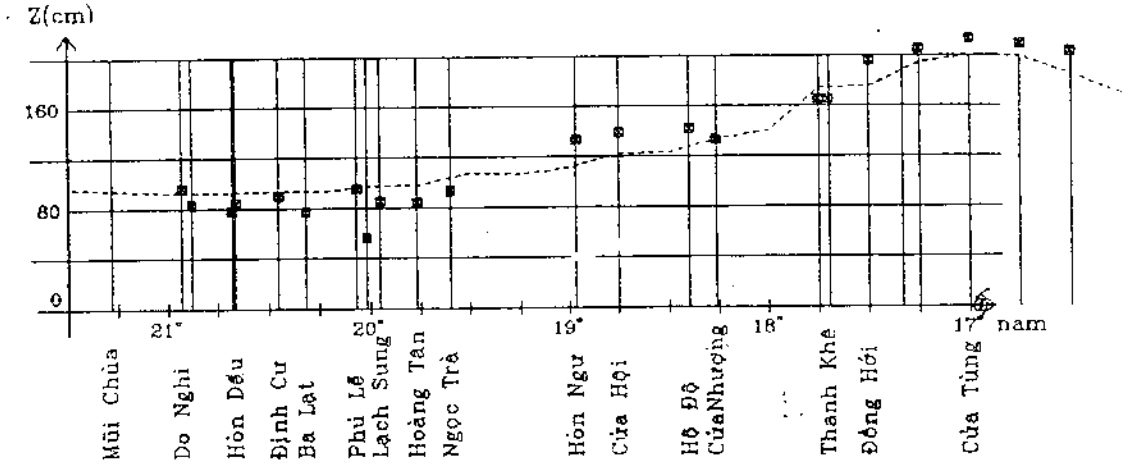
Như vậy, kết quả tính toán kiểm tra cho thấy mô hình số trị đã được hiệu chỉnh ở trên là đủ mạnh để có thể sử dụng để tính toán chế độ nước dâng do bão. Nó cũng sẽ được sử dụng để tính toán các đặc trưng chế độ nước dâng do gió mùa, vì thực ra, tính cho gió mùa đơn giản hơn cho bão nhiều.

5. Kết quả nghiên cứu chế độ nước dâng bão

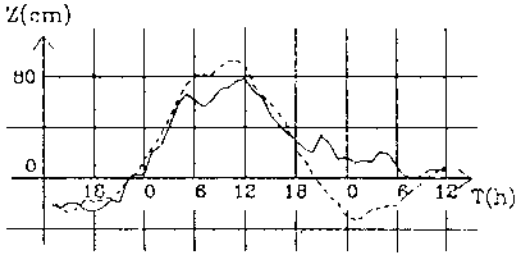
Tài liệu để nghiên cứu các đặc trưng chế độ bao gồm:

- Đối với Vịnh Bắc Bộ: Toàn bộ khoảng 1.300 biến trình nước dâng thực đo tại các trạm hải văn ven bờ, toàn bộ kết quả hiệu chỉnh và kiểm tra của 37 cơn bão gồm 37 đường bao nước dâng cực đại và khoảng 320 biến trình mực nước tại các trạm, toàn bộ kết quả tính toán mực nước cho 38 cơn bão khác có số liệu khí tượng nhưng không có số liệu mực nước, toàn bộ các chuỗi số liệu quan trắc được trong các đợt khảo sát thực địa.

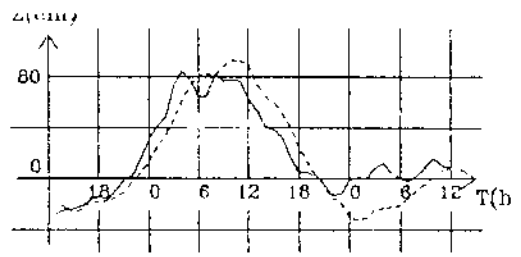
- Đối với các vĩ độ thấp: toàn bộ biến trình nước dâng thực đo thu thập được và đường bao nước dâng cực đại của 11 cơn bão.



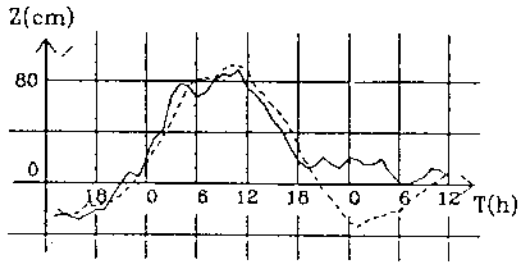
Hình 42. Nước dâng cực đại dọc bờ. Cecil- 85 ■ đo đạc ..... tính toán



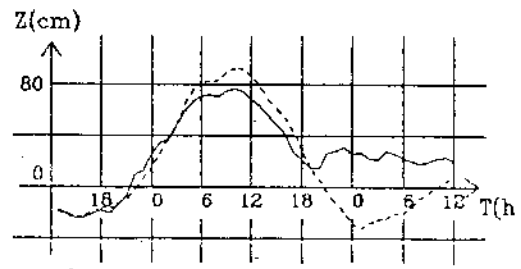
2) - Cecil - 85, trạm Đông Xuyên



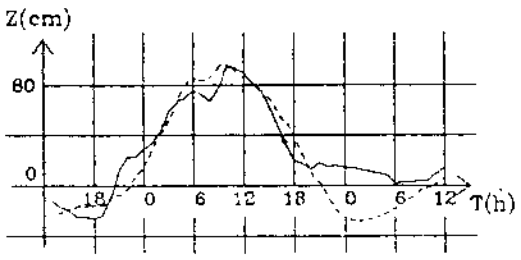
3) - Cecil - 85, trạm Hòn Dáu



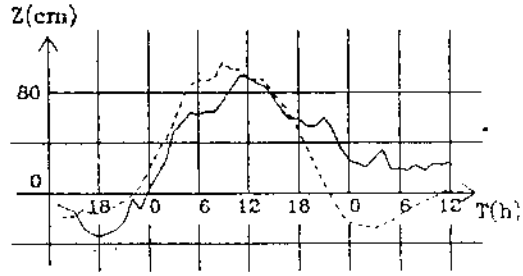
4) - Cecil - 85, trạm Định Cư



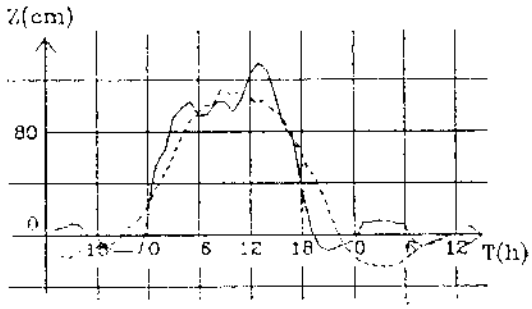
5) - Cecil - 85, trạm Ba Lạt



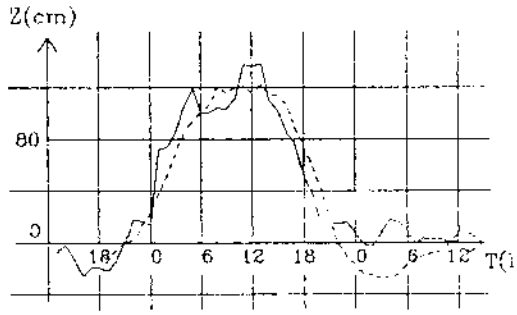
6) Cecil - 85, trạm Phú Lễ



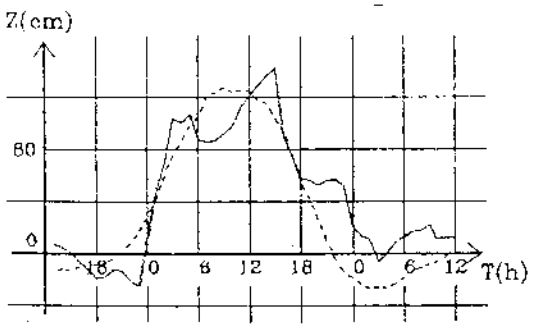
7) - Cecil - 85, trạm Ngọc Trà



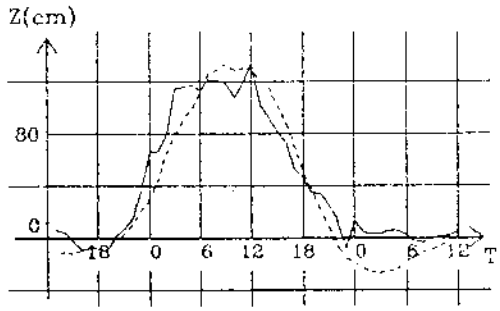
8)- Cecil - 85, trạm Hòn Ngư



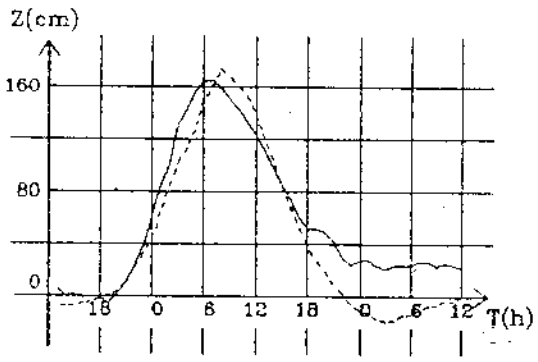
9) - Cecil - 85, trạm Cửa Hội



10) - Cecil - 85, trạm Hộ Độ

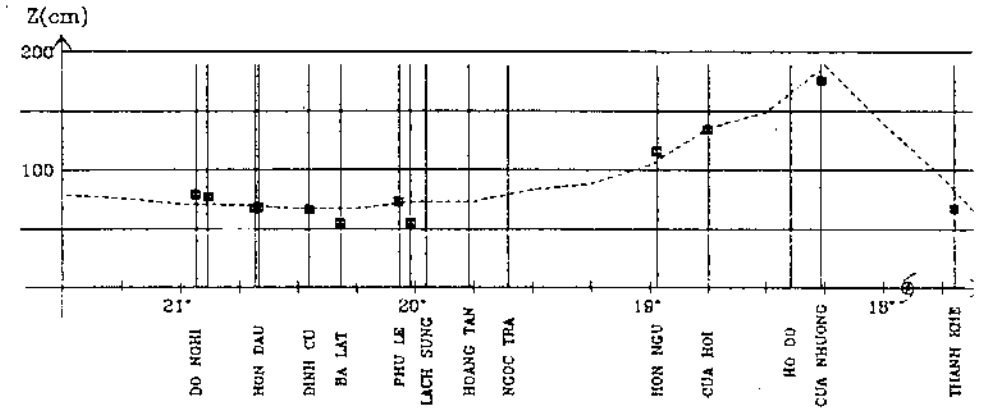


11) - Cecil - 85, trạm Cửa Nhượng

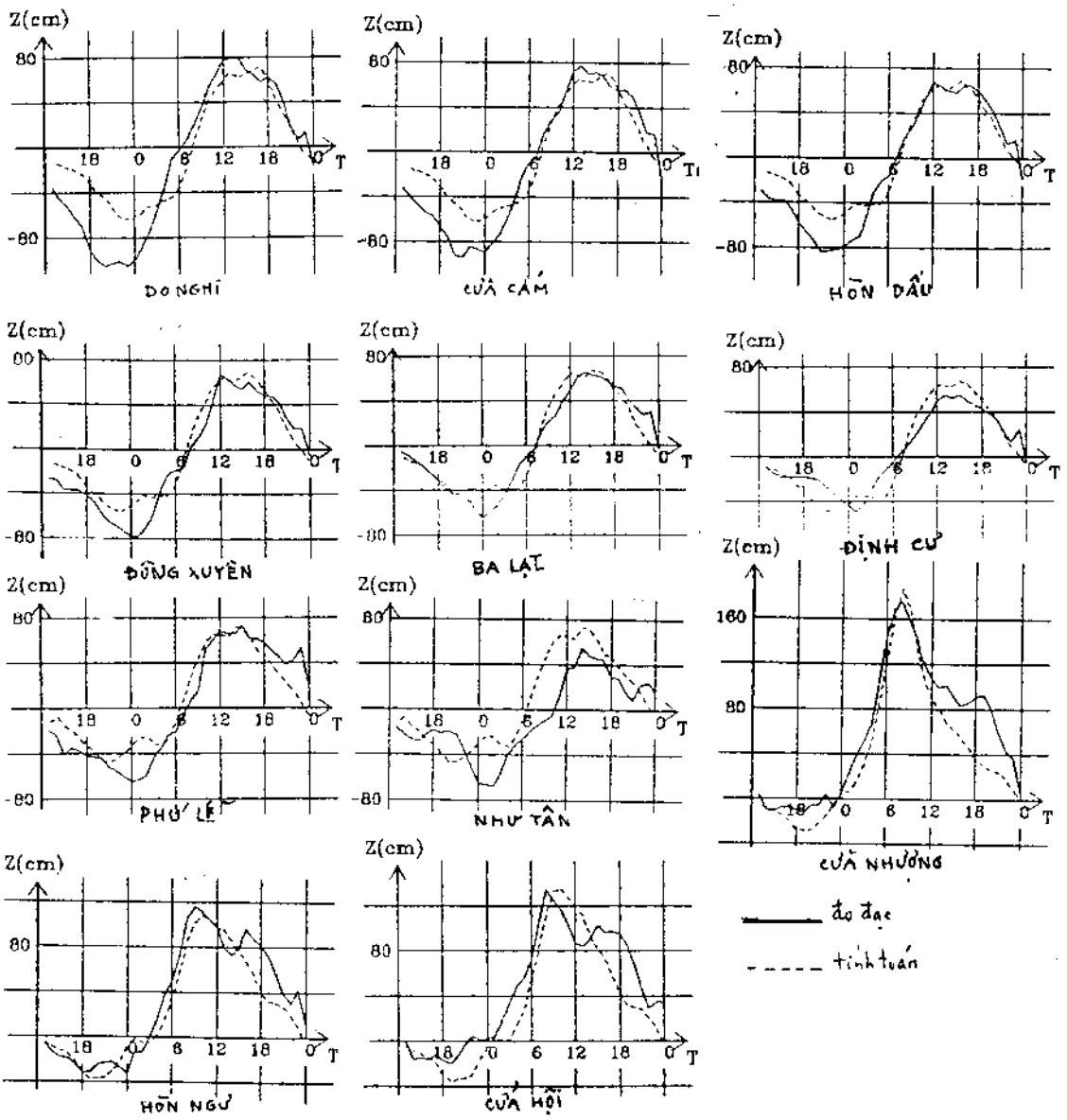


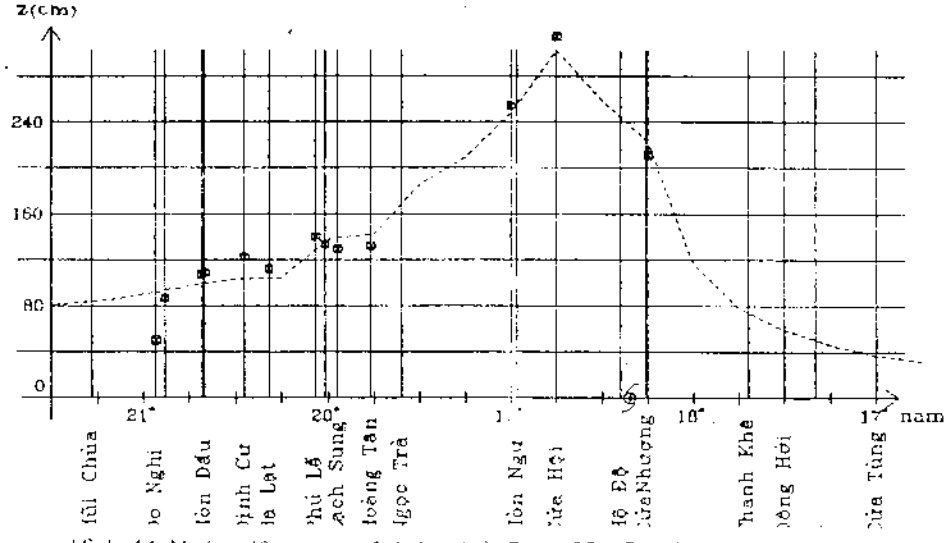
12) - Cecil - 85, trạm Thanh Khê

—— đo đạc ----- tính toán

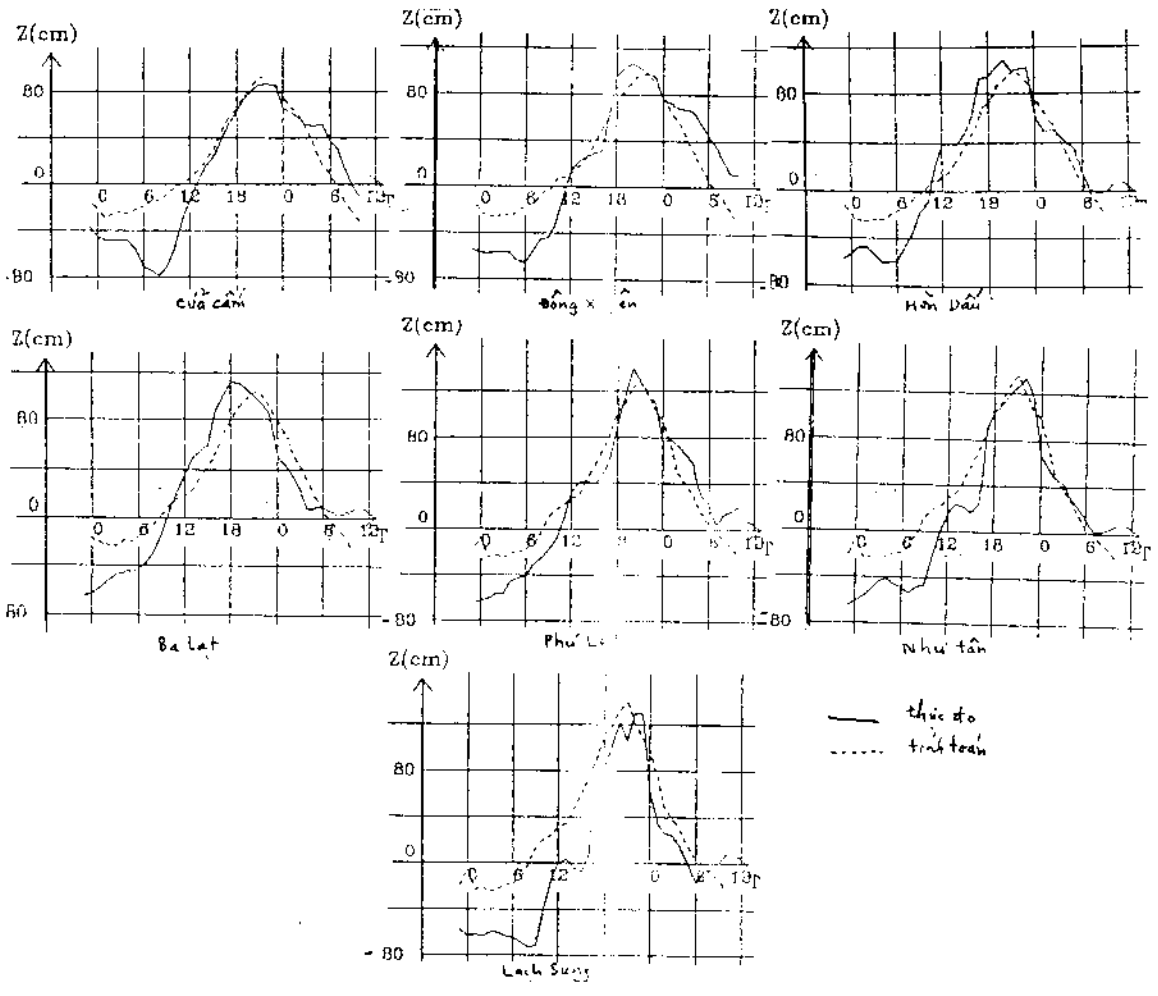


Hình 43. Nước dâng cực đại dọc bờ Clazra- 64 ■ đo đạc.... tính toán





Hình 44. Nước dâng cực đại dọc bờ. Dan- 89 Đo đạc, ...tính toán



a) Chế độ nước dâng do bão từ 16°N đến 22°N:

Toàn bộ dải ven biển miền Bắc được chia thanh 6 khoảng:

KI: Từ 22°N đến 21°N (tức là từ biên giới Việt Trung đến khoảng Hải Phòng)

KII: Từ 21°N đến 20°N (từ Hải Phòng đến Cửa Đáy)

KIII: Từ 20°N đến 19°N (từ Cửa Đáy đến Cửa Vạn)

KIV: Từ 19°N đến 18°N (từ Cửa Vạn đến Đèo Ngang)

KV: Từ 18°N đến 17°N (từ Đèo Ngang đến Cửa Tùng)

KVI: Từ 17°N đến 16°N (từ Cửa Tùng đến Đà Nẵng).

Việc chia thành 6 khoảng vĩ độ như vậy, một mặt thuận tiện cho việc nghiên cứu, mặt khác nói chung cũng phù hợp với điều kiện địa hình bờ và phân bố địa lý hành chính.

Tổng số số liệu đã nghiên cứu chế độ là tập số liệu về nước dâng trong 101 cơn bão trong thời kỳ 30 năm (1980-1990) trong tổng số 144 cơn bão và áp thấp nhiệt đới hoạt động ở vùng 16°-22°N đã thống kê được từ 1954 đến 1990. Số cơn bão còn lại hoặc không gây nước dâng lớn hơn 20-30cm, hoặc chỉ là áp thấp nhiệt đới (và do đó cũng không gây được nước dâng đáng kể), hoặc không có số liệu khí tượng.

Như vậy, các nghiên cứu thống kê ở đây chỉ liên quan đến các cơn bão đã từng gây nước dâng lớn hơn 20-30cm. Số lượng các cơn bão có nước dâng như vậy là đủ có thể rút ra những đặc trưng có tính chất chế độ.

Đã xem xét các đặc trưng này cho từng đoạn KI-KVI đó.

a.1. Phân bố nước dâng theo vị trí bão đổ bộ. Đã xét cho tất cả các đoạn bờ:

Thí dụ ở đoạn KI:

- Có 26 cơn bão đổ bộ
- 68% (tức 18% trong tổng số 101 cơn) gây nước dâng nhỏ hơn 100 cm
- 31% trong số 26 cơn bão vào bờ đã gây nước dâng khoảng 100-150cm (chiếm 8% trong tổng số 101 cơn)
- 19% (chiếm 5% trong tổng số 101 cơn bão) gây nước dâng trong khoảng 150-200 cm.
- Bão đổ bộ vào đoạn bờ này chưa bao giờ gây nước dâng lớn hơn 200 cm.
- Có thể có các nhận xét như sau: Nếu ta coi mức 100cm là đáng kể và 150cm là nguy hiểm thì có thể nhận xét như sau:

- Bão đổ bộ nhiều nhất vào đoạn cực Bắc (26 trong 101 cơn), ít nhất vào đoạn cực Nam (chỉ có 6 cơn) và phân bố gần như đều trong các đoạn còn lại (16, 17 hoặc 18 cơn).
- Bão đổ bộ vào đoạn cực Nam KVI thường ít nguy hiểm nhất vì không có cơn nào gây nước dâng cao hơn 150cm và chỉ có 2 cơn (trong tổng số 101 cơn) gây nước dâng lớn hơn 100cm.
- Bão đổ bộ vào các đoạn KII và KIV nguy hiểm hơn cả vì có tới 50% và 56% (tức 9 cơn trong số 101 cơn) gây nước dâng lớn hơn 150cm, trong đó có 33% và 12% (tức 6 và 2 cơn) gây nước dâng lớn hơn 200cm.
- Bão đổ bộ vào các khoảng KI, KIII, KV nói chung cũng nguy hiểm nhưng ở mức độ ít hơn các đoạn KII và KIV: bão đổ bộ vào KI có tới 68% gây nước dâng dưới 100cm, chỉ có 19% (tức 5 cơn) gây nước dâng lớn hơn 150-200 cm và chưa lần nào gây nước dâng trên 250 cm. Còn đoạn KIII và KV chỉ có 25% và 18% (tức 4% và 3%) gây nước dâng lớn hơn 150 cm.
- Bão đổ bộ vào các đoạn KIII, KIV, KV đã gây nước dâng lớn hơn 250cm, trong đó có cơn bão kỷ lục Dan-89 với nước dâng cực đại 360cm.

Một cách tương tự, nếu xét số bão có thể gây nước dâng cực đại nằm trong các khoảng, có thể nêu lên các con số sau (xem hình 45).

46 cơn đã gây nước dâng cực đại hơn 100cm

30 cơn đã gây nước dâng cực đại hơn 150cm

11 cơn đã gây nước dâng cực đại hơn 200cm

3 cơn đã gây nước dâng cực đại hơn 250cm

Như vậy, ở Vịnh Bắc Bộ trong 30 năm 1960-1990:

- Cứ 2 cơn bão có một cơn gây nước dâng đáng kể (100cm) trở lên
- Cứ 10 cơn bão có 3 cơn
- Gây nước dâng từ mức nguy hiểm (150 cm) trở lên
- Đã xảy ra 11% số cơn bão với nước dâng cao hơn 200cm và đã từng xảy ra nước dâng cao 350-360 cm (cơn Dan-89).

Liên hệ giữa vị trí bão đổ bộ và nơi xảy ra nước dâng:

- Bão đổ bộ vào đoạn vĩ độ nào thì hầu hết gây nước dâng cực đại ở đoạn vĩ độ đó: ở KI 6 trong 8 cơn, KII 13/14, KIII 9/10, KIV 12/13, KV 5/8, KVI 1/2.
- Bão đổ bộ vào đoạn vĩ độ thấp cũng có thể gây nước dâng cực đại ở 1, 2 vĩ độ cao hơn tiếp theo. Số trường hợp này không nhiều, chỉ chiếm có 5% (3 trong số 55 trường hợp). Đó là các cơn bão hoạt động có ranh giới giữa 2 khoảng vĩ độ và trước khi đổ bộ, chúng hoạt động ở vùng có vĩ độ thấp hơn.

- Bão đổ bộ vào một đoạn bờ nào đó có thể gây nước dâng cao hơn 100 cm ở cả chính đoạn đó cùng một đoạn lân cận phía trái và một số đoạn lân cận phía phải. Tuy nhiên, chủ yếu là chính đoạn đó: ở KI là 8 lần trong số 8 cơn bão, tức 8/8, ở KII là 14/14, KIII là 8/10, KIV là 12/13, KV là 7/8, KVI là 1/2.
- Các đoạn phía phải cũng hay xảy ra nước dâng cao hơn 100 cm. Bão đổ bộ vào các đoạn KI, KII, KIV chỉ có thể gây nước dâng loại trên ở một đoạn bờ phía phải, còn các cơn bão đổ bộ vào KIV, KV và KVI có thể gây nước dâng loại trên ở hai đoạn bờ phải. Tức là bão đổ bộ vào các vĩ độ thấp hơn 19°N có thể gây nước dâng cao hơn 100 cm ở dải bờ khá dài, tới 200 km. Trong số đó, nước dâng cao hơn 200 cm chỉ có thể ở một đoạn tiếp giáp phía phải.
- Nước dâng cao hơn 100 cm, thậm chí từ 150 đến 200 cm cũng có thể xảy ra ở đoạn bờ tiếp giáp phía trái nhưng với tỷ lệ ít hơn phía phải (KI là 2/3 trái, phía phải không xét vì đó là địa phận của Trung Quốc; KII là 2/14 trái, 6/14 phải, KIII là 1/10 trái, 2/10 phải; KIV là 5/13 trái, 10/13 phải, KV là 0/8 trái, 8/8 phải) (Hình 45, 46, 47, 48).

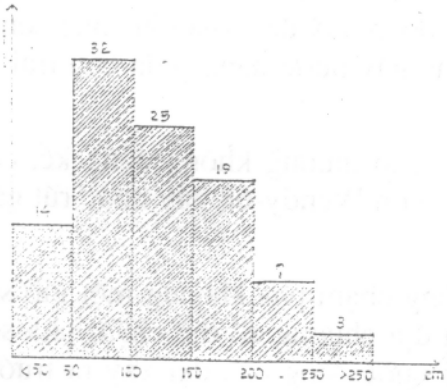
a.2. Phân bố nước dâng theo các đoạn bờ

Bảng 46. Phân bố nước dâng theo 6 đoạn bờ

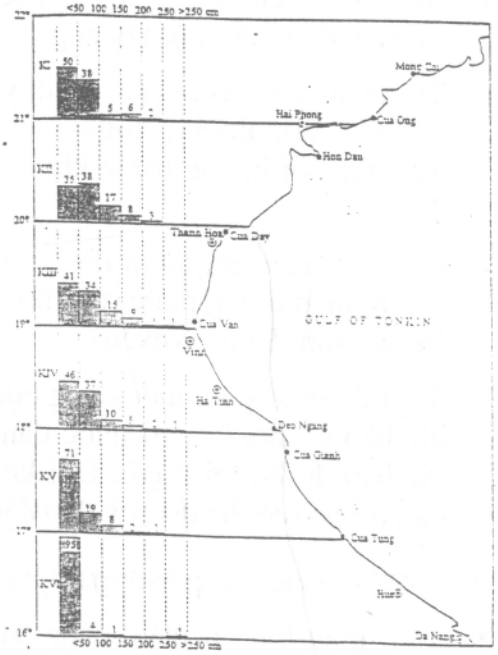
Nước dâng / Đoạn bờ	20	50	100	150	200	250cm
KI	50	38	5	6	2	
KII	35	38	17	8	3	
KIII	41	34	15	9	1	1
KIV	46	37	10	5	2	1*
KV	71	18	8	2	1	
KVI	95	4	1			1

Có thể nêu các nhận xét sau:

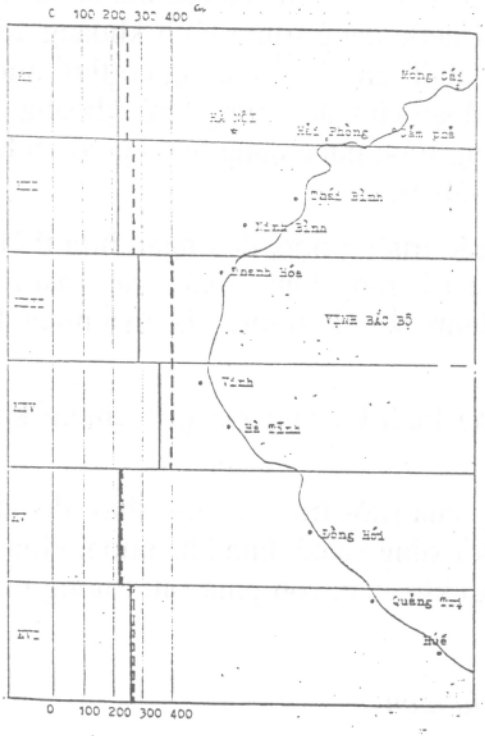
- Tại tất cả các đoạn bờ, trong 4 cơn bão có ít nhất 3 lần nước dâng nhỏ hơn 100 cm. Riêng các đoạn KI, KV và KVI tỷ lệ nước dâng nhỏ còn lớn hơn nữa (KI là 88%, KII là 90% và KVI là 99%).
- Nước dâng loại nguy hiểm trở lên đã từng xảy ra tại tất cả các đoạn mặc dù với số lần khác nhau, trong đó ở các đoạn KI, KII, KIII, KIV (tức là từ đèo Ngang trở lên biên giới với Trung Quốc) có số lần lớn hơn cả (từ 8 đến 11 lần). Các đoạn KV, KVI ít xảy ra hơn cả (có 1 đến 3 lần).
- Nước dâng loại rất nguy hiểm (từ 250 cm trở lên) đã từng xảy ra ở các đoạn KIII, KIV và KVI.



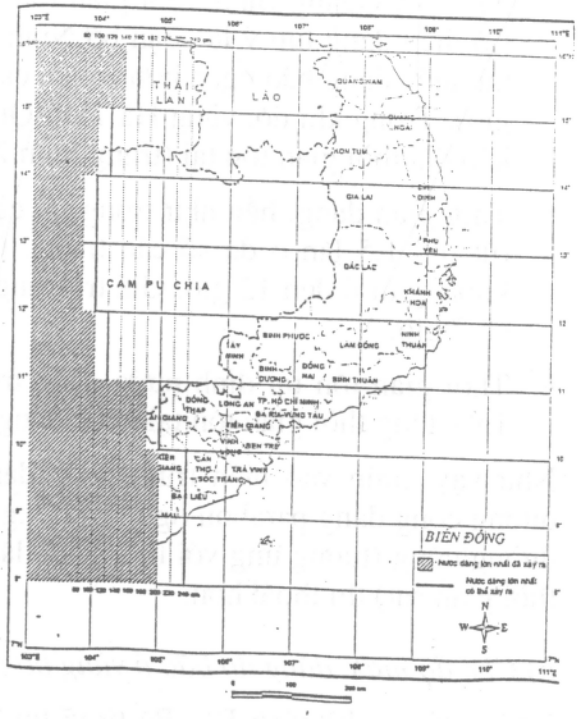
Hình 45. Phân bố số lần xỷ ra các khoảng nước dâng cực đại (Trong 101 cơn bão)



Hình 46. Phân bố độ lớn nước dâng bão theo tần suất ở các đoạn bờ



Hình 47. Nước dâng lớn nhất đã xảy ra (——) và có thể có (·····)ở các khu vực



Hình 48. Nước dâng đã xảy ra và có thể xảy ra theo các đoạn bờ

Và có thể chỉ ra rằng:

- Nước dâng cực đại trong mỗi cơn bão thường xảy ra bên phải vị trí bão đổ bộ và cách điểm đó một khoảng cỡ bán kính gió cực đại.
- Trong một số cơn bão có quỹ đạo đặc biệt (như cơn bão Herriet-71, bão 30/8/75, Winnie-64, Anita-73 ...) với một đoạn quỹ đạo khá dài song song với bờ hoặc đổi hướng trước khi đổ bộ, có thể gây nước dâng phía bên trái điểm đổ bộ.
- Khu vực bên trái điểm đổ bộ, nước dâng bão thường không đáng kể, có thể xảy ra hiện tượng nước rút trước khi dâng (cơn Wendy-68 gây nước rút gần 70 cm tại trạm Đông Xuyên).
- Thời điểm xảy ra nước dâng cực đại thường chậm pha khoảng một giờ so với lúc bão đổ bộ. Giá trị nước dâng cực đại địa phương có thể chậm pha so với lúc bão đổ bộ tới 4 giờ. Đôi khi cũng có nước dâng cực đại xảy ra trước lúc bão đổ bộ (có thể do quỹ đạo đặc biệt hoặc điều kiện địa hình).

a.3. Một số đặc trưng thống kê về biến trình nước dâng

- Thời gian tồn tại nước dâng trung bình ở tất cả các trạm ven bờ nằm trong khoảng từ 12 giờ đến 30 giờ, trong đó, tuyệt đại đa số các trường hợp nước dâng tồn tại ngắn hơn một ngày đêm (24 giờ). Trên tất cả các dải bờ từ Quảng Ninh tới Quảng Bình, thời gian tồn tại nước dâng trung bình khoảng 18 giờ. Có điều đáng lưu ý là đoạn bờ Ninh Bình-Thanh Hoá thường có thời gian tồn tại nước dâng bão ngắn hơn so với các đoạn bờ khác (trung bình khoảng 12-13 giờ). Trong khi đó, vùng Hà Tĩnh-Quảng Bình nước dâng bão lại có xu hướng kéo dài thời gian tồn tại (trung bình 25-30 giờ).
- Thời gian dâng, hầu như trong tất cả các trường hợp, đều ngắn hơn thời gian rút (cỡ 1,5 lần ở đa số các trạm). Giá trị trung bình ở các trạm nằm trong khoảng từ 6 đến 12 giờ. Giá trị trung bình cả dải bờ miền Bắc và miền Trung cỡ 7 giờ.
- Thời gian tồn tại đỉnh nước dâng trung bình khoảng 2-3 giờ, chiếm khoảng 15% tổng thời gian tồn tại nước dâng.

Như vậy, nhìn vào biến trình nước dâng của mỗi trạm có thể thấy đó là một đường cong dáng parabon ngược, không đối xứng và có đỉnh khá nhọn. Phía trước đường cong (tương ứng với thời gian dâng) khá dốc, còn phía sau (tương ứng với thời gian rút) thì thoải hơn.

b) Chế độ nước dâng do bão ở vùng bờ phía nam

Khác với ven bờ vịnh Bắc Bộ từ vĩ tuyến 16 trở vào nam có ít các trạm hải văn ven bờ, chỉ có các trạm Phú Quý, Bạch Hổ , Côn Đảo, Vũng Tàu, Hà Tiên.

Tại Vũng Tàu chỉ ghi được nước dâng trong các cơn Iris-64:100 cm; Joan-64:100

cm; Sarah-73:76 cm và Hester-74:81 cm. Còn trạm Bạch Hổ chỉ có cơn Herbert-85:124cm.

Kết quả tính cho các cơn bão điển hình (như Freda-67, Mamie-68, Nina-68, Sarah-79, Agnes-84, Lucy-62, Ruth-70, Thelma-73, Irving-84, ... cùng với các số liệu thực đo nói trên cho phép rút ra một số kết luận sau:

- Nước dâng do bão ở dải biển ven bờ phía nam vĩ tuyến 15°N thuộc loại không lớn lắm. Cao nhất chỉ đạt cỡ 200 cm và rất ít khi xảy ra. Thường thường là dưới 50cm. Mực nước dâng 80cm có thể xảy ra tại tất cả các vĩ độ. Đoạn bờ phía bắc (từ vĩ tuyến 15°N đến 16°N) có thể gây nước dâng lớn hơn đến 140 cm. Đoạn bờ 14-15°N nước dâng có thể đạt 100cm; 14-12°N nước dâng có thể đạt 80cm; 12-11°N nước dâng có thể đạt 100cm; 11-10°N nước dâng có thể đạt 180cm; 10-8°N nước dâng có thể đạt 200cm.

- Do đáy thoải và rộng nên từ Bình Thuận trở vào đến mũi Cà Mau nước dâng đã đạt 180-200cm mặc dù rất hiếm khi xảy ra.

c) Nước dâng do bão vùng Hoàng Sa, Trường Sa

Đã tập hợp các nguồn tư liệu khác nhau, lập danh mục tất cả các cơn bão và áp thấp nhiệt đới hoạt động thời kỳ 1954-1983 ở vùng Hoàng Sa (gồm 181 cơn) và ở vùng Trường Sa (gồm 83 cơn), đưa ra các đặc trưng của một số cơn bão mạnh ở hai khu vực, sau đó đã tính sự thay đổi mực nước trong các cơn bão đó và đưa ra các kết luận sau:

- Phân bố mực nước: trong khu vực hai quần đảo, khi bão hoạt động ở đó, tuân theo quy luật áp kế ngược (tức là cứ 1 mb giảm áp ở tâm gây nên nước dâng 1 cm). ở gần tâm bão, các đường đồng mức gần như là những đường tròn có tâm gần trùng với tâm bão. Càng xa tâm bão, mực nước càng giảm và đường đồng mức càng bị biến dạng đi. ở phía bờ biển miền Trung, các đường đồng mức dài dần dọc theo bờ biển. Như vậy, nước dâng cao nhất ở vùng tâm bão và có giá trị không đáng kể, thường không quá 50cm.

- Về dòng chảy: đã tính cho các nhóm quỹ đạo khác nhau và có thể thấy dòng chảy trong bão ở khu vực hai quần đảo phức tạp hơn nhiều, phụ thuộc mạnh vào quỹ đạo, cường độ và địa hình đáy. ở những vùng đáy nông, dòng chảy có thể khá mạnh. ở những vùng sâu, vận tốc trung bình theo chiều sâu không quá 5 cm/s. Còn ở vùng nông, gần các đảo hay những co hẹp, vận tốc này có thể đạt tới 50-60 cm/s. Cùng với sự di chuyển của bão, hướng dòng chảy ở mỗi điểm đều thay đổi liên tục theo thời gian, thuận hay ngược chiều kim đồng hồ tùy thuộc vào vị trí tương đối của điểm được xét so với quỹ đạo bão.

d) Nước dâng bão có thể xảy ra

Đối với ven bờ vịnh Bắc Bộ:

Ở các mục trên đã trình bày các kết quả nghiên cứu chế độ dựa trên các số liệu về nước dâng "đã xảy ra". Tuy nhiên, vì chuỗi thời gian chưa thực sự đủ dài nên việc tính toán mực nước dâng do bão có thể xảy ra với các cơn bão giả định cũng là một việc cần thiết. Bão giả định ở đây được lựa chọn như sau:

Bão có quỹ đạo trung bình theo các nhóm bão đổ bộ vào các đoạn bờ (KI, KII, ... KVI), có cường độ là cường độ lớn nhất đã từng xảy ra trong các hướng đó và với tốc độ di chuyển theo các cấp khác nhau (nhanh nhất, chậm nhất, trung bình).

Nói chung, kết quả tính theo những cơn bão giả định này đều cho mực nước dâng lớn hơn so với các cơn bão "đã xảy ra" như có thể dự kiến (trừ đoạn KV kết quả vẫn như cũ và đoạn KVI không tính giả định vì số lượng bão đổ bộ vào đoạn này ít và lại có hướng rất khác nhau). Sự khác nhau lớn nhất xảy ra ở đoạn KIII (tới 110 cm), sau đó đến đoạn KII (tới 60 cm), rồi đến KIV (40 cm), sau đó là KI (30 cm). Những giá trị nước dâng có thể có nói trên hoàn toàn có thể xảy ra vì các điều kiện của các cơn bão giả định được lấy không khác lắm so với các tham số bão thực đã xảy ra tại cá đoạn bờ và các nhóm bão kể trên (Hình 47).

Đối với ven bờ miền Nam:

Để có thêm tư liệu đánh giá mức độ nước dâng do bão, giống như đối với vịnh Bắc Bộ, ở đây đã tính cho các cơn bão giả định. Các cơn bão này được chọn như sau: quỹ đạo ở đoạn bờ KVII, KVIII, KIX và quỹ đạo trung bình, có cường độ mạnh nhất trong số các cơn bão thuộc đoạn đó, tốc độ di chuyển là trung bình của các tốc độ di chuyển của các cơn bão thuộc nhóm.

Có thể thấy kết quả tính ở vùng KVII và KIX lớn hơn đáng kể so với các trường hợp tính cho bão thực. Có thể đạt đến 240cm ở đoạn 10-8°N, 200cm ở đoạn 11-10°N. Xem hình 48.

B. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU CHẾ ĐỘ NƯỚC DÂNG DO GIÓ MÙA

1. Tài liệu

1. Bản tổng quan về gió mùa đông bắc ở vịnh Bắc Bộ do Cục Dự báo Khí tượng Thủy văn biên soạn.
2. Các bản đồ hình thái Sinop trong các đợt gió mùa đông bắc trong thời gian 3 năm (1977-1979). Trong đó mô tả các đường đẳng áp, tốc độ và hướng gió cả các trạm định điểm.
3. Các sơ đồ phân bố áp và gió trong vùng vĩ độ 17°N-22°N, kinh độ 105°E-111°E lấy trung bình cho từng tháng có gió mùa đông bắc với hai loại hình

khác nhau. Đồng thời còn có những sơ đồ trên cho hai đợt gió mùa đông bắc điển hình thuộc hai nhóm trong tháng 1.1977. Trên mỗi sơ đồ đó đưa ra giá trị áp suất khí quyển, gradien áp suất, modun và các thành phần tương ứng của tốc độ gió ở từng nút mạng lưới cách nhau 1 độ kinh vĩ tuyến.

4. Bảng thống kê các đợt gió mùa đông bắc từ cấp 7 trở lên trong 11 năm từ 1976 đến 1986. Ttong bảng đưa ra ngày bắt đầu, số ngày kéo dài, cấp gió (cấp Bofo), phạm vi ảnh hưởng, sự biến đổi nhiệt độ trong một ngày. Đồng thời còn có bảng thống kê các số liệu áp suất khí quyển và gió ở các trạm khí tượng ven bờ và đảo cho hai đợt gió mùa đông bắc điển hình tháng 1/1978 và tháng 10/1978.

5. Các bản đồ trường gió trung bình theo các tháng trong vùng nam biển Đông (5°N-15°N, 110°E-120°E). Tài liệu tổng kết số liệu đo đạc 20 năm từ 1910 đến 1930. Trong đó với mỗi ô vuông một độ kinh vĩ biểu diễn giá trị trung bình của tốc độ và hướng gió cùng với số lần quan trắc được. Ngoài ra còn trình bày thêm các hoa gió với các ô vuông 5 độ kinh vĩ. Tài liệu này do Mĩ để lại và do Vietsovpetro cung cấp.

6. Bảng thống kê về hai đợt gió chướng tháng 1/1986 và tháng 2-3/1986 ở khu vực thềm lục địa nam Việt Nam. Trong đó đưa ra vị trí các trạm khí tượng cùng với giá trị áp suất khí quyển, tốc độ và hướng gió ở các thời điểm khác nhau.

7. Tài liệu đo mực nước tại các trạm khí tượng thủy văn ven bờ trong thời gian tồn tại hai đợt gió mùa đông bắc (1/1978 và tháng 10/1978) và hai đợt gió chướng miền Nam (tháng 1/1986 và tháng 2-3/1986).

Đối với gió mùa Đông Bắc loại mạnh từ cấp 7 trở lên, có 123 đợt trong giai đoạn 1976-1986.

Bảng 47. Số đợt và tần suất các đợt gió mùa đông bắc mạnh

Số ngày gió thổi trong một đợt	1	2	3	4	5	6	7	8
Số đợt	10	49	30	15	12	3	1	3
Tần suất %	8	40	24	12	10	2.5	1	2.5

Như vậy, thời gian kéo dài một đợt gió mùa đông bắc mạnh từ cấp 7 trở lên là từ 1 đến 8 ngày. Tuy nhiên chủ yếu là hai ngày (chiếm 40%) và ba ngày (chiếm 24%). Các đợt kéo dài nhiều ngày có thể còn là hai đợt liên tiếp mà chưa được phân biệt ra.

2. Tính nước dâng do gió mùa theo các phương án sau

Bảng 48. Các phương án tính nước dâng do gió mùa

Vùng tính	Hướng gió	Tốc độ
Vịnh Bắc Bộ	NNE	19 m/s
-	ENE	14 m/s
-	NE	10 m/s
-	SE	10 m/s và 14 m/s
-	E	14 m/s
Thềm lục địa	SW	10 m/s
Nam Việt Nam	SE	10 m/s
-	NE	14 m/s

Có thể nhận xét như sau:

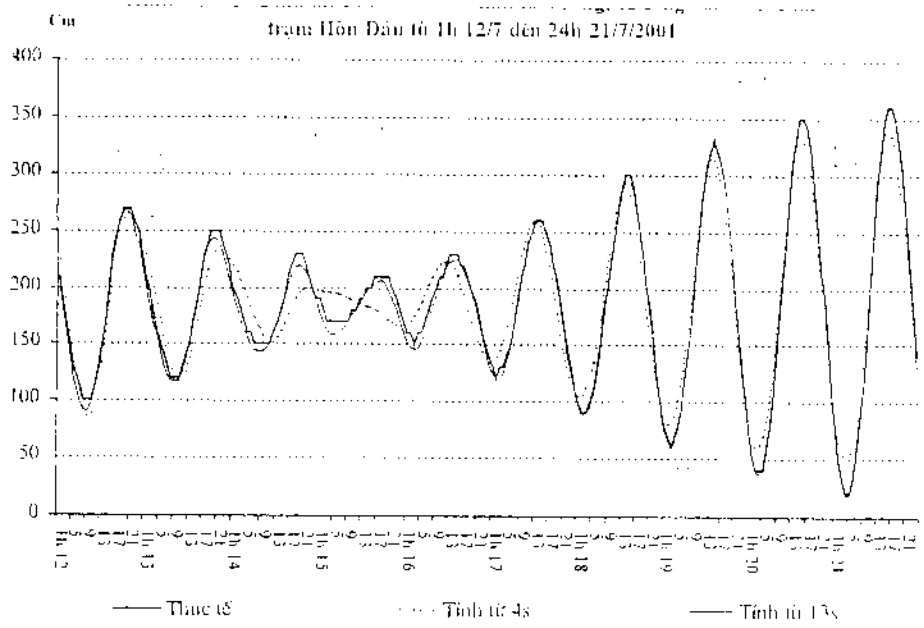
- Gió mùa đông và mùa hè có cường độ từ cấp 5 đến cấp 8 không gây nước dâng lớn ven bờ nước ta ở miền Bắc cũng như miền Nam. Giá trị nước dâng từ 10 cm đến 40 cm.

- Trường gió đông về mùa hè gây nước dâng lớn hơn các trường khác ở cả vùng biển đồng bằng Bắc Bộ và Nam Bộ. Giá trị cực đại đạt tới 40cm.

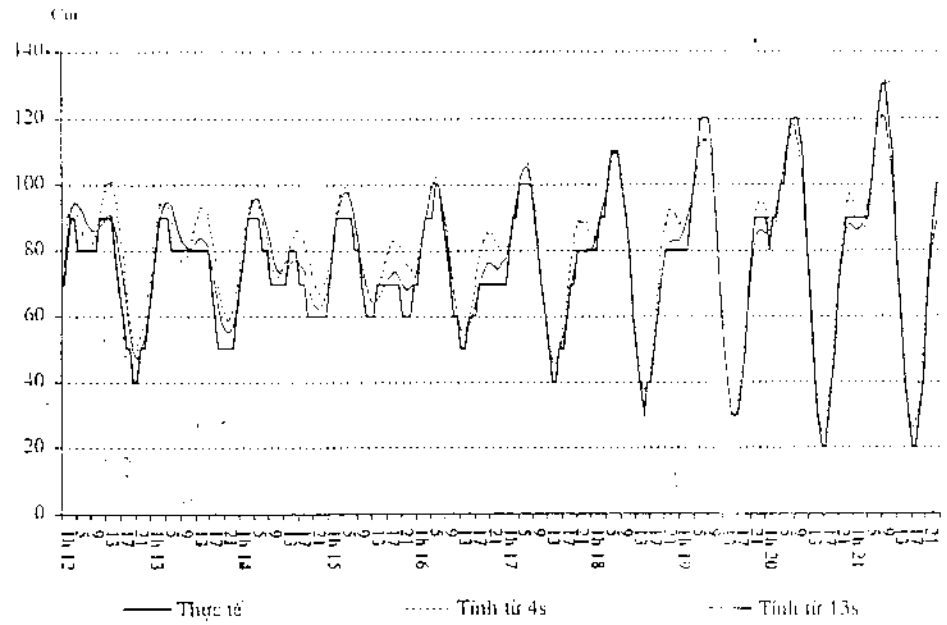
- Dòng trung bình theo độ sâu do gió mùa gây nên thường có hướng song song với đường bờ, có giá trị lớn ở các vùng độ sâu nhỏ và không đáng kể ở các vùng độ sâu lớn. Giá trị cực đại tới 50 cm/s. Tùy theo địa hình và hướng gió, trong hệ thống hoàn lưu ven bờ tồn tại những xoáy thuận và nghịch bền vững theo thời gian.

- Kết quả tính toán về hoàn lưu mùa đông và mùa hè tại vịnh Bắc Bộ về cơ bản thống nhất với kết quả điều tra khảo sát do Việt Nam-Trung Quốc hợp tác tiến hành từ năm 1960 đến năm 1962.

- Thời gian để thiết lập chế độ dừng trong dao động do gió mùa phụ thuộc tốc độ gió. Trong vùng biển nước ta, với gió từ cấp 5 đến cấp 8, thời gian cần để dừng là 30 đến 60 giờ.



Hình 49. So sánh mực nước dự báo tính từ 4 sóng, 13 sóng với thực tế tại trạm Hòn Dáu từ 1h 12/7 đến 24h 21/7/ 2001



Hình 50. So sánh mực nước dự báo tính từ 4 sóng, 13 sóng với thực tế tại trạm Đà Nẵng từ 1h 12/7 đến 24h 21/7/ 2001

C. NGHIÊN CỨU DỰ BÁO NƯỚC DÂNG DO BÃO

Các kết quả đạt được khi nghiên cứu chế độ nước dâng do bão (phần A) là cơ sở rất tốt cho nghiên cứu dự báo. Để có phần mềm dự báo, một số nội dung đã được nghiên cứu sâu hơn:

1. Hoàn thiện chương trình tính

- Dự báo thủy triều
- Dự báo mực nước tổng hợp (triều và nước dâng)

Thủy triều được tính từ 13 sóng thành phần (4 sóng bán nhật triều M_2, S_2, N_2, K_2, 4 sóng nhật triều K_1, O_1, P_1, Q_1, 3 sóng nước nông M_4, MS_4, M_6 và 2 sóng chu kỳ dài S_a, S_{sa}).

Có thể nhận xét rằng bốn sóng bán nhật triều và bốn sóng nhật triều luôn có biên độ lớn sẽ là các thành phần chính chi phối quá trình dao động mực nước hàng ngày. Các sóng nước nông thường có biên độ nhỏ, chu kỳ ngắn hơn có tác dụng gây nhiễu, đặc biệt trong những thời kỳ triều kém. Các sóng chu kỳ dài (nửa năm và năm) biên độ không nhỏ (cỡ vài chục cm) sẽ đóng vai trò làm thay đổi mực nước trung bình theo tháng và mùa. Như vậy để có thể nhận được kết quả tính toán dự báo thủy triều phù hợp với thực tế hơn ở các thời gian khác nhau trong các pha triều khác nhau, cần thiết phải tính đến tổ hợp của 13 sóng đã nêu trên.

Mô hình tính dự báo nước dâng bão và thủy triều TSIM 2001 sẽ sử dụng tổ hợp các sóng của các sóng triều thành phần như sau:

Bảng 49: Các sóng triều thành phần sử dụng trong mô hình TSIM 2001

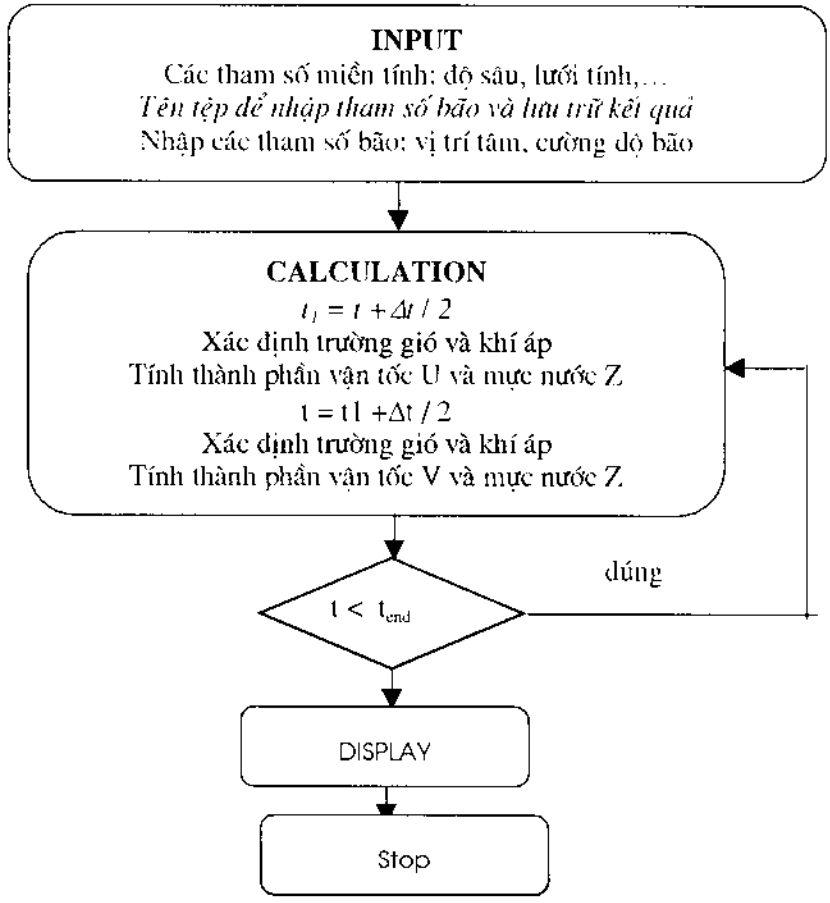
TT	Ký hiệu	Tên gọi	Chu kỳ (ngày mặt trời TB)	Tốc độ góc (độ/giờ)	Biến thiên pha sau 24 giờ (độ)
1	M_2	Mặt trăng chính	0.518	28.984104	-24.381499
2	S_2	Mặt trời chính	0.500	30.000000	0
3	N_2	Ellip lớn mặt trăng	0.527	28.439730	-37.446491
4	K_2	Độ nghiêng mặt trăng mặt trời	0.499	30.082137	1.971295
5	K_1	Độ nghiêng mặt trăng mặt trời	0.997	15.041069	0.985647
6	O_1	Mặt trăng chính	1.076	13.943036	-25.367146
7	P_1	Mặt trời chính	1.003	14.958931	-0.985647
8	Q_1	Ellip lớn mặt trăng	1.120	13.398661	-38.432139
9	M_4	Nước nông 1/4 ngày	0.259	57.968208	-48.762998
10	MS_4	Nước nông 1/4 ngày	0.254	58.984104	-24.381499
11	M_6	Nước nông 1/6 ngày	0.173	86.952313	-73.144496
12	S_a	Mặt trời năm	364.960	0.041069	0.985647
13	S_{sa}	Mặt trời 1/2 năm	182.700	0.080214	1.971295

Bằng việc tăng số sóng triều thành phần trong mô hình dự báo từ 4 lên 13 sóng, độ chính xác trong tính toán dự báo triều đã được cải thiện rất nhiều. Mô hình TSIM 2001 cho kết quả dự báo triều khá sát với thực tế cả về biên đỗ lẫn pha ở các thời kỳ khác nhau, lúc triều cường cũng như triều kiệt. Thí dụ, xem hình 14, 15.

2. Hoàn thiện phần mềm dự báo

Giai đoạn 1991-1995, trong đề tài cấp nhà nước KT.03.06 đã xây dựng phần mềm dự báo nước dâng do bão TSIM 2000. Trong đó cũng có dự báo triều (4 sóng chính) và dự báo mực nước tổng hợp. Đến năm 2000, 2001 trong khuôn khổ đề tài cấp Trung tâm KHTN&CNQG phần mềm trên đã được hoàn thiện nhờ việc tính triều và mực nước tổng hợp theo 13 sóng nêu trên và khả năng đồ hoạ, giao diện tốt hơn nhiều. Phần mềm đó cho phép đưa ra 3 kết quả: nước dâng thuần túy , mực triều + nước dâng thuần túy và mực nước tổng hợp khi cho biết các tham số bão: Bảng-Toạ độ tâm bão (kinh vĩ độ), áp suất tại tâm, tốc độ gió cực đại nếu có tại các thời điểm, thời gian tính.

Cấu trúc và các tính năng sử dụng của bộ chương trình tính dự báo nước dâng bão TSIM2001 như sau: TSIM2001 được viết bằng Fortran-90 và có thể chạy trên các máy PC, sử dụng hệ điều hành Windows-98, 2000.



Hình 16 : Sơ đồ khối của bộ chương trình TSIM2001.

Sơ đồ khối của bộ chương trình TSIM2001 được trình bày trên hình 16, gồm 3 phần chính:

a. INPUT: phần nhập và sửa đổi số liệu vào (các tham số của bão). Các thời điểm ghi kết quả ra và các tên tệp lưu trữ kết quả tính toán;

b. CALCULATION: phần tính toán, đây là phần chính của chương trình. Các giá trị vận tốc trung bình theo chiều sâu và mực nước tại tất cả các điểm được tính toán và lưu trữ vào các tệp;

c. DISPLAY: phần hiển thị kết quả. Các kết quả tính toán được hiển thị là tổ hợp của các bản đồ/đồ thị sau: đường bao nước dâng cực đại ở các điểm ven bờ, phân bố mực nước ở các điểm ven bờ tại thời điểm xảy ra mực nước dâng cao nhất, biến trình mực nước tại một số điểm nào đó trong suốt quá trình tính toán, phân bố trường dòng chảy, phân bố mực nước tại thời điểm nào đó. Tất cả các bản đồ/đồ thị có thể được lưu trữ lại dưới dạng tệp ảnh (Enhanced Metafile) hoặc truyền cho các phần mềm khác, chẳng hạn như phần mềm MS Words qua clipboard.

Bộ chương trình TSIM2001 bao gồm các tệp sau:

1. TSIM2001.EXE– tệp mã máy của chương trình,
2. TSIM2001.MDL – tệp các tham số miền tính toán: độ sâu, lưới tính, bản đồ các điểm cho điều kiện biên, bước lưới theo không gian và thời gian...
3. TSIM2001.STA – danh sách các điểm tính sẽ ghi lại biến thiên mực nước từng giờ, giá trị hằng số điều hòa của 13 sóng triều.
4. Các tệp dữ liệu trên sẽ được tự động nhập vào khi chạy chương trình. Ngoài ra, TSIMM2001 sẽ tự tạo ra tệp TSIM2001.INI để lưu trữ tất cả các tham số về đồ họa đã được chọn trong quá trình chạy chương trình để sử dụng cho lần chạy sau. Bộ chương trình TSIM2001 được cài đặt rất đơn giản bằng cách copy tất cả các tệp trên vào cùng một thư mục, sau đó tạo shortcut cho tên tệp TSIM2001.EXE trên màn hình.

Thời gian chạy ra 1 phương án dự báo

Phần mềm cần dung lượng 5Mb và có thể cài đặt trên máy PC Pentium 2 trở lên.

Quy trình dự báo như sau:

- Bước 1: Chuẩn bị các tham số bão cho mô hình tính nước dâng, gồm thời gian, vị trí tâm bão, độ giảm áp tại tâm (ΔP), tốc độ gió cực đại V_{max}, bán kính gió cực đại. Từ trước tới thời điểm bắt đầu dự báo là các tham số thực tế nhận từ tài liệu phân tích, từ thời điểm bắt đầu dự báo đến thời điểm dự tính bão đổ bộ vào bờ là các tham số dự báo cách 3 giờ cho mỗi giá trị.
- Bước 2: Sau khi có được bản tin dự báo tham số bão, tính toán nước dâng bão theo mô hình dự báo. Kết quả sẽ có là:

+ Bản tin dự báo nước dâng bão gồm: những địa danh dọc bờ, giá trị nước dâng bão cực đại, thời gian xảy ra, độ cao mực triều tương ứng, độ cao mực nước tổng hợp.

+ Bản đồ đường bao nước dâng cực đại dọc bờ

+ Đồ thị biến trình nước dâng bão tại một số điểm cần quan tâm.

- Bước 3: Thảo luận để đưa thông tin dự báo nước dâng vào bản tin dự báo bão chung tại Trung tâm Quốc gia Dự báo KTTV. Thông báo tới các cơ quan có trách nhiệm (Cục Phòng chống Lụt bão và Quản lý Đê điều) nếu cần.

- Bước 4: Kiểm nghiệm kết quả dự báo bằng cách thu thập các tài liệu đo đạc từ các địa phương gửi về và tổ chức đoàn khảo sát tới các địa phương quanh nơi đổ bộ để đo đạc trực tiếp và thu thập thêm thông tin. So sánh rút kinh nghiệm.

Đã kiểm định cho 30 cơn bão 1962-1995, đạt kết quả tốt. Sau đó đã kiểm định cùng Trung tâm Quốc gia Dự báo Khí tượng Thủy văn [8] cho 3 cơn bão Kaemi 8/2000, Wukong 9/2000 và Lingling 11/2001, kết quả tốt và đã được Trung tâm này chấp nhận, đã được chuyển giao để đưa vào dự báo nghiệp vụ. Các bảng sau đưa ra kết quả kiểm nghiệm 3 cơn bão này.

Bảng 50. So sánh giá trị nước dâng cực đại bão KAEMI 2000

Tên trạm	Số liệu đo đạc (cm)	Tính toán Dự báo (cm)	Sai số	
			Δ cm	δ%
Ròn (Tân Mỹ)	64	48	-16	25
Nhật Lệ (Đồng Hới)	71	51	-20	28
Cửa Tùng (Cửa Việt)	75	57	-18	24
Sơn Trà (Cửa Hàn)	57	50	-7	12
		Trung bình	15	22

Bảng 51. So sánh giá trị nước dâng cực đại bão Wukong 2000

Địa điểm	Đo đạc (cm)	Tính toán dự báo(cm)	Chênh lệch	
			Δ cm	δ%
Lạch Ghép	65	93	+28	43,0
Lạch Quèn	77	106	+29	37,7
Lạch Vạn	111	119	+8	7,2
Khu vực Cửa Hội:				
- Cửa Lò	114			
- Trạm đo KTTV	108			
- Cửa Hội	101			
- Xuân Hội	143			
- Xuân Thành	155			
Trung bình khu vực	124	142	+18	14,5
Khu vựa Cửa Sót				
- Xuân Thành	155			
- Xuân Liên	142			
- Thạch Kim	123			
- Cửa Sót	114			
- Thạch Hải	126			
Trung bình khu vực	132	152	+20	15,1
Cửa Nhượng	139	135	-4	2,9
Vũng áng	81	65	-16	19,7
		Trung bình	17,6	20

Bảng 52. So sánh giá trị nước dâng cực đại bão LINGLING 2001

TT	Địa điểm	Đo đạc	Tính toán dự báo (cm)	Chênh lệch	
				Δcm	σ%
1	Sơn Trà	30*	30	0	0
2	Vịnh Dung Quất	40	36	-4	10
3	Sa Kỳ	37	37	0	0
4	Sa Huỳnh (Đức Phổ)	63	47	-16	27
5	Đề Gi	101	77	-24	24
6	Quy Nhơn	86*	100	14	16
7	Sông Cầu	105	82	-23	22
			Trung bình	11,7	14

* Số liệu phân tích từ trạm đo mực nước liên tục bằng máy tự ghi.

V. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Nước dâng do bão đã được tập trung nghiên cứu từ lý luận đến thực tế, từ các đặc trưng chế độ đến quy trình dự báo. Trên cơ sở mô hình toán lý hiện đại đã xây dựng và sử dụng mô hình số thích hợp (trong số hàng loạt các mô hình số); đã mô phỏng trường áp và gió trong bão theo mô hình đầy đủ nhất từ trước đến nay, phù hợp với số liệu hiện có ở nước ta; đã tách được mực nước dâng ra khỏi mực nước tổng hợp; đã khảo sát thực địa theo hướng dẫn của Tổ chức Khí tượng Thế giới; đã nghiên cứu ảnh hưởng của các loại điều kiện tại biên lỏng, của miền tính ở Vịnh Bắc Bộ, độ nhạy của lời giải đối với các tham số, của thành phần phi tuyến; đã nghiên cứu sự truyền năng lượng từ bão vào biển; sự truyền nước dâng vào sông Hồng và Thái Bình và tương tác với thủy triều; đã hiệu chỉnh và kiểm nghiệm mô hình đối với một số rất lớn các cơn bão. Đã đưa ra được các đặc trưng chế độ nước dâng bão ở dải ven bờ nước ta, trong đó có cả mực nước dâng có thể xảy ra. Đã xây dựng được quy trình dự báo nước dâng, dự báo thủy triều, dự báo mực nước tổng hợp. Quy trình này đã được kiểm nghiệm khá công phu. Kết quả nghiên cứu chế độ đã được Cục Đê điều và Phòng chống Lũ lụt đưa vào quy phạm xây dựng đê biển, được ứng dụng trong việc thiết kế các công trình ven biển. Kết quả nghiên cứu dự báo đã được Trung tâm Dự báo Quốc gia Khí tượng Thủy văn chấp nhận và đưa vào dự báo nghiệp vụ. Đó là một trong số rất ít các lĩnh vực của hải dương học được nhà nước đầu tư, nghiên cứu đến kết quả ứng dụng. Rất nhiều công trình về nước dâng bão đã được công bố ở các hội nghị, các tạp chí trong nước và quốc tế.

Hướng nghiên cứu tiếp tục là nâng cao độ chính xác của dự báo, là nghiên cứu nước dâng truyền vào các hệ thống sông khác và dự báo chung, xa hơn nữa là tương tác giữa sóng mặt với mực nước dâng và thủy triều.

V

CÁC ĐẶC TRƯNG NHIỆT ĐỘ, ĐỘ MẶN, OXY HÒATAN

I. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU THỦY VĂN BIỂN ĐÔNG

Các nghiên cứu về thủy văn vùng biển Việt Nam và Biển Đông được thực hiện trong các hoạt động nghiên cứu diễn ra trong suốt thế kỷ XX cho tới nay đã có được một khối lượng khá lớn số liệu về nhiệt độ, độ mặn, hàm lượng oxy hòa tan, các yếu tố động lực v.v . . . trên toàn Biển Đông cho phép xây dựng các bản đồ trung bình mùa với độ tin cậy cao. Tuy nhiên, số liệu về các đặc trưng vật lý như âm học, quang học biển, các yếu tố thủy hóa trong Biển Đông vẫn còn rất ít ỏi, chỉ ở một vài khu vực nhất định, mật độ số liệu mới cho phép tạo dựng bức tranh phân bố tương đối chính xác. Đã có trên 1100 công trình khoa học ở trong và ngoài nước được công bố. Hàng trăm báo cáo tổng kết đề tài nghiên cứu Biển Đông và từng khu vực của nó ra đời hàng năm và số lượng vẫn không ngừng gia tăng. Công trình của K.Wyrtki [39] là một chuyên khảo được công bố sớm và có những nhận xét bước đầu về các điều kiện hải dương học của Biển Đông và những vùng biển kế cận. Yếu tố thủy văn được đo đạc và nghiên cứu nhiều nhất là nhiệt độ và độ mặn. Các bản vẽ mặt cắt nhiệt độ, bản đồ đường đẳng nhiệt, đẳng muối trên các tầng 0, 25, 50 và 100m dọc dải ven biểnViệt Nam đã được công bố trong báo cáo hàng năm của Viện Hải Dương Học Nha Trang năm 1932-1935 [13]. Bản đồ phân bố nhiệt độ và độ mặn tầng mặt Biển Đông xuất hiện lần đầu tiên vào năm 1935-1936 [17]. Cấu trúc tầng sâu cũng như sự biến động của các trường nhiệt muối được nghiên cứu kỹ lưỡng từ năm 1967 và đặc biệt là từ giai đoạn cuối của chương trình CSK. Sau các học giả Kremhft, Chevey [17], Wyrtki, Lafond [18,39], Hoàng Xuân Nhuận [15], những năm gần đây Võ Văn Lành và đồng nghiệp [36] có nhiều công trình nghiên cứu về cấu trúc nước và các khối nước Biển Đông trên cơ sở nguồn số liệu phong phú mới thu thập được trong và ngoài nước (NODC, JODC, WDC-B, VODC). Riêng về phân bố không gian và biến động mùa của trường nhiệt-muối trong Biển Đông có lẽ được nghiên cứu kỹ lưỡng nhất trong công trình của Wyrtki và đề tài 48B-01 (Lã Văn Bài, Trần Văn Sâm) [20]. Bức tranh phân bố nhiệt-muối của Biển Đông ngày càng được hoàn thiện và chính xác hơn nhờ luôn được cập nhật và bổ sung thêm dữ liệu từ các đề tài, các chương trình biển.

II. CÁC ĐẶC TRƯNG THỦY VĂN

1. Điều kiện địa lý, đặc điểm khí hậu và phương pháp xử lý số liệu

a. Điều kiện địa lý: Biển Đông trải dài từ khoảng 3° vĩ độ nam đến 23° vĩ độ bắc và từ 109° kinh độ đông đến 121° kinh độ đông. Phía đông và đông-nam giới hạn bởi tuyến các đảo chính như: Đài Loan, Luzon, Mindanao, Palawan, Borneo, Biliton, Banka va Sumatra, phía tây và tây-bắc giáp đất liền gồm các nước: Malaysia, Thái Lan, Campuchia, Việt Nam và Trung Quốc [18]. Diện tích Biển Đông khoảng 3.587.000 km^2, dung tích ước chừng 3.622.000 km^3, độ sâu trung bình bằng 1140m, độ sâu lớn nhất là 5560m. Diện tích phần vực sâu giới hạn bởi đường đẳng sâu 2000m và chiếm không quá 20% tổng diện tích của biển. Địa hình đáy biển khá phức tạp, có nhiều núi chìm; ví dụ quần đảo Hoàng Sa và Trường Sa gồm nhiều đảo nổi và rạn san hô ngầm . . . gây nguy hiểm cho tàu bè hoạt động. Phần thềm lục địa rộng lớn chỉ gặp ở phía tây-bắc và tây-nam Biển Đông, giới hạn tới độ sâu khoảng 90-165m. Đặc trưng kích thước các eo biển nối Biển Đông với các biển lân cận được trình bày trong bảng 1 [14,16]:

Bảng 53: Đặc trưng hình học các eo biển ở Biển Đông

Tên eo biển	Chiều ngang chỗ hẹp nhất (km)[14]	Độ sâu ngưỡng nông nhất (m)	
		[14]	[16]
Đài Loan	127	69	70
Luzon	372	2341	2600
Linapacan	58	33	-
Mindoro	78	329	450
Barabac	47	49	100
Karimata	116	29	40
Gasper	23	30	40
Banka	12	9	13
Malaca	35	12	30

Vịnh Bắc Bộ nằm trong vùng thềm lục địa phía tây, có giới hạn giữa vĩ độ 17°00'-21°30' bắc, kinh độ 105°40'-110° 00' đông, ba mặt: đông, bắc, tây bị lục địa bao vây, chỉ thông với biển ngoài qua eo biển hẹp Quỳnh Châu ở phía đông, phía nam vịnh thông với Biển Đông. Phía tây vịnh có nhiều đảo, các đảo lớn là: Cồn Cỏ, Hòn Mê, Cát Bà, Cô Tô, Cái Bầu, Trà Bản, đảo trần ... Đáy vịnh tương đối bằng phẳng, nhất là từ 20° bắc trở lên. Độ sâu của vịnh không lớn, trung bình khoảng 40m, độ sâu lớn nhất không quá 100m, phân bố các đường đẳng sâu gần như song song với đường bờ. Nước biển ngoài xâm nhập vào vịnh chủ yếu qua cửa phía nam, còn nước lục địa đổ vào vịnh từ hệ thống sông Hồng ở vùng bờ tây-bắc [8].

Thềm lục địa Nam Việt Nam[6], một cách quy ước giới hạn trong khu vực giữa vĩ độ 6°-12° bắc và kinh độ 104°-110° đông với độ sâu tối đa không quá 800m, độ sâu trung bình 40-50m, đáy khá bằng phẳng. Nó là một phần của thềm lục địa tây-nam Biển Đông nằm giữa Borneo, Malaysia và Việt Nam. Vùng bờ biển Việt Nam với hệ thống sông Cửu Long đổ vào ở phía tây, ba mặt còn lại là "biên lỏng" dễ dàng trao đổi nước với vịnh Thái Lan, biển Natuna và vùng khơi nam Biển Đông.

b. Đặc điểm khí hậu: Điều kiện khí tượng và các quá trình tương tác biển-khí quyển được trình bày chi tiết trong mục " Khí tượng Biển Đông". ở đây chỉ điểm qua những nhân tố khí hậu ảnh hưởng quyết định đến chế độ thủy văn Biển Đông, đó là : tính chất nhiệt đới gió mùa, lượng mưa tương đối cao, phân chia mùa mưa và mùa khô rõ rệt, nền nhiệt độ cao và có hai cực đại tương ứng với hai lần mặt trời đi qua đỉnh đầu. Gió mùa đông-bắc thổi mạnh và ổn định từ tháng Xi đến tháng IIi, gió mùa tây-nam hơi yếu hơn và kéo dài từ tháng V đến tháng IX [7,8]. Nhiệt độ không khí trên biển tối cao là 36°C va tối thấp là 16°C, 85-90%, lượng mưa rơi vào khoảng thời gian từ tháng IV đến tháng X. Khi có bão đi qua, lượng mưa và nhiệt độ không khí thay đổi rất đáng kể. Các yếu tố động lực như dòng chảy, sóng trong hai mùa gió chính gây ra sự xáo trộn và vận chuyển nước mạnh mẽ ở lớp mặt, mang nước từ các biển kế cận vào Biển Đông và ngược lại, làm biến tính đáng kể trường thủy văn Biển Đông.

Tập hợp những tác động trực tiếp của các nhân tố kể trên và hiệu ứng tương tác qua lại giữa chúng đã tạo nên bức tranh khá phức tạp về chế độ thủy văn Biển Đông nói chung và các đặc thù của nó ở từng khu vực.

c. Tình hình số liệu và phương pháp xử lý: Biển Đông, do tính chất quan trọng của nó, đã được nhiều tàu nước ngoài khảo sát từ đầu thế kỷ XIX, hơn nữa Viện Hải Dương Học (Nha Trang) ra đời cũng rất sớm (1923); tuy nhiên vì những lý do khác nhau mà dữ liệu về Biển Đông (trong đó có số liệu khảo sát) chúng ta có được chưa tương xứng với thực tế. Thông qua việc thực hiện đề tài thuộc các chương trình biển 48-06.01, 48B.01 [6,10] số trạm thủy văn đo sâu được kiểm kê và sử dụng không vượt quá 10.000 trạm. Đề tài KHCN-06.01 [38] có bước đột phá cơ bản trong việc kiểm kê dữ liệu (DL) hải dương học (HDH) biển Việt Nam và Biển Đông hiện có trong nước và trên thế giới. Kết quả kiểm kê trình bày ở bảng 2. Sau khi tách DL của các vùng phụ cận và loại bỏ các DL trùng lặp ta có:

- Tổng số các chuyến khảo sát, đo đạc bằng tàu và thuyền trên toàn Biển Đông là 4.400 chuyến. Trong đó có 600 chuyến của Việt Nam, chủ yếu ở vùng biển ven bờ và cửa sông, 230 chuyến của LB Nga (Liên Xô cũ), 250 chuyến của Nhật Bản, 100 chuyến của Anh, 70 chuyến của Trung Quốc và Đài Loan, 250 chuyến của Australia, 32 chuyến của Thái Lan, 24 chuyến của Indonesia, 7 chuyến của Philippine và 2837 chuyến của Hoa Kỳ.
- Tổng số trạm đo mặt rộng (MR) là 150.000 trạm. Trong đó có trên 6.000 trạm đo các yếu tố khí tượng, 126.000 trạm đo nhiệt độ nước, 35.000 trạm đo độ

mặn, 13.000 trạm đo ôxy hòa tan, 8.000 trạm đo các muối dinh dưỡng, 3.000 trạm đo các yếu tố nhiễm bẩn môi trường nước.

Bảng 54. Tình trạng số liệu

Nội dung kiểm kê	Nguồn ĐL trong nước	Nguồn DL của NODC	NguồnDL của LBNga
Số yếu tố HDH có số liệu	85	6	15
Tổng số chuyến khảo sát	800	4.475	3.812
Tổng số trạm đo đạc và thu mẫu MR	40.116	91.987	74.678
Tổng số trạm đo liên tục nhiều ngày	8		
Tổng số trạm cố định ven bờ và đảo	34		

Hiện trạng điều tra và nguồn số liệu có được cho đến nay là khá phong phú, song mật độ phân bố của chúng vẫn chưa đều. ở vịnh Bắc Bộ, trên nhiều ô vuông 1 độ (khoảng 12.000 km^2) có từ 1.000 đến 3.000 trạm đo mặt rộng. Vùng biển ít được khảo sát nhất là vùng Quần đảo Trường Sa, mỗi ô vuông 1 độ ở đây chỉ không quá 10 trạm, thường chỉ 2-5 trạm. Vùng biển và thềm lục địa Miền Trung và Nam Việt Nam đã được điều tra tương đối tốt, mỗi ô vuông 1 độ có từ 150 đến 600 trạm mặt rộng. Các yếu tố HDH đã được quan trắc cũng không đồng bộ, nhiệt độ nước được đo đạc nhiều nhất, tiếp đến là độ mặn, độ sâu đáy biển và ôxy hòa tan v.v.

Vấn đề xác định kích thước trung bình hóa theo không gian và thời gian với nguồn số liệu hiện có là việc làm cần thiết để xây dựng các bản đồ phân bố yếu tố HDH đủ chi tiết và tin cậy. Thực tế nghiên cứu cho thấy: đa số các yếu tố HDH trong giai đoạn hiện nay kích thước trung bình hóa theo không gian tối ưu nhất được coi là ô vuông 1 độ; riêng đối với nhiệt độ và độ mặn có thể chọn ô vuông nửa độ. Kích thước trung bình hóa theo thời gian hiện nay vẫn là trung bình mùa chứ không phải là trung bình tháng, bởi vì: Thứ nhất, số liệu thủy văn trong các tháng mùa đông thường ít và phân bố không đồng đều trên toàn Biển Đông so với mùa hè; thứ hai, trường gió - yếu tố khí tượng chi phối mạnh mẽ sự phân bố trường thủy văn Biển Đông cũng có hai mùa rõ rệt: gió mùa Đông Bắc và gió mùa Tây Nam. Với ý tưởng trên, ta chia mùa trong công trình này là: mùa xuân (tháng III, IV và V), mùa hè (tháng VI,VII và VIII), mùa thu (tháng IX, X và XI), mùa đông (tháng XII và I, II năm sau). Trước kia, trong đề tài 48B.01 [10] tác giả và một số đồng nghiệp khác (Võ Văn Lành, Lã Văn Bài) có đưa ra khái niệm " mùa thủy văn" với việc xem xét biến trình năm của nhiệt độ nước biển tầng mặt; mùa hè thủy văn gồm các tháng VI, VII, VIII và IX; mùa đông gồm các tháng XII, I, II và III; các tháng IV, V và X, XI tương ứng với hai mùa chuyển tiếp là mùa xuân và mùa thu. Có quan điểm cho rằng: việc lấy trung bình số học cho giá trị ở tâm các ô vuông là chưa thỏa đáng mà cần phải lấy trung bình có trọng số hoặc tỷ lệ nghịch với bình phương khoảng cách tới các điểm có số liệu. Theo chúng tôi: cách làm trên chỉ thực sự hữu ích khi mật độ số liệu quá thưa thớt và phân bố không đồng đều, tuy nhiên với trường hợp mật độ số liệu của Biển Đông hiện nay

là không cần thiết, hơn nữa trong phép nội suy cho các ô trống bằng phương pháp phân tích khách quan (Kriging) cũng đã tính đến thông số khoảng cách này.

Sau khi lựa chọn kích thước trung bình hóa, ta cần phải tiến hành loại bỏ các số liệu có giá trị ngoài giới hạn cho phép (sai số thô thiển), quy đổi chúng về các tầng tiêu chuẩn, nội suy khách quan cho các ô còn trống và làm trơn, nhằm loại bỏ những điểm bất thường trên quan điểm phân bố trung bình mùa và kích thước cỡ trung bình của các yếu tố HDH. Bước cuối cùng trong khâu xây dựng các đồ thị, các mặt cắt, các bản đồ phân bố yếu tố HDH là ứng dụng phần mềm chuyên dụng Surfer vẽ trên máy vi tính.

Từ trường nhiệt-muối, bằng cách tương tự ta có thể tính toán và thiết lập phân bố một số đặc trưng thủy văn khác như: mật độ nước biển, tốc độ truyền âm, độ ổn định, độ cao động học v.v.

Tập hợp các đồ thị, các mặt cắt, các bản đồ phân bố nhiệt độ, độ mặn và một số yếu tố HDH khác trong khuôn khổ bài viết này là cơ sở nghiên cứu và sự hiểu biết về các đặc trưng thủy văn, thủy hóa trong Biển Đông và biển Việt Nam.

2. Nhiệt độ nước biển (T°C).

Do sự khác biệt về độ sâu, phức tạp của địa hình đáy và các đặc điểm riêng về địa lý nên vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa Nam Việt Nam, vịnh Thái Lan và vùng khơi Biển Đông (BĐ) có những đặc trưng thủy văn khác nhau.

2.1. Phân bố thẳng đứng

Đường cong T-S-Z của cấu trúc nước vùng khơi Biển Đông rất giống nhau và gần đồng dạng với cấu trúc nước nhiệt đới Tây Thái Bình Dương [33,34]. Tính phân tầng rõ rệt cũng thể hiện qua quy luật phân bố thẳng đứng của nhiệt độ theo độ sâu (hình 51). Tuy có sự biến đổi nhất định giữa các mùa, song về cơ bản cấu trúc nhiệt " dạng vùng khơi Biển Đông" gồm 5 lớp sau:

- Lớp tựa đồng nhất nhiệt độ bề mặt, có độ dày khoảng 30-50m trong mùa hè và 50-80m trong mùa đông. Giá trị tuyệt đối của nhiệt độ biến đổi theo không gian và thời gian trong khoảng 20-30°C. Khu vực phía bắc và phía tây BĐ có nhiệt độ thấp hơn ở phía nam và phía đông.
- Lớp đột biến nhiệt độ, có gradient T° theo phương thẳng đứng 0.09-0.12°C/m trong mùa hè và 0.06-0.09°C/m trong mùa đông. Biên dưới của nó dao động trong khoảng 150-250m.
- Lớp nhiệt độ giảm khá đều đặn, có gradient T° khoảng 0.01°C/m, biên dưới ở độ sâu khoảng 900-1000m và hầu như không có biến đổi mùa.
- Lớp nhiệt độ ít biến đổi từ 1000m cho tới 3000-3500m, khá đồng nhất theo phương ngang và có nhiệt độ cực tiểu khoảng 2.34-2.38°C.

- Lớp nghịch nhiệt: có hiện tượng nghịch nhiệt ở những nơi độ sâu lớn hơn 3500m và nhiệt độ có thể tăng tới 2.61°C ở độ sâu 5000m.

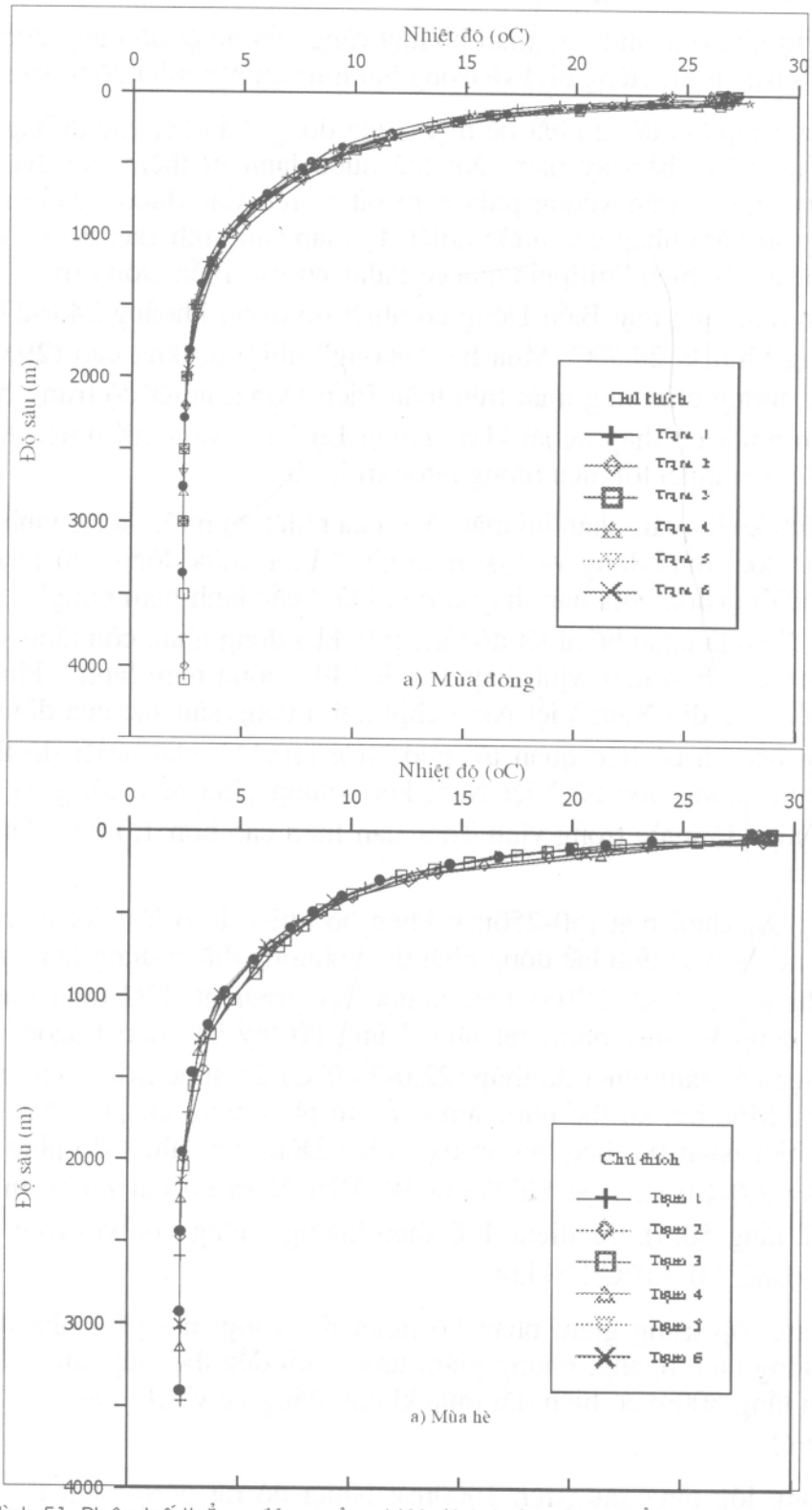
Vùng biển vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa Nam Việt Nam và vịnh Thái Lan thường có độ sâu nhỏ hơn 100m, rất đặc trưng cho biển nông. Nhìn chung phân bố thẳng đứng của T°C tại các vùng biển nói trên có hai dạng: thẳng đứng đều đặn và phân tầng. Dạng thứ nhất rất phổ biến trong mùa đông; dạng thứ hai thường thấy vào mùa hè. Tuy vậy ở vùng ven bờ nơi có độ sâu nhỏ hơn 10-15m thì quanh năm T°C phân bố thẳng đứng đều đặn do xáo trộn động lực; những vùng có độ sâu lớn hơn 50-60m như cửa vịnh Bắc Bộ, vùng khơi thềm lục địa Việt Nam . . . thường thấy T°C có sự phân tầng ở lớp đáy. Theo nghiên cứu trong chuyên mục "Các khối nước Biển Đông" của chuyên khảo này (Võ Văn Lành) thì nước vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa Nam Việt Nam, vịnh Thái Lan thuộc khối nước mặt (KNM) của Biển Đông. Nó biến đổi rất phức tạp theo không gian và thời gian, phụ thuộc vào cường độ bức xạ mặt trời, cường độ xáo trộn và dòng chảy.

a) Mùa đông, b) Mùa hè.

Phân bố thẳng đứng của nhiệt độ có thể biểu diễn trên các mặt cắt (MC) dọc và ngang Biển Đông. Trên các MC này, vị trí của đường đẳng nhiệt 20°C -"chỉ thị" của lớp đột biến nhiệt độ trong mùa hè cũng như mùa đông hầu như nằm ngang ở độ sâu 80-120m [14,16]. Cấu trúc nhiệt thể hiện sự phân tầng mạnh của nước BĐ, các đường đẳng nhiệt phân bố tương đối song song với nhau và ít biến đổi giữa các mùa.

Các MC nhiệt độ ngang vịnh Bắc Bộ [8] cho thấy: trong mùa đông nhiệt độ phân bố tương đối đều đặn; hình thế phân bố chung là: nhiệt độ phần giữa MC cao, hai đầu thấp. Nhiệt độ giảm dần theo hướng bắc, từ 23.5°C ở MC cửa vịnh đến 20.0°C ở MC giữa vịnh và 17.0°C ở MC bắc vịnh. Mùa hè, nhiệt độ tầng mặt trên cả ba MC tăng tới khoảng 30°C - là giá trị cao nhất trong năm, nhưng ở tầng sâu lại tăng theo hướng bắc, 21.0°C ở MC cửa vịnh, 22.5°C ở MC giữa vịnh và 25.0°C tại MC bắc vịnh. Hình thái và độ sâu đáy vịnh giữ vai trò quan trọng trong việc hình thành quy luật phân bố nhiệt độ của vịnh Bắc Bộ giữa hai mùa kể trên.

Trên MC nhiệt độ song song với đường bờ [4] ở thềm lục địa Nam Việt Nam vào tháng Ii và tháng VIIi, vùng trước cửa sông Cửu Long nhiệt độ hầu như đồng nhất quanh năm, còn vùng biển ngoài khơi Phan Rang-Phan Thiết quan sát thấy sự nâng lên của đường đẳng nhiệt và là "dấu hiệu" của hiện tượng nước trồi.



Hình 51. Phân bố thẳng đứng của nhiệt độ tại vùng khơi Biển Đông

2.2. Phân bố mặt rộng

Tương tự như ở phần trên, phân bố mặt rộng của nhiệt độ cũng được xem xét cho mỗi cấu trúc nước riêng biệt và trong hai mùa chính: mùa đông và mùa hè.

- Trong lớp tựa đồng nhất bề mặt: Mùa đông, hầu hết các đường đẳng nhiệt có hướng đông bắc-tây nam. Xu thế nước lạnh từ thềm lục địa và biển Đông Trung Quốc tràn xuống phía nam rất rõ rệt. Các đường đẳng nhiệt cũng cho thấy sự xâm nhập của nước nhiệt độ thấp vào vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan, nước ấm từ biển Philippin qua eo Palawan vào Biển Đông (h. 2 [38]). Phần lớn diện tích tầng mặt Biển Đông có nhiệt độ trong khoảng 24.0-27.5°C, nhiệt độ trung bình là 24.7°C. Mùa hè, "phông" nhiệt độ khá cao (29.0°C) và không gian tương đối đồng nhất trên toàn Biển Đông, nhiệt độ trung bình là 28.9°C. Tâm nhiệt độ thấp ngoài khơi Trung Bộ Việt Nam với nhiệt độ 27.0-28.0°C, có lẽ liên quan tới hiện tượng nước trồi [10].

Một cách khái quát, phân bố mặt rộng của nhiệt độ nước trong vịnh Bắc Bộ [8] có hai loại: loại mùa đông và loại mùa hè. " Loại mùa đông" có phân bố nhiệt độ phía bắc thấp hơn phía nam hay còn gọi là " bắc lạnh nam nóng". " Loại mùa hè" có đặc điểm là phân bố nhiệt độ tầng trên khá đồng nhất, còn tầng sâu và đáy T°C bắc vịnh cao hơn nam vịnh hay gọi là " bắc nóng nam lạnh". Phân bố nhiệt độ trên thềm lục địa Nam Việt Nam chịu ảnh hưởng sâu sắc của dòng chảy lạnh từ phương bắc và có liên quan tới nước trồi [10,11]. Dải nhiệt độ thấp (25-26°C) trong mùa đông dọc bờ Việt Nam kéo xuống phía nam tới giữa cửa vịnh Thái Lan. Nhiệt độ nước trong vịnh Thái Lan luôn cao hơn 1.0-2.0°C so với dải nước nói trên.

- Trong lớp dưới mặt (50-250m): Phân bố nhiệt độ ở lớp đột biến này phức tạp hơn vì kết hợp cả tính bất đồng nhất theo phương thẳng đứng lẫn phương nằm khá lớn, khoảng 2.0-3.0°C/100 km, ngược lại gradient T°C theo hướng trục Biển Đông (đông bắc-tây nam) rất nhỏ. Vùng bờ tây bắc đảo Luzon và Kalimantan xuất hiện các tâm nhiệt độ thấp (22.0-24.0°C) do nước trồi từ các xoáy thuận địa phương. Mùa hè, xu thế nước ấm chảy từ phía nam lên phía bắc khá rõ, đường đẳng nhiệt phân bố theo hướng trục Biển Đông và nhiệt độ phía đông cao hơn phía tây 3.0-4.0°C. Dọc bờ Trung Bộ Việt Nam có dải nước nhiệt độ thấp (< 22.0°C, tầng 50m). Gradient T°C theo hướng vuông góc với trục Biển Đông rất lớn, khoảng 3.0-4.0°C/100 km.

- Trong lớp trung gian: phân bố nhiệt độ ở lớp này [33] khá đồng nhất theo phương nằm ngang, nhưng giảm tương đối đều theo độ sâu. Phân bố nhiệt độ trên tầng 500m có biến đổi mùa không đáng kể và chỉ dao động trong khoảng 8-9°C.

- Trong lớp tầng sâu (trên 1000m): Nhiệt độ rất đồng nhất theo phương nằm ngang và thời gian. Nhiệt độ thấp nhất thường gặp ở tầng sâu khoảng 3000m

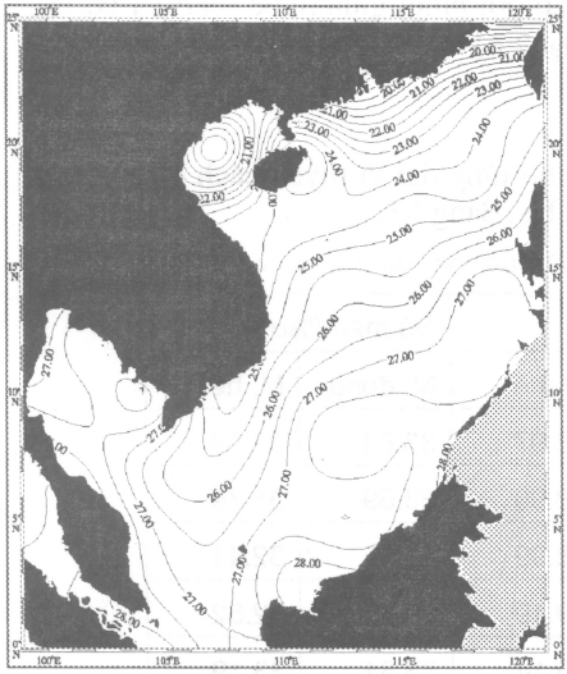
và có giá trị $(2.36 \pm 0.02)°C$. Trong lớp nước từ 3000m tới đáy, quan trắc thấy hiện tượng nghịch nhiệt do quá trình trao đổi nhiệt giữa nước biển và vỏ trái đất, nhiệt độ ở lõm sâu của Biển Đông đạt 2.61°C [6,10].

2.3. Trị số trung bình vĩ độ và dị thường

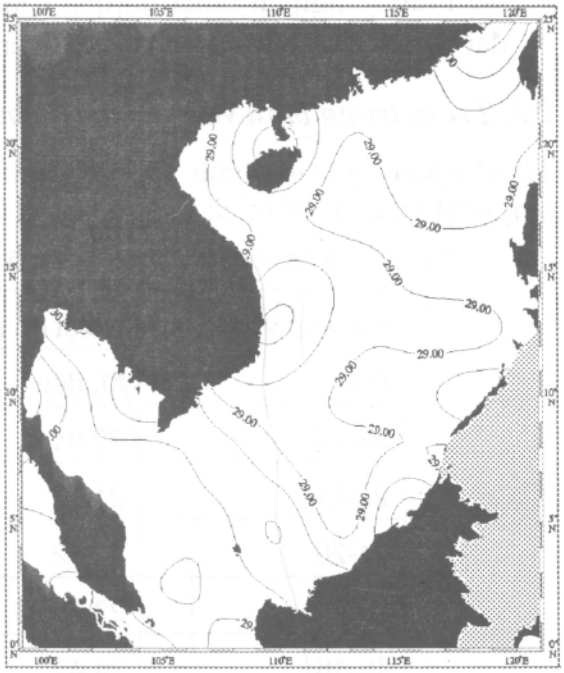
Trị số nhiệt độ trung bình vĩ độ được tính cho từng dải vĩ tuyến cách nhau 1° tại tầng mặt và cho hai mùa: mùa đông và mùa hè (Bảng 55).

Bảng 55. Trị số trung bình vĩ độ trên tầng mặt của nhiệt độ (°C) và độ mặn (‰)

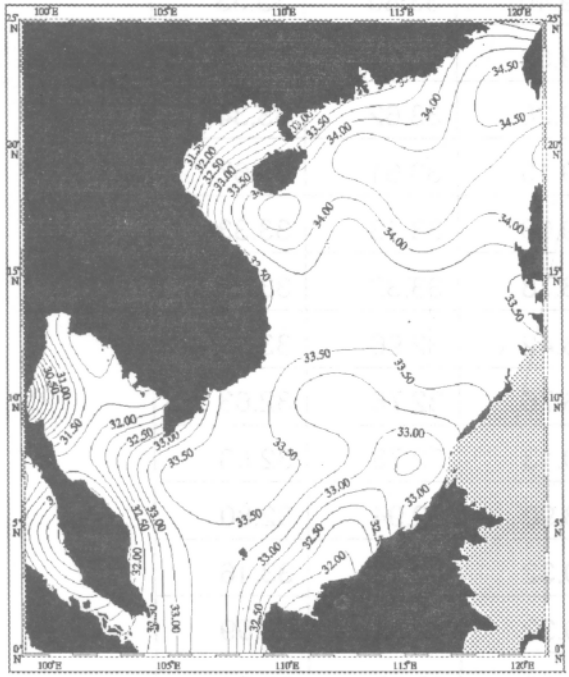
Khoảng vĩ độ	Nhiệt độ (°C)		Độ mặn (‰)	
(° N)	M. đông	M. hè	M. đông	M. hè
23-22	22.04	28.97	33.88	31.59
22-21	21.53	28.90	33.59	31.79
21-20	22.42	28.99	33.65	32.41
20-19	23.98	29.19	33.83	32.52
19-18	24.42	29.14	33.64	33.19
18-17	24.07	29.40	33.80	33.53
17-16	25.18	29.59	33.82	33.59
16-15	25.43	29.26	33.62	33.34
15-14	26.00	29.10	33.61	33.67
14-13	26.47	29.06	33.13	33.33
13-12	26.53	28.78	33.32	33.28
12-11	26.97	28.42	32.96	33.14
11-10	26.96	28.76	32.76	32.63
10-9	26.74	29.13	32.73	32.53
9-8	26.87	28.90	32.94	32.80
8-7	26.79	29.32	33.16	33.16
7-6	26.63	29.32	32.87	33.09
6-5	26.77	28.87	33.27	33.21
5-4	26.92	29.07	33.05	33.14
4-3	27.14	28.98	32.98	32.66
3-2	27.34	29.14	32.89	32.67



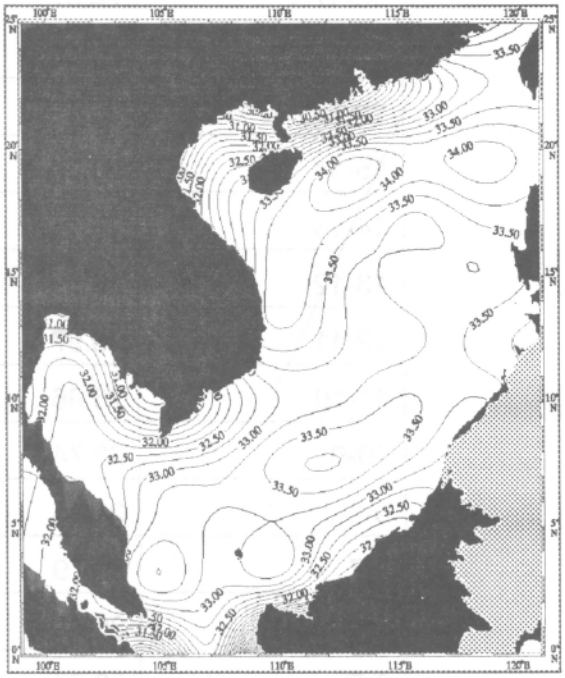
Nhiệt độ trung bình mùa đông (℃), tầng mặt
Max = 29.80 Min = 14.39 Khoảng chia = 0.5



Nhiệt độ trung bình mùa hè (℃), tầng mặt
Max = 30.88 Min = 25.45 Khoảng chia = 0.5



Độ mặn trung bình mùa đông (‰), tầng mặt
Max = 34.95 Min = 28.07 Khoảng chia = 0.25



Độ mặn trung bình mùa hè (‰), tầng mặt
Max = 34.48 Min = 23.70 Khoảng chia = 0.25

Hình 52.Phân bố nhiệt độ và độ mặn của Biển Đông, mùa đông và mùa hè (38)

Trên hình 4 là đồ thị giá trị trung bình vĩ độ tầng mặt của nhiệt độ và độ mặn trong mùa đông và mùa hè. Căn cứ vào biên độ biến động nhiệt- muối, ta có thể chia Biển Đông thành hai vùng với chế độ nhiệt-muối tương đối khác nhau qua ranh giới ở khoảng vĩ tuyến 12-13°N. Điều này cũng phù hợp với nhận định phân chia khối nước và khu hệ sinh vật của tác giả Krempf từ những thập niên 20-30 [17]. Trên thực tế, chúng tôi cho rằng đường ranh giới này có hướng đông-nam tây-bắc, nó lệch về phía nam ở bờ tây (≈ 11°N) và lệch về phía bắc ở bờ đông (≈ 16°N). Những nghiên cứu gần đây về dòng địa chuyển (Võ Văn Lành, Tống Phước Hoàng Sơn [37]) cũng khẳng định sự phân vùng trên đây là hợp lý.

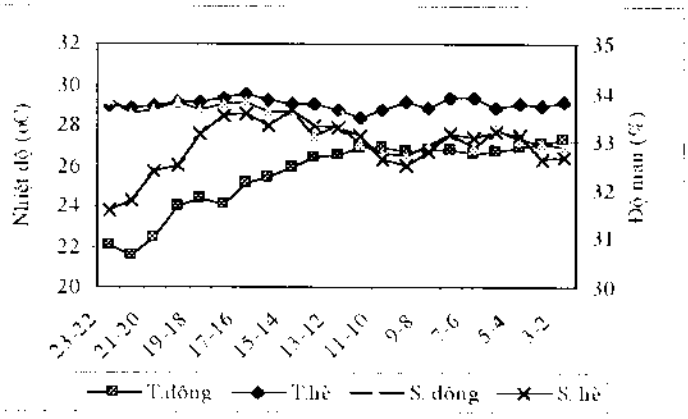
Vùng bắc Biển Đông đặc trưng bởi sự biến đổi mạnh của nhiệt độ theo vĩ độ, có chênh lệch lớn giữa nhiệt độ mùa đông và mùa hè (ΔT_{TB} = 5.01°C). Vùng phía nam có sự chênh lệch nhiệt độ giữa hai mùa không lớn (ΔT_{TB} = 2.09°C). Xích đạo nhiệt biểu hiện không rõ rệt, nó đi qua vị trí 6-7°N.

Dị thường nhiệt độ so với giá trị trung bình vĩ độ có những đặc trưng sau: mùa hè, có một vùng dị thường âm rộng lớn ngoài khơi Trung Bộ Việt Nam với giới hạn 5-15°N và 109-115°E, và trị số lớn nhất là - 1.2°C. Vùng dị thường âm cũng thấy ở sườn thềm lục địa Tring Quốc, eo biển Đài Loan, đông-bắc đảo Malacka và vịnh Thái Lan. Các vùng còn lại đều có dị thường dương với giá trị 0-1°C. Mùa đông, khu vực có dị thường âm hầu như chiếm trọn dải phía tây Biển Đông, kéo dài từ eo Đài Loan tới cửa vịnh Thái Lan. Trị số dị thường âm lớn nhất là - 4.8°C gặp ở phía bắc vịnh Bắc Bộ, vùng ven bờ Trung Bộ có dị thường nhỏ hơn - 1°C. Phần lớn tầng mặt phía đông Biển Đông và vịnh Thái Lan có dị thường dương. Một cách khái quát ta thấy rằng: trong cả mùa hè và mùa đông trên cùng một vĩ tuyến thì phía tây Biển Đông lạnh hơn phía đông, còn trong vịnh Thái Lan thì mùa hè mát hơn và mùa đông ấm hơn so với vịnh Bắc Bộ.

.2.4. *Biến đổi ngày và năm*

Trên cơ sở số liệu quan trắc tại " Poligon" ngoài khơi Trung Bộ Việt Nam (φ= 13°N, λ = 113°E, do tàu Nga thực hiện) trong các mùa khác nhau, ta thấy dao động ngày đêm của nhiệt độ có biên độ lớn nhất ở lớp nước 30-50m và có thể đạt 6.6°C. Dao động này không thể là loại bức xạ mà có lẽ tới bình lưu nhiệt hoặc dao động kiểu sóng ngầm vì quanh năm nó tồn tại trong lớp hoạt động bề mặt. ở tầng sâu hơn 400m biên độ dao động ngày của nhiệt độ thường nhỏ hơn 1°C.

Biến trình ngày của nhiệt độ trong vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa phía nam và vịnh Thái Lan được nghiên cứu tương đối kỹ [6, 8, 25]. Ví dụ trong vịnh Bắc Bộ có thể thấy biến trình ngày của nhiệt độ gồm 4 loại: loại dao động ngầm, loại triều lưu,



Hình 53. Biến đổi trị số trung bình vị độ của nhiệt độ và độ mặn.

loại bức xạ và loại biến đổi nhỏ. Ta biết rằng biên độ ngày của nhiệt độ ở các tầng do dao động ngầm gây nên có quan hệ mật thiết với gradient T°, còn biến đổi ngày

của nhiệt độ loại triều lưu thường có chu kỳ rõ ràng và giống nhau trên các tầng. Dao động ngày của nhiệt độ loại có nguồn gốc bức xạ thường có cực đại lúc 11-16 giờ và cực tiểu lúc 4-6 giờ và chỉ thấy ở tầng sát mặt (H < 5m), thời gian xuất hiện loại này rõ rệt nhất ở nam Biển Đông là mùa xuân, ở bắc Biển Đông vào mùa hè.

Biến trình năm của nhiệt độ ở bắc Biển Đông trong lớp nước 0-50m thường có một cực đại chính vào tháng VII-VIII và cực tiểu vào tháng II-III. Dao động năm của nhiệt độ vùng nam Biển Đông có cực đại vào tháng V, cực tiểu vào tháng I. Xem xét biến trình năm của nhiệt độ trên toàn Biển Đông ta thấy vai trò bức xạ nhiệt tác động rõ rệt trong lớp nước 0-20m, các quá trình động lực ảnh hưởng mạnh mẽ ở lớp nước 50-300m.

Biến đổi năm của nhiệt độ trong vịnh Bắc Bộ, vịnh Thái Lan và thềm lục địa Việt Nam có thể xem là loại đặc trưng cho biển nông. Có nhiều yếu tố ảnh hưởng tới biến trình năm của nhiệt độ nước biển ở đây như: bức xạ mặt trời và sự trao đổi nhiệt giữa biển và khí quyển, sự xáo trộn bởi sóng, gió và dòng chảy v.v..., nhưng sự hấp thụ bức xạ mặt trời là nhân tố chủ yếu nhất quyết định sự biến đổi trên. Trong vịnh Bắc Bộ biên độ năm của nhiệt độ có quy luật chung là: phía bắc lớn hơn phía nam, ven bờ lớn hơn ngoài khơi, tầng mặt lớn hơn tầng sâu. Có thể quy biến trình năm của nhiệt độ nước vịnh Bắc Bộ thành 4 loại: loại đỉnh vịnh, loại tây vịnh, loại đông vịnh và loại giữa vịnh. Nếu xét theo nguyên nhân hình thành thì 3 loại đầu thuộc loại "bức xạ", loại cuối là "bức xạ bình lưu". Biến trình năm của nhiệt độ nước thềm lục địa phía nam ở lớp tầng mặt thường có 2 cực đại (vào tháng V và tháng IX) có nguồn gốc "bức xạ", nhưng ở các tầng sâu do sự xâm nhập của dòng nước lạnh phương bắc và nước trồi làm tăng cường các cực tiểu

nhiệt độ và làm biến dạng đường biến trình năm của nhiệt độ ở cácđộ sâu khác nhau.

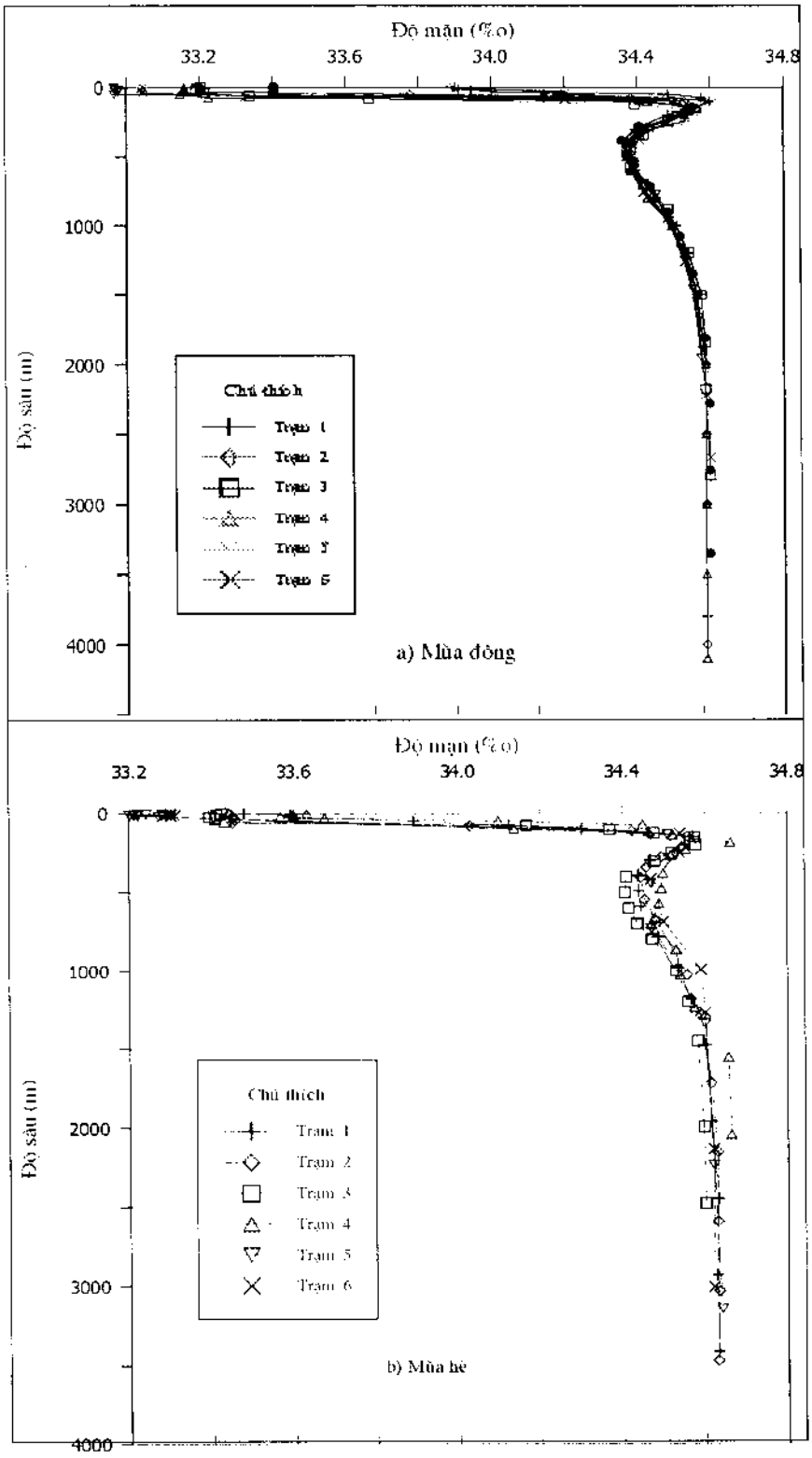
III. ĐỘ MẶN NƯỚC BIỂN (S‰*O*)

1. Phân bố thẳng đứng

Tương tự như đối với nhiệt độ, đường cong phân bố độ mặn theo độ sâu ở vùng khơi Biển Đông có một dạng duy nhất với đặc trưng 5 lớp như sau (hình 54):

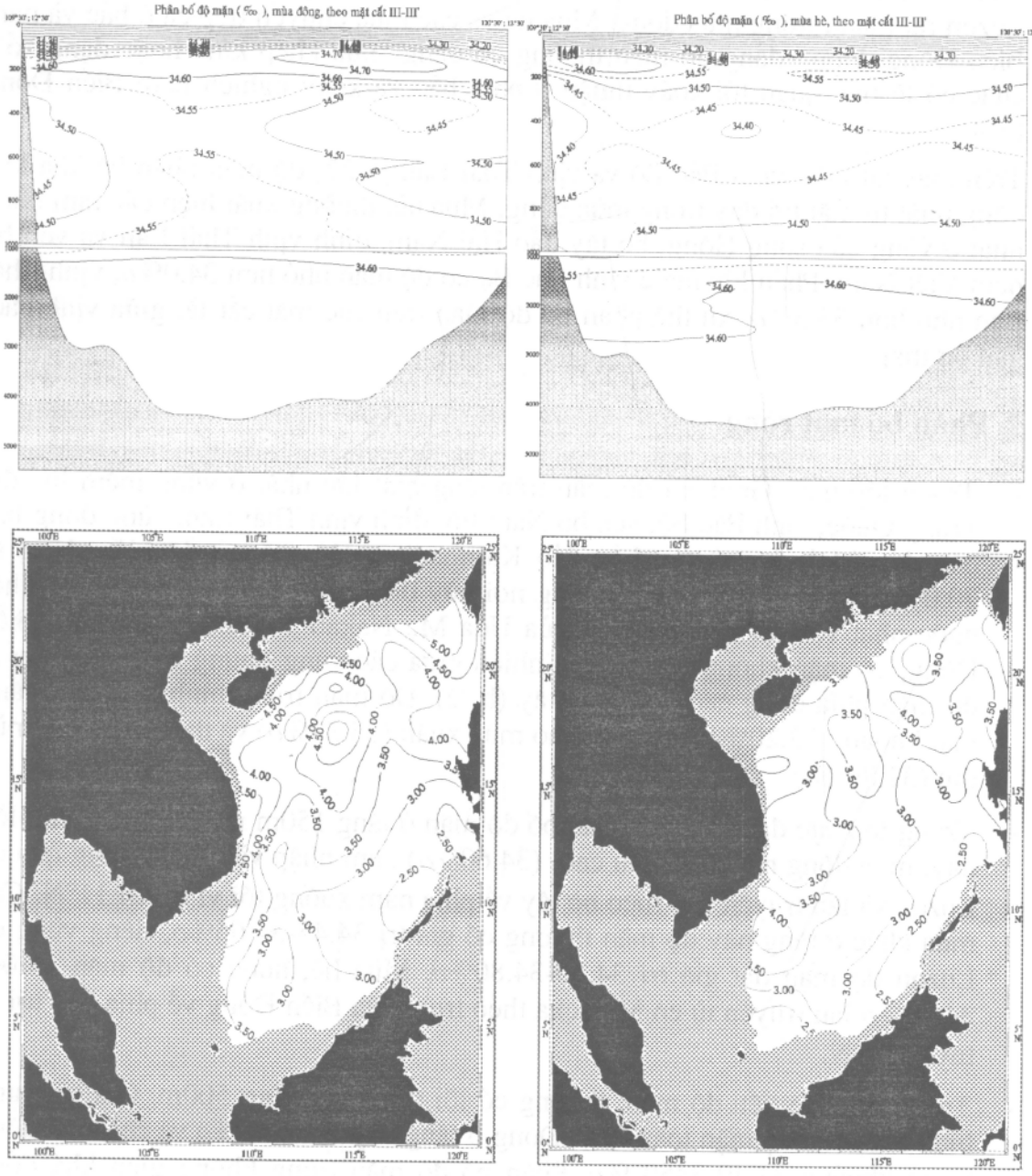
- *Lớp tựa đồng nhất độ mặn bề mặt* có độ dày 20-50m trong mùa hè, độ mặn dao động từ 33.40‰ đến 34.00‰. Mùa đông, độ dày của lớp này tăng lên 30-100m, biến động của độ muối lớn (khoảng 32.0-34.1‰) và không đồng nhất trong không gian.
- *Lớp đột biến độ mặn* - lớp cực đại độ mặn dưới tầng mặt: độ mặn tăng nhanh theo độ sâu và đạt giá trị 34.5-34.7‰ ở độ sâu 150-250m, gradient S có thể đạt 0.014-0.016‰/m trong mùa đông và 0.011-0.013‰/m trong mùa hè.
- *Lớp gradient độ mặn âm* - lớp trung gian độ mặn thấp: độ mặn giảm tương đối đều đặn theo độ sâu và hầu như không có biến đổi mùa, biên dưới của lớp này thường ở độ sâu 700-800m. Gradient S trung bình khoảng $-0.5.10^{-3}$‰/m.
- Lớp độ mặn tăng chậm theo độ sâu với gradient S khoảng $0.2.10^{-3}$‰/m , các thông số của lớp này hầu như không đổi trong năm, biên dưới của nó nằm ở độ sâu 3000-3500m.
- Lớp độ mặn tăng không đáng kể cho tới đáy: độ mặn khá đồng nhất trong không gian, có thể coi như là một hàm của độ sâu với khoảng biến thiên 34.60-34.62‰.

Vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa phía nam và vịnh Thái Lan là những nơi có nước sông trực tiếp đổ vào, thêm vào đó các yếu tố xáo trộn động lực cũng đóng vai trò quan trọng trong phân bố thẳng đứng của độ mặn. Một cách sơ lược ta có thể chia thành hai kiểu cấu trúc độ muối đặc trưng cho hai khu vực địa lý khác nhau. Kiểu ven bờ và vùng cửa sông chịu ảnh hưởng trực tiếp của nước lục địa có lớp đột biến độ mặn sát mặt và độ mặn tăng không đáng kể ở tầng đáy. Kiểu xa bờ và vùng cửa vịnh có độ mặn khá đồng nhất ở lớp mặt và tăng nhanh theo độ sâu ở lớp sát đáy. Kiểu đầu thường phổ biến trong mùa mưa (xuân-hè), kiểu sau chiếm ưu thế trong mùa khô (thu-đông).



Hình 54. Phân bố thẳng đứng của độ mặn tại vùng khơi Biển Đông

a) Mùa đông, b) Mùa hè.



Hình 55. Phân bố độ mặn trên MC ngang BĐ và ôxy hòa tan trên tầng 100m.

Nguồn gốc và sự lan truyền độ mặn được thể hiện khá rõ trên các mặt cắt dọc và ngang Biển Đông (hình.55). Các cấu trúc độ mặn đặc biệt như lớp cực đại độ mặn, lớp cực tiểu độ mặn thường có dạng "lưỡi" hoặc dạng "khép kín" , theo

nhận xét của nhiều nhà nghiên cứu [15, 17, 18, 20, 33], chúng có xuất xứ từ cấu trúc Nước Nhiệt đới Tây Thái bình dương và xâm nhập vào Biển Đông qua eo Luzon rất mạnh trong mùa đông. Mùa hè và các mùa chuyển tiếp cả ở bắc và nam Biển Đông đường đẳng độ mặn thường có dạng "nửa khép kín" hoặc dạng "ổ", chắc có lẽ liên quan tới xoáy thuận ở phía bắc và xoáy nghịch nam Biển Đông [37].

Trên mặt cắt giữa vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan [8,27] độ mặn phân bố khá khá đồng nhất từ mặt tới đáy trong mùa đông. Mùa hè, thường xuất hiện các tâm nước nhạt ở vùng cửa sông Hồng, bờ tây đảo Hải Nam, đỉnh vịnh Thái Lan và ven bờ nam Việt Nam. Phần lớn nước vịnh Bắc Bộ có độ mặn nhỏ hơn 34.0‰, vịnh Thái Lan nhỏ hơn 33.5‰, xu thế phân bố độ mặn trên các mặt cắt là: giữa vịnh cao, gần bờ thấp.

2. Phân bố mặt rộng

- Trong lớp mặt: Gradient độ mặn trên tầng mặt lớn nhất ở vùng thềm lục địa Trung Quốc, vịnh Bắc Bộ, ven bờ Nam Bộ, đỉnh vịnh Thái Lan, vùng đông bắc bán đảo Malacka và tây bắc đảo Kalimantan. Độ mặn ở đó biến động từ 20.0‰ đến 33.0‰, chính những nơi này đã hình thành và tồn tại các khối nước nhạt ven bờ như công bố của Uda M., Nakao T. [30]. Vùng khơi Biển Đông, độ mặn không chênh lệch nhiều giữa các vùng nhưng xu thế chung là độ mặn phía đông cao hơn phía tây (h.52). Độ mặn trung bình năm trên tầng mặt khoảng 33.20‰, cao nhất vào mùa xuân (33.38‰) và thấp nhất vào mùa thu (32.89‰).
- Trong lớp cực đại độ mặn: phân bố độ mặn ở tầng 150m rất đặc trưng cho lớp này, mùa đông nước độ mặn cao (34.60‰) xâm nhập vào Biển Đông qua eo Luzon và lan truyền dọc theo bờ tây về phía nam xuống tới vĩ tuyến 11°N. Các mùa khác ở tầng này độ mặn thường có giá trị 34.45-34.65‰, riêng vùng eo Luzon độ mặn đạt giá trị 34.70-34.80‰. Mùa hè, nước có độ mặn 34.00-34.40‰ lan truyền từ eo Malacka theo trục giữa Biển Đông về phía bắc tới vĩ tuyến 16°N.
- Trong lớp cực tiểu độ mặn: thường có lõi trùng với tầng 500m. Giá trị trung bình năm của độ mặn toàn Biển Đông ở tầng này là 34.43‰ và chỉ biến động trong khoảng 34.40-3450 ‰. Phân bố độ mặn trong không gian khá đồng nhất, chỉ rải rác có những "vết" độ mặn 34.45‰ xuất hiện trên toàn vùng.
- Trong lớp tầng sâu: độ mặn ở lớp này tăng chậm theo độ sâu, rất đồng nhất theo phương nằm ngang. Độ mặn chỉ dao động trong khoảng 34.50-34.63‰.Tại các vực sâu của Biển Đông độ mặn có thể đạt tới 34.64‰ ở độ sâu 5000m. Lớp nước với độ mặn như trên thực chất thuộc khối nước lạnh tầng sâu và khối nước đáy [36].

Xu thế phân bố mặt rộng của độ mặn trong vịnh Bắc Bộ khá ổn định, quanh năm giá trị độ mặn ở nam cao hơn bắc, đông cao hơn tây. Nguyên nhân cơ bản dẫn đến sự phân bố trên là do ảnh hưởng của nước sông ngòi đổ ra biển ở bờ tây vịnh và sự xâm nhập của nước biển ngoài vào vịnh theo phía đông vịnh. Trị số độ mặn trung bình tầng mặt trong toàn vịnh tương quan mật thiết với lưu lượng nước sông đổ ra, hệ số tương quan khoảng – 0.86 đến –0.90 [8].

Tại vùng thềm lục địa nam Việt Nam, mùa hè nước lợ-mặn [6] với độ mặn nhỏ hơn 33.0‰, phân bố thành một dải khá rộng kéo dài từ mũi Dinh xuống tới Cà Mau và vịnh Thái Lan. Các tâm độ mặn thấp chiếm toàn bộ vùng cửa sông Cửu Long. Mùa đông, do sự khống chế bởi hệ dòng chảy từ phương bắc nên dải nước lợ-mặn này bị ép sát bờ hơn và dịch chuyển về phía nam tới mũi Kê Gà-Vũng Tàu.

3. Trị số trung bình vĩ độ và dị thường

Giá trị trung bình vĩ độ của độ mặn ở tầng mặt đã được trình bày trong bảng 3. Các gía trị độ mặn này có xu thế tăng dần theo vĩ độ, phía bắc vĩ tuyến 13°N độ mặn thường cao giá trị trung bình tầng mặt (33.20‰), ngược lại, ở phần phía nam- nhỏ hơn giá trị đó. So với độ mặn trung bình vĩ độ Thái Bình Dương [29], độ mặn trong Biển Đông thường có dị thường âm. Các vùng độ mặn thấp nhất trong mùa hè là vùng biển ven bờ bắc Việt Nam, ven bờ Nam Bộ, phía tây bán đảo Kalimantan và đảo Luzon. Dị thường âm nhỏ nhất gặp ở ven bờ vịnh Bắc Bộ là - 7.27‰. Khu vực cửa sông Hồng và sông Cửu Long có dị thường từ –5.0‰ đến 3.0‰. Mùa đông, vịnh Bắc Bộ, vịnh Thái Lan và thềm lục địa phía nam đều có dị thường âm từ –3.0‰ đến 1.0‰. Do sự xâm nhập nước từ biển Philippin vào nên vùng eo Luzon, Đài Loan và Palawan độ mặn cao hơn các vùng khác của Biển Đông.

4. Biến đổi ngày và năm

Biến đổi ngày của độ mặn khu vực ngoài khơi Biển Đông chỉ đáng kể trong lớp nước 0-100m. Tầng 50m có biên độ dao động độ mặn lớn nhất với chu kỳ nửa ngày trong mùa đông, còn ở tầng 20-30m thì vào mùa thu. Gradient ngang của độ mặn lớn cùng với sự kích động của dòng bán nhật triều đã hình thành các dao động trên. Biên độ dao động ngày của độ mặn ở tầng nước sâu hơn 100m trong các mùa thường không vượt quá 0.2‰.

Biến trình ngày của độ mặn trong vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa phía nam v.v. , theo nguyên nhân hình thành có thể chia làm 3 dạng: dạng dao động ngầm, dạng triều lưu và dạng biến đổi nhỏ. Trong vịnh Bắc Bộ dạng thứ nhất có biên độ lớn nhất ở lớp nhảy vọt độ mặn và phát triển mạnh vào mùa hè (mùa mưa), biên độ đạt 7.6‰. Dạng "triều lưu" có đặc điểm: biên độ trên các tầng đều khá lớn và trùng pha. Biên độ dao động lớn nhất của độ mặn ở vùng cửa sông Hồng là 11.0‰ và

cửa sông Cửu Long đạt 13.0‰, xu thế độ mặn biến đổi hoàn toàn giống dao động mực nước [4]. Vùng biển ven bờ Trung Bộ và Ninh Thuận-Bình Thuận biên độ dao động độ mặn chỉ khoảng 0.25-1.00‰.

Dao động năm của độ mặn ở vùng khơi Biển Đông xảy ra mạnh mẽ nhất trong lớp nước 0-150m với biên độ 0.4-1.5‰. Biên độ năm của độ mặn tầng mặt có giá trị lớn nhất vào tháng V, nhỏ nhất vào tháng X. Biến trình năm của độ mặn ở tầng 50m đặc trưng bởi nhiều cực đại, cực tiểu xen kẽ nhau, cực đại lớn nhất vào tháng X (34.25‰), cực tiểu nhỏ nhất vào tháng II (33.00‰). Các quá trình động lực là nguyên nhân chủ yếu làm phức tạp biến trình năm của độ mặn ở đây.

Biến trình năm của độ mặn trong vịnh Bắc Bộ có liên quan mật thiết với lượng nước sông chảy vào vịnh, cực đại độ mặn thường xuất hiện vào tháng V, cực tiểu vào tháng VIII-IX. Biên độ năm trên tầng mặt có thể đạt 21.5‰ ở bắc và tây vịnh, và 2.0‰ ở phía nam vịnh [8]. Tại thềm lục địa nam Việt Nam, độ mặn cao ở các tầng thường gặp từ tháng XII đến tháng IX ở vùng biển Khánh Hòa, Ninh Thuận-Bình Thuận và từ tháng XI đến tháng VI ở vùng biển Vũng Tàu-Côn Đảo. Biên độ dao động độ mặn lớn nhất ở lớp nước 20-30m tại những khu vực nói trên (1.50-2.00‰), tuy vậy mức độ biến động độ mặn rất khác nhau.

IV. HÀM LƯỢNG ÔXY HÒA TAN (O_2 ML/L)

Hàm lượng tuyệt đối của ôxy hòa tan (gọi tắt là ôxy hòa tan) được đo đạc nhiều đứng thứ ba sau nhiệt độ và độ mặn. Cho đến nay vẫn chưa thấy có công trình nghiên cứu nào về ôxy hòa tan trên toàn Biển Đông được công bố. Với nguồn số liệu hiện có, bước đầu có thể xem xét 3 nội dung sau: phân bố thẳng đứng, phân bố mặt rộng và biến đổi mùa của ôxy hòa tan.

1. Phân bố thẳng đứng

Cũng như nhiệt độ và độ mặn ở vùng khơi Biển Đông, phân bố thẳng đứng của ôxy hòa tan có cấu trúc phân lớp rõ ràng và gồm 5 lớp (hình.56):

+ Lớp tựa đồng nhất bề mặt: Gradient O_2 theo phương thẳng đứng có giá trị rất biến động nhưng nhỏ hơn 0.1ml/l, nó có độ dày khoảng 50-60m và hàm lượng ôxy hòa tan 4.0-6.0ml/l.
+ Lớp đột biến ôxy: Gradient O_2 theo phương thẳng đứng lớn hơn 0.01ml/l, nó có giới hạn độ sâu từ 60-60m đến 200m và hàm lượng ôxy hòa tan dao động trong khoảng từ 2.5 ml/l đến 4.5 ml/l.
+ Lớp trung gian: là lớp chuyển tiếp giữa lớp đột biến và lớp cực tiểu ôxy.

Ôxy hòa tan trong lớp này giảm không đáng kể theo độ sâu với Gradient O_2 nhỏ hơn 0.01ml/l, biên dưới của nó thường ở độ sâu 400-600 m. Hàm lượng ôxy hòa tan trong lớp này biến động trong khoảng từ 2.0ml/l đến 2.8ml/l.

+ Lớp cực tiểu ôxy: trong đó hàm lượng ôxy hòa tan nhỏ nhất trên toàn bộ cột nước của biển. " Nhân" của lớp này thường nằm ở độ sâu 600-800 m và có

+ Hàm lượng ôxy hòa tan khoảng 1.40-1.80ml/l. Nếu coi mặt đẳng ôxy 2.00ml/l là ranh giới không gian của lớp cực tiểu ôxy thì lớp này nằm giữa độ sâu 400 m và 1000 m.

+ Lớp tầng sâu: là lớp bên dưới lớp ôxy cực tiểu cho tới đáy. Hàm lượng ôxy tăng chậm theo độ sâu và dao động trong khoảng 2.00-2.80ml/l.

Phân bố thẳng đứng của ôxy hòa tan trong mùa đông ở vịnh Bắc Bộ nói chung đồng nhất, riêng vùng ven bờ tầng trên cao hơn tầng đáy và chênh lệch không lớn hơn 0.1-0.2ml/l. Mùa hè, sự phân tầng ôxy hòa tan xảy ra mạnh mẽ nhất, chênh lệch giữa tầng trên và tầng dưới khoảng 1.0-2.0ml/l. Xuất hiện lớp cực đại ôxy hòa tan ở khu vực nước sâu cửa vịnh với hàm lượng 5.0-6.0ml/l.

Phân bố thẳng đứng ôxy hòa tan trong vịnh Thái Lan quanh năm tồn tại dạng phân tầng, chỉ trừ vùng nước nông ven bờ vào mùa đông là có phân bố đông nhất. Hàm lượng ôxy hòa tan trên mặt thường dao động trong khoảng 4.0-50ml/l. Cực

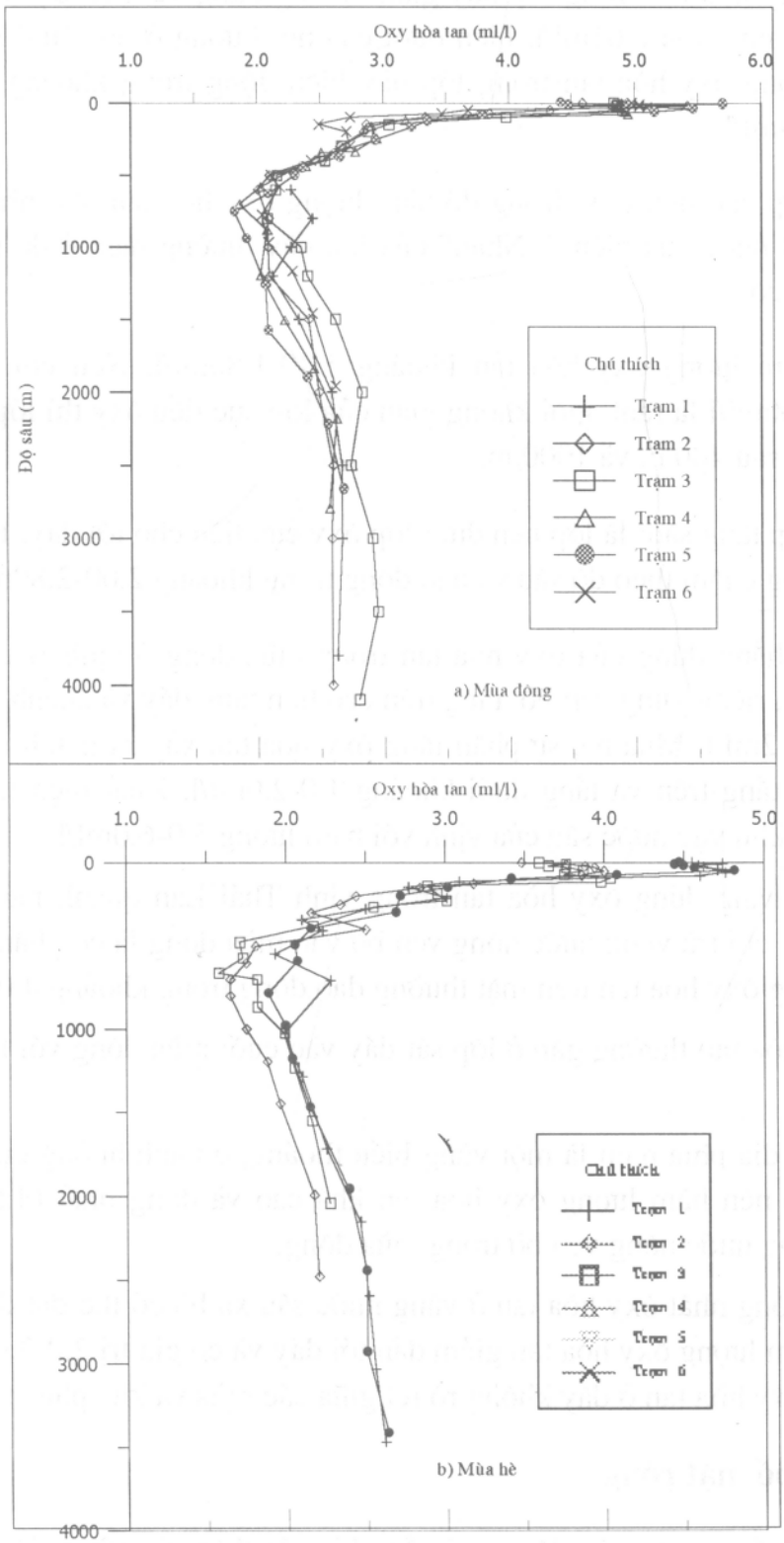
tiểu ôxy hòa tan thường gặp ở lớp sát đáy vào cuối mùa đông với hàm lượng 1.0-2.0ml/l.

Thềm lục địa phía nam là một vùng biển thoáng, do ảnh hưởng của xáo trộn gió (gió mùa) nên hàm lượng ôxy hòa tan khá cao và đồng nhất (4.5-5.5ml/l), đặc biệt là vùng nước nông ven bờ trong mùa đông.

Lớp tựa đồng nhất ôxy hòa tan ở vùng nước sâu xa bờ có thể đạt độ sâu 50-70m, sau đó hàm lượng ôxy hòa tan giảm dần tới đáy và có giá trị 2.0-3.0ml/l. Quy luật phân bố ôxy hòa tan ở đây không rõ rệt giữa các mùa và khá phức tạp.

2. Phân bố mặt rộng

Trong lớp tầng mặt: mùa đông với nền nhiệt độ thấp và cường độ xáo trộn mạnh nhất trong năm nên hàm lượng ôxy hòa tan cũng cao nhất so với các mùa khác.



Hình 56. Phân bố thẳng đứng của ôxy hòa tan tại vùng khơi Biển Đông
a)Mùa đông, b) Mùa hè.

Trong vịnh Bắc Bộ và khu vực bắc Biển Đông hàm lượng ôxy hòa tan tầng mặt dao động từ 4.75ml/l đến 6.00ml/l. Khu vực nam Biển Đông và vịnh Thái Lan có hàm lượng ôxy hòa tan dao động trong khoảng 3.00-4.50ml/l. Phân bố hàm lượng ôxy hòa tan ở tầng mặt trong mùa này chủ yếu có xu thế giảm dần từ bắc xuống nam. Mùa hè, phần lớn diện tích nam Biển Đông , vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan có hàm lượng ôxy hòa tan khá cao (4.00- 4.50ml/l) và đồng nhất trong không gian.

- Trong lớp tầng giữa: nằm dưới lớp hoạt động bề mặt, ảnh hưởng của các quá trình trong khí quyển tới phân bố ôxy hòa tan không đáng kể. Sự biến động trường ôxy hòa tan trong lớp nước tầng giữa liên quan chặt chẽ đến việc hình thành và vận chuyển các khối nước, sự xâm nhập nước cực tiểu ôxy hòa tan từ biển Philippin vào Biển Đông(h.55). Quanh năm hàm lượng ôxy hòa tan trong lớp nước 200-1000m ở vùng bắc Biển Đông luôn cao hơn vùng phía nam. Xu thế lưỡi nước lạnh có hàm lượng ôxy hòa tan cao tràn từ phía bắc xuống rất rõ trong mùa đông và mùa xuân. Trong lớp cực tiểu ôxy ở độ sâu 600-800m, từ eo Luzon về phía nam hàm lượng ôxy hòa tan giảm dần từ 2.50ml/l xuống còn 1.50ml/l. Phân bố ôxy hòa tan ở độ sâu 1000m trên toàn Biển Đông khá đồng đều và dao động trong khoảng 1.75-2.25ml/l.

- Trong lớp tầng sâu: ở những độ sâu hơn 1000m, mặc dù số liệu quan trắc về ôxy hòa tan còn ít nhưng những thông tin mới nhất từ đề tài KHCN-06.01[38] cùng hiểu biết về cấu trúc các khối nước, trạng thái thủy văn và động lực của chúng, ta có thể khẳng định rằng: phân bố ôxy hòa tan ở đây khá đồng nhất trong không gian và thời gian, giá trị hàm lượng ôxy hòa tan chỉ dao động trong khoảng 2.00-3.00ml/l.

3. Biến đổi ngày và năm

Biến đổi ngày của hàm lượng ôxy hòa tan trong vùng biển nghiên cứu rất đa dạng và khác nhau giữa các mùa. Biến trình ngày của ôxy hòa tan phức tạp là do

Ảnh hưởng tổng hợp của các yếu tố thủy văn và sinh vật. Ví dụ, trong vịnh Bắc bộ có thể chia làm hai dạng biến đổi ngày: dạng mùa đông với đặc trưng là biến đổi ở các tầng giống nhau, hàm lượng ôxy hòa tan buổi sáng thấp, buổi chiều cao, biên độ ngày khoảng 0.40ml/l; dạng mùa hè có ôxy hòa tan tầng mặt và tầng đáy chênh lệch nhau khá lớn nhưng biên độ biến đổi ngày rất nhỏ, chỉ khoảng 0.10ml/l.

Hàm lượng ôxy hòa tan có mối liên hệ mật thiết với nhiệt độ nước, do đó để theo dõi biến đổi mùa của nó có thể xem xét đại lượng ôxy hòa tan trung bình cho từng mùa tại 4 vùg có đặc trưng nhiệt độ khác nhau: vịnh Bắc Bộ, bắc Biển Đông, nam Biển Đông và vịnh Thái Lan trong bảng dưới đây:

Bảng 56: Hàm lượng ôxy hòa tan trung bình trên tầng mặt (ml/l).

Khu vực	Mùa đông	Mùa xuân	Mùa hè	Mùa thu
Vịnh Bắc Bộ	5.35	4.87	4.58	4.73
Bắc Biển Đông	5.14	4.27	4.61	4.56
Nam Biển Đông	4.28	4.18	4.41	4.47
Vịnh Thái Lan	4.50	4.25	4.25	4.00

Qua bảng trên ta thấy:

- Vịnh Bắc Bộ có hàm lượng ôxy hòa tan đạt cực đại vào mùa đông, cực tiểu vào mùa hè.
- Phần bắc Biển Đông hàm lượng ôxy hòa tan có cực đại mùa đông, cực tiểu vào mùa xuân.
- Phần nam Biển Đông, cực đại hàm lượng ôxy hòa tan gặp trong mùa thu, cực tiểu trong mùa xuân.
- Vịnh Thái Lan có hàm lượng ôxy hòa tan cực đại vào mùa đông, cực tiểu vào mùa thu.

Nói chung, ta thấy rằng: biến trình năm của hàm lượng ôxy hòa tan trên tầng mặt gần tương đồng với biến đổi nhiệt độ, còn ở tầng giữa và tầng đáy hàm lượng ôxy hòa tan bị chi phối bởi quá trình phân hủy chất hữu cơ và hô hấp của sinh vật [8].

V. KẾT LUẬN

1. Phân bố thẳng đứng của các yếu tố thủy văn vùng khơi Biển Đông có tính phân tầng rõ ràng và ổn định. Cấu trúc thẳng đứng thường được chia thành 3-5 lớp và trong số đó có một hoặc lớp đặc trưng cho mỗi yếu tố như: lớp nghịch nhiệt, lớp cực đại độ mặn, lớp cực tiểu độ mặn, lớp cực tiểu ôxy.
2. Phân bố thẳng đứng của các yếu tố thủy văn trong vịnh Bắc Bộ, vịnh Thái Lan và thềm lục địa phía nam rất đặc trưng cho "biển nông" với hai dạng chính là: dạng thẳng đứng đều đặn và dạng phân tầng. Dạng thứ nhất rất phổ biến trong mùa đông (mùa khô), dạng thứ hai thường tồn tại trong mùa hè (mùa mưa).
3. Phân bố mặt rộng của các yếu tố thủy văn có tính phân đới rõ rệt và phụ thuộc nhiều vào điều kiện địa lý khu vực. Có thể phân biệt 4 vùng thủy văn khác nhau là: vịnh Bắc Bộ, bắc Biển Đông, nam Biển Đông và vịnh Thái Lan. Dải ranh giới giữa phần bắc và nam Biển Đông chạy theo hướng đông-bắc tây-nam, ở khoảng 15-16°N trên bờ phía đông và 12-13°N tại bờ tây Biển Đông.
4. Phần bắc Biển Đông hoàn toàn ở trong phạm vi khống chế của xoáy thuận cỡ lớn và dòng nước từ biển Philippin xâm nhập vào Biển Đông qua eo Luzon. Các cấu trúc độ mặn đặc biệt như lớp cực đại độ mặn, lớp cực tiểu độ mặn

thường có "dạng ổ" hoặc "dạng lưỡi". Nước độ mặn cao (34.60‰) xâm nhập vào Biển Đông và lan truyền dọc bờ tây xuống phía nam tới vĩ tuyến 10°30'N (tầng 150m, mùa đông).

5. Vùng nhiệt độ thấp gần bờ Trung Bộ Việt Nam tồn tại quanh năm, mùa hè liên quan đến hiện tượng nước trồi, mùa đông do ảnh hưởng của hệ dòng chảy (xoáy thuận) bắc Biển Đông. Nhiệt độ cực tiểu trong Biển Đông thường gặp ở độ sâu 3000m và xấp xỉ 2.36°C. Lớp nước từ 3000m cho tới đáy quan trắc thấy hiện tượng nghịch nhiệt, nhiệt độ tăng tới khoảng 2.61°C ở vực sâu 5000m.

6. Một cách khái quát, ta thấy rằng: mùa hè và mùa đông trên cùng một vĩ độ, phía tây Biển Đông lạnh hơn phía đông, trong vịnh Thái lan thì mùa hè mát hơn và mùa đông ấm hơn so với vịnh Bắc Bộ. Biên độ năm của nhiệt độ trong lớp hoạt bề mặt ở phần bắc Biển Đông lớn hơn nhiều so với phần phía nam.

7. Cũng như nhận xét của Uda H. và Nakao T. và những nhà nghiên cứu khác [30,36]: các khối nước nhạt ven bờ tồn tại ở vùng thềm lục địa Trung Quốc, vịnh Bắc Bộ, ven bờ Nam Bộ Việt Nam, đỉnh vịnh Thái Lan, vùng đông bắc bán đảo Malacka, tây bắc đảo Kalimantan, phía tây đảo Luzon. Độ mặn của các khối nước trên biến động trong khoảng 20-33‰.

8. Giá trị trung bình vĩ độ của độ mặn tầng mặt có xu thế tăng dần theo vĩ độ, phần bắc Biển Đông độ mặn tầng mặt thường cao hơn 33.20‰- giá trị trung bình tầng mặt toàn Biển Đông, phần phía nam nhỏ hơn. Giá trị trung bình vĩ độ của độ mặn ở tầng 500m hầu như không đổi giữa các mùa và bằng khoảng 34.43‰.

9. Xu thế phân bố điển hình của hàm lương ôxy hòa tan ở vùng khơi Biển Đông là phân bố theo đới, ở vùng vĩ độ cao có hàm lượng ôxy hòa tan lớn, ở vùng vĩ thấp thì ngược lại. Vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan là hai vịnh tương đối kín nên điều kiện khí hậu và mùa vụ phát triển sinh vật đóng vai trò quan trọng trong phân bố và biến đổi mùa của ôxy hòa tan ở đây. "Nhân" của lớp cực tiểu ôxy hòa tan nằm ở độ sâu 600-800m với giá trị 1.40-1.80ml/l và có xu thế phân bố giảm dần từ bắc xuống nam dọc theo trục Biển Đông.

VI

CẤU TRÚC NƯỚC VÀ CÁC KHỐI NƯỚC BIỂN ĐÔNG

I. MỞ ĐẦU

Biển và đại dương luôn luôn chịu tác động đồng thời của nhiều yếu tố tự nhiên. Việc nghiên cứu tổng hợp và phân vùng nước theo tập hợp các điều kiện tự nhiên đó, có ý nghĩa thực tiễn to lớn. Một trong những nội dung của hướng nghiên cứu này là phân tích tổng hợp cấu trúc nước và các khối nước.

Theo V. B. Shtocman [24], thì khái niệm khối nước được Defant nêu ra năm 1929 và cho rằng, khối nước là thể tích nước hữu hạn hoặc vô hạn được đặc trưng bởi những tính chất lí-hóa (ví dụ như nhiệt độ và độ mặn) hoàn toàn xác định. Về sau khái niệm này ngày càng được hoàn thiện hơn và hiện nay định nghĩa sau đây của A.D. Dobrovolski được xem là đầy đủ nhất: " Khối nước là thể tích nước tương đối lớn được hình thành ở một vùng nhất định của đại dương - nơi bắt nguồn của nó - có phân bố liên tục và hầu như không đổi trong một thời gian dài của các đặc trưng vật lí, hóa học và sinh học, các đặc trưng này hợp thành và truyền đi như một thể thống nhất" [17].

Như vậy, khối nước được đặc trưng bởi nhiều chỉ tiêu vật lí, hóa học và sinh học. Phân tích khối nước là bài toán nhiều chiều. Đã có những thử nghiệm giải quyết bài toán phức tạp này bằng phương pháp phân tích theo các hàm trực giao tự nhiên [19]. Nhưng vì thiếu số liệu, nên đa số các nhà nghiên cứu có xu hướng đơn giản hóa bài toán bằng cách chọn lựa vài ba chỉ tiêu quyết định nhất. Trên thực tế người ta thường dùng hai đặc trưng cơ bản là nhiệt độ (T) và độ mặn (S) của nước biển. Sự lựa chọn như vậy là có cơ sở, vì hai đặc trưng này dễ đo đạc nhất, nên có nhiều số liệu nhất, chúng lại quyết định trường mật độ nước và do đó quyết định cả chế độ động lực học nước. Một số tác giả còn sử dụng các đặc trưng phụ khác như: dòng chảy, độ trong suốt, hàm hượng oxy hòa tan, các chỉ tiêu thủy sinh.

Phương pháp thông dụng nhất để xác định khối nước là phương pháp phân tích các đường cong T-S. Phương pháp này do V. B. Shtocman đề ra [24] dựa trên định nghĩa về khối nước của Defant và sau đó được hoàn thiện hơn trong các công trình của A. V. Ivanov [18] và O. I. Mamaev [21].

Ngoài khái niệm về khối nước, trong Hải Dương Học còn sử dụng rộng rãi khái niệm về cấu trúc nước. Theo định nghĩa của A. D. Dobrovolski, thì cấu trúc nước là sự kết hợp các khối nước khác nhau trong toàn bộ chiều dày của nước đại dương từ mặt đến đáy. Mỗi cấu trúc nước được hình thành từ các khối nước riêng biệt.

Khi phân tích cấu trúc nước, người ta thường dùng phương pháp các đường cong T-S. Thêm vào đó còn sử dụng các đường cong phân bố thẳng đứng của các đặc trưng thủy văn. Việc phân tích tổng hợp các đường cong này cho phép xác định những đường cong điển hình cho các vùng đại dương khác nhau. Trong phạm vi mỗi cấu trúc các đường cong đó cho phép tiến hành phân chia toàn bộ chiều dày nước thành những khối nước riêng biệt, xác định biên giới và các đặc trưng nhiệt muối của chúng, kể cả các đặc trưng cực trị thuộc nhân các khối nước. Sự thay đổi vị trí của các cực trị theo chiều sâu phản ánh sự biến đổi mùa của các khối nước trong cùng một cấu trúc. Cuối cùng, theo sự biến đổi hình dạng của các đường cong T-S trong không gian có thể xác định các dạng cấu trúc thủy văn khác nhau do sự biến tính của các khối nước tạo nên. Như vậy, sử dụng khái niệm về cấu trúc nước, có thể tiến hành phân vùng địa lý đại dương và mô tả một cách tổng hợp các điều kiện tự nhiên của từng vùng riêng biệt.

Các khối nước của Biển Đông đã được nghiên cứu ở mức độ nhất định. K. Wyrtki [14] đã có những nhận xét bước đầu về tính chất và nguồn gốc của các khối nước tầng sâu, dựa trên các đặc trưng nhiệt độ, độ mặn và oxy hòa tan. Ông phát hiện thấy khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt, khối nước trung gian độ mặn thấp và khối nước cực tiểu hàm lượng oxy. Theo ông, thì các khối nước này đều có nguồn gốc từ Thái Bình Dương đi vào Biển Đông qua eo Luzon. K. Uda và T. Nakao [13] trên cơ sở phân bố độ mặn và độ trong suốt đã phân chia nước ven bờ thành 7 loại: loại Hồng Kông, loại vịnh Bắc Bộ, loại Nam Việt Nam, loại vịnh Thái Lan, loại biển Java, loại Bắc Calimantan và loại tây đảo Luzon. Các tác giả này cũng ghi nhận khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt và khối nước độ mặn thấp dưới đó. Trong chương trình điều tra tổng hợp vịnh Bắc bộ 1959-1961 [1] trên cơ sở phân tích các đường cong T-S đã phân chia nước trong vịnh thành 3 loại: loại nước nhạt ven bờ với $S < 32^0/oo$, loại nước lạnh phía bắc vịnh và loại nước vùng khơi Biển Đông. Trong chương trình điều tra, nghiên cứu biển và thềm lục địa Việt Nam 48.06 (1981-1985) và nhiệm vụ nghiên cứu cơ bản 4.7.12 thời gian gần đây (1998-2000) trên cơ sở một tập hợp số liệu lớn về nhiệt độ và độ mặn, Võ Văn Lành và các cộng tác viên đã tiến hành phân tích các khối nước chính của toàn Biển Đông [4], sự hình thành và xu thế chuyển động của chúng [6]. Trong chương trình điều tra tổng hợp vùng biển từ Thuận Hải đến Minh Hải (1978-1980) bằng phương pháp phân tích các đường cong T-S, Nguyễn Bá Xuân [12] đã xác định là, nước tầng mặt vùng biển Đông-Nam Việt Nam hình thành từ 4 loại nước: loại nước từ phía bắc xuống, loại nước từ phía nam và vịnh Thái Lan lên, loại nước tầng sâu và loại nước nhạt vùng cửa sông Cửu Long. Phân tích cấu trúc của lớp

đột biến nhiệt độ, Hoàng Xuân Nhuận [9] đã nhận xét là trong lớp này tồn tại dạng cấu trúc đa đột biến. Để giải thích hiện tượng này, tác giả cho rằng ở Bắc Biển Đông hình thành hai nguồn nước lạnh: nguồn nước lạnh ngoài khơi và nguồn nước lạnh thềm lục địa phía bắc. Các nguồn nước này xâm nhập một cách đẳng mật độ vào lớp đột biến nhiệt độ ở các tầng khác nhau và di chuyển về phía nam, tạo thành dòng chảy mạnh trong dải hẹp dọc bờ biển miền Trung Việt Nam, thể hiện dưới các dạng phân bố hình ổ của các yếu tố thủy văn. Qua đó tác giả giải thích nguyên nhân hình thành dòng nước ngầm với nhiệt độ 20-21^{0}C chảy từ bắc vào nam mà Kreml và Chevey đã phát hiện từ nhiều năm trước [2]. Vấn đề này được Nguyễn Kim Vinh [11] nghiên cứu thêm một bước trong chương trình Biển 48B (1986-1990). Bằng những dẫn liệu về phân bố thủy văn, tác giả chứng minh sự tồn tại của dòng nước độ mặn cao dưới tầng mặt ở Tây Biển Đông chiếm lớp nước từ 70 đến 300 mét có trục song song với đường đẳng sâu 100, 200 mét. Càng xuống phía nam dòng nước này càng có xu hướng chìm dần xuống. Về mùa đông dòng nước còn chịu thêm ảnh hưởng của nước lạnh tầng mặt qua eo Đài Loan. Trong dòng nước này có mối tương quan nhất định giữa nhiệt độ và độ mặn. Trên cơ sở biểu đồ T-S, K. Bogdanov [16] đã nghiên cứu nước tầng sâu của Biển Đông và đi đến kết luận rằng các khối nước này có nguồn gốc từ biển Phillipin.

Từ tổng quan tình hình và các kết quả nghiên cứu trên đây, có thể thấy rằng vấn đề về cấu trúc nước và các khối nước của Biển Đông và các vùng phụ cận đã được đề cập trong một số công trình nghiên cứu, trong đó các kết quả nghiên cứu của công trình [4,6], có thể xem là tương đối đầy đủ nhất, các công trình khác hoặc quá sơ lược hoặc chỉ áp dụng cho một bộ phận của Biển Đông. Vì vậy trong bài viết này chúng tôi lấy các kết quả nghiên cứu của các công trình [4,6] làm nội dung cơ bản, kết hợp sử dụng các kết quả nghiên cứu của các công trình khác.

II. NGUỒN SỐ LIỆU SỬ DỤNG VÀ PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

Nguồn số liệu sử dụng là các trạm thủy văn (nhiệt độ và độ mặn) đo sâu của toàn Biển Đông lấy từ bộ đĩa CD-ROM do Trung tâm Dữ liệu Hải Dương Học Quốc Gia Hoa Kỳ cung cấp [8], gồm 17.874 trạm đo nhiệt độ nước, 3.428 trạm đo độ mặn trong các tháng 12-2 và 18.524 trạm đo nhiệt độ nước, 3.443 trạm đo độ mặn trong các tháng 6-8 đã được thực hiện từ đầu thế kỷ 20 đến năm 1996.

Tập hợp số liệu nói trên đã được xử lý để xác định các trường nhiệt độ, độ mặn và mật độ nước Biển Đông trung bình nhiều năm, theo ô vuông một độ (1 kinh độ x 1 vĩ độ) trong 2 mùa gió chính: gió mùa Đông Bắc (mùa đông, các tháng 12-2) và gió mùa Tây Nam (mùa hè, các tháng 6-8). Trên cơ sở đó đã tiến hành tính toán và nghiên cứu các đặc trưng cơ bản của cấu trúc nước và các khối nước Biển Đông trong chế độ trung bình mùa nhiều năm.

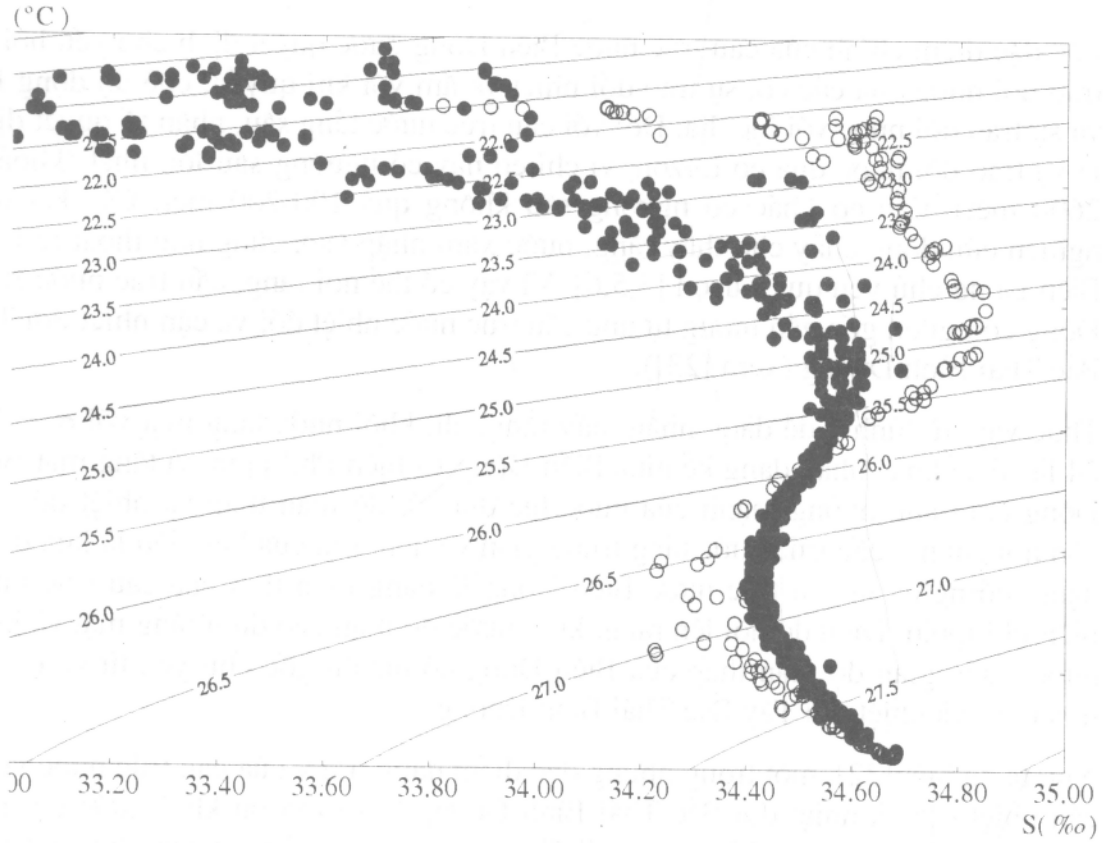
Cho tới nay người ta đã đề ra nhiều phương pháp phân tích các khối nước một cách gián tiếp, chủ yếu theo tính chất phân bố và các giá trị của các đặc trưng vật lý, hóa học và sinh vật khác nhau [18, 19, 21,24]. Đối với Biển Đông, xét theo tình hình số liệu hiện có, chỉ có thể áp dụng được phương pháp các đường cong T-S, biểu đồ T-S, kết hợp sử dụng các bản đồ phân bố thẳng đứng và nằm ngang của các đặc trưng thủy văn, chủ yếu là nhiệt độ và độ mặn, cùng các kết quả tính toán dòng chảy. Biểu đồ T-S là hệ tọa độ vuông góc với các trục là nhiệt độ và độ mặn, trên đó có thể vẽ các đường đẳng mật độ hoặc đẳng thể tích riêng. Trên biểu đồ vẽ các điểm tương ứng với các giá trị nhiệt độ và độ mặn đo được ở các trạm quan trắc. Bên cạnh mỗi điểm có ghi độ sâu của tầng quan trắc. Các điểm được nối lại bằng đường cong được gọi là đường cong T-S. Lý thuyết các đường cong T-S [21, 24] cho phép xác định số lượng các khối nước, các kích thước hình học, nguồn gốc hình thành và sự biến tính của chúng.

Để nghiên cứu nguồn gốc và xu thế chuyển động của các khối nước trung gian độ mặn thấp, đã sử dụng giả thuyết của A. E. Parr [10] về tính chất đẳng mật độ của các quá trình vận chuyển nước ở các tầng trung gian Thái Bình Dương. ở đây sự dịch chuyển nước chủ yếu xảy ra theo các mặt đẳng mật độ quy ước σ_t và do đó sự trao đổi các tính chất của nước như nhiệt độ, độ mặn, oxy,... cũng xảy ra theo các mặt đẳng mật độ này. Ngoài ra, dòng chảy ở các lớp nước trung gian chủ yếu là dòng địa chuyển, các đường dòng chủ yếu nằm trên các mặt đẳng mật độ [20].

Từ các kết quả nghiên cứu của R. B. Montgomery [7] về lớp nước độ mặn cao dưới tầng mặt Đại Tây Dương và lý thuyết về hoàn lưu trong lớp thermocline của K. Wyrtky [15], có thể cho rằng cơ chế vận chuyển của khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt (lớp này nằm trong lớp đột biến nhiệt độ) cũng tương tự như cơ chế vận chuyển của khối nước trung gian độ mặn thấp.

Áp dụng các quan điểm trên vào điều kiện Biển Đông, có thể giúp phát hiện những đặc điểm hình thành và chuyển động các khối nước trung gian cực trị độ mặn của biển này một cách khách quan nhất.

Để xác định các mặt đẳng mật độ tương ứng với nhân các khối nước cực trị độ mặn, ta xây dựng biểu đồ T-S trên nền mật độ quy ước σ_t của nước vùng khơi Biển Đông, trên đó có cả các đường cong T-S của nước biển Philippin ở phía đông eo Luzon để so sánh (*hình57*). Từ đó thấy rằng, mặt đẳng mật độ tương ứng với nhân của khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt là mặt σ_t = 25,25 và nhân của khối nước trung gian độ mặn thấp là mặt σ_t= 26,75, khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt nằm trong khoảng mật độ σ_t = 24- 26 và khối nước trung gian độ mặn thấp nằm trong khoảng σ_t = 26 - 27,25.



Hình 57: Biểu đồ T-S của nước vùng khơi Biển Đông (•) và Biển Philippin (o) trên nền mật độ quy ước σ_t

Theo số liệu trung bình mùa nhiều năm nói ở mục II đã tiến hành xây dựng các bản đồ phân bố độ sâu của các mặt đẳng mật độ quy ước σ_t = 25,25 và 26,75 của nhân khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt và khối nước trung gian độ mặn thấp trong Biển Đông (*hình* 58 và 59) và cả các bản đồ phân bố nhiệt độ và độ mặn tương ứng trên các mặt đó (*hình* 60 và 61). Các bản đồ này cho thấy các quy luật hình thành và vận chuyển các khối nước trung gian trong Biển Đông.

Khi xem xét các đặc trưng của các khối nước, chúng tôi đã sử dụng cả các bản đồ phân bố nhiệt độ và độ mặn tầng mặt trung bình mùa, cũng như các mặt cắt thẳng đứng dọc và ngang Biển Đông hiện có trong tài liệu tham khảo [4] và trong các chuyên mục về phân bố nhiệt độ và độ mặn nước Biển Đông của chuyên khảo này. Để xem xét tính chất chuyển động của khối nước mặt, đã sử dụng các bản đồ dòng chảy địa chuyển hiện có trong [3,5].

III. CẤU TRÚC NƯỚC VÀ CÁC KHỐI NƯỚC CƠ BẢN

Các đặc điểm chính của cấu trúc nước Biển Đông được quyết định chủ yếu bởi sự trao đổi nước qua các eo, sự trao đổi nhiệt và ẩm với khí quyển, chế độ động lực và sự trao đổi nước với lục địa. Đối với cấu trúc nước tầng sâu, nhân tố quyết định là sự trao đổi nước qua eo Luzon, vì chỉ eo này có ngưỡng sâu lớn nhất (khoảng 2600 mét). Các eo khác có ngưỡng sâu không quá 100-200 mét. Các kết quả nghiên cứu dòng chảy cho thấy rằng, nước xâm nhập vào, cũng như thoát ra khỏi Biển Đông chủ yếu qua Luzon [3,5,6]. Vì vậy có thể nói rằng, cấu trúc nước Biển Đông có nguồn gốc gần tương tự như cấu trúc nước nhiệt đới và cận nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương (xem [23]).

Thực vậy, từ hình 1 dễ dàng nhận thấy rằng, chỉ khối nước tầng mặt với σ_t = 20-24 là có sự khác nhau đáng kể giữa Biển Đông và biển Philippin, vì tầng mặt Biển Đông chịu ảnh hưởng mạnh của nước lục địa với độ mặn thấp và nhiệt độ cao; còn nói chung, cấu trúc nước tầng trung gian và tầng sâu của hai biển là khá đồng dạng, có nghĩa là cấu trúc nước Biển Đông là dạng biến tính của cấu trúc nước biển Philippin. Điều đó nói lên rằng, khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt và khối nước trung gian độ mặn thấp của Biển Đông có nguồn gốc chủ yếu từ vùng cận nhiệt đới và nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương.

Như ta đã biết [22], một trong những đặc điểm đáng lưu ý của cấu trúc nước vùng cận nhiệt đới và nhiệt đới Bắc Thái Bình Dương là sự tồn tại khối nước độ mặn cao (> 35 $^0/_{00}$) ở độ sâu 75-200 m. Khối nước này hình thành ở vùng hội tụ trung tâm Thái Bình Dương, nơi xảy ra hiện tượng bốc hơi mạnh của lớp nước mặt, làm cho lớp nước này trở nên mặn hơn và chìm xuống đến những độ sâu nhất định nhờ quá trình đối lưu mật độ. Dưới đó, vì nước tầng sâu có độ phân tầng ổn định, nên sự xáo trộn thẳng đứng không tiếp tục xảy ra, khối nước độ mặn cao có thể tồn tại dưới tầng mặt và có thể lưu chuyển trên phạm vi rộng lớn cách rất xa các vùng hình thành nó, mà tính chất không biến đổi. Đặc điểm thứ hai của cấu trúc nước cận nhiệt đới và nhiệt đới là sự tồn tại khối nước trung gian độ mặn thấp (>34,25$^0/_{00}$) ở khoảng độ sâu 200-1000m. Nguồn gốc của khối nước này có liên quan với sự vận chuyển nước cận bắc cực về phía nam của đại dương.

Đối với Biển Đông, phân bố độ mặn trên các mặt cắt thẳng đứng phản ánh rõ nét cấu trúc động lực và do đó có thể sử dụng như tài liệu bổ sung để phân tích cấu trúc nước. Xem các mặt cắt thẳng đứng nhiệt độ và độ mặn trong [4] cũng như trong phần về phân bố nhiệt độ và độ mặn nước Biển Đông của chuyên khảo này, có thể thấy rằng, trong Biển Đông tồn tại khá ổn định nước độ mặn cao dưới tầng mặt và nước trung gian độ mặn thấp. Chúng có xu thế di chuyển từ biển Philippin vào Biển Đông qua eo Luzon dưới dạng lưỡi nước mặn và lưỡi nước nhạt tương ứng.

Bằng phương pháp phân tích các đường cong T-S và các biểu đồ T-S kết hợp với việc xem xét phân bố thẳng đứng của các yếu tố nhiệt độ và độ mặn, có thể kết luận là, cấu trúc nước Biển Đông là sự kết hợp 5 khối nước cơ bản sau đây:

1. Khối nước mặt, có đặc trưng nhiệt muối biến đổi mạnh theo không gian và theo mùa phụ thuộc vào điều kiện khí hậu và thời tiết, có biên trên là mặt biển và biên dưới là tầng đột biến mật độ (hay tầng cực đại độ ổn định thẳng đứng) tức từ 20 đến 100m, trung bình 60m.
2. Khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt, có nhân ở độ sâu 110-210m với chỉ số nhiệt muối của nhân là 15-19°C, 34,50 - 34,70 $^{0}/_{00}$, có biên dưới ở độ sâu 225-275m. Phần lớn khối nước này nằm trong phần dưới của lớp đột biến nhiệt độ.
3. Khối nước trung gian độ mặn thấp, có nhân ở độ sâu 430-520m với chỉ số nhiệt muối của nhân là 8,5-9,5 ^{0}C, 34,40 -34,50 $^{0}/_{00}$, có biên dưới ở độ sâu 800m. Khối nước này nằm trong phần dưới của thermocline.
4. Khối nước lạnh tầng sâu, chiếm khoảng độ sâu từ 800 đến 3500m, với nhiệt độ có giá trị cực tiểu (2,35 - 2,40 ^{0}C) ở độ sâu 3000m, độ mặn tăng rất chậm theo chiều sâu: từ 34,48 $^{0}/_{00}$ ở độ sâu 800m tăng lên 34,61$^{0}/_{00}$ ở độ sâu 3500m, thực tế độ mặn tăng chủ yếu từ độ sâu 800m đến 2000m, còn dưới đó thì biến đổi không đáng kể.
5. Khối nước đáy, chiếm khoảng độ sâu từ 3500m đến đáy, có nhiệt độ tăng rất chậm theo chiều sâu: 2,38^{0}C ở 3500m tăng lên 2,45^{0}C ở 4000m, độ mặn gần đồng nhất theo phương ngang cũng như phương thẳng đứng và bằng 34,61 - 34,62$^{0}/_{00}$.

Dưới đây ta hãy xem xét chi tiết các đặc trưng cơ bản của 5 khối nước nói trên:

IV. KHỐI NƯỚC MẶT (KNM)

KNM là khối nước chịu tác động trực tiếp của các quá trình khí quyển. Các đặc trưng nhiệt muối của nó biến đổi mạnh theo không gian và theo mùa. Trên thực tế nó có thể bao gồm nhiều loại nước xuất phát từ những nguồn gốc khác nhau và bị biến tính rất mạnh dưới ảnh hưởng của khí hậu và thời tiết. Vì vậy, lớp nước mặt không phải là khối nước hoàn chỉnh theo đúng định nghĩa nói trên, nhưng nó tồn tại một cách độc lập, không thể sát nhập với một khối nước nào khác. Cũng vì lý do đó, nên việc xác định biên dưới của nó gặp nhiều khó khăn. Trong phương pháp phân tích các đường cong T-S người ta thường không xét đến khối nước này. ở đây tạm quy định ranh giới của KNM như sau: biên trên là mặt biển còn biên dưới là tầng đột biến mật độ hay tầng cực đại độ ổn định thẳng đứng, nơi mà tác động trực tiếp của các quá trình khí quyển không thể đạt tới, hoặc đạt tới ở mức không đáng kể.

Đối với Biển Đông độ dày KNM biến đổi rất phức tạp theo không gian và thời gian, phụ thuộc vào cường độ bức xạ hấp thụ, cường độ xáo trộn, dòng chảy và

nói chung phụ thuộc vào độ phân tầng mật độ nước biển. Nó có thể biến đổi từ 20m đến 100m.

Trong Biển Đông vùng nước nông ven bờ và thềm lục địa, bao gồm cả vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan, chiếm một diện tích rộng lớn với độ sâu đáy biển không quá 100 mét. Vì vậy, có thể liệt toàn bộ lớp nước của phần lớn vùng này vào KNM.

Trong mùa đông do tồn tại sự xáo trộn gió với cường độ mạnh hơn và ổn định hơn, thêm vào đó là xáo trộn đối lưu, nên độ dày KNM lớn hơn trong mùa hè và thường đạt 40-100m. Giá trị lớn nhất (100m) thường quan sát thấy ở ven bờ miền Trung Việt Nam và phía bắc Biển Đông ở vùng đối diện với eo Luzon. Trên phần lớn vùng khơi Biển Đông độ dày KNM thường đạt 60m. ở vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa phía nam và vịnh Thái Lan KNM chiếm gần như toàn bộ lớp nước từ mặt tới đáy. Trong mùa hè do dòng bức xạ hấp thụ tăng lên, cường độ xáo trộn gió giảm xuống, xáo trộn đối lưu không đáng kể, nên nói chung độ dày KNM giảm xuống một cách rõ rệt và chỉ còn lại từ 10 đến 80m, trung bình 40m. Trên suốt dải ven bờ Việt Nam và vùng khơi miền Trung rộng lớn nó chỉ đạt không quá 25m và càng tiến về phía đông càng lớn. Chỉ ở vùng khơi trước thềm lục địa phía nam nó đạt trên 80m, vì chính ở đây tồn tại đới hội tụ mạnh Nam Biển Đông (xem [3,5]).

Các đặc trưng nhiệt muối của nước Biển Đông tầng mặt được quyết định bởi 3 nhân tố chính: một là sự hấp thụ bức xạ mặt trời và sự trao đổi nhiệt giữa biển và khí quyển, hai là sự xáo trộn và bình lưu nước bởi sóng, gió và dòng chảy, ba là sự trao đổi nước với lục địa.

Nhân tố thứ nhất đảm bảo duy trì nguồn nhiệt cung cấp cho biển và đảm bảo cân bằng nhiệt mặt biển. Đối với những biển mà nhân tố này đóng vai trò chủ đạo, thì các đường đẳng trị nhiệt độ và độ mặn có xu thế sắp xếp song song với vĩ tuyến. Nhân tố thứ hai có tác dụng phân bố lại trường nhiệt độ và độ mặn, đồng thời làm biến đổi dạng phân bố nói trên. Nhân tố thứ ba đóng vai trò quan trọng trong lớp nước mặt đối với dải ven bờ và vùng cửa sông.

Đối với Biển Đông, ở tất cả các tầng nước dạng phân bố song song vĩ tuyến của trường nhiệt độ và độ mặn hầu như bị phá vỡ hoàn toàn. Nhìn vào dạng phân bố nhiệt độ và độ mặn nước tầng mặt (xem các mục về nhiệt độ và độ mặn nước biển của chuyên khảo này) dễ dàng nhận thấy rằng, ở đây nhân tố thứ hai và thứ ba đặc biệt là hoàn lưu ngang và thẳng đứng đóng vai trò quan trọng trong sự hình thành và biến dạng các trường thủy văn nước biển.

Mùa đông một lưỡi nước lạnh và mặn đi qua eo Luzon và eo Đài Loan, ép sát bờ tây Biển Đông, làm cho nhiệt độ nước ở bờ tây thấp hơn so với ở bờ đông từ 1 đến 1,5^{0}C và độ mặn cao hơn một cách đáng kể. Lưỡi nước này xâm nhập khá sâu về phía nam, bao trùm hầu như toàn bộ thềm lục địa Tây Nam Biển Đông. Lưỡi nước ảnh hưởng đáng kể đến điều kiện thủy văn của vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan. Tuy trong mùa đông dòng nước lục địa không lớn, nhưng cũng đã hình thành sự tranh chấp giữa dòng nước này và dòng nước biển khơi. Dòng nước biển khơi mặn xâm nhập vào phía đông vịnh Bắc Bộ và dòng nước lục địa lạnh và nhạt chảy

ra khỏi vịnh dọc theo bờ phía tây vịnh. ở vùng ven bờ tây bắc vịnh nhiệt độ nước có thể xuống dưới 19°C và độ mặn xuống dưới 32‰. Trong vịnh Thái Lan hình thành một tâm nhiệt độ cao (lớn hơn 28°C) và độ mặn tương đối cao (lớn hơn 32‰) ở vùng đông bắc vịnh. Một dòng nước lạnh và mặn chảy vào vịnh dọc theo bờ phía đông và dòng nước ấm và nhạt chảy ra khỏi vịnh dọc theo bờ tây vịnh. ở phần phía đông Biển Đông hình thành một vùng rộng lớn với nhiệt độ cao (lớn hơn 27°C) và độ mặn thấp (nhỏ hơn 33,5‰) có liên quan với sự tồn tại dải hội tụ nước ở vùng này [3,5].

Mùa hè toàn bộ bề mặt Biển Đông nằm trên phông nhiệt độ 29°C. Phông này ở nhiều nơi bị phá vỡ bởi dòng nước lục địa cũng như bởi các quá trình hoàn lưu ngang và thẳng đứng. Trong mùa này lưỡi nước mặn xâm nhập vào Biển Đông qua eo Luzon với cường độ yếu hơn nhiều so với mùa đông. Sự tranh chấp giữa dòng nước lục địa và dòng nước biển khơi trong vịnh Bắc Bộ vẫn tiếp tục xảy ra một cách gay gắt. Xu thế tranh chấp vẫn giữ như mùa đông: dòng nước biển khơi với nhiệt độ thấp, độ mặn cao khống chế ở phía đông vịnh. Dòng nước lục địa với nhiệt độ cao, độ mặn thấp buộc phải thoát về phía nam dọc theo bờ tây vịnh, dòng nước này xâm nhập khá sâu xuống vùng biển ven bờ bắc miền Trung Việt Nam. Nước sông Cửu Long và sông Hồng với nhiệt độ cao (hơn 29°C) độ mặn thấp ảnh hưởng đến vùng rộng lớn trong vịnh Bắc Bộ và thềm lục địa nam Việt Nam. ở vùng biển nam miền Trung Việt Nam tồn tại tâm nước lạnh với nhiệt độ nhỏ hơn 27,5°C áp sát bờ có liên quan đến hiện tượng phân kỳ nước trong mùa hè dưới tác động của gió mùa tây-nam (xem [3,5]).

Đối với các tầng khác nhau trong lớp nước mặt, phân bố nhiệt độ và độ mặn trong mùa đông hoàn toàn tương tự như trên mặt, nhưng trong mùa hè thì ở vùng biển rộng lớn ngay trước cửa vịnh Bắc Bộ từ tầng 10m trở xuống xuất hiện tâm nhiệt độ thấp. Tâm này liên kết với tâm nhiệt độ thấp ở vùng biển nam miền Trung Việt Nam tạo thành một dải nước lạnh và mặn, chắc chắn có liên quan đến hiện tượng phân kỳ nước như đã được đề cập ở trên. Như vậy lưỡi nước nóng và nhạt chảy từ phía tây vịnh Bắc Bộ ra chỉ là hiện tượng bề mặt.

Nếu xét tổng hợp tính chất nhiệt muối trong cả hai mùa, thì thấy rằng trong tầng mặt Biển Đông luôn luôn hiện diện 3 loại nước: một là nước từ phía bắc xuống qua eo Luzon và eo Đài Loan với nhiệt độ thấp, độ mặn cao khống chế ở toàn bộ phía bắc và tây bắc Biển Đông trong hoàn lưu xoáy thuận tương ứng [3,5]. Hai là nước từ phía nam lên (một phần qua eo Carimanta từ biển Java) với nhiệt độ cao, độ mặn thấp, khống chế vùng nam và đông nam Biển Đông trong xoáy nghịch tương ứng ở trung và tây nam Biển Đông [3,5]. Ba là nước lục địa. Đặc điểm của loại nước này là có độ mặn thấp hơn hai loại nước trên và tạo thành lưỡi nước nhạt rõ rệt ở những nguồn phát sinh ra nó, đặc biệt ở những vùng lục địa mưa nhiều và ở vùng trước cửa các sông lớn. Đặc điểm nhiệt độ của nó rất khác nhau tùy thuộc vào khu vực địa lý, ví dụ như mùa đông nó có nhiệt độ thấp (so với nước đại dương) ở ven bờ nam Trung Quốc, tây bắc vịnh Bắc Bộ, tây bắc vịnh Thái Lan, nhưng có nhiệt độ cao ở tây bắc đảo Calimantan và đông bắc vịnh Thái

Lan. Trong mùa hè độ mặn thấp, nhiệt độ cao là đặc trưng phổ biến của loại nước lục địa và phạm vi ảnh hưởng của nó rộng lớn hơn mùa đông, nó thường khống chế ở ven bờ nam Trung Quốc, ven bờ tây vịnh Bắc Bộ và Bắc Trung Bộ, ven bờ Nam Bộ, hầu như toàn bộ Vịnh Thái Lan, tây và bắc đảo Kalimantan, tây nam đảo Luzon. ở đây lấy đường đẳng độ mặn $32^0/_{00}$ làm ranh giới ảnh hưởng của nước lục địa.

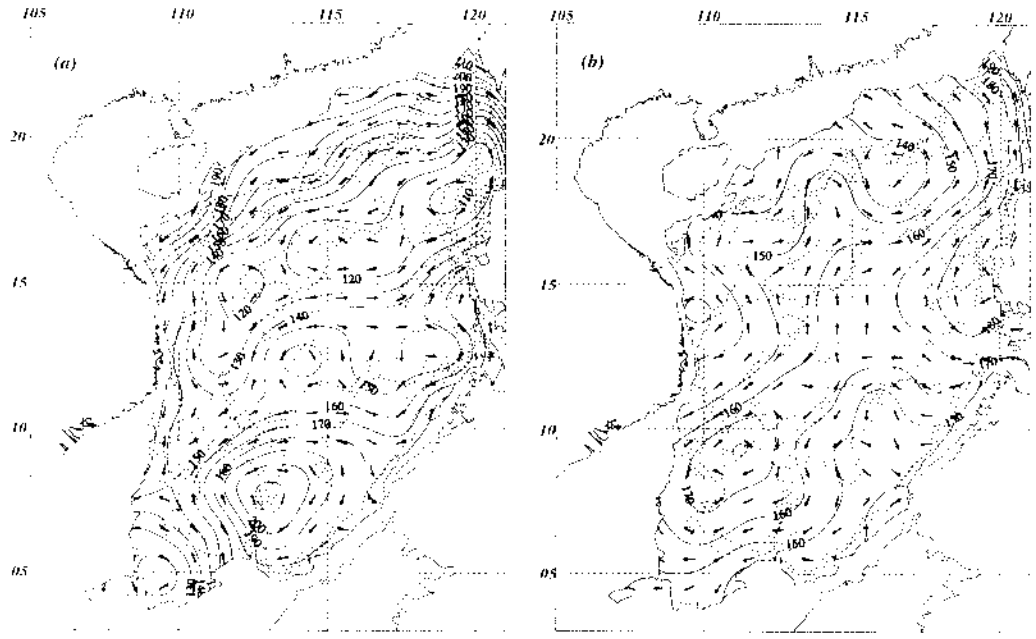
V. KHỐI NƯỚC ĐỘ MẶN CAO DƯỚI TẦNG MẶT (KNĐMC)

Nhìn lại các mặt cắt thẳng đứng điển hình của độ mặn (Xem [4] và chuyên mục về phân bố độ mặn nước Biển Đông của chuyên khảo này), dễ dàng nhận thấy rằng KNĐMC lan truyền phổ biến trên toàn bộ vùng sâu Biển Đông và cả trên thềm lục địa ở những nơi độ sâu lớn hơn độ dày KNM. Nó bắt nguồn từ khối nước có tên tương tự của cấu trúc nước nhiệt đới và cận nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương và đi vào Biển Đông chủ yếu qua eo Luzon. Khối nước này chiếm khoảng độ sâu khá mỏng (khoảng 200m). Độ sâu tầng cực đại độ mặn dưới tầng mặt biến đổi khá phức tạp theo không gian phụ thuộc chủ yếu vào hoàn lưu chung của Biển Đông. ở những đới phân kỳ (nước trồi) tầng này bị nâng lên gần mặt hơn, còn ở những đới hội tụ (nước chìm) nó chiếm vị trí sâu hơn.

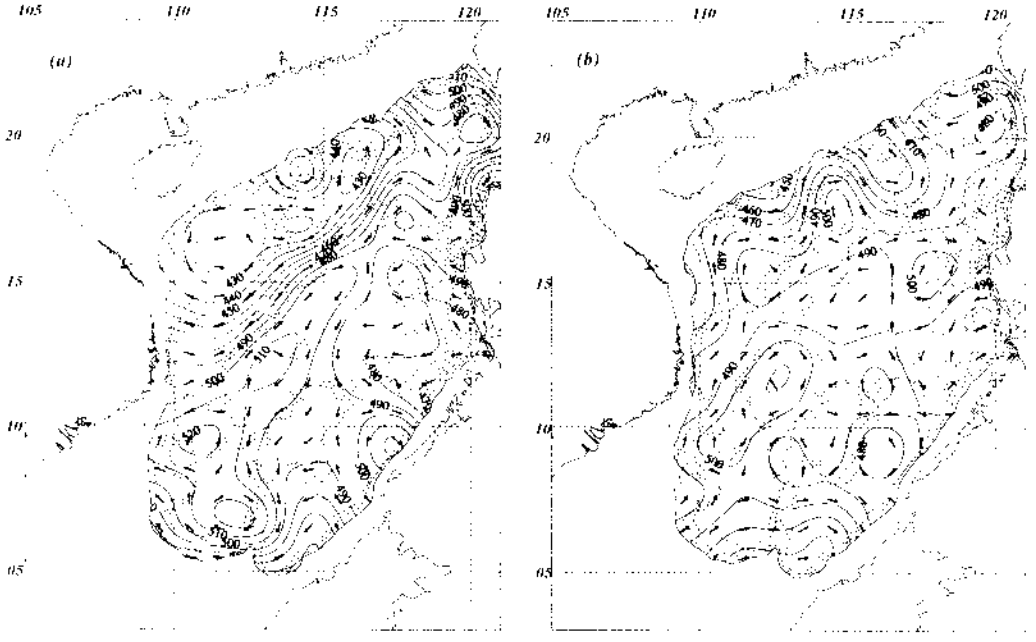
Ở Biển Đông tầng cực đại độ mặn hay nhân của KNĐMC nằm trong phần dưới của lớp đột biến nhiệt độ. ở Tây Bắc Biển Đông, dọc theo bờ biển miền Trung Việt Nam, do ảnh hưởng của hiện tượng phân kỳ nước [3,5] trong cả hai mùa đều tồn tại một dải rộng với độ sâu tầng cực đại độ mặn nhỏ nhất (100 -125m). ở vùng trung tâm và vùng Tây Nam Biển Đông do ảnh hưởng của hiện tượng hội tụ nước [3,5], tầng cực đại độ mặn có độ sâu lớn (150 - 200m) (*hình 58*).

Nhân của KNĐMC trong mùa đông nằm ở độ sâu từ 110 đến 210 m. và trong mùa hè ở độ sâu từ 140 đến 180 m. Độ sâu trung bình của mặt đẳng mật độ ứng với nhân của khối nước này trong cả 2 mùa là 160 m và chênh lệch độ sâu của nó trong mùa đông (100 m) lớn hơn đáng kể so với mùa hè (40 m). Điều đó chứng tỏ rằng, cường độ chuyển động của KNĐMC mùa đông lớn hơn nhiều so với mùa hè.

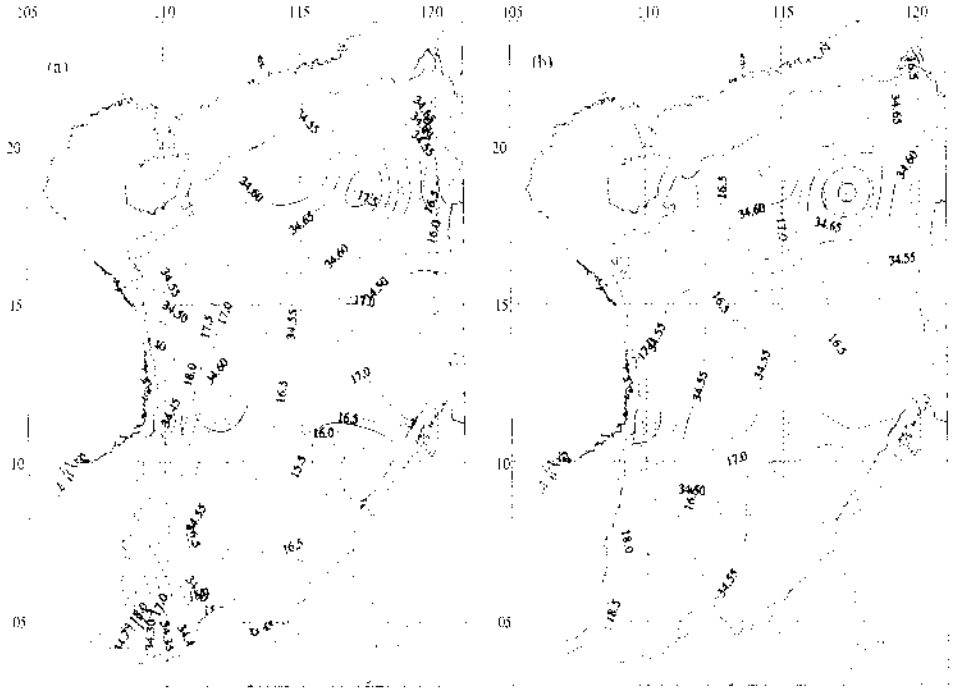
Trong mùa đông một chi nhánh khá mạnh của dòng Kuroshio từ Biển Philippin qua phần lớn eo Luzon (nơi có sự sắp xếp dày đặc các đường đẳng trị độ sâu mặt đẳng mật độ không khép kín) xâm nhập vào Biển Đông, tạo thành một hoàn lưu xoáy thuận cỡ lớn ở Bắc và Tây Bắc Biển Đông. Sau khi đạt tới vùng biển Đông Nam Việt Nam, phần quan trọng của nó di chuyển theo rìa xoáy thuận thoát trở lại biển Philippin qua phía nam eo Luzon (*hình 58a*). Lưỡi nước mặn lớn hơn $34,55^0/_{00}$ do nhánh nước này tạo ra có thể đạt tới vĩ độ 8^0N và lưỡi nước mặn lớn hơn $34,60^0/_{00}$ có thể đạt tới vĩ độ 12^0N. Lưỡi nước này có nhiệt độ tương đối cao của KNĐMC thuộc dòng Kuroshio (*hình 60a*).



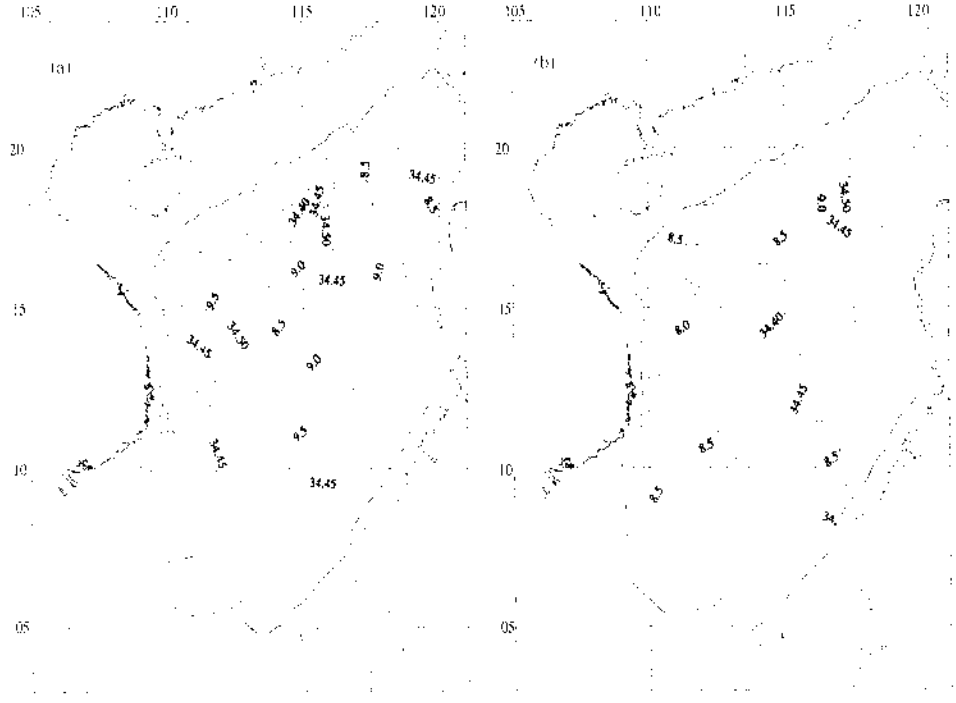
Hình 58: Phân bố độ sâu (m) của mặt đẳng mật độ σ_t=25,25, tương ứng với nhân của KNĐMC mùa đông (a) và mùa hè (b). Mũi tên chỉ hướng dòng chảy.



Hình 59: Phân bố độ sâu (m) của mặt đẳng mật độ σ_t=26,75, tương ứng với nhân của KNĐMT mùa đông (a) và mùa hè (b). Mũi tên chỉ hướng dòng chảy.



Hình 60: Phân bố nhiệt độ (°C) (.....) và độ mặn (‰) (—) trên mặt đẳng mật độ σ_t=25,25, tương ứng với nhân của KNĐMC mùa đông (a) và mùa hè (b)



Hình 61: Phân bố nhiệt độ (°C) (.....) và độ mặn (‰) (—) trên mặt đẳng mật độ σ_t=26,75, tương ứng với nhân của KNĐMT mùa đông (a) và mùa hè (b)

Đồng thời, ở Nam Biển Đông tồn tại một hoàn lưu xoáy nghịch cỡ lớn (*hình 58a*) với độ mặn và nhiệt độ ở tâm tương đối thấp (*hình 60 a*). Rõ ràng, dòng xoáy nghịch này không xuất phát trực tiếp từ nước Tây Bắc Thái Bình Dương, mà hình thành ngay tại vùng Nam Biển Đông trong thế cân bằng động lực chung của toàn biển. Dòng này được bổ sung nước từ thềm lục địa Nam Biển Đông, nơi sắp xếp tương đối dày đặc các đường đẳng trị độ sâu không khép kín của mặt đẳng mật độ (*hình 58a*).

Trong mùa hè KNĐMC của cấu trúc Tây Bắc Thái Bình Dương vẫn xâm nhập qua eo Luzon và một phần qua eo Mindoro, nhưng chỉ gây ảnh hưởng ở một vùng nhỏ phía tây Phillippin và phía tây nam Đài Loan, không quá kinh tuyến 115^{0}E về phía tây. Tuy vậy, bức tranh động lực chung của KNĐMC trong Biển Đông vẫn giữ những nét cơ bản của mùa đông, nhưng với quy mô và cường độ nhỏ hơn. Cụ thể là, hoàn lưu xoáy thuận cỡ lớn Bắc và Tây Bắc Biển Đông được thay thế bằng 2 xoáy thuận cỡ nhỏ liên hoàn nhau ở vùng Cực Bắc Biển Đông và vùng biển Miền Trung Việt Nam, dòng này được bổ sung nước từ thềm lục địa Nam Việt Nam. Hoàn lưu xoáy nghịch cỡ lớn Nam Biển Đông vẫn thể hiện khá rõ nét; nó được bổ sung nước từ eo Mindoro và thềm lục địa Nam Việt Nam (*hình 58b*).

Độ mặn trên tầng cực đại độ mặn biến đổi khá phức tạp theo mặt rộng và thường dao động giữa 34.50 và 34.70 $^0/_{00}$ (*hình 59*). Tại eo Luzon nó có giá trị lớn nhất (34,70 - 34,80 $^0/_{00}$) và cấu tạo dưới dạng lưỡi nước mặn. Lưỡi nước này còn thể hiện rõ trên mặt cắt thẳng đứng dọc trục chính Biển Đông. Đặc biệt, trong mùa đông Gradient độ mặn dọc và ngang lưỡi nước có giá trị khá lớn. Điều đó chứng tỏ rằng trong lớp độ mặn cao hay lớp đột biến nhiệt độ của Biển Đông luôn luôn tồn tại dòng nước mặn. Nó tạo thành dòng khá mạnh, khi đi qua eo Luzon và chuyển động sang phía tây theo xoáy thuận ở vùng Bắc và Tây Bắc Biển Đông [3,5]. Càng xa về phía nam khối nước này càng bị biến tính. Sự biến tính xảy ra trong mùa đông mạnh hơn (tạo thành gradient độ mặn lớn hơn) trong mùa hè. Trong mùa đông, nếu ở eo Luzon nhân của nó có độ mặn 34,65 $^0/_{00}$, thì ở sườn lục địa phía nam- chỉ dưới 34,55 $^0/_{00}$, trong khi trong mùa hè nhân của nó trên toàn biển gần như đồng nhất và bằng 34,60 $^0/_{00}$. Trong mùa đông dòng nói trên có khả năng được tăng cường bởi hiện tượng chìm nước lạnh ở cực Bắc Biển Đông, như nhận định của một số tác giả [9,11].

VI. KHỐI NƯỚC TRUNG GIAN ĐỘ MẶN THẤP (KNĐMT)

KNĐMT chiếm khoảng độ sâu từ 250 đến 800m. Nhân của KNĐMT trong mùa đông nằm ở độ sâu từ 430 m đến 520 m, trong mùa hè ở độ sâu từ 460 m đến 500 m. Độ sâu trung bình của mặt đẳng mật độ tương ứng với nhân của khối nước này trong cả hai mùa là 480 m. Chênh lệch độ sâu của nó trong mùa đông (90 m) lớn hơn nhiều so với mùa hè (40 m) và nhỏ hơn chênh lệch độ sâu của mặt đẳng mật độ của nhân KNĐMC. Điều đó cho thấy cường độ chuyển động mùa đông lớn hơn đáng kể so với mùa hè; trong cả hai mùa cường độ chuyển động trong

KNĐMT nhỏ hơn trong KNĐMC.

Trong mùa đông, tồn tại một xoáy thuận cỡ lớn bắt nguồn từ Biển Philippin qua phía bắc eo Luzon và thoát ra khỏi Biển Đông qua phía nam eo này, dòng hướng tây có thể đạt tới sườn lục địa Việt Nam ở 15^0N, 109^0E. Xoáy này được bổ sung nước từ sườn lục địa Miền Trung Việt Nam. Đồng thời, ở Nam Biển Đông tồn tại hoàn lưu xoáy nghịch cỡ lớn được bổ sung nước từ sườn lục địa Nam Việt Nam và Nam Philippin (*hình 59a*).

Trong mùa hè, chuyển động của KNĐMT về cơ bản vẫn giữ xu thế như mùa đông, nhưng với cường độ bé hơn , tuy nhiên trong mùa hè không thấy rõ sự xâm nhập của nước biển Philippin vào sâu trong Biển Đông, ở Bắc Biển Đông dòng hướng tây chỉ tồn tại trong vùng biển Tây Nam Đài Loan (*hình 59b*).

Mặt đẳng mật độ tương ứng với nhân của KNĐMT có nhiệt độ 8,5-9,5 ^{0}C trong mùa đông, 8,5-8,6^{0}C trong mùa hè và có độ mặn 34,40-34,50$^0/_{00}$ trong cả 2 mùa. Nước cực tiểu độ mặn (34,40-34,45$^0/_{00}$) tồn tại trên khắp thủy vực Biển Đông. Lưỡi nước lạnh qua eo Luzon trong mùa đông thể hiện rõ hơn trong mùa hè (*hình 61a,b*).

KNĐMT xâm nhập vào Biển Đông chủ yếu qua eo Luzon và lan truyền dưới dạng lưỡi nước nhạt. Càng xa về phía nam độ mặn của nó càng tăng do hệ quả của quá trình khuếch tán với các khối nước mặn hơn ở trên và dưới nó. Nếu ở eo Luzon tâm của khối nước này có độ mặn là 34,40 $^0/_{00}$ thì ở sườn lục địa phía tây và nam Biển Đông có độ mặn 34,45 - 34,50 $^0/_{00}$. Cũng như KNĐMC, KNĐMT tác động ở phía tây mạnh hơn ở phía đông. ở phía tây nó di chuyển thành luồng nước gây nên phân bố độ mặn dưới dạng ổ trên mặt cắt ngang Biển Đông như đã nói trong [4].

Cần nhận xét thêm rằng, ở phần dưới của KNĐMT tồn tại khá ổn định một loại nước cực tiểu oxy với nhân nằm ở khoảng độ sâu 800m và giá trị hàm lượng oxy có thể thấp hơn 1,5ml/l như Wyrtky [14] đã nhận xét, nhưng không thấy biểu hiện tỏ rõ loại nước này có nguồn gốc từ biển Philippin. Điều này cần được chú ý nghiên cứu thêm.

VII. KHỐI NƯỚC LẠNH TẦNG SÂU VÀ KHỐI NƯỚC ĐÁY

Theo mức độ bất đồng nhất của nhiệt độ và độ mặn trên toàn Biển Đông, có thể chia lớp nước tầng sâu và đáy (từ 800m đến đáy) thành hai lớp: lớp trên từ 800m đến 2000m trong đó trường nhiệt độ và độ mặn khá đồng nhất theo phương

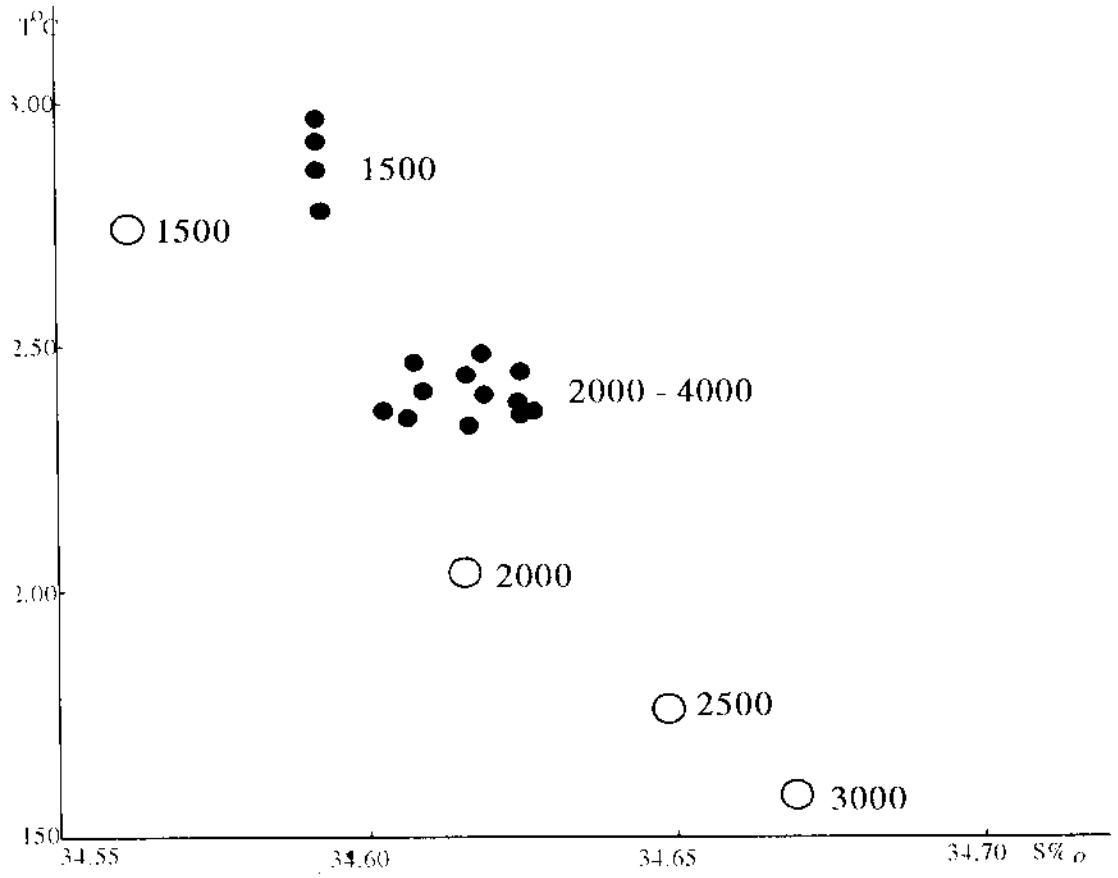
ngang, nhưng vẫn còn phân tầng đáng kể theo phương thẳng đứng, và lớp dưới từ 2000m đến đáy trong đó trường độ mặn hầu như không biến đổi theo phương ngang cũng như theo phương thẳng đứng và có giá trị xấp xỉ 34,62 $^{0}/_{00}$, trường nhiệt độ không biến đổi theo phương ngang nhưng biến đổi chậm theo phương thẳng đứng (biến đổi vài phần trăm đơn vị độ bách phân trong khoảng độ sâu từ 2000 đến 4000m) đạt giá trị cực tiểu (2,35 ^{0}C) ở độ sâu 3000m và đạt giá trị cực đại ở đáy (2,45 ^{0}C ở 4000m). Như vậy, ở lớp sát đáy có hiện tượng nghịch biến nhiệt (nhiệt độ tăng theo chiều sâu) do quá trình trao đổi nhiệt giữa nước biển và vỏ trái đất cũng như quá trình nén đoạn nhiệt gây nên.

Mặc dù cực tiểu nhiệt độ ở tầng 3000m rất yếu, nhưng nó tồn tại một cách có quy luật, nên có thể quy ước chia toàn bộ lớp nước từ 800m tới đáy thành hai khối nước khác nhau về tính chất nhiệt: khối nước lạnh tầng sâu và khối nước đáy như đã trình bày ở trên.

Cần chú ý rằng, khối nước đáy với đặc điểm phân bố nhiệt độ như trên chỉ tồn tại ở vùng biển sâu trên 3000m, ở những vùng biển sâu không quá 3000m khối nước sâu và khối nước đáy, do tính chất nhiệt của nó, có thể sát nhập làm một.

Như đã nói ở trên, trong nước tầng sâu và đáy các trường nhiệt độ và độ mặn (mật độ) nước trên toàn Biển Đông gần như đồng nhất theo phương ngang, đặc biệt từ tầng 2000m đến đáy chúng gần đồng nhất cả theo phương thẳng đứng. Từ hình 6 thấy rõ chỉ số nhiệt muối của cả lớp nước từ tầng 2000m đến 4000m nằm gọn trong vòng tròn với T= 2,30 - 2,50 ^{0}C và S= 34,60- 34,64 $^{0}/_{00}$.

Một số tác giả cho rằng, nước tầng sâu và tầng đáy của Biển Đông cũng có nguồn gốc từ biển Philippin [16,22]. Chỉ tiêu nhiệt muối của nước từ tầng 2000 đến 4000 mét hoàn toàn trùng với chỉ tiêu nhiệt muối của lớp nước từ tầng 1600 đến tầng 2000 mét trong biển Philippin. Nước này đi vào tầng sâu và đáy Biển Đông qua các rãnh sâu của eo Luzon [15]. Các nghiên cứu gần đây của chúng tôi cho thấy không có sự hoàn toàn trùng hợp nói trên, mà nước tầng 1600 -2000m của biển Philippin thường có độ mặn thấp hơn nước tầng 2000- 4000m của Biển Đông từ 0,01 đến 0,04 $^{0}/_{00}$ (*hình*$_{5(c)}$). Vì vậy vấn đề về cơ chế hình thành khối nước tầng sâu và đáy của Biển Đông cần được chú ý nghiên cứu thêm.



Hình 62 : Chỉ số nhiệt muối của các khối nước tầng sâu và tầngđáy tại 4 trạm điển hình của Biển Đông (•) và 1 trạm (22°50'N, 124°00'E) của biển Philippin(O). 1500, 2000,..... là các tầng quan trắc (m).

VIII. KẾT LUẬN

1. Cấu trúc nước Biển Đông là sự kết hợp của 5 khối nước cơ bản: khối nước mặt, khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt, khối nước trung gian độ mặn thấp, khối nước lạnh tầng sâu và khối nước đáy.

KNM là tập hợp 3 loại nước: loại nước từ phía bắc xuống với nhiệt độ thấp , độ mặn cao, xâm nhập qua eo Luzon và eo Đài Loan, khống chế ở phần bắc và tây bắc Biển Đông; loại nước từ phía nam lên một phần từ biển Java với nhiệt độ cao, độ mặn thấp, khống chế ở phần nam và đông nam Biển Đông; nước lục địa với nhiệt độ thấp, độ mặn thấp trong mùa đông và nhiệt độ cao, độ mặn thấp trong mùa hè, ảnh hưởng mạnh ở ven bờ nam Trung Quốc, vịnh Bắc Bộ và ven bờ Bắc Trung Bộ, thềm lục địa Nam Việt Nam, vịnh Thái Lan, bắc đảo Kalimantan và

KNĐMC dưới tầng mặt với nhân cực đại độ mặn nằm ở độ sâu trung bình 160 m, tham gia vào hai dòng xoáy chính : dòng xoáy thuận cỡ lớn ở Bắc và Tây Bắc Biển Đông và dòng xoáy nghịch cỡ lớn ở Nam Biển Đông. Các dòng xoáy này tồn tại cả hai mùa, nhưng trong mùa đông chúng có quy mô và cường độ lớn hơn. Xoáy thuận Bắc và Tây Bắc Biển Đông bắt nguồn từ Biển Philippin (từ dòng Kuroshio) trong mùa đông và tồn tại gần như độc lập trong mùa hè.

KNĐMT với nhân cực tiểu độ mặn nằm ở độ sâu trung bình 480 m có bức tranh động lực tương tự như KNĐMC, nhưng với cường độ nhỏ hơn.

Bức tranh động lực của nước các tầng trung gian Biển Đông là khá ổn định, không phụ thuộc vào điều kiện thời tiết, mà chỉ phụ thuộc vào điều kiện địa động lực của Biển Đông và các nguồn động lực duy trì chúng có nguồn gốc từ các khối nước tương tự của cấu trúc nước Tây Bắc Thái Bình Dương. Toàn bộ các lớp nước trung gian với độ sâu từ 100 m đến 500 m và có thể hơn nữa quanh năm bị lôi cuốn vào hai xoáy cơ bản nói trên. Không quan sát thấy dòng chảy ngược tầng sâu quy mô lớn.

KNĐMC và KNĐMT có nguồn gốc như các khối nước tương tự của cấu trúc cận nhiệt đới và nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương, xâm nhập vào Biển Đông với cường độ ở phía tây mạnh hơn ở phía đông và càng về phía nam, càng bị biến tính mạnh, do xáo trộn với các khối nước kế cận.

Các khối nước sâu và đáy, đặc biệt từ tầng 2000 mét trở xuống khá đồng nhất theo không gian và thời gian và do đó có chuyển động không đáng kể. Trong khối nước đáy có hiện tượng nghịch biến nhiệt theo chiều sâu.

Dưới đây là những đặc trưng trung bình mùa của các khối nước cơ bản Biển Đông:

STT	Khối nước	Độ sâu biên dưới (m)	Chỉ số nhiệt muối của nhân		Độ sâu của nhân (m)
			T C	S /‰	
1	Khối nước mặt	20-100	19,00-29,50	19,00-34,50	
2	Khối nước độ mặn cao dưới tầng mặt	225-275	15,00-19,00	34,50-34,70	110-210
3	Khối nước trung gian độ mặn thấp	800	8,50-9,50	34,40-34.50	430-520
4	Khối nước lạnh tầng sâu	3500	2,35-2.40	34,61-34,62	3000
5	Khối nước đáy	đáy biển	2,40-2,45	34,61-34,62	đáy

2. Trên đây là những phát hiện bước đầu về các đặc điểm chính của cấu trúc nước và các khối nước Biển Đông, còn nhiều vấn đề cần được chú ý nghiên cứu tiếp, đặc biệt là vấn đề ranh giới các loại nước thuộc KNM, cơ chế hình thành của KNĐMC dưới tầng mặt trong lớp đột biến nhiệt độ, khối nước sâu và nước cực tiểu oxy, khối nước đáy v.v...

VII

CẤU TRÚC NHỎ

I. MỞ ĐẦU

Một trong những phát hiện lý thú trong đo đạc, nghiên cứu thực nghiệm các đặc trưng vật lý - thủy văn biển là cấu trúc nhỏ của các trường đặc trưng đó. Phát hiện này có được nhờ sự phát triển của kỹ thuật đo đạc bằng những máy móc có độ quán tính nhỏ và các phương pháp hiện đại nghiên cứu nước biển và Đại dương. Như ta biết, trên cơ sở các số liệu đo đạc nhờ sử dụng ống lấy nước Hansen và nhiệt kế đảo ngược hình thành khái niệm rằng các đặc trưng nhiệt độ, độ mặn của nước biển thay đổi tương đối đơn điệu theo chiều sâu. Các số liệu thể hiện sự phá bỏ quy luật biến đổi đó bị loại bỏ trong quá trình xử lý. Nhưng ngay từ khi có những đo đạc có hệ thống về nhiệt độ nước biển ở các độ sâu khác nhau trong chuyến khảo sát vòng quanh thế giới của Kruzenstern (1803 - 1806) cho đến những năm 40 của thế kỷ XX đã ghi nhận được không ít sự phá vỡ quy luật biến đổi đơn điệu của các đặc trưng vật lý thủy văn theo độ sâu. Đến năm 1942, những kết quả đo đạc của Kalle K. [13] đã chứng tỏ một cách chắc chắn sự tồn tại của cấu trúc nhỏ trường nhiệt độ. Và đến năm 1949, Cooper W. đã thực hiện các đo đạc chứng tỏ sự phân tầng nước biển không những chỉ trong nhiệt độ mà cả trong những đặc trưng thủy hoá nữa [12].

Nghiên cứu cấu trúc nhỏ của các trường vật lý - thủy văn biển thực ra mới được tiến hành từ giữa những năm 60 cho đến nay, nhưng đã trở thành một chuyên nghành nghiên cứu quan trọng của vật lý hải dương học và đem lại những ý nghĩa khoa học và thực tiễn lớn lao [18, 16]. Sự hiểu biết các quy luật biến đổi theo không gian và theo thời gian của các đặc trưng cấu trúc nhỏ là cơ sở cho việc thành lập các phương pháp dự báo biến động kích thước nhỏ của các trường vật lý - thủy văn biển trong mối liên hệ với các điều kiện địa vật lý của từng vùng biển và các đặc điểm của chế độ động lực nước ở các vùng đó. Các kết quả nghiên cứu cấu trúc nhỏ có ý nghĩa quan trọng trong việc hiểu biết các quy luật hình thành các trường âm học, quang học biển, sinh vật phù du, trong việc nghiên cứu hải dương nghề cá, hàng hải, nhiễm bẩn môi trường (nhất là ở những vùng khai thác và chế biến dầu khí) .v.v [18, 2].

II. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

Như đã nêu ở trên, chính kết quả đo đạc thực nghiệm đã giúp ta phát hiện ra hiện tượng phân tầng nhỏ của cấu trúc các trường vật lý - thủy văn. Có thể nói rằng, công trình nghiên cứu lý thuyết đầu tiên về cấu trúc nhỏ xuất hiện vào năm 1956, khi Stommel H., Arons A.B. và Blanchard D. đã chứng minh bằng phương pháp lý thuyết rằng trong chất lỏng phân tầng ổn định với gradient thẳng đứng của nhiệt độ và độ mặn có dấu khác nhau có thể phát sinh các quá trình đối lưu. Mà nguyên nhân gây nên các quá trình này là sự khác biệt về giá trị của các hệ số khuếch tán nhiệt và muối. Như ta biết, các hệ số này khác biệt nhau hai bậc [18]. Ý tưởng khoa học này đã được Turner J.S., Stommel H. và Stern M.E. kiểm chứng trong phòng thí nghiệm. Người ta gọi đây là cơ chế khuếch tán kép. Và sau đó hiện tượng này đã được phát hiện ở nhiều vùng khác nhau của Đại dương khi có điều kiện thủy văn đặc biệt tạo khả năng cho chúng phát triển.

Vào cuối những năm 50 và đầu những năm 60 bắt đầu thời kỳ phát triển mạnh của máy móc đo phân tầng thẳng đứng của các đặc trưng nước biển, cho phép đo theo phân khoảng thẳng đứng từ 0.1 đến 1.0 m. Các kết quả đo đạc bằng các máy móc này đã buộc các nhà hải dương học phải xem xét lại các khái niệm đã có về cấu trúc thẳng đứng và nằm ngang của nước Đại dương, về các quá trình trao đổi của nhiệt, động lượng và muối. Trong quá trình nghiên cứu các nhà khoa học chú trọng đến vấn đề xác định các dạng phân tầng cấu trúc nhỏ của các trường nhiệt độ, độ mặn, mật độ, tốc độ truyền âm và các đặc trưng khác của nước biển [20], nghiên cứu các cơ chế hình thành cấu trúc nhỏ [17, 18], sự phân vùng của các dạng cấu trúc nhỏ, độ biến động không - thời gian của các đặc trưng thống kê cấu trúc nhỏ [11, 12, 13, 16] và sự tương tác của cấu trúc nhỏ, sóng ngầm và rối [17, 18]. Đồng thời cũng đã tiến hành các nghiên cứu mang tính chất ứng dụng, như ảnh hưởng của cấu trúc nhỏ lên sự truyền các tín hiệu âm trong nước biển. Cho đến nay có thể nói rằng, nghiên cứu cấu trúc nhỏ phát triển mạnh nhất ở Nga và Mỹ (Nói chung, các nước này có những thành tựu nghiên cứu quan trọng nhất về vật lý hải dương học).

Có thể nêu ra hai hướng chính trong nghiên cứu cấu trúc nhỏ dựa trên quan điểm về sự hình thành và biến động của nó và điều này dẫn đến sự khác biệt về phương pháp nghiên cứu, xử lý và phân tích số liệu thực đo. Các nhà khoa học theo hướng thứ nhất cho rằng các front thủy văn, cục bộ cũng như toàn cầu, có vai trò chính trong sự thành tạo cấu trúc nhỏ. Nghĩa là cho rằng sự thành tạo cấu trúc nhỏ xảy ra ở những vùng có giới hạn của Đại dương, rồi từ đó được dòng chảy mang đến các vùng khác [17]. Đại diện của trường phái thứ hai [15] thì cho rằng sự hình thành phân tầng cấu trúc nhỏ xảy ra dưới tác động của nhiều quá trình có kích thước khác nhau, tác động tương hỗ với nhau một cách ngẫu nhiên. Và vì vậy, họ áp dụng phương pháp xác suất thống kê để nghiên cứu hiện tượng. Trong đó cho rằng, trong điều kiện bình thường của Đại dương sự thành tạo và biến động của cấu trúc nhỏ là quá trình dừng. Các nhà khoa học của cả hai trường phái đều đã

đạt được các thành quả nghiên cứu rất rõ rệt. Nhóm thứ nhất đã nghiên cứu tác động của cơ chế khuếch tán kép ở nhiều vùng khác nhau của Đại dương, nghiên cứu hiện tượng "đối lưu sườn" gây sự xuất hiện cấu trúc nhỏ và đã đưa ra được những tiêu chuẩn (criteria) đơn giản cho phép trong một số trường hợp chẩn đoán được sự thành tạo các phần tử cấu trúc nhỏ. Còn nhóm kia đã nghiên cứu mối quan hệ của phân tầng cấu trúc nhỏ, rối cỡ nhỏ và sóng ngầm, đã thiết lập được những đặc trưng thống kê chính của cấu trúc nhỏ cho những vùng khác nhau của Đại dương, đã đưa ra những quy luật phân bố thống kê vạn năng của các thông số; đồng thời nghiên cứu mối quan hệ của các đặc trưng phân tầng cấu trúc nhỏ với các quá trình kích thước synop xảy ra trong khí quyển.

Kết quả phân tích các số liệu thu được từ nhiều vùng khác nhau của Đại dương đã cho thấy rằng đặc điểm khu vực của phân tầng cấu trúc nhỏ có quan hệ với các đặc điểm biến đổi không - thời gian của các đặc trưng thủy văn và động lực. Điều đó cho phép phát hiện một số quy luật phân bố chung của cấu trúc nhỏ các trường nhiệt độ và độ mặn. Ví dụ, ở vùng dòng chảy California thường tồn tại phân tầng cấu trúc nhỏ dạng nghịch biến mà nguyên nhân thành tạo là do quá trình "đối lưu sườn". Trong vùng này cũng thấy xuất hiện cấu trúc nhỏ dạng bậc thang, hình thành do tác động của cơ chế khuếch tán kép. Các dạng phân tầng cấu trúc nhỏ này cũng được thấy trong vùng dòng chảy Gulfstream, vùng xích đạo Thái Bình Dương (vùng dòng chảy Cromwell). Trong vùng dòng chảy Kuroshio thường tồn tại những thành tạo dạng nghịch biến [13]. Từ đó, người ta đi đến nhận định rằng dạng cấu trúc nghịch biến - bậc thang của các trường thủy vật lý thường đặc trưng cho các vùng nước phân tầng trong trường dòng chảy [12]. Đôi khi các nghịch biến được tạo thành bởi quá trình bình lưu xảy ra trong các lớp nước mỏng trên các mặt đẳng entropy. Dạng phân tầng nghịch biến thường thấy ở các vùng front; ví dụ, vùng tây - bắc Thái Bình Dương [11, 16]. Trên cơ sở một số lượng lớn số liệu thu được người ta [17] đã chia cấu trúc nhỏ thành 4 loại sau:

1. Các lớp nước đồng nhất theo độ sâu.
2. Các lớp đột biến: đó là các lớp mỏng, trong đó giá trị các đặc trưng thủy văn biến đổi mạnh theo độ sâu.
3. Cấu trúc bậc thang, đặc trưng bởi sự luân phiên của các lớp đồng nhất và các lớp đột biến.
4. Các lớp nghịch biến nhiệt độ, ở đây nhiệt độ tăng theo độ sâu. Các kết quả đo đạc cũng đã cho thấy hiện tượng nghịch biến tồn tại cả trong trường mật độ.

Càng ngày vấn đề nghiên cứu cấu trúc nhỏ càng được mở rộng sang nhiều lĩnh vực của hải dương học; ví dụ như trong nghiên cứu sự phân bố của sinh vật phù du [2]. Tuy nhiên, ngay đối với một số trường vật lý biển, như trường tốc độ dòng chảy, thành quả nghiên cứu cấu trúc nhỏ còn rất ít, mặc dù đã có những dẫn liệu thực nghiệm chứng tỏ một cách chắc chắn rằng tồn tại phân lớp cấu trúc nhỏ trong trường tốc độ dòng theo chiều thẳng đứng. Một số nhà khoa học cho rằng biến động thời gian của trường tốc độ dòng trong kích thước cấu trúc nhỏ đặc

trưng bởi sự biến thiên với các chu kỳ thủy triều và quán tính trong lớp đột biến áp suất (barocline).

Trong nghiên cứu phân tầng nhỏ rất chú trọng đến nghiên cứu các đặc trưng thống kê. Lý do là ở chỗ, một mặt, sự hình thành và tiến triển tính bất đồng nhất của các trường thủy vật lý mang bản chất của quá trình xác suất ngẫu nhiên; mặt khác, có khả năng chẩn đoán cơ chế hình thành cấu trúc nhỏ theo các đặc trưng thống kê. Khó khăn về mặt phương pháp trong nghiên cứu các tính chất thống kê của phân tầng cấu trúc nhỏ là ở chỗ rất khó xác định được các phần tử riêng biệt của cấu trúc nhỏ từ phân bố thực của các thông số thủy vật lý theo chiều sâu. Ở đây tồn tại hai cách thực hiện sau: - Có thể lọc profile đo được để thu nhận thành phần cấu trúc nhỏ; - có thể tách profile cấu trúc nhỏ từ tổ hợp nhiều profile thực đo bằng cách lấy profile thực đo trừ đi profile trung bình. Nhưng cả hai cách trên đều không cho kết quả chắc chắn, vì rất khó phân tách profile thực đo thành các thành phần trung bình, kích thước trung bình và cấu trúc nhỏ, bởi lẽ các kích thước này thường hay phủ lên nhau.

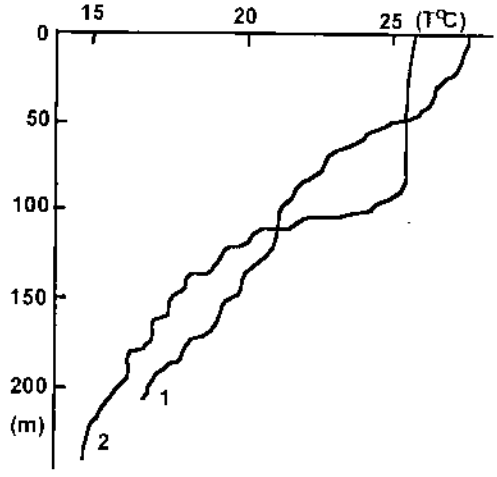
Các nhà vật lý hải dương học [18] cho rằng có thể chia các quá trình phát sinh cấu trúc nhỏ thành hai loại:

1. Một loại xảy ra dưới tác động của nguồn động năng từ bên ngoài. Nguồn động năng này khi tiêu tán thì làm tăng thế năng của nước và lúc đó sẽ làm giảm độ ổn định.
2. Cấu trúc nhỏ phát sinh trong quá trình vận dụng của thế năng hiệu dụng. Quá trình này đi kèm với sự gia tăng độ ổn định thủy tĩnh của chất lỏng.

Loại quá trình 1 gắn liền với cơ chế khuếch tán kép. Còn loại 2 - với quá trình san bằng những khác biệt theo phương ngang giữa các cột nước cạnh nhau có sự phân tầng khác biệt nhau trong quá trình dịch chuyển tựa nằm ngang của các lớp nước. Quá trình này có tên là "đối lưu sườn". Nguồn động năng ngoài của các quá trình loại 1 có thể là: dòng chảy, thủy triều, dao động quán tính của tốc độ dòng, sóng nội trọng lực.

Vấn đề nghiên cứu cấu trúc nhỏ ở biển Việt Nam thực tế chỉ mới được đặt ra và tiến hành từ 1980 trở lại đây. Nó là một nội dung của Chương trình Việt - Xô hợp tác nghiên cứu biển [7, 11]. Bằng những tàu nghiên cứu có trang bị các máy móc đo đạc hiện đại các nhà khoa học Liên Xô (Nga) va Việt Nam đã thực hiện nhiều chuyến điều tra nghiên cứu trong vùng biển này. Nhưng cũng có thể thấy rằng các kết quả đo đạc trước đây bằng Bathythermograph cũng đã cho thấy sự phân tầng cấu trúc nhỏ nhiệt độ trong vùng biển Việt Nam; ví dụ, trong số liệu của chuyến điều tra NAGA (1959 - 1960). ở hình 62 thể hiện hai đường ghi tiêu biểu: đường 1 đặc trưng cho trường hợp lớp tựa đồng nhất bề mặt bị phá vỡ; còn đường 2 - trường hợp có lớp đồng nhất rõ rệt. Trên toàn bộ đường 1 và ở lớp đột biến nhiệt độ (thermocline) của đường 2 thể hiện rõ sự phân tầng nhỏ (chủ yếu là dạng bậc thang) với kích thước thẳng đứng 10 - 30 m. Một điểm đáng chú ý là sự phân tầng nhỏ thể hiện rõ rệt ở lớp nước bên dưới lớp tựa đồng nhất. Kết quả xem xét các đồ

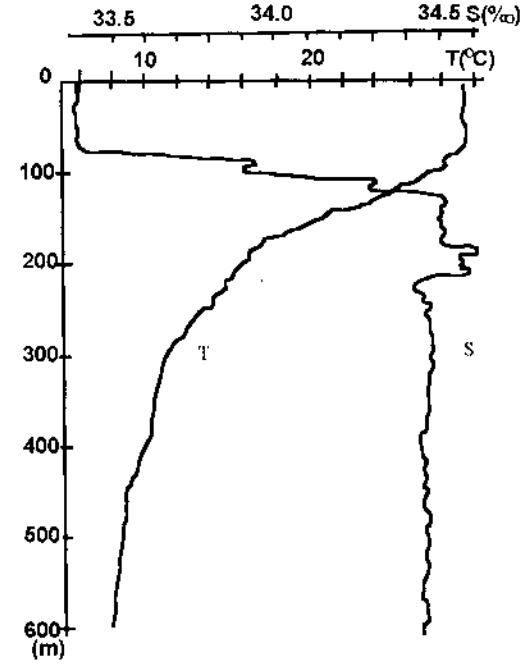
thị Bathythermograph của các chuyến NAGA cho thấy sự phân tầng nhỏ của nhiệt độ tập trung trong vùng dòng chảy tây Biển Đông [10, 8]. Trên hình 63 là ví dụ về profile của nhiệt độ và độ mặn của nước biển, thu được trong Chương trình hợp tác Việt - Xô. Trên hình này ta cũng có thể thấy được khả năng tồn tại phân tầng cấu trúc nhỏ của các đặc trưng nhiệt - muối. Như vậy, chắc chắn rằng phân tầng cấu trúc nhỏ nhiệt - muối là một trong những đặc điểm nổi bật của các trường thủy vật lý ở vùng biển Việt Nam (vùng tây Biển Đông) và việc tổ chức đo đạc thực nghiệm và nghiên cứu về đặc điểm phân bố, biến động, cơ chế thành tạo của hiện tượng này là rất cần thiết trong chương trình chung nghiên cứu biển Việt Nam. Cho đến nay đã có một số công trình nghiên cứu về cấu trúc nhỏ nước biển Việt Nam [7, 9, 11].



Hình 62

1-Đo 08/III/1960, ở 08° 44'N – 110° 49'E,

2-Đo 25/I/1961, ở 15° 43'N – 110°01'E,



Hình 63. " Vinogradop". Do VIII/1982, ở 09"22' N-109"30',E

III. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Cơ sở lý thuyết

Trong vật lý biển hiện đại, những dao động của các đường phân bố thẳng đứng của các đặc trưng và những thành tạo cấu trúc tương đối ổn định có kích thước thẳng đứng nhỏ (thường là 1 - 100 m) so với những đặc trưng phân bố của các khối nước, nhưng rất lớn so với các quá trình phân tử, được gọi là cấu trúc nhỏ.

Các kích thước ngang tương ứng khoảng 10 km và nhỏ hơn nữa. Các quá trình tạo nên cấu trúc nhỏ xảy ra trong sự tương tác của các điều kiện thủy văn, động lực, sóng ngầm và rối kích thước nhỏ. Trong phần lớn các trường hợp sự hình thành và biến đổi các profile của các đặc trưng đẳng hướng trong nước biển xảy ra do nguồn động năng bên ngoài thông qua nhiều cơ chế khác nhau của tính bất ổn định động lực học nước biển, bình lưu ngang, hoặc do sự tiêu hao thế năng của cột nước biển khi các quá trình khuếch tán đối lưu phát triển [18].

Như ta biết, mật độ nước biển r phụ thuộc vào nhiệt độ, độ mặn và áp suất một cách rất phức tạp. Chỉ với một ý nghĩa tương đối mới có thể ghi phương trình trạng thái nước biển một cách đơn giản trong dạng tuyến tính hóa như sau:

$$\rho = \rho_0 - \alpha\Delta T + \beta\Delta S \qquad (1)$$

Ở đây, DT và DS - độ chênh lệch của nhiệt độ và độ mặn so với giá trị To và So được chọn, sao cho giá trị mật độ ban đầu ro phù hợp.

$\alpha = -\left(\frac{\partial\rho}{\partial T}\right)_{S,P}$ - hàm nhiệt độ trong trường hợp các giá trị cố định của độ mặn $S = S_0 + \Delta S$ và áp suất P.

$\beta = \left(\frac{\partial\rho}{\partial S}\right)_{T,P}$ - hàm độ mặn trong trường hợp các giá trị cố định của nhiệt độ $T = T_0 + \Delta T$ và áp suất P.

Biểu thức (1) chỉ đúng cho những giới hạn tương đối hẹp của DT và DS, khi mà a và b có thể coi là không đổi. Do sự phụ thuộc của a và b vào nhiệt độ, độ mặn và áp suất đã biết nên trong mỗi trường hợp cụ thể a và b có thể được tham số hóa như $\Delta\alpha = \alpha_{PTS}$ và $\beta = \beta_{PTS}$ trong giới hạn đã chọn T_0 và S_0. Chính vì vậy biểu thức đơn giản dạng (1) đã được sử dụng rộng rãi trong phân tích cấu trúc nhỏ nhiệt - muối nước Đại Dương.

Động lực học của những bất thuần nhất nhiệt - muối có thể biểu thị gần đúng bằng các phương trình cân bằng nhiệt và muối trong chất lỏng không nén như sau:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + (U + u')\nabla T = k_T \nabla^2 T \qquad (2)$$

$$\frac{\partial S'}{\partial t} + (U + u')\nabla S = k_S \nabla^2 S$$

Trong đó,

$$T=(T)+T',\ S=(S)+S', \qquad (3)$$

(T) và (S) - tổng các giá trị trung bình,

T' và S' - các thành phần dao động,

u = U + u' - vectơ mô tả trường chuyển động tại mỗi điểm không gian,

U - thành phần trung bình,

u' - thành phần biến động.

Biến dạng phổ biến nhất của cấu trúc nhiệt - muối nước biển là sự dao động thẳng đứng của các lớp nước, được gọi là hiệu ứng động học của sóng ngầm. Trong lý thuyết sóng ngầm hiệu ứng này được mô tả bằng biểu thức sau:

$$\zeta = a \exp[i(k1x + k2y - \omega t] \quad (4)$$

Ở đây, ζ - dao động thẳng đứng của lớp đột biến mật độ (pycnocline) vào thời điểm t tại điểm không gian có tọa độ x, y; a - biên độ dao động; $k = 2\pi/\lambda = \sqrt{k_1^2 + k_2^2}$ - số sóng ngang (λ - độ dài sóng); $\omega = 2\pi/\tau$ - tần số sóng ngầm, bình phương của nó tỉ lệ với gia tốc trọng lực qui gọn $(g\Delta\rho)/\rho_0$; $\Delta\rho$ - chênh lệch mật độ qua lớp đột biến mật độ; ρ_0 - mật độ trung bình của nước biển; τ - chu kỳ sóng.

Sự xuất hiện các lớp tựa đồng nhất theo độ sâu có thể có liên quan với sự đảo sóng ngầm có biên độ tới hạn. Tiêu chuẩn của độ ổn định thủy động lực của sóng ngầm được Phillips O.M. xác định bằng bất đẳng thức sau [9]:

$$k^2a^2 > 4\left\{\frac{N_m}{n} - \frac{n}{N_m}\right\}^{-2} \quad (5)$$

Trong đó, Nm - Tần số Vạsala-Brent cực đại, a - biên độ sóng ngầm, k- số sóng ngang, n- tần số.

Nhưng cho đến nay theo số liệu thực đo thì tiêu chuẩn của Phillips O.M. rất ít khi được thỏa mãn trong điều kiện thực của Đại dương. Tính bất ổn định đối lưu cũng có thể là nguyên nhân thành tạo cấu trúc nhỏ. Tiêu chuẩn phát triển bất ổn định đối lưu có dạng sau:

$$R_i \le 1 + \frac{k^2}{l^2} \quad (6)$$

Ở đây, l- thành phần thẳng đứng của số sóng. Theo số liệu thực đo cơ chế thành tạo phân tầng cấu trúc này có thể hiện hữu trong nước biển và Đại dương.

Để xác định vai trò của dòng triều ta cần hiểu được sự phân vùng dòng triều. Trong đó, cần dựa trên cơ sở sau: Dấu hiệu để phân biệt trong sự phân vùng theo các loại dòng triều có thể là sự tồn tại tốc độ dòng cực đại tại một tầng sâu nào đó. Còn dao động quán tính của tốc độ dòng có thể xuất hiện khi lực quán tính trong chuyển động tương đối của nước biển so với Trái Đất có thể cân bằng lực quán tính trong chuyển động tịnh tiến (do sự quay của Trái Đất), tức là lực Coriolis. Nghĩa là, những dao động này hoàn toàn phụ thuộc vòng quay của Trái Đất. Chu kỳ của các dao động quán tính phụ thuộc vĩ độ:

$$T = \frac{2\pi}{f}, \quad f = 2\omega\sin\varphi \qquad \text{Thông số Coriolis tại vĩ độ đó.} \qquad (7)$$

Đối với quá trình triều và dao động quán tính của tốc độ dòng có thể nêu những đặc điểm sau:

- Tính bất đồng nhất cấu trúc thẳng đứng của thành phần dòng triều ngang và của dao động quán tính tốc độ dòng chảy.
- Sự phân bố không đều của năng lượng dao động quán tính tốc độ dòng và của thủy triều theo độ sâu.
- Thủy triều và dao động quán tính tốc độ dòng trong đại dương phân tầng luôn đi kèm với sự phát sinh sóng ngầm có chu kỳ triều và chu kỳ quán tính.

2. Xử lý số liệu đo đạc

Như đã nói, muốn sử dụng được số liệu đẳng hướng thực đo để nghiên cứu cấu trúc nhỏ cần phân tích số liệu thành thành phần trung bình và thành phần biểu thị cấu trúc nhỏ của các đặc trưng nước biển nói chung. Ví dụ cụ thể với nhiệt độ và độ mặn nước biển ta có:

$$T(Z) = \overline{T(Z)} + T'(Z), \quad S(Z) = \overline{S(Z)} + S'(Z) \qquad (8)$$

Trong đó, T(Z) và S(Z) - giá trị nhiệt độ và độ mặn, và - các giá trị trung bình, T'(Z) và S'(Z) - các hàm ngẫu nhiên biểu thị cấu trúc nhỏ của nhiệt độ và độ mặn.

Trường hợp những profile tức thời: Để xác định các giá trị T'(Z) và S'(Z) có thể triển khai (8) bằng phương pháp lọc với bộ lọc cosin [17, 12]:

$$P(Z) = \begin{cases} \dfrac{1+\cos(k_o Z)}{L} & -\dfrac{\pi}{k_o} \le Z \le \dfrac{\pi}{k_o} \\ 0 & |Z| > \dfrac{\pi}{k_o} \end{cases} \qquad (9)$$

Ở đây, ko=2p / L - số sóng giới hạn, L - tham số lọc.

Đặc trưng truyền của bộ lọc (9) là loại bỏ hầu hết các dao động có số sóng lớn hơn 2ko khỏi dãy ban đầu. Kết quả lọc với nhân P(Z) sẽ cho các profile T'(Z) và S'(Z). Trừ các profile ban đầu cho và tương ứng ta có các dao động T'(Z) và S'(Z) với kích thước thẳng đứng lớn nhất thỏa điều kiện:

$\lambda max < L / 2.$

Trường hợp những số liệu đo liên tục: Trong trường hợp này không dùng phương pháp lọc, mà xác định các thành phần cấu trúc nhỏ theo công thức:

$$X'_{iZ} = X_{iZ} - \overline{X_Z} \tag{10}$$

Trong đó, X'iZ - thành phần cấu trúc nhỏ của đại lượng (đặc trưng) đẳng hướng X trong lần đo i tại tầng sâu Z. XiZ - giá trị đo được của đại lượng đó trong lần đo i. - giá trị trung bình của đại lượng tại tầng đo Z.

3. Tính các đặc trưng thống kê cấu trúc nhỏ

Dùng phương pháp thông dụng để tính các đặc trưng thống kê cấu trúc nhỏ [14], với các giá trị sau:

Giá trị trung bình:

$$\overline{X_Z} = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N} X_{iZ} \tag{11}$$

Ở đây, N - số số đo ở một tầng Z.

Giá trị phương sai:

$$D_Z = \frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N}\left(X_{iZ} - \overline{X_Z}\right)^2 \tag{12}$$

Trong đó, DZ - giá trị phương sai ở tầng Z.

Hàm chuẩn tương quan:

$$B_{XX}(\tau) = \frac{\frac{1}{N-1}\sum_{i=1}^{N-\tau}\left(X'_i - \overline{X}\right)\left(X'_{i+\tau} - \overline{X}\right)}{B_{XX}(0)} \tag{13}$$

BXX(t) - giá trị hàm chuẩn tương quan với độ dịch chuyển τ.

Hàm chuẩn liên tương quan của hai dãy số liệu Xi và Yi:

Hàm thuận: $$B_{XY}(\tau) = \frac{\frac{1}{N-\tau}\sum_{i=1}^{N-\tau}\left(X'_i - \overline{X}\right)\left(Y'_i - \overline{Y}\right)}{\sqrt{B_{XX}(0)B_{YY}(0)}} \tag{14}$$

Hàm nghịch: $$B_{YX}(\tau) = \frac{\frac{1}{N-\tau}\sum_{i=1}^{N-\tau}\left(Y'_i - \overline{Y}\right)\left(X_{i+\tau} - \overline{X}\right)}{\sqrt{B_{XX}(0)B_{YY}(0)}} \tag{15}$$

Trong đó, BXX(τ) và BXX(τ) - giá trị các hàm tương quan khi τ = 0.

Giá trị hàm mật độ phổ:

$$S_{XX}(\omega_k) = \frac{2}{\pi}\sum_{i=0}^{m_b} B_{XX}(\tau)\cos(\omega_k.\tau).\Delta Z \tag{16}$$

Ở đây, mb - số điểm rời rạc của hàm tương quan, ΔZ - khoảng đo theo chiều sâu hoặc theo thời gian, ωk - tần số góc.

Hàm phổ cosin:

$$C_o(\omega_k) = \frac{1}{\pi}\sum_{i=0}^{m_b}[B_{XY}(\tau) + B_{YX}(\tau)]\cos(\omega_k.\tau).\Delta Z \tag{17}$$

Hàm phổ cầu phương:

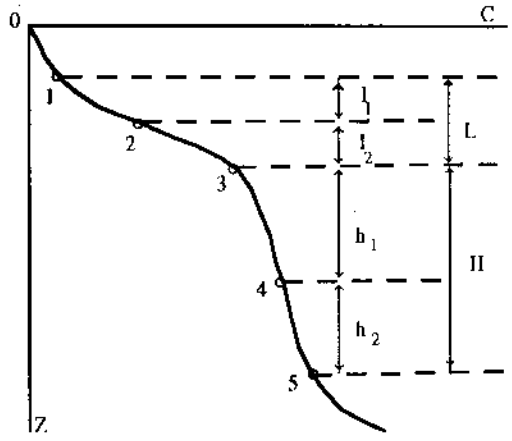
$$Q(\omega_k) = \frac{1}{\pi}\sum_{i=0}^{m_b}[B_{XY}(\tau) - B_{YX}(\tau)]\sin(\omega_k.\tau)\Delta Z \tag{18}$$

Hàm coherent:

$$H(\omega_k) = \sqrt{\frac{C_o^2(\omega_k) + Q^2(\omega_k)}{S_{XX}(\omega_k).S_{YY}(\omega_k)}} \tag{19}$$

Hiệu pha:

$$\zeta(\omega_k) = Arctg\frac{Q(\omega_k)}{C_o(\omega_k)} \tag{20}$$



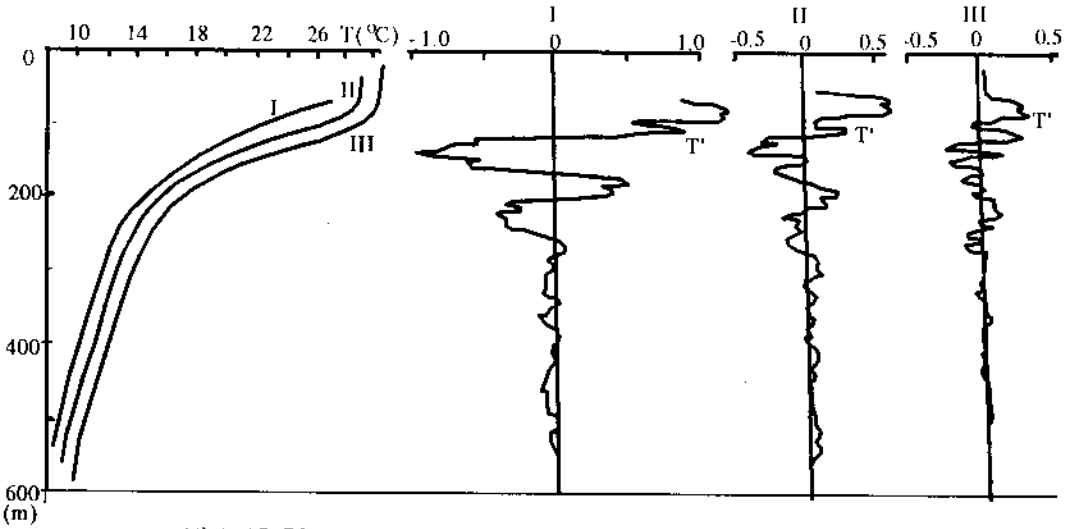
Hình 64. Sơ đồ tính các thông số cấu trúc thẳng đứng códạng bậc thang của trường vật lí- thủy văn C trong trường hợp biến đổi đơn điệu của trường C theo độ sâu

4. Tính toán các thông số cấu trúc

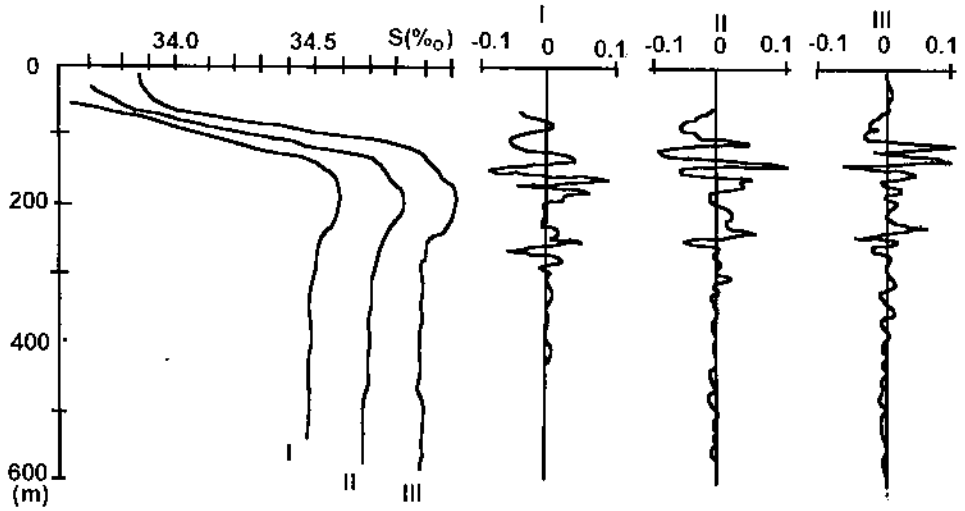
Đối với cấu trúc dạng bậc thang có thể tính thông số mức độ "hiện hình" của nó [9]. Độ biến động tương đối về tính chất trong toàn bộ cấu trúc được biểu thị bằng biểu thức:

$$A = \left(\frac{\overline{\partial C_L}}{\partial Z} - \frac{\overline{\partial C_H}}{\partial Z} \right) \Big/ \frac{\overline{\partial C_P}}{\partial Z} \tag{21}$$

Đây là một thông số nhận dạng quan trọng, xác định mức ổn định động lực của các cấu trúc. Trong đó: $\overline{\partial C_L}/\partial Z$, $\overline{\partial C_H}/\partial Z$, $\overline{\partial C_P}/\partial Z$, là các gradient trung bình thẳng đứng của C trong các lớp biên, lớp đồng nhất và toàn bộ cấu trúc; C - trường vật lý thủy văn nào đó (xem hình 64).



Hình 65: Tách profile nhiệt độ (trạm 09o22'N - 109o30'E); đường II được dịch về phải 1oC, đường III - 2oC.



Hình 66: Tách profile độ mặn (trạm 09o22'N - 109o30'E); đường II được dịch về phải 0.2‰, đường III - 0.4‰.

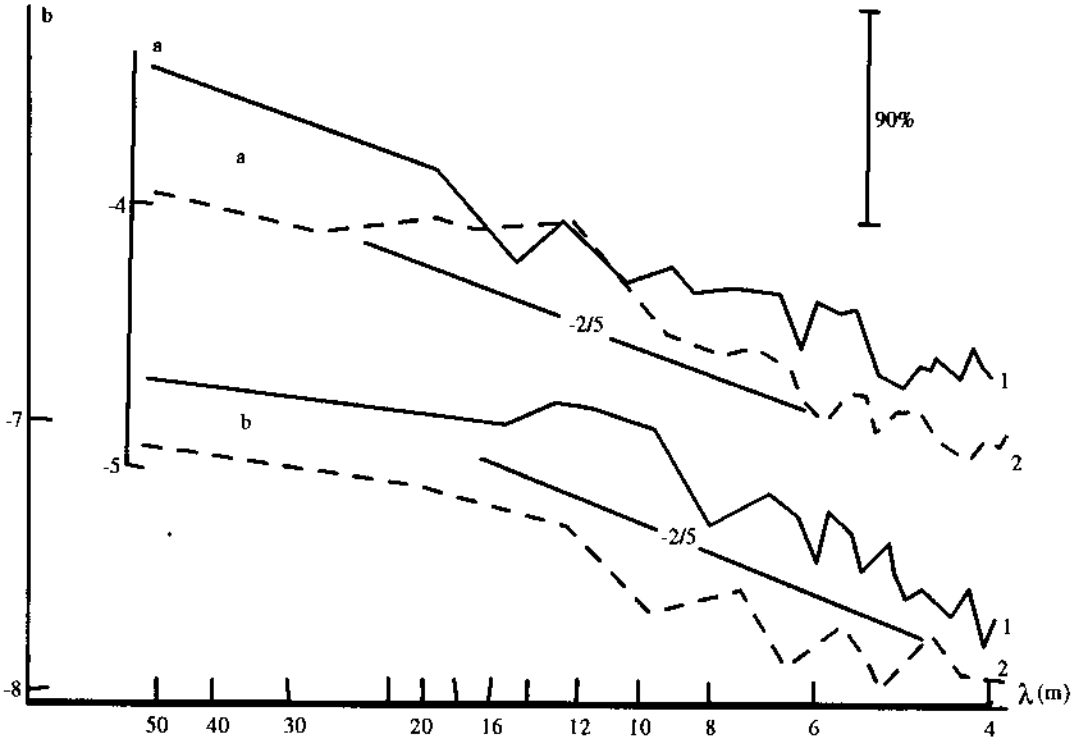
IV. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

Cho đến nay, trong cơ sở dữ liệu Biển Đông mới chỉ có những số liệu về nhiệt độ và độ mặn nước biển cho phép tiến hành những nghiên cứu về cấu trúc nhỏ. Trong phần này trình bày những kết quả nghiên cứu đó.

1. Đặc điểm cấu trúc nhỏ

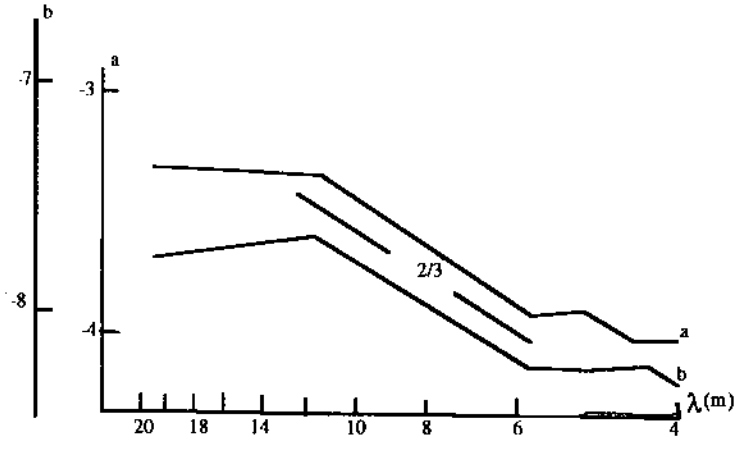
Do sự khác biệt về độ sâu đáy (và độ sâu đo đạc) ở các trạm đo nên dãy số liệu không có độ dài như nhau. Vì vậy, hợp lý hơn cả là chia thành hai vùng nghiên cứu: nông và sâu. Nhóm số liệu của vùng biển nông (vùng A) có đến độ sâu 200 - 300 m, và nhóm vùng sâu - trên 300 m (chọn trung bình là 600 m). Và vì vậy, đã dùng các tham số lọc khác nhau cho hai vùng: - Vùng sâu: L1=120 m, L2=60 m, L3=32 m, - vùng nông: L4=40 m, L5=32 m, L6=20 m . Như vậy, trong các dãy T'(Z) và S'(Z) thu được sẽ có chứa những dao động có kích thước lớn nhất (λmax) tương ứng với từng tham số lọc là: nhỏ hơn 60, 30, 16, 20, 16, 10 m. Các kích thước này nằm trong giới hạn kích thước cấu trúc nhỏ [17, 18]. Trên hình 65 và 66 là ví dụ về kết quả lọc số liệu. Từ các hình 65 và 66 có thể nhận thấy rằng, các dao động của nhiệt độ T'(Z) và độ mặn S'(Z) , nhìn chung, giảm dần đến độ sâu khoảng 300 m (độ sâu lớp hoạt động bề mặt Biển Đông [8]). Từ 300 m trở xuống biên độ dao động nhỏ, ở nhiều nơi chỉ nằm trong khoảng sai số và độ chính xác của máy đo. Biên độ dao động của các hàm T'(Z) giảm khi tham số lọc giảm. Điều này chứng tỏ tồn tại mối liên hệ giữa kích thước thẳng đứng λ_T của các dao động và biên độ AT của chúng. λT và AT của các dao động nhiệt độ T'(Z) nằm trong một dải rộng: λT < 60 m và AT < 1.5oC. Trong khi đó, ở cả ba trường hợp lọc các dao động độ mặn S'(Z) không khác biệt nhau lắm (Hình 66). Từ tính chất của bộ lọc đã được sử dụng có thể đưa ra nhận định rằng, các dao động độ mặn tập trung chủ yếu ở kích thước thẳng đứng nhỏ (cụ thể chủ yếu ở λ_S < 16 m) và biên độ dao động AS < 0.1‰ . Biên độ dao động AT của các hàm T'(Z) giảm đơn điệu theo chiều sâu. Nhưng ở trường hợp S'(Z) ta thấy hình thành hai lớp nước biển có dao động mạnh của độ mặn: trên và dưới lớp cực đại độ mặn (Hình 66). Các kết quả này trùng hợp với các phân tích trong [3]. Kết quả tính các hàm phổ cho thấy rằng phổ của các dao động có kích thước thẳng đứng nhỏ hơn 6 m (λ < 6 m) tương tự phổ của tạp âm trắng (Hình 67, 68). Như vậy, có thể nói rằng, nếu dùng máy Ixtok (Nga) để đo nhiệt độ và độ mặn nước Biển Đông thì ta có thể xét các phân tầng cấu trúc nhỏ nằm trong khoảng 6 m < λ < <60 m. Đồ thị các hàm phổ cho hai mùa chính trong năm và cho cả hai trường hợp nhiệt độ và độ mặn đều giống nhau (Hình 67 và 68) và thể hiện rõ quy luật giảm giá trị mật độ phổ về phía các bước sóng nhỏ. Nó có thể được xấp xỉ hoá bằng đường có hệ số góc tỉ lệ K-2/5 cho vùng biển sâu và K-2/3 cho vùng biển nông (K - số sóng), trong hệ trục Lôga. Điều này chứng to ỷrằng, cấu trúc nhỏ nhiệt - muối ở vùng biển nghiên cứu được tạo thành bởi những quá trình như nhau trong cả hai mùa.

Tuy đối với độ muối S'(Z) giá trị của hàm mật độ phổ vào mùa hè lớn hơn vào mùa đông (Hình 67, b). Kết quả này cho phép ta nhận định rằng cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ độ muối trong mùa hè mạnh hơn trong mùa đông [7, 9]. Đối với vùng tây Biển Đông, điều này đã được làm sáng tỏ thêm bằng những kết quả nghiên cứu về cấu trúc và động lực lớp hoạt động bề mặt biển [8].



Hình 67: Mật độ phổ E(K) của các hàm dao động nhiệt độ (a, (oC)2.m) và Độ mặn (b, (‰)2.m) trong mùa hè (1) và mùa đông (2).

Hệ Lôga. Vùng biển sâu.

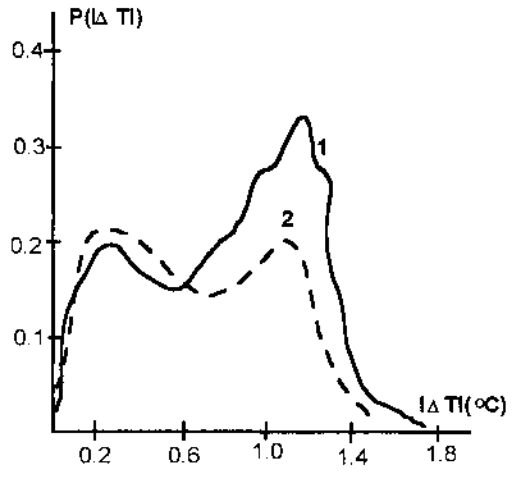


Hình 68: Như ở hình 5. Vùng biển nông.

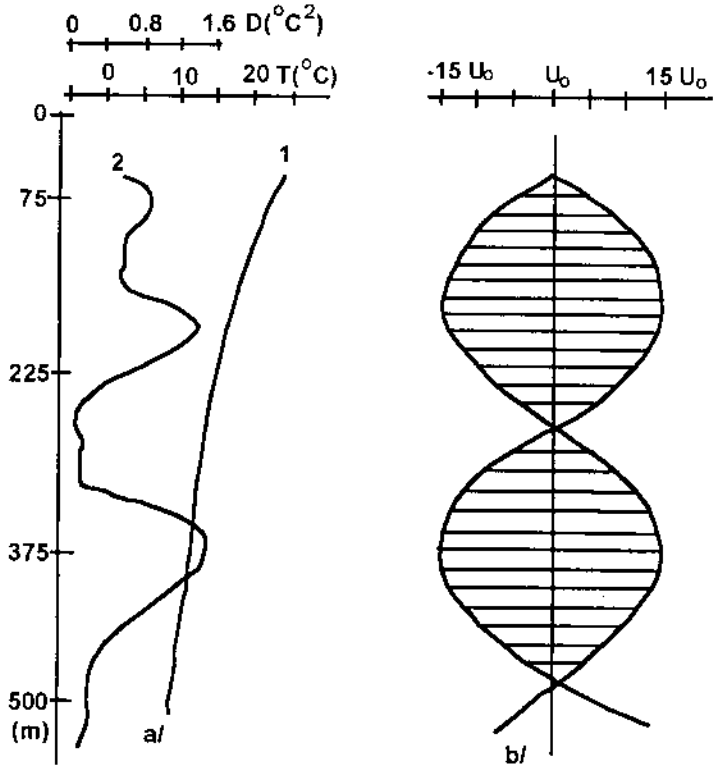
2. Vai trò của thủy triều

Từ những dãy số liệu liên tục thu được trong vùng Biển Đông và đã qua xử lý có thể thiết lập các biểu đồ tổ chức phân bố của chúng [11]. Đặc điểm nổi bật của biểu đồ tổ chức là dạng hai đỉnh (Hình 69). Trong đó thể hiện rõ tính bất đối xứng. Sự hiện diện của hai đỉnh chứng tỏ rằng trong các đặc trưng thống kê của dãy số liệu nghiên cứu tồn tại thành phần quyết định. Polygon đo đạc bao trùm điểm có tọa độ: 12o31'3N - 113o12'3E, tức là nằm trong vùng biển có chế độ nhật triều [5]. Như vậy, có lẽ dòng triều đóng vai trò quan trọng trong dao động nhiệt độ ở vùng biển này. Trên hình 69 có vẽ đường phân bố P(DT) tính theo công thức có chứa thành phần dao động hình sin với biên độ a (tính từ số liệu thực đo), mô tả dao động nhật triều (đường 2, hình 69).Tuy đường này không trùng với đường phân bố thực, nhưng đặc điểm hai đỉnh, do sự hiện diện của thành phần quyết định có chu kỳ triều tạo nên, thì thể hiện rất rõ rệt.

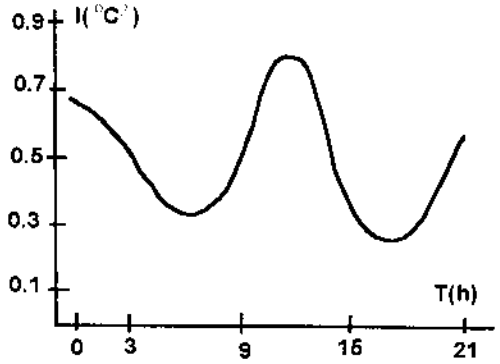
Kết quả nghiên cứu sự biến đổi theo thời gian của các đặc trưng thống kê cấu trúc nhỏ cho thấy vai trò quan trọng của dòng triều. Trong [11] đã tính profile của dòng triều cho hai giá trị tần số góc, lệch nhau một góc p, tức là lệch nửa chu kỳ ngày đêm của dòng triều (Hình 70b). Đặc điểm nổi bật trong phân bố thẳng đứng của tốc độ dòng triều là tồn tại cực đại và cực tiểu ở các tầng 170 và 378 m. Ở độ sâu 275 m là điểm nút; tại đây, tốc độ và hướng của dòng với chu kỳ triều không thay đổi.



Hình 69: Mật độ phân bố xác suất P(IDTI). 1- số liệu đo,
2- phân bố theo mô hình (Theo (7))



Hình 70: Phân bố thẳng đứng (1) và phương sai (2) của nhiệt độ theo số liệu đo ngày đêm (a), profile thành phần nằm ngang của dòng triều tính cho hai pha triều (b) (Theo(11))



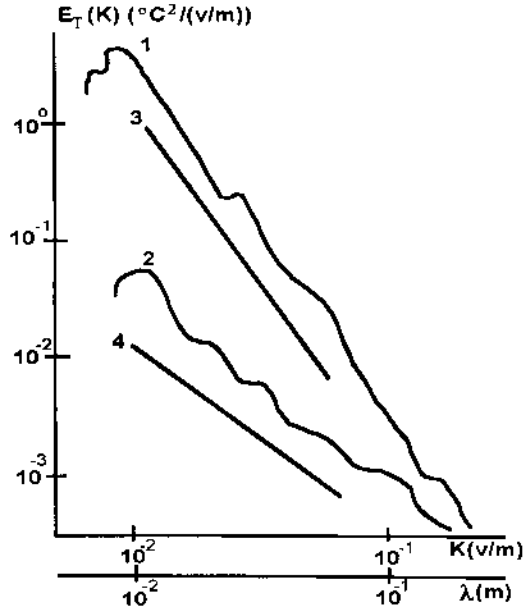
Hình 71: Biến đổi cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc (Theo (11))

3. Các quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ

Để xét đặc điểm dao động của cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc, có thể sử dụng đại lượng:

$$I = \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{D(Z)dZ}{Z_2 - Z_1} \qquad (22)$$

Qua sự biến đổi của đại lượng I có thể nhận định về các quá trình thành tạo cấu trúc; trên hình 71 là một ví dụ. Cường độ thành tạo và biến đổi của phân tầng cấu trúc nhỏ rõ ràng là có chu kỳ ngày đêm rất rõ rệt. Và quá trình này có nguồn gốc từ dòng triều. Như trên đã nhấn mạnh, trong thời gian ngày đêm cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ (đại lượng I) biến đổi phù hợp với chu kỳ dòng triều. Khi cường độ I nhỏ các hàm mật độ phổ nhiệt độ ET(K) có dạng gần như phổ của tạp âm trắng. Trong trường hợp này, thực tế không xảy ra hiện tượng đổi dạng cấu trúc thẳng đứng của trường đẳng hướng các đặc trưng thủy lý học, còn dạng của đồ thị phổ thì được giải thích bằng nhiễu đo đạc. Trong trường hợp này giá trị của hàm I là 0. Nhưng thường thì giá trị của hàm I nhỏ nhất là khoảng 0.1 (oC)2, và các giá trị ET(K) tương ứng có dạng như đường 2 trên hình 72. Độ dốc trong hệ trục Lôga có thể xấp xỉ bằng đường có hệ số góc tỉ lệ K-1/2 (đường 4, hình 72). Khi giá trị hàm I tăng thì độ dốc so với trục hoành của các hàm ET(K) cũng tăng. Đối với các giá trị I cực đại có thể có K-3/2 (đường 3). Cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc có thể được đánh giá bằng cách phân tích phân bố thẳng đứng của phương sai profile trung bình (Hình 70a, đường 2), tính theo số liệu đo [11]. Trên đường phân bố của phương sai thể hiện rõ hai vùng có giá trị cao.



Hình 72: Hàm mật độ phổ ET(K) (xem giải thích trong bài) (Theo [11])

Cực đại phương sai nằm ở độ sâu 180 và 370 m, gần trùng với các độ sâu (170 và 378 m) có biên độ dao động tốc độ dòng triều lớn nhất. Từ 240 đến 310 m phương sai của phân bố nhiệt độ trung bình $\overline{T(Z)}$ rất nhỏ và bao trùm điểm nút (ở độ sâu 275 m) của phân bố dòng triều. Các kết quả tính toán thông số A (công thức (21)) cho thấy trong lớp nước 50 -150 m thể hiện sự hoạt động mạnh của hiệu ứng động học sóng ngầm. Để tìm hiểu về nguyên nhân thành tạo cấu trúc nhỏ trong Biển Đông ta cũng có thể sử dụng phương pháp chẩn đoán [17]. Phương pháp này dựa trên cơ sở phân tích chọn lọc.

Những nội dung chính của phương pháp này là:

- Trường hợp tồn tại hiệu ứng động học của sóng ngầm, hay trường hợp xáo trộn nhiệt - muối theo phương thẳng đứng trong một lớp nước, thì:

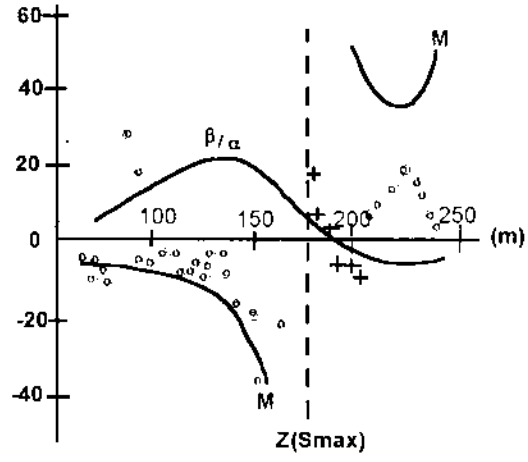
$$\frac{T'(Z)}{S'(Z)} = \frac{\left(\frac{\partial \overline{T}}{\partial Z}\right)_z}{\left(\frac{\partial \overline{S}}{\partial Z}\right)_z} = M(Z) \tag{22}$$

Ở đây, dấu gạch ngang phía trên chỉ phép làm trung bình trong một khoảng độ sâu nào đó quanh điểm xét.

- Trong trường hợp bình lưu đẳng mật độ, hay xáo trộn đẳng mật độ, thì:

$$\frac{T'(Z)}{S'(Z)} = \frac{\beta}{\alpha} \tag{23}$$

Kết quả nghiên cứu các hàm tương quan [7] đã cho thấy, hàm liên tương quan giữa T'(Z) và S'(Z) luôn luôn âm. Trong lớp nước từ bề mặt đến độ sâu có cực đại độ mặn, tương quan của gradient nhiệt độ và độ mặn trung bình luôn có dấu âm; điều này được thể hiện trên hình 12, có biểu thị các vế phải và vế trái của biểu thức (22) và (23), các điểm rời rạc là giá trị các đại lượng T'(Z)/S'(Z). Từ hình 73 có thể thấy, biểu thức (22) được thỏa mãn. Ta có thể nêu giả thuyết rằng, các dao động của nhiệt độ T'(Z) và độ mặn S'(Z) trong lớp nước này chủ yếu do sự vận chuyển nhiệt - muối theo phương thẳng đứng, hay sự dịch chuyển của các lớp nước theo phương thẳng đứng (tạo bởi hiệu ứng sóng ngầm) gây nên. Trong lớp nước từ độ sâu cực đại độ muối đến độ sâu trên 200 m, ta thấy, điều kiện của biểu thức (23) được thỏa mãn. Như vậy, ta có thể nêu giả thuyết rằng trong lớp nước này nguyên nhân thành tạo cấu trúc nhỏ là bình lưu đẳng mật độ hay xáo trộn đẳng mật độ. Trong lớp nước tiếp theo đến độ sâu 300 - 400 m (biên dưới của lớp hoạt động bề mặt Biển Đông [8]), các điểm biểu thị giá trị T'(Z)/S'(Z) nằm giữa hai đường M và b/a. Như vậy, quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ ở đây rất phức tạp, có thể là cả hai trường hợp biểu thị bằng các biểu thức (22) và (23) nêu trên.



Hình 73: Ví dụ của phương pháp chẩn đoán (trạm 09o22'N - 109o30'E)

Từ đặc điểm của các quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ vừa nêu, có thể chia lớp nước bề mặt (độ dày 300 - 400 m) của Biển Đông thành 4 lớp nhỏ:

- Lớp bề mặt (lớp tựa đồng nhất bề mặt).
- Lớp từ biên dưới lớp tựa đồng nhất bề mặt đến độ sâu có cực đại độ mặn.
- Lớp dưới độ sâu cực đại độ mặn.
- Lớp sát biên dưới của lớp hoạt động bề mặt biển.

Một lần nữa ta lại thấy một cách phân chia phù hợp với sự phân chia theo đặc điểm dao động của độ mặn và phù hợp với sự phân chia theo phân bố của độ mặn trong [3]. Rõ ràng, sự phân bố và đặc điểm dao động của độ mặn rất phức tạp và rất đặc trưng.

V. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

1. Kết luận

Từ những kết quả đo đạc và nghiên cứu cấu trúc nhỏ của nước Biển Đông

có thể nêu lên những kết luận chính sau:

+ Có sự khác biệt rõ rệt trong các dao động của nhiệt độ và độ mặn theo phương thẳng đứng (theo độ sâu). Kích thước thẳng đứng của dao động nhiệt độ thay đổi trong khoảng rất lớn. Đồng thời tồn tại mối liên hệ chặt chẽ giữa biên độ dao động và kích thước thẳng đứng của nó. Dao động của

độ mặn tập trung chủ yếu ở kích thước nhỏ (nhất là ở 10 -12 m). Như vậy, để nghiên cứu các dao động của độ mặn nên dùng các tham số lọc nhỏ.

+ Các dao động của nhiệt độ và độ mặn rất ít có mối tự liên quan theo độ sâu và các quá trình ngẫu nhiên T'(Z) và S'(Z) có thể coi là đồng nhất.

+ Trong các đặc trưng thống kê cấu trúc nhỏ thể hiện rõ rằng thành phần quyết định có chu kỳ triều; biểu thị sự hiện diện của hai mốt (mode - đỉnh) trong phân bố của hàm P(DT). Sự bất đối xứng có thể được giải thích bởi tác động đồng thời của một số thành phần quyết định của trường lực có chu kỳ khác nhau và góc lệch pha ngẫu nhiên của chúng. Sự tồn tại của thành phần quyết định trong các đặc trưng thống kê cấu trúc nhỏ mở ra khả năng thành lập phương pháp dự báo chúng, dựa trên các số liệu thực nghiệm và mô hình thống kê phân bố của hàm P(DT).

+ Trong dao động thẳng đứng của nhiệt độ và độ mặn (thể hiện rõ nhất là trong dao động của độ mặn) nổi bật nhất là dao động với kích thước 10 - 12 m. Các dao động với kích thước thẳng đứng nhỏ hơn 6 m không đáng kể (phổ của chúng giống phổ của tạp âm trắng và chắc chắn chỉ do sai số đo đạc tạo nên).

Trong dao động ngày đêm của cấu trúc nhỏ các trường thủy vật lý, hiện tượng triều đóng vai trò quan trọng. Cơ chế biến đổi của các trường đẳng hướng các đặc trưng thủy vật lý chưa được hiểu rõ. Song có thể cho rằng, nó liên lệ mật thiết với sự biến đổi của trường tốc độ dòng chảy dưới tác động của các lực tạo triều.

+ Dạng của các hàm mật độ phổ rất đa dạng. Độ dốc các đồ thị của chúng so với trục hoành liên hệ chặt chẽ với cường độ (đại lượng I) các quá trình thành tạo cấu trúc. Khi cường độ tăng thì độ dốc này cũng tăng.

Cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc có xu hướng gia tăng khi chuyển từ vùng sâu vào vùng nông. Dao động nhiệt - muối và cường độ các quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ vào mùa hè mạnh hơn vào mùa đông.

+ Theo đặc điểm dao động và đặc điểm các quá trình thành tạo cấu trúc nhỏ, có thể chia lớp bề mặt biển (từ mặt biển đến độ sâu khoảng 400 m) ra làm 4 lớp nhỏ, có các đặc trưng riêng. Khi nghiên cứu về cấu trúc và động lực cần đi sâu nghiên cứu từng lớp nước này.

2. Các vấn đề cần nghiên cứu tiếp

Tuy đã có một số thành quả trong vấn đề đo đạc và nghiên cứu cấu trúc nhỏ ở Biển Đông như đã trình bày ở trên, ta vẫn phải nói rằng đây mới chỉ là sự khởi đầu và cần có những đo đạc và nghiên cứu kỹ và sâu rộng hơn nữa. Còn một loạt các vấn đề chưa có kết luận khoa học cũng như thực tiễn chắc chắn. Đó là: phân

loại và phân vùng cấu trúc nhỏ, đặc điểm biến đổi theo không và thời gian, mối quan hệ của các đặc trưng cấu trúc nhỏ với các quá trình thủy nhiệt động lực (như: dòng chảy, thủy triều, sóng ngầm v.v.) trong Biển Đông, khả năng mô hình hoá và dự báo v.v.

Trong những năm 1999 - 2000 một số máy móc đo đạc hiện đại, có độ quán tính nhỏ và có thể cho phép thực hiện những phép đo phân tầng nhỏ, đã được áp dụng trong thực tế đo đạc, nghiên cứu biển Việt Nam. Ví dụ, máy CTD loại mới nhất (CTD ROSET chẳng hạn) cho phép đo phân tầng các đặc trưng thủy lý - hóa, môi trường; máy MAVS-2 cho phép đo dòng chảy ba chiều với độ phân giải không - thời gian rất cao. Đây là cơ sở kỹ thuật rất quan trọng tạo điều kiện cho các nhà nghiên cứu biển Việt Nam có thể tiếp tục thực hiện những đo đạc và nghiên cứu cấu trúc nhỏ nước Biển Đông. Cho đến nay, có thể nói đã có nhiều kết quả quan trọng về đo đạc và nghiên cứu trong những lĩnh vực của vật lý hải dương học Biển Đông, như dòng chảy, thủy triều, sóng, các đặc điểm thủy lý - hóa nước biển, có thể là nền tảng cho việc tiếp tục các nghiên cứu về phân tầng cấu trúc nhỏ. Nhưng có lẽ trong điều kiện hiện nay chỉ nên tập trung vào vùng tây Biển Đông.

PHẦN III
ĐỘNG LỰC BIỂN

I
TRƯỜNG SÓNG VÙNG BIỂN ĐÔNG

Trường sóng trên biển là một trong các yếu tố động lực biển quan trọng tác động lên tàu thuyền, các công trình và mọi hoạt động trên biển. Trường sóng vùng ven bờ cũng là nguyên nhân chính gây xói lở bờ biển, biến đổi đáy biển vùng ven bờ tác động đến các công trình bảo vệ bờ, công trình cảng và luồng ra vào cảng. Sóng và dòng chảy sóng còn là nhân tố tác động đến các quá trình lan truyền ô nhiễm vùng ven bờ. Nước ta nằm trong vùng tác động của bão và các loại gió mùa. Sóng trong gió mùa và bão là yếu tố hải văn cực kỳ nguy hiểm trên biển.

Tài liệu về trường sóng vùng biển Việt Nam này được biên soạn nhằm mục đích cung cấp những thông tin tổng quan về các nghiên cứu sóng biển tại Việt nam, các phương hướng, mô hình tính toán và dự báo sóng. Tài liệu cũng đưa ra các đặc điểm chế độ sóng trên vùng biển nước ta nhằm phục vụ cho các yêu câù khác nhau về tính toán trường sóng, đo đạc thực nghiệm phục vụ thiết kế các công trình trên biển và ven bờ, về quản lý và khai thác vùng ven bờ.

I. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

1. Trường sóng vùng biển khơi

Trong những năm gần đây, nhờ sự phát triển mạnh của các phương tiện đo đạc, đặc biệt là các máy và phao tự ghi sóng cùng các yếu tố khí tượng cho phép tiến hành đo đạc thường xuyên ngay cả trong các điều kiện gió mùa và bão. Đồng thời các phương tiện đo đạc từ xa, chụp ảnh và viễn thám được áp dụng trong đo đạc trường sóng trên biển đã bổ sung một nguồn số liệu về trường sóng quan trọng trong nghiên cứu sóng. Song song với việc phát triển các phương tiện đo đạc là phát triển các công cụ phương tiện tính toán hiện đại. Tình hình nghiên cứu sóng

trên thế giới đã được phát triển rất mạnh và tiến tới đáp ứng được phần lớn các yêu cầu cung cấp số liệu sóng đủ tin cậy phục vụ cho các mục tiêu khác nhau. Nếu như vào thời kỳ trước những năm 70 các phương pháp tính sóng đều dựa trên trên các toán đồ xây dựng trên cơ sở các tương quan thực nghiệm giữa các tham số sóng và yếu tố tạo sóng và các tính toán được tiến hành cho các điểm rời rạc thì hiện nay các tính toán, dự báo sóng nghiệp vụ hàng ngày đã đạt được trình độ mô phỏng được từng thành phần phổ sóng và tính cho toàn vùng biển với bước lưới đủ chi tiết phục vụ các mục tiêu khác nhau. Ngay trong bản thân các loại mô hình tính sóng dựa trên phương trình cân bằng năng lượng (CBNL) sóng dạng phổ cũng luôn được nâng cao, cập nhật với các đo đạc mới nhất. Vào những năm 1970 - 1980 các mô hình tính sóng theo phương trình CBNL sóng dạng phổ chủ yếu thuộc thế hệ I là loại phương trình dựa trên giả định các thành phần phổ sóng hoàn toàn độc lập với nhau trong khi lan truyền. Các mô hình tính sóng theo giả định này gọi là các mô hình phổ sóng truyền độc lập DP (Decoupled Propagation). Thí dụ về mô hình dự báo sóng điển hình thuộc loại này là mô hình MRI của Cục Khí tượng Nhật JMA [2]. Từ các năm 1980 xuất hiện mô hình tính sóng thế hệ II, có tính đến sự tương tác giữa các sóng trong khi lan truyền. Thuộc loại mô hình thế hệ II này có mô hình cặp ghép CH (Coupled Hybrid) và mô hình cặp tách biệt CD (Coupled Discret). Mô hình CH là loại mô hình tính sóng lừng và sóng gió riêng biệt trong đó sóng lừng được tính theo nguyên lý truyền độc lập DP. Mô hình cặp tách biệt là mô hình tính đến sự phân bố lại năng lượng sóng đồng thời cho tất cả các thành phần phổ sóng bao gồm cả sóng gió và sóng lừng dưới tác động của gió. Một thí dụ về loại mô hình thế hệ II là mô hình MRI-II (JMA) và mô hình GONO của cơ quan khí tượng Malaixia. Hiện nay trên thế giới đang sử dụng loại mô hình tính sóng thế hệ III cho phép tính được năng lượng phổ bằng cách tích phân trực tiếp phương trình CBNL sóng không phụ thuộc vào điều kiện các dạng cho trước của phổ cả ở vùng nước sâu và ven bờ (mô hình WAM , SWAN [8]). Các loại mô hình tính sóng thế hệ II và III mô phỏng khá tốt trường sóng trong bão, gió mùa. Các mô hình tính sóng được sử dụng trong nghiệp vụ dự báo sóng hàng ngày đồng thời cũng được sử dụng để khôi phục trường sóng theo các số liệu trường gió khôi phục và lập thành các bộ số liệu cho phép tính toán chế độ sóng vùng khơi và ven bờ. Hiện nay tại Mỹ các số liệu sóng như trên ở dạng các tham số sóng gồm độ cao, chu kỳ, hướng sóng, cho hệ sóng gió và sóng lừng ứng với từng Obs và theo thời gian yêu cầu (10-20 năm) được cung cấp cho tất cả các điểm vùng nước sâu dọc theo bờ biển theo hai nguồn số liệu [6]:

+ Số liệu khôi phục của hệ thống tư liệu ven bờ (CEDRS),
+ Số liệu khôi phục của hệ thống phân tích trạng thái mặt biển (SEAS).

2. Trường sóng vùng ven bờ

Trước những năm 70 các tính toán sóng ven bờ thường được thực hiện theo phương pháp thủ công dựa vào các toán đồ khúc xạ, hệ số biến dạng vv. G.M.

Griswold là một trong những người đầu tiên sử dụng máy tính để lập các bản đồ tia sóng khúc xạ thông qua việc giải phương trình vi phân tia sóng. Hiện nay phần lớn các tính toán lan truyền sóng từ vùng nước sâu vào khu vực ven bờ đều dựa trên việc giải số trị phương trình lan truyền sóng trên vùng biển ven bờ có độ dốc thoải của Berkhof 1972 [7] có tính đến hiệu ứng nhiễu xạ giữa bản thân các sóng tại vùng ven bờ. Mô hình lan truyền sóng vùng ven bờ RCPWAVE dựa theo phương trình trên của Trung Tâm Công nghệ Ven bờ thuộc Hải quân Mỹ (CERC) là một mô hình được sử dụng rộng rãi để mô phỏng trường sóng ven bờ trong các tính toán phục vụ xây dựng các công trình ven biển và bảo vệ bờ biển.

Mô hình SWAN thuộc thế hệ III của Viện Thủy lực Hà Lan được sử dụng để tính toán sóng vùng khơi và lan truyền các thành phần phổ sóng vào vùng ven bờ.

3. Tình hình nghiên cứu sóng ở Việt Nam

1. Thời kỳ trước năm 1975

Thời gian này nước ta đang có chiến tranh, đội ngũ cán bộ điều tra nghiên

cứu biển của chúng ta còn quá ít, trang thiết bị đo đạc các yếu tố sóng hầu như không có. ở một số trạm KTTV ven bờ như Hòn Dấu, Hòn Ngư có tiến hành các quan trắc sóng bằng máy ngắm sóng Ivannov, còn việc điều tra đo đạc các yếu tố sóng vùng nước sâu hầu như bị bỏ trống. Một số các công trình nghiên cứu do các tác giả nước ngoài và trong nước về chế độ sóng đều ở dạng các tính toán thủ công theo phương pháp thống kê chế độ [1], [2].

2. Thời kỳ từ năm 1975 đến nay

Đây là thời kỳ phát triển mạnh nhất của khoa học công nghệ biển nước ta

nói chung và nghiên cứu sóng nói riêng. Nghiên cứu sóng được phát triển trong cả hai phương diện: đo đạc, điều tra khảo sát cơ bản trường sóng vùng nước sâu ven bờ và các phương pháp tính toán, dự báo. Các chương trình điều tra nghiên cứu biển, chương trình biển trọng điểm cấp nhà nước và chương trình khoa học công nghệ biển cấp nhà nước là các nguồn động lực quan trọng trong việc cung cấp kinh phí, tập hợp các nhà nghiên cứu trong nghiên cứu sóng. Năm 1981 đã bắt đầu các thử nghiệm tính toán số trị trường sóng vùng khơi Biển Đông theo phương pháp Abuziarov [2]. Năm 1989 đã tiến hành xây dựng phương pháp dự báo số trị trường sóng vùng biển Đông bằng phương pháp giải phương trình CBNL sóng dạng phổ trong đó đã sử dụng phương trình CBNL sóng với các thành phần phổ sóng tách biệt để tính toán và dự báo sóng trong bão [2]. Tính sóng trong bão và gió mùa đã được đề cập đến trong nhiều chương trình nghiên cứu biển như chương trình 48B, chương trình biển KT03 [2], chương trình khoa học công nghệ biển KHCN06 [5]. Tính sóng vùng ven bờ cũng được chú ý phát triển cùng với các yêu cầu về thiết kế các công trình ven biển, bảo vệ bờ biển chống sạt lở, xói lở bờ, bảo vệ các công trình tuyến kênh hàng hải ra vào cảng chống sa bồi và quản lý khai thác vùng bờ biển nước ta. Về các phương tiện máy và thiết bị đo đạc trường sóng cũng được phát triển rất mạnh trong thời gian từ năm 1975 tới

nay. Trước năm 1980 đã sử dụng các loại máy tự ghi sóng ven bờ - sóng ký dây và máy tự ghi sóng vùng nước sâu - GM16 của Liên Xô thời đó. Từ 1980 tới nay, nhờ các dự án do nước ngoài tài trợ, các nguồn kinh phí của các chương trình điều tra nghiên cứu biển và kinh phí đầu tư chiều sâu tại một số các cơ quan nghiên cứu biển nước ta đã được trang bị các loại máy tự ghi sóng của Anh, phao đo sóng của Hà Lan, Na Uy, máy tự ghi sóng của Mỹ, Nhật vv.. Tuy nhiên đại đa số các số liệu đo đạc được là các số liệu khảo sát trong thời gian ngắn không hoàn toàn đặc trưng cho đặc điểm khốc liệt về trường sóng ở vùng biển nước ta, đó là trường sóng trong bão và gió mùa, trừ cố gắng của Tổng cục KTTV bố trí các trạm phao cố định đo sóng định kỳ dọc bờ biển nước ta nhờ dự án trạm phao theo dõi trên biển do Na Uy tài trợ nhưng không đạt kết quả do các trạm phao bị ngư dân phá huỷ. Đây có lẽ là một vấn đề tồn tại trong nghiên cứu sóng hiện nay cần được khắc phục.

II. CÁC PHƯƠNG PHÁP, MÔ HÌNH TÍNH TOÁN TRƯỜNG SÓNG VÙNG KHƠI, VEN BỜ TRONG CÁC ĐIỀU KIỆN THỜI TIẾT KHÁC NHAU

Trong nội dung của Mục I đã đưa ra các đánh giá tổng quan về tình hình nghiên cứu sóng trên thế giới và nước ta trong thời gian qua trong đó nổi bật là thời kỳ các năm 1980 đến nay đã áp dụng các phương pháp tính toán trường sóng vùng khơi và ven bờ hiện đại để phục vụ thực tế trên các vùng biển khơi và ven bờ nước ta. Trong nội dung Mục này sẽ đề cập chi tiết một số các phương pháp tính toán trường sóng hiện đang được áp dụng để tính toán trường sóng trong các điều kiện thời tiết khác nhau trên vùng biển Việt nam;

1. Phương pháp tính sóng vùng khơi

1.1. Tính sóng vùng biển sâu tại khu vực vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan

Phương pháp SMB[5] là phương pháp tính sóng đơn giản dựa trên cơ sở thống kê quan hệ giữa các yếu tố tạo sóng như tốc độ gió, đà sóng, thời gian gió thổi, độ sâu khu vực tính vv.. với các yếu tố sóng gồm độ cao, chu kỳ sóng. Phương pháp SMB cũng được sử dụng tính sóng cho vùng ven bờ khi độ dốc nhỏ hơn 0.001 vì trong trường hợp này không thể sử dụng phương pháp tính lan truyền sóng.

Độ cao hữu hiệu và chu kỳ sóng được xác định theo:

$$\frac{gH}{U_A^2} = 0.283\tanh\left[0.530\left(\frac{gd}{U_A^2}\right)^{3/4}\right]\tanh\left\{\frac{0.00565\left(\frac{gF}{U_A^2}\right)^{1/2}}{\tanh\left[0.530\left(\frac{gd}{U_A^2}\right)^{3/4}\right]}\right\} \qquad (1)$$

$$\frac{gF}{U_A} = 7.54\tanh\left[0.833\left(\frac{gd}{U_A^2}\right)^{3/8}\right]\tanh\left\{\frac{0.0379\left(\frac{gF}{U_A^2}\right)^{1/3}}{\tanh\left[0.833\left(\frac{gd}{U_A^2}\right)^{3/8}\right]}\right\} \quad (2)$$

Với: H độ cao sóng hữu hiệu [m],

g gia tốc trọng trường,

U tốc độ kéo của gió trên mặt nước [m/s],

d độ sâu của điểm tính sóng (khi tính cho sóng vùng nước sâu d≈100m),

F đà sóng [m],

T chu kỳ sóng [s].

Tốc độ kéo của gió trên mặt nước được tính theo [6]:

$$U_a = 0.71U^{1.23} \quad (3)$$

Với: U tốc độ gió đo tại 10m trên mặt biển [m/s]

Tại các trạm có độ cao đo gió khác với 10m sẽ sử dụng phân bố gió tầng sát mặt biển theo quy luật logarit để chuyển về tầng 10 mét:

$$U(10) = U(Z)(10/Z)^{1/7} \quad (4)$$

Đà sóng được tính theo phương pháp 7 tia với bước hướng là 22.5 độ.

Phương pháp SMB được sử dụng để tính sóng cho các khu vực vùng biển hẹp bị giới hạn về đà sóng như vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan trong các điều kiện thời tiết bình thường, không có bão.

1.2. Tính sóng vùng biển sâu tại khu vực Biển Đông khi không có bão

Đối với vùng Biển Đông trong mọi điều kiện thời tiết khác nhau trừ trường hợp có bão đã sử dụng phương pháp giải phương trình cân bằng năng lượng phổ sóng dạng tham số để tính sóng vùng nước sâu.

Cơ sở lý thuyết:

Phương trình cân bằng năng lượng các thành phần phổ sóng viết dưới dạng tham số [2]:

$$\frac{\partial a_i}{\partial t} + P_{ij}k\frac{\partial a_j}{\partial x_k} = \hat{G}_i \quad (5)$$

Với: - a_i (x,y,t) tham số sóng độc lập, tuyến tính,

- $P_{ij}k$ hàm truyền ứng với các tham số sóng,

- $\hat{G}_i$ hàm nguồn đối với tham số a_i

Tham số sóng độc lập tại phương trình 1 được tính là tần số ứng với đỉnh phổ (ω_m), phương sai (m) và hướng sóng θ.

Hàm phổ mật độ được lấy theo phổ mật độ của Davidan [3].

Liên hệ giữa tần số đỉnh phổ và phương sai có dạng:

$$\omega_m = 0.11\left(\frac{m_0 g^2}{U^4}\right)\frac{g}{U} \tag{6}$$

Với: - U tốc độ gió [m/s]

Dựa vào phương trình 6, phương trình 5 được giải cho hai tham số còn lại là m và θ. Các dạng cụ thể của hàm nguồn và hàm truyền bao gồm:

- Hàm nguồn:

$$G_m = 3.42.10^5\left\{\frac{\omega_m U}{g}\left|\cos\left(\overline{\theta}-\theta_u\right)\right|\right\}^{1.509}\omega_m m\cos\left(\overline{\omega}-\theta_u\right) \tag{7}$$

$$G_\theta = 1.21.10^{-5}\left\{\frac{\omega_m U}{g}\left|\cos\left(\overline{\theta}-\theta_u\right)\right|\right\}^{1.509}\omega_m m\sin\left(\overline{\omega}-\theta_u\right) \tag{8}$$

Với - θ_u hướng gió.

- Hàm truyền:

$$P_{mjx} = 0.559\frac{g}{\omega_m}\cos\overline{\theta} \quad ; \quad P_{mjy} = 0.559\frac{g}{\omega_m}\sin\overline{\theta} \tag{9}$$

$$P_{\theta jx} = 0.447\frac{g}{\omega_m}\cos\overline{\theta} \quad ; \quad P_{\theta jy} = 0.447\frac{g}{\omega_m}\sin\overline{\theta} \tag{10}$$

Phương trình CBNL các thành phần phổ sóng dạng tham số (5) với các giá trị của hàm nguồn (7), (8) và hàm truyền (9), (10) có dạng:

$$\begin{aligned}&\frac{\partial m}{\partial t} + 0.559\frac{g}{\omega_m}\cos\overline{\theta}\frac{\partial m}{\partial x} + 0.559\frac{g}{\omega_m}\sin\overline{\omega}\frac{\partial m}{\partial y}\\ &= 3.42.10^{-5}\left\{\frac{\omega_m U}{g}\cos\left(\overline{\theta}-\theta_u\right)\right\}^{1.509}\omega_m m\cos\left(\overline{\theta}-\theta_u\right)\end{aligned} \tag{11}$$

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}+0.447\frac{g}{\omega_m}\cos\bar{\theta}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial x}+0.447\frac{g}{\omega_m}\sin\bar{\omega}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial y}$$
$$=1.21.10^{-5}\left\{\frac{\omega_m U}{g}\cos\left(\bar{\theta}-\theta_u\right)\right\}^{1.509}\omega_m m\sin\left(\bar{\theta}-\theta_u\right) \quad (12)$$

Các yếu tố sóng được tính theo:

$$\bar{h}=\sqrt{2\pi m} \qquad \bar{\tau}=\frac{2\pi}{\omega_m} \quad (13)$$

Như vậy mô hình tính sóng vùng khơi theo phương pháp phổ được thực hiện bằng cách giải phương trình (11) đối với phương sai m(x,y,t) và phương trình (12) đối với hướng truyền sóng θ(x,y,t). Sau khi có phương sai ta có thể xác định được độ cao sóng trung bình và chu kỳ sóng ứng với đỉnh phổ theo (13).

- Điều kiện biên với toàn Biển Đông được coi là một vùng biển kín, tại các điểm ven bờ sóng bị phá huỷ hoàn toàn không có thành phần sóng phản xạ ngược lại vào vùng tính.
- Điều kiện ban đầu có thể cho toàn vùng biển Đông có sóng rất nhỏ để có được giá trị tần số sóng ứng với đỉnh phổ khác không.

$$m_{ij}^0=0.02m^2$$
$$\omega_{ij}^0=1.89rad/s \quad (14)$$
$$\theta_{ij}^0=\theta_u^0$$

Các tính toán trên đây ứng với trường hợp sóng gió, trong trường hợp sóng lừng không thể sử dụng phương trình CBNL các thành phần phổ sóng dạng tham số mà cần phải giải phương trình CBNL sóng cho từng thành phần phổ tách biệt.

$$\frac{\partial S}{\partial t}+\frac{g}{2\omega}\cos\theta\frac{\partial S}{\partial x}+\frac{g}{2\omega}\sin\theta\frac{\partial S}{\partial y}=0 \quad (15)$$

Phương trình (15) là dạng đặc biệt của phương trình CBNL sóng dạng phổ khi không có hàm nguồn ở vế phải của (15) biểu thị cơ chế phát triển của sóng khi không có năng lượng của gió truyền cho.

Như vậy mô hình tính sóng được sử dụng để tính trường sóng vùng biển khơi biển Đông là mô hình tính ghép: tính sóng gió và sóng lừng riêng rẽ sau đó sẽ tính sóng tổng cộng.

- *Chỉ tiêu xuất hiện sóng lừng:*
  - + Hướng gió thay đổi so với hướng sóng quá 90^0:

$$\left|\overline{\theta_u} - \overline{\theta}\right| > \frac{\pi}{2} \tag{16}$$

– Tốc độ gió giảm:

$$\frac{\omega_m \left| u\cos\left(\overline{\theta_u} - \overline{\theta}\right)\right|}{g} < 0.8 \tag{17}$$

- *Tính sóng tổng cộng:*

$$\overline{h_{TC}} = \sqrt{\overline{h_g}^2 + \overline{h_L}^2} \tag{18}$$

$$\begin{aligned} \overline{\tau_{TC}} &= \overline{\tau_{s.g}} \quad \text{khi} \quad \overline{h_{s.g}} \geq \overline{h}_{s.L} \\ \overline{\tau_{TC}} &= \overline{\tau_{s.L}} \quad \text{khi} \quad \overline{h_{s.g}} < \overline{h}_{s.L} \end{aligned} \tag{19}$$

$$\begin{aligned} \overline{\theta_{TC}} &= \overline{\theta_{s.g}} \quad \text{khi} \quad \overline{h_{s.g}} \geq \overline{h}_{s.L} \\ \overline{\theta_{TC}} &= \overline{\theta_{s.L}} \quad \text{khi} \quad \overline{h_{s.g}} < \overline{h}_{s.L} \end{aligned} \tag{20}$$

Điều kiện ổn định để giải hệ phương trình (11), (12):

$$\Delta T < \frac{0.25\min\left[\Delta x, \Delta y\right]}{\max\left[U\right]} \tag{21}$$

Với: Δx, Δy tính bằng [km], U tính bằng [m/s] và ΔT tính bằng [giờ].

1.3. Tính sóng trong bão vùng biển sâu tại khu vực vịnh Bắc Bộ và Biển Đông

Tính sóng trong bão tại các khu vực vịnh Bắc Bộ và Biển Đông cần thiết phải sử dụng phương pháp giải phương trình CBNL phổ sóng cho từng thành phần phổ tách biệt có tính đến quá trình trao đổi năng lượng của các thành phần phổ sóng trong khi lan truyền (loại phương pháp tính sóng thế hệ II) do phương pháp phổ tham số không mô phỏng được chính xác các tham số sóng trong điều kiện trường gió thay đổi mạnh theo không gian và thời gian như đối với bão.

Phương trình CBNL sóng dạng phổ đối với các thành phần phổ sóng có dạng:

$$\frac{\partial S}{\partial t} + C_g(f)\nabla S = G \tag{22}$$

Với : S – Phổ năng lượng của sóng phụ thuộc vào x, y, t, f, θ

C_g- vận tốc nhóm sóng

Hàm nguồn G có dạng :

$$G = (\alpha + \beta S)(1 - \mu) + \Gamma - \tau S \tag{23}$$

Với:

$$\alpha = \frac{4\pi^2 k\omega}{\rho_w^2 g^3}\frac{1{,}23}{\pi^2\omega^2}U^6\left(\frac{m_1}{m_1^2 + k^2\sin^2\theta}\right) \tag{24}$$

$$m_1 = 0{,}52\left(\frac{\omega}{U}\right)^{0.95}$$

$$m_2 = 0{,}33\left(\frac{\omega}{U}\right)^{1.28}$$

$$\beta = \frac{5\rho_a f}{\rho_w}\left(\frac{2\omega U\cos\theta}{g} - 0.9\right)$$

$$\mu = \frac{S^2}{S_r^2}$$

$$G = \frac{4.4\ 10^8 E^3 f^8}{g^4}\cos(\theta - \theta_0)\left(\frac{f - 0.42 f_0}{f}\right)\exp\left[-4.0\left(1 - \frac{f_0}{f}\right)^2 + 0.1\left(\frac{f_0}{f}\right)^2\right]$$

Khi $f > 0{,}42 f_o$ và $|\theta - \theta_o| < \frac{\pi}{2}$

$$\tau = \frac{7.5.10^7 E^2 f_o^7}{g^4 f}(1 + 16[Cos(\theta - \theta_o)])(f - 0.53 f_o)^3$$

khi $f > 0{,}53 f_o$

Trong các trường hợp khác:

$$\Gamma = \tau = 0$$

Trong đó: k số sóng

U Tốc độ gió,

ρ_a mật độ không khí,

ρ_W mật độ nước,

ω và f là tần số sóng,

θ là góc giữa hương gió và hướng sóng,

θo hướng gió.

Các tham số sóng được tính theo:

$$E = \iint 2\pi S df d\theta, \tag{25}$$

$$f_O = \frac{1}{E} \iint 2\pi S f df d\theta,$$

$$\theta_O = \frac{1}{E} \iint 2\pi S \theta df d\theta,$$

$$H_S = 2.83[\iint S df d\theta]^{1/2}$$

Với: E năng lượng sóng,

f_O tần số sóng: $f = \omega/2\pi$.

θ_O hướng sóng

H_S độ cao sóng hữu hiệu

Các hệ số α và β trong (23) biểu thị cơ chế truyền năng lượng của sóng cho gió theo cơ chế của Phillps và Miles [2], các tham số Γ và τ biểu thị quá trình trao đổi năng lượng tương tác phi tuyến giữa các thành phần phổ. Hàm μ tính đến tỷ số giữa năng lượng sóng tại trạng thái phát triển hoàn toàn và hiện trạng năng lượng sóng.

2. Tính lan truyền sóng từ vùng nước sâu vào khu vực nghiên cứu

Sử dụng mô hình khúc xạ và biến dạng trong các trường hợp địa hình khu vực nghiên cứu không phức tạp (trường hợp này các đường đẳng sâu được coi là luôn song song với đường bờ.

Hệ số khúc xạ và biến dạng sóng trong trường hợp này có dạng [5]:

$$K_r = \left(\frac{\cos\alpha_0}{\cos\alpha}\right)^{1/2} \tag{26}$$

$$K_d = \left(\left(\frac{1}{2}\right)\left(\frac{1}{n}\right)\left(\frac{C_0}{C}\right)\right)^{1/2} \tag{27}$$

Với: α_0 góc giữa frong sóng và đường đẳng sâu tại vùng nước sâu,

góc giữa frong sóng và đường đẳng sâu tại khu vực tính,

C_0 tốc độ pha của sóng tại vùng nước sâu,

C tốc độ pha của sóng tại khu vực tính,

n tỷ số giữa tốc độ pha và tốc độ nhóm của sóng.

$$n = \frac{1}{2}\left(1 + \frac{2kd}{\sinh 2kd}\right) \tag{28}$$

Độ cao sóng tại khu vực nghiên cứu sẽ được tính theo hai hệ số trên:

$$H = K_n K_r \tag{29}$$

Với các khu vực xây dựng công trình, cầu cảng, đê kè cũng cần thiết tính toán các bản đồ tia sóng khúc xạ trên cơ sở giả phương trình vi phân tia sóng.

Trong trường hợp khu vực tính có địa hình đáy phức tạp (khu vực gần công trình đê kè, gần các cửa biển vv.) sẽ sử dụng phương pháp tính toán lan truyền sóng theo phương trình Milk Slope của Berkhof [7] có dạng:

$$\frac{1}{a}\{\nabla^2 a + \frac{1}{CCg}[\nabla a \nabla(CCg)]\} + k^2 - |\nabla s|^2 = 0 \tag{30}$$

$$\nabla(a^2 CC_g \nabla s) = 0 \tag{31}$$

$$\frac{\partial}{\partial x}(a^2 CC|\nabla s|\cos\theta) + \frac{\partial}{\partial y}(a^2 CCg|\nabla s|\sin\theta) = D \tag{32}$$

Với $D = -\nu\{a^2 CCg|\nabla s| - [(g/2\sigma)^2\gamma^2 h^2 CCg|\nabla s|]\}/h$ (33)

Ngoài vùng sóng đổ giá trị D sẽ bị triệt tiêu.

υ - Hệ số hao tán năng lượng sóng

γ - Hệ số tỷ lệ

và:

x và y - các trục toạ độ hai chiều ngang

k(x,y) - số sóng

c(x,y) - gia tốc sóng (c=σ/k)

$\sigma = 2\pi/T$ - tần số góc của sóng

T - chu kỳ sóng (được coi là không đổi)

Cg(x,y) - vận tốc nhóm ($Cg(x,y) = \partial\sigma/\partial k$)

a(x,y) - hàm biên độ sóng $a(x,y) = gH(x,y)/2\sigma$)

g - gia tốc trọng trường

H(x,y) - chiều cao sóng

s(x,y) - hàm pha sóng

h(x,y) - độ sâu của nước

θ(x,y) - góc hướng sóng

∇ - toán tử gradient hai chiều ngang

Các phương trình này dùng để xác định a , $|\nabla s|$ và θ bằng sơ đồ số.

Mô hình tính sóng vùng ven bờ sử dụng các công thức (9)-(16) được lập tại Trung tâm Công nghệ Ven Bờ thuộc Hải quân Mỹ [7] được gọi là mô hình RCPWAVE.

3. Tính đồng thời sóng vùng khơi và lan truyền sóng từ vùng nước sâu vào khu vực nghiên cứu

Tại hai mục II.1 và II.2 đã đưa ra hai loại phương pháp tính sóng. Đầu tiên tiến hành tính sóng vùng khơi, nước sâu sau đó sử dụng phương pháp tính lan truyền sóng để tính sóng truyền vào khu vực ven bờ. Về thực chất hai mục trên phải được kết hợp với nhau để có được các tham số sóng vùng ven bờ là khu vực cần có các số liệu tính toán trường sóng. Trên thực tế việc kết hợp hai mô hình trên thường gặp nhiều khó khăn do sự khác biệt về bản chất trường sóng trong mỗi loại mô hình. Mô hình RCPWAVE chỉ có thể tính cho từng sóng đại diện riêng biệt, trong khi đó mô hình tính sóng vùng nước sâu lại cho các kết quả là tập hợp các sóng đơn với các tần số và hướng truyền khác nhau. Mô hình lan truyền sóng cũng giả định là toàn bộ trường sóng vùng nước sâu (biên ngoài của vùng tính) là một sóng đơn do vậy hạn chế rất nhiều về khả năng mở rộng vùng tính toán. Ngoài ra một yếu điểm lớn nhất của mô hình truyền sóng ven bờ là bỏ qua quá trình trao đổi năng lượng với gió trong khi truyền. Trong nhiều trường hợp, đặc biệt là trường gió mạnh trong bão hoặc gió mùa nguồn năng lượng mà sóng nhận được trong khi truyền từ vùng nước sâu vào vùng ven bờ sẽ đóng vai trò đáng kể.

Vào cuối những năm 1980, nhờ các công trình nghiên cứu của Hasselmann [8] và nhóm SWAMP, WAMDI và vào những năm 1990 của các nhà khoa học tại Viện Thủy lực Hà Lan, đã xây dựng được các mô hình tính sóng tổng hợp từ vùng nước sâu vào vùng ven bờ với các hiệu ứng phức tạp của trường sóng vùng ven bờ.

Mô hình SWAN được coi là mô hình mới nhất hiện nay thuộc dạng trên.

Với S là mật độ phổ sóng hai chiều: S (f,θ, x,y,t) ta có:

$$\frac{\partial}{\partial t}S+\frac{\partial}{\partial x}C_x S+\frac{\partial}{\partial y}C_y S+\frac{\partial}{\partial \sigma}C_\sigma S+\frac{\partial}{\partial \theta}C_\theta S=\frac{G}{\sigma} \qquad (34)$$

Với: C_x, C_y Tốc độ truyền năng lượng sóng theo các trục tương ứng,

Tần số góc sóng,

f Tần số sóng,

Hướng sóng,

C_σ, C_θ Tốc độ lan truyền theo các tần số góc và hướng sóng phụ thuộc vào độ sâu vùng ven bờ,

G Hàm nguồn biểu thị năng lượng truyền từ gió cho sóng, năng lượng tiêu hao trong khi truyền và năng lượng tương tác phi tuyến giữa các sóng trong khi truyền.

Sự khác nhau giữa phương trình (34) với phương trình cân bằng năng lượng phổ sóng vùng nước sâu (22) là ở chỗ các thành phần khúc xạ sóng và quá trình tiêu hao năng lượng sóng trong hàm nguồn.

Hàm nguồn G tính đến các quá trình tiêu hao năng lượng sóng sau:

+ Quá trình sóng đổ dạng tung bọt trắng trên đỉnh sóng,
+ Quá trình tiêu hao năng lượng sóng do ma sát đáy,
+ Quá trình sóng đổ do độ sâu giảm khi truyền vào vùng ven bờ.

Ngoài ra SWAN còn cho phép tính được khúc xạ và phản xạ sóng do dòng chảy, truyền sóng qua các vật cản chìm dưới nước vv.

Hàm nguồn G cũng tính đến tất cả các hiệu ứng giữa gió và sóng, sóng và sóng như đã nêu trong mô hình tính sóng trong bão, ngoài ra đây là mô hình tính sóng thế hệ III nên khả năng áp dụng vào tính toán trường sóng vùng khơi và ven bờ nước ta trong bão sẽ nâng cao được độ chính xác của các tham số sóng cực đại, đặc biệt là ở vùng ven bờ phục vụ cho nhu cầu thực tế.

III. CÁC KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

1. Trường sóng vùng biển Đông trong các tháng đặc trưng

Để có được trường sóng vùng Biển Đông theo các tháng và trung bình năm đã tiến hành đồng thời thu thập số liệu sóng từ bản đồ Obship do các tầu biển phát báo trong thời gian 20 năm và tính toán theo phương pháp phổ tham số (xem chương I, II) dựa trên các số liệu trường gió tính toán theo các hình thế sinop nhận được từ phương pháp nhận dạng trong thời gian 10 năm[3]. Kết quả phân tích nguồn số liệu đầu cho thấy các số liệu sóng thu thập theo Obship rất tản mạn và đặc biệt trong các điều kiện thời tiết xấu và trong bão hầu như không có số liệu. Ngoài ra ở hai khu vực vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan có rất ít số liệu. Do vậy ở đây đưa ra các kết quả tính toán trường sóng theo phương pháp phổ tham số dựa trên trường gió trong các hình thế sinop. Trên hình 74 đưa ra lưới tính sóng theo hình thế sinop và sóng trong bão cho vùng biển Đông. Trường sóng vùng vịnh Bắc Bộ được tính với bước lưới 1 x 1 kinh vĩ, còn lại các vùng khác trên biển Đông tính cho 2 x 2 độ kinh vĩ. Bảng 57 đưa ra kết quả thống kê các hình thế sinop theo các tháng trong năm.

Bảng 57. Các hình thế sinop vùng biển Đông theo các tháng (3)

Tháng	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Các hình thế sinop	01A1	02A1	03A1	04A1	05A1	06A1	07A1	08A1	09A1	10A1	11A1	12A1
	01A2	02A2	03A2	04A2	05A2	06A2	07A2	08A2	09A2	10A2	11A2	12A2
	01A3	02A3	03A3	04A3	05A3	06A3	07A3	08A3	09A3	0103	11A3	12A3
			03A4	04A4	05A4	06A4		08A4	09A4	10A4	11A4	

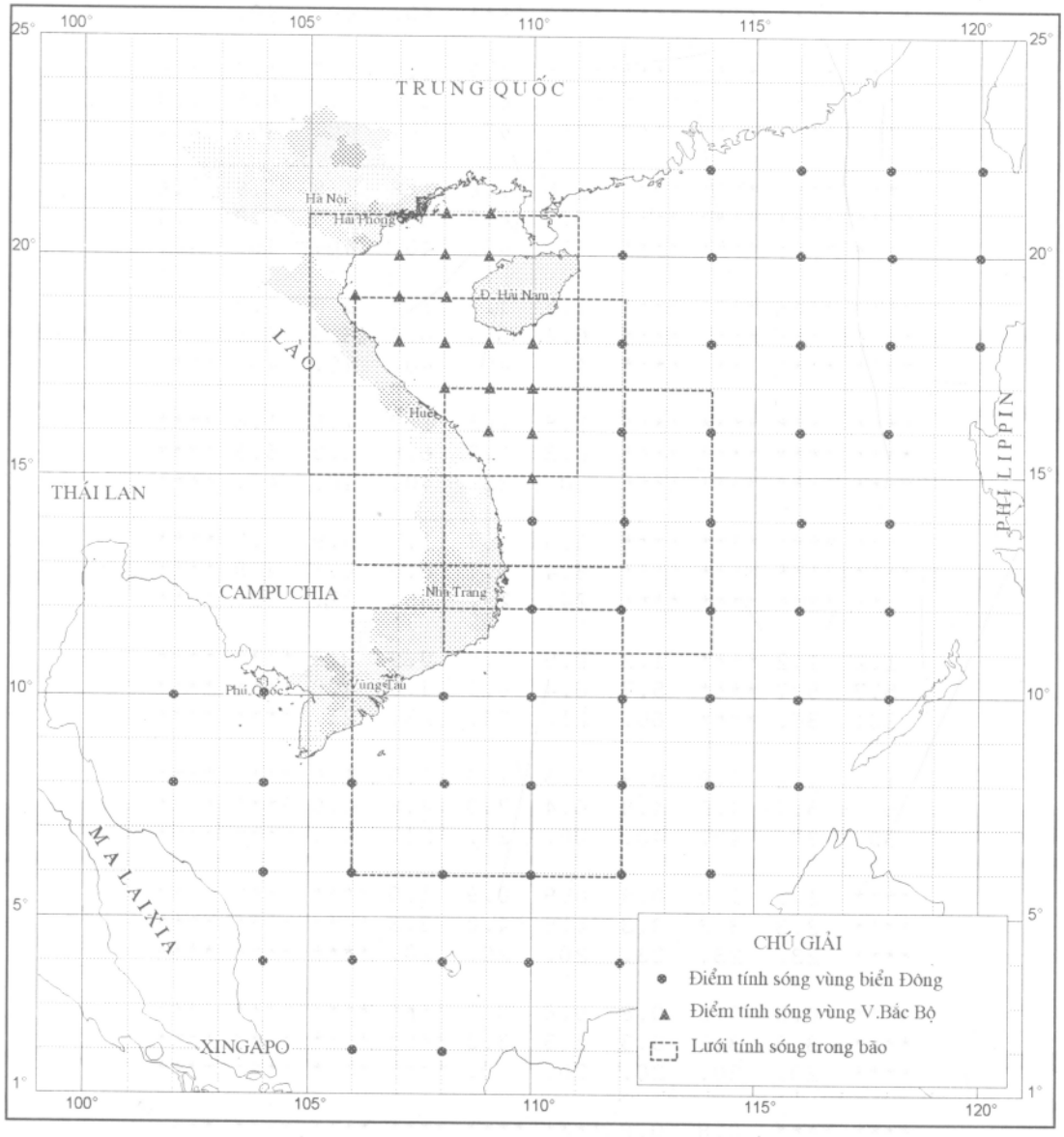
Các hình sinop bảng 57 được xắp xếp trên theo thứ tự ưu tiên về tần suất xuất hiện. Hình 75 - 78 đưa ra các bản đồ trường sóng theo hai hình thế đầu cho với 4 tháng đặc trưng là tháng I, IV , VII và tháng X.

2. Trường sóng vùng ven bờ biển Việt Nam

Để đưa ra các số liệu về chế độ sóng vùng ven bờ đã sử dụng các số liệu độ cao sóng thực đo tại các trạm ven bờ dọc bờ biển nước ta gồm 12 trạm. Bảng58 đưa ra các kết quả thống kê độ cao, chu kỳ sóng và tốc độ gió trung bình theo 4 thời kỳ trong năm và trung bình năm cho các trạm hải văn ven bờ biển và hải đảo nước ta. Cần thiết nhấn mạnh rằng do đặc điểm trường sóng vùng ven bờ thay đổi rất mạnh theo địa hình đáy biển và đường bờ nên các số liệu trên hoàn toàn mang tính địa phương tại vị trí đặt phao ngắm sóng tại các trạm hải văn.

Bảng 58: Độ cao sóng trung bình $\overline{H}$ (m), chu kỳ sóng trung bình $\overline{\tau}$ (s) và tốc độ gió $\overline{V}$ (m/s) tại các trạm hải văn ven bờ

Trạm Hải văn	Tháng trong năm														
	X – I			II – IV			III – VII			VIII – X			Năm		
	$\overline{H}$	$\overline{\tau}$	$\overline{V}$	$\overline{H}$	$\overline{\tau}$	$\overline{V}$	$\overline{H}$	$\overline{\tau}$	$\overline{V}$	$\overline{H}$	$\overline{\tau}$	$\overline{V}$	$\overline{H}$	$\overline{\tau}$	$\overline{V}$
Cô Tô	0.4	3.0	4.8	0.3	3.2	3.7	0.5	3.5	4.3	0.5	3.5	4.5	0.7	4.0	6.0
Hồng Gai	0.1	1.5	3.0	0.1	1.5	2.2	0.1	1.5	3.2	0.1	1.5	3.2	0.1	1.5	3.0
Hòn Dáu	0.5	3.5	5.0	0.5	3.5	4.5	0.6	3.8	6.0	0.6	3.8	6.0	0.6	3.8	6.0
Bạch L. Vĩ	0.6	3.7	6.5	0.5	3.5	5.5	0.6	3.7	6.5	0.5	3.6	7.0	0.7	3.8	7.0
Văn Lý	0.4	3.0	3.5	0.4	3.0	3.5	0.5	3.5	4.0	0.5	3.5	4.0	0.5	3.5	4.0
Hòn Ngư	0.5	3.5	4.2	0.5	3.5	3.5	0.4	3.2	3.8	0.6	4.0	4.0	0.6	4.0	5.0
Cồn Cỏ	0.9	4.0	5.0	0.7	3.5	3.5	0.7	3.5	3.8	1.0	4.5	4.0	1.0	4.5	5.5
Sơn Trà	0.3	3.0	2.0	0.2	2.4	2.0	0.3	3.0	1.5	0.4	3.5	2.0	0.4	3.5	2.0
Phú Quý	0.9	4.7	8.0	0.7	4.5	4.5	0.8	4.6	7.5	0.8	4.7	6.0	0.8	4.6	7.0
Vũng Tàu	0.3	2.5	3.5	0.4	2.8	2.5	0.4	2.8	3.0	0.3	2.5	2.3	0.4	2.8	3.2
Côn Đảo	0.5	2.8	4.5	0.4	2.7	3.5	0.4		4.0	0.4	2.7	4.0	0.5	2.8	4.5
Phú Quốc	2.2	2.2	3.5	0.2	2.3	2.5	0.5	3.8	4.0	0.4	3.2	4.0	0.5	3.2	4.0



Hình 74: Các điểm tính sóng vùng Biển Đông, vịnh Bắc Bộ và lưới tính sóng trong bão

Hình 75A: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng I

BAN DO TRUONG SONG DU BAO VUNG BIEN DONG HINH THE SINOP : 01A1
THOI GIAN = 12.00 GIO
DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** ****  1.6  1.6  1.6  1.4
**** **** **** **** **** ****  6.4  6.4  6.3  6.0
**** **** **** **** **** ****  40.  40.  40.  40.

**** **** **** **** ****  1.7  1.7  1.7  1.7  1.6
**** **** **** **** ****  6.8  6.8  6.8  6.8  6.4
**** **** **** **** ****  40.  40.  40.  40.  40.

**** **** **** ****  1.8  1.8  1.8  1.8  1.8  1.6
**** **** **** ****  6.9  6.9  6.9  6.9  6.8  6.4
**** **** **** ****  40.  40.  40.  40.  40.  40.

**** **** **** ****  1.5  1.5  1.5  1.8  1.8 ****
**** **** **** ****  6.4  6.4  6.4  6.9  6.8 ****
**** **** **** ****  40.  40.  40.  40.  40. ****

**** **** **** ****  1.5  1.5  1.7  1.8  1.6 ****
**** **** **** ****  6.3  6.2  6.8  6.8  6.5 ****
**** **** **** ****  30.  33.  40.  40.  40. ****

**** **** **** ****  1.5  1.7  1.7  0.9  0.9 ****
**** **** **** ****  6.4  6.7  6.6  4.8  4.8 ****
**** **** **** ****  24.  29.  35.  32.  32. ****

 1.2  1.2 ****  1.2  1.5  1.8  0.9  0.9 **** ****
 5.7  5.7 ****  5.7  6.4  6.8  4.8  4.0 **** ****
 30.  30. ****  60.  21.  24.  23.  21. **** ****

 1.3  1.2  0.9  0.9  1.5  1.9  0.9  1.0 **** ****
 5.7  5.7  4.8  4.8  6.4  7.0  4.8  4.0 **** ****
 30.  30.  40.  40.  20.  21.  20.  20. **** ****

**** 1.0  1.0  0.9  0.9  0.9  1.0 **** **** ****
**** 3.3  3.3  3.3  4.8  4.8  3.3 **** **** ****
**** 23.  23.  23.  20.  20.  20. **** **** ****

**** 0.8  0.8  0.8  0.8  0.8 **** **** **** ****
**** 3.3  3.3  3.3  3.3  3.3 **** **** **** ****
**** 20.  20.  20.  20.  20. **** **** **** ****

**** ****  0.8  0.8 **** **** **** **** **** ****
**** ****  3.3  3.3 **** **** **** **** **** ****
**** ****  20.  20. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 75B: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng Biển Đông tháng I

BAN DO TRUONG SONG DU BAO

VUNG BIEN DONG HINH THE SINOP : 01A2
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** **** 0.9 1.2 1.2 1.1
**** **** **** **** **** **** 4.8 5.6 5.6 5.5
**** **** **** **** **** **** 50. 50. 50. 50.

**** **** **** **** **** 0.9 0.9 1.2 1.2 1.2
**** **** **** **** **** 4.8 4.8 5.6 5.6 5.6
**** **** **** **** **** 50. 50. 50. 50. 50.

**** **** **** **** 0.9 0.9 0.9 1.2 1.2 1.2
**** **** **** **** 4.8 4.8 4.8 5.6 5.6 5.6
**** **** **** **** 50. 50. 50. 50. 50. 50.

**** **** **** **** 0.9 1.0 0.9 0.9 1.2 ****
**** **** **** **** 4.8 4.0 4.0 4.8 5.6 ****
**** **** **** **** 42. 41. 41. 42. 43. ****

**** **** **** **** 1.0 1.0 1.0 0.9 1.2 ****
**** **** **** **** 4.0 4.0 4.0 4.8 5.6 ****
**** **** **** **** 40. 40. 40. 40. 41. ****

**** **** **** **** 1.0 0.9 1.2 0.9 0.9 ****
**** **** **** **** 4.0 4.8 5.6 4.8 4.8 ****
**** **** **** **** 40. 40. 40. 40. 40. ****

 1.0 1.0 **** 1.0 0.9 1.2 0.9 1.2 **** ****
 4.0 4.0 **** 4.0 4.8 5.6 4.8 5.7 **** ****
 40. 40. **** 40. 38. 35. 34. 30. **** ****

 1.0 1.0 1.0 0.9 1.2 1.2 0.9 1.2 **** ****
 4.0 4.0 4.0 4.8 5.6 5.6 4.8 5.7 **** ****
 40. 40. 40. 38. 34. 32. 38. 30. **** ****

**** 1.2 1.2 1.0 1.0 1.0 1.1 **** **** ****
**** 5.7 5.7 4.0 4.0 4.0 5.7 **** **** ****
**** 30. 30. 31. 30. 31. 30. **** **** ****

**** 0.8 0.8 0.8 0.8 0.8 **** **** **** ****
**** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 **** **** **** ****
**** 22. 22. 22. 22. 22. **** **** **** ****

**** **** 0.8 0.8 **** **** **** **** **** ****
**** **** 3.3 3.3 **** **** **** **** **** ****
**** **** 20. 20. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 75C: Bản đồ các trường sóng đặc trưng vùng vịnh Bắc Bộ tháng I

BAN DO TRUONG SONG THANG I

VUNG VINH BAC BO HINH THE
SINOP 01A1
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG
TONG CONG

```
**** ****  1.4  1.2 ****
**** ****  5.8  5.3 ****
**** ****  40.  40. ****

****  1.7  1.6  1.4 ****
****  6.7  6.5  5.9 ****
****  40.  40.  40. ****

1.8  1.8  1.7 **** ****
6.9  6.9  6.7 **** ****
40.  40.  40. **** ****

****  1.7  1.7  1.5  1.2
****  6.8  6.7  6.5  5.3
****  36.  38.  40.  40.

**** ****  1.7  1.5  1.3
**** ****  6.7  6.4  5.8
**** ****  35.  40.  40.

**** **** ****  1.5  1.3
**** **** ****  6.4  5.8
**** **** ****  40.  40.

**** **** **** ****  1.3
**** **** **** ****  5.9
**** **** **** ****  35.
```

BAN DO TRUONG SONG THANG I

VUNG VINH BAC BO HINH THE
SINOP 01A2
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG
TONG CONG

```
**** ****  0.9  0.9 ****
**** ****  4.8  4.8 ****
**** ****  50.  50. ****

****  0.9  0.9  0.9 ****
****  4.8  4.8  4.8 ****
****  50.  50.  50. ****

 0.9  0.9  0.9 **** ****
 4.8  4.8  4.8 **** ****
 50.  50.  50. **** ****

****  0.8  0.9  0.9  0.9
****  4.6  4.8  4.8  4.8
****  37.  44.  43.  50.

**** ****  0.8  0.9  0.9
**** ****  4.7  4.8  4.8
**** ****  33.  41.  44.

**** **** ****  0.9  0.9
**** **** ****  4.8  4.8
**** **** ****  40.  41.

**** **** **** ****  0.9
**** **** **** ****  4.8
**** **** **** ****  40.
```

Hình 76A: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng IV

BAN DO TRUONG SONG DU BAO
VUNG : BIEN DONG HINH THE SINOP :4A1
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** **** 1.2 1.2 1.2 1.1
**** **** **** **** **** **** 5.6 5.6 5.6 5.6
**** **** **** **** **** **** 60. 60. 60. 60.

**** **** **** **** **** 0.9 1.2 1.2 1.2 1.2
**** **** **** **** **** 4.8 5.6 5.6 5.6 5.6
**** **** **** **** **** 44. 60. 60. 60. 60.

**** **** **** **** 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9
**** **** **** **** 4.8 4.8 4.8 4.8 4.8 4.8
**** **** **** **** 40. 44. 60. 60. 60. 60.

**** **** **** **** 1.2 1.2 1.2 1.0 1.0 ****
**** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 4.0 4.0 ****
**** **** **** **** 60. 60. 60. 51. 51. ****

**** **** **** **** 1.3 1.3 1.3 1.3 1.2 ****
**** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 5.7 5.7 ****
**** **** **** **** 60. 60. 60. 60. 60. ****

**** **** **** **** 1.2 1.3 1.3 1.3 1.2 ****
**** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 5.7 5.7 ****
**** **** **** **** 60. 60. 60. 60. 60. ****

1.3 1.3 **** 1.3 1.3 1.3 1.3 1.2 **** ****
5.7 5.7 **** 5.7 5.7 5.7 5.7 5.7 **** ****
60. 60. **** 30. 60. 60. 60. 60. **** ****

1.3 1.2 1.1 1.2 0.9 0.9 0.9 1.2 **** ****
5.7 5.7 3.3 5.7 4.8 4.8 4.8 5.7 **** ****
60. 60. 64. 60. 52. 52. 56. 60. **** ****

**** 1.2 1.2 1.1 1.3 1.3 1.1 **** **** ****
**** 5.7 5.7 3.3 5.7 5.7 5.7 **** **** ****
**** 60. 60. 50. 60. 60. 60. **** **** ****

**** 0.8 0.8 0.8 0.8 0.8 **** **** **** ****
**** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 **** **** **** ****
**** 42. 42. 42. 42. 42. **** **** **** ****

**** **** 0.8 0.8 **** **** **** **** **** ****
**** **** 3.3 3.3 **** **** **** **** **** ****
**** **** 40. 40. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 76B: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng IV

BAN DO TRUONG SONG DU BAO VUNG : BIEN DONG HINH THE SINOP :4A2
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** **** 1.2  1.2  1.2  1.2
**** **** **** **** **** **** 5.7  5.7  5.7  4.8
**** **** **** **** **** **** 60.  60.  60.  60.

**** **** **** **** **** 1.3  1.3  1.3  1.3  1.2
**** **** **** **** **** 5.7  5.7  5.7  5.7  5.7
**** **** **** **** **** 60.  60.  60.  60.  60.

**** **** **** **** 1.2  1.3  1.3  1.3  1.3  1.2
**** **** **** **** 5.7  5.7  5.7  5.7  5.7  5.7
**** **** **** **** 60.  60.  60.  60.  60.  60.

**** **** **** **** 1.2  1.2  1.2  1.3  1.3 ****
**** **** **** **** 5.7  5.7  5.7  5.7  5.7 ****
**** **** **** **** 90.  90.  90.  60.  60. ****

**** **** **** **** 1.2  1.1  1.2  1.3  1.2 ****
**** **** **** **** 5.7  5.7  5.7  5.7  5.7 ****
**** **** **** **** 90.  90.  60.  60.  60. ****

**** **** **** **** 1.2  1.2  1.2  1.2  1.1 ****
**** **** **** **** 5.7  5.7  5.7  5.7  3.3 ****
**** **** **** **** 90.  90.  60.  60.  70. ****

 1.2  1.1 **** 1.2  1.2  1.2  1.2  1.1 **** ****
 5.7  5.7 **** 5.7  5.7  5.7  5.7  5.7 **** ****
 90.  90. **** 90.  60.  60.  60.  60. **** ****

 1.2  1.2  1.2  1.2  1.2  1.2  1.2  1.1 **** ****
 5.7  5.7  5.7  5.7  5.7  5.7  5.7  5.7 **** ****
 90.  90.  90.  60.  60.  60.  60.  60. **** ****

**** 0.8  0.8  0.8  0.8  0.8  0.8 **** **** ****
**** 3.3  3.3  3.3  3.3  3.3  3.3 **** **** ****
**** 71.  71.  71.  70.  70.  70. **** **** ****

**** 0.8  0.8  0.8  0.8  0.8 **** **** **** ****
**** 3.3  3.3  3.3  3.3  3.3 **** **** **** ****
**** 70.  70.  70.  70.  70. **** **** **** ****

**** **** 0.8  0.8 **** **** **** **** **** ****
**** **** 3.3  3.3 **** **** **** **** **** ****
**** **** 70.  70. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 76C: Bản đồ các trường sóng đặc trưng vùng vịnh Bắc Bộ tháng IV

BAN DO TRUONG SONG THANG IV
VUNG : VINH BAC BO HINH THE SINOP :4A1
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** ****  1.1  1.0 ****
**** ****  5.4  5.1 ****
**** ****  30.  30. ****

****  1.2  1.2  1.1 ****
****  5.6  5.6  5.6 ****
****  30.  30.  30. ****

 1.2  1.2  1.2 **** ****
 5.6  5.6  5.6 **** ****
 13.  30.  30. **** ****

****  0.9  1.2  0.9  0.9
****  4.9  5.6  4.8  4.8
**** 348.  31.  32.  40.

**** ****  0.9  0.9  0.9
**** ****  4.9  4.8  4.8
**** **** 348.  37.  40.

**** **** ****  1.0  1.0
**** **** ****  4.0  4.0
**** **** ****  57.  57.

**** **** **** ****  1.0
**** **** **** ****  4.0
**** **** **** ****  60.
```

BAN DO TRUONG SONG THANG IV
VUNG : VINH BAC BO HINH THE SINOP :4A2
THOI GIAN = 12.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** ****  1.0  1.0 ****
**** ****  4.0  4.0 ****
**** ****  50.  50. ****

****  1.0  1.0  1.0 ****
****  4.0  4.0  4.0 ****
****  50.  50.  50. ****

 1.0  1.0  1.0 **** ****
 4.0  4.0  4.0 **** ****
 50.  50.  50. **** ****

****  1.1  1.1  1.1  1.0
****  5.7  5.7  3.3  3.3
****  60.  60.  70.  70.

**** ****  1.2  1.1  1.1
**** ****  5.7  3.3  3.3
**** ****  90.  90.  90.

**** **** ****  1.1  1.0
**** **** ****  3.3  3.3
**** **** **** 100. 100.

**** **** **** ****  1.0
**** **** **** ****  3.3
**** **** **** **** 100.
```

Hình 77A: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng VII

BAN DO TRUONG SONG DU BAO

VUNG : BIEN DONG HINH THE SINOP :07A1
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** **** 0.8 0.8 0.8 0.8
**** **** **** **** **** **** 3.3 3.3 3.3 3.3
**** **** **** **** **** **** 170. 170. 170. 170.

**** **** **** **** **** 1.1 0.8 0.8 0.8 0.8
**** **** **** **** **** 5.7 3.3 3.3 3.3 3.3
**** **** **** **** **** 180. 172. 170. 170. 170.

**** **** **** **** 0.9 1.1 0.9 0.8 0.8 0.8
**** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 3.3 3.3 3.3
**** **** **** **** 210. 210. 210. 172. 172. 170.

**** **** **** **** 0.7 1.3 0.9 0.8 0.8 ****
**** **** **** **** 3.3 5.7 7.0 3.3 3.3 ****
**** **** **** **** 220. 210. 210. 185. 187. ****

**** **** **** **** 0.8 0.7 0.7 0.7 0.8 ****
**** **** **** **** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 ****
**** **** **** **** 220. 220. 206. 205. 207. ****

**** **** **** **** 0.8 1.0 0.8 0.8 0.8 ****
**** **** **** **** 3.3 5.7 3.3 3.3 3.3 ****
**** **** **** **** 220. 210. 220. 224. 202. ****

 0.8  0.8 **** 0.8 0.8 1.2 1.0 1.0 **** ****
 3.3  3.3 **** 3.3 3.3 5.7 5.7 5.7 **** ****
260. 260. **** 241. 222. 210. 210. 210. **** ****

 0.8  0.8  0.8  0.8  1.1  1.1  1.2  1.2 **** ****
 3.3  3.3  3.3  3.3  5.7  5.7  5.7  5.7 **** ****
260. 259. 259. 250. 210. 210. 210. 210. **** ****

**** 0.8 0.9 0.8 0.9 0.9 1.0 **** **** ****
**** 5.7 5.7 3.3 5.7 5.7 5.7 **** **** ****
**** 210. 210. 230. 240. 240. 210. **** **** ****

**** 0.8 0.8 0.8 0.7 0.7 **** **** **** ****
**** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 **** **** **** ****
**** 220. 220. 220. 220. 220. **** **** **** ****

**** **** 0.8 0.8 **** **** **** **** **** ****
**** **** 3.3 3.3 **** **** **** **** **** ****

**** **** 220. 220. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 77B: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng VII

BAN DO TRUONG SONG DU BAO
VUNG : BIEN DONG HINH THE SINOP :7A2
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** **** 1.1 1.1 1.1 1.1
**** **** **** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 5.7
**** **** **** **** **** **** 180. 180. 180. 180.

**** **** **** **** **** 1.4 1.3 1.3 1.3 1.3
**** **** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 5.7 5.7
**** **** **** **** **** 180. 180. 180. 180. 180.

**** **** **** **** 0.9 1.4 0.9 1.7 1.7 2.2
**** **** **** **** 4.8 4.0 4.8 7.0 7.0 7.0
**** **** **** **** 200. 192. 190. 180. 190. 180.

**** **** **** **** 0.9 0.9 0.9 2.1 1.9 ****
**** **** **** **** 4.8 4.8 4.8 7.0 7.0 ****
**** **** **** **** 206. 195. 196. 210. 210. ****

**** **** **** **** 0.9 0.9 0.9 1.7 1.0 ****
**** **** **** **** 4.8 4.8 4.8 5.7 5.7 ****
**** **** **** **** 205. 205. 205. 210. 210. ****

**** **** **** **** 0.9 0.9 1.1 1.2 1.0 ****
**** **** **** **** 4.8 4.8 4.8 5.7 5.7 ****
**** **** **** **** 222. 222. 222. 240. 240. ****

1.0 1.1 **** 1.9 1.5 0.9 1.3 0.9 **** ****
5.7 5.7 **** 7.0 7.0 4.8 5.7 3.3 **** ****
240. 240. **** 240. 240. 228. 210. 229. **** ****

1.0 1.1 1.1 1.9 1.3 1.2 1.9 0.9 **** ****
5.7 5.7 5.7 5.7 4.8 4.8 5.7 5.7 **** ****
240. 240. 240. 240. 223. 220. 210. 210. **** ****

**** 1.0 1.0 1.0 1.1 1.2 0.7 **** **** ****
**** 5.7 5.7 3.3 3.3 3.3 3.3 **** **** ****
**** 210. 210. 226. 219. 218. 220. **** **** ****

**** 0.7 0.7 0.7 0.6 0.6 **** **** **** ****
**** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 **** **** **** ****
**** 210. 210. 210. 210. 210. **** **** **** ****

**** **** 0.8 0.8 **** **** **** **** **** ****
**** **** 3.3 3.3 **** **** **** **** **** ****
**** **** 210. 210. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 77C: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng vịnh Bắc Bộ tháng VII

BAN DO TRUONG SONG THANG VII
VUNG : VINH BAC BO HINH THE SINOP :7A1

THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG
TONG CONG

```
**** ****  1.0  0.9 ****
**** ****  4.8  4.8 ****
**** **** 170. 170. ****

****  0.6  1.2  0.9 ****
****  4.0  5.7  4.8 ****
**** 203. 210. 170. ****

0.6  0.7  1.1 **** ****
3.3  3.3  3.3 **** ****
240. 240. 233. **** ****

****  0.6  0.6  0.7  0.9
****  3.3  3.3  3.3  3.3
**** 240. 234. 214. 197.

**** ****  0.7  0.6  0.6
**** ****  3.3  3.3  3.3
**** **** 240. 234. 211.

**** **** ****  0.7  0.7
**** **** ****  3.3  3.3
**** **** **** 240. 226.

**** **** **** ****  0.7
**** **** **** ****  3.3
**** **** **** **** 220.
```

BAN DO TRUONG SONG THANG VII
VUNG : VINH BAC BO HINH THE SINOP :7A2
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG
TONG CONG

```
**** ****  1.5  1.5 ****
**** ****  6.3  6.4 ****
**** **** 190. 180. ****

****  1.3  1.3  1.4 ****
****  5.7  5.9  6.2 ****
**** 195. 198. 180. ****

0.9  0.9  0.9 **** ****
4.8  4.8  4.8 **** ****
200. 200. 200. **** ****

****  0.9  0.9  0.9  0.9
****  4.8  4.8  4.8  4.8
**** 200. 200. 200. 200.

**** ****  0.9  0.9  0.9
**** ****  4.8  4.8  4.8
**** **** 200. 200. 200.

**** **** ****  0.9  0.9
**** **** ****  4.8  4.8
**** **** **** 200. 200.

**** **** **** ****  0.9
**** **** **** ****  4.8
**** **** **** **** 200.
```

Hình 78A: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng X

BAN DO TRUONG SONG DU BAO

VUNG : BIEN DONG HINH THE SINOP :10A1
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO.CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** ****  1.5  1.8  1.8  1.5
**** **** **** **** **** ****  6.4  7.1  6.9  6.3
**** **** **** **** **** ****  40.  40.  40.  40.

**** **** **** **** ****  1.5  1.5  1.9  1.9  1.8
**** **** **** **** ****  6.4  6.4  7.2  7.2  7.0
**** **** **** **** ****  40.  40.  40.  40.  40.

**** **** **** ****  1.5  1.5  1.5  1.5  1.5  1.5
**** **** **** ****  6.4  6.4  6.4  6.4  6.4  6.4
**** **** **** ****  40.  40.  40.  40.  40.  40.

**** **** **** ****  1.2  1.1  1.2  1.2  1.2 ****
**** **** **** ****  5.6  5.5  5.6  5.6  5.6 ****
**** **** **** ****  55.  50.  40.  40.  40. ****

**** **** **** ****  1.2  1.1  1.2  1.2  1.2 ****
**** **** **** ****  5.6  5.6  5.6  5.6  5.6 ****
**** **** **** ****  59.  53.  40.  40.  40. ****

**** **** **** ****  1.1  1.1  1.2  1.1  1.0 ****
**** **** **** ****  3.3  5.7  5.7  5.7  5.7 ****
**** **** **** ****  60.  60.  30.  30.  30. ****

 0.8  0.8 ****  0.8  0.8  0.8  0.9  1.0 **** ****
 3.3  3.3 ****  3.3  3.3  3.3  5.7  5.7 **** ****
 20.  20. ****  40.  43.  43.  30.  30. **** ****

 0.8  0.8  0.8  0.9  1.0  1.1  1.1  0.8 **** ****
 3.3  3.3  3.3  5.7  5.7  5.7  5.7  3.3 **** ****
 20.  20.  20.  30.  30.  30.   0. 260. **** ****

**** 0.9  0.9  0.9  0.9  0.9  1.0 **** **** ****
**** 5.7  5.7  7.0  7.0  7.0  7.0 **** **** ****
**** 30.   0. 240. 240. 240. 240. **** **** ****

**** 0.9  0.9  0.8  0.8  0.8 **** **** **** ****
**** 7.0  7.0  3.3  3.3  3.3 **** **** **** ****
**** 240. 240. 240. 240. 240. **** **** **** ****

**** ****  0.8  0.8 **** **** **** **** **** ****
**** ****  3.3  3.3 **** **** **** **** **** ****
**** **** 240. 240. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 78B: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng biển Đông tháng X

BAN DO TRUONG SONG DU BAO

VUNG : BIEN DONG HINH THE SINOP :10A2
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG TONG CONG

```
**** **** **** **** **** **** 0.9 0.9 0.9 0.9
**** **** **** **** **** **** 4.8 4.8 4.8 4.8
**** **** **** **** **** **** 50. 50. 50. 50.

**** **** **** **** **** 1.9 1.3 0.9 0.9 0.9
**** **** **** **** **** 5.7 4.0 4.8 4.8 4.8
**** **** **** **** **** 60. 54. 50. 50. 50.

**** **** **** **** 1.6 2.2 2.0 1.7 1.5 1.4
**** **** **** **** 4.0 7.0 7.0 5.7 4.0 4.0
**** **** **** **** 66. 60. 60. 60. 50. 50.

**** **** **** **** 1.2 1.5 1.6 2.1 1.9 ****
**** **** **** **** 5.7 5.7 7.0 7.0 5.7 ****
**** **** **** **** 60. 60. 60. 60. 60. ****

**** **** **** **** 1.3 1.6 2.3 2.3 2.0 ****
**** **** **** **** 5.7 5.7 7.0 7.0 5.7 ****
**** **** **** **** 60. 60. 60. 60. 60. ****

**** **** **** **** 0.9 1.0 1.0 1.0 0.9 ****
**** **** **** **** 5.7 5.7 5.7 5.7 5.7 ****
**** **** **** **** 60. 60. 60. 60. 60. ****

 0.8  0.8 **** 0.8 0.8 0.8 0.8 0.8 **** ****
 3.3  3.3 **** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 **** ****
320. 320. **** 62. 69. 69. 69. 69. **** ****

 0.8  0.8  0.9  1.0  0.9  0.8  0.8  0.7 **** ****
 3.3  3.3  7.0  7.0  7.0  3.3  3.3  3.3 **** ****
320. 320. 330.  60.  60.  39.  39.  39. **** ****

**** 0.9 0.9 0.9 0.9 0.9 0.8 **** **** ****
**** 7.0 7.0 7.0 7.0 7.0 7.0 **** **** ****
**** 240. 240. 240. 240. 240. 240. **** **** ****

**** 0.8 0.8 0.8 0.8 0.8 **** **** **** ****
**** 3.3 3.3 3.3 3.3 3.3 **** **** **** ****
**** 260. 260. 260. 260. 260. **** **** **** ****

**** **** 0.8 0.8 **** **** **** **** **** ****
**** **** 3.3 3.3 **** **** **** **** **** ****
**** **** 260. 260. **** **** **** **** **** ****
```

Hình 78C: Bản đồ các trường sóng trung bình vùng vịnh Bắc Bộ tháng X

BAN DO TRUONG SONG THANG X
VUNG : VINH BAC BO HINH THE SINOP :10A1
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG
TONG CONG

```
**** ****  1.2  1.1 ****
**** ****  5.7  5.2 ****
**** ****  40.  40. ****

****  1.5  1.5  1.3 ****
****  6.4  6.4  5.7 ****
****  40.  40.  40. ****

1.5  1.5  1.5 **** ****
6.4  6.4  6.4 **** ****
40.  40.  40. **** ****

****  1.5  1.5  1.5  1.1
****  6.4  6.4  6.4  5.2
****  40.  40.  40.  40.

**** ****  1.5  1.5  1.3
**** ****  6.4  6.4  5.7
**** ****  40.  40.  40.

**** **** ****  1.2  1.1
**** **** ****  5.6  5.6
**** **** ****  47.  33.

**** **** **** ****  1.1
**** **** **** ****  5.6
**** **** **** ****  57.
```

BAN DO TRUONG SONG THANG X
VUNG : VINH BAC BO HINH THE SINOP :10A1
THOI GIAN = 24.00 GIO

DO CAO,CHU KY VA HUONG SONG
TONG CONG

```
**** ****  1.2  1.1 ****
**** ****  4.0  4.0 ****
**** ****  70.  70. ****

****  1.4  1.2  1.1 ****
****  4.0  4.0  4.0 ****
****  70.  70.  70. ****

 1.4  1.4  1.2 **** ****
 4.0  4.0  4.0 **** ****
 70.  70.  70. **** ****

****  1.4  1.3  1.1  1.1
****  4.0  4.0  4.0  4.0
****  70.  70.  70.  70.

**** ****  1.0  1.3  1.3
**** ****  5.7  5.7  4.8
**** ****  60.  60.  60.

**** **** ****  1.0  1.2
**** **** ****  5.7  5.7
**** **** ****  60.  60.

**** **** **** ****  1.2
**** **** **** ****  3.3
**** **** **** ****  60.
```

3. Trường sóng cực đại trong bão vùng biển Việt nam

Trên hình 74 đưa ra 4 vùng lưới tính cho mô hình tính sóng trong bão khi đổ bộ vào vùng ven biển nước ta. Trường sóng cực đại cũng có thể thống kê từ các số liệu quan trắc sóng Obship ở vùng khơi và quan trắc sóng tại các trạm ven bờ, tuy nhiên như đã nêu tại phần phân tích các số liệu Obship, các số liệu sóng cực đại theo Obship không thể đặc trưng cho trường sóng trong bão vùng ngoài khơi biển Đông vì khi có bão đại đa số các tầu thuyền đều không hoạt động trên biển. Tuy nhiên các số liệu sóng cực đại đo được tại các trạm ven bờ có thể đặc trưng cho sóng bão vùng ven bờ nước ta vì tại các trạm này đo đạc được tiến hành định kỳ theo các obs kể cả thời gian có bão. Bảng 59 đưa ra các kết quả đo đạc sóng cực đại tại các trạm hải văn dọc ven bờ nước ta:

Bảng 59: Độ cao sóng hữu hiệu cực đại và chu kỳ sóng tương ứng theo số liệu thống kê nhiều năm tại các vùng ven bờ nước ta

Trạm hải văn	Cửa Ông	Hòn Gai	Cô Tô	Hòn Dấu	Văn Lý	Bạch Long Vĩ
H [m]	2.5	1.5	5.0	5.6	5.0	7.0
T [s]	-	-	9	11	-	9
Trạm hải văn	Hòn Ngư	Cồn Cỏ	Cửa Tùng	Phú Quý	Vũng Tầu	Côn Đảo
H [m]	7.5	9.0	4.0	3.8	3.0	3.5
T [s]	9	9	9	-	6	5

4. Phân vùng trường sóng vùng ven biển Việt nam

Dựa trên kết quả tính sóng vùng ven biển phục vụ thiết kế xây dựng công trình biển [5] bao gồm cả tính toán trường sóng trong bão theo phương trình CBNL sóng dạng phổ (22) đã tiến hành phân vùng trường sóng vùng ven biển Việt Nam.

4.1. Giới hạn địa danh các vùng

Trên cơ sở các đặc điểm chung về độ cao chu kỳ và hướng sóng đã phân thành 5 vùng dọc theo dải ven bờ biển nước ta đó là các vùng sau đây:

- Vùng 1 từ khu vực ven bờ Móng Cái - Quảng Ninh đến khu vực ven bờ Cửa Vạn, Diễn Châu - Nghệ An. Với hai vùng phụ:
  - Vùng phụ 1.1 từ Móng Cái đến Cửa Hới Thanh Hóa .
  - Vùng phụ 1.2 từ Cửa Hới đến Cửa Vạn.
- Vùng 2 từ Cửa Vạn - Thanh Hóa đến vịnh Dung Quất - Quảng Ngãi. Tại vùng này cũng đưa ra hai vùng phụ:

- Vùng phụ 2.1 từ Cửa Vạn Thanh Hóa đến Cửa Tùng - Quảng Trị.
- Vùng phụ 2.2 từ cửa Tùng - Quảng Trị đến Dung Quất - Quảng Ngãi.

▪ Vùng 3 từ Vịnh Dung Quất - Quảng Ngãi đến vịnh Phan Rang - Ninh Thuận.

▪ Vùng 4 từ Vịnh Phan Rang - Ninh Thuận đến đông mũi Cà Mâu với hai vùng phụ:

- Vùng phụ 4.1 từ vịnh Phan Rang đến Cửa Định An.
- Vùng phụ 4.2 từ Nam Cửa Định An đến đông mũi Cà Mâu.

▪ Vùng 5 là vùng ven bờ vịnh Thái Lan có hai vùng phụ:

- Vùng phụ 5.1 gồm khu vực từ Hà Tiên đến Rạch Giá

Vùng phụ 5.2 gồm khu vực ven bờ phía tây Phú Quốc (trạm số 2) và khu vực từ rạch Cá Ngát đến Vũng Cà Mâu.

4.2. Các đặc điểm đường bờ và trường sóng tại các vùng

▪ Vùng 1: Đặc điểm đường bờ của vùng 1 là có định hướng theo hướng đông bắc tây nam. Trường sóng trong gió mùa đông bắc ở đây thịnh hành và chiếm tần suất rất lớn nhưng không mạnh do ảnh hưởng che chắn của bờ biển phía bắc (ven bờ tính Quảng Đông Trung Quốc). Sóng cực đại năm theo hướng đông bắc đạt khoảng 2,5-3m trong khi đó theo hướng nam, đông nam khoảng 3-3.5m. Sóng trong gió mùa đông bắc chiếm 45%, trong gió mùa tây nam (với hướng thịnh hành là hướng nam, đông nam) chiếm 29% còn lại 26% tổng số trường hợp là lặng sóng. Các hướng sóng nguy hiểm là các hướng NE, ENE và SE, SSE. Trường sóng trung bình thịnh hành trong các hình thế gió mùa ứng với độ cao 1-1.5m và chu kỳ sóng 5-7s. Trường sóng bão tại vùng 1 không lớn do bão thường bị yếu khi đi qua khu vực đảo Hải nam và bị đà sóng hạn chế. Sóng với chu kỳ lặp 20 năm 1 lần khoảng 5,5 đến 6.5m với chu kỳ trung bình là 10s. Sóng trong bão tại vùng này thường hay gặp vào tháng 7, tháng 8.

Có sự khác biệt rõ ràng về đặc điểm trường sóng tại hai vùng phụ 1.1 và 1.2. Tại vùng phụ 1.1 trường sóng hướng đông bắc yếu hơn nhiều so với vùng phụ 1.2. Trong khi đó tại vùng này sóng hướng nam lại rất mạnh thường đạt tới 3-3.5m. Tại vùng phụ 1.2 do đặc điểm định hướng đường bờ quay gần theo hướng bắc nam nên sóng hướng đông bắc tăng đáng kể (đạt tới 3.5-4m) trong khi đó sóng thịnh hành vào mùa hè lại giảm và có hướng SE thay vì hướng S như ở vùng 1.1.

▪ Vùng 2: vùng này bắt đầu từ khu vực đảo Hòn Ngư và kết thúc tại vịnh Dung Quất với định hướng cơ bản của đường bờ theo hướng tây bắc đông nam là hướng vuông góc với hướng năng lượng chính trên toàn dải ven bờ, hướng gió đông bắc. Độ cao sóng cực đại năm trung bình trong gió mùa đông bắc tại vùng 2 là 5-5.5m và trong gió mùa tây nam là 3.5-4m. Các hướng sóng nguy

hiểm chính là N, NE,E trong mùa đông và SE trong mùa hè. Tần suất các hướng sóng nêu trên trong gió mùa đông bắc là 47%, trong gió mùa tây nam là 20% và lặng sóng là 33% trong đó một phần thời gian trong gió mùa tây nam cũng tạo ra lặng sóng vì mùa này gió thường thổi từ bờ ra. Phân bố hai chiều giữa độ cao và chu kỳ sóng trong các hình thế gió mùa nằm trong khoảng 1.5-2m ứng với chu kỳ sóng 5-7s. Vùng này cũng là vùng chịu ảnh hưởng mạnh nhất của sóng bão với tần suất trung bình chế độ khoảng 1 cơn bão trong 1 năm và thời gian thường hay xảy ra nhất là vào tháng 9 cho khu vực vùng phụ số 1 và tháng 10 cho khu vực vùng phụ số 2. Sóng cực đại với chu kỳ lặp 20 năm 1 lần là 6.5m -7.5m với chu kỳ 11s - 13s.

Khác biệt lớn nhất giữa hai vùng phụ 2.1 và 2.2 của vùng này là sự thay đổi tần suất của các hướng gió thịnh hành trong mùa gió đông bắc. Nếu như ở vùng phụ 2.1 hướng gió thịnh hành trong mùa gió đông bắc là hướng NNE, NE thì xuống đến vùng phụ 2.2 hướng gió thịnh hành chuyển dần thành hướng N, NNE và thậm chí tần suất của sóng hướng NNW cũng trở nên đáng kể. Cả độ cao sóng cực đại trong gió mùa đông bắc và gió mùa tây nam đều tăng khi chuyển từ vùng phụ 2.1 sang 2.2. Nếu chi tiết hơn có thể phân vùng phụ 2.2 thành 2 vùng nhỏ trong đó lưu ý đến vùng từ bán đảo Sơn trà xuống phía nam với độ cao sóng trong gió mùa đông bắc tăng đáng kể vì đã thóa t khỏi vùng ảnh hưởng của đảo Hải Nam.

- Vùng 3: Có định hướng đường bờ theo hướng bắc nam, nhìn thẳng ra biển Đông không bị giới hạn đường bờ theo các hướng NE, E, SE và địa hình đáy khá dốc. Đây là vùng có động lực sóng khốc liệt nhất so với các vùng ven bờ khác. Sóng cực đại năm trong mùa gió đông bắc là khoảng 6-7m và trong mùa gió tây nam là 5-6m. Các hướng sóng nguy hiểm trong vùng này là hướng N, NE và S, SE. Tần suất của các sóng trong gió mùa đông bắc là 40%, gió mùa tây nam là 23% còn lại tần suất lặng sóng chiếm 37% tổng số trường hợp. Tần suất hai chiều giữa độ cao và chu kỳ sóng trung bình của vùng này khoảng 2-3m với chu kỳ 5-7s. Tần suất bão tại vùng này khoảng 05 cơn bão trong một năm, tuy không nhiều bằng vùng số 2 nhưng độ cao sóng trong bão lớn hơn nhiều do không bị ảnh hưởng của khu vực vịnh Bắc Bộ (với độ sâu 50-60m của vịnh Bắc Bộ, sóng bão có chu kỳ >10s đã bị tác động của các hiệu ứng biển nông như hiệu ứng biến dạng, khúc xạ).

Sóng trong bão thường xuất hiện vào tháng 10 và tháng 11. Độ cao sóng hữu hiệu và chu kỳ sóng với chu kỳ lặp 20 năm một lần khoảng 8 - 9m và chu kỳ 12-14s.

- Vùng 4: Định hướng đường bờ của vùng này gần như tương tự như đối với vùng 1 đó là theo hướng đông bắc tây nam do vậy động lực sóng trong các hình thế gió mùa giảm đáng kể so với vùng số 3 nhưng so với vùng số 1 thì lớn hơn vì vùng này là vùng ven bờ biển khơi không bị giới hạn đà sóng. Độ cao sóng trung bình trong mùa gió đông bắc là 4-4.5m và trong mùa gió tây nam là 3.5-4m. Các hướng sóng nguy hiểm là hướng NNE-ESE vào mùa đông và SE-SSW vào mùa hè. Sóng trong gió mùa đông bắc chiếm 42%, tây nam

chiếm 15% và 43% số trường hợp còn lại là lặng sóng. Tần suất hai chiều giữa độ cao và chu kỳ sóng trung bình của vùng này khoảng 1.5-2m với chu kỳ 5-7s. Tần suất sóng bão trung bình tại vùng 4 rất nhỏ, trung bình trong năm năm mới có một đợt sóng bão và thường hay xảy ra nhất vào tháng 11, tháng 12. Độ cao sóng hữu hiệu và chu kỳ sóng với chu kỳ lặp 20 năm 1 lần là khoảng 5.5-6m và chu kỳ là 11s. Sự khác biệt giữa hai vùng phụ 4.1 và 4.2 là ở xu thế biến đổi của độ cao sóng, ở vùng phụ đầu độ cao sóng giảm dần từ phía bắc xuống phía nam do ảnh hưởng của khu vực ven bờ các cửa sông Cửu Long, nhưng tại khu vực vùng phụ 4.2 - Gành Hào đến đông Mũi Cà Mâu độ cao sóng tăng đáng kể. Hướng sóng thịnh hành tại vùng phụ 4.2 cũng chuyển thành ENE-ESE thay vì cho hướng NNE-NE như tại vùng phụ 4.1.

- Vùng 5: Đặc điểm trường sóng của vùng ven bờ vịnh Thái Lan khác hẳn so với các vùng ven bờ biển Đông và vịnh Bắc Bộ ở hai điểm sau:

- Tại vùng này không chịu ảnh hưởng của trường sóng trong gió mùa đông bắc. Gió mùa tây nam và bão là hai nguồn động lực sóng duy nhất tác động đến vùng ven bờ vịnh Thái Lan.

- Đây là một vùng động lực sóng yếu do đặc điểm địa hình đáy biển rất nông. Độ dốc trung bình cho toàn vùng (trừ khu vực ven bờ phía tây Phú Quốc) chỉ khoảng 0.00007.

Độ cao sóng hữu hiệu cực đại năm khoảng 2.5-3m với hai hướng sóng nguy hiểm là hướng SW và NW. Hai tháng có sóng mạnh nhất là tháng 7 và tháng 8. Tần suất các sóng trong khoảng hướng S-W chiếm 39% và theo các hướng WNW-N chiếm 19% còn lại 42% tổng số trường hợp là lặng sóng. Phân bố hai chiều trung bình năm giữa độ cao và chu kỳ sóng là 0.5-0.75m và 3-5s. Tần suất sóng bão tại khu vực này rất hiếm và độ cao sóng trong bão cũng không lớn. Trong vòng 40 năm thống kê chỉ có 7 cơn bão đi qua và gây sóng trực tiếp tại khu vực vịnh Thái Lan. Sóng trong bão tại vùng ven bờ vịnh Thái Lan chỉ có thể có vào tháng 11-12. Độ cao sóng hữu hiệu với chu kỳ lặp 20 năm 1 lần tại vùng 5 là 4.5m và chu kỳ sóng 10s. Vùng 5 bao gồm hai vùng phụ. Vùng phụ 5.1 là khu vực ven bờ từ Hà Tiên đến Rạch Giá với đặc điểm được đảo Phú Quốc và các đảo lân cận che chắn khá tốt theo cả hai hướng sóng nguy hiểm là hướng SW và NW. Vùng phụ 5.2 là khu vực còn lại có đặc điểm đường bờ theo hướng bắc nam và đón sóng trực tiếp theo các hướng thịnh hành trong gió mùa tây nam truyền vào. Càng xuống phía nam trường sóng theo hướng NW càng mạnh do thoát khỏi ảnh hưởng của đảo Phú Quốc. Bảng 6 đưa ra bảng tổng kết phân vùng trường sóng biển dải ven bờ Việt Nam.

Bảng 60: Bảng tổng kết phân vùng trường sóng biển dải ven bờ việt nam

Vùng	Địa danh, hướng đường bờ	Độ cao sóng hữu hiệu cực đại năm [m]		Tần suất xuất hiện [P%], Hướng sóng nguy hiểm			Phân bố hai chiều	Sóng bão 1/20 năm	Vùng phụ và các đặc điểm trường sóng
		Gió mùa NE	Gió mùa SW	Gió mùa NE	Gió mùa SW	Lặng sóng	H [m] T [s]	Hsig [m] T [s]	
1	Móng Cái – cửa Vạn NE – SW	2.5 - 3.0	3.0 - 3.5	45 NE,ENE	29 S,SE	26	1.0 - 1.5 5-7	5.5 - 6.5 10	Hai vùng phụ 1.1 và 1.2. 1.1: Móng Cái - cửa Thới. Sóng hướng nam mạnh với hướng thịnh hành là hướng S. 1.2: Cửa Thới - cửa Vạn. Sóng hướng đông bắc tăng đáng kể trong khi sóng hướng nam giảm và chuyển dần sang hướng SE.
2	Cửa Vạn – Dung Quất NW – SE	5.0 - 5.5	3.5 - 4.0	47 N, NE, E	20 SE	33	1.5 - 2.0 5 - 7	6.5 - 7.5 11 - 13	Hai vùng phụ 2.1 và 2.2. 2.1: Cửa Vạn - cửa Tùng. Hướng sóng thịnh hành là NNE, NE. 2.2: Cửa Tùng - Dung Quất. Hướng sóng thịnh hành chuyển sang N, NNE, NW, độ cao sóng tăng đáng kể
3	Dung Quất – Phan Rang N – S	6.0 - 7.0	5.0 - 6.0	40 N, NE	23 S, SE	37	2.0 - 3.0 5 - 7	8.0 - 9.0 12 -14	Vùng có động lực sóng mạnh nhất trên toàn dải ven bờ VN
	hướng đường bờ	Gió mùa NE	Gió mùa SW	Gió mùa NE	Gió mùa SW	Lặng sóng	H [m] T [s]	Hsig [m] T [s]	trường sóng
4	Phan Rang – Cà Mâu NE – SW	4.0 - 4.5	3.5 - 4.0	42 NNE,SE	15 SE,SSW	43	1.5 - 2.0 5 - 7	5.5 - 6.0 11	Hai vùng phụ 4.1 và 4.2 4.1: Từ Phan Rang đến Định An. Độ cao sóng giảm dần từ bắc xuống nam. Hướng sóng thịnh hành là hướng NNE, NE. 4.2: Từ Định An đến Cà Mâu. Độ cao sóng tăng đáng kể từ bắc xuống nam, hướng thịnh hành chuyển sang hướng E, ESE
5	Ven bờ vịnh Thái Lan Xu thế chung theo hướng N - S		2.5 -3.0		39 – SW 19 – NW	42	0.5 - 0.75 3 - 5	4.0 - 4.5 10	Hai vùng phụ: 5.1: khu vực ven bờ Hà Tiên đến Rạch Giá. Sóng rất nhỏ do được Phú Quốc và các đảo che chắn. 5.2: Rạch Cà Ngát xuống phía Vũng Cà Mâu. Càng xuống phía nam sóng càng mạnh lên đặc biệt là hướng sóng NW.

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

1. Kết luận

Đã tổng quan tình hình nghiên cứu sóng biển trên thế giới và ở nước ta. Trong những năm vừa qua chúng ta đã có được các thành tựu nổi bật về đo đạc và tính toán dự báo trường sóng biển phục vụ các yêu cầu phát triển kinh tế biển, xây dựng công trình trên biển, ven bờ và bảo vệ tổ quốc. Mặc dù vào những năm cuối của thế kỷ 20 trình độ nghiên cứu sóng biển trên thế giới đã đạt được các thành tựu phát triển hết sức nhanh chóng nhưng chúng ta cũng đã nắm bắt được các lý thuyết, công cụ hiện đại và thu hẹp dần khoảng cách so với trình độ nghiên cứu sóng tại một số nước tiên tiến và đặc biệt là so với các nước trong khu vực.

Đã đưa ra các phương pháp nghiên cứu sóng hiện đang được sử dụng rộng rãi trên thế giới bao gồm các phương pháp tính sóng vùng khơi, vùng ven bờ và phương pháp tính sóng đồng thời từ vùng ngoài khơi vào ven bờ bằng phương pháp giải phương trình CBNL sóng dạng phổ.

Đã đưa ra các kết quả tính toán trường sóng trung bình theo các hình thế sinop đặc trưng vùng biển Đông và vùng vịnh Bắc bộ trong các tháng 1, 4, 7 và tháng 10 nhận được bằng phương pháp giải phương trình CBNL sóng dạng tham số. Trên cơ sở thống kê số liệu quan trắc sóng nhiều năm tại các trạm ven bờ đã thống kê các đặc trưng độ cao, chu kỳ sóng trung bình và tốc độ gió trung bình tại các trạm hải văn ven bờ trên toàn dải ven biển Việt Nam. Đồng thời cũng thống kê các giá trị độ cao sóng cực đại và chu kỳ tương ứng tại các trạm hải văn ven bờ ứng với phân bố trường sóng trong bão dọc bờ biển nước ta.

Dựa vào các kết quả tính sóng chi tiết cho các điểm dọc bờ nước ta với bước lưới 0.5 độ kinh vĩ đã tiến hành phân vùng chế độ sóng vùng biển ven bờ. Kết quả đã phân thành 5 vùng cùng với 8 phụ vùng và đưa ra các đánh giá đặc điểm chế độ trường sóng tại từng vùng, phụ vùng .

2. Khuyến nghị

Cần thiết tiến hành tính toán trường sóng vùng biển khơi dựa vào các trường gió khôi phục để có được bộ số liệu trường sóng vùng biển khơi với độ dài không ít hơn 20 năm và theo từng obs (một ngày 4 số liệu) cho từng điểm dọc bờ nước ta. Các số liệu này được sử dụng để tính toán chế độ trường sóng ven bờ phục vụ các mục tiêu khác nhau như xây dựng công trình biển, bảo vệ bờ biển, công trình giao thông hàng hải chống xói lở, sa bồi vv. Hiện nay do chưa có được bộ số liệu sóng vùng khơi thống nhất nên các kết quả tính toán trường sóng phục vụ các công trình ven biển của các cơ quan khác nhau thường sai khác nhau rất lớn.

Đối với trường sóng ven bờ cần thiết phải sử dụng phương pháp tính sóng hiện đại, tính trực tiếp cho từng thành phần phổ sóng từ vùng khơi (nước sâu) vào để có thể nhận được các đặc trưng phân bố trường sóng vùng ven bờ tương ứng với trường sóng vùng ngoài khơi.

II

HOÀN LƯU BIỂN ĐÔNG

I. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

Tương tự như các điều kiện khí tượng và khí hậu Biển Đông, các đặc trưng vật lý, động lực Biển Đông cũng có sự biến động rất lớn theo không gian và thời gian. Trong phần này chúng ta không đề cập đến thủy triều, một hiện tượng cũng bao trùm toàn bộ Biển Đông và được trình bày trong phần khác của tập tài liệu này.

Do sự gia tăng các hoạt động hàng hải và quân sự trên khu vực Biển Đông, đặc biệt trong thời kỳ chiến tranh thế giới lần thứ II, các quan trắc hoàn lưu trên toàn khu vực đã được tiến hành tương đối rộng khắp, cho phép mô tả một số đặc trưng cơ bản nhất của hoàn lưu liên quan tới hoạt động của gió mùa trên biển. Lần đầu tiên các sơ đồ hoàn lưu nước Biển Đông đã được công bố trong Atlas của hải quân Mỹ năm 1945 (US Navy, 1945). Các véc-tơ đặc trưng cho dòng chảy trên mặt biển trong hai mùa cùng với hướng gió thịnh hành, được thể hiện qua hoa gió cho các vùng biển, cho thấy đặc điểm cơ bản nhất của chúng là hiện tượng đổi hướng mạnh theo sự luân phiên của gió mùa. Trên các sơ đồ dòng chảy cũng thấy được sự hiện diện của một số xoáy quy mô vừa và nhỏ của hoàn lưu trên mặt biển.

Trong những thập niên tiếp theo, nhiều chuyến khảo sát biển tổng hợp đã được tiến hành thông qua các hợp tác quốc tế và khu vực sử dụng các tàu khảo sát khoa học của Hà Lan, Mỹ, Nhật bản, Liên Xô, Trung Quốc, v.v... Sự tham gia của các nhà khoa học Việt Nam cũng được từng bước tăng cường dần và chủ động hơn. Tuy chưa có một chương trình riêng nghiên cứu về động lực học biển, song trong phần lớn các chuyến khảo sát của riêng mình hoặc tham gia với Quốc tế, hoàn lưu và các yếu tố thủy động lực khác luôn được xem là một trong những nội dung nghiên cứu quan trọng nhất của hầu hết trong các đề tài của những Chương trình nghiên cứu biển Việt Nam từ trước đến nay.

Những kết quả phân tích, tổng hợp số liệu thu thập được trong và ngoài nước đã cho ra mắt một số công trình nghiên cứu về Biển Đông trong đó chế độ thủy động lực và hoàn lưu biển ngày càng được bổ sung và thể hiện rõ hơn. Đáng chú ý nhất là công trình mang tính tổng hợp của Wyrtki K. (1961), trong đó đã đưa ra

các đặc trưng biến động mùa cơ bản của dòng chảy trên mặt trên toàn Biển Đông và các biển kề cận. Cơ sở để xây dựng các bản đồ này chủ yếu là số liệu khảo sát nhiệt độ theo độ sâu (BT.XT), nhiệt-muối-độ sâu (STD), nhiệt-độ dẫn điện-độ sâu (CTD), vị trí tàu và phao trôi trên mặt biển được thu thập và tổng hợp cho đến hết thập niên 1950. Đây là công trình có tính bao quát lớn và đã được sử dụng cho nhiều mục đích nghiên cứu khoa học và ứng dụng cho kinh tế, quân sự và kiểm soát môi trường Biển Đông trong suốt 40 năm qua. Đối với vịnh Bắc Bộ, các bản đồ xu thế dòng chảy trình bày trong Báo cáo kết quả điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ (1964) kết quả của Chương trình hợp tác Việt-Trung vào đầu thập niên 1960 đã góp phần cho ta hiểu rõ hơn về xu thế hoàn lưu khu vực trong điều kiện chịu tác động của gió mùa. Đây là kết quả tổng hợp số liệu đo dòng chảy kết hợp với tính toán theo trường nhiệt-muối, đã đưa ra một số đặc điểm mới của hoàn lưu như sự hiện diện của dòng hướng nam ven bờ tây vịnh Bắc Bộ trong cả hai mùa và tồn tại xoáy cục bộ trên phần bắc của vịnh.

Trong các thập niên tiếp theo, nhiều chương trình điều tra tổng hợp đã được tiến hành trên khu vực Biển Đông, tuy vậy các công trình về hoàn lưu đã được công bố chủ yếu là các trường hoàn lưu địa chuyển xây dựng từ các trường nhiệt độ và độ muối thu được trong từng chuyến khảo sát hoặc đã tổng hợp và phân tích cho một số tập số liệu lịch sử (Xu và nnk, 1982, Siripong, 1984, Đề tài 48B 01-01.1990, Bogdanov và Moroz, 1994, Đ.V. Ưu và Brankart, 1997). Cũng trong khoảng thời gian nêu trên, các kết quả khảo sát đã góp phần mô tả khá chi tiết trường dòng chảy cho một số vùng biển cụ thể trong dải ven bờ phục vụ các yêu cầu của phát triển kinh tế, khai thác và bảo vệ chủ quyền an ninh trên biển.

Với mục đích nghiên cứu phát hiện các quy luật phân bố và biến động của trường hoàn lưu Biển Đông tiến tới dự báo chúng, các nhà nghiên cứu biển Việt Nam và quốc tế đã sử dụng phương pháp mô hình hóa đối với toàn biển hoặc từng khu vực trên cơ sở sử dụng các nguồn số liệu đã thu thập được và các phương pháp mô hình phân tích và mô phỏng ngày một hoàn thiện hơn.

Nhằm nghiên cứu đánh giá vai trò của các nhân tố cơ bản hình thành chế độ hoàn lưu biển, các mô hình chẩn đoán đã lần lượt xuất hiện từ đầu những năm 1960 trong một số công trình khoa học như mô hình hóa tính toán dòng chảy gió của Nguyễn Đức Lưu (1969), dòng chảy tổng hợp của Hoàng Xuân Nhuận (1983), Pohlman T. (1987), Ping-Tung Shaw and Shenn-Yu Chao (1994), Shenn-Yu Chao và nnk (1998), v.v.. Những kết quả thu được đã góp phần lý giải vai trò quan trọng của trường gió lên sự hình thành và biến đổi của hoàn lưu trên mặt cũng như các tầng sâu của biển. Tuy nhiên các trường nhiệt độ, độ muối và gió sử dụng trong các mô hình nêu trên còn chưa đảm bảo mức độ chi tiết và chính xác

cần thiết, mặt khác, độ chi tiết của các mạng lưới tính toán cũng chưa thể bao quát hết các quá trình có quy mô năng lượng cao vì vậy các trường hoàn lưu thu được chỉ mới mô tả một số đặc trưng cơ bản của bức tranh tổng thể của hoàn lưu mùa. Việc tách riêng từng quá trình chưa cho phép phản ánh đầy đủ các đặc điểm hoàn lưu đã thu được từ việc phân tích các kết quả khảo sát dòng chảy và các trường nhiệt, muối.

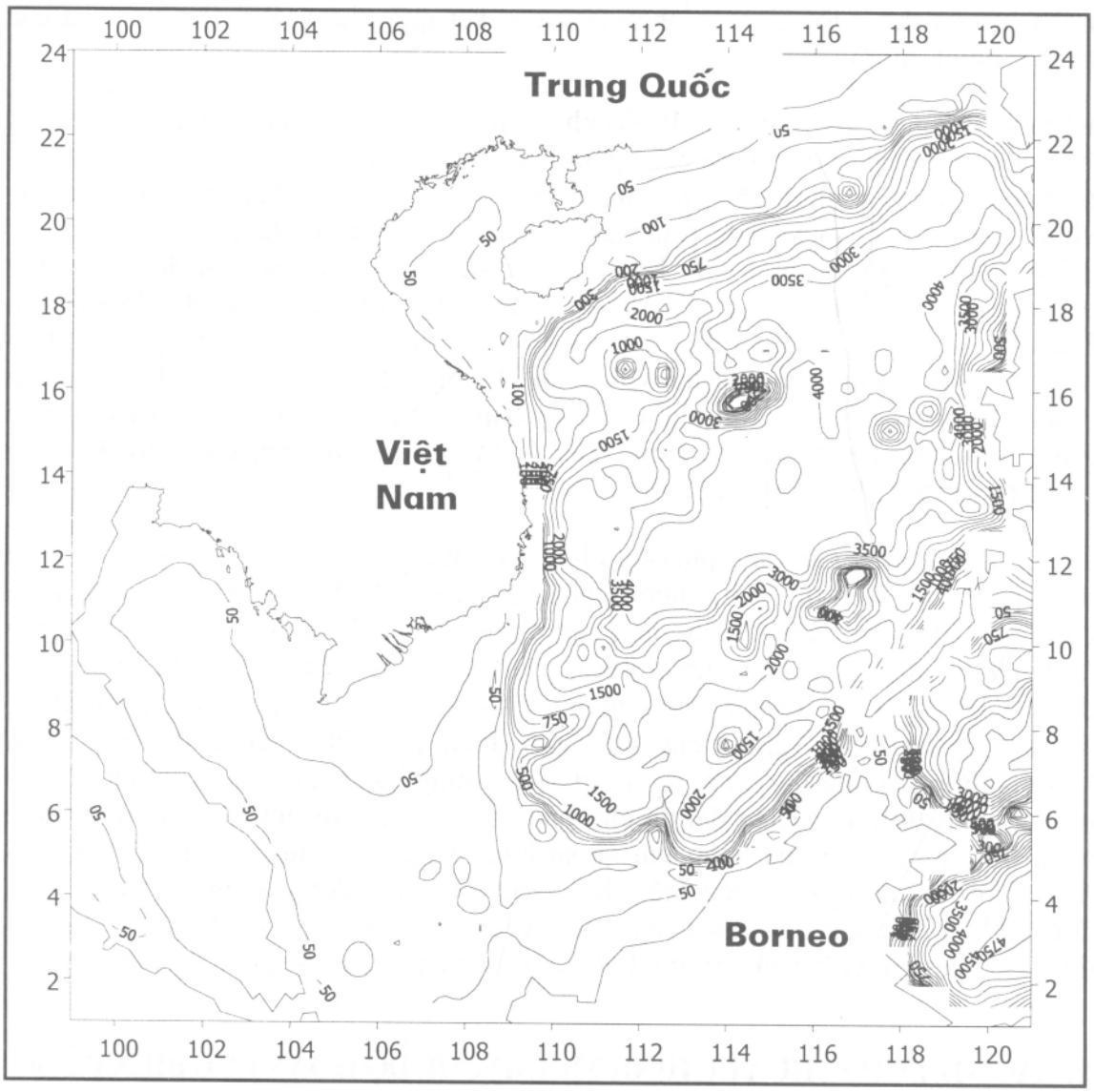
Khi xây dựng Atlas Quốc gia (1995) nhằm đáp ứng các yêu cầu khoa học và thực tiễn đồng thời trung thành với các kết quả đo đạc, các tác giả đã đưa ra các bản đồ trên cơ sở kết hợp những bản đồ của Wyrtki (1961) với các kết quả khảo sát các vùng biển ven bờ Việt Nam, trong đó có các bản đồ xu thế hoàn lưu từ Báo cáo kết quả điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ (1964). Bên cạnh các bản đồ này, cũng dẫn ra các bản đồ dòng chảy địa chuyển của Đề tài 48B 01-01 (1990) do Võ Văn Lành và các cộng tác viên tính toán trên cơ sở sử dụng một khối lượng lớn số liệu nhiệt độ và độ muối lưu trữ tại Viện Hải Dương Học. Các bản đồ đưa ra trong Atlas Quốc gia đã phản ánh những kết quả nghiên cứu hoàn lưu Biển Đông đến giữa thập niên 1980, qua đó cũng thấy được yêu cầu nghiên cứu vấn đề quan trọng này trong những năm tiếp theo.

Trong những năm gần đây, phương pháp mô hình hóa theo hướng hệ thống, đã được phát triển trên thế giới, phương pháp này cũng đã được ứng dụng để nghiên cứu hoàn lưu Biển Đông. Bên cạnh các công trình triển khai ở nước ngoài như Metzger E.J and H.E. Hurlburt (1996), Lê Ngọc Lý và Phú Lương (1997), v.v... đề tài KHCN 06-02: *Nghiên cứu cấu trúc ba chiều thủy động lực học Biển Đông* thuộc Chương trình Nghiên cứu biển giai đoạn 1996-2000 cũng đã được triển khai. Những kết quả thu được thông qua ứng dụng mô hình toán học tiên tiến và phương tiện tính toán hiện đại đã cho phép mô phỏng chi tiết hơn các đặc trưng phân bố không gian của hoàn lưu và sự biến động của chúng trong chế độ gió mùa. Với những số liệu điều kiện đầu vào và các tác động đồng bộ và gần với thực tế hơn, các kết quả thu được trong khuôn khổ đề tài KHCN 06-02 đã cho thấy khả năng thiết lập các trường hoàn lưu thực của Biển Đông và dự báo chúng.

II. CÁC NHÂN TỐ CHỦ YẾU HÌNH THÀNH CHẾ ĐỘ HOÀN LƯU BIỂN ĐÔNG

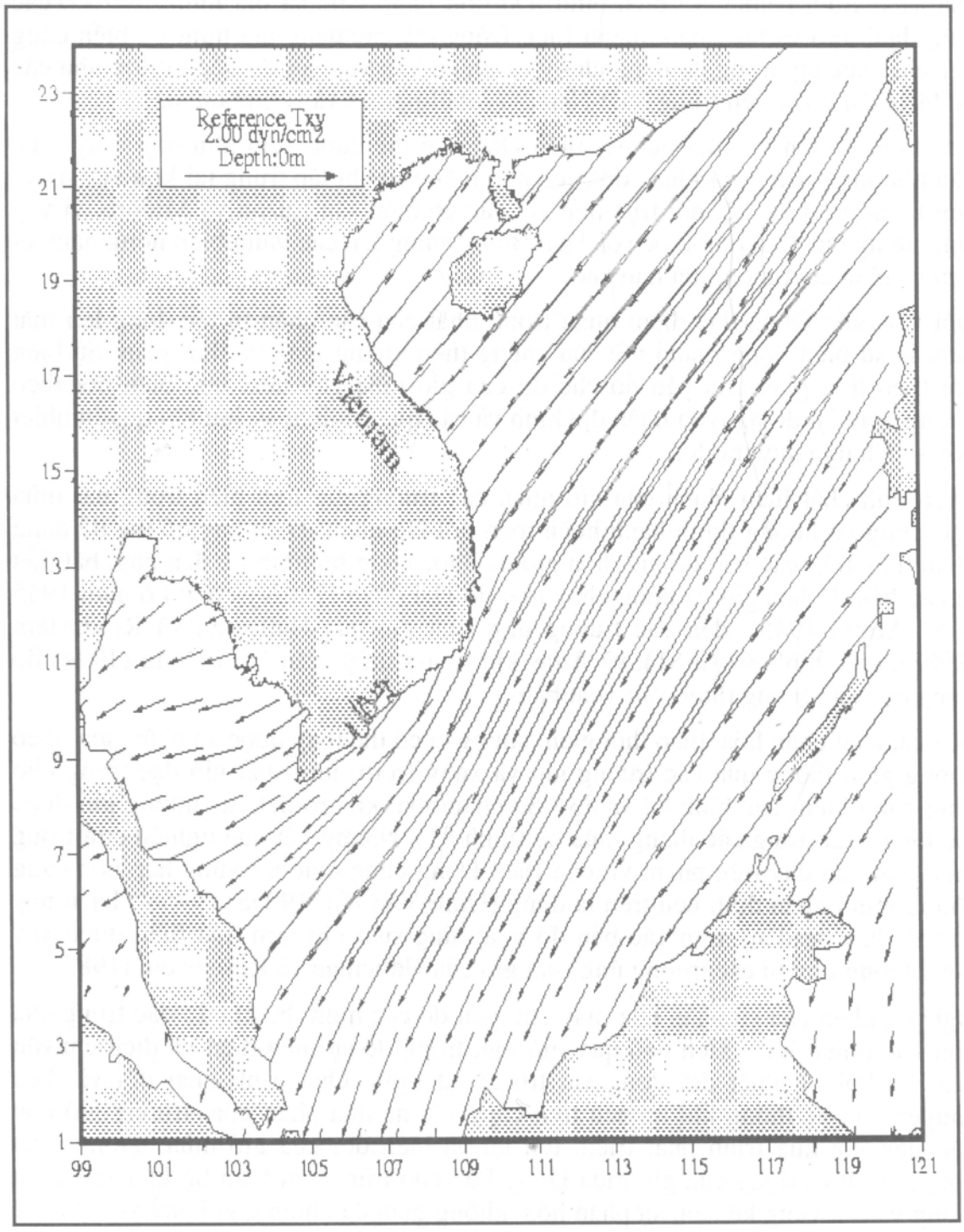
Như chúng ta đều biết, bên cạnh sự phụ thuộc vào các lực tác động lên toàn bộ khối nước biển, các đặc điểm hoàn lưu của một thủy vực biển còn phụ thuộc rất lớn vào các điều kiện địa hình và khả năng trao đổi nước với các thủy vực kề cận.

Tính phức tạp của điều kiện địa hình biển và bờ Biển Đông đã tạo nên sự đa dạng và biến động lớn của phân bố không gian và thời gian các nhân tố tác động lên nước biển như các trường khí tượng, tương tác biển- khí quyển, tương tác đất-biển và từ đó hoàn lưu Biển Đông cũng có những đặc điểm phức tạp tương ứng.



Hình 79. Bản đồ địa hình Biển Đông

Biển Đông có gần 4 triệu kilômét vuông diện tích bề mặt, trong đó khoảng một nửa là các vịnh, eo biển và thềm lục địa với độ sâu dưới 100 mét trải dài dọc bờ tây biển từ 5° vĩ độ nam đến 25° vĩ độ bắc. Vùng biển nông của Biển Đông được nối liền với Biển Đông Hải (Trung Quốc) qua eo Đài Loan và biển Java qua eo Malaca.



Hình 80. Trường ứng suất gió trên mặt biển trung bình đặc trưng cho mùa đông (tháng 1) theo Helleman và Rosenstein (1983)

Khu vực nước sâu chiếm toàn bộ phần trung tâm và đông bắc biển với hai eo biển sâu Luzon (trên 5000 m) và Midoro (trên 2000 m) nối liền với các vùng nước sâu của Thái Bình Dương và biển Sulu. Do tính phức tạp của địa hình (hình 79) các vùng lãnh thổ và biển bao quanh Biển Đông mà các dạng địa hình bờ biển cũng hết sức phức tạp trong đó đáng chú ý có nhiều khu vực với độ dốc rất lớn như các bờ biển sâu dọc miền trung Việt Nam, tây Philippines và Kalimantan.

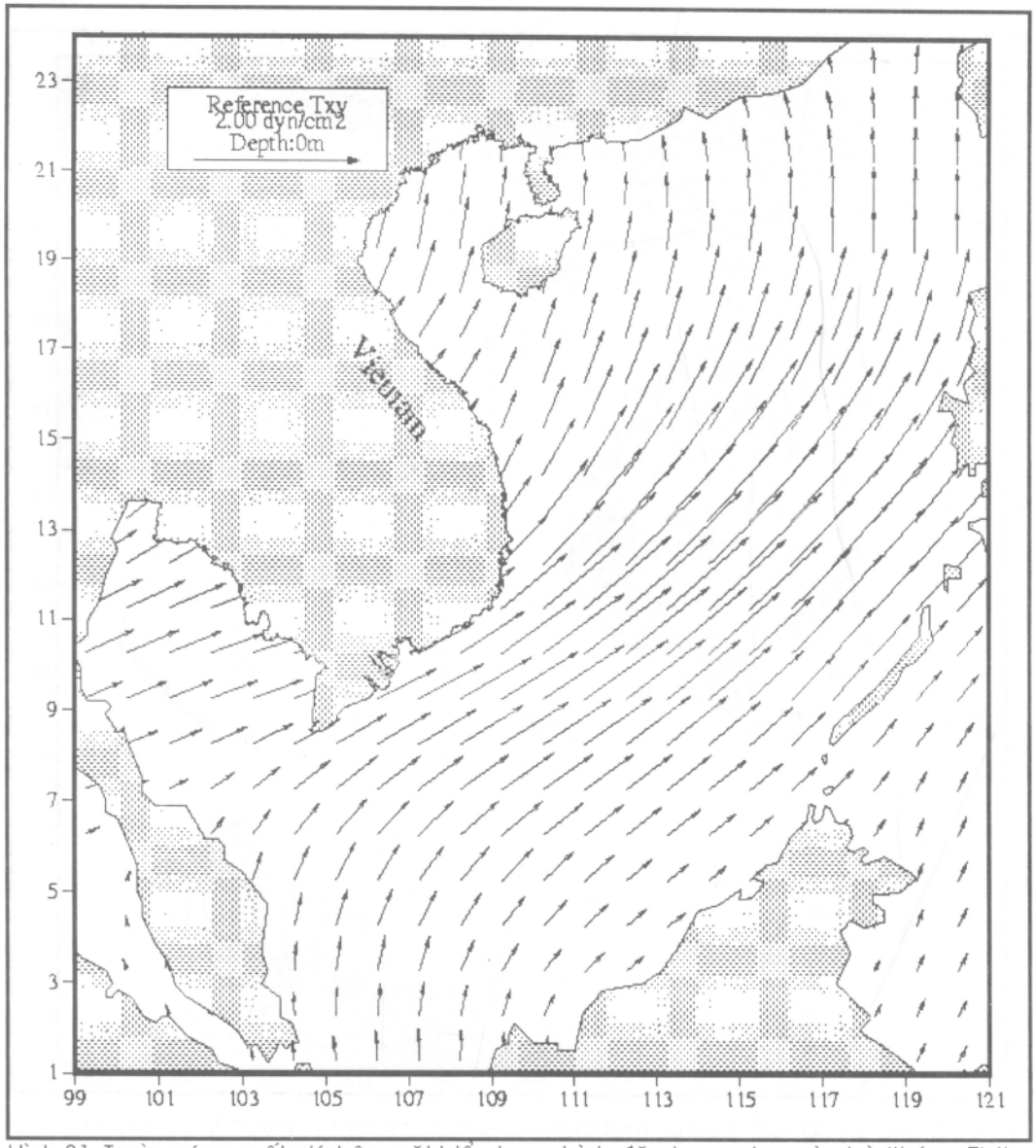
Tuy là một biển ven đại dương, Biển Đông có thể được xem như một thủy vực hầu như khép kín. Mặt khác, do các vùng biển sâu chỉ tập trung tại khu vực trung tâm biển, lại được kết nối trực tiếp với các eo biển sâu Luzon và Midoro, vì vậy ảnh hưởng của trao đổi nước với Thái Bình Dương lên các vùng biển nông nằm xa hơn về phía tây thường rất hạn chế.

Đối với Biển Đông đặc điểm quan trọng nhất của các nhân tố tác động lên mặt biển là sự biến động mạnh mẽ của chúng theo không gian và thời gian. Sự biến đổi theo thời gian chủ yếu do chế độ của gió mùa gây nên, còn biến đổi theo không gian lại do nguyên nhân địa hình và các quá trình hoàn lưu khí quyển nhiệt đới – xích đạo quy mô lớn.

Theo tính chất luân phiên của gió mùa, các trường gió trên biển trong hai mùa đặc trưng có hướng thịnh hành hoàn toàn đối lập nhau. Điều này có thể dễ dàng nhận thấy trên các bản đồ gió, hoa gió đã được công bố từ trước đến nay, bắt đầu từ các bản đồ hoa gió và dòng chảy mặt do Hải quân Hoa Kỳ công bố năm 1945 (US Army, 1945), đến các trường ứng suất gió của Halleman và Rosenstein (1983), (các hình 80 và 81), và Atlas khí tượng thủy văn Biển Đông (1994) do Tổng cục Khí tượng thủy văn xuất bản.

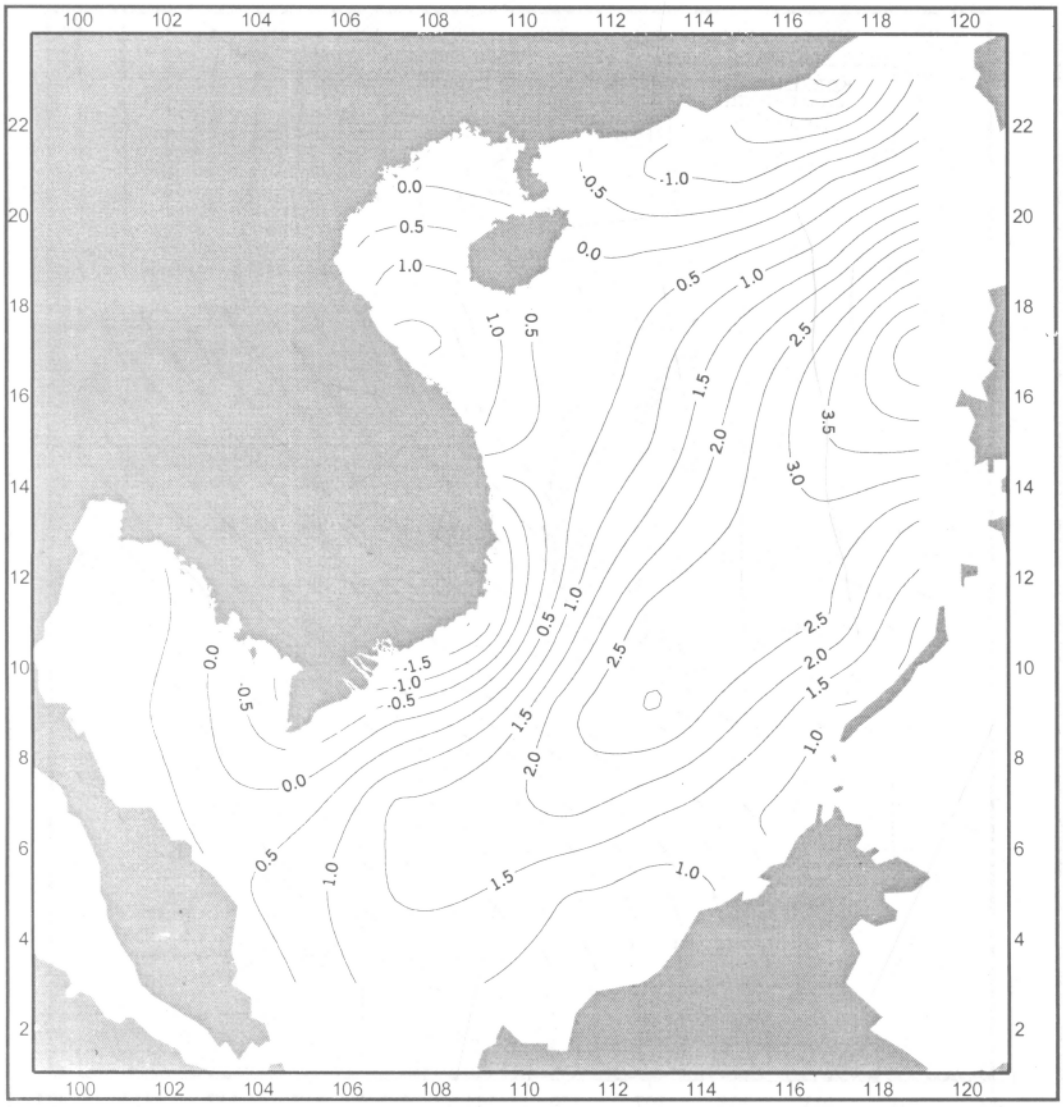
Bên cạnh sự phân hóa theo thời gian, chúng ta có thể thấy được sự phân hóa theo không gian thông qua các trường gió và xoáy (roto) ứng suất gió đặc trưng cho từng vùng biển (các hình 82 và 83). Sự phân hóa khá rõ nét của hướng gió được thể hiện nhất trong các tháng mùa hè (hình 81). Những kết quả nghiên cứu trong thời gian gần đây trên phạm vi toàn Biển Đông cũng như các vùng hẹp hơn càng chứng minh nhận định nêu trên là đúng (Đinh Văn Ưu, 1995a, 1995b). Điều này có thể thấy dễ dàng trên các bản đồ xoáy ứng suất gió trên mặt biển được xây dựng tương ứng từ các trường ứng suất gió của Halleman và Rosenstein (1983).

Nguyên nhân của sự phân hóa này chủ yếu do các hình thế khí áp đặc trưng của khu vực nhiệt đới – xích đạo quy mô lớn, trong đó sự hiện diện và dịch chuyển của dải hội tụ nhiệt đới đóng vai trò quyết định. Quá trình biến đổi và dịch chuyển của hệ thống khí áp nêu trên cùng với hệ quả phân hóa trường gió còn gắn liền với quá trình phát triển, tồn tại và biến đổi của gió mùa. Trong mùa đông, khi hoạt động của gió mùa Đông Bắc bao trùm trên toàn bộ khu vực Biển Đông và các vùng kề cận, sự phân hóa không gian của hướng gió chủ yếu do đặc điểm địa hình đất liền và đường bờ gây nên, đối với toàn vùng biển khơi hướng gió thịnh hành gần như nhau.



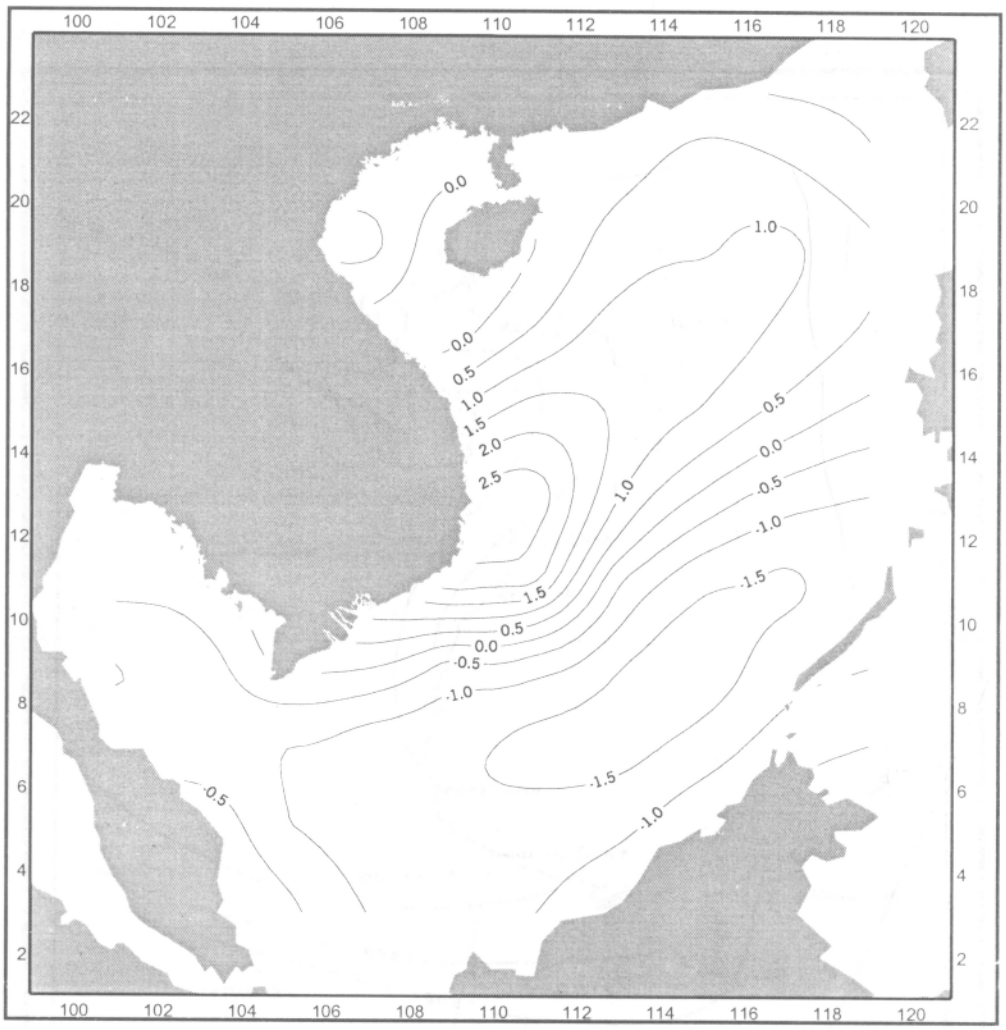
Hình 81. Trường ứng suất gió trên mặt biển trung bình đặc trưng cho mùa hè (tháng 7) theo Helleman và Rosenstein (1983)

Trong mùa hè, như chúng ta đều biết, phạm vi hoạt động của gió mùa Tây – Nam chỉ giới hạn ở phía nam dải hội tụ nhiệt đới, mà vị trí của dải hội tụ nhiệt đới lại biến đổi thường xuyên trên khu vực Biển Đông và các biển kề cận. Với đặc điểm phân bố của trường áp như vậy, hiện tượng phân hóa hướng gió trên biển trong mùa hè là tất yếu, vì theo quy luật vật lý trên phía bắc của dải hội tụ nhiệt đới trường gió chính là tín phong bắc bán cầu.



Hình 82. Trường roto ứng suất gió trên mặt biển trung bình tháng 1 (dyn/cm^3) tính theo trường ứng suất gió của Halleman and Rosenstein (1983)

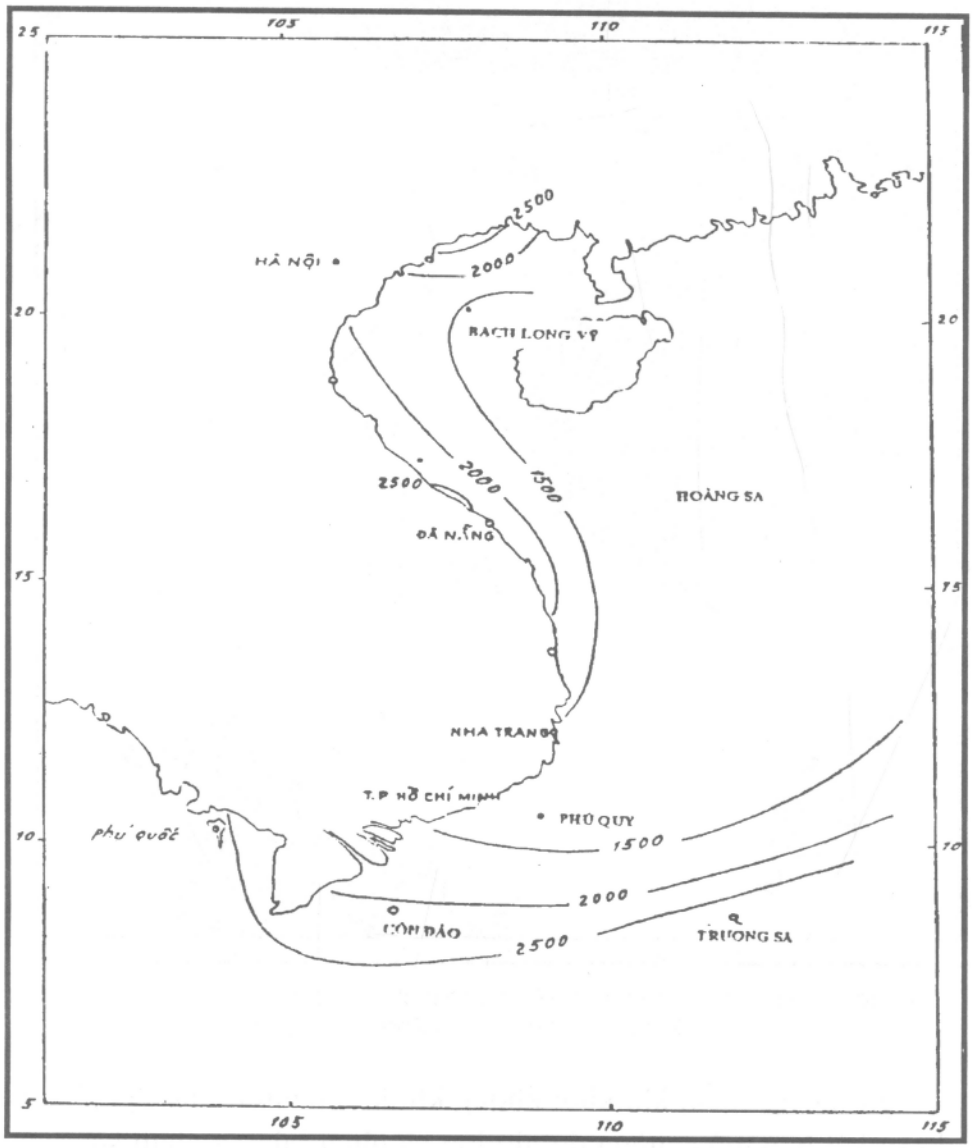
Cùng với sự biến động của trường áp và gió, các yếu tố khí tượng và những đặc trưng tương tác biển-khí quyển liên quan đều chịu sự biến động lớn theo không gian và thời gian. Có thể dễ dàng nhận thấy các hệ quả nêu trên khi xem xét phân bố các trường mưa, bốc hơi và trao đổi nhiệt qua mặt biển. Trên hình 84, đưa ra một ví dụ về sự bất đồng nhất rất lớn theo không gian của tổng lượng mưa năm trên Biển Đông.



Hình 83. Trường roto ứng suất gió trên mặt biển trung bình tháng 7 (dyn/cm^3) tính theo trường ứng suất gió của Halleman and Rosenstein (1983)

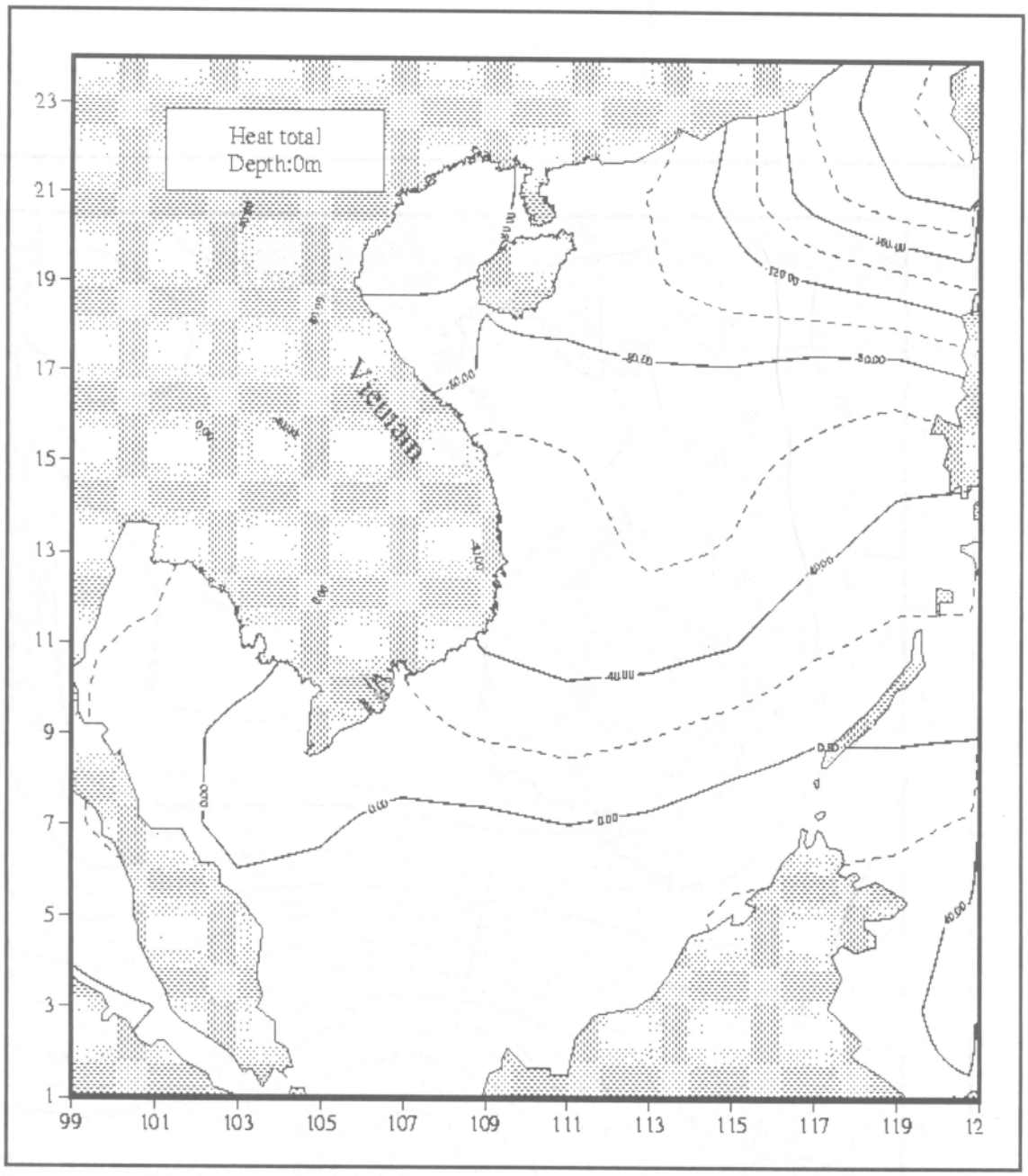
Trong mùa gió Đông- Bắc, khi khối không khí khô, lạnh từ lục địa phía bắc tràn xuống, do sự kết hợp giữa cường độ gió lớn và nhiệt bức xạ giảm sút, tạo nên sự mất nhiệt cực đại tại khu vực bắc và tây bắc biển, đặc biệt trên dải ven bờ (hình 85).

Trên vùng biển này, lượng nước bốc hơi vượt xa lượng mưa đã dẫn đến sự thiếu hụt cán cân nước ngọt và hình thành thông lượng muối đi vào biển, điều này được thể hiện trên hình 86, thông qua thông lượng nhiệt ẩn trao đổi giữa đại dương và khí quyển trong mùa gió Đông-Bắc.



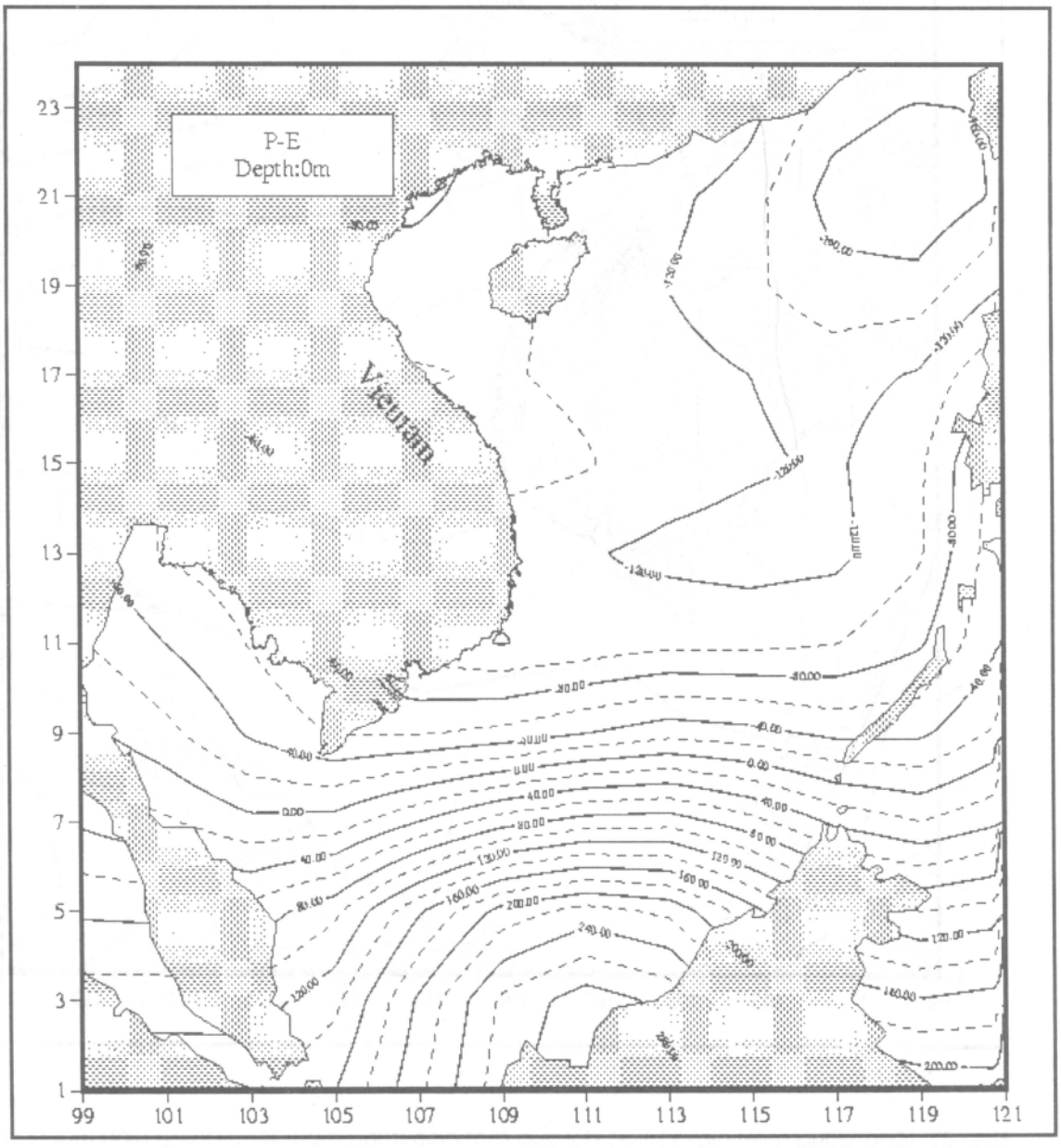
Hình 84. Phân bố tổng lượng mưa năm (mm) trên Biển Đông
(theo Đề tài KHCN 06-02)

Trong mùa hè, do ảnh hưởng của dải hội tụ nhiệt đới kết hợp với hoạt động của các áp thấp nhiệt đới và bão, lượng mưa trên vùng tây và tây- nam lớn hơn tổng lượng bốc hơi hình thành cán cân dương nước ngọt trên mặt biển (hình 87).

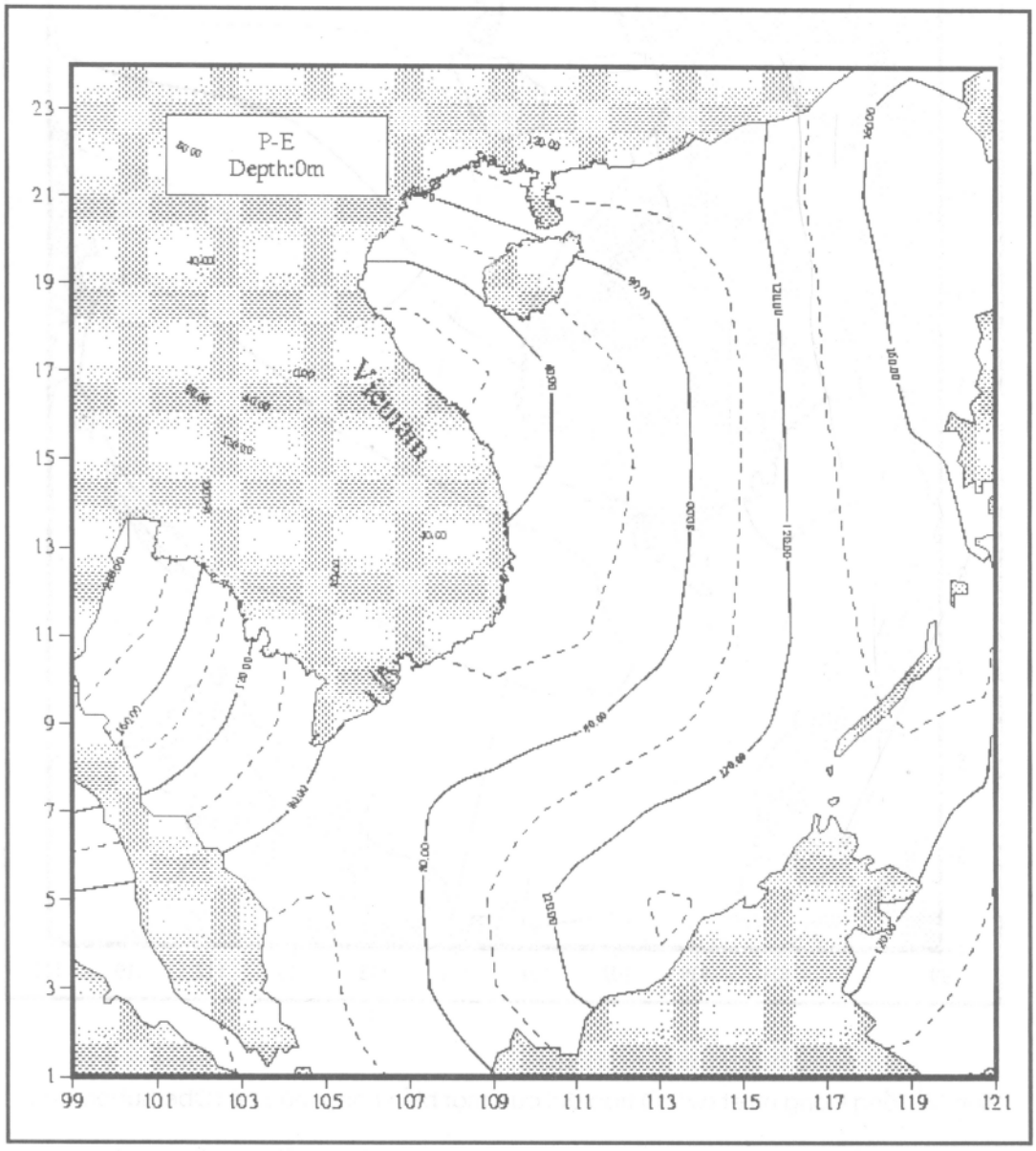


Hình 85. Tổng lượng nhiệt (w/m^2) trao đổi qua mặt biển trong mùa đông (trung bình tháng 1) theo Oberhuber (1988).

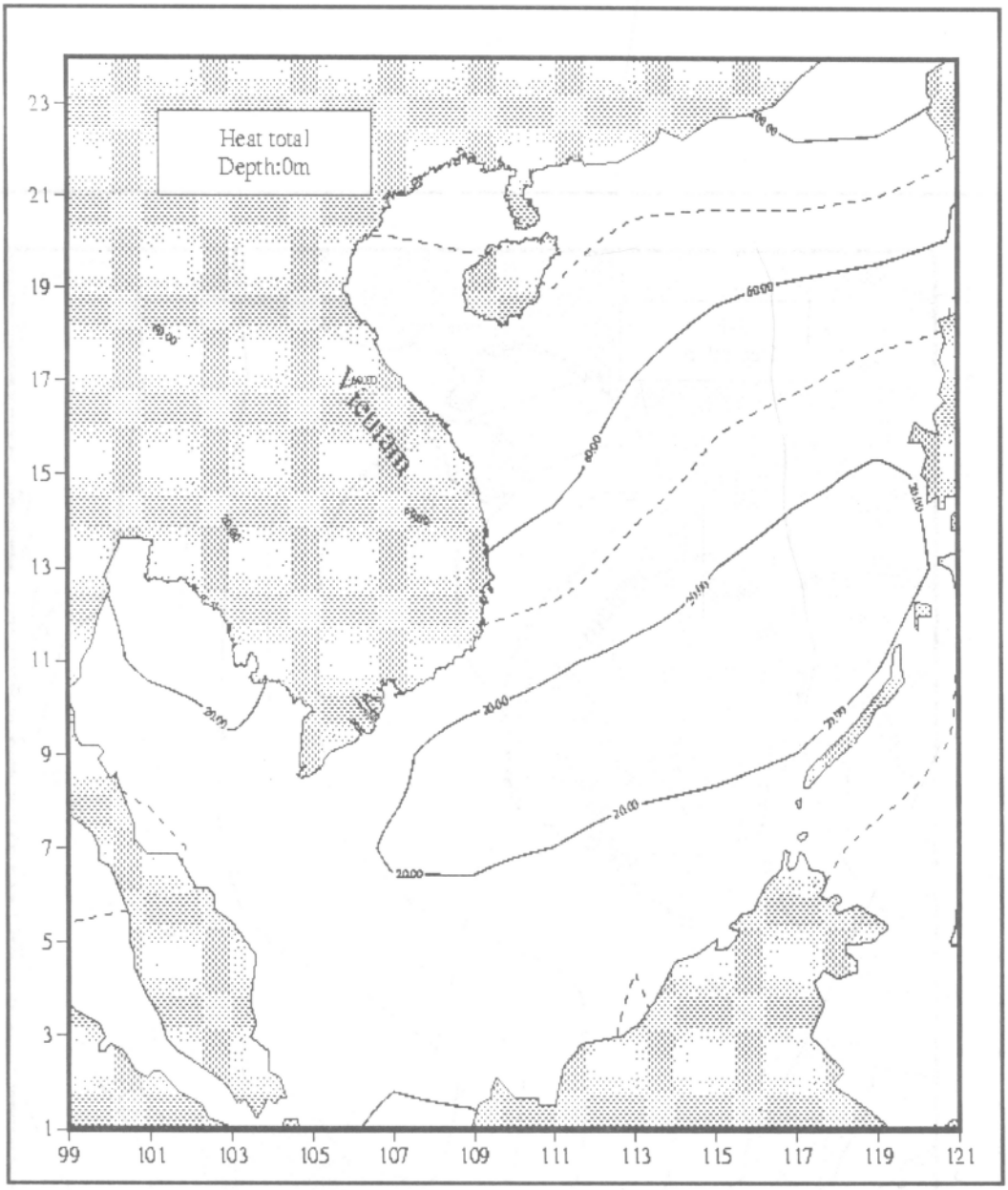
Phân bố của lượng nhiệt tổng cộng trong mùa hè do có sự tăng cường của bức xạ mặt trời nên có sự đồng đều hơn trên toàn vùng biển được thể hiện trên hình 88, thông qua thông lượng nhiệt ẩn trao đổi giữa đại dương và khí quyển trong mùa gió Tây-Nam.



Hình 86. Tổng lượng nước (mm/tháng) trao đổi qua mặt biển (P-E: mưa- bốc hơi) trong mùa đông (Oberhuber,1988)



Hình 87. Tổng lượng nước (mm/tháng) trao đổi qua mặt biển (P-E: mưa- bốc hơi) trong mùa hè (Oberhuber,1988)



Hình 88. Tổng lượng nhiệt (w/m^2) trao đổi qua mặt biển trong mùa hè (Oberhuber, 1988)

Những đặc điểm tự nhiên nêu trên đã tạo nên sự biến đổi mạnh của hoàn lưu và các trường nhiệt muối Biển Đông theo cả không gian lẫn thời gian. Mặt khác, do sự trao đổi nước giữa Biển Đông và các đại dương và biển kề cận tương đối nhỏ nên có thể cho rằng chế độ thủy văn động lực Biển Đông, ngoại trừ chuyển động thủy triều, chủ yếu do các quá trình tương tác biển- khí –lục địa khu vực tạo nên trong đó gió mùa đóng vai trò quyết định.

Cùng với các nhân tố tác động lên mặt biển như các thông lượng cơ năng, nhiệt và ẩm, các quá trình trao đổi giữa Biển Đông với thủy vực biển kề cận và đất liền cũng có sự biến động lớn theo thời gian và không gian. Những hiểu biết về các quy luật này là hết sức cần thiết khi nghiên cứu chế độ thủy văn và hoàn lưu biển.

III. CÁC ĐẶC ĐIỂM CƠ BẢN CỦA HOÀN LƯU BIỂN ĐÔNG

Trên cơ sở phân tích các điều kiện tự nhiên, các nhân tố ảnh hưởng chủ yếu và các kết quả nghiên cứu lý thuyết, phân tích, tổng hợp số liệu khảo sát có thể khẳng định rằng chế độ hoàn lưu Biển Đông mang tính chất hoàn lưu mùa và là kết quả của quá trình tương tác biển-khí quyển khu vực trong điều kiện hoạt động mạnh mẽ của gió mùa. Như vậy chúng ta có thể thiết lập các bản đồ hoàn lưu cho từng thời kỳ cụ thể với mức độ tin cậy và chi tiết phụ thuộc vào từng quy mô thời gian. Dựa trên cơ sở các bản đồ nền này người sử dụng có thể bổ sung và chi tiết hóa cho từng khu vực và cho từng thời kỳ cụ thể theo yêu cầu. Các số liệu phục vụ thiết lập các bức tranh hoàn lưu chi tiết là các trường tác động trên mặt phân cách biển – khí quyển, điều kiện trao đổi nước với các thủy vực kề cận và trao đổi sông- biển. Các trường hoàn lưu nền sẽ đảm bảo cho việc thiết lập điều kiện ban đầu và điều kiện biên biển hở khi triển khai các mô hình tính toán và dự báo. Công cụ chủ yếu để triển khai là các mô hình phân tích số liệu khí tượng, hải dương nhiều chiều đã và đang được phát triển và ứng dụng rộng rãi trên thế giới, căn cứ vào nguyên lý kết hợp các số liệu cập nhật của cấu trúc nhiệt, muối và hoàn lưu trong thời điểm nghiên cứu với số liệu nền.

Trong giai đoạn hiện nay, việc lập các bản đồ hoàn lưu nền cho Biển Đông vẫn còn trong giai đoạn hoàn thiện. Tuy nhiên, chúng ta có thể đưa ra một số bản đồ hoàn lưu cơ sở phản ánh những đặc trưng chính của chế độ hoàn lưu Biển Đông, đã được nghiên cứu và phát hiện trong suốt thế kỷ XX.

Căn cứ vào các kết quả nghiên cứu trong nước, trên quan điểm trung thành với các kết quả phân tích số liệu khảo sát trực tiếp, chúng ta có thể lấy các bản đồ dòng chảy tầng mặt trong Atlas quốc gia (1995) làm cơ sở cho chế độ hoàn lưu trên mặt Biển Đông. Các bản đồ này đã được các tác giả tổng hợp từ bản đồ được xây dựng căn cứ vào các số liệu khảo sát của chương trình NAGA (Wyrtki, 1961) và sơ đồ dòng chảy vịnh Bắc Bộ theo chương trình hợp tác Việt – Trung điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ (Báo cáo kết quả điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ, 1964). Atlas Quốc gia cũng đưa ra các bản đồ dòng chảy địa chuyển được tính theo các trường nhiệt muối phân tích trên các chuỗi số liệu có tại Viện Hải dương trước năm 1990 (Đề tài 48 B 01-01, 1990). Trước đó, Xu và nnk, 1982 cũng đã dựa vào số liệu lịch sử giai đoạn 1921-1970 để tính toán và đưa ra phân bố khí hậu của hoàn lưu mùa Biển Đông với nhiều điểm tương tự như của Wyrtki (1961).Trên cơ sở các kết quả phân tích nhiệt muối chi tiết sử dụng cơ sở dữ liệu quan trắc đầy đủ hơn cho giai đoạn từ 1909 đến 1995, Đinh Văn Ưu và Brankart (1997) đã đưa

ra các trường hoàn lưu địa chuyển cho phép cụ thể hóa thêm một số đặc trưng của hoàn lưu Biển Đông. Trong thời gian gần đây, một số thử nghiệm phân tích trường dòng chảy Biển Đông dựa trên cơ sở dữ liệu dòng chảy tầng mặt CD-ROM "Surface Ocean Current Data set" của JODC cũng góp phần khẳng định thêm những đặc điểm cơ bản nhất của hoàn lưu tầng mặt trên vùng biển sâu đã được phản ảnh trước đây (Nguyễn Thanh Phương, 1999, Đề tài KHCN 06-02,(2000). Để phục vụ các yêu cầu thực tế, cần phát triển và ứng dụng một công cụ phân tích và tổng hợp cho phép phản ánh được các đặc điểm chung của hoàn lưu trên cơ sở các nguồn số liệu nêu trên được lưu trữ trong dạng số.

Những kết quả nghiên cứu hoàn lưu Biển Đông bằng phương pháp mô hình hóa đã góp phần giải thích các nguyên nhân hình thành và biến động của hệ thống hoàn lưu, đồng thời cho phép xác định các cấu trúc không gian của chúng, kể cả những khu vực rất ít số liệu quan trắc trực tiếp cũng như tại các tầng sâu của biển. Bên cạnh đó, các đặc trưng của hoàn lưu được lưu trữ trong dạng số hoàn toàn có thể đáp ứng các yêu cầu của người sử dụng. Theo hướng nghiên cứu đó, chúng ta đang cố gắng đạt tới những kết quả tính toán có khả năng phản ánh tối đa các đặc điểm của trường hoàn lưu đã được rút ra từ số liệu đo đạc, trong đó chú trọng chế độ hoàn lưu của lớp nước mặt biển. Trên quan điểm này có thể chọn các kết quả mô phỏng hoàn lưu của Đề tài KHCN 06-02 làm tài liệu tham khảo khi nghiên cứu, sử dụng chế độ hoàn lưu nền Biển Đông đồng thời với các tài liệu rút ra từ khảo sát trực tiếp cũng như tính toán dòng địa chuyển từ số liệu nhiệt, muối như đã trình bày trên đây. Do mô hình hoàn lưu sử dụng trong đề tài KHCN 06-02 là mô hình theo hướng nghiên cứu hệ thống đã tính đến các quá trình được xem xét trong các mô hình chẩn đoán và địa chuyển vì vậy việc sử dụng các kết quả theo hướng này là hoàn toàn hợp lý với yêu cầu bổ sung và hoàn thiện trong quá trình khai thác, sử dụng.

Các kết quả nghiên cứu ở nước ngoài cũng đã góp phần làm sáng tỏ thêm các chi tiết của chế độ hoàn lưu Biển Đông. Trong công trình mới đây Jyan-Yu Hu và nnk, 2000 đã đưa ra các sơ đồ hoàn lưu được tổng hợp từ hầu hết các kết quả phân tích số liệu khảo sát và mô hình hóa đã được công bố ở nước ngoài đến năm 2000. Đây là một công trình tổng quan đầy đủ nhất từ trước đến nay về hoàn lưu Biển Đông, trong đó các tác giả đi sâu phân tích một số đặc điểm hoàn lưu đặc trưng như hoàn lưu mùa, dòng chảy ấm Biển Đông, sự xâm nhập của Kuroshio.

Căn cứ vào các tài liệu cơ bản nêu trên, chúng ta sẽ lần lượt đi sâu phân tích các đặc trưng cơ bản của chế độ hoàn lưu nước Biển Đông từ quy mô toàn biển đến quy mô các cấu trúc cục bộ, hoàn lưu trong các vịnh và dải ven bờ Việt Nam.

1. Hoàn lưu chung Biển Đông

Như đã phân tích ở phần trên, hoàn lưu chung của Biển Đông thực chất là hoàn lưu mùa, có thể sơ đồ hóa bằng hai bức tranh hoàn lưu cơ bản gần như đối lập nhau tương ứng hai mùa gió: gió mùa Đông-Bắc (mùa đông) và gió mùa Tây-Nam (mùa hè).

Đối với thời kỳ chuyển tiếp, phụ thuộc vào quá trình thay thế của các trường khí tượng trong từng năm cụ thể mà các đặc trưng hoàn lưu có thể xuất hiện sớm hơn hoặc lưu lại lâu hơn. Sau đây chúng ta chỉ tập trung phân tích các đặc điểm cơ bản của hoàn lưu chung Biển Đông trên cơ sở phân tích đặc điểm của hoàn lưu hai mùa chính. Để làm sáng tỏ các đặc điểm của hoàn lưu chung Biển Đông, bên cạnh các bản đồ từ Wyrtki (1961), chúng ta sẽ sử dụng các kết quả tổng hợp của Fang và các cộng tác viên được phân tích trong tổng quan của Jyan-yu Hu và nnk, (2000) và các kết quả của đề tài KHCN 06-02 (2000), cũng như tham khảo các kết quả của đề tài 48 B 01-01 (1990).

1.1. Những đặc điểm cơ bản của hoàn lưu địa chuyển Biển Đông

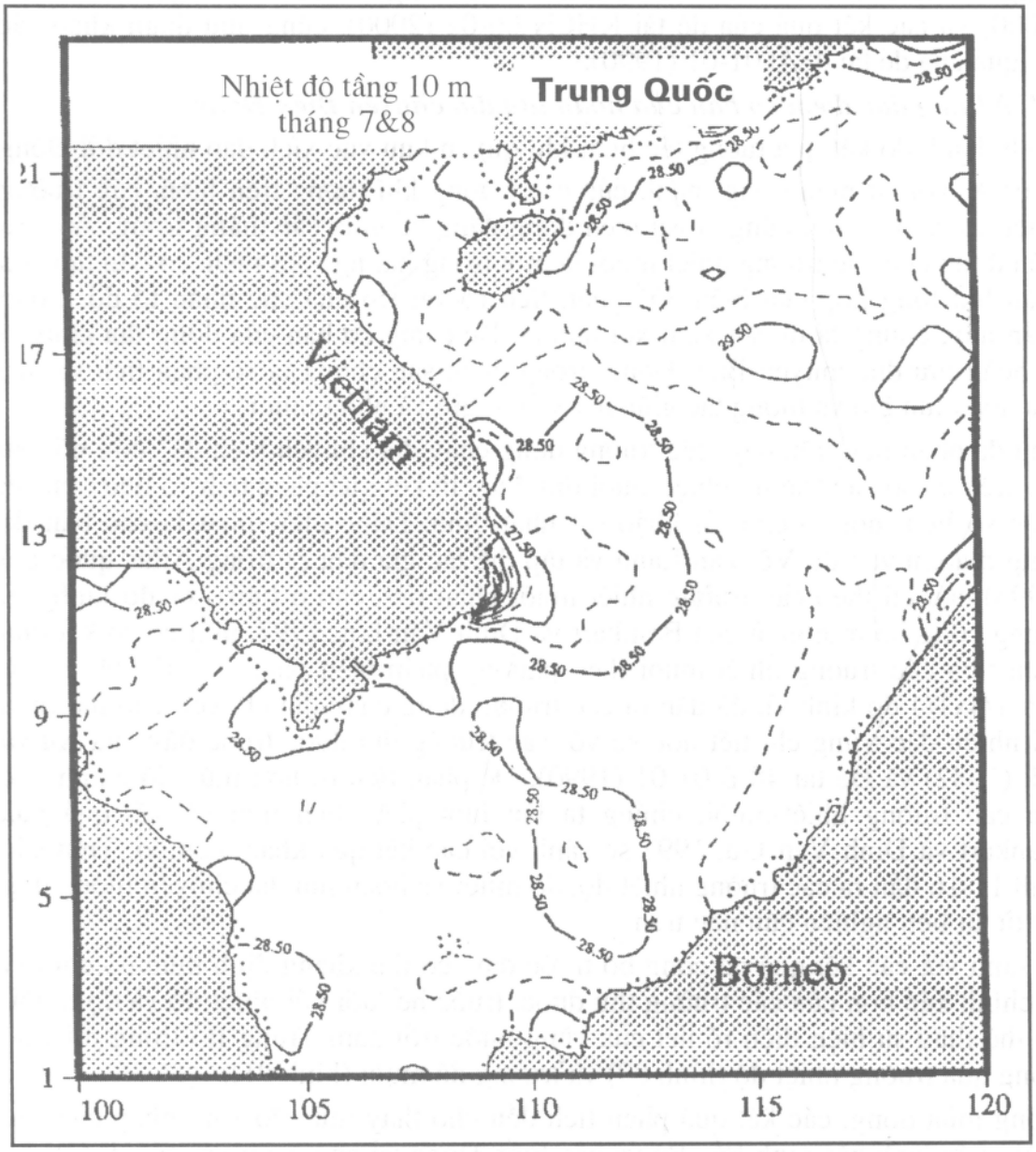
Hình thành do kết quả tương tác biển-khí quyển khu vực xích đạo nhiệt đới Đông Nam Á, với sự biến động mạnh của các trường khí tượng trên biển, các trường nhiệt độ và độ muối cũng có sự biến động đáng kể giữa các tháng trong năm. Sự biến động của các trường nhiệt muối là một trong hai nguyên nhân cơ bản tạo nên hoàn lưu tổng hợp của biển. Để phân tích rõ vai trò của các nhân tố đó, trong phần này, chúng ta đi sâu xem xét những đặc trưng cơ bản của dòng địa chuyển và hoàn lưu địa chuyển Biển Đông, trong phần sau chúng ta sẽ phân tích vai trò của hoàn lưu gió và tương tác giữa hai yếu tố gió và nhiệt muối.

Như đã phân tích trên đây, các trường dòng chảy địa chuyển hiện đã công bố đều dựa trên cơ sở các trường nhiệt muối thu được từ kết quả phân tích số liệu lịch sử, hoặc số liệu một số chuyến khảo sát nhất định. Đáng chú nhất là các bản đồ dòng địa chuyển do Võ Văn Lành và tập thể tác giả dẫn ra trong Atlas quốc gia (1995) căn cứ theo các trường nhiệt-muối phân tích cho ô lưới 1x1 độ kinh, vĩ. Trong công bố mới nhất của Brankart và Đinh Văn Ưu, 1997, trên cơ sở kết quả phân tích các trường nhiệt-muối theo phương pháp biến phân đảo (VIM) cho ô lưới 1/4x1/4 độ kinh vĩ, đã dẫn ra các trường dòng chảy địa chuyển cho hai mùa với nhiều đặc trưng chi tiết hơn so với các trường thu được trước đây của Xu và nnk (1982) và Đề tài 48 B 01-01 (1990). Để phân tích rõ hơn mức độ chính xác của các trường nhiệt-muối, chúng ta lần lượt phân tích một số kết quả của Brankart và Đinh Văn Ưu, 1997 so sánh với các kết quả khác hiện có. Trên các hình 11-16 dẫn ra các trường nhiệt độ, độ muối và hoàn lưu địa chuyển tương ứng lấy từ tài liệu nghiên cứu nêu trên.

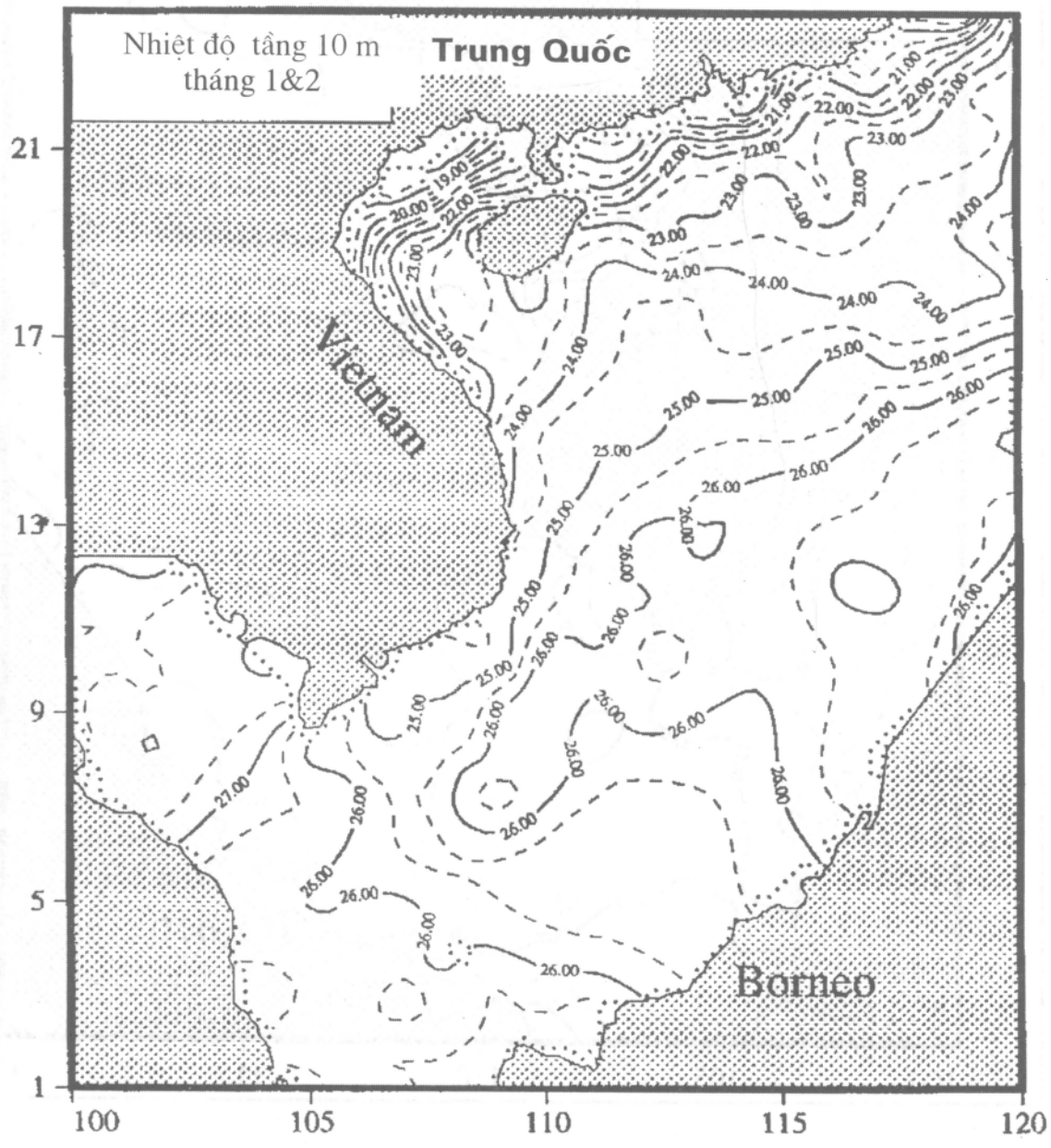
So sánh với các kết quả đã công bố trước đây, có thể khẳng định mức độ chi tiết và chính xác hơn của các trường thu được, trước hết đối với nhiệt độ và độ muối. Có thể thấy sự hiện diện rõ nét của vùng nước trồi nam Trung Bộ trong mùa hè thông qua trường nhiệt độ (hình 89) và trường độ muối (hình 91).

Trong mùa đông, các kết quả phân tích đều cho thấy mức độ xâm nhập của các khối nước lạnh bắc vịnh Bắc Bộ và bắc Biển Đông về phía nam với các đặc trưng độ muối khác biệt nhau do nguồn gốc nước ven bờ và ngoài khơi tương ứng. Trong mùa này cũng thấy sự hiện diện của một vùng nước ấm nằm tại các khu vực trung tâm vịnh Bắc Bộ và ngoài khơi Biển Đông.

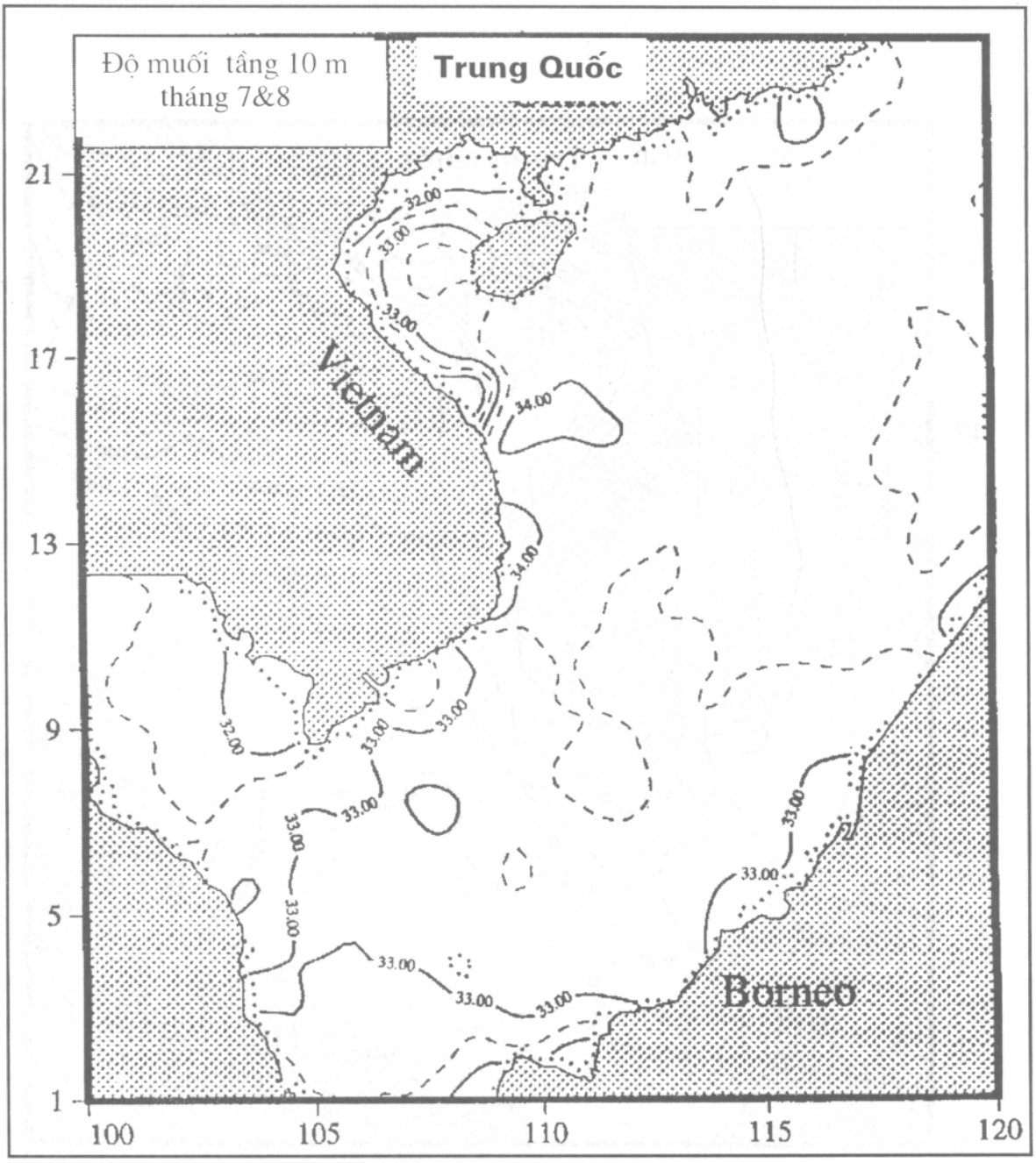
Các trường nhiệt muối theo kết quả phân tích 3D cho ta thấy rõ các đặc điểm chi tiết của quy luật phân bố các yếu tố này như hệ quả của quá trình tương tác biển-khí khu vực đã được nhiều nhà nghiên cứu trong và ngoài nước thừa nhận thông qua phân tích định tính, định lượng cũng như mô hình hóa .



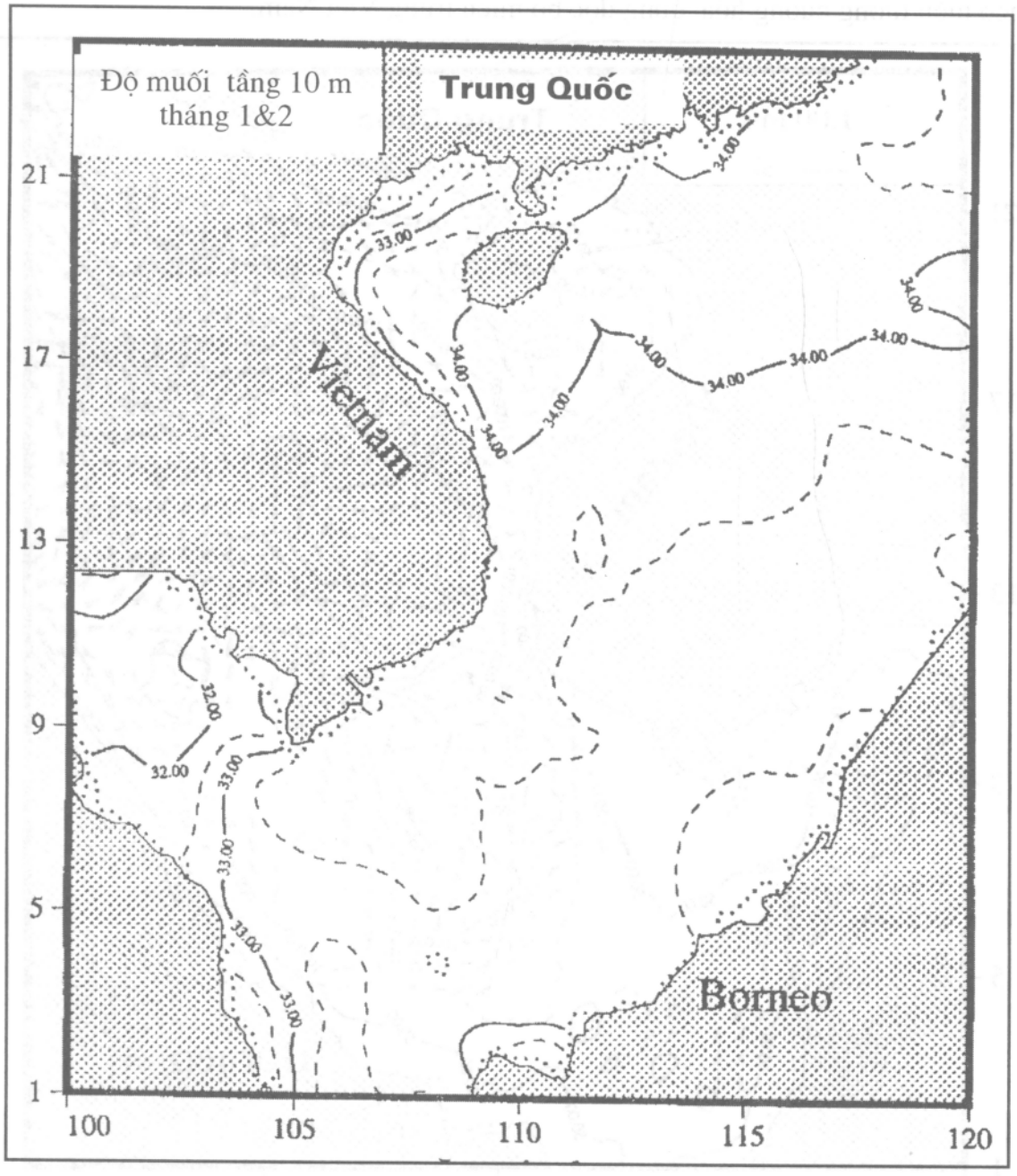
Hình 89. Trường nhiệt độ nước biển tầng 10 mét trong mùa hè (tháng 7 và 8) theo kết quả ứng dụng mô hình VIM (Brankart and D.V. Uu, 1997)



Hình 90. Trường nhiệt độ nước biển tầng 10 mét trong mùa đông (tháng 1 và 2) theo kết quả ứng dụng mô hình VIM (Brankart and D.V. Uu, 1997)



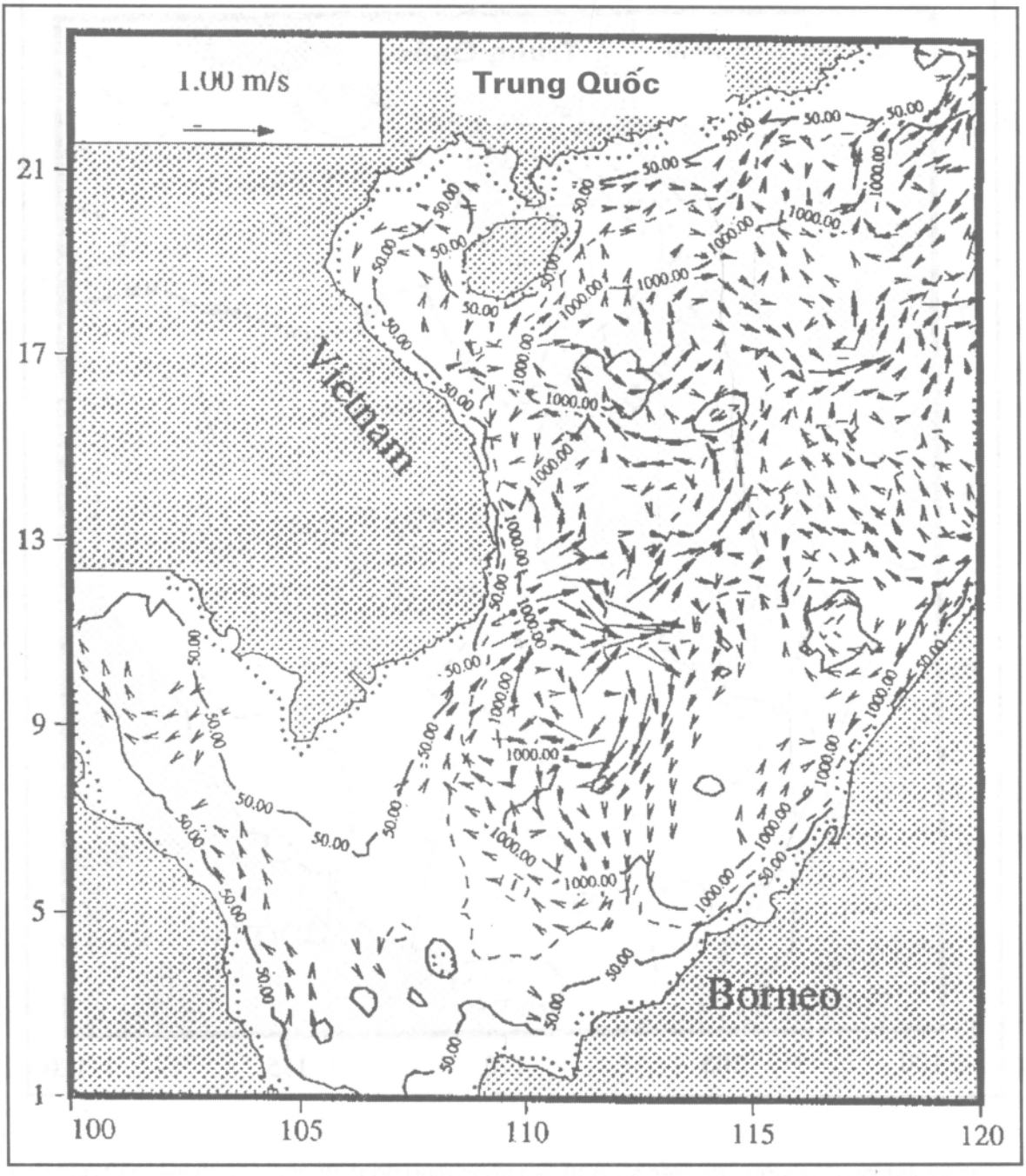
Hình 91 Trường độ muối nước biển tầng 10 mét trong mùa hè (tháng 7 và 8) theo kết quả ứng dụng mô hình VIM (Brankart and D.V. Uu, 1997)



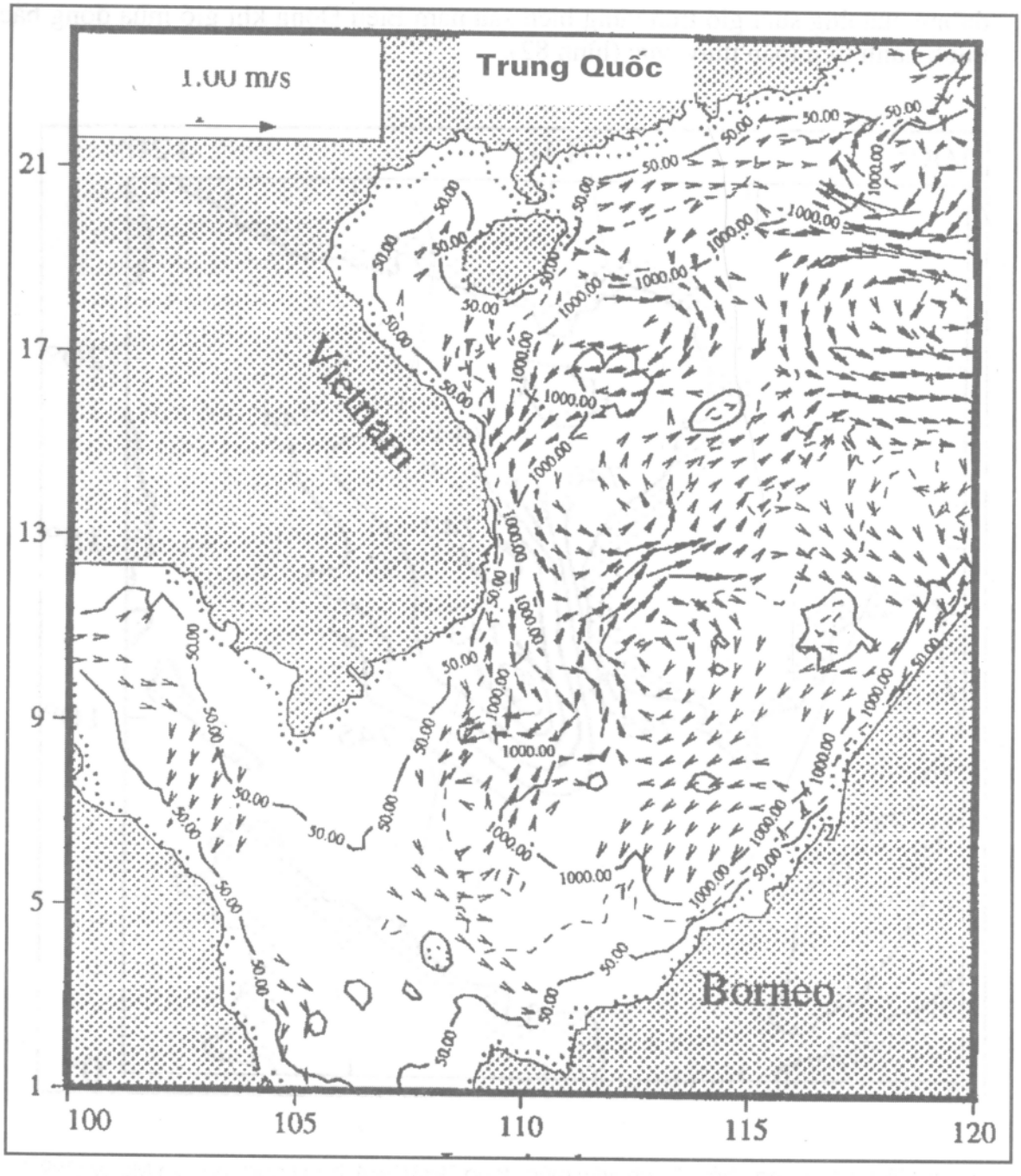
Hình 92. Trường độ muối nước biển tầng 10 mét trong mùa đông (tháng 1 và 2) theo kết quả ứng dụng mô hình VIM (Brankart and D.V. Uu, 1997)

Các bản đồ hoàn lưu địa chuyển thu được cho phép khẳng định những nét cơ bản của hoàn lưu mà Wyrtki (1961), Xu và nnk (1982) và Đề tài 48 B 01-01 (1990) đã dẫn ra, đồng thời cũng thấy xuất hiện các xoáy cụ bộ với kích thước khác nhau và sự biến động đáng kể của chúng. Hoàn lưu nước tầng mặt Biển Đông trong mùa

đông hình thành nên một xoáy thuận chính trên phần lớn khu vực biển sâu kèm theo hiện tượng cường hóa dòng dọc bờ miền trung Việt Nam.

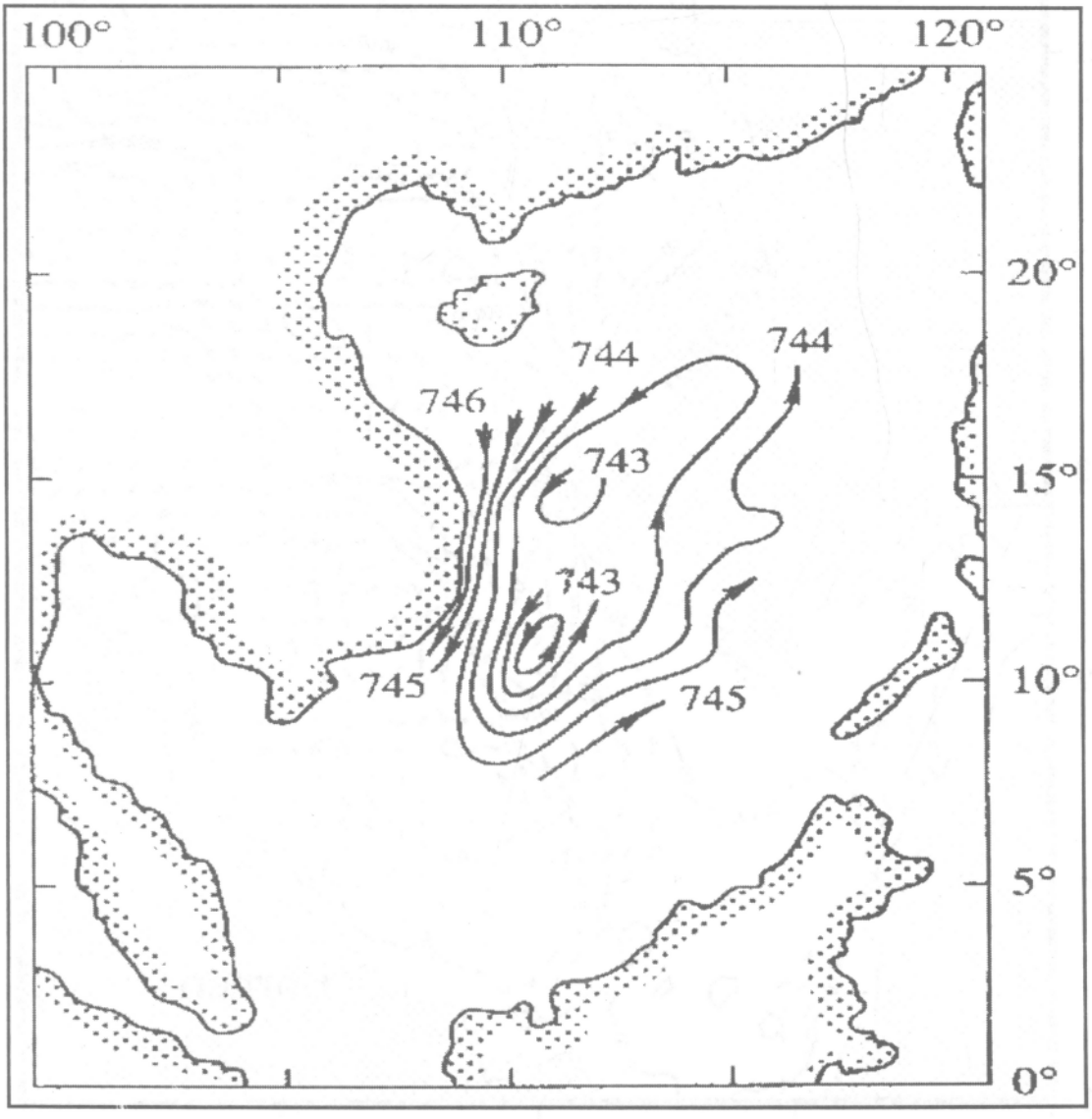


Hình 93. Trường dòng chảy địa chuyển trong mùa hè (tháng 7 và 8) tính theo trường nhiệt-muối mô hình VIM (Brankart and D.V. Uu, 1997)



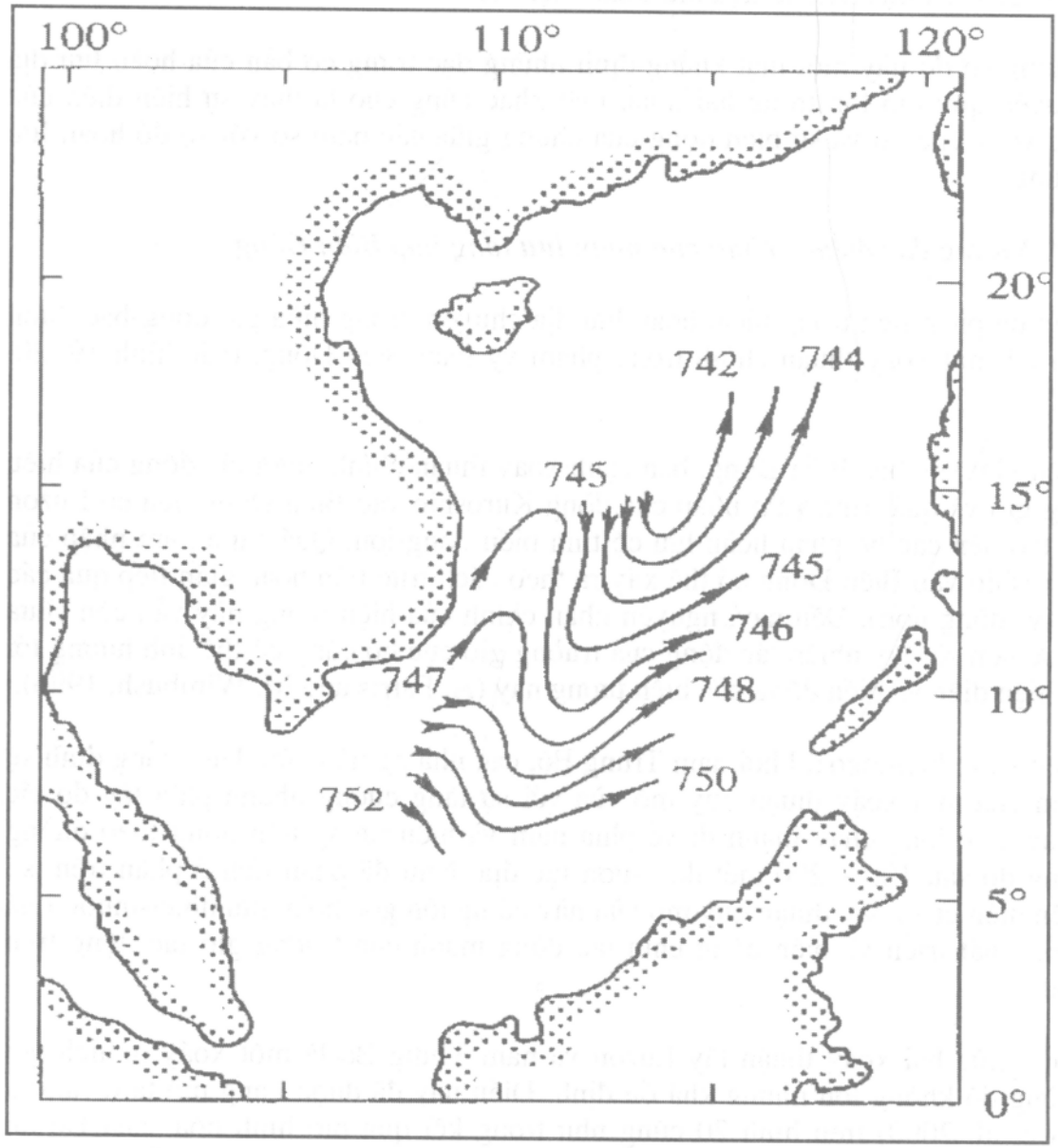
Hình 94. Trường dòng chảy địa chuyển trong mùa đông (tháng 1 và 2) tính theo trường nhiệt-muối mô hình VIM (Brankart and D.V. Uu, 1997)

Các đặc điểm này đã được phản ánh trong các công bố dựa trên số liệu quan trắc (Wyrtki, 1961, Atlas Quốc gia, 1995, Nguyễn Thanh Phương, 1999, Đề tài KHCN 06-02, 2000) và được mô phỏng chi tiết hơn bằng kết quả mô hình 3D (Đề tài KHCN 06-02, 2000). Điều này có thể được lý giải bởi sự hiện diện xoáy dương của ứng suất gió trên vùng biển sâu nam Biển Đông khi gió mùa đông bắc thịnh hành trên toàn thủy vực (hình 82).



Hình 95. Sơ đồ dòng chảy địa chuyển mùa đông 1983/1984 theo Bogdanov và Moroz (1994)

Tại vùng biển ngoài khơi nam Trung Bộ xoáy thuận lớn bị thu hẹp theo chiều ngang hình thành nên xoáy thuận nam Biển Đông với dải hội tụ theo hướng kinh tuyến. Các kết quả khảo sát và tính toán đều khẳng định đặc điểm này với vị trí trục hội tụ nằm trên dải kinh tuyến 109-110°E bắt đầu từ 5-5°N đến 14-15°N và chuyển hướng dần về đông-bắc. Tại vùng biển tây Luzon tồn tại một xoáy thuận phụ khá ổn định bị tách khỏi xoáy thuận phía nam bởi một xoáy nghịch trung tâm biển. Trên vùng biển bắc Borneo dòng chảy sát bờ đi về phía tây-nam đã hình thành nên các xoáy nghịch nằm phía đông xoáy thuận nam Biển Đông.



Hình 96. Sơ đồ dòng chảy địa chuyển mùa hè 1984 theo Bogdanov và Moroz (1994)

Trong mùa hè, trong xu thế chung của hoàn lưu xoáy nghịch trên toàn biển, có thấy sự xuất hiện hai xoáy nghịch nhỏ hơn tại các khu vực ngoài khơi nam Trung Bộ và bắc Hoàng Sa. Giữa hai xoáy nghịch này là một xoáy thuận gần bờ biển sâu Trung Bộ. Trong các điều kiện nhất định, xoáy thuận này có thể bao gồm cả vùng hoạt động nước trồi do hiệu ứng phân hóa trường gió gần bờ Việt Nam cũng và các phần uốn của dòng chảy chính đi về phía bắc và đông bắc biển.

Các hình 95 và 96 dẫn ra phân bố độ cao động lực và sơ đồ dòng chảy địa chuyển mùa đông 1983/1984 và mùa hè 1984 theo kết quả tính toán của Bogdanov và Moroz, 1994 dựa trên số liệu khảo sát Việt - Xô.

Những sơ đồ này một mặt khẳng định những đặc trưng cơ bản của hoàn lưu địa chuyển quy mô lớn trong hai mùa, mặt khác cũng cho ta thấy sự hiện diện của các xoáy cục bộ và sự biến động của chúng giữa các năm so với sơ đồ hoàn lưu chung.

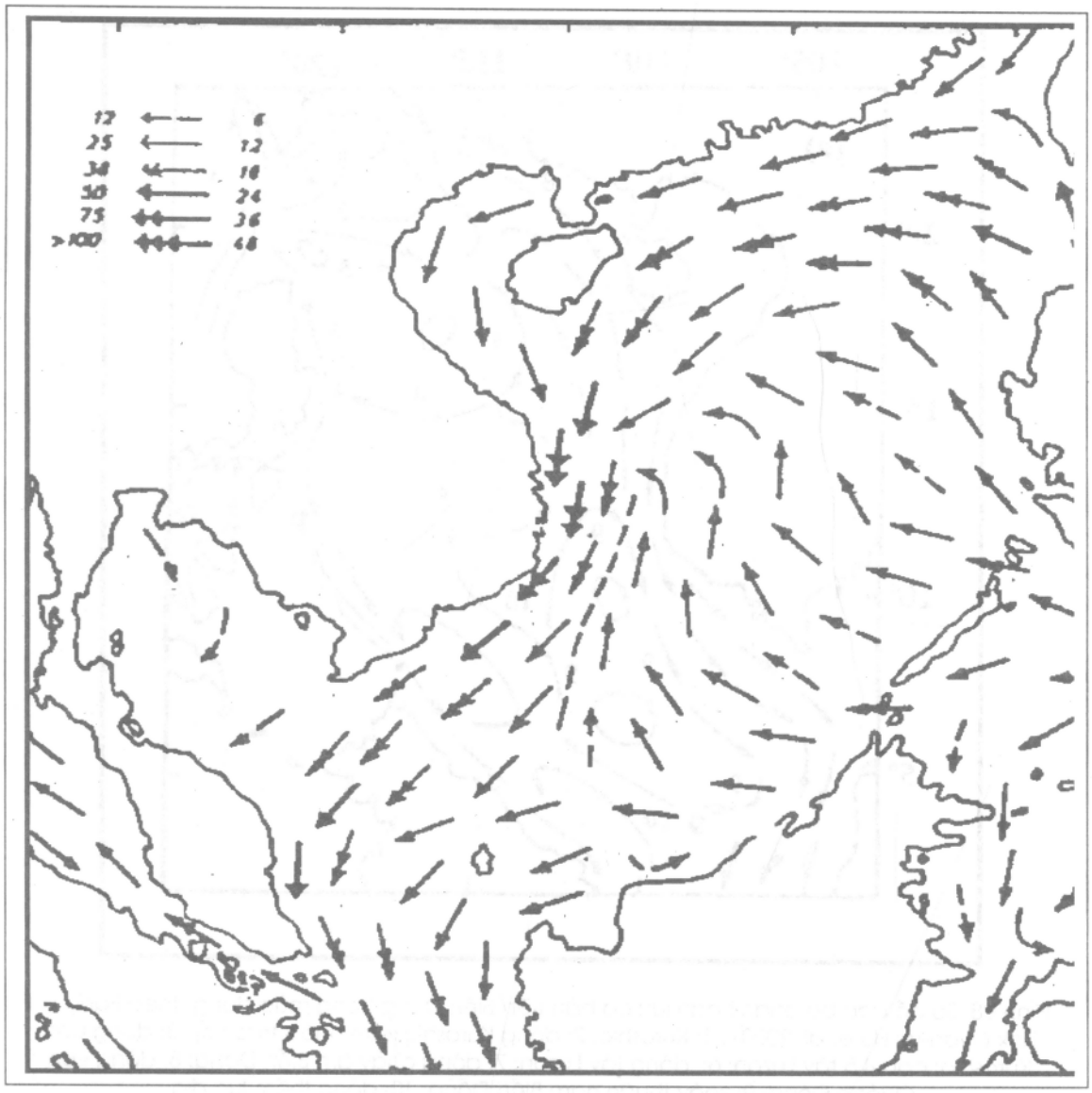
1.2. Những đặc điểm cơ bản của hoàn lưu tổng hợp Biển Đông

Như đã phân tích trong phần hoàn lưu địa chuyển, trong mùa gió đông-bắc, luôn tồn tại một xoáy thuận chính trong phạm vy toàn Biển Đông, (các hình 19, 20, 21).

Trên khu vực bắc Biển Đông, bên cạnh xoáy thuận chính, dưới tác động của hiệu ứng gió và quá trình xâm nhập của dòng Kuroshio vào Biển Đông qua eo Luzon đã tạo nên các bộ phận hoàn lưu có tính biến động lớn. Quá trình xâm nhập của Kuroshio vào Biển Đông có thể xẩy ra theo cách trực tiếp hoặc gián tiếp qua các xoáy (dòng uốn). Đến nay, nguyên nhân chính của hiện tượng này vẫn còn chưa được làm rõ, tuy nhiên tác động của trường gió cục bộ cũng có thể ảnh hưởng tới sự hiện diện và biến động của hiện tượng này (A. Farris and M. Wimbush, 1996).

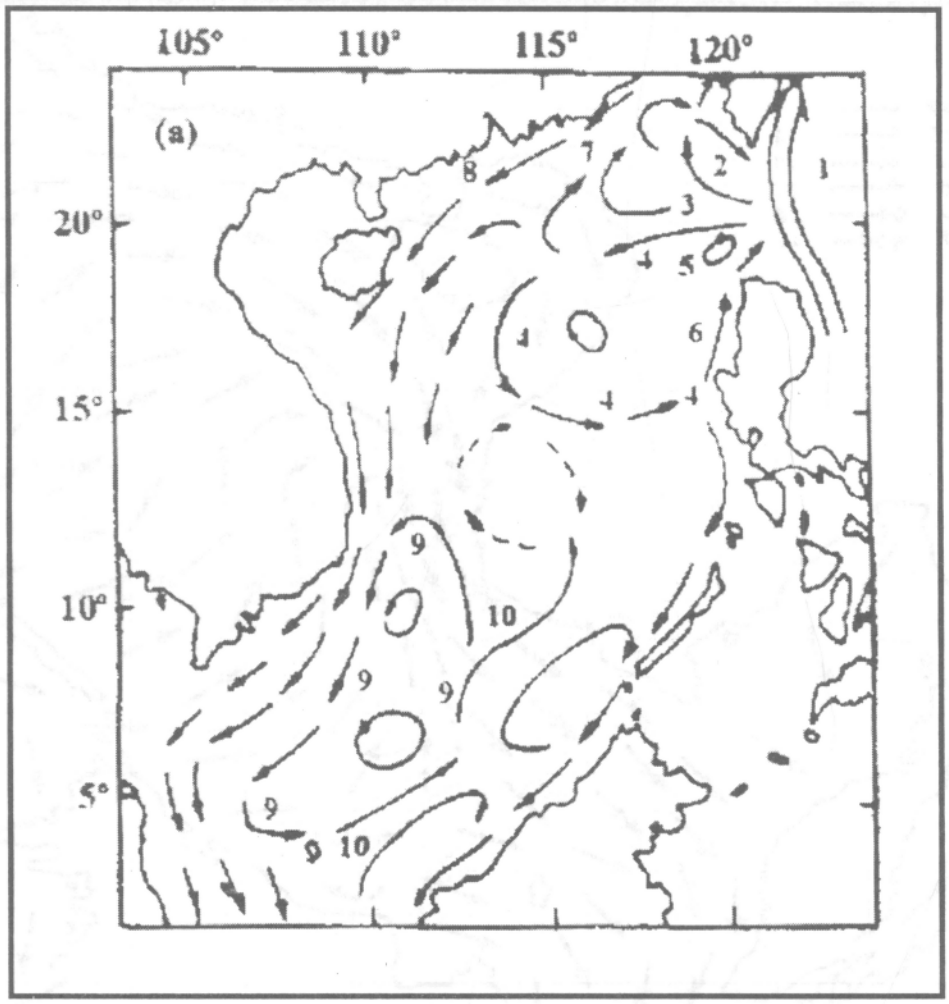
Trên vùng biển ngoài khơi nam Trung Bộ, các nhà nghiên cứu đều khẳng định sự hiện của một xoáy thuận quy mô vừa với sự tăng cường nhánh phía tây do tác động của dòng chảy mạnh đi về phía nam và hiện tượng uốn dòng theo đường đẳng độ sâu 100 – 200 mét dọc sườn lục địa. Như đã phân tích ở phần trên, sự hiện diện của xoáy thuận quy mô vừa này có nguồn gốc hoàn lưu nhiệt-muối, quá trình phát triển và biến động chịu tác động mạnh của trường gió tác động trên mặt.

Nằm giữa hai xoáy thuận tây Luzon và nam Trung Bộ là một xoáy nghịch với cường độ không lớn nhưng khá ổn định. Điều này đã được Fang mô tả (Jyan-yu Hu et al, 2000) trên hình 20 cũng như trong kết quả mô hình hóa của Đề tài KHCN 06-02, hình 21.



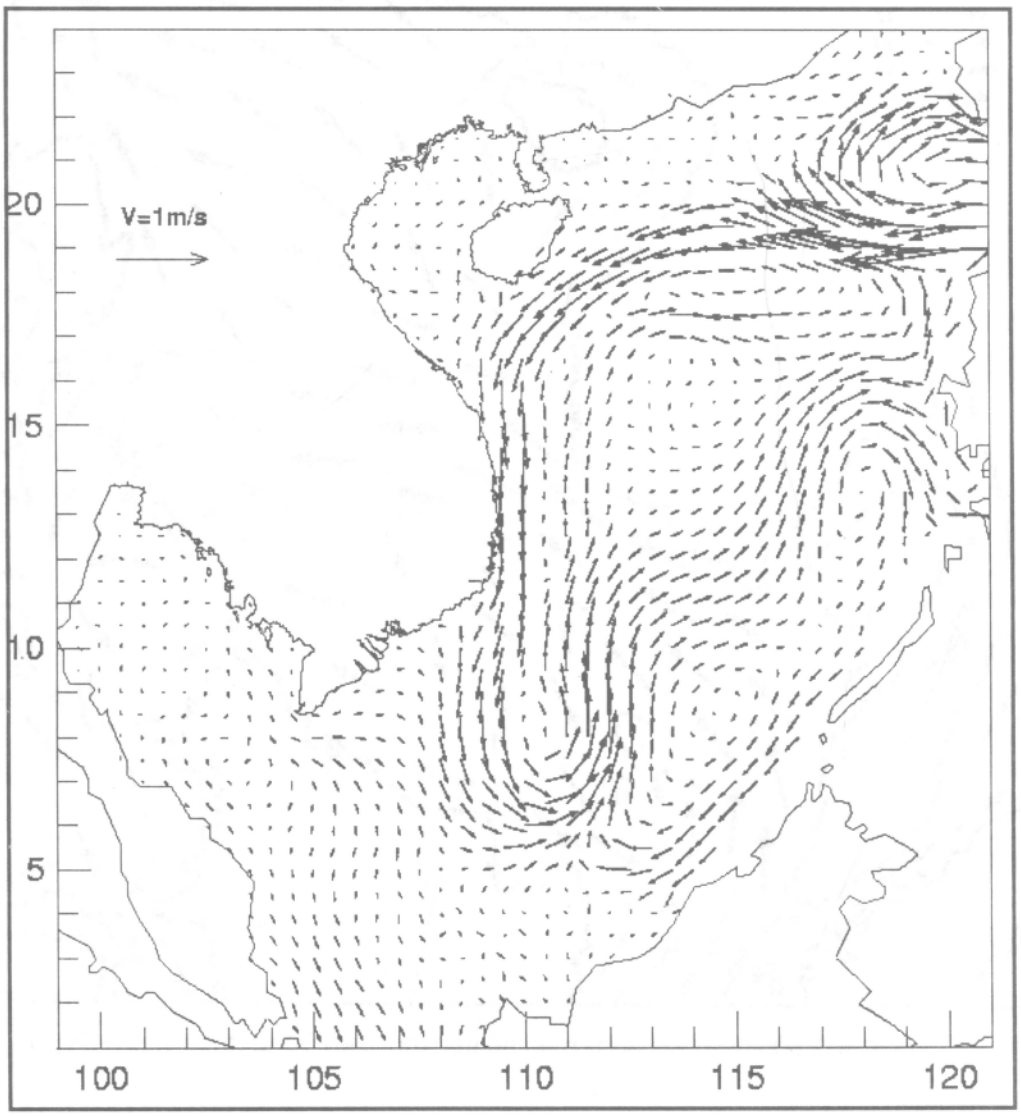
Hình 97. Bản đồ dòng chảy mùa đông trên mặt Biển Đông (theo Wyrtki, 1961).

Có thể giả thiết rằng, một trong những nguyên nhân hình thành nên xoáy nghịch này xuất phát từ ảnh hưởng địa hình bị chia cắt bởi khu vực tương đối nông xung quanh quần đảo Hoàng Sa. Các kết quả phân tích hoàn lưu trên mặt biển theo số liệu CD-ROM "Surface Ocean Current Data set" của JODC (Nguyễn Thanh Phương, 1999) cũng đã cho ta thấy sự tồn tại khá ổn định của xoáy nghịch quy mô vừa này.

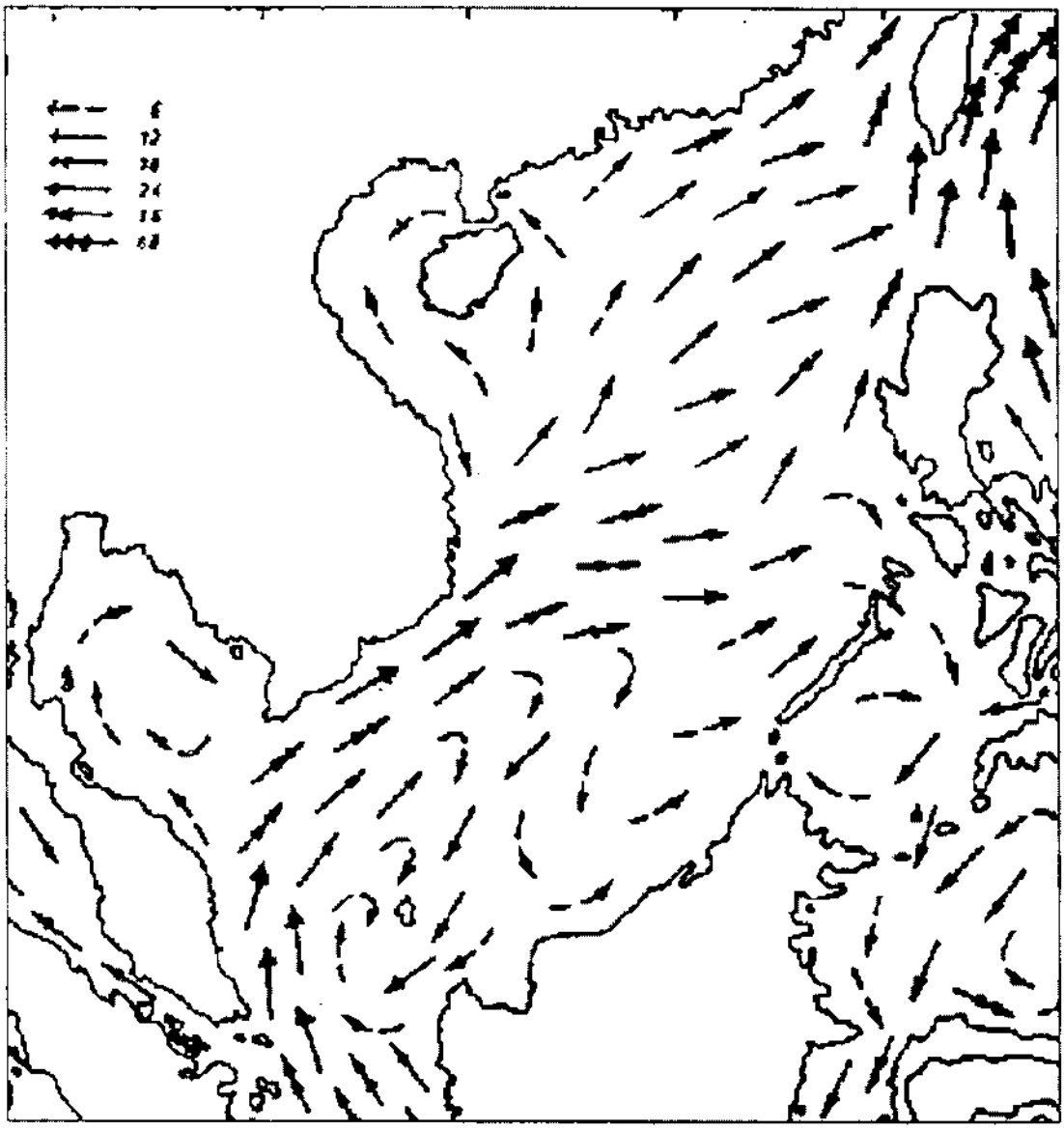


Hình 98. Sơ đồ các bộ phận hoàn lưu cơ bản trên Biển Đông trong mùa đông theo Fang và nnk (Jyan-yu Hu et al, 2000) : 1: Kuroshio; 2: dòng Kuroshio xâm nhập trực tiếp,3: dòng uốn Kuroshio; các 4,5 tây Luzon; 6: dòng tây Luzon; 7: dòng chảy ấm Biển Đông; 8: dòng ven Quảng Đông; 9: xoáy thuận nam Biển Đông; 10: dòng thẩm lục địa.

Trên bản đồ hoàn lưu mùa đông (tháng 2) theo Wyrtki (1961) thu được từ phân tích quỹ đạo các vật trôi và một số quan trắc dòng chảy đã cho thấy sự tồn tại của xoáy thuận chính trên phạm vi toàn biển cùng với hiện tượng cường hóa dòng chảy dọc bờ tây Biển Đông (hình 97). Ngoài ra dưới tác động của gió Đông-Bắc cũng đã thấy xu thế hình thành một nhánh dòng chảy hướng Tây-Nam dọc bờ Borneo. Dòng chảy này, trong mức độ nào đó, đã góp phần làm suy yếu phần phía đông của xoáy thuận chính. Hiện tượng nêu trên về ảnh hưởng của hoàn lưu gió có thể thấy khá rõ trên sơ đồ dòng chảy mùa đông của Fang (Hyan-yu Hu et al, 2000) được dẫn ra trên hình 20. Các kết quả mô hình hóa của đề tài KHCN 06-02 (2000) cũng đã khẳng định lại đặc trưng khá ổn định này của hoàn lưu mùa đông toàn Biển Đông.

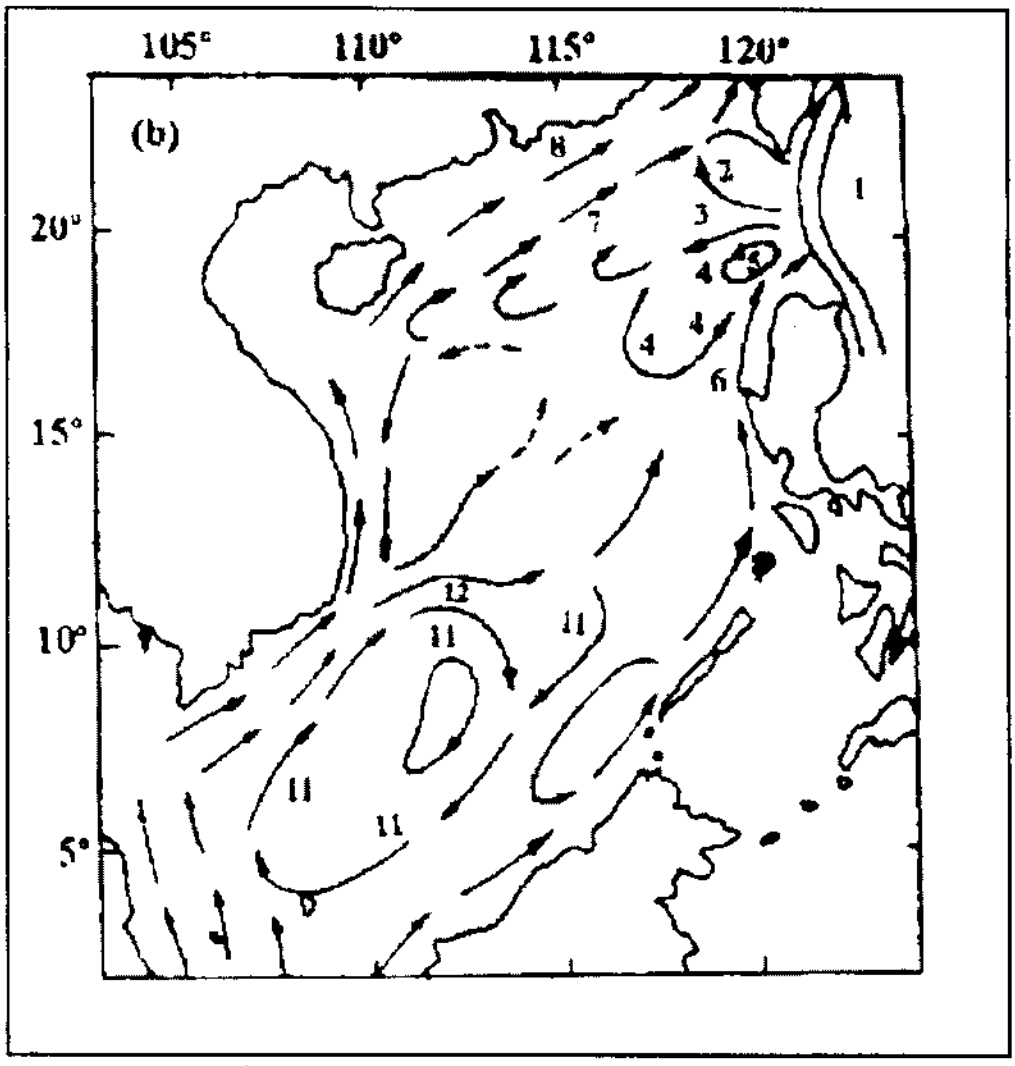


Hình 99. Bản đồ dòng chảy mùa đông trên mặt Biển Đông (theo Đề tài KHCN 06-02, 2000)



Hình 100. Bản đồ dòng chảy mùa hè trên mặt Biển Đông (theo Wyrtki, 1961)

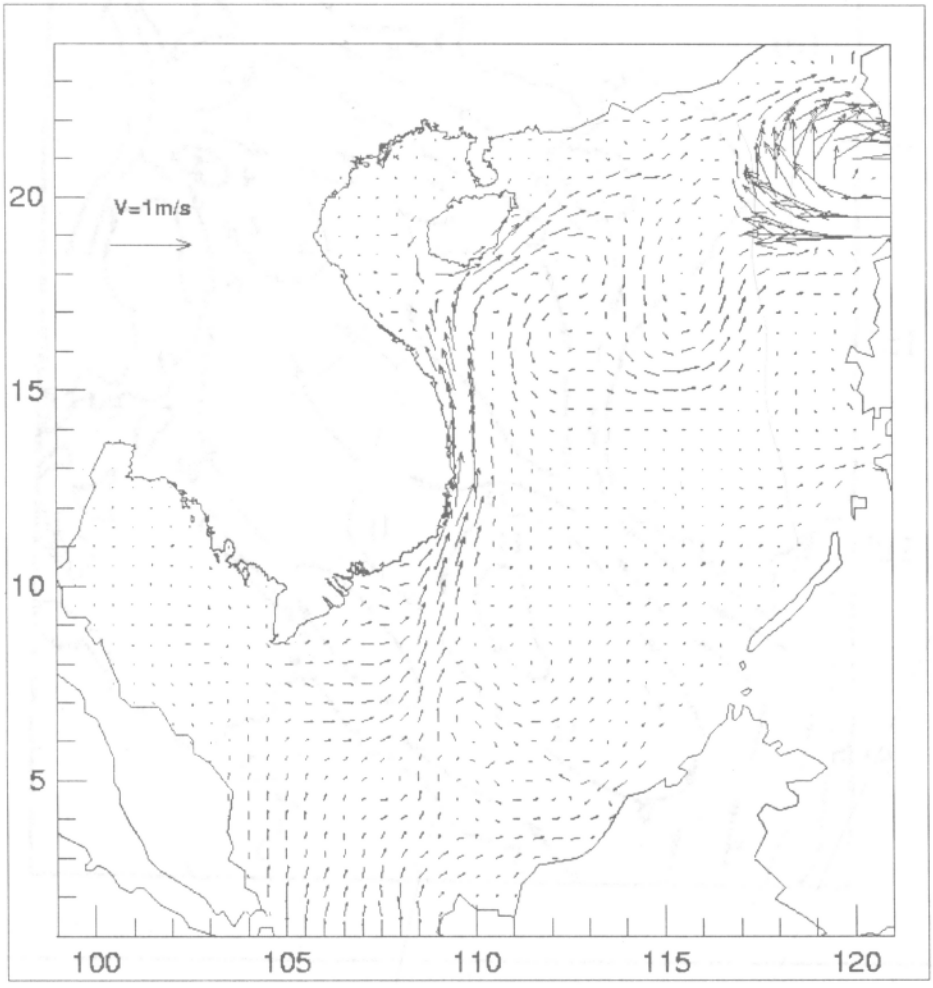
Với hiện tượng xâm nhập của Kuroshio vào Biển Đông đã làm xuất hiện dòng chảy ấm bắc Biển Đông chảy ngược chiều gió. Sự tồn tại của dòng chảy này đã được mô tả từ lâu theo các kết quả khảo sát (Su Jilan and Wang Wei, 1987), tuy nhiên nguyên nhân hình thành của dòng chảy này vẫn còn đang để ngỏ cho đến nay. Dựa vào các kết quả mô hình hóa của đề tài KHCN 06-02 có thể khẳng định sự tồn tại của đặc điểm hoàn lưu quan trọng này đồng thời với hiện tượng xâm nhập của Kuroshio vào Biển Đông (hình 99) và một trong những nguyên nhân gây nên là do đặc điểm biến đổi địa hình vùng biển giữa eo Luzon và bờ Quảng Đông.



Hình 101. Sơ đồ các bộ phận hoàn lưu cơ bản trên Biển Đông trong mùa hè theo Fang et al (Jyan-yu Hu et al, 2000): 1: Kuroshio; 2: dòng Kuroshio xâm nhập trực tiếp ,3: dòng uốn Kuroshio; các 4,5 xoáy thuận tây-nam Luzon; 6: dòng ven tây Luzon; 7: dòng chảy ấm Biển Đông; 8: dòng ven Quảng Đông; 9: xoáy thuận nam Biển Đông; 10: dòng thềm lục địa

Như vậy có thể cho rằng trong mùa đông trên Biển Đông tồn tại một xoáy thuận lớn bao gồm hai xoáy thuận vừa trên phần bắc và phần nam biển. Xoáy nghịch tại khu vực đông-bắc bao gồm dòng chảy do Kuroshio xâm nhập vào và dòng chảy ấm Biển Đông. Xoáy nghịch phía bắc Borneo được hình thành bởi dòng đi ra từ thềm lục địa và dòng chảy ven bờ.

Trong mùa hè vẫn còn nhiều điểm không thống nhất giữa các kết quả phân tích số liệu thực đo cũng như mô hình tính toán hoàn lưu Biển Đông, tuy nhiên chúng ta vẫn có thể rút ra những đặc điểm chung và cơ bản nhất của hoàn lưu mùa.



Hình 102. Bản đồ dòng chảy mùa hè trên mặt Biển Đông (theo Đề tài KHCN 06-02, 2000)

Trước hết xu thế chung của cả hệ thống dòng chảy có hướng ngược hẳn so với hoàn lưu mùa đông, điều này cho thấy vai trò quyết định của quá trình tương tác biển-khí quyển khu vực, trong đó có trường gió đối với hoàn lưu biển.

Xu thế chung của hoàn lưu nhiệt muối được khẳng định thông qua sự hiện diện của một hoàn lưu xoáy thuận chính cho toàn bộ Biển Đông. Trên vùng biển phía nam, đồng thời tồn tại một xoáy nghịch dọc theo kinh tuyến 110°E (các hình 100, 101, 102), vị trí của tâm xoáy nghịch này phụ thuộc vào cường độ và vị trí của khu vực hoàn lưu tách khỏi bờ Việt Nam.

Bộ phận chủ yếu của dòng chảy đi từ phía nam biển của hoàn lưu chính vẫn tiếp tục đi lên theo hướng bắc và đông-bắc được tiếp tục tăng cường thêm trong quá trình chảy dọc ven bờ Trung Quốc và thóa t ra biển Đông Trung Hoa qua eo Đài Loan.

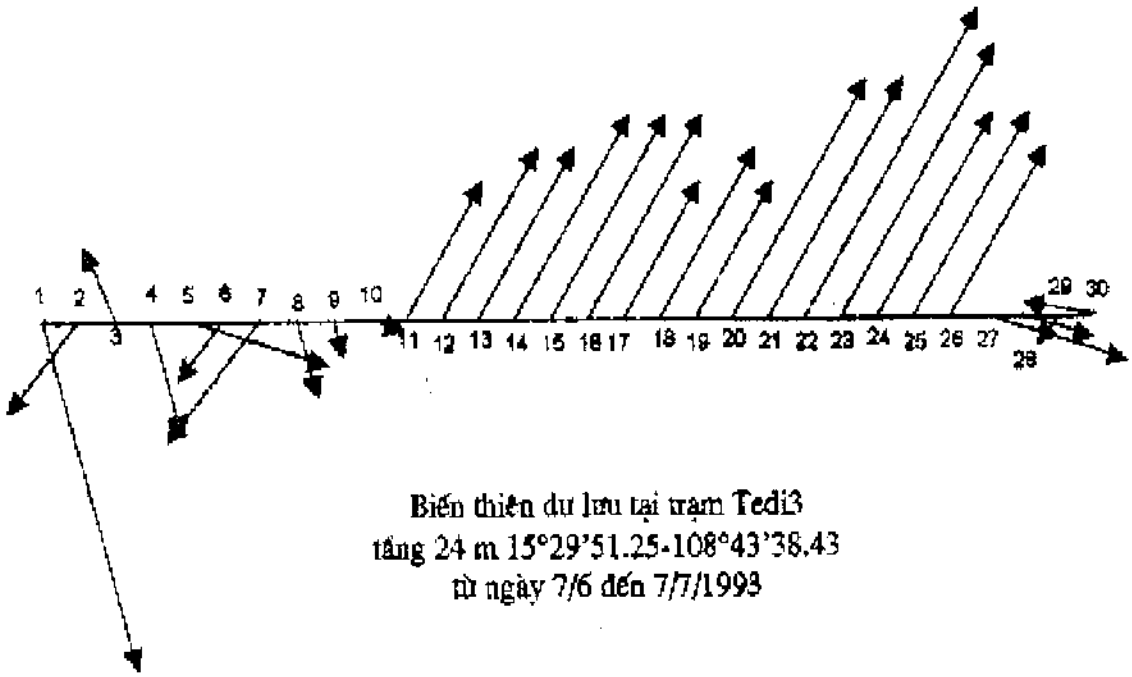
Theo kết quả phân tích số liệu đo dòng chảy (Nguyễn Thanh Phương, 1999, Đề tài KHCN 06-02, 2000), kết quả tổng hợp thể hiện trên hình 101 (Jyan-yu Hu et al, 2000) và các kết quả mô hình hóa của nhiều tác giả khác nhau (Polhman, 1987, Ping Tung Shaw et al, 1996, Đề tài KHCN 06-02, 2000), trong đó trên hình 24 dẫn ra kết quả của Đề tài KHCN 06-02. Dựa vào các bản đồ này, chúng ta thấy rõ sự hiện diện của một hệ thống các xoáy nằm trên trục tây-nam đông- bắc của biển. Hệ thống này bao gồm các xoáy nghịch được hình thành do xâm nhập của Kuroshio qua co Luzon lan truyền về phía tây và xoáy nghịch do hoàn lưu địa chuyển ngoài khơi nam Trung Bộ. Ngoài ra, có thể thấy sự tồn tại của một số xoáy thuận nằm về phía đông-nam như xoáy thuận tây Luzon, xoáy thuận Hoàng Sa. Trong số đó, xoáy thuận Hoàng Sa có vai trò quan trọng liên quan tới sự tồn tại của dòng chảy đi về phía nam trên vùng biển ngoài khơi và gần bờ miền Trung Việt Nam.

Như đã phân tích ở phần trên quá trình hình thành và biến đổi của xoáy thuận này chủ yếu do hoàn lưu địa chuyển quyết định. Đối với dòng chảy trong khu vực gần bờ miền Trung, các kết quả phân tích số liệu khảo sát cũng như mô hình tính toán cho ta một số điểm khác biệt liên quan tới giới hạn của dòng chảy đi dọc bờ theo hướng nam trong mùa gió tây-nam. Nguyên nhân của vấn đề này có thể liên quan tới phạm vy ảnh hưởng của dòng chảy dọc bờ tây vịnh Bắc Bộ về phía nam và khả năng liên kết với xoáy thuận Hoàng Sa ngoài khơi cùng quá trình xâm nhập vào dải ven bờ kèm theo sự suy yếu và uốn dòng trong bộ phận phía tây của xoáy thuận chính.

Theo các kết quả khảo sát của Chương trình Biển KT 03 giai đoạn 1991-1995 thì dòng chảy dọc bờ theo hướng nam có thể tồn tại tới khu vực hoạt động mạnh của nước trồi nam Trung Bộ (Đề tài KT 03-01, KT 03-05). Những kết quả phân tích của Wyrtki (1961), Atlas quốc gia 1995 cũng như các kết quả mô hình hóa cho thấy giới hạn trung bình của dòng chảy ven bờ đi về phía nam chỉ đến khoảng vĩ tuyến 15°N. Hiện tượng này có thể xem như sự thể hiện thực tế của quá trình tương tác giữa hai hiệu ứng chủ yếu của hoàn lưu: gió và nhiệt-muối (tà áp). Nếu vai trò của yếu tố nhiệt-muối mang tính áp đảo thì dòng chảy địa chuyển sẽ quyết định cho hoàn lưu nền và hướng của dòng chảy trong dải ven bờ sẽ đi về nam như một phần của xoáy thuận Hoàng Sa.

Như đã phân tích trên đây, dòng địa chuyển mùa hè tại khu vực này (Atlas Quốc gia, 1995, Đ.V. Ưu và Brankart (1997) có khả năng tồn tại dòng chảy hướng nam trong dải gần bờ Việt Nam. Tác động của trường gió có thể gây nên sự biến động đáng kể của hoàn lưu trên khu vực này liên quan tới quá trình dịch chuyển của xoáy thuận Hoàng Sa và sự uốn dòng của trục dòng chảy chính có thể dẫn tới

hiện tượng đổi hướng dòng chảy như đã được phản ánh qua các kết quả quan trắc thực tế.



Hình 103. Kết quả phân tích dư lưu dọc bờ Quảng Nam (15°30 N, 108° 43 E) từ 7/6 đến 7/7 năm 1998 (Đề tài KHCN 06-02, 2000)

Như vậy, khi gió hướng nam trên vùng ven bờ không áp đảo, thì hoàn lưu địa chuyển sẽ là thành phần chủ yếu của hoàn lưu tại khu vực này, điều này có thể giải thích các kết quả quan trắc dòng chảy hướng nam dọc bờ miền Trung tới tận khu vực nước trồi nam Trung Bộ như đã dẫn trên đây. Điều kiện khí áp dẫn tới hình thành trường gió nêu trên cũng rất phổ biến đối với toàn dải ven biển bờ từ cửa đồng bằng Bắc Bộ cho đến nam Trung Bộ do hệ quả của sự tồn tại và hoạt động của dải hội tụ nhiệt đới trong mùa hè dẫn đến sự phân hóa trường gió trên Biển Đông (Đinh Văn Ưu, 1995a, 1995b). Khi dải hội tụ nhiệt đới nằm về phía bắc gió tây-nam và nam trở nên áp đảo và yếu tố gió có vai trò quyết định trong vùng biển ven bờ dòng chảy tổng cộng sẽ có hướng bắc hoặc đông-bắc tương ứng các trường hợp quan trắc đã được phân tích trên đây.

Trên hình 103 đưa ra ví dụ một chuỗi quan trắc dòng chảy trong vòng một tháng từ ngày 7 tháng 6 đến ngày 7 tháng 7 năm 1998 trên khu vực ven bờ Trung Bộ với dòng chảy chảy thu được có hướng biến đổi theo hai chiều trái ngược nhau. Phân tích số liệu khí tượng quan trắc đồng thời cho thấy rằng trong thời kỳ đầu tháng 6 gió quan trắc có vận tốc yếu và không ổn định về hướng, tổng tần suất các hướng đông bắc có giá trị khoảng 35% và hướng tây nam gần tương tự (38%). Dòng chảy dư thu được cũng không ổn định về hướng và có xu thế đi về nam. Trong

thời kỳ cuối tháng 6 đầu tháng 7 gió hướng nam thịnh hành trên vùng biển khảo sát, với tần suất trên 60%, hướng dòng chảy dư thu được cũng ổn định và có hướng bắc - đông bắc. Kết quả mô hình hoàn lưu trong mùa hè (Đề tài KHCN 06-02, 2000) cho thấy dòng chảy tại vùng biển này là bắc-đông bắc. Chúng ta có thể giải thích được hiện tượng này khi xem xét trường gió chế độ các tháng mùa hè theo Halleman and Rosenstein (1983) đã sử dụng đã được sử dụng trong triển khai mô hình (hình 2), theo đó thì gió trên khu vực này hoàn toàn theo hướng tây-nam.

Với đặc điểm của địa hình và đường bờ vùng biển Trung Bộ, trong mùa hè, sự xuất hiện và phát triển của nước trồi dọc bờ chỉ trong điều kiện tồn tại dòng chảy hướng bắc, đông-bắc hoặc đông. Đối với trường hợp dòng ven bờ đi về phía nam thì nước trồi chỉ phát triển do phân kỳ trong xoáy thuận trên vùng biển ngoài khơi. Tuy nhiên đối với quy mô tương đối lớn thì sự tồn tại của nước trồi trên vùng biển Trung Bộ có thể là sự kết hợp của cả hai nguyên nhân tương ứng hướng dòng chảy ven bờ khác nhau. Như chúng ta đều biết vai trò cung cấp dinh dưỡng của nước trồi cho lớp nước trên của biển sẽ khác nhau đối với nước trồi ven bờ và nước trồi phân kỳ biển khơi, trong đó nước trồi ven bờ có ý nghĩa hơn cả. Trên cơ sở đó nên căn cứ vào dòng hướng nam sát bờ để xác định ranh giới của khu vực hoạt động nước trồi ven bờ phục vụ các bài toán dự báo biến động môi trường, hệ sinh thái và nguồn lợi hải sản.

Đối với dòng chảy phần đông Biển Đông, các kết quả phân tích số liệu khảo sát và mô hình hóa đều thống nhất với nhau về sự tăng cường của dòng chảy đi ra Thái Bình Dương tại phía bắc eo Luzon và dòng đi vào biển Sulu trong các tháng mùa hè. Quá trình xâm nhập của dòng chảy Kurioshio vào Biển Đông vẫn tồn tại trong thời kỳ này, điều đó có thể giải thích bởi vai trò quyết định của các yếu tố nhiệt muối đã được thể hiện thông qua kết quả tính toán dòng địa chuyển (Atlas quốc gia 1995, Đ.V. Ưu và Brankart, 1997). Kết quả ứng dụng mô hình 3D đầy đủ (Đề tài KHCN 06-02, 2000) thể hiện trên hình 10 cũng cho ta kết quả tương tự đối với xoáy nghịch trên phần lớn cửa vào Biển Đông, mặt khác cũng khẳng định sự tồn tại của xoáy thuận phía tây Luzon. Dòng nước đi vào biển Su-lu có thể do yếu tố gió Tây-Nam gây nên khi dòng chảy đi về bờ Philipin từ phía tây Luzon và dọc bờ Palawak.

2. Một số bộ phận hoàn lưu cục bộ trong Biển Đông

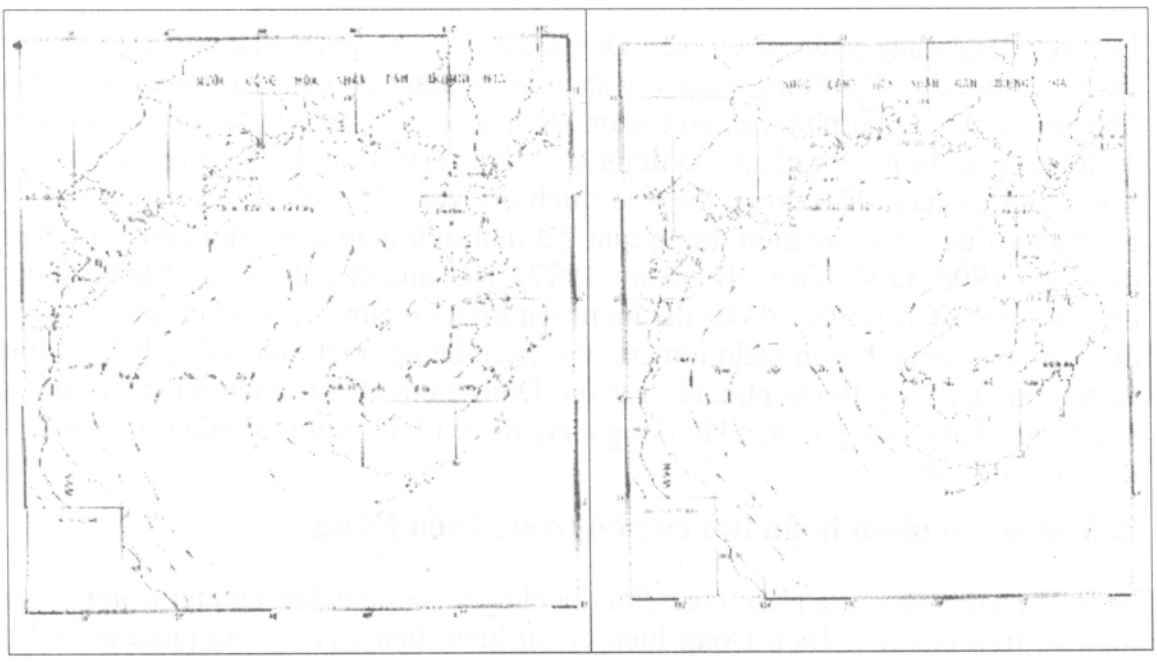
Như đã phân tích trong phần hoàn lưu địa chuyển và hoàn lưu chung, trong cả hai mùa và trên phạm vi Biển Đông luôn có sự hiện diện của các bộ phận hoàn lưu cục bộ có kích thước khác nhau được hình thành do một số nhân tố mang tính địa phương như địa hình, sự phân hóa gió hay xâm nhập của các dòng chảy lớn vào biển.

Tại vùng đông bắc biển do kết quả tương tác giữa dòng Kuroshio và hoàn lưu Biển Đông với mức độ xâm nhập khác nhau của nước Thái Bình dương vào phần

nam eo Luzon luôn tồn tại các xoáy ngược chiều nhau nằm về hai phía của dòng xâm nhập chính. Những xoáy này được Fang dẫn ra dưới các tên: xoáy thuận tây-nam Luzon; dòng ven tây Luzon.

Trên dải gần bờ Trung Quốc, bên cạnh dòng chảy Quảng Đông biến đổi theo hướng gió thịnh hành trong hai mùa, dòng chảy ấm bắc Biển Đông có hướng không đổi trong cả hai mùa được xem như phần liên kết rìa ngoài của các xoáy phía bắc dòng xâm nhập chính từ eo Luzon. Do có gốc xuất phát từ vùng biển ấm phía nam cũng như Kuroshio nên luôn có nhiệt độ nước ấm hơn và chảy ngược chiều gió trong mùa đông. Trong sự hình thành của dòng chảy này vai trò của địa hình đáy, trong đó có sườn lục địa Trung Quốc và đảo Hải Nam như bức tường ngăn các dòng chảy có nguồn gốc khác nhau từ phía đông tới tạo nên hiện tượng uốn dòng và tăng mực nước phía bờ tây tạo nên dòng gradient ngược chiều gió.

Do độ sâu của biển không lớn nên hoàn lưu trong vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan được hình thành chủ yếu do tác động của trường gió thịnh hành trên mặt biển. Tuy nhiên với sự liên kết tương đối chặt chẽ với Biển Đông, quá trình trao đổi nước qua cửa vịnh cũng gây nên tính đa dạng trong phân bố và biến động của hoàn lưu mùa trong các vịnh. Tính đa dạng này còn bị chi phối bởi sự khác biệt của quá trình tương tác biển khí, chủ yếu là tương tác nhiệt, trên các vịnh phụ thuộc vào vị trí địa lý của chúng.



Hình 104. Sơ đồ dòng chảy vịnh Bắc Bộ trong đông (trái) và hè (phải) theo Báo cáo kết quả điều tra tổng hợp Vịnh Bắc Bộ (1964)

Đặc điểm quan trọng của hoàn lưu trong vịnh Bắc Bộ là sự tồn tại trong cả năm của dòng chảy ven bờ tây vịnh. Điều này đã được khẳng định không những bằng

các kết quả phân tích số liệu khảo sát từ những năm 1960 (hình 88, Báo cáo kết quả điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ,1964) mà còn được mô phỏng bằng kết quả mô hình hóa 3D (Đề tài KHCN 06-02, 2000). Bên cạnh hoàn lưu trong dạng xoáy thuận nêu trên, các kết quả nghiên cứu thực nghiệm cũng như mô hình hóa đều cho thấy sự hiện diện của một xoáy nghịch trên vùng biển phía bắc vịnh trong mùa hè. Các bản đồ hoàn lưu vịnh Bắc Bộ được thể hiện trong Atlas Quốc gia (1995), dựa trên cơ sở phân tích số liệu khảo sát nêu trên.

Nguyên nhân hình thành bức tranh hoàn lưu trong mùa hè trên vịnh Bắc Bộ được mô tả trên đây có thể lý giải bằng sự phân hóa về hướng gió trên vịnh do hoạt động kết hợp của áp thấp bắc Đông Dương và dải hội tụ nhiệt đới. Với hướng gió thịnh hành đông-nam từ Bạch Long Vỹ đến Hải Phòng, Quảng Ninh, sự hình thành hai xoáy đối lập dấu nằm hai phía bắc và nam hoàn toàn khẳng định vai trò của gió trong mùa hè. Trong mùa đông, sự xâm nhập của dòng chảy Biển Đông góp phần làm tăng cường dòng chảy đi về phía nam ven bờ phía tây vịnh.

Hoàn lưu trong vịnh Thái Lan cơ bản khác biệt nhau trong hai mùa, mùa đông trong dạng xoáy thuận và mùa hè trong dạng xoáy nghịch. Tuy nhiên các kết quả khảo sát (Wattayakorn G. et al, 1998) và mô hình hóa cho thấy sự tồn tại của một số xoáy quy mô vừa trong từng mùa tại các khu vực phía bắc vịnh, ven bờ Việt Nam và Malaysia. Những sự phân hóa này có thể được giải thích bởi sự phân hóa của trường gió trên vịnh và trên Biển Đông: gió Tây trên vịnh và Tây Nam trên Biển Đông trong mùa hè, Đông Bắc trên Biển Đông và Đông trên vịnh trong mùa đông. Ngoài ra quá trình trao đổi nước giữa vịnh với Biển Đông và sự biến đổi lưu lượng các sông cũng góp phần tạo ra sự đa dạng này.

Một trong những đặc điểm của hoàn lưu cục bộ liên quan tới vùng biển Việt Nam là dòng chảy đi về phía nam ven bờ tây Nam Bộ trong cả hai mùa, điều này đã được nhiều kết quả khảo sát của Việt Nam khẳng định và thu được từ áp dụng phương pháp mô hình hóa .

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Trên cơ sở phân tích các kết quả nghiên cứu từ trước đến nay có thể khẳng định rằng chúng ta đã biết được những đặc trưng cơ bản định tính của phân bố và biến động hoàn lưu trên Biển Đông, vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan. Hoàn lưu Biển Đông chịu sự tác động chủ yếu của các tác động gió mùa thông qua các đặc trưng tương tác biển-khí như ứng suất gió, các thông lượng nhiệt, ẩm. Bên cạnh đó quá trình tương tác giữa Biển Đông với Thái Bình Dương và các biển kề cận cũng tạo ra những cấu trúc đặc thù và nhiều biến động có ý nghĩa đối với hoàn lưu chung của biển.

Mới chỉ có thể có kết quả định lượng về các trường nhiệt muối. Các đặc trưng mang tính định lượng về dòng chảy còn là điểm yếu của các nghiên cứu cho đến nay.

Hiện nay các nghiên cứu trong nước đã cho phép mô phỏng được những đặc trưng nêu tren của hoàn lưu Biển Đông, vấn đề đặt ra trong thời gian tới là nghiên cứu và triển khai các dự báo phục vụ các yêu cầu kinh tế, xã hội, quốc phòng và quản lý môi trường biển. Để làm được việc này, một phần chúng ta cần phát triển và ứng dụng phương pháp mô hình hóa cấu trúc 3D của hoàn lưu sớm trở thành mô hình dự báo. Mặt khác chúng ta cần nghiên cứu theo hướng chi tiết hóa các trường tác động lên hoàn lưu như gió, áp, lưu lượng sông, trao đổi nước sông-biển, trao đổi Biển Đông- Thái Bình Dương và các biển kề cận trong điều kiện gió mùa. Các chương trình khảo sát trọng điểm sẽ giúp hiệu chỉnh, kiểm nghiệm và hoàn thiện mô hình dự báo và đi sâu nghiên cứu các cơ chế của quá trình hình thành và biến động của hoàn lưu quy mô nhỏ, hoàn lưu mùa và hoàn lưu chung của biển.

III

ĐẶC ĐIỂM KHÍ TƯỢNG- THỦY VĂN- ĐỘNG LỰC VÙNG THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG- NAM VIỆT NAM

I. KHÁI QUÁT ĐỊA LÝ KHU VỰC VÀ TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

Phần thềm lục địa nam Việt Nam, đối tượng địa lý chính sẽ trình bày trong chuyên đề nầy, được qui ước là vùng biển giới hạn trong các vĩ tuyến 7o 00' - 12o 00" và kinh tuyến 105o 00" - 110o 30". Đây là vùng biển có ý nghĩa kinh tế thuộc loại lớn bậc nhất đối với đất nước so với những vùng khác trên Biển Đông. Dầu khí, hải sản, giao thông vận tải, du lịch.... , là những ngành kinh tế khai thác rất tập trung hiện nay. Vì vậy sự hiểu biết về điều kiện tự nhiên và môi trường ở khu vực này là rất cần thiết.

Theo không gian qui ước thì chu tuyến khu vực nghiên cứu có một đường bờ phía tây dài gần 600 km xiên theo hướng đông-bắc - tây-nam từ vịnh Cam Ranh đến mũi Cà Mau, phần còn lại là chu tuyến lỏng. Giới hạn phía đông-bắc và đông của chu tuyến lỏng tiếp giáp với vùng biển sâu của Biển Đông (³ 1000 m) còn giới hạn nam và tây-nam giáp với vùng biển nông và vịnh Thái Lan (Ê 200 m).

Trên dải đất liền liên kết với thềm lục địa, ở phía bắc có địa hình núi đồi khá phức tạp, đó là những bộ phận cấu tạo cực nam của dãy Trường Sơn (H.10). Phần núi cao trên 400 m phân bố liên tục ở phía bắc và tây-bắc liên hoàn với cao nguyên Lâm Đồng làm thành một tường thành án ngữ nửa phần bắc và đông-bắc bán đảo Đông Dương, từ đó xuống phía nam là vùng đồng bằng Nam Bộ thấp và phẳng. Ở miền trung Việt Nam còn có những dãy núi cao đâm ngang ra biển tạo thành trong khoảng không gian giữa chúng những đới gió lồng cực mạnh cố định hướng cắt ngang bờ ra khơi. Các sông lớn từ lục địa đổ ra phải kể đến hệ thống sông Cửu Long - Đồng Nai có lưu lượng hằng năm vào khoảng 600 km3, trong đó lưu lượng lớn nhất tập trung vào các tháng 8 - 10 và nhỏ nhất vào các tháng 2 - 5.

Địa hình đáy khu vực nghiên cứu có những đặc điểm như sau: ở phía đông là sườn lục địa hẹp (bề rộng trung bình ~ 50 km) và dài (chạy từ bắc xuống nam kể từ ven bờ tỉnh Ninh Thuận), độ dốc trung bình đến 15' trong khoảng độ sâu 300 - 1000 m : Bên trong sườn lục địa là vùng thềm kể từ độ sâu 200 m trở vào, cấu tạo địa hình bề mặt đáy nghiêng đều thoai thoải như một đồng bằng lớn phát triển rộng ra theo hình rẽ quạt theo hướng từ bắc xuống nam và tây-nam có gốc là biển Ninh Thuận, độ dốc trung bình 2; Trên bề mặt đáy thềm còn lại dấu vết của các thung lũng cổ

(sông ngầm, đồi ngầm, sườn dốc, ...).

Thềm lục địa nam Việt Nam từ lâu đã được nghiên cứu (cùng với các nghiên cứu Biển Đông nói chung) bởi các nhà thám hiểm khoa học và lưu thông hàng hóa phương Tây, chủ yếu là người Hà Lan và Pháp. Trong những công trình nghiên cứu được lưu trử tại Viện Hải dương học Nha Trang các nhà khoa học Pháp đã trình bày những kết quả đo đạc - nghiên cứu các yếu tố khí tượng, thủy văn bề mặt và các tầng sâu từ các quần đảo Hoàng Sa, Trường Sa vào đến vịnh Bắc Bộ, thềm lục địa phía nam và vịnh Thái Lan trong những năm 1929 - 1933 [16,17]. Năm 1935 bản đồ nhiệt độ và dòng chảy bề mặt biển Đông đầu tiên được công bố tại Hà Lan [24].

Từ đầu cuộc chiến tranh thế giới lần thứ II cho đến quảng 1954 người Pháp và Hà Lan hầu như ngừng hẳn, dành chỗ cho người Nhật, về cuối có thêm người Mỹ. Hàng chục cuộc điều tra đo đạc hải dương học ở Biển Đông đã được tiến hành nhưng tư liệu công bố thì rất ít, thậm chí bản đồ dòng chảy tầng mặt xây dựng trên tư liệu điều tra năm 1941 mà mãi đến 31 năm sau mới được xuất bản [22]. Sau đó xuất hiện bản đồ dòng chảy bề mặt Biển Đông do Hải quân Mỹ xuất bản năm 1945, đến năm 1954 có bản đồ tương ứng của Sở Nghề cá Nhật bản.

Từ năm 1954 đến nay là thời kỳ phát triển nghiên cứu biển Đông và thềm lục địa Việt Nam mạnh nhất, cũng là thời kỳ hình thành và phát triển ngành Hải dương học Việt Nam. Trạm Nghiên cứu biển đầu tiên thuộc UBKH&KTNN xây dựng tại Hải Phòng năm 1959. Trạm đã hoàn thành cuộc điều tra nghiên cứu tổng hợp vịnh Bắc bộ trong khuôn khổ hợp tác với Viện Khoa học nước CHND Trung Hoa (1959 - 1961). Cùng đồng thời Trạm Nghiên cứu cá biển (thuộc TCTS) cũng hợp tác với Viện HLKH Liên Xô nghiên cứu hải sản vịnh Bắc Bộ. Khởi đầu của Hải dương học Việt Nam thời kỳ này có một số công trình nghiên cứu giá trị được công bố như của các tác giả Nguyễn Ngọc Thụy [2] , Đặng Công Minh [1] và liền sau đó có khá nhiều công trình của cán bộ khoa học Việt Nam xuất hiện trên các tạp chí trong và ngoài nước. Ở miền Nam trong thời kỳ này có các đợt điều tra quốc tế thuộc các Chương trình như NAGA 1959 - 1963 (Mỹ), trong đó có tổng kết khoa học quan trọng về động lực học Biển Đông của K.Wyrtki [23], CSK (UNESCO) ,... mà phần lớn tư liệu có liên quan đến thềm lục địa nam Việt Nam.

Thềm lục địa đông-nam Việt Nam dù không tách biệt rõ với Biển Đông nhưng có những đặc thù riêng tạo nên những hình thái và hiện tượng vật lý biển khác biệt hẳn so với những nơi khác của Biển Đông. Vì vậy việc nghiên cứu độc lập những hình thái và hiện tượng đó là việc có thể làm được, hơn nữa lại phù hợp với nhu cầu và khả năng của đất nước trong giai đoạn bắt đầu công cuộc khôi phục và phát triển kinh tế đất nước sau chiến tranh. Do phạm vi hạn chế nên nội dung dưới đây là tổng hợp cực kỳ ngắn những kết quả nghiên cứu trên tinh thần đó.

Tư liệu lấy chủ yếu từ các cuộc điều tra - nghiên cứu của hai đề tài cấp Nhà nước "Nghiên cứu điều kiện thủy văn - động lực vùng biển Thuận Hải - Minh Hải" (1978- 1981) [3] và "Điều tra nghiên cứu vật lý - thủy văn và động lực biển Việt Nam" (mã số 48.06.01, 1981 - 1985) [6] do chính tác giả của chuyên đề này làm chủ nhiệm (xem H.120 chuyên đề "Nước trồi"). Ngoài ra có tham khảo những tài

liệu cũ đã đề cập trên đây. Phương pháp nghiên cứu của các đề tài gồm cả hai phần hoạt động chính : - Một là điều tra - khảo sát bằng các phương tiện và máy móc của Viện Nghiên cứu biển (Nha Trang), chỉnh lý và phân tích tư liệu rút ra những kết luận cho những vấn đề khoa học cần thiết. Phần nầy tạo điều kiện và cơ sở cho những phát hiện mới về điều kiện vật lý tự nhiên của thềm lục địa. - Hai là tính toán bằng các mô hình lý thuyết, dựa triệt để trên những tư liệu đầu vào được chọn lọc từ kết quả điều tra - khảo sát đã có. Phần nầy bổ sung cơ sở lý luận cho các kết quả của điều tra.

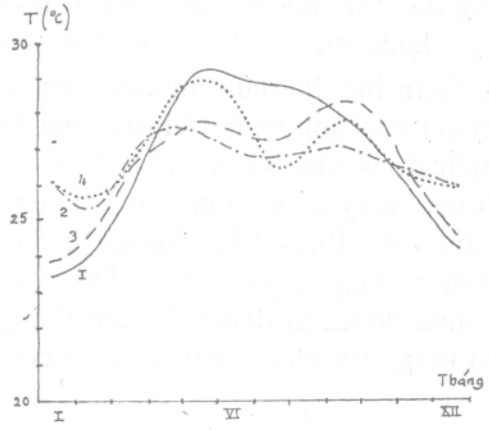
II. ĐIỀU KIỆN KHÍ TƯỢNG

Biển Đông nằm trong hệ thống khí hậu nhiệt đới-gió mùa chịu ảnh hưởng xích đạo. Tính chất nhiệt đới-gió mùa khống chế mạnh trên nửa phần phía bắc của biển Đông, thể hiện xu thế chung là trên trường nhiệt độ không khí cao có sự phân hóa theo thời gian thành hai mùa rõ rệt (nóng - lạnh, mưa - khô, đông-bắc - tây-nam, ...). Ở nửa phía nam, trong đó chứa phần thềm lục địa đang nghiên cứu, tính chất nhiệt đới-gió mùa chịu ảnh hưởng khá rõ nét của tính chất xích đạo mà biểu hiện điển hình là sự phân hóa thứ cấp các biến động chu kỳ năm (H.105 và chu kỳ ngày-đêm (ở phía bắc) thành nửa năm và nửa ngày-đêm (ở phía nam) của các yếu tố khí hậu như nhiệt độ không khí, khí áp, v.v... [9,14,15]. Trường gió mùa trên thềm lục địa phía nam thống nhất với trường tương ứng của biển Đông, cụ thể là tồn tại hai hệ thống gió mùa Đông-Bắc (mùa đông, từ tháng 11 đến tháng 3 năm sau) và Tây-Nam (mùa hè, từ tháng 5 đến tháng 9), nhưng trên nền đó có thể hiện những biến đổi cục bộ rõ rệt.

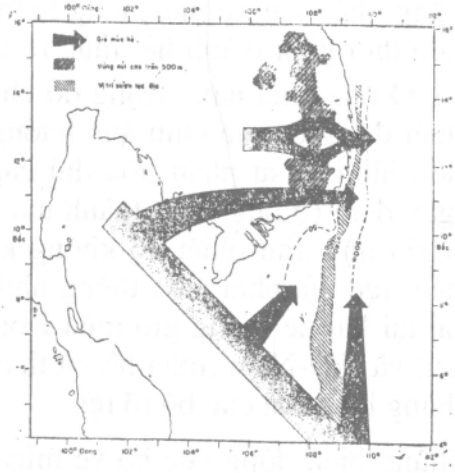
Những biến động cục bộ về mùa gió Tây-Nam được ghi nhận như sau [3,9]. Thứ nhất là biểu hiện uốn dòng cưỡng bức của hoàn lưu khí quyển thuộc gió mùa Tây-Nam khi gặp phải rìa nam của các dãy núi cao Trường Sơn. Hướng gió chủ yếu chuyển từ Tây-Nam sang Tây ở phần cuối bán đảo Đông Dương và lan tràn ra đến tận ngoài khơi thềm lục địa (H.106). Thứ hai là biểu hiện của gió đất biển (breeze) ở vùng ven bờ làm tăng cường hướng gió Tây trong khu vực nghiên cứu (H.107). Thứ ba là ảnh hưởng áp thấp trong dải nội chí tuyến và bão cũng thể hiện chủ yếu bằng sự tăng cường hướng gió Tây trong khu vực. Như vậy, trên nền gió mùa Tây-Nam có hướng chính song song với vệt bờ thềm lục địa từ mũi Cà Mau đến mũi Dinh (Ninh Thuận) tổ hợp các biến đổi cục bộ tạo thành một hiện tượng uốn dòng hoàn lưu khí quyển để trở thành hướng Tây khống chế trên dải ven bờ của thềm lục địa. Kết luận nầy quan trọng vì nó phản ánh phần cơ bản nguyên nhân của các hiện tượng đặc biệt trong chế độ thủy văn - động lực xảy ra tại đây. Bảng 61 trình bày tư liệu gió trung bình nhiều năm ở các trạm KTTV miền Nam Việt Nam là cơ sở để chứng minh kết luận đó [3,13]. Ngoài ra, những biến động thời tiết hằng năm trên biển Đông cũng thường thể hiện tính chất cơ bản của kết luận vừa nêu. Trên hình 108 là sơ đồ các tình huống thời tiết của biển Đông gây gió Tây mạnh trên thềm lục địa phía nam năm 1982. Trục hoành biểu diễn thời gian các tháng trong năm, trục tung là các dãi cường độ gió của hướng khống chế từ Tây - Tây-Nam đến Tây

- Tây-Bắc trên thềm lục địa đông-nam [9]. Các ký hiệu trên sơ đồ như sau : R - hội tụ nội chí tuyến; W - bão Winona; A - bão Andy; C - bão Cecil; D - áp thấp nhiệt đới Dot. Theo đó, các biến động trên nền cơ bản của gió mùa tây-nam (cường độ ≥ 5 m/s) gồm có : từ trung tuần tháng 5 đến thượng tuần tháng 7 là các xung hội tụ nội chí tuyến, trong đó xung gió mạnh trên 10 m/s xảy ra liên tục trên 10 ngày của hạ tuần tháng 6. Từ trung tuần tháng 7 đến thượng tuần tháng 9 lần lượt xảy ra nhiều xung bão có gió mạnh và rất mạnh với kích thước thời gian của các xung là 4 - 5 ngày, 10 - 15 ngày. Nhiều nhiễu động kích thước thời tiết ấy nối tiếp nhau làm kéo dài thời gian liên tục của biến động lên đến một tháng hay hơn nữa.

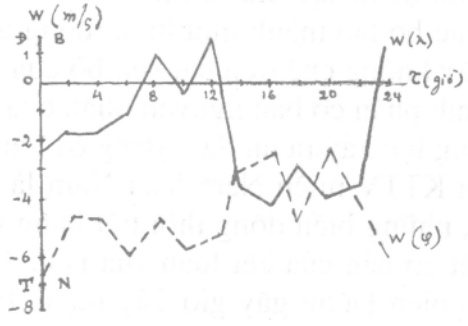
Về mùa gió Đông-Bắc biến động thời tiết cục bộ ít xảy ra trong khu vực này, có chăng thì chủ yếu là ở biểu hiện lệch hướng gió mùa về Đông hoặc Đông - Đông-Bắc mà thôi.



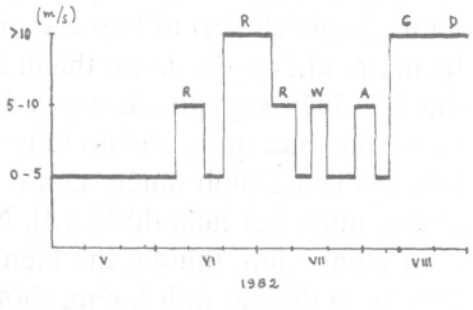
Hình 105. Biến trình năm của nhiệt độ không khí
1. Trạm Hoàng Sa
2. Trạm trường Sa
3. Trạm trên thềm lục địa
4. Trạm Cà Ná



Hình 106. Sơ đồ gió mùa hè và chiều dài sườn lục địa



Hình 107. Gió đất biển



Hình 108. Các tình huống thời tiết gây gió Tây mạnh trên thềm lục địa

Bảng 61 : Hướng gió thịnh hành ở cực nam bán đảo Đông Dương trong mùa gió Tây-Nam

Khu vực	Trạm KTTV	Hướng gió	Tần suất (%)
Ven biển miền Trung	Qui nhơn	T	35
	Tuy Hòa	T	58
	Nha Trang	ĐN	58
Tây Nguyên	Đà Lạt	T	33
	Buôn Mê Thuột	T	55
	Pleiku	T	69
Ven biển miền Nam	Mũi Dinh	T	77
	Phan Thiết	T	61
	Hàm Tân	T	33
	Vũng Tàu	TN	44
	Phú Quý	T	57
	Côn Đảo	T	-
Nam bộ	Hà Tiên	T	74
	TP HCM	TN	66

III. NHỮNG ĐẶC ĐIỂM VỀ CẤU TRÚC THỦY VĂN

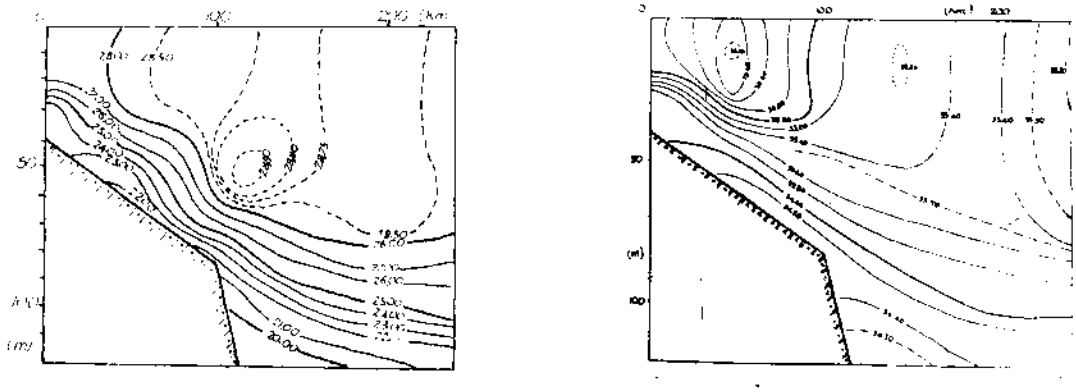
Lớp nước bề mặt Biển Đông có nền nhiệt độ (T) cao và khá đồng nhất về mùa hè (28 - 29 oC), nhưng mùa đông thì xảy ra chênh lệch ở phần phía bắc với các đường đẳng trị xiên theo hướng đông-bắc - tây-nam nằm ốp bờ miền Trung Việt Nam. Nền độ mặn (S) nước biển nằm trong khoảng 33,0 - 34,5 o/oo trên phần diện tích chính của Biển Đông. Ở vịnh Bắc Bộ, vịnh Thái Lan và những vùng trước cửa sông lớn (Hồng Hà, Cửu Long) có sự hạ thấp đáng kể độ mặn, nhất là mùa hè [3,6]. Trên nền chung đó những đặc điểm thủy văn mang tính cục bộ của thềm lục địa đông-nam được thể hiện bằng một số cấu trúc khác biệt như sau.

1. Lớp đột biến nhiệt-muối cận đáy

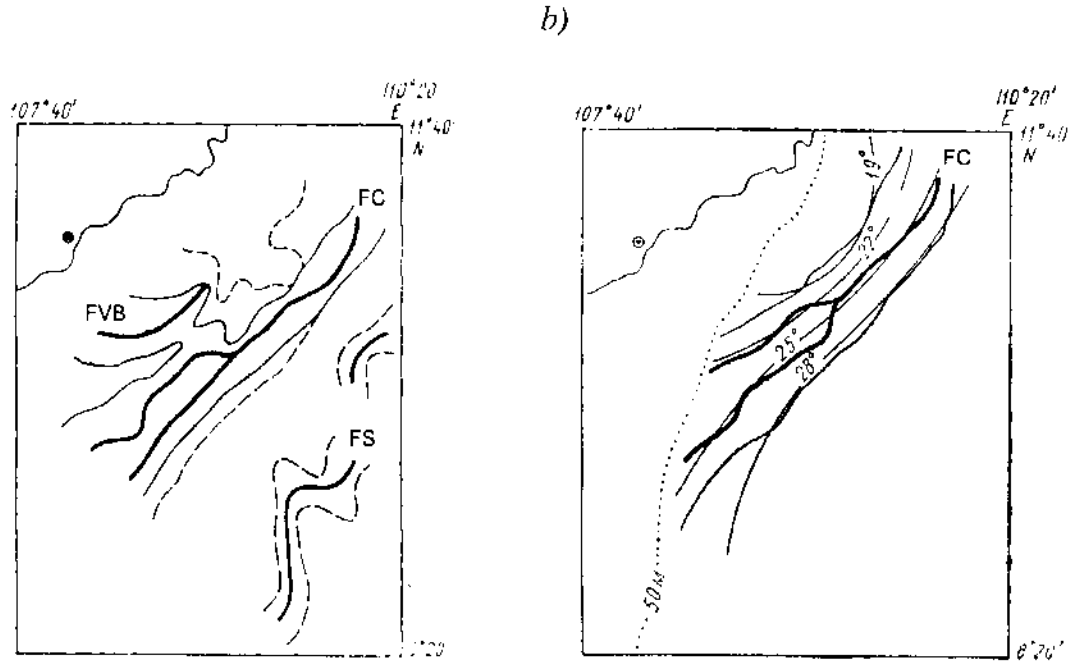
Lớp đột biến nhiệt-muối là lớp nước mà trong đó các gradient theo chiều đứng của tất cả các yếu tố nhiệt độ (T), độ mặn (S) và mật độ nước (st) có giá trị tăng giảm đột ngột so với các giá trị trung bình khí hậu. Trên thềm lục địa đông-nam cả ba yếu tố ấy có các đặc trưng đột biến trùng khớp và thống nhất với nhau. Hình 109 (a và b) và hình 118 (vùng gạch đứng) trình bày một thí dụ về sự phân bố tiêu biểu của nhiệt độ, độ mặn và gradient thẳng đứng của mật độ qui ước (gradz 61) trên mặt cắt trực giao vịnh Phan Thiết tháng 8/1982 [4]. Đó là hình ảnh đột biến khá đặc sắc. Đặc sắc ở chỗ, một là tính tương phản với môi trường bên ngoài khá cao, kể cả ở giới hạn trên và dưới của nó. Nhận xét trực quan có thể cho lớp đột biến là

một cấu trúc riêng biệt ít xáo trộn và ít trao đổi với lớp đồng nhất bên trên. Hai là lớp đột biến được hình thành trên bậc thềm nông mà phần lớn diện tích thềm có độ sâu nhỏ hơn bề dày trung bình lớp đồng nhất bề mặt Biển Đông (@ 90 m). Lớp đột biến thềm lục địa còn là bộ phận nối tiếp của lớp đột biến biển sâu được nâng lên, trong hầu hết các trường hợp được kéo dài đến tận bờ, luôn giữ vị thế nằm nghiêng tiếp xúc bên trên mặt đệm đáy thềm. Ba là cấp độ đột biến của lớp đột biến cận đáy thềm lục địa lớn hơn nhiều so với tính chất tương ứng trên Biển Đông. Giới hạn trên của lớp đột biến nhiệt độ là 28.0 oC và độ mặn là 33.5 o/oo , giới hạn dưới là 18.0 oC và 34.5 o/oo. ở vùng khơi (Biển Đông) khoảng cách các giới hạn trên-dưới đó hơn 30 m nhưng trên sườn lục địa thì chỉ còn khoảng 20 m, điều đó làm cho cấp độ đột biến tăng từ 0.33 oC/m lên 0.50 oC/m và 0.03 o/oo/m lên 0.05 o/oo/m , ở vùng gần bờ có nơi mức tăng đạt đến 0.50 oC/m và 0.15 o/oo/m. Ngoài những đặc trưng vừa kể trên lớp đột biến cận đáy thềm lục địa phía nam còn thể hiện các biến động nội tại dưới ảnh hưởng của các yếu tố động lực, một trong biểu hiện đó là sự hình thành phổ biến các lớp đa đột biến, tức là trong những khoảng không gian và thời gian nhất định lớp đột biến cơ bản có thể tách ra thành hai hoặc ba lớp (H.118). Bảng 62 trình bày các giá trị đặc trưng lớp đột biến nhiệt-muối trên thềm lục địa xác định theo chỉ tiêu chung của các gradient thẳng đứng là ^{3} 10x10-3 đơn vị/mét.

Sự tồn tại lớp đột biến nhiệt-muối trên thềm lục địa trong chừng mực nhất định làm phân hóa hình thái và tính chất cơ bản của lớp đồng nhất bề mặt. Vẫn trên những mặt cắt hình 109 có thể thấy rõ sự giảm dần bề dày lớp đồng nhất theo hướng từ sườn lục địa vào bờ, bên trong đó chứa những cấu trúc hình êlíp và nửa êlíp của sự phân bố đường đẳng trị các yếu tố nhiệt độ, độ mặn và mật độ nước.



Hình 109. Phân bố nhiệt độ (^{0}C, a) và độ muối ($^{0}/_{00}$,b) trên mặt cắt ngang Phan Thiết, tháng 8/1982



Hình 110. Đới front lớp bề mặt (a) và tầng 50m (b)

Bảng 62 : Những giá trị đặc trưng lớp đột biến nhiệt-muối thềm lục địa đông-nam

Các đặc trưng	T (oC)	S ($^0/_{00}$)	σ_t (đvqư)
- Giới hạn trên	28.0	33.40	20.4
- Giới hạn dưới	22.0	34.20	23.2
- Độ dày trung bình (m)	25	25	25
- Gradz trung bình (x102/m)	16.4	5.80	11.6
- Gradz cực đại (x102/m)	51.8	15.30	27.4

2. Các front thủy văn thềm lục địa :

Nằm trong nền ít biến đổi theo không gian toàn Biển Đông các trường thủy văn trên thềm lục địa phía nam về mùa hè thể hiện nổi bật dị thường của các yếu tố làm cho các đường đẳng trị tại tất cả các tầng phân bố dày đặc. Tồn tại các dị thường tức là tồn tại sự biến đổi lớn tính chất của nước biển theo chiều ngang mà trong nhiều trường hợp các biến đổi đó tạo thành những cấu trúc vật lý đặc biệt giống như những dải phân cách trong không gian thường được gọi là front. Front có ý nghĩa rất lớn trong các hoạt động thực tiễn.

Trong khái niệm front thủy văn có đới front (ĐF), mặt front (MF) và front (F). Đới front là dải biển mà ở đó các gradient theo chiều ngang của một hay nhiều yếu tố

nhiệt-muối vượt các giá trị trung bình khí hậu một cách đột ngột. Mặt front là mặt phân cách được tạo nên bởi các giá trị gradient cao nhất trong đới front. Front là đường cong của mặt front trên một tầng nước (mặt phẳng) hay một mặt thủy văn xác định. Để xác định đới front thủy văn người ta dùng bất đẳng thức [7]:

$$G_f \geq \Omega \times \bar{G}_k$$

trong đó Gf là gradient theo chiều ngang của mỗi yếu tố thủy văn trong đới front; $\bar{G}_k$ gradient trung bình khí hậu tương ứng trong lớp bề mặt; W - hệ số tỷ lệ, thực chất là chỉ tiêu xác định giới hạn của đới front. Trong thực tế, để phát hiện và xác định front thì W được chọn một cách hợp lý sao cho bảo đảm tính đặc thù của front như là một cấu trúc vật lý độc lập có kích thước không-thời gian có ý nghĩa đồng thời bảo đảm mức độ tương phản về tính chất với môi trường xung quanh. Nếu chọn W quá nhỏ thì nhiều khi đới front thật lại biến thành dải gradient cao, ngược lại nếu chọn quá lớn thì đới front thật lại trở thành những nhân gradient cực đại tách biệt nhau. Ngoài ra, Gk cũng là một đại lượng cơ bản để xác định cấu trúc front vì đó là "nền" thủy văn mà trên đó hiện lên front. Nền thủy văn Biển Đông được xác định trên bảng 63, trong đó cần lưu ý tầng nước là mặt phẳng ở độ sâu tương ứng còn lớp nước thì có độ dày từ mặt biển xuống đến độ sâu tương ứng.

Bảng 63 : Gradient thủy văn trung bình khí hậu ở biển Đông về mùa hè

Độ sâu (m)	$\bar{G}_k(T)$ (103 oC/km)		$\bar{G}$ k(S) (103 o/oo/km)		$\bar{G}$ k(σ) (103 đvqu/km)	
	Tầng	Lớp	Tầng	Lớp	Tầng	Lớp
0	2.80	-	3.70	-	2.50	-
20	4.10	3.45	1.90	2.80	1.60	2.05
50	6.60	4.50	1.10	2.23	3.20	2.43
100	8.10	5.40	0.50	1.80	2.60	2.48

Số liệu điều tra vật lý-thủy văn từ năm 1978 đến 1985 của Phòng Vật lý Viện Nghiên cứu biển Nha Trang (nay là Viện Hải dương học) [3,6] đã nhiều lần xác nhận về sự tồn tại front thủy văn trên thềm lục địa nam Việt Nam với chỉ tiêu tương phản khá cao ($\Omega > 10$), nhiều trường hợp lên tới 20 và 30 [4,7]. Tư liệu đo rải rác trên thềm lục địa của các Chương trình NAGA (Mỹ) và CSK (UNESCO) cũng xác nhận điều đó, thí dụ như tháng 6/1960 giá trị Gf (T) = 50.0 10-3 oC/km, nếu so với $G_k(T)$ = 3.45 10-3 oC/km thì (Ω = 15, một trị số tương phản lớn.

Hình 10(a và b) giới thiệu bản đồ hình thế và vị trí front thủy văn lớp bề mặt mặt và tầng 50 m trên thềm lục địa đông-nam, tháng 8/1982. Đó là tư liệu chuyến điều tra trên tàu Nhesmeyanov do Viện Nghiên cứu biển Nha Trang phối hợp với Viện Hải dương học Viễn đông thuộc Viện HLKH Liên Xô thực hiện. Cấu trúc đới front giới hạn bởi (Ω = 3, đồng thời được điều chỉnh bởi phép tính giá trị Laplac ($\nabla^2(\varphi) = \frac{\partial^2\varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\varphi}{\partial y^2} = 0$) (Đ2(j) =) [7] . Từ kết quả này ta có thể phát hiện và xác định

trên thềm lục địa đông-nam tồn tại 3 đới front thủy văn, tương ứng là 3 mặt front và 3 front :

1- Đới front ven bờ (ĐFVB), tương ứng là MFVB và FVB,

2- Đới front chính (ĐFC), tương ứng là MFC và FC,

3- Đới front sườn lục địa (ĐFS), tương ứng là MFS và FS.

ĐFS là phát hiện chưa vững chắc vì mức độ tương phản nhiệt-muối thấp (bảng 64). Tuy nhiên dải gradient nhiệt-muối cao này kéo dài liên tục từ bắc xuống nam trên sườn lục địa, nơi mà tác động tương hổ giữa hai đối tượng biển sâu và nông thể hiện rõ, cho nên ta tạm thời chấp nhận sự tồn tại đó. Tính chất của các đới front thủy văn thềm lục địa cũng được xác định và ghi trên bảng 4.

Bảng 64 : Giá trị đại lượng của các đặc trưng front thềm lục địa phía nam

Các đặc trưng		ĐFVB	ĐFC		ĐFS
			0(m)	50(m)	
- Rộng (trung bình)	(km)	-	40	50	20
- Dài	(km)	150 - 200	>300	> 300	> 300
- Front cách bờ	(km)	30	120	100	220
- Tương phản nhiệt độ	(oC)	0.74	0.31	9.00	0.12
- Tương phản độ mặn	(o/oo)	1.26	0.51	1.21	0.24
- Tương phản mật độ	(đvqư)	1.36	1.04	4.50	0.21
- Gf (T)	(x103 oC/km)	15.00	20.00	300.00	9.00
- Gf (S)	(x103 o/oo/km)	23.50	26.10	41.40	9.40
- Gf (σ)	(x103 đvqư/km)	20.00	20.00	86.20	5.00

Các ĐF và MF phát triển đến tận đáy biển, tính chất ít biến đổi theo độ sâu vì biển nông và vì nguyên nhân tạo front phụ thuộc các hoạt động động lực mạnh duy trì trên toàn khối nước, chủ yếu là nước trồi. Bản đồ hình 110(b) cho thấy xuống đến 50 m chỉ còn lại một ĐFC, vị trí của FC không thay đổi mấy so với front bề mặt, tính chất ĐF được tăng cường mạnh hơn (bảng 64), ở đây ĐFS không còn nữa, chứng tỏ nó được hình thành không cùng nguyên nhân với ĐFC và ĐFVB.

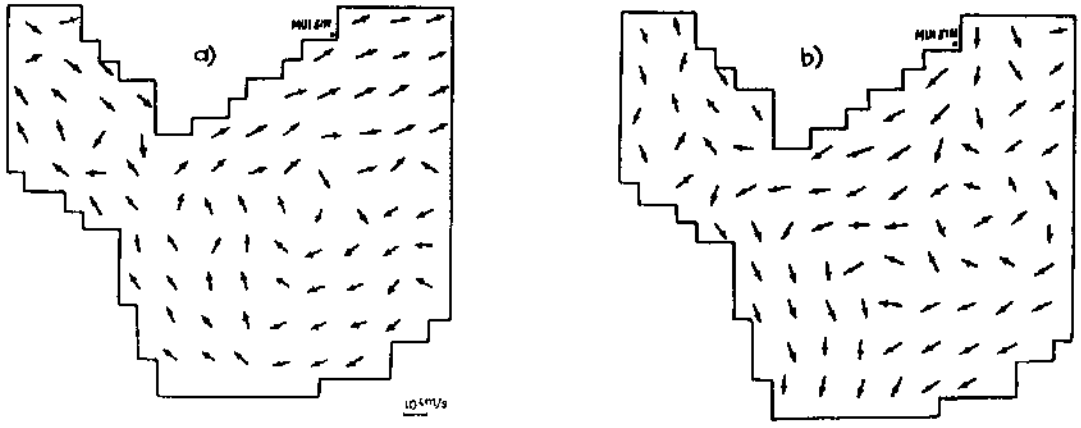
IV. NHỮNG ĐẶC ĐIỂM DÒNG CHẢY VÀ THỦY TRIỀU

1. Cấu trúc hệ dòng chảy thềm lục địa

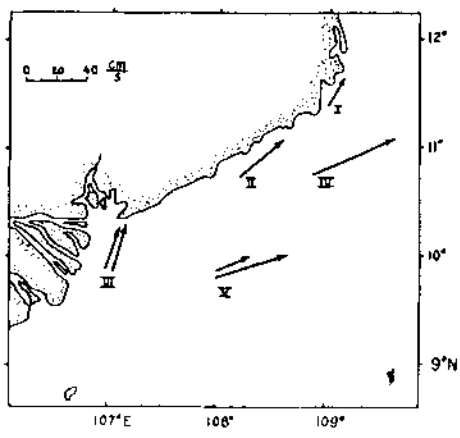
Bài toán thủy-động lực phi tuyến nước nông đã được sử dụng để mô hình hóa số trị hệ dòng chảy ổn định trong hai mùa gió chính SW (6 m/s) và NE (8 m/s) trên thềm lục địa phía nam, kết quả trình bày trên hình 111 [6,20]. Đó là bức tranh dòng chảy

trung bình được kiểm chứng bằng nhiều số liệu đo đạc khác nhau (H.112, 113, 114). Trên bản đồ có thể phân biệt được những cấu trúc dòng sau.

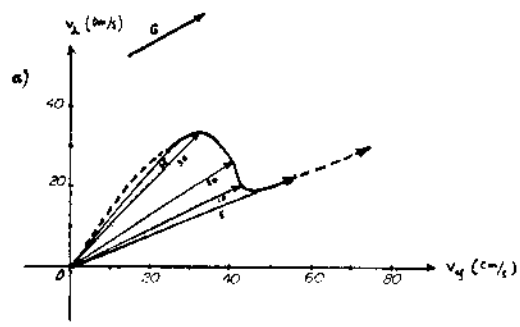
a) Dòng chảy thuận-nghịch theo luồng dọc bờ: Ven bờ từ Mũi Dinh đến mũi Cà Mau thể hiện rõ hai luồng chảy ngược chiều: luồng Đông-Bắc về mùa gió SW với tốc độ trung bình ~ 12.0 cm/s và luồng Tây-Nam về mùa gió NE với tốc độ ~ 17.0 cm/s. Sự thay đổi hướng luồng trong mùa chuyển tiếp xảy ra theo qui luật thuận-nghịch (reversive). Bề rộng luồng ổn định trong khoảng 120 - 150 km, chiều dài trên 700 km kể từ khơi Mũi Dinh đến bắc cửa vịnh Thái Lan. Hai điểm đầu và cuối luồng này hóa n vị vị trí theo mùa. Về mùa hè (SW), tại điểm đầu luồng nước có nguồn gốc xáo trộn giữa dòng từ vịnh Thái Lan ra và từ eo Kalimantan (xích đạo) lên, còn tại điểm cuối thì luồng chảy tách bờ (tại Mũi Dinh) và kéo dài ra khơi cùng với hoàn lưu xoáy thuận bắc biển Đông. Về mùa đông (NE) đầu luồng (Mũi Dinh) là sự nối tiếp hoàn lưu xoáy thuận lớp bề mặt biển Đông dọc bờ miền Trung, hướng bắc-nam, còn ở điểm cuối luồng dòng



Hình 111. Trong dòng chảy trung bình theo độ sâu mùa hè (a) và mùa đông (b)



Hình 112. Trong dòng chảy trung bình theo độ sâu mùa hè (a) và mùa đông (b)



Hình 113. Hodograph dòng chảy trung bình tại điểm IV

chảy ven bờ tan rã, nước thềm lục địa được phân bổ một phần vào vịnh Thái Lan, một phần vận chuyển tiếp về hướng xích đạo và một phần ven theo sườn lục địa ra khơi ở phía nam biển Đông.

b) Biến đổi dòng chảy trong luồng theo chiều đứng : Trong điều kiện biển nông cấu trúc dòng theo chiều đứng thể hiện tính phức tạp do sự chồng lấn lên nhau bởi các lớp ma sát của các thành phần dòng chảy gió. Phân giải được sự chồng lấn đó ta sẽ tìm thấy và những quá trình vật lý có ý nghĩa.

Trên hình 113 là hodograph và hình 114 (a và b) là biến đổi theo độ sâu các thành phần dòng chảy ngang và dọc bờ tại một điểm có tọa độ 10°44Â N - 108°55ÂE , máy đo PBV-2r (Liên Xô) ghi liên tục 3 ngày-đêm (2 - 5/8/1980 [3]) với khoảng cách ghi là 30Â tại 4 tầng, riêng tầng mặt thì đo bằng phao trôi. Trong lớp nước bề mặt 0 - 10 m, mô-đun tốc độ giảm từ trên xuống (81.5 cm/s đ 46.6 cm/s) theo qui luật số mũ (dòng trôi (driff-current)), còn hướng thì cố định 60° so hướng chính Bắc (dòng gradient do gió ốp theo bờ). Chứng tỏ trong lớp bề mặt dòng chảy gió tổng hợp bị cưỡng bức ốp theo hướng đường bờ. Trong lớp 20 - 30 m, mô-đun tốc độ không đổi (dòng gradient) nhưng hướng véctơ xoay trái ~ 30° đã chứng tỏ rõ cảm ứng ma sát đáy lên dòng gradient. Ở lớp nước cận đáy, véctơ tốc độ giảm nhanh theo qui luật số mũ đồng thời với hiệu ứng xoay chiều sang trái, đó là qui luật của dòng gradient trong lớp ma sát đáy. Như vậy bức tranh cấu trúc sâu theo lý thuyết Ekman về dòng chảy gió trung bình được thể hiện đầy đủ nhưng biến dạng phức tạp do tác động tương hổ của các lớp ma sát và ảnh hưởng bờ. Từ kết quả đó, nếu giả thiết rằng véctơ tốc độ dòng gradient thể hiện hoàn chỉnh trong lớp nước giữa (cả mô-đun và hướng) thì bằng lý thuyết tuyến tính ta có thể đánh giá thành phần dòng chảy trôi chiếm tỷ lệ 40%, phần còn lại 60% thuộc về thành phần dòng gradient. Trong cả hai mùa gió Đông-Bắc và Tây-Nam dòng chảy ven bờ trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam về cơ bản chịu tác động của qui luật vừa nêu.

Các đồ thị trên hình 114 trình bày hai đặc điểm. Thứ nhất là tính chất "luồng dọc bờ" được thể hiện trên giá trị đại lượng`v  khống chế tuyệt đối so với`u. Thứ hai là qui luật bù trừ không hoàn toàn theo chiều thẳng đứng, nó được thể hiện qua thành phần dòng chảy trực giao với bờ`u, trong đó bù trừ âm vào mùa gió Tây-Nam (~ - 1.4x104 cm2/s) và bù trừ dương vào mùa gió Đông-Bắc (xem [11]). Bù trừ âm là một trong những căn cứ chứng minh sự tồn tại hiện tượng nước trồi - một trong những hiện tượng vật lý đặc biệt trên thềm lục địa.

c) Hoàn lưu xoáy trên sườn lục địa : Tiếp xúc với các luồng dọc bờ về phía đông-nam có các hoàn lưu xoáy thuận-nghịch theo hai mùa (H.111), mùa hè là xoáy nghịch (anticyclonic vortex) và mùa đông xoáy thuận (cyclonic vortex). Tâm xoáy nghịch có vị trí vào khoảng 7°00Â N - 109°00Â E trên sườn lục địa, còn vị trí tâm xoáy thuận chỉ xê dịch ít nhiều về hướng đông-nam. Tốc độ dòng trung bình là 5.0 - 8.0 cm/s [20].

Theo mô hình thì nguyên nhân chính tạo thành các cấu trúc mang tính thuận-nghịch của hệ dòng chảy vừa trình bày là ứng suất gió trong các trường gió mùa.

Điều nầy cần lưu ý vì trong chuyên đề nước trồi cấu trúc hệ dòng chảy còn được đề cập tới một lần nữa trên cơ sở những tư liệu khác.

2. Chế độ thủy triều

Thủy triều trên thềm lục địa đông-nam hoàn toàn thuộc loại qui nạp từ Biển Đông. Sóng triều Biển Đông biến dạng rõ rệt khi truyền lên thềm lục địa và các vịnh tạo nên những vùng biên độ lớn với tập hợp đường đồng pha dị thường. Các thềm lục địa trống gây cảm ứng mạnh hơn lên các sóng bán nhật triều so với sóng nhật triều còn các vịnh lớn thì gây cảm ứng mạnh hơn lên lên các sóng nhật triều so với sóng bán nhật triều. Bởi vậy ở những khu vực biển như thềm lục địa nam Việt Nam, bắc bán đảo Malaca và đảo Calimantan, đông-bắc Hải Nam, ... tính chất và chế độ triều khác cơ bản so với ở những vịnh như vịnh Bắc Bộ, vịnh Thái Lan.

a) *Về mực nước thủy triều* : Vùng ven bờ thềm lục địa đông-nam có chế độ thủy triều không đều. ỞÛ vùng phía bắc Vũng Tàu tính chất hổn hợp thiên về nhật triều (ngày-đêm) thể hiện với chỉ số Vanđe-Stok V > 1.5 (bảng 65) và số ngày nhật triều khống chế tính vào khoảng 18 - 20 ngày/tháng. Mực nước lớn trong kỳ nhật triều cường xảy ra sau khi mặt trăng qua bắc chí tuyến 2 - 3 ngày, còn mực nước ròng trong kỳ triều kiệt xảy ra sau khi mặt trăng qua xích đạo 2 - 3 ngày, lúc ấy triều là bán nhật. Còn ở phía nam là tính chất hổn hợp thiên về bán nhật triều (nửa ngày-đêm) với V < 1.5 và số ngày bán nhật triều khống chế khoảng 26 - 27 ngày. Mực nước cường xảy ra sau vị trí giao hội 2 - 3 ngày, mực nước ròng xảy ra sau vị trí thượng và hạ huyền 2 - 3 ngày. ỞÛ khu vực Vũng Tàu - Cần Giờ biên độ triều lớn nhất. Các bảng thủy triều thế giới cho giá trị biên đôù lớn nhất ở Cần Giờ là 338 cm (bảng 65), nhưng những đo đạc gần đây cho thấy ở Vũng Tàu con số ấy đạt 438 cm. Như vậy độ lớn thủy triều trên thềm lục địa phía nam tương đương đôù lớn thủy triều ở vịnh Bắc Bộ và cũng có nghĩa là một trong những khu vực có biên độ triều cao nhất Biển Đông. Trong dải bờ, từ Vũng Tàu rẽ về hai phía bắc và nam biên độ triều giảm nhanh với tỷ số giảm 1x10-5. Còn trên bình diện của cả vùng thềm lục địa thì sự phân bố mực nước triều (hai sóng chính K1 và M2) tạo thành một cồn cao của mực nước triều ở khu vực biển Vũng Tàu - Gò Công - Côn Đảo bắt nguồn từ vành đai giá trị thấp hơn của chúng ở ngoài khơi bao quanh (H.115). Điều đáng lưu ý là thềm lục địa nghiên cứu trống từ ba phía, không có các điều kiện thuận lợi để phát sinh cộng hưởng sóng triều như ở các eo biển hay vịnh dài.

Sự truyền sóng của bán nhật triều trên thềm lục địa phức tạp hơn nhật triều. Trong lúc sóng nhật triều tịnh tiến băng qua vùng biển nông theo hướng đông-bắc - tây-nam vào vịnh Thái Lan thì sóng bán nhật triều với tính chất tiến-đứng truyền xuyên tâm từ ba phía có các hướng tập trung vào một khu vực nằm ở ven bờ đồng bằng Nam Bộ, dải nút đồng pha bao quanh đặc khu Vũng Tàu - Côn Đảo (H.114). Đó chính là điểm đặc biệt trong bức tranh thủy triều khu vực thềm lục địa phía nam và cũng là nguồn gốc phân biệt sự khác nhau so với những vùng biển khác. Nhìn một cách bao quát ta sẽ thấy đây là khu vực giao thoa các sóng triều bán nhật chính

truyền từ khơi biển Đông vào theo hướng Tây và dao động triều nghịch hướng kim đồng hồ xung quanh điểm vô triều cận xích đạo từ phía nam lên.

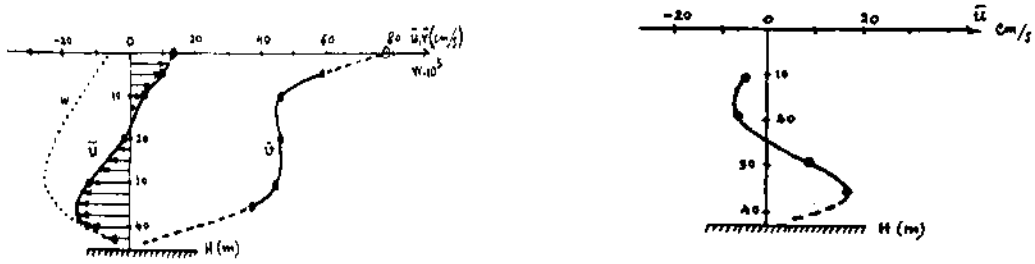
b) *Về dòng triều* : Nghiên cứu thực nghiệm dòng triều bao giờ cũng khó hơn mực nước triều. Những số đo dòng chảy trên nhiều trạm liên tục cho phép xây dựng bảng hằng số điều hòa sau đây (bảng 66) bằng phương pháp hàng hải, vị trí trạm xem hình 112.

Bảng 65 : Chỉ số Vander-Stok (V) và biên độ triều A các trạm bờ[3]

Trạm	V	A (Tr. cường), m	A (Tr. kiệt), m
Nha Trang	2.6	126	48
Cam Ranh	2.2	126	56
Mũi Dinh	2.3	140	60
La Gàn	2.3	146	64
Hòn Thu	2.3	118	52
Phan Thiết	2.0	160	80
Kê Gà	1.6	166	104
Ba Kiềm	1.1	250	170
Vũng Tàu	1.0	326	202
Cần Giờ	1.0	338	210
Côn Đảo	1.0	326	214
Cà Mau	2.7	116	42

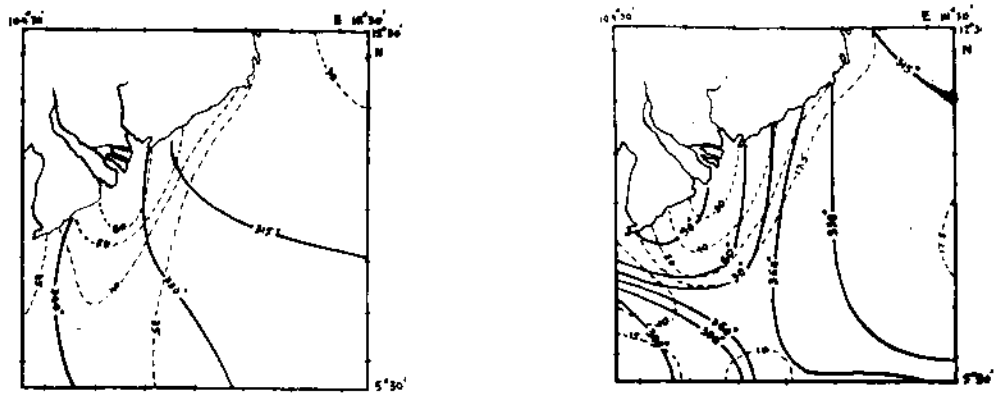
Bảng 66 : Hằng số điều hòa các thành phần dòng triều

Trạm đo	Thành phần	M2		S2		K1		O1		V	
		U_0(cm/s)	g^0	U_0(cm/s)	g^0	U_0(cm/s)	g^0	U_0(cm/s)	g^0		
II	u	177	126	7.9	148	9.6	48	6.6	24	0.6	0.76
	v	10.8	140	4.2	138	5.6	78	4.2	57		
III	u	27.7	130	13.2	116	10.8	30	13.7	356	0.6	2.1
	v	3.0	215	3.0	356	5.5	95	7.2	51		
IV	u	25.7	128	6.0	145	12.0	45	3.8	3.2	0.5	0.3
	v	16.0	145	2.9	140	3.5	79	2.3	58		
V	u	28.5	191	8.5	191	13.1	41	9.8	8	0.6	



Hình 114. Biến đổi theo độ sâu các thành phần dòng chảy ngang và dọc bờ tại một điểm (10°44 :N- 108°55E)

K_1 M_2

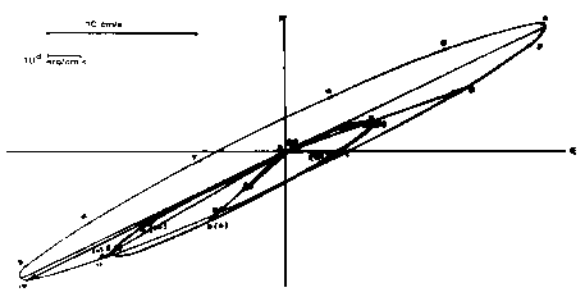


Hình 115. Bản đồ thủy triều trên thềm lục địa đông- nam (2)

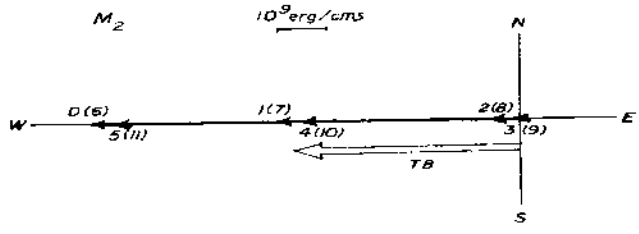
Tất cả các trạm đo đều nằm trên phần phía bắc của thềm lục địa. Ở đây dòng triều mang tính chất bán nhật (V < 1.5), êlíp dòng triều rất dẹt nhất là đối với sóng chính M2) đồng thời các véctơ dòng triều đều quay theo hướng ngược chiều kim đồng hồ

trong mỗi chu kỳ (Hình.116). Chứng tỏ ảnh hưởng độ nông của thềm lục địa lên chế độ dòng triều là đáng kể, làm thay đổi hẳn cơ chế triều so với bên ngoài. Tại dải biển có vĩ độ vào khoảng 9°30Â - 10°00Â phát hiện tính chất thuận-nghịch theo hướng đông-tây của êlíp dòng triều. Tại điểm V, khu vực Bạch Hổ, êlíp dòng triều và năng lượng triều sóng M2 nằm gần trùng trên đường vĩ tuyến (H.116,b). Tại điểm III, cũng trên vĩ độ ấy nhưng vào gần bờ Cửa Tiểu, êlíp sóng M2 dẹt với trục dài cũng nằm theo phương vĩ tuyến (Hình 116c). Phát hiện này có ý nghĩa khoa học và thực tiễn (năng lượng triều là một thí dụ).

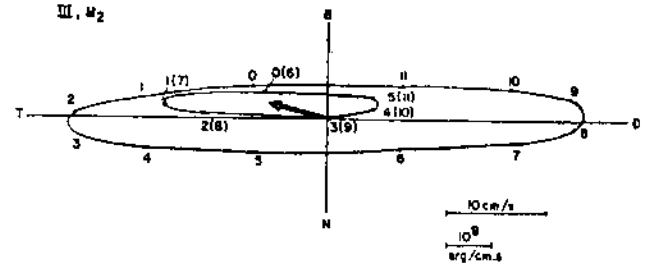
a)



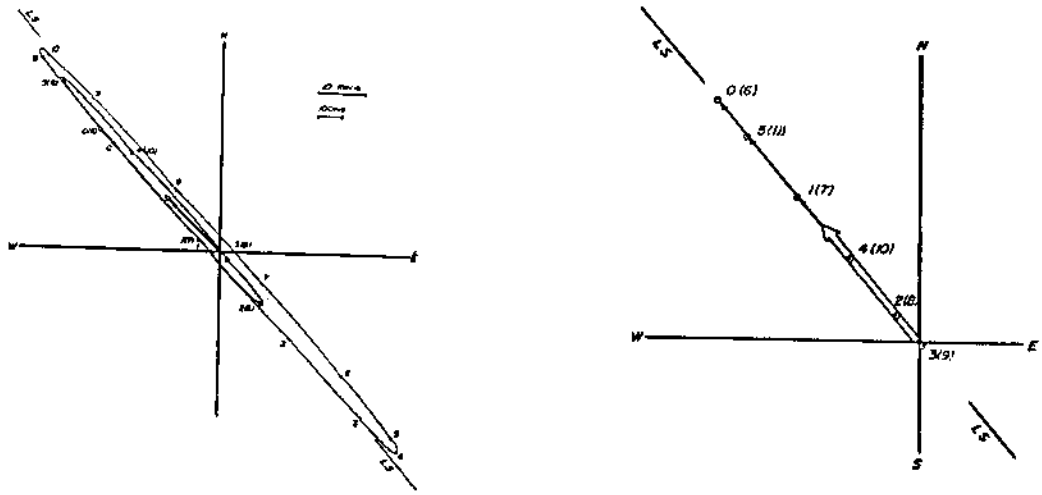
b)



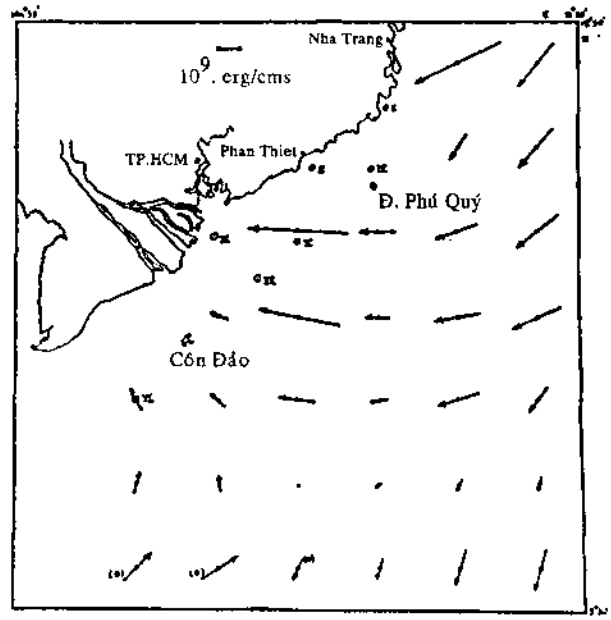
c)



Hình 116. Elíp dòng triều và dòng năng lượng triều sóng M_2 tại điểm II(a) điểm V(b), điểm III (c)



Hình 117. Elíp dòng triều và dòng năng lượng triều tại cửa sông Tiền điểm A(a) và điểm B(b)



Hình 118. Bản đồ dòng năng lượng triều sóng M_2 trên thềm lục địa

V. MỘT SỐ VẤN ĐỀ NĂNG LƯỢNG BIỂN TRÊN THỀM LỤC ĐỊA

Trong phạm vi hẹp của chuyên đề chúng tôi chỉ nêu một số vấn đề mang tính phát hiện về năng lượng biển trên thềm lục địa phía đông-nam và cũng chỉ có thể đề cập đến hai dạng, đó là năng lượng thủy triều và thế năng hiệu dụng tiềm tàng trong cấu trúc nhiệt-muối, không đi sâu vào khả năng khai thác các dạng năng lượng.

1. Về năng lượng thủy triều

Năng lượng thủy triều sản sinh từ tổ hợp của thế năng và động năng. Công thức tính véctơ dòng năng lượng E có dạng [21] :

$$\vec{E} = \rho g H \zeta \vec{V}$$

trong đó ρ - mật độ nước biển; g - gia tốc trọng trường; H - độ sâu; z - mực nước mặt biển tính từ mức trung bình; V - véctơ tốc độ. Theo cách tính đó một mặt ta có thể lập bản đồ phân bố véctơ trung bình dòng năng lượng triều thông qua lời giải các bài toán thủy động lực thủy triều, mặt khác có thể nghiên cứu cơ chế biến động năng lượng thông qua việc chỉnh lý các hằng số điều hòa tại các điểm đo liên tục trên khu vực nghiên cứu.

Đối với thềm lục địa phía nam, bằng cách thứ nhất chúng tôi đã nhận được bản đồ trên hình 14, và bằng cách thứ hai nhận các êlíp dòng triều và năng lượng triều cho một số điểm tương ứng bảng 66 (Hình.116). Hai kết quả tính toán này kiểm chứng lẫn nhau và bổ sung cho nhau khi phân tích. Nhận định quan trọng nhất là xu thế tập trung năng lượng thủy triều sóng chính M2 của toàn bộ thềm lục địa về dải biển ven bờ Đông Nam Bộ, đỉnh cao là khu vực cửa sông Cửu Long từ Vũng Tàu đến cửa Định An. Như đã thấy, năng lượng triều trên vùng khơi biển Đông với cường độ dòng đạt (3.0 - 4.0) 109 erg/cm.s truyền theo hướng trục đông-bắc - tây-nam. Dải sườn nghiêng ở phía đông của thềm lục địa gây cảm ứng triều rất mạnh làm cho khi tiếp cận với nó hướng của dòng năng lượng biển Đông chuyển gấp thành chính Tây đồng thời cường độ giảm xuống 3 - 4 lần (Hình.118). Sau khi vượt qua sườn nghiêng thì, vẫn giữ nguyên hướng tiến vào bờ, dòng năng lượng triều lại bắt đầu tăng nhanh cường độ, lên đến trên 4.1x109 erg/cm.s tại khu vực Bạch Hổ (điểm V). Điều đó chứng tỏ hiệu ứng địa hình của thềm lục địa thu hút rất mạnh năng lượng triều từ biển Đông (đối với sóng M2 nhưng lại là sóng chính). Từ chu tuyến phía bắc hướng truyền năng lượng bị cưỡng bức men theo vệt bờ các tỉnh Ninh Thuận - Bình Thuận xuống đến Vũng Tàu (H.116a). Từ chu tuyến phía nam cũng có sự thâm nhập năng lượng triều được phản xạ từ bờ biển bán đảo Malaka lên với cường độ thấp, ~ (0.6 - 0.7) 109 erg/cm.s . Như vậy chỉ riêng đối với sóng chính M2 thềm lục địa đông-nam Việt Nam đã thu hút từ ba phía một lượng năng lượng tính chung vào khoảng 0.55x1017 erg/s, bằng 1/2 tổng năng lượng sóng chính K1 cung cấp cho toàn vịnh Bắc Bộ. Tổng lượng năng lượng đó được thâm nhập một cách rất tập trung vào dải ven bờ châu thổ Nam Bộ và phần lớn bị tiêu tán ở đó. Đó là một trong những đặc điểm quan trọng của chế độ động lực thềm lục địa đông-nam.

Cơ chế vừa trình bày còn cho thấy xu thế tiếp tục lan truyền năng lượng triều thềm lục địa vào các vùng cửa sông Cửu Long - Đồng Nai. Nhiều chuỗi số liệu đo dòng chảy liên tục tại vùng cửa sông Tiền, hai nhánh Cổ Chiên - Cung Hầu và vịnh Gành Rái xác nhận như vậy [10]. Trên hình 117 trình bày những êlíp dòng triều và năng lượng sóng M2 tại hai điểm ở cửa sông Tiền, điểm A nằm tiếp giáp biển và điểm B tại cửa Cổ Chiên cách điểm A 10 km vào trong vùng hạ lưu. Định lượng khả năng cung cấp năng lượng triều từ thềm lục địa đông-nam vào trong sông qua mặt cắt cửa sông Tiền trong một ngày-đêm được đánh giá vào khoảng 1.9x103 Mw.h [19]. Đó là con số không nhỏ mà quá trình lan truyền và tiêu tán của nó chắc chắn gây ảnh hưởng đáng kể trong vùng hạ lưu.

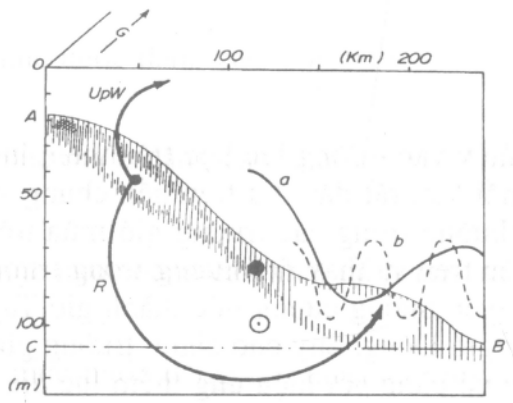
2. Về thế năng hiệu dụng nhiệt-muối (Available Potential Energy - APE)

Trên đây đã trình bày về sự tồn tại lớp đột biến nhiệt-muối cận đáy mà trong tư thế nằm nghiêng của nó luôn luôn tiềm tàng một lượng thế năng hiệu dụng xác định, và xu thế tất yếu phải xảy ra là thế năng đó tự giải phóng (R trên Hình.118). Trên hình 119 và bảng 67 trình bày kết quả tính APE trong lớp nước bề mặt có độ dày Ê 150m cho 4 mặt cắt trên thềm lục địa đông-nam theo tư liệu điều tra của tàu Nhesmeyanov (8/1982) có kiểm chứng bởi tư liệu các tàu Bogorov (4/1981), và Sokalskii (7/1994). Tổng năng lượng APE trong vùng nước trồi từ Phan Rang đến Vũng Tàu bằng 2.21x1021 erg (tương đương ~6.0x104 Mw.h) [18]. Đây cũng lại là một con số khá lớn về năng lượng thềm lục địa.

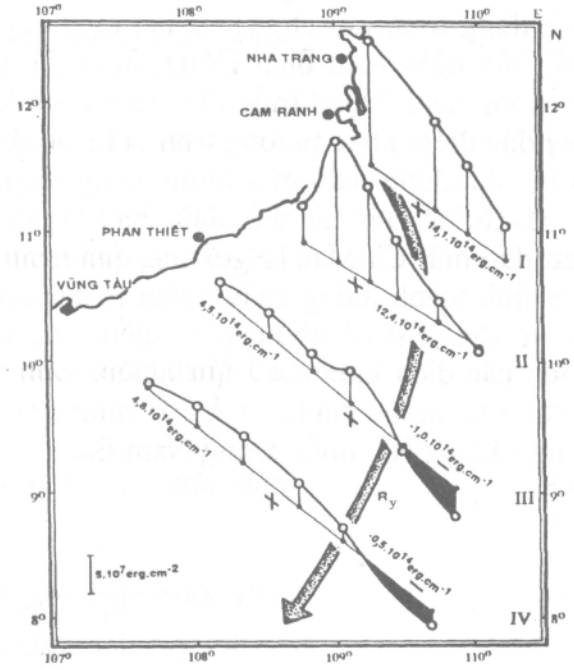
Đặc điểm phân bố năng lượng hiệu dụng trên hình 16 khá ấn tượng, thể hiện bởi hai tâm cực trị : - nguồn năng lượng là tâm cực đại APE nằm gần phía nam vịnh Phan Rang với cực trị bằng 15.5x107 erg/cm2 ; - lõm năng lượng là tâm cực tiểu nằm trên sườn có vĩ độ vào khoảng 9°00Â N, giá trị âm cao nhất -3.5x107 erg/cm2. Trong những điều kiện thuận lợi quá trình tự giải phóng năng lượng (H.119) và quá trình chuyển hóa lượng thế năng chênh lệch giữa hai tâm cực trị (~ 1.9 108 erg/cm2) thành động năng sẽ là nguyên nhân tạo ra luồng chảy ngầm dọc theo sườn lục địa (Ry trên Hình.119) mà tốc độ của nó được đánh giá tương đương ~150 cm/s. Thế năng hiệu dụng nhiệt-muối, tiềm tàng trong chế độ thủy văn thềm lục địa, là yếu tố vật lý rất có ý nghĩa trong thực tiễn của các ngành như khai thác cá, tàu ngầm, thông tin dưới nước, v.v... (xem [12,18]).

Bảng 67 : Đặc trưng định lượng của thế năng hiệu dụng (APE)

Mặt cắt	APE x 10-7 (erg/cm2)						APEx10-14 (erg/cm)
	Tr. 1	Tr. 2	Tr. 3	Tr. 4	Tr. 5	Tr. 6	
I	15.46	11.29	8.53	3.85	-	-	11.4
II	4.40	14.65	11.16	6.83	2,65	- 0.25	12.4
III	1.52	2.75	1.98	3.75	0.01	- 3.48	4.5
IV	0 80	2.64	3.35	2.72	1.79	- 1.67	4.8
S(APE)	2.21x1021 erg						



Hình.118. Sơ đồ cấu tạo và giải phóng thế năng hiệu dụng (APE) trên mặt cắt.
Mặt phẳng ABC- vùng cấu tạo APE
Upw- nước trồi
R- xu thế giải phóng APE
A và b- dao động ngầm
• và o- vị trí các luồng chảy cực mạnh.



Hình 119. Phân bố thế năng hiệu dụng (APE), tháng 8/ 1982

V. KẾT LUẬN

Chế độ khí tượng - thủy văn - động lực học trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam có nhiều đặc điểm nổi bật, rất đặc thù trên nền chung và so với nhiều vùng khác của Biển Đông. Dị thường trong các trường gió mùa trên thềm lục địa đông-nam được thể hiện chủ yếu trên sự thay đổi hướng trong trường gió mùa rõ rệt, về mùa gió Tây-Nam thì chuyển hướng cưỡng bức thành gió Tây, còn mùa gió Đông-Bắc thì khống chế hướng gió Đông. Suy cho cùng, trường gió mùa Tây-Nam và những dị thường hướng của nó cùng với hiệu ứng thềm lục địa là những nguyên nhân cơ bản tạo nên những cấu trúc thủy văn - động lực mang nhiều đặc điểm địa phương. Về mùa hè (gió Tây-Nam) các yếu tố thủy văn (T, S, st) thể hiện sự phân bố dị thường trong không gian ba chiều tạo thành những cấu trúc lớp đột biến cận đáy, các đới front, phân hóa lớp đồng nhất bề mặt, sản sinh thế năng hiệu dụng (APE). Hệ hoàn lưu tạo nên trên thềm lục địa những cấu trúc thuận-nghịch theo mùa như luồng chảy dọc bờ hướng Đông-Bắc và Tây-Nam, các xoáy thuận và xoáy nghịch trên sườn lục địa, hiện tượng nước trồi - nước chìm. Về thủy triều, hiệu ứng thềm lục địa gây cảm ứng rất mạnh lên sóng bán nhật triều M2 , làm biến dạng chế độ chế độ thủy triều và dòng triều nói chung và tạo ra ở đây một vùng có những dị thường trên bản đồ thủy triều toàn Biển Đông, biên độ mực nước và dòng triều thuộc loại cao nhất, dòng năng lượng triều tập trung triệt để vào dải bờ Đông Nam Bộ. Sự tổ hợp những đặc điểm khác thường trong chế độ thủy văn và động lực làm sản sinh trên thềm lục địa đông-nam một lượng năng lượng tổng hợp rất lớn, tính đến hàng chục vạn Mw.h, tiêu tán tại chỗ, đặùc biệt là tập trung tiêu tán trong dải ven bờ từ Vũng Tàu đến mũi Cà Mau. Ngoài ra, quá trình giải phóng năng lượng còn tạo ra khả năng hình thành luồng chảy ngầm mạnh hướng Nam trên bậc sườn nghiêng của thềm lục địa. Tất cả những đặc điểm vừa nêu chắc chắn gây ảnh hưởng không nhỏ lên các điều kiện địa lý tự nhiên, sinh thái, môi trường và các hoạt động thực tiễn trên thềm lục địa kể cả ở các vùng cửa sông và hạ lưu thuộc hệ thống sông Cửu Long - Đồng Nai miền Đông Nam Bộ.

IV

HIỆN TƯỢNG NƯỚC TRỒI (UPWELLING) TRÊN THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG NAM VIỆT NAM

Trong động lực học biển "nước trồi" chỉ sự chuyển động thẳng đứng của nước từ dưới lên trên trong phạm vi không gian và thời gian nhất định. Nếu không gian ấy có kích thước lớn và thời gian liên tục tương đối dài, đủ để có thể coi là một hiện tượng tự nhiên, thì người ta gọi đó là hiện tượng nước trồi (upwelling phenomenon hay upwelling). Giá trị đại lượng của tốc độ trồi rất nhỏ, chỉ vào khoảng 10-2 - 10-4 cm/s, tức là hơn nghìn lần nhỏ hơn tốc độ ngang của dòng chảy biển lúc bình thường. Vì vậy việc đo đạc trực tiếp dòng trồi rất khó, cho đến nay chưa thấy xuất hiện máy móc hiện đại nào có khả năng đo tốc độ nước trồi. Tuy nhiên, ý nghĩa của nước trồi lại rất lớn, không thua kém gì ý nghĩa của nhiều yếu tố thủy văn-động lực khác nói chung. Trước hết vì nước trồi luôn là nguyên nhân phá vỡ những trường vật lý hải dương ổn định tạo ra những dị thường lớn. Chính điều đó lôi kéo sự quan tâm của nhiều ngành hoạt động trên biển như giao thông vận tải, quân sự, thông tin, thăm dò và khai thác dầu khí, ... , [14]. Các ngành khai thác cá và hải sản khác trên biển rất quan tâm đến hiện tượng nước trồi vì nó liên quan mật thiết đến mắt xích quan trọng nhất trong hải dương học khai thác : "chất dinh dưỡng - sức sinh sản sơ cấp - sinh vật phù du - cá kinh tế". Trên đại dương thế giới có những vùng nước trồi nổi tiếng như vùng nước trồi Peru, vùng nước trồi tây-bắc Phi, và nhiều vùng khác nữa.

Thềm lục địa đông-nam Việt Nam là vùng nước trồi, điều đó được khẳng định trong những năm gần đây bởi nhiều kết quả điều tra nghiên cứu tổng hợp của Viện Hải dương học Việt Nam. Nhận thấy nước trồi là hiện tượng vật lý có ý nghĩa thực tiễn lớn cho nên vào khoảng cuối những năm 1970, lần theo những phát biểu đầu tiên của Wyrtki [21] mà chủ yếu là của Lafond [18] về nước trồi ở vùng ven bờ nam Trung Bộ, trên cơ sở điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải - Minh Hải của Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước(1977- 1980), vấn đề nước trồi được đặt ra và nghiên cứu một cách toàn diện hơn bằng các chuyên đề mang tính phát hiện và khẳng định lại cả về định tính lẫn định lượng [15]. Vì những đề cập của Lafond chỉ mới dựa trên cơ sở tư liệu hết sức mỏng manh về tâm cực trị nhiệt độ và độ mặn ven bờ nam Trung Bộ theo tư liệu đo

tháng 5-6/1960 của Chương trình NAGA chưa đủ để khẳng định về một hiện tượng cho một vùng biển, Wyrtki thì cũng chỉ nhận xét lướt qua không có chủ tâm đi sâu. Những cuộc điều tra khảo sát và các công trình nghiên cứu từ 1979 đến 1985 đã cho nhiều số liệu và kết quả phong phú hơn, có cơ sở hơn để khẳng định về sự tồn tại nước trồi thềm lục địa đông-nam như là một hiện tượng vật lý hải dương học, một thực thể tự nhiên cục bộ.

I. NHỮNG TƯ LIỆU ĐIỀU TRA- KHẢO SÁT CÓ LIÊN QUAN ĐẾN HIỆN TƯỢNG NƯỚC TRỒI THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG- NAM VIỆT NAM

Hiện tượng nước trồi luôn để lại dấu vết biến động đặc biệt trên trường phân bố các yếu tố hải dương học, trong đó biến động thủy văn là cơ bản và là vật chỉ thị (indicator) để phân tích gián tiếp về sự tồn tại của nó. Theo nguyên tắc qui nạp, càng nhiều tư liệu điều tra thì độ chính xác của phép thống kê và phân tích càng được nâng cao. Sau đây là những tư liệu chính đã dùng để phân tích về nước trồi trên thềm lục địa đông-nam (xem Hình. 120).

1. Tư liệu đầu tiên là của Chương trình NAGA (1959 - 1961), nhưng liên quan đến nước trồi thì chỉ có ba mặt cắt đo đạc nhiệt độ nước và độ mặn từ Nha Trang đến Vũng Tàu chuyến tháng 6/1960, khoảng cách giữa chúng rất xa (~ 250 km), hơn nữa chỉ ở một vài trạm ngoài khơi Phan Rang (Bình Thuận) xảy ra dị thường nhiệt-muối. Căn cứ để bàn về nước trồi trong trường hợp đó tuy là hợp lý nhưng quá ít, chưa đủ để nói về một hiện tượng vì tính ngẫu nhiên cao. Cần phải tiếp tục điều tra nghiên cứu và xác nhận lại, vì vậy những kết quả trình bày dưới đây vẫn còn mang tính phát hiện, khẳng định hiện tượng là chính.

2. Với một trong những mục tiêu rõ ràng như vậy đề tài "01" thuộc Chương trình "Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải - Minh Hải" đã thực hiện trong những năm 1977 - 1980 những đợt đo đạc nghiên cứu trên 4 mặt cắt vùng ven bờ (50 m) từ vịnh Phan Rang đến Vũng Tàu (Hình.120). Phân tích tổng hợp sự biến dạng trường các yếu tố thủy văn cho thấy có những dấu hiệu phân bố thuộc về hệ quả của hiện tượng nước trồi [7,9]. Thí dụ như nước lạnh-mặn dưới sâu được đưa lên đến tận mặt biển ở vùng gần bờ Phan Thiết, biến đổi nghịch nhiệt-muối khá tương phản trên cùng một độ sâu (Hình. 121), v.v... . Những biểu hiện như vậy lần đầu tiên tìm thấy trong dải ven bờ từ vịnh Phan Rí vào đến Vũng Tàu, chứng tỏ ở đây có khả năng có nước trồi mạnh.

- Cũng trong thời gian nầy, tại một thủy trực ngoài khơi gần đảo Phú Quí đã tiến hành đo nhiệt độ và độ mặn theo chiều sâu trong lớp hoạt động bề mặt, cứ 1 lần/tháng trong chu kỳ năm, để theo dõi quá trình biến động. Hình 122 trình bày biến đổi nhiệt độ trong năm 1979 - 1980 [15]. Hình ảnh này được lặp lại khá chính xác trong tư liệu khảo sát của đề tài này. Quá trình nâng lên và hạ xuống của các đường đẳng trị nhiệt độ theo thời gian các tháng trong năm là

biểu hiện gián tiếp chỉ tác động của dòng nước trồi đưa nước lạnh từ dưới sâu lên trên (tháng 5 - 7) và sau đó yếu dần (tháng 8 - 9). Tốc độ nâng lên của đẳng trị nhiệt độ các tháng 5 - 7 được đánh giá bằng ~10-3 cm/s.

- Từ 25/7 đến 6/8/1980 đề tài "01" đã thực hiện một chuyến khảo sát chuyên đề gồm 4 trạm đo dòng chảy liên lục 3 ngày-đêm, tại mỗi trạm treo 3 máy PBV-2r , riêng trạm IV treo 4 máy và trạm I chỉ kéo dài 1 ngày-đêm [7]. Bằng những số liệu ấy tốc độ thẳng đứng của dòng chảy tại mỗi trạm đã được xác định một cách gần đúng theo thành phần bù trừ thẳng đứng, kết quả được ghi trên bảng 1 [7,13], dấu trừ chỉ hướng từ dưới lên. Qua đó có thể thấy, tại các điểm đo rải rác trên thềm lục địa đều tồn tại dòng nước trồi với giá trị tốc độ vào khoảng 1.0 - 5.0 x 10-3 cm/s, riêng khu vực biển vịnh Phan Rang - đảo Phú Quí do điều kiện địa phương đặc biệt nên giá trị tốc độ trồi cao hơn 10 x 10-3 cm/s.

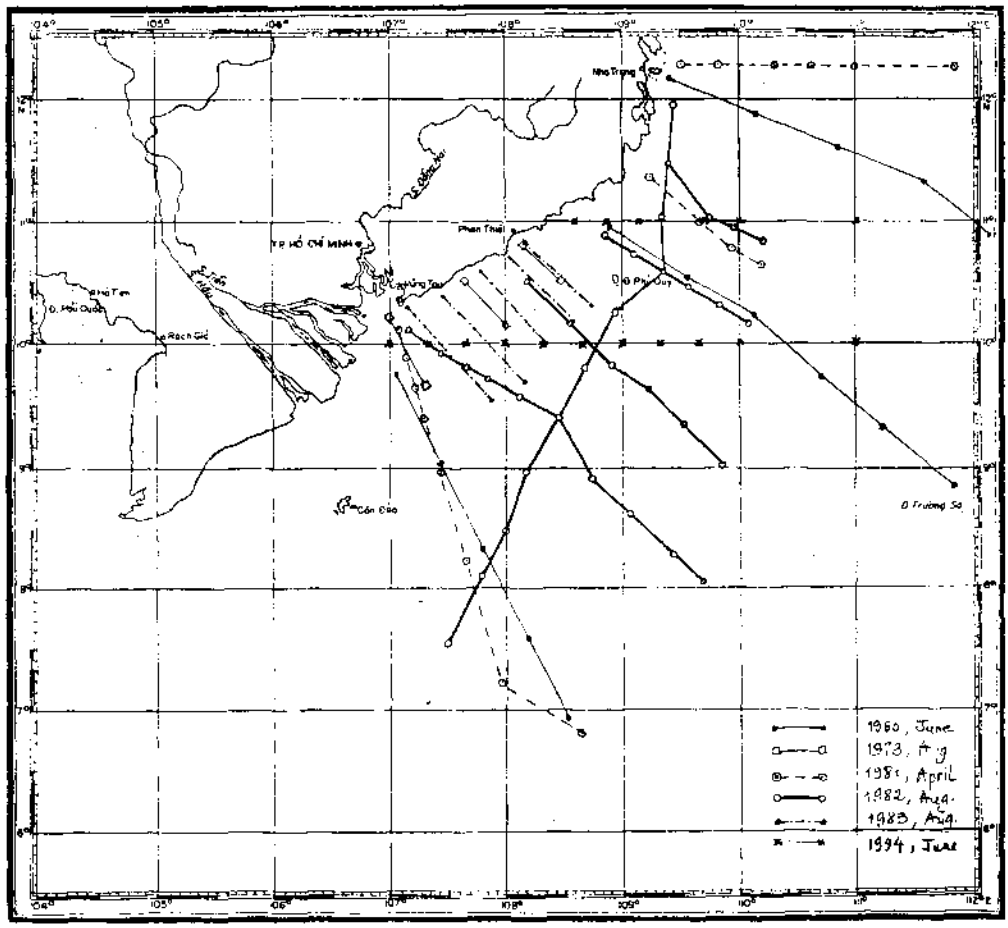
Bảng 68 : Giá trị tốc độ nước trồi tại các điểm đo trên thềm lục địa

Trạm	Thời gian đo dòng chảy	w.10-3 cm/s
I	5 - 6/8/1980	- 12.3
II	29/7 - 1/8/1980	- 1.6
IV	1 - 4/8/1980	- 16.4
V	25 - 28/7/1980	- 3.2

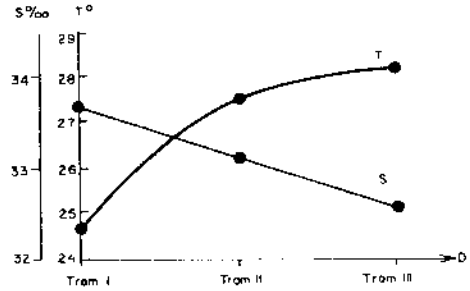
3. Đợt đo tháng 8/1982 trên tàu Nhesmeyanov là đợt điều tra-nghiên cứu tổng hợp hoàn chỉnh hơn cả nhằm thực hiện nội dung đề tài 48.06.01 (Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước 48.06 (1981- 1985), gồm 5 mặt cắt thủy văn với 33 trạm mặt rộng, trong đó một mặt cắt dọc theo thềm lục địa (Hình.120). Trên cả 4 mặt cắt ngang bờ đều tồn tại cấu trúc lớp đột biến nhiệt-muối cận đáy thềm lục địa, phạm vi không gian tồn tại lớp đột biến nhiệt-muối chứng minh rằng đó là bộ phận kéo dài của lớp đột biến chính của biển Đông, có nhân ở độ sâu ~ 100 m, được nâng lên trên thềm nông và thâm nhập vào tới ven bờ Phan Rang - Vũng Tàu [10,11] (xem hình 124 (a và b) chuyên đề KT-TV-ĐL). Yếu tố nâng lên và giữ vị trí thăng bằng ổn định của chúng trong cả mùa hè chính là hiện tượng nước trồi.

4. Một đợt điều tra tương tự nữa của đề tài 48.06.01 được thực hiện vào tháng 8/1983 bằng tàu Berill (Phân Viện Viễn Đông Viện HLKH Liên Xô) [11]. Trong khoảng từ vịnh Phan Thiết đến Vũng Tàu đã thực hiện 5 mặt cắt, bề rộng mặt cắt không quá 100 hải lý, số trạm trên mỗi mặt cắt lên đến 8 - 12 trạm (H.123).Hình 124 trình bày một thí dụ về sự phân bố nhiệt độ nước trên

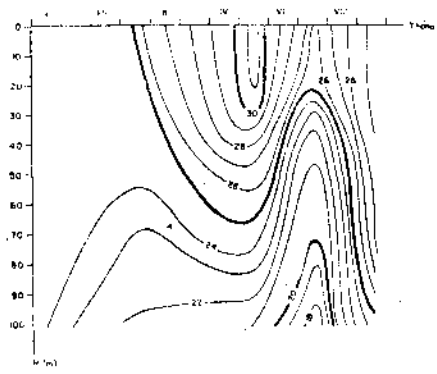
mặt cắt ven bờ Phan Thiết, kiểu phân bố như vậy đều thể hiện trên cả 4 mặt cắt phía bắc, trừ mặt cắt ngang Vũng Tàu. Tư liệu đó một lần nữa chứng minh rằng dưới tác động của hệ gió mùa Tây-Nam tính chất phân lớp nhiệt-muối xảy ra một cách mãnh liệt và rộng khắp ở phần ven bờ nông phía bắc Vũng Tàu của thềm lục địa. Biểu hiện cơ bản của sự phân lớp là cấu trúc hai lớp nước có tương phản về tính chất : lớp đột biến nhiệt-muối cận đáy ổn định trong tư thế nghiêng theo nền đáy và lớp đồng nhất bề mặt bị phân hóa.



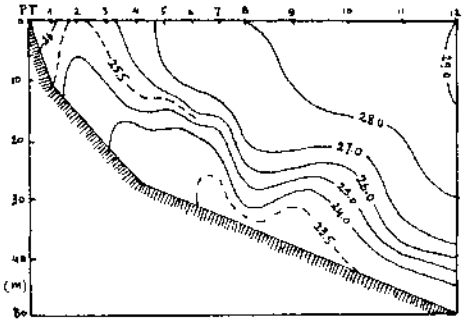
Hình 120. Sơ đồ các mặt cắt thủy văn nghiên cứu vùng nước trồi



Hình 121. Biến đổi năm của nhiệt độ (°C) trong lớp nước 100m tại một trạm ngoài khơi đảo Phú Quý, 1979- 1980



Hình 122. Biến đổi năm của nhiệt độ (°C) trong lớp nước 100m tại một trạm ngoài khơi đảo Phú Quý, 1979- 1980



Hình 123. Phân bố nhiệt độ nóc (°C) trên mặt cắt ven bờ Phan Thiết, tháng 8/ 1983

Như vậy rõ ràng là phân tích gián tiếp nhiều tư liệu đo các yếu tố nhiệt độ và độ mặn đã có thể cho phép khẳng định hiện tượng nước trồi là một thực thể tự nhiên tồn tại rộng khắp trên thềm lục địa đông-nam trong mùa gió Tây-Nam (kể cả vùng biển sâu ven bờ Nam Trung Bộ), vùng có tốc độ trồi mạnh nhất nằm trên phần phía bắc kể từ quảng mặt cắt Phan Thiết trở ra. Đó là kết luận chung của cả hai đề tài thuộc hai Chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước giai đoạn 1978 - 1985 [7,11]. Hệ quả của hiện tượng nước trồi cũng được thể hiện trong nhiều yếu tố khác, thí dụ như hóa học nước biển, sinh vật phù du v.v... .

Năm 1991 Chương trình khoa học biển cấp Nhà nước KT.03 đã chính thức xây dựng một đề tài độc lập nghiên cứu vùng nước trồi mạnh Nam Trung Bộ mã số KT.03.05. Điều đó chứng tỏ, một mặt hiện tượng đã được khẳng định về phương diện khoa học, mặt khác hiện tượng có vai trò quan trọng đối với thực tiễn đất nước. Vì vậy những nghiên cứu tiếp theo cần được làm rõ các khía cạnh định lượng và bản chất của hiện tượng cũng như ảnh hưởng lên hệ sinh thái, lên các mặt hoạt động khác trên thềm lục địa.

II. MỘT SỐ VẤN ĐỀ LÝ THUYẾT VÀ MÔ HÌNH HÓA HIỆN TƯỢNG NƯỚC TRỒI TRÊN THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG NAM

1. Về lý thuyết

Lý thuyết nước trồi thực chất là một phần của lý thuyết dòng chảy ở biển nói chung, tuy nhiên trong phần đó có những khái niệm riêng. Như đã biết, nước trồi chỉ ra hướng chuyển động của nước biển từ dưới lên với giá trị đại lượng tốc độ rất nhỏ. Trong động lực học dòng chảy ở biển và đại dương người ta dùng phương trình liên tục để xác định thành phần tốc độ thẳng đứng trên cơ sở đã xác định được các thành phần ngang trên hệ trục tọa độ vuông góc. Phương trình liên tục có dạng :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \qquad (1)$$

trong đó x,y,z - các hướng trục tọa độ theo chiều ngang (x,y) và đứng (z); u,v,w - các thành phần tốc độ dòng chảy trên các hướng x,y,z tương ứng. Đối với thềm lục địa ta chọn điểm trên mặt biển yên tĩnh làm gốc trục Oz có hướng từ trên xuống, trục Ox hướng Đông, trục Oy hướng Bắc.

Để tìm biểu thức của tốc độ thẳng đứng w tại một tầng sâu z bất kỳ nào đó ta thực hiện phép tích phân phương trình (1) theo hai lớp, lớp trên từ mực nước mặt biển ξ (x,y) đến độ sâu z và lớp dưới từ độ sâu z đến đáy biển H (x,y). Đưa vào tích phân khái niệm dòng trung bình $\overline{c}$ của mỗi lớp nước thì ta sẽ nhận được [7,8] :

$$w = \left\langle \bar{C}_i \, \mathrm{grad} \right\rangle \varphi_i + h_i^* \, \mathrm{div} \, \bar{C}_i \qquad (2)$$

trong đó chỉ số i = 1,2 chỉ lớp nước bên trên có bề dày h1 = z - ξ và lớp nước bên dưới có bề dày h2 = H - z ; $\left\langle C_i \, \mathrm{grad} \right\rangle \; \bar{u}_i \partial / \partial x + \bar{v}_i \partial / \partial_y$;

$$\bar{C}_i = \frac{1}{h_i} \int_{h_i} C_i dz \quad ; \qquad (3)$$

$$\left.\begin{array}{ll} \varphi_i = \zeta : h_i^* = -h_i & \text{khi} \quad i = 1 \\ \varphi_i = H : h_i^* = h_i & \text{khi} \quad i = 2 \end{array}\right\} \qquad (4)$$

Đối với biểu thức (2) , khi đại lượng của w mang dấu âm (-) thì nước chuyển động từ dưới lên - nước trồi, ngược lại khi w mang dấu dương (+) thì nước chuyển động từ trên xuống - nước chìm. Biểu thức (2) đã tách tốc độ thẳng đứng thành hai thành phần rõ rệt. Số hạng thứ nhất vế phải chỉ thành phần wb nhận được từ mối liên quan trực tiếp của tốc độ dòng chảy và độ nghiêng đáy, tức là thành phần nước trồi (hoặc nước chìm) do bù trừ thẳng đứng trên mỗi thủy trực ở vùng thềm nông có độ nghiêng đáy đáng kể. Độ nghiêng đáy và tốc độ dòng chảy càng lớn thì cường độ trồi (hoặc chìm) càng mạnh, và ngược lại. Trong thực tế có thể nhận thấy thành phần wb bởi các dạng dòng chảy trườn lên trên sườn nghiêng của thềm lục địa và dải ven bờ.

Số hạng thứ hai vế phải của biểu thức (2) là thành phần wp nhận được từ sự phân kỳ hoặc hội tụ của hai lớp nước, tức là thành phần nước trồi (hoặc nước chìm) do sự tương quan giữa phân kỳ (hoặc hội tụ) của lớp nước bên trên tương ứng với hội tụ (hoặc phân kỳ) của lớp nước bên dưới. Độ sâu đáy càng nhỏ càng giảm yếu tố phân kỳ và hội tụ, có nghĩa là thành phần wp thường được cường hóa ở vùng biển sâu và giảm cường độ ở vùng thềm nông.

Như vậy, về mặt lý thuyết ta có thể phân giải hiện tượng nước trồi (nước chìm) ra thành hai thành phần : - phần do bù trừ trực tiếp theo chiều thẳng đứng giữa hai lớp bên trên và bên dưới, thường được cường hóa trong vùng thềm nông và ven bờ có độ nghiêng đáy lớn; - phần do bù trừ gián tiếp bởi tương quan phân kỳ và hội tụ nước trong hai lớp bên trên và bên dưới tương ứng, thường được cường hóa ở vùng khơi sâu và giảm cường độ trên thềm nông và vùng ven bờ.

2. Mô hình hóa hiện tượng nước trồi trên thềm lục địa đông-nam

Trong mục nầy ngoài mục đích chính là xây dựng các bản đồ nước trồi - một dạng sản phẩm định lượng cuối cùng còn có mục đích phân tích để hiểu sâu thêm về bản chất của hiện tượng, vì vậy bài toán thủy nhiệt-động lực tuyến tính đã được sử dụng.

Phương trình chuyển động của nước biển :

Bài toán tuyến tính cho rằng ảnh hưởng của các số hạng phi tuyến trong hệ phương trình chuyển động của nước biển trên thềm lục địa là không lớn, có thể bỏ qua. Điều đó có cơ sở ở chỗ, nếu đánh giá các số hạng của hệ phương trình chuyển động nguyên thủy thích hợp với điều kiện thềm lục địa bằng các chỉ số không thứ nguyên thì ta nhận được các giá trị như sau [6] : số Struhale S = L0(t0V0)-1 = 10 ; số Rossby Ro = V0(f0L0)-1 = 10-2 ; số Euler Eu = r0V02P0-1 = 10-2 ; số Ekman đứng Ez = 40 Ro ; số Ekman ngang El = 10-2 Ro , trong đó chỉ số "0" ở dưới mỗi ký hiệu chỉ kích thước đặc trưng của mỗi yếu tố tương ứng với kích thước tự nhiên vùng nghiên cứu. Sau khi dẫn hệ các phương trình về dạng có chứa các hệ số không thứ nguyên, so sánh các số hạng với nhau và bỏ qua các số hạng nhỏ, đồng thời chấp nhận cách đặt vấn đề cho bài toán dừng (trung bình mùa), cuối cùng hệ phương trình chuyển động của nước biển được tuyến tính hóa và được viết dưới dạng các hàm phức như sau :

$$\frac{\partial^2 W}{\partial z^2} - a^2 W = -\frac{g}{k_z} G + \frac{g}{\rho_0 k_z} R \quad , \tag{5}$$

trong đó :

$$W = u + iv \quad ; \quad i = \sqrt{-1} \quad ; \quad a^2 = i\frac{f}{k_z} \quad ;$$
$$G = \left(\frac{\partial}{\partial x} + i\frac{\partial}{\partial y}\right)\zeta \quad ; \quad R = \left(\frac{\partial}{\partial x} + i\frac{\partial}{\partial y}\right)\int_0^z \rho dz \quad . \tag{6}$$

g - gia tốc trọng trường; kz - hệ số ma sát rối thẳng đứng; ρ - mật độ nước (ρ_0 = const) ; f - thông số Coriolis. Trong phương trình trên đã có chứa yếu tố thủy tĩnh được tích phân trong lớp (H - ξ) với điều kiện khí áp mặt biển không đổi.

Để giải phương trình trên đây, đối với thềm lục địa đông-nam Việt Nam cần lưu ý hai lực tác động cơ bản nhất gây nên hệ dòng chảy : - ngoại lực là lực căng tiếp tuyến của gió trên mặt biển; - nội lực là lực sản sinh bởi bất đồng nhất mật độ, tại đây có lớp đột biến nhiệt-muối và các đới front thủy văn mang những tính chất rất khác biệt và điều đó sẽ dẫn đến khả năng tạo dòng và biến động dòng đáng kể (xem chuyên đề KT-TV-ĐL).

Mô hình bán thực nghiệm đột biến mật độ:

Như đã biết, về mùa gió Tây-Nam trên thềm lục địa đông-nam tồn tại ổn định lớp đột biến mật độ cận đáy. Trong tư thế nằm nghiêng theo mặt nghiêng nền đáy lớp độ biến còn là căn nguyên của các đới front thủy văn trong đó có đới front chính (ĐFC). Về nguyên lý, hàm phân bố mật độ r cắt ngang lớp đột biến theo chiều đứng hay đới front theo chiều ngang phải tạo nên các đỉnh maximum gradient của nó theo chiều tương ứng (trục z hay trục x và y). Các đỉnh maximum gradient

luôn nằm ở vị trí nhân của lớp đột biến và đới front. Đó là tính chất cơ bản và phổ biến của các lớp đột biến và đới front thủy văn ở biển và đại dương nói chung. Trên hình 5 trình bày thí dụ về hàm phân bố nhiệt độ (T) và độ mặn (S) (H.ình 124 a), các đỉnh maximum của tần số Vaisalla-Brent (N) qua lớp đột biến (Hình 124 b) và gradient(S) trực giao qua đới front chính (H.ình 124c) trên thềm lục địa tính theo tư liệu đo tháng 8/1982 [11]. Đặc điểm cấu trúc nhiệt-muối đó là một trong hai nhân tố quan trọng nhất qui định tính chất và cơ chế dòng chảy thềm lục địa, không thể bỏ qua được.

Thông thường khi giải số các hệ phương trình chuyển động có tính đến số hạng chứa yếu tố mật độ thì người ta đưa vào bài toán các giá trị mật độ rời rạc tại các điểm nút của lưới tính nhặt từ trường phân bố mật độ ba chiều đã xác định trước bằng tư liệu thống kê hoặc từ kết quả phép tính mật độ đồng thời. Cách làm đó chứa sai số hiển nhiên, trong đó tiềm ẩn sai số trong việc bỏ qua hoặc tính đến không đầy đủ đặc tính các cấu trúc vừa nói trên. Cũng có cách làm khác để khắc phục sai số đó, trong nhiều công trình nghiên cứu bằng mô hình số trị muốn bảo đảm tính chất phân bố liên tục theo chiều sâu của yếu tố mật độ xuyên qua lớp đột biến người ta biểu diễn hàm r(z) bằng công thức bán thực nghiệm, thông dụng nhất là dạng sau :

$$\rho(z) = \rho(0) - \Delta\rho\,(1 - e^{-(z)}) \tag{6}$$

Công thức này xét kỹ sẽ thấy không hợp lý, mặc dù nhìn bề ngoài thì bản thân đồ thị biến đổi của hàm $\rho(z)$ gần tương tự với dạng phân bố thực tế, tức là có đột biến do hàm số mũ tạo ra. Thật vậy, nếu ta lấy đạo hàm ρ (z) theo z thì nó sẽ cho một dạng phân bố của gradientz ρ (z) cũng theo hàm số mũ tương tự như $\rho(z)$, tức là không bảo đảm đầy đủ các tính chất cơ bản của lớp đột biến, cấu trúc mật độ của nước biển sai cơ bản. Công thức bán thực nghiệm cho ρ (z) phải chọn theo kiểu khác, và sau đây chúng tôi giới thiệu một cách chọn.

Lấy tính chất của gradient theo chiều đứng của hàm mật độ làm gốc để chọn dạng phân bố của nó, ta qui ước phân chia nước biển thành hai lớp được giới hạn bởi mặt cong chứa giá trị maximum của tần số Vaisalla-Brent Nmax (đối với thềm lục địa thì đó cũng có nghĩa là mặt front [12]). Dạng của công thức thực nghiệm dưới đây đối với mật độ qui ước σ sẽ đảm bảo yêu cầu đề ra :

$$\sigma(z) = E_j \exp\left[\frac{(-1)^j}{1+\alpha_j(h_0-z)}\right]_j \quad , \tag{7}$$

bởi vì nó thỏa mãn các điều kiện :

$$N_{j-1}(z)\big|_{z\to h_0} = N_{j-2}(z)\big|_{z\to h_0} \tag{8}$$

và

$$\frac{\partial N^2_{j-1}(z)}{\partial z}\Big|_{j\to h_0} \neq \frac{\partial N^2_{j-2}(z)}{\partial z}\Big|_{j\to h_0} \quad . \tag{9}$$

Trong (7) - (9) Ej và aj là hai thông số thực nghiệm được xác định trước (a priori) , $\alpha_1 = -\alpha_2$; j = 1,2 - chỉ số ký hiệu cho lớp dưới (j = 1) và lớp trên (j = 2) ; h_0 - độ sâu của Nmax , thay đổi trong không gian x,y. Biểu thức (7) với điều kiện (8) - (9) sẽ là hàm σ(z) liên tục theo chiều z, gradient theo z của nó cũng liên tục nhưng đồng thời đạt maximum tại $z = h_0$ (cũng có nghĩa là gradientx,y(σ) = maximum tại mặt front [12]). Điều sau cùng là hoàn toàn khác với biểu thức (6).

Xử lý thống kê một số chuỗi số liệu đo trên thềm lục địa chúng tôi nhận được $\alpha_{j=1,2}$ = 2.5 10-3 cm-1 ; Ej=1 = 7.4x10-3 g.cm-3 ; Ej=2 = 1.0x10-3 g.cm-3 , các đường cong của σ(z) và N(z) tính theo biểu thức (7) được trình bày trên hình 6 (đường đen). Kết quả nầy cho thấy một mặt chúng phù hợp về dạng phân bố so với kết quả đo đạc thực tế (đường 1,2), mặt khác đúng về tính chất cơ bản, tức là đảm bảo tồn tại đột biến đồng thời bảo đảm tồn tại các đỉnh maximum của N(z) và gradient theo chiều ngang qua đới front. Hình 126 giới thiệu bản đồ độ sâu tới hạn đột biến h_0 được xác định qua nhiều tư liệu đo đạc trong mùa hè.

Mô hình nhiệt-động lực dòng chảy và nước trồi :

Bài toán phải giải bây giờ bao gồm phương trình chuyển động (5), biểu thức mật độ (7) và phương trình liên tục (1) viết dưới dạng tích phân theo chiều đứng từ mặt biển đến đáy và đến độ sâu z. Điều kiện biên để giải là

$$-\text{Khi } z = \zeta: \quad k_z \frac{\partial \vec{W}}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_0}\vec{T} \quad ; \quad \left(\vec{T} = 0.0026\, U\left|\vec{U}\right|\right) \tag{10}$$

$$w = u\frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \quad . \tag{11}$$

$$-\text{Khi } z = H: \quad \vec{W} = w = 0 \quad . \tag{12}$$

Trong đó các ký hiệu T = Tx + iTy và U = Ux + Uy - hàm phức của lực căng tiếp tuyến gió và tốc độ gió trên mặt biển. Giải bài toán này không khó khăn gì mấy (xem [20]), vì vậy ở đây chỉ giới thiệu những lời giải cuối cùng dưới dạng mô hình toán svi-tích phân liên hoàn giữa các yếu tố như sau.

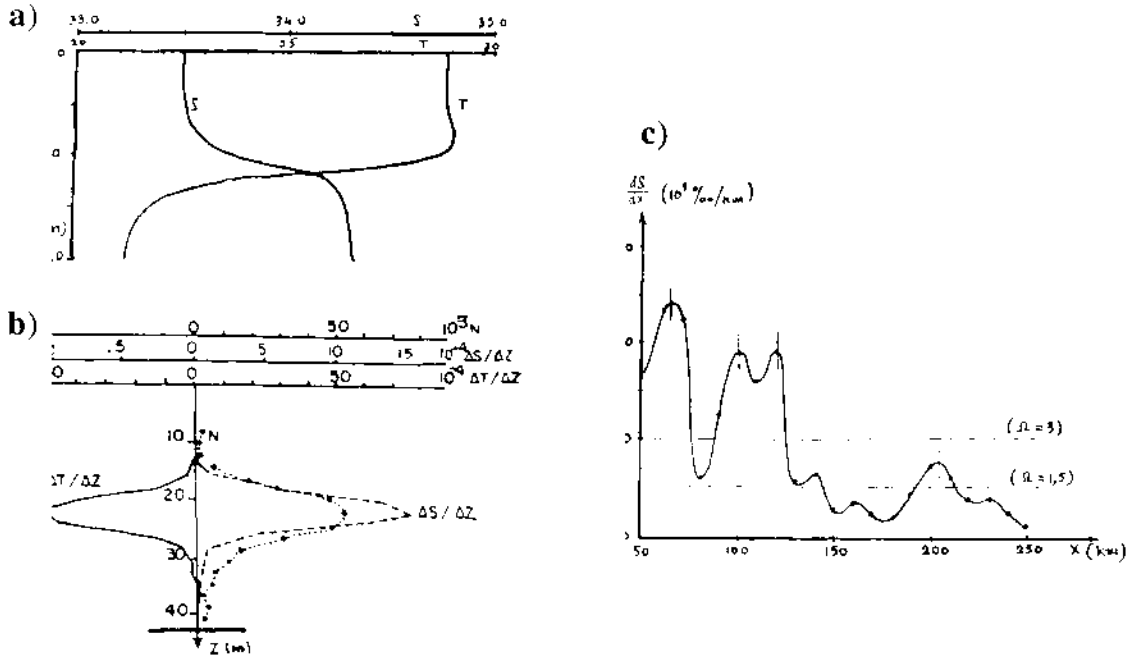
- Mô hình mực nước mặt biển :

$$n_4\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)\zeta + n_5\frac{\partial \zeta}{\partial x} + n_6\frac{\partial \zeta}{\partial y} - Q = 0 \tag{13}$$

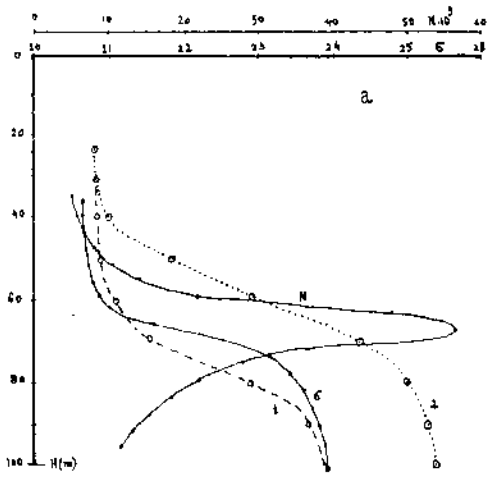
- Mô hình tốc độ dòng chảy ở các tầng nước cho lớp bên trên và lớp bên dưới mặt nghiêng h_0 :

$$W_2 = 2C_1 chaz + \frac{T}{\rho_0 k_2 a}e^{-\omega z} - \frac{R_2}{a^2} -$$

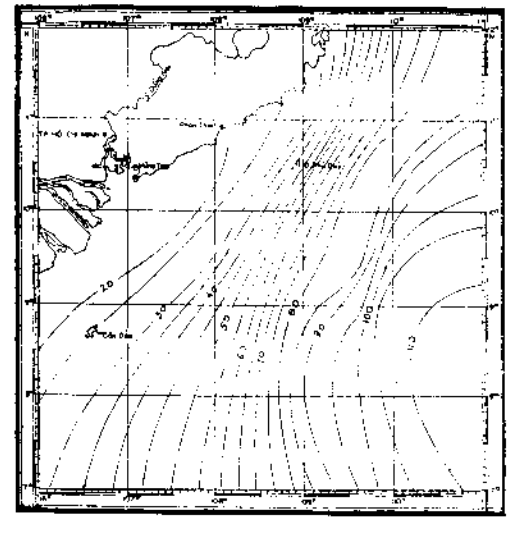
$$\frac{g}{\rho_0 k_2 a} \cdot tg\beta \cdot E_2 \int_0^z \exp\left[1 + \alpha_2(h_0 - \xi)\right]^{-1} sha(z-\xi)d\xi + \frac{g}{k_2 a^2}\left[1 - \frac{cha(z-\zeta)}{chaH}\right]G \tag{14}$$



Hình 124. Đồ thị thẳng đứng (a) của nhiệt độ (T), độ mặn (S); đỉnh maximum tần số N(b) và gradient của S qua đới front (c)



Hình 125. Đồ thị thẳng đứng của hàm mật độ (σ) và tần số Vaissalá- Brent (N) theo biểu thức (7).
- 1 và 2 - tư liệu đo



Hình 126. Bản đồ phan bố độ sâu tới hạn đột biến h_0, (m)

$$W_1 = C_2\left[e^{-az} - e^{-a(2H - z)}\right] + Ae^{-a(H - z)} - \frac{R_2}{a^2} - \tag{15}$$

$$\frac{g}{\rho_0 k_z a} tg\beta . E_1 \int_0^z \exp -\left[1+\alpha_1(h_0-\xi)\right]^{-1} sha(z-\xi)d\xi + \frac{g}{k_z a^2}\left[1-\frac{cha(z-\zeta)}{chaH}\right]G \ .$$

- Mô hình tốc độ nước trồi :

$$w = w_{(z=0)} + \int_0^z \left[\mathrm{Re}\left(\frac{\partial W}{\partial x}\right) + \mathrm{Im}\left(\frac{\partial W}{\partial y}\right)\right]dz \quad . \tag{16}$$

Trong mô hình (13) - (16) chứa tgb - độ nghiêng mặt tới hạn đột biến h0, ngoài ra còn có các biểu thức và các hệ số xác định Q ; Rj ; C1 ; C2 ; A ; n4 ; n5 ; ... , ở đây chúng tôi không viết ra hết các biểu thức và hệ số đó (xem [20]) dành chỗ để tăng phần phân tích kết quả tương đối chi tiết hơn.

Vùng tính toán giới hạn trong không gian j = 6°30' - 12°00' N và λ = 106°00Â - 111°00Â E và được phủ bởi mạng lưới vuông với bước lưới tính bằng 6Â (ả 11 km). Điều kiện bờ được cho bằng không đối với thành phần trực giao của tốc độ; điều kiện biên lỏng được chấp nhận cân bằng địa chuyển ở biển sâu 200m trở lên và ngoại suy phi tuyến ở các chu tuyến nông hơn. Trường gió mùa Đông-Nam trên mặt biển được chọn một giá trị tốc độ 10.0 m/s hướng 225° (so N) và cuối cùng kz = 1x102 cm2/s , các thông số thực nghiệm Ei , α như trên. Sau đây sẽ trình bày một số kết quả.

Về hệ dòng chảy trên thềm lục địa và kiểm chứng kết quả tính toán :

a. Mục đích của chuyên đề tập trung cho vấn đề nước trồi, tuy nhiên cấu trúc hệ dòng chảy trên thềm lục địa có liên quan trực tiếp đến sự hình thành bản đồ nước trồi, vì vậy cần phát họa những nét cơ bản của nó thông qua hệ dòng chảy trung bình được trình bày trên hình 127, chi tiết hơn có thể xem trong [17.20]. Các cấu trúc của hoàn lưu trong mùa hè gồm luồng chảy dọc bờ và cuộn xoáy kích thước lớn đã giới thiệu trong chuyên đề KT-TV-ĐL đều được thể hiện khá rõ trong kết quả tính toán với những chi tiết như sau.

Luồng chảy đông-bắc dọc theo bờ tồn tại trên hầu hết diện tích bậc thềm thoai thoải từ bờ ra đến hơn 100 km, cuối của luồng này nằm ở khu vực biển Phan Rang (Ninh Thuận) như đã có. Nơi đây xảy ra quá trình hợp lưu của hai luồng, đó là luồng dọc bờ từ Bắc Trung Bộ xuống và luồng đông-bắc từ tây-nam lên. Đó là điểm mới hơn trước, nó xuất hiện không phải do yếu tố khiếm phi tuyến trong mô hình mà là do yếu tố dòng mật độ đã được tính đến. Một bộ phận của hợp lưu vòng ra khơi tiếp tục hành trình của xoáy thuận kích thước lớn bắc biển Đông, một phần nữa biến động xáo trộn tạo nên tại đây một hình thái cục bộ gồm xu thế mạnh tách bờ và sườn dốc phát triển ra khơi và hình thành xoáy thuận (cyclonic) phía đông đảo Phú Quí. Xoáy thuận kéo dài hơn 150 km trên kinh tuyến 110°00Â E, tâm của nó ngang vĩ độ Phan Thiết. Trên các bản đồ chi tiết từng tầng ta thấy

trong lớp nước cận mặt (0 - 30 m) dòng hợp lưu tách bờ phát triển theo hướng đông và đông - đông-bắc là chủ yếu. Xuống dưới đó, càng sâu hơn thì hợp lưu càng chảy mạnh dần về phía nam men theo sườn lục địa, đồng thời xoáy thuận hình thành và mạnh dần lên trong lớp 40 - 80 m [20].

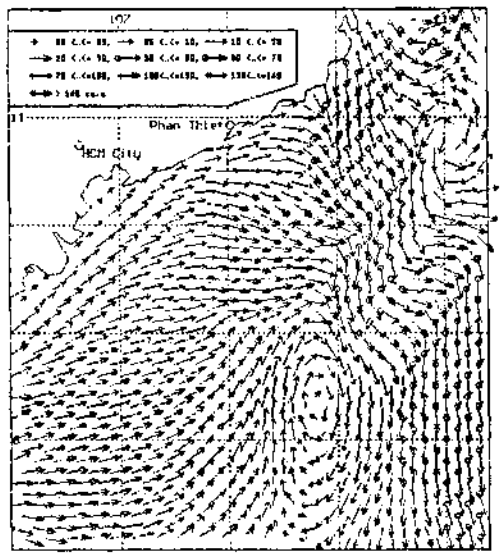
Xoáy nghịch (anticyclonic vortex) đã được đề cập thì ở đây thể hiện khá hoàn chỉnh, kích thước vào khoảng 100 - 250 km và vị trí nằm trong khung 7°00Â - 9°30Â N và 108°30Â - 109°30Â E , gần trùng với vị trí xoáy nghịch đã được giới thiệu trong chuyên đề trước.

Như vậy, sự khác biệt giữa bản đồ dòng chảy lần nầy (Hình.127) so với bản đồ trong chuyên đề trước là sự xuất hiện bổ sung hai cấu trúc dòng, một là luồng ven bờ miền Trung chảy xuống tạo nên hợp lưu với luồng ven bờ miền Nam chảy lên ở vùng biển Ninh Thuận - Bình Thuận; hai là xoáy thuận (cyclonic vortex) đông đảo Phú Quí. Bản thân sự xuất hiện bổ sung này là do tác động của yếu tố dị thường nhiệt-muối mà trong mô hình trước không tính đến. Kết quả hoàn chỉnh này được kiểm nghiệm bởi các số đo tại hiện trường.

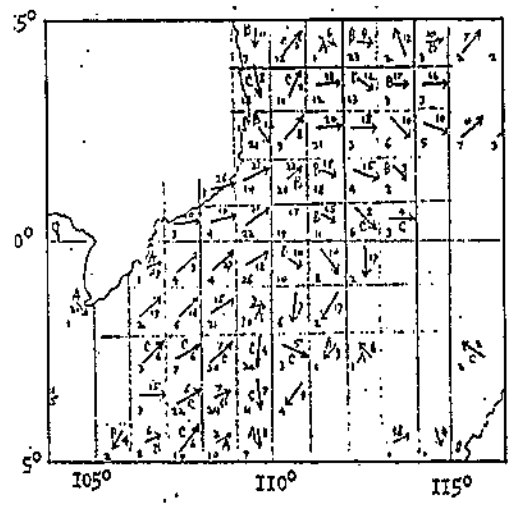
b. Việc kiểm chứng kết quả là một khâu hết sức quan trọng của phương pháp mô hình hóa toán học. Trên hình 128 là bản đồ tổng hoàn lưu trên vùng biển phía Nam, tháng 7, lấy từ tư liệu thống kê trong chu kỳ năm (giai đoạn 1910 - 1930) của Hà Lan [22]. Sức gió tương ứng trên toàn vùng là 2.5 - 3.4 cấp Beaufort hướng Tây - Tây-Nam. Các cấu trúc của hệ hoàn lưu khá trùng với kết quả tính toán. Trước hết là sự hiện diện của luồng dọc bờ hướng Đông-Bắc và xoáy nghịch (anticyclon) trên bậc sườn ở khu vực j = 8°00Â - 10°00Â N và l = 109°00Â - 111°00Â. Thứ đến là sự hiện diện phần phía nam của luồng chảy dọc bờ miền Trung, phần nầy hợp lưu với luồng dọc bờ Đông-Bắc tại khu vực biển Ninh Thuận - Bình Thuận, sau đó một bộ phận tham gia vào xoáy thuận kích thước lớn bắc biển Đông. Tuy nhiên ở đây xoáy thuận đông đảo Phú Quí thì không thể hiện, nó được nhận thấy trong số liệu đo dòng sau.

Số liệu đo liên tục dòng chảy trên 4 tầng nước tại một điểm ngoài khơi đảo Phú Quí có tọa độ j = 10°28Â N và l = 109°37Â E , thời gian đo là 19 - 28/5/1973 [13,20]. Kết quả này được vẽ thành hodograph trên hình 129 (các véctơ đen), trên đó còn có hodograph của kết quả mô hình hóa tại một điểm mắc lưới gần với điểm đo (các véctơ đứt quảng). Ta thấy, một mặt giữa hai kết quả tính toán và đo đạc có sự phù hợp thật chặc chẽ, nhất là tính chất biến đổi của các véctơ theo chiều sâu từ lớp bề mặt cho đến tầng 200 m. Mặt khác, tính chất biến đổi cùng xoay ngược chiều kim đồng hồ theo độ sâu tại vị trí đo và tính toán phù hợp với biến đổi tốc độ dòng bên sườn trái của xoáy thuận đông đảo Phú Quí. Trong công trình [13] vấn đề này đã được phân tích kỹ lưỡng.

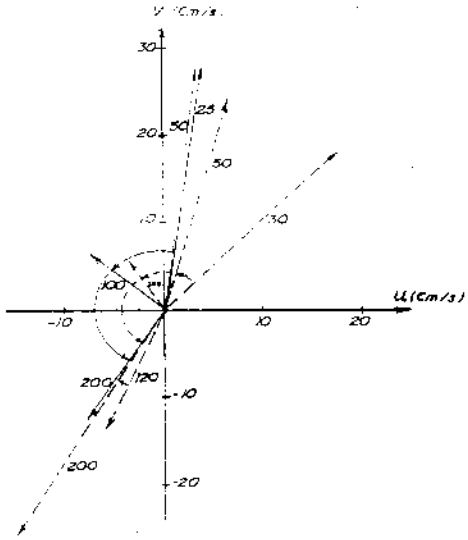
Trên hình 130 trình bày kết quả tính dòng chảy mật độ (T = 0) cho tầng nước 40 m. Ở lớp nước có độ sâu 40 - 60 m xuất hiện một luồng chảy ngầm hướng từ Bắc xuống Nam men theo bậc sườn nghiêng của thềm lục địa, bắt nguồn và có cường độ mạnh ở phía bắc trong khu vực Phan Rang - Phú Quí, yếu dần khi phát triển



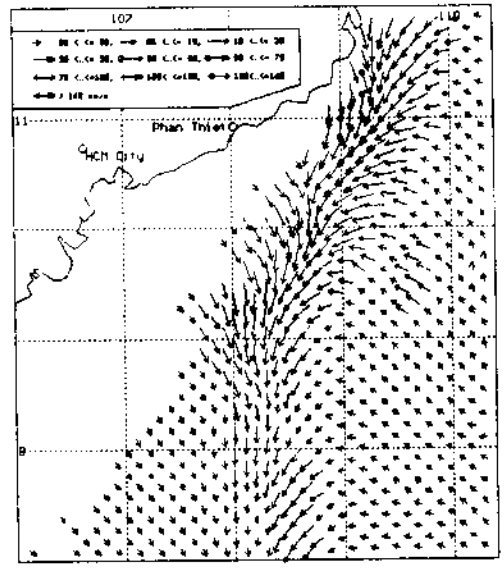
Hình 128. Hoàn lưu nước trên vùng biển phía nam (22)



Hình 128. Hoàn lưu nước trên vùng biển phía nam (22)



Hình 129. Biến đổi vecto tốc độ dòng chảy theo độ sâu
(chữ số cạnh vecto chỉ độ sâu tương ứng)



Hình 130. Dòng chảy mặt độ tầng 40m mùa hè

→ đo đạc tại điểm B

⇢ mô hình hóa

xuống phía nam cho đến ngang vĩ độ 8°00' N. Luồng chảy ngầm đó chính là sản phẩm tất yếu tạo ra bởi chênh lệch mật độ trong các cấu trúc lớp đột biến và front nhiệt-muối trên bậc thềm nghiêng thoai thoải của thềm lục địa, và điều nầy phù hợp với kết quả phân tích gián tiếp về năng lượng trong chuyên đề về KT-TV-ĐL trước đây. Hậu quả của sự giải phóng và chuyển hóa lượng APE chênh lệch giữa hai tâm cực trị thành động năng tương đương với một cấu trúc dòng chảy có tốc độ ~ 150 cm/s và hướng cũng men theo sườn nghiêng của thềm lục địa xuống phía nam, phù hợp với hình 130.

Tóm lại, một số tư liệu kiểm chứng đã để lại ấn tượng tốt về độ tin cậy của kết quả tính toán bằng mô hình thủy nhiệt-động lực. Trên cơ sở đó chúng ta có thể tiếp tục trình bày về bản đồ nước trồi - một thành phần quan trọng nữa của hệ dòng chảy trên thềm lục địa đông-nam mà, như đã biết, cho đến nay chưa có phương pháp nào khác có thể thành lập được bản đồ như vậy.

3. Bản đồ nước trồi

Bản đồ nước trồi được trình bày trên hình 131, đây là kết quả tính thành phần dòng thẳng đứng w (mang dấu âm) cho tầng 20 m. Ta thấy trên không gian thềm lục địa đông-nam có ba khu vực nước trồi như sau [13].

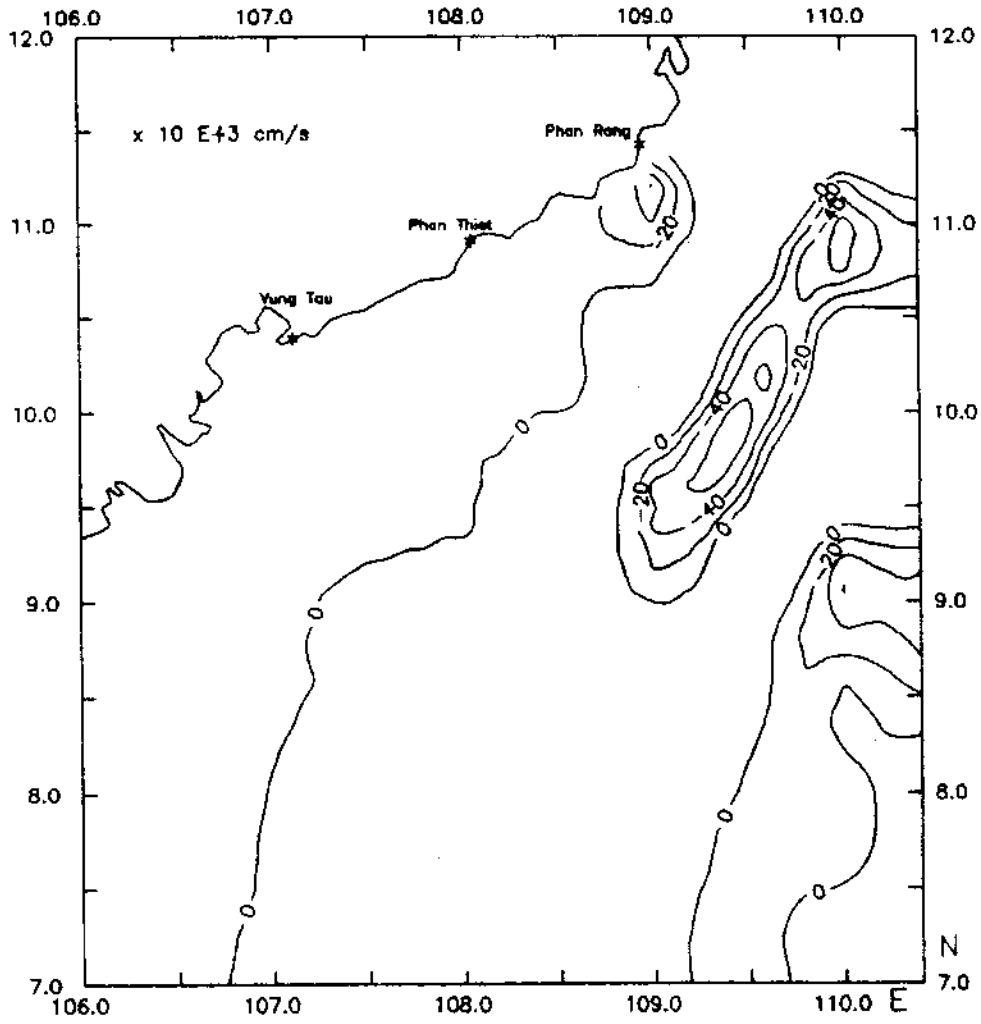
Dải nước trồi ven bờ : Dải này có tâm trồi mạnh nhất ở khu vực từ vịnh Phan Rang (Ninh Thuận) đến vịnh Phan Rí (Bình Thuận), giá trị tốc độ wmax = -40x10-3 cm/s. Từ đây dải nước trồi ven bờ kéo dài về phía nam với xu thế ngày càng yếu đi và không gian ngày càng rộng ra, giới hạn ngoài khu vực nước trồi lần theo gần đúng vệt đường đẳng sâu 50 m.

Nguyên nhân nước trồi trong dải ven bờ là quá trình bù trừ trực tiếp theo chiều đứng, nước từ dưới sâu trồi lên lấp chỗ trống của lớp nước bên trên bị vận chuyển ra khơi theo hường dọc bờ và tách bờ.

Dải nước trồi đông đảo Phú Quí : Dải nước trồi này hẹp chừng 50 km và kéo dài suýt soát 300 km theo hướng bắc - đông-bắc đến nam - tây-nam (10°10Â N, 110°10Â E đ 9°00Â N, 109°00Â E), diện tích vào khoảng 15 000 km2. Cường độ trồi ở đây mạnh nhất so với toàn vùng, wmax với giá trị trên ã60ãx10-3 cm/s kéo dài hàng chục km.

Nguyên nhân của dải nước trồi đông đảo Phú Quí là quá trình bù trừ gián tiếp do phân kỳ nước trong lớp nước bên trên thuộc hoàn lưu xoáy thuận (cyclonic vortex) và hội tụ trong lớp nước bên dưới.

Dải nước trồi bắc bãi Tư Chính : Ở vùng kinh-vĩ độ vào khoảng 9°00Â N - 110°00Â E hình thành một tâm nước trồi mạnh trên ã40ãx10-3 cm/s. Tâm này kéo dài xuống phía nam bao trùm lên cả bãi ngầm Tư Chính trên sườn lục địa đông-nam, nhưng càng xuống phía nam cường độ trồi càng yếu đi, tốc độ chỉ vào khoảng < ã10ãx10-3 cm/s. Dải nước trồi này nằm ở vùng khơi xa có độ sâu trên 200 m (trừ bãi Tư Chính). Về nguyên nhân chưa thể khẳng định rõ, có thể do tác động của rìa xoáy nghịch (anticyclonic vortex) lên bậc sườn nghiêng thềm lục địa tạo thành khả năng bù trừ.



Hình 131. Bản đồ nước trồi

III. KẾT LUẬN SƠ BỘ VỀ HỆ SINH THÁI VÙNG NƯỚC TRỒI THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG NAM

Nước trồi là quá trình động lực gây ra hàng loạt các biến động thủy văn, hóa học, địa chất, sinh vật học trong lòng nước biển. Sự vận chuyển nước từ các tầng sâu lên kéo theo các tính chất như nhiệt độ thấp, độ muối cao, ôxy hòa tan cực tiểu, các muối dinh dưỡng cao (nitrát, phốt-phát), v.v... tạo nên trong lớp nước bên trên những dị thường phân bố trong không gian. Riêng các muối dinh dưỡng, khi được

đưa lên bề mặt thì dễ dàng quang hợp và chuyển hóa thành các chất hữu cơ, rồi phát triển thành sức sinh sản sơ cấp, sinh vật phù du làm thức ăn lôi cuốn các loài sinh vật cao cấp khác tập trung. Ôxy hòa tan thì ngược lại, trong khu vực nước trồi mạnh lượng ôxy cực tiểu được đưa từ dưới lên làm cho môi trường nước ở đây bị nghèo ôxy và như vậy sẽ khó khăn cho các loài sinh vật khác đến cư trú tìm thức ăn. Trên thềm nông thì ảnh hưởng lượng ôxy nghèo không đáng kể vì nước trồi xuất phát từ đáy giàu dinh dưỡng lên chứ không phải từ độ sâu ôxy cực tiểu. Dị thường nhiệt độ và độ muối, như đã biết, thường tạo nên ở khu vực nước trồi các đới front thủy văn có ý nghĩa đặc biệt quan trọng trong việc tạo thành các bãi cá năng suất cao. Nhiều nhà khoa học trong lĩnh vực khai thác cho rằng đới front là nơi có nhiều điều kiện tự nhiên để các loài cá linh hoạt chọn lựa môi trường thuận lợi cho sinh sống và di chuyển. Một nhóm các nhà khoa học khác thì lại cho rằng front là bức tường vô hình (không thuận lợi về môi trường) chắn ngang đường di chuyển của các đàn cá làm cho chúng phải tập trung ở dải rìa của bên nầy hoặc bên kia đới front. Trong công trình [ ] chúng tôi phân tích một khía cạnh khác nữa, đó là ảnh hưởng của các dải APE cao trong vùng nước trồi lên khả năng di cư và tập trung các đàn cá.

Nói chung, vùng nước trồi luôn là vùng có hệ sinh thái đặc biệt tạo nên bởi dị thường của nhiều yếu tố vật lý - hóa học - địa chất gộp lại. Về mặt khai thác hải sản thì xưa nay người ta vẫn biết đây là vùng có nhiều điều kiện thuận lợi để tạo thành những bãi cá lớn và ổn định. Đối với vùng nước trồi thềm lục địa đông-nam Việt Nam có thể xem xét hai loại điều kiện sinh thái : thứ nhất là điều kiện thức ăn và thứ hai là điều kiện môi trường.

1. Về thức ăn

Các yếu tố liên quan thức ăn trong hệ sinh thái nước trồi là năng suất sinh học và sinh lượng của sinh vật phù du. So sánh kết quả nghiên cứu của Nguyễn Tác An trên hình 132 [1] với bản đồ nước trồi (Hình.131) thì rõ ràng có sự tập trung cao năng suất sinh học vào những tâm trồi mạnh của dải nước trồi ven bờ và dải nước trồi đông đảo Phú Quí, cao nhất là ở vùng ven bờ Tuy Phong - Phan Rí và vùng đông-bắc đảo Phú Quí. Giá trị năng suất ở đây được xác định vào khoảng 276 mgC/m3/ngày và được đánh giá là khá cao so với mức trung bình sức sản xuất sơ cấp ở vùng thềm lục địa nói chung. Đó là "cơ sở đánh giá nguồn thức ăn có tính nguyên thủy của các nguồn lợi trong vùng". Về sinh lượng thực vật phù du và động vật phù du thì ở đây cũng có đặc điểm phân bố rất tập trung, hình 133 là phân bố mật độ tế bào thực vật [4], hình 134 là phân bố sinh lượng động vật phù du [2]. Tất cả đều hợp lý đối với hệ sinh thái của vùng nước trồi.

Tuy nhiên, các nghiên cứu về thức ăn trong ống ruột các loài cá lại cho thấy một mâu thuẫn. Các loài cá nổi khai thác được ở biển phía nam luôn ở trạng thái đói hơn so với cá ở vịnh Bắc Bộ (Bùi Đình Chung [16]). Thức ăn trong ống ruột cá thuộc họ cá thu ngừ, cá mối, cá mú, cá hồng, ... , có tỷ lệ cá con khá lớn so với

các loài sinh vật phù du, còn ở họ cá khế thì tỷ lệ thức ăn là động vật phù du cao hơn là thực vật phù du. Nghĩa là sinh lượng sinh vật phù du không giữ vai trò thức ăn quan trọng. Trong lúc đó xét về trữ lượng cá thì ở vùng biển phía nam lại có trữ lượng lớn hơn nhiều so với vịnh Bắc Bộ. Báo cáo của Nguyễn Tiến Cảnh [16] cho thấy định lượng và tương quan giữa thức ăn và trữ lượng cá như sau :

	Vịnh Bắc Bộ	TLĐ đông-nam
- Khối lượng động vật phù du (T) :	7 139 538	5 962 108
- Trữ lượng cá (T) :	894 839	1 324 330

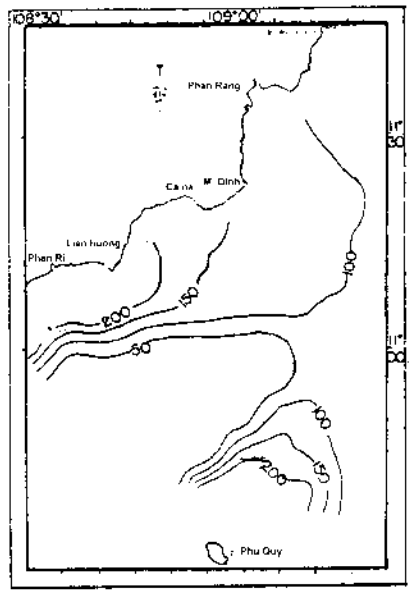
Như vậy là trên thềm lục địa đông-nam ngoài điều kiện thức ăn (rõ ràng là nghèo hơn vịnh Bắc Bộ) còn có sự cuốn hút nào khác đối với các đàn cá nổi thì mới tạo được trữ lượng cao hơn, và ở đây có cơ sở để nghĩ đến tác động môi trường - những đặc điểm tự nhiên có liên quan đến hiện tượng nước trồi.

2. Về điều kiện môi trường

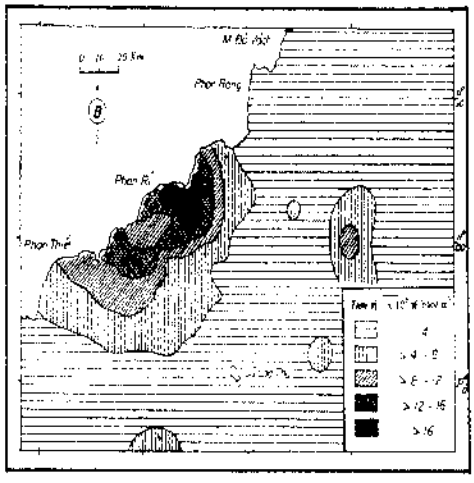
Đã có khá nhiều công trình nghiên cứu môi trường và sinh thái ở những vùng khai thác cá lớn trên các biển và đại dương thế giới. Theo tài liệu thống kê và hệ thống hóa các yếu tố hải dương học nghề cá thì có các yếu tố tác động cùng với chỉ tiêu trọng lượng ảnh hưởng lên quá trình hình thành khu năng suất khai thác cao như sau [5] (các chỉ số ghi trong ngoặc đơn, lấy đơn vị là 1) :

Bức xạ mặt trời (1) ; 2- Bờ và độ nông đáy biển (2-3) ; 3- Lớp đột biến nhiệt-muối (1) ; 4- Dòng chảy (1) ; 5- Hiện tượng phân kỳ nước (1) ; 6- Đới front thủy văn (2) ; 7- Đới gradient nhiệt-muối cao (1) ; 8- Hấp thụ nitrát cao (1) ; 9- Hấp thụ phốt-phát cao (1) ; 10- Sức sinh sản sơ cấp cao (1) ; 12- Sinh lượng động vật phú du cao (1).

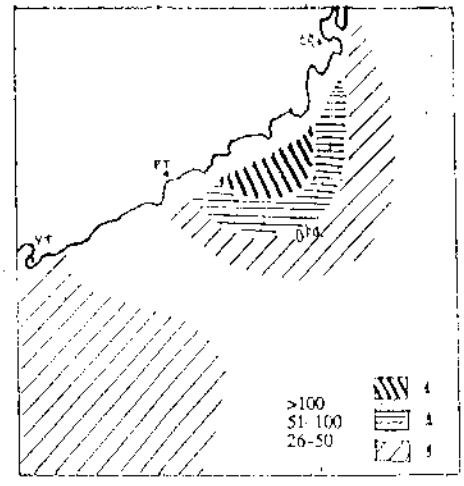
Theo đó thì yếu tố thức ăn (theo hiểu biết thông thường là sinh lượng sinh vật phù du) có ý nghĩa quan trọng trong khâu hình thành khu năng suất khai thác cao nhưng chưa phải là yếu tố đóng vai trò quyết định (chỉ số 1). Trong lúc đó yếu tố bờ và độ nông đáy biển và yếu tố đới front thủy văn lại có chỉ số cao hơn gấp đôi, thậm chí gấp ba. Đối với thềm lục địa đông-nam thì bờ và độ nông đáy biển là yếu tố cố định, nước trồi trong dải ven bờ luôn luôn xuất phát từ độ sâu đáy biển mang theo từ đây lượng thức ăn giàu và phong phú. Còn đới front thủy văn thì là một thực thể tự nhiên vào những thời kỳ có sản lượng đánh bắt cao của thềm lục địa đông-nam. Như vậy, không còn nghi ngờ gì vai trò đặc biệt quan trọng của hiện tượng nước trồi trên thềm lục địa và các đới front thủy văn trong quá trình hình thành khu năng suất đánh bắt cao trên vùng biển phía đông-nam nước ta, trong đó có ngư trường Phú Quí - Phan Thiết nổi tiếng xưa nay.



Hình 132. Biến đổi năng suất sinh học trong gió mùa TâyNam (mg/C/m^3, ngày) (1)



Hình 133. Phân bố mật độ tế bào thực vật phù du (TB/m^3), mùa hè (4)



Hình 134. Phân bố sinh lượng động vật phù du (mg/m^3), mùa hè (2)

IV. KẾT LUẬN

1. Căn cứ trên khá nhiều tư liệu điều tra về vật lý thủy văn - động lực, chủ yếu là tư liệu điều tra có định hướng của các đề tài "01" và "48.06.01" thuộc các Chương trình khoa học biển trọng điểm cấp Nhà nước trong giai đoạn 1978 - 1985, hiện tượng nước trồi đã được phân tích phát hiện và khẳng định là một thực thể tự nhiên trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam.

2. Về mặt lý luận hiện tượng nước trồi được phân ra thành hai loại. Nước trồi do bù trừ trực tiếp theo chiều thẳng đứng, thường tồn tại mạnh ở vùng nước nông và ven bờ có độ nghiêng đáy đáng kể. Nước trồi do bù trừ gián tiếp của phân kỳ trong lớp nước bên trên và hội tụ trong lớp bên dưới, thường tồn tại mạnh ở vùng biển có độ sâu lớn. Nước trồi trên thềm lục địa đông-nam phụ thuộc vào hai nhân tố chính là ngoại lực của lực căng tiếp tuyến gió trong gió mùa Tây-Nam và nội lực gây ra bởi các đặc trưng dị thường nhiệt-muối. Một biểu thức toán bán thực nghiệm mô tả cấu trúc thẳng đứng của lớp đột biến nhiệt-muối ở biển nói chung và ứng dụng cho thềm lục địa đông-nam nói riêng được đề xuất. Sử dụng biểu thức đó vào việc giải bài toán thủy nhiệt-động lực tuyến tính để thiết lập mô hình vi-tích phân liên hoàn của hệ dòng chảy và nước trồi. Sản phẩm cuối cùng của mô hình hóa số trị là bản đồ nước trồi trên thềm lục địa đông-nam đã được kiểm chứng kỹ càng để có đủ độ tin cậy cần thiết.

3. Trên bản đồ nước trồi thể hiện sự tồn tại ba dải nước trồi mạnh, đó là dải nước trồi ven bờ có tâm trồi mạnh nhất nằm ở khu vực biển ven bờ từ vịnh Phan Rang (Ninh Thuận) đến vịnh Phan Rí (Bình Thuận) ; dải nước trồi đông đảo Phú Quí rộng khoảng 50km và dài khoảng 250 km ; và dải nước trồi bắc bãi Tư Chính trên sườn phía đông-nam khu vực nghiên cứu.

4. Hệ sinh thái thềm lục địa đông-nam cũng thể hiện nhiều đặc điểm địa phương rõ rệt và là hệ quả tất yếu của hiện tượng nước trồi. Một số khía cạnh ảnh hưởng của hệ sinh thái đó lên sản lượng cá đã được đề cập và thảo luận.

PHẦN IV

KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN, ĐỘNG LỰC BIỂN DẢI VEN BỜ VIỆT NAM

I

SỰ TRUYỀN TRIỀU VÀ XÂM NHẬP MẶN

I. MỞ ĐẦU

Châu thổ sông Cửu Long là một vùng phì nhiêu màu mỡ của hạ lưu vực sông Mê Công. Sản xuất lương thực ở đây đã tăng gần gấp 3 lần trong giai đoạn hơn một thập kỉ qua. Sản lượng lương thực của vùng chỉ có thể đạt tới tiềm năng lớn nhất của nó khi mà tất cả các hạn chế và ràng buộc được kiểm soát chặt chẽ thông qua các hoạt động phát triển trong bản thân châu thổ cũng như ở các khu vực ở thượng lưu.

Một trong số các vấn đề lớn ở đây là xâm nhập mặn do truyền triều. Độ mặn cao đã ảnh hưởng gần như một nửa đất đai châu thổ sông Mê Công ở Việt Nam (xấp xỉ 1,7 ha trong tổng số 4 triệu ha) và đưa đến ba loại vấn đề bức xúc:1) suy thóa i nước mặt và nước ngầm, đặc biệt là ảnh hưởng giá trị cung cấp nước sinh hoạt; 2) suy thóa i nước tưới làm ảnh hưởng đến việc sử dụng đất đai cho phát triển nông nghiệp: và 3) mặn hóa đất trồng làm giảm giá trị thổ nhưỡng dùng trong nông nghiệp.

Mức độ xâm nhập mặn ở châu thổ sông Cửu Long chủ yếu do dao động triều cường mạnh kết hợp với lượng nước nhỏ từ thượng lưu về trong mùa cạn quyết định. Trạng thái cân bằng sẽ bị phá vỡ nếu việc lấy nước ngọt để tưới trong mùa cạn vượt quá mức cho phép. Nếu không có các biện pháp kiểm soát thì thay vì cho có thể trồng trọt vào đầu mùa mưa người dân sẽ phải chờ đợi gần một tháng trời hoặc có khi còn lâu hơn cho đến khi mưa rơi xuống để rửa trôi mặn cho đất trồng. Đôi khi vào đầu mùa cạn, cần thiết phải thu hoạch sớm hơn trước khi nước

mặn lấn vào.Vì vậy, người dân canh tác trên mảnh ruộng của mình rất cần một công cụ kiểm soát mặn bao gồm dự báo xâm nhập mặn nhằm đảm bảo cho đủ nước ngọt trồng lúa.

Các nghiên cứu về truyền triều và xâm nhập mặn ở Việt Nam cho đến nay tập trung chủ yếu vào đồng bằng sông Cửu Long. Vì vậy tài liệu này chủ yếu đề cập đến vùng lãnh thổ này của đất nước.

II. TÌNH HÌNH NGHIÊN CỨU

1. Trong nước

1.1 Giai đoạn trước 1975 đến 1982

Châu thổ sông Cửu Long tiếp nhận dòng chảy từ phần lưu vực khống chế tại Phnôm Pênh xấp xỉ 660 000 km2. Lưu lượng nước sông Mê Kông trung bình tháng tại Phnôm Pênh dao động trong khoảng từ 2 200 m3/s (tháng 4) đến 35 000 m3/s (tháng 9, 10). Lưu lượng này chảy vào đồng bằng sông Cửu Long của Việt Nam qua hai dòng chính là sông Tiền và sông Hậu rồi sau đó thông qua tám nhánh đổ ra biển Đông. Một yếu tố quan trọng nhất liên quan đến độ mặn là sự biến đổi của điều kiện xáo trộn nước trong sông mà các kết quả nghiên cứu đã cho biết là do sự thay đổi theo mùa của lưu lượng nước từ trên về. Mặc dù phân phối lưu lượng nước tại tám nhánh sông đổ ra biển là quan trọng nhưng cho đến nay do trình độ công nghệ ở Việt Nam còn hạn chế nên việc lượng hóa thành các trị số dự báo lưu lượng nước cụ thể và chính xác tại tám cửa sông này vẫn chưa đạt được như yêu cầu.

Một yếu tố rất quan trọng khác trong sự hình thành xâm nhập mặn đó là sự truyền triều tại các cửa sông. Đã có nhiều nghiên cứu tính toán đưa ra kết luận về chế độ triều ở đồng bằng sông Cửu Long là bán nhật triều không đều. Tập số liệu thực đo mực nước giờ tại tám nhánh sông chính ảnh hưởng triều biển Đông thu thập trong suốt quá trình dự án "Dự án dự báo xâm nhập mặn châu thổ Mê Công từ 1988-1995" do chính phủ Úc và Việt Nam tài trợ thông qua Ban thư kí Mê Công đã khẳng định kết luận này. Biên độ triều dao động từ 2-4m và giảm dần từ cửa sông đến nội đồng và ngược dòng sông lên phía thượng lưu. Vai trò rõ nét của triều được nhận biết trong mùa cạn khi lưu lượng nước sông tại trạm Phnôm Pênh (Cam pu chia) ở vào khoảng 2 000 m3/s.

Biến đổi độ mặn trong các nhánh sông là rất phức tạp. Số liệu thực đo độ mặn nước sông tại các nhánh sông chính cho biết độ mặn lớn nhất thường đo được trong tháng Tư và thời gian mặn bắt đầu xuất hiện là tháng Hai. Đôi khi mặn xuất hiện sớm hơn vào tháng Một. Chiều dài xâm nhập mặn trong sông Hàm Luông quan trắc được trong các nam 1936, 1940 và giai đoạn 1977-82 tương ứng là 29km, 17.6km và 26.4km.

Độ mặn lớn nhất trong sông Cửa Đại đo được trong tháng Tư và thời gian bắt đầu xuất hiện mặn là tháng Một. Chiều dài xâm nhập mặn (4 g/l) trong các năm 1936, 1940 và giai đoạn 1977-82 tương ứng là 27 km, 37.4 km và 26.2 km. Đối với sông Cửa Tiểu độ mặn lớn nhất đo được trong tháng Tư và thời gian bắt đầu xuất hiện mặn là tháng Một. Chiều dài xâm nhập mặn (4 g/l) đo được trong năm 1936, 1940 và thời kì 1977-82 tương ứng là 27.6 km, 40.4 km và 43.2 km. Sông Ba Lai là con sông đang cạn dần do bồi lắng nhiều. Nước sông từ trên về rất ít khi ngập dòng chính vì thế độ mặn đo được ở đây cao hơn rất nhiều so với tại trạm Cửa Đại trên sông Cửa Đại có cùng khoảng cách tính từ biển vào. Độ mặn lớn nhất là vào tháng Tư.

Trên sông Hậu, bức tranh về xâm nhập mặn cũng tương tự như trên sông Cửa Đại và Hàm Luông, tuy nhiên độ mặn lớn nhất đo được tại các trạm ở đây nhỏ hơn nhiều so với các trạm trên hai sông kia có cùng khoảng cách từ biển. Độ mặn lớn nhất đo được trong tháng Tư và thời gian mặn bắt đầu xuất hiện là tháng Hai. Chiều dài xâm nhập mặn (4 g/l) trong các năm 1936, 1940 và thời kì 1977-82 tương ứng là 36 km , 32.8 km và 25.6 km [6].

1.2 Giai đoạn từ 1981 - 1987

Trong giai đoạn này, nhằm đáp ứng yêu cầu của chính phủ Việt Nam, chính phủ Úc đã tài trợ một dự án thông qua Uỷ ban sông Mê Công có tên là "Nghiên cứu xâm nhập mặn đồng bằng sông Mê Công ở Việt Nam". Dự án được phân thành hai giai đoạn: a) Giai đoạn I từ 1981-84 và b) Giai đoạn II từ 1985-87. Giai đoạn I liên quan đến bán đảo Cà Mau và giai đoạn II liên quan đến toàn bộ châu thổ. Các nghiên cứu chuyên sâu như tính toán phân tích chiều dài xâm nhập mặn, các phương pháp thống kê và các mô hình toán thủy văn đã được thử nghiệm và báo cáo tại hai hội thảo của dự án.

1.3 Giai đoạn từ 1988 - 1995

Đây là giai đoạn mà các kết quả nghiên cứu từ hai giai đoạn I và II của dự án Nghiên cứu xâm nhập mặn được áp dụng vào nghiệp vụ dự báo xâm nhập mặn. Mô hình toán thủy văn MEKSAL được thử nghiệm và tính toán dự báo cho các trạm trên sông chính và mô hình HYBRID được phát triển và thử nghiệm trên các trạm ở nội đồng. Một thành công lớn là cả hai mô hình đã được chuyển giao đầy đủ cho cả Ban thư kí Mê Công lẫn các Trung tâm dự báo và phục vụ khí tượng thủy văn bảy tỉnh đồng bằng sông Cửu Long và Đài KTTV khu vực phía Nam ở thành phố Hồ Chí Minh.

Một kết quả quan trọng nữa là lần đầu tiên ở đồng bằng sông Cửu Long nói riêng và Việt Nam nói chung đã có một bộ số liệu quan trắc mực nước và độ mặn đồng thời từng giờ một liên tục trong mùa cạn từ 1988 đến 1995. Một cơ sở liên kết các số liệu thực đo về độ mặn và các số liệu khí tượng thủy văn khác như mực nước, gió và lượng mưa phục vụ cho công tác dự báo mặn nghiệp vụ cũng đã được phát

triển và chuyển giao đầy đủ cho phía Việt Nam.

1.4 Giai đoạn sau 1995

Do thay đổi về thể chế và địa điểm, Ban thư kí Mê Công chuyển trụ sở về Phnôm Pênh, Cam Pu Chia. Các hỗ trợ cho công tác nghiên cứu cũng như dự báo xâm nhập mặn ở ĐBSCL chỉ còn dựa vào nguồn ngân sách eo hẹp của nhà nước Cộng hòa xã hội chủ nghĩa Việt Nam.

Tổng cục Khí tượng thủy văn bằng ngân sách của mình hỗ trợ một dự án "Xây dựng công cụ dự báo lũ và mặn" dự kiến sẽ kết thúc vào năm 2001. Mục tiêu của dự án là xây dựng và phát triển mô hình toán thủy văn tính toán mực nước cho các trạm ở đồng bằng châu thổ sông Cửu Long do tiến sĩ Nguyễn Hữu Nhân xây dựng năm 1995 nhằm hoàn thiện thành một công cụ dự báo nghiệp vụ hoàn hảo. Việc phát triển công cụ này sẽ chủ yếu là kết hợp công nghệ GIS vào mô tả hiện tượng truyền triều, lũ và xâm nhập mặn ở ĐBSCL một cách sinh động và trực quan cả về không gian (bản đồ) và thời gian (hình ảnh động liên tục).

2. Ngoài nước

2.1 Các nước phát triển

Ở các nước phát triển, Triều và Năng Lượng triều là chủ đề nghiên cứu nhằm hướng tới phát triển một nguồn năng lượng sạch cho nhân loại trong thế kỷ 21. Chủ đề xâm nhập mặn đã được nghiên cứu từ lâu và không còn là vấn đề bức xúc tại các nước phát triển nữa. Xu hướng nghiên cứu hiện đại là tập trung vào mô tả năng lượng triều như là một dạng năng lượng sạch cũng như các dạng năng lượng sạch khác như gió và mặt trời.

2.2. Các nước đang phát triển

Ở các nước đang phát triển gần ta như Thái-Lan, Ma-Lai-Xia và Sinh-Ga-Po, việc nghiên cứu truyền triều và xâm nhập mặn chưa đưa ra nhiều kết quả xuất chúng cho lắm. Nguyên nhân chủ yếu là do có khó khăn về thu thập số liệu. Đây là một công việc rất tốn kém và đòi hỏi phải có một nguồn nhân vật lực dồi dào. Có thể nói việc nghiên cứu về truyền triều và xâm nhập mặn đến nay được tiến hành cụ thể, chi tiết và có kết quả thực tế mới chỉ được tiến hành cho châu thổ sông Mê Công thông qua các dự án quốc tế tài trợ qua Uỷ ban sông Mê Công.

III. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Các phương pháp tính toán

Đã có nhiều ý đồ cũng như việc áp dụng các mô hình khác nhau để tính toán và dự báo xâm nhập mặn ở Đồng bằng sông Cửu Long. Tiêu biểu là các mô hình do các nhà khoa học hoặc tổ chức nêu tên sau đây xây dựng và phát triển:

- TS Nguyễn Ngọc Huấn: áp dụng mô hình TIMOD
- GS Nguyễn Như Khuê: mô hình VRSAP
- TS Nguyễn Hữu Nhân: mô hình MEKMO
- TS Nguyễn Tất Đắc: mô hình COUP94
- . Ban Thư Ký Mê Kông: MEKSAL

Các phương pháp mô hình toán được sử dụng và nghiên cứu truyền triều và xâm nhập mặn đồng bằng sông Cửu Long chủ yếu dựa trên hệ phương trình Saint Venant và bảo tồn khối lượng. Cơ sở toán lý và các phương pháp giải đều đã được báo cáo và trình bày chi tiết nên trong báo cáo này không cần thiết phải nhắc lại.

Như đã đặt vấn đề từ đầu, dưới đây là các phương pháp được thử nghiệm cho truyền triều và dự báo xâm nhập mặn tại Ban thư kí Mê Công sẽ được đề cập cụ thể hơn cả. Đó là các phương pháp: mô hình toán, phân tích điều hoà, tương quan độ mặn và mực nước, và phương pháp lai (hybrid).

1.1 Phương pháp mô hình toán

Mục tiêu và phạm vi

Để nâng cao độ chính xác của dự báo xâm nhập mặn, một số hợp đồng nghiên cứu ứng dụng mô hình toán dự báo xâm nhập mặn ở đồng bằng sông Cửu Long (ĐBSCL) đã được thực hiện [15]. Nhóm chuyên gia của Trung tâm Dự báo khí tượng thủy văn Quốc gia kết hợp với các chuyên gia Viện KTTV - Tổng cục KTTV, Viện Kinh tế - Khoa học thủy lợi và Trường đại học thủy lợi Hà Nội, có trách nhiệm đánh giá và xem xét cơ sở khoa học, độ chính xác, độ ổn định và tính khả thi của các mô hình đó. Các mô hình được đưa vào danh sách đánh giá là:

a. Mô hình tính toán dự báo xâm nhập mặn vào sông và nội đồng của GS Nguyễn Như Khuê: VRSAP,
b. Mô hình tính toán và dự báo biên mặn tại cửa sông của TS Nguyễn Tất Đắc: COUP94,
c. Mô hình tính mực nước triều thiên văn vùng biển phía đông ĐBSCL của Trung tâm KTTV Nam Bộ: TTKTTVNB,
d. Mô hình tính toán và dự báo mực nước biên cửa sông của TS Nguyễn Hữu Nhân: MEKMO.

Phân tích Xuất-Nhập lượng và quan hệ giữa các mô hình

Mô hình MEKMO

- Nhập lượng 1: Quá trình mực nước thiên văn tại một số điểm "bờ tây" biển Đông.

- Nhập lượng 2: Quá trình trường gió trên mặt biển đông.
- Xuất lượng 1: Mực nước các biên cửa sông cho Mô hình VRSAP.

Mô hình TTKTTVNB

- Nhập lượng 3: Kinh vĩ độ, thời đoạn tính.
- Xuất lượng 2: Quá trình mực nước thiên văn tại 20 điểm vùng biển phía đông ĐBSCL.

Mô hình COUP94.

- Nhập lượng 4: Xuất lượng 2.
- Nhập lượng 5: Độ mặn ngoài biển đông tương đối ổn định
- (S =34~36g/l)
- Nhập lượng 6: Quá trình tổng lưu lượng nước bình quân ngày của sông MEKONG vào ĐBSCL, các biên lưu lượng khác lấy là hằng số của mô hình.
- Xuất lượng 3: Quá trình độ mặn giờ tại các cửa sông (biên mặn cho mô hình VRSAP).

Mô hình VRSAP.

- Nhập lượng 7: Quá trình lưu lượng nước MK, Gò Dầu hạ, sông Đồng Nai.
- Nhập lượng 8: Quá trình lưu lượng lấy và thải nước trong hệ thống.
- Nhập lượng 9: Xuất lượng 1.
- Nhập lượng 10: Xuất lượng 3.
- Xuất lượng 4: Độ mặn, mực nước giờ tại các điểm quan tâm của vùng ĐBSCL.

Giới thiệu các mô hình thành phần trong sơ đồ chung

Trong phần này chúng tôi chỉ tập trung phân tích tính khoa học, lô gích và vị trí của các mô hình trong sơ đồ "công nghệ" dự báo xâm nhập mặn, đồng thời cũng chỉ liệt kê ra các loại phương trình hoặc hệ phương trình xuất phát, phương pháp giải. Sẽ không đi sâu vào cơ sở toán-lý của từng mô hình. Vì các phương trình toán lý và phương pháp giải được trình bày chi tiết trong nhiều báo cáo tổng kết. Cũng cần nhấn mạnh rằng, các vấn đề trên cũng đã được báo cáo trong nhiều hội nghị khoa học.

Trong các mô hình cần đánh giá ở đây, mỗi mô hình tập trung giải quyết một mảng của sơ đồ dự báo. Trừ mô hình tính mực nước triều thiên văn là sử dụng hàm điều hoà, các mô hình còn lại đều có chung một điểm xuất phát là hệ phương trình Saint-Venant 1 chiều, 2 chiều hoặc kết hợp 1 và 2 chiều.

Một vài mô hình có một số kết quả trùng nhau. Vấn đề này tưởng như vô lý, vì rằng về mặt lý thuyết có thể xây dựng một mô hình thống nhất để giải quyết tất

cả các khâu tính toán trên. Song do tính phức tạp của bài toán và các thông tin về địa hình, các tham số thủy lực chỉ đủ mô tả xấp xỉ hiện trạng của hệ thống, nên phải chấp nhận sự ghép nối nhiều mô hình trong một sơ đồ chung dự báo xâm nhập mặn. Mỗi mô hình sẽ tập trung hiệu chỉnh để đảm bảo độ chính xác cao nhất cho kết quả mà nó phải đạt [15].

Độ chính xác của các mô hình

<u>Biên cứng và điều kiện ban đầu</u>

Điều kiện biên rắn và một số hằng số của các mô hình

Các mô hình 2,3,4 đều cần các số liệu thực tại biên rắn (điều kiện địa hình, thủy lực của sông và biển (các tệp số liệu dạng "TOPO.DAT"), song trong phần 1.2 không đề cập tới vì rằng các số liệu này là loại ổn định hơn cả. Nó được các tác giả xây dựng mô hình và hiệu chỉnh "chuẩn". Đối với các dự báo viên thì có thể coi chúng không đổi trong quá trình tác nghiệp. Tuy nhiên sau một vài năm, khi có những số liệu khảo sát mới và thấy có sự khác biệt đáng kể giữa số liệu địa hình cũ và mới, thì lúc đó sẽ tiến hành cập nhật biên rắn.

Các mô hình thủy lực dạng 2,3,4 là loại mô hình thông số rải, độ chính xác của số liệu địa hình thủy lực là điều kiện cần đầu tiên đảm bảo cho độ chính xác và ổn định của mô hình. Ngoài ra còn một số hệ số (như dạng hệ thống nội suy trong sai phân) sẽ là các hằng trong các mô hình khác nhau. Việc hiệu chỉnh chúng cũng không thuộc trách nhiệm của dự báo viên.

Điều kiện ban đầu

Điều kiện ban đầu là giá trị các biến như mực nước, vận tốc và lưu lượng nước hoặc độ mặn ở các nút hoặc các ô tại thời điểm ban đầu (thời gian bắt đầu tính). Với lần chạy đầu tiên từ số liệu thực đo và bằng cách nội ngoại suy xác định xấp xỉ các giá trị này. Các lần chạy tiếp theo điều kiện ban đầu sẽ lấy theo lần chạy mô hình kế trước.

Độ chính xác của điều kiện ban đầu có ảnh hưởng nhiều tới kết quả tính của một số thời đoạn đầu. Sau một số bước tính, ảnh hưởng của điều kiện ban đầu sẽ mờ và tắt. Các dự báo viên cần quan tâm đến vấn đề này để biết lắp ghép và kế thừa điều kiện ban đầu của các lần tính.

Điều kiện ban đầu không bất biến như điều kiện biên cứng, song đây cũng là loại số liệu không yêu cầu tính toán và dự báo trong tác nghiệp. Để đỡ rối cho sơ đồ tổng thể chúng không được liệt kê trong mục 3 (Nhập lượng và Xuất lượng).

<u>Các biến khí tượng thủy văn</u>

Các biến khí tượng thủy văn (KTTV), gồm 8 biến được liệt kê trong mục "Nhập lượng và xuất lượng" là các biến biến đổi theo thời gian. Việc chuẩn bị các biến này là vấn đề quan trọng và ảnh hưởng trực tiếp tới độ chính xác của mô hình.

Bậc của các biên (mức phụ thuộc) được xếp theo mức phụ thuộc giữa Nhập lượng và xuất lượng. Trong giai đoạn hiệu chỉnh mô hình, đa số các biên là bậc 1 (chưa thông qua tính toán hoặc dự báo). Riêng mực nước thiên văn (MNTV) trong các giai đoạn đều là biên bậc 2.

Trong dự báo trừ biên MNTV, các biên (nhập lượng) đều nhảy bậc. Biên mực nước, độ mặn cửa sông thông qua hai mô hình tính (tính mực nước thiên văn, mô hình tính nước dâng, truyền mặn) trở thành biên bậc 3.

Độ chính xác của các biên

Biên lưu lượng được xác định bằng các phương pháp xấp xỉ [12, 13] (ngay trong giai đoạn hiệu chỉnh mô hình cũng không có biên lưu lượng thực đo). Tuy vậy trong mùa cạn các biên này biến đổi chậm và phụ thuộc vào lưu lượng nước các sông đầu mùa. Theo thống kê các số liệu quá khứ thì biên độ dao động lưu lượng mùa kiệt giữa các năm của sông Mekong không lớn (giữa năm nhiều nước và năm ít nước lệch nhau 1,3 lần). Vì vậy nếu lấy theo trung bình nhiều năm thì sai số không vượt quá 15%, nếu có hiệu chỉnh hoặc xấp xỉ theo mực nước Tân Châu và Châu Đốc thì sai số sẽ giảm còn ở mức cho phép (5-10%).

Biên mực nước biển trùng với mực nước thiên văn trong điều kiện thời tiết bình thường. Trong các ngày có biến động thời tiết lớn việc lấy biên mực nước triều thiên văn làm biên cho các mô hình MEKMO, COUP94 sẽ có sai số tương đối lớn.

Biên gió là một nhân tố ảnh hưởng tới nước dâng vùng cửa sông. Nhận thức rõ tầm quan trọng của nó, Đài KTTV khu vực Nam bộ đã có đầu tư nghiên cứu dự báo biên gió [8].

Biên mưa trong mùa khô được bỏ qua. Biên dùng nước (của mô hình VRSAP) là loại biên cũng cần dự báo, song do điều kiện không cho phép nên nó được phỏng theo biểu đồ dùng nước trong mùa và trong dự báo được coi như các hằng số của mô hình.

Độ chính xác và ổn định của từng mô hình thành phần và mô hình tổng thể (mô hình sau khi liên kết) được đánh giá (theo quy phạm dự báo KTTV ngành) bằng các số liệu biên KTTV phụ thuộc và độc lập.

Thống kê đánh giá

Các chỉ tiêu đánh giá mô hình

Dự báo độ mặn thuộc loại dự báo quá trình (trị số của yếu tố dự báo gắn với thời gian xuất hiện), nó sẽ được đánh giá bằng các chỉ tiêu dự báo quá trình theo quy phạm hiện hành của Tổng cục KTTV như sau:

- Chỉ tiêu chất lượng s/δ (sai số chuẩn), trong đó s là sai số quân phương, δ- độ lệch quân phương;

- Mức bảo đảm của mô hình dự báo P% ứng với sai số cho phép
- 0.674 δ;
- Kiểm tra phân bố của phần dư.

Điều kiện cần cho một phương án dự báo tốt là phần dư (chuỗi sai số) của nó phải có phân bố chuẩn (Cv=1, Cs=0). Mức bảo đảm và chỉ tiêu s/δ sẽ định lượng độ chính xác của phương án.

1.2 Phân tích điều hoà

Biểu thức tính toán dao động mực nước sông tại các trạm ảnh hưởng triều có dạng tổng quát:

$$ht = hth + hkth = hth + hs + hw + h\varepsilon$$

trong đó:

hth- thành phần dao động mực nước tuần hoàn do triều thiên văn;

hkth- thành phần dao động mực nước không tuần hoàn do ảnh hưởng của lũ trong sông (hs) , nước dâng do gió (hw), và các ảnh hưởng khác (hε).

Các hằng số điều hòa được tính dựa trên số liệu thực đo. Kinh nghiệm thực tế cho biết: nếu số liệu được quan trắc theo giờ đủ 30 ngày thì số lượng sóng hợp thành là 11, nếu có số liệu quan trắc giờ đủ một năm thì số lượng sóng hợp thành từ 20 đến 30 sẽ cho kết quả chính xác hơn. Đối với ĐBSCL đã có ba phương pháp tính triều với số lượng sóng hợp thành là 11, 33 và 60 của ba tác giả tương ứng theo thứ tự là Nguyễn Ngọc Thụy , Bảo Thạnh và Nguyễn Hữu Nhân. Trong tất cả các sơ đồ tính triều ở ĐBSCL thì 11 sóng triều chính là: M2, S2, K2, N2 (bán nhật triều), K1, O1, P1, Q1 (nhật triều) và M4, M6, MS4 (nước nông) tạo thành cơ sở chính để tính toán cho tất cả các vị trí.

1.3. Tương quan độ mặn và mực nước triều

Đã có nhiều cố gắng thiết lập quan hệ giữa độ mặn tại các trạm nội đồng và mực nước tại Vũng Tàu hoặc các trạm cửa sông Cửu Long nhằm mục đích dự báo. Tuy nhiên, do hạn chế về số liệu thực đo, các quan hệ này không đủ chặt để có thể dự báo chính xác diễn biến mặn tại các trạm quan tâm

1.4 Phân tích chuỗi thời gian

Phân tích chuỗi thời gian dựa vào mô hình ARIMA do Box – Jenkin xây dựng đã tạo ra một công cụ thực sự mạnh hỗ trợ công tác dự báo triều và mặn tại các trạm có đo đạc hoặc quan trắc giờ các yếu tố này.

IV. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

1. Dự báo xâm nhập mặn ở đồng bằng sông Cửu Long

1.1 Số liệu

Có khá nhiều loại số liệu liên quan đến tính toán mặn ở Việt Nam. Cũng như vậy ở Ban thư kí Mê Công, Băng Cốc, Thái Lan có nhiều loại số liệu liên quan đến xâm nhập mặn ở đồng bằng sông Cửu Long như mực nước, lưu lượng, lượng mưa và địa hình lòng dẫn.

Các chương trình dự án liên quan đến xâm nhập mặn có thu thập số liệu thực đo và đã công bố chính thức bao gồm:

- Số liệu về mực nước;
- Số liệu về lưu lượng nước;
- Số liệu mặn; và
- Số liệu địa hình.

Một kết quả nghiên cứu nhanh cho thấy là tập số liệu độ mặn giờ và các số liệu khí tượng thủy văn khác được thu thập trong khuôn khổ dự án " Dự báo xâm nhập mặn ĐBSCL" tiến hành từ 1988-1995 do chính phủ Úc tài trợ thông qua Uỷ ban sông Mê Công và do Tổng cục khí tượng thủy văn chủ trì có phần đầy đủ hơn về cả không gian và thời gian. Một cơ sở dữ liệu mặn được xây dựng và phát triển gồm số liệu thực đo về:

- 28 trạm đo mặn kết hợp mực nước giờ (24 giờ /ngày).
- 2 trạm đo gió, và
- Các trạm đo mưa ở ĐBSCL do Đài KTTV Khu vực Nam Bộ quản lý.

Dựa trên tập số liệu này, mô hình toán thủy văn MEKSAL được phát triển từ dự án "Nghiên cứu xâm nhập mặn ĐBSCL 1981-1987" đã được tinh chỉnh lại và chuyển từ ngôn ngữ FOTRAN chạy trên máy mini VAX sang Quick Basic chạy trên PC. Một cơ sở dữ liệu tên là "Shared Database" được xây dựng và phát triển và có thêm một số tính năng hỗ trợ như là giao diện giữa MEKSAL, cơ sở dữ liệu và các phần mềm khác.

Số liệu mực nước

Phương pháp được sử dụng là đọc các số liệu đo trên thủy chí theo qui phạm, qui định số lần đo theo các cấp độ cao mặt nước sông. Trong khuôn khổ "Dự báo xâm nhập mặn" mực nước được quan trắc 24 giờ một ngày tại 28 trạm trên các nhánh sông chính là Cửa Tiểu, Cửa Đại, Cổ Chiên, Hàm Luông, sông Hậu và tại các trạm nội đồng.

Số liệu lưu lượng nước

Phương pháp đo lưu lượng là sử dụng lưu tốc kế loại cánh quạt hoặc cốc quay thả từ thuyền dùng tời quay tay. Số lần đo lưu lượng cũng được qui định trong các qui phạm đo đạc theo từng thời kì khác nhau. Từ sau 1975 sử dụng qui phạm do Tổng cục khí tượng thủy văn soạn thảo.

Trước năm 1975, có bốn trạm trên sông chính là Tân Châu (sông Tiền), Châu Đốc (sông Hậu), Mĩ Thuận (sông Tiền), Cần Thơ (sông Hậu) là có đo lưu lượng nước sông. Sau năm 1975 có thêm trạm Vàm Nao. Lưu lượng nước được đo vào mùa lũ và kiệt mỗi mùa từ 1 đến 2 tháng. Các trạm này do Tổng cục Khí tượng Thủy văn quản lí. Tại các trạm nội đồng mới chỉ có đo lưu lượng tại các kênh rạch chính theo thời gian 3, 5, 10 hay 15 ngày tại các trạm dùng riêng phục vụ cho mục đích thủy lợi. Các trạm này do các cơ quan thuộc thủy lợi, thủy nông quản lí. Số liệu thực đo về lưu lượng nước được sử dụng chủ yếu trong dự án "Nghiên cứu xâm nhập mặn" còn trong dự án " Dự báo xâm nhập mặn" chỉ mới sử dụng ở mức tham khảo. Một kiến nghị quan trọng vào giai đoạn cuối (Giai đoạn 3) của dự án" Dự báo xâm nhập mặn" là cần thiết phải đưa phương pháp mới với việc sử dụng thiết bị đo lưu lượng tự động sử dụng hiệu ứng Doppler. Mặc dù dự án "Dự báo xâm nhập mặn" kết thúc năm 1995, mãi tới năm 1999, Ban thư kí Mê Công (Phnôm Pênh) mới hỗ trợ một bộ đo lưu lượng (ADCP) ở đồng bằng sông Cửu Long. Ngay sau đó Tổng cục Khí tượng Thủy văn cũng đã bắt đầu trang bị thêm cho hệ thống đo lưu lượng ĐBSCL một số thiết bị đo lưu lượng tự động sử dụng hiệu ứng Doppler.

Số liệu mặn

Tóm lại, trước năm 1995 đã có năm đợt đo mặn là:

1. 1935-1942 tại 55 điểm đo trên sông chính và kênh rạch;
2. 1963-1965 tại 21 điểm phục vụ mô hình toán SOGREAH;
3. 1973-1974 phục vụ đoàn nghiên cứu Hà Lan.
4. 1981-1987 phục vụ Dự án Nghiên cứu xâm nhập mặn ĐBSCL.
5. 1988-1995 trong khuôn khổ Dự án Dự báo xâm nhập mặn ĐBSCL.

Phương pháp đo chủ yếu là lấy mẫu nước gần bờ ở độ sâu khoảng 1 mét từ mặt nước rồi dùng máy đo độ dẫn điện để đọc trị số và sử dụng quan hệ chuẩn chuyển đổi thành độ mặn tính bằng gram trên lít (g/l) hoặc phần nghìn (‰).

Từ sau năm 1975 có hai dự án " Nghiên cứu xâm nhập mặn" (1981-1987) và "Dự báo xâm nhập mặn" (1988-1995) được tiến hành với tài trợ của chính phủ Úc và Việt Nam do Ban thư kí Mê Công điều hành và thực hiện. Giai đoạn 1981-1987 tập trung chủ yếu đo các yếu tố phục vụ việc xây dựng và phát triển mô hình MEKSAL. Giai đoạn 1988-1995 đã tập trung chủ yếu vào đo mặn giờ và mực nước đồng thời tại 28 trạm trên các nhánh sông chính và nội đồng (Phụ lục 1.1)

Kết quả quan trọng nhất là tổng cộng 444 476 mẫu nước mặn được thu thập và

phân tích đã hình thành nên một cơ sở dữ liệu mặn chi tiết và đầy đủ nhất từ trước đến nay. Tổng cục Khí tượng thủy văn đã hỗ trợ để đo đồng thời mực nước giờ tại các trạm đo mặn thuộc dự án. Tiếp theo trong khuôn khổ dự án "Dự báo xâm nhập mặn" đã có ba mô hình toán ở Việt Nam được tinh chỉnh dựa trên số liệu thực đo về độ mặn và mực nước giờ là MEKMO (TS. Nguyễn Hữu Nhân) VRSAP (GS. Nguyễn Như Khuê), COUP94 (TS. Nguyễn Tất Đắc). Một cơ sở dữ liệu về các yếu tố khí tượng thủy văn liên quan cho tất cả các trạm quan trắc do Tổng cục Khí tượng Thủy văn quản lí đã được xây dựng với tên là "Shared Database".

Nếu tính theo giá trị tại thời điểm dự án "Chất lượng nước" do Ban thư kí Mê Công thanh toán cho việc lấy mẫu nước từ ĐBSCL mang về phòng phân tích tại thành phố Hồ Chí Minh là 7 US $ / chai 1 lít thì trị giá sơ bộ của dự án "Dự báo xâm nhập mặn" là (444476 mẫu x 7 US $) xấp xỉ 3 triệu đô la Mỹ.

1.2. Mô hình

MEKSAL và SALFOR là hai mô hình toán được xây dựng và phát triển thành hai mô hình dự báo nghiệp vụ tại Ban thư ký Mê Công. Dựa trên hai mô hình này một loạt các khóa huấn luyện về dự báo xâm nhập mặn đã được tiến hành tại Băng Cốc, Thái Lan cũng như ở Hồ Chí Minh, Việt Nam.

Mô hình MEKSAL [13] được dùng để dự báo cho các trạm trên các nhánh sông chính của sông Cửu Long. Còn SALFOR thực chất là mô hình được xây dựng dựa trên mô hình tự hồi qui và được dùng để dự báo cho các trạm nội đồng [14].

2. Hiệu quả phục vụ ở đồng bằng sông Cửu Long

2.1. Đánh giá các điều kiện xáo trộn của hệ thống sông Mê Công

Một trong những mục tiêu quan trọng của Dự án nghiên cứu xâm nhập mặn ĐBSCL là đánh giá các điều kiện xáo trộn mặn của hệ thống sông Mê Công (phần Việt Nam) chịu ảnh hưởng triều. Trong khuôn khổ dự án đã thu thập được các tài liệu liên quan đến bốn đợt đo như sau:

1. Đo chi tiết tháng 4/1985.
2. Đo chi tiết cuối tháng 3 đầu tháng 4/1986.
3. Đo chi tiết tháng 2 và 6 năm 1989 (sông Cổ Chiên).
4. Đo chi tiết tháng 6 năm 1991 tại Trà Vinh.

Các kết luận quan trọng nhất được đúc kết như sau:

1. Không có bằng chứng cho thấy có hiện tượng phân tầng hoàn toàn mạnh (dạng nêm muối) xảy ra.
2. Thông số phân tầng ($\Delta S/S_{TBMC}$)có thể được coi là một thông số đặc trưng để đánh giá các mức độ xáo trộn khác nhau theo dạng cấu trúc mặn.
3. Mức độ xáo trộn yếu xảy ra vào sau đỉnh triều kế tiếp của một chân triều cao.

4. Sự xáo trộn trong một mặt cắt ngang là khác nhau.
5. Điều kiện xáo trộn dựa vào tỉ số $\Delta S/S_{TBMC}$:

- $\Delta S/S_{TBMC} < 0.2$: xáo trộn hoàn toàn.
- $0.2 <= .\Delta S/S_{TBMC} < 0.5$: xáo trộn không hoàn toàn.
- $0.5 <= .\Delta S/S_{TBMC}$: phân tầng.

2.2. Ảnh hưởng của việc lấy nước tưới đến chiều dài xâm nhập mặn từ biển

Mục tiêu của đoàn nghiên cứu Hà Lan (1974) là đưa ra kết luận về ảnh hưởng của việc lấy nước tưới đến chiều dài xâm nhập mặn từ biển, gồm:

1. Tương quan giữa chiều dài xâm nhập mặn (L- km) và tổng lưu lượng hạ lưu ở Phnôm Pênh (Qp-m3/s) tại thời điểm đỉnh triều đã được xác lập dựa trên tài liệu đo trong thời kì 1936-1942. Các tương quan này được sử dụng để xác định diễn biến mặn dọc sông ứng với các cấp lưu lượng tại Phnôm Pênh tương ứng là 2 000 m3/s và 6 000 m3/s.
2. Ranh giới mặn 1 g/l và 4 g/l tại thời điểm đỉnh triều theo các cấp lưu lượng khác nhau ở Phnôm Pênh tương ứng là 2 000 m3/s và 3 000 m3/s.
3. Tỷ lệ phân phối lưu lượng tại các nhánh và đoạn sông từ biên giới Việt Nam-Cam Pu Chia đến cửa biển cũng được tính toán với lưu lượng tại Phnôm Pênh là 2.385 m3/s.
4. Trắc đồ dọc dòng chính sông Tiền và sông Hậu được xác lập cho thấy rất rõ hiện tượng bồi lắng nâng cao đáy ở gần cửa sông thông ra biển [6]. Có thể nói hệ thống lòng dẫn hai nhánh sông chính Tiền và Hậu đóng vai trò như một hồ chứa thiên nhiên điều tiết tài nguyên nước đồng bằng sông Cửu Long đã góp phần đáng kể trong việc ngọt hóa gần 2 triệu ha đất đai nằm trong vùng ảnh hưởng triều mặn. Độ cao tối thiểu tại các lườn cát ở cửa sông nằm trong khoảng từ -4.5m (cửa Hàm Luông) đến -6.5m (cửa Định An).

V. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

1. Các kết luận

Từ các báo cáo kết quả dự án Dự báo xâm nhập mặn ĐBSCL thấy rằng một diện tích lớn đất đai của châu thổ chịu ảnh hưởng của xâm nhập mặn thông qua hệ thống kênh rạch do bề mặt đất bằng phẳng và ở độ cao thấp trên mực nước biển. Xâm nhập mặn lớn nhất xảy ra trong thời kì từ nửa cuối tháng 3 đến trung tuần tháng 4. Tháng 10 là tháng chịu ảnh hưởng mặn ít nhất trong năm. Xấp xỉ 1,7 đến 2 triệu ha chiếm 50% diện tích đất đai châu thổ sông Cửu Long chịu ảnh hưởng của xâm nhập mặn từ nhẹ đến nặng.

Do điều kiện địa hình đặc thù, đồng bằng Bắc Bộ ít chịu ảnh hưởng của xâm nhập

mặn hơn so với đồng bằng Nam Bộ. Ở đây hệ thống đê điều và thủy lợi rất phát triển đã hạn chế rất nhiều các tiêu cực của xâm nhập mặn đến môi trường và đời sống của người dân. Tuy nhiên ảnh hưởng của triều và mặn vẫn còn đang là một bài toán cho công tác quản lí tài nguyên nước nói riêng và các hoạt động sản xuất ở khu vực này. Do hạn chế về tài chính cũng như về thể chế và chính sách, chưa có chương trình, dự án cụ thể đáng kể nào được tiến hành ở miền Bắc Việt Nam tập trung vào sự truyền triều và xâm nhập mặn vào hệ thống sông và nội đồng. Ngoại trừ một số đề tài nghiên cứu cấp nhà nước như chương trình biển sử dụng ngân sách nghiên cứu khoa học tập trung chủ yếu vào thu thập số liệu và phân tích các yếu tố hoặc điều kiện khí tượng thủy văn và nguyên nhân hình thành triều tại một số khu vực cụ thể trên biển Đông. Do kinh phí không được cung cấp như kế hoạch, chương trình biển đã kết thúc sớm hơn dự định. Các kết quả nghiên cứu mới chỉ ở mức đưa ra được các giá trị khoa học và học thuật.

Ở miền Trung Việt Nam, xâm nhập mặn gây ảnh hưởng rõ nét nhất tại Huế do có sự hiện diện của các đầm phá ở cửa sông Hương từ Tam Giang đến Cầu Hai. Tuy nhiên do các sông ở miền Trung Việt Nam đều ngắn và dốc cộng với thủy triều nhỏ (biên độ triều dao động từ 0,5 đến 1,5m) nên xâm nhập mặn không phải là vấn đề lớn đối với toàn dải đồng bằng miền Trung. Vì vậy chưa có một chương trình dự án nào nghiên cứu về chủ đề này được tiến hành một cách chi tiết cho một khu vực cụ thể nào ở đây. Minh chứng là cho đến nay chưa có tài liệu công bố chính thức về chủ đề này.

Ngược lại, ở miền Bắc Việt Nam, mặc dù biên độ triều lớn (từ 0 đến 4m) nhưng do hầu hết các con sông đổ ra biển đều có hệ thống đê điều bao bọc nên xâm nhập mặn cũng không gây ảnh hưởng lớn đến môi trường và con người như ở đồng bằng sông Cửu Long. Tuy nhiên sau khi dự án "Qui hoạch tổng thể đồng bằng sông Hồng" kết thúc, đã có một kiến nghị về sự cần thiết tiến hành nghiên cứu chi tiết hơn về truyền triều và xâm nhập mặn ở hệ thống sông Hồng và Thái Bình. Do nhiều nguyên nhân, đến nay chưa có một báo cáo nghiên cứu chi tiết về chủ đề này được công bố cho một khu vực cụ thể nào.

2. Khuyến nghị

Các chương trình, dự án được tiến hành cho châu thổ sông Cửu Long là một tiền lệ tốt cho các nghiên cứu ứng dụng cho đồng bằng châu thổ hệ thống sông Hồng và Thái Bình. Một kết quả quan trọng của Dự án VVA là trong vài thập kỷ tới do ảnh hưởng của việc ấm lên của khí quyển, băng tan sẽ làm cho mực nước biển ở khu vực Biển Đông dâng lên (xấp xỉ trên dưới một mét). Vì vậy truyền triều và xâm nhập mặn sẽ là vấn đề bức xúc cho toàn dải ven biển của Việt Nam. Đây sẽ là một thách thức lớn cho các nhà khoa học và các cơ quan quản lý chức năng. Cần phải có kế hoạch tổng thể để qua đó huy động được tối đa nhân tài vật lực cho công tác phòng chống suy thóa i môi trường do hiện nước nước biển dâng cao.

II

BỒI TỤ VÀ XÓI LỞ BỜ BIỂN VIỆT NAM

I. MỞ ĐẦU

Xói lở bờ biển là hiện tượng tai biến do động lực biển gây ra. Trong những năm gần đây, quá trình xói lở ở bờ biển nước ta phát triển mạnh và gây nhiều hậu quả xấu đối với cuộc sống của nhân dân ven biển. Nhiều nhà cửa, các công trình phúc lợi công cộng bị tàn phá và nhiều đất đai hoa màu bị thu hẹp lại. Những vùng bờ xói lở mạnh điển hình như Cát Hải (Hải Phòng) Văn Lý, Hải Triều, Hải Hậu (Nam Định), Ngư Lộc, Hậu Lộc (Thanh Hóa), Cảnh Dương (Quảng Bình), Phan Rí (Bình Thuận), Cần Thạnh (Thành phố Hồ Chí Minh), Gò Công Đông (Tiền Giang), Hồ Tàu, Đông Hải (Trà Vinh), Cửa Tranh Đề (Sóc Trăng), Ngọc Hiển (Bạc Liêu), ...

Xói lở bờ biển đang làm biến động đường bờ và tác động đến môi trường sống của vùng bờ biển. Chính vì vậy trong Chương trình Biển KT.03 đã có đề tài cấp Nhà nước nghiên cứu về hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam (đề tài KT.03.14) [1]. Trong chương trình Biển KH.CN.06 lại có đề tài "Nghiên cứu quy luật và dự đoán xu thế bồi tụ-xói lở vùng ven biển và cửa sông Việt Nam" KH.CN.06.08 [2]. Vấn đề xói lở còn được đặt ra trong khuôn khổ đề tài độc lập cấp nhà nước và trong chương trình biển 2001-2005. Ngoài ra nhiều đề tài liên quan đến xói lở cấp bộ, được thực hiện tại Bộ NN và PTNT, Trung tâm KHTN&CNQG.

Cho đến nay, nhờ các kiến thức về địa mạo, địa chất, chúng ta đã mô tả được khá chi tiết (trên các bản đồ 1/250.000, 1/100.000) bức tranh bồi xói chung toàn quốc và đã sơ bộ lý giải nguyên nhân, trong đó nguyên nhân ngoại sinh là quan trọng nhất. Còn đối với từng khu vực bồi xói cụ thể, đã chuẩn bị được lưu lượng cả về trang thiết bị, phương pháp và con người để nghiên cứu tìm cơ chế của quá trình bồi xói, đặc biệt là khả năng mô phỏng số quá trình đó, nhưng mới chỉ ứng dụng được cho một vài vùng cụ thể. Cần nhấn mạnh rằng, xói lở, biến đổi đường bờ là hậu quả của một loạt các quá trình thủy thạch động lực học: sóng làm các hạt bùn cát bứt lên khỏi đáy, dòng chảy do sóng, do sông và dòng triều đưa chúng đi, dao động mực nước (của thủy triều, của nước nông do bão và gió mùa), độ kết dính của đáy của bờ, v.v... làm thay đổi thêm hàm lượng của chúng trong nước biển. Tóm lại là để tính được bồi xói, chúng ta phải biết được cách tính dao động

mực nước, dòng chảy các loại và trường sóng (ở ngoài và trong vùng sóng đổ), cuối cùng là sự vận chuyển bùn cát trong mô hình khuếch tán và biến động đường bờ. Vì vậy, có thể nói, đến tận nay, mặc dù với sự nỗ lực chung của thế giới, dự báo biến động đường bờ mới chỉ làm được cho các đoạn bờ cát, địa hình đơn giản. Các đoạn bờ phức tạp (cửa sông, đáy thay đổi nhanh, ...) và bờ bùn, bùn pha cát còn phải dựa vào kinh nghiệm. Trung bình cứ 2 năm 1 lần lại có 1 hội nghị quốc tế kỹ thuật bờ về bồi xói.

Ở nước ta, hiện nay phương pháp nghiên cứu cơ chế xói lở, bồi tụ cho các đoạn bờ cụ thể là phương pháp kỹ thuật bờ (Coastal Engineering), trong đó có tham khảo các kết quả từ địa chất, địa mạo, tập trung tại Phân Viện Cơ học Biển-Viện Cơ học, Trung tâm Động lực bờ biển và Hải đảo (Viện Nghiên cứu Khoa học Thủy lợi), Viện Hải dương học Nha Trang, Khoa Khí tượng và Hải dương (Đại học KHTN Hà Nội). Các tập thể khoa học nói trên đã công bố nhiều công trình tại nhiều hội nghị, tạp chí trong nước và quốc tế (thí dụ [5] - [18]). Tuy vậy, chúng ta còn ở trình độ rất xa so với mức độ cần thiết trong lĩnh vực này. Các công trình chỉnh trị chống xói lở bờ biển đã được thực hiện ở nhiều nơi, nhưng còn thiếu cơ sở khoa học: đê Hải Hậu (Nam Định) đã lui vào trong lần thứ 3, đang trong quá trình vỡ tiếp; hệ thống ở Hòa Duân (Huế); kè 5 tấn ở Gò Công (Tiền Giang); đê kè ở Cần Giờ trước 1991, v.v...

II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

A. NGHIÊN CỨU MÔ TẢ

1. Phương pháp bản đồ viễn thám:

Đề tài KT.03.14 [5] đã sử dụng các bản đồ địa hình và ảnh hàng không, viễn thám được vẽ, chụp trong các thời kỳ khác nhau. Nguồn tư liệu bản đồ địa hình được xuất bản bởi Sở Địa Dư Đông Dương thuộc Pháp và Cục Đo đạc bản đồ Phủ Thủ tướng tái bản. Ngoài ra còn có các bản đồ tỷ lệ 1: 100.000, 1: 150.000 loại UTM, phủ toàn dải ven biển Việt Nam do Hải quân Mỹ thành lập năm 1965. Đã sử dụng các ảnh vệ tinh Kosmos, độ phân dải cao, chụp năm 1983, 1985, ảnh Kosmos độ phân dải trung bình chụp năm 1985, ảnh Landsat chụp các năm 1987, 1988 [6].

Phương pháp viễn thám bản đồ nghiên cứu biến động hình thái đường bờ bằng cách chập ảnh và chập bản đồ cùng tỷ lệ như nhau và khác thời gian để so sánh. Phương pháp này cho phép nghiên cứu các vùng lãnh thổ rộng lớn, có tính đồng bộ, một cách khách quan, tổng thể hiện trạng đường bờ biển tại các thời điểm vẽ bản đồ cũng như thời điểm chụp ảnh.

Trong đề tài KHCN.06.08 [2] đã sử dụng các tư liệu viễn thám sau:

- Ảnh vệ tinh SPOT của Pháp, ảnh KFA-1000 của Nga, ảnh Landsat-TM của Mỹ và ảnh KATE-200 của Nga. Các loại ảnh trên đều được nắn về tỷ lệ 1/100.000.
- Các loại bản đồ chính được sử dụng gồm:
- Bản đồ địa hình tỷ lệ 1/50.000 loại UTM do Hải quân Mỹ thành lập, xuất bản 1967 (số liệu 1965). Bản đồ này được sử dụng để lập bản đồ nền và xác định vị trí đường bờ 1965.
- Bản đồ địa hình tỷ lệ 1/100.000 loại Gauss, do Cục bản đồ Quân đội NDVN tái bản 1991, dùng chủ yếu để cập nhật bản đồ nền.
- Bản đồ về "Sự phát triển bãi bồi vùng cửa sông, biển nông" tỷ lệ 1/25.000, 1/50.000 và 1/100.000 do Trung tâm Viễn thám thực hiện trong các năm 1990-1995.

Ngoài ra, đã sử dụng nhiều công trình nghiên cứu có liên quan đến nội dung đề tài từ trước đến nay.

- Bằng phương pháp phân tích ảnh viễn thám đã thành lập một bản đồ tỷ lệ 1/100.000 và một bản đồ tỷ lệ 1/2.000.000.

2. Phương pháp điều tra theo phiếu (questionnaire)

Đây là phương pháp lần đầu tiên được ứng dụng trong nghiên cứu hiện trạng xói lở dải ven bờ biển Việt Nam [4]. Phương pháp này đơn giản, thời gian ngắn, ít tốn kém và cho nhiều thông tin bổ sung kịp thời. Nội dung các câu hỏi trong phiếu điều tra thường ngắn gọn, rõ ràng, dễ trả lời. Chỉ cần người được hỏi có trình độ cấp 2 trở lên (thường là cán bộ xã). Các câu hỏi là cấu tạo đất đá bờ (cát, đá, đất sét, ...), địa hình bờ, kích thước bờ xói lở (dài, rộng), thời gian xảy ra xói lở, các kiểu công trình gia cố chống xói lở, ...

Phương pháp này đã góp phần giúp ta hiểu các thông tin định tính và định lượng về mỗi đoạn bờ xói lở khác nhau, lịch sử và xu thế phát triển của chúng, đồng thời bằng phương pháp này cũng đã phát hiện ra nhiều đoạn bờ xói lở mới, có kích thước bé, hoặc mới xảy ra mà phương pháp bản đồ-viễn thám đã bỏ qua do độ phân dải ảnh không cao.

3. Phương pháp khảo sát thực địa

Phương pháp này cần thiết, không thể thiếu được và được sử dụng sau khi đã nghiên cứu phương pháp bản đồ-viễn thám và phương pháp điều tra theo phiếu. Mục đích của phương pháp này là để kiểm tra và xác định các thông tin đặc trưng kỹ thuật bị sai lệch hoặc có mâu thuẫn của 2 phương pháp thực hiện trên. Thí dụ: trong [1] đã khảo sát thực địa hầu hết các khu vực như vậy, còn trong [2] đã thực hiện ở 15 khu vực, thành lập được các bản đồ để so sánh ở tỷ lệ 1/25.000,

1/50.000 và thấy các bản đồ viễn thám 1/100.000 phù hợp với tất cả các khu vực đã kiểm tra; ngoài ra, đối với các đoạn bờ xói lở nghiêm trọng thì dùng phương pháp này điều tra chi tiết, cụ thể về địa chất, địa mạo, dòng bùn cát.

4. Phương pháp phân tích thống kê

Các tư liệu thu thập được từ các phương pháp khác nhau được phân tích tổng hợp theo một hệ thống thống nhất, lập bảng biểu tổng hợp. Trên các bảng thống kê 1 được chỉ rõ địa điểm xảy ra các đoạn bờ đang xói lở và các số liệu quan trọng cần thiết đã được tổng hợp.

5. Phương pháp tổng hợp

Các kết quả nghiên cứu đã được phân tích tổng hợp để xây dựng nội dung về hiện trạng xói lở và trình bày trên các sơ đồ xói lở tỷ lệ 1: 250.000 và sau này là tỷ lệ 1/100.000, tổng hợp các số liệu để tìm quy luật sơ bộ, tìm nguyên nhân, tìm đặc điểm.

B. NGHIÊN CỨU CƠ CHẾ CHO CÁC KHU VỰC CỤ THỂ

- Thu thập, phân tích tài liệu đã có (số liệu, bản đồ, địa chất, địa mạo, viễn thám).
- Khảo sát thực địa (biến đổi mực nước, sóng, dòng chảy, vận chuyển bùn cát, dòng ven, cùng gió, áp, ẩm ở ít nhất 3 thủy trực: ngoài khơi, ngoài và trong vùng sóng đổ, sát bờ) chuỗi số liệu cần dài ngày (ít nhất 7 ngày đêm).
- Mô phỏng toán học: dao động mực nước, dòng chảy (do sông, do thủy triều, do gió), sóng (trường sóng, sóng truyền vào bờ, dòng do sóng), vận chuyển bùn cát và biến động đường bờ bằng các mô hình 1, 2 chiều tương ứng, có hiệu chỉnh và kiểm nghiệm mô hình, sau đó tính toán cho các trường hợp không có số liệu và các kịch bản bồi xói.
- Phân tích, tổng hợp để tìm ra nguyên nhân bồi xói, dự đoán xu thế.

III. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

A. NGHIÊN CỨU MÔ TẢ

1. Các tập bản đồ

Đã thành lập (trên cơ sở 5 phương pháp trên) 12 mảnh bản đồ 1/250.000 [5] về xói lở và 33 mảnh bản đồ 1/100.000 về bồi xói trên cơ sở phương pháp viễn thám và khảo sát để thẩm định. Tuy bản đồ 12 mảnh phủ toàn bộ bờ biển nước ta có tỷ

lệ nhỏ hơn loại 33 mảnh, nhưng lại chứa nhiều thông tin hơn do sử dụng cả 5 phương pháp. Các bản đồ ấy (1/250.000) chứa các thông tin sau:

- Cấu tạo bờ biển bao gồm 2 loại đất, đá chính: đá cứng (đá gốc) và trầm tích bở rời (Đệ Tứ) có nguồn gốc và tuổi không phân chia và chú trọng phân tích thành phần thạch học.
- Địa hình đường bờ, biểu hiện tình trạng xói lở bờ biển ở các địa điểm khác nhau với kích thước khác nhau.
- Ranh giới các đường bờ xói lở cổ.
- Tại mỗi điểm xói lở có trình bày biểu đồ về mức độ xói lở và tốc độ xói lở.
- Biểu thị thời gian xuất hiện và tồn tại.
- Mức độ tài liệu có được để nghiên cứu (viễn thám, điều tra theo phiếu, khảo sát thực tế và tài liệu có công bố và lưu trữ).

Ngoài ra, trên các sơ đồ còn trình bày nhiều ký hiệu khác (hình 135).

Trong khi đó, bản đồ tỷ lệ 1/100.000 chi tiết hơn, chú ý đến cả xói lở và hội tụ

2. Các đặc điểm về phân bố xói lở

2.1. Đặc điểm về phân bố xói lở

Hiện trạng xói lở bờ biển đang diễn ra ở hầu hết dải ven biển Việt Nam. Mức độ phát triển và thời gian xảy ra không đồng nhất, liên quan chặt chẽ với địa hình đường bờ, cấu tạo địa chất đới bờ và vai trò tác động của động lực biển (sóng, dòng chảy, thủy triều, nước dâng do bão và gió mùa, lượng vận chuyển bùn cát....).

Các hiện tượng xói lở thường xảy ra và phát triển mạnh mẽ ở các đoạn bờ thẳng hoặc hơi lồi của hai đồng bằng châu thổ sông Hồng và sông Cửu Long. Một phần khác có cường độ yếu hơn ở các đoạn bờ thuộc đồng bằng ven biển hẹp Miền Trung, có nguồn gốc địa hình tích tụ mài mòn.

Các đoạn bờ xói lở có quy mô nhỏ và cường độ xói lở yếu được phát triển ở khu bờ biển địa hình khúc khủy u, răng cưa, có nhiều đảo chắn ngoài, cấu tạo bờ chủ yếu là đá cứng như bờ biển tây bắc vịnh Bắc Bộ và bờ biển Nam Trung Bộ [5].

Đã thống kê được 244 đoạn bờ bị xói lở đến 1994 và lập thành bảng (xem bảng 70).

2.2. Phân loại cường độ xói lở

Hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam có thể phân loại như sau:

Phân loại xói lở bờ biển Việt Nam

Cường độ xói lở								Tốc độ xói lở			
Độ dài đoạn bờ				Độ dài dật lùi bờ							
Cấp	(mét)	Số đoạn	%	Cấp	(mét)	Số đoạn	%	Tốc độ	m/năm	Số đoạn	%
Ngắn	<200	20	10,8	Yếu	0-20	39	17,8	Chậm	<5	84	39,6
Đáng kể	200-1000	69	37,2	Đáng kể	20-100	55	25,1	Trung bình	5-10	60	28,3
Trung bình	1000-2000	35	18,9	Trung bình	100-200	36	16,4	Nhanh	10-30	39	18,3
Lớn	2000-6000	51	27,5	Mạnh	200-1000	74	33,7	Rất nhanh	>30	29	13,6
Rất lớn	>6000	10	5,4	Rất mạnh	>1000	15	6,8				

a. Phân cấp mức độ xói lở theo kích thước chiều dài đoạn bờ xói lở. Có thể chia ra 5 cấp:

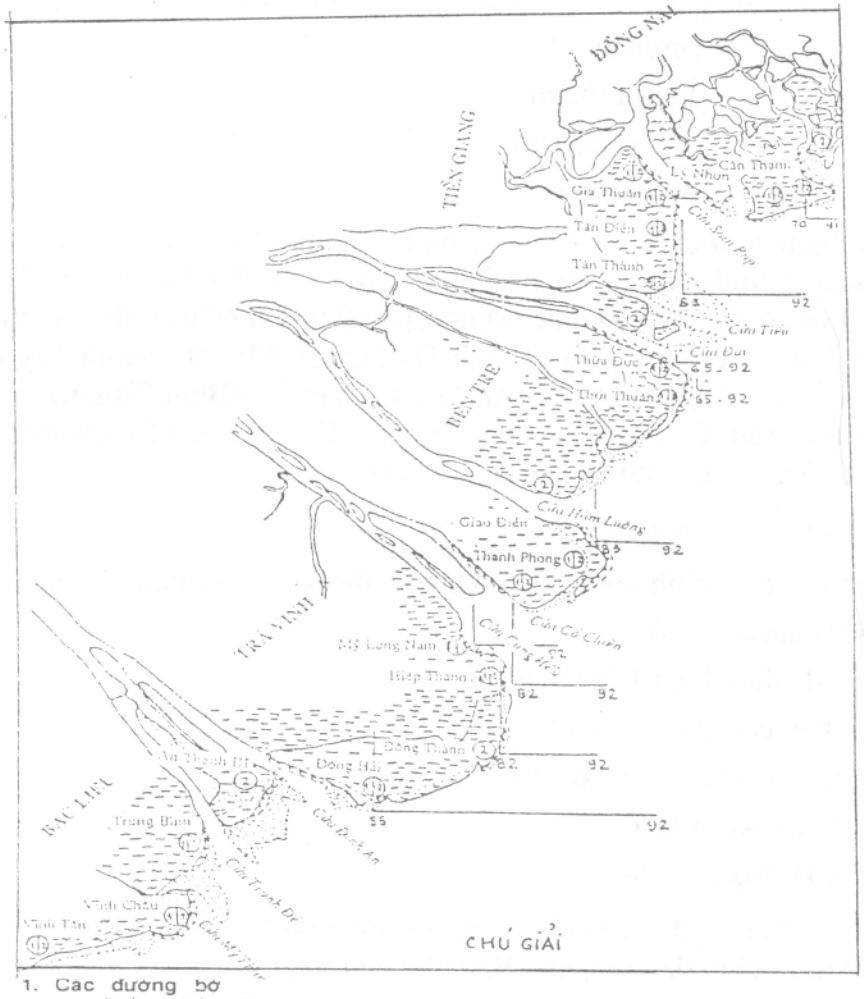
- Ngắn: có độ dài đoạn bờ nhỏ hơn 200m
- Đáng kể: có độ dài đoạn bờ 200-1000m
- Trung bình: có độ dài đoạn bờ 000-2000m
- Lớn: có độ dài đoạn bờ 000-6000m
- Rất lớn: có độ dài đoạn bờ lớn hơn > 6000m

Các đoạn bờ có kích thước dài hơn 1000m chiếm khoảng 50% tổng số toàn dải. Những đoạn bờ đang xói lở có độ dài hơn 6000m là Quán Lạn (Cẩm Phả, Quảng Ninh), Thái Đô (Thái Bình), Diễn Kim (Diễn Châu, Nghệ An), Vĩnh Thái (Vĩnh Linh, Quảng Trị), Hồ Tàu (Đông Hải, Trà Vinh), Ngọc Hiển (Tân An, Bạc Liêu), Đầm Dơi, Long Điền Tây (Cà Mau), Tam Hải (Tam Thành, Quảng Nam-Đà Nẵng), Tân Điền, Tân Thành (Tiền Giang).

b. Phân cấp mức độ xói lở theo xu thế lấn sâu vào đất liền. Có thể chia làm 5 cấp:

- Yếu: Đoạn bờ đã bị xói mất nhỏ hơn 0m
- Đáng kể: Đoạn bờ đã bị xói mất 20-100m
- Trung bình: Đoạn bờ đã bị xói mất 100-200m
- Mạnh: Đoạn bờ đã bị xói mất 00-1000m
- Rất mạnh: Đoạn bờ đã bị xói mất hơn 1000m

Các đoạn bờ có mức độ xói lở lấn sâu vào đất liền trên 200m chiếm khoảng 56%. Các đoạn bờ có mức độ xói lở lấn sâu vào đất liền trên 1000m là bờ xói lở Cát Hải (Hải Phòng), Hải Hậu (Nam Định), Đông Long (Thái Bình), Nghi Yên (Nghệ An), Xuân Hội (Hà Tĩnh), Tam Hòa (Đà Nẵng), An Ninh Tây (Phú Yên), Phước Dinh (Ninh Thuận), Phan Rí (Bình Thuận), Cần Thạnh (Thành phố Hồ Chí Minh), Tân Thành, Tân Điền (Tiền Giang), Đông Hải (Trà Vinh).



1. Các đường bờ

- Đường bờ hiện tại 1992
- Đường bờ năm 1985
- Đường bờ năm 1965
- Đường bờ cũ bị xói lở (1965)

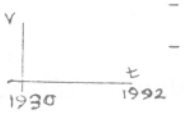
2. Hình thái bờ :

- Bờ xói lở
- Bờ bồi tụ

3. Cấu tạo bờ

- Đá gốc
- Cát
- Sét pha
- Bùn sét
- Bùn

4. Mức độ xói lở



- Trục tung biểu hiện cường độ xói m/năm
- Trục hoành biểu thị mức độ cực đại (m) xói mất từ năm xuất hiện đến 1992.

5. Mức độ nghiên cứu với các nguồn tài liệu

1- Tài liệu điều tra theo phiếu
2- Tài liệu viễn thám
3- Tài liệu khảo sát thực địa
4- Tài liệu công bố và lưu trữ

6. Các ký hiệu khác

- Sông, suối
- Đường quốc lộ
- Các huyện lỵ

Hình 135. Sơ đồ xói lở bờ biển Việt Nam (tờ 10)

c. Phân cấp tốc độ xói lở trung bình năm (m/năm). Có thể chia ra 4 cấp:

- Chậm: nhỏ hơn 5m/năm
- Trung bình: 5-10 m/năm
- Nhanh: 10-30 m/năm
- Rất nhanh: lớn hơn 30 m/năm

Các đoạn bờ tiêu biểu có tốc độ xói lở trung bình lớn hơn 30m/năm có thể kể đến là Vạn Ninh (Quảng Ninh), Giao Phong-Xuân Thủy và Hải Hậu (Nam Định), Nghi Yên (Nghi Lộc, Nghệ An), Điện Dương (Điện Bàn-Đà Nẵng), thị xã Hội An (Đà Nẵng), Tam Hoà, Tam Hải (Núi Thành-Đà Nẵng), Mỹ Thọ (Phù Mỹ-Bình Định), Cam Thịnh Bắc (Cam Ranh-Khánh Hoà), Phan Rí (Bình Thuận), Phước Dinh (Ninh Thuận), Tân Thành (Gò Công Đông), Thanh Hải (Thanh Phú-Bến Tre), Hiệp Thạnh, Đông Hải (Duyên Hải-Trà Vinh).

d. Phân cấp mức độ xói lở theo thời gian

Nếu xét diễn biến các quá trình xói lở theo khoảng thời gian 10 năm, có thể thấy:

- Đến 1940 có 14 đoạn xói lở
- Đến năm 1950 đã tăng lên 81 đoạn xói lở
- Năm 1960 cả thảy có 92 đoạn xói lở
- Năm 1970 cả thảy có 129 đoạn xói lở
- Năm 1980 có 198 đoạn xói lở
- Năm 1990 có 241 đoạn xói lở.

Riêng năm 1992 có thêm 3 đoạn xói lở, tổng số đoạn bờ xói lở đến năm 1992 là 244. Hiện tượng xói lở tăng dần từ năm 1930 cho đến nay.

3. Phân vùng xói lở

Hiện trạng xói bờ biển Việt Nam là kết quả của quá trình địa mạo động lực phức tạp, bị chi phối bởi nhiều yếu tố nội sinh và ngoại sinh, trong đó các yếu tố ngoại sinh đóng vai trò quan trọng nhất, đó là các quá trình động lực biển (năng lượng sóng, dòng chảy, lượng vận chuyển bùn, cát, ...). Chính vì vậy, nguyên tắc phân vùng xói lở bờ biển Việt Nam được dựa trên cơ sở các yếu tố cấu tạo địa hình đường bờ (đặc điểm địa chất, địa mạo), các yếu tố động lực biển, mức độ và tốc độ xói lở.

Các vùng xói lở được chia ra theo mức độ nguy hiểm về tốc độ xói lở. Mỗi vùng có đặc thù riêng về cấu tạo địa chất, địa hình đường bờ, các đặc điểm về động lực biển cũng như đặc điểm cường độ xói lở (bảng 68). Toàn dải ven biển Việt Nam được chia ra làm 8 vùng xói lở và liên quan tới 3 mức độ xói lở khác nhau:

Các vùng có mức độ xói lở yếu với tốc độ xói lở trung bình dưới 5m/năm, gồm các vùng I, V, VIII.

- Các vùng xói lở trung bình, mạnh với tốc độ xói lở trung bình 10-30 m/năm, gồm các vùng III, IV, VI.
- Các vùng xói lở mạnh và rất mạnh với tốc độ xói lở trên 30m/năm, gồm các vùng I, VIII (hình 137).

Đó chỉ là những đặc điểm cơ bản, khái quát nhất của toàn dải ven biển. Trong mỗi vùng có những nét riêng, bởi vậy khi đánh giá cụ thể một vùng xói lở nào đó cần phải nghiên cứu thích đáng các yếu tố động lực biển và cấu tạo bờ mới có thể đưa ra được biện pháp chỉnh trị hữu hiệu

4. Xu thế xói lở và bồi tụ

Theo kết quả thống kê phiếu điều tra nhận được từ 249 xã ven biển Việt Nam đang bị xói lở bờ, cũng như kết quả khảo sát điều tra ngoài thực địa cho thấy rằng, hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam có lẽ chỉ mới tái bắt đầu từ năm 1930 trở lại đây. Gần trước năm 1930 chỉ có hai điểm xảy ra xói lở là vùng Hậu Lộc (Thanh Hóa) và Bàng La (Hải Phòng). Nhưng riêng vùng bờ Bàng La đến năm 1945 lại được bồi tụ trở lại. Nhìn chung hiện tượng xói lở bờ biển Việt Nam đang phát triển và tăng dần từ Bắc vào Nam. Năm xảy ra hiện tượng xói lở nhiều nhất là năm 1960.

Biểu đồ diễn biến hiện tượng xói lở ở dọc bờ biển Việt Nam cho thấy số lượng các đoạn bờ xói lở tăng thêm trong khoảng 10 năm. Phần lớn các pic (đỉnh cao) của hiện tượng xói lở có số lượng tập trung vào các năm chẵn chục: 1930, 1940, 1950, 1960 .... Điều này có thể liên quan tới các chu kỳ biến đổi khí hậu. Vấn đề này cần được quan tâm và tiếp tục nghiên cứu.

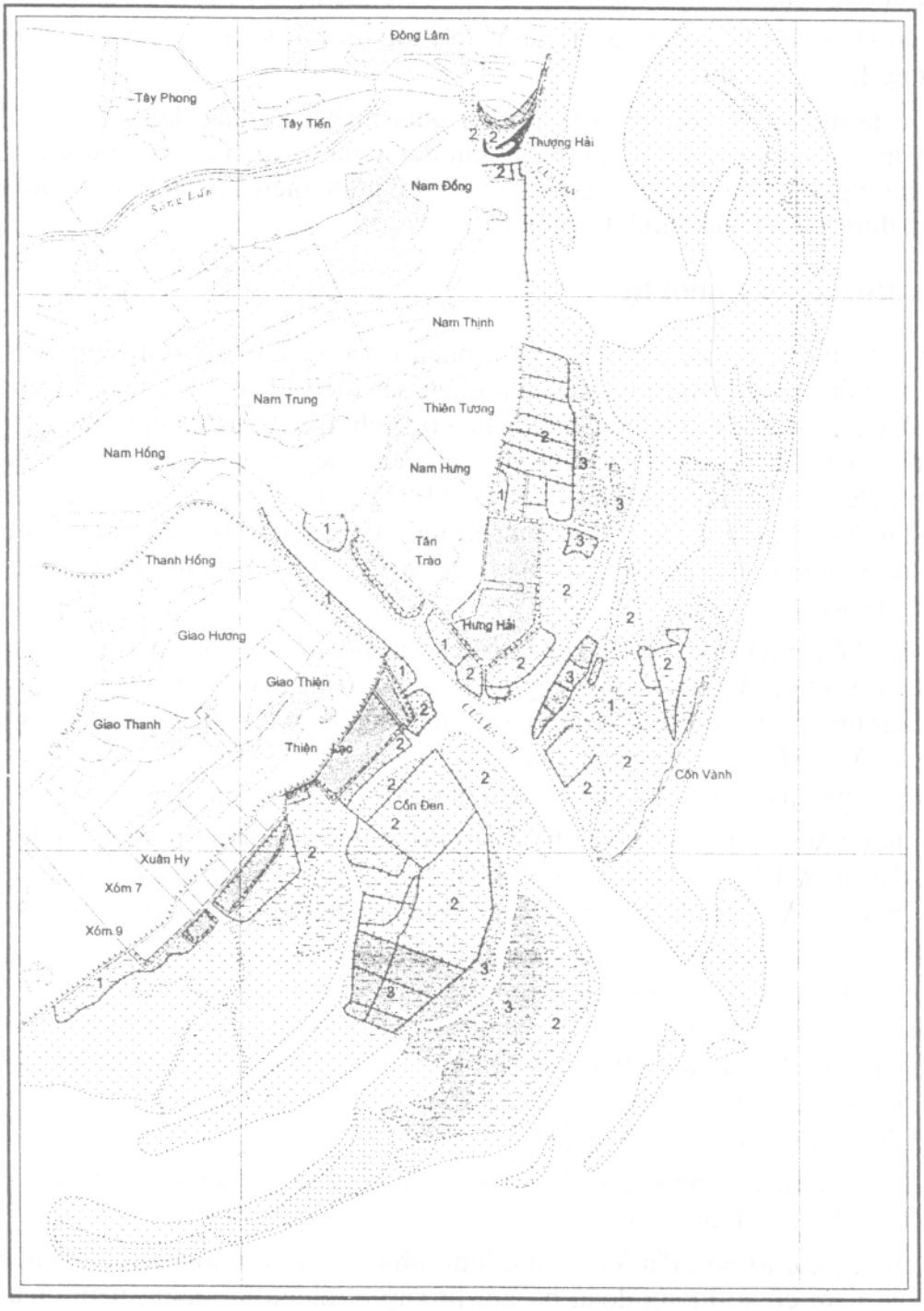
Hiện tượng xói lở bờ chuyển dịch dần từ Bắc vào Nam theo thời gian. Trước năm 1930 đến năm 1940 đã diễn ra ở bờ biển Nam Định, Hà Tĩnh, Bình Định. Trước năm 1940 từ Bình Định trở vào đến Kiên Giang không có bờ biển xã nào bị xói lở.

Từ năm 1940 đến năm 1950, hiện tượng xói lở bờ biển đã xảy ra đến bờ biển Sóc Trăng, Cà Mau. Từ năm 1970 đến nay đã xuất hiện trên toàn dải ven biển Việt Nam, đặc biệt kể từ năm 1970 hiện tượng xói lở bờ biển đã xuất hiện ở bờ biển tỉnh Quảng Ninh và bờ biển tỉnh Kiêng Giang, nơi mà bờ biển được coi là ổn định tương đối đối với động lực biển [4].

Trên cơ sở số liệu thống kê, có thể sơ bộ và mạnh dạn dự báo xu thế phát triển xói lở bờ biển Việt nam như sau:

Hiện tượng xói lở bờ biển Việt Nam hình như có chu kỳ hoạt động 10 năm một lần. Các năm có số lượng đoạn bờ xói lở xảy ra nhiều là những năm chẵn chục 2000, 2010, 2020, ... Sau đó các đoạn bờ xói lở sẽ giảm dần và đến khoảng năm 2030 còn tương ứng số đoạn xói lở trong năm 1930.

Trong tương lai gần, các đoạn bờ hiện nay còn tương đối ổn định như Quảng Ninh, Kiên Giang có thể sẽ bị ảnh hưởng của hiện tượng xói lở bờ.



Hình 136. Bản đồ biến động bờ biển tỉ lệ 1: 100 000 (Trích mảnh số 4- Cửa Ba lạt)

5. Xói lở và bồi tụ

Đề tài KH.CN.06.08 đã nghiên cứu xói lở-bồi tụ như 2 mặt của một quá trình duy nhất, nêu lên các đặc điểm và xem xét quá trình đó tại 2 loại vùng lớn là vùng bờ châu thổ và vùng bờ tích tụ mài mòn [2]. Trong đó quy định: Đường bờ ổn định là đường bờ không biến động hoặc biến động không đáng kể; Đường bờ bồi tụ: yếu <10m/năm, trung bình <10-30 m/năm, mạnh <30-50 m/năm, rất mạnh >50m/năm; Đường bờ xói lở: yếu <5m/năm, trung bình <5-15m/năm, mạnh 15-30m/năm, rất mạnh >30m/năm.

- Vùng bờ châu thổ (delta) gồm 2 phần: phần phía bắc có châu thổ sông Hồng-sông Thái Bình từ Đồ Sơn đến Nga Sơn (Thanh Hóa); phần phía nam có châu thổ sông Cửu Long-Đồng Nai từ Vũng Tàu đến Hà Tiên (Kiên Giang).
- Đặc điểm quan trọng nhất đối với bờ châu thổ là quá trình bồi tụ lấn biển rất mạnh và kéo dài liên tục, tốc độ nhanh (trung bình tới 80m/năm, có những thời kỳ đạt 120m/năm). Tiêu biểu nhất là những khu vực bồi tụ cửa Ba Lạt, cửa Đáy ở phía bắc, cửa Định An và vùng tây mũi Cà Mau ở phía nam. Tổng diện tích bồi tụ trong 30 năm cuối (1965-1995) là 33.300 ha, trong đó phía bắc là 9.480 ha. Nguyên nhân chính là do lượng phù sa rất lớn từ các sông đổ ra, lắng đọng và phân bố dọc vùng ven bờ. Đồng thời, quá trình xói lở cũng xảy ra rất mạnh, diện tích xói lở 30 năm cuối bằng 13.070 ha, trong đó phía nam chiếm tới 12.740 ha. Ở phía bắc thì xói lở thường là biểu hiện cục bộ (local), hoặc kích cỡ trung bình (mezo scale), xen kẽ bởi một số đoạn xung yếu (như Giao Thủy , Hải Hậu (Nam Định), diện tích đất xói lở không lớn nhưng tính chất và cấp độ hết sức nghiêm trọng, thường gây thảm hoạ xã hội. Ở phía nam thì ngoài một số đoạn xói lở cục bộ (như Gò Công (Tiền Giang), Mỹ Thạnh (Sóc Trăng)) xói lở mạnh còn là hiện tượng có kích thước lớn (macro-scale) kéo dài liên tục khoảng gần 100 km cuối của hình cong chữ S thuộc tỉnh Cà Mau. Tính chất biến động bờ ở hai bên đông-tây bán đảo Cà Mau có liên quan chặt chẽ với nhau trong một hệ thủy -thạch động lực thống nhất thể hiện sự cân bằng nhân-quả (bờ lở-bên bồi).
- Vùng bờ tích tụ-mài mòn (accumulation-accretion) kéo dài nghìn kilômét từ Nga Sơn đến Vũng Tàu (miền Trung Việt Nam). Đặc điểm quan trọng nhất đối với xói lở-bồi tụ ven biển miền Trung là tính chất ổn định bờ một cách tương đối trên các kích thước vĩ mô, biến đổi chỉ dưới 5m/năm với tính chất xen kẽ theo thời gian và không gian giữa bồi và xói. Quá trình lâu dài đó tạo nên kiểu bờ "tích tụ-mài mòn đã được san phẳng" ở những đoạn bãi dài hàng chục km. Trên các kích thước nhỏ, cục bộ, hiện tượng xói lở và bồi tụ mạnh thường xảy ra đồng thời và liên quan nhau như một hệ nhân-quả làm dịch chuyển bờ ở các cửa sông-lạch triều. Khá đặc trưng và phổ biến đối với bờ biển miền Trung là các quá trình hình thành và biến đổi vồng (vồng ngầm, vồng bãi, vồng ao). Những khái niệm này hoàn toàn khác với những hiểu biết

đã có về cấu trúc bờ kiểu "vùng, vịnh, đầm, phá" miền Trung vì đây là các quá trình động lực trẻ, cấp thời.

- Cấu trúc và biến động vùng bờ tích tụ-mài mòn còn được chia thành ba đoạn: đoạn bờ tích tụ-mài mòn đã được san phẳng từ Nga Sơn đến vịnh Dung Quất (B1), với đặc điểm có những khu vực bồi tụ và xói lở mạnh xen kẽ nhau giữa dải bờ ổn định tương đối; đoạn bờ tích tụ-mài mòn-vũng vịnh từ Dung Quất đến mũi Đại Lãnh và từ mũi Dinh (Ninh Thuận) đến Vũng Tàu (B2), xen kẽ các bãi cát dài là những mũi đá gốc nhô ra biển làm thành các nếp lồi (đá) và lõm (bãi bị xâm thực). Ở những nếp lõm thường xảy ra xói lở cường độ yếu; đoạn bờ vũng vịnh-mài mòn từ mũi Đại Lãnh đến mũi Dinh (B3), bờ biển ít biến đổi.
- Căn cứ vào mức độ biến động, bờ biển Việt Nam được chia làm 3 đoạn:
  + Đoạn Móng Cái-Nga Sơn: Từ Móng Cái đến Đồ Sơn thuộc kiểu bờ Dalmate, bờ ổn định, có bồi tụ và xói lở ở một vài nơi. Từ Đồ Sơn đến Nga Sơn thuộc kiểu delta sú vẹt, chủ yếu thành tạo do ảnh hưởng của hệ thống sông Hồng và Thái Bình. Đặc điểm lớn nhất là được bồi đắp mạnh do phù sa sông Hồng, Thái Bình đưa ra. Bồi tụ mạnh ở Cửa Lạch Tray sông Nam Triệu, cửa Thái Bình, Trà Lý, Ba Lạt và Cửa Đáy, tốc độ đạt 80-100 m/năm. Tuy nhiên do các yếu tố động lực khác nhau, ở đoạn này diễn ra các quá trình xói lở cục bộ hoặc quy mô trung bình cũng rất mạnh như Cát Hải, Giao Thủy , Hải Hậu, đặc biệt là vùng Hải Hậu với tốc độ xói lở 40-50 m/năm.
- Đoạn Nga Sơn-Vũng Tàu chia thành các đoạn nhỏ:
  + Nga Sơn-Mũi Ròn (Quảng Bình): tương đối ổn định, tuy vậy cũng có các đoạn bồi tụ mạnh, 30-40 m/năm như Nga Sơn, bờ phía nam Lạch Sung (Thanh Hóa), Nghi Sơn (Thanh Hóa) và xói lở 5-10 m/năm trong nhiều năm nay ở Hậu Lộc (Thanh Hóa), Nghi Xuân (Hà Tĩnh).
  + Mũi Ròn-Quy Nhơn: bờ thuộc kiểu tích tụ-mài mòn đã bị san bằng. Ở phía bắc (Mũi Ròn-Đà Nẵng) tương đối ổn định, xói lở-bồi tụ có cường độ yếu, đan xen nhau. Một hiện tượng đáng chú ý ở đây là sự lấp mở các cửa biển thông vào đầm phá (như Tư Hiền, Hòa Duân). Phần phía nam (Đà Nẵng-Quy Nhơn), bờ biển kiểu bồi tụ-xói lở xen kẽ và tại các vùng cửa sông bồi tụ-xói lở còn phức tạp hơn.
  + Quy Nhơn-Cà Ná chia làm 2 khu vực: Quy Nhơn-Đại Lãnh và Đại Lãnh-Cà Ná. Đoạn Quy Nhơn-Cà Ná ổn định, sự biến động chỉ xảy ra ở một số khu vực hẹp ngay sát các cửa sông, cửa đầm phá, tuy có gặp những biến động đáng kể do thay đổi thời tiết (nước dâng, sóng lớn), thí dụ, tại bãi Sa Huỳnh (Quảng Ngãi), thôn 2 Sông Cầu (Phú Yên).
  + Cà Ná-Vũng Tàu: Bờ biển tương đối ổn định, tại các nơi có biến động thì

xói lở chiếm ưu thế so với bồi tụ. Xói lở khá mạnh ở một số nơi, song cũng ở nhiều nơi xói lở-bồi tụ lại xen kẽ như Cửa Phan Rí, Hàm Tân, Long Hải.

+ Đoạn Vũng Tàu-Hà Tiên: bờ biển kiểu tam giác châu điển hình, hình thành do hệ thống sông Cửu Long và Đồng Nai. Bờ biển biến động mạnh, cả bồi tụ lẫn xói lở, xen kẽ. Đoạn Vũng Tàu-Đất Mũi (Cà Mau) là đoạn bờ biến động mạnh nhất Việt Nam. Còn đoạn Đất Mũi-Hà Tiên thì hầu như chỉ diễn ra quá trình bồi tụ và Mũi Cà Mau được bồi tụ mạnh nhất nước, tốc độ 100-120 m/năm. Các vùng còn lại bồi tụ với tốc độ trung bình.

- Diện tích xói lở và bồi tụ: Kết quả thành lập tập bản đồ biến động bờ biển và cửa sông Việt Nam cho phép bước đầu đo tính diện tích được bồi tụ hoặc bị xói lở qua hai thời kỳ và theo từng mảnh bản đồ, trên cơ sở đó có thể tổng hợp cho từng vùng và cho cả nước.

Bảng 69. Diện tích đất được bồi tụ và bị xói lở trên toàn dải ven biển

	1965-1985	1985-1995	1965-1995
Bồi tụ (ha)			
Tổng số	27.970	14.470	42.440
Trung bình năm	1.398	1.447	1.411
Xói lở (ha)			
Tổng số	12.050	5.640	17.690
Trung bình năm	602	564	589

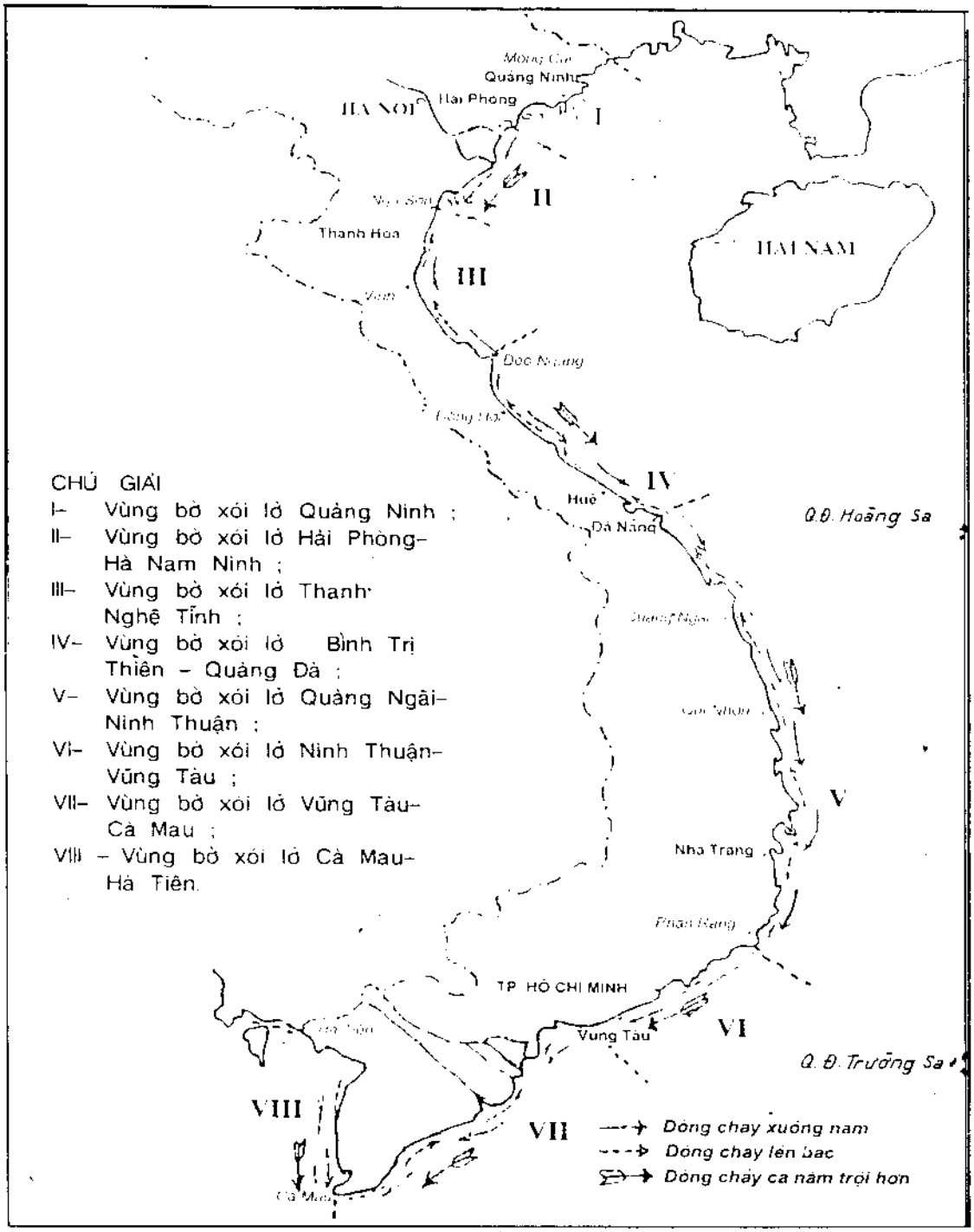
Có thể thấy, trong bức tranh chung trên toàn dải ven biển Việt Nam diện tích bồi tụ lấn biển vẫn vượt trội hơn nhiều so với diện tích xói lở, tuy nhiên hiện tượng xói lở lại cần đặc biệt lưu ý vì đó là nguyên nhân gây nhiều tai biến lớn cho xã hội và cộng đồng dân cư ven biển những năm gần đây.

6. Sơ bộ lý giải nguyên nhân biến động bờ biển

Bờ biển biến động do bùn cát đến và đi không cân bằng nhau: đến nhiều hơn đi thì bồi, đến ít hơn đi thì xói. Sự biến động đó có thể do 3 nguyên nhân chủ yếu: nội sinh (chuyển động của trái đất), nhân sinh (do các hoạt động kinh tế, xã hội của con người) và ngoại sinh (sóng, gió, dòng chảy, dao động mực nước và vận chuyển bùn cát) [5].

- Nội sinh: nghiên cứu tân kiến tạo và chuyển động hiện đại dải ven biển Việt Nam còn ít và hạn chế, quan điểm nghiên cứu và đánh giá còn khác nhau, có tác giả cho rằng xói lở bờ biển Hải Phòng có liên quan với hoạt động đứt gãy hiện đại vùng Hải Phòng-Quảng Yên [23] và nói chung các hiện tượng xói lở bờ biển thường trùng hợp với các đứt gãy á kinh tuyến và á vĩ tuyến đi qua bờ biển [24]. Nhưng có tác giả lại cho rằng chuyển động tân kiến tạo từ 4000

năm trở lại đây, trong suốt chiều dài ven bờ từ Móng Cái đến Cửa Hội, hoạt động tân kiến tạo là không có vai trò gì rõ rệt về nâng, hạ. Do vậy, quá trình xói lở bờ biển ở đây chỉ liên quan đến các quá trình động lực sông-biển [25].



Hình 137. Sơ đồ phân vùng xói lở bờ biển Việt Nam

- Nhân sinh: Trong nhiều trường hợp, chính các hoạt động của con người gây ảnh hưởng đến quá trình bồi xói:

  + Đầu tiên phải kể đến việc phá rừng đầu nguồn làm tăng lượng bùn cát từ sông ra biển, gây bồi mạnh ở cửa sông, ven biển. Việc chặt phá rừng ngập mặn, rừng phòng hộ, trái lại, lại làm tăng cường độ xói lở, làm mất, giảm khả năng chắn sóng, tích tụ vật chất. Các thí dụ ở Hải Lĩnh (Tĩnh Gia, Thanh Hóa), Nghi Yên (Nghi Lộc, Nghệ An), Thanh Trạch (Quảng Trạch, Quảng Bình), Bình Phú (Bình Sơn, Quảng Nam), Cần Trạch (Duyên Hải, TP. HCM), Nguyễn Huân (Đầm Rơi, Minh Hải) là điển hình về xói lở do nguyên nhân đó.

  + Bồi xói do ảnh hưởng của khai hoang, lấn biển: Vùng bờ Thái Thụy (Thái Bình) đang bị xói lở mạnh do quai đê lấn biển ở Tiên Hải; bờ Giao Long (Nam Định) bị xói lở do quai đê lấn biển ở Bạch Long; Nhơn Bình, Nhơn Hội và TP. Quy Nhơn bị xói sau khi quai đê thứ hai và khoanh đìa nuôi hải sản; bờ biển Xuân Hòa (Sông Cầu Phú Yên) và Hiệp Thạch (Duyên Hải, Cửu Long) cũng bị xói sau khi quai đê lấn biển [1], ...

Tác động của việc quai đê lấn biển ở các địa điểm kể trên đã làm tăng lượng phù sa lắng đọng ở trong vùng, gây thiếu hụt phù sa tại chỗ khác.

  + Công trình thủy lợi không thích hợp cũng có thể gây bồi xói mạnh: Cống Lạch Bạng (Thanh Hóa) xây xong đã làm xói lở, mất đi cả một làng 200 hộ dân. Sau khi cống này dỡ bỏ, cửa sông đã quay lại như cũ và đã bồi dần lại vùng bờ cũ. Một số thí dụ khác như bờ biển Hoằng Yến (Hoằng Hóa), Quỹ Tiến (Sầm Sơn) thuộc Thanh Hóa , bị xói lở từ khi Ghềnh Hới được xây dựng; Cảnh Dương, Quảng Tùng (Quảng Trạch, Quảng Bình) bị xói từ khi có công trình Vực Tròn; Nhân Trạch Bố Trạch bị lở sau khi có đập Đá Mài , v.v.... Cống ngăn mặn, thóa t lũ ven biển cũng làm lắng động bùn cát ở cửa cống do thời gian đóng, dài hơn nhiều thời gian mở.

  + Xói lở do khai thác cát, sa khóa ng, đá san hô, như ở Hàm Thuận (Bình Thuận), Đồng Châu (Thái Bình), Vĩnh Lương (Khánh Hoà) v.v...

  + Ngoại sinh: Có lẽ đây mới là nguyên nhân quan trọng nhất. Các quá trình ven bờ như dao động mực nước, đòng chảy, vận chuyển bùn cát và nhất là sóng có vai trò trực tiếp và quan trọng nhất trong diễn biến bồi xói. Song việc lý giải định lượng không phải là dễ dàng và trong phần lớn trường hợp, khoa học về bồi xói trên thế giới vẫn còn ở mức bán kinh nghiệm.

B. NGHIÊN CỨU CƠ CHẾ

Đã có một số nghiên cứu về cơ chế bồi xói lở cho các vùng cụ thể. Trong [2] đã đưa ra ý tưởng bước đầu về các cơ chế xói, cơ chế bồi, cơ chế lấp (cửa sông) do bão, sóng lớn, cơ chế mở (mở cửa biển) do lũ, cơ chế bồi xói gây dịch chuyển dị

thường địa hình theo kiểu "cuốn chiếu", cơ chế "quăng vật liệu theo cầu vồng" v.v... Song các cơ chế nói trên còn thiếu cơ sở tính toán thực sự.

Vấn đề là phải định lượng hóa được quá trình bồi xói, lý giải được vì sao lại bắt đầu xảy ra và xảy ra đến khi nào. Những câu hỏi như vậy chỉ có thể dựa vào kết quả nghiên cứu mô hình hóa toán học.

1. Mô phỏng triều, nước dâng bão đã được phát triển. Dựa trên mô hình nước nông phi tuyến 2 chiều ngang có ngoại lực là ứng suất gió bão (ứng suất tiếp và ứng suất pháp) hoặc cho trước dao động mực nước tại biên lỏng dưới dạng tổ hợp 13 sóng thành phần, cho phép tính và dự báo được mực triều và nước dâng bão.
2. Mô phỏng dòng chảy sông, dòng triều, dòng gió, cũng dựa vào mô hình 2 chiều hoặc 3 chiều.
3. Mô phỏng trường sóng trong bão và trong gió mùa bằng mô hình cân bằng năng lượng phổ, phương trình Berkhof ở ngoài vùng sóng vỡ và phương trình bảo toàn năng lượng sóng trong vùng sóng vỡ bao gồm cả khúc xạ và nhiễu xạ.
4. Vận chuyển bùn cát dựa vào mô hình "khuếch tán" hoặc "ngẫu hành".
5. Mô phỏng sự phát triển đường bờ dựa vào mô hình của nước ngoài Genesis hay UNIBEST. Mô hình "vệt khói" đã được ứng dụng tốt ở nước ta, đặc biệt là các phần mềm liên quan đến các mục 1, 2, 3, 4 nêu trên do Viện Cơ học tự xây dựng và phát triển.

Đã nghiên cứu hiện tượng xói lở ở một số nơi (Cửa Lý Hoà, Lý Trạch Quảng Bình, Cửa Hòa Duân, Huế [10, 11], hiện tượng bồi lắng ở một số nơi khác (Luồng tàu cảng Hải Phòng, luồng tàu qua sông Hậu [16-19] cho kết quả khá tốt.

Trong [2] đã giới thiệu kết quả mô phỏng cho hiện tượng bồi xói vùng cửa Đại, kết quả chưa khả quan lắm, song đã cho những nhận định tương đối hợp lý và được bổ sung bằng các mô hình bán thực nghiệm.

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

1. Kết luận

Bồi xói là hiện tượng thường gặp, rất mạnh và gây hậu quả lớn ở toàn dải ven biển nước ta.

- Đã nghiên cứu mô tả hiện tượng tương đối tốt theo quan điểm địa chất, địa mạo. Lần đầu tiên ở nước ta đã đưa ra được 12 bản đồ (1/250.000) hiện trạng xói lở chứa đựng nhiều thông tin và 33 bản đồ (1/100.000) về bồi xói cửa sông, ven biển nước ta. Đã thống kê được 249 đoạn xói lở, phân loại theo

cường độ, theo độ dài, phân vùng. Đã tính từng diện tích bị xói, được bồi dựa trên ảnh viễn thám và cũng phân loại các vùng bồi xói. Đã sơ bộ lý giải nguyên nhân, trong đó nguyên nhân sinh và nhất là ngoại sinh đóng vai trò chủ yếu. Cũng đã có một số suy luận về xu thế xói lở và đưa ra một số kết luận mạnh bạo.

- Nghiên cứu cơ chế mới ở mức độ ban đầu. Đã chuẩn bị được lực lượng (con người, máy móc và phương pháp), đã bắt đầu nghiên cứu cơ chế xói lở và cũng đã thu được một số kết quả bước đầu.

2. Khuyến nghị

Cần đẩy mạnh hướng nghiên cứu này trên cả 2 lĩnh vực:

- Đo đạc (đặc biệt là đo bùn cát đáy)
- Mô phỏng: nâng cao dần, cùng với thế giới, mức độ khoa học giảm dần mức độ kinh nghiệm, biết cách mô phỏng xói lở có địa hình phức tạp, có bùn hoặc bùn cát, biết cách mô phỏng tốt vận chuyển bùn cát thẳng góc với bờ.
- Các biện pháp chỉnh trị: có cơ sở khoa học tương đối chắc chắn, giảm dần tỷ lệ các công trình "vừa học vừa làm" như hiện nay.

Bảng 70. Thống kê các điểm bị xói lở trên dải ven biển Việt Nam (tới 1988)

TT	Tỉnh	Huyện	Xã	Năm bắt đầu xói	Đô dài (m)	Xói mất (m)	Cường độ (m/năm)	Cấu tạo bờ	Độ dốc	Ghi chú
1	Quảng Ninh	Hải Ninh	Vạn Minh	1980	1.500	2.500	136.5	sét, cát	thoải	Có đê kè, thực vật
2		Tiên Yên	Tiên Lãng	1980	1.500	5-20	0.4-1.7	cát	thoải	
3		"	Đồng Rui	1980	2.000	5-20	0.4-1.7	cát	thoải	
4		Cẩm Phả	Ngọc Vừng	1978		5-30	0.4-2.5	cát	thoải	
5		"	Quan Lạn	1950	11.000	700-1.100	16.5-26	cát	thoải	Có đê kè
6		Hoành Bồ	6 xã	1972		1-3	0.05-0.25	cát		
7		Hồng Gai	Hà Tu	1968		3-50	0.1-2.1	đá gốc	dốc	
8		"	Tuần Châu	1965	2.500	15	0.6	cát, sỏi	dốc	
9		Yên Hưng	Liên Hoà	1985	160	160	26.6	sét	rất dốc	
10		"	Liên Vị	1965	1.500	120	4.6			
11		"	Yên Hải	1945		30-800	0.6-17.4	sét	dốc	
12		Cát Hải	Hoa Quang	1938	5-7 km	235-425	4.4-8			Có đê kè
		"	Gia Lộc							
		"	Văn Chấn							
13	Hải Phòng	Đồ Sơn	Bằng La	1930-1945				cát	thoải	
14		Kiến Thụy	Đại Hợp	1970	1.500	20-140	0.95-6.6	cát	thoải	Có kè đá
15		Vĩnh Bảo	Vĩnh Tiến	1960	1.000	150-200	4.8-9.5	cát, bùn	thoải	Có kè đá
16	Thái Bình	Thái Thụy	Thụy Trường	1952	1.000	4-8	0.2	cát, bùn	thoải	Có đê
17		"	Thụy Xuân	1970	20	10-15	0.7	cát	thoải	Có đê

18		"	Thụy Hải	1945	1.200	800-1.000	17.3-21.7	cát	thoải	Có đê kè
19		Thái Đô	Thái Đô	1990	6.000	250	83	cát pha	thoải	
20		Tiền Hải	Đông Long	1945	1.500	600-1.500	13.0-23.6	cát	thoải	
21		"	Đông Ninh	1970	1.500	100-300	4.7-14.2	cát pha	thoải	
22	Nam Định	Xuân Thủy	Giao Long	1957	4.200	500	14.7	bùn, sét	thoải	
23		"	Giao Thiện	1950				cát	thoải	Đê
24		"	Giao Phong	1988		100-300	25-75	sét	thoải	Đê
25		Hải Hậu	Hà Thịnh	1975	1.000	280	16	cát	thoải	Đê
26		"	Hải Hoà	1960	3.500	1.000	31	cát	thoải	Đê
27		"	Hải Triều	1950		250-350	6-8.5	cát	dốc	Đê kè
28		"	Hải Lý	1944	1.500	100-300	2.1-6.5	cát	dốc	Đê kè
29		"	Hải Đông	1931		600-1.000	10-16.6	cát	thoải	Đê kè
30		Nghĩa Hưng	Nghĩa Phúc	1968	800	200	8.6	cát	thoải dốc	
31	Thanh Hóa	Nga Sơn	Nga Tiến	1979		80-130	6.6-10.8	bùn	thoải	Đê
32		"	Nga Thủy	1971		50-200	2.5-10			
33		Hậu Lộc	Hưng Lộc	1970	50	2-15	0.7	cát	thoải	Đê
34		"	Hải Lộc	1925	3.200	600	9.0	cát	thoải	Kè đất
35		"	Ngư Lộc	1925		550	8.3	cát pha	thoải	
36		"	Minh Lộc	1960		300-410	9.6-13.2	cát	thoải	
37		Hoằng Hóa	Hoằng Hải	1970		2-5	0.2	cát	dốc	
38		"	Hoằng Phụ	1960	2.000	50-300	1.6-9.6	cát	thoải	Đê
39		"	Hoằng Phong	1950		200-500	4.8-12.1	cát pha	thoải	
40		TX Sầm Sơn	Quảng Cư	1989		10-400	5-200	cát pha	thoải	
41		"	Quảng Tiến	1976	1.200	50-200	3.3-13.3	cát, bụn	dốc	Đê
42		"	Bắc Sơn	1987		70-200	17.5-50.0	cát	thoải	
43		Quảng Xương	Quảng Hồng	1959	1.600	300	9.3	cát	thoải	
44		"	Quảng Nhân	1966	3.700	70-200	2.8-8.0	cát	thoải	
45		"	Quảng Đại	1940	1.000	130-250	2.5-4.9	cát	thoải	Kè mỏ hàn
46		"	Quảng Lợi	1960	1.800	30-70	1.0-2.3	cát pha	thoải	
47		Tĩnh Gia	Hải An		1.800	100-150				
48		"	Hải Châu	1964		50-500	2.0-20.0	cát pha	thoải	
49		"	Hải Ninh	1939		2.500	48.0	cát	thoải	
50		"	Hải Linh	1978		150	11.5	cát	thoải	
51		"	Hải Hoà	1979		4-10	0.8	cát	thoải	
52		"	Hải Thịnh	1977	2.500	100-350	25-71.4	cát	thoải	Kè mỏ hàn
53		"	Tĩnh Hải	1978		50-100	3.8-7.6	cát	thoải	
54	Nghệ An	Quỳnh Lưu	Quỳnh Thọ	1950		200-600	4.8-14.6	cát	thoải	
55		"	Sơn Hải	1982	400	40-100	4.4-11.1	cát		
56		"	Quỳnh Long	1982	1.600	40-100		cát	thoải	
57		"	Quỳnh Thuận	1982	1.200	40-100		cát		
58		"	Quỳnh Lương	1982	1.600	40-100				

59		"	Quỳnh Bình	1982	1.800	40-100				
60		"	Quỳnh Phương	1982	1.200	40-100				
61		"	Quỳnh Nghĩa	1986		20-30	4.0-5.0	cát sỏi	thoải	Kè đá
62		Diễn Châu	Diễn Hải	1960	2.600	100-150	3.2-4.8	cát		
63		"	Diễn Kim	1972	6.600	150-400	7.8-21.0	cát	thoải	Đê
64		"	Diễn Thịnh	1948	3.900	350-800	8.1-18.6	cát	thoải	
65		"	Diễn Vạn	1965	5.200					
66		"	Diễn Ngọc	1964	700	100-250	3.7-9.2	cát	thoải	
67		"	Diễn Hưng	1985	500	200-500	33-83.3	cát pha	thoải	Đê
68		Nghi Lộc	Nghi Hải	1962	200	200-300	6.8-10.3	cát		
69		"	Nghi Yên	1982	1.500	300-1.500	33.166.5	cát	thoải	Đê
70	Hà Tĩnh	Nghi Xuân	Xuân Hội	1958		1000-1500	32.2-48.3	cát	thoải	
71		"	Xuân Đan	1960		250-500	8.0-16.1	cát	thoải	Đê
72		"	Xuân Hà	1950	30	10-30	0.7	cát	thoải	Đê
73		"	Xuân Trường	1960	> 2000	150-900	4.8-29.0	cát	thoải	
74		"	Xuân Phổ	1930	1.500	250-300	4.0-4.9	cát	thoải	
75		"	Xuân Liên	1988	24.000	20-30	5-75	cát	thoải	
76		"	Cổ Đam	1950	4.500	30	0.7	cát	thoải	
77		Can Lộc	Thịnh Lộc	1972		250-300	13.1-15.7	cát	rất thoải	
78		Thạch Hà	Thạch Kim	1965	1.500	450-500	17.3-19.2	cát	rất thoải	Kè đá
79		"	Thạch Hải	1975		5-10	0.6	cát	thoải	
80		"	Thạch Bằng	1986	500	10-30	2-10	cát	thoải	
81		"	Thạch Hội	1975	800	30-50	1.8-3.1	cát	thoải	
82		Cẩm Xuyên	Cẩm Dương	1988	1.000	50-150	12.5-37.5	cát	thoải	
83		"	Cẩm Nhượng	1950	1.500	500	12.1		thoải	
84		"	Cẩm Long	1979	2.200	20-50	1.6-4.1	cát		
85		Kỳ Anh	Kỳ Nam	1950		20-50	0.4-1.2	cát sỏi	thoải	
86		"	Kỳ Xuân	1956	500	25-65	5-13.0	đa gốc	dốc	
87	Quảng Bình	Quảng Trạch	Quảng Sơng	1983		10-50	1.2-8.2	cát sỏi	thoải	
88		"	Quảng Phúc	1985		0-15	1.3-2.5	cát		
89		"	Cảnh Dương	1987	3.000	200-250	40-50	cát	thoải	
90		"	Thanh Trạch	1980		100-150	8-13.6	cát	thoải	
91		"	Quảng Phúc	1976	1.000	15-500	1-33.1	cát	thoải	
92		"	Hải Trạch	1948	1.000	50-150	1.1-3.4	cát	dốc	
93		"	Đức Trạch	1960		5-25	0.8	cát		
94		"	Đại Trạch		20					
95		Bố Trạch	Nhân Trạch	1964	5.000	100-200	3.7-7.4	cát	dốc	
96		"	Trung Trạch	1965	300	20-40	0.7-1.5	cát	thoải	
97		TX Đồng Hới	Bảo Ninh	1940-1950	1.000	5-10	0.5-1.0	cát	thoải	
98		Lệ Thủy	Ngư Hoà		4.000	300		cát		
99		"	Hải Thủy	1950	3.000	50-300	1.2-7.3	cát		

100		"	Ngư Thủy		2.000					
101	Quảng Trị	Vĩnh Linh	Vĩnh Thái	1982	13.000	15-160	1.6-6.6	cát	thoải	
102		"	Vĩnh Thạch	1982	1.000			cát	dốc	
103		"	Vĩnh Quang	1945	300	5-15	0.3	cát	thoải	
104		"	Vĩnh Kim	1960	1.500	150-200	4.8-6.4	đá gốc	dốc	
105		Gio Linh	Trung Giang	1960		20-30	0.9	cát	thoải	
106		"	Gio Hải	1968	5.000	95-250	4.1-10.8	cát	thoải	
107		Triệu Phong	Triệu Lăng	1963	300	90-100	3.2-3.5	cát	thoải	
108			Triệu An		80			cát	thoải	
109		Hải Lăng	Hải Khê	1958	2.500	50-100	1.5-3.0	cát	thoải	
110	Thừa Thiên Huế	Phong Điền	Phong Hà	1954	4.500	50-100	1.3-2.7	cát	thoải	
111		"	Điền Hòa	1969	1.500	15-25	0.6-1.1	cát		
112		Quảng Điền	Quảng Ngạn	1978		25-60	1.9-4.6	cát	dốc	
113		"	Quảng Công	1980	6.500	20-45	1.8-4.0	cát	thoải	Kè
114		Hương Trà	Hải Dương	1953		100-1.000	2.6-26.0	cát	thoải	
115		Phú Vang	Thuận An	1955	4.000	150	4.1	cát	thoải	
116		"	Phú Hải	1960		80-100	2.5-3.2	cát	dốc	
117	Đà Nẵng	Điện Bàn	Điện Dương	1967	2.000	1500-2000	63-84	Cát	Thoải	Trồng cây
118		"	TX Hội An	1972	3.000	15-1200	1-63	Cát	Thoải	Trồng cây
119		Duy Xuyên	Duy Hải	1988	8.000	10-30	3-10	Cát		Trồng cây
120		Thăng Bình	Bình Dương	1972	3.000	12-60	1-6	Cát	Dốc	Trồng cây, đê
121		"	Bình Vinh	1970		80-100	4-5	Cát	Rất thoải	Đắp đê
122		"	Bình Hải	1957		35-90	1-3			
123		TX Tam Kỳ	Tam Thanh	1940	4dx800	450	8	Cát	Rất thoải	
124		"	Tam Phúc	1940	500	200	4	Cát	Rất thoải	
125		"	Tam Kỳ	1940	250	250	4	Cát	Dốc thoải	Trồng cây
126		Núi Thành	Tam Tiến	1960	700	200-700	6-23	Cát	Thoải	Trồng cây, đê
127		"	Tam Hoà	1946		3200-3800	71-84	Cát	Thoải	Trồng cây, đê
128		"	Tam Hải	1986	900	400	80	Cát+đón		Trồng cây
129	Quảng Ngãi	Bình Sơn	Bình Hải	1944	4.000	3-10		Cát	Dốc	
130		"	Bình Vinh	1960		40-100	1-3	Cát		Đê+kè đá
131		"	Bình Yên	1970		50-200	2-10	Cát	Thoải	Đê+kè đá+trồng cây
132		Sơn Tịnh	Tịnh Kỳ	1965	400	200	8	Cát		Xoi cửa sông
133		"	Tịnh Khê	1965	400	100	4	Cát		Trồng cây xoi cửa sông
134	"	Tư Nghĩa	Nghĩa An	1968	2.000+1.500	100 50-100	4 2-4	Cát Cát	 Thoải	Trồng cây
135		Mộ Đức	Đức Lợi	1945	500	40-95	1-2	Cát		

136		"	Đức Phong	1960	4x100	20	1	Cát	Thoải	Xói 4 đoạn
137		Đức Phổ	Phổ An	1962	2.600	200-350	7-12	Cát	Rất thoải	Trồng cây
138			Phổ Thạch	1962	2.900	1.000	34	Cát	Thoải	
139	Bình Định	Hoài Nhơn	Tam Quan Bắc	1984	600			Cát	Rất thoải	
140		"	Hoài Hưng	1968	6.000	70-80	3	Cát	Thoải	
141		"	Hoài Mỹ	1945	200	5-10		Đágốc+cát	Thoải	
142		Phù Mỹ	Mỹ An	1984	1.300	1-2		Cát	Dốc	
143		"	Mỹ Thọ	1970	1.570	650-920	31-44	Cát+cuội+sỏi	Thoải,dốc	Kè đá, trồng cây
144		Phù Cát	Cát Minh	1940				Cát bùn	Thoải	Trồng cây, đê
145		"	Cát Khánh	1989		3-12	1-4	Cát		Trồng cây
146		Tuy Phước	Phước Hoà	1980	2.200	10	1	Đất thịt+cát		
147		Quy Nhơn	Nhơn Bình	1965	1.000	3-20	0.5	Cát		Trồng cây, kè đá, đóng cọc
148		"	Nhơn Lý	1970		800	30	Cát		
149		"	Nhơn Hội	1930-1960				Cát		Trồng cây, đê kè
150		"	Nhơn Châu	1975		3-5	0.3	Cát		
151	Phú Yên	Sông Cầu	Xuân Hải	1980	1.000	15	1	Cát	Thoải	Kè đá
152		"	Xuân Bình	1980	1.000	20	2			
153		"	Xuân Hoà	1985	700	10	1			Đê, kè đá,đóng cọc
154		"	Xuân Cảnh	1980	3.000	30	3			
155		"	Xuân Thịnh	1980	2.500	30	3			
156		"	Xuân Phương	1980	300	30	3			
157		"	Xuân Thọ I	1980	5.500	15	1			
158		"	Xuân Thọ I	1980	700	15	1			
159		Tuy An	An Ninh Tây	1950	2.000	40-1.200	10-29	Cát	Thoải	Đê, kè, cọc
160		"	An Phú	1970	1.200	40	2			
161		"	An Ninh Đông	1988	200			Cát	Thoải	Kè đá
162		"	An Hải	1950	2.000			Cát	Thoải	
163		"	An Hoà	1990	100	3-8	2-4	Cát	Thoải	
164		"	An Chấn	1989	40	3-6	1-2	Cát	Thoải	Trồng cây
165		TX Tuy Hoà	Bình Ngọc	1950						
166		"	Phường 6	1978	1.000	20-100	2-8			
167		Tuy Hoà	Phú Lâm	1970	4.200	160-200	7-9	Cát		
168		"	Hòa Hiệp Trung		100			Cát		
169		"	Hòa Hiệp Nam	1945	7-15	0.15-0.33				
170		"	Hòa Tân	1985		1-5	0.5	Cát		
171	Khánh Hoà	Vạn Ninh	Vạn Thắng	1940	4.000	50	1			
172		"	TT Vạn Giã	1940	1.000	100	2	Cát	Thoải	

173		"	Vạn Lương	1976	56	30-50	2-3	Cát		Kè, đóng cọc
174		Ninh Hoà	Ninh Thuỷ	1960	2.000	2-5	0.5	Cát	Thoải	
175		Nha Trang	Vĩnh Lương	1985	200	6-10	1-2	Cát		
176		"	Vĩnh Thọ	1960	500	10-50	1-2	Cát		
177		"	Xương Huân	1960	1.000	10-50	1-2	Cát		
178		Cam Ranh	Cam Hoà	1988	2.000	200	50			
179		"	Cam Hải Đông	1988	700	100-200	25-50			
180		"	Cam Hải Tây	1988	300	100-200	25-50			
181		"	TT. Ba Ngòi	1982	4.000	100-200	10-20	Cát, bùn	Thoải	Kè đá, cọc
182		"	Cam Thành Bắc	1988	500	150	38			
183		"	Cam Thịnh Đông	1988	1.000	100	4			
184	Ninh Thuận	Ninh Hải	Nhơn Hải	1985	4.000	100	14			
185		"	Tri Hải	1964	1.200	500-700	19-26		Thoải	Trồng cây
186		"	Khánh Hải	1985	1.000	20	3			
185		Phan Rang	Đông Hải	1960	1.000	100-250	3-8			
188		Ninh Phước	Phước Dinh	1975	1.500	300-500	19-44	Cát	Thoải	Trồng cây
189		"	Phước Diêm	1985	1.000	100	17			
190	Bình Thuận	"	Phước Thể	1972	1.000	800	40			
191		Tuy Phong	Liên Hương	1971		100-250	5-13	Cát	Thoải	Trồng cây, kè
192		"	Chí Công	1900	4.000	50-100	1	Cát	Thoải	
193		"	TT. Phan Rí Cửa	1968	1.500	500-1.000	22-44	Cát	Thoải	
194		"	Hòa Phúc	1975	800	50-300	3-19	Cát	Thoải	Kè đá
195		TX. Phan Thiết	P. Mũi Né	1978	200	3-10	1	Cát		Trồng cây và kè đá
196		"	Hàm Tiến	1976		50-80	3-5		Thoải	Trồng cây
197		"	Phú Hải	1968	1.000	5		Cát	Thoải	
198		"	Thanh Hải	1958	1.500	300-450	9-14	Cát	Thoải	
199		"	Phú Thủy	1960	600	200-300	6-9			
200		"	Đức Thắng	1985	100	10-25	2-4	Cát	Thoải	
201		"	Lạc Đạo	1975	70	100-150	6-9	Cát	Thoải	Trồng cây
202		"	Đức Long	1960	300	400-200	3-6			
203		"	Tiến Thành	1975	2.400	38-42	2	Cát	Thoải	Trồng cây
204		Hàm Thuận Nam	Tân Thành		1.000			Cát+sỏi	Thoải dốc	Trồng cây
205		Hàm Tân	Tan Binh	1965	1.000	200-500	8-19	Cát		
206		"	Tân Hải	1983	150	30-50	3-6	Cát	Thoải	Trồng cây
207		"	TT Lagi	1968		30-80	1-3	Cat	Thoải	Trồng cây
208		"	Tân Thiện	1976		30-160	2-11	Cát	Thoải	
209		"	Tân Thắng	1983	120	30-50	3-6	Cát	Thoải	Trồng cây
210	Bà Rịa-Vũng Tàu	Xuyên Mộc	Phước Bửu	1959	2.000 + 5.000	50-200	2-6			
211		Long Đất	Phước Tỉnh	1971		40-200	2-10	Cát	Thoải	

212	TP. HCM	Duyên Hải	Cần Thạnh	1941		10-2.000	39	Cát+bùn		
213		"	Long Hoà	1970						
214	Tiền Giang	Gò Công Đông	Gia Thuận	1988	500			Bùn	Thoải	Trồng cây
215		"	Vàm Láng	1960		10-250	8			
216		"	Kiểng Phước	1960	2.000	100	3			
217		"	Tân Điều	1912	8.000	1.500-1.900	19-24			Đê, kè, đóng cọc
218		"	Tân Thành	1968	6.500	200-1.300	8-54	Cát, cuội, sỏi	Thoải	Đê, kè, đóng cọc
219	Bến Tre	Bình Đại	Thừa Đức	1965	2.500	250	10			
220		"	Thới Thuận	1965	3.500	150	6			
221		Thạnh Phú	Thạnh Phong	1983	800	100-300	11-33	Bùn	Rất thoải	Trồng cây
222		"	Thạnh Hải	1983	3.000	150-800	17-69	Bùn+cát	Thoải	Trồng cây
223		Ba Tri	An Thủy	1980	400	15	1			
224	Trà Vinh	Cầu Ngang	Mỹ Long	1973	2.000	100-500	5-26	Cát	Thoải	Trồng cây
225		Duyên Hải	Hiệp Thạch	1982	700	500-1.000	5-100			
226		"	Trường Long Hoà	1982	350	500-1.000	5-100			
227		"	Đông Hải	1956	6.000	1.500-3.000	5-100			
228	Sóc Trăng	Long Phú	An Thạch IV	1970	3.000	250-500	11-23		Thoải	Trồng cây
229		Vĩnh Châu	TT. Vĩnh Châu	1992	200	20	20	Cát, đất thịt	Thoải	
230	Minh Hải	Gia Rai	Long Điền Tây	1976	9.000	50	3			
231		"	TT. Gành Hào	1976	3.000	100	6	Đất thịt	Thoải	Đê, trồng cây
232		Đầm Dơi	Tân Thuận	1945	4.600	920	20	Sét	Thoải	Trồng cây
233		"	Tân Tiến	1950	6.000	10-15				
234		"	Nguyễn Huân	1990	14.000	60-100	30-50	Bùn, sét	Thoải	Trồng cây
235		Ngọc Hiển	Tân An	1954	14.000	100-500	3-13	Bùn	Thoải	Trồng cây
236		"	Viên An Đông	1963		25-50	1-2	Sét	Thoải	Trồng cây
237		Trần Văn Thời	Khánh Bình Tây	1968	2.500	350	15-21			
238		U Minh	Khánh Tiến	1988	1.000	30	10			
239		"	Khánh Lâm	1988	5.000	50	17			
240	Kiên Giang	Hòn Đất	Sơn Kiên	1975				Cát+bùn	Thoải	
241		Hà Tiên	Bình An	1968	200	10-50	2	Cát	Thoải	Trồng cây, đê
242		"	Dương Hoà	1970	400	30	1			
243		"	Thuận Yên	1970	300	20-30	1			
244		"	Mỹ Đức		3.000			Cát+bùn	Thoải	Trồng cây

III

Ô NHIỄM BIỂN DO SÔNG TẢI RA

I. MỞ ĐẦU

Có ý kiến cho rằng 70% lượng ô nhiễm biển có nguồn gốc từ đất liền. Đối với nước ta, một nước đang ở giai đoạn đầu của thời kỳ công nghiệp hóa , còn khá ít các cơ sở công nghiệp, các khu tập trung dân cư trực tiếp thải đổ ra biển. Còn lại, hầu hết nước thải được đổ vào sông rồi từ sông ra biển. Mặt khác, cũng cần đánh giá tổng lượng, hàm lượng, vùng có thể bị ô nhiễm và một số hệ quả sinh thái của các chất ô nhiễm theo các dòng sông ra biển để có thể lưu ý ngay từ giai đoạn đầu này và có số liệu để so sánh về sau.

Những nội dung chủ yếu của vấn đề ô nhiễm biển do sông tải ra

- Lượng chất bẩn mà các sông chính tải vào vùng cửa sông ven biển Việt Nam.
- Ảnh hưởng của chất bẩn do các sông đó tải ra tới chất lượng nước và hệ sinh thái cửa sông.
- Nguồn gây ô nhiễm làm cơ sở cho những kiến nghị hành chính, kỹ thuật nhằm hạn chế ô nhiễm, đảm bảo sự trong sạch của môi trường cửa sông ven biển.

Vào những năm 1991-1995 người ta đã đặt vấn đề nghiên cứu ô nhiễm biển do sông tải ra trên thế giới, trong các nỗ lực nhằm đánh giá tương tác biển lục địa và vì vậy nhiều vấn đề về phương pháp luận đã được giải quyết.

II. PHƯƠNG PHÁP NGHIÊN CỨU

1. Thừa kế

Các kết quả đã có từ trước ở thế giới và trong nước như:

- Các tiêu chuẩn chất lượng môi trường nước cửa sông ven biển Việt nam, các nước ASEAN, Liên Xô, Hà Lan.
- Các quy phạm hướng dẫn phương pháp lấy, bảo quản và phân tích mẫu nước, trầm tích, sinh vật, khí tượng thủy văn, phương pháp xác định dòng thô,

phương pháp viễn thám, GIS, ...

- Các thông tin về điều kiện tự nhiên, kinh tế xã hội trong lưu vực các hệ thống sông chính liên quan đến khả năng ô nhiễm do sông tải ra.

2. Khảo sát mới

Để lấy mẫu và xác định chất lượng nước, trầm tích (chủ yếu là chất lượng nước) bằng các phương pháp phân tích hóa học [1], từ cửa sông ra biển của các sông Hồng, Thái Bình, Hàn, Thu Bồn, Sông Tiền và dòng chảy liên tục ở mặt cắt sông-biển theo các quy phạm hiện có để tính tổng lượng dòng thô.

3. Viễn thám

Để xác định miền nước đục do sông đổ ra biển lúc chụp

4. Mô phỏng toán học

Để xác định ranh giới nước sông đổ ra biển đồng thời là ranh giới gần đúng của ảnh hưởng nước sông ở biển.

Sử dụng phương pháp ngẫu hành để mô phỏng độ đục vùng biển cửa sông. Đây là phương pháp mới, lần đầu tiên được sử dụng và phát triển ở Việt nam. Do vậy, nó được trình bày tóm tắt lại ở đây:

a. Cơ sở của phương pháp ngẫu hành [9]

Theo mô hình ngẫu hành, khối lượng chất bẩn từ sông đổ vào biển được biểu diễn như tập hợp N hạt chất lỏng riêng biệt. Mỗi hạt lỏng chuyển động theo 3 chiều không gian với phương trình chuyển động của tâm quán tính của hạt thứ i có dạng:

$$\frac{d\vec{R}_i}{dt} = \vec{U}_i + \vec{u}_i \qquad (1)$$

trong đó $\vec{R}_i$ là vectơ bán kính của vị trí hạt lỏng thứ i tại thời điểm t, $\vec{U}_i$ là vectơ vận tốc trung bình và $\vec{u}_i$ là vectơ chuyển động rối. Biết hai vectơ vận tốc đó có thể biết vị trí của hàm lỏng i tại thời điểm bất kỳ.

Số lượng hạt rơi vào một thể tích hình học nào đó sẽ là hàm lượng của chất bẩn tại đó. Lấy trung bình hàm lượng nhận được theo chiều sâu ta sẽ có phân bố nồng độ chất bẩn theo chiều ngang.

Để giải phương trình (1) cần tính $\vec{U}_i$ và $\vec{u}_i$. Vận tốc thăng giáng $\vec{u}_i$ là một đại lượng ngẫu nhiên. Do vận tốc này mà sau thời đoạn Δt hạt chất lỏng sẽ dịch đi được một độ dài $\Delta X_i(x_i, y_i, z_i)$. Đoạn dịch này được xác định một cách ngẫu nhiên

theo phân bố thống kê xác định. Như vậy hiệu ứng rối ở đây được mô phỏng như là xác suất để hạt lỏng có thể dịch được một đoạn ΔX_i sau bước thời gian ΔT.

Để đơn giản, ta sẽ xét trường hợp một chiều, bỏ qua thành phần đối lưu trong phương trình tải khuếch tán rối:

$$C_t = DC_{xx} \tag{2}$$

Nếu tại thời điểm ban đầu ta cho phân bố nồng độ có dạng hàm Đirắc, tức là cho nồng độ tạp chất tập trung quanh một lân cận đủ nhỏ $C(x, 0)=M\delta(x)$ thì phương trình (2) có nghiệm dạng:

$$C(x,t) = M(4\pi Dt)^{-1/2} \exp[-x^2/(4Dt)]$$

Đặt $\sigma^2 = 2Dt$, sau đó thay vào phương trình trên ta được nồng độ có dạng phân bố chuẩn có kỳ vọng toán bằng 0 và phương sai bằng σ.

Từ định lý giới hạn trung tâm trong lý thuát xác suất ta biết phân bố chuẩn Gauss là giới hạn của phân bố nhị thức đối xứng, mà phân bố này có thể biểu diễn chuyển động ngẫu nhiên của các phần tử, sao cho các phần tử đó có thể dịch sang phía phải, hoặc phía trái một đoạn Δx như nhau, sau bước thời gian ΔT như nhau, với xác suất p.

Như vậy, sau n bước thời gian, khoảng cách tới vị trí ban đầu của phần tử thứ i sẽ là: $\Delta X = \pm\Delta x \pm \Delta x \pm \ldots \pm \Delta x$ (n lần).

$$x = \Delta x\,(2p-n) \tag{3}$$

trong đó $$p = {}^{n}C_{i}(0,5)^{n} \tag{4}$$

Phương sai sẽ là:

$$\sigma^2 = n\Delta x^2 \text{ hay } \Delta x = \pm\,(2D\Delta t)^{1/2} \tag{5}$$

Dấu biểu thức (5) được xác định một cách ngẫu nhiên. Từ (5) ta xác định được u_i. Phương trình (1) sẽ được giải với các điều kiện sau:

Trên biên lỏng: thường giả thiết rằng nếu tại một thời điểm nào đó hạt chất lỏng được xét rơi vào lân cận đủ nhỏ của biên lỏng thì từ thời điểm sau đó nó được coi như ra ngoài vùng xem xét, nếu như sau bước thời gian Δt hạt đó không quay trở lại vùng tính.

Trên biên cứng và đáy: ảnh hưởng của bờ và đáy được xét đến bằng cách coi hạt chất lỏng có thể thấm qua hoặc mắc cạn tại đó. Dạng cụ thể của biểu thức tương ứng phụ thuộc vào đặc trưng cơ lý hóa của bờ, đáy và của bản thân chất bẩn.

Thời gian sống: nếu chất bẩn ta xét có thời gian tồn tại hữu hạn thì khối lượng chất đó sẽ bị giảm đi so với lượng thải vào nước biển và lượng giảm đi đó được

thực hiện bằng cách đơn giản là loại những phần tử đã quá thời gian tồn tại ra khỏi danh sách các hạt chất lỏng mà ta theo dõi.

Về cách tính dòng trung bình $\vec{U}_i$: trong khuôn khổ nghiên cứu này, dòng do sóng chưa được tính đến. Dòng triều, dòng gió có chú ý đến dòng sông trong miền 2 chiều có thể tính theo mô hình số trị nước nông phi tuyến hai chiều (trung bình hóa theo chiều sâu), đã được xây dựng và phát triển trước đây ở Phân Viện Cơ học Biển, Viện Cơ học.

Để hiệu chỉnh và kiểm nghiệm ở đây đã sử dụng ảnh viễn thám được cung cấp trong [8]; chủ yếu là ranh giới vùng nước trong, nước đục và nhân nước đục để so sánh; các tham số hiệu chỉnh là lưu lượng sông, tốc độ gió và thời gian sống của tạp chất. Các tham số khác lấy vào thời kỳ có ảnh viễn thám. Đã sử dụng kết quả phân cấp độ đục bằng phương pháp viễn thám để hiệu chỉnh và kiểm nghiệm cho 6 vùng cửa sông: Hồng, Thái Bình, Thu Bồn, Sài Gòn-Đồng Nai và Cửu Long.

5. Phân tích tác động sinh thái

Sử dụng phương pháp phân tích truyền thống để sơ bộ đánh giá quan hệ giữa sinh vật lượng, thành phần loài phù du và động vật đáy với một số thông số môi trường và tác động sinh thái có thể được sơ bộ đánh giá thông qua các kết quả xác định năng suất sinh học sơ cấp của vùng nước.

Phương pháp không truyền thống được sử dụng là phương pháp giải bài toán hồi quy tuyến tính nhiều biến, đưa ra mối liên hệ giữa sinh vật lượng với các thông số môi trường. Riêng đối với động vật đáy còn sử dụng hệ số đa dạng Shamon-Wiwner, hệ số trội Simson.

6. Tổng dòng thô (gross flux)

Dựa vào phương pháp nêu trong "Report Sudies N.032. Land/Sea Boundary Flux of Contaminant Contribution from River"

Tổng lượng dòng thô được tính theo công thức:

$$R_x = \sum_{i=1}^{n} Q_i C_i / \sum_{i=1}^{n} Q_i \qquad (6)$$

Trong đó:

R_x: Tổng lượng dòng thô của chất x trong thời gian khảo sát

Q_i: Lưu lượng nước đo trong thời gian i

C_i: Hàm lượng của chất lấy trong thời gian i

Q_T: Tổng lưu lượng nước sông đổ ra biển từ thời điểm bắt đầu lấy mẫu đến thời điểm kết thúc.

Phương pháp đánh giá này đạt độ chính xác càng cao khi thời gian khảo sát đo lưu lượng và lấy mẫu càng lớn. Trong đó mặt cắt lấy mẫu là mặt cắt quanh năm, nước chỉ chảy một chiều ra biển và gần biển nhất. Các trị số dòng thô năm được ngoại suy từ kết quả đo đạc và phân tích. Còn phân bố mặt rộng chất ô nhiễm được thực hiện bằng phương pháp truyền thống.

Cần lưu ý rằng trong các phương pháp trên, phương pháp mô phỏng toán học là mới đối với thế giới trong nghiên cứu ô nhiễm từ sông ra biển.

III. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

1. Khảo sát thực địa, tiêu chuẩn

Đã thực hiện được 10 đợt khảo sát cho các vùng cửa của hệ thống sông Thái Bình (mùa kiệt 1994), hệ thống Sông Hồng (mùa kiệt 1993, mùa lũ 1994, sơ bộ xác định nguồn bẩn 1995), Sông Hàn (mùa kiệt 1992, mùa lũ 1993), sông Thu Bồn (mùa kiệt 1994), hệ thống sông Sài Gòn-Đồng Nai (mùa kiệt 1995), Sông Tiền (Cửa Tiểu, Cửa Đại, Cửa Hàm Luông) vào 2 mùa kiệt, lũ 1993), với các máy đo khá hiện đại, lực lượng đông đảo (45 người) và phương pháp khá đồng nhất: đo hướng, tốc độ dòng chảy, gió, nhiệt độ, đặc biệt là vận tốc ở mặt cắt quanh năm dòng chảy một hướng ra biển và gần biển nhất, các yếu tố thủy văn thông thường (T, S, pH, DO, SS, TY), thủy hóa (kim loại nặng: Cu, Pb, Zn, Hg, Ni, As, Co, Cd, chất dinh dưỡng: PO_4^{-3} NO_2, NO_3^-, NH_4^+, SiO_2, dầu và Chlorine hữu cơ, địa hóa (các yếu tố kim loại nặng nói trên trong trầm tích), sinh vật phù du và động vật đáy. Ngoài các thông số trên, tuỳ nơi, còn có thêm Fe, Mn, tổng P, tổng N. Các chuỗi số liệu trên được thu thập lần đầu tiên ở nước ta và tạm đủ để làm cơ sở số liệu thực hiện các mục tiêu đề ra.

Dựa vào tiêu chuẩn Việt Nam, ASEAN và các nước khác trên cơ sở các kết quả khảo sát chất lượng nước một số cửa sông lớn ở Việt Nam đã đề xuất tiêu chuẩn chất lượng nước biển ven bờ sau:

Bảng 71. Tiêu chuẩn đánh giá chất lượng nước biển ven bờ

Yếu tố	Đơn vị	Đề tài KT.03.07			Tiêu chuẩn Việt Nam 1995		
		Bãi tắm	NTTS	Nơi khác	Bãi tắm	NTTS	Nơi khác
pH	mg/l	6.5÷8.5	6.5÷8.5	6.5÷8.5	6.5÷8.5	6.5÷8.5	6.5÷8.5
DO	-	>4	>5	>4	>4	>5	>4
BOD	-	<20	<10	<20	<20	<10	<20
SS	-	<20	<50	<200	<25	<50	<200
COD	-	<40	<30	<40			
Mùi		không mùi	không mùi	không mùi	không khó chịu		
NO_3	-	0,5	0,5	3			
NO_2^-	-	0,01	0,02	0,02			
NH_4^+	-	0,1	0,5	0,5	0,1	0,5	0,5
PO_4^-	-	0,1	0,1	0,65			
SiO_2	-	3	3	3			
Dầu mỡ	-	0,03	0,03	0,05	không	không	0,3
As	-	0,05	0,01	0,05	0,05	0,01	0,05
Cd	-	0,005	0,005	0,01	0,005	0,005	0,01
Pb	-	0,1	0,05	0,1	0,1	0,05	0,1
Cu	-	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02
Zn	-	0,1	0,01	0,1	0,1	0,01	0,1
Hg	-	0,005	0,005	0,01	0,005	0,005	0,01
Ni	-	0,01	0,002	0,01			
Co	-	0,0005	0,0005	0,0005			
Mn	-	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Fe	-	0,1	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3

2. Mô phỏng toán học

Bằng phương pháp ngẫu hành đã mô phỏng toán học miền nước đục do sông chảy vào biển, bao gồm ranh giới đục, trong và vùng có độ đục lớn nhất được hiệu chỉnh và kiểm nghiệm bằng ảnh viễn thám cho các vùng cửa Sông Hồng, Thái Bình, Hàn, Thu Bồn, Sài Gòn-Đồng Nai và sông Cửu Long vào các mùa kiệt, lũ.

Các hình 138, 139, 140 trình bày kết quả kiểm nghiệm cho cửa sông Hồng, Thái Bình, Hàn và Cửa Tiểu-Cửa Đại, qua đó có thể thấy kết quả khá tốt. Sau đó, mô hình này đã được sử dụng để tính toán vùng ảnh hưởng theo chế độ gió.

3. Hàm lượng, tổng lượng, vùng ảnh hưởng và tác động sinh thái

Trong số 9 hệ thống sông chính ở Việt Nam, 8 hệ thống đổ ra biển Việt Nam và đã chọn 6 trong số đó là các hệ thống Sông Hồng, Thái Bình, Hàn, Thu Bồn, Sài Gòn-Đồng Nai và sông Cửu Long để nghiên cứu.

3.1. Kết quả điều tra, nghiên cứu ô nhiễm biển do hệ thống Sông Hồng tải ra

- Kết quả khảo sát: Đã thu được một khối lượng các mẫu: 186 mẫu kim loại nặng (KLN) trong nước, 214 chất dinh dưỡng, 28-KLN trong trầm tích, 30-dầu, 28-hữu cơ clorine, 62-sinh vật nổi, 20-sinh vật đáy, chuỗi số liệu lưu lượng 2 tháng (7 và 8) tại mặt cắt Phú Hào, chuỗi đo liên tục dòng chảy 2 ngày đêm và dòng chảy tức thời tại các trạm mặt rộng.
- Kết quả phân tích, xử lý số liệu và nghiên cứu chuyên đề

Tổng lượng dòng thô

Bảng 72. Tổng lượng dòng thô các chất ô nhiễm do sông Hồng đổ ra biển (tấn)

Yếu tố	Cu	Pb	Cd	Zn	Co	Ni	As	Hg	PO_4^{3-}	NO_3^-	NH_4^+	DDT
Cả năm	2816,7	730,5	117,8	2014,6	253,7	142,0	447,7	11,6	14860,2	24601,9	352,0	400

Đã lên sơ đồ phân bố từng chất từ sông ra biển. Hàm lượng trung bình được trình bày trong bảng 73.

Bảng 73. Hàm lượng trung bình các chất ô nhiễm từng khu vực trong hai mùa lũ và kiệt, HTS Hồng (10^{-3} mg/l)

Yếu tố		Cu	Zn	Cd	Ni	Co	Pb	Hg	As	PO_4^{3-}	NO_3
Mùa kiệt	Trong sông	36,7	35,6	2,8	2,3	5,6	17,0	0,075	9,4	0,12	0,307
	Cửa sông	37,2	47,6	3,3	2,7	8,2	8,1	0,504	21,3	0,07	0,144
	Ngoài biển	5,7	22,8	2,9	2,6	7,1	5,5	0,02	20,4	0,03	0,090
Mùa lũ	Trong sông	63,0	75,0	4,6	3,4	9,6	10,7	0,24	12,7	0,448	0,728
	Cửa sông	43,0	55,0	4,2	4,0	9,6	12,5	0,32	7,7	0,224	0,121
	Ngoài biển	19,2	53,3	4,1	2,3	8,7	8,1	0,25	6,5	0,077	0,085

- Nói chung, vùng cửa hệ thống Sông Hồng còn sạch đối với các yếu tố đã nghiên cứu trừ đồng, kẽm vượt quá mức cho phép trong nuôi trồng thủy sản và dầu mỡ (80% số mẫu có hàm lượng vượt quá mức cho nước tắm và nuôi trồng thủy sản).

- Đã đưa ra các sơ đồ vùng ảnh hưởng của nước hệ thống Sông Hồng tại vùng biển ven bờ:
  + Vùng ảnh hưởng nhỏ trước cửa sông: Trường hợp này xảy ra đối với gió E nhỏ, NW nhỏ.
  + Vùng ảnh hưởng có xu thế lan về phía bắc cửa sông: Trường hợp này xảy ra đối với gió SE và SW. Thêm vào đó gió SE càng mạnh thì vùng ảnh hưởng càng lan theo dọc bờ về phía bắc, còn gió SW càng mạnh thì vùng ảnh hưởng càng lan rộng về phía bắc và cả theo hướng đông.

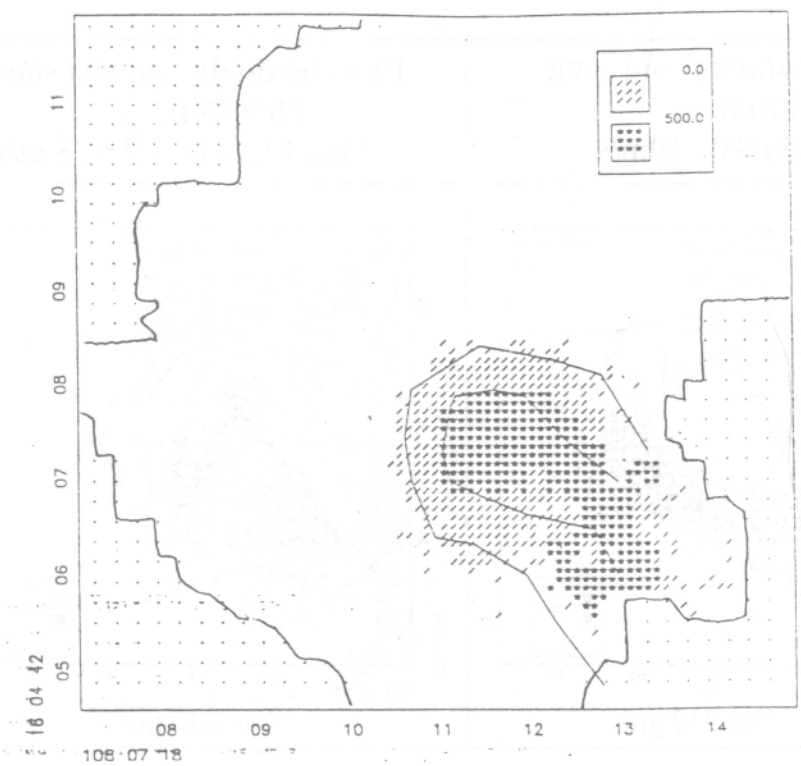
Kết quả tính với gió SW 15m/s cho thấy miền đục gần như là một hình bình hành với cạnh thứ nhất xuất phát từ (106°37, 20°14), gần cửa sông Ba Lạt, sau đó gần như chạy theo hướng NE-SW tới (106°60, 20°23) rồi từ đó quặt lên theo hướng S-N tới quá điểm (106°60, 20°39), đỉnh đối diện của cửa sông Ba Lạt và tiếp tục quặt lên theo hướng SW-NE cho tới khi gặp đường bờ ở (106°37, 20°28).

Nhân đục chủ yếu tập trung từ vùng cửa sông cho tới điểm xa cửa sông nhất là (106°50, 20°29).

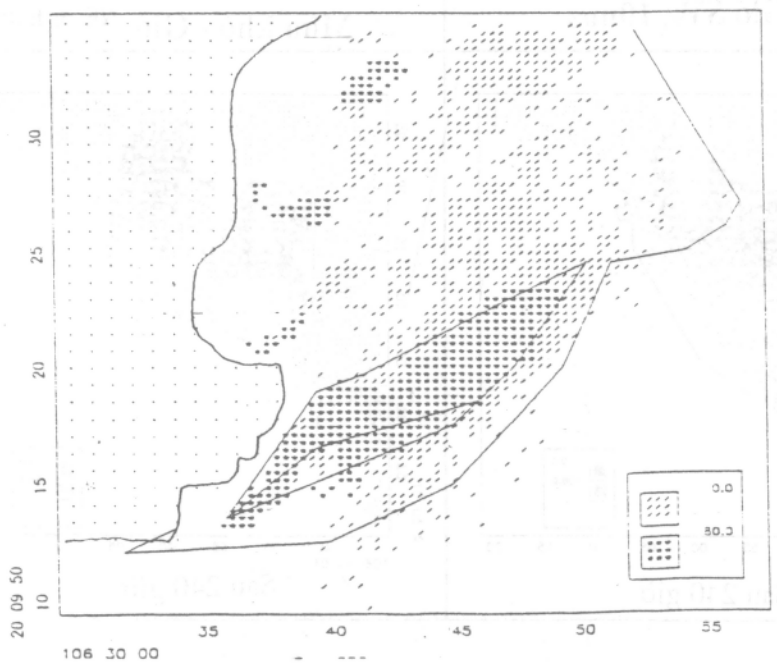
  + Vùng ảnh hưởng có xu thế lan rộng về phía nam cửa sông: Trường hợp này xảy ra đối với gió NW và gió NE. Ngoài ra nếu gió NE càng lớn thì vùng ảnh hưởng càng lan về phía nam và cả theo dọc bờ phía tây ngay sát dưới cửa sông.

    Với gió mùa rất mạnh NE 20 m/s, kết quả cho thấy miền đục có xu thế lan rộng về phía nam với ranh giới đục trong là một đường xuất phát từ điểm (106°46, 20°40) rồi sau đó gần như kéo thẳng theo hướng N-S tới 106°45, 19°57) và từ đó tiếp tục đến (106°35, 19°50), phình ra ở đó, sau đó tiếp tục quặt theo hướng SE-NW đi vào gần bờ hơn tới (106°26, 20°02) và cuối cùng từ điểm đó chạy dọc theo đường bờ, theo hướng SW-NE tới (106°17, 19°56).
  + Vùng nhân đục tập trung chủ yếu dọc theo đường bờ và cũng hơi phình ra ở vùng cửa sông Ba Lạt.
- Về tác động sinh thái có thể thấy: đã có hiện tượng "nở hoa" thực vật nổi trong mùa lũ (10/1993) với số lượng lớn 10÷15 lần so với mùa kiệt. Đã tìm thấy tương quan tuyến tính âm giữa nhóm động vật nổi (như chân mái chèo Copepoda) với đồng và kẽm. Có mối tương quan tuyến tính dương giữa số lượng động vật đáy với các muối dinh dưỡng, âm với các kim loại nặng Cu, Pb, Co, Ni, Cd và với DDT, 666.

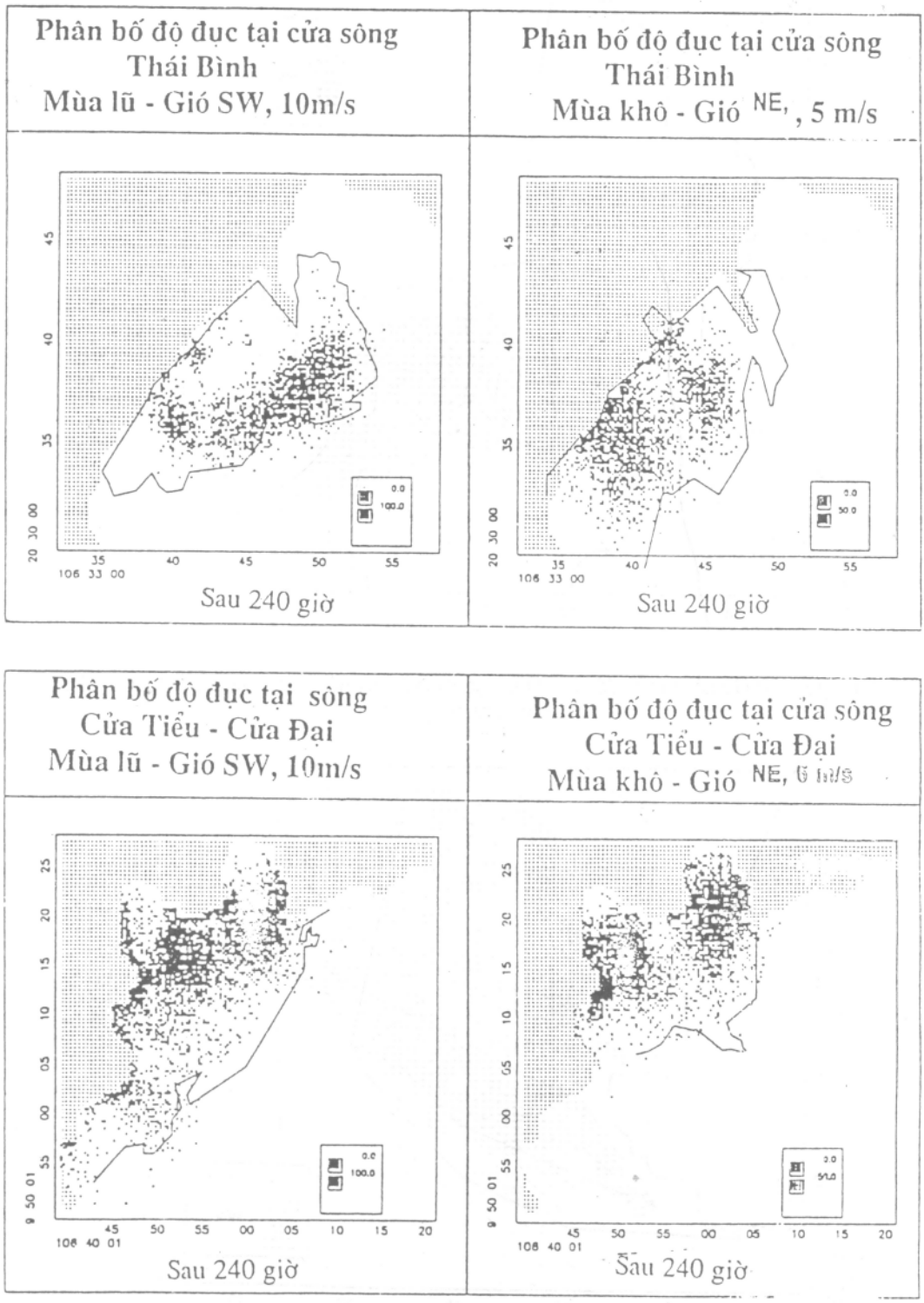
Kim loại nặng và chất dinh dưỡng trong nước Sông Hồng có nguồn gốc tự nhiên, được bổ sung đáng kể từ các khu công nghiệp: Việt Trì, Hà Nội, Nam Định và nhất là Hà Nội. Hàm lượng khá lớn của chất clorine hữu cơ từ nguồn thải là khu công nghiệp Việt Trì được pha loãng sau khi hợp lưu 3 sông: Đà, Thao, Lô thành sông Hồng rồi được bổ sung từ các nguồn thải công, nông nghiệp, đô thị 2 bên bờ, song vẫn còn sạch trừ việc dùng cho ăn uống.



Hình 138. Sơ đồ phân bố độ đục khu vực cửa Sông Hàn sau 192 giờ (Mùa lũ; Gió: 6m/s, hướng SW)



Hình 139. Sơ đồ phân bố độ đục khu vực cửa Ba Lạt sau 228 giờ (Mùa lũ: Gió: 6m/s, hướng SW



Hình 140. So sánh phân bố độ đục và ảnh viễn thám (đường liền nét là ranh giới độ đục trong ảnh viễn thám)

3.2. Kết quả điều tra, nghiên cứu ô nhiễm biển do hệ thống sông Thái Bình tải ra

- Kết quả khảo sát: đã thu được 74 mẫu kim loại nặng trong nước; 28 mẫu trầm tích; 48 mẫu chất dinh dưỡng; 26 mẫu dầu; 18 mẫu hữu cơ chlorine; 44 mẫu sinh vật nổi; 28 mẫu sinh vật đáy; 20 trạm đo tức thời dòng chảy, T, S, DO, PH, 1 chuỗi 2 ngày đêm T, S, pH, DO, độ đục tại Phú Lương; 1 chuỗi số liệu dòng chảy, T, S, pH, DO, độ đục tại Bến Bình,...
- Kết quả phân tích, xử lý số liệu và nghiên cứu chuyên đề

Tổng lượng dòng thô

Bảng 74. Tổng lượng dòng thô các chất do sông Thái Bình đổ ra biển (tấn)

Yếu tố	Cu	Pb	Cd	Zn	Co	Ni	As	Hg	NO_3^-	PO_4^{-3}
Cả năm	3974,2	154,3	163,9	3352,0	19,8	111,0	342,5	16,5	10466,3	9887,5

Hàm lượng các chất ô nhiễm:

Bảng 75. Giá trị trung bình hàm lượng các chất ô nhiễm ở từng khu vực hệ thống Sông Thái Bình, mùa kiệt (10^{-3} mg/l)

Sông		Cu	Zn	Cd	Ni	Co	Pb	Hg	As	NO_3^-	PO_4^{-3}
Sông	Trong sông	84,0	76,0	3,8	1,8	0,5	3,1	0,3	6,9	212,0	220,0
Kinh	Cửa sông	71,0	57,9	3,2	2,1	0,7	2,7	0,4	8,2	490,0	210,0
Thầy	Ngoài biển	54,6	54,7	2,0	2,0	0,3	2,3	0,4	8,1	98,4	171,0
Sông	Trong sông	81,0	63,0	3,1	1,9	0,3	3,3	0,4	7,4	221,0	211,0
Thái	Cửa sông	80,8	56,7	3,1	2,3	0,8	2,7	0,4	6,5	250,3	260,5
Bình	Ngoài biển	66,0	40,8	4,3	1,8	0,5	2,2	0,4	5,7	177,5	112,0

- Đã đưa ra các sơ đồ biến đổi hàm lượng từ sông ra biển và phân bố mặt rộng ở vùng biển cửa sông.
- Đã đưa ra các sơ đồ vùng ảnh hưởng của nước hệ thống Sông Thái Bình tại vùng biển ven bờ:
  - + Vùng ảnh hưởng nhỏ trước cửa sông: Trường hợp này xảy ra đối với gió SE, E và NW nhỏ. Thêm vào đó nếu gió SE càng lớn thì vùng ảnh hưởng càng nhỏ, gió NW càng lớn thì vùng ảnh hưởng có xu thế lan theo hướng SE.
  - + Vùng ảnh hưởng có xu thế lan rộng về phía bắc: Trường hợp này xảy ra đối với gió SW. Nếu cường độ gió càng lớn thì vùng ảnh hưởng càng lan rộng về phía bắc.

    Với gió SW 14m/s, kết quả cho thấy ranh giới đục trong là một đường xuất phát từ một điểm ở phía bắc, nằm trên đường bờ có toạ độ (106°49, 20°46), sau đó bắt đầu chạy theo hướng NW-SE tới (106°57, 20°43) và từ đó tiếp tục theo hướng N-S tới (106°57, 20°38), rồi quặt lại theo hướng NE-SW tới

(106°46, 20°33) và cuối cùng từ đó theo hướng WNW chạy vào gặp đường bờ ở (106°37, 20°36).

Nhân đục cũng tập trung chủ yếu ở vùng cửa sông và dọc đường bờ.

+ Vùng ảnh hưởng có xu thế lan về phía nam: Trường hợp này xảy ra đối với gió NE. Nếu gió NE càng lớn thì vùng ảnh hưởng càng lan về phía nam theo dọc bờ.

Tính với gió NE 14m/s cho thấy ranh giới đục trong là một đường bắt đầu ở một mỏm đất phía bắc có toạ độ (106°49, 20°41), rồi từ đó chạy theo hướng NW-SE tới (106°53, 20°37) sau đó tiếp tục gần như thẳng xuống phía nam tới (106°53, 20°32) rồi quặt lại song song với đường bờ theo hướng NE-SW đến điểm (106°41, 20°27), cuối cùng quặt trở về theo hướng bắc cho tới khi gặp đường bờ, ở gần cửa sông, tại (106°39, 20°37).

Nhân đục nằm ở các vị trí ngay sát cửa sông và ngoài khơi có tâm là (106°44, 20°32) và (106°49, 20°36).

- Có thể thấy nước vùng cửa hệ thống sông Thái Bình đã bị ô nhiễm bởi Cu, dầu mỡ (cho mọi mục đích sử dụng), Zn (đối với nuôi trồng thủy sản) và còn sạch đối với tất cả các yếu tố còn lại.

+ Vùng ảnh hưởng và tác động sinh thái: đã đưa ra sơ đồ các vùng có thể bị ảnh hưởng của nước hệ thống Sông Thái Bình. Sử dụng phương pháp phân tích hồi qui cho thấy sinh vật nổi có quan hệ tuyến tính dương với hàm lượng silic và âm với hàm lượng As. Riêng động vật nổi có quan hệ tuyến tính âm với DDT. Động vật đáy có quan hệ tuyến tính dương với NH_4^+, PO_4^{-3}, âm với Pb, Cd, Ni, Zn và hệ số đa dạng cũng tuyến tính âm với As, Cd.

3.3. Kết quả điều tra, nghiên cứu ô nhiễm biển do hệ thống sông Hàn tải ra

- Kết quả khảo sát: đã thu được 67 mẫu DO; 37-pH; 122-S‰; 24-As; 34-Co, Ni, Hg, Cd; 74-Fe, Zn, Cu, Pb; 71-chất dinh dưỡng; 20-dầu mỡ; 49-năng suất sinh học; 54-BOD; 41-clorophyll; 10-sinh vật; 2 chuỗi số liệu dòng chảy, mực nước một ngày đêm, ...
- Kết quả phân tích, xử lý số liệu và nghiên cứu chuyên đề:

Tổng dòng thô:

Bảng 76. Tổng lượng dòng thô các chất do sông Hàn đổ ra trong 24 giờ (kg)

Yếu tố	TSS	COD	N	P	SiO_3-Si	Fe	Mn	Cu	Pb	As	Zn
Tổng lượng (mùa lũ)	2073582	54889	56103	2606	254071	33596	1482	159	98	90	897
Tổng lượng (mùa kiệt)	323046	15945	15213	671	14606		500	148	33	13	67

và giá trị trung bình cùng tổng lượng cả năm:

Bảng 77. Hàm lượng trung bình (µg/l) và tổng lượng cả năm của sông Hàn (tấn)

Yếu tố	TSS	COD	NO-N	PO4-P	SO-S	N tổng số	P tổng số	Fe	Mn	Cu	Pb	As	Zn
Hàm lượng TB mùa	26300.0	910.0	434.0	8.3	2576.0	1003.0	49.50	341.0	30.2	6.5	2.0	1.4	10.1
Tổng cả năm	194136.0	3235.6	2475.0	36.3	6304.4	4136.8	26.1	1782.4	126.3	37.6	15.9	27.8	79.5

- Đã đưa ra sơ đồ biến đổi hàm lượng các chất ô nhiễm từ sông ra biển và phân bố mặt rộng ở vùng biển cửa sông.
- Có thể đánh giá hiện trạng chất lượng môi trường nước như sau:

  Một cách tổng quát có thể nói là chất lượng của môi trường nước trong vịnh Đà Nẵng còn tương đối tốt. Hàm lượng trung bình vào thời gian khảo sát của các yếu tố trong các khu vực sông và khu vực biển ven bờ được so sánh với tiêu chuẩn Việt Nam cho thấy hàm lượng trung bình của các yếu tố ôxy hòa tan, chất lơ lửng, BOD, COD, phosphate, Cu, Pb và As đều nằm dưới giới hạn cho phép. Hàm lượng nitrate lớn gấp khoảng 4.4 lần, Fe và Zn cao hơn giá trị cho phép lần lượt là 3,1 và 1,4 lần.
- Đã đưa ra vùng ảnh hưởng của ô nhiễm từ sông ra biển:
  + Vùng nhỏ ngay trước cửa sông: Trường hợp này xảy ra đối với gió SW, NW và NE nhỏ. Thêm vào đó gió NW và gió SW càng mạnh thì vùng ảnh hưởng càng nhỏ.
  + Vùng ảnh hưởng chiếm toàn bộ bờ phía nam của vịnh: Trường hợp này xảy ra đối với gió NE (10m/s). Vùng này có ranh giới đục trong là 1 đường xuất phát từ mỏm đất phía đông có toạ độ (108°13'20'', 16°07'10'') sau đó gần như theo hướng E-W chạy thẳng cho tới khi gặp đường bờ phía tây của vịnh ở điểm (108°07'18'', 16°07'40'').
  + Vùng có độ đục cao hơn cả hầu như tập trung dọc theo đường bờ của vịnh bắt đầu từ cửa sông cho tới điểm (108°09'00'', 16°05'50'').
  + Miền ảnh hưởng như là một dải cắt vịnh theo hướng SE-NW từ cửa sông cho tới tận đường bờ phía bên kia của vịnh, với các đường biên đục trong là hai đường gần như là thẳng và là các cạnh của dải đục. Đường thứ nhất xuất phát từ (108°13'50'', 16°05'30'') ở gần cửa sông, chạy gần thẳng theo hướng NNW cho tới khi gặp đường bờ phía bên kia ở đỉnh trên của vịnh tại (108°10'00'', 16°11'30''). Cạnh thứ hai của dải đục, là một đường xuất phát từ (108°12'00'', 16°05'00'') sau đó cũng gần như chạy thẳng theo hướng SE-SW tới điểm (108°08'00'', 16°08'20'') nằm trên đường bờ phía tây của vịnh.

    Nhân đục nằm ngay chính giữa và dọc theo dải đục xuất phát từ cửa sông và sau đó tích tụ dọc theo bờ phía tây của vịnh.

- Đã sơ bộ đánh giá tác động sinh thái, hay nói chính xác hơn là mới đánh giá sơ bộ mối quan hệ giữa năng suất sinh học với chất lượng môi trường.

3.4. Kết quả điều tra, nghiên cứu ô nhiễm biển do sông Thu Bồn tải ra

- Kết quả điều tra khảo sát: Đã thu được: 79 mẫu DO; 26-pH; 38-S‰; 47-dinh dưỡng; 18-Fe, Zn, Cu, Pb, As; 10-Co, Ni, Cd, Hg; 4-dầu; 37-năng suất sinh học; 42-BOD; 16-Clorophyll; chuỗi số liệu đo liên tục một ngày đêm dòng chảy tại mặt cắt chính (3 tầng, 3 thủy trực) và mực nước; địa hình mặt cắt sông; ...
- Kết quả phân tích xử lý số liệu: Trong một ngày đêm khảo sát, lượng nước sông chảy qua mặt cắt là $29.7.10^6 m^3$. Lượng vật chất hòa tan và lơ lửng đi theo là 932,123 tấn; 17,306 tấn Nitrate-N; 16,762 tấn N hữu cơ hòa tan; 4,955 tấn N hữu cơ lơ lửng; 0,136 tấn phosphate-P; 0,772 tấn P hữu cơ hòa tan; 0,26 tấn P hữu cơ lơ lửng; 49,419 tấn Silicate-Si; 6,831 tấn sắt hòa tan; 6,088 tấn Fe lơ lửng; 0,618 tấn Zn hòa tan; 0,252 tấn Zn lơ lửng; 0,258 tấn Cu hòa tan; 0,021 tấn Cu lơ lửng; 0,047 tấn Pb hòa tan; 0,027 tấn Pb lơ lửng; 0,653 tấn As hòa tan và lơ lửng, các chất dễ bị ôxy hóa ở dạng hòa tan đòi hỏi 23,874 tấn O_2, dạng lơ lửng đòi hỏi 11,903 tấn O_2.
- Đã lên sơ đồ phân bố các chất từ sông ra biển và phân bố mặt rộng ở vùng biển cửa sông.
- Có thể kết luận về chất lượng nước ven bờ cửa Sông Thu Bồn như sau:
- Để đánh giá chất lượng môi trường nước biển ven bờ vào thời gian khảo sát (mùa mưa 1994) đã so sánh các chất cần quan tâm với tiêu chuẩn nước biển ven bờ của Việt Nam cho thấy: hàm lượng của các chất lơ lửng, ôxy hòa tan, BOD, COD, phosphate-P, Cu, Pb đều nằm dưới các giá trị tới hạn trong tiêu chuẩn, còn các yếu tố N, Fe, As và Zn đã vượt qua giới hạn cho phép đối với nước biển ven bờ dùng cho nuôi trồng hải sản.
- Đã đưa ra các sơ đồ vùng ảnh hưởng của nước Sông Thu Bồn như sau:
  + Vùng nhỏ ngay trước cửa sông: Trường hợp này xảy ra đối với gió S nhỏ, E nhỏ, N nhỏ. Kích cỡ tương đối mỗi chiều của miền đục chỉ khoảng 3km. Nhân đục chỉ tập trung một vùng rất nhỏ ngay trước cửa sông.
  + Vùng ảnh hưởng chiếm dọc bờ phía nam: Trường hợp này xảy ra với gió N lớn. Với gió N 10 m/s, kết quả cho thấy ranh giới đục trong là một đường gần như chạy dọc theo đường bờ, xuất phát ở vị trí (108°24', 15°53') gần cửa sông, sau đó gần như hướng lên phía bắc một đoạn ngắn tới (108°24', 15°54'40''), tiếp tục quặt trở lại theo hướng SE tới (108°28', 15°52'), rồi tiếp theo quặt vào gần bờ hơn và chạy về phía nam tới quá (108°26', 15°48'). Nhân đục nằm rải rác ở cửa sông và dọc theo đường bờ về phía nam.

+ Vùng ảnh hưởng là một dải có xu thế kéo dài sang phía đông: trường hợp này xảy ra đối với gió W và E lớn. Ngoài ra, nếu gió W càng lớn thì dải đục càng chạy xa cửa sông theo hướng Đông tới quá kinh độ 108°30', tức là có chiều dài lớn hơn 10km và có bề rộng cỡ 5km. Đối với gió E lớn thì miền ảnh hưởng lan rộng lến cả phía NW nhưng có độ đục rất nhỏ, điểm ở xa nhất tính từ cửa sông lên phía bắc cỡ 10km. Nhân đục nằm dọc theo trục chính giữa của dải từ cửa sông trở đi.

+ Miền ảnh hưởng là một dải lan thẳng theo phương S-N: trường hợp này xảy ra đối với gió S lớn. Với gió S 11m/s, kết quả cho thấy miền đục là một dải có hướng S-N với về dài cỡ 10 km tính từ cửa sông, bề rộng cỡ 3,5km. Nhân đục chỉ nằm tập trung ngay vùng cửa sông.

- Đã sơ bộ đánh giá tác động sinh thái thông qua năng suất sinh học và hàm lượng chất ô nhiễm.

Bảng 78. Tổng lượng dòng thô do Sông Thu Bồn tải ra biển hàng năm

Yếu tố	Si	N	P	Fe	Zn	Cu	Pb	DO
Tổng lượng (tấn)	10910	8613	265	2849	192	62	16	7900

3.5. Kết quả điều tra, nghiên cứu ô nhiễm biển do sông Sài Gòn-Đồng Nai tải ra

- Kết quả khảo sát: Đã thu được 39 mẫu kim loại nặng; 64-dinh dưỡng; 14 dầu; 11 clorine hữu cơ; 5-BOD; 120-DO, pH, S, độ đục; 39-sinh vật; chuỗi đo dòng chảy liên tục tại Nhà Bè và tức thời tại các trạm mặt rộng.

- Kết quả phân tích số liệu và nghiên cứu chuyên đề

- Đã xác định đượng tổng lượng dòng thô qua mặt cắt Nhà Bè (xem bảng 9).

- Đã lên các sơ đồ biến đổi hàm lượng các chất ô nhiễm từ sông ra biển và mặt rộng tại vùng biển cửa sông.

- Có thể kết luận về hiện trạng chất lượng như sau:

  + Tại mặt cắt Nhà Bè, với quá trình tự làm sạch và sa lắng chất lượng nước, sau khi hợp lưu sông Sài Gòn và sông Đồng Nai đã cải thiện rõ rệt, đạt hầu hết các tiêu chuẩn nước bề mặt và thủy sản. Riêng nồng độ dầu mỡ (do hoạt động giao thông thủy) còn khá cao.

  + Ô nhiễm biển vùng Gành Rái đến Soài Rạp do các chất hữu cơ, dinh dưỡng tương đối rõ rệt (nồng độ tổng N-0,50÷1,90mg/l, BOD-4÷5mg/l), nhưng còn ở mức độ nhẹ. Nguồn ô nhiễm một phần do sông tải ra, một phần do việc phân hủy sinh học vùng cửa sông.

Bảng 79. Tải lượng ô nhiễm qua mặt cắt Nhà Bè (1/1995)

Tác nhân	TSS	NO_3-N	PO_4-P	SiO_2	BOD	Σ Clo hữu cơ	Pb	Zn	Hg
Tải lượng (gam/giây)	659.745,00	2.525,00	326,00	79.821,00	65.160,00	1,00	3,25	2.443,00	0,81
Tải lượng (tấn/ngày)	57.001,00	218,00	28,00	6.896,00	5.629,00	0,09	0,28	211,00	0,07

+ Ô nhiễm nước do dầu mỡ khá rõ rệt từ các hoạt động giao thông thủy

+ Ô nhiễm nước do kim loại nặng chưa thể hiện rõ. Nồng độ các kim loại nặng (Cu, Pb, Hg, Cd, As, Ni, Co, Zn) còn nằm trong giới hạn cho phép đối với nguồn nước giành cho thủy sản, du lịch.

- Đã đưa ra sơ đồ vùng ảnh hưởng của nước hệ thống sông Sài Gòn-Đồng Nai đối với nước biển ven bờ:

  Kết quả tính toán (đã có hiệu chỉnh bằng cách so với ảnh viễn thám) cho thấy vùng ảnh hưởng có thể chỉ có 1 dạng sau:

  + Vùng ảnh hưởng trải theo dọc bờ và ít thay đổi đối với tất cả các mùa gió SW, NE, SE, NW, ngoài ra nếu gió NE càng lớn thì miền đục có xu thế lan theo dọc bờ phía nam đến quá vĩ độ (9°50), nếu gió SW lớn thì miền đục có xu thế lan rộng hơn theo dọc bờ phía bắc. Độ rộng của vùng đục kẻ theo phương thẳng góc với bờ cũng tỷ lệ thuận với cường độ gió, mặc dù không thay đổi lớn.

Với gió SW 17m/s, kết quả tính cho thấy ranh giới đục trong là một đường xuất phát từ bờ phía tây, ở toạ độ (106°40', 9°54), rồi từ đó gần như theo hướng W-E tới (106°58', 9°54), sau đó tiếp tục quặt lên theo hướng SW-NE cho tới (107°20', 10°20).

Nhân đục nằm rải rác ở các vùng ngay cửa sông và cả ngoài khơi xa, sát đường ranh giới đục trong.

Nếu xét riêng vùng ảnh hưởng ở biển của từng hệ thống sông có thể nhận xét như sau:

+ Vào mùa kiệt nước sông Sài Gòn-Đồng Nai chỉ gây ảnh hưởng ở vùng quanh cửa Gành Rái và một phần ven theo bờ phía nam, hòa phần nước đục của nó vào vùng nước đục của Cửa Tiểu, Cửa Đại. Theo hướng nam, vùng ảnh hưởng của sông Sài Gòn-Đồng Nai và sông Soài Rạp có thể đến khoảng cách cỡ 20 km kể từ cửa vịnh Gành Rái.

+ Vào mùa lũ, do ảnh hưởng của gió Tây nam, vùng ảnh hưởng của nước sông Sài Gòn-Đồng Nai nằm gọn trong vịnh Gành Rái và men theo bờ phía bắc, hòa cùng với dòng nước đục của hệ thống sông Cửu Long.

- Đã sơ bộ đánh giá tác động sinh thái thông qua việc xét tương quan, hồi quy. Kết quả cho thấy: thực vật nổi có quan hệ tuyến tính dương rõ rệt với nitơ và silic; gần tuyến tính dương với photpho; tuyến tính âm với Ni, Pb; gần tuyến tính âm với Zn và phênol. Mối quan hệ với động vật nổi yếu hơn: gần tuyến tính dương với P tổng; gần tuyến tính âm với Ni, Cd, Pb. Hầu hết sinh vật lượng các loài thực vật nổi đều tương quan nghịch với Fe. Đối với động vật đáy: gần tuyến tính âm với Cd, Co, còn hệ số trội tuyến tính âm với Ni.

3.6. Kết quả điều tra, nghiên cứu ô nhiễm biển do sông Cửu Long tải ra

- Kết quả khảo sát: đã thu được 107 mẫu chất dinh dưỡng và kim loại nặng trong nước; 48-kim loại nặng trong trầm tích; 122-pH, S‰, DO; 78-sinh vật; 2 chuỗi số liệu dòng chảy 2 ngày đêm, số liệu dòng chảy tức thời tại các trạm di động.

- Kết quả phân tích, xử lý số liệu và nghiên cứu chuyên đề

- Đã sơ bộ tính hàm lượng và tổng lượng dòng thô các chất ô nhiễm qua mặt cắt Mỹ Tho (xem bảng 80).

- Đã lên sơ đồ phân bố các chất ô nhiễm từ sông ra biển và phân bố mặt rộng ở biển.

- Có thể nhận định về chất lượng môi trường nước ở đây như sau:

Nồng độ chất rắn lơ lửng trong sông Tiền rất lớn từ 40÷450 mg/l, cao hơn trên sông Hậu-30÷100 mg/l. Tại Bắc Mỹ Thuận vào những tháng mùa lũ chất rắn lơ lửng đạt tới 20÷400 mg/l. Hàm lượng sắt trong sông Tiền vào mùa khô có biến động cao, có tháng đạt tới 40 mg/l. Hàm lượng nitơ trong nước những năm gần đây tăng cao, đạt 0.3 mg/l. Nguyên nhân của sự gia tăng trong những năm gần đây liên quan chặt chẽ đến mật độ dân số gia tăng trong lưu vực, lượng phân bón hóa học sử dụng tăng mạnh trong sản xuất nông nghiệp. Theo số đo trên thì hiện trạng nước ở sông Tiền đã gần đến mức phú dưỡng nhưng do ảnh hưởng của lượng nước sông Mê Kông lớn, chế độ khí tượng, nhiệt độ, bức xạ cao, ... là các yếu tố tự cân bằng nên hiện tượng phú dưỡng chưa tới mức xảy ra. Nồng độ ôxy hòa tan ở sông Mỹ Thọ trong cả năm cho thấy luôn ở mức trên 85% nồng độ bão hòa

Hàm lượng tất cả các kim loại nặng đều thấp hơn mức độ cho phép với mọi mục đích. Trong đó Hg, Cd, Ni rõ rệt có nguồn gốc tự nhiên còn Cu, Zn, Pg và As lại ảnh hưởng rõ rệt của hoạt động kinh tế xã hội ở đất liền.

Bảng 80. Hàm lượng và lưu lượng chất ô nhiễm qua mặt cắt Mỹ Tho

Chất ô nhiễm	C_{tbTB} mùa kiệt (mg/l)	L_{tbSB} mùa kiệt (g/s)	L_{tbSB} mùa kiệt (T/ngày)	C_{tbTB} mùa lũ (mg/l)	L_{tbSB} mùa lũ (g/s)	L_{tbSB} mùa lũ (T/ngày)
SS	270,00	60750,0	5249,0	310,00	120590,0	104190,0
NH_4-N	0,04	9,0	0,8	0,01	39,0	3,4
NO_3-N	0,11	24,7	2,1	0,45	1750,0	151,0
PO_4-P	0,07	15,6	1,4	0,02	78,0	6,80
SiO_2	4,50	1012,0	87,0	5,50	21395,0	1848,0
COD	24,00	5400,0	466,6	5,00	19450,0	1680,0
Org,Chlorine				vết		
Pb	0,002	0,45	0,04	0,0030	11,7	1,00
Zn				0,0210	81,7	7,00
Cu				0,0300	117	10,00
Cd				0,0020	7,8	0,70
As				0,0160	62,0	5,40
Hg				<0,0002	<0,8	<0,07

- Đã đưa ra các sơ đồ vùng ảnh hưởng của nước Sông Tiền đến vùng cửa sông, ven biển:

Vào mùa kiệt mặc dù lưu lượng không lớn nhưng do gió NE gây ra dòng chảy dọc theo bờ phía nam, nên nước đục của sông Tiền có thể cùng với nước đục của sông Hậu ảnh hưởng đến tận quá mũi Cà Mau.

Vào mùa lũ do tồn tại dòng chảy biển men theo bờ lên hướng đông bắc, nên dòng nước đục của cả hệ thống, cũng như của riêng cửa Tiểu, cửa Đại vừa trải rộng ra phía biển vừa chảy lên phía đông bắc và hòa với các dòng nước đục của cửa sông Soài Rạp và Sài Gòn-Đồng Nai có thể tới vùng bờ biển tỉnh Ninh Thuận.

- Đã đánh giá sơ bộ tác động sinh thái thông qua phân tích tương quan và hồi quy. Kết quả cho thấy: vào mùa kiệt số lượng động vật nổi có tương quan âm và gần tuyến tính với Cu. Vào mùa lũ: động vật nổi tương quan âm tuyến tính rõ rệt với độ đục, với Zn và Cu, số lượng thực vật nổi có tương quan âm gần tuyến tính với Cu.

4. Khả năng ô nhiễm biển do sông tải ra ở Việt Nam

4.1. Giới thiệu chung về các hệ thống sông

Việt Nam có nhiều sông suối, với tổng diện tích lãnh thổ khoảng 333.000 km^2 (kể cả vùng đảo Hoàng Sa và Trường Sa), có khoảng 2500 con sông với chiều dài từ 10 km trở lên. Tổng diện tích lưu vực ở lãnh thổ Việt Nam của các sông đạt khoảng 230.000 km^2, chiếm 70% diện tích toàn quốc. Mật độ sông suối trung bình toàn quốc đạt 0,6 km/km^2. 3/4 diện tích lãnh thổ có mật độ sông suối đạt 1.0-1.5 km/km^2. Dải bờ biển Việt Nam dài trên 3200 km, tính bình quân cứ 20 km có một cửa sông đổ vào biển. Trong đó có 8 hệ thống sông lớn với diện tích lưu vực mỗi hệ thống sông từ 10.000 km^2 trở lên. Thứ tự từ Bắc và Nam là:

- Hệ thống sông Thái Bình với các cửa: Nam Triệu, Cửa Cấm, Văn Úc, Thái Bình.
- Hệ thống sông Hồng với các cửa: Trà Lý, Ba Lạt, Ninh Cơ, Cửa Đáy.
- Hệ thống sông Mã với cửa Hới
- Hệ thống sông Cả với cửa Hội
- Hệ thống sông Thu Bồn với cửa: Cửa sông Hàn, Cửa Đại, Cửa An Hoà
- Hệ thống sông Ba với cửa Đà Rằng
- Hệ thống sông Sài Gòn-Đồng Nai với các cửa: Soài Rạp, Ngã Bảy, Lòng Tàu.
- Hệ thống sông Cửu Long với các cửa: Cửa Tiểu, Cửa Đại, Ba Lai, Cổ Chiên, Hàm Luông, Cung Hầu, Tranh Đề và Định An.

Các lưu vực của hệ thống sông ngòi Việt Nam nằm trong vùng khí hậu gió mùa nóng, ẩm với hai mùa khô và mưa rõ rệt. Lượng mưa bình quân năm là 30 $l/s/km^2$, hàng năm đổ vào biển cỡ 900 tỷ m^3 nước, 200-250 triệu tấn phù sa.

Nước đổ vào sông mang theo các chất hữu cơ, vô cơ có nguồn gốc tự nhiên và nhân tạo. Nguồn gốc tự nhiên gắn liền với các quá trình bào mòn, rửa trôi và hòa tan các vùng đất có vỉa quặng, các vùng có cây cối thối rữa. Nguồn gốc nhân tạo bao gồm các nguồn nông nghiệp (với 6.368.000 ha trồng lúa được bón hàng triệu tấn phân hóa học và hàng ngàn tấn thuốc trừ sâu, bảo vệ thực vật), nước thải sinh hoạt (hàng ngày cỡ trên 1 triệu m^3 chứa một lượng rất lớn cặn lắng hữu cơ, COD, BOD và các chất dinh dưỡng) và nước thải công nghiệp (chứa nhiều loại chất độc hại như kim loại nặng, dầu mỡ, thuốc trừ sâu, axít, xút cùng các cặn lắng hữu cơ, vô cơ khác). Với nhịp độ phát triển kinh tế cao, ngày càng gia tăng, lượng các chất thải vào sông chắc chắn ngày càng lớn.

4.2. Tổng lượng dòng thô

Dựa trên kết quả ước lượng, tổng lượng dòng thô của 6 hệ thống sông đã nghiên cứu, đã tính ước lượng cho toàn bộ các hệ thống sông đổ ra biển của Việt Nam và thu được kết quả như sau:

Bảng 81. Tổng lượng dòng thô các chất (tấn)/năm

Khu vực	Cu	Pb	Cd	Zn	Co	Ni	As	Hg	PO_4^-	NO_3^-
Sông miền Bắc	6790,7	884,8	281,7	5366,6	273,5	253,0	790,2	28,1	24747,5	35068,2
Sông miền Trung	293,2	75,6		676,5			44,4		1253,1	4012,7
Sông miền Nam	11000,0	1102,2	800,0	15696,0	230,0	270,0	1600,0	105,5	28220,0	191570,0
Sông cả nước	18083,9	2062,6	1081,7	21739,1	503,5	523,0	2406,8	133,6	54220,6	230710,5

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Hiện trạng nước sông trên toàn lãnh thổ nói chung còn khá tốt so với tiêu chuẩn nước bề mặt dùng cho các cơ sở cấp nước trước khi xử lý. Trừ nước ở một số đoạn sông đã bị ô nhiễm bởi các khu công nghiệp và nước thải sinh hoạt nhất là trong mùa khô, kiệt như sông Sài Gòn-Đồng Nai khi chảy qua thành phố Hồ Chí Minh; Sông Thao khi chảy qua Việt Trì; Sông Cầu khi chảy qua Thái Nguyên.

Các chất ô nhiễm trong nước sông ở Việt Nam có nguồn gốc từ tự nhiên trên hầu hết các sông và từ các hoạt động kinh tế xã hội trong lưu vực tập trung chủ yếu là các sông ở miền Bắc và các sông ở miền Nam.

Trong nước biển cửa sông ven bờ, các yếu tố kim loại nặng như: đồng, kẽm có hàm lượng cao hơn giới hạn cho phép đối với tiêu chuẩn nước biển ven bờ dùng cho nuôi trồng thủy sản và có nguồn gốc từ các sông tải ra. Hàm lượng dầu cao quá giới hạn cho phép tại nhiều vùng cửa sông và cảng biển cũng có đóng góp đáng kể của nước sông.

Định kỳ (thí dụ 5-10 năm một lần) nên đánh giá lại ô nhiễm biển do sông tải ra, chú ý cả đến TN, TP, SiO_2, dầu mỡ.

IV

NGHIÊN CỨU CÁC QUÁ TRÌNH ĐỘNG LỰC BIỂN PHỤC VỤ PHÁT TRIỂN CẢNG BIỂN

I. MỞ ĐẦU

Như ta biết, trước thập niên 80 nước ta chỉ có những cảng biển trong sông hoặc trong các vịnh kín với năng lực thông tàu hạn chế. Từ đầu thập kỷ 90, để phục vụ nhu cầu công nghiệp hóa -hiện đại hóa cần nâng cấp hầu hết các cảng hiện có và xây dựng thêm một số cảng nước sâu[1] nhằm từng bước thoả mãn yêu cầu của đội tàu hiện đại và nâng năng lực thông hàng của toàn hệ thống lên 70 triệu tấn/năm vào năm 2000 và không dưới 156 triệu tấn/năm vào năm 2010 [1].

Nhiệm vụ phát triển cảng như đã nêu là rất cấp bách và phức tạp. Thật vậy, trên toàn 3260 km bờ biển của nước ta, có lẽ chỉ trừ một số vịnh kín tại những địa bàn kém phát triển thuộc Trung Bộ, còn nhìn chung để xây dựng cảng biển chúng ta buộc phải đối mặt với bão mạnh, sóng dữ và độ sâu hạn chế. Đặc biệt, nhiệm vụ khai thông lâu bền hàng hải nước sâu cho cả 2 vùng kinh tế trọng điểm phía Bắc và phía Nam đều gặp không ít khó khăn bởi vì nền đất yếu dày và lưu lượng rắn của sông rất lớn (khoảng 100 triệu m3/năm) làm cho hiện tượng phát triển delta, biến động luồng lạch và sa bồi diễn ra phức tạp và mãnh liệt. Do đặc điểm điều kiện tự nhiên như đã nêu, để thực hiện tốt nhiệm vụ phát triển cảng biển phục vụ công nghiệp hóa - hiện đại hóa cần nghiên cứu các quá trình động lực và sự tương tác giữa chúng với công trình cảng.

Trong phần này, các kết quả nghiên cứu lan truyền sóng và vận chuyển bùn cát do sóng phục vụ công trình cảng sẽ được trình bày một cách chi tiết về mặt phương pháp luận cũng như về mặt ứng dụng vào thực tiễn. Đó là những vấn đề đã được Nhà nước quan tâm đầu tư trong khuôn khổ Chương trình Biển cũng như trong quá trình thực hiện các đề án cải tạo và phát triển cảng biển và đã thực sự để lại những dấu ấn đáng ghi nhận trong nghiên cứu động lực học vùng cửa sông, bờ biển mở và các bãi cạn ngoài khơi (quần đảo Trường Sa) của nước ta.

---

[1] Cảng biển có bến, kho bãi và đặc biệt là luồng với cửa sổ thông tàu hợp lý để tiếp nhận theo lịch trình định sẵn các tàu viễn dương hiện đại có mớn nước trên 13m.

II. NGHIÊN CỨU CÁC QUÁ TRÌNH LAN TRUYỀN SÓNG VÀ VẬN CHUYỂN BÙN CÁT DO SÓNG PHỤC VỤ CÔNG TRÌNH CẢNG, CÁC KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU VỀ PHƯƠNG PHÁP LUẬN

Khi sóng lan truyền vào vùng nước nông (độ sâu của biển D nhỏ hơn bước sóng tại vùng nước sâu L_0, cụ thể là $D < 0.5\ L_0$ và đặc biệt là $D < 0.25\ L_0$) thì các đặc trưng của nó bị biến dạng rất mạnh dưới tác động của địa hình đáy và khi độ sâu đạt giá trị ngưỡng D_b thì sóng sẽ bị mất ổn định và bị vỡ (theo lý thuyết [43, 44] thì $D_b = 1.28H$, trong đó H là độ cao sóng, nếu cần có thể tham khảo thêm [33]) và tạo ra dòng ven với năng lực vận chuyển bùn cát lớn - một trong những nguyên nhân chủ yếu gây sa bồi cảng biển.

Như ta biết, một mặt, trong điều kiện gió mùa điển hình, theo số liệu quan trắc nhiều năm thì ranh giới biến dạng sóng mạnh là độ sâu 19.6m tại vùng ven bờ vịnh Bắc Bộ và 32.3m tại các đoạn bờ mở ra biển Đông. Mặt khác, hầu hết các công trình cảng hiện có của ta đều nằm ở độ sâu nhỏ hơn 5.0m và trong tương lai thì những công trình vươn ra độ sâu trên 20.0m cũng sẽ là trường hợp hãn hữu. Chính vì vậy, nghiên cứu lan truyền sóng vào vùng nước rất nông, dòng ven và vận chuyển bùn cát do sóng đóng vai trò đặc biệt quan trọng trong việc giải quyết các nhiệm vụ chọn vị trí cảng, xác định nguyên nhân sa bồi, bố trí mặt bằng và xác định tham số thiết kế tối ưu cho hệ thống công trình chắn sóng và giảm nhẹ sa bồi.

Cho đến đầu thập niên 80, để góp phần giải quyết nhiệm vụ trên, một số chuyên gia của Viện Nghiên cứu biển, Trường Đại Học Tổng hợp và Viện Thiết kế Giao Thông Vận tải sử dụng các toán đồ khúc xạ và các công thức bán kinh nghiệm để tính toán sóng nước nông và lượng vận chuyển bùn cát do sóng. Từ 1985, do nhu cầu nghiên cứu nguyên nhân và biện pháp giảm nhẹ sa bồi cho cảng Cửa Lò nên việc mô phỏng chi tiết quá trình lan truyền sóng, dòng ven và vận chuyển bùn cát tại vùng biển rất nông với địa hình phức tạp đã được đặt ra. Công trình nghiên cứu [8] do Hoàng Xuân Nhuận và các đồng tác giả (đ.t.g) thực hiện vào năm 1985 được xem là công trình khởi đầu cho việc áp dụng máy vi tính để nghiên cứu các quá trình động lực học biển phục vụ phát triển cảng tại nước ta.

Từ 1986 cho đến nay, việc nghiên cứu lan truyền sóng đã được tăng cường theo ba phương hướng: (a) sử dụng hệ phương trình tia sóng, (b) sử dụng phương trình độ dốc thoải và mới đây nhất là (c) sử dụng phương trình Boussinesq. Một số tập thể nghiên cứu đã thu được kết quả đáng chú ý theo những phương hướng đã nêu nhờ sự đầu tư trực tiếp của Chương trình biển như Hoàng Xuân Nhuận và các đ.t.g.(1991), cũng như nhờ nguồn đầu tư của các đề án trong nước và quốc tế như Hoàng Xuân Nhuận và các đ.t.g. (1987, 1989, 1993, 1994), Nguyễn Mạnh Hùng (1990), Nguyễn Minh Sơn và Nguyễn Tiến Đạt (1997), Nguyễn Hữu Nhân và Hồ Ngọc Điệp (1998), Nguyễn Tiến Đạt và Nguyễn Minh Sơn (1998) của các đề tài cấp cơ sở như Nguyễn Tiến Đạt và các đ.t.g.(1995), Nguyễn Mạnh Hùng và các

đ.t.g.(2000). Cần phải nhấn mạnh rằng, do thời gian eo hẹp kết quả của những mũi nghiên cứu rất mạnh tại thành phố Hồ Chí Minh và Nha Trang chưa được đề cập một cách đầy đủ trong tổng quan này và đây là một khiếm khuyết rất lớn.

Tuy nhiên cần nhận thấy rằng số lượng công trình nghiên cứu được thực tiễn đánh giá cao về độ tin cậy và ý nghĩa ứng dụng chưa vượt trội đáng kể so với số lượng công trình chỉ có ý nghĩa trang trí, chưa đủ tin cậy và thậm chí đã mang lại những hậu quả trầm trọng. Chính vì vậy, trong nghiên cứu tổng quan này, chúng tôi sẽ lưu ý đúng mức đến tính đặc thù của các bài toán ứng dụng cũng như những hạn chế về mặt phương pháp luận cần được lưu ý đúng mức. Do những yêu cầu về tính kiểm nghiệm qua thực tế, chúng tôi chỉ đề cập đến phương hướng sử dụng hệ phương trình tia sóng và phương trình độ dốc thoải dưới dạng đơn giản nhất do Berkhoff đề xuất.

1. Về nghiên cứu mô phương số trị quá trình lan truyền sóng trên cơ sở tác dụng hệ phương trình tia sóng

Hệ phương trình tia sóng được đề xuất vào năm 1951 bởi các nhà hải dương học và toán học Hoa Kỳ [24, 45], trên cơ sở kết hợp lý thuyết khúc xạ ánh sáng và lý thuyết sóng tuyến tính trong những điều kiện được đơn giản hóa như sau:

a. Các hiện tượng nhiễu xạ và hình thành caustics không xảy ra, vì vậy năng lượng chỉ lan truyền dọc theo phương truyền sóng (orthgonal);

b. Hiện tượng phản xạ sóng được xem là không đáng kể.

Trong thập niên 60, nhiều tác giả đã công bố thuật toán số trị để giải hệ phương trình tia sóng [34, 40]. Trên cơ sở những kết quả thu được, từ năm 1963 tại Hoa Kỳ, phương pháp số trị để tính sóng khúc xạ đã được đưa vào quy trình kỹ thuật [36] và bắt đầu được ứng dụng một cách phổ biến trong lãnh vực công trình bờ. Trong nửa cuối của thập kỷ 60 và đầu thập kỷ 70 việc nghiên cứu phạm vi áp dụng của hệ phương trình tia sóng [52] và các biện pháp cải tiến nó nhằm mô phỏng ảnh hưởng của ma sát rối đến độ cao sóng [38, 39, 47] hoặc mô phỏng biến dạng của phổ sóng tại vùng nước nông [29] đã được đẩy mạnh. Từ 1975 trở đi, việc nghiên cứu cải tiến hệ phương trình tia sóng và phương pháp số trị để giải nó được xem là đã hoàn thành nhiệm vụ lịch sử và nhường chỗ cho những nghiên cứu ứng dụng rất đa dạng trong lãnh vực công trình bờ. Bước phát triển tiếp theo về mặt cơ sở lý luận đó là sử dụng phương trình độ dốc thoải nhằm đồng thời tính thêm hiệu ứng nhiễu xạ của sóng nước nông (xem mục 2.2).

Tại nước ta vào nửa đầu thập kỷ 80, do điều kiện giao lưu quốc tế hạn chế, nên việc nghiên cứu chỉ có thể được tiến hành trên cơ sở tham khảo bài báo của Lepetit (1964) do Nguyễn Văn Điệp mang từ Pháp về. Tuy nhiên, nhờ lực lượng cán bộ được đào tạo cơ bản tốt và đồng bộ về mặt chuyên môn nên kết quả thu được đã vượt ra ngoài khuôn khổ lập trình phỏng theo công trình của Lepetit mà đã đạt trình độ của quốc tế trong giai đoạn sau 1975, hơn thế nữa có thể khẳng

định rằng một số phát hiện vẫn còn có giá trị khoa học và giá trị ứng dụng cho đến ngày nay.

Trước hết trên cơ sở phân tích kỹ lưỡng công trình của Lepetit (1962) và các công trình nghiên cứu ảnh hưởng của ma sát đáy đến độ cao sóng của Bretschneider và Reid (1952), hệ phương trình tia sóng được sử dụng trong nghiên cứu công trình cảng Cửa Lò [8, 9] có dạng tổng quát như sau:

$$X' = C\cos(\alpha), \quad (1)$$

$$Y' = C\sin(\alpha), \quad (2)$$

$$\alpha' = C^{(1)}[\sin(\alpha)\,\partial D/\partial x - \cos(\alpha)\,\partial D/\partial y], \quad (3)$$

$$\beta'' + P\beta' + Q\beta = 0, \quad (4)$$

$$(\beta E)' = -C\beta Dis, \quad (5)$$

trong đó: đạo hàm toàn phần theo thời gian t được ký hiệu bởi dấu phẩy; $X(t)$ và $Y(t)$ là toạ độ của tia sóng S và là các hàm của thời gian, $\alpha(X(t),Y(t))$ là góc giữa tia sóng và trục hoành, $\beta(X(t),Y(t))$ là khoảng cách giữa hai tia sóng kế cận; $E(X(t),Y(t))$ là thông lượng năng lượng theo phương truyền sóng; $Dis(X(t),Y(t))$ là hao tán năng lượng do ma sát đáy; $C(x,y)$ là tốc độ pha của sóng được tính từ chu kỳ sóng và độ dày $D(x,y)$ lớp nước nằm giữa mặt thóa ng tĩnh và đáy biển (bằng tổng cao độ mực nước và độ sâu của biển); $C^{(1)}(x,y)$ là đạo hàm bậc một của C theo D; cuối cùng các tham số P và Q được tính như sau:

$$P = -2\,C^{(1)}[\sin(\alpha)\,\partial D/\partial x + \cos(\alpha)\,\partial D/\partial y], \quad (6)$$

$$Q = CC^{(1)}[\sin^2(\alpha)\,\partial^2 D/\partial x^2 - 2\sin(\alpha)\cos(\alpha)\,\partial^2 D/\partial x\partial y + \cos^2(\alpha)\,\partial^2 D/\partial x^2] + CC^{(2)}[\sin(\alpha)\,\partial D/\partial x + \cos(\alpha)\,\partial D/\partial y], \quad (7)$$

với $C^{(2)}(x,y)$ là đạo hàm bậc hai của C theo D. Cần lưu ý rằng tất cả các hàm C,P và Q cùng với các đạo hàm riêng đều được tính tại các điểm $S(X(t),Y(t))$ tương ứng của tia sóng được xét, như vậy chúng là các hàm phụ thuộc theo thời gian và được biểu diễn gián tiếp qua toạ độ của tia sóng và hệ phương trình (1) - (5) chỉ là *hệ phương trình vi phân thông thường theo thời gian t*. Cách biểu diễn tách biệt toạ độ cục bộ của tia sóng (X,Y) được xét và toạ độ tổng thể (x,y) mô tả miền truyền sóng làm cho bản chất vật lý và cấu trúc thuật giải của bài toán số trị trở nên sáng tỏ hơn nhiều so với cách biểu diễn kinh điển [24, 40, 45, 47]. Nói chung, hệ toạ độ tổng thể (x,y) có thể chọn tuỳ ý, nhưng tốt hơn cả nên đặt OX tại vùng nước sâu theo phương song song với hướng ngự trị của đường bờ, còn trục OY hướng theo phương vuông góc về phía bờ.

Thông thường, để xác định vế phải của các phương trình (1) - (3) và các tham số P và Q của phương trình (4) người ta sử dụng hệ thức tán sắc của sóng sóng Airy:

$$\omega^2 = g\,k\,\tanh(k\,D). \tag{8}$$

với $\omega = 2\pi/T$, $k = 2\pi/L = 2\pi/(C\,T) = \omega/C$ và g là gia tốc trọng trường. Tốc độ truyền sóng C, số sóng k và bước sóng L được tính từ (8) trên cơ sở sử dụng giả thiết chu kỳ sóng T là đại lượng cho trước và bất biến trong quá trình lan truyền sóng.

Cuối cùng, thông lượng năng lượng E và hao tán năng lượng Dis được tính như sau:

$$E = \rho g H^2(1 + G)\,C/16\,, \tag{9}$$

$$Dis = 2\rho f U_{bm}^3. \tag{10}$$

trong đó ρ là mật độ nước biển ($\rho = 1$), g là gia tốc trọng trường, H là độ cao sóng, còn hàm G và tốc độ quỹ đạo cực đại tại đáy biển U_{bm} được tính như sau:

$$G = 2k\,D/\sinh(2k\,D)\,, \tag{11}$$

$$U_{bm} = \pi\,H/[T\sinh(k\,D)]\,. \tag{12}$$

Trong các công trình [8, 9], hệ số hao tán năng lượng sóng do ma sát đáy f được xem là tham số ngoại để hiệu chỉnh mô hình và Dis có dạng như được trình bày trong công trình [27], tuy vậy, để độc giả có thể cập nhật thông tin đầy đủ hơn, chúng tôi cung cấp thêm phương pháp tính f thông qua biên độ sóng tại đáy A_{bm} và tham số nhám Nikuradze K_N được trình bày trong các tài liệu [38, 39, 47].

$$f = 0.24\,, \quad \text{nếu } A_{bm}/K_N < 2 \tag{13}$$

$$0.25/f^{1/2} + \log(0.25/f^{1/2}) = -0.08 + \log(A_{bm}/K_N) \quad \text{nếu } A_{bm}/K_N < 2$$

và theo lý thuyết sóng tuyến tính thì A_{bm} được tính như sau:

$$A_{bm} = 0.5H/[\sinh(k\,D)]. \tag{14}$$

còn theo [39] thì K_N hoặc là một tham số cho trước phụ thuộc vào đường kính đặc trưng d_{50} của vật liệu đáy và độ sâu D, hoặc được sử dụng để điều chỉnh mô hình. Ta nhận thấy rằng sau khi tính A_{bm} và K_N có thể dễ dàng thu được f bằng cách tìm nghiệm gần đúng của phương trình siêu việt (13).

Nhờ các hệ thức (8) - (14) chúng ta thu được hệ phương trình vi phân đóng kín mô tả sự biến dạng của sóng tuyến tính được gây ra bởi các hiện tượng *khúc xạ* và *hao tán năng lượng do ma sát đáy*.

Khác với những nghiên cứu trước đây [34, 36, 40, 52], chúng tôi đã từ bỏ biện pháp thế biến trong hệ phương trình (1) - (5) nhằm tính gián tiếp độ cao sóng H tại các điểm cùng nằm trên cùng một đường đỉnh sóng (wave crest) qua hệ số khúc xạ, hệ số nước nông và hệ số giảm độ cao sóng do ma sát đáy. Sự cải biến này cho phép khắc phục mâu thuẫn trong việc gia điều kiện ban đầu tại vùng biển có độ dốc rất thoải, và rất tiện lợi cho nghiên cứu ảnh hưởng cục bộ của địa hình

và xử lý các điểm biên nội, nơi mà nghiệm số trị không tồn tại, hoặc không có ý nghĩa vật lý.

Trước hết về điều kiện ban đầu, tại thời điểm $t = 0$, các điểm khởi điểm để tính khúc xạ $(X,Y)_{t=0}$ được chọn tuỳ ý, không nhất thiết phải nằm trên cùng một đường đỉnh sóng, các điều kiện về độ cao, chu kỳ và hướng truyền sóng được cho theo quy định chung, còn β được chấp nhận theo quy ước:

$$\beta(X,Y)_{t=0} = 1 \qquad (15)$$

Riêng điều kiện ban đầu cho β' cần phải xem xét tách biệt cho trường hợp biển có độ dốc lớn và biển có độ dốc thoải. Trong trường hợp biển có độ dốc lớn, nơi mà độ sâu $D_0 > 0.5\ L_0$ xuất hiện cách bờ không xa và nằm trong phạm vi khảo sát địa hình, chấp nhận điều kiện ban đầu tầm thường, tức là:

$$\beta'(X,Y)_{t=0} = 0, \quad \text{nếu} \quad D_0/L_0 \geq 0.5\ . \qquad (16)$$

Còn trong trường hợp biển có độ dốc rất thoải, nơi mà độ sâu $D \geq 0.5L$ có thể nằm cách xa khu vực công trình hàng trăm cây số, thì độ sâu khởi điểm D_0 để tính khúc xạ được chọn căn cứ trên 2 chỉ tiêu như sau:

a) D_0 là ranh giới giữa miền có độ dốc đáy nhỏ hơn 0.002 và miền có độ dốc đáy lớn hơn 0.002.

b) Các đường đẳng trị lân cận D_0 có thể coi là song song với nhau;

Chỉ tiêu (i) cho phép áp dụng các quy trình tính sóng nước nông để xác định các tham số H_0 và T của sóng khởi điểm, còn chỉ tiêu (ii) cho phép áp dụng nghiệm Snell đối với các tham số của tia sóng để gia điều kiện ban đầu cho β' khi $D_0/L_0 < 0.5$:

$$\beta'_{t=0} = \{-C^{(1)}\sin(\theta)\,[\sin(\alpha)\,\partial D/\partial x - \cos(\alpha)\,\partial D/\partial y]\}_{t=0} \qquad (17)$$

trong đó θ là góc giữa tia sóng và pháp tuyến của đường đẳng sâu D.

Việc phân tích một khối lượng lớn kết quả tính toán sóng gió (hindcast) và tính toán khúc xạ sóng tại khu vực vịnh Bắc Bộ do Đỗ Thiên và Lê Chí Vi thực hiện cho phép rút ra 2 kết luận:

- *Tại những vùng có độ sâu lớn hơn 20m, sự bất đồng nhất về mặt không gian của trường sóng được gây ra chủ yếu bởi sự bất đồng nhất của trường gió;*
- *Tại vùng có độ sâu <10m thì sự bất đồng nhất của trường sóng được gây ra chủ yếu bởi sự biến động địa hình đáy.*

Do vùng công trình cảng chỉ có kích thước ~10^4m, nhỏ hơn nhiều so với quy mô không gian đặc trưng của các quá trình sy nốp (10^5-10^6m), căn cứ kết luận nêu trên cũng như căn cứ đặc điểm địa hình phổ quát của sườn bờ nên trong trường *hợp biển có độ dốc rất thoải*, việc tính toán khúc xạ sóng chỉ được thực hiện cho vùng có độ sâu nhỏ hơn ngưỡng D_0 quy ước (10m hoặc 20m, tuỳ theo địa hình),

với điều kiện ban đầu về độ cao và chu kỳ sóng đồng nhất dọc theo D_0 và được cho theo số liệu quan trắc hoặc được tính theo *Quy trình tính sóng khởi điểm* [18] được cải tiến từ quy trình *SNiP 2.06.04-82* của Liên Xô [19] và điều kiện ban đầu (15), (17) đối với β.

Bài toán thu được, được giải bằng phương pháp số trị theo thuật toán Runge - Kutta bậc bốn [20] với bước thời gian Δt tuỳ chọn để mô tả chi tiết trường sóng tại vùng có địa hình đáy biến đổi mạnh cũng như để xác định các biên nội.

Căn cứ những giả thiết được chấp nhận để thu được hệ phương trình tia sóng, khi mô phỏng quá trình lan truyền sóng cần chú ý đến những trường hợp sau: (*a*) Điểm tính rơi lên bờ hoặc nằm ngoài miền nghiên cứu; (*b*) Độ dốc của đáy quá lớn hoặc tham số Ursell vượt ra ngoài phạm vi áp dụng lý thuyết sóng tuyến tính; (*c*) Tia sóng hội tụ quá mức làm cho độ cao sóng tăng đột biến và thậm chí sai số tính toán có thể làm cho β nhận trị số âm (*biên nội caustic*); (*d*) Xảy ra hiện tượng phản xạ toàn phần do vậy độ cao sóng giảm đột biến (*biên nội phản xạ toàn phần*) và (*e*) Sóng bị mất ổn định và vỡ (*biên nội sóng vỡ*).

Điều kiện (*a*) được xử lý dễ dàng bằng cách kiểm tra toạ độ và độ sâu của điểm tính. Còn điều kiện (*b*) cho đến nay vẫn chưa được xử lý thoả đáng và đó có thể là một trong những nguyên nhân làm cho việc mô phỏng dòng bồi tích dọc bờ tại vùng lân cận mũi núi dốc đứng nhô ra biển của các vịnh dạng zê-ta chưa đạt được kết quả thoả đáng [16].

Việc nhận biết các biên nội và xử lý điều kiện biên đóng vai trò quan trọng đối với nghiên cứu chi tiết trường sóng và vận chuyển bùn cát do sóng tại các đoạn bờ có địa hình phức tạp. Trong nghiên cứu [9], trước hết biên nội caustic (*c*) được nhận biết bởi bất đẳng thức:

$$\beta_{i+1} \le 0 \text{ , hoặc} \qquad (18)$$

$$2(H_{i+1} - H_i)/(H_{i+1} + H_i) \ge \quad r_c\, \Delta t/T.$$

trong đó r_c là một tham số quy ước và có ý nghĩa là trong quá trình lan truyền trên một quãng đường dài bằng một bước sóng, sự biến thiên của độ cao sóng không được vượt quá r_c lần độ cao sóng. Một cách tương tự, biên nội phản xạ toàn phần (*d*) cũng được nhận biết như sau:

$$2(H_{i+1} - H_i)/(H_{i+1} + H_i) \le \quad -r_r\, \Delta t/T, \qquad (19)$$

còn biên nội sóng vỡ (*e*) được nhận biết nhờ tiêu chuẩn McCowan[43]:

$$H_{i+1}/D_{i+1} \quad \ge \quad r_b\,. \qquad (20)$$

Theo lý thuyết [43, 44] thì $r_b = 0.78$, còn r_c và r_r là những đối tượng cần được nghiên cứu. Do việc xác định biên phản xạ toàn phần (rãnh triều rút chính trên delta triều rút Cửa Lò) là rất dễ dàng nên chúng tôi đã thu được r_r trong khoảng từ 0.5 đến 4.0, còn nghiên cứu r_c đòi hỏi tốn nhiều công sức hơn nên vẫn chưa được

thực hiện. Tuy nhiên căn cứ bản chất vật lý của vấn đề thì cận trên của r_c và r_r là ∞, chính vì vậy việc chọn cận dưới của chúng đóng vai trò quan trọng hơn để nhận biết các biên nội. Nếu chọn cận dưới nhỏ quá có thể dẫn đến cảnh báo nhầm hoặc cảnh báo quá sớm các biên nội, còn nếu chọn cận dưới quá cao thì sẽ bỏ sót biên nội. Theo chúng tôi, vấn đề chỉ có thể giải quyết bằng thí nghiệm số trị nhằm xác định cận dưới tối ưu cho phép thoả hiệp giữa 2 khả năng cảnh báo nhầm (sớm) hoặc bỏ sót biên nội. Trị số tối ưu của cận dưới phụ thuộc rất đáng kể vào độ tin cậy của các khâu số hóa địa hình đáy và lập trình xử lý các bài toán hình học vi phân có liên quan đến địa hình đáy, chính vì vậy cần được thực hiện cụ thể cho từng trường hợp mô phỏng quá trình lan truyền sóng. Kinh nghiệm nghiên cứu [9] cho thấy rằng ở bước gần đúng bậc 0 có thể sử dụng tiêu chuẩn McCowan và chọn:

$$\mathrm{Inf}(r_c) = \mathrm{Inf}(r_r) = r_0 = 0.78 . \tag{21}$$

Một số thí nghiệm số trị đã được thực hiện cho trường hợp cửa Định An [12] và Thuận An (công trình không được lưu lại) cũng cho thấy rằng việc chọn cận dưới tối ưu theo (21) là hợp lý. Cần nhấn mạnh rằng phạm vi áp dụng của hệ phương trình tia sóng, nhận biết và xử lý các biên nội là những vấn đề rất hệ trọng và cần được nghiên cứu thấu đáo hơn. Tuy nhiên, đó cũng là một mảng gần như trắng trong các nguồn tài liệu tham khảo, chính vì vậy những độc giả quan tâm chỉ có thể tham khảo thêm công trình [47].

Theo kinh nghiệm đã thu được, thì bước lưới tổng thể để xấp xỉ địa hình đáy Δx và bước thời gian Δt nên chọn như sau:

$$\Delta x \le 0.5 L_{min} . \tag{22}$$

$$C_i \Delta t_i \le \Delta x; \text{ nếu } D_i/\lambda_i \le 0.25 ,$$

trong đó L_{min} là kích thước đặc trưng của các dạng địa hình nhỏ nhất được xem xét. Ngoài ra, để có thể lồng ghép mô hình lan truyền sóng và mô hình tính toán dòng bồi tích dọc bờ phải chọn Δt đủ nhỏ để điểm tính cuối cùng không rơi lên bờ và thực hiện nội suy nhằm xác định mút cuối của tia sóng thoả mãn chỉ tiêu McCowan.

Cuối cùng, chúng tôi muốn lưu ý rằng, việc phân tích lan truyền sai số cho thấy mọi kích động đều gần như được bảo toàn và lan truyền dọc theo phương truyền sóng. Để giảm nhẹ sai số thuộc loại này, trong nghiên cứu [9] đã thực hiện tính toán đồng thời 5 tia sóng liên tiếp ở cách nhau $0.25\Delta x$ và sử dụng trung bình trọng số theo hàm nhân tử Hamming nhằm thu được độ cao sóng vỡ, tốc độ dòng ven và lượng vận chuyển bùn cát dọc bờ với độ trơn cần thiết. Những độc giả muốn tìm hiểu sâu hơn vấn đề này nên tham khảo thêm mục 5.2.3 của công trình [30].

2. Về nghiên cứu mô phỏng số trị quá trình lan truyền sóng trên cơ sở sử dụng phương trình độ dốc thoải

Phương trình độ dốc thoải (mild slope equation) là công cụ hữu hiệu để nghiên cứu tương tác của sóng không xoáy với địa hình đáy và dòng chảy trong quá trình lan truyền trong không gian hai chiều (x,t). Như vậy, trong điều kiện nước biển là chất lỏng không nén được, để mô tả quá trình truyền sóng ta sử dụng hàm pha $\chi(x,t)$ và hàm thế $\phi(x,z,t)$ với bậc trơn cần thiết và thoả mãn các hệ thức sau:

$$\begin{aligned} \omega(x,t) &= -\chi_t', \quad k(x,t) = \nabla\chi \quad , \\ \nabla^2\phi &+ \partial^2\phi/\partial z^2 = 0 \, , \end{aligned} \tag{23}$$

trong đó $x = (x_1,x_2) \equiv (x,y)$ với trục x không lệch quá 45° so với hướng theo phương truyền sóng, trục z hướng theo phương thiên đỉnh, đạo hàm riêng theo thời gian t được ký hiệu bởi dấu phẩy, $\omega(x,t)$ tốc độ góc của sóng, $k(x,t) = (k_1,k_2)$ - số sóng theo các phương tương ứng và $\nabla = i\,\partial/\partial x + j\,\partial/\partial y$ - toán tử gradien.

Trong trường hợp sóng tuyến tính điều hòa (sóng Airy) hàm thế được biểu diễn dưới dạng sau:

$$\phi(x,z,t) = F(z,D)\,\mathrm{Re}[\psi(x)\exp(-i\omega t)]. \tag{24}$$

trong đó, i là đơn vị ảo, $k = |k|$, còn F là hàm suy giảm sóng theo độ sâu:

$$F(z,D) = \cosh[k(D+z)]/\cosh(kD) \tag{25}$$

và $\psi(x)$ là thế năng phức:

$$\psi(x) = gA\omega^{-1}\exp(i\,k.\,x). \tag{26}$$

Để nghiên cứu ảnh hưởng của địa hình đáy đến quá trình lan truyền sóng Berkhoff (1972) đã thu được dạng đơn giản nhất của phương trình độ dốc thoải trong trường hợp sóng tuyến tính điều hòa như sau:

$$\nabla.[C\,C_g\,\nabla\,\psi] + k^2\,C\,C_g\,\psi = 0. \tag{27}$$

trong đó C là tốc độ pha và C_g là tốc độ nhóm của sóng:

$$C = \omega/k \, , \; C_g = \partial\omega/\partial k = C\,(1+G) \tag{28}$$

và được tính từ hệ thức tán sắc (8) theo chu kỳ sóng (T = const) và độ sâu. Cần đặc biệt lưu ý rằng phương trình (32) chỉ có thể được áp dụng trong trường hợp:

$$|\nabla F| = |\partial F/\partial D\,\nabla D + \partial F/\partial k\,\nabla k| \sim \varepsilon \tag{29}$$

trong đó ε là bậc đại lượng được xem là không đáng kể của các thừa số phi tuyến đã bị loại bỏ trong lý thuyết sóng tuyến tính.

Sau này, một số tác giả khác đã thu được phương trình (27) mở rộng, nhưng đáng chú ý nhất đó là công trình của Booij (1981). Việc áp dụng nguyên lý biến phân

Luke (1967) không những đã làm cho ý nghĩa vật lý và phạm vi áp dụng của phương trình Berkhoff được làm sáng tỏ hơn và hơn thế Booij đã thu được dạng tổng quát của phương trình độ dốc thoải có tính đến tương tác sóng-dòng chảy đồng thời chỉ ra một phương hướng nhất quán để tham số hóa các hiệu ứng trao đổi năng lượng gió-sóng, hao tán năng lượng do ma sát đáy và sóng vỡ [30].

Trong thập kỷ 80 các phương pháp số trị để giải phương trình độ dốc thoải đã được quan tâm nghiên cứu. Nói chung các phương pháp đã được công bố có thể được phân thành 2 nhóm phương pháp parabol hóa và phương giải trực tiếp:

- *Phương pháp parabol hóa [26, 30]được áp dụng trong trường hợp phương truyền sóng trên toàn miền không lệch quá 45^0 so với trục x: i) Sử dụng gần đúng Pade để parabol hóa phương trình độ dốc thoải; ii) Áp dụng sơ đồ sai phân nửatường minh dọc theo tia sóng để xác định trị số của thế phức ở bước i+1; iii) Nội suy kết quả thu được về nút lưới tính và tính toán các đặc trưng sóng.*

- *Phương pháp trực tiếp được áp dụng trong trường hợp vế trái của phương trình độ dốc thoải có dạng ê lip tức [31].*

Những kết quả thu được cho phép thay thế các mô hình lan truyền sóng và dự báo sóng kinh điển bằng một thế hệ mô hình hoàn chỉnh hơn mà điển hình là các mô hình theo phương pháp parabol hóa như CREDIZ [30]và theo phương pháp trực tiếp như FAROS [30] và WCRP [31]. Theo đánh giá chung, thì các mô hình đã nêu cho phép mô phỏng có hiệu quả quá trình lan truyền sóng vào những vùng ven bờ có địa hình phức tạp với kích thước không lớn (khoảng 100 bước sóng [30]).

Tại nước ta, từ đầu thập niên 90, Dương Hồng Sơn đã nghiên cứu lan truyền sóng trên cơ sở sử dụng phương trình Berkhoff (27) nhằm đón bắt nhu cầu phát triển cảng tại các vịnh vê ta và các bãi cạn san hô. Đã tiến hành giải phương trình (27) theo cả hai phương hướng, nhưng mới chỉ thu được kết quả tốt theo phương hướng parabol hóa . Kết quả nghiên cứu phương pháp luận đã được áp dụng thử nghiệm trong các công trình [15, 16]. Sau này, phương trình Berkhoff hoặc những dạng tổng quát hơn của phương trình độ dốc thoải đã được sử dụng trong các công trình nghiên cứu của Nguyễn Tiến Đạt và các đ.t.g.(1995), Nguyễn Hữu Nhân và Hồ Ngọc Điệp (1998), Nguyễn Tiến Đạt và Nguyễn Minh Sơn (1998) v.v..

Trong các công trình nghiên cứu [15, 16] phương trình Berkhoff (27) đã được sử dụng để mô phỏng quá trình lan truyền sóng trong vùng hẹp với địa hình phức tạp, còn quy luật Snell hoặc hệ phương trình tia sóng (1-5) được sư dụng để xác định điều kiện biên tại biên khởi điểm và tại phần nước sâu với địa hình đơn giản dọc theo 2 biên rìa nhằm thu hẹp phạm vi ảnh hưởng của các điều kiện biên giả định.

Để góp phần làm sáng tỏ thêm những vấn đề cần chú ý về mặt phương pháp luận chúng tôi thấy cần xem xét kỹ hơn về mặt thuật toán. Trước hết, sử dụng gần đúng Pade ta có thể quy (27) về dạng parabol với điều kiện khởi điểm và điều kiện biên rìa như sau:

$$\partial(P\ \psi)/\partial s + (Q\ \psi) = 0\ , \tag{30}$$

$$\psi_{s=0} = \psi_0(n)\ . \tag{31}$$

$$\partial\psi/\partial n_{n=0} = \partial\psi/\partial n_{m\ N} = 0\ , \tag{32}$$

trong đó $\partial/\partial s$ là đạo hàm theo phương truyền sóng và $\partial/\partial n$ là đạo hàm theo phương đỉnh sóng, các toán tử P và Q có dạng:

$$P = a + \frac{p_1}{ka}\frac{\partial}{\partial n}b\frac{\partial}{\partial n} \tag{33}$$

$$Q = -\mathrm{i}ka - \frac{ip_2}{ka}\frac{\partial}{\partial n}b\frac{\partial}{\partial n} \tag{34}$$

$$a = (C\,C_g\,k)^{1/2};\ b\ = C\,C_g. \tag{35}$$

$$p_2 = p_1\ + 0.5\ ;\ 0 \le p_1 \le 0.5, \tag{36}$$

$p_1 = 0$ là sơ đồ Radder, còn $p_1 = 0.25$ là sơ đồ tối ưu Booij - Dingemans. Để tăng độ xấp xỉ dọc theo phương tia sóng, theo [30] ta biểu diễn toán tử Q dưới dạng sau:

$$Q = R\ -\ i\,S'\ , \tag{37}$$

với S là hàm pha sóng, $S' = \partial S/\partial s = k$ là số sóng. Thay (37) vào (30) ta thu được:

$$\partial(P\ \psi)/\partial s = \mathrm{i}\ k\ (P\ \psi)\ -\ (R\ \psi)\ . \tag{38}$$

Giải gần đúng phương trình (38) trong khoảng $[s\ ,\ s + \Delta s]$ (xem [30]), ta có:

$$(P\ \psi)_{j+1} = (P\ \psi)_j \exp(\mathrm{i}\ k_{j+2}\ \Delta s) + 0.5\Delta s[(R\ \psi)_j \exp(\mathrm{i}\ k_{j+2}\ \Delta s) + (R\ \psi)_{j+1}] \tag{39}$$

trong đó $k_{j+2} = 0.5(k_j + k_{j+1})$ là trị số trung bình của k tại các nút $(.)_j$ và $(.)_{j+1}$.

Sơ đồ (39) và các điều kiện biên rìa (32) dễ dàng được quy về sơ đồ Crank-Nicholson [22], hơn thế nữa nếu lưu ý rằng các hàm a, b và k là hàm đã biết ta sẽ thu được hệ phương trình đại số tuyến tính đóng kín để xác định hàm thế ở bước $j+1$.

Mặc dầu vậy, do sự hiện diện của nhớt ảo nên để thu được nghiệm số trị ổn định cần phải chọn bước lưới Δs rất nhỏ. Để có thể nới rộng bước tính, trong [30] đã chủ động đưa nhớt số trị vào sơ đồ sai phân qua tham số ν:

$$\nu = 2p_2\,\Delta s/[k\ (\Delta n)^2]\ , \tag{40}$$

với Δn là bước lưới theo phương đỉnh sóng và quy (39) về dạng sau:

$$(P\ \psi)_{J+1} + \Delta s\ R_{1/2}\ (\theta\ \psi)_{J+1} = (P\ \psi)_J \exp(i\ k_{1/2}\ \Delta s) + \quad (41)$$
$$+\ \Delta s\ R_{1/2}\ [(1-\theta)\psi]_J \exp(i\ k_{1/2}\ \Delta s)$$

trong đó:

$$R_{1/2} = (R_J + R_{J+1})/2\ ; \quad \theta = 1/[1 - \exp(-\nu)] - 1/\nu\ .$$

Theo [30] để đạt được tính ổn định và đồng thời tính xấp xỉ đủ tốt của sơ đồ sai phân (41) *cần phải chọn Δs và Δn sao cho*:

$$0.5 \quad < \theta < \ 1 \quad (42)$$

Xấp xỉ đạo hàm theo phương đỉnh sóng trong các toán tử P, R và điều kiện biên rìa (32) bằng sai phân hữu hạn ta quy (41) về hệ phương trình đại số tuyến tính đóng kín để xác định ψ_{J+1}. Nếu điều kiện (42) được tuân thủ, hệ phương trình đại số thu được có thể được giải bằng phương pháp đuổi ma trận. Các thuật toán để tính biên độ sóng, phương truyền sóng, pha sóng từ ψ_{J+1}và thuật toán nội suy về các nút của của lưới toạ độ (x,y) được trình bày chi tiết trong [30].

Để phục vụ công trình cảng, cần mô phỏng quá trình lan truyền sóng trong điều kiện biển có độ sâu rất nhỏ và địa hình đáy biến động rất phức tạp, chính vì vậy cần nhận thấy rõ những hạn chế về mặt cơ sở lý thuyết cũng như về mặt thuật toán số trị của các mô hình lan truyền sóng được xây dựng trên cơ sở phương trình độ dốc thoải và xác định một cách nhất quán ranh giới áp dụng của chúng. Trong phạm vi tổng quan này, chúng tôi muốn đặc biệt lưu ý đến các vấn đề sau:

- *Các giới hạn độ dốc của địa hình: Điều kiện (29) cho thấy phương trình độ dốc thoải chỉ có thể được áp dụng trong điều kiện địa hình đáy có độ dốc không lớn, chính vì vậy cần xét thêm tham số r_n như sau:*

$$r_n = |\nabla D| \quad (43)$$

và xác định các tham số tới hạn r_{n1} và r_{n2} cho phép nhận biết miền hiệu dụng $r_n \leq r_{n1}$ của hệ phương trình tia sóng và miền hiệu dụng $r_{n1} < r_n < r_{n2}$ của phương trình độ dốc thoải. Mặc dù nhu cầu thực tiễn là rất cấp bách, tuy nhiên cho đến nay chúng tôi vẫn chưa có điều kiện để xác định các chỉ số tới hạn này.

- *Giới hạn áp dụng của lý thuyết sóng: Do nhu cầu phải nghiên cứu lan truyền sóng trong một khoảng biến thiên khá lớn của tham số Ursell (HL^2/D^3) cần phải xác định giới hạn áp dụng của lý thuyết sóng tuyến tính và đánh giá ảnh hưởng của các lý thuyết sóng bậc cao đến kết quả số trị. Đây cũng là việc chưa làm.*

- *Giới hạn của bước lưới: Do tác động của nhớt số trị nên độ ổn định của sơ đồ sai phân (41) càng tăng trong khi độ xấp xỉ của nó càng giảm khi bước lưới Δs càng lớn. Các thí nghiệm số trị cho thấy rằng ngoài chỉ tiêu (42) để có thể mô phỏng tốt hiệu ứng khúc xạ đã phải chọn bước tính rất nhỏ, theo [30] thì $\Delta s < L/4$ và $\Delta n < L/6$. Phần lớn các nghiên cứu tại nước ta đều vi phạm giới hạn về bước lưới.*

- *Nhược điểm cố hữu của phương pháp parabol hóa : Phương pháp parabol hóa không thể được áp dụng trong trường hợp nhiễu xạ theo phương lan truyền sóng hoặc phản xạ ngược với phương lan truyền sóng đóng vài trò đáng kể.*

Cần hết sức thận trọng vì một số nghiên cứu đã được thực hiện [15, 16] cho thấy độ tin cậy của việc sử dụng phương trình độ dốc thoải để mô phỏng lan truyền sóng tại thậm chí còn thấp hơn việc sử dụng hệ phương trình tia. Tính ổn định không điều kiện của sơ đồ sai phân chứa nhớt số trị làm cho không ít người quên đi những nhược điểm của phương pháp parabol hóa và nhớt số trị. Như vậy, xác định phạm vi áp dụng của nghiệm số trị của phương trình độ dốc thoải là nhiệm vụ rất cấp thiết trong lãnh vực nghiên cứu lan truyền sóng phục vụ công trình cảng.

3. Về nghiên cứu dòng ven và lượng vận chuyển bùn cát do sóng

Dòng ven (near-shore current) và vận chuyển bùn cát (sediment transport) do sóng là những đối tượng nghiên cứu quan trọng trong lãnh vực công trình bờ. Kể từ đầu thập niên 60, lượng công trình được công bố tăng lên rất nhanh và có thể được phân thành 3 loại đó là nghiên cứu cơ chế, xây dựng các công thức bán kinh nghiệm và mô phỏng số trị. Trong nghiên cứu phục vụ công trình cảng, chúng ta quan tâm đến các công thức bán kinh nghiệm và phương pháp mô phỏng số trị.

Các công thức bán kinh nghiệm được áp dụng trong trường hợp bờ cát thẳng có độ dốc tương đối đều đặn và cho phép tính toán tốc độ dòng ven, lượng vận chuyển bùn cát dọc bờ qua các tham số sóng vỡ, chiều rộng và độ dốc của bãi triều và cấp hạt của trầm tích. Phần lớn các công thức bán kinh nghiệm có dạng như sau:

$$V_x = V(E_b, \gamma_b, \alpha_b, f) : \qquad (44)$$

$$Q_s = Q(P_b , \alpha_b, d_{50}, \rho_s) .$$

trong đó, V_x -tốc độ của dòng ven dọc bờ, Q_s lượng vận chuyển cát dọc bờ, E_b - năng lượng của sóng vỡ, P_b -thông lượng năng lượng của sóng vỡ, γ_b - độ dốc của bờ biển trong đới sóng vỡ, α_b -góc giữa đường đỉnh sóng và đường bờ tại đới sóng vỡ, f - tham số ma sát đáy, d_{50} là đường kính 50% của cát và ρ_s là mật độ của cát. Có rất nhiều công thức thuộc loại này, trong đó công thức của Longuet-Higgin (1970) và Galvin (1972) được đưa vào quy trình tính toán công trình bờ cho các vùng bờ cát thẳng của CERC [28]. Hiện chưa có công thức bán kinh nghiệm đủ tin cậy cho vùng bờ bùn.

Các mô hình số trị phục vụ nghiên cứu những quá trình có quy mô ~10km được phân thành 3 loại, đó là:

- *Mô hình hai chiều (x,y) lồng ghép hệ phương trình Saint-Vennant để mô tả dòng trung bình theo phương thẳng đứng và phương trình vận chuyển bùn cát trung bình theo phương thẳng đứng. Mô hình loại này được sử dụng trong*

những trường hợp mà hiệu ứng phân tầng có thể được tham số hóa qua trị số trung bình:

- *Mô hình 2 chiều (x,z) lồng ghép hệ phương trình lớp biên rối với phương trình vận chuyển cát lơ lửng. Mô hình được áp dụng cho các kênh mở hoặc cửa sông thẳng với sự ảnh hưởng không đáng kể của vận chuyển tạt sườn. Điển hình cho loại mô hình này là SUTRENCH-2D của Van Rijn (1985);*
- *Mô hình ba chiều là bước hoàn thiện tất yếu của mô hình 2 chiều (x,z) trong trường hợp vận chuyển tạt sườn đóng vai trò quan trọng. Mô hình SUSTRA-3D của Van Rijn (1991) và mô hình ghép Tideflow-3D và Mudflow [35] có thể xem là những thí dụ điển hình cho loại mô hình này.*

Hiện nay các phương pháp tính toán vận chuyển bùn cát và biến động địa hình đáy chưa cho phép thu được kết quả với độ tin cậy cao, kết quả tính toán nồng độ bùn cát lơ lửng có thể sai đến 5 lần, kết quả tính toán lượng vận chuyển bùn cát trong trường hợp dòng tăng tốc có thể sai đến trên 2 lần [51]. Chính vì những nguyên nhân nói trên người ta chỉ có thể dự báo xói lở hoặc sa bồi trong thời gian ngắn (vài chu kỳ triều) và sai số mô phỏng trong khoảng từ 25% đến 50% đã được coi là rất tốt. Cần phải hết sức thận trọng trong việc sử dụng các kết quả mô phỏng dài hạn, bởi vì theo nhiều chuyên gia thì sai số dự báo từ 100% - 200% là sai số phổ biến cho thời hạn dự báo 1 năm.

Ngoài ra cần phải lưu ý rằng, cả 3 nhóm mô hình nói trên chỉ có thể được áp dụng cho vùng biển có độ sâu tương đối lớn vì thế cho đến giữa thập niên 90 việc cải biên chúng để tính dòng ven và lượng vận chuyển bùn cát trong phạm vi đới sóng vỡ vẫn chưa mang lại kết quả khả quan. Mô hình càng phức tạp càng đòi hỏi cao về độ phân giải của lưới tính, về độ tin cậy của bộ dữ liệu mô phỏng: địa hình, tính chất cơ lý của bùn cát đáy, điều kiện biên đặc biệt là nồng độ của lớp bùn bị hóa lỏng ở sát đáy [51], dữ liệu quan trắc để điều chỉnh và kiểm chứng mô hình v.v.. Chính vì vậy, trong nghiên cứu phục vụ công trình cảng, nên nắm bắt bản chất của vấn đề và giải quyết chúng một cách đồng bộ bằng hệ thống phương pháp luận thích hợp.

Cho đến giữa thập kỷ 90, chúng ta chỉ có phương tiện tính toán và đo đạc với tính năng rất hạn chế, vì vậy việc sử dụng hệ thống phương pháp luận được xây dựng trên cơ sở quan niệm kinh điển về dòng năng lượng là xu thế phổ biến. Cần lưu ý rằng do nguồn tài liệu tham khảo không đồng bộ, nên các công thức bán kinh nghiệm đã được thu thập một cách tuỳ tiện và áp dụng chắp vá theo kiểu "râu ông nọ cắm cằm bà kia" [10, 16]. Trong tổng quan này, chúng tôi chỉ đề cập đến phương pháp luận nghiên cứu nguyên nhân sa bồi cảng tại các cửa biển triều thuộc vùng bờ cát nơi mà dòng bồi tích dọc bờ (littoral drift) đóng vai trò quan trọng.

Lượng vận chuyển bùn cát do sóng gây ra tại toàn đoạn bờ thẳng và đủ dài được tính toán theo công thức Galvin (1972):

$$Q_x = 2.03\times10^6 F H_{o}^{5/2} (\cos\theta_o)^{1/4} \sin 2\theta_o \ , \qquad (45)$$

trong đó Q_x là lượng vận chuyển bùn cát hàng năm (m^3/năm/mét bờ) được gây ra bởi sóng ở nước sâu có độ cao hữu hiệu H_o, tần suất xuất hiện F và có hướng lập với pháp tuyến đường bờ một góc θ_o. Công thức (45) có thể được biến đổi để tính lượng vận chuyển bùn cát cho từng tháng hoặc từng mùa (chi tiết hơn xem [28]) và được sử dụng để nghiên cứu quy luật vận chuyển bùn cát tổng thể trên đoạn bờ được tuyến tính hóa đủ dài (khoảng 10km) và trong một số trường hợp được sử dụng để gia điều kiện biên cho tính toán chi tiết.

Trong công trình [9], việc nghiên cứu một cách chi tiết hơn chuyển bùn động bùn cát do sóng gây ra tại vùng nước rất nông có công trình cảng được thực hiện trên cơ sở kết hợp hệ phương trình tia sóng và các công thức bán kinh nghiệm. Trước hết, ranh giới của vùng mà năng lượng sóng đủ lớn để gây ra chuyển động của bùn cát đáy được xác định trên cơ sở sử dụng bất đẳng thức, do Lưu Tỳ ghép nối từ các công thức tính tốc độ quỹ đạo của Loginov [21] và tốc độ khởi động của Mirtxkhulava [23]:

$$H\,(0.486\,g/D)^{1/2} \geq \quad lg(8.8D/\,d_{50})\,/\{2\,g\,(\rho_d - \rho)\,d_{50}/(1.8\,\rho) + 1.2\,\rho\sigma_m\}^{1/2}, \qquad (46)$$

trong đó, ρ_d là khối lượng riêng của bùn cát, $\rho = 1$ là khối lượng riêng của nước biển, σ_m là mô dun kết dính và được xem là tham số để điều chỉnh mô hình trên cơ sở sử dụng quan trắc đồng thời độ cao sóng và độ đục bằng mắt.

Tiếp theo, vị trí của đới sóng vỡ được xác định theo tiêu chuẩn McCowan, tốc độ của dòng bồi tích dọc bờ V_x và lượng vận chuyển bùn cát dọc bờ Q_x trong phạm vi đới sóng vỡ được tính theo công thức của Eagleson và Manohar [37]:

$$V_x = 3\,g\,[H^2(C/C_g)\,\gamma \sin\alpha \sin 2\,\alpha]_b\,/[8\,D\,(2\,lg\,D/Z_0 + 1.74)^2]_b \qquad (47)$$

$$Q_x = 0.786\,E_x^{0.91}\,d_{50}^{-0.5} \qquad (48)$$

trong đó chỉ số b được dùng để chỉ các đặc trưng tại đới sóng vỡ, α là góc giữa tia sóng và đường bờ, γ là độ dốc đáy biển, Z_0 là tham số nhám và E_X là dòng năng lượng dọc bờ của sóng:

$$E_x = \rho g\,[H^2 C_g \sin 2\alpha]_b/16 \qquad (49)$$

Cần phải đặc biệt lưu ý rằng các công thức (47) và (48) chỉ có thể áp dụng cho các đoạn <u>bờ cát tương đối thẳng</u> có <u>độ dốc tương đối thoải</u>, đây là những khái niệm tương đối mơ hồ mà chúng tôi chưa có điều kiện để lượng hóa bằng những chỉ tiêu định lượng. Trong các công trình nghiên cứu phục vụ thực tiễn, bờ biển được xấp xỉ bởi một đường gấp khúc với các đoạn càng dài càng tốt, việc tính toán được thực hiện sao cho có không dưới 5 tia sóng thâm nhập tới mỗi đoạn và chỉ lấy trị số trung bình cho toàn đoạn. Tại các đoạn bờ mà sóng biển không thâm nhập tới được, hoặc kết quả tính toán không phù hợp với xu thế chung và mâu

thuần với các quy luật địa mạo động lực thì Q_s sẽ được xác định trên cơ sở áp dụng quy luật bảo toàn vật chất.

Kinh nghiệm cho thấy rằng, cần phải biện luận kỹ lưỡng kết quả tính toán lượng vận chuyển trên cơ sở sử dụng quy luật bảo toàn vật chất ở quy mô cục bộ và quy mô tổng thể mới có thể phác hoạ bức tranh tương đối đủ tin cậy về chuyển động của bùn cát do sóng gây ra tại khu vực công trình cảng và dự đoán đúng về mặt định tính diễn biến của quá trình bồi xói. Cần phải nhấn mạnh rằng hệ phương trình tia sóng và các công thức bán kinh nghiệm chỉ cho phép dự báo sa bồi chế độ cho cảng Cửa Lò [9] với sai số khoảng 200%.

Trên cơ sở những kết quả đã thu được, Hoàng Xuân Nhuận và Nguyễn Xuân Dương(1990) đã biên soạn quy trình tạm thời để tính toán trường sóng khúc xạ và lượng vận chuyển bùn cát dọc bờ do sóng gây ra. Đây là một quy trình có phạm vi áp dụng hạn chế, vì vậy cần cố gắng xây dựng những quy trình hoàn chỉnh hơn để nghiên cứu định lượng các quá trình lan truyền sóng và các quá trình hình thái do sóng gây ra tại những vùng nước rất nông có địa hình phức tạp như cửa biển triều, vịnh zê-ta, bãi cạn san hô và đặc biệt là tại các vùng bờ biển bùn xung yếu như Hải Phòng và Định An.

III. MỘT SỐ KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU ỨNG DỤNG

Trong điều kiện giao lưu rất hạn chế vào cuối thập kỷ 80 và đầu 90, những nghiên cứu về hệ phương trình tia sóng, phương trình Berkhoff và các phương pháp tính vận chuyển bùn cát do sóng gây ra mặc dù chỉ được lồng ghép với nhau một cách chắp vá nhưng đã cho phép chúng ta tự lực tìm hiểu những đặc điểm mang tính quy luật của các quá trình hình thái và vận dụng chúng vào thực tiễn. Các công trình nghiên cứu ứng dụng phục vụ giảm nhẹ sa bồi cho cảng Cửa Lò, tôn tạo Cụm dịch vụ Đá Tây (quần đảo Trường Sa) và chọn vị trí cảng Ròn sẽ được trình bày vì kết quả nghiên cứu đã được ứng dụng vào thực tiễn, những ưu điểm và nhược điểm của nghiên cứu cũng đã được xác định một cách rõ ràng.

1. Nhiệm vụ giảm nhẹ sa bồi cảng Cửa Lò.

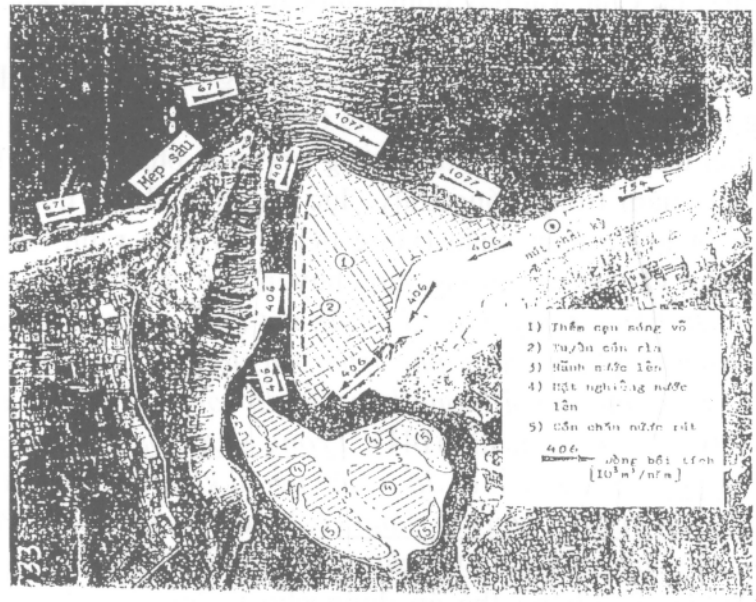
Vào đầu năm 1985, nhiệm vụ giảm nhẹ sa bồi đã được đặt ra một cách cấp bách nhằm duy trì luồng vào cảng Cửa Lò để tiếp nhận các tàu tiếp tế lương thực cho nhân dân vùng Thanh-Nghệ-Tĩnh đang bị nạn đói đe doạ vì mùa màng đã bị mất trắng trong vụ đông xuân 1984-1985. Để góp phần thực hiện nhiệm vụ này, lần đầu tiên tại nước ta mô hình số trị SEDIMENT [10] gồm hệ phương trình tia sóng (1) - (5), các chỉ tiêu xác định biên nội (21), ranh giới chuyển động của bùn cát (46), tốc độ dòng bồi tích (47) và lượng vận chuyển dọc bờ (48) đã được thực hiện trên máy vi tính (Apple II) nhằm mô phỏng quá trình lan truyền sóng và vận chuyển bùn cát trong điều kiện biển rất nông với địa hình đáy tương đối phức tạp.

Kết quả nghiên cứu cho thấy rằng, tại vùng bờ được nghiên cứu tồn tại dòng bồi tích chủ (dòng tổng thể) với lượng vận chuyển tịnh là 671.000 m^3/năm mang bùn cát từ phía Diễn Châu đến cửa Hội (hình141, gross transport, tính theo công thức Galvin (46) cho đoạn bờ được tuyến tính hóa dài khoảng 10km ở phía bắc Mũi Rồng). Tại delta triều rút (ebb tidal delta) của Cửa Lò, hoàn lưu cục bộ ngược chiều kim đồng hồ của dòng bùn cát (hình 141) được hình thành dưới tác động của thủy triều và các quá trình lan truyền sóng. Trước hết, *trong giai đoạn nước lớn sóng biển bị khúc xạ mạnh tại mép ngoài khơi của delta triều rút* và khi thâm nhập đến bờ tạo nên *hiện tượng phân kỳ của dòng bùn cát* với nút phân kỳ nằm tại đoạn bờ lân cận Lèn Chu. Tại đây dòng bùn cát cục bộ tách ra khỏi dòng bùn cát chủ, men theo rãnh triều lên và hướng về phía rãnh triều rút chính (hình 1, lượng vận chuyển tịnh 406,000 m^3/năm tính theo công thức (48) và lấy trung bình cho 5 tia sóng thâm nhập vào đoạn bờ phía trái nút phân kỳ). Việc nghiên cứu chi tiết quá trình lan truyền sóng cho thấy rằng trong đa phần trường hợp, rãnh triều rút chính hoặc là nằm trong bóng thủy lực của mũi Rồng hoặc là nằm ở phía ngoài biên nội phản xạ toàn phần (vùng tiếp giáp giữa rãnh triều rút chính và tuyến cồn rìa) như vậy tại đây lượng vận chuyển bùn cát do sóng gây ra là không đáng kể, tuy nhiên *căn cứ quy luật bảo toàn vật chất có thể phỏng đoán rằng* để đảm bảo cân bằng tự nhiên *trong pha triều rút dòng triều phải tải ra biển một lượng bùn cát tương đương với lượng bùn cát do sóng mang đến trong pha triều lên* (khoảng 406,000 m^3/năm, hình141). *Trong giai đoạn nước nhỏ hoặc trong trường hợp biển động, sóng biển bị đổ ở mép ngoài khơi của delta triều rút và gây ra tại đây lượng vận chuyển bùn cát đáng kể*. Mặc dù vậy do: (a) Phân bố kết hợp mực nước-độ cao sóng không đủ tin cậy, đặc biệt là trong trường hợp biển động và (b) Công thức (48) không thể áp dụng cho trường hợp khi một phần năng lượng sóng đổ được chuyển hóa thành năng lượng của sóng thứ cấp và tiếp tục lan truyền vào delta triều rút cho nên *kết quả tính toán trực tiếp không phù hợp với quy luật bảo toàn vật chất*. Như vậy, cần thay thế nó bằng *lượng vận chuyển cân bằng* (1077,000 m^3/năm, hình141) nhằm đảm bảo sự cân bằng vật chất với lượng bùn cát do dòng bùn cát tổng thể và dòng triều rút mang đến mép ngoài của delta triều rút. Cuối cùng, ta nhận thấy dòng bùn cát thóa t ra khỏi khu vực Cửa Lò có lượng vận chuyển tịnh 754.000 m^3/năm (hình 1) tức là lớn hơn lượng vận chuyển của dòng bồi tích tổng thể. Mặc dù, về mặt định lượng còn rất nhiều việc phải làm, nhưng về mặt định tính có thể khẳng định rằng do ảnh hưởng của delta triều rút của Cửa Hội đối với các trường sóng mùa hè nên lượng vận chuyển tịnh có xu hướng tăng dần từ Lèn Chu đến Cửa Hội và như vậy tại khu vực lân cận Cửa Lò *xu thế xói phải là xu thế ngự trị* và *hiện tượng sa bồi luồng chỉ là xu thế cục bộ và do dòng bùn cát cục bộ gây ra*.

Những cố gắng trong việc nghiên cứu lan truyền sóng và vận chuyển bùn cát do sóng gây ra tại Cửa Lò đã có những đóng góp đáng kể về mặt nhận thức luận. Thực vậy, lần đầu tiên chúng ta đã tự mình phát hiện hoàn lưu cục bộ của dòng

bùn cát và hơn thế nữa đã bước đầu làm sáng tỏ hiện tượng lệch pha giữa 3 nhánh hoàn lưu và tầm quan trọng của các vùng khuất sóng và của biên nội phản xạ đối với nhánh dọc theo rãnh triều rút của hoàn lưu cục bộ. Rất đáng tiếc là do những hạn chế về mặt phương pháp số trị và phương tiện tính toán nên những cố gắng mô phỏng đồng thời các quá trình truyền triều - truyền sóng- vận chuyển bùn cát, cũng như những cố gắng mô phỏng chi tiết chúng có tính đến ảnh hưởng của các đê chắn sóng vẫn chưa mang lại kết quả như mong đợi [9, 11].

Về mặt ứng dụng thực tế, kết quả nghiên cứu cho phép đề ra hai giải pháp giảm nhẹ sa bồi luồng ra vào cảng Cửa Lò đó là: *giải pháp (a)* - chặn dòng bùn cát cục



Hình 141: Sơ đồ hoàn lưu cục bộ của bùn cát tại Của Lò dưới tác động của thủy triều và các quá trình lan truyền sóng.

bộ bằng biện pháp xây đê chắn cát dọc theo tuyến cồn rìa và *giải pháp (b)* - triệt tiêu hoàn toàn hoàn lưu cục bộ bằng biện pháp xây đê chắn sóng từ nút phân kỳ và hướng dọc theo mép ngoài của delta triều rút. Do điều kiện kinh tế eo hẹp, nên *giải pháp (a)* đã được thi công, đây là giải pháp không lâu bền bởi vì hiện tượng "cát leo" đầu mút đê chắn cát chắc chắn sẽ xảy ra dưới tác động của dòng bồi tích cục bộ.

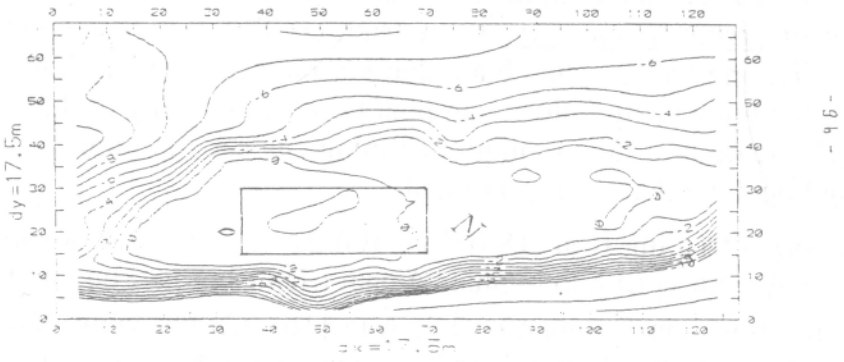
Số liệu quan trắc hiện trường [11] và đánh giá đê chắn cát [6] cho thấy nhờ biện pháp xử lý đúng hiện tượng phản xạ toàn phần và sử dụng quy luật bảo toàn vật chất để biện luận kết quả tính dòng bùn cát, nên bức tranh định tích về hoàn lưu cục bộ gây sa bồi đã được phác họa đủ tin cậy. Theo đánh giá mới nhất [6b] *giải pháp (a)*, được xây dựng trên cơ sở bức tranh định tính này, đã cho phép giảm sa bồi từ trên 1.125.000 m3/năm xuống còn 209.000 m3/năm và như vậy cho phép tiết kiệm được 137,5 tỷ đồng trong vòng 12 năm (từ 1990 đến nay), đây là một hiệu quả vượt xa sự mong đợi của những người nghiên cứu. Tuy nhiên, chúng tôi thấy cần lưu ý rằng cho đến nay việc mô tả hoàn lưu cục bộ bằng một mô hình

thống nhất vẫn chưa được thực hiện và kết quả dự báo sa bồi vẫn chưa đạt được độ tin cậy cần thiết.

2. Nhiệm vụ tôn tạo bãi Đá Tây và chọn vị trí cảng Vũng áng

Nhiệm vụ tôn tạo và chống xói lở tại bãi cạn Đá Tây đã được đặt ra vào năm 1992 nhằm xây dựng cơ sở hạ tầng và mạng lưới dịch vụ ban đầu để xúc tiến khai thác tài nguyên thiên nhiên của quần đảo Trường Sa và vùng biển kế cận.

Kinh nghiệm đi biển tại vùng quần đảo cho thấy rằng địa hình đáy biển tại đây bị



Hình142. Địa hình bãi cạn Đá Tây và khu vực công trình

chia cắt bởi các rạn san hô được phân bố một cách ngẫu nhiên mà ở mức độ nào đó ta có thể phân chúng thành từng đới nông - sâu không đều đặn. Do đặc điểm địa hình nêu trên, khi sóng biển lan truyền qua các rạn san hô ngầm, năng lượng của nó bị hao tán đáng kể do hiệu ứng kết hợp nhiễu xạ và phản xạ, chính vì vậy theo cảm nhận trực quan thì sóng vỗ bờ ở đây *có hướng kém ổn định và cường độ yếu hơn đáng kể* so với sóng vỗ bờ tại vùng bờ lục địa. Những lý do vừa nêu khiến cho các tác giả công trình [15] nẩy ra ý đồ sử dụng phương trình Berkhoff để nghiên cứu lan truyền sóng. Không những vậy, đây cũng là công trình đầu tiên tại nước ta thực hiện mô phỏng dòng chảy sóng bằng mô hình 2 chiều Saint Vennant với ứng suất phóng xạ và vận chuyển bùn cát theo phương pháp Van Rijn [50].

Mặc dù đã có những cố gắng rất lớn nhưng các tác giả mới chỉ đạt được tính ổn định của mô hình số trị. Còn về tính xấp xỉ, ngay từ đầu đã phát hiện thấy bình đồ địa hình đáy do Xí nghiệp KSTK đường thủy cấp, đã được đo vẽ theo quy trình phổ cập cho vùng bờ, các đường đẳng sâu bị là trơn (hình142) và không thể hiện được sự chia cắt mạnh của địa hình đáy bởi các rạn san hô. Đây cũng là nhược điểm chung của của công tác đo vẽ địa hình trong hầu hết các công trình sau này.

Đó là một trong những nguyên nhân khiến cho quá trình động lực học đặc thù nhất cho các bãi cạn san hô đó là sự lan truyền sóng trên địa hình đáy không đều đặn cho đến nay vẫn chưa được nghiên cứu, cho dù chỉ là mô phỏng chay bằng phương trình Berkhoff - một phương trình rất nhậy cảm với thăng giáng của địa hình. Hơn thế nữa, trong quá trình lập báo cáo đã phát hiện thấy rằng muốn mô phỏng quá trình lan truyền sóng với độ xấp xỉ đủ tốt trong điều kiện đáy được là trơn như trong hình 142 cần phải thu nhỏ bước lưới ít ra là 2 lần.

Như vậy, giá trị thực tiễn của nghiên cứu chỉ là ở chỗ các tác giả đã *kịp thời phát hiện thấy những phiếm khuyết của mô hình số trị* và vì vậy đã chọn tham số sóng thiết kế căn cứ trên tiêu chuẩn ổn định của Mc Cowan có tính đến hiệu ứng nước dâng do bão và dòng chảy sóng. Điều đáng chú ý nữa, đó là do cảm nhận trực quan về vai trò đáng kể của hiệu ứng kết hợp nhiễu xạ - phản xạ gây ra bởi các rạn san hô, các tác giả đã đề nghị *sử dụng công trình đê bao để chống xói chứ không dùng công trình kiểu mỏ hàn*. Công trình Đá Tây và một số công trình khác tại quần đảo Trường Sa cho phép bước đầu kết luận rằng những khuyến nghị kỹ thuật đã nêu là không sai tuy nhiên cần phải tiếp tục làm sáng tỏ thêm tính tối ưu của chúng và xác định rõ ràng ranh giới áp dụng của các mô hình lan truyền sóng trong trường hợp đáy biển bị chia cắt mạnh.

Nhiệm vụ chọn vị trí cảng Ròn (18^{0}07' N, 106^{0}27' E) được đặt ra vào năm 1994 với mục tiêu xác định vị trí hợp lý nhất để phát triển cảng tại khu vực lân cận mũi Ròn bao gồm vũng Sơn Dương và vũng Áng [16]. Cả hai vũng đều thuộc loại vịnh zê-ta và được cấu thành từ 2 đoạn bờ tương phản với nhau, đó là đoạn bờ cát thoải và đoạn vách đá dốc đứng ở lân cận mũi Ròn.

Kết quả nghiên cứu (chưa được công bố) cho thấy việc áp dụng phương trình Berkhoff tại đoạn bờ cát thoải là không hợp lý vì chỉ khi bước tính rất nhỏ (1/6 bước sóng) thì hiện tượng khúc xạ mới bắt đầu được thể hiện với sự sai khác rất đáng kể so với hệ phương trình tia. Còn tại vùng vách đá thẳng đứng, thì với bước tính dọc theo đường đỉnh sóng nhỏ hơn 1/8 bước sóng mới có thể phát hiện được bức tranh nhiễu xạ tương đối có quy luật vào vùng bóng thủy lực của mũi Ròn. Do nhiều nguyên nhân, mà trước hết là vấn đề xấp xỉ đường bờ và hiện tượng biến đổi đột ngột của ứng suất phóng xạ tại đới sóng vỡ vẫn chưa được giải quyết thoả đáng cho nên việc mô phỏng dòng chảy và vận chuyển bùn cát vẫn không mang lại kết quả như mong muốn. Như vậy cần hết sức thận trọng khi thay thế hệ phương trình tia và các công thức bán kinh nghiệm bằng những công cụ mới.

Mặc dù có những khiếm khuyết như đã nêu trong nghiên cứu lan truyền sóng và vận chuyển bùn cát, nhưng về cơ bản có thể kết luận rằng vũng Áng có điều kiện động lực thuận lợi hơn cho mục tiêu phát triển cảng. Các vấn đề chi tiết còn tồn tại như cơ chế xả cát qua mũi Ròn và cấu hình tối ưu của cảng cần được tiếp tục nghiên cứu trong giai đoạn thiết kế kỹ thuật. Hiện nay cảng Vũng Áng đã được thi công, nhưng rất đáng tiếc là những vấn đề chi tiết về lan truyền sóng và vận chuyển cát tại vùng lân cận đoạn bờ dốc đứng của mũi Ròn và các công trình

chắn sóng vẫn chưa được nghiên cứu một cách thoả đáng.

IV. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Nhờ những cố gắng trong quá trình thực hiện Chương trình biển và một số nhiệm vụ thực tiễn chúng ta đã xây dựng được một số mô hình số trị đủ tin cậy để nghiên cứu quá trình lan truyền sóng và vận chuyển bùn cát cho các vùng bờ có địa hình tương đối đều đặn và cấu tạo từ trầm tích thuộc nhóm cát. Đây là những công cụ đã cho phép chúng ta mở rộng thêm tầm hiểu biết về điều kiện tự nhiên của biển Việt Nam và đưa ra những khuyến nghị đúng đắn (cho dù mới chỉ ở mức định tính) cho một số công trình cảng.

Mặc dù vậy, cần phải nhận thấy rằng, đó chỉ là những thành công bước đầu và sự nghiệp phát triển cảng đòi hỏi phải đầu tư các nguồn lực cần thiết để giải quyết những vấn đề phức tạp hơn, đó là:

1. Xây dựng các mô hình mô phỏng định lượng quá trình lan truyền sóng và vận chuyển bùn cát trong điều kiện nước rất nông với các rãnh sâu đột ngột của delta triều rút, cũng như trong điều kiện địa hình đáy rất dốc của các vách đá nhô ra biển hoặc bị chia cắt rất mạnh tại các bãi cạn san hô;
2. Nghiên cứu các quá trình động lực và xây dựng các mô hình hình thái của các cửa biển trên vùng bờ biển bùn;
3. Xây dựng các mô hình hình thái có tính đến ảnh hưởng của hệ thống công trình cảng ở quy mô cục bộ.

Cần có cơ chế phối hợp tốt hơn giữa các chương trình nghiên cứu và các chương trình phát triển mạng lưới cảng biển Việt Nam cũng như một số chương trình kinh tế - xã hội khác nhằm tập trung nhân lực và trang thiết bị để thực hiện 3 nhiệm vụ nêu trên và kịp thời áp dụng những thành tựu thu được vào thực tiễn cuộc sống.

V

CÁC ĐẶC TRƯNG KỸ THUẬT ĐỚI BỜ

I. MỞ ĐẦU

Hiện nay ở nước ta nhu cầu xây dựng các công trình biển ven bờ như đê điều, bến cảng, luồng lạch giao thông đường thủy , quai đê lấn biển, quy hoạch các khu dân cư kinh tế xã hội, an ninh quốc phòng, khai thác nguồn lợi biển, ... là rất lớn. Tuy nhiên việc sử dụng những tư liệu chính thức về điều kiện tự nhiên còn khá tuỳ tiện và tản mạn, chưa có một tài liệu chính thức tổng hợp lại tất cả các yếu tố gọi là các đặc trưng kỹ thuật với cơ sở khoa học đủ tin cậy để tham khảo.

Với các dự án xây dựng công trình biển ven bờ cần có được các dữ liệu tin cậy chính thống các yếu tố về điều kiện tự nhiên bao gồm : Khí tượng (gió, áp suất không khí, độ ẩm, nhiệt độ, bức xạ, nắng, mưa, sương mù, dông, bão, ..); Hải văn (nhiệt độ, độ mặn nước biển, pH, các yếu tố thủy hóa , ...); Động lực học biển (thủy triều, dòng chảy, sóng, nước dâng bão, vận chuyển bùn cát, ...); Địa chất công trình và địa mạo động lực. Một số hoạt động điều tra nghiên cứu trong giai đoạn vừa qua đã được thực hiện nhằm đáp ứng yêu cầu trên, trong đó phải kể hoạt động và các kết quả đạt được của đề tài KHCN- 06- 10 thuộc chương trình điều tra nghiên cứu biển cấp Nhà nước KHCN- 06 (1996- 2000).

II. KẾT QUẢ NGHIÊN CỨU

1. Về các đặc trưng khí tượng

a. Tại các trạm khí tượng ven bờ và ven đảo

Đã thu thập số liệu nhiều năm và tính toán thống kê về gió và các thông số khí tượng khác cho 27 trạm khí tượng ven bờ và đảo bố trí trong vùng biển Việt Nam từ Bắc đến Nam, kể cả Trường Sa.

Bảng 82. Tần suất tốc độ gió theo các hướng, tại Phú Quốc, tháng VII, 1979-1998

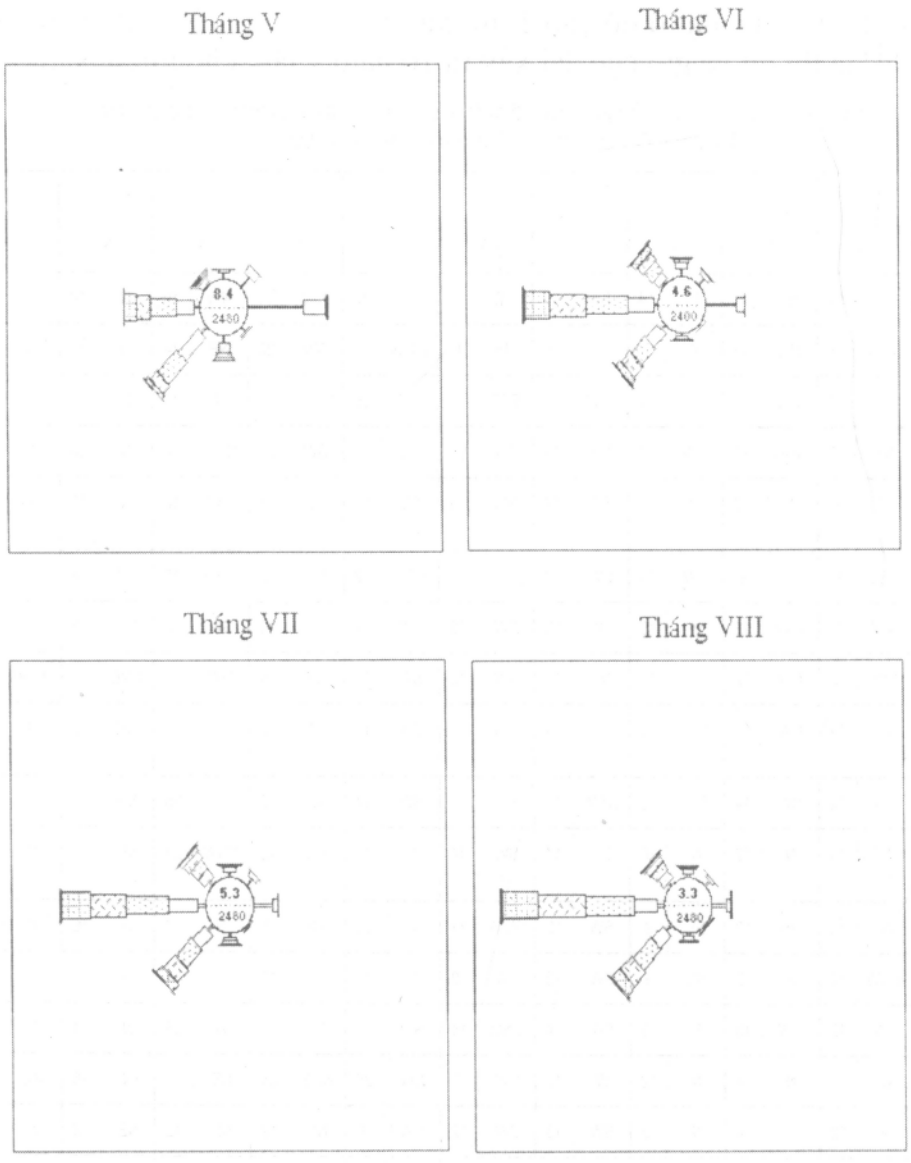
Khoảng tốc độ gió cấp BOFO	Hướng gió								Lặng	Tần xuất (%)	Tổng số,số liệu	Xuất đảm bảo (%)
	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW				
	Lặng gió								5.28	5.28	131	100.00
cấp I	1.45	2.26	5.89	0.60	0.81	1.98	2.38	1.65	-	17.02	422	94.72
cấp II	1.21	1.29	1.41	0.12	1.13	4.88	8.99	2.42	-	21.45	532	77.70
cấp III	0.44	0.08	0.04	-	0.89	6.77	12.58	3.10	-	23.91	593	56.25
cấp IV	0.24	-	0.04	-	0.24	4.72	11.05	2.30	-	18.59	461	32.34
cấp V	0.04	-	-	-	0.12	2.62	8.59	1.37	-	12.74	316	13.75
cấp VI	0.04	-	-	-	-	0.08	0.40	0.24	-	0.77	19	1.01
cấp VII	-	-	-	-	-	0.08	0.12	0.04	-	0.24	6	0.24
cấp VIII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cấp IX	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cấp X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cấp XI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
cấp XII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
> XII	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Tổng (%)	3.43	3.63	7.38	0.73	3.19	21.13	44.11	11.13	5.28	100.00	2480	
Vtb (m/s)	2.44	1.52	1.26	1.17	3.19	4.68	5.29	4.68				
Vmax (m/s)	12.00	4.00	6.00	2.00	8.00	16.00	16.00	14.00				

Tại mỗi trạm khí tượng đã lập bảng tần suất gió theo các cấp tốc độ gió (cấp Bôpho) và theo các hướng (tính cho hai trường hợp 8 hướng và 16 hướng). Bảng tần suất được tính trung bình cho từng tháng và cả năm. Từ bảng tần suất này đã vẽ lên các hoa gió tương ứng. Bảng 82 và các hình 142a đưa ra ví dụ tính toán bảng tần suất gió và hoa gió trung bình theo tháng tại trạm Phú Quốc tính theo 8 hướng.

Mặt khác, đối với gió tại từng trạm đã tính tốc độ gió trung bình và cực đại theo tháng, năm và theo từng hướng. Tốc độ trung bình và cực đại của từng hướng theo tháng và năm được đưa ra cùng trong bảng tần suất đã nói ở trên. Tốc độ gió mạnh nhất xảy ra trong từng tháng của từng năm được đưa ra trong từng bảng riêng cho mỗi trạm. Bảng 83 đưa ra ví dụ tốc độ gió mạnh nhất tại trạm Côn Cỏ.

Căn cứ vào chuỗi giá trị cực đại của tốc độ gió tại từng trạm, dựa vào hàm phân bố Gumbel đã tính toán ra các giá trị tốc độ gió cực đại có thể xảy ra một lần theo các chu kỳ lặp 5, 10, 20, 30, 50 và 100 năm. Bảng 3 đưa ra giá trị tính toán cho trạm Bạch Long Vĩ, Văn Lý và Hòn Ngư. Trong bảng đã phân biệt ra giá trị tính cho từng mùa và cả năm.

Ngoài ra, đã tính thống kê các thông số khí tượng khác như nhiệt độ không khí, độ ẩm, nắng, mưa, sương mù, dông, bão. Đã thống kê số cơn bão đổ bộ vào nước ta chia ra theo từng đoạn bờ 1 độ trong toàn dải ven bờ từ Bắc vào Nam trong thời gian từ 1954 đến 1995. Có chi tiết cụ thể về từng cơn bão (tên bão, thời gian và địa điểm đổ bộ, cường độ bão, tốc độ gió đo được ở một số trạm lân cận trong vùng, quỹ đạo bão).



Hình 4.2. Hoa gió . Trạm quan trắc: Phú Quốc
Thời gian quan trắc (1979- 1998)

b. Tính gió theo nút lưới 1/4 độ

Sau khi đã tính được tốc độ gió cực trị theo các chu kỳ lặp khác nhau tại các trạm khí tượng ven bờ và đảo, đã sử dụng phương pháp phân tích khách quan để nội ngoại suy đưa ra các giá trị đó tại các nút lưới 1/4 độ kinh vĩ.

Đã lập các sơ đồ gió cực đại ở độ cao 10m, xảy ra 5, 10, 20, 30, 50 và 100 năm một lần. Hình 142 là thí dụ về gió cực đại xảy ra 10 năm 1 lần, cho miền Nam.

Bảng 83. Hướng và tốc độ gió cực đại (m/s) theo từng tháng và cả năm
Trạm: cồn cỏ, thời gian đo : 1976- 1995

Tháng / Năm	I		I'		II		IV		V		VI		VII		VIII		IX		X		XI		XII		Cả năm	
1976	NH	14	W	14	W	14	NH	14	N	14	SW	15	SE	12	NH	12	NW	14	NW	10	N	18	NNE	18	NNE	18
1977	N	16	NW	18	NNW	18	NW	12	NH		SE	10	NH	8	WNW	12	SW	20	NE	14	N	14	N	14	SW	20
1978	NW	16	N	14	NW	12	WNW	18	N	14	WSW	14	ESE	12	SE	26	S,NW	19	N	16	N	12	NE	12	SE	26
1979	N	16	NH	12	NH	12	NNW	14	S,N	12	NW	14	SW	12	SE	19	SW	30	N,NE	14	N	20	N	14	SW	30
1980	NN E	14	W	12	N	9	N	19	N	18	SW	12	NW	16	SE	12	NE	16	NW	16	N	12	N	12	N	19
1981	N	14	N,NW	12	E,SE	9	SE	9	SW	13	SW	12	SW	12	SSW	12	NH	12	N,NE	15	NNE	14	N	14	NNE	15
1982	NH	12	NW	14	NW	9	N NW	12	W	18	SW	10	SW	12	SW	14	N	16	SW	20	NH	12	N	14	SW	20
1983	NH	14	NH	14	NW	12	NW	12	N	12	NH	10	NW	12	SW	14	NE	14	NW	38	NNE	14	N,NW	12	NH	38
1984	NN E	12	NW	14	NW	14	NW	12	N,S	10	NH	14	N,SW	14	SW	14	NW	12	E	16	NH	12	N	14	E	16
1985	W	14	NNW	10	NW	14	NW	14	SW	10	WSW	16	SW	14	SW	14	NH	12	NE	35	NH	14	NH	14	NE	35
1986	NE	14	N,NW	14	N,NW	14	N	12	N	20	SW	14	SW	14	N	14	SW	12	NNW	24	NH	14	N	14	NN W	24
1987	N	14	NH	9	N	12	NH	12	SE	9	SW	12	WSW	14	W	28	NH	9	N	14	N	16	N	14	N	16
1988	N	10	NW	12	N,NW	12	N	12	SE	9	SW	12	SW	10	SW	9	N	10	N	14	N	16	N	14	N	16
1989	NW	14	NE	12	NW	12	NW	10	E	18	SW	14	N,NW	14	SW	12	SW	12	W	36	N	14	NH	9	W	36
1990	N	14	N	12	NH	7	N	14	N	12	W	12	SW	7	SW	28	NNE	35	NE	16	N	16	NNE	14	NNE	35
1991	N	12	N	12	N	12	N	14	N	12	SW	13	SW	12	SW	16	NE	12	NH	12	NE	12	N	14	SW	16
1992	NW	12	N	10	N	10	ESE	9	SW	10	WSW	12	SW	10	SW	8	SW	9	N	15	NNE	15	NW	15	NH	15
1993	N	12	NW	8	NNW	12	W	12	NW	12	SW	12	NH	12	NH	12	NW	9	NE	14	NH	14	N	14	NH	14
1994	N	12	NNW	12	NW	16	SE	12	NNE	14	SW	16	SW	14	SW	16	NW	14	N	16	E	12	NE	16	SW	18
1995	NW	14	N	14	N,NW	14	NW	12	W,N	10	SW	12	SW	12	W,SW	14	E	14	N	16	N	18	N	12	N	18

NH: nhiều hướng

Bảng 84. Tốc độ gió cực đại có thể xảy ra 1 lần trong năm
Trạm: Bạch Long Vĩ

Mùa	Chu kỳ lặp T (năm)					
	5	10	20	30	50	100
Đông	24.7	26.6	28.5	29.5	30.8	32.6
Xuân	24.0	26.3	28.5	29.8	31.4	33.6
Hè	34.0	39.2	44.1	47.0	50.5	55.3
Thu	35.7	41.0	46.0	48.9	52.6	57.5
Năm	39.8	45.0	50.1	53.0	56.6	61.6

Trạm : Văn Lý

Mùa	Chu kỳ lặp T (năm)					
	5	10	20	30	50	100
Đông	16.2	17.2	18.3	18.8	19.6	20.6
Xuân	19.8	22.0	25.3	26.8	28.8	31.4
Hè	28.7	33.1	37.3	39.7	42.8	46.9
Thu	29.5	34.9	40.1	43.1	46.9	52.0
Năm	32.7	38.0	43.0	45.9	49.6	54.5

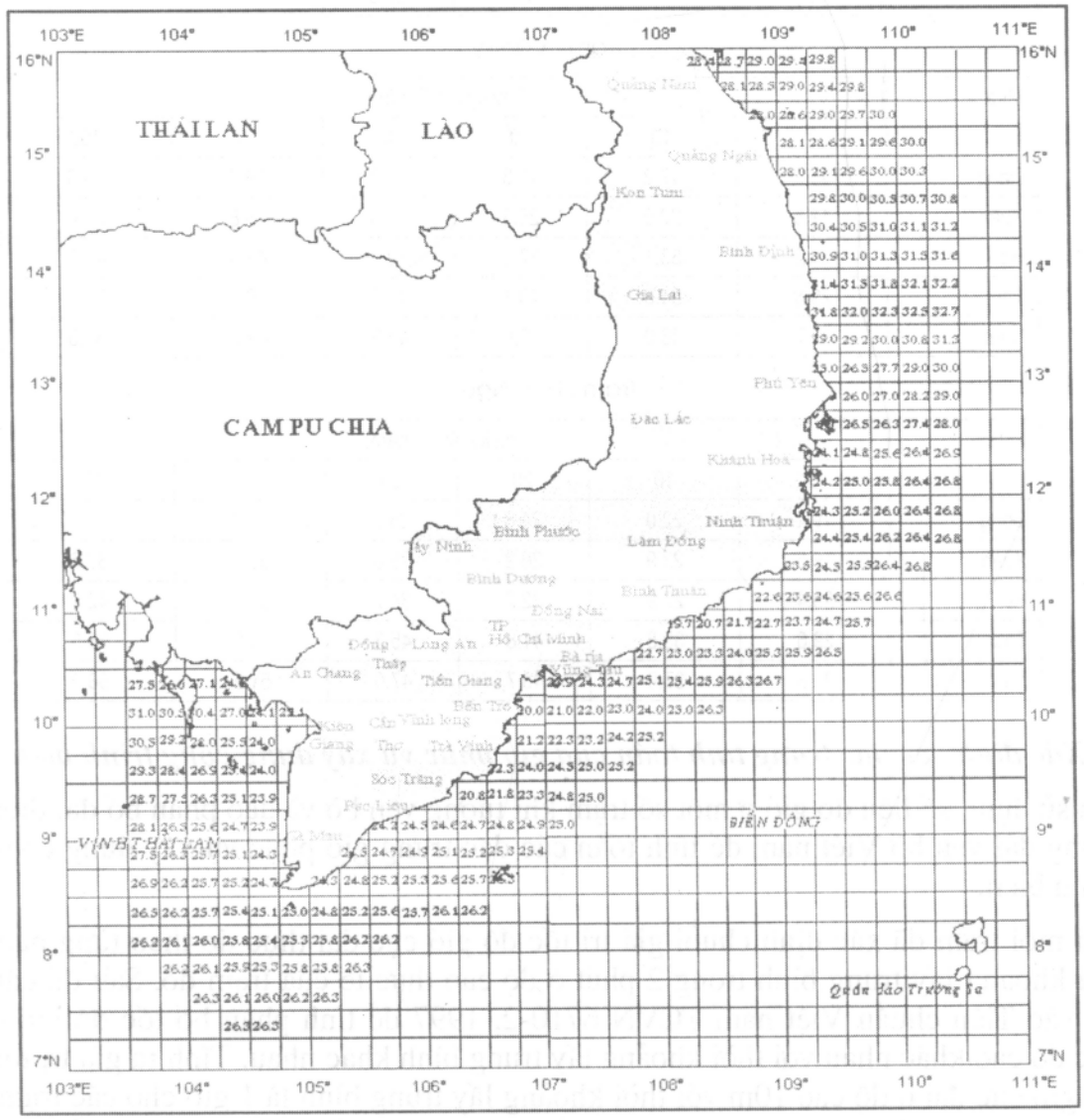
Trạm : Hòn Ngư

Mùa	Chu kỳ lặp T (năm)					
	5	10	20	30	50	100
Đông	19.2	22.0	24.8	26.3	28.3	31.0
Xuân	19.5	22.9	26.2	28.0	30.4	33.6
Hè	23.4	27.9	32.2	34.7	37.8	42.0
Thu	29.6	35.8	41.8	45.3	49.6	55.5
Năm	31.8	37.9	43.7	47.0	51.2	56.9

c. Xác định các đặc trưng tính toán của gió phục vụ xây dựng công trình biển

Đã sử dụng số liệu đo gió ở một số trạm khí tượng ven bờ và đảo phân bố đại diện trong dải ven bờ Việt nam để tính toán các đặc trưng gió phục vụ xây dựng công trình biển.

Tại mỗi trạm đã xác định chuỗi giá trị tốc độ gió cực đại thực đo theo từng năm với khoảng lấy trung bình trong 2 phút ở độ cao thực tế của trạm đo. Sau đó căn cứ vào Tiêu chuẩn Việt nam TCVN 6710-2, 1997 để tính phân bố tốc độ gió ở các độ cao khác nhau với thời khoảng lấy trung bình khác nhau. Tính ra giá trị tốc độ gió cực đại ở độ cao 10m với thời khoảng lấy trung bình là 1 giờ cho các trạm. Đây là giá trị cần thiết cho các tiêu chuẩn xây dựng. Kiểm nghiệm luật phân phối của các chuỗi tốc độ gió này cho thấy chúng đều tuân theo luật phân bố xác suất Gumbell và tuỳ theo số liệu đo đạc tại từng trạm các tham số phân phối ở mỗi trạm là khác nhau. Ngoài ra các đặc trưng thống kê khác như trị số trung bình, $\bar{v}$, phương sai σ_v^2, độ lệch chuẩn σ_v của giá trị $v_{1h,10}$ ở mỗi trạm cũng được xác định.



Hình 143. Sơ đồ phân bố tốc độ gió cực đại (M/S) ở độ cao 10m so với mặt biển có thể xảy ra 1 lần trong 10 năm

Tiếp theo đã xác định các giá trị tốc độ gió tính toán. Với chuỗi số liệu tại mỗi trạm đã có cùng luật phân bố Gumbell đã biết có thể xác định được các giá trị tốc độ gió tính toán ứng với các thời khoảng lấy trung bình khác nhau (3s, 5s, 15s, 1ph, 10ph và 1h), ở các độ cao khác nhau (5, 10, 15, 20, 25, 30, 35, 40 mét) theo các chu kỳ lặp khác nhau (5, 10, 15, 20, 25, 30, 50, 75 và 100 năm). Bảng 85 chỉ ra kết quả tính cho trạm Cồn Cỏ tại các độ cao 5, 10, 15, 20, 25m.

Bảng 85. Tốc độ gió tính toán (m/s) ứng với các thời khoảng lấy trung bình, độc cao và chu kỳ lặp khác nhau

Trạm: Cồn Cỏ; Kinh, vĩ độ: 107°22'E, 17°10'N

z(m)	N(năm)	5	10	15	20	25	30	50	75	100
	□(s)									
5	3	29,8	35,3	38,5	40,7	42,4	42,4	47,6	50,6	52,8
	5	29,1	34,5	37,6	39,7	41,4	42,7	46,5	49,4	51,5
	15	27,7	32,9	35,8	37,8	39,4	40,7	44,2	47,1	49,1
	60	26,1	31,0	33,7	35,7	37,1	38,4	41,7	44,4	46,3
	600	23,8	28,3	30,8	32,6	33,9	35,0	38,1	40,5	42,3
	3600	22,3	26,5	28,9	30,5	31,8	32,8	35,7	38,0	39,6
10	3	32,9	39,0	42,5	44,9	46,8	48,3	52,6	55,9	58,3
	5	32,0	38,0	41,4	43,8	45,6	47,1	51,2	54,5	56,8
	15	30,4	36,0	39,2	41,5	43,2	44,6	48,5	51,6	53,8
	60	28,5	33,8	36,8	38,9	40,5	41,8	45,5	48,4	50,5
	600	25,8	30,6	33,3	35,3	36,7	37,9	41,2	43,9	45,7
	3600	24,0	28,5	31,1	32,9	34,2	35,5	38,4	40,9	42,6
15	3	35,0	41,6	45,3	47,9	49,9	51,5	56,0	59,6	62,1
	5	34,1	40,4	44,0	46,5	48,5	50,1	54,5	57,9	60,4
	15	32,2	38,2	41,6	44,0	45,8	47,3	51,4	54,7	57,0
	60	30,1	35,7	38,9	41,1	42,8	44,2	48,0	51,1	53,3
	600	27,1	32,2	35,0	37,0	38,6	39,8	43,3	46,1	48,0
	3600	25,2	29,9	32,5	34,4	35,8	37,0	40,2	42,8	44,6
20	3	36,7	43,6	47,5	50,2	52,3	54,0	58,7	62,5	65,1
	5	35,7	42,3	46,1	48,7	50,8	52,4	57,0	60,7	63,2
	15	33,6	39,9	43,4	45,9	47,8	49,4	53,7	57,1	59,6
	60	31,3	37,2	40,5	42,8	44,5	46,0	50,0	53,2	55,1
	600	28,1	33,4	36,3	38,4	40,0	41,3	44,9	47,8	49,8
	3600	26,0	30,9	33,7	35,6	37,1	38,3	41,6	44,3	46,2
25	3	38,2	45,3	49,3	52,1	54,3	56,1	61,0	64,9	67,6
	5	37,0	44,0	47,9	50,6	52,7	54,4	59,2	63,0	65,6
	15	34,8	41,3	45,0	47,5	49,5	51,1	55,6	59,2	61,7
	60	32,3	38,4	41,8	44,2	46,0	47,5	51,7	55,0	57,3
	600	29,8	34,4	37,4	39,5	41,2	42,5	46,3	49,2	51,3
	3600	26,8	31,8	34,6	36,6	38,1	39,3	42,8	45,5	47,4

2. Về các đặc trưng thủy văn

Đã chọn phương pháp nội suy tối ưu để sử dụng tính toán. Tài liệu sử dụng để tính toán là tài liệu đo đạc về nhiệt độ và độ muối theo mặt rộng của các chuyến khảo sát trong chương trình hợp tác Việt-Nga (1989-1995). Đã kiểm nghiệm phương pháp qua các điểm có tài liệu thực đo. Kết quả cho thấy, nhìn chung giữa tính toán nội suy tối ưu và thực đo phần lớn có sự phù hợp khá tốt với sai số cuả phép nội suy tối ưu (eps) không vượt quá giá trị 0.12 và sai số tuyệt đối không vượt quá giá trị 0,5°C đối với trường nhiệt độ, còn với trường độ muối các giá trị tương ứng là 0.60 và 0.9‰.

Trên cơ sở các số liệu thu được đã quy về các ô vuông kích thước mỗi chiều 1 độ và 1/4 độ. Sau đó thống kê tìm ra các giá trị trung bình, giá trị cực đại, giá trị cực tiểu tại từng ô đó và lập các sơ đồ tương ứng từng tháng, từng năm.

3. Về mực nước triều

Để mô phỏng dao động mực nước thủy triều và dòng thủy triều đã sử dụng mô hình TIDEFLOW-2D do Viện Thủy lực Wallingford xây dựng và kết hợp với mô hình TRIEU-2D do Phân Viện Cơ học Biển xây dựng trong khuôn khổ các đề tài cấp nhà nước KT.03.03 và KT.03.06. Để sử dụng mô hình tính toán cho vùng biển cụ thể để rút ra những đặc trưng chế độ, cần thiết phải kiểm chứng mô hình bằng những tài liệu đo đạc thực tế. Đã sử dụng khối lượng lớn những tài liệu đó cho mục tiêu này.

- Để kiểm chứng tính toán các sóng triều đơn đã sử dụng các hằng số điều hòa của 4 sóng chính (M_2, S_2, K_1, O_1) tại 74 điểm ven bờ và đảo.
- Đã so sánh kết quả tính toán biên bộ và pha của 4 sóng chính (M_2, S_2, K_1, O_1) với các giá trị nhận được từ phân tích điều hòa số liệu đo đạc tại các điểm kể trên. Kết quả so sánh cho thấy giữa tính toán và thực tế tương đối phù hợp cả về biên độ lẫn pha của từng sóng thành phần ở phần lớn các điểm.
- Để kiểm nghiệm kết quả tính toán mực nước tổng hợp đã so sánh với mực nước đưa ra trong bảng thủy triều tại các trạm trong các tháng và các năm khác nhau (các trạm Cửa Ông, Hòn Gai, Hòn Dấu, Cửa Hội, Cửa Gianh, Cửa Việt, Đà Nẵng, Quy Nhơn, Vũng Tàu, Định An, Hà Tiên). Số liệu so sánh là mực nước từng giờ trong cả tháng liên tục. Giữa tính toán và bảng triều tương đối phù hợp về biên độ, sai lệch lớn nhất khoảng 20% còn về pha hầu như khá trùng hợp.

Ngoài ra còn sử dụng các tài liệu đo mực nước ngắn ngày (7 ngày) tại 14 trạm đo ở các khu vực Nam Hà, Thanh Hóa , Hà Tĩnh, Quảng Bình, Vịnh Văn Phong, Cửa Định An, Côn Đảo trong thời gian từ 1993 đến 1998 để kiểm định mực nước tổng hợp tính toán.

Kết quả so sánh cho thấy tính toán và quan trắc tương đối phù hợp nhau.

- Vấn đề tính toán dòng triều ở đây được quan tâm đặc biệt. Bởi vì từ trước tới nay các mô hình tính triều đã lưu ý nhiều và mô phỏng tương đối sát dao động mực nước thủy triều, còn dòng triều thường còn sai lạc đáng kể. Vì bức tranh dòng triều rất nhạy cảm với sự tác động của lực ma sát đáy, đặc biệt ở những vùng nước nông. Vì vậy lần này đề tài đã cố gắng thu thập nhiều tài liệu đo đạc về dòng ở các vùng khác nhau để kiểm chứng và hiệu chỉnh mô hình tính. Đã sử dụng số liệu thực đo tại 36 trạm có tài liệu đo dòng chảy để kiểm chứng mô hình.

Nhìn chung so sánh giữa kết quả tính toán và đo đạc về dòng chảy tuy về mức độ phù hợp có kém hơn so với kết quả mực nước, nhưng phần lớn các trường hợp so sánh cho thấy kết quả tính toán là gần với thực tế, có thể chấp nhận được. Dáng điệu biến bổi cả modun lẫn hướng vận tốc của tính toán và đo đạc khá giống nhau, về độ lớn của chúng nói chung cũng phù hợp.

Sau đó đã sử dụng mô hình đó để tính các hằng số điều hòa thủy triều (H, g) và dòng triều (Hu, Hv, Gu, Gv) của 4 sóng chính (M_2, S_2, K_1, O_1) trên mạng lưới 1/12 độ kinh vĩ và in ra các giá trị tại các nút lưới 1/4 độ kinh vĩ.

Đã tính toán bài toán dự báo mực nước và dòng triều tổng hợp trong chu kỳ 19 năm tại những nút lưới 1/4 độ. Chọn ra tại đó những giá trị độ cao thủy triều cao nhất và thấp nhất, giá trị dòng triều dâng, triều rút cực đại cùng với hướng chảy của chúng. Những kết quả này được biểu diễn dưới dạng các sơ đồ phân bố.

Đã phân vùng chế độ thủy triều và dòng triều vùng ven bờ Việt nam:

Căn cứ vào các giá trị hằng số điều hòa thủy triều và dòng triều tính được cho các sóng chính, đã phân loại chế độ thủy triều và dòng triều theo chỉ tiêu Vander-Stock

$$F = \frac{H_{K1} + H_{01}}{H_{M2} + H_{s2}}$$

$F = 0.0 \div 0.25$: Chế độ bán nhật triều đều

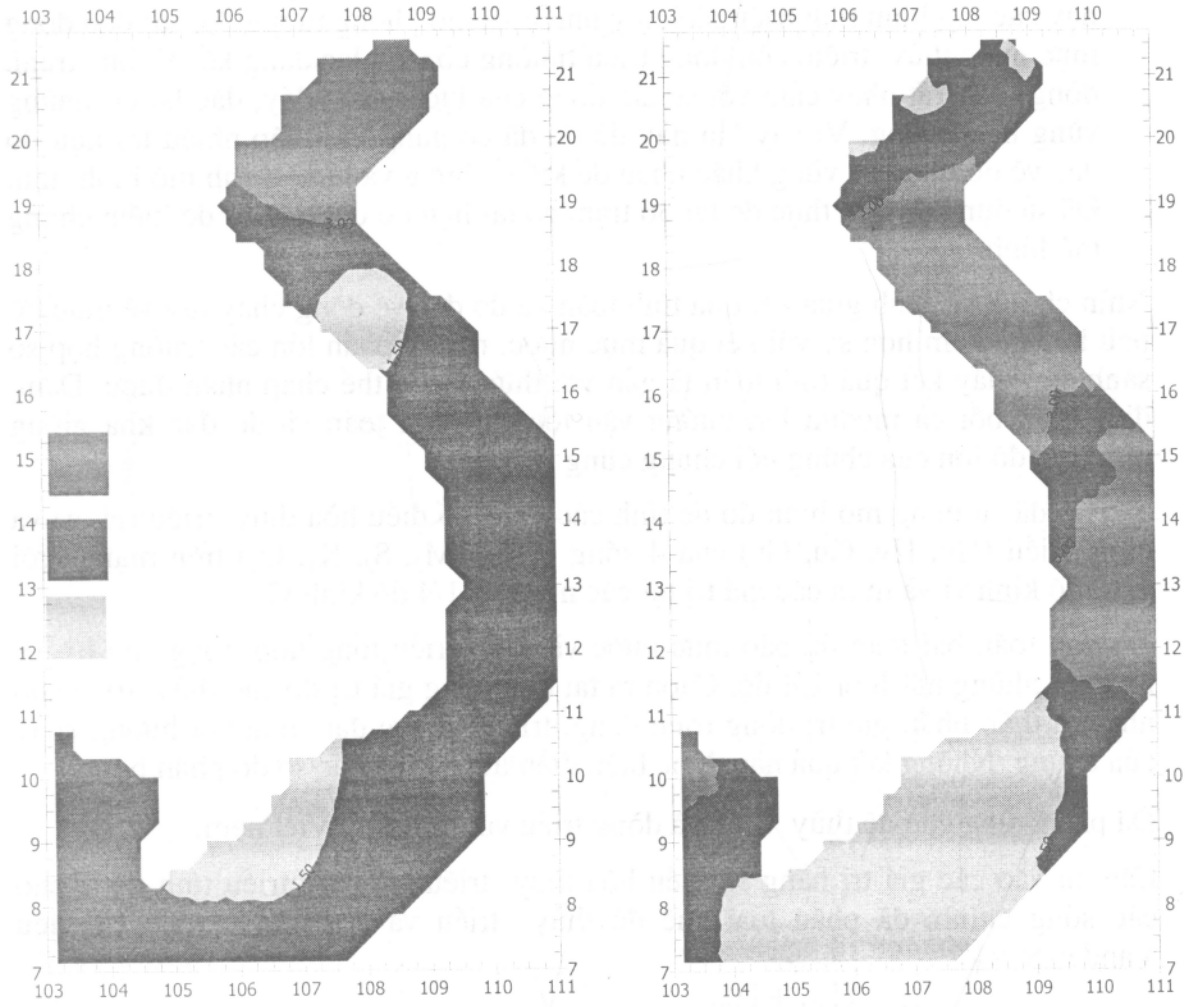
$F = 0.25 \div 1.50$: Chế độ bán nhật triều không đều

$F = 1.50 \div 3.00$: Chế độ nhật triều không đều

$F > 3.00$: Chế độ nhật triều đều

Nhìn chung, chế độ dòng triều phức tạp hơn chế độ thủy triều.

Về độ lớn thì thủy triều giảm dần từ bắc vào nam tới Huế là nhỏ nhất, sau đó lại tăng dần từ Huế trở vào Nam Bộ. Phía bờ vịnh Thái Lan thì thủy triều giảm dần từ Cà Mau đến Hà Tiên. Nếu như ở khu bờ Quảng Ninh độ lớn thủy triều cường đạt tới trên 4 mét thì ở vùng Thuận An (Huế) độ lớn triều còn 0,50m, vùng Nam Bộ khoảng trên 3m, bờ tây Nam Bộ khoảng nhỏ hơn 1m.



Đã tính toán và đưa ra các bản đồ phân bố chế độ (hình 3).

Hình 144. Bản đồ phân bố chế độ thủy triều (hình trái) và dòng triều (hình phải).

4. Về mực nước cực trị

Căn cứ vào tài liệu về các hằng số điều hòa thủy triều tại các trạm định điểm phân bố dọc ven bờ nhận được do phân tích các chuỗi đo mực nước dài ngày, đã tính độ cao mực nước triều cực đại và cực tiểu xảy ra tại các trạm này bằng 2 phương pháp: Phương pháp tính toán dự báo bằng phương pháp điều hòa cho chu kỳ 19 năm để tìm ra giá trị và thời gian xảy ra cực trị; Phương pháp Peresupkin tính toán cực trị triều thiên văn theo giá trị các hằng số điều hoà; Sau đó tổng hợp lại và chọn giá trị cao nhất và thấp nhất của mực nước triều có thể xảy ra.

Đã tính thủy triều cho từng nút lưới 1/4 độ trong suốt chu kỳ 19 năm. Chọn ra giá trị mực nước triều cực đại và cực tiểu cùng thời điểm xảy ra chúng trong chu

kỳ nói trên trong toàn dải ven bờ. Đồng thời tại từng nút này còn chỉ ra giá trị độ lớn thủy triều lớn nhất có thể xảy ra.

Bảng 86 là thí dụ tính cho các trạm từ Hòn Dấu đến Cửa Hội.

5. Về chế độ nước dâng bão

Chế độ nước dâng bão dải ven bờ Việt nam và mô hình tính toán được chủ yếu dựa theo kết quả đề tài cấp nhà nước 48B.02.02 "Nước dâng do bão và gió mùa" (1985-1990) và KT.03.06 "Công nghệ dự báo nước dâng bão ven bờ biển Việt nam" (1991-1995). Ở đây có tính toán bổ sung theo các nguồn tư liệu mới để hiệu chỉnh thêm những kết quả cho các đoạn bờ miền Nam (xem phần nước dâng do bão và gió mùa).

6. Về dòng chảy

Để mô phỏng bức tranh dòng chảy trong vùng biển Việt nam đã sử dụng mô hình phi tuyến nước nông 2 chiều FLOW-2D do Phân Viện Cơ học Biển xây dựng trong khuôn khổ các đề tài nghiên cứu cấp nhà nước 48B.02.02, KT.03.06.

Trước khi sử dụng để tính toán bức tranh dòng chảy cho vùng ven bờ nhằm cung cấp các thông số về dòng chảy cho việc xây dựng công trình, cần thiết phải hiệu chỉnh và kiểm chứng mô hình cho hàng loạt các điểm khác nhau ở những vùng khác nhau trong dải ven bờ nước ta. Các điểm này là 27 trạm đo liên tục trong các đợt điều tra khảo sát do Phân Viện Cơ học Biển tiến hành.

Đã trình bày chi tiết những đồ thị so sánh giữa tính toán và thực đo ở tất cả các trạm đã nêu trên. Có thể nhận xét chung rằng giữa kết quả tính toán và đo đạc có sự phù hợp nhất định, trong phạm vi chấp nhận được.

Sau đó đã sử dụng mô hình này để tính các trường dòng chảy.

Miền tính là cả vùng Biển Đông từ kinh tuyến 99° đến 121°E, vĩ tuyến 1° đến 25°N chia thành lưới tính với bước không gian 1/8 độ.

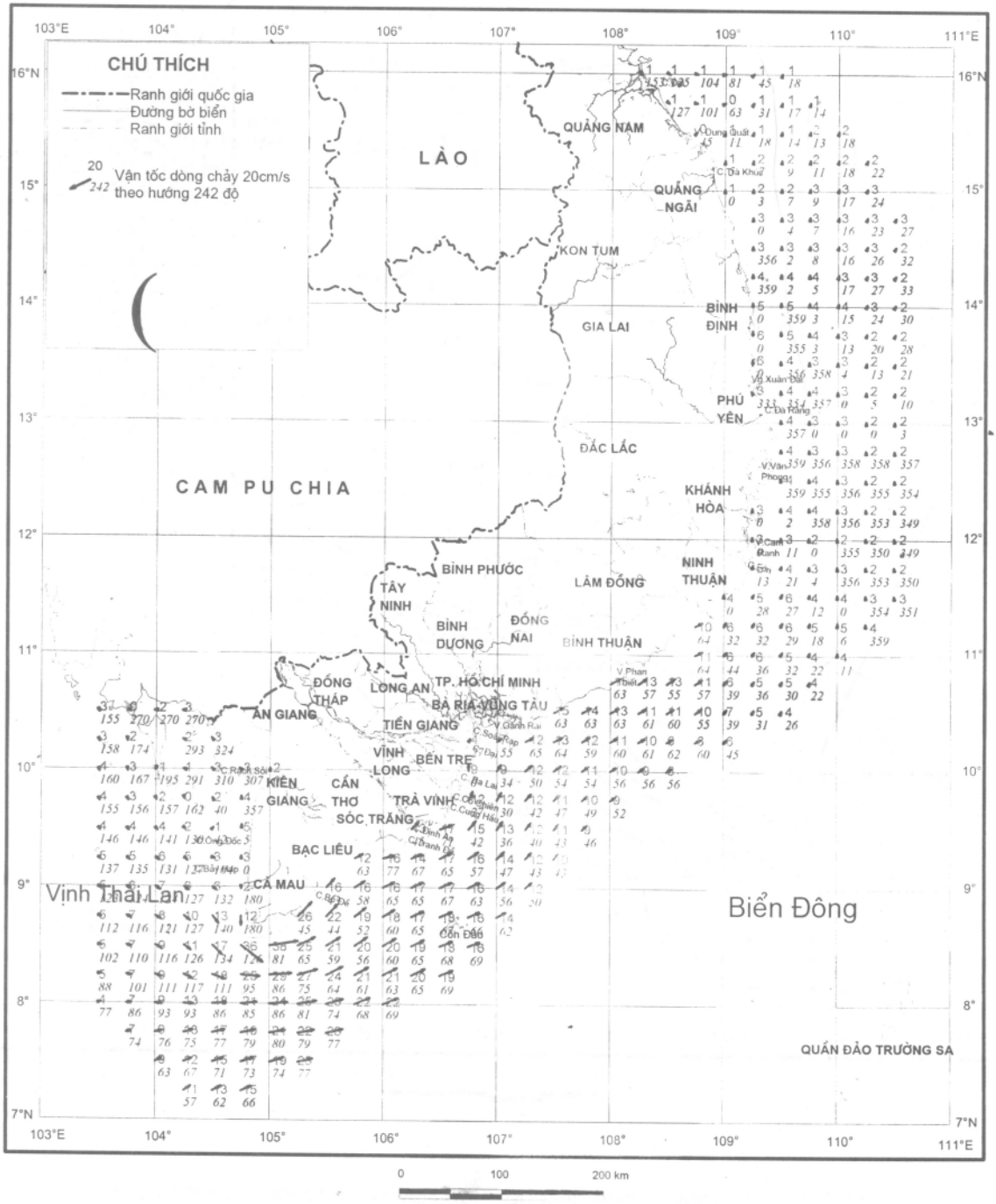
Căn cứ vào tài liệu trường gió trung bình tháng trên toàn Biển Đông đã tính ra trường dòng chảy trung bình cho từng tháng trên mạng lưới không gian đã nêu trên. Thí dụ hình 145.

Cũng đã tính dòng chảy gây nên do gió cực đại xảy ra với tần suất xuất hiện khác nhau: Căn cứ vào trường gió trung bình tháng trên toàn Biển Đông đã tính ra trường dòng chảy trung bình cho từng tháng trên mạng lưới không gian đã nêu trên. Sau đó theo yêu cầu chung của đề tài đã in kết quả cụ thể (modun, hướng và vẽ vectơ) cho từng nút cách nhau 1/4 độ cho toàn dải ven bờ nước ta. Hình 145 chỉ ra trường dòng chảy tháng 7 cho vùng biển phía nam với các mạng lưới không gian 1/8 độ và 1/4 độ tương ứng.

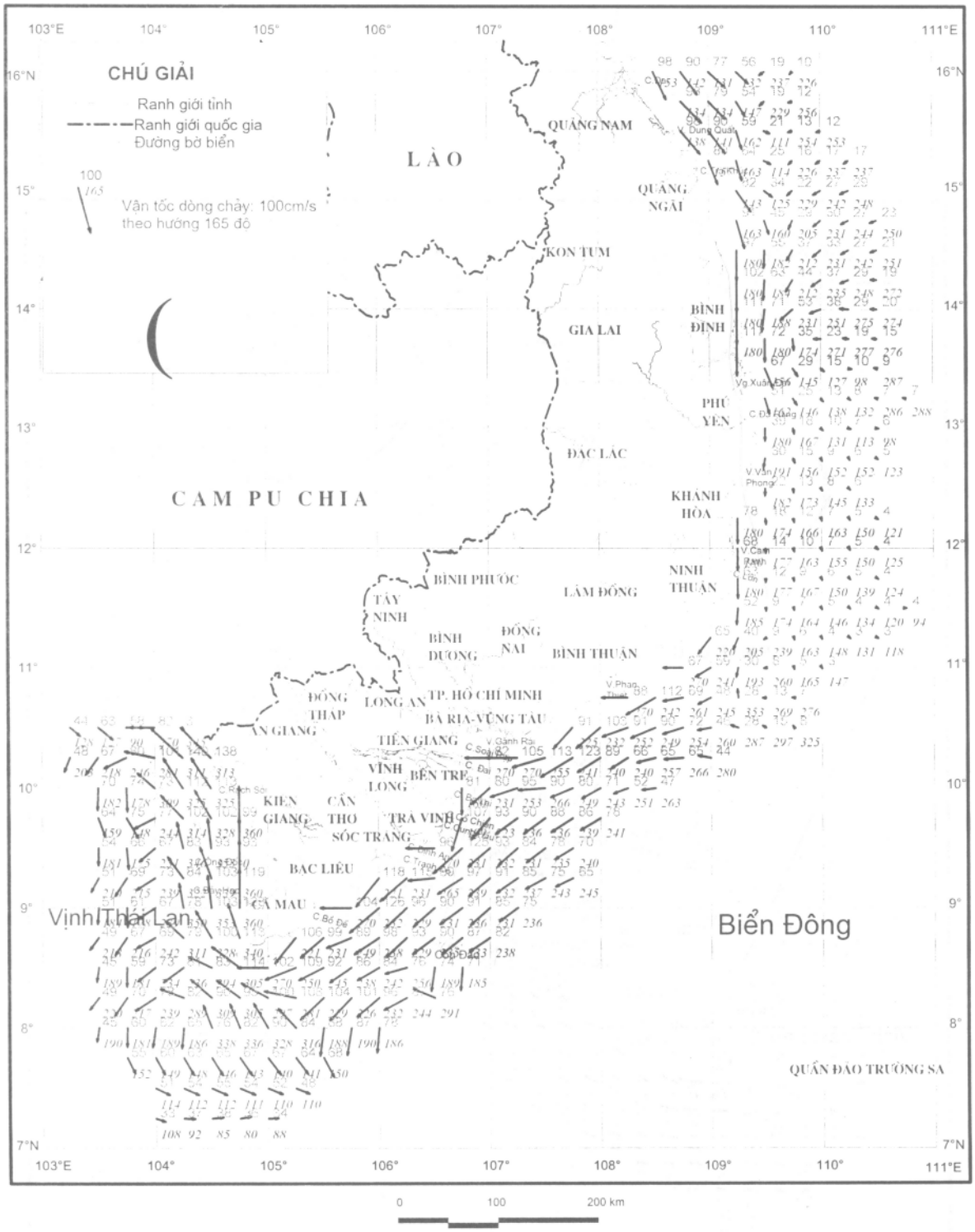
Bảng 86. Mực nước MAX , MIN trong chu kỳ 19 năm (1972-1990) và mực nước cực trị thiên văn của các trạm từ Hòn Dấu đến Cửa Hội

STT	Tên trạm	Mực nước tb (cm)	Cực trị theo dự báo chu kỳ 19 năm				Cực trị thiên văn	
			Ngày tháng năm	MAX(cm)	Ngày tháng năm	MIN (cm)	Mực nước MAX (cm)	Mực nước MIN (cm)
1	Hòn Dấu (20° 40' 106° 49')	191	23/12/1987	404	4/7/1989	-7	401.96	-9.42
2	Hòn Gai (21° 57' 107° 04')	206	23/12/1987	442	1/1/1987	-5	441.14	-6.58
3	Cửa Ông (21° 02' 107° 22')	219	23/12/1987	478	14/6/1987	-4	468.51	-14.30
4	Cô Tô (20° 58' 107° 46')	208	23/12/1987	467	23/12/1987	-9	468.62	-11.57
5	Ba Lạt (20° 21' 106° 38')	192	23/12/1987	364	15/6/1987	11	364.40	10.85
6	Lạch Trường (19° 53' 105° 56')	184	23/12/1987	341	15/6/1987	-9	343.76	-10.50
7	Lạch Thới (19° 06' 105° 40')	150	1/1 /1987	267	15/6/1987	17	271.99	12.67
8	Cửa Hội (18° 46' 105° 45')	171	25/11/1987	324	15/6/1987	-20	323.61	-11.41

Từ tài liệu đo đạc gió tại các trạm ven bờ và đảo đã tính ra phân phối gió cực đại xảy ra theo tần suất hiếm với các chu kỳ lặp khác nhau (5, 10, 20, 30, 50 và 100 năm) trong vùng biển ven bờ. Trước hết có thể nhận xét rằng, không thể có một trường gió mạnh cực đại như vậy xảy ra cùng một lúc để tác động đồng thời lên cả vùng biển. Có thể xem giá trị cực đại tại mỗi điểm tính được là đóng góp của những cơn bão. Phạm vi tác động của nó tới trường dòng chảy và mực nước biển không thể vượt quá kích thước một cơn bão. Vì vậy để tính toán ra trường dòng chảy tương ứng với các giá trị gió cực đại này cần phải xem xét như ứng với mỗi giá trị gió cực đại sẽ tồn tại một cơn bão có cường độ tương ứng. Quỹ đạo của các cơn bão này được chọn giả định theo các hướng đổ bộ khác nhau vào bờ, căn cứ vào tài liệu thống kê về quỹ đạo bão để tìm các hướng đặc trưng nhất định. Như vậy tại mỗi điểm ven bờ cách nhau 1/4 độ chọn một cường độ bão tương ứng với giá trị gió cực đại tại đó và tính cho 4 dạng quỹ đạo có hướng đổ bộ vào bờ khác nhau. Hình 146 chỉ ra bản đồ phân bố dòng chảy xảy ra do trường gió cực trị xuất hiện theo chu kỳ lặp 20 năm 1 lần.



Hình 145. Dòng chảy trong trường gió trung bình tháng 7 (Miền Nam)



Hình 146. Dòng chayry lớn nhất trong trường gió với tần suất xuất hiện 20 năm 1 lần

7. Về sóng biển

a. Phương pháp tính

Phương pháp tính sóng ngoài khơi:

Tại các vùng biển kín hoặc nửa kín, tương đối bị hạn chế về đà gió, tồn tại dạng sóng gió là chính nên đã sử dụng phương pháp SMB để tính sóng ngoài khơi. Phương pháp SMB đã được xây dựng trên cơ sở các công thức tính độ cao sóng hữu hiệu và chu kỳ trung bình của sóng phụ thuộc vào tốc độ gió trên mặt nước, đà sóng và độ sâu điểm tính. Phương pháp này đã được sử dụng cho các vùng ven bờ Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan.

Tại các vùng biển rộng với đà gió lớn và luôn tồn tại sóng lừng kết hợp với sóng gió, đã sử dụng phương pháp phổ tham số để tính sóng ngoài khơi. Phương pháp này được xây dựng trên cơ sở phương trình cân bằng năng lượng các thành phần phổ viết dưới dạng tham số, được giải riêng cho trường hợp sóng gió và sóng lừng, sau đó tổng hợp lại. Kết quả nhận được là độ cao sóng lớn, chu kỳ và hướng sóng trung bình của sóng tổng cộng tại từng điểm tính phụ thuộc vào tốc độ gió và các tham số tính toán khác (độ sâu, bước thời gian, hướng sóng, khoảng tần số tính sóng lừng ...). Phương pháp này được ứng dụng cho vùng ven bờ Miền Trung và Nam Bộ (từ Đà Nẵng đến Cà Mau).

Trong trường hợp có bão phải sử dụng phương pháp phổ hoặc phương pháp thống kê tính cho sóng bão. Kết quả nhận được là độ cao, chu kỳ và hướng sóng tại các điểm tính phụ thuộc vào các tham số bão (tốc độ gió cực đại, bán kính gió cực đại, hướng và tốc độ di chuyển của bão ...). Các vùng Vịnh Bắc Bộ, ven bờ Miền Trung và Nam Bộ, thường có bão với cường độ đáng kể hoạt động, đã sử dụng phương pháp phổ để tính toán. Vùng bờ phía Tây của Nam Bộ ven bờ Vịnh Thái Lan, hiếm có bão xảy ra và nếu có thường khá yếu, đã sử dụng phương pháp thống kê thực nghiệm của Bretschneider để tính sóng bão theo các tham số bão.

- Phương pháp tính sóng vùng ven bờ

Sau khi tính được sóng ngoài khơi, tuỳ thuộc địa hình đáy biển của khu vực sẽ tính sóng lan truyền từ vùng nước sâu vào khu vực ven bờ cho từng điểm riêng biệt theo mô hình khúc xạ hoặc mô hình RCPWAVE. Nếu khu vực tính toán có địa hình đáy tương đối đơn giản, các đường đẳng sâu phân bố đều đặn và song song với đường bờ thì có thể sử dụng phương pháp tính theo mô hình khúc xạ và biến dạng sóng để tính toán sự truyền sóng từ ngoài khơi vào trong vùng gần bờ. Phương pháp này tương đối đơn giản và đảm bảo độ chính xác cần thiết. Còn nếu địa hình đáy biến đổi phức tạp thì sử dụng mô hình RCPWAVE. Cơ sở mô hình là giải hệ phương trình mô tả quá trình truyền sóng trong và ngoài vùng sóng vỡ có tính đến các hiệu ứng khúc xạ, nhiễu xạ và tiêu tán năng lượng. Các phương trình được giải bằng phương pháp số.

- Kiểm nghiệm các phương pháp

Để kiểm chứng kết quả tính toán theo các phương pháp nói trên đã sử dụng các số liệu đo sóng bằng máy tự ghi DNW-5M trong các đợt khảo sát tại 8 vùng ven bờ nước ta.

Đã so sánh chi tiết giữa kết quả tính toán và số liệu đo đạc. Có thể đưa ra nhận xét chung rằng các kết quả tính và đo đạc chỉ tương đối phù hợp, còn có những sai lệch khác nhau về độ cao nhất là khi sóng nhỏ vì thế nhiều trường hợp sai số tương đối khá lớn. Với sóng lớn sai số tương đối có giảm đi hơn. Về chu kỳ kết quả cũng gần nhau hơn. Cần lưu ý rằng, ngoài sai số của bản thân phương pháp tính sóng còn có đóng góp của sai số xác định trường gió xuất phát để tính toán, trong nhiều trường hợp sai số này cũng rất đáng kể.

b. Các đặc trưng chế độ sóng vùng ven bờ Việt Nam

Các điểm tính sóng trong vùng ven bờ nước ta gồm 53 điểm cho vùng ven bờ vịnh Bắc Bộ, 57 điểm cho vùng ven bờ miền Trung và Nam Bộ, 20 điểm cho ven bờ vịnh Thái Lan.

Để tính sóng cho vùng ven bờ Vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan bằng phương pháp SMB, đã thu thập số liệu gió đo đạc nhiều năm (chuỗi 20 năm liên tục) đo 1 ngày 4 obs tại những trạm khí tượng ở các đảo ngoài khơi đại diện. Như vậy mỗi trạm sẽ thu thập hơn 29.000 số liệu. Cụ thể để tính sóng cho vùng ven bờ Vịnh Bắc Bộ đã lấy gió tại trạm Bạch Long Vĩ và Cồn Cỏ (từ 1976 đến 1995). Còn để tính sóng cho vùng ven bờ vịnh Thái Lan đã lấy gió tại trạm Phú Quốc (từ 1979 đến 1998).

Để tính sóng cho khu vực ven bờ miền Trung và Nam Bộ bằng phương pháp phổ tham số ta cần có bản đồ trường gió 10m trong phạm vi cả biển Đông. Đã thu thập bản đồ loại này do Sở Khí tượng Nhật Bản (JMA) công bố với số liệu có độ phân giải trên lưới 2,5 độ kinh vĩ, sau đó quy về lưới $1^{o}x1^{o}$ cho toàn biển Đông (gồm 237 điểm tính). Đã thu thập bản đồ này liên tục hơn 2 năm (từ 1/8/1998 đến 31/8/2000), cứ mỗi ngày có 1 bản đồ vào 7 giờ sáng. Tổng cộng có 762 bản đồ như vậy.

Để tính sóng bão đã thu thập số liệu các cơn bão xảy ra trong thời gian thu thập số liệu gió tương ứng để tính toán.

Căn cứ vào tài liệu đo gió theo từng obs tại các trạm hoặc bản đồ phân bố trường gió theo không gian, đã tính ra các tham số số sóng tương ứng cho từng điểm trong mạng lưới tính cả dải ven bờ nước ta, kết hợp với kết quả tính sóng khi có bão xảy ra, tại mỗi điểm này ta sẽ nhận được 1 chuỗi số liệu biến đổi các tham số sóng theo thời gian. Xử lý thống kê các chuỗi số liệu này, đã nhận được cho từng điểm các đặc trưng thống kê chế độ sóng như sau:

- Bảng thống kê các yếu tố sóng, như độ cao trung bình, chu kỳ trung bình, độ cao theo các suất đảm bảo khác nhau (0.1%, 1.0%, 5.0%, 13%) cho các hướng sóng nguy hiểm trong 16 hướng theo các chu kỳ lặp khác nhau (1, 5, 10, 20 năm). Bảng 6 đưa ra ví dụ tính tại trạm số 10 ven bờ Vịnh Bắc Bộ.

- Bảng kết quả tính sóng cực đại xảy ra với các chu kỳ lặp khác nhau (10, 20, 25, 50 và 100 năm). Trong bảng chỉ ra hướng của sóng cực đại, các giá trị độ cao và chu kỳ tương ứng với các chu kỳ lặp. Bảng 7 ví dụ kết quả tính sóng cực đại tại một số điểm ven bờ Quảng Trị, Thừa Thiên.
- Bảng phân bố 2 chiều của độ cao và chu kỳ sóng tính trung bình cho từng tháng và cả năm. Trong đó đưa ra giá trị tần suất xuất hiện sóng theo từng khoảng độ cao và từng khoảng chu kỳ sóng. Bảng 8 đưa ví dụ phân bố 2 chiều của độ cao và chu kỳ sóng tại trạm 73 vùng biển Khánh Hòa

Bảng 87. Thống kê các yếu tố sóng, TRAM 10

BANG TINH CAC YEU TO SONG PHUC VU CONG TRINH BIEN - TRAM : TR 10

YEU TO	THUONG SUAT DB	CHU KY LAP				
		20 NAM	10 NAM	5 NAM	1 NAM	T.S.S.L
DO CAO[M]	N TRUNG BINH					1604
	0.12	1.41	1.35	1.09	0.77	
CHU KY[S]	N TRUNG BINH					
	2.4	7.0	7.0	7.0	6.0	
DO CAO[M]	0.1%	4.0	3.8	3.1	2.2	
DO CAO[M]	1.0%	3.3	3.1	2.5	1.8	
DO CAO[M]	5.0%	2.7	2.5	2.0	1.4	
DO CAO[M]	13%	2.2	2.1	1.7	1.2	
DO CAO[M]	NNE TRUNG BINH					3211
	0.32	1.54	1.47	1.22	0.96	
CHU KY[S]	NNE TRUNG BINH					
	3.8	8.0	8.0	7.0	6.0	
DO CAO[M]	0.1%	4.4	4.2	3.5	2.7	
DO CAO[M]	1.0%	3.6	3.5	2.9	2.3	
DO CAO[M]	5.0%	2.9	2.8	2.3	1.8	
DO CAO[M]	13%	2.4	2.3	1.9	1.5	
DO CAO[M]	NE TRUNG BINH					7849
	0.56	1.35	1.35	1.35	1.28	
CHU KY[S]	NE TRUNG BINH					
	3.7	6.0	6.0	6.0	6.0	
DO CAO[M]	0.1%	3.8	3.8	3.8	3.7	
DO CAO[M]	1.0%	3.1	3.1	3.1	3.0	
DO CAO[M]	5.0%	2.5	2.5	2.5	2.4	
DO CAO[M]	13%	2.1	2.1	2.1	2.0	
DO CAO[M]	ENE TRUNG BINH					1579
	0.44	1.99	1.79	1.73	1.47	
CHU KY[S]	ENE TRUNG BINH					
	3.2	8.0	8.0	7.0	7.0	
DO CAO[M]	0.1%	5.7	5.1	4.9	4.2	
DO CAO[M]	1.0%	4.7	4.2	4.1	3.5	
DO CAO[M]	5.0%	3.7	3.4	3.3	2.8	
DO CAO[M]	13%	3.1	2.8	2.7	2.3	
DO CAO[M]	E TRUNG BINH					3055
	0.31	3.78	2.24	1.92	1.41	

CHU KY[S]	E TRUNG BINH					
	2.6	11.0	8.0	7.0	6.0	
DO CAO[M]	0.1%	10.8	6.4	5.5	4.0	
DO CAO[M]	1.0%	8.9	5.3	4.5	3.3	
DO CAO[M]	5.0%	7.1	4.2	3.6	2.7	
DO CAO[M]	13%	5.9	3.5	3.0	2.2	

BANG TINH CAC YEU TO SONG PHUC VU CONG TRINH BIEN - TRAM : TR: 10

YEU TO HUONG SUAT D.B		CHU KY LAP				
		20 NAM	10 NAM	5 NAM	1 NAM	T.S.S.E.
DO CAO[M]	ESE TRUNG BINH					971
	0.30	2.44	1.67	1.54	1.15	
CHU KY[S]	ESE TRUNG BINH					
	2.5	8.0	7.0	6.0	6.0	
DO CAO[M]	0.1%	6.9	4.7	4.4	3.3	
DO CAO[M]	.0%	5.7	3.9	3.6	2.7	
DO CAO[M]	5.0%	4.6	3.1	2.9	2.2	
DO CAO[M]	13%	3.8	2.6	2.4	1.8	
DO CAO[M]	SE TRUNG BINH					1851
	0.30	3.53	2.31	2.05	1.35	
CHU KY[S]	SE TRUNG BINH					
	2.5	11.0	8.0	8.0	6.0	
DO CAO[M]	0.1%	10.0	6.6	5.8	3.8	
DO CAO[M]	1.0%	8.3	5.4	4.8	3.1	
DO CAO[M]	5.0%	6.6	4.3	3.9	2.5	
DO CAO[M]	13%	5.5	3.6	3.2	2.1	
DO CAO[M]	SSE TRUNG BINH					1426
	0.69	3.53	3.21	3.08	2.18	
CHU KY[S]	SSE TRUNG BINH					
	4.1	11.0	11.0	11.0	8.0	
DO CAO[M]	0.1%	10.0	9.1	8.8	6.2	
DO CAO[M]	1.0%	8.3	7.5	7.2	5.1	
DO CAO[M]	5.0%	6.6	6.0	5.8	4.1	
DO CAO[M]	13%	5.5	5.0	4.8	3.4	
DO CAO[M]	S TRUNG BINH					4920
	0.77	2.18	2.05	2.05	1.79	
CHU KY[S]	S TRUNG BINH					
	4.5	9.0	8.0	8.0	7.0	
DO CAO[M]	0.1%	6.2	5.8	5.8	5.1	
DO CAO[M]	1.0%	5.1	4.8	4.8	4.2	
DO CAO[M]	5.0%	4.1	3.9	3.9	3.4	
DO CAO[M]	13%	3.4	3.2	3.2	2.8	

Bảng 88. Tính sóng cực đại xảy ra với các chu kỳ lặp khác nhau

TRạm: 49

BANG KET QUA TINH SONG CUC DAI
PHUC VU XAY DUNG CONG TRINH BIEN
TRAM: T: 49 HUONG SONG: ENE

CHU KY LAP	10 NAM	20 NAM	25 NAM	50 NAM	100 NAM
Hsig [m]	1.56	1.56	1.56	1.56	1.56
Tmax [S]	8.9	9.1	9.2	9.3	9.5

Trạm 50

BANG KET QUA TINH SONG CUC DAI
PHUC VU XAY DUNG CONG TRINH BIEN
TRAM: T: 50 HUONG SONG: SE

CHU KY LAP	10 NAM	20 NAM	25 NAM	50 NAM	100 NAM
Hsig [m]	2.89	2.89	2.89	2.89	2.89
Tmax [S]	11.1	11.3	11.4	11.7	11.9

Trạm: 51

BANG KET QUA TINH SONG CUC DAI
PHUC VU XAY DUNG CONG TRINH BIEN
KHU VUC VEN BO BIEN MIEN TRUNG

TRAM: 51 HUONG SONG: N,NNE

CHU KY LAP	10 NAM	20 NAM	25 NAM	50 NAM	100 NAM
Hsig [m]	6.40	6.80	6.93	7.32	7.72
Tmax [S]	11.3	11.7	11.8	12.1	12.4

Trạm: 52

BANG KET QUA TINH SONG CUC DAI
PHUC VU XAY DUNG CONG TRINH BIEN
KHU VUC VEN BO BIEN MIEN TRUNG
TRAM: 52 HUONG SONG: NNE

CHU KY LAP	10 NAM	20 NAM	25 NAM	50 NAM	100 NAM
Hsig [m]	8.00	8.50	8.66	9.15	9.65
Tmax [S]	12.6	12.9	13.1	13.4	13.8

Bảng 89

BANG PHAN BO DO CAO SONG VA CHU KY SONG
khu vuc ven bo bien mien trung va mien nam THANG:7 TRAM: N 73

DO CAO[m] / CHU KY[s]	0.25	0.50	0.75	1.00	1.50	2.00	3.00	4.00	5.00	7.50	10.00	10.01	TSSL	P%
0 - 3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3.23
3 - 5	0	5	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	8	12.90
5 - 7	0	0	0	23	22	4	2	0	0	0	0	0	51	82.26
7 - 9	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	1.61
9 - 11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
11 - 13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
13 - 15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
15 - 17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
17 - 23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
GT 23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
TSSL	2	5	1	25	22	4		0	0	0	0	0	62	100.00
P%	3.23	8.06	1.61	40.32	35.48	6.45	4.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100	00

BANG PHAN BO DO CAO SONG VA CHU KY SONG
khu vuc ven bo bien mien trung va mien nam THANG:10 TRAM: N 73

DO CAO[m] / CHU KY[s]	0.25	0.50	0.75	1.00	1.50	2.00	3.00	4.00	5.00	7.50	10.00	10.01	TSSL	P%
0 - 3	16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	18	29.03
3 - 5	0	26	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	30	48.39
5 - 7	0	0	0	6	6	0	0	0	0	00		0	12	19.35
7 - 9	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	2	3.23
9 - 11	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
11 - 13	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
13 - 15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
15 - 17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
17 - 23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
GT 23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0.00
TSSL	16	28	0	10	6	0	2	0	0	0	0	0	62	100.00
P%	25.81	45.16	0.00	16.13	9.68	0.00	3.23	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	100.00	00

8. Về vận chuyển bùn cát

a. Lựa chọn và kiểm định phương pháp tính toán

Đã sử dụng chương trình SEDTRAN tính vận chuyển bùn cát theo từng Obs quan trắc sóng cho vùng ven bờ nước ta. Các số liệu đưa vào tính toán là tham số sóng vùng nước sâu theo từng Obs cách nhau 6 giờ của chuỗi nhiều năm liên tục nhận được từ tính toán sóng, độ sâu, các tham số của mặt cắt vuông góc với bờ, các tham số về bùn cát đáy, định hướng của đường bờ. Trong chương trình SEDTRAN cải tiến có thể tính toán dòng vận chuyển bùn cát theo các phương pháp khác nhau (CERC, Bijker, Englund-Hanxen, Vanrijn), ở đây ta sử dụng phương pháp Bijker vì nó tương đối phù hợp với đặc điểm địa hình và bùn cát đáy ở các vùng ven bờ nước ta. Các kết quả đưa ra bao gồm: dòng vận chuyển bùn cát về phía phải, về phía trái, dòng tịnh và dòng tổng cộng cho cả thời gian tính toán tương ứng với chuỗi số liệu đưa vào và các giá trị trung bình theo năm.

- *Kiểm định phương pháp:*

Các số liệu đo đạc về dòng chảy dọc bờ và đặc biệt là các số liệu về dòng vận chuyển bùn cát dọc bờ ở các vùng ven bờ nước ta hiện nay rất hiếm và hầu như không đủ tin cậy để có thể kiểm chứng các kết quả tính toán. Do vậy, ở đây để kiểm chứng phương pháp đã so sánh kết quả tính toán dòng chảy sóng và dòng vận chuyển bùn cát với kết quả bài toán mẫu của Bijker cho một vùng ven bờ giả định. Các kết quả so sánh cho thấy chương trình tính toán đã được lập ở đây là đúng.

Mặt khác đã sử dụng số liệu dòng ven dọc bờ đo đạc tại trạm Lệ Thủy (Quảng Bình) và Phan Rí (Bình Thuận) để chọn ra hệ số trao đổi rối ngang thích hợp cho mô hình tính dòng chảy do sóng của Longuet-Higgins.

Sau cùng đã so sánh kết quả tính dòng vận chuyển bùn cát dọc bờ theo các phương pháp khác nhau (CERC, Engelund-Hanxen, Vanrijn và Bijker) cùng tính cho ba vùng đặc trưng cho thấy cả 4 phương pháp đều cho kết quả giống nhau về định tính giữa các dòng vận chuyển bùn cát về phía phải, phía trái, dòng tịnh và dòng tổng cộng. Nhưng về định lượng của dòng vận chuyển bùn cát và phân bố theo mặt cắt từ bờ ra khơi thì giữa các phương pháp có sự sai khác rõ rệt. Các kết quả của phương pháp Bijker luôn nằm giữa các phương pháp. Vì vậy sử dụng phương pháp Bijker để tính dòng vận chuyển bùn cát ở nước ta là hợp lý hơn cả.

b. Kết quả tính toán

Các trạm ven bờ phần ven bờ được bố trí trên toàn bộ dải ven bờ nước ta. Tổng cộng có 46 trạm, trong đó miền Bắc là 10 trạm, miền Trung và Nam Bộ là 30 trạm, vịnh Thái Lan 6 trạm. Tại mỗi trạm này đã nhận được các đặc trưng chế độ sau:

- Bảng phân bố dòng chảy sóng theo mặt cắt vuông góc với bờ, trong đo chỉ ra hướng của dòng chảy cực đại năm. Dọc theo mặt cắt, trên mỗi điểm cách nhau

25m từ mép nước ra khơi xa gần 1km đã chỉ ra độ sâu, độ cao sóng hữu hiệu và vận tốc dòng chảy sóng.

- Bảng tính chế độ dòng vận chuyển bùn cát, trong đó chỉ ra tổng lượng vận chuyển về phía phải, về phía trái, tịnh và tổng cộng. Đồng thời tính ra trung bình năm cho các đại lượng trên. Ngoài ra, trong mỗi bảng còn chỉ ra thời gian kéo dài của chuỗi số liệu đưa vào tính, hướng đường bờ, số Obs số liệu sóng được tính, bước thời gian tính, số trường hợp lặng sóng. Bảng 90 đưa ví dụ kết quả tính chế độ vận chuyển bùn cát cho vùng Cửa Việt-Thuận An-Tư Hiền.
- Bảng phân bố dòng vận chuyển bùn cát trên mặt cắt vuông góc với bờ. Trên mỗi điểm của mặt cắt từ mép nước ra khơi cách nhau 25m ra tới xa gần 1 km đã chỉ ra độ sâu và dòng vận chuyển bùn cát trung bình năm về phía trái và về phía phải. Bảng 10 đưa ví dụ cho vùng Cà Ná-La Gàn.
- Bảng phân bố dòng vận chuyển bùn cát tính theo giá trị sóng hữu hiệu cực đại theo 2 mùa gió có tính đến dòng triều cực đại trong chu kỳ 19 năm trên mặt cắt vuông góc với bờ cũng trên từng điểm cách nhau 25m. Ở mỗi điểm chỉ ra độ sâu của điểm tính và dòng bùn cát trung bình năm.

Bảng 90. Chế độ dòng vận chuyển bùn cát

Vùng 12: cửa thuận an - CỦA TƯ HIỀN

TINH TOAN CHE DO DONG VAN CHUYEN BUN CAT NAM THEO PHUONG PHAP BIJKER

VUNG: C.THUAN AN - C.TU HIEN

FILE SO LIEU TINH: STr1.DAT

BANG 90.1

TONG LUONG VAN CHUYEN BUN CAT (m**3)

DANG SONG	VE PHIA TRAI	VE PHIA PHAI	TINH	TONG CONG
SEA	-0.23E+06	0.15E+07	0.12E+07	0.17E+07

BANG 90.2

DONG VAN CHUYEN BUN CAT (m**3/nam)

DANG SONG	VE PHIA TRAI	VE PHIA PHAI	TINH	TONG CONG
SEA	-0.11E+06	0.70E+06	0.59E+06	0.82E+06

TONG KET SO LIEU TINH

THOI GIAN SO LIEU DUA VAO TINH LA : 2.1 nam

CAC TINH TOAN DONG VCBC DUOC TINH VOI HUONG DUONG BO: 325 do.

762 SO OBS SONG DUOC TINH VOI BUOC THOI GIAN : 24 gio

391 TRUONG HOP LANG SONG.

Bảng 91. Phân bố dòng vận chuyển bùn cát tại mặt cắt vuông góc với bờ

Vùng 30: Mũi Cà Ná - Mũi LA GAN

DONG VAN CHUYEN BUN CAT TINH THEO PHUONG PHAP BIJKER

DONG VAN CHUYEN BUN CAT DOC BO VUNG :M. CA NA - M. LA GAN

KHOANG CACH TU BO [m]	[m]	DO SAU	DONG VCBC VE PHIA TRAI [m**3/nam]	DONG VCBC VE PHIA PHAI [m**3/nam]
0.0	0.00		-1029.80	5405.62
25.0	0.25		-2339.60	29124.91
50.0	0.50		-3775.12	76126.02
75.0	0.75		-4661.18	135475.94
100.0	1.00		-1836.39	190296.89
125.0	1.25		-790.35	257043.81
150.0	1.50		-1265.38	255981.66
175.0	1.75		-1842.33	197307.83
200.0	2.00		-2495.76	124867.04
225.0	2.25		-3215.18	73113.05
250.0	2.50		-3992.54	39389.73
275.0	2.75		-4821.53	21334.32
300.0	3.00		-6010.15	11408.75
325.0	3.25		0.00	14572.31
350.0	3.50		0.00	17980.95
375.0	3.75		0.00	21610.37
400.0	4.00		0.00	25439.51
425.0	4.25		0.00	29449.99
450.0	4.50		0.00	33625.67
475.0	4.75		0.00	37952.31
500.0	5.00		0.00	42712.25
525.0	5.25		0.00	48309.08
550.0	5.50		0.00	54508.70
575.0	5.75		0.00	0.00
600.0	6.00		0.00	0.00
625.0	6.25		0.00	0.00
650.0	6.50		0.00	0.00
675.0	6.75		0.00	0.00
700.0	7.00		0.00	0.00
725.0	7.25		0.00	0.00
750.0	7.50		0.00	0.00
775.0	7.75		0.00	0.00
800.0	8.00		0.00	0.00
825.0	8.25		0.00	0.00
850.0	8.50		0.00	0.00
875.0	8.75		0.00	0.00
900.0	9.00		0.00	0.00
925.0	9.25		0.00	0.00
950.0	9.50		0.00	0.00
975.0	9.75		0.00	0.00

Bảng 92. Bảng tổng kết phân vùng dòng vận chuyển bùn cát dọc bờ dải ven bờ Việt Nam

Vùng	Địa danh	Dòng VCBC tịnh [m^3/năm]		Dòng VCBC tổng [m^3/năm]		Độ sâu biến động	Đặc điểm chế độ dòng VCBC dọc bờ
		Phía bắc	Phía nam	Phía bắc	Phía nam	[m]	
1	Đồ Sơn - cửa Sót	260.000	2.000.000	360.000	2.300.000	6 - 8	Dòng VCBC dọc bờ tăng dần từ phía bắc xuống phía nam. Có nhiều cửa sông, giàu nguồn bùn cát địa phương. Khu vực xói nghiêm trọng: Văn Lý Hải Hậu.Khu vực bồi: cửa ba Lạt, cửa Đáy
2	Cửa Sót - cửa Tư Hiền	850.000	590.000	1.100.000	820.000	8 - 10	Xu thế chung của dòng VCBC dọc bờ là giảm từ phía bắc xuống phía nam. Dòng VCBC nhỏ nhất tại khu vực Cảnh Dương và sau đó lại tăng dần trên đoạn bờ từ Cảnh Dương đến Tư Hiền. Khu vực xói mạnh là Cảnh Dương. Xuất hiện các đường bờ cân bằng ổn định dạng Zeta như nam cửaRòn, cửa Tùng là dấu hiệu rõ ràng có dòng VCBC tịnh xuống phía nam.
3	Cửa Tư Hiền - mũi Cà Ná	5.000.000	2.000.000	2.000.000	3.000.000	13 - 15	Đây là khu vực có dòng VCBC dọc bờ mạnh nhất trên toàn dải ven biển nước ta do động lực sóng và định hướng đường bờ theo hướng bắc nam tạo ra cho hai hướng sóng chính NE và SE có tác động hiệu dụng nhất. Các đường bờ cân bằng ổn định dạng Zeta bao gồm: nam Sơn Trà, nam Cửa Đại, mũi Ba Làng An, mũi Đại Lãnh.
4	Mũi Cà Ná - mũi Kỳ Vân	-27.000	64.000	230.000	150.000	5 - 6	Đây là vùng duy nhất có dòng VCBC tịnh lên phía bắc tại khu vực mũi La Gan - mũi Khe Gà do hướng đường bờ làm triệt tiêu dòng năng lượng sóng hướng đông bắc. Các dạng đường bờ kiểu cánh cung cân xứng như nam mũi Dinh, vịnh Phan Rí, vịnh Phan Thiết chứng tỏ tồn tại trạng thái cân bằng giữa hai thành phần của dòng VCBC xuống phía nam và lên phía bắc. Từ mũi Khe Gà đến bắc mũi Kỳ Vân dòng VCBC tịnh lại có hướng xuống phía nam.
5	Mũi Kỳ Vân - Cà Mau	220.000	340.000	240.000	380.000	6 - 8	Là khu vực có nhiều cửa sông và rất giầu nguồn bùn cát địa phương. Từ Gò Công đến Bạc Liêu dòng VCBC tịnh giảm đáng kể sau đó đến Gành Hào lại tăng rất mạnh. Khu vực xói lở nghiêm trọng là Gò Công và Gành Hào. Khu vực bồi do nguồn bùn cát trong sông đổ ra là khu vực Cù Lao Dung cửa Định An.
6	Ven bờ vịnh Thái Lan	-5.700	-51.000	16.000	280.000	4 - 6	Là vùng có động lực sóng yếu nhất trên toàn dải ven bờ nước ta nên dòng VCBC tịnh và tổng cộng cũng không lớn. Mặc dù về nguồn gốc dòng VCBC ở vùng này chỉ do sóng trong gió mùa tây nam gây ra nhưng dòng VCBC tịnh vẫn đi xuống phía nam. Khu vực từ rạch Tiêu Dừa xuống đến Vũng Cà Mâu có dòng VCBC tịnh và tổng cộng tăng đáng kể.

9. Bản đồ thành tạo địa chất biển ven bờ phục vụ nghiên cứu địa chất công trình

Đã tổng hợp tài liệu nghiên cứu, khảo sát thực địa hàng năm đã có từ trước, tham khảo các kết quả phân tích hàng vạn các mẫu vật các loại về độ hạt trầm tích, cổ sinh các loại, silicat, hàm lượng kim loại nặng trong nước biển, các chỉ tiêu Cation, Anion trong trầm tích ..., tổng hợp các nguồn tài liệu địa chất khác nhau về địa

Bảng 92. Bảng tổng kết phân vùng dòng vận chuyển bùn cát dọc bờ dải ven bờ Việt Nam

Vùng	Địa danh	Dòng VCBC tịnh [m^3/năm]		Dòng VCBC tổng [m^3/năm]		Độ sâu biến động	Đặc điểm chế độ dòng VCBC dọc bờ
		Phía bắc	Phía nam	Phía bắc	Phía nam	[m]	
1	Đồ Sơn - cửa Sót	260.000	2.000.000	360.000	2.300.000	6 - 8	Dòng VCBC dọc bờ tăng dần từ phía bắc xuống phía nam. Có nhiều cửa sông, giàu nguồn bùn cát địa phương. Khu vực xói nghiêm trọng: Văn Lý Hải Hậu.Khu vực bồi: cửa ba Lạt, cửa Đáy
2	Cửa Sót - cửa Tư Hiền	850.000	590.000	1.100.000	820.000	8 - 10	Xu thế chung của dòng VCBC dọc bờ là giảm từ phía bắc xuống phía nam. Dòng VCBC nhỏ nhất tại khu vực Cảnh Dương và sau đó lại tăng dần trên đoạn bờ từ Cảnh Dương đến Tư Hiền. Khu vực xói mạnh là Cảnh Dương. Xuất hiện các đường bờ cân bằng ổn định dạng Zeta như nam cửa Rón, cửa Tùng là dấu hiệu rõ ràng có dòng VCBC tịnh xuống phía nam.
3	Cửa Tư Hiền - mũi Cà Ná	5.000.000	2.000.000	2.000.000	3.000.000	13 - 15	Đây là khu vực có dòng VCBC dọc bờ mạnh nhất trên toàn dải ven biển nước ta do động lực sóng và định hướng đường bờ theo hướng bắc nam tạo ra cho hai hướng sóng chính NE và SE có tác động hiệu dụng nhất. Các đường bờ cân bằng ổn định dạng Zeta bao gồm: nam Sơn Trà, nam Cửa Đại, mũi Ba Làng An, mũi Đại Lãnh.
4	Mũi Cà Ná - mũi Kỳ Vân	-27.000	64.000	230.000	150.000	5 - 6	Đây là vùng duy nhất có dòng VCBC tịnh lên phía bắc tại khu vực mũi La Gan - mũi Khe Gà do hướng đường bờ làm triệt tiêu dòng năng lượng sóng hướng đông bắc. Các dạng đường bờ kiểu cánh cung cân xứng như nam mũi Dinh, vịnh Phan Rí, vịnh Phan Thiết chứng tỏ tồn tại trạng thái cân bằng giữa hai thành phần của dòng VCBC xuống phía nam và lên phía bắc. Từ mũi Khe Gà đến bắc mũi Kỳ Vân dòng VCBC tịnh lại có hướng xuống phía nam.
5	Mũi Kỳ Vân - Cà Mau	220.000	340.000	240.000	380.000	6 - 8	Là khu vực có nhiều cửa sông và rất giầu nguồn bùn cát địa phương. Từ Gò Công đến Bạc Liêu dòng VCBC tịnh giảm đáng kể sau đó đến Gành Hào lại tăng rất mạnh. Khu vực xói lở nghiêm trọng là Gò Công và Gành Hào. Khu vực bồi do nguồn bùn cát trong sông đổ ra là khu vực Cù Lao Dung cửa Định An.
6	Ven bờ vịnh Thái Lan	-5.700	-51.000	16.000	280.000	4 - 6	Là vùng có động lực sóng yếu nhất trên toàn dải ven bờ nước ta nên dòng VCBC tịnh và tổng cộng cũng không lớn. Mặc dù về nguồn gốc dòng VCBC ở vùng này chỉ do sóng trong gió mùa tây nam gây ra nhưng dòng VCBC tịnh vẫn đi xuống phía nam. Khu vực từ rạch Tiêu Dừa xuống đến Vũng Cà Mâu có dòng VCBC tịnh và tổng cộng tăng đáng kể.

9. Bản đồ thành tạo địa chất biển ven bờ phục vụ nghiên cứu địa chất công trình

Đã tổng hợp tài liệu nghiên cứu, khảo sát thực địa hàng năm đã có từ trước, tham khảo các kết quả phân tích hàng vạn các mẫu vật các loại về độ hạt trầm tích, cổ sinh các loại, silicat, hàm lượng kim loại nặng trong nước biển, các chỉ tiêu Cation, Anion trong trầm tích .... tổng hợp các nguồn tài liệu địa chất khác nhau về địa

chất môi trường, địa chất công trình, địa hóa môi trường, địa mạo ... Những tư liệu này là kết quả hoạt động nhiều năm của Đề án "Điều tra địa chất và tìm kiếm khóa ng sản rắn biển nông ven bờ Việt nam (0-30 m nước)" (1991-2000) do Trung tâm Địa chất Khóa ng sản Biển thuộc Cục Địa chất, Bộ Công nghiệp nặng chủ trì thực hiện.

Kết quả đã lập được sơ đồ chuyên hóa các thành tạo địa chất đới biển ven bờ tỷ lệ 1: 1.000.000 gồm 2 mảnh: phần miền Bắc từ Móng Cái đến Đà Nẵng và phần từ miền Nam từ Đà Nẵng đến Hà Tiên. Trên sơ đồ đã thể hiện dạng phân bố các loại đá và trầm tích có mức độ sử dụng khác nhau, các vùng có nguy cơ xảy ra tai biến địa chất như: hoạt động đứt gãy trẻ, nứt đất, động đất, sóng thần, núi lửa hoạt động, trượt đất, bồi tụ, xói lở, túi khí nông và các tiềm năng ô nhiễm. Sau đó đi sâu vào hai vùng đặc trưng để lập bản đồ với tỷ lệ lớn hơn (1: 200.000), đó là vùng Vũng áng tới Đà Nẵng và vùng Vũng Tàu tới Bạc Liêu. Ngoài những nội dung được thể hiện giống như sơ đồ 1: 1.000.000, trong các sơ đồ 1: 200.000 còn bổ sung thêm các đạng địa mạo, địa hình, các kiểu đất khác nhau.

Từ những kết quả nghiên cứu, tổng hợp các tư liệu đã nói ở trên có thể rút ra một số đánh giá ban đầu về đặc điểm địa chất công trình vùng biển ven bờ nước ta và chia các đặc điểm ấy ra theo các miền: Móng Cái-Đồ Sơn, Đồ Sơn-Nga Sơn, Nga Sơn-Ròn, Ròn-Đà Nẵng, Đà Nẵng-Đà Rằng, Đà Rằng-Vũng Tàu, Vũng Tàu-Cà Mau và Cà Mau-Hà Tiên.

Đất đá vùng ven biển và biển ven bờ nước ta có thành phần thạch học rất đa dạng, tuy vậy có thể chia chúng thành 3 nhóm: hai nhóm đá cứng và 1 nhóm trầm tích bở rời:

- Nhóm đá cứng các thành tạo xâm nhập: granít, granodiorit. Các đá này có cấu tạo rắn chắc, bền vững, độ nén cao Rn > 500 kg/cm^3
- Nhóm đá cứng các thành tạo trầm tích, trầm tích núi lửa như cát kết, bột kết, đá phiến, tuf, riolit ... có độ nén Rn < 500 kg/cm^3.
- Nhóm các trầm tích bở rời hoặc gắn kết yếu. Đó là các loại cát, cát sạn, cát bùn, bùn cát, bùn sét. Chúng phân bố trên diện rộng (hơn 50% diện tích đới ven bờ và 95% diện tích đáy biển). Đây là các thành tạo có tính chống chịu môi trường yếu, dễ bị phá hủy .

10. Sơ đồ địa mạo hình thái động lực bờ và đáy biển cho toàn bộ vùng ven bờ theo tỷ lệ lớn và nhỏ

Để lập các sơ đồ địa mạo động lực hình thái đã dựa trên nhiều nguồn tài liệu địa mạo-địa chất biển khác nhau đã công bố hoặc lưu trữ của các chương trình nghiên cứu biển cấp nhà nước, của nhiều ngành và nhiều tác giả khác nhau. Đã tiến hành phân tích và tổng hợp để thành lập sơ đồ địa mạo động lực hình thái tỷ lệ 1: 500.000 cho toàn dải ven bờ và tỷ lệ 1: 250.000 cho từng tỉnh. Nội dung trên các bản đồ thể hiện các yếu tố sau:

- Các yếu tố cấu tạo địa chất đới bờ

- Thành phần thạch học của đất đá trầm tích, tầng mặt đáy biển ven bờ
- Các yếu tố nội sinh ảnh hưởng tới phát triển bờ (tân kiến tạo, địa chấn)
- Các chỉ dẫn khác (cửa sông, cửa lạch, dòng chảy biển, đường đẳng sâu ...)

Phân tích đặc điểm cấu trúc địa chất và động lực biển thành tạo bờ biển, có thể phân chia vùng biển ven bờ nước ta thành các vùng địa mạo động lực hình thái đặc trưng theo 9 vùng sau: Móng Cái-Đồ Sơn, Đồ Sơn-Nga Sơn, Nga Sơn-Đèo Ngang, Đèo Ngang-Đà Nẵng, Sơn Trà (Đà Nẵng)-Sa Huỳnh (Quảng Ngãi), Sa Huỳnh (Quảng Ngãi)-Cà Ná (Ninh Thuận), Cà Ná (Ninh Thuận)-Vũng Tàu, Vũng Tàu-Rạch Giá, Rạch Giá-Hà Tiên.

11. Sơ bộ phân vùng theo các yếu tố riêng biệt

Theo kết quả phân tích tính toán các thông số đặc trưng về khí tượng, thủy văn, động lực học biển, địa chất, địa mạo đã rút ra những nhận định bước đầu về phân vùng trong dải ven bờ nước ta theo từng yếu tố. Đây là công việc khá phức tạp đòi hỏi nhiều công sức để phân tích chi tiết bức tranh phân bố các đặc trưng cơ bản của từng loại yếu tố theo các đặc điểm chính về độ lớn, cơ chế hình thành và biến đổi, quy luật phân bố và biến động ... Tuy vậy, ở đây phân vùng mang tính chất tổng quát, những ranh giới phân chia mang tính tương đối. Hơn nữa, ở đây sự phân vùng chỉ thực hiện cho từng yếu tố riêng biệt mà không chung cho tất cả các yếu tố.

- Về điều kiện khí tượng: được phân chia thành 4 vùng
  + Vùng từ Quảng Ninh đến Nghệ An
  + Vùng từ Nghệ An đến Đà Nẵng
  + Vùng từ Đà Nẵng đến Bình Thuận
  + Vùng từ Bình Thuận đến Hà Tiên
- Về dao động thủy triều có thể chia thành 7 vùng xen kẽ nhau theo chu kỳ dao động thuộc bốn loại: nhật triều đều, nhật triều không đều, bán nhật triều đều, bán nhật triều không đều. Phân vùng của dòng triều còn phức tạp hơn.
- Về nước dâng bão: có thể chia thành 4 vùng
  + Ven bờ Vịnh Bắc Bộ từ Móng Cái tới Thừa Thiên Huế
  + Ven bờ Miền Trung từ Đà Nẵng đến Bình Thuận
  + Ven bờ Nam Bộ từ Bình Thuận đến Cà Mau
  + Ven bờ Vịnh Thái Lan từ Cà Mau đến Hà Tiên.
- Về dòng chảy do gió cũng được chia thành 4 vùng như với nước dâng bão
- Về sóng chia 5 vùng
  + Từ Móng Cái đến Cửa Vạn

+ Từ Cửa vạn đến Dung Quất
+ Từ Dung Quất đến Phan Rang
+ Từ Phan Rang đến Cà Mau
+ Từ Cà Mau đến Hà Tiên

- Về vận chuyển bùn cát chia 7 vùng:
  + Từ Móng Cái đến Đồ Sơn
  + Từ Đồ Sơn đến Cửa Sót
  + Từ Cửa Sót đến Cửa Tư Hiền
  + Từ Cửa Tư Hiền đến mũi Cà Ná
  + Từ mũi Cà Ná đến mũi Kỳ Vân
  + Từ mũi Kỳ Vân đến Cà Mau
  + Từ Cà Mau đến Hà Tiên
- Về địa chất công trình có thể chia thành 8 vùng và địa mạo động lực hình thái có thể chia thành 9 vùng như đã nói trong các mục 9, 10.

Trong từng vùng mỗi yếu tố có những tính chất đặc trưng riêng tương đối đồng nhất. Những sơ đồ phân vùng này lần đầu tiên được đưa ra một cách hệ thống cho tất cả các yếu tố cần thiết về điều kiện khí tượng, thủy văn, động lực, địa chất, địa mạo trong toàn dải ven bờ Việt nam, thí dụ xem bảng 11 phân vùng bùn cát.

III. KẾT LUẬN VÀ KHUYẾN NGHỊ

Lần đầu tiên ở nước ta đã thực hiện việc cung cấp các thông số kỹ thuật cần thiết cho các luận chứng tiền khả thi các công trình vùng bờ Việt Nam và trong một số trường hợp có thể còn cho các luận chứng khả thi nữa. Cơ sở khoa học đủ tin cậy, dựa trên các số liệu hiện có và khảo sát thực địa mới cũng như các phương pháp tin cậy. Đa số các thông số đó nhận được là do kết quả mô phỏng số trị có hiệu chỉnh và kiểm tra ở mức chấp nhận được.

Các thông số này phần lớn được cho tại các nút lưới 1/4 độ kinh vĩ, bao trùm toàn bộ dải ven bờ nước ta với độ rộng 100km kể từ bờ.

Trong tương lai ở những nơi có thể cần phải cung cấp các thông số với độ chính xác cao hơn nữa, nhất là về sóng và bùn cát.

VI

PHÂN VÙNG KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN BIỂN DẢI VEN BỜ VIỆT NAM

I. TỔNG QUAN VỀ CÁC PHƯƠNG PHÁP PHÂN VÙNG

Phân vùng KTTVbiển nói chung và dải ven bờ biển nói riêng là một vấn đề khoa học tổng hợp về các quy luật biến đổi các yếu tố KTTV biển trong không gian và thời gian trên các vùng biển khác nhau.

Ở Việt Nam nhiều năm nay đã có khá nhiều công trình khoa học liên quan đến việc phân vùng tập trung chủ yếu trong các lĩnh vực phân vùng cảnh quan địa lý, phân vùng khí hậu theo một số tính chất phân bố trội, phân vùng thủy văn, phân vùng sinh thái và phân vùng các đặc khu kinh tế. Đã có các công trình phân vùng biển Đông theo các yếu tố dòng chảy và dao động tự do trong khu vực. Đối với dải ven bờ biển đã có một số công trình liên quan đến sự phân bố tự nhiên các tính chất thủy triều, hệ sinh thái rừng ngập mặn. Vùng nước thuộc dải ven bờ là vùng nước ngập triều và vùng nước tới độ sâu 50m, có một số vùng dải ven bờ biển vươn dài ra khơi tới 100km. Với quan điểm về dải ven bờ biển như vậy chúng tôi đã xét đến quá trình biến động lực biển hình thành và có tác động trực tiếp tới các quá trình biến đổi tự nhiên vùng ven bờ. Như vậy việc phân vùng dải ven bờ biển chỉ được coi là đầy đủ khi mô tả được các quy luật biến đổi động lực trong khu vực.

Để thực hiện phân vùng lãnh thổ người ta có thể sử dụng nhiều phương pháp khác nhau, phụ thuộc vào khả năng cho phép và đặc điểm phân bố tự nhiên của đối tượng nghiên cứu. Hiện nay trong phân vùng tự nhiên nói chung và phân vùng các yếu tố KTTV và KTTV biển nói riêng người ta thường sử dụng các phương pháp phân vùng sau đây:

a. Phương pháp phân vùng theo các đặc trưng thống kê

b. Phương pháp phân vùng theo tính toán lý thuyết

c. Phương pháp phân vùng theo phân tích cơ chế tác động.

Dải ven bờ được hình thành là do tương tác giữa đất và biển, cụ thể là dòng chảy sông, dòng chảy biển, đường bờ, chế độ KTTV ven biển. Các nhân tố tạo nên chế độ KTTV ven bờ như : chế độ thủy văn lục địa, chế độ khí hậu, địa hình bờ, tất

cả các nhân tố đó được thể hiện tính chất phân vùng rõ ràng. Điều này mở ra triển vọng tốt đẹp cho việc sử dụng phương pháp phân vùng dựa vào cơ chế tác động, để nghiên cứu chế độ KTTV ven bờ có kết quả.

Các nguyên tắc tổng quát trong phân vùng như sau:

- Nguyên tắc khách quan;
- Nguyên tắc phát sinh;
- Nguyên tắc đồng nhất;
- Nguyên tắc tổng hợp;
- Nguyên tắc cùng chung lãnh thổ;
- Nguyên tắc về chỉ tiêu phân vị;

II. SỬ DỤNG CÁC YẾU TỐ ĐỘNG LỰC KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN BIỂN TRONG PHÂN VÙNG DẢI VEN BỜ VIỆT NAM

1. Xác định dải ven bờ

Nói một cách tổng quát dải ven bờ biển là vùng biển ven bờ mà ở đó các yếu tố khí tượng thủy văn chịu ảnh hưởng của bờ và vùng đất lân cận. Sự ảnh hưởng của bờ đến biến đổi với các yếu tố động lực như sóng, dòng chảy, nước dâng . . . khác với các yếu tố khác mà ta tạm gọi là "tĩnh học" như nhiệt độ, độ muối, ôxy hòa tan và các thành phần hóa học của nước biển.

Tác động của bờ đối với các yếu tố động lực được thực hiện thông qua độ sâu của dải ven bờ, hướng của đường bờ. Ví dụ nước dâng ở vùng bờ có độ sâu nhỏ hơn vùng bờ có độ sâu lớn, dòng chảy ven bờ thường có hướng song song với bờ và tốc độ biến đổi nhanh theo hướng vuông góc với bờ.

1.1 Khái niệm dải ven bờ tĩnh học.

Những công trình nghiên cứu cấu trúc thẳng đứng các yếu tố tĩnh học của nước biển ở nhiều khu vực khác nhau từ xích đạo đến hai cực, từ ven bờ nơi có độ sâu rất nhỏ đến vùng biển khơi có độ sâu rất lớn đều cho thấy, rằng trên toàn bộ chiều dày của khối nước từ mặt biển đến đáy tồn tại sự phân lớp rõ rệt. Theo thứ tự từ mặt đến đáy gồm các lớp sau {9}: Lớp hoạt động; Lớp đệm hay lớp trung gian; Lớp nước sâu.

Lớp hoạt động là lớp trên cùng ở đó luôn xảy ra các quá trình trao đổi nhiệt ẩm và bức xạ đối với khí quyển. Đặc điểm quan trọng của lớp hoạt động là các yếu tố thủy văn biển như nhiệt độ, độ muối, ôxy hòa tan có các biến đổi với các chu kỳ khác nhau. Đặc biệt là sự tồn tại của các chu kỳ ngắn (chu kỳ ngày).

Ở vùng biển khơi, sự trao đổi theo phương thẳng đứng đóng vai trò quan trọng nhất. Hầu hết các dao động trong lớp nước ở vùng biển khơi đều xuất phát từ mặt biển và được truyền dần xuống sâu, với chu kỳ của các dao động càng lớn thì sự tắt dần theo độ sâu càng nhỏ và dao động được truyền tới các lớp có độ sâu lớn. Các dao động có chu kỳ ngày chỉ tồn tại trong lớp nước trên mặt. Lớp nước này được gọi là lớp nước hoạt động.

Lớp nước nằm dưới lớp hoạt động không có các dao động với chu kỳ ngày mà chỉ còn lại với các dao động có chu kỳ năm. Lớp này được gọi là lớp trung gian hay lớp đệm.

Lớp nước sâu là lớp nằm dưới lớp đệm, tại đây không tồn tại các dao động mà nguồn gốc của nó là do truyền từ mặt xuống. Trong lớp nước này tồn tại các dao động với chu kỳ khác nhau, liên quan đến lực tạo triều hay sóng nội.

Trong dải ven bờ các dao động trong nước không chỉ liên quan đến quá trình trao đổi theo phương thẳng đứng mà còn liên quan đến các quá trình trao đổi nằm ngang. Chính nhờ trao đổi theo phương nằm ngang mà vùng nước nông ven bờ bị phân hóa mạnh. Dải ven bờ còn chịu ảnh hưởng của các vùng đất lân cận. Sự trao đổi nước giữa biển và đất làm hình thành dải nước nông ven bờ, với các đặc thù vật lý hóa học và sinh vật rất khác so với vùng nước ngoài khơi, là một vật cản chắn sự hòa nhập trực tiếp của hai khối nước từ trong sông đổ ra và từ ngoài khơi truyền vào. Tại những vùng ven bờ khá sâu, các quá trình động lực biển chiếm ưu thế [6].

Trong vùng biển xa bờ, độ sâu của lớp nước đệm quan trắc được tại khu vực có độ sâu lớn sẽ là chỉ thị quan trọng để xác định giới hạn giữa vùng nước sâu và vùng nước nông.

Trong vùng cửa sông, độ dày của lớp đệm và lớp hoạt động không chỉ phụ thuộc vào sự trao đổi theo chiều thẳng đứng mà còn cả theo phương nằm ngang, làm cho độ sâu của lớp đệm biến đổi phức tạp. Trong vùng cửa sông, dải ven bờ có giới hạn về phía biển là rìa của lưỡi nước sông lan ra, xác định bởi sự giảm độ muối và nhiệt độ cao trong mùa hè.

Tóm lại, sự tạo thành dải nước nông là kết quả tác động của một loạt các nhân tố có nguồn gốc lục địa và nguồn gốc biển như dòng chảy sông, dòng chảy gần bờ, địa hình vùng ven bờ và các quá trình khí tượng thủy văn biển khác.

1.2. Khái niệm dải ven bờ động học.

Tác động của đất đối với các yếu tố động học biển như sóng, dòng chảy, nước dâng thông qua độ sâu và hướng của đường bờ.

Theo lý thuyết, sóng chỉ chịu tác động của đáy biển khi độ sâu của biển nhỏ hơn 1/2 độ dài sóng và [8, 9] chúng ta có thể lấy đường đẳng sâu 50m là giới hạn vùng ven bờ đối với sóng.

Độ cao nước dâng tỷ lệ nghịch với độ sâu biển. Do vậy nước dâng ven biển phụ thuộc chủ yếu vào khu vực gần bờ nơi có độ sâu nhỏ. Các phép thử nghiệm số trị cho thấy, nếu độ sâu ngoài đường đẳng sâu 50m, độ sâu thay đổi thế nào, thì nước dâng tính toán cũng không sai khác quá 7% [3, 5].

Ảnh hưởng của đường bờ đến tốc độ dòng chảy chỉ thể hiện trong vùng rất gần bờ.

Tác dụng của độ sâu với thủy triều thuộc về loại tác động có quy mô lớn. Dao động triều phụ thuộc vào vị trí chứ không phải độ sâu và cộng hưởng khi có chu kỳ triều trùng với chu kỳ dao động riêng. Dao động triều không phụ thuộc đơn điệu vào độ sâu và chỉ mạnh khi có độ sâu thích hợp.

Khi xác định giới hạn về phía biển của dải ven bờ không nên tìm giới hạn đó đối với thủy triều. Như vậy, giới hạn về phía biển của dải ven bờ biển Việt Nam theo quan điểm động học là đường đẳng sâu 50m.

Theo lý thuyết trên tồn tại hai khái niệm về dải ven bờ: dải ven bờ động học (L_d) và dải ven bờ tĩnh học L_t). Để thuận lợi, nên chọn dải ven bờ có chiều rộng là L với $L = \max (L_t, L_d)$.

III. ĐẶC ĐIỂM CÁC NHÂN TỐ CHI PHỐI CHẾ ĐỘ KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN BIỂN VEN BỜ VIỆT NAM

Trong phương pháp phân vùng dựa theo kết quả phân tích cơ chế tác động thì việc nghiên cứu đặc điểm của các nhân tố chi phối các yếu tố đang quan tâm có ý nghĩa rất quan trọng. Từ kết quả đó cho phép xác định được các vùng và ranh giới giữa các vùng.

1. Cửa sông và dòng chảy sông

Nước ta nằm trong vùng có lượng mưa phong phú, do vậy có nhiều sông. Trung bình cứ 20km đường bờ lại có một cửa sông. Một dải đường bờ như vậy chắc chắn rất phức tạp và trong đó hệ thống vùng triều cửa sông đóng vai trò rất quan trọng trong quá trình tác động lẫn nhau giữa biển cửa sông và lục địa. Trong từng vùng thiộc dải ven bờ biển vai trò của cửa sông và biển thay nhau thống trị.

Tuy cửa sông phân bố tương đối đều song do đặc điểm địa hình nên diện tích lưu vực và lượng mưa ở các lưu vực sông khác nhau có sự khác nhau rất lớn. Các sông miền trung ngắn, diện tích lưu vực nhỏ nên tổng lượng nước sông hàng năm của các sông miền trung nhỏ.

Ở Việt nam, hầu hết lượng nước từ lục địa ra biển chủ yếu tập trung vào hai hệ thống sông chính đó là hệ thôngs sông Hồng và sông Cửu Long. Theo thống kê lưu lượng bình quân của sông Hồng vào khoảng 100 tỷm^3/năm và sông Cửu Long khoảng 500tỷ m^3/năm {4}. Lưu lượng của cả sông Hồng và sông Cửu Long

chiếm hơn 85% tổng lưu lượng của tất cả các con sông nước ta {1}.

Do sự phân bố không đồng đều của lưu lượng nước sông nên các vùng ven bờ biển chịu ảnh hưởng của nước sông với mức độ rất khác nhau.

Nếu xét về ảnh hưởng của hệ thống cửa sông thì dải ven bờ biển nước ta được chia làm 4 khu vực. Trong đó có hai khu vực chịu ảnh hưởng mạnh của hai hệ thống sông Hồng và sông Cửu Long, còn hai khu vực miền Trung và vịnh Thái Lan có mức độ ảnh hưởng của cửa sông yếu hơn.

a. Khu vực vịnh Bắc Bộ

Khu vực này kéo dài từ Móng Cái đến đèo Hải Vân. Tại đây có nhiều sông đổ ra biển như: hệ thống sông Thái Bình, hệ thống sông Hồng, sông Mã, sông Lam, sông Gianh. Các con sông này có lưu lượng lớn và có chế độ thủy văn tương tự nhau.

Do sự phân bố không đồng đều về lưu lượng và cấu trúc trường dòng chảy biển trước cửa sông (nhất là trường dòng chảy vào mùa lũ) nên các vùng khác nhau của khu vực này cũng có sự khác nhau và có thể chia khu vực này ra 3 vùng với chế độ thủy văn khác nhau:

- Vùng 1 từ Móng Cái đến Hòn Dấu. Vùng này không có sông lớn, ít chịu ảnh hưởng của nước sông Hồng và sông Thái Bình vì hoàn lưu biển trong mùa lũ từ bắc vào nam
- Vùng 2 từ Hòn Dấu đến Đèo Ngang. Đây là vùng chịu ảnh hưởng mạnh nhất của vùng lục địa.
- Vùng này có hệ thống sông dày với lưu lượng lớn như hệ thống sông Thái Bình, hệ thống sông Hồng, hệ thống sông Mã và sông Lam, hơn nữa độ sâu vùng biển lại nhỏ nên có độ rộng của dải ven bờ lớn.
- Vùng 3 kéo dài từ đèo Ngang đến đèo Hải Vân. Do ảnh hưởng của hoàn lưu dòng chảy biển vào mùa lũ nên nước của hệ thống sông lớn ở phần phía bắc như sông Hồng cũng ảnh hưởng mạnh đến vùng này.

Nhưng do độ sâu lớn, lại tiếp xúc với biển thóa ng nên quá trình trao đổi nước giữa dải ven bờ và ngoài khơi xảy ra mạnh mẽ. Điều đó đã làm giảm mức độ ảnh hưởng nước sông.

b. Khu vực miền Trung

Khu vực này kéo dài từ đèo Hải Vân đến mũi Kê Gà. Khu vực này có các sông chính như sau: sông Hàn, sông Thu Bồn, sông Trà Khúc, sông Trà Bồng, sông Cái (Nha Trang). Các con sông khu vực này xuất phát từ dãy Trường Sơn hoặc cao nguyên Nam Trung Bộ nên ngắn, diện tích lưu vực và lưu lượng nhỏ.

Với đặc điểm như vậy nên dải ven bờ trong khu vực này chịu ảnh hưởng của sông với mức độ thấp. Một mặt lưu lượng của các sông nhỏ, mặt khác sông ở đây có độ

sâu lớn với dòng chảy biển vùng ven biển rất mạnh nên ảnh hưởng của nước sông vốn đã yếu lại càng yếu hơn.

Nếu chỉ xét đến yếu tố tĩnh học thì dải ven bờ ở đây rất hẹp, nhưng nếu xét đến yếu tố động học như dòng chảy, sóng thì ảnh hưởng của bờ ra xa hơn.

c. Khu vực Vũng Tàu – Côn Đảo

Khu vực này kéo dài từ mũi Kê Gà đến Cà Mau. Đây là khu vực có nhiều sông lớn như sông Đồng Nai, sông Sài Gòn, hệ thống sông Cửu Long.

Do hệ thống cửa sông dày đặc với lưu lượng lớn và độ sâu biển của vùng này rất nhỏ nên ảnh hưởng của đới bờ rất mạnh ở khu vực này. Ảnh hưởng của nước sông nhất là sông Cửu Long không chỉ mở rộng theo hướng vuông góc với bờ mà cả theo hướng song song với bờ. Do dòng chảy của mùa lũ cửa sông Cửu Long có hướng dồn vào mũi Cà Mau nên mức độ ảnh hưởng của cửa sông đến hai khu vực nằm ở hai bên cửa sông cũng khác nhau.

d. Khu vực vịnh Thái Lan

Khu vực này kéo dài từ mũi Cà Mau đến Hà Tiên, không có sông lớn; nước sông Cửu Long trong mùa lũ một phần không nhỏ được đưa vào khu vực này. Do hoàn lưu có hướng quay ngược chiều kim đồng hồ, vịnh có độ sâu nhỏ, lại nằm tương đối xa cửa sông Cửu Long là nguồn cung cấp nước từ lục địa cho khu vực, nên các yếu tố tĩnh học có bức tranh phân bố tương đối đồng nhất.

2. Địa hình ven bờ

Theo phân bố địa hình, cũng ta có thể chia vùng biển nước ta thành 4 khu vực với đặc điểm địa hình khác biệt nhau.

a. Khu vực vịnh Bắc Bộ

Khu vực này kéo dài từ Móng Cái đến đèo Hải Vân. Độ sâu nhỏ, đường đẳng sau 50m cách bờ biển trên 50km. Đây là một khu vực đường bờ có hình vòng cung đỉnh lồi về phía tây. Kiểu dạng đường bờ này tạo điều kiện rất thuận lợi cho quá trình hình thành nước dâng bão cực đại. Khu vực này có thể chia ra 3 vùng nhỏ:

- Vùng 1: phía bắc Hòn Dấu, có độ sâu nhỏ nhất trong Vịnh Bắc Bộ. Do núi ra sát biển nên đường bờ khúc khủy u. Một đặc điểm quan trọng nhất của vùng này là có hai vịnh Bái Tử Long và Hạ Long với hàng ngàn đảo nhỏ. Do vậy các yếu tố khí tượng thủy văn ở vùng này bị chia cắt mạnh.
- Vùng 2: từ Hòn Dấu đến Đèo Ngang. Một phần rất lớn của vùng này thuộc ven biển đồng bằng sông Hồng và đồng bằng Thanh-Nghệ Tĩnh. Vùng này có đáy biển thoải và đường bờ trơn tru.
- Vùng 3: vùng bờ thuộc ven biển Quảng Bình, Quảng Trị và Thừa Thiên Huế.

Khác với vùng 1 và 2, đường đẳng sâu 50m ở vùng này chỉ cách bờ dưới 25m. Do núi ăn ra sát biển nên đường bờ khúc khủy u, có nhiều vũng nhỏ.

b. Khu vực từ đèo Hải Vân đến mũi Kê Gà

Độ dốc của đáy biển lớn. Đường đẳng sâu 100m có nơi cách bờ không quá 20km. So với khu vực vịnh Bắc Bộ thì khu vực này không chỉ sâu hơn mà đường bờ cũng bị lượn khúc mạnh hơn. Đường bờ nói chung, có hướng bắc-nam.

c. Khu vực Mũi Kê Gà-Cà Mau

Khu vực này kéo dài từ mũi Kê Gà đến Mũi cà Mau. Đường bờ có hướng đông bắc-tây nam. Phần lớn khu vực này nằm trong bờ biển của đồng bằng sông Cửu Long. Đây cũng là vùng có độ sâu nhỏ. Độ dốc đáy biển giảm dần khi tiến về Mũi cà Mau. Điều này phản ánh một cách thực tế là dòng phù xa của sông Cửu Long có hướng về phía nam và tây nam.

d. Khu vực vịnh Thái Lan

Về địa hình đáy khu vực này cũng tương tự như khu vực Vũng Tàu-Côn Đảo-Cà Mau. Đường đẳng sâu 50m cách bờ trên biển 70km.

Tuy khu vực vịnh Thái Lan có một số điểm tương đồng với khu vực Mũi Kê Gà-Cà Mau, nhưng do hướng của đường bờ hai khu vực này tương phản nhau rõ rệt mà đặc điểm các yếu tố khí tượng thủy văn ở hai vùng này khác nhau rất nhiều, nhất là các yếu tố động lực như sóng, dòng chảy.

3. Dòng chảy biển

Trong vùng cửa sông dòng chảy hướng về phía nào thì tác động của sông được đẩy về phía đó. Theo phân bố của dòng chảy, có thể chia dải ven bờ nước ta làm 4 khu vực với chế độ rất khác nhau.

a. Khu vực 1:từ Móng Cái đến Đèo Hải Vân

Khu vực này có tốc độ dòng chảy tương đối nhỏ, quanh năm có hướng Bắc Nam.

b. Khu vực 2:từ Đèo Hải Vân đến mũi Kê Gà

Dòng chảy ở khu vực này có tốc độ lớn và hướng hầu như không thay đổi trong năm. Dòng chảy có hướng từ bắc vào nam vào mùa đông và Nam-Bắc vào mùa hè và song song với đường bờ.

c. Khu vực Mũi Kê gà-Cà Mau

Dòng chảy ven bờ thuộc khu vực này nằm trong hoàn lưu chung của Biển Đông nên có dòng chảy lớn, thể hiện rõ tính chu kỳ năm. Mùa hè có hướng đông bắc còn mùa đông có hướng tây nam. Do đường bờ thẳng, đáy biển tương đối bằng

phẳng và nằm trong hoàn lưu lớn Biển Đông nên dòng chảy tương đối đồng nhất trong không gian.

d. Khu vực vịnh Thái Lan

Vùng ven bờ biển vịnh Thái Lan có gió địa phương nhỏ nên dòng chảy vùng ven bờ phụ thuộc vào dòng chảy trong vịnh Thái Lan. Quanh năm dòng chảy ven bờ có hướng Bắc-Nam.

4. Chế độ gió vùng ven bờ

Cũng như dòng chảy, gió vừa là đối tượng nghiên cứu vừa là tác nhân quy định chế độ khí tượng thủy văn ven bờ. Tác động mạnh nhất của gió thể hiện qua yếu tố sóng và dòng chảy. Theo chế độ gió dải ven bờ biển nước ta có thể chia ra 2 miền mà giới hạn là đèo Hải Vân. Khu vực phía bắc đèo Hải Vân là khu vực chịu ảnh hưởng mạnh của gió mùa đông, còn khu vực phía nam lại chịu tác động chủ yếu với gió mùa hè.

IV. CHỈ TIÊU ĐỒNG NHẤT THAM SỐ THỐNG KÊ CÁC YẾU TỐ KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN BIỂN.

1. Những vấn đề chung

Phân vùng khí tượng thủy văn biển nói chung và dải ven biển nói riêng là một vấn đề khoa học tổng hợp về các quy luật biến đổi các yếu tố khí tượng thủy văn biển trong không gian và thời gian trên các vùng biển khác nhau.

Trước hết, các đặc trưng thống kê từ các số liệu quan trắc tại các trạm KTTV và các trạm đo khác được xét đến sau khi đã đánh giá chỉ tiêu đồng nhất các tham số thống kê các yếu tố khí tượng hải văn.

2. Chỉ tiêu kích thước vùng thích hợp để mô tả thống kê và các đường ranh giới trong mỗi vùng

Quá trình phân hóa dải ven bờ được xét đến theo nguyên tắc nhân tố tác động kể trên, ngoài ra để phù hợp với tình hình phân bố mạng lưới trạm khí tượng hải văn ven bờ và phân bố số liệu khí tượng thủy văn vùng ven biển Việt nam xem xét đến tiêu chuẩn kích thước vùng.

Trên thực tế mạng lưới khí tượng hải văn phân bố không đều dọc theo dải ven bờ biển Việt Nam, nhưng đó lại là nguồn số liệu duy nhất và quan trọng để xét đến các đặc trưng thống kê các yếu tố khí tượng thủy văn dải ven bờ biển Việt nam. Vấn đề đặt ra khi phân vùng dải ven bờ biển là với nguồn số liệu như vậy các yếu tố khí tượng thủy văn biển có đặc trưng cho toàn vùng được không? Để giải

quyết vấn đề này có thể áp dụng nguyên tắc vùng tối ưu của Kaplandisk. Theo nguyên tắc này thì kích thước của mỗi vùng là tối ưu để sai số thống kê tổng hợp của một yếu tố nào đó trong vùng là nhỏ nhất.

Để xác định được giá trị l_0 cho mỗi vùng trước hết cần xác định giá trị σ_0 và δ của một số yếu tố khí tượng thủy văn trong vùng. Qua đánh giá thu được các giá trị của các yếu tố sóng là nhỏ hơn cả. Sau đó, sử dụng các giá trị σ_0 và δ để xác định kích thước l_0 tối ưu cho vùng.

Ở đây cần phải nhấn mạnh rằng vùng dự kiến được phân chia có kích thước không đều. Giá trị l_0 được xác định xem như là giá trị độ dài đặc trưng cho vùng có chứa các trạm đặc trưng cho vùng đó.

Xác định ranh giới của mỗi vùng là vấn đề rất phức tạp. Mỗi một mục tiêu đối tượng phân vùng có tiêu chuẩn riêng để phản ánh sát với điều kiện tự nhiên của khu vực. Trong công trình {2} tác gải sử dụng điều kiện địa hình và đường biến trình năm của nhiệt, mưa, ẩm để vạch đường ranh giới giữa các khu vực khí hậu xây dựng. Để xác định ranh giới giữa các vùng được đánh giá về tài nguyên khí hậu, các tác giả [2] sử dụng độ cao phổ biến của từng khu vực, trên cơ sở các vùng được sơ bộ phận chia như vậy các tác giả này đã phân hạng ra các khu vực về tài nguyên khí hậu cơ bản.

Đối với dải ven bờ biển Việt Nam nơi tập trung các vùng nước có quan hệ tương tác liên tục giữa nước sông và nước biển, nơi có địa hình đường bờ, địa hình đáy khá phức tạp, việc lựa chọn ra các đường ranh giới chính xác là một vấn đề rất khó khăn. Để khắc phục khó khăn này chúng tôi sử dụng nguyên tắc cùng chung lãnh thổ lấy đường ranh giới là một địa điểm ven bờ nơi có sự chuyển tiếp từ một vùng có các yếu tố khí tượng thủy văn, đường bờ thể hiện khá rõ sự khác biệt giữa hai vùng lân cận, có thể ở vùng trên các yếu tố đó bắt đầu yếu đi và ở vùng tiếp theo các yếu tố hình thành sự tăng dần.

3. Chỉ tiêu đồng nhất các tham số thống kê các yếu tố quan trắc khí tượng thủy văn biển.

Trong công trình của L.Z. Leder {7} về phân vùng theo các yếu tố khí tượng thủy văn biển tác giả đã sử dụng nguyên tắc đồng nhất các giá trị trung bình để phân vùng dải ven bờ. Trong mỗi vùng có thể có nhiều trạm khí tượng hải văn. Để nhóm hoặc không nhóm các trạm đó vào một vùng cần xét đến tính đồng nhất của một hoặc vài tham số khí hậu ở các trạm đó. Để tiến hành công việc này, chỉ tiêu đồng nhất sau đây đã được sử dụng:

$$\Delta = \frac{\overline{\theta_1} - \overline{\theta_2}}{\sigma_0} \qquad (1)$$

ở đây: $\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2$: giá trị trung bình của hai chuỗi độc lập,

σ_{0} : độ lệch chuẩn của chuỗi những khác nhau giữa các trị trung bình qua biểu thức sau đây:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sigma_d^2}{n_1} + \frac{\sigma_d^2}{n_2}} = \sigma \sqrt{\frac{n_1 + n_2}{n_1 n_2}} \qquad (2)$$

Trong đó : σ được xác định theo biểu thức

$$\sigma^2 = \frac{\sigma^2_1(n_1 - 1) + \sigma_2^2(n_2 - 1)}{(n_1 + n_2 - 2)} \qquad (3)$$

Ở đây: σ_1 - độ lệch chuẩn của chuỗi thứ nhất

n_1 - độ dài chuỗi số liệu thứ nhất

σ_2 - độ lệch chuẩn của chuỗi thứ hai

n_2 - độ dài chuỗi số liệu thứ hai

Các chỉ tiêu (Δ) được so sánh với chỉ tiêu chuẩn $\Delta^{0.05}$ mà nó được xác định với mức ý nghĩa α = 0.05 và số bậc tự do v. Nếu Δ < Δ thì thoả mãn chỉ tiêu đồng nhất và ngược lại thì không thoả mãn> kết quả tính toán chỉ tiêu đồng nhất được trình bày ở các bảng từ 93- 97.

Bảng 93: Chỉ số đồng nhất (Δ)
Yếu tố gió

Số TT	Cặp trạm	Δ	$\Delta^{0.05}$
1	Hòn Dấu – Cô Tô	1.02	2.00
2	Văn Lý – Hòn Ngư	0.48	2.02
3	Cửa Tùng – Cồn Cỏ	1.09	2.07
4	Đà Nẵng – Cồn Cỏ	0.94	2.04
5	Qui Nhơn – Nha Trang	0.83	2.10
6	Nha Trang – Phú Quý	1.70	2.07
7	Vũng Tàu – Côn Đảo	1.50	2.05
8	Phú Quí – Côn Đảo	1.20	2.05
9	Rạch Giá - Phú Quốc	1.50	2.04

Bảng 94 : Chỉ số đồng nhất (Δ)
Yếu tố : Nhiệt độ không khí

Số TT	Cặp trạm	Δ	$\Delta^{0.05}$
1	Hồng Gai – Hòn Dấu	3.49	2.00
2	Vịnh – Kỳ Anh	1.10	2.09
3	Cồn Cỏ - Đà Nẵng	1.05	2.09
4	Quảng Ngãi – Nha Trang	1.20	2.07
5	Quảng Ngãi – Phan Thiết	1.38	2.07
6	Vũng Tàu – Côn Đảo	0.98	2.07
7	Rạch Giá - Phú Quốc	1.90	2.07

Bảng 95: Chỉ số đồng nhất (Δ)
Yếu tố : Nhiệt độ nước

Số TT	Cặp trạm	Δ	$\Delta^{0.05}$
1	Hồng Gai – Hồng Gai	0.27	2.02
2	Văn Lý - Hòn Ngư	1.99	2.02
3	Cồn Cỏ – Sơn Trà	0.24	2.06
4	Qui Nhơn – Phú Quý	4.04	2.11
5	Vũng Tàu – Côn Đảo	0.00	2.07
6	Vũng Tàu – Phú Quốc	8.90	2.06

Bảng 96 : Chỉ số đồng nhất (Δ)
Yếu tố : Sóng

Số TT	Cặp trạm	Δ	$\Delta^{0.05}$
1	Hòn Dấu – Cô Tô	0.08	2.00
2	Văn Lý – Hòn Ngư	0.00	2.03
3	Cửa Tùng – Sơn Trà	2.09	2.09
4	Ngoài khơi Nha Trang – Phú Quý	2.20	2.03
5	Vũng Tàu – Côn Đảo	1.02	2.04
6	Vũng Tàu – Phú Quốc	8.90	2.06

Bảng 97: So sánh chỉ tiêu đồng nhất

+ : Thỏa mãn - : Không thỏa mãn

Số TT	Yếu tố	Vùng 1 Bắc vịnh Bắc Bộ	Vùng 2 Đồng bằng bắc Bộ	Vùng 3 Nam vịnh Bắc Bộ	Vùng 4 Miền Trung	Vùng 5 Vũng Tàu-Côn Đảo	Vùng 6 Vịnh Thái Lan-Tây Nam Bộ
1	Gió	Hòn Dấu – Cô Tô +	Văn Lý – Hòn Ngư +	Đà Nẵng – Cồn Cỏ +	Nha Trang – Phú Quí +	Vũng Tàu – Côn Đảo +	Rạch Giá - Phú Quốc +
2	Nhiệt độ không khí	Hồng Gai - Hon Dấu -	Vịnh – Kỳ Anh +	Cồn Cỏ - Đà Nẵng +	Q. Ngãi – Phan Thiết + Q. Ngãi – Nha Trang +	Vũng tàu – Cà mau -	Rạch Giá - Phú Quốc +
3	Nhiệt độ nước	Hòn Dấu – HồngGai +	Văn Lý – Hòn Ngư +	Cồn Cỏ – Sơn Trà +	Qui Nhơn – Phú Quí -	Vũng Tàu – Côn Đảo +	Vũng Tàu – PhúQuốc -
4	Sóng	Hon Dấu – Cô Tô +	Văn Lý – Hòn Ngư +	Cửa Tùng – Sơn Trà +	Nha Trang – Phú Quí -	Vũng Tàu – Côn Đảo +	
5	Nước dâng	Hồng Gai - Hòn Dấu +	Văn Lý – Hòn Ngư +	Cửa Tùng – Sơn Trà +	Qui Nhơn –B. Thuận +	Vũng tàu – Cà mau +	Cà Mau – Rạch Giá +
6	Thủy triều-Mực nước	Hồng Gai - Hòn Dấu +	Văn Lý – Hòn Ngư +	Cửa Tùng – Sơn Trà +	Qui Nhơn – Phú Quí -	Vũng tàu – Cà mau +	Cà Mau – Phú Quí +

Kết quả tính toán được trình bày trong bảng 97 đã chỉ ra rằng 6 yếu tố : gió, nhiệt độ không khí, nhiệt độ nước, sóng, nước dâng và mực nước phân bố tại các cặp trạm tồn tại trong dải ven bờ phần lớn đều thoả mãn chỉ tiêu đồng nhất như trong công thức miêu tả ở trên. Các cặp trạm Hòn Dấu-Cô Tô, Hòn Dấu – Hồng Gai đều thoả mãn chỉ tiêu đồng nhất theo cả 6 yếu tố khí tượng thủy văn đưa vào, các trạm này đại diện đặc trưng cho vùng bắc vịnh Bắc Bộ. Tương tự như vậy đối với các trạm Văn Lý – Hòn Ngư, Vịnh – Kỳ Anh đại diện đặc trưng cho vùng ven bờ đồng bằng miền Bắc. Đối với vùng nam vịnh Bắc Bộ ta cũng nhận thấy sự thoả mãn của chỉ tiêu đồng nhất ở cả 6 yếu tố khí tượng thủy văn tại các cặp trạm Đà nẵng – Cồn Cỏ, Cồn Cỏ – Sơn Trà, Cửa Tùng – Sơn Trà. Tại các vùng miền Trung và Vũng tàu – Côn Đảo trong 6 yếu tố khí tượng thủy văn tại các cặp trạm Nha Trang – Phú Quí, Quảng Ngãi – Phan Thiết, Quy Nhơn – Phú Quý, Qui Nhơn – Bình Thuận, Vũng tàu – Côn Đảo và Vũng Tàu – Cà Mau ta nhận thấy có 5 yếu tố thoả mãn được chỉ tiêu đồng nhất. Tại vùng bờ tây Nam Bộ thuộc vịnh Thái Lan chỉ tồn tại 4 yếu tố khí tượng thủy văn thoả mãn được chỉ tiêu đồng nhất tại các cặp trạm đại diện trong vùng Rạch Giá - Phú Quốc, Cà mau – Rạch Giá, Cà

Mau – Phú Quốc. Riêng yếu tố nhiệt độ nước do vì điều kiện thiếu số liệu tập hợp được trong vùng, thử nghiệm lấy số liệu của trạm Vũng tàu ghép với trạm Phú Quốc theo tính toán đã cho thấy rằng chỉ tiêu đồng nhất không thoả mãn được.

V. KẾT QUẢ PHÂN VÙNG DẢI VEN BỜ

1. Nguyên tắc phân vùng và xác định giới hạn giữa các vùng

a. Cấp phân vị và số cấp phân vị:

Cấp phân vị và số cấp phân vị phụ thuộc vào hai vấn đề sau:

- Mức độ chi tiết mà thực tế đòi hỏi: nếu kém chi tiết có thể không đạt được tính xác định cần thiết, ngược lại nếu chi tiết quá sẽ rất tốn kém, phức tạp, khó áp dụng.
- Khả năng cho phép của số liệu: phân vùng càng chi tiết tức là càng nhiều cấp phân vị thì đòi hỏi càng nhiều số liệu và như vậy mạng lưới trạm quan trắc phải nhiều và phảo được bố trí một cách hợp lý.

Căn cứ vào hiện trạng của nguồn số liệu và yêu cầu thực tế mà nội dung đã đặt ra là phân vùng dải ven bờ theo các yếu tố khí tượng thủy văn biển theo 3 cấp phân vị: Miền; Khu vực; Vùng.

Một miền có thể có một hoặc nhiều khu vực, một khu vực có thể có một vùng hay nhiều vùng. Điều này phụ thuộc vào đặc điểm phân hóa của các yếu tố khí tượng thủy văn biển.

b. Nguyên tắc phân định các phân vị:

Phân vị theo phương pháp phân tích cơ chế tác động căn cứ vào mức độ khác nhau nhiều hay ít của các nhân tố.

Theo nguyên tắc này, cấp phân vị được xác định như sau:

- Cấp khu vực là cấp mà hai miền ở cạnh nhau, tất cả 4 nhân tố trình bày phải khác nhau.
- Cấp khu vực là cấp mà hai khu vực ở cạnh nhau phải có ít nhất 3 nhân tố khác nhau. Gọi n là số nhân tố khác nhau thì: $n \geq 3$.
- Cấp vùng là cấp mà hai khu vực ở cạnh nhau phải có 2 nhân tố trở nên khác nhau: $n \geq 2$.

Theo nguyên tắc này thì chúng ta có thể phân đến cấp nhỏ hơn như á vùng chẳng hạn.

- Chỉ tiêu đồng nhất tham số thống kê các yếu tố khí tượng thủy văn biển tại

các trạm lân cận trong vùng.

c. *Phân định miền và giới hạn miền:*

Giới hạn giữa các cấp phân vị phải là giới hạn trong phân vùng nhân tố như đã trình bày ở trên. Một số mốc quan trọng như Móng Cái, đèo Hải Vân, mũi Kê Gà....

Kết quả phân định miền, khu vực và sơ đồ được tóm tắt trong sơ đồ 1.

Số TT	Nhân tố	Các mốc						
		Móng Cái	Hòn Dấu	Đèo Ngang	Hải Vân	Mũi Kê Gà	Cà Mau	Hà Tiên
1	Cửa sông và dòng chảy sóng		|	|	|	|	|	
			x	x	x	x	x	
2	Địa hình và đường bờ		|	|	|	|	|	
			x	x	x	x	x	
3	Dòng chảy biển		|	|		|	|	
			=	=	x	x	x	
			|	|		|	|	
4	Khí tượng (gió)		=	=	x	=	–	
				|			|	
5	Miền n = 4	◄		|	|	► ◄	2	►
6	Khu vực n ≥ 3	◄		|	►|	2 ◄–|	3 |–►|◄– 4 –►	◄– ——►
7	Khu vực n ≥ 2	◄——|——►		◄– 2 –►	◄– 3 –►	◄– 4 –►|◄–	| –► 5 –►|◄——	6 ——►

Trong sơ đồ này, hàng trên cũng ghi các mốc quan trọng để xác định giới hạn miền, khu vực và vùng.

Các hàng thứ từ 1 đến 7 chỉ thị sự khác nhau hay giống nhau của các nhân tố khi chuyển qua các giới hạn, nếu khi chuyển qua các mốc có sự khác nhau được đánh bằng dấu x, nếu giống nhau được đánh bằng dấu =

Kết quả phân miền được tóm tắt trong bảng 98

Bảng 98 : Kết quả phân miền

Miền	Tên miền	Giới hạn miền
1	Ven biển miền Bắc	Từ Móng Cái đến đèo Hải Vân
2	Ven biển miền Nam	Từ đèo Hải Vân đến hà Tiên

d. Phân định khu và giới hạn:

Cũng tương tự như cách làm ở trên chúng ta sẽ tìm được các giới hạn mà ở đó số nhân tố khác nhau thoả mãn điều kiện n≥ 3 giới hạn của các khu vực.

Theo sơ đồ 1 toàn dải ven biển được chia làm ra 4 khu vực:

- Miền 1 chỉ có 1 khu vực
- Miền 2 có 3 khu vực

Kết quả phân khu được tóm tắt trong bảng 99.

Bảng 99 : Kết quả phân khu vực ven biển

Miền	Khu vực	Tên khu vực	Giới hạn khu vực
1	1	Ven bờ vịnh Bắc Bộ	Móng Cái - đèo hải Vân
2	2	Ven biển Miền Trung	Hải Vân – mũi Kê Gà
	3	Vũng Tàu – Côn Đảo	Mũi Kê Gà - mũi Cà Mau
	4	Ven biển vịnh Thái Lan – tây Nam Bộ	

e. Phân định vùng theo nhân tố tác động

Theo chỉ tiêu số nhân tố khác nhau n thỏa mãn điều kiện: n ≥ 2 dải ven bờ nước ta được phân định ra thành 6 vùng.

f. Phân định vùng theo chỉ tiêu đồng nhất tham số thống kê

Theo kết quả đánh giá ở trên trong mục 3 ta có thể nhận thấy rõ rằng dải ven biển Việt Nam có thể được định ra theo 6 vùng đặc trưng. Kết quả đánh giá theo chỉ tiêu đồng nhất tham số thống kê theo các yếu tố khí tượng thủy văn tại các cặp trạm đại diện trong các vùng là hoàn toàn phù hợp với việc phân vùng ở trên theo các nhân tố tác động. Kết quả phân vùng từ hai nguyên tắc nhân tố tác động là xét về nguyên gây nên sự phân hóa trong các vùng và nguyên tắc đồng nhất tức là xét chặt chẽ hơn có tính chất định lượng về sự phân bố cuả tham số thống kê cho phép chúng ta phân định dải ven bờ Việt Nam thành 6 vùng như mô tả trong bảng 100.

2. Xác định giới hạn dải ven bờ về phía biển

Dải ven bờ có 2 giới hạn: Giới hạn về phía đất liền - đường bờ; Giới hạn về phía biển.

Trong phần này sẽ xác định giới hạn về phía biển đối với các yếu tố như độ muối, các tính chất hóa học và môi trường nước (gọi là các yếu tố tĩnh học) không trùng với các yếu tố động học như sóng, dòng chảy, nước dâng.

Chỉ căn cứ vào tính khoa học thuần tuý thì dải ven bờ dùng để nghiên cứu tổng hợp các yếu tố vừa động học vừa tĩnh học thì phải lấy giới hạn ngoài cùng của một trong hai giới hạn trên, tức là: giới hạn về phía biển cần chọn sao cho có ý nghĩa thực tiễn và có ý nghĩa khoa học.

Các yếu tố động học như sóng, dòng chảy ở những nơi xa bờ không thể hiện rõ ảnh hưởng của bờ. Do vậy giới hạn giữa vùng bờ và biển khơi không rõ ràng và trong thực tế cũng không cần phân định giới hạn này.

Bảng 100. Phân vùng dải ven bờ biển Việt Nam

Miền			Khu vực			Vùng		
Số	Tên	Giới hạn	Số	Tên	Giới hạn	Số	Tên	Giới hạn
1	Miền Bắc	Từ Móng Cái đến đèo Hải Vân	1	Bắc Bộ	Móng Cái - Đèo Hải Vân	1	Bắc vịnh Bắc Bộ	Móng Cái – Hòn Dấu
						2	Đồng bằng Bắc Bộ	Hòn Dấu - Đèo Ngang
						3	Nam vịnh Bắc Bộ	Đèo Ngang - Đèo hải Vân
2	Miền Nam	Từ đèo Hải Vân đến Hà Tiên	2	Miền Trung	Đèo Hải Vân-mũi Kê Gà	4	Miền Trung	Đèo Hải Vân – mũi Kê Gà
			3	Vũng Tàu – Côn Đảo	Mũi Kê Gà-Mũi Cà Mau	5	Vũng Tàu-Côn Đảo	Mũi Kê Gà - Mũi Cà Mau
			4	Vịnh Thái Lan	Cà Mau – Hà Tiên	6	Vịnh Thái Lan	Mũi Cà Mau – Hà Tiên

Đối với các yếu tố tĩnh học nhất là các khu vực chịu ảnh hưởng cửa sông thì giới hạn này thể hiện quá rõ ràng. Trong thực tế giới hạn này cũng rất cần biết vì nó đóng một vai trò quan trọng trong sự phát triển của các loại hải sản và sinh vật biển khác.

Căn cứ vào điều vừa trình bày, đã sử dụng các qui tắc sau đây để phân định giới

hạn về phía biển:

Trong khu vực nước nông, không chịu ảnh hưởng nhiều của nước sông như vùng phía bắc vịnh Bắc Bộ thì giới hạn về phía biển là giới hạn của các yếu tố động học. Trong vịnh Bắc Bộ giới hạn này là đường đẳng sâu 50m.

Trong khu vực nước sâu, không chịu ảnh hưởng của cửa sông, ở đó dải ven bờ rất hẹp như khu vực Trung và Nam Trung Bộ (vùng 4) thì dải ven bờ được chọn theo độ sâu lớn (chỗ gặp nhau giữa các đường phân bố thẳng đứng của nhiệt độ trong năm).

Các vùng có ảnh hưởng của cửa sông thì giới hạn về phía biển là giới hạn của lưỡi nước sông về muà lũ. Giới hạn này được xác định qua việc nghiên cứu phân bố nhiệt độ, độ muối của các mặt cắt vuông góc với bờ. Giới hạn này được chọn là khu vực có gradient độ muối trên mặt theo hướng vuông góc với bờ là lớn nhất:

$$Max\left(\frac{\partial S_0}{\partial n}\right)$$

Trong đó : S_0 - Độ muối tầng mặt

n - Hướng vuông góc với bờ

TÀI LIỆU THAM KHẢO

PHẦN I. KHÍ TƯỢNG BIỂN

I. TRƯỜNG KHÍ ÁP TỰ NHIÊN VÙNG BIỂN ĐÔNG THỜI KỲ 1968-1998

1. *Nguyễn Xiển, Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc*, 1975: Khí hậu Việt Nam. Nhà xuất bản KHKT Hà Nội.
2. *Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc*, 1993: Khí hậu Việt Nam. Nhà xuất bản KHKT. Hà Nội 1993.
3. Báo cáo tổng kết Đề tài 48B 01 02
4. Barry R.G, Perry A. H , 1973 : Synoptic Climatology. 11 New Fetter Lane London EC4.
5. Báo cáo tổng kết đề tài KT 03 04: Chuyên đề phân loại hình thế khí áp trên Biển Đông : Chương trình biển giai đoạn 1991- 1995.
6. Kết quả Đề tài 48B 01 02 Chương trình biển giai đoạn 1987 - 1990.
7. *Đặng Trần Duy*, 2000 : Bước đầu sử dụng các nhân tố El ni no trong dự báo hạn dài cho một số địa phương ở Việt Nam. Báo cáo Hội nghị Khoa học, Công nghệ Dự báo và Phục vụ dự báo khí tượng thủy văn. Hà Nội.
8. *Bùi Xuân Thông*, 1998: Xác định hệ sóng đông khí quyển thông qua mô hình nhiều lớp áp dụng cho vùng biển Đông Nam á. Tập san Khí tượng Thủy văn số 1.
9. Royal Oservatory Hongkong: Marine Climatological Summaries For Areas 20057 and 21156 in South China Sea 1962.

II. NHỮNG TRƯỜNG GIÓ CƠ BẢN TRÊN BIỂN ĐÔNG

1. Các điều kiện Khí tượng thủy văn vùng biển Việt Nam.

   Báo cáo tổng kết đề tài 48B.01.02. Hà Nội 1990.
2. *Lê Mực*, 1988. Gió mạnh vùng biển phía nam Việt Nam.

   Tập KTTV vùng biển Việt Nam, NXB KHKT, Hà Nội 1988.
3. *Nguyễn Mạnh Hùng, Nguyễn Huy Thái*, 1988. Hoa gió biển Đông, vịnh Bắc Bộ và vịnh Thái Lan.

Tập KTTV vùng biển Việt Nam, NXB KHKT, Hà Nội 1988.

4. Sổ tay tra cứu các đặc trưng KTTV vùng thềm lục địa Việt Nam

Trung tâm Khí tượng Thủy văn Biển, Tổng cục KTTV

Nhà xuất bản Nông nghiệp, Hà Nội 2000

5. Nguyễn Mạnh Hùng và các cộng tác viên. Hà Nội, 2000. Tính sóng phục vụ thiết kế công trình ven bờ biển.

Báo cáo chuyên đề tính toán sóng biển

Đề tài cấp nhà nước KHCN 06 10.

6. *Nguyễn Vũ Thi*, 1990. Ứng dụng lý thuyết nhận dạng vào phân loại trường khí áp và các trường gió trên biển.

Báo cáo tổng kết đề tài 48B.01.02

7. Báo cáo tổng kết đề tài cấp nhà nước KT.03.04" Công nghệ dự báo sóng và thử nghiệm dự báo sương mù, nhiệt độ nước tầng mặt vùng ven bờ biển Đông". Hà Nội 1995

8. Báo cáo tổng kết đề tài cấp nhà nước KHCN.06.10" Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật đới bờ phục vụ yêu cầu xây dựng công trình biển ven bờ". Hà Nội 2000.

9. Báo cáo tổng kết đề tài KHCN.06.13 "Nghiên cứu đánh giá quy luật biến động một số trường khí tượng cơ bản Biển Đông". Hà Nội 2000.

10. *Phan Mỹ Tiên*, 1990, Sổ tay tra cứu số liệu gió.

Báo cáo đề tài 52C.01.01.

11. Hướng dẫn tính sóng gió trên biển (tiếng Nga)

NXB KTTV 1969.

12. Hướng dẫn phân tích và dự báo trường gió trên biển (tiếng Nga)

Công trình của Viện Hải Dương Học Nhà Nước 1972.

13. Climatic Summary for the Republic of Vietnam, North Vietnam, Laos

Detachment 14 APO San Francisco 96243.

14. Monthly report of Meteorological Satellite Center ,

Published by Meteorological Satellite Center – Tokyo – Japan.

15. Meteorological Atlas of the 110E Vol. 2,

Ramage C.S. and Raman C. V.

Upper Air National Scientific Foundation Printing Office 1972

III. NGHIÊN CỨU BÃO Ở VIỆT NAM

Tiếng Việt

1a. *Trần Đình Bá. 1980.* Sử dụng ảnh mây vệ tinh để dự báo cường độ, vị trí và hướng đi của bão. Nội san KTTV số 1, 2.

1b. *Trần Đình Bá. 1986.* Phân tích một số đặc điểm của hệ thống mây bão trên Biển Đông, trên cơ sở các ảnh mây vệ tinh thu ở Việt Nam. Tập công trình phân tích và dự báo bão. Tập I, Tổng cục KTTV.

1c. *Trần Đình Bá. 1991.* Sử dụng mực xám phân tích ảnh bão. Tập san KTTV số 2.

1d. Trần Đình Bá, 1997. Mắt bão và mây thành mắt. Tập san KTTV số 1.

1e. *Đình Bá, Đinh Quang Vọng, Đào Kim Nhung và Hoàng Minh Hiền.* Sử dụng ảnh A của vệ tinh GMS khoanh vùng mưa lớn trong bão. Tập san KTTV số 9.

2. *Dương Liên Châu. 2000.* Bão và ATNĐ ảnh hưởng đến Việt Nam trong 5 năm (1995 – 1999. Tuyển tập các báo cáo tại hội nghị lần thứ 5 của Trung tâm QG dự báo: khoa học công nghệ dự báo và phục vụ dự báo KTTV tháng 12 năm 2000. Tập I.

3a. *Vũ Đức Dũng, Vũ Văn Điển. 1993.* Nghiên cứu thực nghiệm đường đóng trong bão. Tập san KTTV số 9.

3b. *Vũ Đức Dũng, Iurtrac, Nguyễn Ngọc Thụy. 1992.* Sự đóng góp của lượng mưa do bão gây ra và lượng mưa tháng tại một số trạm khí tượng miền bắc và miền Trung Việt Nam. Tập san KTTV số 8.

4a *Đặng Trần Duy. 1997.* Bão và ATNĐ ảnh hưởng đến Việt Nam thời kỳ 1991 – 1995. Tập san KTTV - Thủy văn số 5.

4b. *Đặng Trần Duy. 1998.* Bão và ATNĐ ảnh hưởng đến Việt Nam thời kỳ 1956 – 1995. Tập san KTTV □ 5.

4c. *Đặng Trần Duy. 1992.* Tính hướng và tốc độ dòng dẫn đường của bão. Tập san KTTV số 9.

5. *Gaivoronski và Iurtrac. 1990.* Các kết quả quan trắc của trạm rada MRL - 5 Phú Liên trong mùa mưa bão năm 1989. Tập san KTTV số 3.

6a. *Hoàng Minh Hiền, Vũ Thuý Nga. 1988.* Phương pháp xác định tâm bão thông qua trường gió. Tập san KTTV số 8.

6b. *Hoàng Minh Hiền. 1988.* Phân bố phẳng trường gió trong XTNĐ. Tập san KTTV số 10.

7. *Phan Văn Hoặc, Vũ Văn Điển, Trương Trọng Xuân, 1995.* Thiết lập mô hình tính toán trường gió trong bão trên biển. Tập san Khí tượng - Thủy văn số 1.

8. *Đỗ Quang Huyền, 1986.* Đề tài "*Dự báo lũ do bão*". Tập công trình phân tích và dự báo bão - tập I 1986 Tổng cục KTTV.

9. *Lê Bắc Huỳnh, 1997.* Đặc điểm thiên tai mưa, bão, lũ, miền Trung và công tác KTTV phục vụ phòng tránh, giảm nhẹ thiệt hại. Tập san KTTV số 8.

10. *Karmazin, Vũ Đức Dũng, 1990.* Một số kết quả tính toán độ tán, độ xoáy và tốc độ thẳng đứng theo số liệu thám sát bay. Trong tập san KTTV số 3.

11a. *Nguyễn Văn Khánh, 1981.* Hoạt động hàng năm của bão ở Biển Đông. Nội san KTTV số 7.

11b. *Nguyễn Văn Khánh và Phạm Đình Thụy, 1986.* Phân tích một số đặc điểm của hệ thống mây bão trên Biển Đông, trên cơ sở các ảnh mây vệ tinh thu ở Việt Nam. Tập công trình phân tích và dự báo bão, tập I. Tổng cục KTTV.

12. *Đỗ Kính, 1964.* Đặc điểm khí hậu mùa mưa bão. Nội san Khí tượng - Vật lý địa cầu, số 6.

13. *Nguyễn Đăng Khoa , 1993.* Về sự biến đổi của tần số bão và mùa bão trên vùng ven biển Bắc Bộ của Việt Nam. Tập san KTTV số 10.

14. *Lương Tuấn Minh, Lương Cao Đông, 1991.* Dự báo hướng di chuyển 24 giờ của bão bằng phương pháp khách quan các điều kiện synốp. Tập san Khí tượng - Thủy văn số 4.

15. *Đặng Hồng Nga, 1997.* Kết quả thử nghiệm mô hình thống kê dạng Chiper dự báo đường đi của bão. Tập san KTTV số 4.

16. *Nguyễn Thị Minh Phương, 2000.* áp dụng một mô hình thủy động chính áp có ban đầu hoá xoáy cho dự báo đường đi của XTNĐ trên vùng Biển Đông. Tuyển tập các báo cáo KHCN và phục vụ dự báo KTTV tháng 12/2000 tập I. TTQG DB KTTV.

17a. *Lê Đình Quang, 1969-1970.* Một số đặc điểm mưa bão ở miền bắc Việt Nam. Nội san khí tượng.

17b. *Lê Đình Quang, 2000.* Bão và ATNĐ với lũ lụt miền Trung. Tạp chí Khí tượng - thủy văn số 2.

17c. *Lê Đình Quang và ctv, 1986.* Đề tài hợp tác Việt - Xô □ 1 giai đoạn 1981 1985: "*Nghiên cứu những nguyên lý cơ bản dự báo sự nảy sinh của bão với thời hạn từ 1 đến 3 ngày trước*".

17d. *Lê Đình Quang, Đỗ Ngọc Thắng, 1986.* Một vài đặc trưng dòng rối nhiệt ẩm trong thời kỳ phát triển của XTNĐ trên Biển Đông. Tập san khí tượng - thủy văn số 7.

17e. *Lê Đình Quang và ctv. 1990.* Đề tài hợp tác Việt - Xô: "*Nghiên cứu sự hình thành và tiến triển của XNĐ ở thời kỳ phát triển ban đầu với mục đích giải thích các nhân tố xác định các quá trình này*".

17f. *Lê Đình Quang và ctv. 1993.* Đề tài "*Hoàn thiện (chính xác hoá) phương pháp dự báo nảy sinh, cường độ của XNĐ và hướng di chuyển ở giai đoạn ban đầu*".

17g. *Lê Đình Quang. 1996.* Các đặc trưng nhiệt - động lực và năng lượng của cơn bão LEWIS năm 1993. Tập san KTTV số 8.

Lê Đình Quang và ctv. 1997. Đề tài cấp Tổng cục KTTV: "*Ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển đến XNĐ hoạt động trên Biển Đông*".

17h. *Lê Đình Quang và Vương Quốc Cường. 1998.* Mô hình lớp biên rối của bão phát triển. Tập san Khí tượng - Thủy văn số 5.

17i. *Lê Đình Quang. 1999.* Đặc điểm mưa và gió do bão ở vùng đồng bằng Bắc Bộ. Tạp chí KTTV số 5.

17k. *Lê Đình Quang. 1998.* Sơ bộ nhận xét quan hệ giữa nhiệt độ nước biển khu vực D (0 - 14^{0}N, 130 - 150^{0}E) với XTNĐ hoạt động ở tây bắc TBD và ảnh hưởng đến Việt Nam. Tập san Khí tượng - Thủy văn số 3.

18. *Nguyễn Văn Quí. 1965.* Năm mặt trời tĩnh với bão trên Biển Đông và thiên tai trên thế giới. Nội san KTTV số 1.

19a. *Lê Thanh Sơn. 1970.* Đặc điểm trường gió khi bão đổ bộ vào Việt Nam. Luận văn tốt nghiệp đại học.

19b. *Lê Thanh Sơn. 1986.* Vài đặc điểm về tác động của không khí lạnh đến các cơn bão đổ bộ vào Việt nam. Tập công trình phân tích và dự báo bão, tập I. Tổng cục KTTV.

19c. *Lê Thanh Sơn. 1987.* ảnh hưởng của không khí lạnh đối với bão miền Trung và hình thế đường dòng đặc trưng. Tập san KTTV số 7.

20. *Kiều Thị Xin. 1996.* Về những quan hệ tính gió cực đại trong XTNĐ. Tập san KTTV số 12.

21a. *Nguyễn Xiển, Phan Tất Đắc. 1965.* Mùa bão 1964. Nha Khí tượng xuất bản.

21b. *Nguyễn Xiển - Chủ biên, Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc. 1969.* Đặc điểm khí hậu miền bắc Việt Nam. NXB khoa học.

22. *Bùi Minh Tăng. 1998.* ENSO và mối liên hệ của nó với bão, ATNĐ ảnh hưởng đến Việt Nam. Tập san KTTV số 8.

23. *Nguyễn Minh Tây. 1971.* Thử tìm về quan hệ giữa số vết đen mặt trời và số lượng bão đổ bộ hoặc ảnh hưởng đến miền bắc nước ta. Nội san khí tượng -

vật lý địa cầu số 12.

24. *Nguyễn Văn Tuyên. 1986.* Đề tài dự báo mưa bão. Tập công trình phân tích và dự báo bão - tập I. Tổng cục KTTV.

25. *Nguyễn Ngọc Thái. 1978.* Một số nhận xét về số lần bão đổ bộ vào Việt Nam trong 94 năm (1884 - 1977). Nội san KTTV số 6.

26. *Ngô Ngọc Thạch và Lê Công Thành. 1991.* Khai thác và cải tiến mô hình chính áp một tầng dự báo đường đi của bão. Tập san KTTV số 4.

27. *Lê Văn Thắng. 1962.* Đặc điểm căn bản của bão Biển Đông và xu thế trên cao (500mb) ảnh hưởng đối với đường đi của nó. Nội san khí tượng số tháng 8 năm 1962.

28a. *Đỗ Ngọc Thắng. 1990.* Một số đặc điểm về biến đổi năng lượng của cơn bão IDA (8624). Tập san khí tượng - thủy văn số 4.

28b. *Đỗ Ngọc Thắng. 1993.* Phân bố không gian của tiềm nhiệt ngưng kết đối với bão Chuck (9204). Tập san KTTV số 11.

29. *Nguyễn Văn Thắng. 2000.* Mối liên hệ giữa lượng mưa bão và bán kính cách tâm bão. Tuyển tập công trình KHCN phục vụ dự báo tập I - tháng 12 năm 2000, TTQGDB.

30a. *Nguyễn Vũ Thi.* Những vấn đề thời tiết ở Việt Nam. Tài liệu viết tay.

30b. *Nguyễn Vũ Thi. 1963.* Sơ bộ nhận xét về mùa bão ở miền bắc nước ta trong 44 năm gần đây (1911 - 1929, 1931 - 1944; 1949 - 1953; 1955 - 1960). Nội san khí tượng - vật lý địa cầu, số tháng 7.

31a. *Trịnh Văn Thư và ctv. 1986.* Dự báo quĩ đạo di chuyển của bão. Tập công trình phân tích và dự báo bão - tập I.

31b. *Trịnh Văn Thư, Phạm Ngọc Hiện. 1988.* Dự báo di chuyển của bão cho thời hạn 12, 24, 36 và 48 giờ tới bằng phương pháp động lực thống kê. Tập san KTTV số 11.

31c. *Trịnh Văn Thư. 1992.* ứng dụng mô hình nước nông vào dự báo quĩ đạo bão nhiệt đới. Tập san Khí tượng - thủy văn số 3.

32. *Nguyễn Doãn Toàn. 1998.* ElNino và sự biến đổi nhiệt độ nước bề mặt. XTNĐ vùng Biển Đông và Philippin. Tập san Khí tượng - Thủy văn số 1.

Tiếng Anh

33. *Alaka. M. A. 1958.* Dynamics of upper-air outflow incipient hurricanes. Geophysica (Helsinki). 6.

34. *Anthes R. A. and Johnson D. R. 1968.* Generation of available potential energy in hurricanes "Hilda" 1964. Mon. Wea. Rev. 96.

35. *Astling E. G. Dygguputy S. M and Leolie K. R. 1972.* A diagnostic study of a non-deepening disturbalance in the Caribean Sea. 5 Aprl. Meteo 11.

36. *Carlson T. N. 1969.* Synoptic histories of three Africa disturbances that developed into Atlantic Hurricanes. Mon. Wea. Rev. 97.

37. *Dunn G. E. 1940.* Cyclogenesis in the tropical Atlantic. Bull. Am. Meteorol. Soc. 21.

38a. *Frank W. M. 1976.* The structure and energetics of the tropical cyclone. Atm. Sci. Paper N 258, Colorado, St. Univ – 180 p.

38b. *Frank W. M. 1977.* The structure and energetics of the tropical cyclone. Paper I. Storm structure – Mon. Wea. Rev. Vol. 105, N 9.

39a. *Gray W. M. 1975.* Tropical cyclone genesis. Atm. Sci. paper. N 234. Colorado st. Univ.

39b. *Gray W. M., Ruprecht E., Phelps R. 1975.* Relativ humidity in tropical weather systems – Mon. Weath. Rev. Vol. 103.

39c. *Gray W. M. 1979.* Hurricanes: Their formation, structure and likely role in the tropical circulation Meteorology over tropical ocean. – Roy. Met. Soc. Vol. 105.

40. *Holland G. J. 1980.* An analytic model of the wind and pressure profiles in hurricanes. - Mon. Weath. Rev. Vol. 108, N 8.

41. *Matel M., Loehne R. 1975.* Die zweischichtung der tropichen Amosphere adband der. "meteo" Daten 1965, "Meteo" Forschungserg B. 10.

42. *Mc Bride. J. 1979.* Observation analys of tropical cyclone formation – Atm. Sci. paper, N 308.

43. *Ooyama. K. 1966.* On the stability of the baroclinic circular vortex: a sufficient criterion for instability. J. Atmos. Sci. 23.

44a. *Palme E. 1948.* Geophysica (Helsinki). 3.

44b. *Palme E. 1949.* "Tellus", 1.

45. *Riehl. H. 1948.* On the formation of typhoons – J. Meteorol 1948, 5.

46. *Rosental S. L. 1960.* A simplified linear theory of equatorial easterly waves. – J. Meteorol. 1960, 17.

47. *Sawyer. J. 1947.* Notes on the theory of tropical cycones. Quart. J. Roy. Meteo, Soc. 73.

48. *Shapiro L. J. 1977.* Tropical storm formation from easterly waves: a criterion for development. – J. Atmos. Sci., 1977, 34, N. 7..

49. *Sheet R. C. 1968.* The structure of hurricane DORA (1964), Nat. ocean. Atmos. Admin. USA. Tech. Memo. 83.

50. *Smith C. L., Zipser E. J., Daggupaty S. M. and Sapp L. 1975.* An experiment in tropical mesoscale anolysis. Mon. Wea. Rev. Part I. 103.

51a. *Yanai. M. 1961.* A detailed analysis of typhoon formation. J. Meteor. Soc. Japan.

51b. *Yanai. M. 1964.* Formation of tropical distubance in the Calibean Sea region. – J. Meteor. Japan. Series II, 46.

Tiếng Pháp

52. *Bruzon. E; Carton.P. 1930. Le Climat de L'indochine et les typhoon de la mer de Chine.* Hanoi.

53. *Bruzon. E. Carton.P. Romer. A. 1940, 1950.* Le Chimat de L'indochine et les typhoon de la mer de Chine. Hanoi.

Tiếng Nga

54a. *Khain A. P., Suturin G. G. 1983.* Xoáy thuận nhiệt đới và sự tương tác của chúng với đại dương (Bản tiếng Nga): NXB. KTTV Lêningrat.

54b. *Khain A. P., Suturin G. G. 1984.* Mô hình toán học của xoáy thuận nhiệt đới (Bản tiếng Nga): NXB. KTTV Lêningrat.

55. *Lukianov V. V. 1963.* Xoáy thuận nhiệt đới của Thái Bình Dương (Tiếng Nga). Tập công trình Viện NC Biển – Viện hàn lâm LX. Tập 72.

56. *Manedov E. C., Pavlov N. I.* 1974. Bão. NXB. KTTV Lêningrat.

57. *Pudov. V. D., Tyhegalovets V. P. 1981.* Tính không đồng nhất ngang của lớp bề mặt đại dương và vai trò của nó trong sự náy sinh xoáy thuận nhiệt đới (Tiếng Nga). Vật lí khí quyển và đại dương, □ 2.

58. *Stepanov V. I. 1986.* Cấu trúc tầng đối lưu giữa và dưới của bão "DEBBI" - 1982. Tuyển tập "Viện Khí tượng thực nghiệm", 39.

59. *Suleikin V. V. 1978.* Tính toán sự phát triển, chuyển động và tiêu huỷ của bão nhiệt đới và các sóng chính tạo ra bởi bão (Tiếng Nga). NXB. KTTV Lêningrat.

60. *Tarakanov G. G. 1980.* Khí tượng nhiệt đới (Tiếng Nga). NXB. KTTV Lêningrat.

61. *Typhoon – 75; Typhoon 77.* Tuyển tập các công trình thám sát bão Đại Tây Dương của Liên Xô cũ. NXB. KTTV Lêningrat.

Tiếng Việt (tiếp)

62. Vũ Như Hoán. 1991. Tính toán dự báo nước dâng và mực nước cho ven biển miền Bắc Việt Nam khi bão đến. Tập san KTTV □ 5.

63. *Nguyễn Mạnh Hùng. 1991.* Tính tốc độ gió cực đại trong bão. Tập san KTTV □ 11.

64. *Bảo Thạnh. 1998.* Nước dâng do bão số 5 (LINDA) ở vùng ven biển Nam Bộ. Tập san KTTV số 8.

65. *Đỗ Ngọc Quỳnh; Phạm Văn Ninh; Đinh Văn Mạnh; Nguyễn Thị Liên. 2000.* Mô hình số trị mô phỏng và dự báo hiện tượng nước dâng do bão ở nước ta. Tập công trình KHCN phục vụ dự báo. Tập I - tháng 12. TTQGDB.

66. *Trương Văn Bốn, Lê Trọng Đào, Nguyễn Văn Thắng. 2000.* Nghiên cứu hệ thống dự báo nước dâng do bão bằng cách kết hợp mô hình số trị thủy động hai và ba chiều. Tạp chí KTTV □ 5.

IV. ĐẶC ĐIỂM CHẾ ĐỘ NHIỆT ĐỘ KHÔNG KHÍ VÙNG THỀM LỤC ĐỊA VIỆT NAM

1. Atlas Khí tượng Thủy văn Việt Nam. Phần III Khí tượng thủy văn biển. Hà Nội 1994.

2. *Nguyễn Vũ Thi.*Chế độ nhiệt ở biển Đông và vịnh Thái Lan. Trong tập báo cáo công trình thuộc đề tài 48-06-02 " Tính toán khí tượng thủy văn vùng thềm lục địa và cửa sông Việt Nam "- Hà Nội 1986.

3. *Bùi Xuân Thông.* Nghiên cứu đánh giá quy luật biến động một số trường khí tượng cơ bản vùng biển Đông. Chương trình biển KHCN 06. Đề tài KHCN 06.13. Hà Nội 2001.

4. *Nguyễn Ngọc Thụy* và những người khác. Tập tài liệu " Khí tượng thủy văn Việt Nam ", tập 3 " Số liệu khí tượng thủy văn biển " thuộc đề tài 42A.01.03. Hà Nội 1989.

5. *Phạm Ngọc Toàn , Phan Tất Đắc.* Khí hậu Việt Nam NXB KHKT. Hà Nội 1975.

6. *Nguyễn Doãn Toàn.* Tính biến động của vùng hoạt động năng lượng Curôxiô và triển vọng nghiên cứu ảnh hưởng của nó tới các yếu tố KTTV khu vực biển Đông và lân cận. Báo cáo khoa học tại hội nghị khoa học lần thứ I Trung tâm KTTV biển. Hà Nội 1988.

7. *Royal Observatory* , Hong Kong.Marine Climatological Summaries for Greas 20057 and 21156 in South China Sea 1962.

8. *Royal Observatory* , Hong Kong. Marine Climatological Summary Charts for th South China Sea 1971-1980. Pregared by the Royal Observatory,

Hong Kong in Cooperation with The World Meteorological Organization.

Characteristics of air temperature on the shelft of VietNam and BienDong sea

V. NGHIÊN CỨU TƯƠNG TÁC ĐẠI DƯƠNG- KHÍ QUYỂN Ở VIỆT NAM

Tiếng Việt

1. *Đề tài 48.06: "Tương tác Biển – Khí quyển vùng biển Thuận Hải – Minh Hải"* – Chương trình Nhà Nước "Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải Minh Hải (1979 – 1981).

2. *Đề tài hợp tác Việt Xô □ 1, giai đoạn 1986 – 1990.* Đồng chủ nhiệm Lê Đình Quang và ctv.

3. *Nguyễn Hữu Nhân. 1988.* Mô hình hoá tương tác lớp biên rối Khí quyển và Biển. Tuyển tập Hội nghị Cơ học toàn quốc lần IV. Hà Nội.

4a. *Lê Đình Quang. 1982.* Về một cách tham số hoá lớp biên tà áp dừng của khí quyển. Tạp chí Cơ học □ 1. Hà Nội.

4b. *Lê Đình Quang, Đặng Tùng Mẫn. 1986.* Mô hình dừng tương tác động lực giữa 2 lớp biên đại dương – khí quyển. Tạp chí Cơ học □ 4. Hà Nội.

4c. *Lê Đình Quang, Bôkhan, Đặng Tùng Mẫn. 1987.* Một số kết quả nghiên cứu xoáy thuận nhiệt đới trên Biển Đông năm 1986. Tập san KTTV □ 12. Hà Nội.

4d. *Lê Đình Quang. 1997.* Chủ nhiệm đề tài cấp Tổng cục: "*ảnh hưởng của nhiệt độ nước biển bề mặt đến cường độ và hướng di chuyển của XTNĐ trên Biển Đông* (1995 – 1997).

5a. *Nguyễn Doãn Toàn. 1990.* Phân tích và đánh giá một số phương pháp tính các dòng nhiệt, ẩm và độ ẩm không khí theo số liệu thực đo. Hội thảo Việt Xô lần II. Hải Phòng.

5b. *Nguyễn Doãn Toàn. 1998.* Về nhiệt độ nước biển bề mặt, El Nino và ảnh hưởng của chúng tới Việt Nam. Hội nghị khoa học công nghệ biển toàn quốc lần IV. Hà Nội.

6. *Nguyễn Thế Tưởng, Nguyễn Mạnh Hùng, Nguyễn Tiến Quang. 1990.* Tính dự trữ năng lượng nhiệt, ẩm vùng thềm lục địa Việt Nam tháng 12 năm 1989 và tháng 1 năm 1990. Hội thảo Việt – Xô lần II. Hải Phòng.

7. *Đinh Văn Ưu. 1980.* Trao đổi năng lượng cơ học ở lớp biên khí quyển trên biển. Tuyển tập các công trình Hội nghị Cơ học toàn quốc lần II. Hà Nội.

Tiếng Anh

8. *Leiper D. F. 1967.* Observed ocean conditions and hurricanes Hilda (1964). J. Atmos. Sci. Vol. 24. □ 2.

9. *Palmer E. 1948.* On the formation structure of tropical hurricanes. Geophisica. 3.

10. *Ramage. C. S. 1972.* Interaction between tropical cyclones and the China Sea. – Weather. Vol. 27, □ 4.

11. *Rihl H. 1948.* On the formation fo typhoons – J. meteor., 5.

12. *Stawart. 1975.* Atmosphereic boundary layer. WMO. Bull. 24.

Tiếng Nga

13. *Khain A. P., Sturin G. G. 1983.* Xoáy thuận nhiệt đới và sự tương tác của chúng đối với đại dương (bản tiếng Nga). NXB KTTV Leningrat.

14. *Phedorov K. II. 1972.* Tính chất lớp hoạt động phía trên của đại dương dưới tác động của bão nhiệt đới. Tạp chí "Đại dương". T. 12. □ 2.

15. *Pudov V. D., Tunegalovets V. P. 1981.* Tính không đồng nhất của lớp bề mặt đại dương và vai trò của nó trong sự nảy sinh XTNĐ. Vật lí khí quyển và đại dương. 2.

VI. CÁC DÒNG NHIỆT ẨM QUA BỀ MẶT NGĂN CÁCH BIỂN KHÍ QUYỂN TRÊN BIỂN ĐÔNG

Tiếng Việt

1a. *Lê Đình Quang và ctv.* 1985. Đề tài hợp tác Việt – Xô □ 1: "*Những nguyên lí cơ bản dự báo sự nảy sinh của bão với thời hạn từ 1 đến 3 ngày trước*". 1981- 1985.

1b. *Lê Đình Quang và ctv. 1990.* Đề tài hợp tác Việt – Xô □ 1: "*Sự hình thành và tiến triển của XTNĐ ở thời kì phát triển ban đầu với mục đích giải thích các nhân tố xác định các quá trình này*". 1986- 1990.

1c. *Lê Đình Quang và ctv. 1993.* Đề tài hợp tác Việt – Nga □ 1: "*Hoàn thiện phương pháp dự báo nảy sinh, cường độ của XNĐ và hướng di chuyển ở giai đoạn ban đầu*". 1991- 1993.

2. *Nguyễn Thế Tưởng, Nguyễn Tiến Quang. 1990.* Đặc điểm phân bố các dòng thông lượng nhiệt mặt biển tại quần đảo Trường Sa và mối liên hệ của nó với sự phát sinh, phát triển của bão tại Biển Đông. Hội thảo Việt – Xô lần II. Hải Phòng.

Tiếng Anh

3. *Kraus E. B. 1972.* Atmosphere-Ocean Interaction Clarendon press- Oxford.

4. *Leiper. D. 1967.* Observed ocean condition and hurricane "Hilda" 1964. J. Atm. Sci. Vol. 24, □ 2.

5. *Wright. R. 1969.* Temperature structure across the Kirochio before and after typhoon SHIRLER. – "Tellus", 1969, Vol. 21, □ 3.

Tiếng Nga

6. *. I. 1976.* Với vấn đề về cân bằng năng lượng trong dải hội tụ nhiệt đới. TROPEX – 74. Tập I. NXB KTTV Lenigrat.

10. *Galusko V. V., Ivanov V. N., Maxagutov T. F. 1977.* Một số tính đặc biệt chế độ khí tượng lớp sát nước của khí quyển trong vùng nảy sinh bão. "Bão – 75". Tập I. NXB KTTV Lenigrat.

11. *Gutorov A. D., Roxtkov A. V., Suskov A. A. 1977.* Về các profin nhiệt và ẩm sát mặt nước. "Bão – 75". Tập I. NXB KTTV Lenigrat.

12. *Ivanov V. N., Pudov V. D. 1977.* Cấu trúc "vết" nhiệt của bão TESS trên biển và đánh giá một vài tham số trao đổi năng lượng với điều kiện bão. "Bão – 75". Tập I. NXB KTTV Lenigrat.

13. *Karachev V. I. 1980.* Biến đổi của các thành phần cân bằng nhiệt trong vùng nhiệt đới Tây Bắc Thái Bình Dương trong tháng 6 – tháng 9 1978. "Bão – 78". NXB KTTV Lenigrat.

14. *Monin A. X. 1973.* Rối và cấu trúc vi mô trong đại dương. "UFH". 1973. T. 109.

15. *Naumenko M. F., Barabass V. A., Bikulov B. I., nnk. 1976.* Về một số tính đặc biệt của chế độ khí tượng trong vùng tín phong Đại Tây Dương. TROPEX - 74. T. I. NXB KTTV Lenigrat.

16. *Nesterova A. V., Petrova L. I. 1978.* Các đặc trưng năng lượng của tầng đối lưu trong các hệ thống hoàn lưu khác nhau của vùng nhiệt đới. NXB KTTV Lenigrat.

17. *Nurmakhmetov N. R. 1976.* Phân tích, so sánh các phương pháp tính dòng rối nhiệt, ẩm từ đại dương vào khí quyển. TROPEX – 74. T. 1. NXB KTTV Lenigrat.

18. *Prokovchuk A. A., Xergienko A. X., Novojinova T. V., Feldman K. L. 1980.* Tính đặc biệt của sự biến đổi một vài tham số tầng đối lưu và lớp hoạt động của đại dương trong các điều kiện bão đi qua. "Bão – 78". NXB KTTV Lenigrat.

19. *Radikevish V. M. Seriakov E. I. 1976.* Tương tác đại dương và khí quyển ở vùng xích đạo. TROPEX – 74. T. 1. NXB KTTV Lenigrat.

20. *Snitkovski A. I., Trapeznikova N. B. 1976.* Về lượng ẩm trong dải hội tụ nhiệt đới. TROPEX – 74. T. 1. NXB KTTV Lenigrat.

21. *Volkov Iu. A., Elagina L. G., Koprov B. M., Kravtrenko T. K. 1976.* Các đặc trưng trao đổi rối trong vùng xích đạo Đại Tây Dương. TROPEX – 74. T. 1. NXB KTTV Lenigrat.

22. *"Bão – 75", "Bão – 78".* NXB KTTV Lenigrat.

PHẦN II. THỦY VĂN BIỂN

I. THỦY TRIỀU BIỂN ĐÔNG

1. Báo cáo tổng kết đề tài KT.03.03. Tập thể tác giả: *Nguyễn Ngọc Thụy, Đặng Công Minh, Đỗ Ngọc Quỳnh, Nguyễn Thọ Sáo, Lê Trọng Đào, Vương Quốc Cường, Nguyễn Hữu Nhân, Nguyễn Thị Việt Liên, Trần Hồng Lam.* Hà nội, 1995.

2. *Bogdanov K.T.* Thủy triều các biển á-úc. Tập công trình IOAN, T.59, Mascova, 1963 (Tiếng Nga).

3. *Bùi Hồng Long.* Thủy triều Vịnh Bắc Bộ. Luận án PTS. Leningrad, 1986 (Tiếng Nga).

4. *Carandang E.P.* Preliminary Study on sea level variations in the Phillipine Islands. 3rd ASEAN Sc.Tech. Week Sing. 21-24/9/1992.

5. *Du Mộ Canh*. Sơ bộ nghiên cứu các đặc trưng thủy triều ở biển Nam Hải. Acta Oceanologica Sinica Vol.6, No.3. 1984 (Tiếng Trung Quốc).

6. *Đặng Công Minh*. Truyền sóng triều và dao động mực nước thủy triều Biển Đông. Tạp chí Hải dương học. Vol. 16, No 4, 1975 (Tiếng Nga).

7. *Darwin G.H. Scientific papers*. Cambridge, 1907.

8. Defant A. Physical Oceanography. Pergamon press, 1961.

9. *Dietrich G.* Hải dương học đại cương. Leningrad, 1962.

10. *Đinh Văn Mạnh*. Tide and residual flow in the Gulf of Tong King. Thesis for Doctoral Degree of Engineering, 1999.

11. *Đỗ Ngọc Quỳnh*. Mô hình số trị giải hệ phương trình nước nông theo phương pháp lưới cong phù hợp với đường bờ. Tuyển tập công trình Hội nghị khoa học toàn quốc về biển lần thứ III, Hà nội, 1991.

12. *Đỗ Ngọc Quỳnh, Phạm Văn Ninh, Nguyễn Thị Việt Liên, Trần Thị Ngọc Duyệt*. Đánh giá ảnh hưởng của lực tạo triều vùng Biển Đông. Tuyển tập công trình Hội nghị khoa học công nghệ biển toàn quốc lần thứ IV, Hà Nội, 1999.

13. *Duvanhin. A.I.* Thủy triều trong biển. GIMIZ, 1960.

14. *Fang G.H.* Tide and tidal current chart for the marginal seas adjacent to China, Chin. J. of Oceanology and Limnology 4, 1986.

15. *Fang G.H., Kwork Y.K., Zhu Y.*, Numerical Simulation of principal tidal constituents in the South China sea. Gulf of Tonkin and Gulf of Thailand. Continental Shelf Reasearch, 19, 1999.

16. *Hoang O.Z., Wang W.Z., Chen J.C.*, Tides, tidal current and storm surges set-up of South China Sea. In "Oceanology of China Sea", edited by Zhou D.et al., 1994.

17. *Nhecrasov A.V.* Quan hệ của dòng sóng năng lượng triều với bức tranh bản đồ triều. Tập công trình số 65. Đại học Tổng hợp Leningrad, 1978 (Tiếng Nga).

18. *Nguyễn Ngọc Thuỵ*. Đặc điểm hình thành hiện tượng thủy triều ở Biển Đông. Tạp chí Hải dương học, Vol. 9, No 12, 1969 (Tiếng Nga).

19. *Nguyễn Ngọc Thuỵ*. Thủy triều vùng biển Việt Nam. NXB Khoa học kỹ thuật, Hà nội, 1984.

20. *Nguyễn Ngọc Thuỵ*. Thủy triều và nước dâng bão ở biển và cửa sông Việt Nam. Luận án TSKH, MGU. Mascova, 1985 (Tiếng Nga).

21. *Nguyễn Thị Việt Liên*. Mô hình thủy triều và nước dâng bão Biển Đông. Luận án PTS. Hà nội, 1997.

22. *Nguyễn Thọ Sáo.* Mô hình hoá hiện tượng thủy triều và trao đổi năng lượng triều trong Biển Đông. Luận án PTS. Leningrad, 1988 (Tiếng Nga).

23. Ogura S. The tides in the seas adjacents to Japan. Bull. Hydr. Dep. Imp. Jap. Navy, Vol. VII, Tokyo, 1933.

24. *Phạm Văn Ninh, Trần Thị Ngọc Duyệt.* Dao động riêng của nước Biển Đông. Tuyển tập công trình Hội nghị Cơ học toàn quốc lần VI, Hà nội 1997.

25. *Phạm Văn Huấn.* Dao động tự do và dao động mùa của Biển Đông. Luận án PTS. Hà nội, 1994.

26. *Phan Phùng.* Thủy triều Vịnh Bắc Bộ và Vịnh Thái Lan. Luận án tiến sĩ đệ tam cấp. Saigòn, 1974.

27. Sergeeb. I.H. ứng dụng phương pháp giá trị biên tính hằng số điều hoà thủy triều Biển Đông. Tạp chí Hải dương học No-4, 1964 (Tiếng Nga).

28. Wyrtki K. Physical Oceanography of the Southeast Asean Waters. California, 1961.

29. Yanagi T., Takao T., Morimoto A. Co-tidal and Co-range Charts in South ChinaSea derived from Satellite altimetry data, Lamer 35, 1997.

30. *Ye A.L.*, Robinson I.S. Tidal dynamics in the South China Sea. Geophys. J.R. Astr. Soc. 72, 1983.

II. DAO ĐỘNG RIÊNG CỦA NƯỚC BIỂN ĐÔNG

1. *Phạm Văn Huấn.* Dao động tự do của mực nước ở Biển Đông. Tạp chí các Khoa học về Trái đất, 13(4), 1991.

2. *Phạm Văn Huấn.* Dao động tự do và sự cộng hưởng trong dao động mực nước của Biển Đông. Tuyển tập Hội nghị Khoa học Toàn quốc về biển lần thứ 3, tập II, Hà Nội, 1991.

3. *Phạm Văn Huấn.* Dao động tự do và dao động mùa của Biển Đông. Luận án PTS khoa học Địa lý- Địa chất. Hà Nội 1994.

4. *Phạm Văn Huấn.* Về cơ chế hình thành những hiện tượng thủy triều phức tạp và độc đáo ở Biển Đông, Tạp chí khoa học, ĐHKHHN, T.XII, No-1, 1996.

5. *Phạm Văn Ninh, Trần Thị Ngọc Duyệt.* Dao động riêng các thủy vựcVịnh Bắc Bộ. Tạp chí Cơ Học, Tập XVIII, 1995.

6. *Phạm Văn Ninh, Trần Thị Ngọc Duyệt.* Dao động riêng các thủy vực biển nửa kín. Tuyển tập Hội Nghị Cơ học Thủy khí toàn quốc, tháng XII 1995.

7. *Phạm Văn Ninh, Trần Thị Ngọc Duyệt.* Dao động riêng của nước Biển Đông. Tuyển tập Công trình Hội nghị Cơ học Toàn quốc lần thứ VI, Hà Nội, 1997.

III. MỰC NƯỚC CỰC TRỊ Ở BIỂN ĐÔNG

1. Báo cáo tổng kết đề tài KHCN.06.10. Chuyên đề tính toán mực nước cực trị. Nhóm tác giả: Đỗ Ngọc Quỳnh, Trần Thị Ngọc Duyệt, Nguyễn Mạnh, Đinh Văn Mạnh, Hà Nội 2001.

2. *Nguyen Tai Hoi.* Report on Tidal characteristics (Sub. A5). Design water levels (Sub. A13). Marine Hydrometeorological center. Vietnam VA Project. Hanoi, 1995

3. Nghiên cứu sự biến thiên và tương quan của mực nước các trạm dọc bờ Việt Nam và khả năng khôi phục các chuỗi mực nước ở một số trạm quan trắc/ Đề tài cấp nhà nước KT-03-03/ Báo cáo thực hiện đề tài năm 1995. Nguyễn Ngọc Thụy, Phạm Văn Huấn, Bùi Đình Khước thực hiện.

4. *Nguyễn Ngọc Thụy.* Về xu thế nước biển dâng ở Việt Nam. Tạp chí Khoa học kỹ thuật biển của Hội Khoa học kỹ thuật biển, số 1, hà Nội, 1993

5. Xác định thêm về xu thế mức nước biển tại một số điểm ven bờ biển Việt Nam/ Đề tài cấp nhà nước KT-03-03/ Báo cáo thực hiện đề tài năm 1993. Bùi Đình Khước thực hiện.

6. *Tibor Farago, Richard W. Kats.* Extremes and design values in climatology. WCAP-14, WMO/TD-NO. 386, World Meteorological Organization, 1990.

7. *Presupkin* V.I. Các phương pháp phân tích tính toán dao động mực nước biển. Leningrad, 1961 (Tiếng Nga).

8. Hướng dẫn tính toán các đặc trưng thủy văn trong việc nghiên cứu và khai thác các vùng ven bờ và cửa sông. Mascova, 1973 (Tiếng Nga).

IV. NƯỚC DÂNG DO BÃO VÀ GIÓ MÙA

1. Present Techniques of tropical storm surge Prediction, WWO reports on Marine Science Affraires, report N°13, 1978.

2. Chinese Research Society of Storm Surge-Collected Oceanic Works, vol. 5, N°2, 11/1982.

3. Numerical method in Storm Surge forecasting. Ghosk 1983, Joint Raiirav Seminer on Marine Meteorological Services, Bombay 12/1983.

4. Trislennue metodư racsôta stormovưc nagonov, Len.Gidromet, 1984 (Tiếng Nga).

5. "Nghiên cứu hiện tượng nước dâng bão ở Việt Nam", Báo cáo tổng kết đề tài cấp nhà nước chương trình 48.06.15, 1986, chủ biên Phạm Văn Ninh.

6. "Nước dâng do bão và gió mùa", Báo cáo tổng kết đề tài cấp nhà nước, 48B-02-02, 1991, chủ biên Phạm Văn Ninh.

7. "Công nghệ dự báo nước dâng do bão ven bờ biển Việt Nam", Báo cáo tổng kết đề tài nhà nước KT.03.06, 1996, chủ biên Đỗ Ngọc Quỳnh.

8. "ứng dụng quy trình dự báo nước dâng bão", Báo cáo tổng kết đề tài cấp Trung tâm KHTN&CNQG, 2001, chủ biên Đỗ Ngọc Quỳnh.

9. *Đỗ Ngọc Quỳnh*. Đặc điểm nước dâng bão ở biển Đông theo kết quả mô phỏng số, luận án TS, Lêningrad, 1982 (tiếng Nga).

10. Phương pháp số tính nước dâng do bão, tuyển tập các bài báo dịch từ tiếng Anh, Lêningrad, 1965 (tiếng Nga).

11. *Thacker W.C*. Comparison of finite-Element and finite Difference Schemes J. Phys. Ocean, Vol 8, N°4, 1978.

12. Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật đới bờ ... Báo cáo tổng kết đề tài KH.CN.10, 2000, chủ biên Đỗ Ngọc Quỳnh.

13. Volxinger N.E, Piaskovski R.V Osnavnưe Okeanologitrnưe dađatri cheori melkôi vodư, Leningrad, 1968 (tiếng Nga).

14. *Đinh Văn Mạnh, Đỗ Ngọc Quỳnh*. Năng lượng của khối nước biển trong bão ở Vịnh Bắc Bộ. Tuyển tập công trình Hội nghị Cơ học toàn quốc lần thứ 5. Tập IV, Hà nội, 1993.

15. *Nguyễn Thị Việt Liên, Đỗ Ngọc Quỳnh, Trần Gia Lịch*. Giải bài toán truyền triều trong Vịnh Bắc Bộ dùng điều kiện mực nước tại biên cứng. Tuyển tập công trình Hội nghị Cơ học toàn quốc lần thứ 5. Tập IV, Hà nội 1993.

16. *Đỗ Ngọc Quỳnh, Phạm Văn Ninh, Nguyễn Thị Việt Liên*. Về các điều kiện biên trong bài toán thủy triều Vịnh Bắc Bộ. Tạp chí Cơ học, số 4, 1994.

17. *Phạm Văn Ninh, Đỗ Ngọc Quỳnh, Đinh Văn Mạnh*. Thử nghiệm nghiên cứu số trị tương tác sóng và dòng chảy vùng cửa sông. Tạp chí Cơ học, số 2, 1995.

18. *Đỗ Ngọc Quỳnh, Nguyễn Thị Việt Liên*. Tính dự báo thủy triều vịnh Bắc Bộ. Tạp chí Cơ học, số 4, 1995.

19. *Đỗ Ngọc Quỳnh, Nguyễn Thị Việt Liên, Đinh Văn Mạnh*. Đánh giá sự tương tác giữa nước dâng do bão và thủy triều. Tạp chí Cơ học, số 1, 1996.

20. *Phạm Văn Ninh*. Nước dâng do bão và gió mùa, Tuyển tập Hội nghị Cơ học Thủy khí toàn quốc, Hà nội 1989.

20. *Phạm Văn Ninh*. Nước dâng do bão và gió mùa, Tuyển tập Hội nghị Cơ học Thủy khí toàn quốc, Hà nội 1989.

21. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Đặc trưng chế độ nước dâng do bão ở Việt Nam. Tuyển tập hội nghị toàn quốc các khoa học về biển, Hà nội 1991.

22. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Phương pháp tính toán thủy triều ở vùng nước nông. Tuyển tập hội nghị toàn quốc các khoa học về biển, Hà nội 1991.

23. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Nước dâng do bão ở bờ biển Bình Trị Thiên. Báo cáo Hội nghị kết quả điều tra cơ bản, Huế, 1992.

24. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Kết quả nghiên cứu nước dâng do bão ở Việt Nam, giai đoạn đặc trưng chế độ. Tuyển tập Hội nghị Cơ học Toàn quốc lần thứ 5, Hà nội, 1992.

25. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Tương tác giữa sóng dài và dòng chảy sông ở vùng cửa sông, Tạp chí Cơ học, 1993.

26. *Phạm Văn Ninh*, Trần Thị Ngọc Duyệt. Tide and natural oscillations in the Gulf of Thailand. Proceeding of 4th International Symposium "Role of Ocean Sciences for Suistainable Development", Okinawa, Japan, 1998.

27. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Dao động riêng nước biển Đông, báo cáo tuyển tập Hội nghị khoa học về kỹ thuật biển, IV, 12-13/11/1998, Hà nội.

28. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Đánh giá lực tạo triều Biển Đông, báo cáo tuyển tập Hội nghị khoa học về kỹ thuật biển, IV, 12-13/11/1998, Hà nội.

29. *Phạm Văn Ninh* và nnk. The typhoon surges in Vietnam: The regime characteristic and Prediction-Proc of the Scientific Conference, 5th ASEAN Scientific and Technology Week, 12-14 October, 1996, Hanoi.

30. *Trần Thị Ngọc Duyệt, Phạm Văn Ninh, Đỗ Ngọc Quỳnh*: A numerical model for the tidal oscillation and current in the Gulf of Tonkin, J. of Mechanics, Vol 23, 2001.

31. *Phạm Văn Ninh, Đỗ Ngọc Quỳnh*. Đánh giá cực trị nước dâng và dòng chảy trong bão vùng ven bờ Vịnh Bắc Bộ, Tuyển tập Công trình Hội nghị Cơ học Thủy khí và Môi trường toàn quốc, Hà nội, 2000.

32. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Dòng chảy do gió ở ven bờ biển Việt nam. Tuyển tập cáo cáo Hội nghị Cơ học Thủy khí, 2001, Lăng Cô, Huế.

33. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Thủy triều, dòng triều vùng biển ven bờ nước ta. Tuyển tập cáo cáo Hội nghị Cơ học Thủy khí, 2001, Lăng Cô, Huế.

34. *Phạm Văn Ninh, Đỗ Ngọc Quỳnh, Nguyễn Thị Việt Liên*. Báo cáo tổng kết đề tài KHCN-06-10 "Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật đới bờ phục vụ yêu cầu xây dựng công trình biển ven bờ", Hà Nội, 2001.

V. CÁC ĐẶC TRƯNGNHIỆT ĐỘ, ĐỘ MẶN, OXY HÒA TAN

1. Abdul Gani Ilahude. 1979. On the hydrology of the Natuna Sea. Proc. IV CSK symposium, Tokyo.
2. Atlas các Đại dương. Tập " Thái Bình Dương" (Tiếng Nga), NXB USSR.
3. Atlas về điều kiện môi trường biển. 1975, 1978 (Tiếng Anh), NXB Japan.
4. Báo cáo tổng kết chương trình " Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải-Minh Hải". 1981. Đề tài số 1.
5. Báo cáo tổng kết chương trình " Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải-Minh Hải". 1981. Đề tài số 2.
6. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-06. 1985. Đề tài số 1.
7. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-06. 1985. Đề tài số 2.
8. Báo cáo tổng kết điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ. 1965. Phần thủy văn (II).
9. Báo cáo tổng kết điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ. 1965. Phần thủy hóa (III).
10. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-B. 1990. Đề tài : cấu trúc thủy văn và động lực Biển Đông và các vùng biển kế cận.
11. Báo cáo tổng kết chương trình NAGA. 1961, 1974. NAGA report vol. 1, vol. 2.
12. Báo cáo tổng kết chương trình CSK. 1968, 1972, 1973, 1979. The Kuroshio, The Kuroshio II, The Kuroshio III, The Kuroshio IV, Tokyo, Bangkok.
13. Báo cáo tổng kết hàng năm của Viện Hải Dương Học Nha Trang, các công trình trước năm 1975 (Tiếng Anh, Pháp). Memoire N°1-12, Notes N°1-7, Contribution N°1-86.
14. Biển Đông, sách " Bách khoa toàn thư quân đội Liên Xô".1980. (Tiếng Nga).
15. *Hoàng Xuân Nhuận.* 1977. Tổng kết một số nghiên cứu thủy văn có liên quan đến dòng chảy dưới tầng mặt phía tây Biển Đông. Báo cáo Hội nghị khoa học biển lần thứ I.
16. *Joseph G. Gilg.* 1968. Bathymetry of the South China Sea. The Kuroshio, Honolulu.
17. *Krenft A., Chevey P., Serene R.* 1947. Rapport sur le fonctionnement du service oceanographique des Pêches de L'Indochine pendent l'année 1925-1947. Saigon, notes N°1-12.
18. *La Fond E.C.* 1963. Physical oceanography and its relation to the marine organic production in the South China Sea. Report of the results NAGA

expedition, California.

19. *Lã Văn Bài*. 1985. Các đặc trưng nhiệt muối thềm lục địa nam Việt Nam. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-06. 1985. Đề tài số 1.

20. *Lã Văn Bài*. 1990. Mục 1, 2, 3, 4 chương II. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-B. Nha Trang.

21. *Lã Văn Bài. Võ Văn Lành*. 1996. Đặc điểm phân bố và cấu trúc nhiệt muối vùng nước trồi mạnh. Các công trình nghiên cứu Vùng Nước Trồi Mạnh Nam Trung Bộ. NXB KH-KT. Tr.39-48.

22. *Lã Văn Bài*. 1996. Phân vùng sinh thái biển Ninh Thuận-Bình Thuận trong mùa nước trồi bằng phương pháp thành phần chính. Các công trình nghiên cứu Vùng Nước Trồi Mạnh Nam Trung Bộ. NXB KH-KT. Tr.82-87.

23. *Nguyễn Văn Tố*. 1985. Phần II, chương II. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-06. Nha Trang.

24. *Nguyễn Văn Tố* . 1990. Mục 5, 6. Chương II. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48B. Nha Trang.

25. *Phan Chánh, Lã văn Bài*. 1975. Phân bố vận tốc truyền âm trong vịnh Bắc Bộ.

26. Phần bắc và nam Biển Đông. 1978. Bản đồ tỷ lệ 1/2000.000. Cục bảo đảm hàng hải, Bộ quốc phòng Liên-Xô, (Tiếng Nga).

27. *Robinson N.K*. 1963. Physical oceanography of the Gulf of Thailand. NAGA report, N°1.

28. *Siripong* A. 1984. Dinamics of thermal structure in the upper layer and surface circulation in the South China Sea. Oceanologia, N°4.(Tiếng Nga).

29. Thủy văn Thái Bình Dương. 1968. (Tiếng Nga).

30. Uda M. Nakao T. 1973. Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal changes. Pros. III CSK symposium, Bangkok.

31. *Võ Văn Lành, Phạm Văn Huấn*.1979. Biến trình năm của nhiệt độ nước ơ một vùng biển khơi miền Trung Việt Nam. Tuyển tập nghiên cứu biển, tập I, phần II.

32. *Võ Văn Lành*. 1985. Phần I, chương I, II, III. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48-06. Nha Trang.

33. *Võ Văn Lành*. 1990. Chương I. Báo cáo tổng kết chương trình biển 48B. Nha Trang.

34. *Võ Văn Lành, Lã Văn Bài*. Biến động nhiệt-muối theo thời gian tại tâm nước trồi mạnh. Các công trình nghiên cứu Vùng Nước Trồi Mạnh Nam Trung Bộ. NXB KH-KT. Tr.49-57.

35. *Võ Văn Lành, Phan Quảng, Vũ Văn Tác.* 1999. Tình hình dữ liệu hải dương học Biển Đông. Tuyển tập nghiên cứu biển, tập IX. NXB KH-KT.

36. *Võ Văn Lành, Tống Phước Hoàng Sơn.* 1999. Sự hình thành và xu thế chuyển động của các khối nước trung gian cực trị độ mặn trong Biển Đông. Tc "Các khoa học trái đất" 21(3), 228-237.

37. *Võ Văn Lành, Tống Phước Hoàng Sơn.* 2000. Structural features of geostrophic circulation in open region of the South China Sea. Collection of marine research works. NXB KH-KT.

38. *Võ Văn Lành*, Nnk.2000. Sản phẩm đề tài "KHCN-06.01", Nha Trang.

39. Wyrtki K. 1961. Physical oceanography of the Southeast Asian waters. Naga Report, vol. 2, California.

VI. CẤU TRÚC NƯỚC VÀ CÁC KHỐI NƯỚC BIỂN ĐÔNG

1. Báo cáo điều tra tổng hợp vịnh Bắc Bộ - phần Vật lý thủy văn, 1965.

2. *Chevey P. and Carton P.* 1935:

Les courants de la Mer de Chine meridionals et Lours rapports avec le climat de L' Indochine. Note Inst. Ocean. Indochine 26.

3. *Võ Văn Lành, Trần Văn Sâm, Nguyễn Tiến Dũng, Nguyễn Thế Biên, Nguyễn Kim Vinh, Trần Ta, Nguyễn Kim Hòa*, 1985:

Dòng chảy địa chuyển của Biển Đông Việt nam. Tc "Các khoa học trái đất" số 4 (T. 7).

4. *Vo Van Lanh*, 1995 :
Thermohaline structure and water masses of the SCS. Collection of Marine Research Works vol.VI, 25 -35.

5. *Vo Van Lanh, Tong Phuoc Hoang Son*, 2000:

Structural feature of geostrophic circulation in open region of the SCS. Collection of Marine Research Works. Vol X, 7-13.

6. *Võ Văn Lành, Tống Phước Hoàng Sơn*, 1999:

Sự hình thành và xu thế chuyển động của các khối nước trung gian cực trị độ mặn trong Biển đông. Tc "Các khoa học trái đất" 21(3), 228-237.

7. Montgomery R. B.,1938:
Circulation in upper layers of Southern North Atlantic deduced with use of insentropic analysis. " Phys. Oceanogr. Meteorol.", V. 6, N2.

8. NODC, 1998: World Ocean Database, 1998. CD-ROM Data Sets.

9. *Hoàng Xuân Nhuận*, 1977:
Tổng kết một số nghiên cứu về thủy văn có liên quan đến dòng chảy dưới

tầng mặt phía tây Biển Đông. Báo cáo ở Hội nghị Khoa học biển toàn quốc lần thứ nhất.

10. *Parr A. E.*, 1938:
Isopicnic analysis of current flow by means of identifying properties. J. Marine Res., V.1, N2.

11. *Nguyễn Kim Vinh*,1990:
Cấu trúc và động lực lớp hoạt động bề mặt Tây Biển Đông. Tc "Các khoa học trái đất" 12(4), 124-128.

12. *Nguyễn Bá Xuân*, 1992:
Phân vùng các loại nước tầng mặt trong biển Đông Nam Việt Nam theo các đặc trưng nhiệt muối. Tuyển tập nghiên cứu biển, tập 4. 57-65.

13. *Uda M. , Nakao T.* , 1970:
Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal changer. The curoshio III Proc. of the 3rd -CSK symposium, Bangkok, Thailand.

14. Wyrtky K. 1961:
Physical Oceanography of the Southeast Asian waters. Naga report. Vol. 2, California.0

15. Wyrtky K., 1961:
The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the oceans. " Deep Sea Res.", V. 8, N1.

16. Огданов Л. Т. 1984:

Сождение глуинных и приходных вод Южно-Китайского ДАН СССР, Т. 281.

17. Вобровольский А. Д. 1961:

Вседелении водных масс. "Океанология" Т. 1, No. 1.

18. Иванов А. В., 1944:

Моногие теории Т - S кривых. "Проблемы Артики". Вып. 2.

19. Клеников В. В., Смирнов Н. Н., Божков А. Т., 1974:

Введение и исследование водных масс в Индийск океание с разложения по естетественным ортогональным Весник ЛГУ, География, No. 24.

20. Тинеикин П. С., 1957:

Поиные вопросы динамической теории бароклинного слоя моря. Гидрометеоиздат" Л.

20. Мамаев О. И., 1970:

Анализ водных масс Мирового океана. "Гидрометеоиздат"

21. Океанологическая Энциклопедия. "Гидрометеоиздат" Л. 1974 Радзиховская М. А., Леонтьева В. В., 1968:

22. Структура и водные массы. Гидрология Тихого океана. " " 20-68.

23. Штокман В. Б., 1944:

Новые теории T - S кривых как метода изучения перемещения и сформации водных масс моря "Проблемы Артики" Вып. 1

VII. CẤU TRÚC NHỎ

1. *Lã Văn Bài*. 1990

Đặc điểm và biến động của các yếu tố vật lý - thủy văn.- Báo cáo tổng kết đề tài cấp Nhà nước 48B.01:"Cấu trúc thủy văn và động lực Biển Đông và các vùng biển kế cận", 20-82. Nha Trang

2. Czeslaw Druet et al. 1999

Modelling the fine structure of the phytoplankton concentration in a sticably stably stratified sea.- Oceanologica Acta, 17, 1, 79-88.

3. *Võ Văn Lành*. 1995

The thermohaline structure and water masses of the South China Sea.- Collection of the Marine Research Works, VI. Nha Trang

4. *Hoàng Xuân Nhuận*. 1979

Phân tích gián tiếp trường dòng tại vùng biển khơi Trung Bộ.- Tuyển tập Nghiên cứu biển, T. I, Ph. 2, 43-62. Nha Trang

5. *Phan Phùng*. 1985

Dòng chảy triều.- Báo cáo tổng kết đề tài cấp Nhà nước 48.06.01:"Điều tra nghiên cứu vật lý - thủy văn và động lực biển Việt Nam", 218-234. Nha Trang

6. Phòng Vật lý, Viện Hải dương học. 1981

Báo cáo tổng kết đề tài cấp Nhà nước 01, Chương trình biển:"Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải - Minh Hải", 158 tr. Nha Trang

7. *Nguyễn Kim Vinh*. 1985

Cấu trúc nhỏ nhiệt-muối của nước biển.- Báo cáo tổng kết đề tài cấp Nhà nước 48.06.01:"Điều tra nghiên cứu vật lý - thủy văn và động lực biển Việt Nam", 136-157. Nha Trang

8. *Nguyễn Kim Vinh*. 1990

Cấu trúc và động lực lớp hoạt động bề mặt tây Biển Đông.- Các khoa học về Trái Đất, 12(4), 124-128. Hà Nội

9. *Nguyễn Bá Xuân*. 1992

Các cơ chế động lực hình thành cấu trúc nhỏ nhiệt độ trong vùng biển đông - nam Việt Nam.- Tuyển tập Nghiên cứu biển, T. IV, 66-72. Nha Trang

10. Wyrtki K. 1961

Physical Oceanography of the Southeast Asian Waters.- NAGA Report, Vol. 2. La Jolla, California. 195pp.

11. Белоножко В. П., К. Т. Богданов. 1982.

Некоторые результаты исследования тонкоструктурной стратификации в Южно-китайском море. - В кн.: Гидрофизические исследования в северной части Тихого океана, 55-60. - Владивосток

12. Белоножко В. П. 1982

Экспериментальные исследования тонкой структуры гидрофизических полей в северо-западной части Тихого океана. - Дисс. на соискание учёной степении канд. Геогр. Наук. ДВО АН СССР. Владивосток. 206 с.

13. Беляев В. С., А. Н. Гезенцвей. 1977

О тонкой стратификации поля температуры в районе Куросшо. - Физика атмосферы и океана, Т. 13, No 9, 971-979, М.

14. Дженкинс Г., Ваттс Д. 1972

Спектральный анализ и его применения. М. Мир. 297 с.

15. Монии А. С., Р. Б. Озмидов. 1981

Океанская турбулентность. Л. Гидрометеоиздат. 320 с.

16. Ростов И. Д., Е. П. Варлатый. 1982

О Мелкомастабной термохалинной и динамической структуре вод северо-западной части Тихого океана. - В кн.: Гидрофизические исследования в северной части Тихого океана. 115-133. Владивосток.

17. Федоров К. Н. 1976

Тонкая термохалинная структура вод океана. Л. Гидрометеоиздат.184с.

18. Федоров К. Н. 1976

Тонкая структура гидрофизических полей в океане. В кн.: Физика океана, Т. 1, 113-140. М. Наука.

19. Филлипс О. М. 1980

Динамика верхнего слоя океана. - Л. Гидрометеоиздат. 319 стр.

20. Формы тонкой термохалинной структуры океана. Каталог. Материалы океанологических исследований, в. 1. М. 1987. 133 с.

PHẦN III. ĐỘNG LỰC BIỂN

I. TRƯỜNG SÓNG VÙNG BIỂN ĐÔNG

1. Tính toán các đặc trưng chế độ khí hậu của sóng gió trong vùng biển Đông.

Đỗ Thiên.

Luận án PTS. KHKT, Chuyên ngành Hải dương học, Leningrad 1972.

2. Dự báo trường sóng vùng biển Đông bằng phương pháp số trị

Nguyễn Mạnh Hùng.

Luận án PTS. KHKT, Chuyên ngành Hải dương học, Hà Nội 1989.

3. Công nghệ dự báo sóng và thử nghiệm dự báo nhiệt độ nước tầng mặt và sương mù trên vùng biển Việt Nam.

Báo cáo tổng kết đề tài cấp nhà nước KT 03 04, Hà nội 1995

4. Sổ tay tra cứu các đặc trưng KTTV vùng thềm lục địa Việt Nam

Trung tâm Khí tượng Thuỷ văn Biển, Tổng cục KTTV

Nhà xuất bản Nông nghiệp, Hà Nội 2000

5. Tính sóng phục vụ thiết kế công trình ven bờ biển

Bao cáo chuyên đề tính toán sóng biển

Đề tài cấp nhà nước KHCN 06 10.

Nguyễn Mạnh Hùng và các cộng tác viên. Hà Nội, 2000

6. GENESIS Generalized Model for Simulating Shoreline Changel
Report 2 Workbook and system user's manual.
CERC - 9/1991

7. RCPWAVE A Linear Wave Propagation Model for Engineering Use
B. A. Ebersole, M. A. Cialone and M. D. Prater
CERC - 3/1986

8. SWAN Implementation Manual - SWAN Cycle III version 40.11
Delft University of Technology.
10/2000.

II. HOÀN LƯU BIỂN ĐÔNG

1. Atlas khí tượng thủy văn Biển Đông, 1994, Tổng cục Khí tượng thủy văn
2. Atlas quốc gia, Hà Nội,1995, 42 trang.
3. Báo cáo kết quả điều tra tổng hợp Vịnh Bắc Bộ, 1964, Lưu trữ tại Viện Hải dương học
4. Bogdanov K.T., V.V. Moroz. Termohaline Structure and Water Circulation in the South China Sea. Okeanologia, Vol. 34, No 6, 1994, p. 811-816
5. Đề tài 48 B 01-01, (Võ Văn Lành chủ nhiệm), 1990. Cấu trúc thủy văn và động lực Biển Đông và các vùng kế cận. Báo cáo tổng kết.
6. Đề tài KT 03-01, (Đặng Ngọc Thanh chủ nhiệm), 1995. Điều tra nghiên cứu vùng biển ven bờ miền Trung, Báo cáo tổng kết.
7. Đề tài KT 03-05, (Võ Văn Lành chủ nhiệm), 1995. Nghiên cứu vùng hoạt động nước trồi mạnh nam Trung Bộ, Báo cáo tổng kết.
8. Đề tài KT 03-10, (Lê Đức Tố chủ nhiệm), 1995. Cơ sở khoa học cho việc dự báo phân bố và biến động nguồn lợi cá biển. Báo cáo tổng kết.
9. Đề tài KHCN 06-02, (Đinh Văn Ưu chủ nhiệm), 2000. Nghiên cứu cấu trúc ba chiều (3D) thủy nhiệt động lực học Biển Đông và ứng dụng của chúng. Báo cáo tổng kết.
10. A. Farris and M. Wimbush. Wind-induced Kuroshio into the South China Sea. J. of Oceanography, vol 52, pp. 771-784, 1996
11. Helleman, S., and Rosenstein M., 1983. Normal monthly windstress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, pp. 1093-1104.

12. Jianyu Hu, Hiroshi Kawamura, Huangseng Hong and Yiquan Qi. A review on the Currents in the south China Sea: Seasonal Circulation, South China Sea Warm Current and Kuroshio Intrusion. Journal of Oceanography, Vol. 56, pp. 607 to 624, 2000

13. Le Ngoc Ly and Phu Luong, 1997. A Coastal Ocean circulation system with breaking waves and numerical grid generation *J.. Applied Mathematical Modelling.*

14. Levitus S., 1982. Climatological atlas of the World Ocean, NOAA Prof. Paper 13, US Government Printing Office, Washington DC.

15. Nguyễn Đức Lưu, 1969. Nghiên cứu lý thuyết hoàn lưu gió trên Biển Đông, luận án PTS, Leningrat.

16. Metzger E.J and H.E. Hurlburt, 1996. Coupled dynamics of South China Sea, the Sulu Sea, and the Pacific Ocean, *J. Geophysical Research*, C5,15.

17. Hoàng Xuân Nhuận, 1983. Những nét cơ bản hoàn lưu ba chiều nước Biển Đông trong thời kỳ gió mùa ổn định, luận án PTS, Leningrat.

18. Oberhuber J. M., 1988. An atlas based on the 'CODAS' data set, *Rep. 15, Max-Planck-Inst. fir Meteorol.*, Hamburg, Germany.

19. Pohlmann T., 1987. A three-dimensional circulation model of the South China Sea, In *Three-dimesional model of Marine and Estuarine Dynamics (Ed. by J.C.J. Nihoul and B.M.Jamart)*, Amsterdam, 245-268.

20. Ping-Tung Shaw and Shenn-Yu Chao, 1994. Surface circulation in the South China Sea, *J. Deep-Sea Research, I, 41.*

21. Nguyễn Thanh Phương, Xây dựng tập bản đồ dòng chảy tầng mặt trung bình theo tháng trên Biển Đông từ số liệu thực đo, Luận án ThS khoa học, Trường ĐHKH Tự nhiên, Hà Nội 2000.

22. Shenn-Yu Chao, Ping-Tung Shaw and Chau-Ron Wu, 1998. Seasonal and interannual variations in velocity field of the South China Sea, Journal of Oceanography, vol 54, 1998, p. 125-142.

23. Siripong A., 1984. Dynamics of thermal structure in the upper layer and surface circulation in the South China Sea. *VNIIGMI-MCD, 4 (101)*, Moscow.

24. Su Jilan and Wang Wei, 1987. On the sources of the Taiwan warm current from the South China Sea, *Chin. j. Oceanol. Limnol., Vol.5, No.4*, pp. 299-308.

25. D. V. Uu and J-M. Brankart, 1997. Seasonal variation of temperature and salinity fields and water masses in the Bien Dong (South China Sea), *J. Mathematical and Computer Modelling , No 12.*

26. *Đinh Văn Ưu*, 1988. Mô hình hoá chế độ nhiệt muối Biển Đông, *Tạp chí khoa học, 1, Đại học Tổng hợp Hà Nội.*

27. *Đinh Văn Ưu*, 1995a. Sự phân hoá chế độ khí tượng trong gió mùa tây-nam tại vùng biển từ Quảng trị đến Khánh hoà. Tạp chí Khí Tượng Thủy Văn, N2, 1995, tr. 21-24

28. *Đinh Văn Ưu*, 1995b. Sự phân hoá chế độ khí tượng trong gió mùa tây-nam tại vùng biển ven bờ tây-nam vịnh Bắc bộ và hệ quả sinh thái môi trường. *Tạp chí Khí Tượng Thủy Văn, N12, 1995, tr. 25-30*

29. US Navy 1945. Currents in the South China Sea, Java, Celebes and Sulu Seas, Washington, 1945.

30. La Violette P. and Frontenac T., 1967. Temperature, salinity and density of the World's seas, South China Sea and adjacent gulfs, US Naval ocean office, Washington.

31. Xu X. Z., Z. Qiu and H. C. Chen, 1982. The general descriptions of the horizontal circulation in the South China Sea, pp. 137-145. In Proceedings of the Symposium on Hydrometeorology of the Chinese Society of Oceanology and Limnology. Science Press, Beijing.

32. Wyrtki K., 1962. Physical Oceanography of Southeast Asian Waters. Scientific, Result of marine Investigation of South China Sea and Gulf of Thai Land 1959-1961. NAGA Report 2, California.

33. Wattayakorn G., B. King, E. Wolanski, P. Suthanaruk, 1998, Seasonal dispersion of petroleum contaminants in the Gulf of Thailand, *Continental Shelf Research*, 18, 641-659.

III. ĐẶC ĐIỂM KHÍ TƯỢNG THUỶ VĂN ĐỘNG LỰC BIỂN VÙNG THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG NAM VIỆT NAM

1. *Đặng Công Minh* - 1975 - Sự truyền sóng triều và dao động mực nước triều biển Đông - "Oceanologia", T. XV, số 4, trg. 580 - 585 (tiếng Nga).

2. *Nguyễn Ngọc Thụy* - 1969 - Những đặc điểm của sự hình thành chế độ thủy triều biển Đông - "Oeanologia", T. IX, số 2, trg 235 - 249 (tiếng Nga).

3. *Lê Phước Trình* (chủ biên) - 1981 - Nghiên cứu các điều kiện vật lý-thủy văn trong vùng biển Thuận Hải - Minh Hải - Báo cáo khoa học tổng kết đề tài 01, CTNN "Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải - Minh Hải", Nha Trang, 158 trg.

4. *Lê Phước Trình* - 1982 - Một số vấn đề về cấu trúc động lực nước trên thềm lục địa nam Việt Nam - TC "Khoa học và Phát triển", TP HCM, số 6, trg. 15 - 19.

5. *Lê Phước Trình* - 1984 - Hiện tượng nước trồi và sự hình thành lớp đột biến nhiệt-muối cận đáy ở thềm lục địa nam Việt Nam - TC "Khoa học và Phát triển", TP HCM, số 14, trg. .

6. *Lê Phước Trình* (chủ biên) - 1985 - Điều tra nghiên cứu vật lý-thủy văn và động lực biển Việt Nam - Báo cáo khoa học tổng kết đề tài 48.06.01, CTNN 48.06, Nha Trang, 253 trg.

7. *Lê Phước Trình* - 1987 - Cấu trúc front thủy văn trên thềm lục địa nam Việt Nam - TT "Những vấn đề hiệu quả kinh tế của các công trình nghiên cứu khí tượng - thủy văn", Leningrad, trg. 124 - 131 (tiếng Nga).

8. *Lê Phước Trình* - 1991 - Về những hiện tượng vật lý-thủy văn đặc biệt trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT Hội nghị Khoa học biển toàn quốc III, Hà Nội, trg. 155 - 165.

9. *Lê Phước Trình* - 1992 - Những biến động cơ bản trong trường gió mùa trên thềm lục địa nam Việt Nam - TT "Nghiên cứu Biển", T. IV, trg 5 - 13.

10. *Lê Phước Trình* (chủ biên) - 1997 - Nghiên cứu những đặc trưng tương tác biển-sông vùng cửa sông Tiền - Báo cáo khoa học tổng kết đề tài, TT KHTN&CNQG, 165 trg.

11. *Lê Phước Trình* - 1997 - Chỉnh lý và nghiên cứu tư liệu đo dòng chảy vùng nước trồi thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT "Các công trình nghiên cứu vùng nước trồi mạnh nam Trung Bộ - NXB KH&KT, trg. 17 - 28.

12. *Lê Phước Trình* - 1997 - Về nguyên lý tác động cửa thế năng hiệu dụng vùng nước trồi lên khả năng tập trung các đàn cá trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT báo cáo khoa học, Hội nghị Sinh học biển toàn quốc lần thứ I, Nha Trang, trg 174 - 179.

13. *Lê Phước Trình, Nguyễn Tiến Dũng, Nguyễn Văn Minh, Lê Minh Tân, Nguyễn Kim Vinh* - 1981 - Đặt vấn đề về nghiên cứu hiện tượng nước trồi (upwelling) trong vùng biển ven bờ và thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT "Nghiên cứu biển", T. II, trg. 13 - 31.

14. *Nguyễn Kim Vinh* - 1992 - Về sự biến đổi của một số đặc trưng khí tượng trong vùng biển Ninh Thuận-Minh Hải - TT "Nghiên cứu biển", T IV, trg.14-20.

15. *Nguyễn Kim Vinh* - 1997 - Biến động của gió ở vùng nước trồi nam Việt Nam - TT "Các công trình nghiên cứu vùng nước trồi mạnh nam Trung Bộ", NXB KH&KT, trg. 8 - 16.

16. Chevey F., Carton P. - 1939 - Les courants de Mer de Chine Meridionale et leurs Mapparts avec la Climat de l'Indochine - Note No 26 de l'IODI.

17. Krempf A. - 1926, 1927, 1928,1929 - Rapports sur le fonctionement du service oceanographique des pêches de l'Indochine pendant l'annee 1925 -

1929 - Inst. Ocean. de l'Indochine, Saigon notes 5, 10, 11, 13 .

18. *Le Phuoc Trinh* - 1997 - Quantitative and qualitative characteristics of Available Potential Energy in coastal zones of Vietnam - Proc. of Conf. of Inter. OTEC/DOWA Assoc., IOA '97, Singapore, ps. 93 - 108.

19. *Le Phuoc Trinh* - 1998 - On the Mechanism of Interaction of South China Sea Tides and Mekong River Flood - Proc. of 4th Int. Sci. Symp. "Role of Ocean Sciences for Sustainable Development", Okinawa, Japan, ps. 117 - 128.

20. *Nguyen Tien Dung, Le Phuoc Trinh* - 1992 - Some results of study of currents on the Southsern shelf of Vietnam - Proc. Int. Conf. "Ocean. and Anthrop. Controls of Life in Pac. Ocean", Kluw. Acad. Publ., Netherlands, p. 83 - 92.

21. Nhecrasov A. - 1990 - Energy of Ocean Tides - Hydrometeoizdat, Leningrad, 288 ps. (in Russian).

22. Uda M., Nakao T. - 1972 - Water masses and currents in the South China Sea and their seasonal changes - "The Curoshio", III - Proc. of III CSK Cymposium, Bangkok.

23. Wyrtki K. - 1961 - Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand - NAGA Report, N 2, Caliphornia,195 ps.

24. Oceanographic and meteorological observations in the China Seas in the western part of the North Pacific Ocean, I (1935), II (1936) - Koninklijk Netherlands Meteorological Institut.

IV. HIỆN TƯỢNG NƯỚC TRỒI (UPWELLING) TRÊN THỀM LỤC ĐỊA ĐÔNG NAM VIỆT NAM

1. *Nguyễn Tác An* - 1997 - Năng suất sinh học sơ cấp và hiệu ứng sinh thái của dòng nước trồi ở vùng biển Nam Trung Bộ - TT "Các công trình nghiên cứu vùng nước trồi mạnh Nam Trung Bộ", NXB KH&KT, Viện HDH, trg. 114-130.

2. *Nguyễn Văn Khôi* - 1991 - Động vật nổi trong vùng biển từ Nghĩa Bình đến Minh Hải - TT "Nghiên cứu biển", số 3, trg. 112 - 136.

3. *Võ Văn Lành, Lã Văn Bài* - 1997 - Biến động nhiệt-muối theo thời gian tại tâm nước trồi mạnh - TT "Các công trình nghiên cứu vùng nước trồi mạnh Nam Trung Bộ", NXB KH&KT, Viện HDH, trg. 49 - 57.

4. *Nguyễn Ngọc Lâm* - 1997 - Thành phần loài và sinh vật lượng thực vật phù du vùng nước trồi mạnh Nam Trung Bộ - TT "Các công trình nghiên cứu vùng nước trồi mạnh Nam Trung Bộ", NXB KH&KT, Viện HDH, trg. 131-142.

5. Lebedev V. , Aizatulin T. - 1984 - Phân loại các yếu tố hải dương học có ảnh hưởng đến năng suất sinh học biển - TT "Những vấn đề địa lý học", số 125, Moskva, trg. 1960 - 1972 (tiếng Nga).

6. *Hoàng Xuân Nhuận* - 1982 - Những nét cơ bản của hoàn lưu ba chiều ở biển Đông trong các mùa gió mùa ổn định - Luận án PTS, Leningrad, 145 trg. , (tiếng Nga).

7. *Lê Phước Trình* (chủ biên) - 1981 - Nghiên cứu các điều kiện vật lý-thủy văn trong vùng biển Thuận Hải - Minh Hải - Báo cáo khoa học tổng kết đề tài 01, CTNN "Điều tra tổng hợp vùng biển Thuận Hải - Minh Hải", Nha Trang, 158 trg.

8. *Lê Phước Trình* - 1981 - Về lý thuyết nước trồi (upwelling) trên vùng thềm lục địa - TT "Nghiên cứu biển", số 2, trg. 3 - 12.

9. *Lê Phước Trình* - 1982 - Một số vấn đề về cấu trúc động lực nước biển trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TC "Khoa học và Phát triển" , số 6, TP HCM, trg. 15 - 19.

10. *Lê Phước Trình* - 1984 - Hiện tượng nước trồi và sự hình thành lớp đột biến nhiệt-muối cận đáy trên thềm lục địa nam Việt Nam - TC " Khoa học và Phát triển", số 14, TP HCM, trg. .

11. *Lê Phước Trình* (chủ biên) - 1985 - Điều tra nghiên cứu vật lý-thủy văn và động lực biển Việt Nam - Báo cáo khoa học tổng kết đề tài 48.06.01, CTNN 48.06, Nha Trang, 253 trg.

12. *Lê Phước Trình* - 1987 - Cấu trúc front thủy văn trên thềm lục địa nam Việt Nam - TT "Những vấn đề hiệu quả kinh tế của các công trình nghiên cứu khí tượng - thủy văn", Leningrad, trg. 124 - 131 (tiếng Nga).

13. *Lê Phước Trình* - 1997 - Chỉnh lý và nghiên cứu tư liệu đo dòng chảy vùng nước trồi thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT "Các công trình nghiên cứu vùng nước trồi mạnh nam Trung Bộ" - NXB KH&KT, trg. 17 - 28.

14. *Lê Phước Trình* - 1997 - Về nguyên lý tác động cửa thế năng hiệu dụng vùng nước trồi lên khả năng tập trung các đàn cá trên thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT báo cáo khoa học, Hội nghị Sinh học biển toàn quốc lần thứ I, Nha Trang, trg 174 - 179.

15. *Lê Phước Trình, Nguyễn Tiến Dũng, Nguyễn Văn Minh, Lê Minh Tân, Nguyễn Kim Vinh* - 1981 - Đặt vấn đề về nghiên cứu hiện tượng nước trồi (upwelling) trong vùng biển ven bờ và thềm lục địa đông-nam Việt Nam - TT "Nghiên cứu biển", T. II, trg. 13 - 31.

16. Các báo cáo khoa học của các đề tài thuộc Chương trình "Điều tra - nghiên cứu tổng hợp vùng biển Thuận Hải - Minh Hải" , 1981.

17. *Nguyen Tien Dung, Le Phuoc Trinh* - 1992 - Some results of study of currents on the Southsern shelf of Vietnam - Conf. Proc. "Ocean. and Anthrop. Controls of Life in Pac. Ocean", Kluw. Acad. Publ., Netherlands, p. 83 - 92.

18. Lafond E.C. - 1963 - Physical oceanography and its relation to the marine organic production in the South China Sea - "Ecology of the Gulf of Thailand and the South Chia Sea, NAGA Reports on the results of the NAGA expedition 1959 - 1961, California, ps. 5 - 33.

19. *Le Phuoc Trinh* - 1997 - Quantitative and qualitative characteristics of Available Potential Energy in coastal zones of Vietnam - Conf. Proc. of Intern. OTEC/DOWA Assoc. , Oceanology Internatonal, Pac. Rim, Sing. , ps. 93 - 108.

20. *Le Phuoc Trinh, Phan Quang* - 1997 - Mathematic modelling of the upwelling phenomenon on the southeast continental shelf of Vietnam - Conf. Proc. , Oceanology International 97, Pac. Rim, Singapore, ps. 313 - 330.

21. Wyrtki K. - 1961 - Scientific results of marine investigations of the South China Sea and Gulf of Thailand - NAGA Report, N 2, Caliphornia,195 ps.

22. Oceanographic and meteorological observations in the China Seas in the western part of the North Pacific Ocean, I (1935), II (1936) - Koninklijk Netherlands Meteorological Institut.

PHẦN IV. KHÍ TƯỢNG, THY VĂN ĐỘNG LỰC BIỂN DẢI VEN BỜ VIỆT NAM

I SỰ TRUYỀN TRIỀU VÀ XÂM NHẬP MẶN

1. The Netherlands Delta Development Team, Recommendations concerning agricultural development with improved water control in the Me Kong Delta, working paper IV- Hydrology, 1974.

2. Le Huu Ti, Salinity Intrusion in the Mekong Delta and Upstream Reservoir Regulations, Special study, Bangkok, 1976.

3. *Nguyễn Ngọc Huấn*. Một vài vấn đề áp dụng các mô hình toán trong nghiên cứu thủy văn châu thổ sông Cửu Long, Nội san Khí tượng thủy văn số 7/1980.

4. *Nguyễn Ngọc Thụy*. Đặc điểm hình thành hiện tượng thủy triều trong đồng bằng sông Cửu Long,1982.

5. *Văn Thanh*. Điều kiện khí tượng thủy văn nông nghiệp đồng bằng sông Cửu Long, 1982.

6. *Chu Thái Hoành*. Phân tích các số liệu cũ liên quan đến nghiên cứu xâm nhập mặn ở ĐBSCL. Tháng 12 năm 1986.

7. *Nguyễn Chí Công*. Đánh giá các điều kiện xáo trộn của hệ thống sông Mê Công. Dự án nghiên cứu xâm nhập mặn ĐBSCL HCM, tháng 3 năm 1992.

8. *Phạm Duy Lê*. Báo cáo tổng kết dự án: Dự báo mặn ĐBSCL. Giai đoạn 3, 1995.

9. *Trần Thị Luận*. Sử dụng dự báo mặn trong công tác thủy lợi tỉnh Bến Tre. 1995.

10. *Huỳnh Văn Hiền*. Tác động của dự báo xâm nhập mặn đối với dự án thủy lợi Tầm Phương. 1995.

11. *Nguyễn Hoài*. Mekong Delta Operational Flood Forecasting System. Proceedings of the International Workshop on Flood Mitigation, Emergency Preparedness and Flood Disaster Management. 22-25 June 1992, Ha Noi. (in English).

12. *Nguyễn Như Khuê*. A special report on modelling of tidal propagation and salinity intrusion in the Mekong main estruarine system. 1984.

13. *Lê Hữu Tí*. Mekong salinity model (MEKSAL) and its programming techniques. Technical Note. Workshop concludingphase I of the Delta Salinity Studies. 1984.

14. *Huỳnh Ngọc Phiên và Võ Tấn Quân*. Hybrid model for salinity intrusion forecasting in the Mekong Delta. Mekong Secretariat, 1992.

15. *Bùi Văn Đức*. Đánh giá các kỹ thuật dự báo mặn của Dự án: Dự báo xâm nhập mặn ở Đồng Bằng Sông Cửu Long. 1995.

16. Báo cáo khoa học: Xây dựng cơ sở dữ liệu và ATLAS các hằng số điều hoà-thủy triều ở khu vực Nam Bộ. Trung Tâm KTTV Phía Nam. 1998.

17. *Nguyễn Hữu Nhân*. Mô hình MEKMO. 1995.

18. *Nguyễn Tất Đắc*. Mô hình COUP94. 1995.

19. Suphat Vongvisessomjai. Special Service Report for The Mekong Delta Salinity Intrusion Studies, Phase III. Bangkok, 1991.

II BỒI TỤ VÀ XÓI LỞ BỜ BIỂN Ở VIỆT NAM

1. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Báo cáo tổng kết đề tài KT.03.14, phần hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam, Hà nội, 1994.

2. *Lê Phước Trình* và nnk. Báo cáo tổng hợp kết quả đề tài KHCN.06.08. Nghiên cứu quy luật và dự đoán xu thế Bồi tụ-Xói lở vùng ven biển và cửa sông Việt Nam, Nha Trang, 2000.

3. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Báo cáo Hiện trạng xói lở bờ biển từ Móng Cái đến Thừa Thiên Huế. Hà nội 1993.

4. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Báo cáo Hiện trạng xói lở bờ biển từ Thừa Thiên Huế đến Kiên Giang, Hà nội, 1993.

5. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Báo cáo về Hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam. 1994

6. *Phạm Văn Ninh* và Lê Xuân Hồng. Hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam, Môi trường các công trình nghiên cứu, tập VI, Nhà Xuất bản KHKT, Hà nội, 1998.

7. *Phạm Văn Ninh* và Lê Xuân Hồng. Hiện trạng xói lở bờ biển Việt Nam và các vấn đề cơ học chất lỏng liên quan. Báo cáo Hội nghị Cơ học toàn quốc lần thứ 5, Hà nội, 1992.

8. *Phạm Văn Ninh và Lê Xuân Hồng*. Tốc độ xói lở bờ biển Việt Nam, Tạp chí Khoa học Trái đất, 4, Hà nội, 1994.

9. *Phạm Văn Ninh và Lê Xuân Hồng*. Tình trạng xói lở bờ biển Việt Nam và các nguyên nhân ngoại sinh. Tuyển tập Hội nghị Cơ học Toàn quốc lần thứ 6, Hà nội, 1997.

10. *Phạm Văn Ninh, Nguyễn Mạnh Hùng* và nnk. Nghiên cứu tính toán chế độ thủy động lực Thuận An-Tư Hiền trong bài toán xói lở Hoà Duân. Tuyển tập báo cáo Hội nghị Thủy khí toàn quốc 2001, Lăng Cô-Huế.

11. *Phạm Văn Ninh, Nguyễn Mạnh Hùng*. Kết quả nghiên cứu lập dự án khả thi chống xói lở khu vực Hải Trạch, huyện Bố Trạch, Quảng Bình, Tuyển tập báo cáo Hội nghị Thủy khí toàn quốc 2001, Lăng Cô-Huế.

12. *Zb. Pruszak, M. Szmytkiewicz, N. M. Hung*, P.V.Ninh Coastal Processes in the Red River Delta Area, Viet Nam, Coastal Engineering, Vol 42 (2), pp 97-126.

13. *N. M. Hung, M. Larson, P. V. Ninh, H. Hanson*. Regional wave transformation and associated evolution in the Red River Delta, Viet Nam.

14. Ocean wave measurement and Analysis, vol 2, Proceeding of the 4 international synposium waves, 2001.

15. *Lê Xuân Hồng*: Một số đặc trưng địa mạo động lực hình thái dải ven bờ biển từ Móng Cái đến Đà Nẵng phục vụ xây dựng công trình Biển. Tuyển tập Báo cáo Hội nghị Hội nghị Khoa học Địa lý Toàn quốc, lần III, Hà nội, 1998.

16. *Lê Xuân Hồng*: Đặc điểm địa mạo bờ biển tỉnh Nghệ An. Tạp chí Khoa học Trái đất, N°2, Hà nội, 2000.

17. *Nguyen Manh Hung*. Sedimentation Pattern and Coastal line Evolution of the Mekong delta coastal zone. Proceding. International Workshop Mekong Delta, Chiang Rai, Thai Lan, 1998.

18. *Nguyen Manh Hung*. Quá trình tính vận chuyển bùn cát dọc bờ, phục vụ xây dựng công trình biển và bảo vệ bờ biển. Tuyển tập báo cáo, Hội nghị KHCN biển Toàn quốc 4, Hà nội 1998.

19. *Nguyễn Mạnh Hùng*. Kết quả nghiên cứu vận chuyển bùn cát cửa Định An. Tuyển tập báo cáo, Hội nghị KHCN biển Toàn quốc 4, Hà nội 1998.

20. *Nguyễn Mạnh Hùng, Phạm Văn Ninh*. Xói lở bờ biển và việc nghiên cứu vận chuyển bùn cát, biến động đường bờ. Tuyển tập công trình Hội nghị Toàn quốc Cơ học Thủy khí và phòng chống thiên tai, Đà Lạt, 7/1999.

21. *Trịnh Thế Hiếu*. Đặc điểm hình thái và trầm tích các bãi cát hiện đại vùng ven biển Đà Nẵng-Dung Quất, các công trình nghiên cứu địa chất và địa vật lý biển. Hà nội, 1999.

22. *Lê Phước Trình*. Một số kết quả đo đạc động vật lơ lửng ở vùng cửa sông và ven bờ Việt Nam. Báo cáo Hội nghị Khoa học Công nghệ Biển Toàn quốc IV, Hà nội, 1991.

23. *Lê Phước Trình*. Some behavious of Strongest Short-term Coastal Change induced by Cross-shore wave Energy Flow and Corresponding Theorotical Consideration. Proc. Intern. Conf. on the IODE-WESTPAC, Lungkawi, Malaysia, 1999.

24. *Nguyễn Cẩn, Nguyễn Đình Hoà*. Hoạt động đứt gẫy hiện đại vùng Hải Phòng-Quảng Yên. Tạp chí Tài nguyên và Môi trường Biển, tập 2, Hà nội, 1994.

25. *Hạ Văn Hải*. Đặc điểm địa mạo và lịch sử phát triển tân kiến tạo Đông Bắc Bộ Việt Nam, Luận án PTS, 1992.

26. *Nguyễn Thế Thôn*. Chuyển động tân kiến tạo và hiện đại của dải ven biển và ven bờ Móng Cái đến Cửa Hội, báo cáo hội thảo vai trò các quá trình nội sinh đến xói lở bờ biển. Hà Nội, 1994.

III. Ô NHIỄM BIỂN DO SÔNG TẢI RA

1. Standard Methods for Examination of Water and Waster Water. 15th Edition 1990. APHA-AWWA-WPCF.

2. Quy phạm đo đạc các yếu tố khí tượng hải ven ven bờ-TCKTTV, 1992.

3. Quy phạm tạm thời đo đạc tính toán lưu lượng vùng ảnh hưởng triều, TCKKV, 1980.

4. Đo lưu lượng, nhà xuất bản KTTV Nga, 1972.

5. Quy phạm lấy mẫu, xử lý mẫu sinh vật vùng cửa sông ven biển, 1979.

6. Tiêu chuẩn chất lượng môi trường Việt Nam năm 1995, tập I, chất lượng môi trường nước.

7. Quy phạm điều tra tổng hợp sinh vật phù du vùng biển ven bờ QPVN 18.1979.

8. *Phạm Trung Lương*. Phân bố độ đục tương đối khu vực cửa Ba Lạt, cửa Sông Hàn và Cửa Tiểu-Cửa Đại. Hà nội, 1993.

9. *Phạm Văn Ninh, Bùi Minh Đức, Phan Ngọc Vinh*. Mô phỏng vùng nước đục vùng cửa sông bằng phương pháp ngẫu hành. Tạp chí Cơ học 4 (tập XVII). Hà nội, 1995.

10. Marine Environmental Quality: Perspectivies on ASEAN Criteria and Monitoring Procceding of the First ASEAN-CANADA Technical Planning Workshop on Marine Science, Jakata, Indonesia, 16-21 November, 1992.

11. *Lê Cảnh Hoà*. Xác định một lượng nhỏ dầu trong nước bằng phương pháp quang phổ hồng ngoại.

12. *Nguyễn Vũ Tưởng, Phạm Văn Xuân, Hứa Chiến Thắng*. Báo cáo thông tin về điều kiện tự nhiên, kinh tế xã hội trong lưu vực sông Hồng liên quan đến khả năng ô nhiễm biển do sông tải ra, 1992.

13. *Phạm Văn Ninh* và các cộng tác viên. Báo cáo kết quả khảo sát ô nhiễm biển do sông Hồng tải ra mùa kiệt 1993.

14. *Phạm Văn Ninh* và các cộng tác viên. Báo cáo kết quả khảo sát ô nhiễm biển do sông Hồng tải ra mùa lũ 1993.

15. *Nguyễn Viết Phổ*. Hệ thống sông ngòi Việt Nam. Hà nội, 1980.

16. *Nguyễn Xuân Dục, Trương Xuân Lam, Nguyễn Thị Thu Hằng*. Đánh giá tác động sinh thái các chất ô nhiễm biển do sông tải ra ở 4 cửa sông: Thái Bình, Hồng, Sài Gòn-Đồng Nai và Tiền Giang, 1995.

17. *Phạm Văn Ninh, Phan Ngọc Vinh, Nguyễn Vũ Tưởng*. Mô phỏng toán học sự lan truyền ô nhiễm thụ động do sông tải ra biển, 1995.

18. *Nguyễn Vũ Tưởng, Phạm Văn Xuân, Hứa Chiến Thắng*. Thông tin tổng quan điều kiện tự nhiên, kinh tế xã hội lưu vực HTS Thái Bình liên quan đến ô nhiễm biển do sông tải ra. Hà nội, 1993.

19. *Phạm Văn Ninh, Nguyễn Vũ Tưởng*. Inventory Report for the Watersheds in Vietnam (Submitted NEA to EAS-RCU, 1995).

20. *Phạm Văn Ninh* và các cộng tác viên. Báo cáo kết quả khảo sát mùa kiệt vùng cửa sông ven biển Thái Bình 1994.

21. *Phạm Văn Ninh* và các cộng tác viên. Báo cáo tổng kết ô nhiễm biển do

sông tải ra (phần HTS Thái Bình) 1995.

22. *Nguyễn Tác An, Phạm Văn Thơm.* Thông tin về khả năng ô nhiễm biển do sông Hàn tải ra. Nha Trang, 1993.

23. *Nguyễn Tắc An, Phạm Văn Thơm* và nnk. Báo cáo kết quả khảo sát sông Hàn 11/1992.

24. *Nguyễn Tắc An, Phạm Văn Thơm* và nnk. Báo cáo kết quả khảo sát sông Hàn 11/1993

25. *Phạm Văn Thơm, Bùi Hồng Long* và nnk. Báo cáo kết quả khảo sát sông Hàn 1995.

26. *Phạm Văn Thơm, Bùi Hồng Long* và nnk. Báo cáo kết quả khảo sát sông Thu Bồn, Nha Trang, 1995.

27. *Nguyễn Tắc An* và nnk. Ô nhiễm biển do sông tải ra (phần sông Thu Bồn). Nha Trang, 1994.

28. *Nguyễn Vũ Tưởng, Phạm Văn Xuân* và nnk. Điều kiện tự nhiên, kinh tế xã hội lưu vực hệ thống sông Thu Bồn ảnh hưởng đến ô nhiễm biển.

29. *Lê Trình.* Đánh giá hiện trạng ô nhiễm nước bề mặt vùng hạ lưu sông Đồng Nai-Sài Gòn và dự báo khả năng ô nhiễm biển do các sông này tải ra, 1993.

30. *Vương Quang Việt.* Chất lượng nước sông Sài Gòn-Đồng Nai và Nhà Bè, 1994.

31. *Lê Trình.* Kết quả giám sát chất lượng và ô nhiễm nguồn nước bề mặt, 1993.

32. *Lê Trình, Nguyễn Vũ Tưởng, Nguyễn Xuân Dục.* Đánh giá ô nhiễm biển do hệ thống sông Sài Gòn-Đồng Nai tải ra, 1995.

33. *Lê Trình, Vương Quang Việt, Nguyễn Xuân Dục, Nguyễn Vũ Tưởng.* Báo cáo tổng kết ô nhiễm biển do sông tải ra, phần 1: hệ thống sông Sài Gòn-Đồng Nai, 1995.

34. *Lê Trình* và các cộng tác viên. Báo cáo kết quả điều tra khảo sát vùng cửa Sông Tiền mùa kiệt.

35. *Lê Trình* và các cộng tác viên. Báo cáo kết quả nghiên cứu 1993. Ô nhiễm biển do Sông Tiền tải ra.

36. *Lê Trình.* Điều kiện tự nhiên, kinh tế xã hội hạ lưu Sông Mê Kông liên quan đến khả năng ô nhiễm biển do sông tải ra, 1993.

37. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Báo cáo tổng kết đề tài KT.03.07 "Ô nhiễm biển do sông tải ra". Hà nội, 1995.

38. *Phạm Văn Ninh* và nnk. Báo cáo tóm tắt "Hoạt động và kết quả thực hiện đề tài KT.03.07", 1991-1995, Hà nội, 1996.

IV NGHIÊN CỨU VÀ CÁC QUÁ TRÌNH ĐỘNG LỰC PHỤC VỤ PHÁT TRIỂN CẢNG BIỂN

1. Bộ GTVT, 1995: "Chiến lược, phát triển hệ thống cảng biển Việt Nam đến năm 2010", 23 tr.

2. *Nguyễn Tiến Đạt, Đinh Văn Mạnh, Nguyễn Minh Sơn*, 1995: "Mô phỏng khúc xạ và nhiễu xạ sóng ở vùng ven bờ". Tạp chí Cơ học, số 4. Trang 6-12.

3. *Nguyễn Tiến Đạt, Nguyễn Minh Sơn*, 1998: "Kết quả tính toán và dự báo trường sóng ở vùng biển Định An". Hội thảo quốc tế về dự án EU tại Chiang Rai (Thái Lan), 1998, trang 72-85.

4. *Nguyễn Mạnh Hùng*, 1990: "Dự báo trường sóng vùng biển Đông bằng phương pháp số trị". Luận án PTS.

5. *Nguyễn Mạnh Hùng, Nguyễn Tiến Đạt, Đặng Hữu Chung*, 2000: "Sóng dòng chảy và chỉnh lý số liệu". Báo cáo đề tài cấp cơ sở, Viện Cơ học, 116 tr.

6. *Nguyễn Trọng Lộc*, 1996: "Đánh giá hiệu quả đê chắn cát luồng tàu vào cảng Cửa Lò - giai đoạn đến đầu năm 1996". Báo cáo tóm tắt, TEDI, 71 tr.

6b TEDI, 2002: " Dự án xây dựng đê chắn cát luồng tàu vào cảng Cửa Lò giai đoạn II". Báo cáo cuối cùng, tr III.19.

7. *Nguyễn Hữu Nhàn, Hồ Ngọc Điệp*, 1998: "Về một hệ thống trợ giúp nghiên cứu sóng trên vùng cửa sông và ven bờ". Đã báo cáo tại nhiều hội nghị khoa học, tài liệu toàn văn do chính tác giả chuyển giao, 8 tr.

8. *Hoàng Xuân Nhuận*, 1985: "Nghiên cứu phòng chống sa bồi cảng Cửa Lò bằng phương pháp mô hình hoá toán học". Báo cáo hợp đồng nghiên cứu khoa học, phần 1, Viện Cơ Học.

9. *Hoàng Xuân Nhuận* 1986: "Nghiên cứu phòng chống sa bồi cảng Cửa Lò bằng phương pháp mô hình hoá toán học". Báo cáo hợp đồng nghiên cứu khoa học, phần 2, Viện Cơ Học, 108 tr.

10. *Hoàng Xuân Nhuận, Lưu Tỳ, Nguyễn Xuân Dương, Bùi Minh Đức*, 1988: "Mô hình số trị để nghiên cứu sự biến dạng sóng và sự vận chuyển bùn cát do sóng gây ra". Tuyển tập công trình Hội nghị Cơ học toàn quốc, Hà Nội, tr. 111-114.

11. *Hoàng Xuân Nhuận*, chủ biên, 1988: "Khảo sát hiện tượng sa bồi cảng Cửa Lò và mô hình hoá dòng chảy có tính đến ảnh hưởng của các đê chắn sóng". Báo cáo hợp đồng nghiên cứu khoa học, Viện Cơ Học, 71 trang.

12. *Hoàng Xuân Nhuận, Nguyễn Xuân Dương, Nguyễn Hồng Vân*, 1989: "Xác định các yếu tố động lực cửa biển Định An - sông Hậu để đánh giá về sa bồi và sự ổn định của luồng Định An". Báo cáo hợp đồng nghiên cứu khoa học, Viện Cơ Học.

13. *Hoàng Xuân Nhuận, Nguyễn Xuân Dương*, 1990: "Quy trình tính toán trường sóng khúc xạ và lượng vận chuyển bùn cát dọc bờ do sóng gây ra". Đề tài 48B-02-03, Viện Thiết kế GTVT, 10tr.

14. *Hoàng Xuân Nhuận*, chủ biên, 1991: "Nghiên cứu các quá trình thủy thạch động lực phục vụ thiết kế và duy tu cảng biển". Báo cáo khoa học, Đề tài 48B-02-03, Viện Khảo sát - Thiết kế GTVT.

15. *Hoàng Xuân Nhuận*,1993: "Nghiên cứu quá trình lan truyền sóng, dòng chảy và vận chuyển vật liệu đáy do sóng tại bãi cạn Đá Tây. *Phục vụ lập luận chứng KTKT tôn tạo bãi và làm kè chống xói lở công trình*". Viện thiết kế GTVT, 135 tr.

16. *Hoàng Xuân Nhuận, Nguyễn Tiến Quang, Dương Hồng Sơn*, 1994: Nghiên cứu thủy lực và sa bồi chọn vị trí cảng Rồn". Viện Thiết kế GTVT, 115 tr.

17. *Nguyễn Minh Sơn, Nguyễn Tiến Đạt*, 1997: "Mô phỏng sự truyền sóng từ ngoài khơi vào vùng bờ biển Nam Định". Tuyển tập Hội nghị Cơ học toàn quốc lần thứ VI. Hà Nội. trang 359- 366.

18. *Đỗ Thiên*, 1990: "Quy trình tính sóng khởi điểm". Đề tài 48B-02-03, Viện Thiết kế GTVT.

19. Chuẩn tắc xây dựng 2.06.04.82, 1983: "Tải trọng và tác động đến công trình thủy (sóng, băng và phương tiện thủy)", (tiếng Nga). Uỷ ban nhà nước về xây dựng của Liên Xô, Bản chính thức, Moskva, 41 trang.

20. *Korn G, Korn T.*, 1973: "Cẩm nang toán học. Dùng cho cán bộ khoa học và kỹ sư". NXB Thế giới (tiếng Nga), tr 706-709.

21. *Loginov V.V.*, ?: "Xác định tốc độ cực đại của sóng tại vùng ven bờ". Tuyển tập công trình của Viện Hải dương Học, Viện Hàn Lâm khoa học Liên Xô, Tập 48, (tiếng Nga).

22. *Marchuk G. I.*, 1974: "Phương pháp số trị để giải các bài toán động lực học biển và khí quyển", (tiếng Nga). Gidrometeoizdat, Leningrad, 303 tr..

23. *Mirtxkhulava Tx.E.*, 1960: "Về quá trình xói lòng sông trên nền vật liệu kết dính". Kỷ yếu Hội nghị thủy văn học toàn Liên Bang lần thứ III, NXB Khí tượng - Thủy văn, (tiếng Nga).

24. *Arthur R.S, Munk W.H., Isaacs J.D.*, 1952: "The direct construction of wave rays". Trans. of AGU. Vol. 33, No 6.

25. *Berkhoff J.C.W.*, 1972: "Computation of combined refraction - diffraction". Proc. 13th International conference on coastal engineering. Vancouver B.C. Canada.

26. *Booij N., 1981*: "Gravity waves on water with non-uniform depth and current". Thesis. Delft University of Technology.

27. *Bretschneider C.L. and Reid R.O.*, 1953: "Change in wave height due to bottom friction percolation and refraction", 34th Annual Meeting of American Geophysical Union.

28. CERC. 1984: "Shore protection manual". Volume I. U.S. Army Corps of Engineers. Coastal Engineering Reseach Center. 4th edition.

29. Collins J.I., 1972: "Prediction of shallow water spectra". Journal of Geophysical Research, Vol. 77, No.15, pp. 2693-2707.

30. Dingemans M.W., 1985: "Evolution of two-dimensional horizontal wave propagation models", Paragraph 5.2.3 "Averaging technique (Bouws-Battjes method)",pp 41- 45, Project W301, Delft Hydraulics, the Netherlands.

31. Ebersole B.A., Cialone M.A., Plater M.D., 1986: "Regional coastal processes numerical modeling system". Report 1, RCPWAVE. Technical Report CERC 86-4. United States Army Corps of Engineers, Coastal Research Center, Vicsburg, Miss.

32. Galvin C.J. Jr., 1972: "A gross longshore transport rate formula". Proc. 13th International conference on coastal engineering, Vancouver B.C. Canada.

33. Goda Y., 1970: "A Synthesis of breaker indices". Trans. of the Japanese Society of civil engineers, Vol. 2, Part 2.

34. Grisworld G.M., 1962: "Numerical calculation of wave refraction". Journal of Geophysical Research, Vol. 68, No.6, pp. 1715-1723.

35. HAECON, 1996: "Mathematical modelling of alternative channel configuration". Report VAH 1351/00739, 121 p.

36. Harrison W. and Wilson W.S., 1964: "Development of a method for numerical calculation of wave refraction". Technical memo No.6, United States Army Corps of Engineers. Coastal Research Center, Washington D.C.

37. Horikawa K., 1981: "Coastal engineering". Tokyo University Press.

38. Jonson I.G., 1966: "Wave boundary layers and friction factors". Proc. 10th Conference on Coastal Engineering, ASCE, Vol.1, Tokyo, Japan.

39. Kamphuis J.W., 1975: "Friction factor under oscillatory waves". Journal of the Waterways Harbors and Coastal Engineering Division, Vol. (?), No. WW2, pp. 135-144.

40. Lepetit J.P., 1964: "Etude de la réfraction de la houle monochromatique par le calcul numérique". Bulletin du Centre des Recherches et d'Essais de Chatou, No.9, pp. 3-25.

41. Longguet-Higgins M.S., 1970: "Longshore currents generated by obliquely incident sea waves". J. of Geophysical Res., Vol.75, No33, pp 6788 - 6901.

42. Luke J.C., 1967: "A variational principle for a fluid with a free surface". J. Fluid Mechanics, No 27, pp 395-397.

43. McCowan J., 1891: "On the solitary wave". Phylosophical Magazine, 5th series, Vol. 32, No. 194, p.p. 45-58.

44. Munk W.H. ,1949: "The solitary wave theory and its application to surf problems". Annals of the New York Acad. of Sci., Vol. 51, pp. 376-462.

45. Munk W.H., Arthur R.S., 1951: "Wave intencity along a refracted ray". Gravity Waves, National Bureau of Standards Circular 521, United States Government Printing Office, Washington, D.C., pp. 533-540.

46. Radder A.C., 1979: "On the parabolic equation method for water-wave propagation". J. Fluid Mechanics Vol. 95, No1, pp 159-176.

47. Skovgaard O., Jousson I.G. and Bertelson J.A., 1975: "Computation of wave heights due to refraction and friction". Journal of the Waterways Harbors and Coastal Engineering Division, Vol. (?), No. WW1, pp. 15-32.

48. Van Rijn L.C., Tan G.I., 1985: "Sutrench model - *Two dimensional vertical mathematical model for sedimentation in dredged channel and trenches by currents and waves*". Rijkswaterstaat communication No 41, 63p.

49. Van Rijn, L.C., 1987: " Mathematical modelling of morphological processes in the case of suspended sediment transport". PhD Thesis, Waterloopkundig Laboratorium, Delft, 127p.

50. Van Rijn L.C., 1989: "Handbook for calculation of sediment transport due to wave and current". Delft Hydraulics.

51. Van Rijn L.C., Van Rossum H., Termes P., 1991: " Field verification of 2-D and 3-D suspended-sediment models". Publication No 451, Delft Hydraulics, p.p. 1270 - 1288.

52. Whalin R.W., 1971: "The limit of applicability of linear wave refraction theory in a convergence zone". Research report H-71-3, United States Army Engineering Waterways Experiment Station.

V. CÁC ĐẶC TRƯNG KĨ THUẬT ĐỚI BỜ

1. *TS. Nguyễn Doãn Toàn, KS. Lê Văn Thành, KS. Nguyễn Văn Mơi, KS. Lê Hồng Vân.* Tính toán thống kê các yếu tố khí tượng.
2. *PGS.TS. Phan Văn Khôi, KS. Lê Văn Thành, ThS. Phạm Văn Kết.* Xác định các đặc trưng tính toán của gió phục vụ xây dựng công trình biển.
3. *TS. Nguyễn Tài Hợi, KS. Nguyễn Thị Hải, CV. Nguyễn Mạnh, KS. Nguyễn Thị Minh, KS. Trương Trọng Xuân.* Tính toán các thông số thủy văn.
4. *PGS.TS. Đỗ Ngọc Quỳnh, GS.TSKH. Phạm Văn Ninh, KS. Trần Thị Ngọc Duyệt, TS. Nguyễn Thị Việt Liên.* Tính toán thủy triều.
5. *PGS.TS. Đỗ Ngọc Quỳnh, KS. Trần Thị Ngọc Duyệt, CV. Nguyễn Mạnh, TS. Đinh Văn Mạnh.* Tính toán mực nước cực trị.
6. *GS.TSKH. Phạm Văn Ninh, PGS.TS. Đỗ Ngọc Quỳnh, TS. Nguyễn Thị Việt Liên, TS. Đinh Văn Mạnh.* Tính toán dòng chảy.
7. *TS. Nguyễn Mạnh Hùng, TS. Nguyễn Tiến Đạt, KS. Lê Xuân Hoàn.* Tính toán sóng biển.
8. *TS. Nguyễn Mạnh Hùng, KS. Nguyễn Thanh Cơ.* Tính toán vận chuyển bùn cát.
9. *TSKH. Nguyễn Biểu, TS. Đào Mạnh Tiến, KS. Vũ Trường Sơn, KS. Trịnh Thanh Minh, KS. Hoàng Văn Thức, KS. Bùi Quang Hạt, KS. Dương Văn Hải, KS. Lê Văn Học.* Lập bản đồ các thành tạo địa chất biển ven bờ phục vụ nghiên cứu địa chất công trình.
10. *TS. Lê Xuân Hồng, TS. Vũ Văn Phái, KS. Nguyễn Thị Kim Nga, KS. Phan Doãn Linh, KS. Nguyễn Trọng Mão, KS. Mai Thái An.* Xây dựng sơ đồ địa mạo hình thái động lực bờ và đáy biển cho toàn bộ vùng ven bờ theo tỷ lệ lớn và nhỏ.
11. *GS.TSKH. Phạm Văn Ninh, PGS.TS. Đỗ Ngọc Quỳnh, TS. Nguyễn Thị Việt Liên.* Báo cáo tổng kết *đề tài KHCN.06.10. Cơ sở khoa học và các đặc trưng kỹ thuật đới bờ phục vụ yêu cầu xây dựng công trình biển ven bờ, Hà nội, 2001.*

VI. PHÂN VÙNG KHÍ TƯỢNG THỦY VĂN BIỂN DẢI VEN BỜ VIỆT NAM

1. *Trần Việt Liễn* – Phân vùng khí hậu xây dựng Việt Nam Tập báo cáo "Công trình nghiên cứu khoa học" Viện KTTV năm 1986.
2. *Nguyễn Hữu Tài, Phạm Ngọc Toàn, Phan Tất Đắc* – Phân vùng khí hậu tự nhiên lãnh thổ Việt Nam Viện KTTV Hà Nội 1986.

3. *Nguyễn Ngọc Thuỵ* – Thiên nhiên vùng biển nước ta – Nhà xuất bản KHKT Hà Nội 1988.

4. *Nguyễn Doãn Toàn* – Những đặc trưng thống kê của các yếu tố gió và sóng vùng biển Việt Nam, Viện KTTV Hà Nội 1983.

5. *Nguyễn Thế Tưởng* – Xây dựng bản đồ nhiệt muối Biển Đông.

6. *Chu Hồi* – Sử dụng hợp lý các hệ sinh thái tiêu biểu vùng biển ven bờ Việt Nam, Phân viện Hải dương học Hải Phòng năm 1995.

7. *Nguyễn Đức Ngữ, Nguyễn Trọng Hiệu* - Đánh giá sơ bộ tài nguyên khí hậu Việt Nam, tập báo cáo CTNCKH Viện KTTV năm 1986.

8. *Wolanski E. and Peter R* : Mixing and trapping in Australian tropical coastal water Australian Institud of the Marine Science 1992.

9. Ведер из районирование береговых наблюдений по статистическим

трукды гоин вып 110 - 1972.

10. расчёту иопёй ветра и ветровых вопн п 1969.

11. Руководство по расчёту элементов гидрометеорологичесного режима в прибрежной зоне моря и устьек рек при инженерных изысканиях московского гидроиздат М 1973.

Chịu trách nhiệm xuất bản:

Giám đốc: PHÙNG QUỐC BẢO
Tổng biên tập: PHẠM THÀNH HƯNG

Hội đồng biên tập:

Chủ tịch hội đồng: GS.TSKH. ĐẶNG NGỌC THANH
Các uỷ viên: GS.TS. LÊ ĐỨC TỐ
GS.TSKH. PHẠM VĂN NINH
PGS.TS. MAI THANH TÂN
GS.TS. BÙI CÔNG QUẾ

Trình bày bìa: NGUYỄN BÍCH NGA

BIỂN ĐÔNG. TẬP II (KHÍ TƯỢNG THUỶ VĂN ĐỘNG LỰC BIỂN)

Mã số: 1L-05002-01403
In 100 cuốn, khổ 19 x 27 tại Nhà in Công ty Mỹ thuật Trung ương
Số xuất bản: 45/421/XB-QLXB, ngày 22/4/2003. Số trích ngang: KH/XB
In xong và nộp lưu chiểu quý IV năm 2003.