



Co-funded by the
Erasmus+ Programme
of the European Union



VIỆN HẢI DƯƠNG HỌC

**TRƯỜNG ĐẠI HỌC TÀI NGUYÊN
& MÔI TRƯỜNG TP HỒ CHÍ MINH**

DỰ ÁN MARE

**BÙI HỒNG LONG
PHAN MINH THỤ**

**GIÁO TRÌNH
TƯƠNG TÁC SÔNG - BIỂN**

Khánh Hòa, 2021



MỤC LỤC

MỤC LỤC.....	2
MỞ ĐẦU	6
CHƯƠNG 1. CỬA SÔNG VÀ LẠCH TRIỀU	8
1.1 Vì sao cần phải nghiên cứu cửa sông.	8
1.2 Các khái niệm, phân loại về cửa sông và lạch triều	10
1.2.1. Đặc điểm hình thành và đặc trưng địa mạo	11
1.2.2. Theo mức độ phân tầng độ mặn.....	14
1.2.3. Hoàn lưu và lắng đọng trầm tích	16
1.2.4. Chế độ trầm tích	18
1.2.5. Các sóng cửa sông chiếm ưu thế.....	20
1.2.6. Các cửa sông thủy triều chiếm ưu thế	22
1.2.7. Ảnh hưởng của lũ ở cửa sông	23
1.3. CỬA LẠCH TRIỀU	24
1.3.1. Hình thái-động lực.....	24
1.3.2. Cửa lạch triều là gì?	25
1.3.3. Hình thái cửa lạch triều	25
1.3.4. Delta thủy triều	26
1.3.5. Hình thái delta thủy triều rút.....	29
NỘI DUNG ÔNG TẬP	30
TÀI LIỆU THAM KHẢO (MỞ ĐẦU - CHƯƠNG I).....	31
CHƯƠNG 2: ĐỒNG BẰNG CHÂU THỔ (DELTA).....	35
2.1. DELTA: ĐỊNH NGHĨA, BỐI CẢNH VÀ MÔI TRƯỜNG	35
2.1.1. Định nghĩa về delta	35
2.1.2. Bối cảnh kiến tạo của delta	37
2.1.3. Tại sao một số con sông hình thành được delta?	39
2.2. MỘT SỐ ĐẶC ĐIỂM CỦA DELTA.....	42



2.2.1. Delta.....	42
2.2.2. Delta dưới nước (subaqueous delta)	44
2.2.3. Các delta và nón tích tụ biển sâu	45
2.3. PHÂN LOẠI HÌNH THÁI-ĐỘNG LỰC CÁC DELTA SÔNG	45
2.3.1. Delta do sông chiếm ưu thế.....	47
2.3.2. Các delta do sóng chiếm ưu thế	48
2.3.3. Các delta do thủy triều chiếm ưu thế	49
2.3.4. Định lượng các nhân tố kiểm soát sông, sóng và thủy triều	51
2.3.5. Tính biến thiên hình thái-động lực theo không gian và thời gian.....	56
2.4. CÁC QUÁ TRÌNH BẦY TRÀM TÍCH Ở DELTA VÀ TÁI PHÂN BỐ TRÀM TÍCH BỜ BIỂN.....	60
2.4.1. Tích tụ đồng bằng delta.....	60
2.4.2. Các quá trình cửa sông trong delta	61
2.4.3. Các lớp cửa sông (river-mouth plumes)	63
2.4.4. Lưu giữ và phân tán bùn biển ngoài cửa sông.....	66
2.4.5. Tích tụ tải lượng đáy ở các cửa sông delta	67
NỘI DUNG ÔN TẬP CHƯƠNG II	68
TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG II)	68
CHƯƠNG 3. ĐỘNG HỌC VÙNG CỬA SÔNG	72
3.1. DÒNG CHẢY TRONG KHU VỰC CỬA SÔNG	72
3.2. DÒNG CHẢY TRONG SÔNG VÀ KHỐI NƯỚC SÔNG TRÊN THỀM LỤC ĐỊA	76
3.3. CÁC DẠNG CỬA SÔNG (CƠ SỞ ĐỘNG LỰC TƯƠNG TÁC CỦA HỆ THỐNG HOÀN LƯU CỬA SÔNG)	79
NỘI DUNG ÔN TẬP CHƯƠNG III.....	82
TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG III).....	82
CHƯƠNG 4: CÁC CỬA SÔNG VIỆT NAM.	83
4.1 CHÂU THỎ SÔNG HỒNG	83
4.2. VÙNG CỬA SÔNG SÔNG MEKONG	89
4.2.1 Các đặc điểm chung	89



4.2.2. Ảnh hưởng của lưỡi nước ngọt vùng cửa sông- ROFI (region of freshwater influence)	93
4.2.3. Vận chuyển trầm tích và vùng đục cực đại (MTZ) khu vực cửa sông	96
4.3 CÁC CỬA SÔNG VÀ VŨNG VỊNH, ĐÀM PHÁ VEN BIỂN MIỀN TRUNG.	100
4.3.1 ĐẶC ĐIỂM CHUNG CỦA CÁC CỬA SÔNG VEN BIỂN MIỀN TRUNG	100
4.3.2 CÁC VŨNG VỊNH, ĐÀM PHÁ KHU VỰC MIỀN TRUNG	103
4.3.2.1. Các vũng vịnh miền Trung	103
4.3.2.2. Đầm phá điển hình Tam Giang – Cầu Hai.....	110
NỘI DUNG ÔN TẬP CHƯƠNG IV.....	118
TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG IV).....	118
CHƯƠNG 5. TAI BIẾN THIÊN NHIÊN Ở VÙNG CỬA SÔNG	122
5.1. Các khái niệm về tai biến thiên nhiên.	122
5.1.1 Thảm họa thiên nhiên và thiên tai (Natural disasters and hazards)	122
5.1.2. Tai biến hạn hán và lũ lụt (Drought and Flood Hazards)	123
5.1.3. Tai biến nhiễm mặn.....	127
5.1.4. Tai biến biển	128
5.2. Ngập lụt, hạn hán, bão và nhiễm mặn trên thế giới và khu vực Biển Đông .	129
5.2.1.Tai biến thiên nhiên trên thế giới :.....	129
5.2.2 Tai biến thiên nhiên trên khu vực Biển Đông :	132
5.3. Tai biến thiên nhiên ở Việt Nam :	135
5.3.1. Ngập lụt, bão :	135
5.3.2. Thiên tai ảnh hưởng nặng nề tới các vùng ven biển và 02 đồng bằng lớn (nguồn Rentschler, J và cs. 2020)	136
5.3.3. Tai biến hạn hán	142
5.3.4. Xâm nhập mặn:	144
5.4 Triều cường vùng ven biển Việt Nam.	145
5.4.1. Một số khái niệm về thủy triều:	145
5.4.2. Hiện tượng Triều cường.....	149



5.4.3. Tai biến triều cường	152
5.4.4. Tai biến triều cường có khả năng chuyển thành thảm họa triều cường?	155
5.5. Thiệt hại do thiên tai ở Việt Nam	159
5.5.1 Thiệt hại do gió mùa, bão, triều cường.....	160
6.5.2 Thiệt hại do ngập, lụt, nhiễm mặn	161
+Rủi ro và thiệt hại kinh tế do ngập lụt.....	161
+ Sản xuất nông nghiệp và nuôi trồng thủy sản.....	162
+ Du lịch.....	166
+ Công nghiệp	166
+ Hệ thống giao thông	167
+ Hệ thống năng lượng	167
+ Cung cấp nước	168
5.6. Biến đổi khí hậu	168
5.6.1 Biến đổi nhiệt độ trên vùng biển Việt Nam.....	169
5.6.1.1 Biến động nhiệt độ bề mặt theo tháng.....	169
5.6.1.2 Biến động nhiệt độ tầng mặt theo chu kỳ năm, chu kỳ nhiều năm .	171
5.6.2. Dao động mực nước mùa, năm, nhiều năm.....	177
5.6.2.1. Trên Biển Đông	177
5.6.2.2. Trên Biển Việt Nam.	185
5.6.3. Tác động của biến đổi khí hậu.	190
5.7. Các biện pháp ứng phó, giảm nhẹ thiệt hại do tai biến.....	194
5.7.1. Giảm thiểu tác động đến hệ thống đồng bằng châu thổ	194
5.7.2. Các biện pháp ứng phó với thiên tai và tai biến thiên nhiên.....	200
5.7.2.1 Tính dễ bị tổn thương đối với các tai biến và thảm họa tự nhiên...	200
5.7.2.2. Ứng phó và giảm thiểu các thiệt hại do tai biến thiên nhiên	201
5.7.2.3. Một số giải pháp	206
CÂU HỎI ÔN TẬP	208
TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG V)	209

MỞ ĐẦU

Tương tác Sông – Biển và các vấn đề có liên quan:

+ Các khu vực cửa sông và thềm lục địa chiếm 5,2% diện tích bề mặt trái đất và chỉ 2% thể tích đại dương. Sông chúng là cầu nối giữa lục địa và đại dương, hàng năm, các con sông lớn trên thế giới đổ ra ven bờ các đại dương khoảng 20.19^9m^3 trầm tích (Miilliman and Syvitski, 1992; Wolfgang Ludwig and Jean-Luc Probst, 1998), hình thành nên các châu thổ lớn như: Hoàng Hà, Trường Giang, Mê Kông, Hồng, Nile, Mississippi, v.v. Trên thế giới có khoảng trên 50 châu thổ lớn phân bố hầu hết trên các châu lục với tổng số dân số khoảng 325 triệu người (ORNL, 2002), ở đó thường là những trung tâm kinh tế-chính trị lớn như: Thượng Hải (Trường Giang), Quảng Châu (Châu Giang), Băng Cốc (Chao Phraya), Yangon (Irrawaddy), Calcutta và Dhaka (Ganges-Brahmaputra), Karachi-Hyderabad (Indus), Buenos Aires (Parana), Vancouver (Fraser), New Orleans (Mississippi), Lagos (Niger), Tp. Hồ Chí Minh (Mê Kông), Hà Nội/Hải Phòng (Sông Hồng), và Marseilles (Rhône) (J.P.M. Syvitski, Y. Saito., 2007). Do đó, trong môi tương tác, Sông -biển, vùng cửa sông và châu thổ sẽ chịu tác động mạnh nhất. Theo các nghiên cứu, hầu hết các châu thổ trên thế giới đã và đang phải đối mặt với 3 vấn đề lớn trên thế giới:

- Các châu thổ đang bị thu hẹp (Shrinking Deltas);
- Các vùng đất của châu thổ đang bị sụt lún (Ground Subsidence);
- Các châu thổ đang bị ngập chìm (Sinking Deltas).

Nguyên nhân được cho là tác động hỗn hợp giữa biến đổi khí hậu và tác động của con người. Châu thổ sông Hồng, châu thổ sông Mê Kông là những châu thổ sông lớn của thế giới và khu vực. Hàng năm, hệ thống sông Hồng đổ ra biển khoảng 130.10^6 tấn trầm tích còn lưu lượng bùn cát của sông Mê Kông tải ra biển hàng năm khoảng 160 triệu tấn) (Milliman, J. D., and Mead, R. H., 1983; Milliman, J. D., and Syvitski, J.P.M., 1992). Việt Nam là một trong những nước dễ bị tổn thương nhất thế giới trước những tác động của biến đổi khí hậu. Nhiệt độ tăng, hạn hán, xâm nhập mặn... ngày càng trầm



trọng, mực nước biển dâng và tăng tần suất xuất hiện bão đe dọa tới an ninh lương thực, sinh kế và cuộc sống của hàng triệu người dân Việt Nam.

+ Việt Nam nằm trong vành đai ảnh hưởng của thiên tai bão lũ, hạn hán cao so với các vùng khác trên thế giới. Chỉ tính riêng miền Trung, trung bình mỗi năm chịu tác động trực tiếp và gián tiếp của 3-5 cơn bão, áp thấp nhiệt đới và tai biến hạn hán thường xảy ra làm cho quá trình đóng mở và dịch chuyển các cửa sông miền Trung rất phức tạp. (Mở cửa Hòa Duân trong trận lũ năm 1999, dịch chuyển các cửa sông khu vực Ô Loan, biến động cửa Đà Diễn (Phú Yên)...).

+ Ảnh hưởng và tác động của sông ra phía biển, giới hạn trên về phía lục địa của biển vào trong sông hiện nay cũng đang là một vấn đề khoa học cần làm sáng tỏ. Chúng có ý nghĩa rất quan trọng trong việc xác định phạm vi của công tác quản lý đới bờ.

+ Xác định các khu vực front (Thủy văn, triều,...) phát hiện các khu vực tiềm năng về nguồn thức ăn, năng suất sinh học cao...

+ Xác định những khu vực chịu ảnh hưởng, tác động của nước sông (Regions Of Fresh water Influence - ROFI), như Souza, A. J. and Simpson J. H. (1996); Birte Hein (2003) và chịu tác động của các quá trình vật lý như phân tầng, xáo trộn do gió, sóng, thủy triều và dòng chảy... Simpson cho rằng sự hiểu biết về các hệ thống ROFI là một trong những thách thức lớn nhất mà các nhà hải dương học phải đối mặt hiện nay.

+ Nghiên cứu các quá trình tương tác sông biển Việt Nam dưới tác động, ảnh hưởng của phát triển KTXH và biến đổi khí hậu.

CHƯƠNG 1. CỬA SÔNG VÀ LẠCH TRIỀU

1.1 Vì sao cần phải nghiên cứu cửa sông.

Từ cửa sông có nguồn gốc từ từ tiếng Latinh aestus có nghĩa là thủy triều, cũng là tính từ aestuarium có thủy triều hoặc sóng cao đột ngột như một ý nghĩa, một môi trường rất năng động với những thay đổi do các tác động tự nhiên. Từ này thường được dùng để chỉ nơi sông gặp biển, đặc trưng cho hoàn lưu ven biển. Đây là một hệ sinh thái chuyển tiếp giữa lục địa và đại dương: phức tạp, biến đổi và sự can thiệp của con người là đặc điểm thường thấy của tất cả các cửa sông. Trong điều kiện bình thường, chúng có năng suất sinh học cao hơn so với các vùng nước sông trong lục địa và đại dương lân cận, do giàu các chất dinh dưỡng, sức sản xuất sơ cấp cao.

Sự gia tăng hoạt động kinh tế gắn liền với các cửa sông do những lý do sau: vị trí lý tưởng để đặt bến cảng và bến cảng; một lượng lớn chất hữu cơ được tạo ra từ các hoạt động này; một tuyến giao thông thủy nội địa thuận tiện như vậy, khối lượng nước của nó được thay mới định kỳ dưới tác động của sông và thủy triều. Là một hệ sinh thái, một số chức năng quan trọng được thực hiện bởi các cửa sông, chẳng hạn như các chức năng được trình bày bởi McLusky, D. S. 1989: động vật hoang dã tự nhiên (chim, thú và các loài cá), nơi ấp trứng và môi trường ươm mầm cho một số cộng đồng sinh vật, và tầm quan trọng cơ bản là các tuyến đường di cư cho các loài cá kinh tế.

Cho đến nay có rất nhiều các định nghĩa về cửa sông và vẫn còn tồn tại rất nhiều câu hỏi cần được làm rõ.

Định nghĩa cửa sông được chấp nhận rộng rãi nhất do Cameron và Pritchard đề xuất (1963). Theo định nghĩa của họ, một cửa sông là (a) một vùng nước nửa kín và ven biển, (b) có thông tin liên lạc tự do với đại dương, và (c) trong đó nước đại dương bị pha loãng bởi nước ngọt có nguồn gốc từ đất liền.

- + Cửa sông là vùng nước ven biển bị bao bọc một phần
- + Ví dụ về các cửa sông bao gồm:
- Cửa sông



- Đàm phá.
- Vịnh
- Cửa vào
- Vịnh lớn
- Các eo biển hẹp

Ngoài ý nghĩa về khoa học, các cửa sông có một tầm quan trọng lịch sử và liên tục đối với các hoạt động của con người. Ngày nay, ý thức ngày càng tăng về nhu cầu bảo vệ môi trường cửa sông. Cho đến gần đây, người ta ít nghĩ đến các hệ quả sinh thái (Ủy ban Nghiên cứu Địa vật lý 1977). Các kiến thức khoa học có thể được sử dụng để giải quyết các vấn đề có tính chất thực tiễn, ví dụ: tác động liên quan đến những thay đổi trong lưu vực thủy văn và hình dạng cửa sông do nạo vét, xác định các vị trí bồi lắng đại diện cho trở ngại đối với hàng hải của bến cảng, thời gian cư trú và sự phát tán nhanh chóng của các chất bên trong nó, và các đặc tính vật lý, sinh học và hóa học đối với các dự án hỗ trợ nuôi trồng thủy sản.

Các cửa sông đã được sử dụng như một nơi chứa các chất tự nhiên và chất thải của các hoạt động công nghiệp, có thể làm suy giảm chất lượng nước

- Sinh vật gây bệnh, chất hữu cơ và chất dinh dưỡng: Chất thải đô thị.
- Thuốc trừ sâu và thuốc diệt cỏ: Nông nghiệp.
- Kim loại nặng, dầu, chất tẩy mới, các chất, hóa chất độc hại: Công nghiệp, vận tải biển,
- Từ bầu khí quyển, đường cao tốc và đường bộ.
- Nhiệt: Các nhà máy điện.
- Trầm tích: Nông nghiệp và xây dựng nói chung.

+ Phương pháp nghiên cứu cửa sông hiện đại hiện nay là phương pháp Thủy văn sinh thái (Ecohydrology) (Elliott, 2009; McLusky and Elliott, 2004)

1.2 Các khái niệm, phân loại về cửa sông và lạch triều

Mục này dành cho các cửa sông (estuary) và cửa lạch triều (tidal inlet) – là các hệ bờ biển có liên quan chặt chẽ, nhưng cũng có những khác biệt quan trọng. Cả hai đều là đường thủy cung cấp hàng hải tới các cảng, trao đổi chất dinh dưỡng với vùng biển ven bờ, và tiếp cận với thức ăn và gây giống quan trọng cho động vật có vây (fin) và động vật có vỏ.

Các cửa lạch triều được gắn liền với các đường bờ có cồn chắn. Kích thước của cửa lạch triều và sự phân bố các thân cát liên kết của chúng được kiểm soát bởi thể tích và sức mạnh của dòng triều, nguồn cung cấp trầm tích và năng lượng sóng.

Các cửa sông tồn tại trong phạm vi rộng của các môi trường địa chất, bao gồm rias, thung lũng băng hà, các bờ cấu trúc, và các hệ thống xây dựng-cồn ngầm. Ở Bắc bán cầu, mực nước biển dâng theo sau sự suy thoái băng hà đã làm ngập thung lũng bị khoét sâu của các hệ thống sông. Những thung lũng bị ngập này đã tạo ra các esatuary, ngoại trừ các trường hợp, mà ở đó, các con sông có tải lượng trầm tích cao lấp đầy lòng của chúng (thung lũng), mặc dù mực nước biển dâng vẫn tiếp tục làm ngập thung lũng của chúng, dẫn đến sự phát triển của đồng bằng châu thổ. Sự phân bố các thân cát kết hợp-cửa sông liên quan đến tính sẵn có và thành phần của trầm tích, năng lượng sóng, biên độ thủy triều và lắng trụ triều, và lưu lượng nước.

Các cửa sông tồn tại ở bán cầu nam, nhưng sự hình thành của chúng phức tạp do lịch sử mực nước biển giảm trong quá khứ gần 6.000 năm qua ở các đại dương phí nam. Cần lưu ý rằng, một số cửa sông được phân loại như cửa lạch triều. Tại cửa của cửa sông, bị đóng kín một phần bởi các cồn cát chắn, thì kích thước của lòng dẫn cửa sông thường được kiểm soát bởi lắng trụ triều mặn và, do đó, các cửa sông này cũng là cửa lạch triều. Các cửa sông này có lưu lượng nước ngọt nhỏ so với lắng trụ triều mặn.

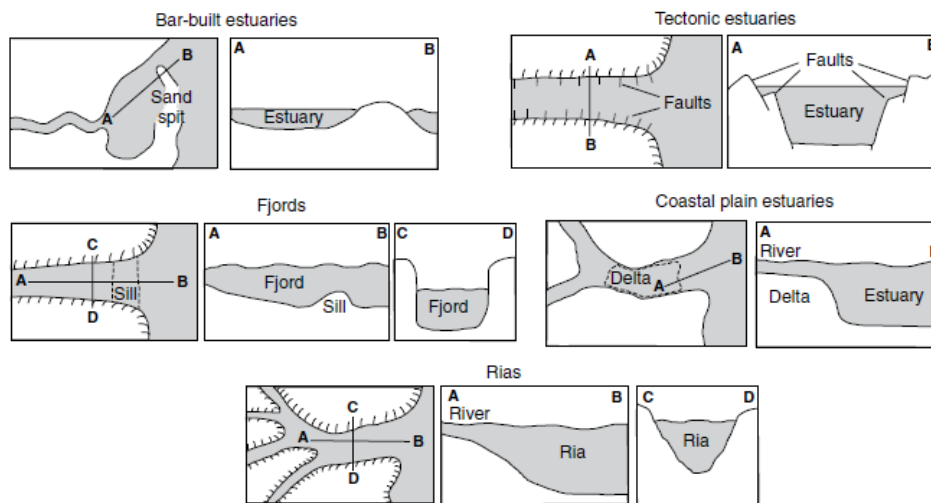
Hiểu các quá trình cửa sông và cửa lạch triều không chỉ quan trọng đối với việc duy trì các tuyến đường thủy, mà còn cho việc quản lý các vùng đất ngập nước lân cận và các đường bờ biển có cồn chắn. Cửa sông là một trong những các nhà xuất khẩu chất dinh dưỡng chính cho các vùng biển ven bờ. Cùng với rừng mưa nhiệt đới, vùng đất ngập nước đồng bằng, và các rạn san hô, các cửa sông là một trong những hệ sinh thái

hiệu quả nhất trên thế giới và có năng suất cao hơn bản thân sông hoặc vùng biển ven bờ mà nó đổ vào. Các cửa lạch triều làm gián đoạn vận chuyển trầm tích dọc bờ, ảnh hưởng đến cả nguồn cung cấp cát đến bãi biển do dòng trôi chảy ra và các quá trình tích tụ-xói lở dọc theo đường bờ cửa lạch. Cường độ biến động đường bờ lớn nhất dọc theo các cồn chắn xảy ra ở vùng lân cận các cửa lạch, và đây là một hệ quả trực tiếp của các quá trình cửa lạch-thủy triều.

1.2.1. Đặc điểm hình thành và đặc trưng địa mạo

Trong sơ đồ địa mạo, các cửa sông có thể được phân loại thành các kiểu do xây dựng-cồn ngầm, fjord, kiến tạo và ria, với các cửa sông đồng bằng ven biển kiểu quan trọng của cửa sông Ria (Hình 1.1).

+ **Cửa sông do xây dựng-cồn chắn (bar-built)** tương tự như các thung lũng bị chìm ngập và đã từng là những vũng vịnh mở, dần dần bị đóng lại do tốc độ lắng đọng trầm tích cao và các quá trình bờ hoạt động ở gần cửa. Thông thường, chúng phát triển dọc theo vùng đồng bằng nghiêng thoải trên các rìa thụ động hoặc ổn định về kiến tạo và các biển rìa. Vận chuyển dọc bờ ở gần cửa thúc đẩy sự hình thành các cồn cát ngầm (sandbar) song song với bờ, các nền của doi tích tụ và các doi cát, thường gắn liền vào mũi đất liền kề. Các cửa lạch đơn đến phức tạp duy trì trao đổi thủy triều với đại dương ven bờ. Ví dụ, Algarve ở Bồ Đào Nha có tới bảy cửa lạch dọc theo đoạn bờ cồn chắn dài 50 km. Các cửa sông do xây dựng-cồn ngầm có xu hướng nông, hiếm khi vượt quá 10 m. Chúng có đầu vào fluvial theo mùa và, về tiềm năng, có năng lực mang trầm tích lớn. Ví dụ về các cửa sông do xây dựng-cồn ngầm có thể được tìm thấy gần các vĩ độ-trung bình trên bờ biển phía đông Hoa Kỳ (Pamlico Sound, Bắc Carolina, Vịnh Barnegat, New Jersey; St John, Florida), Vịnh Mexico (Laguna Madre, Texas; Vịnh Barataria, Louisiana), Hawkesbury, Úc, và ở vùng Amazon và sông Nile.



Hình 1.1. Phân loại địa mạo các kiểu cửa sông. (Nguồn: theo Pritchard, 1952)

+ **Fjords** được tìm thấy ở các vùng vĩ độ cao và được gắn liền với các thung lũng băng hà bị xâm thực sâu. Chúng có xu hướng là dài (vài kilômét) và sâu (hàng trăm mét), với tỷ số rộng/sâu nhỏ ($\sim 1:10$). Fjords có mặt cắt hình chữ U, với những bức tường dốc đứng và thường có cồn bằng đá bị ngập hoặc gần cửa được gắn liền với các tích tụ băng tích vào giai đoạn cuối. Trao đổi khối lượng nước gần cửa bị chi phối bởi sự cân bằng nổi của đầu vào nước ngọt ở thượng nguồn và nước mặn được đưa vào bởi các dao động thủy triều. Nguồn nước ngọt có thể là từ băng hà hoạt động hoặc đầu vào của sông. Ví dụ được tìm thấy ở Na Uy, Iceland, Puget Sound (Bang Washington, Hoa Kỳ), British Colombia (Canada), Alaska, New Zealand, Greenland, Scandinavia, Nam Cực và Chile.

+ **Cửa sông kiến tạo** được hình thành do khối đứt gãy gần ranh giới đại dương. Hồ sụt đã phát triển phát triển thông qua kiến tạo bị nước đại dương lấp đầy; mực nước biển dâng có thể hỗ trợ quá trình này. Đầu vào nước ngọt từ một hoặc một vài con sông. Ví dụ về các cửa sông như vậy bao gồm vịnh San Francisco ở Hoa Kỳ, cảng Manukau ở Auckland, New Zealand, tỉnh Oro của Papua New Guinea và một số cửa sông ở tây bắc Tây Ban Nha.

+ **Cửa sông ria** xuất hiện ở cửa thung lũng sông đã bị chìm ngập do nước biển dâng. Mặc dù thung lũng sông có thể đã bị ngập bởi mực nước biển dâng trong lúc suy thoái băng hà lần cuối, bản thân thung lũng có thể già hơn nhiều, đặc biệt là những thung

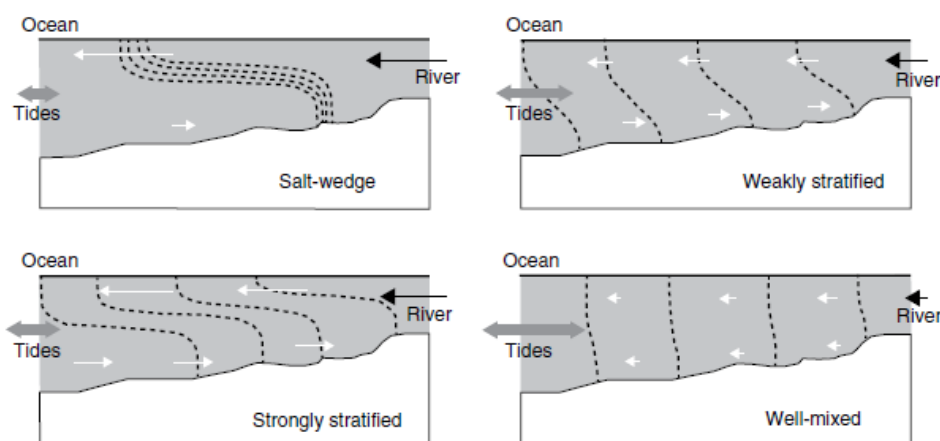
lũng sông dọc các bờ đá. Ví dụ, một số rias dọc theo bờ biển trung tâm của Maine (Hoa Kỳ), Ireland, Brazil và New Zealand nhờ nguồn gốc của chúng đối với xâm thực do sông trong suốt hàng trăm ngàn đến hàng triệu năm qua. Thông thường, cấu trúc đá gốc tạo ra sự kiểm soát mạnh mẽ đối với hình thái cửa sông.

+ **Cửa sông đồng bằng ven biển** là kiểu cửa sông ria đặc biệt được hình thành từ 18.000 đến 6000 năm trước, theo sau mực nước biển dâng chân tính lên đến hơn 100 mét, đánh dấu kết thúc giai đoạn băng hà Pleistocen cuối cùng. Trước sự kiện này, trong lúc mực nước biển thấp, các dòng sông đã mở rộng nguồn của mình trên thêm lục địa, đồng thời phát sinh và mở rộng thung lũng của chúng. Hầu hết các cửa sông trông giống như các dòng sông, mặc dù chúng thường có tỷ số chiều rộng đối với độ sâu rất lớn. Thông thường, các cửa sông này đều nông, với độ sâu đến hàng chục mét, chiều rộng vài kilomet và một lòng sông dần dần mở rộng và sâu hơn về phía cửa. Một số ví dụ về các cửa sông đồng bằng ven biển bao gồm Thames và Gironde ở Tây Âu, Delaware và Vịnh Chesapeake trên Bờ biển phía đông của Hoa Kỳ, St. Lawrence và Miramichi ở miền đông Canada và sông Orange ở Nam Phi.

Trong một nghiên cứu 96 cửa sông gần đây dọc bờ biển England và Xứ Wales, Prandle và cs. (2006) đã tìm thấy những tương đồng trong số các đặc tính lòng dẫn cho các kiểu địa mạo cửa sông khác nhau. Rias có xu hướng ngắn, sâu và dốc với lưu lượng sông thấp. Các cửa sông đồng bằng ven biển là tương đối dài và hình phễu, mặt cắt ngang có dạng chữ V và vùng triều rộng. Cửa sông được xây dựng do cồn ngầm có xu hướng ngắn, nông và có dòng sông chảy vào thấp. Prandle và cs. (2006) cũng thảo luận về mối tương quan tồn tại giữa biên độ thủy triều và dòng chảy sông, cho thấy các cửa sông phát triển để phản ứng lại những thay đổi về các tham số này và các tham số thứ sinh khác, bằng cách điều chỉnh độ sâu hoặc chiều dài của chúng. Phản ứng sẽ tác động đến động lực và cân bằng giữa nhập khẩu và xuất khẩu trầm tích. Kết quả của họ gợi ý rằng, sự tiến hóa hình thái của các cửa sông nằm trong sự cân bằng tương đối của biên độ thủy triều đối ngược với dòng chảy sông.

1.2.2. Theo mức độ phân tầng độ mặn

Các cửa sông có thể được phân loại theo mức độ phân tầng theo chiều thẳng đứng, thay đổi từ các cửa sông được phân tầng cao đến cửa sông bị xáo trộn-tốt, với gradient độ mặn ít hoặc không theo chiều thẳng đứng (Hình 1.2.). Mức độ phân tầng bị ảnh hưởng bởi hình thái bờ biển, dạng hình học của lòng dẫn, đầu vào nước ngọt, độ lớn thủy triều gần cửa, và đặc điểm truyền sóng triều. Ví dụ, các cửa sông được xây dựng do cồn ngầm nông thường bị xáo trộn, trong khi các fiord sâu có thể được phân tầng cao.



Hình 1.2. Phân loại các cửa sông dựa trên cấu trúc độ mặn theo chiều thẳng đứng. Các loại phân tầng khác nhau (các đường kẻ liền màu đen) được kiểm soát bởi cường độ tương đối của dòng triều so với dòng chảy sông như được minh họa bằng chiều dài của các mũi tên trong bốn mô hình. (Nguồn: Valle-Levinson, 2010.)

Cameron và Pritchard (1963) đã phân loại cửa sông dựa trên tỷ số giữa dòng chảy triều và dòng chảy lưu lượng sông. Dòng chảy triều được xác định là dòng chảy vào trung bình của nước mặn lúc triều lên và dòng chảy sông là khối lượng nước ngọt trong một nửa chu kỳ thủy triều. Phân tích này mang lại các loại cửa sông (giải thích sau) thay đổi từ tỷ số thấp (tỷ số ≤ 1), là cửa sông có nêm mặn, đến phân tầng mạnh mẽ và phân tầng một phần (tỷ số $\leq 10 - 10^3$), và cuối cùng, đến phân tầng yếu hoặc xáo trộn theo chiều thẳng đứng (tỷ số $\geq 10^3$). Một cửa sông có nêm mặn kinh điển xảy ra ở cửa sông Mississippi (Hoa Kỳ), ở đây, nước mặn của vịnh Mexico đi vào dọc theo đáy sông dưới dạng nêm, trong khi đồng thời một khối lượng nước ngọt lớn của dòng chảy sông

Mississippi thoát ra cửa sông trên bề mặt-một quá trình duy trì phân tầng theo chiều thẳng đứng. Sự cân bằng thực tế giữa hai khối nước này thay đổi theo giai đoạn thủy triều, những thay đổi dòng chảy sông theo mùa, cơ cấu tạo ra do gió, và biên độ thủy triều. Ngoài ra, một số cửa sông mất hoàn toàn tính chất nêm mặn của mình trong các thời kỳ dòng chảy sông thấp và bị phân tầng một phần. Ví dụ về các cửa sông bị xáo trộn một phần bao gồm sông James ở Vịnh Chesapeake, Hoa Kỳ, Miramichi, New Brunswick, Canada và Itajai, Santa Catarina, Brazil.

Khi cường bức thủy triều tăng lên, do đó, cường bức của sông chiếm ưu thế, nên sự nhiễu loạn tạo ra do dòng chảy gây ra sự xáo trộn toàn bộ cột nước. Trong các cửa sông này, độ mặn thay đổi theo chiều ngang hơn là theo chiều thẳng đứng, dẫn đến điều kiện phân tầng vừa phải. Thường thì cơ chế cho dòng mặn là thông qua sự phân tán ứng suất ổn định định (dưới triều – sub-tidal), làm thay đổi nhiều bậc cường độ từ dòng mặn, được tạo ra trong quá trình chuyển đổi từ triều trực thể sang triều sóc-vọng. Bản chất tương đối rộng và nông của các cửa sông này làm cho chúng phản ứng với ứng suất gió một cách nhanh chóng, đóng góp thêm chi động lực của cơ chế vận chuyển dòng mặn, các quá trình xáo trộn và trao đổi.

Các cửa sông xáo trộn-tốt xảy ra ở những nơi có sự xáo trộn của thủy triều đủ mạnh để vượt qua phân tầng thẳng đứng. Các cửa sông này phức tạp hơn và trong trường hợp không có phân tầng theo chiều thẳng đứng, thì dòng chảy và trao đổi phần lớn bị chi phối bởi gradient độ mặn theo tầng và nằm ngang. Khi các cửa sông này đủ rộng, lực Coriolis có thể cách ly các khối nước ngọt và nước mặn trong lúc ngập triều, khiến chúng chảy theo hướng ngược nhau (Masselink và Hughes, 2003). Nước lũ đi vào được lái sang phải (bán cầu bắc) hoặc sang trái (bán cầu nam), tạo ra sự phân bố độ mặn trong cửa sông. Chế độ này bị biến đổi tiếp tục bởi độ sâu của cửa sông và sự hiện diện lòng dẫn tự nhiên hoặc nhân tạo (luồng hàng hải hoặc được nạo vét) sâu, có thể gây ra hội tụ theo trục và hoàn lưu thứ sinh, dẫn đến xáo trộn rối, dẫn đến gradient độ mặn theo tầng và nằm ngang.

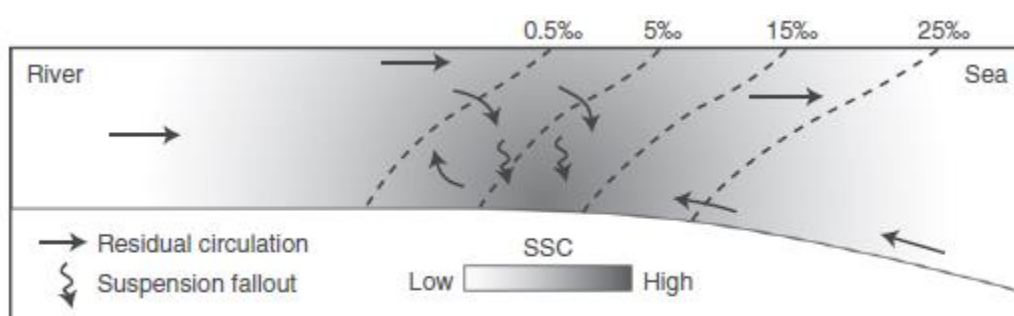
1.2.3. Hoàn lưu và lắng đọng trầm tích

Hoàn lưu trong cửa sông bị kiểm soát bởi sự cân bằng của dòng chảy nước ngọt của sông, biên độ thủy triều, gió và dòng chảy gây ra do sóng. Các dòng thứ cấp cũng được tạo ra thông qua xáo trộn nước mặn và nước ngọt; các khối nước này có tỷ trọng khác nhau do sự khác biệt về độ mặn và nhiệt độ. Nước ngọt của sông nhẹ hơn thường chảy bên trên nước mặn nặng hơn, tạo ra phân tầng mạnh mẽ và cửa sông có nêm nước mặn đặc trưng. Những thay đổi theo mùa về lưu lượng và nhiệt độ nước sông, đặc biệt là vào nhiệt độ đầu mùa xuân so với nhiệt độ mùa hè, có thể ảnh hưởng mạnh mẽ đến gradient mật độ (ví dụ: ở sông Mississippi). Khuếch tán phân tử (chuyển động của các phân tử muối từ nồng độ cao đến nồng độ thấp) và xáo trộn rối (chuyển động các phần nước giữa khu vực ngọt và mặn), như được tạo ra bởi các xoáy nước, là hai quá trình cơ bản làm giảm gradient độ mặn (Masselink và Hughes, 2003).

Đầu vào nước ngọt to lớn tới cửa sông bởi các dòng sông tạo ra dòng chảy ra biển chun cuộc tại bề mặt cửa sông, có thể chịu trách nhiệm đối với lưu lượng trầm tích hạt mịn. Đồng thời, sự cuốn hút nước mặn bên dưới do dòng nước ngọt chảy ra tạo nên sự thiếu hụt khối lượng nước mặn, làm cho dòng nước mặn chảy về phía lục địa vào cửa sông. Sự chuyển tiếp từ nước ngọt sang nước mặn, được gọi là halocline hoặc pycnocline, xảy ra trên một phần nhỏ của cột nước, và ổn định trong các cửa sông có nêm mặn. Thông thường, nêm mặn là cố định hoặc di chuyển các khoảng cách ngắn về phía đất liền và hướng ra biển cùng với chuyển động của thủy triều, đặc biệt là ở các vị trí thủy triều nhỏ (microtidal). Mặc dù thủy triều có thể đảo ngược dòng chảy hàng ngày, nhưng dòng dư trong khu vực nêm thường chịu trách nhiệm đối với vận chuyển trầm tích đáy về phía đất liền chung cuộc và đưa trầm tích thô vào cửa sông, đặc biệt là trong nêm mặn và các cửa sông bị xáo trộn một phần (Hình 1.2). Lưu lượng cao, bão và dòng chảy sinh ra do thủy triều mạnh có thể phá vỡ kiểu hoàn lưu này, tạo ra một cửa sông xáo trộn theo chiều thẳng đứng hơn.

Các hạt mịn, sét, có vận tốc lắng đọng thấp do kích thước nhỏ của chúng và thường di chuyển ra biển gần bề mặt của cửa sông và lắng xuống từ từ. Sét bao gồm silica và alumina, và có số lượng cao các cation khác (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) và có thể hấp thụ một số anion (NO_3^- , SO_4^{2-}). Chất lượng này tăng sự gắn kết của chúng, khiến

cho các hạt sét kết tụ lại tại các ngưỡng độ mặn cụ thể, theo đó trầm tích lơ lửng nước ngọt giao diện với nước mặn (Mehta và McAnally, 2008). Tại các vị trí này, các hạt sét mang điện tích dương thu hút các anion điện tích âm, dẫn đến sự thu hút của các cation theo sau bởi các hạt sét khác. Quá trình này tiếp tục cho đến khi các kết bông sét được hình thành, với khối lượng tăng lên khiến chúng lắng xuống xuống đáy. Vị trí, mà tại đó, các hạt sét hoặc kết bông lắng xuống đáy nhanh chóng, dẫn đến tăng tốc độ bồi lắng, được gọi là cực đại độ đục cửa sông (Estuary Turbidity Maximum-ETM) và thường xảy ra ở những đoạn trên của cửa sông (Hình 1.3; Dalrymple và Choi, 2007).



Hình 1.3. Vị trí cực đại độ đục cửa sông (ETM), cho thấy hoàn lưu cửa sông dư và lắng đọng trầm tích chung cuộc trong ETM. SSC là nồng độ trầm tích lơ lửng. (Nguồn: Theo Dalrymple và Choi 2007.)

Ở các vùng ETM, nồng độ trầm tích lơ lửng cao hơn nhiều so với vùng nước hướng vào đất liền hoặc hướng ra biển và dao động từ 0,1 đến 20 g/l, tùy thuộc vào loại cửa sông và biên độ thủy triều. Nồng độ trầm tích lơ lửng cao thường được gắn liền với các cửa sông thủy triều lớn (macrotidal), như cửa sông Tamar và sông Thames (Anh), hoặc sông Fly (Papua New Guinea), trong khi nồng độ thấp thường được gắn liền với các cửa sông thủy triều nhỏ (microtidal), như Hawkesbury, Australia. Bên trong đới ETM, nồng độ trầm tích lơ lửng có thể thay đổi đáng kể, và bị ảnh hưởng bởi tốc độ và sự hỗn loạn của dòng chảy sông, biên độ thủy triều, độ sâu của estuary và động lực về cấu trúc độ mặn. Ở cửa sông Scheldt, trên biên giới của Bỉ và Hà Lan, nồng độ cao 0,28 g/l đã được báo cáo, bao gồm các kết bông kích thước lên đến 500 μm . Tốc độ lên tới 11 mm/s đóng góp khoảng 95% dòng trầm tích đo được (Manning và cs., 2007). Uncles (2002) đã chứng minh nồng độ trầm tích từ 0,2 đến 1,5 g/l ở cửa sông Tamar (Vương Quốc Anh). Điều này phù hợp với các kết quả khác cho thấy rằng, trong thời gian triều

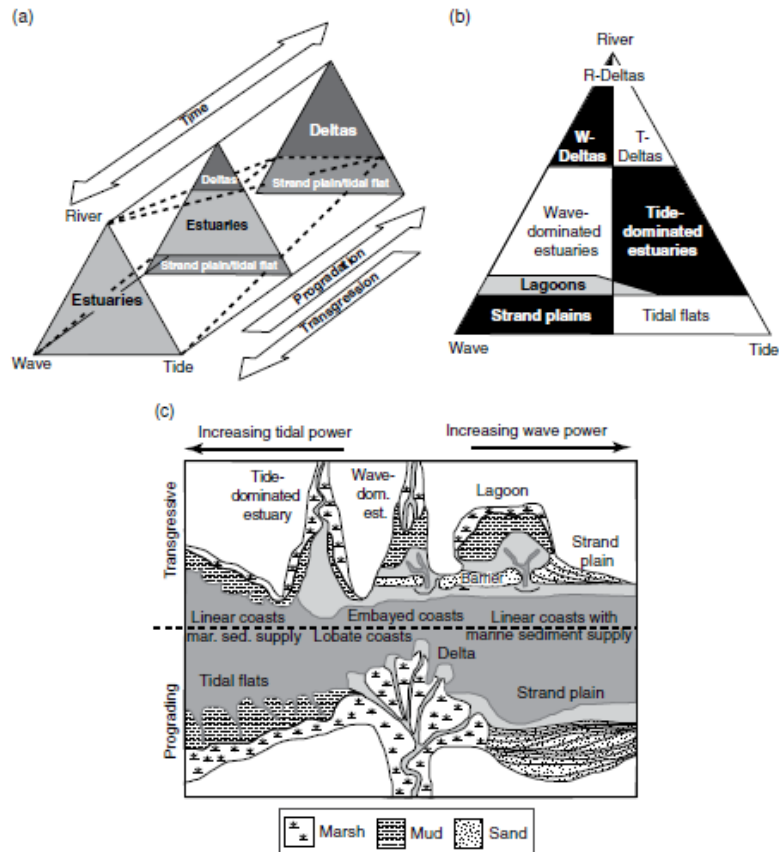
lên, một đỉnh nồng độ trầm tích lơ lửng đột ngột xảy ra khi nước mặn di chuyển về phía đất liền, chiếm một phần lớn hơn của cột nước và, do đó, ngăn chặn các hạt sét mịn di chuyển ra phía biển.

1.2.4. Chế độ trầm tích

Cửa sông là bẫy trầm tích có hiệu quả cao, bởi vì điều kiện năng lượng tương đối thấp so với các môi trường sông và biển liền kề (Biggs và Howell, 1984). Mặc dù mức độ mặn thường được sử dụng để xác định các giới hạn của cửa sông (Pritchard, 1967), nhưng về mặt địa chất, đó là các quá trình vật lý (sông-sóng-thủy triều) và sự chiếm ưu thế của mỗi quá trình đã tạo ra các môi trường trầm tích cửa sông cụ thể và các tướng thạch học đặc trưng. Do đó, các mô hình cửa sông địa chất xác định các giới hạn của cửa sông dựa trên ảnh hưởng của thủy triều thay vì độ mặn (Dalrymple và Choi, 2007). Mô hình địa chất quan niệm đã được đưa ra để giải thích sự khác biệt về hình thái, các quá trình lắng đọng trầm tích và phân bố tướng trong cửa sông, được gắn chặt với sự đóng góp tương đối của các quá trình sóng, thủy triều và sông trong kiểm soát bồi lắng (Dalrymple và cs., 1992; Boyd và cs., 1992). Trong sơ đồ của họ, cửa sông được chia thành một đới về phía đất liền bị chi phối bởi lắng đọng trầm tích sông, đới về phía biển chi phối bởi các quá trình sóng hoặc thủy triều, và đới trung gian của ảnh hưởng hỗn hợp sông-biển. Mô hình của Dalrymple và cs. (1992) và Boyd và cs. (1992) được trình bày như là một phân loại tay ba (Hình 1.4), tương tự như Coleman và Wright (1975) và Galloway (1975) đã đề xuất cho các đồng bằng châu thổ, và Hayes (1979) và Davis và Hayes (1984) cho các bờ biển có cồn chắn.

Mô hình cửa sông đã được mở rộng từ quy ước thông thường-biểu đồ tam giác hai chiều cho một lăng trụ ba chiều để nắm bắt sự tiến hóa của cửa sông qua thời gian trong sự phản ứng với những thay đổi về mực nước biển tương đối và nguồn cung cấp trầm tích (Hình 1.4; Harris và cs., 2002). Kiểm tra các mô hình này tại các địa điểm trên toàn thế giới đã chỉ ra rằng, phần lớn các hệ thống cửa sông kinh điển đều phù hợp với sơ đồ phân loại này (Harris và cs., 2003). Tuy nhiên, nhiều ngoại lệ đã được trình bày, đặc biệt là trường hợp trong trường hợp địa chất đá gốc và có trước đang kiểm soát hình

thái (Fenster và FitzGerald, 1996; FitzGerald và cs., 2000) và sự thống trị của sông (Cooper, 1993).



Hình 1.4. Sơ đồ hình thái và tiến hóa cho các bờ biển tích tụ. (a) Sự tiến hóa của các cửa sông đối ngược với các bờ biển đồng bằng châu thổ/đồng bằng ven bờ là một hàm của nguồn cung cấp trầm tích và thay đổi mực nước biển. (b) Các bờ biển xây dựng có thể được phân loại theo sự thống trị tương đối của các quá trình sông, thủy triều hoặc sóng. (c) Mô hình hình thái quan niệm minh họa các kiểu hệ thống tích tụ đối với các chế độ biển tiến và biển lùi, cho thấy sự chiếm ưu thế của sóng đối ngược với ưu thế do thủy triều. Các mô hình cửa sông phù hợp nhất cho các môi trường đồng bằng ven biển, thung lũng sông bị chìm ngập. Qua thời gian, nguồn cung cấp trầm tích dồi dào dẫn đến sự lấp đầy cửa sông và cuối cùng là hình thành delta. (Nguồn: Harris và cs., 2003; Dalrymple và cs., 1992 và Boyd và cs., 1992)

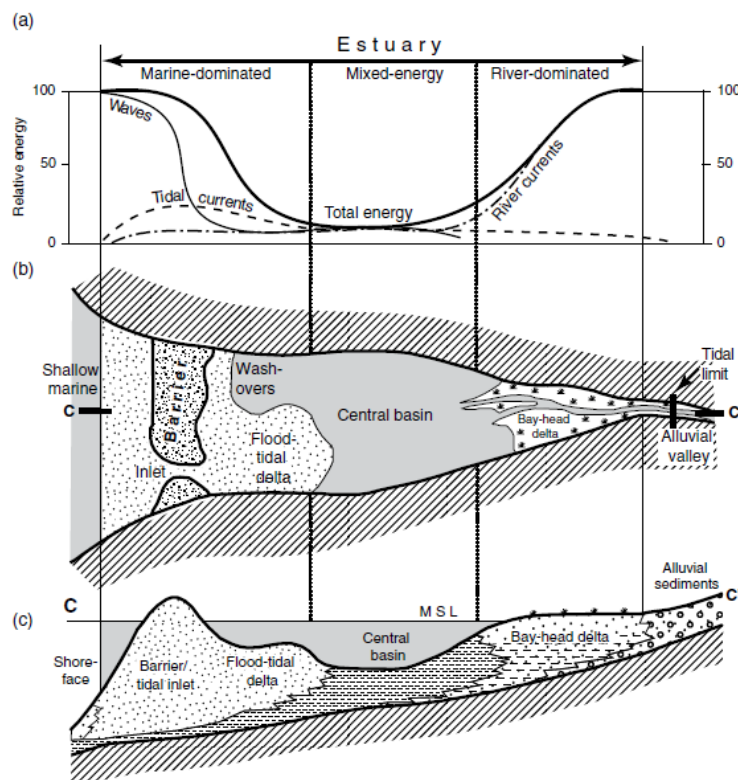
Bởi vì hình thái cửa sông và phát triển tương phụ thuộc vào sự tương tác giữa các quá trình sông và biển, nên Dalrymple và cs. (1992) đã đề xuất hai mô hình thành viên lý tưởng về lắng đọng trầm tích cửa sông: thủy triều chiếm ưu thế và sóng chiếm ưu thế.

Năng lượng sông giảm ở hạ lưu-cửa sông, do gradient thủy lực giảm khi dòng nước đạt đến mức cơ sở, trong khi năng lượng biển giảm về phía thượng-cửa sông. Ba đới trong hầu hết các cửa sông thủy triều và sóng chiếm ưu thế có thể được công nhận: (1) đới ngoài cùng chiếm ưu thế bởi các quá trình biển (sóng và dòng thủy triều); (2) đới trung tâm năng lượng thấp; và (3) đới bên trong, sông chiếm ưu thế (Dalrymple và cs., 1992; Boyd và cs., 1992). Đới trung tâm, là vùng hội tụ và chế độ năng lượng thấp hơn tương đối, thường được đặc trưng bởi trầm tích đáy hạt mịn nhất trong hệ thống. Dalrymple và cs. (1992) lập luận rằng, vận chuyển trầm tích về phía đất liền chung cuộc được bắt nguồn từ bên ngoài cửa sông khác biệt với các cửa sông từ đồng bằng châu thổ (ở đó, vận chuyển trầm tích chung cuộc là ra phía biển). Tích tụ đồng bằng châu thổ bên trong cửa sông cũng rất phổ biến trong đới sông chiếm ưu thế là vùng đồng bằng châu thổ đỉnh-vịnh, vốn là phổ biến trong các cửa sông sóng chiếm ưu thế.

1.2.5. Các sóng cửa sông chiếm ưu thế

Các sóng cửa sông chiếm ưu thế được đặc trưng bởi các đảo chắn, cồn ngầm hoặc doi cát ở phía trước, được xây dựng bởi vận chuyển cát dọc và ngang bờ tại cửa sông (ví dụ: Miramachi, New Brunswick, Canada; Hình 1.5). Đảo chắn này làm giảm hầu hết hoặc tất cả năng lượng sóng ngoài khơi, bảo vệ cửa sông. Tuy nhiên, sóng gió ở phía sau đảo chắn là một quá trình vật lý quan trọng, đặc biệt là ở các cửa sông lớn. Dòng triều duy trì cửa lạch triều dọc theo đường bờ biển còn chắn, nhưng hầu hết năng lượng thủy triều bị tiêu tan bởi ma sát trong hệ thống cửa lạch triều và châu thổ triều lên. Ngược lại, năng lượng sông giảm về phía biển, dẫn đến cửa sông trung tâm năng lượng thấp bị chặn tại đỉnh và đáy bởi các chế độ năng lượng cao hơn (Dalrymple và cs., 1992). Sự phân đới này được phản ánh ở hình thái của các cửa sông sóng chiếm ưu thế: thân cát hoặc sạn-sỏi được sinh ra do sóng và các đồng bằng châu thổ do thủy triều và vùng nước nông phía trước cửa sông (Hayes, 1979), các tích tụ sông hạt thô ở đỉnh cửa sông tạo thành một đồng bằng châu thổ đỉnh vịnh, và bồn trung tâm năng lượng thấp đóng vai trò là prodelta của cửa đồng bằng châu thổ đỉnh vịnh, ở đó có nhiều hạt mịn, giàu chất hữu cơ và trong một số ví dụ nông hơn, là các tích tụ trầm tích bãi lầy-mặn (Dalrymple và cs., 1992).

Các đồng bằng châu thổ ở đỉnh vịnh phát triển tại đỉnh các cửa sông sóng-chiếm ưu thế, mà ở đó, trầm tích có nguồn gốc từ đổ vào cửa sông. Những đồng bằng châu thổ này có thể có hình dạng (thuật ngữ của Galloway, 1975) sóng, thủy triều hoặc sông chiếm ưu thế, và chủ yếu bao gồm đới nước ngọt của cửa sông bị ảnh hưởng của thủy triều. Mặc dù các đồng bằng châu thổ này thường là tiến triển, nhưng bên trong các hệ thống cửa sông đang tái tiến triển toàn diện tại những nơi có sự vận chuyển trầm tích chiếm ưu thế theo hướng về phía đất liền (Dalrymple và cs., 1992), đã làm tăng tốc độ dâng mực biển tương đối có thể đảo ngược xu hướng này, dẫn đến bước lùi về phía đất liền (biển tiến) của hệ thống đồng bằng châu thổ đỉnh vịnh (Rodriguez và cs., 2010). Tương tự như vậy, mực nước biển dâng tăng cường sẽ tạo ra các cồn chắn, các đồng bằng châu thổ ngập triều và các trầm tích thủy triều thủy khác di chuyển về phía đất vào cửa sông.

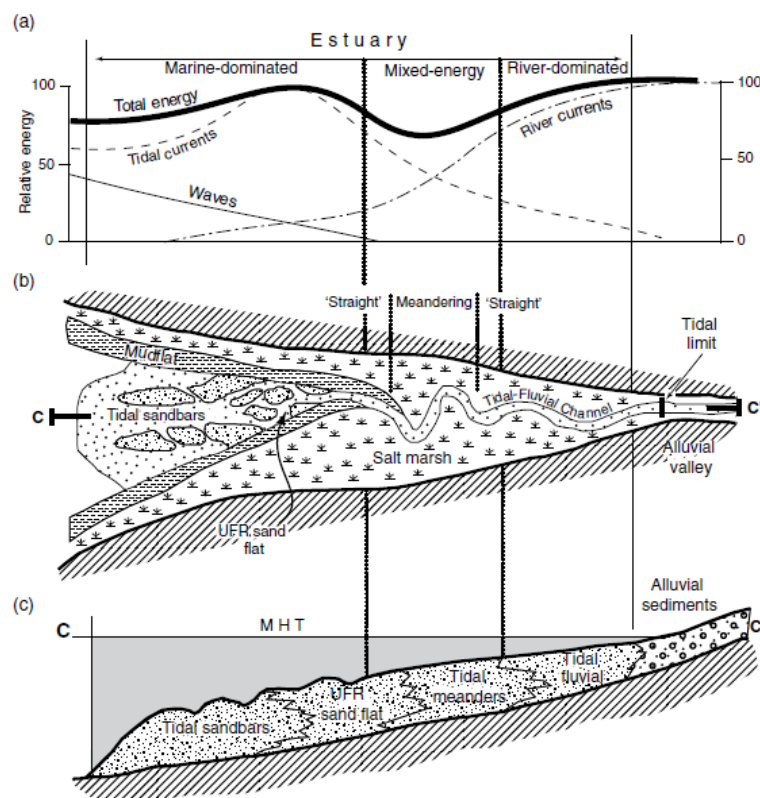


Hình 1.5. Mô hình quan niệm về cửa sông sóng chiếm ưu thế. (a) Chế độ năng lượng. (b) Các đơn vị hình thái. (c) Tập hợp tương. MSL, có nghĩa là mực biển trung bình. (Dalrymple và cs., 1992.)



1.2.6. Các cửa sông thủy triều chiếm ưu thế

Các cửa sông thủy triều-chiếm ưu thế xảy ra ở những nơi có năng lượng dòng triều vượt quá năng lượng sóng tại cửa của cửa sông. Các cồn cát ngầm kéo dài phát triển ở cửa sông và làm tiêu tán năng lượng sóng (Hayes, 1975; Dalrymple và cs., 1992). Các cửa sông này được đặc trưng bởi vịnh hình phễu, bị thu hẹp dần theo hướng lên phía thượng nguồn của cửa sông (Hình 1.6). Bởi vì hình thái này và dòng triều mạnh, nên tốc độ dòng chảy lúc triều cường có thể được khuếch đại ở phía thượng lưu của cửa sông do hội tụ (Nichols và Biggs, 1985; Dalrymple và cs., 1992). Đối có năng lượng triều lên và sông bằng nhau được trải dài về phía đất liền của cực đại năng lượng triều ở hầu hết các cửa sông, nơi có các phép đo tồn tại (Dalrymple và cs., 1992). Đối năng lượng cực tiểu rất phổ biến ở bồn trung tâm của các cửa sông sóng-chiếm ưu thế không phải như được thông báo trong các hệ thống thủy triều chiếm ưu thế và phản ứng của trầm tích phản ánh điều này do các thân cát có thể mở rộng dọc theo chiều dài của cửa sông (Woodroffe và cs., 1989; Dalrymple và cs., 1992; FitzGerald và cs. 2000). Tăng tốc độ mực nước biển dâng sẽ làm cho các thân cát của cửa sông di chuyển về phía đất liền của cửa sông, và như vậy, các môi trường bãi lầy ngoại vi và bãi triều dịch chuyển về phía đất cao và thượng lưu của cửa sông.



Hình. 1.6. Mô hình quan niệm về cửa sông thủy triều chiếm ưu thế. (a) Chế độ năng lượng. (b) Các đơn vị hình thái. (c) Các tập hợp tướng. MHT-thủy triều cao trung bình; UFR, khu vực dòng chảy phía trên/thượng lưu. (Dalrymple và cs., 1992).

1.2.7. Ảnh hưởng của lũ ở cửa sông

Một trong những thuộc tính chính của cửa sông là chúng tích lũy trầm tích được bắt nguồn từ dòng sông chảy vào, cũng như trầm tích nhập từ bên ngoài cửa cửa sông, do lưu thông được thiết lập bởi dòng chảy trong sông, thủy triều và sự khác biệt về mật độ giữa nước đại dương và nước sông. Mặc dù đây là chế độ lắng đọng trầm tích bình thường, nhưng một số cửa sông chiếm ưu thế bởi các giải phóng năng lượng cao trong lúc chúng vận chuyển trầm tích đáy ra vùng biển ven bờ. Các cửa sông lấy vật liệu sỏi lở, cát ở thượng nguồn trong các trận lũ lớn để nuôi dưỡng các cồn chắn gần đó (FitzGerald và cs., 2002). Thông thường, trầm tích lắng dần ở các cửa sông này bao gồm cát hạt trung đến hạt thô và đều trưởng thành về kiến trúc. Những dòng sông này có thể tích tụ cát trong hàng chục năm, trước khi dòng nước dâng lên đột ngột vào mùa lũ nâng lên các mức độ khác nhau và làm tăng dòng chảy nước ngọt lên một đến hai cấp (Fenster và FitzGerald, 1996). Trong những lúc này, cát bị rửa trôi khỏi bồn lắng đọng, bị sỏi lở

từ các cồn ngầm của cửa sông và từ đáy lòng dẫn, và cuối cùng được vận chuyển tới vùng biển ven bờ.

Nước dâng đột ngột vào mùa lũ, khi mưa lớn kết hợp việc xả lũ ở các đập thượng nguồn, lưu lượng nước ngọt có thể thay thế toàn bộ lắng trụ triều nước mặn của cửa sông, mặc dù độ lớn của thủy triều có thể vượt quá 2,5 mét, dẫn đến dòng chảy hướng ra biển trong cửa sông kéo dài từ một đến vài tuần. Thêm vào đó, lưu lượng lũ cao cũng có thể được gây ra bởi mưa lớn kèm theo bão hoặc bão lớn. Nước dâng đột ngột trong lũ chính không chỉ kiểm soát các tuyến trầm tích hạt thô trong các cửa sông này, mà còn kiểm soát hệ thống phân cấp và định hướng hình dạng đáy. Ví dụ, ở cửa sông Kennebec trên bờ biển trung tâm Maine, Hoa Kỳ, trong điều kiện lưu lượng nước ngọt bình thường, các dạng đáy (các ngăn cát lớn và các sóng cát) thể hiện sự định hướng biến đổi tùy thuộc vào vị trí và điều kiện thủy triều của chúng. Tuy nhiên, các dạng đáy lớn nhất trong cửa sông (các cồn ngầm nằm ngang) vẫn được định hướng ra phía biển cả năm, chỉ ra sự chiếm ưu thế của vận chuyển trầm tích ra phía biển và kiểm soát bản chất các sự kiện cường độ cao.

Tầm quan trọng của nước dâng cao đột ngột trong mùa lũ trong việc cung cấp trầm tích hạt thô cho cửa sông và ngoài khơi. Meade (1972) cho rằng, trong các trận lũ không thường xuyên, nê-m nước mặn được đẩy hoàn toàn ra khỏi cửa sông, và trầm tích sông được mang ra đến biển. Milliman (1980) cũng chỉ ra rằng, 80% trầm tích được di chuyển qua cửa sông Fraser ở British Columbia, Canada, xảy ra trong lúc nước dâng cao đột ngột mùa xuân, như được chỉ định bởi các sóng cát định hướng theo thủy triều xuống và các dữ liệu thủy văn khác. Dọc theo bờ biển Oregon, Hoa Kỳ, cát tích tụ trong cửa sông trong lúc điều kiện dòng chảy thấp vào mùa hè bị xả ra khỏi cửa sông trong điều kiện lưu lượng cao mùa đông (Boggs và Jones, 1976).

1.3. CỬA LẠCH TRIỀU

1.3.1. Hình thái-động lực

Đa dạng về hình thái, dấu hiệu thủy lực và các kiểu vận chuyển trầm tích của cửa lạch triều chứng tỏ tính phức tạp về các quá trình của chúng. Tính biến thiên về các tham

số địa chất, khí tượng và hải dương, như độ lớn thủy triều, năng lượng sóng, nguồn cung cấp trầm tích, cường độ và tần suất bão, dòng nước ngọt và chất nền địa chất, và ngưỡng mỗi tương tác của các nhân tố này, chịu trách nhiệm đối với quy mô rộng lớn này của các môi trường cửa lạch triều.

1.3.2. Cửa lạch triều là gì?

Cửa lạch triều (tidal inlet) được định nghĩa là một khoảng mở ở đường bờ biển, mà thông qua đó nước thâm nhập vào đất liền, do đó, cung cấp sự kết nối giữa đại dương và vịnh, đầm phá, và các hệ thống đầm lầy và lạch triều. Các dòng triều duy trì lòng dẫn chính của cửa lạch triều.

Phần thứ hai của định nghĩa này phân biệt các cửa lạch triều với các vũng, vịnh hoặc các hành làn mở và rộng lớn, dọc theo các bờ đá. Các dòng triều tại cửa lạch chịu trách nhiệm đối với việc di dời trầm tích liên tục đổ vào lòng dẫn chính do tác động của sóng. Như vậy, theo định nghĩa này, các cửa lạch triều xuất hiện dọc theo các đường bờ có cồn chắn bằng cát và sạn-sỏi, mặc dù một phía có thể tiếp giáp với mũi đá gốc. Một số cửa lạch triều trùng với cửa của các con sông (estuary), nhưng trong những trường hợp này, kích thước cửa lạch và các xu hướng vận chuyển trầm tích vẫn bị chi phối, đến một mức độ lớn, bởi khối lượng nước trao đổi ở cửa lạch và dòng triều đảo ngược, tương ứng.

Tại hầu hết các cửa lạch triều, qua thời gian lâu dài, khối lượng nước vào cửa lạch trong lúc triều dâng bằng khối lượng nước ra khỏi cửa lạch trong chu kỳ tuần hoàn. Khối lượng này được gọi là lăng trụ thủy triều (tidal prism). Lăng trụ triều là một hàm của vùng nước mở và độ lớn thủy triều trong phức hợp sau cồn chắn, cũng như các nhân tố ma sát, chi phối sự dễ dàng của dòng chảy qua cửa lạch và đầm phá.

1.3.3. Hình thái cửa lạch triều

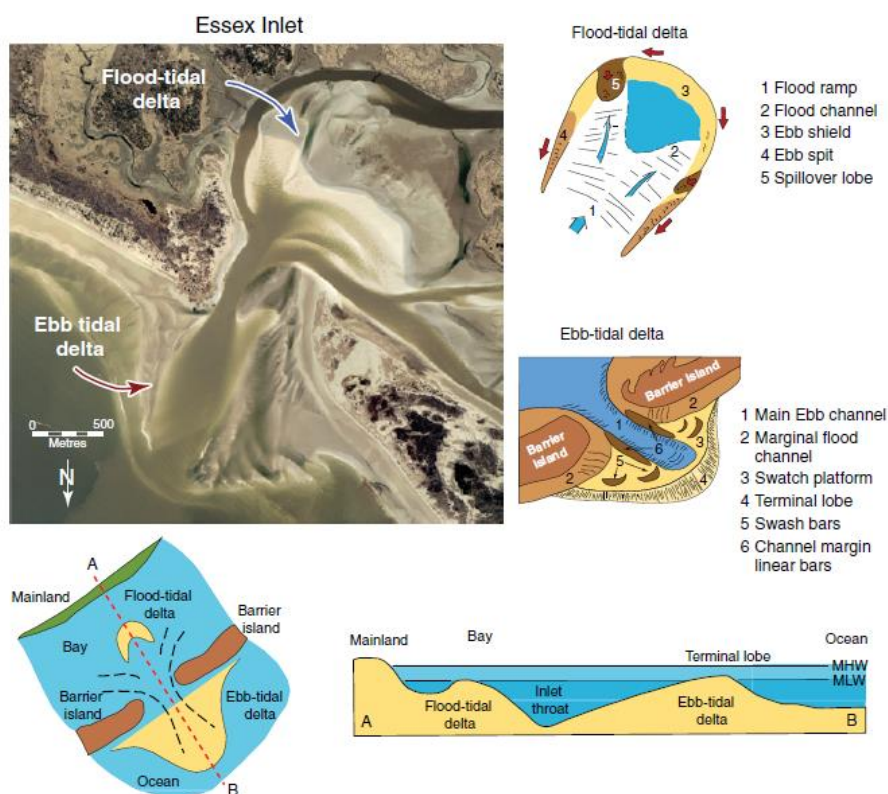
Cụ thể, cửa lạch triều là một vùng giữa hai cồn chắn hoặc giữa cồn chắn và đá gốc liền kề hoặc mũi băng hà. Thông thường, các dãy doi tích tụ cong, bao gồm cát được vận chuyển về phía sau cồn chắn bằng sóng khúc xạ và dòng triều, tạo thành hai bên cửa lạch. Phần sâu nhất của cửa lạch, họng cửa lạch (inlet throat), bình thường, nằm ở vị trí,

mà doi tích tụ của một hoặc cả hai còn chắn giáp nhau đều làm hạn chế lòng dẫn của cửa lạch tới chiều rộng cực tiểu và diện tích mặt cắt tối thiểu. Ở đây, dòng triều thường đạt vận tốc cực đại. Thường thì sức mạnh của các dòng chảy tại hòng làm cho cát bị di dời khỏi đáy lòng dẫn, để lại phía sau một tích tụ trầm bao gồm sạn-sỏi hoặc vỏ sò ốc, hoặc ở một số địa điểm lộ ra đá gốc hoặc trầm tích cứng.

1.3.4. Delta thủy triều

Được gắn liền chặt chẽ với các cửa lạch triều là các bãi cát nông và các lòng dẫn triều nằm trên cả phía về đất liền và phía ra biển của cửa lạch. Dòng triều lên làm tích tụ cát về phía đất liền của cửa lạch, hình thành delta triều lên và các dòng triều xuống làm tích tụ cát trên phía hướng ra biển, tạo thành delta triều xuống.

Sự có mặt hay vắng mặt, và kích thước và sự phát triển của các delta triều lên có liên quan đến độ lớn thủy triều, năng lượng sóng, nguồn cung cấp trầm tích và không gian thích nghi phía sau còn chắn. Các cửa lạch triều được hỗ trợ bởi một hệ thống lòng dẫn triều và bãi lầy mặn (bờ biển năng lượng hỗn hợp) thường bao gồm một delta triều lên hình móng ngựa đơn giản (ví dụ: cửa lạch sông Essex, Massachusetts, Hoa Kỳ; Hình 1.8). Ngược lại, các cửa lạch triều được hỗ trợ bởi các vịnh nông, rộng lớn có thể bao gồm các delta triều lên phức tạp. Dọc theo một số bờ biển thủy triều nhỏ, như đảo Rhode, Hoa Kỳ, các delta triều lên hình thành tại nút của các lòng dẫn hẹp cắt qua còn chắn. Những thay đổi về vị trí tích tụ tại các delta này tạo ra hình thái đa thùy, giống như delta sông có dạng thùy (Boothroyd và cs., 1985). Kích thước delta triều lên thường tăng lên, số lượng diện tích vùng nước mở ở phía sau còn chắn tăng lên. Ở một số khu vực, các delta triều lên bị xâm chiếm và bị thay đổi do tăng trưởng bãi lầy, và không còn có thể nhận ra là delta triều lên trước đây. Tại các vị trí khác, các bộ phận của delta triều lên được nạo vét để phục vụ đường hàng hải, và do đó, bị biến đổi cao.



Hình 1.8. Mô hình delts triều lên và xuống. Ảnh hàng không của cửa lạch triều Essex, Massachusetts, Hoa Kỳ. MHW-nước cao trung bình; MLW-là nước thấp trung bình. (Nguồn: Hayes 1979. Ảnh: FitzGerald 1996.).

Delta triều lên được phát triển tốt nhất ở các vùng có độ lớn triều từ trung bình đến lớn (1,5–3,0 mét) vì ở các vùng này chúng được lộ ra lúc triều thấp. Khi độ lớn thủy triều giảm, các delta triều lên trở thành các bãi nông dưới triều rộng lớn. Hầu hết các delta triều lên đều có hình thái tương tự, bao gồm các thành phần sau (Hayes, 1975, 1979):

- **Bờ dốc do triều dâng (Flood ramp).** Đây là lòng dẫn nông về phía đất liền, dốc lên phía trên hướng tới phần đới triều của delta triều dâng. Các dòng triều dâng mạnh mẽ và vận chuyển cát về phía đất liền dưới dạng sóng cát theo định hướng theo dòng triều dâng chiếm ưu thế bờ dốc.

- **Lòng dẫn do triều dâng (Flood channel).** Bờ dốc do triều dâng chia thành hai lòng dẫn do triều dâng nông. Giống như bờ dốc do triều dâng, các lòng dẫn này bị chi phối bởi các dòng triều-dâng và các sóng cát định hướng theo dòng triều dâng. Cát được phân phát qua các lòng dẫn này tới delta triều dâng.

- **Khiên triều rút** (Ebb shield). Điều này xác định bộ phận cao nhất và xa nhất về phía đất liền của delta triều dâng và có thể được che phủ một phần bởi thực vật bãi lầy. Nó che chắn phần còn lại của delta khỏi các ảnh hưởng của dòng triều rút.

- **Đoi tích tụ do triều rút** (Ebb spit). Những doi tích tụ này mở rộng từ khiên triều rút về phía cửa lạch. Chúng hình thành từ cát bị xói mòn từ khiên triều rút và được vận chuyển trở lại về phía cửa lạch do các dòng triều rút.

- **Các thùy do tràn** (Spillover lobe). Chúng là các thùy bằng cát, hình thành ở những nơi có dòng triều rút chọc thủng qua các doi tích tụ do triều rút hoặc khiên triều rút, tích tụ cát ở bên trong delta.

Theo thời gian, một số delta thủy triều dâng tích tụ theo chiều thẳng đứng và/hoặc mở rộng ra biên. Điều này được chứng minh bằng sự tăng mở rộng diện tích của các loại cỏ bãi lầy, đòi hỏi một độ cao nhất định bên trên mực nước thấp trung bình để tồn tại. Tại các cửa lạch đang dịch chuyển ra biên, các delta triều dâng mới được hình thành do cửa lạch di chuyển dọc bờ biển và gặp các vùng nước mở mới ở phía sau cồn chắn. Tuy nhiên, tại các cửa lạch ổn định nhất, cát bao gồm delta triều dâng bị xoay vòng một cách đơn giản. Vận chuyển cát trên delta triều dâng được kiểm soát theo độ cao của thủy triều, và sức mạnh và hướng của các dòng triều. Trong lúc thủy triều dâng, dòng chảy của nó đạt tốc độ mạnh nhất của mình gần thủy triều cao, khi toàn bộ delta triều dâng được bao phủ bởi nước. Do đó, có sự vận chuyển cát cuối cùng lên bờ dốc do triều dâng, qua các lòng dẫn do triều dâng và vào khiên triều rút. Một số cát được di chuyển qua khiên triều rút và vào lòng dẫn triều xung quanh. Trong lúc thủy triều xuống, dòng triều rút mạnh nhất xảy ra ở gần mực nước thấp và trung bình. Tại thời điểm này, khiên triều rút nằm ngoài vùng nước và làm lệch hướng dòng chảy xung quanh delta triều dâng. Dòng triều xuống làm xói lở từ mặt về phía đất liền của khiên triều rút và vận chuyển nó dọc các doi tích tụ do triều rút và cuối cùng vào lòng dẫn cửa lạch, ở đó, một lần nữa nó sẽ được chuyển vào bờ dốc do triều dâng, do đó, hoàn thành con quay cát (sand gyre).

Các delta triều rút là những tích tụ của cát được tích tụ bởi các dòng triều rút và, sau đó, bị biến đổi bởi sóng và dòng triều. Các delta triều rút thể hiện một loạt các dạng, phụ thuộc vào độ mạnh tương đối của năng lượng sóng và năng lượng thủy triều

khu vực, cũng như các kiểm soát địa chất. Dọc theo các bờ năng lượng hỗn hợp, hầu delta triều rút đều có các đặc điểm chung tương tự, bao gồm:

- **Lòng dẫn triều rút chính.** Đây là một lòng dẫn nông hướng ra biển, bị sục lên trong cát delta triều rút và hòng của cửa lạch. Nó bị chi phối bởi dòng triều rút.

- **Thùy cuối cùng** (terminal lobe). Trầm tích được vận chuyển ra ngoài lòng dẫn chính lúc triều rút được lắng đọng trong một thùy cát, tạo thành thùy cuối cùng. Các sườn tích tụ tương đối dốc về phía ra biển của nó. Đường nét của thùy cuối cùng được xác định rõ bằng sóng vỡ lúc có bão hoặc hoặc thời kỳ sóng lừng lớn ở mực thủy triều thấp.

- **Nền sóng vỗ** (swash platform). Đây là một nền cát rộng, nông nằm ở cả hai phía của lòng dẫn triều rút chính, xác định sự mở rộng chung của delta triều rút.

- **Các cồn ngầm dạng tuyến ở rìa lòng dẫn.** Đây là những cồn ngầm bao quanh lòng dẫn triều rút chính và nằm trên nền sóng vỗ. Các cồn ngầm này có xu hướng làm hạn chế dòng chảy triều rút và được phơi lộ tại mực thủy triều thấp.

- **Các cồn ngầm do sóng vỗ** (Swash bar). Sóng phá vỡ trên thùy cuối cùng và trên nền sóng vỗ tạo thành các cồn ngầm do sóng vỗ hình vòng cung dịch chuyển vào bờ. Các cồn ngầm thường dài 50-150 mét, rộng 50 mét và cao 1-2 mét.

- **Các lòng dẫn triều dâng ven rìa** (Marginal-flood channel). Đây là những lòng dẫn (sâu 0-2 mét tại mức nước thấp trung bình) nằm giữa các cồn ngầm dạng tuyến ở rìa lòng dẫn và các bãi biển thẳng góc với bờ. Các lòng dẫn bị chi phối bởi các dòng triều dâng.

1.3.5. Hình thái delta thủy triều rút

Hình dạng chung của một delta thủy triều rút và sự phân bố các thân cát của nó được xác định bởi cường độ tương đối của các quá trình vận chuyển cát khác nhau hoạt động tại cửa lạch triều. Tại các cửa lạch do thủy triều chiếm ưu thế, delta triều rút kéo dài, có lòng dẫn triều rút chính và cồn ngầm dạng tuyến rìa lòng dẫn kéo dài ra xa ngoài khơi. Vận chuyển cát tạo ra do sóng đóng một vai trò thứ yếu trong việc sửa đổi hình dạng delta tại các cửa lạch này. Bởi vì hầu hết vận chuyển cát là theo hướng vào bờ-ra

ngoài khơi, nên các delta triều rút đều chông chéo lên một chiều dài tương đối nhỏ của đường bờ cửa lạch. Điều này có ý nghĩa quan trọng liên quan đến mức độ, mà tới đó, đường bờ cửa lạch trải qua những thay đổi xói lở và tích tụ.

Các hệ thống cửa lạch do sóng chiếm ưu thế có xu hướng nhỏ hơn so với các cửa lạch do thủy triều chiếm ưu thế. Các delta triều rút của chúng được lái vào bờ, gần với cửa lạch, bởi các quá trình sóng chiếm ưu thế. Thông thường, thủy cuối cùng và/hoặc còn ngầm do sóng vỗ tạo thành một vòng cung nhỏ nằm ngoài ngoai vi của delta triều rút. Trong nhiều trường hợp, delta triều rút của các cửa lạch này hoàn toàn nằm ở vùng dưới triều. Trong các trường hợp khác, các thân cát làm tắc nghẽn lối vào cửa lạch, dẫn đến sự hình thành một số lòng dẫn thủy triều lớn và nhỏ.

Tại các cửa lạch triều năng lượng hỗn hợp, hình dạng của delta là kết quả của các quá trình thủy triều và sóng. Những delta này có một lòng dẫn triều rút chính, là sản phẩm của dòng triều rút. Nền do sóng vỗ và các thân cát của kiểu cửa lạch này chông chéo lên đường bờ cửa lạch nhiều lần, nên chiều rộng của hòng cửa lạch do các quá trình sóng và dòng triều dâng.

Các delta triều rút cũng có thể rất bất đối xứng, là do lòng dẫn triều rút chính và các thân cát liên quan của nó được định vị chủ yếu dọc theo một trong những đường bờ cửa lạch. Hình dạng này thường xảy ra khi lòng dẫn phía sau còn chắn tiếp cận cửa lạch dưới một góc xiên, hoặc khi tích lũy cát ưu đãi trên phía dòng trôi lên của delta triều rút, làm lệch hướng của lòng dẫn triều rút chính dọc đường bờ còn chắn do dòng trôi xuống.

NỘI DUNG ÔNG TẬP

1. Vai trò và tầm quan trọng của cửa sông đối với các hệ sinh thái tự nhiên và KTXH.
2. Các dạng, kiểu cửa sông chủ yếu.
3. Lạch triều và các hình thái cơ bản ;



TÀI LIỆU THAM KHẢO (MỞ ĐẦU - CHƯƠNG I)

Biggs, R.B. and Howell, B.A. 1984. The estuary as a sediment trap; alternate approaches to estimating its filtering efficiency. In: Kennedy, V.S. (ed) *The estuary as a filter*. Academic Press, New York, 107-129.

Boggs, S., and Jones. C. A.. 1976. Seasonal reversal of flood-tide dominant sediment transport in a small Oregon estuary: Geol. Soc. Amer. Bull., v. 87, p. 419- 426

Boothroyd, J.C., Friedrick, N.E., McGinn, S.R., 1985. Geology of microtidal coastal lagoons, RI. In: Oertel, G.F., Leatherman, S.P. (Eds.), *Barrier Islands*. Mar. Geol. 63, 37 – 76

Boyd, R., Dalrymple, R., and Zaitlin, B. A., (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*. 80:139-150

Cameron, W.M., and Pritchard, D.W., 1963. Estuaries. In Hill, M.N. (ed.), *The Sea*, Vol. 2, New York: John Wiley and Sons, pp. 306–24.

Coleman, J.M. and Wright, L.D. (1975) Modern river deltas: variability of processes and sand bodies. In: *Deltas, Models for Exploration* (M.L. Broussard, Ed.). Houston Geological Society, Houston, TX, pp. 99–149.

Cooper. J.A (1993) Sedimentation in a river dominated estuary Volume 40, Issue 5. Pages: 813-1026.

Dalrymple RW, Zaitlin BA, Boyd R (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *J Sediment Petrol* 62:1130–1146

Dalrymple RW, Choi K (2007) Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: a schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Sci Rev* 81:135–174

Davis, R.A., Jr and Hayes, M.O. (1984) What is a wave dominated coast? *Mar. Geol.*, 60, 313–329.



Fenster, M.S., and FitzGerald, D., 1996, Morphodynamics, stratigraphy, and sediment transport patterns in the Kennebec River estuary, Maine, U.S.A.: *Sedimentary Geology*, v. 107, p. 99–120

FitzGerald, D.M., Buynevich, I., Fenster, M.S., and McKinlay, P.A., 2000, Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary: *Sedimentary Geology*, v. 131, p. 25–49.

FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., Davis, R.A., Jr. and Fenster, M.S. 2002. New England tidal inlets with special reference to riverine associated inlet systems. *Geomorphology*, 48, 179-208.

Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (M.L. Broussard, Ed.). Houston Geological Society, Houston, TX, pp. 87–98.

Harris, P.T., Heap, A.D., Bryce, S.M., Porter-Smith, R., Ryan, D.A. and Heggie, D.T. (2003) Classification of Australian clastic coastal depositional environments based upon a quantitative analysis of wave, tidal, and river power. *J. Sediment. Res.*, 72, 858–870

Hayes, M.O., 1975. Morphology of sand accumulations in estuaries. In Cronin, L.E. (ed.), *Estuarine Research*, Volume 2, Academic Press, pp. 3–22.

Hayes, M.O. (1979). Barrier island morphology as a function of tidal and wave regime. In: *Barrier Islands from the Gulf of St Lawrence to the Gulf of Mexico* (S.P. Leatherman, Ed.). Academic Press, New York, pp. 1–27.

Levinson, V. (2010) *Contemporary issues in estuarine physics*. Cambridge University Press 2010.

Masselink and Hughes, 2003. *Introduction to coastal processes and geomorphology*. Oxford University Press Inc., New York. 347 pp.



Meade, R. H. 1972. Transport and deposition of sediments in estuaries. In Environmental framework of coastal plain estuaries, pp. 91-120. Ed. by B. W. Nelson. Geol. Soc. Am. Mem., 133. Boulder, Colorado

Mehta J.A and William H. McAnally H.W (2008). Fine Grained Sediment Transport 2008 American Society of Civil Engineers

Milliman, J. and Syvitski J, 1992; Geomorphic Tectonic Control of Sediment Discharge to Ocean – The Importance of Small Mountainous Rivers The Journal of Geology 100(5):525-544

Milliman J.D (1980) Sedimentation in the Fraser River and its estuary, southwestern British Columbia (Canada). Geology. Estuarine and Coastal Marine Science

Milliman, J.D. and Meade, R.H. (1983) World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. Journal of Geology, 91, 1-21.

Souza, A. J. and J. H. Simpson (1996). The modification of tidal ellipses by stratification in the Rhine *ROFI*. Continental Shelf Research 16(8): 997–1007.

H Hein, B Hein, T Pohlmann 2013, Recent sediment dynamics in the region of Mekong water influence. - Global and Planetary Change

McLusky, D. S. 1989. The Estuarine Ecosystem, 2nd Ed. Chapman & Hall, London

Michael Elliott, Lucas Mander, Krysia Mazik, Charles Simenstad, Fiona Valesini, Alan Whitfield and Eric Wolanski. 2016. Ecoengineering with Ecohydrology: Successes and failures in estuarine restoration. ECSSA.

Nichols, M.M and R.B. Biggs. 1985. Estuaries. In R.A Davis (Editor), Coastal Sedimentary Environments. Springer-Verlag. New York, PP 77-186

Wolfgang Ludwig and Jean-Luc Probst. 1998. River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. 1998 American Journal of Science 298(4)



Pritchard, D.W. 1967. What is an estuary? Physical viewpoint. In: Lauff, G.H. (ed) *Estuaries*. AAAS Publication 83, Washington, DC, 3-5.

Prandle, D., 2006. Dynamical controls on estuarine bathymetry: assessment against UK database. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 68 (1e2), 282e288. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ecss.2006.02.009>

Pritchard, D. W. 1952 Estuarine Hydrography. In *Advances in Geophysics*, Vol. I, p. 243–280. Academic Press Inc., New York, N.Y.

G. Rodríguez, F., Hutton, M., Brugnoli, E., Venturini, N., Del Puerto, L., Inda, H., Bracco, R., Burone, L., Muniz, P. (2010) Assessing the effect of natural variability and human impacts on the environmental quality of a coastal metropolitan area (Montevideo, Bay, Uruguay). *Pan-American Journal of Aquatic Sciences*, v.: 5 1, p.: 90 – 99.

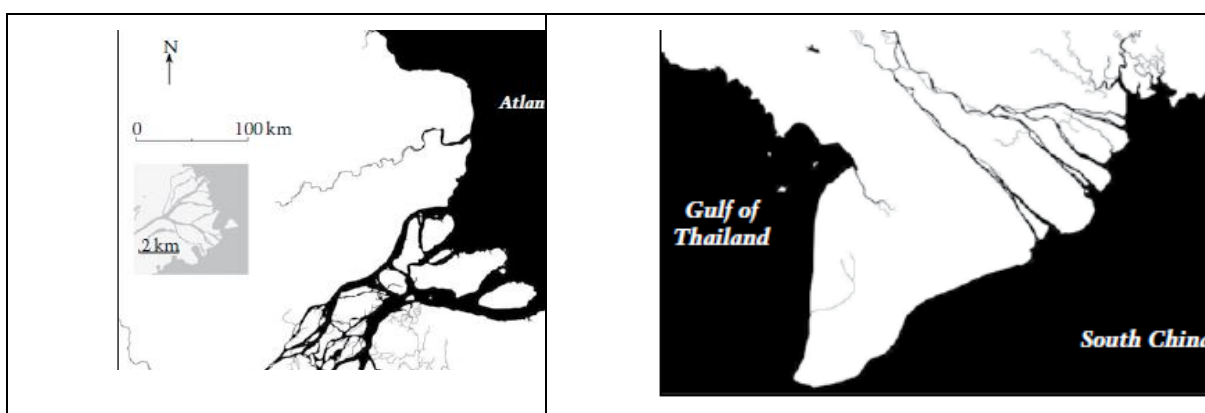
Woodroffe CD, Chappell J, Thom BG, Wallensky E (1989) Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia *Sedimentology* 36:737–756.

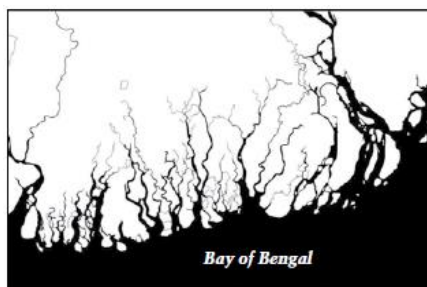
CHƯƠNG 2: ĐỒNG BẰNG CHÂU THỎ (DELTA)

2.1. DELTA: ĐỊNH NGHĨA, BỐI CẢNH VÀ MÔI TRƯỜNG

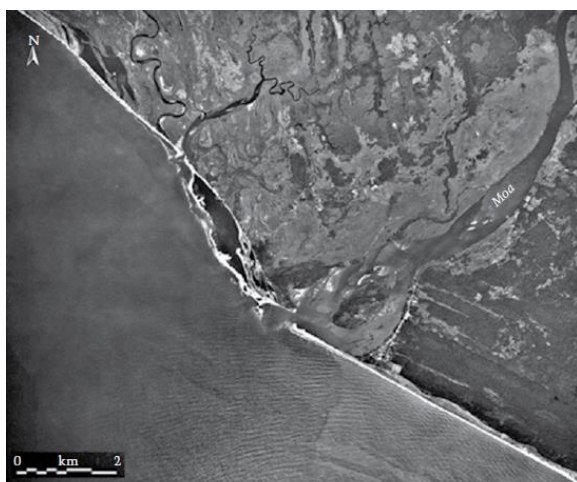
2.1.1. Định nghĩa về delta

Wright (1985) đã định nghĩa delta là các tích tụ trầm tích ven bờ ít nhiều ngập nước và trên cạn lân cận với, hoặc gần gũi với dòng chảy nguồn, bao gồm các trầm tích bị sửa lại thứ sinh bởi sóng, dòng chảy hoặc thủy triều. Hầu hết các delta sông đều được hình thành trên rìa các bồn biển, và các delta của một số sông lớn nhất đều là các thành tạo địa hình bờ biển lớn nhất trên thế giới (Evans, 2012), nhưng delta tồn tại tại tất cả các kích thước (Hình 2.1). Điều có liên quan đến lưu ý ngay từ đầu là, trầm tích được vận chuyển từ delta là quan trọng trong việc tìm nguồn trầm tích cho các bờ biển liền kề, trầm tích di tích và hiện đại (Hình 2.2). Tuy nhiên, từ delta được sử dụng theo một ý nghĩa chung để mô tả bất kỳ đặc điểm nào do kiểu tích tụ ven rìa này, bao gồm ở hồ, đầm phá, ao và hồ chứa. Các delta tạo thành ở những nơi có các điều kiện về bồn thu nhận không đủ năng lượng để phân tán tất cả các trầm tích được mang xuống bởi các con sông. Thuật ngữ “delta” xuất phát từ tiếng Hy Lạp cho chữ Δ , và là do Herodotus, - một sử gia Hy Lạp, người lần đầu tiên công nhận sự giống nhau về hình dạng của delta sông Nile với chữ cái này từ thế kỷ thứ 5 trước Công nguyên.





Hình 2.1. Các delta sông Amazon, Ganges-Brahmaputra và Mekong, được coi là ba delta lớn nhất thế giới. Những delta cực lớn (megadeltas) cũng là địa hình bờ biển lớn nhất. Để so sánh, Amazon (diện tích đồng bằng châu thổ khoảng 465.000 km²) cho thấy đồng bằng sông Mossy (diện tích: 20 km²), chảy vào hồ Cumberland, Saskatchewan, Canada, và nhỏ hơn Amazon khoảng 23.000 lần.

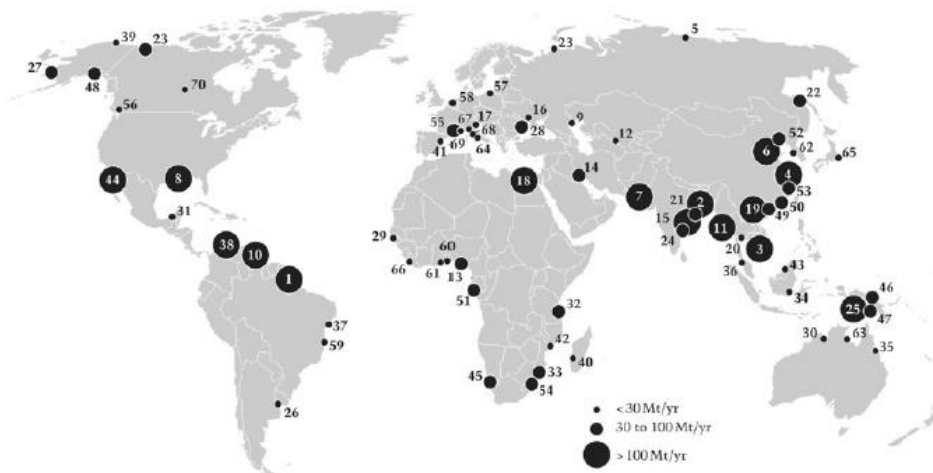


Hình 2.2. Một delta sông nhỏ trên bờ biển Sierra Leone, Tây Phi. Sông Moa đã cung cấp cát cho bờ biển; cát bị sửa lại do sóng để tạo thành một loạt cồn ngầm được xây dựng thành các cồn chắn rời rạc ở lân cận cửa sông. Các cồn ngầm và cồn chắn được tạo nên phục vụ như là các hồ chứa cung cấp nguồn tái phân bố cát dọc bờ do dòng trôi gần bờ. Nhiều val bãi biển bao quanh delta tới phía nam đã được xây dựng trong 5.000 năm qua, chủ yếu từ cát sông sót lại được tích tụ bởi sông Moa và các con sông khác trên thềm lục địa phía trong cho tới phía nam trong các giai đoạn mực nước biển thấp hơn trong Pleistocen

Các delta hiện đại là sản phẩm của lưu giữ tạm thời trầm tích trên các bờ biển hiện tại (Hình 2.2). Các delta cũng hoạt động như những bộ lọc, bẫy tích tụ và lò phản ứng đối với vật liệu lục địa, bao gồm carbon, trên đường đến đại dương của chúng. Chúng được đặc trưng bởi địa hình thấp, bởi năng suất thường cao, các hệ sinh thái giàu có và đa dạng sinh học, và phạm vi rộng về các dịch vụ hệ sinh thái có liên quan, như bảo vệ bờ biển, cung cấp nước uống, giải trí, du lịch xanh, và bảo tồn thiên nhiên. Nhiều delta hỗ trợ nông nghiệp và nghề cá mạnh mẽ, và là những thùng thực phẩm cho nhiều quốc gia. Công nghiệp và giao thông ở một số delta cũng rất quan trọng, dẫn đến sự phát triển của các trung tâm đô thị lớn, cảng và bến cảng. Các delta là nơi có gần 600 triệu người sinh sống. Tuy nhiên, những vùng trũng thấp này dễ bị tổn thương đối với một loạt tai biến lớn, như lũ sông thảm họa, sóng thần, lốc xoáy, sụt lún và mực nước biển dâng toàn cầu, và tính dễ bị tổn thương này ngày càng tăng do dòng trầm tích từ các dòng sông bị giảm, gây ra bởi sự can thiệp của con người. Mặc dù các delta có thể phát triển khả năng phục hồi động lực và thích nghi với những thay đổi về nguồn cung trầm tích và mực nước biển, thường xuyên thông qua việc tổ chức lại lòng sông và kiểu lắng đọng trầm tích của chúng, nhưng chúng đã trở thành các điểm nóng về kinh tế và môi trường, do áp lực của con người ngày càng làm giảm khả năng phục hồi, thích ứng và hấp thụ tai biến.

2.1.2. Bối cảnh kiến tạo của delta

Các delta thường được hình thành ở các vị trí sụt lún, dẫn đến hạ thấp bề mặt, do đó, thu hút các con sông đã xâm thực lưu vực của chúng và cung cấp một lượng lớn trầm tích theo thời gian địa chất. Sụt lún ở các delta dường như được tạo ra bởi các cơ chế khác nhau, ảnh hưởng đến thạch quyển, như thay đổi nhiệt độ, thay đổi độ dày thạch quyển, tải trọng và không tải trọng (Evans, 2012). Cơ chế sụt lún các delta là tự tăng cường, do các nguồn cung cấp trầm tích lớn hàm ý là tải trọng đáng kể, đóng góp cho sụt lún tiếp theo, do đó, duy trì delta nằm ở vị trí của chúng. Theo thời gian, các delta là những vị trí tích tụ các tập trầm tích dày, đôi khi, phục vụ như là hồ chứa cho hydrocacbon. Ở các delta hiện đại, sụt lún cũng được gây ra bởi sự nén chặt mất nước của các trầm tích gần bề mặt tuổi Holocene và các trầm tích nằm dưới, thường giàu nước vì lắng đọng trong môi trường dưới nước và giàu chất hữu cơ.



Hình 2.3. Đầu vào trầm tích tới đại dương toàn cầu bởi một số con sông lớn. Nhiều sông này đã xây dựng các delta. Sự tập trung lớn của các con sông thoát ra khỏi các đới động về kiến tạo được gắn liền với dãy núi Himalaya và cao nguyên Tây Tạng, cũng như các lưu vực đảo hoạt động về kiến tạo, dốc ở phía tây Thái Bình Dương, như Indonesia. Các con số hàm ý cho tất cả các delta được trích dẫn trong phần viết, từ 1 đến 43, dựa trên các vùng đã được chỉ ra trong hình Hình 2.4. Ngoài 43 địa điểm, các số không biểu thị diện tích của chúng. 1, Amazon; 2, Ganges-Brahmaputra; 3, Mekong; 4, Dương Tử; 5, Lena; 6, màu vàng; 7, Indus; 8, Mississippi; 9, Volga; 10, Orinoco; 11, Irrawaddy; 12, Amu Darya; 13, Niger; 14, Shatt-el-Arab; 15, Godavari; 16, Dneiper; 17, Po; 18, sông Nile; 19, Đỏ; 20, Chao Phraya; 21, Mahanadi; 22, Pechora; 23, Mackenzie; 24, Krishna; 25, Bay; 26, Parana; 27, Yukon; 28, Danube; 29, Senegal; 30, Ord; 31, Grijalva; 32, Tana; 33, Zambezi; 34, Mahakam; 35, Burdekin; 36, Klang; 37, Sao Francisco; 38, Magdalena; 39, Colville; 40, Mangoky; 41, Ebro; 42, Pungoe; 43, Baram; 44, Colorado; 45, Trái cam; 46, Purari; 47, Sepik; 48, Đồng; 49, Trân Châu; 50, Choshui; 51, Congo; 52, Liao He; 53, Kaoping; 54, Limpopo; 55, Rhône; 56, Fraser; 57, Vistula; 58, Rhine-Meuse; 59, Jequitinhonha; 60, Ouémé; 61, Mono; 62, Han; 63, McArthur; 64, Tiber; 65, Tone; 66, Moa; 67, Arno; 68, Ombrone; 69, Var; 70, Mossy. (Nguồn: Theo Walsh và Nittrouer, 2009.).

Nhiều vị trí của các delta lớn của thế giới rất khác nhau, nhưng tương ứng với các hoàn cảnh kiến tạo được xác định rõ ràng (Evans, 2012). Nhiều delta đã hình thành

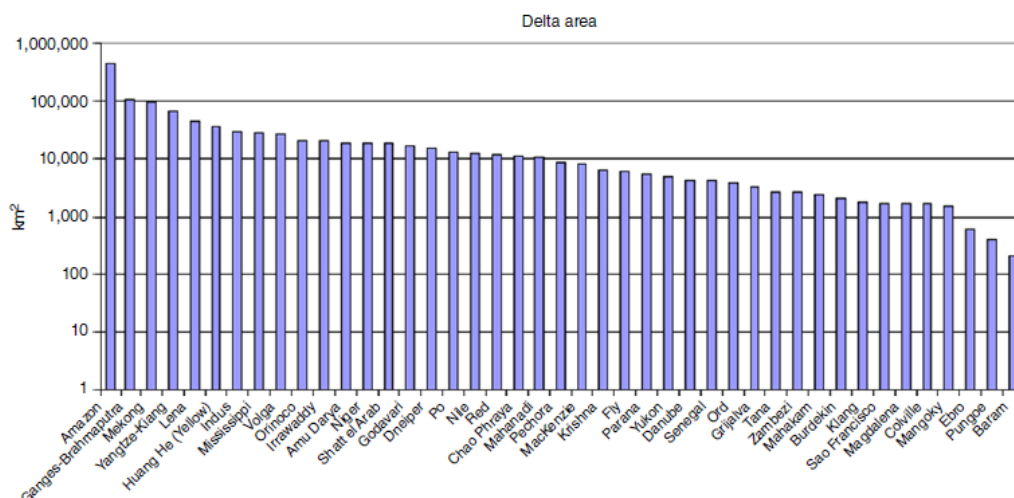


ở các rìa rift lục địa, ví dụ đáng chú ý là Amazon và Niger. Các delta được xây dựng trên vỏ lục địa bị đứt gãy, nhưng mở rộng vào vỏ đại dương, do đó, minh họa vai trò quan trọng của delta trong xây dựng rìa lục địa. Các dòng sông chính thường bị đổi hướng bởi các vùng núi cao hướng về phía rìa mảng tích tụ, ở đó, các delta rộng lớn và thềm lục địa giàu-trầm tích đã phát triển. Ngoài Amazon và Orinoco ở Nam Mỹ, các ví dụ khác bao gồm Mississippi và Mackenzie ở Bắc Mỹ, và Shatt-el-Arab (Tigris-Euphrates) và Indus ở Châu Á. Các delta khác xuất hiện tại các điểm kết thúc về phía biển của lưu vực nằm trong đai tạo núi, như trong các trường hợp Yukon ở Alaska và Magdalena ở Columbia. Trong những trường hợp khác, các delta nằm trên cạnh của các bồn biển rìa, trong đó, các nguồn sông đều bị kiểm soát bởi đứt gãy. Ví dụ như sông Nile, Dương Tử (Trường Giang) và Colorado. Vẫn còn những delta khác tạo thành các điểm kết thúc của các dòng sông chảy song song với các đai núi như vậy, như trong trường hợp Irrawaddy. Sông Rhine được bọc trong một địa hào và trải dài hoàn toàn trên nền craton, xây dựng trên Biển Bắc nông, chứ không phải trên rìa lục địa. Evans (2012) lưu ý rằng, rất ít dòng sông điều khiển để vượt qua các đai núi uốn nếp trên thế giới để tạo ra các delta trên bờ đại dương. Các ví dụ về delta được gắn liền với các con sông trong tình huống bất thường này bao gồm Sông Fraser, cắt ngang dãy núi Rocky, Brahmaputra qua Himalaya, và Ebro băng qua Cordillera Cantabrica ở Tây Ban Nha.

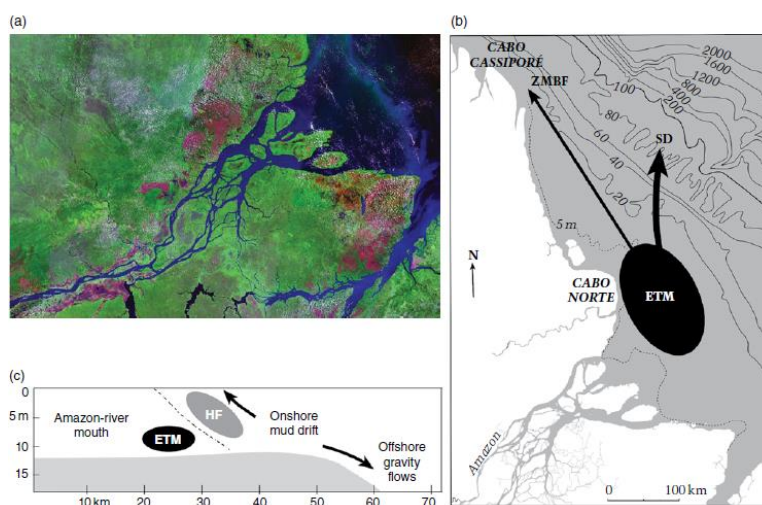
2.1.3. Tại sao một số con sông hình thành được delta?

Đầu vào trầm tích sông qua thời gian địa chất là rất quan trọng trong việc đảm bảo cho sự tiến triển bờ biển, và trong sự tăng trưởng của thềm lục địa và đáy đại dương. Tuy nhiên, không phải tất cả các con sông đều tạo nên delta. Sự phát triển và kích thước của các delta (Hình 2.4) phụ thuộc vào một số điều kiện, bao gồm cung cấp trầm tích, kích thước hạt, hình thái của bờ biển và bồn nước thu nhận, và các điều kiện hải dương trong bồn tiếp nhận. Sự hình thành delta đòi hỏi phải giữ lại trầm tích trong vùng lân cận cửa sông (river mouth). Các nguồn cung cấp trầm tích lớn nhất đến từ các con sông chảy trong các đới động về kiến tạo được gắn liền với các dãy núi, đáng chú ý là Himalaya và cao nguyên Tây Tạng, và từ các lưu vực đảo hoạt động về kiến tạo, dốc ở phía tây Thái Bình Dương, như Indonesia, nơi có sự tập trung đặc biệt lớn của các delta (xem hình 2.3). Trầm tích được thu thập bởi các dòng sông tiêu biểu cho các sản phẩm

phong hóa và xói mòn các châu lục qua thời gian từ hiện tại đến hàng triệu năm. Các quá trình này cũng rất quan trọng trong việc xác định khoáng vật học và kích thước hạt trầm tích được cung cấp cho các delta của thế giới. Các dòng sông mang trầm tích như tải lượng chất hòa tan, trầm tích lơ lửng, hoặc tải lượng đáy, tùy thuộc vào kích thước hạt và tốc độ dòng chảy. Một số sông lớn cung cấp tải lượng trầm tích lơ lửng và/hoặc hòa tan chiếm khoảng 80–90% tổng tải lượng toàn cầu của sông đến đại dương, cùng với tải trọng chất hữu cơ và chất gây ô nhiễm đáng kể (Woodroffe và Saito, 2011). Số lượng và kích thước hạt trầm tích do các dòng sông mang ra tới cửa của chúng có ảnh hưởng quyết định, tùy thuộc vào hoàn cảnh thủy động lực, và vào hình thái của châu thổ. Orton và Reading (1993) gợi ý rằng kích thước hạt có sẵn có ảnh hưởng đến: (1) gradient và kiểu lòng sông của một hệ thống sông (fluvial) trên các delta; (2) hành vi xáo trộn trầm tích do nó chảy vào bồn nước thu nhận tại cửa sông; (3) kiểu đường bờ biển và phản ứng của nó đối với năng lượng sóng và chế độ thủy triều; và (4) các quá trình biến dạng và tái lắng đọng trầm tích trên tiền delta bị ngập nước (subaqueous delta front). Trầm tích lơ lửng có thể được phân tán hoàn toàn ra ngoài khơi và dọc bờ, ở những nơi có sóng và dòng chảy hoạt động. Khoảng 90% tải lượng trầm tích của Amazon (Hộp II.1) - con sông và đồng bằng châu thổ lớn nhất thế giới, là sét và ít bột (bùn). Vật liệu bị xói mòn chủ yếu từ dãy núi Andes, và sau đó được vận chuyển, lưu trữ và tái huy động trên hàng ngàn km của lưu vực sông Amazon, trải qua phong hóa mạnh mẽ, dẫn đến hầu hết là trầm tích bùn cung cấp cho bờ biển bởi dòng sông này. Các dòng sông cung cấp cát và sạn-sỏi có xu hướng có nhiều cơ hội hơn để có một delta tại cửa của chúng, bởi vì các kích thước mảnh vụn lớn hơn này, chủ yếu vận chuyển dưới dạng tải lượng đáy, đòi hỏi năng lượng vận chuyển của sóng và dòng chảy lớn hơn. Các dòng sông nhỏ là lý do khiến một phần chiếm ưu thế về tổng lượng trầm tích sông đã cung cấp cho đại dương (Milliman và cs., 1983). Tuy nhiên, các dòng sông này cũng có ít cơ hội để các delta được hình thành tại cửa của chúng, bởi vì tải lượng trầm tích thấp hơn của chúng, nên dễ dàng bị phân tán bởi sóng và dòng chảy. Nói chung, các delta lớn đều được gắn liền với các sông lớn, mặc dù có các trường hợp ngoại lệ, quan trọng nhất trong số đó là sông Congo, không có một delta được phát triển tốt, phần lớn trầm tích của nó đổ nhanh xuống một hẻm vực sâu 450 mét ở cửa của nó.



Maximun-ETM) dựa vào thêm lục địa; (3) dòng chảy trọng lực đáy ngoài khơi; và (4) bùn tập trung thấp hơn sinh ra do sóng và gió về phía bờ được hướng về một đới xảy ra sự hình thành bãi bùn. Từ đây, các bãi cạn di chuyển dọc theo bờ biển từ cửa sông Amazon đến delta Orinoco ở Venezuela, 1500 km về phía tây bắc dưới tác động của dòng trôi dọc bờ do sóng gây ra. Amazon là delta lớn nhất thế giới nhờ vào sự tăng trưởng quan trọng của một delta do sông và thủy triều chiếm ưu thế tại cửa của nó.



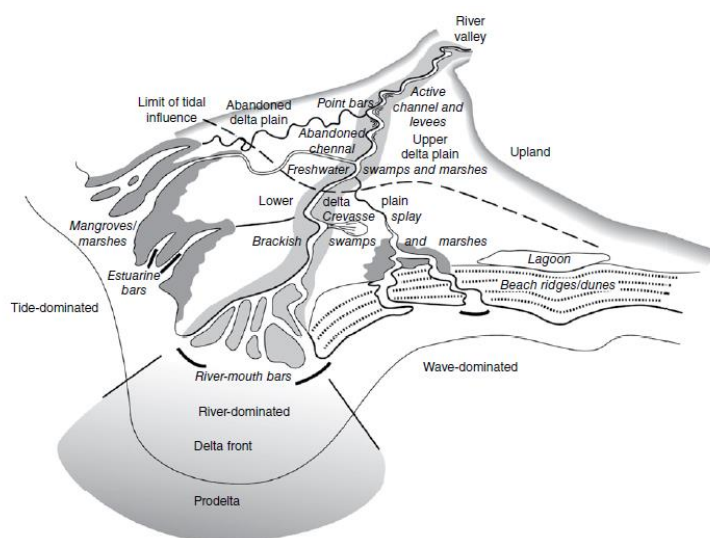
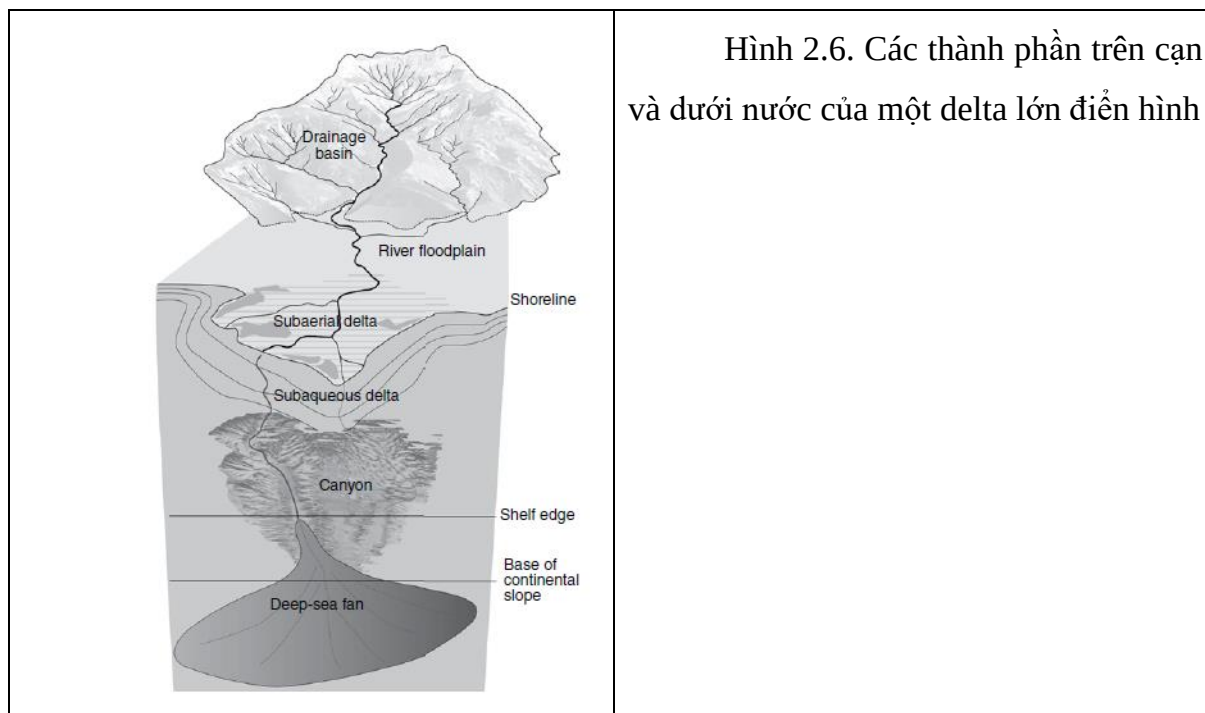
Hình 2.5. Sông Amazon, dòng sông lớn nhất thế giới. (a) Nhìn từ trên không các cửa của Amazon (Nguồn: NASA); (b) cực đại rối-cửa sông (ETM) dựa vào thêm lục địa, delta ngập nước (Subaqueous Delta-SD) và đới hình thành bãi cạn bùn; (c) mặt cắt ngang của đường vận chuyển bùn, bao gồm cả các dòng siêu bão (HF).

2.2. MỘT SỐ ĐẶC ĐIỂM CỦA DELTA

2.2.1. Delta

Các delta là thành tạo địa hình tương đối đa dạng có thể bao gồm một số đơn vị khác nhau (Hình 2.6). Chúng cũng có thể được liên kết với các nón tích tụ dưới biển sâu, được tạo nên qua thời gian địa chất từ trầm tích do sông cung cấp. Phần delta nhìn thấy được là đồng bằng delta trên cạn. Một đồng bằng delta điển hình bao gồm phần trên, ở đó, ảnh hưởng của sông nói chung chiếm ưu thế, và phần thấp hơn, ở đó, các quá trình của sông và biển có xu hướng chiếm ưu thế (Hình 2.7). Sự chuyển tiếp giữa các

đồng bằng trên và dưới phù hợp với các giới hạn về phía nội địa của ảnh hưởng nước mặn. Điều này thường được đánh dấu bằng sự thay đổi từ rừng ngập mặn (ở các delta nhiệt đới và cận nhiệt đới) hoặc bãi lầy mặn (các delta nhiệt đới và ôn đới) ở đồng bằng delta thấp, tới các bãi lầy nước lợ và, sau đó, là bãi lầy nước ngọt, bao gồm rừng đầm lầy, ở đồng bằng delta phía trên.



Hình 2.7. Sơ đồ tổng hợp các đặc điểm điển hình của các delta trên cạn

Nguồn cung trầm tích thường cao và phản ứng hình thái động lực của delta đối với nguồn cung cấp này có thể dẫn đến sự hiện diện của các bộ phận hoạt động và bị bỏ rơi của đồng bằng delta, cái đầu là lòng sông đang hoạt động, còn cái sau biểu thị các lòng sông cổ, là các nguồn sông trước đây bị bỏ rơi trong quá trình phát triển delta. Các lòng sông thường nằm giữa các đê thiên nhiên của sông - là kẻ tự nhiên được tích tụ theo thời gian, và vùng đồng bằng ngập lụt bao gồm lưu vực giữa các lòng sông đang hoạt động hoặc bị bỏ rơi. Đồng bằng ngập lụt có thể bị ngập trong các thời kỳ lưu lượng cao nhất, và do đó, dần dần xây dựng nên từ trầm tích được lắng đọng trong các sự kiện như vậy, thường là theo mùa ở các delta nhiệt đới. Toàn bộ hệ thống lòng sông và bãi bồi dần dần được tôn cao do trầm tích được phân tán đến delta từ thượng nguồn. Các đê thiên nhiên được phát triển tốt nhất ở những nơi có các quá trình sông hoạt động như là một nguồn lực chiếm ưu thế tạo ra delta.

Các con đê thiên nhiên có thể bị phá vỡ trong lúc có lũ. Các dòng nước được phân luồng trong những đoạn vỡ này dẫn đến sự hình thành các vệt nước (Hình 13.7), đáp ứng là đập tràn cho dòng nước mang trầm tích vào các lưu vực giữa các nhánh sông. Các vệt nước dần dần bị lấp đầy. Trên các bờ biển delta, nơi có các quá trình sóng là quan trọng, thì các val bãi (beach ridge) thường được hình thành, mà hình dạng bình đồ của chúng minh họa cho kiểu trôi dạt dọc bờ, có thể khá phức tạp, thường liên quan đến trôi dạt theo hai hướng. Ở những nơi có ảnh hưởng của thủy triều chiếm ưu thế, thì các đồng bằng delta thường được đặc trưng bởi một bờ biển phức tạp bao gồm nhiều cửa nhánh mở rộng ra phía biển, tách các đới triều rộng với thảm thực vật chịu mặn. Cửa của các chi lưu này thường thể hiện các bãi nông thẳng phù hợp với hướng dòng triều.

2.2.2. Delta dưới nước (subaqueous delta)

Nhìn chung, delta ngầm (dưới nước) đều nằm ở phía trước delta trên cạn (Hình 2.6) bao gồm tiền delta nông và sườn phía trước (prodelta) có bùn mịn hơn ở độ sâu nước lớn hơn, thường xuyên xen kẽ với lớp bùn mỏng hoặc lớp vỏ sò ốc mỏng. Ở những nơi có lưu lượng nước lớn và nguồn cung cấp trầm tích về cơ bản là bùn, như ở bao gồm bùn, như ở Amazon, thì nhiều trầm tích sông có thể được vận chuyển ra ngoài khơi cách cửa sông vài km, cho phép phát triển đáng kể phần delta dưới nước. Góc nghiêng của

bề mặt lắng đọng các trầm tích sườn delta đang tiến triển, nói chung, là rất thoải, ngoại trừ trên các thềm lục địa dốc như trên Riviera thuộc Pháp ở phía đông nam nước Pháp, nơi có góc nghiêng cao đặc trưng cho các tích tụ tiền-delta, như trong trường hợp đồng bằng sông Var (Edward and Anthony, 1997).

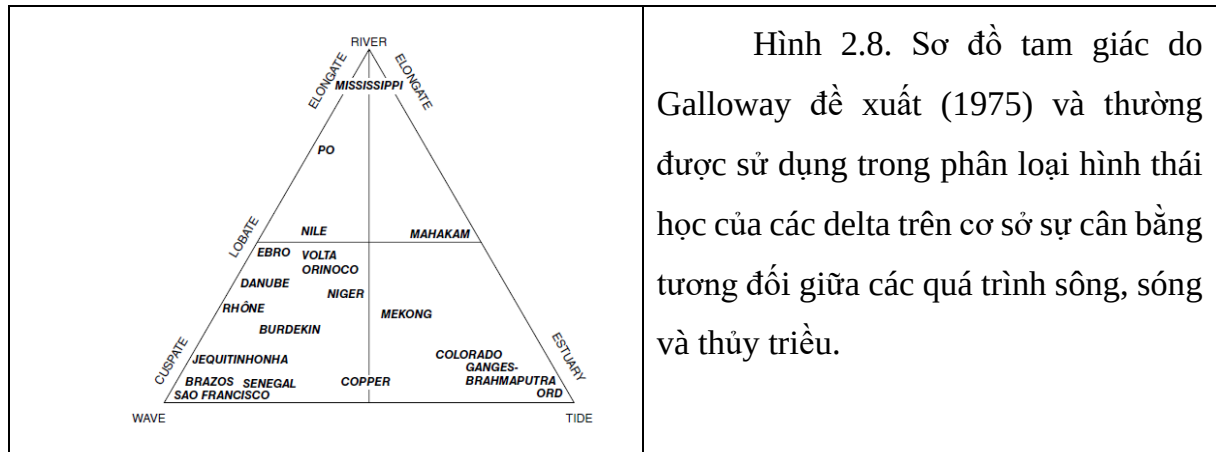
2.2.3. Các delta và nón tích tụ biển sâu

Các sườn và bồn nước ngoài khơi của các delta lớn trên thế giới thường được đặc trưng bởi các nón tích tụ biển sâu bị chia cắt bởi các hẻm vực (canyon) ở phần đỉnh của chúng (Hình 2.6). Mặc dù các nón tích tụ biển sâu thường cách xa khỏi delta, nhưng những đặc điểm này và các hẻm vực của chúng là một bộ phận thiết yếu của hệ thống delta, và đôi khi tạo thành các tích tụ khổng lồ, có thể làm nhỏ lại hầu hết các tích tụ trầm tích khác (Evans, 2012). Ví dụ, nón tích tụ Bengal vươn xa về phía nam tới đầu mút của tiểu lục địa Ấn Độ và có diện tích $3 \times 10^6 \text{ km}^2$ và vượt quá 4 km chiều dày và nón tích tụ của delta sông Indus, dày hơn 3 km, có diện tích $1 \times 10^6 \text{ km}^2$. Các delta thường được tách ra khỏi nón tích tụ biển sâu của chúng trong thời kỳ mực nước biển cao, bởi các thềm lục địa rộng, như hiện nay, nhưng một số delta, như Magdalena ở Colombia, đã được tạo nên hầu như đến rìa thềm lục địa để trầm tích đi qua một hẻm vực tới nón tích tụ xa hơn. Mực biển dừng ở vị trí thấp là đặc biệt thuận lợi cho sự phát triển của các nón tích tụ biển sâu, như hầu hết các delta lớn trên thế giới đều có thể tiến triển ngang qua thềm lục địa để hình thành các delta rìa-thềm lục địa và cung cấp cho các nón tích tụ với một lượng lớn trầm tích. Trong điều kiện mực biển cao hiện nay, một số delta đã thành công trong việc giữ trầm tích trên thềm lục địa, do đó, lấy đi trầm tích của nón tích tụ biển sâu của chúng, như trong trường hợp của Amazon.

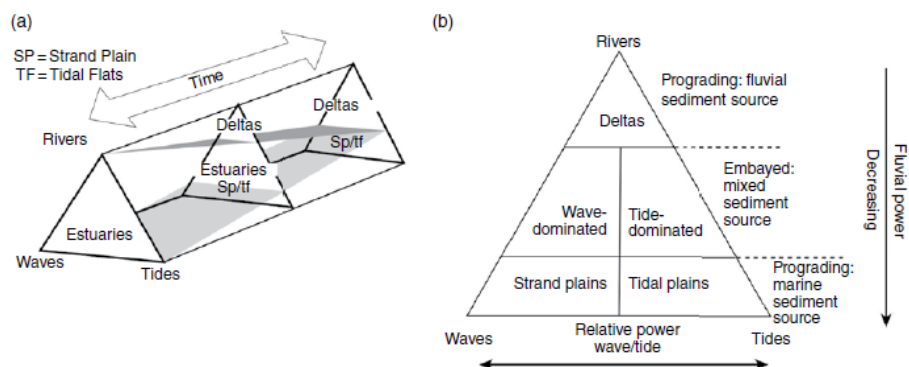
2.3. PHÂN LOẠI HÌNH THÁI-ĐỘNG LỰC CÁC DELTA SÔNG

Galloway (1975) đã phân loại delta theo ba thành viên điểm cuối: do sông-chiếm ưu thế, do sóng chiếm ưu thế, và do thủy triều chiếm ưu thế, được nhóm vào sơ đồ hình tam giác, đã được sử dụng rộng rãi (Hình 2.8). Các delta do sông chiếm ưu thế thường kéo dài; các delta do sóng chiếm ưu thế thể hiện các đường bờ nhọn; và các delta do thủy triều chiếm ưu thế có hình thái-bình đồ tương tự với các cửa sông với các cửa chịu

ảnh hưởng của thủy triều phức tạp. Orton và Reading (1993) đã bổ sung thêm các đặc tính kích thước hạt cho bảng phân loại này.



Các cửa sông riêng biệt thường được phân loại trong sơ đồ tam giác delta trên cơ sở định tính ảnh hưởng được nhận thấy của dòng chảy sông, sóng và thủy triều. Phân loại các tập trầm tích bờ biển được Boyd và đồng nghiệp (1992) đề xuất, đưa ra khung tiến hóa bờ biển kết nối các cửa sông và delta, với thiên hướng cho cửa sông tiến hóa thành delta là hàm của thời gian và cung cấp trầm tích đầy đủ (Hình 2.9). Phân loại này cũng bao gồm sự lưỡng phân giữa các hệ thống tích tụ chiếm ưu thế do sóng, dẫn đến các dải đồng bằng ven biển bao gồm các val bãi/bờ, điển hình của các delta do sóng chiếm ưu thế, còn các hệ thống do thủy triều chiếm ưu thế được đặc trưng bởi các bãi triều, được phát triển tốt trong các delta do thủy triều chiếm ưu thế.



Hình 2.9. (a) Hình lăng trụ cho thấy sơ đồ phân loại bờ biển chung dựa trên các đầu vào sông, sóng và các quá trình thủy triều, và thay đổi của chúng theo thời gian (thay đổi mực nước biển), với nhiều cửa sông phát triển thành delta, do cửa của chúng

bị lấp đầy; và (b) một giao lộ thông qua lắng trụ cho thấy các delta có liên quan đến các dạng địa hình ven biển khác. (Nguồn: Theo Boyd và cs., 1992.

2.3.1. Delta do sông chiếm ưu thế

Delta do sông chiếm ưu thế được đặc trưng bởi lưu lượng sông lớn, nhưng sự phát triển của chúng được thuận lợi nhất ở những nơi có ảnh hưởng của thủy triều và sóng yếu, như ở các hồ và biển nội địa, một ví dụ tốt là delta sông Volga trên bờ biển Caspian. Ví dụ nổi tiếng nhất về delta do sông chiếm ưu thế là delta sông Mississippi (Hình 2.10), mà thường thấy tại đỉnh do sông chiếm ưu thế của sơ đồ tam giác (Hình 2.8). Trong môi trường năng lượng thấp, ở đó, các delta do sông chiếm ưu thế phát triển tốt nhất, thì các dòng chảy được sinh ra do sóng và thủy triều quá yếu để phân bố lại trầm tích và sóng không sửa lại trầm tích này thành các dạng đường bờ biển thông thường, như bãi biển. Đôi khi, sóng có thể tạo ra các val bãi/bờ tuyến tính nhỏ và không liên tục. Ở những nơi các dạng địa hình này nằm trên bùn, thì chúng được gọi là cheniers (một thuật ngữ từ Louisiana dựa trên Từ *chene* của Pháp, hoặc cây sồi, bởi vì những cây sồi xâm chiếm các val bằng vỏ sò ốc này ở delta sông Mississippi). Do đó, các delta do sông chiếm ưu thế thường có dạng kéo dài được xác định bởi các chi lưu kéo dài về phía hạ lưu, được củng cố ở hai bên bằng các đê thiên nhiên, đổ vào bồn tiếp nhận (Hình 2.10). Delta Mississippi hiện đại bao gồm một số lòng sông nhánh được phát triển vào vùng nước sâu ở vịnh Mexico, nơi có năng lượng sóng thấp, trừ khi có bão, và thủy triều cực kỳ yếu. Các delta do sông chiếm ưu thế, thông thường, cũng được đặc trưng bởi sự dịch chuyển ngang của các lòng sông uốn khúc. Do mỗi lòng sông nhánh đều kéo dài ra ngoài vào bồn thu nhận, nên gradient của nó giảm đi, do đó, làm giảm khả năng vận chuyển thủy lực và trầm tích của nó. Điều này thường dẫn đến quá trình cuốn trôi đất đai (avulsion), ở những nơi, việc chuyển đổi lòng sông xảy ra để tận dụng lợi thế các tuyến đường thay thế ngắn hơn, và gradient cao hơn, mang lại hiệu quả về mặt thủy lực. Trong những tình huống nhất định, ở đó, các con sông đổ vào các vũng vịnh được che chắn, với sóng và hoạt động thủy triều bị suy giảm, thì các delta đỉnh-vịnh có thể phát triển. Một ví dụ chính về delta đỉnh vịnh là Shatt-El-Arab, delta của các sông Tigris và Euphrates. Các delta đỉnh vịnh phổ biến trong các vũng vịnh bị chặn lại bởi các đảo chắn

được tạo nên do sóng để hình thành các đầm phá phía sau đảo chắn, sau đó trầm tích sông tích tụ tại cửa sông là delta (Hình 2.11).

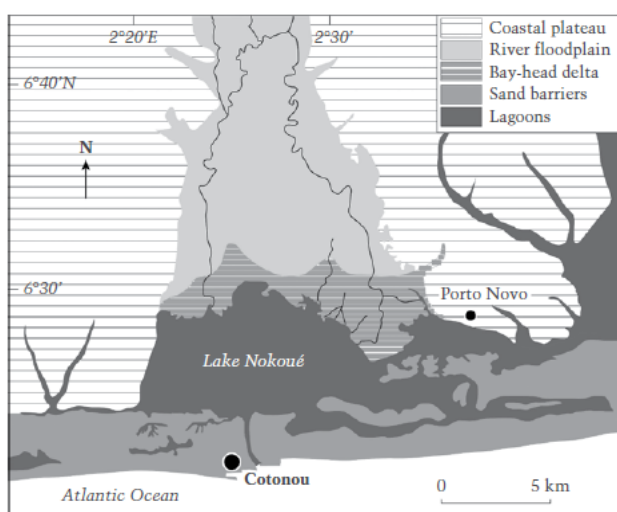


Hình 2.10. Ảnh Google Earth của delta sông Mississippi, một ví dụ điển hình về delta do sóng chiếm ưu thế. Lưu lượng phù hợp của sông Mississippi đổ vào vùng nước sâu gần rìa thềm lục địa, theo sau sự tiến triển cực trị, giống như ngón tay của các lòng sông nằm trong đê thiên nhiên, trong khi Atchafalaya, một nhánh sau của sông Mississippi, lại đổ vào vùng nước nông. Các bộ phận của delta không còn được nuôi dưỡng về trầm tích, do sự chuyển đổi lòng sông có thể bị xói lở do sóng, như ở đoạn phía tây, nơi có các đảo chắn bằng cát, đã tạo nên đường bờ biển dạng thùy, do đồng bằng delta bị sửa lại và bùn được phân tán. (Nguồn: Google, Dữ liệu SIO, NOAA, Hải quân Hoa Kỳ, NGA, GEBCO. Hình ảnh Landsat. Hình ảnh © NOAA. Hình ảnh © TerraMetrics).

2.3.2. Các delta do sóng chiếm ưu thế

Các delta do sóng chiếm ưu thế thịnh hành trong các môi trường có năng lượng sóng hiệu quả, dẫn đến việc sửa lại và phân phối lại tải lượng đáy fluvial, do đó, tạo ra hình thái delta. Các delta do sóng chiếm ưu thế có lẽ là phổ biến nhất trong ba loại delta, cho thấy tính phổ biến của sóng. Nhân tố sóng liên quan đến cả xây dựng bãi biển trực tiếp và vận chuyển dọc bờ tải lượng đáy của sông để tạo thành các doi tích tụ và đảo chắn có thể giam hãm các đầm phá. Do đó, các delta do sóng chiếm ưu thế thường biểu thị chuỗi val bãi song song với bờ hoặc các dãy được trang trí bởi cồn cát, ghi lại chuỗi tiến triển về việc sửa lại trầm tích sông do sóng. Hình dạng của các delta do sóng chiếm ưu thế thường là nhọn, ví dụ điển hình là delta Sao Francisco và Jequitinhonha (Hình

2.12) ở Brazil và Po, Tiber và Ombrone ở Ý. Ở những nơi, các dòng sông lớn chảy trên bờ biển chịu dòng trôi dọc bờ mạnh, điều này thường dẫn đến các delta bị lệch-dọc bờ mạnh mẽ, có thể chấm dứt tiến triển, với cát được đưa xuống dưới, tạo ra một đường bờ delta thẳng do dòng trôi ở trạng thái cân bằng đơn giản, như trong ví dụ về delta sông Senegal (Hình 2.13). Trong trường hợp cực đoan về ảnh hưởng của sóng liên quan đến dòng trôi dọc bờ không định hướng mạnh mẽ, thì sự phát triển delta có thể được kiên định, do tải lượng đáy được vận chuyển ra ngoài cửa sông. Một ví dụ tốt là sông Mono ở Benin (Anthony, 1995). Bất chấp sự lấp đầy đáng kể phần thung lũng thấp hơn của nó, sông Mono, cung cấp khoảng 100.000 mét khối cát trong một năm cho Bight trên bờ biển Benin, nhưng không thể tiến triển được, bởi vì cát bị quét dọc theo bờ biển về phía đông dòng trôi dọc bờ mạnh được tạo ra do sóng lên tới 1,5 triệu m³/năm.



Hình 2.11. Delta đỉnh vịnh ở Benin, Tây Phi, được hình thành phía sau cồn chắn nhiều val bờ/bãi rộng vài km, kèm theo đầm phá, tạo thành hồ Nokoué. Sông Ouémé có diện tích lưu vực khoảng 50.000 km². Các vùng ngập lũ bao gồm hai nhánh, mỗi nhánh đang tiến triển và một đầm phá năng lượng thấp.

2.3.3. Các delta do thủy triều chiếm ưu thế

Các delta do thủy triều chiếm ưu thế xảy ra ở những nơi thủy triều lớn là nhân tố kiểm soát toàn diện về hình thái delta. Ảnh hưởng của thủy triều thường được thể hiện bằng sự phát triển rộng rãi các bãi triều, bao gồm trạng thái hỗn độn của các lạch triều

uốn khúc. Đường bờ của các delta do thủy triều chiếm ưu thế thường cực kỳ bất thường, bao gồm



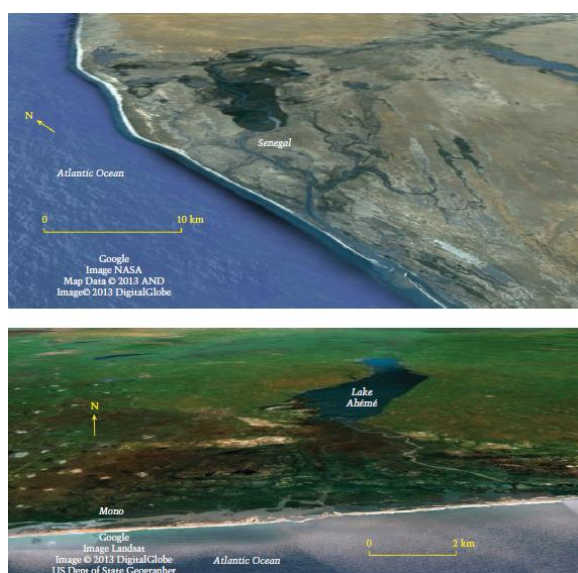
Hình 2.12. Delta sông Jequitinhonha ở Brazil là một ví dụ điển hình về delta chiếm ưu thế do sóng, cho thấy hình thái đường bờ nhọn điển hình.

các cửa của sông có dạng-hình loa đến hình phễu, rộng (Hình 2.14). Tải lượng đáy trong các lòng dẫn này được tích tụ là các cồn ngầm kéo dài và các đảo vuông góc với đường bờ biển và được sắp thẳng hàng với dòng triều hai hướng, và các lòng dẫn thon nhỏ về phía thượng nguồn. Sự xâm nhập thủy triều lên phía thượng nguồn trong các lòng dẫn, nói chung, là quan trọng, tạo ra thay đổi mực nước, đôi khi trên khoảng cách đáng kể về phía thượng nguồn, như trong trường hợp của sông Amazon. Trong các delta do thủy triều chiếm ưu thế nào đó, các dãy cát và chenier có thể tạo nên các cồn chắn rời rạc được phát triển dưới ảnh hưởng của các đợt sóng mạnh. Walker (1992) đã xem xét các delta do thủy triều chiếm ưu thế là các hệ thống cửa sông hơn là delta thực sự, một quan điểm đã trở thành không thể phủ nhận do những nghiên cứu khoa học tốt hơn về các hệ thống delta lớn ở Châu Á chịu ảnh hưởng của thủy triều chiếm ưu thế, đặc biệt là trong thập niên qua, đã được chỉ ra (Woodroffe và Saito, 2011). Thực tế, năm trong bảy delta hiện đại lớn nhất (xem hình 2.4) đều là các delta lớn do thủy triều chiếm ưu thế, bao gồm cả hai delta lớn nhất, Amazon và Ganges-Brahmaputra (xem Hình 2.1). Thiên hướng cho độ lớn thủy triều cao được gắn liền với các delta như vậy có thể liên quan một phần đến việc phát triển quan trọng của các thềm lục địa nông và rộng lớn qua thời gian địa chất bởi các trầm tích được mang xuống dưới bởi những con sông này. Mặc dù giống các cửa sông do thủy triều chiếm ưu thế, nhưng các delta

do thủy triều chiếm ưu thế được đặc trưng bởi nguồn cung cấp trầm tích lục địa chung cuộc cho bờ biển, giống như các hệ thống delta khác.

2.3.4. Định lượng các nhân tố kiểm soát sông, sóng và thủy triều

Nhiều nỗ lực khác nhau đã được thực hiện để định lượng các nhân tố kiểm soát hình thái-động lực delta, bằng cách sử dụng tỷ số kết hợp lưu lượng sông, độ cao sóng và độ lớn thủy triều. Bhattacharya và Giosan (2003) nhấn mạnh tiềm năng cho phát triển bất đối xứng của các delta dưới ảnh hưởng của sóng và đề xuất một chỉ số bất đối xứng để có



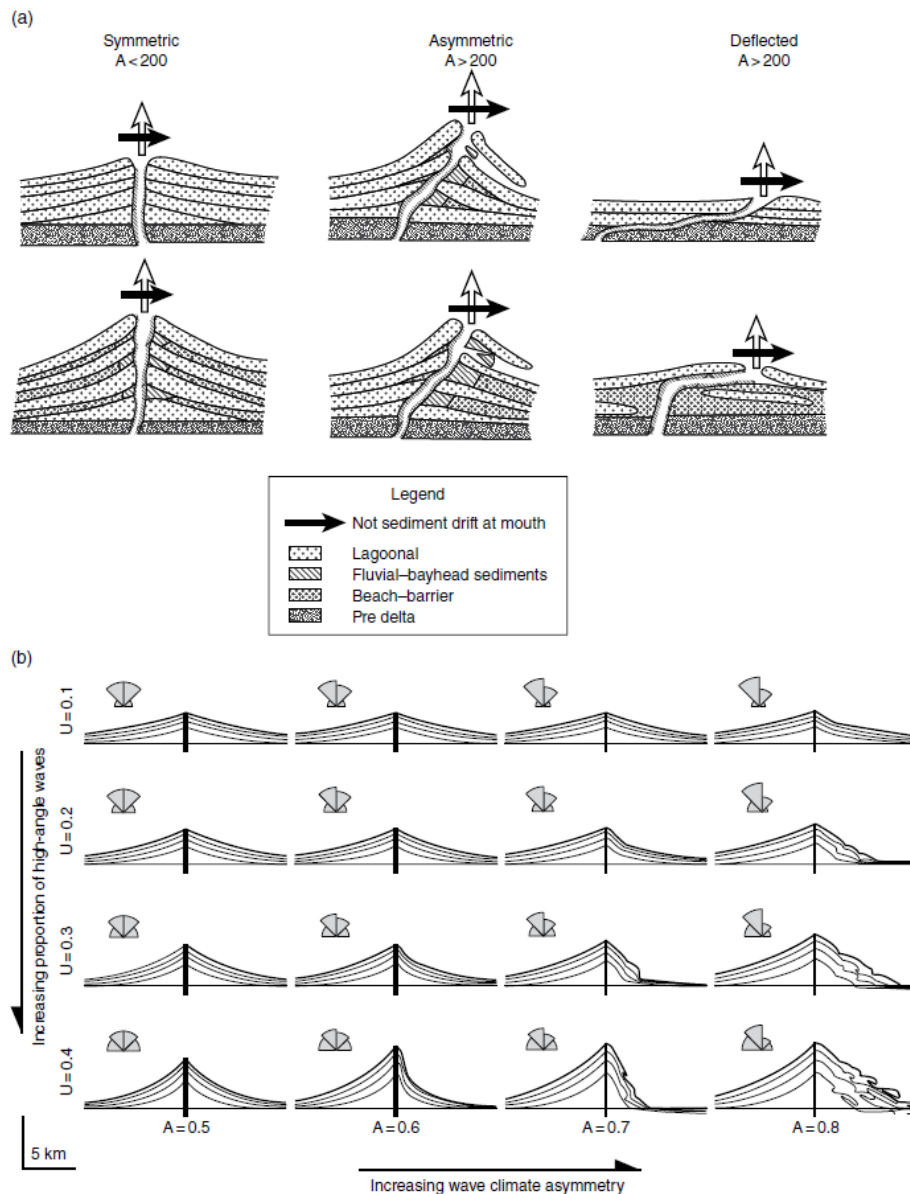
Hình 2.13. Ảnh Google Earth về delta sông Senegal và sông Mono, ở Tây Phi, hai ví dụ ở những nơi có dòng trôi dọc bờ mạnh mẽ được tạo ra do sóng làm cản trở sự tiến triển đường bờ delta, thường tạo ra sự lệch hướng của cửa sông và tăng trưởng doi tích tụ. (Nguồn: Google. Hình ảnh NASA. Dữ liệu Bản đồ © 2013 VÀ, Hình ảnh © 2013 DigitalGlobe).



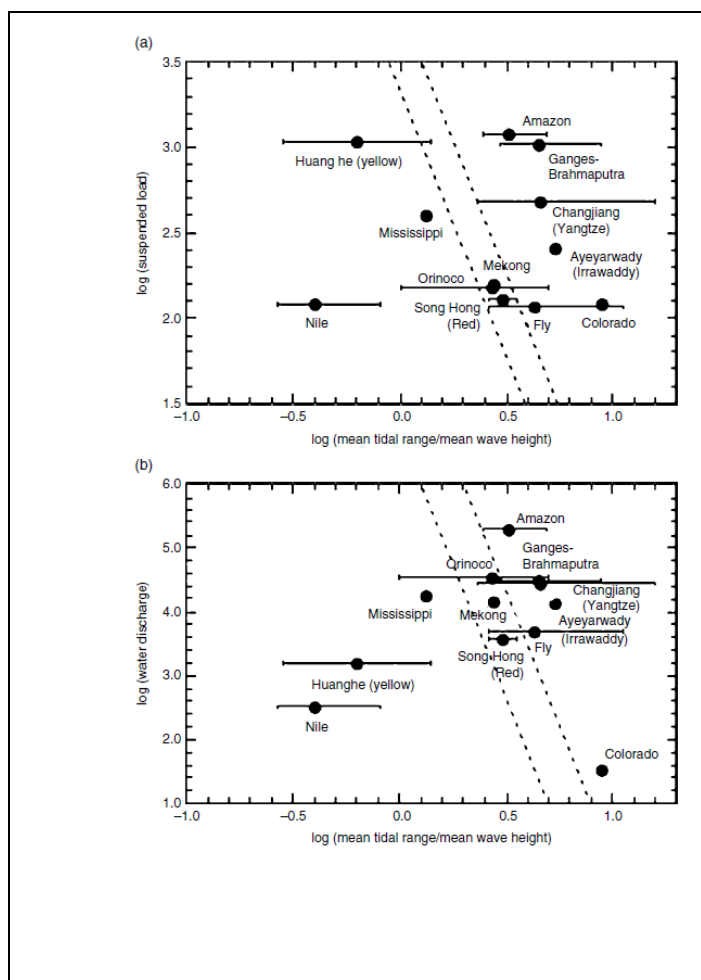
Hình 2.14. Ảnh Google Earth delta sông Ganges-Brahmaputra. Sông Hằng và Brahmaputra bây giờ chảy trong lòng sông của delta chính Meghna. Sundarbans chiếm ưu thế do thủy

	triều mạnh mẽ ở phía tây biểu lộ đồng bằng delta bị bỏ rơi của sông Hằng. (Nguồn: Google. SIO dữ liệu, NOAA, Hải quân Hoa Kỳ, NGA, GEBCO. Hình ảnh Landsat. Hình ảnh © TerraMetrics)
--	--

gắng thể hiện tầm quan trọng của ảnh hưởng sóng liên quan tới các quá trình sông (Hình 2.15). Tính bất đối xứng được tạo ra do sóng đã được Ashton và Giosan (2011) phân tích sâu hơn tiếp theo. Các tác giả này đã chỉ ra từ một mô hình số, mà các góc tới delta của sóng có thể có ảnh hưởng bậc-đầu tiên đến sự tiến hóa hình thái theo dạng bình đồ và kiến trúc trầm tích của nó. Hori và Saito (2008) đã đưa ra các chỉ số định lượng dựa trên độ lớn thủy triều, độ cao sóng và tải lượng trầm tích lơ lửng, để phân biệt giữa các delta chịu ảnh hưởng của sóng, chịu ảnh hưởng của sóng và thủy triều hỗn hợp và chịu ảnh hưởng của thủy triều, đang giữ lại các giả định có giá trị hợp lệ rằng, tất cả các delta đều bị ảnh hưởng mạnh mẽ bởi lưu lượng và tải lượng trầm tích sông (Hình 2.16). Mặc dù những nỗ lực như vậy là cơ sở hữu ích để hiểu biết tốt hơn về delta, nhưng các dạng địa hình bờ biển này cực kỳ đa dạng và nhiều delta bị thiếu các dữ liệu môi trường cơ bản cần thiết để xác định các chỉ số đó. Nhiều delta trên thế giới, đặc biệt là các nước nhiệt đới, vẫn còn ít được nghiên cứu, và việc tiếp cận hiện trường khó khăn. Viễn thám độ phân giải cao (Hộp 2.2) là một công cụ hiện đại trong nghiên cứu hình thái của nhiều delta và vùng đồng bằng ngập lũ của chúng (Syvitski và cs., 2012).



Hình 2.15. Tính bất đối xứng đường bờ biển dạng bình đồ của delta và sóng: (a) chỉ số bất đối xứng về hình thái delta được khái quát hóa; (b) loạt thời gian quan sát bình đồ của các đường bờ delta được mô phỏng ở vùng lân cận cửa sông chiếm ưu thế do sóng đối với các sóng có góc tới cao khác nhau, với việc ghép các biểu đồ loại hoa năng lượng sóng đã được chuẩn hóa-theo diện tích. Việc mô phỏng được dựa trên các đường bờ biển được vẽ tại các khoảng thời gian mô hình 65,4 năm, với bờ biển cuối cùng là 327 năm. U là tỷ lệ của sóng góc tới cao và A là tính bất đối xứng cuối cùng. (Nguồn: (a) Bhattacharya và Giosan 2003.. (b) Ashton và Giosan 2011.).

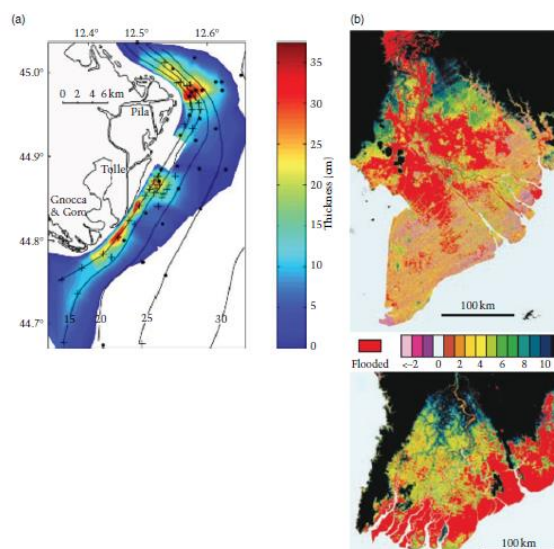


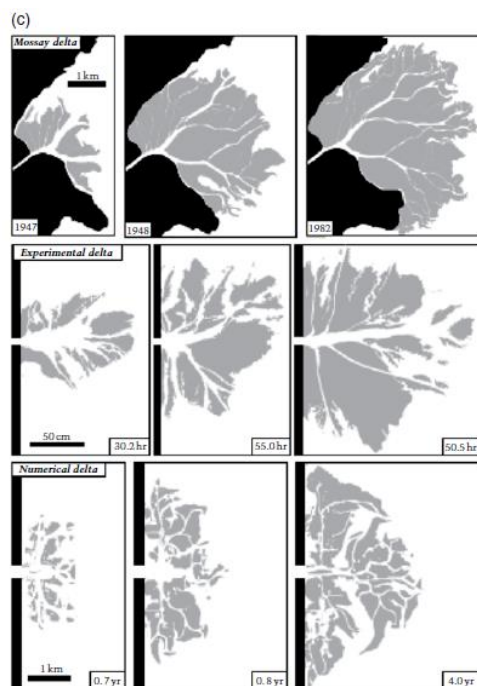
Hình 2.16. Phân loại bán định lượng các delta sông chính dựa trên biểu đồ log của độ lớn thủy triều trung bình/độ cao sóng trung bình : (a) log của tải lượng vật lơ lửng; và (b) log của lưu lượng nước. Các sơ đồ giả định rằng, tất cả các delta đều chịu ảnh hưởng mạnh mẽ của lưu lượng và tầm tích sông. Các đường đứt phân chia ba nhóm (các delta chịu ảnh hưởng của sóng, chịu ảnh hưởng hỗn hợp của sóng và triều, và chịu ảnh hưởng của thủy triều) được vẽ bằng mắt. (Nguồn: Hori và Saito 2008).

PHƯƠNG PHÁP. Hộp II.2. Các cách tiếp cận hiện đại trong nghiên cứu delta

Phần lớn nghiên cứu ban đầu về delta được tiến hành ở Mississippi và được hưởng lợi rất nhiều từ nghiên cứu thăm dò dầu và khí. Những nỗ lực này đã dẫn đến định nghĩa ban đầu về lắng đọng trầm tích delta dựa vào địa tầng. Đồng thời, việc sử dụng ảnh hàng không cho phép các quan sát sớm và mô tả các tầng trầm tích từ Mississippi vào Vịnh Mexico. Sự kết hợp nhiều cách tiếp cận và quan sát thực địa này dẫn đến việc xây dựng các mô hình quan niệm về phát triển delta đã tăng lên, ví dụ, đối với sơ đồ tam giác về phân loại hình thái-động lực của delta (xem hình 2.8). Phân tích địa tầng được hiện đại hóa đáng kể với sự ra đời của địa tầng phân tập, được coi là mới nhất và mang tính cách mạng mô hình trong lĩnh vực địa chất trầm tích. Những nghiên cứu gần đây về các quá trình liên quan đến vận chuyển trầm tích của delta dưới nước cũng đã cải thiện hiểu biết của chúng ta về lắng đọng trầm tích trên thềm lục địa.

Hình 2.17 (a) cho thấy một bản đồ isopach, dựa trên phóng xạ tia X kỹ thuật số, về tích tụ trầm tích đã quan sát được gắn liền với lũ sông Pô vào mùa thu năm 2000. Các delta thường tương đối khó hiểu được và điều này, cùng nhau với kích thước lớn của chúng, đã là một trở ngại trong nghiên cứu chúng. Trong vấn đề này, các phương pháp viễn thám, mà hiệu suất của chúng đã được cải thiện đều đặn trong những năm qua, tạo thành một đột phá quan trọng trong nghiên cứu delta. Trong thập niên qua, các dữ liệu từ hệ thống viễn thám như AMSR-E (thiết bị đo bức xạ vi sóng tiên tiến), SRTM và MODIS đang cung cấp thông tin định lượng mới, cải thiện đáng kể việc mô tả các cảnh quan bãi bồi và delta, và tính nhạy cảm của chúng đối với lũ (Syvitski và cs., 2012). Hình 2.17 (b) cho thấy các ví dụ về việc sử dụng ảnh SRTM và MODIS trong việc làm nổi bật các kiểu lũ lụt ở delta sông Mê Kông và sông Irrawaddy. Một phát triển quan trọng khác trong nghiên cứu delta là mô hình số, đang lan tràn nhanh chóng tới tất cả các khía cạnh của nghiên cứu delta, từ hình dạng đường bờ biển thông qua động lực cuốn đất đai và xoáy nước đến sụt lún. Hình 2.17 (c) cho thấy hình ảnh chuỗi thời gian của các delta thực nghiệm, mô hình số và quy mô-ngoài trời đã được Wolinsky và cs. (2010) sử dụng để lấy được các quy luật chi phối sự tăng trưởng của các delta chiếm ưu thế do sông.



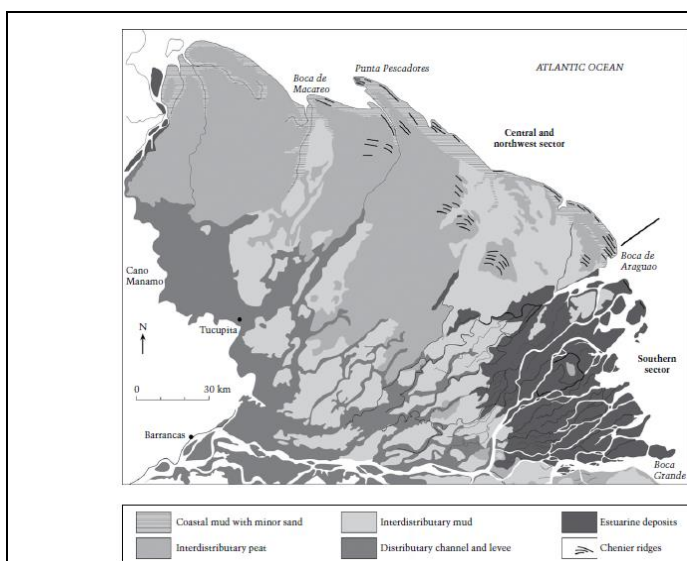


Hình 2.17. Một lựa chọn các phương pháp được sử dụng trong nghiên cứu delta. (a) Phóng xạ tia X kỹ thuật số của trầm tích lũ sông Po trên mặt bãi/bờ; (b) Ảnh SRTM (Mission Topography Mission) và MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) của các delta sông Mekong (trên) và Irrawaddy (dưới); (c) hình ảnh chuỗi thời gian của delta. (Nguồn: (a) Wheatcroft và cs., 2006. (b) Theo Syvitski và cs., 2009.. (c) Wolinsky và cs., 2010 Để biết chi tiết màu sắc, xem Plate 32.

2.3.5. Tính biến thiên hình thái-động lực theo không gian và thời gian

Hình thái của đồng bằng delta và sự đa dạng về các môi trường phụ trong đó có liên quan chặt chẽ với kiểu quá trình chiếm ưu thế đang ảnh hưởng đến delta. Các quá trình được tạo ra bởi dòng chảy sông, sóng và thủy triều ảnh hưởng đến hầu hết các cửa sông khác nhau. Trong khi mỗi một trong ba tác nhân này có thể chiếm ưu thế rõ ràng chế độ quá trình của delta, thì chúng cũng có thể cho thấy sự thay đổi đáng kể và chồng xếp lên nhau theo không gian và thời gian. Các biến thiên về không gian ảnh hưởng đến các delta lớn và xuất hiện do gradient dọc bờ theo ba lực, đáng chú ý là sóng và thủy triều. Về mặt hình thái, đây cũng là những delta đa dạng nhất. Delta Orinoco cho thấy một loạt đặc điểm, phản ánh sự khác biệt dọc bờ về sự chiếm ưu thế của sông, triều và sóng (Hình 2.18). Các delta của một số sông lớn ở Châu Á cũng được chỉ ra để biểu thị tính biến thiên hình thái-động lực dọc theo bờ biển, đặc biệt là delta sông Hồng ở Việt Nam (Woodroffe và Saito, 2011). Các biến thiên dọc bờ biển như vậy làm phức tạp cho phân loại các kiểu delta. Biến thiên theo thời gian thường phản ánh sự thay đổi về nguồn

cung cấp trầm tích sông, có ảnh hưởng đến sự cân bằng giữa các quá trình sông và biển (đặc biệt là sóng), và có thể xảy ra qua tất cả các quy mô thời gian, từ hàng ngàn năm cho đến theo mùa về dòng chảy. Các biến thiên tạm thời, nói chung, được gắn liền với các nhịp điệu, thông thường từ chiếm ưu thế do sông đến chiếm ưu thế do thủy triều, ở những nơi có biến thiên lưu lượng sông theo mùa đều quan trọng, như ở các delta gió mùa ở Đông Nam Á và Đông Á (Woodroffe và Saito, 2011). Trong các delta chiếm ưu thế do thủy triều, đặc biệt, có sự tách biệt về địa lý giữa các vùng vẫn còn chiếm ưu thế do sông và nhiều phần bị bỏ rơi của delta, bị chi phối bởi các quá trình khác, một ví dụ tốt là delta sông Ganges-Brahmaputra (Woodroffe và Saito, 2011). Lòng sông chính hoạt động của delta này, được gọi là Meghna, là delta chiếm ưu thế do sông, trong khi Sundarbans, bao gồm delta suy tàn của Ganges về phía tây, là delta chiếm ưu thế do thủy triều.

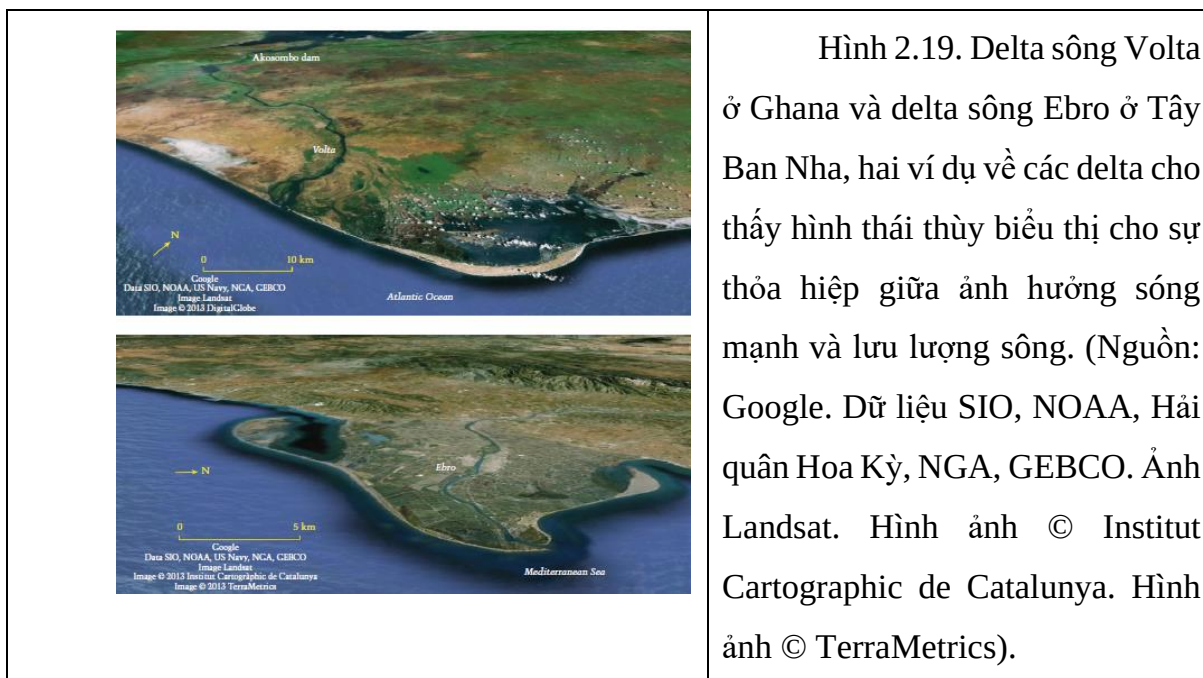


Hình 2.18. Địa mạo delta sông Orinoco, delta lớn thứ ba ở Nam Mỹ, cho thấy delta chiếm ưu thế do sông và bộ phận phía nam bị ảnh hưởng của thủy triều và bộ phận đông-bắc và trung tâm chiếm ưu thế do sóng. Sự tiến triển vào Holocene muộn, về cơ bản, bị chi phối bởi nhánh phía nam ở delta phía nam (cửa delta Boca Grande), dẫn đến phần lớn đồng bằng delta trung tâm và tây bắc trở nên đôi trầm tích và chịu sự tích tụ trầm tích than bùn rộng rãi. Điều này cũng xuất hiện để giải thích hình thái chiếm ưu thế do sóng của các bộ phận delta này, được đặc trưng bởi nhiều dãy cát giữa các lòng

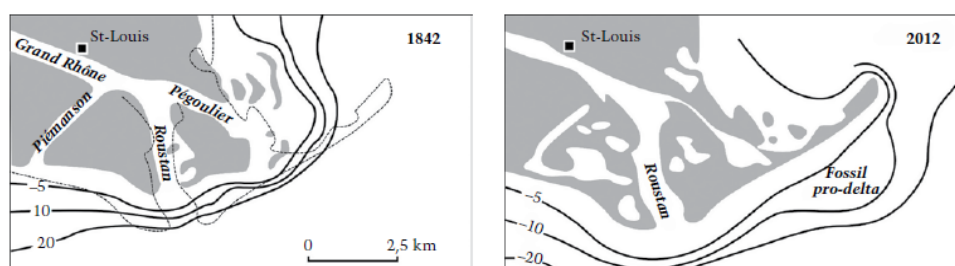
	sông Boca de Araguaio và Boca de Macareo. (Nguồn: Theo Warne và cs., 2002a)
--	---

Các delta thường được coi là delta sóng chiếm ưu thế, như Danube, Rhone và Ebro ở châu Âu, và Volta ở Tây Phi (Hình 2.19), phổ biến hơn, lại cho thấy hình thái thùy, chứ không phải hình thái nhọn, thể hiện rõ ràng sự thỏa hiệp giữa ảnh hưởng của sông và sóng, thuận lợi hơn cho việc giữ lại trầm tích thô trong phạm vi delta, cũng như tự tổ chức của delta. Ngay cả khi ảnh hưởng của sóng mạnh, thì những điều chỉnh hình thái-động lực của delta quy mô lớn có thể điều khiển cấu trúc ô (cell) của dòng trôi dọc bờ, ngăn chặn cát rò rỉ khỏi hệ thống. Điều này xảy ra thông qua những gì có thể được gọi là hiệu ứng “kè mỏ thủy lực” lưu lượng sông (và thủy triều), trong đó dòng cửa sông chảy ra mạnh làm khúc xạ sóng. Kiểm soát góc sóng tới được ủng hộ như là một nguyên nhân của dòng trôi hoán vị dòng trôi ra (downdrift) của các cửa delta chịu ảnh hưởng của sóng (Ashton và Giosan, 2011). Sự đảo ngược dòng trôi tương tự cũng xảy ra, tuy nhiên, các dòng trôi ra (downdrift) của các cửa delta, mà ở đó, hướng đường bờ thay đổi nhanh chóng do sự tiến triển được phát biểu rõ rệt hơn ở bộ phận cửa là kết quả của hiệu ứng kè mỏ thủy lực đối với sóng, dẫn đến việc bảo tồn phần lớn tải lượng đáy cho sự tiến triển. Các điểm cuối cùng của delta dòng trôi ra thường là những doi cát nổi bật, như trên các delta Volta, Ebro (Hình 2.19) và Rhone. Ở những nơi có một số cửa nhánh, việc tăng lên nhiều lần hiệu ứng kè mỏ thủy lực, thì tính biến thiên dọc bờ được phát biểu về vận chuyển cát do sóng xảy ra sau đó, dẫn đến nhiều ô dòng trôi đảm bảo sự duy trì cát, như ở các delta Mê Kông và Niger, cho thấy một sự cân bằng rõ ràng giữa sự chiếm ưu thế của sông, sóng và thủy triều. Bằng ảnh hưởng đến cách sóng phân bố lại trầm tích delta, các kiểm soát này biểu lộ những yếu tố quyết định sông (và thủy triều) đến phát triển delta, ngay cả khi ảnh hưởng của sóng ở xung quanh là mạnh mẽ, như được chỉ ra bởi các val bãi/bờ được tạo nên-do sóng phổ biến ở các delta này. Từ nghiên cứu delta sông Danube, Giosan và cs. (2005) đã đề xuất thêm rằng, hình thái-động lực của sông có tính phi tuyến tính cao, bao gồm những phản hồi phức tạp giữa sự tiến triển delta trên cạn, tích tụ trên delta dưới nước, thủy động lực dòng chảy và sóng và các mối

tương tác sóng-dòng chảy. Bất chấp tính phức tạp của các quá trình lắng đọng trầm tích này, hình thái cuối cùng tại cửa sông đều thể hiện xu hướng tự tổ chức.



Theo thời gian, sự chuyển đổi tinh tế theo thời gian từ sự chiếm ưu thế do sông và sóng hỗn hợp sang chiếm ưu thế do sóng mạnh hơn có thể xuất hiện ở những nơi lưu lượng sông bị ảnh hưởng bởi cạnh tranh giữa các lòng sông, hoặc bằng cách biến đổi do công trình gây thiệt hại cho lòng sông, như ở delta sông Rhône (Hình 2.20). Ngược lại, các thùy delta trước đây của sông Mississippi đã có hình dạng thùy cao cho thấy các quá trình sóng trong quá khứ quan trọng hơn so với delta do sông chiếm ưu thế mạnh mẽ hiện nay.



Hình 2.20. Bộ phận cửa delta chính của sông Rhône cho thấy những thay đổi hình thái trong khoảng thời gian 70 năm được gắn liền với việc đóng các cửa Piémanson và Pégoulie bằng các doi tích tụ. Những thay đổi này là dấu hiệu của việc tăng sự chiếm

ưu thế do sóng theo sau các hoạt động công trình trên sông Rhône đã làm thay đổi dòng chảy sông. (Theo Sabatier và cs., 2006)

2.4. CÁC QUÁ TRÌNH BẦY TRẦM TÍCH Ở DELTA VÀ TÁI PHÂN BỐ TRẦM TÍCH BỜ BIỂN

2.4.1. Tích tụ đồng bằng delta

Các delta tăng trưởng bằng cách tích tụ lên trên và tiến triển ra ngoài khơi. Các quá trình liên quan đến hai cơ chế này và đến sự cân bằng của chúng là tương đối phức tạp. Trong những thời kỳ lưu lượng cao, sự lắng đọng trầm tích trong các lòng sông trở nên rất quan trọng. Ở những nơi có sẵn nhiều trầm tích, thì vật liệu thô nhất được vận chuyển do tải lượng đáy trong lòng sông. Bờ sông có thể bị ngập nước, dẫn đến ngập lụt các bãi bồi lân cận. Cát mịn và bùn được vận chuyển dưới dạng lơ lửng trong những trận lụt này được tích tụ dọc theo bờ sông ở những nơi năng lực dòng chảy giảm đi, do đó hình thành các con đê thiên nhiên. Việc chọc thủng đê thiên nhiên thông qua sự mở rộng kẽ hở cho phép tích tụ nhanh chóng các nón trầm tích thô trên các tích tụ bãi bồi hạt mịn với sự sụt giảm đột ngột về năng lực dòng chảy. Các bãi bồi thường bị thực vật chiếm đóng bao gồm đất rừng hoặc đầm lầy với nhiều hồ và ao, mà trong đó, than bùn có thể được hình thành. Chuỗi lắng đọng trầm tích ở nhiều delta có thể bao gồm một lượng than bùn đáng kể, có độ nén cao so với sét, bột và cát. Loại sét ảnh hưởng đến tích lũy chất hữu cơ như vậy và phát triển than bùn tiếp theo bằng việc hạn chế hoặc cho phép dòng nước-lỗ hổng trong các tích tụ thủy triều và tích tụ tràn bờ trên toàn bộ đồng bằng delta. Dòng nước-lỗ hổng có hạn khuyến khích các điều kiện đất ngập nước lại tiếp tục thúc đẩy sự tích lũy vật chất hữu cơ. Edmonds và Slingerland (2010) đã sử dụng mô hình số dòng chảy và vận chuyển để cho thấy rằng, độ gắn kết của trầm tích có ảnh hưởng mạnh mẽ đến hình thái của delta. Mô hình của họ đã chỉ ra rằng, các trầm tích có độ cố kết cao tạo thành các delta sông chiếm ưu thế với các đường bờ biển quanh co (rugose) và các bãi bồi phức tạp, trong khi các trầm tích ít cố kết lại dẫn đến các delta dạng quạt với đường bờ biển trơn tru và bãi bồi bằng phẳng. Mô phỏng của họ cũng gợi ý rằng, độ cố kết trầm tích cũng kiểm soát số lượng lòng sông được hình thành trong delta và góc phân nhánh trung bình của các dòng sông đó.

Lòng sông có thể uốn khúc hoặc có dạng được nối nhau, các hàm ý trong đó sẽ được thảo luận sau. Các lòng sông nối nhau được đặc trưng bởi sự cuốn trôi đất đai thường xuyên. Điều này xảy ra trong các trận lũ cực đoan, nhưng sự bỏ rơi cũng có thể là kết quả của sự giảm dần dần về năng lực do lòng sông kéo dài và gradient của nó giảm đi. Sự cuốn trôi đất đai của sông được lặp lại là rất quan trọng trong việc xây dựng delta. Một nguyên nhân cuốn trôi đất đai khác là các hoạt động công trình hoặc biến đổi. Cuốn trôi đất đai cũng có thể do các sự kiện kiến tạo gây ra. Cuốn trôi đất đai đột ngột có thể có hậu quả đáng kể ở những nơi có các khu định cư bị ảnh hưởng bởi nguồn sông mới. Các cuốn trôi đất đai lớn có thể mất nhiều thập kỷ để hoàn thành, bởi vì cần phải có sự đào sâu đáng kể vào bãi bồi để cắt ra một lòng sông ổn định có khả năng mang lưu lượng sông trong lũ (Syvitski và cs., 2012). Lòng sông và đê thiên nhiên của nó bị bỏ rơi để lại như những dải đất cao trên đồng bằng delta. Như trong các bãi bồi sông, các lòng sông bị bỏ rơi như vậy trở thành các vùng nước tĩnh, trong đó có sự tích lũy bùn bãi bồi giàu vật chất hữu cơ.

2.4.2. Các quá trình cửa sông trong delta

Phần lớn các delta trên thế giới đều được đặc trưng bởi các quá trình động lực liên quan đến mối tương tác giữa nước ngọt và nước mặn, như động lực cửa sông là một phần tích hợp của các cơ chế chức năng và các quá trình vận chuyển trầm tích trong các delta này. Các quá trình cửa sông có thể xảy ra trong giới hạn của cửa sông hoặc trong một môi trường ngoài khơi không giới hạn, tùy thuộc vào dòng chảy sông và kích thước hạt. Các quá trình cửa sông của sông kinh điển có thể được loại trừ hoàn toàn khỏi loại hạt thô-nhỏ được gọi là loại-Gilbert hoặc nón-delta được nuôi dưỡng bởi các dòng suối ngắn chảy ra từ vùng núi dốc trong nội địa, một khả năng ở các nơi của phía tây Địa Trung Hải và trên bờ biển Thái Bình Dương dốc của Nam Mỹ. Phổ biến hơn, nước biển thâm nhập tới lòng sông, hoặc trộn lẫn ở mức độ khác nhau với lưu lượng nước ngọt của sông, hoặc như một nêm muối kinh điển bên dưới lưu lượng nước sông nằm trên. Nước và tải lượng đáy thường di chuyển ra phía biển ở phần sông chiếm ưu thế của đới chuyển tiếp sông-biển, trong khi ở phần thủy triều chiếm ưu thế, thì chuyển động cuối cùng được tích hợp qua chu kỳ thủy triều (bao gồm cả triều lên đầy và xuống kiệt và dòng chảy sông) có thể ra phía biển hoặc vào phía đất liền, tùy thuộc vào lưu lượng sông và

vào giai đoạn thủy triều lên-xuống. Do đó, dòng chảy ở các đoạn cửa sông của delta thường được đặc trưng bởi đường vận chuyển triều lên và triều xuống chiếm ưu thế “lảng tránh” lẫn nhau xung quanh các bãi triều kéo dài trong các lòng sông của delta và các lạch triều lớn.

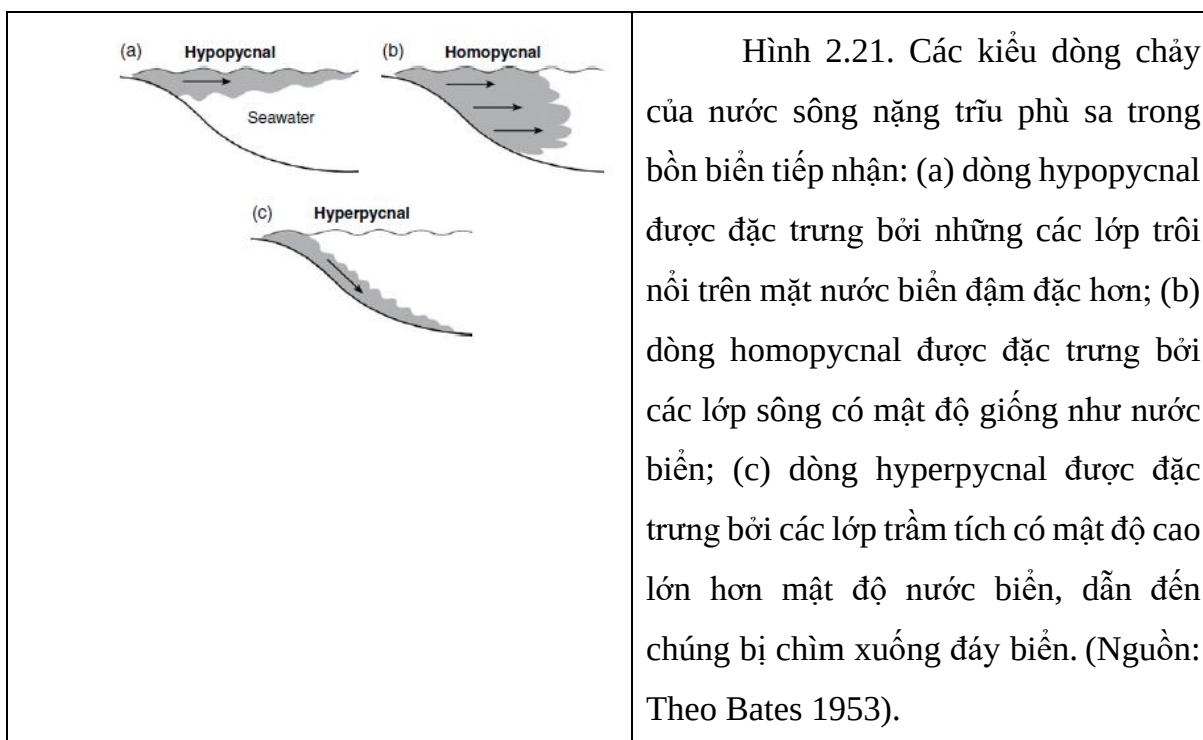
Tại giao diện giữa nước ngọt chảy xuống và nêm mặn chảy lên, hoạt động của dòng triều và dòng mật độ trong các lòng sông của delta có thể tạo ra sự lắng đọng và tái lơ lửng vật liệu mịn xen kẽ về cực đại độ đục của cửa sông (Estuary Turbidity Maximum-ETM), một đối biểu thị nồng độ trầm tích lơ lửng (Suspended Sediment Concentration-SSC) thường rất cao. Sự thâm nhập nêm-mặn, một cơ chế cơ bản trong việc lấp đầy cửa sông, có thể dẫn đến việc tái đưa vào các lòng sông delta trầm tích đã được lắng đọng do sông ở đới gần bờ hoặc ngoài khơi.

Các quá trình lắng đọng trầm tích dẫn đến sự lắng đọng bùn, đặc biệt là ở các delta thủy triều chiếm ưu thế có cửa-mở, không đơn giản bao gồm sự tích lũy trạng thái-ổn định chậm chạp và đơn điệu. Trầm tích đang tích tụ trong cột nước trong ETM thường bắt nguồn từ hoàn lưu trọng lực và bơm các trầm tích đáy do thủy triều, bởi vì ETM là một ao trầm tích di động được duy trì bởi quá trình hội tụ nước ngọt và nước mặn. SSC trong ETM có thể cao đến mức tạo ra bùn lỏng, đặc biệt là sau tái lơ lửng mạnh do dòng triều cường và sóng biển. Các thân bùn-lỏng bên dưới cực địa độ đục có thể tạo ra các lớp bùn rất dày trong delta, ở những nơi có thủy triều mạnh mẽ, như sông Fly và sông Amazon. Trầm tích thường trải qua trao đổi với cột nước bên trên, và các quá trình này được tịnh tiến tiếp tục theo chiều thẳng đứng và về phía đất liền hoặc ra phía biển, như một hàm của chu kỳ thủy triều và các biến đổi theo mùa hoặc ngắn hạn về lưu lượng sông và mực nước biển. Những thay đổi về lưu lượng sông, đặc biệt là ở các môi trường theo mùa, vùng nhiệt đới, và những biến thiên triều cường-kiệt thường dẫn đến sự thay đổi lớn về nồng độ của trầm tích lơ lửng bởi ảnh hưởng đến các quá trình tái lơ lửng, nhưng xuất khẩu trầm tích đáng kể cũng có thể là kết quả trong các thời kỳ dòng nước ngọt chảy ra mạnh. Do đó, bùn sông có thể được phát tán tới các bờ biển lân cận do dòng chảy ven bờ được tạo ra do sóng, thủy triều và ứng suất gió.

2.4.3. Các lớp cửa sông (river-mouth plumes)

Trầm tích sông không tích tụ trên bãi bồi của delta, sẽ được đưa ra đến bờ biển. Tải lượng hạt mịn có thể được tích tụ ở ngoài khơi trên bộ phận delta dưới nước hoặc được vận chuyển dọc bờ. Trong các hệ thống sông lớn như Amazon, động lượng của dòng chảy nước ngọt thậm chí có thể ngăn cản xâm nhập mặn, và cột nước ngọt trực tiếp di chuyển ra ngoài biển tới vài cây số, tạo ra các tác động vật lý và sinh địa hóa ở vùng nước ven bờ và sâu hơn vào vùng có luồng nước đục dễ nhận ra của trầm tích được sinh ra do sông (Bianchi và Allison, 2009). Bianchi và Allison (2009) đã gọi các cửa sông trước-delta của các sông lớn (Large-river Delta-front Estuary-LDE) này, và đã cân nhắc rằng, chúng có tác động toàn cầu tác động đến sinh-địa-hóa biển bởi hành động như là cả “các tác nhân” lẫn “người ghi chép” về sự thay đổi môi trường tự nhiên và nhân sinh.

Tại những nơi dòng chảy sông gặp biển, đó là trường hợp ở hầu hết các delta, thì những khác biệt rõ rệt về mật độ do tương phản về độ mặn giữa nước ngọt và nước mặn, và/hoặc do biến đổi nồng độ trầm tích trong cột nước, đều quyết định một số quá trình là nền tảng cho sự lắng đọng trầm tích delta biến hạt-mịn. Những khác biệt về tỷ trọng giữa vực nước lẫn đầu tiên được nhận ra và được sử dụng làm cơ sở để phân loại delta theo quá trình bởi Bates (1953), người đã phân biệt giữa các dòng chảy hypopycnal, homopycnal và hyperpycnal (Hình 2.21). Hypopycnal bao gồm các dòng chảy trong đó nước sông đi vào và tải lượng trầm tích của nó ít đậm đặc hơn nước biển. Dòng chảy sông thường tạo thành một lớp trôi nổi mỏng tương phản về màu sắc với nước biển bên cạnh. Lớp này đang dần dần bị vỡ bởi sóng bề mặt dọc theo rìa phía biển của nó và bởi sóng nội trong sự tiếp giáp nước ngọt-mặn, cho phép trầm tích được lắng xuống đáy biển hoặc bị phân tán. Dòng chảy homopycnal xảy ra khi không có mật độ tương phản giữa nước sông chảy vào và bồn nhận nước. Đây thường là trường hợp sông chảy vào hồ, cả hai vực nước đều là nước ngọt. Ở những nơi dòng chảy sông được biểu hiện đậm đặc hơn so với nước của bồn thu nhận bởi tải lượng trầm tích lơ lửng cao, thì dòng hyperpycnal có kết quả với sự chìm xuống nhanh chóng của lớp các chất lắng đọng.



Các lớp hyperpycnal thường xảy ra ở những nơi lưu lượng sông cực kỳ đục, như trong trường hợp của sông Amazon và sông Hoàng Hà. Những dòng chảy này cũng xảy ra theo giai đoạn trên các tiền delta khác trong các mùa nước lũ có lưu lượng độ đục đặc biệt cao, như trên delta sông Var nhỏ, ở Pháp. Đôi khi, dòng chảy hyperpycnal cũng có thể xảy ra trên nhiều con sông sau một thời kỳ lưu lượng sông rất thấp dưới ảnh hưởng của hoạt động nê-mặn đáng kể, một ví dụ tốt đã được mô tả từ Mississippi (Woodroffe và Saito, 2011). Trong một thời kỳ dòng chảy đặc biệt thấp, nê-mặn được mở rộng trên sông Mississippi gần đến điểm lấy nước cho thành phố New Orleans. Sự gia tăng tiếp theo về lưu lượng sông, ETM được hình thành tại đầu nê-mặn này vào sườn-delta, do dòng hyperpycnal daammj đặc. Trên thềm lục địa Amazon, những lớp mật độ cao này (lên đến 10 g/l) bắt nguồn cho ETM dựa trên thềm lục địa được hình thành phía ngoài cửa sông (xem Hộp II.1).

Wright (1985) đã đưa ra một mô tả chi tiết hơn về các quá trình và hình thái cửa sông là một hàm của bản chất dòng chảy, dạng hình học của cửa sông, độ sâu tương đối của sông và bồn nước mà tải lượng trầm tích, kích thước hạt và tỷ trọng đổ vào đó. Tại các bồn biển có sông đổ vào nông, hoặc ở những nơi có cồn ngầm nông xuất hiện ở cửa

sông, thì dòng chảy sông có thể bị chậm lại do ma sát với đáy biển, dẫn đến phân chia hai nhánh, như trong trường hợp sông Mississippi. Cấu trúc thủy văn và động lực của các lớp phát ra từ hai cửa của delta sông Mississippi – là cửa chính Mississippi và cửa Atchafalaya, là khác nhau, bởi vì sự khác biệt về độ sâu của mép thềm lục địa (Bianchi và Allison, 2009). Lưu lượng của cửa trước vào nước sâu gần mép thềm lục địa cạnh, trong khi lưu lượng của cửa sau vào vùng nước nông trên một thềm lục địa rộng 150 km.

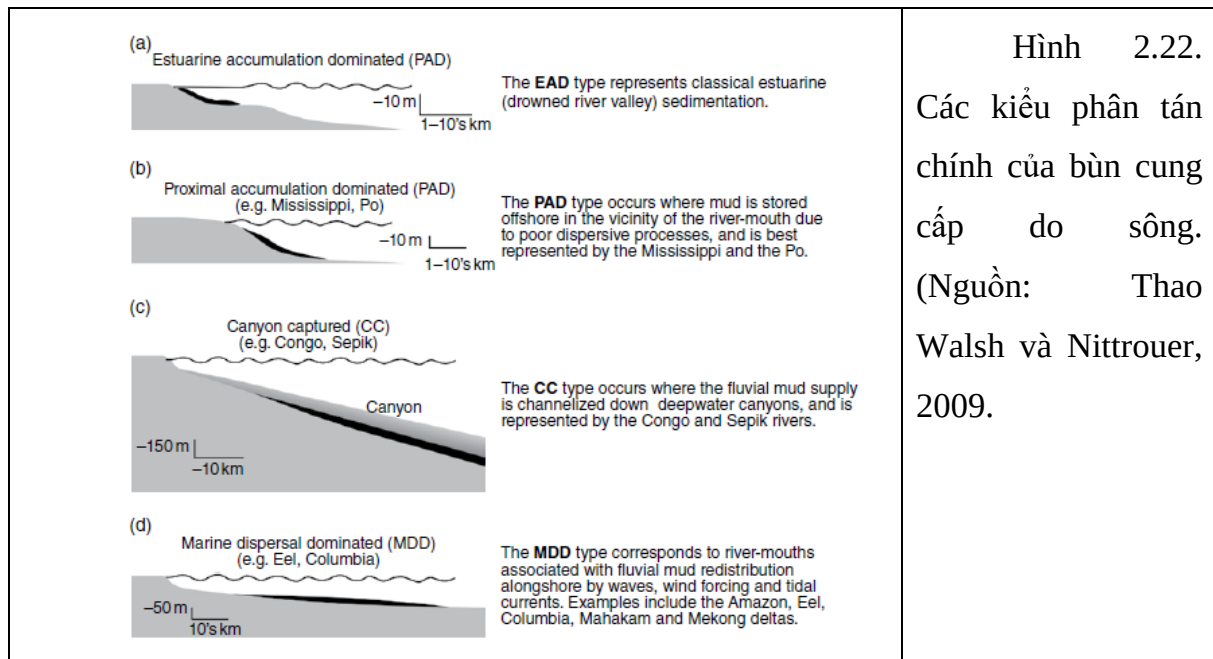
Dòng chảy ra của sông thường bị xáo trộn, do bồn thu nhận tương đối nông và ảnh hưởng xáo trộn chung của các dòng sinh ra do thủy triều hoặc do gió mạnh và sóng. Các lớp xáo trộn tốt do cường bức của gió mạnh trong sự hiện diện của thủy triều yếu xảy ra phía ngoài mặt bãi/bờ (shoreface) Mississippi. Các dòng chảy sinh ra do thủy triều và gió, cùng với sự nhiễu loạn đã tạo ra những biến đổi về năng lượng sóng và lưu lượng sông cao, dẫn đến sự tái lơ lửng trầm tích mạnh, trong khi không có sự phân tầng lại cho phép độ đục trầm tích bị xáo trộn ở cả cột nước. Prodelta thường là bùn, bởi vì môi trường bùn ngoài khơi, hoặc từ các tầng hypopycnal ban đầu hoặc từ các tầng hyperpycnal, đôi khi, được gắn liền với ETM ngoài khơi, như phía ngoài Amazon (xem Hộp II.1). Tuy nhiên, nồng độ trầm tích trong các tầng của sông có thể lắng xuống rất nhanh ở gần cửa delta ở những con sông có lưu lượng cao, như sông Po và sông Hồng (ở Hoa Kỳ), do đó, đôi khi lấy đi phần prodelta của bùn.

Quan trọng đối với các khía cạnh lắng đọng trầm tích này là các quá trình chuyển tiếp từ cửa sông sang đường bờ biển. Mặc dù sự chuyển tiếp này rất quan trọng trong lắng đọng trầm tích của delta, nhưng vẫn còn nhiều điều để hiểu về hình thái động lực liên quan. Hành vi của các con sông gần cửa của nó, về cơ bản, là khác với phần thượng nguồn. Vùng gần cửa được gọi là “chỗ nước đọng” (backwater), và nó có thể mở rộng đối với các sông lớn, có độ nghiêng thấp, do đó, tạo ra dòng chảy không đồng nhất làm giảm tốc độ về phía cửa sông (Lamb và cs., 2012). Đới nước đọng của sông Mississippi trong lúc dòng chảy thấp được mở rộng, ví dụ, 500 km về phía thượng nguồn của cửa sông. Đới nước đọng này là động, và sự mở rộng về phía thượng nguồn của nó là nhạy cảm với cả lưu lượng sông và độ cao mặt nước tại cửa sông. Về phần mình, độ cao mặt nước tại cửa sông có thể bị ảnh hưởng bởi sự biến đổi thủy triều, nước dâng trong bão,

mực nước biển và động lực của dòng sông. Các trận lũ lớn đẩy ranh giới phía thượng lưu của chỗ nước đọng về phía đường bờ biển, và điều này ảnh hưởng đến các kiểu hội tụ trầm tích, có thể kiểm soát xói lở và bồi tụ (Lamb và cs., 2012). Mô hình hóa của Lamb và cs. (2012) cho thấy rằng, trong các pha lưu lượng cao như vậy, độ sâu dòng chảy bình thường có thể trở nên lớn hơn độ sâu nước tại cửa sông, và điều này dẫn đến sự sụt giảm bề mặt nước, tăng cường dòng chảy theo không gian và xâm thực đáy sông, độ cao của mặt nước tại cửa sông tương đối không nhạy cảm với lưu lượng, do tản ngang của nước sông.

2.4.4. Lưu giữ và phân tán bùn biển ngoài cửa sông

Walsh và Nittrouer (2009) đã cố gắng phân loại các cửa sông lớn theo cách bùn sông được lưu giữ hoặc được phân phối lại (Hình 2.22). Một hệ thống phân tán đáng chú ý nhất là của sông Amazon (xem Hộp II.1). Khoảng 15–20% bùn được cung cấp bởi con sông này được tập trung do các quá trình khác nhau thành một chuỗi của các bãi cạn ven bờ, dịch chuyển về phía cửa sông Oricono dưới ảnh hưởng sóng (Anthony và cs., 2010). Phần còn lại góp phần vào sự tăng trưởng của cấu trúc dạng nêm (clinoform) (delta dưới nước (SD) trong hình 13.5), là một sự tích tụ quan trọng được tìm thấy trên thềm lục địa về phía biển của cửa một số sông lớn và được đặc trưng bởi các đáy phía trước với tốc độ tích tụ trầm tích cao, thường vượt quá vài cm mỗi năm. Các ví dụ khác về loại hệ thống này bao gồm các sông Fly, Dương Tử, Hằng-Brahmaputra và Po. Dòng chảy hyperpycnal có thể đóng vai trò như người nuôi dưỡng trầm tích của dòng chảy trọng lực ngoài khơi bởi hoạt động của sóng, đặc biệt là trong lúc có bão.



2.4.5. Tích tụ tải lượng đáy ở các cửa sông delta

Cung cấp tải lượng đáy cho bờ biển là quan trọng đặc biệt trong lúc có các sự kiện lũ-sông lớn. Trong những điều kiện như vậy về sự chiếm ưu thế do sông mạnh của động lực lòng sông delta, các quá trình cửa sông liên quan trong đến sự hình thành các tuyến vận chuyển tải lượng đáy lẫn nhau bên trong lòng sông delta chính có thể được thực hiện, và tải lượng đáy được vận chuyển trực tiếp tới cửa của các lòng sông này. Edmonds và Slingerland (2007) tìm thấy từ nghiên cứu mô hình là, khoảng cách giữa cửa sông và cồn ngầm cửa-sông tỷ lệ thuận với dòng động lượng của sông sông và tỷ lệ nghịch với kích thước hạt trầm tích. Dòng năng lượng càng lớn và kích thước hạt càng lớn, thì khoảng cách này càng lớn. Các cồn ngầm cửa-sông thường là các tích tụ cát nước nông, chịu tác động của sóng, điều này ngăn cản sự lắng đọng bùn hoặc tái lơ lửng bùn đã được tích tụ trong các pha năng lượng thấp hơn trước đó. Các cồn ngầm thiếu bùn cũng xảy ra do sự lắng đọng bùn nhanh trong phạm vi giữa cửa sông và cồn ngầm, đặc biệt khi các kết tụ (flocs) lớn, chìm xuống nhanh chóng là một phần quan trọng của tải lượng lơ lửng.

Các cồn ngầm cửa sông rất quan trọng trong phát triển delta như được chỉ ra trong phần tiếp theo. Chúng thường phải chịu hai phương thức phát triển: (1) chúng được xây



dựng bởi hoạt động của sóng để hình thành cồn cát chắn, cung cấp nơi ẩn náu cho sự lắng đọng hạt mịn nhanh chóng ở đồng bằng phía sau cồn chắn và đầm phá; (2) chúng hoạt động như nguồn và tuyến vận chuyển dọc bờ cho cát, góp phần vào sự phát triển của bãi biển và cồn chắn liền kề (xem hình 2.2). Trên một số bờ biển mở, đặc biệt là những nơi có sóng lừng liên tục xảy ra, và ở những nơi không có mũi đá gốc, cát được cung cấp với số lượng lớn do sông, đặc biệt là các con sông chảy trên lưu vực có đá granit và đá cát kết, có thể được vận chuyển dọc bờ tới hàng trăm km khỏi các cửa sông delta, hình thành các tích tụ lớn của những val bãi/bờ kế tiếp, như trên nhiều bộ phận của bờ biển Tây Phi (Anthony và Blivi, 1999) và bờ biển Thái Bình Dương của Mexico.

NỘI DUNG ÔN TẬP CHƯƠNG II

1. Về quá trình thành tạo châu thổ (Delta).
2. Các điều kiện cơ bản để hình thành được một châu thổ.
3. Hãy nêu các châu thổ điển hình trên thế giới và các đặc điểm tự nhiên.
4. Hình thái động lực của châu thổ.
5. Các phương pháp nghiên cứu châu thổ.
6. Khả năng lắng đọng trầm tích của châu thổ

TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG II)

Anthony EJ. 1995. Beach-ridge progradation in response to sediment supply: examples from West Africa. *Marine Geology* 129: 175-186.

Ashton A.D and Giosan (2011) Wave-angle control of delta evolution. *Geophysical Research Letters* · July 2011

Bates, C. 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 37: 2119–2162.

Bhattacharya, J.P. and Giosan, L. (2003) Wave-influenced deltas: geomorphological implications for facies reconstruction. *Sedimentology*, 50, 187–210..



Bianchi, T.S., and M.A. Allison. 2009. Large-river delta-front estuaries as natural “recorders” of global environmental change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 106:8,085–8,092, <https://doi.org/10.1073/pnas.0812878106>

Bianchi, T.S., and M.A. Allison. 2009. Large-river delta-front estuaries as natural “recorders” of global environmental change. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 106:8,085–8,092, <https://doi.org/10.1073/pnas.0812878106>

Boyd, R., Dalrymple, R. and Zaitlin, B.A. (1992) Classification of clastic coastal depositional environments. *Sed. Geol.*, 80, 139–150.

Coleman JM, Huh OK, 2004. Major world deltas: A perspective from space. Report Coastal Studies Institute, and Department of Oceanography and Coastal Sciences, Louisiana State University, Baton Rouge, Louisiana. URL

Evans, G. 2012. Deltas: The fertile dustbins of the world. *Proceedings of the Geologists' Association* 123:397–418.

Edward J. Anthony 1997 Problems of hazard perception on the steep, urbanised Var coastal floodplain and delta, French Riviera. *Journal of Mediterranean Geography*

Galloway, W.E. (1975) Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: *Deltas, Models for Exploration* (M.L. Broussard, Ed.). Houston Geological Society, Houston, TX, pp. 87–98.

Hori K và Saito Y (2008) Classification, Architecture, and Evolution of Large-River Deltas. In book: *Large Rivers: Geomorphology and Management*

Lamb, M. P., J. A. Nittrouer, D. Mohrig, and J. Shaw (2012), Backwater and river-plume controls on scour upstream of river mouths: Implications for fluvio-deltaic morphodynamics, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JF002079.

Milliman, J.D. and Meade, R.H. (1983) World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J. Geol.*, 91, 1–21.



Orton, G.J. and Reading, H.G. (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475–512.

Orton, G.J. and Reading, H.G. (1993) Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 40, 475–512

Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S., Vella, C., 2006. Sediment budget of the Rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Mar. Geol.* 234, 143–157

Syvitski J.P.M., Overeem, I., Brakenridge G. R, Hannon M (2012). Floods, floodplains, delta plains — A satellite imaging approach. *Sedimentary Geology* xxx (2012)

Walker, R.G. (1992) Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: *Facies Models: Response to Sea Level Change* (R.G. Walker and N.P. James, Eds.). Geological Association of Canada, St Johns, NF, pp. 1–14.

Walsh, J.P. and Nittrouer, C.A. (2009). Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. *Marine Geology* 263(1-4):34-45

Wheatcroft, R. A., Stevens, A. W., Hunt, L. M., and Milligan, T. G. (2006) : The large-scale distribution and internal geometry of the fall 2000 Po River flood deposit: Evidence from digital X-radiography, *Cont. Shelf Res.*, 26, 499–516, 2006.

Wright, L.D. (1982) Deltas. In: *The Encyclopedia of Beaches and Coastal Environments* (M.L. Schwartz, Ed.). Hutchinson Ross Publishing Co., Stroudsburg, PA, pp. 358–369.

Wright, L.D. (1985) River Deltas. In: *Coastal Sedimentary Environments* (R.A. Davis, Jr, Ed.), 2nd revised expanded edition. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–76.

Wolinsky M.A., Douglas A. E, Martin J, and Paola C (2012). Delta allometry: Growth laws for river deltas *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 37, L21403



Woodroffe and Saito, 2011. River-Dominated Coasts. Treatise on Estuarine and Coastal Science, vol. 3 Estuarine and Coastal Geology and Geomorphology. Edition: 1st.
Chapter: 3.05

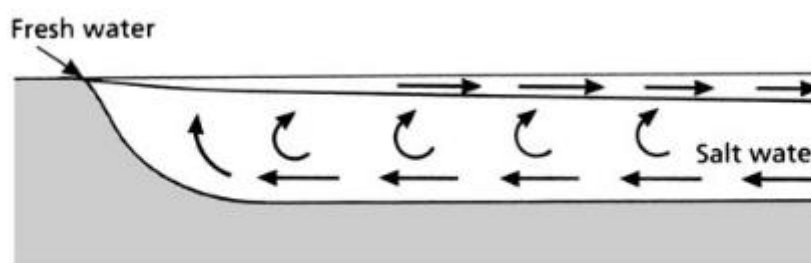
CHƯƠNG 3. ĐỘNG HỌC VÙNG CỬA SÔNG

3.1. DÒNG CHẢY TRONG KHU VỰC CỬA SÔNG

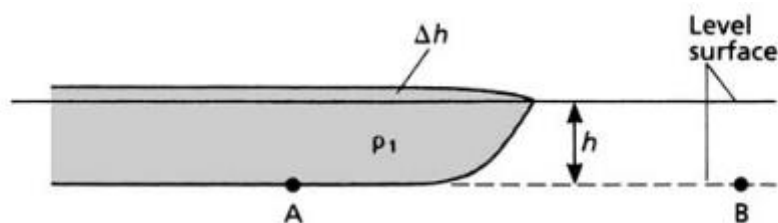
Từ khái niệm rõ ràng, cửa sông là một vịnh, một phần của vịnh, hoặc một cửa vào hẹp, trong đó nước ngọt từ đất liền đã làm giảm độ mặn của nước biển. Nguồn nước ngọt làm cho một mô hình tuần hoàn nước đặc trưng được thiết lập ở cửa sông, nơi trong đó ngọt hơn, và do đó nhẹ hơn, nước chảy ra khỏi cửa sông trong lớp bề mặt và ở lớp nước sâu hơn đưa nước từ biển khơi vào cửa sông (Hình. 3. 1). "Hoàn lưu cửa sông" này được quan trắc là mô hình hoàn lưu chủ đạo ở các cửa sông, nơi nước chảy vừa phải và nơi trộn lẫn bởi dòng chảy thủy triều yếu.

Lực chính thúc đẩy lưu thông trong cửa sông là một gradient áp suất ngang được tạo ra bởi sự chênh lệch mật độ giữa khối nước ngọt mới được thêm vào và thể tích nước mặn tại chỗ. Lực ở trên tầng mặt và hướng xuống cửa sông, nơi cách xa nguồn nước ngọt. Kết quả dòng chảy, phụ thuộc vào sức nổi của nước ngọt, thường được gọi là dòng do lực nổi.

Nguồn gốc của gradient áp suất được minh họa trong Hình 3.2, trong đó một lớp nước ngọt có tỷ trọng ρ_1 nằm lên trên khối nước có tỷ trọng cao hơn, ρ_2 . giả định rằng không có gradient áp suất ngang ở dưới cùng của lớp mật độ thấp hoặc ở bất kỳ mức sâu hơn nào. Như vậy, áp suất tại A ở tầng dưới cùng của lớp trên là như nhau



Hình 3.1 Nước ngọt xâm nhập vào phần phía trên cửa sông (bên trái) tạo ra lớp nước nhạt dưới bề mặt đi ra khỏi cửa sông và bù lại lượng nước mặn sâu hơn đi vào về phía đầu cửa sông. Lớp trên dày hơn khi di chuyển khỏi nguồn nước ngọt do nước mặn bị cuốn vào từ bên dưới.



Hình 3.2 Một vũng nước nhẹ, ρ_1 , nằm trên và bên cạnh nước có mật độ lớn hơn, ρ_2 . Nếu áp suất tại A và B như nhau thì độ cao của mặt biển phía trên A phải cao hơn phía trên B.

Vì áp suất tại B, cùng mức với A nhưng B nằm ngoài lớp nước ngọt. Nếu áp suất tại A, B là như nhau thì trọng lượng của nước ở trên hai điểm phải bằng nhau và cột của nước nhẹ hơn ở trên A phải cao hơn cột nước ở trên điểm B. Sự khác biệt về chiều cao của mặt nước ở hai vùng, là Δh , có thể được tính bằng cách cân bằng áp suất tại A với áp suất tại B. Áp suất được tính bằng cách nhân khối lượng riêng của nước với độ cao với gia tốc trọng trường - tức là, $P = \rho gh$. Trên A, khối lượng riêng là ρ_1 và chiều cao là $h + \Delta h$, do đó áp suất là $\rho_1 g (h + \Delta h)$, và trên B khối lượng riêng là ρ_2 nhưng độ cao chỉ là h , cho một áp suất $\rho_2 gh$. Sau khi cân bằng các biểu thức này sẽ dẫn đến công thức

$$\Delta h = h(\rho_2 - \rho_1)/\rho_1$$

Ví dụ, cho lớp nước ngọt có khối lượng riêng $\rho_1 = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ có độ dày $h = 2 \text{ m}$ trên lớp sâu hơn có khối lượng riêng $\rho_2 = 1025 \text{ kg m}^{-3}$. Phương trình 4.04 cho biết rằng nước ở trên điểm A, trong Hình 3.2, cao hơn điểm B khoảng 5 cm.

Vì áp suất tại A và B như nhau nên không có lực nào có thể di chuyển mặt nước theo phương ngang giữa hai điểm. Tuy nhiên, tại tất cả các điểm nằm phía trên A, áp suất lớn hơn tại mức tương ứng ở trên B. Áp suất cao hơn này đẩy nước ở lớp trên nhẹ hơn sang phải trên hình mặt nằm lớp nước nặng hơn. Khi lớp nước nhẹ hơn nằm trên lớp nặng hơn hướng ra biển khơi, quá trình rối trong nước khiến hai lớp trộn lẫn với nhau, điều này làm giảm sự khác biệt hiện có giữa hai lớp. Lớp trên trở nên dày hơn, tăng mật độ và chậm lại. Tầm quan trọng của quá trình này đối với lưu thông ở cửa sông được giải thích trong Hộp III. 1.

HỘP III.1 SỰ CÂN BẰNG CỦA CÁC LỰC TRONG CỬA SÔNG

Động lực của dòng chảy là sự chênh lệch áp suất do nước ngọt ở tầng mặt tạo ra ở cửa sông. Lực này (trên một đơn vị khối lượng) được biểu thị bằng toán học là

$$\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx}$$

Lực cân bằng được tạo ra bởi sự trộn lẫn giữa lớp trên và lớp dưới. Khi nước phía trên chuyển động nhanh được trao đổi với nước phía dưới chuyển động chậm, một lực được tạo ra làm chậm lớp trên và tăng tốc độ cho lớp dưới.

Một biểu thức toán học cho lực bắt đầu bằng phương trình

$$K_e \frac{d\bar{u}}{dz}$$

đó là phương trình thông lượng khuếch tán theo phương thẳng đứng của động lượng và K_e là độ khuếch tán xoáy và $d\bar{u} / dz$ là gradient thẳng đứng của vận tốc trung bình. Công thức tính thông lượng thẳng đứng của động lượng qua một lớp nằm ngang có độ dày dz . Nếu như cùng một lượng động lượng đang rời khỏi lớp như khi đi vào lớp đó, thì không có lực nào được tác động lên lớp. Lực phát sinh khi lớp được tăng hoặc mất động lượng, lực này xảy ra khi thông lượng thẳng đứng không đổi theo chiều sâu. Tình huống này xảy ra khi độ khuếch tán xoáy hoặc gradient vận tốc thay đổi theo độ sâu. Thông thường K_e được coi là không đổi và sự hội tụ hoặc phân kỳ của động lượng được cho là do sự biến đổi của lực ứng suất theo phương thẳng đứng. Vì lực ứng suất là do gradien vận tốc tạo thành, nên gradien của ứng suất là gradien của gradien vận tốc, thường được gọi là đạo hàm cấp hai của vận tốc. Do đó nếu K_e không đổi thì lực là :

$$K_e \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2}$$

và sự cân bằng giữa gradient áp suất theo phương hướng xuống cửa sông, và lực cản của nước bên dưới được biểu thị bằng

$$\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dx} = K_e \frac{d^2 \bar{u}}{dz^2}$$

Phương trình này không bao gồm lực Coriolis vì chúng tôi giả định rằng cửa sông quá hẹp đối với lực này để nó trở nên quan trọng. Dòng được coi là hai chiều hoặc như nhau dọc theo bất kỳ đoạn nào được cắt theo chiều ngang của trục dọc cửa sông. Một vấn đề với phương trình là không thể đi đến một cửa sông và đo trực tiếp độ lớn của gradient áp suất của lực cản. Người ta cũng biết rằng sự khuếch tán xoáy không phải là một hằng số mà là một hàm của thời gian và của vị trí.

Tuy nhiên, phương trình rất hữu ích vì nó có thể được sử dụng cùng với các phương trình bắt buộc khác để xây dựng mô hình toán học của cửa sông (Rattray và Hansen 1962, Dyer 1973, Nunes Vas 1994). Sau đó, phân bố dòng và các phân bố đặc tính mà mô hình dự đoán có thể được so sánh với các phân bố quan sát được. Bằng cách điều chỉnh mô hình để tạo ra các phân phối tương tự như những gì được quan sát, có thể xác định được đâu là yếu tố quan trọng nhất kiểm soát hoàn lưu.

Một đặc điểm của hoàn lưu cửa sông được quan sát thấy trong các mô hình là nước mặn chảy sâu vào cửa sông. Điều này là hậu quả trực tiếp của sự trao đổi rối giữa lớp tươi phía trên và lớp trung gian ngay bên dưới. Khi nước ở lớp trên chảy ra khỏi cửa sông, nó trở nên chậm hơn và nặng hơn do xung lượng khuếch tán theo phương thẳng đứng. Đồng thời, sự khuếch tán làm cho phần nước ngọt phía trên được trao đổi với phần nước mặn sâu hơn và lớp bề mặt trở nên dày hơn khi nó tiến ra khỏi cửa sông. Sau đó, muối được vận chuyển ra khỏi cửa sông bằng lớp bên ngoài ở lớp trên. Theo thời gian, chuyển động này sẽ có xu thế làm cho nước ở cửa sông trở nên hoàn toàn ngọt, điều này không xảy ra vì nước dưới phát triển và mang muối vào cửa sông.

+ Các nguồn của chuyển động rối : số Richardson

Các chuyển động rối trộn lẫn lớp nước ngọt phía trên của cửa sông với lớp mặn bên dưới có thể được tạo ra bởi một số quá trình khác nhau. Sóng vỡ ở bề mặt và dòng do gồ ghề ở đáy và hai bên cửa sông có thể tạo ra lượng rối đáng kể, nhưng lớn nhất là do rối tạo ra bởi sự phá vỡ của sóng trên mặt phân cách giữa hai lớp. Các sóng nội bên

trong được tạo ra trên mặt phân cách mật độ bởi sóng gió ở bề mặt, sự thay đổi áp suất trong khí quyển, do sự bất thường trong độ sâu dưới đáy và các yếu tố khác.

Sự tồn tại của các sóng nội này sẽ trở nên không ổn định và bị phá vỡ thành các rối (nhiều loạn) thường được ước tính bằng số Richardson. Con số này là tỷ số của hai lực đối nghịch - một có xu hướng giữ mật độ tại bề mặt giao diện và một có xu hướng tăng kích thước của sóng. Đầu tiên được tạo ra bởi sự thay đổi mật độ trên bề mặt phân cách, điều này tạo ra một lực khôi phục sức nổi (Phần 3.2.3) có xu hướng giới hạn biên độ của sóng. Năng lượng để tăng kích thước của sóng được tạo ra từ sự khác biệt về vận tốc

Cường độ của lực nổi (thăng) thường được biểu thị bằng bình phương của tần số Brunt-Väisälä (số N) trong khi năng lượng có sẵn trong ứng suất được biểu thị bằng bình phương của gradient vận tốc. Số Richardson là tỷ số của hai giá trị này:

$$Ri = \frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz} / \left(\frac{du}{dz} \right)^2$$

$$N = (g/\rho \, d\rho/dz)^{1/2}$$

Nếu số (R_i) này cao thì lực nổi liên quan đến phân tầng mật độ sẽ mạnh và sóng trên bề mặt không phát triển và vỡ ra mà có xu hướng bị giảm bớt. Trên thực tế, nếu tỷ lệ này lớn hơn 0,25, sóng ở tất cả các bước sóng đều ổn định (Turner 1973). Nếu sự chênh lệch mật độ giảm hoặc ứng suất tăng lên sao cho $Ri < 0,25$, sóng sẽ phát triển theo biên độ bằng cách lấy năng lượng từ ứng suất vận tốc và cuối cùng sóng trở nên không ổn định. Sự không ổn định Kelvin – Helmholtz này làm cho các sóng cuộn lại lên và tan rã thành một mảng rối.

3.2. DÒNG CHẢY TRONG SÔNG VÀ KHỐI NƯỚC SÔNG TRÊN THỀM LỤC ĐỊA

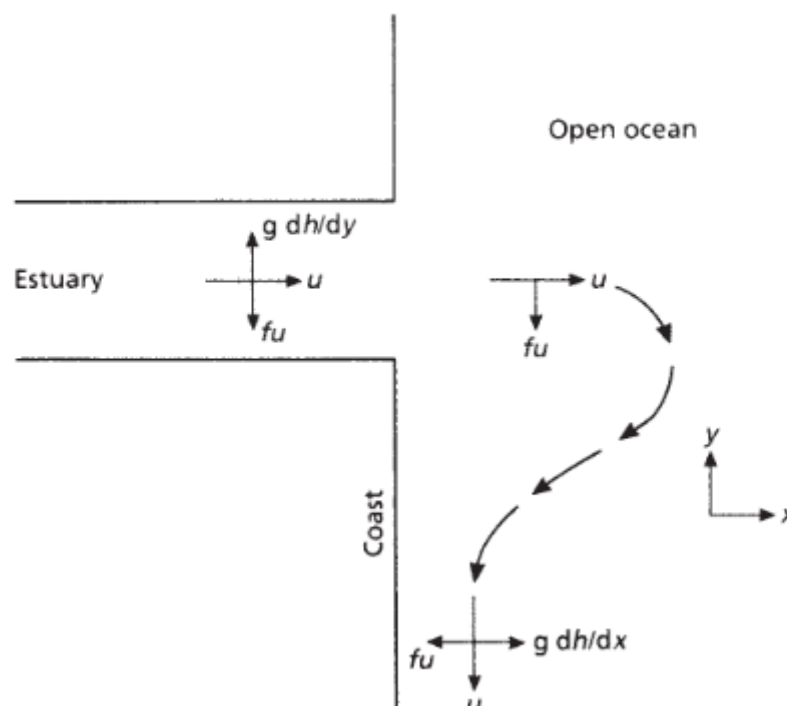
Trong phần này, chúng tôi đề cập đến tác động của nước từ sông hoặc cửa sông đổ ra thềm lục địa, hoặc vào vùng biển nửa kín. Trong một số tình huống mà sông chiếm



ưu thế lớn so với bất kỳ tác động nào của thủy triều, trên bề mặt ngoài thềm lục địa chủ yếu là nước ngọt từ chính dòng sông, và được gọi là khối nước sông (Plume). Trong các tình huống khác, có sự thâm nhập mạnh mẽ của nước mặn vào thung lũng sông để tạo thành cửa sông, và nước này chảy ra thềm lục địa là nước sông trộn với một lượng nước mặn đáng kể. Dòng này tạo thành một khối nước ở cửa sông. Các ví dụ về các khối nước sông đã được nghiên cứu theo cách tổng hợp về sinh học / vật lý bao gồm Mississippi tại mỗi nơi trong số ba điểm đi qua của nó ở đồng bằng của nó, sông Amazon, sông Fraser và sông Connecticut. Các khối nước ở cửa sông phổ biến hơn nhiều, những chùm ở Chesapeake, St Lawrence và sông Hudson là một số trong số những loài được nghiên cứu nhiều hơn ở Bắc Mỹ.

Khi nước nhẹ ở tầng trên từ một cửa sông hoặc một con sông chảy ra biển khơi, nó sẽ tạo ra một vùng hẹp, nơi dòng chảy chủ yếu là hai chiều và đi vào một thế giới ít liên kết hơn, nơi lực Coriolis có thể thay đổi hướng của dòng. Trong minh họa ở Hình 4.13, nước di chuyển xuống một cửa sông ở Bắc bán cầu với vận tốc u . Bởi vì chuyển động này liên quan đến chuyển động của trái đất nên có hiệu ứng Coriolis hướng nước về bên phải của dòng chảy. Tuy nhiên, nước không thể thay đổi hướng do ranh giới bên của cửa sông nhưng nước di chuyển sang phải gây ra độ nghiêng nhẹ so với mặt biển và một gradient áp suất theo hướng ngược lại với lực Coriolis. Do đó, dòng là cân bằng địa chuyển và độ dốc của mặt biển có thể được ước tính theo cách thể hiện trong Hộp 4.04.

Khi nước chảy ra khỏi cửa sông, độ dốc bề mặt này bị mất đi và không thể cung cấp lực áp suất để cân bằng lực Coriolis. Lực Coriolis làm cho nó quay sang phải nhưng nó lại xuất hiện bên trong đường bờ và tạo ra một tình huống tương tự như tình huống tìm thấy trong cửa sông. Khi lực Coriolis đẩy nước sang phải, sự ngăn chặn của bờ biển gây ra một gradient áp suất đối nghịch dưới dạng một độ dốc nhỏ của mực nước biển so với bờ biển và dòng nước ngọt hơn tiếp tục trên đường đi của nó như một dòng chảy ven biển ở trạng thái cân bằng địa chuyển song song với bờ biển. Mô hình thí nghiệm của quá trình này được mô tả bởi McClimans (1986).



Hình 3.3 Nước di chuyển xuống cửa sông với vận tốc u đang ở trạng thái cân bằng địa chuyển. Lực Coriolis cân bằng với gradient áp suất. Trong đại dương mở, dòng chảy không ở trạng thái cân bằng địa dưong và ở bán cầu bắc, lực Coriolis gây ra dòng xoay sang phải và dòng chảy dọc theo bờ biển.

HỘP III.2 ĐỘ NGHIÊNG BỀ MẶT NGANG SÔNG

Đầu tiên chúng ta giả sử một hệ tọa độ trong đó trục x hướng dọc theo trục dòng xuống cửa sông. Vì không có dòng song song với trục y nên $v = 0$ và sự cân bằng của các lực trong nước hoàn toàn được cho bởi phương trình.

$$f_u = -\frac{1}{\rho} \frac{dP}{dy}$$

Gradient áp suất có thể được viết theo độ dốc bề mặt biển bằng cách sử dụng phương trình liên quan đến áp suất và độ sâu của nước, tức là quan hệ thủy tĩnh :

$$P = \rho gh$$

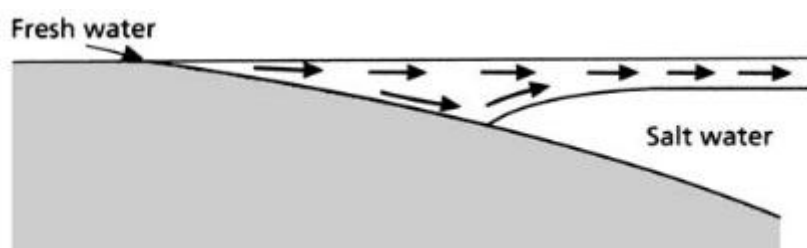
trong đó P là áp suất, ρ khối lượng riêng, g gia tốc do trọng lực (10 m s^{-2}), và h là chiều cao của cột nước. Lấy đạo hàm bậc nhất của biểu thức ta có $dP = \rho g dh$ trong Eqn. 4.03 chúng tôi nhận được

$$f u = -g \frac{dh}{dy}$$

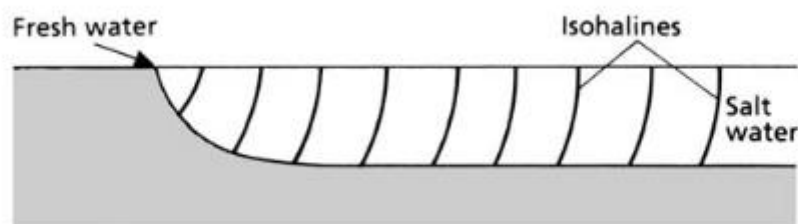
trong đó cho thấy rằng độ dốc mặt biển theo hướng y : (dh / dy) bằng $f u / g$. Trong một kênh hẹp nơi dòng chảy có thể được coi là không đổi trên toàn bộ chiều rộng, thì chênh lệch độ cao của mặt biển từ bên này sang bên kia sẽ là $dh = f \cdot u \cdot W / g$, trong đó W là chiều rộng của kênh. Nếu u là $0,5 \text{ m s}^{-1}$, $f \approx 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ và $W = 200 \text{ m}$, thì sự thay đổi độ cao trên khu vực cửa sông là khoảng 1 mm .

3.3. CÁC DẠNG CỬA SÔNG (CƠ SỞ ĐỘNG LỰC TƯƠNG TÁC CỦA HỆ THỐNG HOÀN LƯU CỬA SÔNG)

Hoàn lưu cửa sông được trình bày ở trên được tìm thấy ở nhiều cửa sông nói chung, nhưng có một số quá trình có thể làm thay đổi mô hình cơ bản. Ở một số cửa sông, có độ sâu dốc thoải từ nơi sông chạm đến mực nước biển và dòng sông đủ mạnh để kéo lớp nước biển ra xa hơn so với mức bình thường nếu không có nước ngọt. Trong những trường hợp này, lớp trên và lớp dưới xuất hiện như trong phía dưới. Do hình dạng giống cái nêm của lớp dưới nên những lớp này được gọi là cửa sông hình nêm muối. Vị trí mà lớp dưới gặp đáy thay đổi theo cường độ của dòng nước ở lớp trên, và trong trường hợp của sông Mississippi, điểm này có thể thay đổi hơn 200 km trong suốt cả năm.



Hình 3.4 Cửa sông nêm muối. Tại các cửa sông cạn, nước chảy xiết có thể khiến nước mặn bị đẩy ra ngoài theo hình nêm.



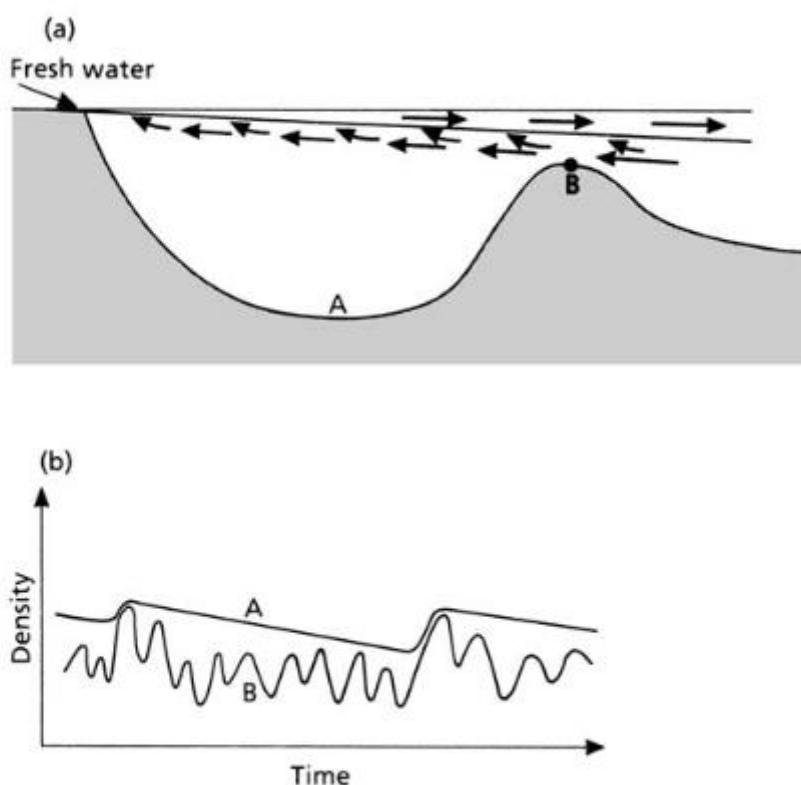
Hình 3.5 Cửa sông xáo trộn triều. Các cửa sông có nhiều sóng gió có xu hướng được xáo trộn theo chiều dọc. Đường đẳng mật độ, hoặc đường có độ mặn bằng nhau, gần như thẳng đứng, với giá trị cao nhất gần biển và giá trị thấp nhất gần sông.

Thay đổi độ muối ở ranh giới của nêm muối dẫn đến sự kết tụ và lắng đọng của các hạt được mang theo trong chất lơ lửng (huyền phù). Các hạt này được đưa vào đất liền từ vùng nước sâu hơn và tập trung ở đầu của nêm muối, do đó chúng tạo ra một vùng có độ đục cao, khu vực "độ đục tối đa (cực đại)", cũng có xu hướng di chuyển lên và xuống cửa sông theo cường độ của dòng nước ngọt. Bằng cách này, các hạt lắng đọng được phân bố trên một khu vực rộng và dẫn đến sự hình thành bãi triều bùn đặc trưng của các cửa sông

Trong kiểu cửa sông thứ hai, cửa sông xáo trộn một phần, ma sát giữa đáy và dòng chảy thủy triều tạo ra dòng rối đủ để làm suy yếu phân tầng thẳng đứng. Ví dụ, cửa sông được thể hiện trong Hình 3.5, cho thấy sự phân tầng này yếu hơn so với trong Hình 3.4. Theo Pritchard (1989), lý do của sự xáo trộn một phần có thể là do dòng chảy sông giảm hoặc do biến đổi độ sâu của sông hoặc cường độ dòng triều tăng lên theo chiều rộng của sông.

Các cửa sông trong hai kiểu đầu tiên có độ sâu của nước có xu hướng tăng dần về phía cửa các cửa sông như được thể hiện trên các Hình. 3,4 và 3,5. Một số vịnh hẹp(Fjords) có độ sâu tương tự nhưng nhiều vịnh hẹp có ngưỡng nông gần cửa ra và lưu vực sâu nằm ở trong như trong Hình 3.6. Các vùng nước ở lưu vực sâu bị cô lập với vùng nước của thềm lục địa bên ngoài và chỉ được thay đổi trong những khoảng thời gian không đều khi có một lượng nước lớn hơn khối lượng nước nặng nằm dưới đáy phần ở bên trong đi vào để có thể thay thế cho chúng. Trên độ sâu của ngưỡng cửa, các vịnh hẹp thường thể hiện sự lưu thông kiểu cửa sông cổ. Những thay đổi về mật độ dẫn

đến sự thay đổi của nước sau độ sâu ngưỡng cửa được mô tả trong Hình 3.6. Mặt cắt dọc của cửa sông trong Hình 3.6 (a) cho thấy độ sâu của một vịnh hẹp có ngưỡng cửa tại B ngăn cách vùng nước của thềm lục địa với vùng trũng sâu tại A. Mật độ của nước tại các điểm A và B được vẽ theo thời gian trong Hình 3.6 (b).



Hình 3.6 (a) Mặt cắt dọc của vịnh hẹp (Fjord) cho thấy ngưỡng cửa tại B và vùng sâu bên trong tại A. Hoàn lưu cửa sông liên kết với vùng nước phía trên ngưỡng cửa. (b) Mật độ ở vùng sâu tại A giảm chậm theo thời gian vì hiện tượng khuếch tán theo phương thẳng đứng. Nước sâu bị thay thế và tăng mật độ khi nước chảy qua ngưỡng cửa ở B đậm đặc hơn nước ở vùng sâu.

Trong bồn sâu, mật độ giảm chậm do sự khuếch tán rối theo phương thẳng đứng, đây là cơ chế duy nhất có xu thế trao đổi nước giữa lớp nhẹ phía trên và lớp nước sâu đậm đặc hơn nằm dưới. Mặt khác, mật độ của nước chảy vào vịnh hẹp trên ngưỡng tại B, thay đổi theo thời gian sau những thay đổi của dòng triều, dòng chảy và ứng suất gió. Khi những yếu tố này làm cho khối lượng riêng tại B lớn hơn khối lượng riêng tại A, thì nước chìm xuống và thay thế nước trong bồn sâu.



NỘI DUNG ÔN TẬP CHƯƠNG III

1. Hoàn lưu trong khu vực cửa sông
2. Điều kiện để chuyển động rối hình thành và phát triển trong sông.
3. Xác định chênh lệch độ cao trên mặt cắt ngang sông ntn ?
4. Vai trò của thủy triều, sóng trong quá trình tương tác vùng cửa sông ?

TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG III)

Dyer, K. (1973) *Estuaries: a Physical Introduction*. Wiley, London.

Mann K.H and Lazier J.R.N..1996. *Dynamics of Marine Ecosystems*. Second Edition. BlackWell Science, Inc.394 pp.

Mann K.H and Lazier J.R.N..2006. *Dynamics of Marine Ecosystems*. Third Edition. BlackWell Science, Inc.520 pp

McClimans, T.A. (1986) Laboratory modelling of dynamic processes in fjords and shelf waters. In *The Role of Freshwater Outflow in Coastal Marine Ecosystems* (ed. S. Skreslet), pp. 67– 84. Springer-Verlag, Berlin.

Nunes Vas, R.A. (1994) Turbulence closure model of estuarine stratification. *J. Geophys. Res.* 99, 16143 –16160.

Pritchard, D.W. (1989) Estuarine classification: a help or hindrance? In *Estuarine Circulation* (ed. B.J. Neilson, A. Kuo, and J. Brubaker), pp. 1–38. Humana Press, Clifton, NJ.

Rattray, M. and Hansen, D.V. (1962) A similarity solution for circulation in an estuary. *J. Mar. Res.* 20, 121–133.

Turner, J.S. (1973) *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press, Cambridge.

CHƯƠNG 4: CÁC CỬA SÔNG VIỆT NAM.

4.1 CHÂU THỎ SÔNG HỒNG

Như cầu nối giữa lục địa và đại dương, hàng năm, các con sông lớn trên thế giới đổ ra ven bờ các đại dương khoảng 20.19^9m^3 trầm tích (*Milliman and Syvitski*, 1992; *Wolfgang Lugwig and Jean-Luc Probst*, 1998), hình thành nên các châu thổ lớn như: Hoàng Hà, Trường Giang, Mê Kông, Hồng, Nile, Mississippi v.v. Trên thế giới có khoảng trên 50 châu thổ lớn phân bố hầu hết trên các châu lục với tổng số dân số khoảng 325 triệu người (*ORNL*, 2002), ở đó thường là những trung tâm kinh tế-chính trị lớn như: Thượng Hải (Trường Giang), Quảng Châu (Châu Giang), Băng Cốc (Chao Phraya), Yangon (Irrawaddy), Calcutta và Dhaka (Ganges-Brahmaputra), Karachi-Hyderabad (Indus), Buenos Aires (Parana), Vancouver (Fraser), New Orleans (Mississippi), Lagos (Niger), Tp. Hồ Chí Minh (Mê Kông), Hà Nội/Hải Phòng (Sông Hồng), và Marseilles (Rhône) (*J.P.M. Syvitski, Y. Saito.*, 2007). Do đó, trong môi trường tác, lục địa-biển, châu thổ vùng chịu tác động mạnh nhất. Theo các nghiên cứu, hầu hết các châu thổ trên thế giới đã và đang phải đối mặt với 3 vấn đề lớn trên thế giới: [1]-Các châu thổ đang bị thu hẹp (Shrinking Deltas); [2]-Các vùng đất của châu thổ đang bị sụt lún (Ground Subsidence); [3]-Các châu thổ đang bị ngập chìm (Sinking Deltas). Nguyên nhân được cho là tác động hỗn hợp giữa biến đổi khí hậu và tác động của con người. Châu thổ sông Hồng lớn thứ 2 ở Việt Nam (sau châu thổ sông Mê Kông) và thứ 5 khu vực Đông Á. Hàng năm, hệ thống sông Hồng đổ ra biển khoảng 130.10^6 tấn trầm tích (*Milliman, J. D., and Mead, R. H.*, 1983; *Milliman, J. D., and Syvitski, J.P.M.*, 1992). Việt Nam là một trong những nước dễ bị tổn thương nhất thế giới trước những tác động của biến đổi khí hậu. Vùng dễ bị tổn thương nhất là ven bờ châu thổ. Nhiệt độ tăng, hạn hán và lụt lội ngày càng trầm trọng, mực nước biển dâng và tăng tần suất xuất hiện bão đe dọa tới an ninh lương thực, sinh kế và cuộc sống của hàng triệu người dân Việt Nam.

Thượng nguồn sông Hồng nằm với độ cao trung bình 2000 m ở vùng núi tỉnh Vân Nam, Trung Quốc (Nguyễn và Nguyễn, 2001). Nó được đặt tên là sông Yuan ở

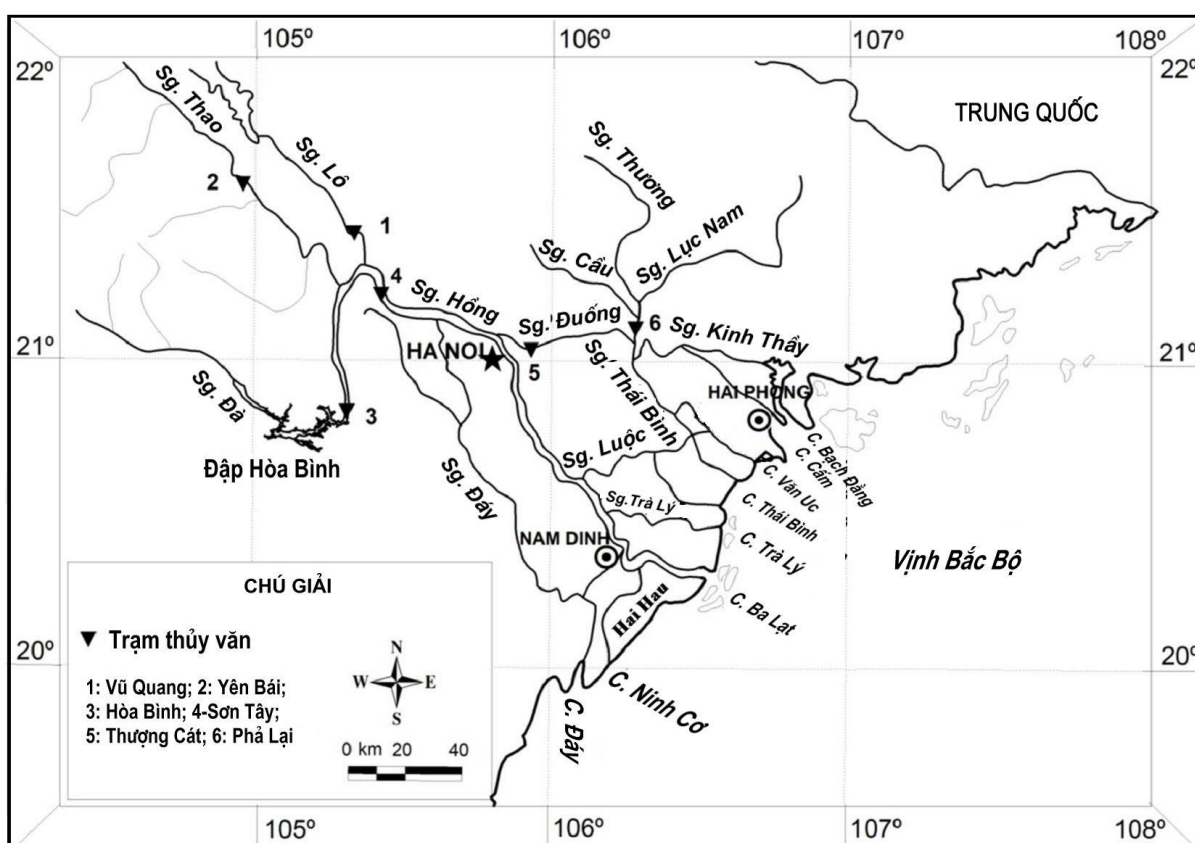
Trung Quốc, và ở Việt Nam nó được đặt tên là sông Hồng hoặc sông Thao vì nước màu nâu đỏ của nó, do lượng phù sa khổng lồ của nó và giàu trầm tích trong sắt dioxit. Sông Hồng tiếp nhận hai phụ lưu chính là sông Đà và sông Lô (Hình 1). Lưu vực thoát nước của họ là $57,2 \times 10^3$ đối với sông Thao (trong đó 21% ở Việt Nam), $51,3 \times 10^3 \text{ km}^2$ (52% ở Việt Nam) đối với sông Đà và $34,6 \times 10^3 \text{ km}^2$ (64% ở Việt Nam) đối với sông Lô. Sông Đà cũng bắt nguồn từ tỉnh Vân Nam, độ cao của nguồn là 2000m. Nguồn của sông Lô nằm ở Trung Quốc ở độ cao 1100 m, hợp lưu với nhánh chính tại thành phố Việt Trì (Nguyên và Nguyên, 2001). Sông Hồng dài 1200 km trước khi đổ ra Vịnh Bắc Bộ (Bắc Bộ, theo tiếng Việt) trên Biển Đông của Việt Nam (Biển Đông). 3km 2

Sau sự hợp lưu của các sông Đà, sông Thao và sông Lô, độ dốc sông Hồng giảm xuống $5,9 \times 10^{-5}$ ở hạ lưu đỉnh của châu thổ (Gourou, 1936, trích dẫn bởi van Maren, 2007) và sông phân tách thành hai chính các phân lưu cách Hà Nội vài km về phía thượng lưu: sông Hồng về phía tây nam và sông Thái Bình về phía đông bắc (Hình 1). Phía Tây Nam hệ thống sông Hồng gồm sông Trà Lý, sông Hồng, sông Ninh Cơ và sông Đáy. Ở tả ngạn sông Hồng, sông Đuống là một phân lưu chính. Tại Phả Lại thuộc châu thổ, hệ thống Đuống - Thái Bình nhận nước và phù sa từ sông Cầu (dài 288 km), sông Thương (dài 157 km) và sông Lục Nam (dài 200 km) cung cấp nước và phù sa cho vùng đông bắc đồng bằng sông Hồng. Cuối cùng, hệ thống sông Hồng - Thái Bình, từ đông bắc xuống tây nam có cửa Cẩm - Bạch Đằng (Bạch Đằng hợp với sông Cẩm tạo thành cửa Nam Triệu), cửa Lạch Tray, cửa Văn Úc, cửa Thái. Bình

Nguồn nước và trầm tích hệ thống sông Hồng được cung cấp chủ yếu từ các sông Đà, sông Thao và sông Lô và đổ ra biển qua 9 cửa chính, từ Bắc xuống Nam bắt đầu là cửa Bạch Đằng, cửa Cẩm, Lạch Tray, Văn Úc, Thái Bình, Trà Lý, Ba Lạt, Ninh Cơ và cửa Đáy (Hình 5.1). Kết quả tính toán phân tích từ các số liệu đo trong khoảng thời gian từ 1960 đến năm 2010 cho thấy tổng tải lượng chảy hàng năm của sông Hồng tại trạm Sơn Tây biến đổi mạnh theo thời gian trong khoảng 80 tỷ $\text{m}^3/\text{năm}$ (năm 2010) đến 161 tỷ $\text{m}^3/\text{năm}$ (vào năm 1971). Tổng tải lượng dòng chảy trung bình trong thời gian này là 110 tỷ m^3 . Tổng tải lượng dòng chảy trung bình năm thời kỳ 1960-1979 là 116 tỷ m^3 và trong thời kỳ 1989-2010 là 106 tỷ m^3 .

Sông Lô và Thao cung cấp khoảng 50% tổng lượng chảy hàng năm cho sông Hồng, lượng nước còn lại được cung cấp từ sông Đà (Vinh et al. 2014). Phân tích tương quan giữa lượng chảy của sông Đà và sông Hồng từ số liệu trung bình tháng cho thấy hệ số tương quan có giá trị khoảng 0,95; hệ số này của sông Đà và Đuống là 0,948. Điều này cho thấy những thay đổi về tải lượng nước của sông Đà sẽ có những ảnh hưởng nhất định đến phân phối nước của sông Đuống (Bùi Văn Vượng và nnk, 2016).

Phân tích từ số liệu đo đạc cũng cho thấy, trong những năm gần đây (thời kỳ sau khi đập Hòa Bình hoàn thành (Bảng 5.1), lượng nước tăng nhẹ: 7,3% ở sông Lô, 4,6% ở sông Thao và 1,9% ở sông Đà. Ngược lại, lượng nước chảy trung bình hàng năm ở sông Hồng qua Sơn Tây đã giảm khoảng 8,8% (từ 116 tỷ m³ xuống còn 106 tỷ m³/năm. Trong khi đó lượng chảy ở sông Đuống tăng khoảng 13,9%, từ 29,3 tỷ m³ lên 33,3 tỷ m³/năm.



Hình 4.1. Sơ đồ hạ lưu và các cửa của hệ thống sông Hồng

Bảng 4.1. Tải lượng nước [Q ($\times 10^9$ m³)] và trầm tích [M ($\times 10^6$ tấn)] tại một số chỉ lưu (Vinh et al. 2014)

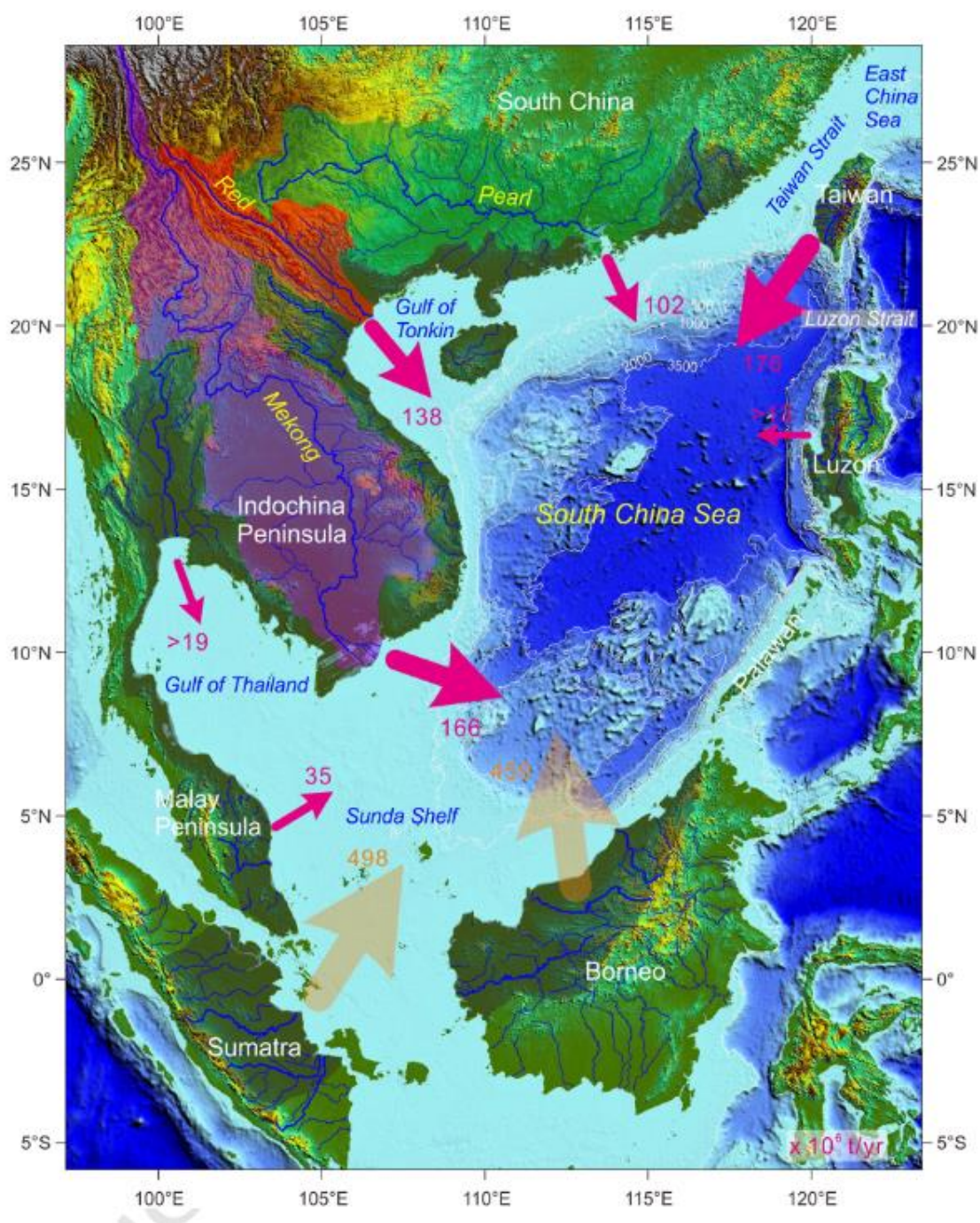
Sông	Tham số	Giai đoạn trước đập đập Hòa Bình (1960-1979)			Giai đoạn sau đập đập Hòa Bình (1989-2010)		
		Mùa khô	Mùa mưa	Tổng năm	Mùa khô	Mùa mưa	Tổng năm
Lô	Q	4,4	22,1	30,1	5,8	22,9	32,3
	M	0,2	8,3	9,2	0,4	11,6	12,7
Thao	Q	4,2	17,9	25,1	4,5	18,5	26,3
	M	2,0	38,7	43,5	1,4	46,4	51,7
Đà	Q	6,6	42,8	54,5	9,8	39,5	55,5
	M	0,6	62,4	65,0	0,3	5,2	5,8
Hồng	Q	16,3	86,9	116,1	18,2	75,2	105,8
	M	3,3	108,6	119,3	1,9	40,3	46,1
Đuống	Q	2,7	22,3	29,3	5,8	23,6	33,3
	M	0,5	26,1	28,9	0,7	19,2	21,6

Mặc dù hệ thống sông Hồng có tải lượng nước hàng năm khá dồi dào nhưng sự phân phối theo mùa không đều. Phần lớn lượng chảy hàng năm tập trung trong các tháng mùa mưa (chiếm khoảng 71-79% tổng lượng chảy năm). Trong khi đó các tháng mùa khô, lượng chảy chỉ chiếm khoảng 9,4-18%. Trong các tháng mùa kiệt nhất, lượng chảy chỉ chiếm 5-10% tổng lượng chảy hàng năm. Sự vận hành của hồ Hòa Bình đã làm thay đổi đáng kể tỷ lệ phân phối nước của các phụ lưu sông Đà, sông Hồng và sông Đuống cho toàn bộ hệ thống. Tải lượng nước tăng lên đáng kể trong thời kỳ mùa khô: sông Đà tăng 47,8%, sông Hồng tăng 11,8% và sông Đuống tăng 10,4%. Điều này cho thấy đập Hòa Bình đã làm thay đổi phân phối nước ở qui mô mùa và sông Đuống gián tiếp chịu những tác động đó, đặc biệt là trong mùa khô.

Tổng lượng bùn cát hàng năm của sông Hồng phụ thuộc vào lượng bùn cát cung cấp từ các sông như sông Lô, sông Thao và sông Đà. Hàm lượng TTLL trung bình nhiều năm thời kỳ trước khi có đập Hòa Bình ở sông Thao là 1730mg/l, cao hơn của sông Đà và sông Lô lần lượt là 1190 và 310mg/l. Trong khi đó hàm lượng TTLL trung bình của sông Hồng tại Sơn Tây là 1030mg/l. Lượng bùn cát cung cấp trung bình hàng năm trong thời kỳ 1960-1979 ở sông Lô là 9,2 triệu tấn/năm đã tăng lên tới 12,7 triệu tấn/năm trong thời kỳ 1989-2010. Tương tự như vậy các kết quả tính toán cũng cho thấy lượng bùn cát hàng năm ở sông Thao cũng đã tăng từ 43,4 triệu tấn/năm (1960-1979) lên tới 51,7 triệu



tấn (1979-2010) Chịu tác động trực tiếp và mạnh mẽ nhất khi hồ Hòa Bình vận hành hoạt động là sông Đà. Tổng lượng bùn cát hàng năm sông này cung cấp cho sông Hồng trong giai đoạn 1960-1979 là 65 triệu tấn/năm (khoảng 1 nửa lượng bùn cát của hệ thống sông Hồng-Thái Bình). Tuy nhiên, ở thời kỳ 1989-2010, lượng bùn cát từ sông Đà chuyển sang cho sông Hồng đã giảm xuống còn 5,8 triệu tấn/năm (giảm tới 91,1%). Điều này đã làm thay đổi tỷ lệ cung cấp bùn cát cho sông Hồng, vai trò của sông Đà đã giảm xuống chỉ còn 7,8% tổng lượng bùn cát cung cấp cho sông Hồng. Hàm lượng TTLL ở trạm Hòa Bình trên sông Đà đã giảm từ 1190mg/l xuống còn 106mg/l. Những ảnh hưởng này đã làm cho tổng lượng bùn cát trung bình hàng năm của sông Hồng (tại Sơn Tây) giảm từ 119 triệu tấn/năm xuống còn 46 triệu tấn năm trong thời kỳ 1979-2010 (giảm khoảng 61,3%). Tương ứng với điều đó. Hàm lượng TTLL cũng đã giảm từ 1030 xuống còn 400mg/l ở thời kỳ 1989-2010. Ở trạm Thượng Cát trên sông Đuống, tổng lượng bùn cát cũng đã giảm từ 28,9 triệu tấn xuống còn 21,6 triệu tấn (giảm khoảng 17,3%). Hàm lượng trầm tích ở sông Đuống tại Thượng Cát cũng giảm từ 990mg/l xuống còn 740mg/l trong thời kỳ 1989-2010. Đáng chú ý là tổng lượng bùn cát ở sông Đuống trong mùa mưa cũng đã tăng nhẹ lên ở thời kỳ 1989-2010: tăng từ 0,5 lên 0,7 triệu tấn/năm. Tổng lượng TTLL chuyển qua các sông trong hệ thống sông Hồng-Thái Bình tập trung chủ yếu trong các tháng mùa mưa, đặc biệt là tháng 7-8 hàng năm và thấp nhất vào tháng 2-4 hàng năm.

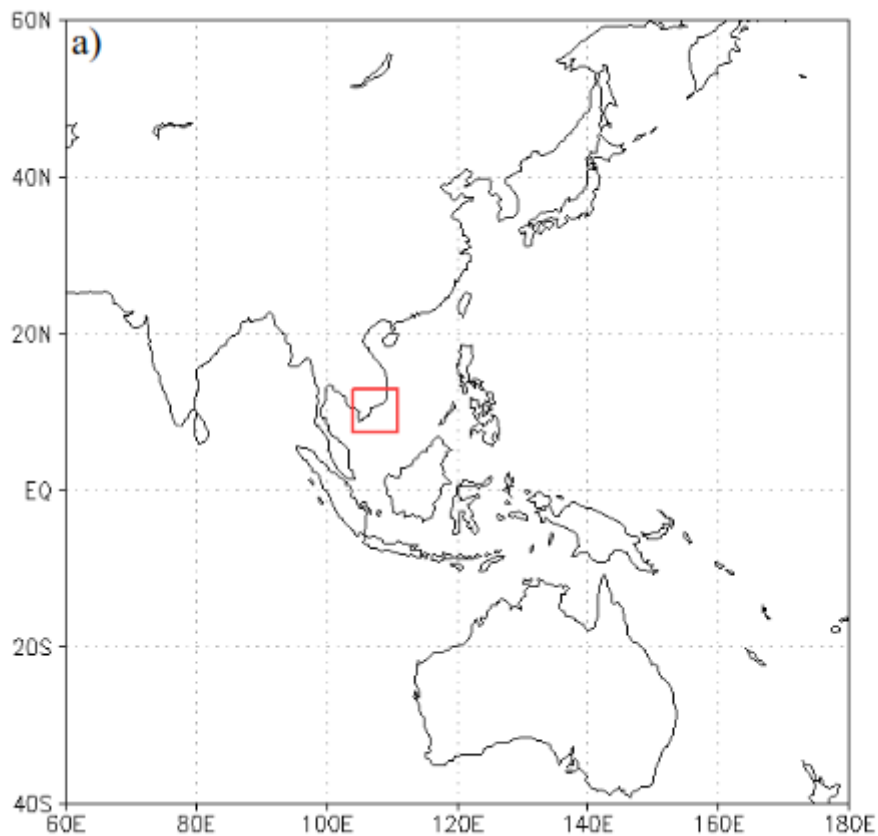


Hình 4.2.. Hệ thống cung cấp phù sa và lượng phù sa lơ lửng hàng năm ra Biển Đông (Liu và Statteger, 2014). Mũi tên màu đỏ lượng phù sa ra biển (tính bằng triệu tấn, Mt, hàng năm) từ Bán đảo Đông Dương ở phía tây (Milliman và Syvitski, 1992; Milliman và Farnsworth, 2011), Nam Trung Quốc ở phía bắc (Milliman và Farnsworth, 2011; Zhang et al, 2012), Đài Loan ở phía đông bắc (Dadson et al, 2003), Luzon ở phía đông (ZF Liu et al, 2009a,b), và Bán đảo Mã Lai bên trong phía nam (Liu et al, 2012),

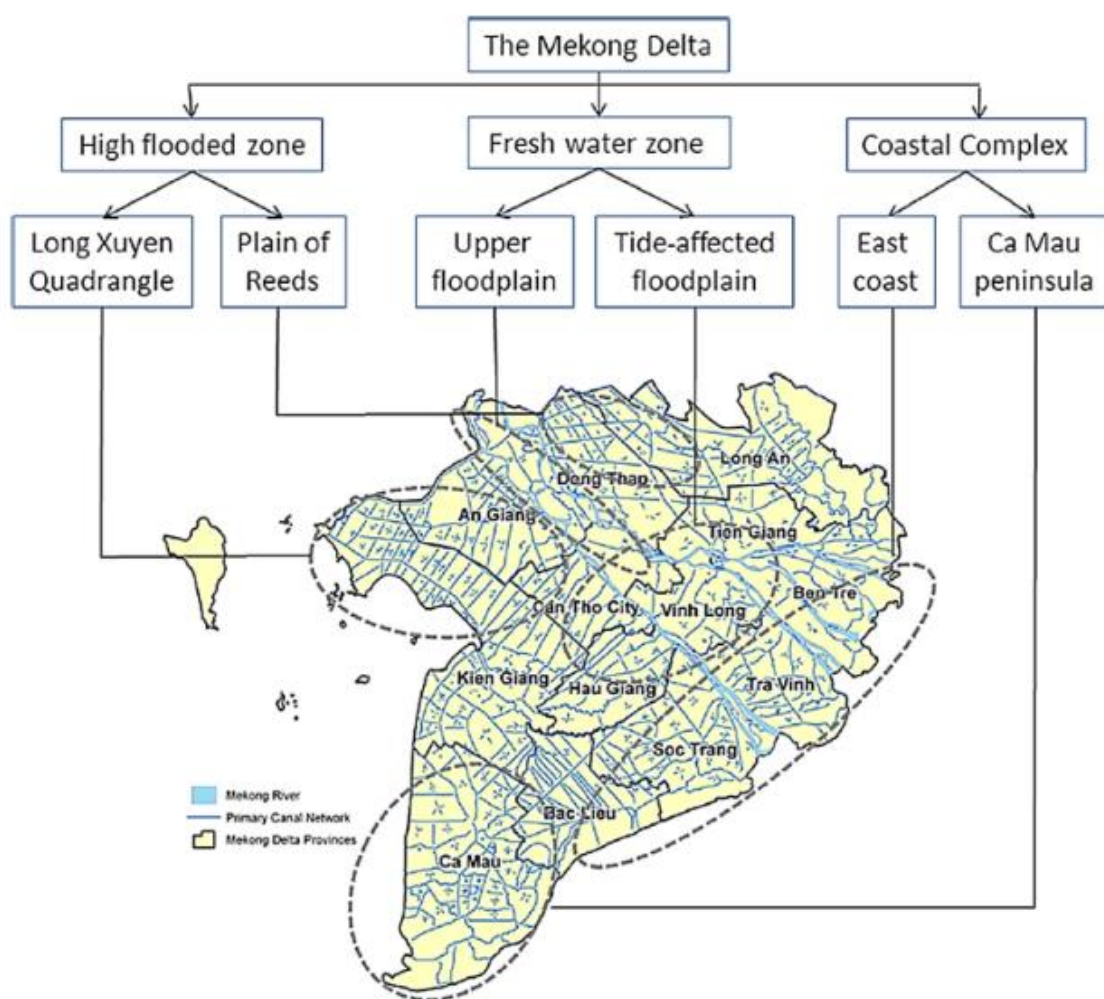
tương ứng. Các mũi tên màu hồng với các con số cho thấy lượng bùn cát thải ra từ Sumatra

4.2. VÙNG CỬA SÔNG SÔNG MEKONG

4.2.1 Các đặc điểm chung



Hình 4.3 : Vị trí của châu thổ sông MeKong trong khu vực Châu Á



Hình 4.4 : Châu thổ sông MeKong các khu vực được chia theo đặc điểm thủy văn (Vormoor K (2010)).

Sông Mê Kông là một trong những con sông lớn nhất thế giới với chiều dài khoảng 4800 km và lưu lượng trung bình hàng năm là 475 km³, tức là khoảng 15000 m³/s (lưu lượng trung bình hàng năm của sông Rhine là 2200 m³/s (SOUZA và JAMES, 1996)). Nó bắt nguồn từ Cao nguyên Tây Tạng và đổ ra Biển Đông (SCS) chảy qua sáu quốc gia là Trung Quốc, Myanmar, CHDCND Lào, Thái Lan, Campuchia và Việt Nam. Sông Mekong có diện tích lưu vực 795000 km² (MRC, 2005). Phnom Penh đánh dấu sự khởi đầu của hệ thống đồng bằng nơi dòng chính Mekong chia thành hai phân lưu chính là Mekong và Bassac. Xa hơn về phía hạ lưu sông Mekong sau đó chia thành sáu nhánh và sông Bassac chia thành ba nhánh tạo thành một mạng lưới sông phức tạp gồm chín nhánh hoàn toàn. Các nhánh chính của Bassac là Tranh Đề và Định An. Mekong bao gồm 5 nhánh lớn: Tiền, Đại, Hàm Luông, Cổ Chiên và Cung Hậu. Đồng bằng chính có

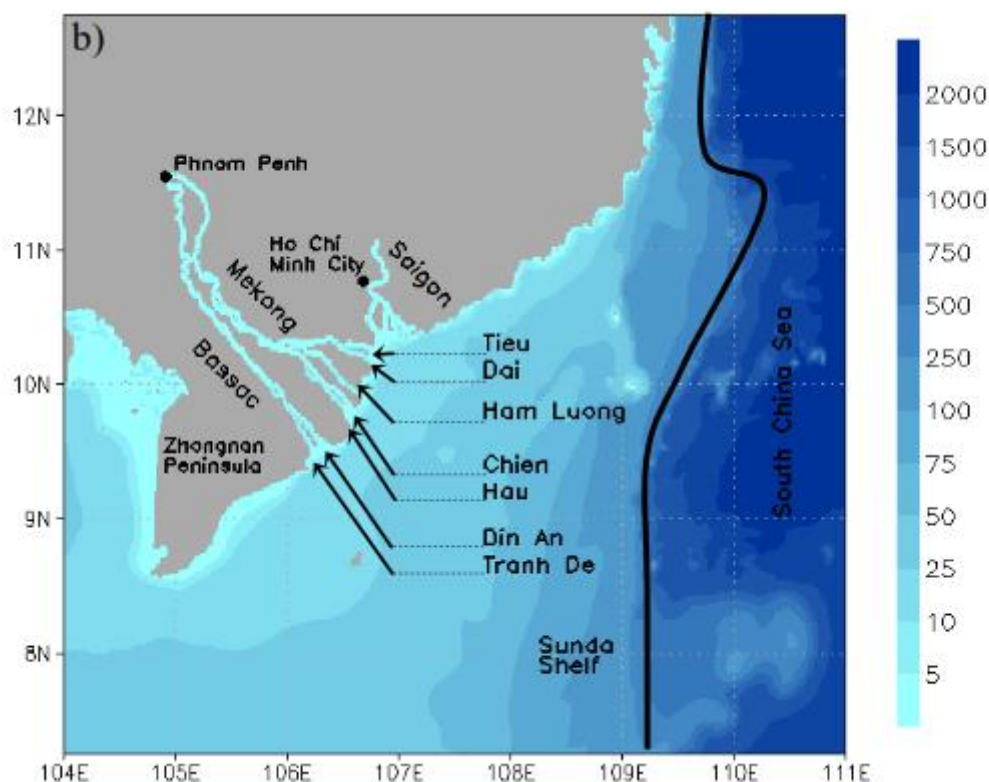
diện tích khoảng 55000 km² (MRC, 2005). Các cửa sông Mekong nằm trong khoảng từ 9,4 ° N đến 10,4 ° N (Hình 4.5).

Đồng bằng sông Cửu Long đã phát triển hầu hết sau khi mực nước biển giữa Holocen cao, tức là trong 6000–7000 năm qua. Trong thời gian ở độ cao, mực nước biển được ghi nhận là khoảng 4,5 m so với mực nước biển hiện tại. Đường bờ biển nằm xung quanh biên giới Campuchia và dài hơn 200 km hình thành nên đường bờ biển miền Nam Việt Nam ngày nay (Lap Nguyen et al., 2000). Tuy nhiên, việc lập trình delta không phải là không đổi. Vùng châu thổ phía trên trong 3000 năm đầu được hình thành bởi các quá trình thủy triều, vùng đồng bằng phía dưới trong 3000 năm sau do sóng (T.A et al, 2002a; T,A et al, 2002b; Tanabe và cộng sự, 2003). Đồng bằng sông Cửu Long có hình dạng tam giác nằm giữa thủ đô Phnôm Pênh của Campuchia, cửa sông Sài Gòn (Thành phố Hồ Chí Minh) và mũi Cà Mau về phía nam. Milliman and Mei-e (1995) ước tính lượng phù sa thải ra hàng năm của sông Mekong là 160 triệu tấn.

Bán nhật triều thịnh hành ở Cửa sông Mê Kông (Wolanski và cộng sự, 1998) với triều M2 chiếm ưu thế (Zu et al, 2008). Tính thời vụ mạnh mẽ tồn tại do có hai mùa gió mùa. Sự thay đổi theo mùa được phản ánh trong cả lưu lượng sông và áp lực gió (HORDOIR và cộng sự, 2006).

Gió mùa Tây Nam (tháng 5 đến tháng 9) và thời kỳ chuyển tiếp của nó vào tháng 10 kèm theo lượng mưa lớn, đặc biệt từ tháng 8 đến tháng 10. Trong thời kỳ gió mùa Đông Bắc (tháng 11 đến tháng 3) và thời kỳ chuyển tiếp vào tháng 4, lượng mưa giảm (MRC, 2005). Lưu lượng đỉnh trung bình của sông Mekong lớn hơn 45000 m³ / s (tại Phnom Penh), do đó mực nước dâng thường bắt đầu vào tháng Năm và cao nhất vào khoảng tháng Chín và tháng Mười. Tháng 11 dòng chảy giảm và mức thấp nhất đạt được vào tháng 3 và tháng 4 (1500 m³ / s) (Kite, 2001). Wolanski et al. (1996) và Wolanski et al. (1998) thực hiện một nghiên cứu ở Cửa sông Mê Kông trong mùa dòng chảy cao (tháng 11) và mùa dòng chảy thấp (tháng 4), tương ứng. Từ các phép đo, Wolanski et al. (1998) đã suy luận rằng trong mùa dòng chảy thấp, chiều dài xâm nhập mặn của cửa sông Mekong là khoảng 50 km. Ở gần cửa sông, tùy thuộc vào chu kỳ thủy triều, độ

mặn dao động từ 7 đến 23 psu. Sự phân tầng thẳng đứng xảy ra xung quanh các dòng triều chùng. Trong mùa dòng chảy cao Wolanski et al. (1996) đã phát hiện ra rằng một nêm muối hình thành gần cửa sông. Tuy nhiên, nó không xâm nhập quá vài km về phía thượng nguồn.



Hình 4.5: Sơ đồ phân bố các cửa của sông Mekong

Bảng 4.2: Số lượng các đập thủy điện được quy hoạch và triển khai trên lưu vực sông Mekong

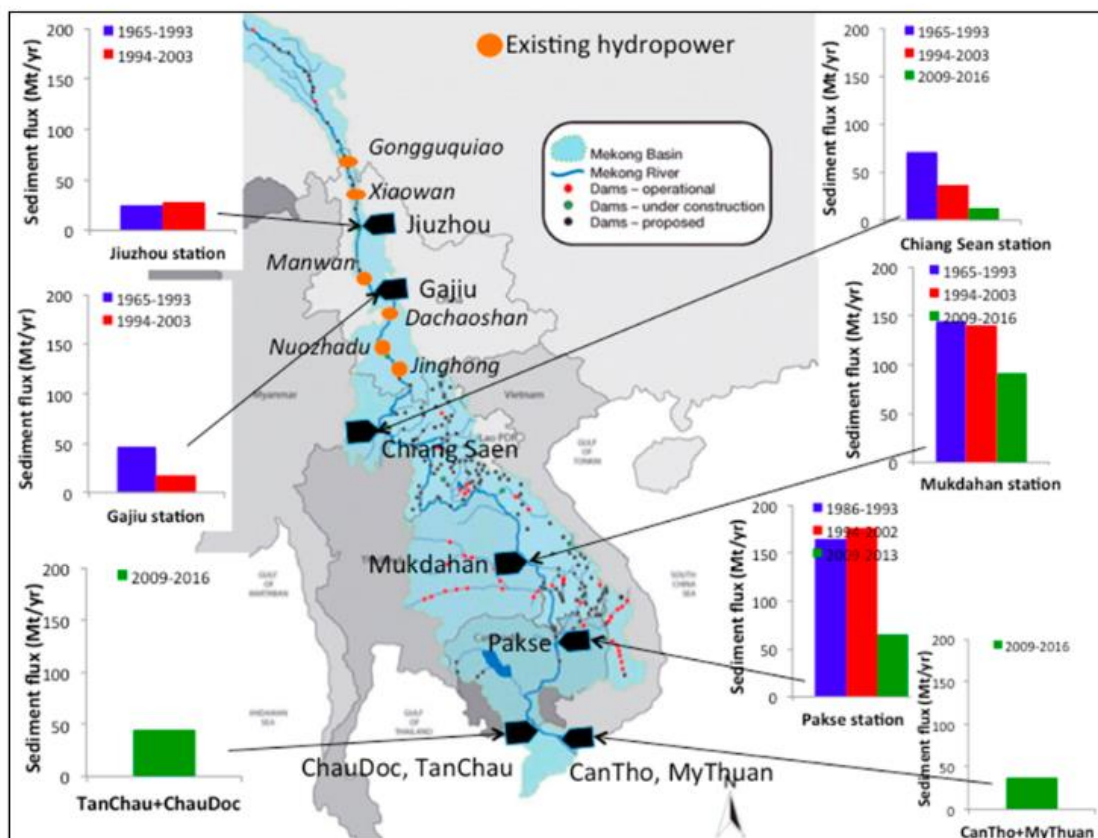
Country	Planned Dams	Proposed Dams
China	11	2
Laos	43	20
Myanmar	7	0
Thailand	7	0
Cambodia	12	0
Vietnam	1	0
Total	74	22

Nguồn : The CGIAR (2016)

Bảng 4.3. Tổng hợp lượng phù sa trung bình hàng năm (Q_s tính bằng Mt / năm) và lưu lượng nước trung bình hàng năm (Q tính bằng m^3/s) ở lưu vực sông Mekong.

	Before 1993 *		1994–2003 *		2009–2016 **	
	Q ($m^3 s^{-1}$)	Q_s (Mt yr $^{-1}$)	Q ($m^3 s^{-1}$)	Q_s (Mt yr $^{-1}$)	Q ($m^3 s^{-1}$)	Q_s (Mt yr $^{-1}$)
Jiuzhou (1965–2003)		25		27.5		
Gajiu (1965–2003)		45.8		18.1		
Chiang Saen (1961–2002, 2009–2013)	2917	71	2822	37	2502	12.8
Mukdahan (1961–2002, 2009–2013)	8974	144	6310	140	8530	91
Pakse (1986–2002, 2009–2013)	12,177	165	12,303	176	13,128	65.6
Tan Chau + Chau Doc (2009–2016)					13,302	45
Can Tho + My Thuan (2009–2016)					12,332	37.5
Historical delivery to the ocean					14,904	145–160

* Monthly measurements; ** Daily measurements. During 2003–2008: no available data.

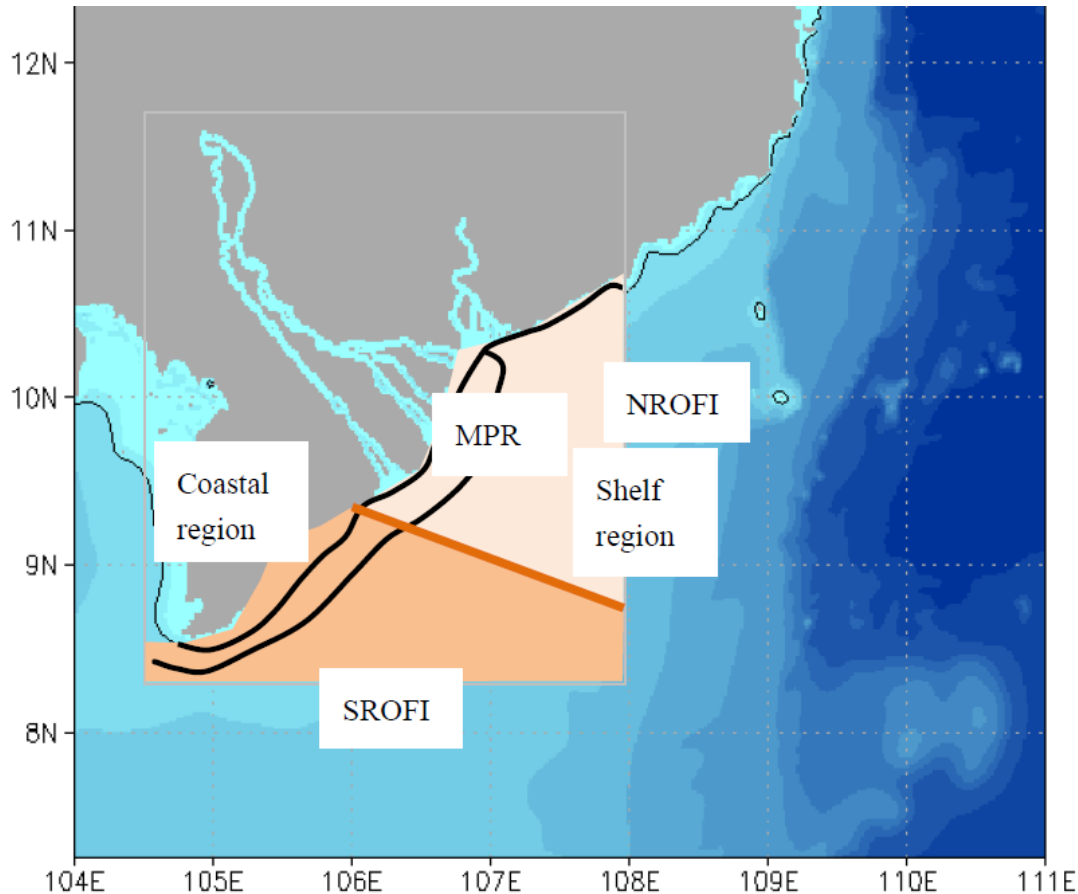


Hình 4.6: Lượng phù sa trung bình hàng năm (Mt/năm) tại các trạm dọc sông Mekong (Nguồn: Dang Thi Ha et al 2018)

4.2.2. Ảnh hưởng của lưỡi nước ngọt vùng cửa sông- ROFI (region of freshwater influence)

+ Theo tác giả Birte Hein (2013): phạm vi ảnh hưởng của ROFI vùng cửa sông Mê Kông được phân chia làm năm khu vực (khu vực phía Bắc (NROFI); khu vực phía

Nam (SROFI); tiểu vùng đới bờ (Coastal region); vùng lõi (MPR) và vùng thềm lục địa (shelf region)) và được thể hiện chi tiết trên hình 5. Các đặc trưng của các yếu tố vật lý hải dương (nhiệt, muối) của các khu vực trên có sự khác biệt rõ rệt và thay đổi theo mùa gió.



Hình 4.7. Phạm vi ảnh hưởng của lưỡi nước ngọt vùng cửa sông Mê Kong (Bắc-NROFI và Nam-SROFI; đới bờ-Coastal Region, lõi-MPR; thềm lục địa-Shelf Region) (Birte Hein, 2013)

+ Theo tác giả Đinh Văn Ưu (2014): các quá trình vật lý trong ROFI được xác định thông qua hiệu ứng lực nổi do nước ngọt và tác động xáo trộn của gió, sóng và triều. Sự kết hợp của tất cả các cơ chế này hình thành nên mức độ phân tầng của cột nước. Dựa trên trạng thái cột nước bị xáo trộn hay phân tầng, các thông lượng theo phương thẳng đứng như nhiệt, muối, động lượng và vật chất dạng dinh dưỡng, trầm tích sẽ tăng cường hay suy giảm.

Trên quy mô mùa, trước hết là sự hiện diện của hai pha gió mùa. Các thành phần xáo trộn và ứng suất do dòng trung bình có vị trí áp đảo trên toàn miền ROFI của sông Mê Kông, trong đó ứng suất do dòng tác động lên sự phân tầng của cột nước, còn xáo trộn là suy yếu độ phân tầng. Giá trị dương của thành phần ứng suất trung bình cho ta thấy sự hiện diện của hoàn lưu quy mô dài và ứng suất triều bất đối xứng là những quá trình cơ bản đối với ROFI Mê Kông. Giá trị cao của xáo trộn thẳng đứng cho ta thấy vai trò quan trọng của ứng suất gió và các lực triều đối với các quá trình động lực tại ROFI Mê Kông.

Sự khác biệt giữa hai pha gió mùa thể hiện trước hết đối với mùa hè 4 quá trình vật lý (khuếch tán rối, ứng suất rối, bình lưu và đối lưu) đóng một vai trò quan trọng-mặc dù mang tính cục bộ. Như vậy có thể kết luận rằng trong mùa hè, các cơ chế chủ đạo, như hoàn lưu mật độ, bình lưu vệt đục kinh điển theo hướng sóng ven Kelvin và hoàn lưu do gió mùa mùa hè cùng kết hợp với nhau theo một cách khác biệt so với gió mùa mùa đông. Điều này cho thấy tính phức tạp của cơ chế trong ROFI mùa hè.

Tuy vậy, không những cường độ của các quá trình vật lý trong hai pha khác nhau của gió mùa mà còn thể hiện qua biến đổi dài hạn. Điều này được phản ánh rõ nét thông qua các hạng thức bình lưu và đối lưu. Trong mùa gió Tây Nam, tại khu vực gần cửa sông, hạng thức bình lưu có giá trị âm cho thấy nước của sông xáo trộn mạnh đi vào vùng ROFI. Ngược lại, trong mùa gió Đông Bắc, nước thêm lục địa đi vào cửa sông và cho giá trị dương đối với hạng thức bình lưu. Như vậy, để đánh giá hiện tượng xâm nhập mặn, cần có cách tiếp cận khác nhau đối với từng mùa.

Kết quả đối với quy mô triều cho thấy có các quá trình vật lý khác nhau đối với từng pha gió mùa. Ngay trong từng pha, sự khác nhau theo mùa gió có thể được phản ánh qua điều kiện biên tạo nên sự khác biệt của các quá trình vật lý cho từng mùa. Trong mùa nước kiệt, các quá trình vật lý chính trong vệt đục Mê Kông bao gồm ứng suất trung bình và xáo trộn. Đồng thời các quá trình bình lưu và đối lưu cũng rất quan trọng. Vào mùa nước lớn không thể chọn được một quá trình riêng lẻ nào có vai trò chính trong ROFI Mê Kông. Tại từng vùng riêng rẽ, tồn tại từng quá trình riêng, cho thấy tính phức tạp của hoàn lưu mùa hè như đã đề cập ở trên. Các quá trình chi phối đối với quy mô triều khác với các quá trình chính cho quy mô mùa. Sự khác nhau chính giữa hai quy

mô thời gian đó là cách thức tính đến các hạng thức bình lưu và đối lưu. Đối với quy mô triều các hạng thức này thường có giá trị cao hơn so với quy mô mùa. Điều này xảy ra do bình lưu tức thời của cấu trúc mật độ bởi dòng triều, hay khoảng cách chuyển động ngang triều thuận nghịch cho một chu kỳ. Nhìn chung bình lưu xảy ra do dòng dư của dòng chảy gió, chênh lệch mật độ, dòng dư triều và dòng ngoài thường thấp (quy mô mùa).

Với giới hạn rộng của các quá trình vật lý cùng với biến động mạnh mẽ của chúng theo không gian và thời gian cho thấy ROFI sông Mê Kông là một hệ thống động lực học phức tạp bị chi phối mạnh của triều, gió mùa và lưu lượng sông.

Các quá trình biến động chế độ gió theo mùa và hệ thống dòng chảy vùng ven bờ và khả năng lan truyền và tác động của khối nước sông Mekong tới vùng nước trời Nam Trung Bộ có thể tham khảo (Sách chuyên khảo. Bùi Hồng Long Chủ biên. 2019)

4.2.3. Vận chuyển trầm tích và vùng đục cực đại (MTZ) khu vực cửa sông

+ Theo tác giả Đinh Văn Ưu (2014): biến động chính thể hiện rõ tại vùng khơi và giảm dần khi tiến vào gần bờ. Nguyên nhân cơ bản của hiện tượng thấp trong dải gần bờ xuất phát từ sự hiện diện của vệt nước sông và nước nông tạo ra hiện tượng bứt tách trầm tích thường xuyên dưới tác động của triều và sóng. Tác động biến động mùa của lưu lượng sông thường thể hiện rõ thông qua hệ số biến đổi cao.

Việc mở rộng này có phạm vi xa bờ hơn theo hướng Tây Nam về phía bán đảo Cà Mau (trên 120 km tính từ bờ). Trong thời kỳ đó, gió mùa đông bắc thịnh hành với hướng gió Đông Bắc. Việc mở rộng giới hạn của dải trầm tích lơ lửng về hướng này được quyết định với dòng chảy mặt do xu thế gió. Độ cao sóng có nghĩa cũng đạt cực đại trong mùa này, từ đó kéo theo ứng suất đáy do sóng. Tác động này tạo ra lượng bứt tách lớn của trầm tích chủ yếu được lắng đọng trong mùa hè tại vùng nước nông.

Trong suốt mùa hè, lưu lượng sông đạt cực tiểu, một trầm tích lục nguyên mới được đưa ra dìa ven bờ. Điều này dễ dàng nhận thấy hiện tượng hàm lượng trầm tích lơ lửng cao trong các tháng 8-10 phía trước các cửa sông. Sóng biển trong thời kỳ này thường thấp dẫn đến hiện tượng lắng đọng trầm tích xuống đáy biển. Các nghiên cứu

tương quan giữa lưu lượng sông và hàm lượng trầm tích lơ lửng cũng đã cho ta những quy luật trên.

Cực tiểu phạm vi vùng đục nước thường xuất hiện vào các tháng 4-5, khi lưu lượng sông cũng thường đạt giá trị cực tiểu. Trong giai đoạn chuyển mùa này, vận chuyển trầm tích do dòng triều trên cửa sông vào vùng biển trở nên áp đảo. Các thành phần tác động được Xue et al. (2012) xác định thông qua các kết quả mô hình toán.

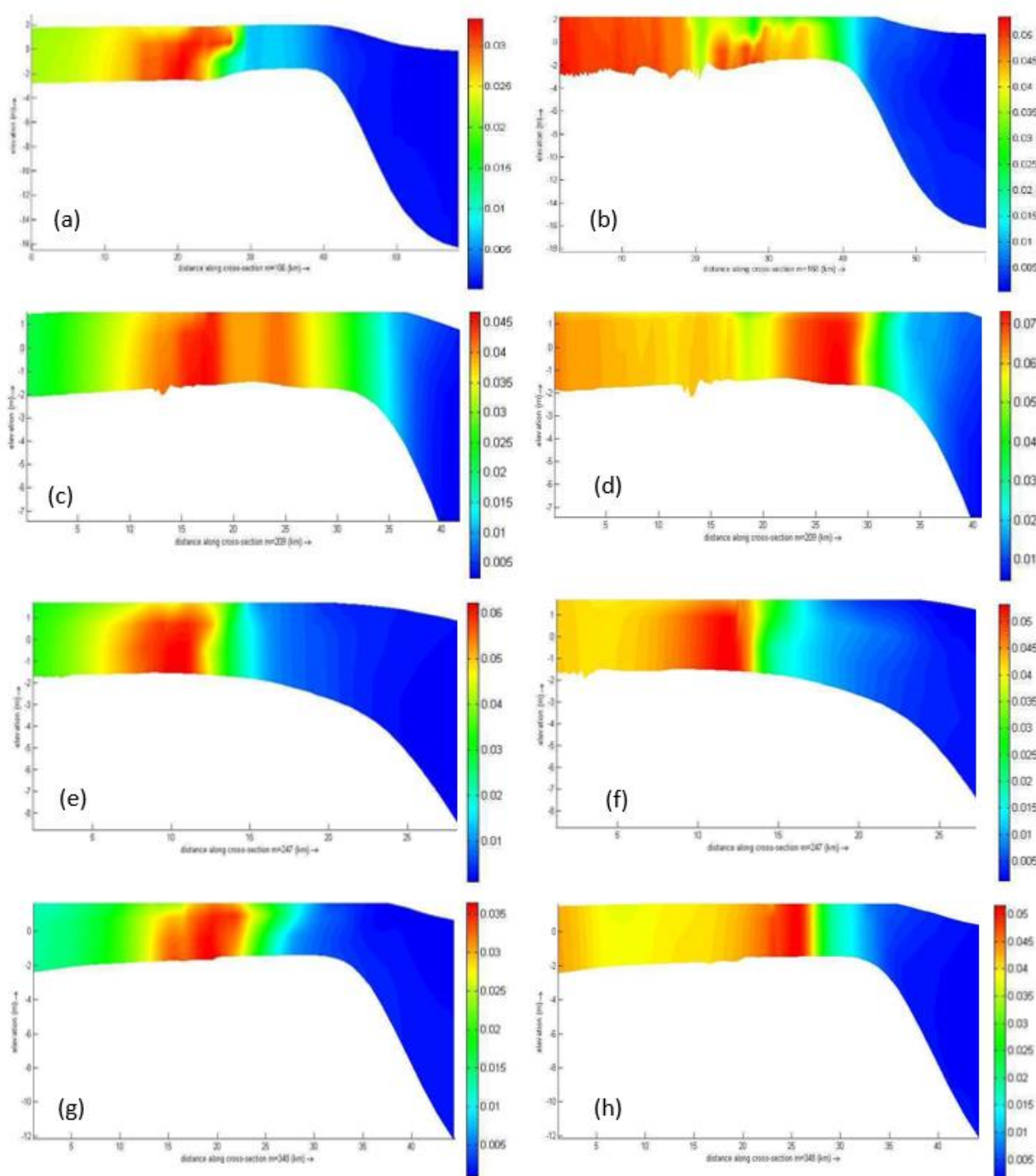
Các nghiên cứu cho thấy mối tương quan giữa biến động hàm lượng trầm tích lơ lửng và sóng thường thể hiện rõ trong quy mô mùa. Các kết quả phân tích phạm vi dải nước đục được thể hiện rõ trên các mặt cắt vuông góc bờ. Xem xét địa hình, có thể thấy các giới hạn bãi cát với độ sâu khoảng 3m và cách bờ khoảng 13km và sườn dốc của chân châu thổ tại độ sâu đến 20 cách bờ khoảng 24km.

+ Theo tác giả Trần Anh Tú và cs., (2014): Thời gian bồi lắng trầm tích từ dòng lũ đưa ra cửa sông ven bờ chủ yếu vào nửa đầu mùa gió Đông Bắc, trong khi đó vào nửa sau mùa gió Đông Bắc dòng dọc bờ mạnh hơn mùa gió Tây Nam, di chuyển trầm tích về phía Tây Nam. Bùn cát lơ lửng từ sông, chủ yếu được lắng đọng trong đới nước nông ven bờ (đới châu thổ ngầm) trong phạm vi độ sâu 20m trở vào bờ và cách bờ trung bình 19km. Trong khoảng độ sâu 20 - 30m thuộc đới trước châu thổ, mức độ bồi tụ trầm tích giảm hẳn. Từ độ sâu ngoài 30m, gần như không còn nhận thấy vai trò bồi tụ bùn cát Mê Kông hiện đại trên nền đáy, mặc dù vật chất tan và lơ lửng mịn còn có thể phân tán rất xa ra ngoài vùng biển khơi. Phạm vi di chuyển của dòng bùn cát dọc bờ dường như tập trung cao sát bờ, trong phạm vi 10km trở lại, với $80 \pm 18\%$ tổng khối lượng dòng lũ được lưu giữ lại tại châu thổ ngầm. Phần bùn cát còn lại không lớn theo nêm nước sông (plume), về mùa gió Đông Bắc có thể đạt khoảng cách đạt 340 km vượt sang vùng bờ phía Tây (Vịnh Thái Lan) hoặc dịch chuyển tới 190km về phía Đông Nam. Trong khi đó, về mùa gió Tây Nam, dòng lũ chính vụ chưa đạt đỉnh điểm, bùn cát sông đưa ra chưa nhiều, tác động của dòng chảy dọc bờ, sóng và thủy triều không mạnh bằng mùa gió Đông Bắc, nên dòng vật chất chỉ di chuyển về phía Đông Bắc không quá 140km.

+ Theo tác giả Vũ Duy Vĩnh và cs., (2014): trong mùa kiệt, do hàm lượng trầm tích lơ lửng (TTLL) và tải lượng nước sông đưa ra vùng ven bờ qua các cửa sông

tương đối nhỏ nên các khối nước biển có điều kiện đi sâu vào trong các sông, sự hình thành các vùng đục cực đại (MTZ) thể hiện rõ rệt ở các cửa sông trong khu vực. Vào pha triều xuống, ảnh hưởng của khối nước có hàm lượng TTLL cao là lớn nhất, sự tương tác của hai khối nước sông-biển được thể hiện trên các profile TTLL dọc các mặt cắt từ trong cửa sông ra phía ngoài. Trên các mặt cắt đều thấy xuất hiện những vùng có hàm lượng TTLL cao hơn những khu vực khác. Các profile TTLL theo chiều thẳng đứng khá đồng nhất ở phía trong cửa sông (cách các cửa sông trên 22km), nhưng phía tiếp giáp với biển (cách các cửa sông khoảng 5 - 22km) lại có sự biến động mạnh theo độ sâu (hàm lượng TTLL cao hơn ở tầng mặt và khá nhỏ ở dưới đáy) do ảnh hưởng của các nê-mặn. Do vị trí và địa hình các cửa sông khác nhau nên mức độ hình thành các MTZ cũng như phạm vi ảnh hưởng của VCLL ra phía ngoài biển từ các cửa sông cũng khác nhau, trầm tích từ các cửa như Định An, cửa Đại và Trần Đề có ảnh hưởng lớn hơn các cửa còn lại.

Sự hình thành và xuất hiện các MTZ thể hiện rất rõ trong pha triều lên và ở thời kỳ nước lớn khi có sự tương tác của các khối nước biển và nước sông. Tại khu vực cửa Định An, MTZ di chuyển trong vị trí khoảng từ 18 - 22km (so với cửa sông) với hàm lượng TTLL khoảng 0,04-0,07kg/m³ (hình 5.8 a). Trong khi đó MTZ ở cửa Cung Hầu tập trung quanh vị trí cách cửa sông khoảng 15-20km và hàm lượng TTLL ở vùng đục này khá đồng nhất theo chiều thẳng đứng với giá trị dao động 0,04 - 0,06kg/m³ (hình 5.8 c). Tại khu vực phía ngoài cửa Hàm Luông, MTZ xuất hiện gần biển hơn, vị trí cách cửa sông khoảng 12 - 17km với giá trị hàm lượng TTLL lớn nhất khoảng 0,05-0,07kg/m³ (hình 6e). Ở khu vực cửa Đại, MTZ có vị trí cách cửa sông khoảng 15 -20km với hàm lượng TTLL khoảng 0,035 - 0,06kg/m³ (Hình 5.8).



Hình 4.8. Phân bố hàm lượng TTL (kg/m^3) dọc một số mặt cắt: phía ngoài cửa Định An (a- mùa cạn; b- mùa lũ); phía ngoài cửa Cung Hầu (c- mùa cạn; d- mùa lũ); phía ngoài cửa Hàm Luông (e- mùa cạn; f- mùa lũ); phía ngoài cửa Đại (g- mùa cạn; h- mùa lũ) (Vũ Duy Vĩnh, 2014)

Xu hướng biến động và hình thành các MTZ trong mùa lũ cơ bản tương tự như trong mùa kiệt. Tuy nhiên, do động lực sông trong mùa lũ lớn hơn nhiều so với mùa cạn

nên các đặc điểm MTZ ở khu vực cửa sông ven bờ sông Mê Kông có những thay đổi đáng kể so với mùa cạn. Những thay đổi này là:

- Vị trí các MTZ trong mùa lũ dịch chuyển gần hơn về phía cửa sông khoảng 3 - 8 km so với mùa kiệt. Điều này thể hiện sự tác động mạnh mẽ hơn của động lực sông so với động lực biển.

- Hàm lượng TTLL ở các MTZ trong mùa lũ cao hơn so với mùa kiệt với các giá trị phổ biến trong khoảng 0,05 - 0,1kg/m³.

- Sự xuất hiện các MTZ trong mùa lũ ở các vùng cửa sông ven bờ sông Mê Kông không diễn ra thường xuyên như trong mùa kiệt mà chỉ xuất hiện chủ yếu vào thời kỳ triều lên và nước lớn. Vùng đục cực đại cũng ít xuất hiện vào những ngày có tải lượng nước từ sông đưa ra lớn. Điều này có thể giải thích khi tải lượng nước quá lớn làm suy giảm mức độ xâm nhập của các khối nước biển mặn hơn vào sâu các cửa sông, khi đó dòng nước ngọt và TTLL có điều kiện phát triển mạnh ra phía ngoài, hạn chế sự hình thành các MTZ ở cửa sông.

Do sự khác nhau về hình thái địa hình và điều kiện động lực nên các MTZ ở vùng cửa sông ven bờ sông Mê Kông xuất hiện rõ rệt hơn so với vùng cửa sông Bạch Đằng, đặc biệt là trong khoảng thời gian cuối mùa lũ và thời kỳ mùa kiệt. Vị trí các MTZ ở khu vực này phần lớn nằm sâu ở phía trong các cửa sông trong khi ở vùng cửa sông Bạch Đằng (*Vũ Duy Vĩnh, 2012*), các vùng đục cực đại xuất hiện chủ yếu ở phía ngoài các cửa sông (khu vực cửa Nam Triệu).

4.3 CÁC CỬA SÔNG VÀ VŨNG VỊNH, ĐÀM PHÁ VEN BIỂN MIỀN TRUNG.

4.3.1 ĐẶC ĐIỂM CHUNG CỦA CÁC CỬA SÔNG VEN BIỂN MIỀN TRUNG

Sông miền Trung có đặc điểm là sông ngắn, sau đỉnh mưa 2-3 giờ là nước lũ dồn đến cửa sông. Đã thế, các đoạn trung lưu của sông đều ngắn thậm chí có sông hầu như không có đoạn trung lưu, khiến cho động nước mùa lũ hầu như không bị triệt tiêu khi nước lũ dồn về cửa sông. Động lực dòng lũ càng mạnh hơn nếu vùng chịu lũ nằm về phía Nam tâm bão trong bán kính 200 km vì nước sông bị hút ra biển...

Đặc biệt, cửa sông miền Trung là loại cửa sông kiểu liman (khuyết áo) phía trong có vũng cửa sông rộng và nông, cửa sông bị các cồn cát chắn cửa (hình thành do động lực dòng dọc bờ và sóng trong mùa khô) khiến cho việc thoát lũ rất kém. Lũ mạnh có thể làm thay đổi hẳn cấu trúc các cồn bãi chắn ngang cửa sông, nhiều khi sông trở cửa mới xuyên qua cồn cát chắn cửa. Khi cơn lũ qua đi, động lực biển lại thắng thế và cồn cát chắn cửa lại được gia cố trở lại, thậm chí có thể bịt kín các cửa mới được trở ra trong mùa lũ.

Cùng với đặc điểm trên, việc sinh sống của người dân của miền Trung cũng khá nhạy cảm với lũ lụt. Ở Miền Trung, vùng đồng bằng ven biển có nhiều cửa sông từ xưa đã là vùng có nhiều điều kiện phát triển kinh tế xã hội. Các đô thị xuất hiện và mở rộng cũng ở vị trí trong vùng này. Vùng cửa sông thường được khai đắp tối đa làm đầm nuôi trồng thủy sản và xây dựng công trình khiến cho khả năng thoát lũ càng giảm. Ở vùng cửa sông miền Trung, sản nghiệp và tính mạng con người phơi trần và thách đấu với lũ lụt.

Trầm tích tầng mặt cửa sông ven biển miền Trung có kích thước đường kính thay đổi từ 0,001 mm đến một vài cm. Các trầm tích hạt thô có đường kính lớn hơn 0,3 mm thường phân bố trên các bề mặt val bờ, đụn cát, bãi bồi cửa sông có diện hẹp và cùng phương với đường bờ biển. Các đặc trưng cơ học của trầm tích phản ánh khá rõ qui luật phân bố của dòng chảy ven bờ, hướng vận chuyển của bồi tích theo mùa trong năm ở vùng cửa sông ven biển. Vật liệu của trầm tích tầng mặt hiện đại ở cửa sông ven biển miền Trung ngoài một phần do sông mang ra, phần lớn là do các quá trình mài mòn, xâm thực bờ tại chỗ. Dưới tác động tích cực của các nhân tố động lực biển và gió, vật liệu bồi tích được sắp xếp phân bố lại ở dải ven biển, ở khu vực cửa sông dưới các val, đụn, doi... kéo dài. Có lẽ đây cũng là một trong những nguyên nhân của sự thành tạo các đầm hồ, lagun ở khu vực cửa sông ven biển miền Trung. Có thể nói rằng quá trình thành tạo bãi bồi ven biển cửa sông miền Trung là quá trình thành tạo val, đụn, doi cát mà nguyên nhân chủ yếu là dòng chảy ven bờ, gió và một phần là dòng bồi tích trong sông mang ra. Quá trình di chuyển ngang và dọc bờ của dòng bồi tích là cơ chế thành tạo nên các val ngầm và val bờ ở các đoạn bờ cách xa cửa sông. Còn ở khu vực cửa sông do có sự tham gia của dòng bồi tích sông khá dồi dào ở vào thời kỳ mùa lũ, bãi bồi cửa

sông phát triển, thành tạo có xu hướng dịch chuyển ra biển. Khi không có lũ các nhân tố biển lại đóng vai trò chính, bãi bồi ở cửa sông lại bị san bằng dịch chuyển vào trong sông che lấp cửa.

Chế độ dòng chảy bùn cát trong vùng cửa sông ven biển phụ thuộc vào dòng nước, bùn cát từ thượng lưu đưa về, chế độ sóng, gió thủy triều, hải lưu, ảnh hưởng của lớp phủ thực vật và tác động của con người. Nguồn gốc bùn cát trong vùng cửa sông ven biển miền Trung có 2 nguồn cơ bản: một nguồn do dòng chảy sông mang ra và nguồn khác do sóng biển phá huỷ bờ, bãi từ nơi khác mang đến dưới tác động của dòng chảy biển (dòng sóng, dòng triều...), nên chế độ bùn cát ở vùng cửa sông luôn thay đổi theo thời gian và không gian, phụ thuộc chặt chẽ vào sự biến đổi tuần hoàn và phi tuần hoàn của các yếu tố động lực sông - biển.

Vận chuyển bùn cát ven biển cửa sông khác với sự chuyển động của bùn cát trong sông. Tại vùng ven biển cửa sông, sự vận chuyển của bùn cát hoàn toàn không theo một hướng nhất định tùy thuộc vào tỷ trọng vector vận tốc các dòng chảy bộ phận. Bùn cát chuyển động được là nhờ động năng dòng chảy, các thành phần dòng chảy như dòng triều, dòng trôi, dòng mật độ. Do vậy, vận chuyển bùn cát dọc bờ phụ thuộc theo tác động của dòng chảy ven bờ là chủ yếu và hầu hết trước các cửa sông

Nguyên nhân của các quá trình thành tạo bãi bồi cửa sông ven biển chủ yếu là do các quá trình ngoại sinh trong đó nguồn bồi tích ven biển và nguồn bồi tích trong sông là chính. Quá trình thành tạo và phát triển bãi bồi cửa sông có liên quan tới mức cơ sở xói mòn, đó là sự thay đổi của mực nước đại dương so với bờ lục địa, động lực thúc đẩy của các quá trình xói lở - bồi tụ. Các quá trình hoạt động mang tính chu kỳ ngắn xảy ra nhanh chóng như sóng, dòng chảy, bão, lũ, nước dâng... là các động lực tích cực, trong quá trình gây sạt lở bờ biển và làm biến động hình thái bãi bồi vùng cửa sông.

Như vậy bản chất của quá trình phát triển thành tạo và biến động bãi bồi cửa sông ven biển miền Trung là sự tổng hoà của các nhân tố nội và ngoại sinh, trong đó các quá trình ngoại sinh luôn chiếm ưu thế.

4.3.2 CÁC VŨNG VỊNH, ĐÀM PHÁ KHU VỰC MIỀN TRUNG

4.3.2.1. Các vũng vịnh miền Trung

Dải ven biển Nam Trung Bộ kéo dài hơn 5.5 vĩ độ địa lý từ phía nam tỉnh Bình Thuận (vĩ độ $10^{\circ} 34.46'N$) đến phía bắc Đà Nẵng (vĩ độ $16^{\circ} 12.89'N$), thuộc vùng biển của 8 tỉnh nước ta là Bình Thuận, Ninh Thuận, Khánh Hòa, Phú Yên, Bình Định, Quảng Ngãi, Quảng Nam và Đà Nẵng. (Chuyên khảo Bùi Hồng Long chủ biên 2011, 2017).

Xét về đặc điểm địa hình – địa lí nói chung, có thể chia toàn vùng thành ba vùng nhỏ: - Vùng 1: Từ Đà Nẵng đến Quảng Ngãi, - Vùng 2: Từ Quy Nhơn đến Mũi Đá Vách (Khánh Hòa), - Vùng 3: Từ Mũi Đá Vách đến La Gi.

Vùng 1 có hướng đường bờ tạo với phương kinh tuyến một góc khoảng 25° ($K1 = + 25^{\circ}$). Vùng này không có những vũng, vịnh lớn, sâu vào đất liền (Vịnh Dung Quất, vịnh có tầm quan kinh tế lớn lại là vịnh nhỏ, hỏ!). Bờ biển bao gồm các bờ cát, cửa sông lớn, như cửa sông Thu Bồn (Cửa Đại), cửa Kỳ Hà (sông Trường Giang), cửa sông Trà Bồng (vịnh Dung Quất), cửa sông Trà Khúc, cửa Mỹ Á (sông Trà Cũ), cửa Tam Quan, cửa sông Lại Giang, cửa đầm Nước Ngọt.

Vùng 2 có hướng đường bờ tạo với phương kinh tuyến một góc khoảng 0° ($K2 = 0^{\circ}$), nghĩa là hướng bắc - nam. Vùng này có nhiều vũng, vịnh lớn, sâu vào đất liền (Kín có, hỏ có và nửa kín nửa hỏ cũng có). Đó là các vịnh (và đầm): Cù Mông, Xuân Đài, Ô Loan, Vũng Rô, Vân Phong, Bình Cang – Nha Phu, Nha Trang, Cam Ranh. Nếu nêu về các vịnh tương tự như vậy ở suốt dọc (khoảng 3.344 km) bờ biển Việt Nam, từ Móng Cái đến Hà Tiên, không kể vịnh Hạ Long là vịnh có những đặc điểm địa lý hoàn toàn khác, ta mới thấy được hết “sự nổi bật” của các vũng vịnh vùng này. Phần lớn sông ngòi trong khu vực Quy Nhơn – Mũi Đá Vách đều chảy vào những vũng vịnh. Có hai sông lớn (Vào mùa mưa lưu lượng lớn, nhưng vào mùa khô thì cạn khô) chảy trực tiếp ra biển, đó là sông Đà Rằng (sông Ba) và sông Đà Nông (sông Bàn Thạch). Độ dốc đáy biển lớn. Thêm lục địa ở đây rất hẹp; có chỗ đường đẳng sâu 200 m chỉ cách đường bờ khoảng 15 hải lý (Khu vực bán đảo Hòn Gốm, Khánh Hòa). Vì vậy, ở nhiều chỗ nước vùng khơi của Biển Đông có thể thâm nhập vào sát bờ, làm cho nước biển của phần lớn vùng biển này có một màu xanh tuyệt đẹp và có độ muối cao (thường là $33 \div 34 \text{ ‰}$).

Và cũng chính vì vậy mà vùng 2 còn nổi tiếng vì có các bãi cát như ở Tuy Hòa, Đại Lãnh, bán đảo Hòn Gốm, Nha Trang, bán đảo Thủy Triều, là những khu tắm biển và du lịch rất có giá trị. Bờ biển rất khúc khuỷu, bao quanh các vịnh. Trong vùng này ở một số nơi có những dãy núi đâm ra biển, làm cho gió có lúc thổi từ đất liền ra biển với tốc độ lớn. Ví dụ, ở vùng nam Phú Yên (Dãy núi đèo Cả); dân địa phương gọi là “Tổ”. Ở vùng Tu Bông (Khánh Hòa) vào mùa gió mùa đông bắc có gió mạnh thổi từ bờ ra biển (vịnh Vân Phong), vì vậy có giả thiết cho rằng địa danh “Tu Bông” có nguồn gốc “Tụ Phong”. Các vũng vịnh ở vùng này thường có núi bao quanh, vì vậy, gió mang tính cục bộ rất rõ rệt.

Vùng 3 có hướng đường bờ tạo với phương kinh tuyến một góc khoảng -60° ($K3 = -60^\circ$). Vùng này không có những vũng, vịnh lớn, sâu vào đất liền. Các vũng, vịnh nông, hỏ (Như vịnh Phan Rang, Cá Ná, Phan Rí, Phan Thiết). Bờ biển bao gồm các bờ cát, cửa sông không lớn và thường bị lấp vào mùa khô. Như sông Cái (Phan Rang), sông Lòng Sông (Phước Thử), sông Phan Rí Cửa (sông Lũy, Phan Rí), sông Phú Hải (Phan Thiết), sông Cà Ty (Phan Thiết), sông Dinh (La Gi). Do có phương đường bờ như vậy nên gió mùa thường thổi dọc bờ. Trong mùa gió mùa đông bắc ở phía nam của vùng này, thường có gió hướng đông là chính, gọi là “Gió Chướng” (Gió chướng Nam Bộ, từ nam Bình Thuận đến Cà Mau).

Ở vùng 1 và 2 mùa mưa trùng mùa gió mùa đông bắc, còn ở vùng 3 – mùa gió mùa tây nam (Mùa mưa Nam Bộ). Có thể nói, tỉnh Ninh Thuận là vùng chuyển tiếp của hai vùng có hai mùa mưa khác nhau như nêu trên, nên lượng mưa rất ít (Ít nhất so với các vùng khác của nước ta).

Một số thủy vực có vai trò nhất định trong sự phát triển kinh tế, xã hội của khu vực có thể kể đến là: Vịnh Đà Nẵng (thuộc thành phố Đà Nẵng), vịnh Dung Quất (Quảng Ngãi), đầm Đề Gi và vịnh Quy Nhơn – đầm Thị Nại (Bình Định), vịnh Xuân Đài - đầm Cù Mông và Vũng Rô (Phú Yên), vịnh Vân Phong, vịnh Bình Cang – đầm Nha Phu, vịnh Nha Trang và vịnh Cam Ranh – đầm Thủy Triều (Khánh Hòa), đầm Nại (Ninh Thuận), vịnh Phan Thiết (Bình Thuận).



Vịnh Đà Nẵng thuộc thành phố Đà Nẵng, một trong những đô thị năng động của Việt nam hiện nay. Vịnh có chiều rộng khoảng 11km, chiều dài 13km, Diện tích mặt nước 119. Vị trí địa lý từ kinh độ

Vịnh Dung Quất thuộc địa bàn tỉnh Quảng Ngãi. Đây là một vùng được đầu tư rất mạnh về cơ sở hạ tầng, chính sách thu hút, ưu đãi của Nhà nước. Hiện tại, khu kinh tế mở Dung Quất đã được đưa vào khai thác, sử dụng và sẽ là đòn bẩy cho sự phát triển kinh tế khu vực trong tương lai. Sự phát triển nhanh chóng cũng gây sức ép về môi trường, sinh thái, cảnh quan trong khu vực. Vịnh có chiều rộng khoảng 5.3 km, chiều dài 12.7 km, độ sâu trung bình khoảng 10m, diện tích mặt nước khoảng 49 km². Vị trí địa lý từ

Vịnh Quy Nhơn thuộc thành phố Quy Nhơn của tỉnh Bình Định. Vịnh Quy Nhơn có đường bờ dài xấp xỉ 40 km, cửa vịnh rộng khoảng 11 km, độ sâu trung bình khu vực vịnh xấp xỉ 15 m, diện tích bề mặt nước của vịnh Quy Nhơn khoảng 134 km². Phía đông nam vịnh Quy Nhơn là đảo Cù Lao Xanh – một khu vực có cảnh quan ngằm (rạn san hô còn khá phong phú và độc đáo), phía tây nam là các đảo ven bờ hòn Rùa, hòn Đất, hòn Roi, khu Quy Hòa có cảnh sắc tự nhiên rất đẹp. *Đầm Thị Nại* nằm ở phía bắc có cửa ra vịnh Quy Nhơn, độ rộng cửa xấp xỉ 1 km có diện tích bề mặt nước 40 km², độ sâu trung bình 3 - 5m. Đầm nằm trong địa phận của Tp Quy Nhơn, huyện Tuy Phước và Phù Cát, đầm rộng gần 50 km² lúc triều lên và khoảng 32 km² lúc triều xuống. Vùng bãi triều rộng từ 18 đến 20 km². Đầm tương đối kín, trục nằm theo hướng Bắc - Nam, chiều dài khoảng 12 km, chiều rộng nơi rộng nhất khoảng 4 km. Vị trí địa lý của đầm Thị Nại và vịnh Quy Nhơn từ 109°11'15.33"E – 109 °23'11.79"E, từ 13 °34'4.27"N – 13 °54'18.34"N.

Vịnh Xuân Đài- đầm Cù Mông nằm về phía Đông Bắc của tỉnh Phú Yên, có vị trí địa lý từ vĩ độ 13°20'15"N đến 13°40'20"N; từ kinh độ 109°05'10"E đến 109°20'00"E. Phía Bắc giáp huyện Vân Canh tỉnh Bình Định, phía Nam giáp xã An Ninh Đông và An Ninh Tây thuộc huyện Tuy An, phía Tây lấy ranh giới là Quốc lộ 1, phía Đông là Biển Đông. Diện tích mặt nước đầm Cù Mông vào khoảng 12 km², vịnh Xuân Đài là 80 km². Chiều rộng đầm Cù Mông khoảng 1.8 km, chiều dài 5.7 km, độ sâu trung bình chỉ hơn

3 m. Chiều rộng vịnh Xuân Đài khoảng 5.6 km, chiều dài 14 km, độ sâu trung bình khá lớn, khoảng 10m.

Vũng Rô thuộc xã Hòa Xuân Nam, huyện Tuy Hòa, tỉnh Phú Yên, kéo dài từ vĩ độ $12^{\circ} 48' 52''$ N đến $12^{\circ} 52' 50''$ N và kinh độ $109^{\circ} 23' 50''$ E đến $109^{\circ} 25' 30''$ E. Đây là một thủy vực nằm ở cực Nam của tỉnh Phú Yên, giáp Khánh Hòa, nằm sát chân đèo Cả, 3 mặt giáp núi, cửa thông ra biển có độ rộng 2.7 km, dài 4.5km, độ sâu trung bình khu vực vịnh xấp xỉ 14m, tổng diện tích vào khoảng 10 km², diện tích bề mặt nước xấp xỉ 8.4 km². Phía cửa Vũng Rô là Hòn Nưa, phía nam là bãi Đại Lãnh (Khánh Hòa).

Vịnh Vân Phong- Vũng Bến Gôi là một thủy vực có không gian biển nửa kín, thuộc địa bàn huyện Vạn Ninh và Ninh Hòa, nằm ở phía bắc tỉnh Khánh Hòa, có tọa độ địa lý: vĩ độ $12^{\circ} 29' - 12^{\circ} 48'$ N; kinh độ $109^{\circ} 10' - 109^{\circ} 26'$ E. Thủy vực có diện tích 540.8 km², trong đó, phần ngập nước khoảng 482.83 km², còn lại là các đảo (lớn nhất là đảo Hòn Lớn, chiếm 57.97 km²). Độ dài theo chiều trục vịnh khoảng 34 km, chiều rộng trung bình 10 km. Phần diện tích có độ sâu < 10 m chiếm 36% tổng diện tích, từ 10 – 40 m chiếm 64%. Vịnh chứa một thể tích nước khoảng 5.8753 km³ nước (tính theo mực “0” m thủy triều), nếu tính theo mực triều trung bình thì vịnh chứa khoảng 6 km³ nước. Thủy vực gồm 02 phần nhỏ, phần đỉnh phía bắc có độ sâu trung bình khoảng 8m, diện tích mặt nước khoảng 143.8 km² gọi là *vũng Bến Gôi*. Phía ngoài là *vịnh Vân Phong* với độ sâu trung bình là 20m, diện tích mặt nước khoảng 384 km².

Vịnh Nha Trang là một trong bốn vịnh lớn và sâu của tỉnh Khánh Hòa. Phía bắc được giới hạn bởi vịnh Bình Cang, phía nam là vịnh Cam Ranh. Vịnh nằm trong khu vực có tọa độ từ $109^{\circ} 12' \text{ E} - 109^{\circ} 20' \text{ E}$ kinh độ, từ $12^{\circ} 9' \text{ E} - 12^{\circ} 18' \text{ E}$. Đảo Hòn Lớn (Hòn Tre) là đảo lớn nhất, án ngữ phía đông vịnh. Phía đông nam vịnh là một số đảo nhỏ nằm rải rác tạo thành một vành đai chắn sóng hướng Đông và Đông nam. Diện tích mặt nước của vịnh Nha Trang xấp xỉ 147 km². Vịnh thông với biển ngoài bằng hai cửa: Cửa chính phía Đông bắc có chiều rộng khoảng 16 km, độ sâu trung bình 25m; Cửa nhỏ hơn phía Đông nam có chiều rộng khoảng 10km, độ sâu trung bình khoảng 12 m. Phần diện tích có độ sâu nhỏ hơn 10m chiếm tỷ lệ khá nhỏ (khoảng 11% diện tích toàn vịnh).

Vịnh Cam Ranh- đầm Thủy Triều nằm ở phía nam tỉnh Khánh Hòa, là một vịnh kín. Bán đảo Sop chia vịnh thành 2 phần: phần trong và phần ngoài, thông với biển bằng 2 cửa: cửa Lớn và cửa bé. Tuy nhiên trong nghiên cứu này, “vịnh Cam Ranh” được hiểu đó là phần phía trong (bao gồm cả phần đầm Thủy Triều). Đầm Thủy Triều kéo dài xấp xỉ 18 km. Đặc điểm của phần này là rất hẹp (chỗ hẹp nhất 250 m), độ sâu của khu vực rất nhỏ chỉ đạt một vài mét, phần đỉnh có diện tích bãi triều lớn. Phần vịnh Cam Ranh, dài khoảng 19 km, với chiều ngang trung bình 13.7 km, độ sâu lớn. Vịnh được thông với biển ngoài bằng một cửa rộng khoảng 1.2 km, có độ sâu lớn. Diện tích của toàn bộ vịnh đạt 175 km², phần diện tích mặt nước là 164 km². Tuy nhiên diện tích này đến nay đã và đang có sự thay đổi do sự can thiệp của con người. Vị trí địa lý của thủy vực này được giới hạn bởi kinh độ 109°7,171'E đến 109°,12967'E, vĩ độ 11°49,227'N và 12°7,011'N.

Vịnh Phan Thiết là một vịnh hở (độ dài vùng cửa lớn hơn độ rộng vịnh, trong vịnh không có đảo chắn). Phía đông là biển, phía đông bắc vịnh giới hạn bởi Mũi Né, phía tây nam được giới hạn bởi mũi Kê Gà, phía tây và tây bắc là thành phố Phan Thiết và lục địa. Vị trí địa lý của vịnh được giới hạn từ kinh độ 107° 59'38.28''E đến 108° 17'44.27''E, từ vĩ độ 10° 40'57.41''E đến 10° 57'20.13''N. Vịnh có độ sâu trung bình khoảng 10m, diện tích mặt nước khoảng 325.6 km².

Trên đây là vị trí địa lý và một số đặc điểm chung của các thủy vực chính trong vùng ven bờ biển Nam Trung Bộ. Bảng 5.5 là kết quả kiểm kê hầu hết các vũng vịnh ven bờ biển Nam Trung Bộ. Tổng cộng ven bờ biển Nam Trung Bộ có 25 vũng vịnh lớn nhỏ (Chuyên khảo Bùi Hồng Long chủ biên 2011, 2017)

Bảng 4.4 Thống kê hệ thống vũng - vịnh ven bờ biển Nam Trung Bộ từ Đà Nẵng đến Bình Thuận (theo hải đồ của Hải quân Mỹ tỷ lệ 1:50.000, xuất bản năm 1967 và Hải đồ nhân dân Việt Nam tỉ lệ 1:100.000, xuất bản năm 1980



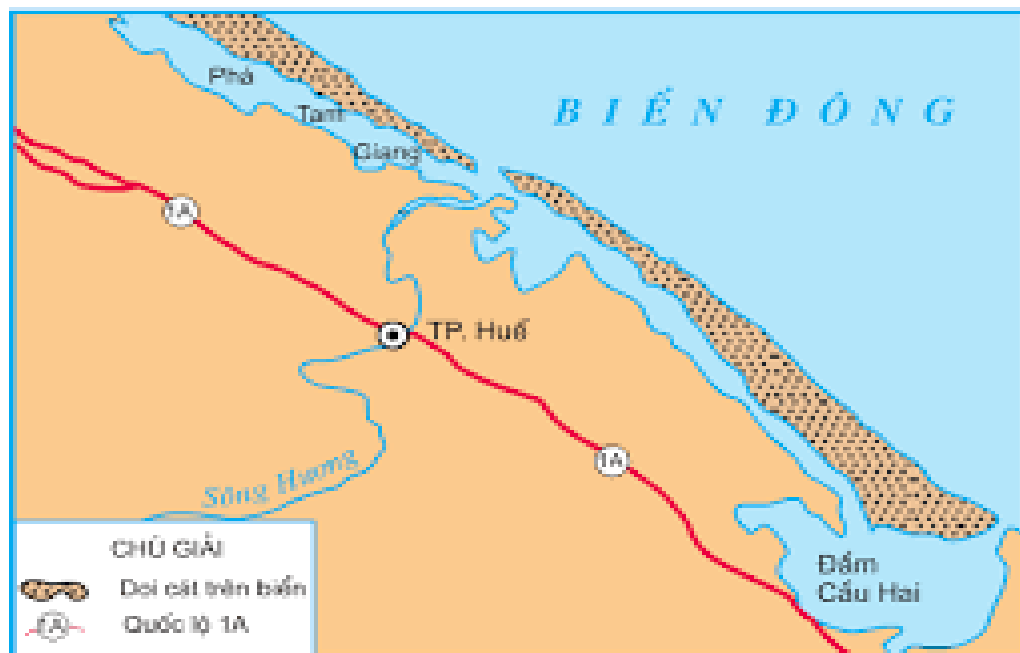
TT	Tên gọi truyền thống	Vị trí			Kích thước			Diện tích mặt nước (km ²)
		Địa điểm	Tọa độ		Chiều rộng (km)	Chiều dài (km)	Độ sâu (m) trung bình/ lớn nhất	
			Vĩ độ (N)	Kinh độ (E)				
1	Vịnh Đà Nẵng	Thành phố Đà Nẵng	16° 11'	108° 09'	11	13	13/21	119
2	Vùng An Hòa	Nam Quảng Nam: Núi Thành	15° 28'	108° 39'	5	6	3/8	26
3	Vịnh Dung Quất	Bắc Quảng Ngãi: Bình Sơn	15° 25'	108° 45'	5.3	12.7	10/20	49
4	Vũng Việt Thanh	Bắc Quảng Ngãi: Bình Sơn	15° 22'	108° 51'	2	5.5	10/17	10
5	Vũng Nho Na	Bắc Quảng Ngãi: Bình Sơn	15°20'20"	108°52'30"	1.3	2.2	7/17	2.5
6	Vùng Mỹ Hàn	Bắc Quảng Ngãi: Bình Sơn	15° 17'	108° 54'	3	9.7	14/25	25
7	Vũng Mỹ An	Phù Mỹ (Bình Định)	14° 12'	109° 12'	2.6	10.7	10/18	21.4
8	Vùng Cát Chánh	Phù Cát (Bình Định)	13° 56'	109° 16'	2.8	8.7	13/24	22
9	Vịnh Quy Nhơn	TP. Quy Nhơn (Bình Định)	13° 43'	109° 16'	10	14	15/30	134
10	Vùng Cù Mông	Bắc Phú Yên: Sông Cầu	13° 31'	109° 17'	1.8	5.7	3/11	12
11	Vũng Quan (Vùng Trích)	Bắc Phú Yên: Sông Cầu	13° 29'	109° 18'	2.2	5.5	10/24	10.7
12	Vũng Mò O (Vùng	Bắc Phú Yên: Sông Cầu	13°27'20"	109°19'20"	1.1	2	7/17	2



TT	Tên gọi truyền thống	Vị trí			Kích thước			Diện tích mặt nước (km ²)
		Địa điểm	Tọa độ		Chiều rộng (km)	Chiều dài (km)	Độ sâu (m) trung bình/ lớn nhất	
			Vĩ độ (N)	Kinh độ (E)				
	Ông Diên)							
13	Vịnh Xuân Đài	Bắc Phú Yên: Sông Cầu	13° 23'	109° 16'	5.6	14	10/19	80
14	Vũng Chao	Bắc Tuy An (Phú Yên)	13° 21'	109°17'40"	0.7	1.5	6/14	0.8
15	Vũng Rô	Nam Phú Yên: Đông Hòa	12°51'30"	109°24'40"	2.7	4.5	14/20	8.4
16	Vũng Bến Gỏi	Bắc Khánh Hòa: Vạn Ninh	12° 42'	109° 19'	10	17	8/16	143.8
17	Vũng Hòn Khói	Bắc Khánh Hòa: Ninh Hòa	12° 36'	109° 13'	3.6	4.4	2.4/6	13
18	Vịnh Văn Phong	Bắc Khánh Hòa: Ninh Hòa	12° 32'	109° 19'	20	24	20/37	384
19	Vịnh Bình Cang-Đầm Nha Phu	Bắc Khánh Hòa: Ninh Hòa	12° 21'	109° 14'	7.6	17.3	8/18	103
20	Vịnh Nha Trang	TP. Nha Trang (Khánh Hòa)	12° 15'	109° 15'	16	13	15/26	147
21	Vịnh Cam Ranh	Nam Khánh Hòa (Cam Ranh)	11° 54'	109° 11'	13.7	19	10/42	164
22	Vịnh Phan Rang	TP. Phan Rang (Ninh Thuận)	11° 33'	109° 04'	10.5	25.4	20/47	248

TT	Tên gọi truyền thống	Vị trí			Kích thước			Diện tích mặt nước (km ²)
		Địa điểm	Tọa độ		Chiều rộng (km)	Chiều dài (km)	Độ sâu (m) trung bình/ lớn nhất	
			Vĩ độ (N)	Kinh độ (E)				
23	Vịnh Cà Ná	Bắc Bình Thuận: Tuy Phong	11° 16'	108° 49'	17.5	19	13/40	309
24	Vịnh Phan Rí	Bắc Bình Thuận: Tuy Phong	11° 08'	108° 35'	7.4	28.6	9/17	159
25	Vịnh Phan Thiết	TP. Phan Thiết) (Bình Thuận	10° 53'	108° 08'	11.8	40	10/18	325.6

4.3.2.2. Đầm phá điển hình Tam Giang – Cầu Hai



Hình 4.9 : Sơ đồ phân bố Phá Tam Giang – Đầm Cầu Hai

Hệ đầm phá Tam Giang - Cầu Hai kéo dài theo phương Tây Bắc - Đông Nam dọc theo bờ biển, có chiều dài 68km, tổng diện tích mặt nước 216 km² và gồm 3 đầm, phá hợp thành: phá Tam Giang, đầm Thủy Tú và đầm Cầu Hai (Dư địa chí Thừa Thiên Huế -2005)

Phá Tam Giang: Kéo dài từ cửa sông Ô Lâu đến cầu Thuận An với chiều dài 25km. Chiều rộng phá thay đổi từ 0,5 (gần Thai Dương Thượng) đến 4km (Mỹ Thạnh, Quảng Điền), trung bình gần 2,5km. Chiều sâu phá vào mùa cạn phổ biến là 1 - 1,5 m, gần cửa Thuận An 4 - 6 m, thậm chí có lạch sâu đến 10 m. Diện tích mặt nước khoảng 52 km². Phá Tam Giang liên thông với biển Đông bằng cửa Thuận An.

Đầm Thủy Tú: Bao gồm các đầm An Truyền, Thanh Lam (Sam), Hà Trung và Thủy Tú. Đầm Thủy Tú kéo dài từ cầu Thuận An đến Cồn Trai trên chiều dài 33km. Chiều rộng đầm biến đổi từ 0,5 (đầm Thủy Tú) đến 5,5km (đầm An Truyền - Sam), trung bình 1,8 km, chiều sâu đầm thay đổi từ 1 - 1,5 đến 3 - 5m tùy thuộc khu vực, nhưng phổ biến là 1,5 - 2m. Diện tích mặt nước của đầm tới 60 km².

Đầm cầu Hai: Có dạng lòng chảo, tương đối đẳng thước. Chiều dài từ Cồn Trai đến cửa Sông Rui là 9 km và từ cửa sông Truồi đến núi Vinh Phong gần 13 km. Chiều sâu trung bình của đáy đầm là 1,4 m. Diện tích mặt nước khoảng 104 km². Đầm cầu Hai liên thông với biển Đông thông qua cửa Tư Hiền (Hình 5.9)

Chế độ thủy văn của đầm phá chịu ảnh hưởng trực tiếp của chế độ thủy văn các sông đổ vào và chế độ hải văn vùng biển thông qua các cửa của đầm phá. Hình thế và cao trình lòng sông, đầm đóng vai trò quan trọng, quyết định đặc điểm thủy văn của vùng sông ảnh hưởng triều.

a. Thủy triều và mực nước biển

Thủy triều đầm phá chịu tác động trực tiếp từ triều ngoài biển thông qua các cửa. Dao động mực nước tại phá Tam Giang tương tự như dao động thủy triều ngoài biển. Khu vực Thuận An chịu ảnh hưởng của chế độ bán nhật triều đều. Vùng đầm phá Cầu Hai và Lăng Cô chịu ảnh hưởng của chế độ bán nhật triều không đều. Mực nước tại khu vực phía nam đầm phá (Cầu Hai - Lăng Cô) dao động mạnh nhất, với biên độ triều có thể đạt 0,6-0,9m.

Do vừa chịu tác động của chế độ thủy triều vùng biển và chế độ thủy văn lục địa nên mực nước trong đầm phá biến động rất phức tạp theo thời gian và không gian. Đặc

biệt là vào mùa lũ, dòng chảy trong đầm có thể bị xáo trộn mạnh, mực nước lên xuống vừa mang tính quy luật của thủy triều, vừa thể hiện tính chất lũ các sông đổ vào.

Mùa khô, mực nước các đầm phá thường thấp hơn đỉnh triều ngoài biển, chẳng hạn ở Cầu Hai là 0,25-0,30m và ở Tam Giang là 0,05-0,15m. Do dòng chảy các sông đổ về nhỏ nên dao động mực nước phần lớn mang tính thủy triều.

Về mùa mưa lũ, mực nước đầm phá thường luôn cao hơn mực nước biển, tới 70cm ở Cầu Hai. Dao động mực nước đầm phá cũng biến đổi không tương đồng với mực nước ngoài biển. Bảng 15.4 thể hiện các đặc trưng mực nước đầm phá Tam Giang - Cầu Hai theo tháng cho thấy tính chất phức tạp của dao động mực nước của vực nước này.

b. Dòng chảy

Do phụ thuộc vào môi tương tác của nhiều yếu tố như dòng triều, dòng chảy biển ven bờ, dòng chảy sông, dòng chảy do gió, địa hình đáy và hình dạng bờ vực nước nên dòng chảy trong đầm phá rất phức tạp. Dòng chảy tổng hợp gồm dòng triều, dòng chảy sông và dòng chảy do gió.

Dòng triều ở cửa Thuận An có tốc độ khoảng 0,15-0,20m/s. Ở khu vực phía nam - cửa Tư Hiền và cửa Lăng Cô, dòng chảy có xu hướng mạnh hơn (đạt 0,30-0,35m/s). Trong đầm phá nói chung, tốc độ dòng chảy trong những ngày có chế độ bán nhật triều thường mạnh hơn ngày có chế độ nhật triều, thể hiện qua số liệu quan trắc dòng chảy đầm phá Tam Giang - Cầu Hai trong năm 1993 và 1995 (bảng 15.5).

Dòng chảy dư trong đầm phá nhỏ chỉ đạt 0,04-0,08m, có thể đạt 0,2m trong mùa mưa (Tam Giang - Cầu Hai). Dòng chảy này ở gần cửa Thuận An gồm 2 lớp cấu trúc: lớp trên chảy ra phía biển, lớp dưới chảy ngược lại và yếu dần khi vào cửa sông Hương.

Dòng di cư ngược liên quan và gắn liền với sự hình thành nê-mạn trong cửa sông, cần được nghiên cứu kỹ hơn trong các bài toán truyền triều, kiểm soát đóng và khai thác nước trên các đập ở sông Hương. Tại vùng Tam Giang - Phước Lâm vào mùa khô do lưu lượng nước sông Ô Lâu nhỏ nên dòng dư có xu thế đẩy nước từ phía Thuận An về phía sông Ô Lâu. Tại khu Thủy Tú, An Truyền dòng chảy dư chảy từ phía đầm

Cầu Hai về phía cửa Thuận An. Ở đầm Cầu Hai dòng dư nhỏ, chỉ đạt 0,02m/s và có hướng chảy về phía Thuận An vào mùa khô.

Khi có sự đổi cửa ở Tư Hiền (lấp cửa tại Vinh Hiền, khai thông tại Lộc Thủy) thì dòng triều thay đổi rõ nhất ở khu vực Thủy Tú. Cả thành phần toàn nhật và bán nhật đều tăng và có giá trị cùng bậc 15-20cm/s (bảng 5.6).

Gió có vai trò đáng kể trong hoàn lưu đầm phá. Kết quả mô phỏng theo mô hình trị số Vonsinghe cho phá Tam Giang - Cầu Hai cho thấy: Lực ma sát của gió thổi trực tiếp trên bề mặt vực nước đầm phá chỉ phát hiện được những tốc độ dòng chảy nhỏ cỡ vài cm/s, chỉ nơi mặt cắt hẹp tốc độ mới đạt tới gần 10cm/s.

Do hình dạng địa hình phân dị theo từng phần và phân bố độ sâu không đều, nên đã tạo ra những xoáy nước cục bộ như ở phá Tam Giang, vụng gần cửa Thuận An và đầm Thủy Tú... Trong thủy vực Cầu Hai, hình thành các hệ xoáy phức tạp, có hướng khác nhau theo 2 hướng gió: gió thổi từ phía bắc và phía biển như gió bắc, đông bắc, đông và đông nam, tạo nên một lớp xoáy lớn ngược chiều kim đồng hồ trong đầm Cầu Hai. Gió hướng tây nam gây ra ba vòng xoáy lớn trong phạm vi thủy vực này, liên hệ với nhau theo kiểu dạng răng khế. Trong đầm Lăng Cô cũng xuất hiện những xoáy nước do gió như đầm Cầu Hai.

Tuy các dòng chảy gió và dòng chảy triều đều nhỏ về tốc độ, nhưng trường dòng có sự khác nhau, trong trường dòng chảy triều không phát hiện các xoáy cục bộ. Trong các pha triều lên và triều rút tại hầu như toàn bộ diện tích thủy vực, các dòng triều đều có hướng chảy vào hoặc chảy ra đồng thời. Đặc điểm này làm cho dòng chảy triều có vai trò lớn hơn dòng chảy gió trong sự lưu thông nước đầm phá.

Dòng chảy tổng hợp trong đầm phá có tính chất thay đổi theo mùa.

- Về mùa khô, dòng chảy vào lớn hơn dòng chảy ra ở cửa Thuận An và cửa Lăng Cô. Ở cửa Tư Hiền thì ngược lại (bảng 5.7). Thời gian chảy vào lớn hơn thời gian chảy ra ở tất cả các cửa. Trong đầm phá Tam Giang có tốc độ chảy lên trung bình gần gấp 1,5 lần ở cửa sông Hương, các giá trị khác tương đương nhau. Ở đầm Cầu Hai và Lăng Cô hầu như không có dòng chảy. Tốc độ dòng chảy ở Thủy Tú nhỏ, trung bình 5-7cm/s, cực đại 22-27cm/s, tầng đáy hầu như không chảy, tầng mặt dừng chảy 12 giờ trong ngày

và thời gian chảy lên gấp 2 lần thời gian chảy xuống. Dòng chảy mặt ở phá Tam Giang có giá trị lớn hơn dòng chảy đáy.

- Về mùa mưa, tốc độ dòng chảy tăng rõ rệt. Kết quả khảo sát trong năm 1995 cho thấy dòng chảy ra chiếm ưu thế gần như tuyệt đối ở các cửa đầm phá và sông cả về tốc độ và thời gian chảy. Một ví dụ điển hình là cửa Thuận An vào mùa mưa (tháng 11 năm 1995), tốc độ dòng chảy ra tầng mặt trung bình đạt 45cm/s, cực đại 105cm/s, thời gian chảy 23/24giờ. Tuy nhiên, trong điều kiện mưa bão (nhỏ) có nước dâng thì dòng chảy vào ở các đầm phá lại có ưu thế. Trong đầm phá, xu hướng chung là dòng chảy có hướng về phía cửa chính, chẳng hạn ở Tam Giang - Cầu Hai, xu hướng chảy về phía cửa Thuận An đã được ghi nhận, đặc biệt rõ khi cửa Tư Hiền bị lấp.

c. Trao đổi nước

*** Trao đổi nước giữa đầm phá và biển**

Quá trình trao đổi nước giữa đầm phá và biển được thực hiện thông qua các cửa của nó và tính chất phức tạp của quá trình phụ thuộc nhiều vào quá trình biến động cửa, và chế độ khí hậu.

Về mùa khô, lượng chảy vào thường lớn. Kết quả khảo sát mùa khô (tháng 3/1993) trước khi cửa Tư Hiền bị lấp ở Vinh Hiền cho thấy ở đầm phá Tam Giang - Cầu Hai mỗi ngày nước biển dồn vào đầm phá 5,8 triệu m³ nước. Về mùa mưa, lượng nước chảy ra gần như chiếm ưu thế hoàn toàn, do lượng nước từ các sông đổ vào lớn. Số liệu quan trắc tính toán thực hiện vào tháng 11 năm 1995 ở đầm phá Tam Giang - Cầu Hai (khi đó cửa Tư Hiền đã bị lấp) một khối lượng nước bị đẩy ra biển khoảng 175,5 triệu m³ thông qua cửa Thuận An trong một ngày đêm. Ước tính nếu cửa Tư Hiền được mở rộng thì có thể góp phần thoát ra biển 15-20 triệu m³nước/ngày. Khi có bão gây nước dâng sẽ làm cho một khối lượng lớn nước biển lại được dồn vào đầm phá. Ước tính tại đầm phá Cầu Hai có đến 4,3 triệu m³ nước được dồn vào đầm phá trong một ngày đêm, do ảnh hưởng của cơn bão số 10 vào ngày 23/11/1993.

Bảng 4.5. Lượng nước (x10³m³) trao đổi qua một ngày đêm vào mùa mưa năm 1995, sau khi cửa Tư Hiền bị lấp và đào cửa mới

Trạm khu vực	Lưu lượng		Cân bằng	
	Vào (lên)	Ra (xuống)	Vào (lên)	Ra (xuống)
Cửa sông Hương	0	17,243		17,243
Cửa Thuận An	0	173,569		173,569
Cửa Tư Hiền	689	14,021		13,331
Vinh Xuân (Thủy Tú)	25,488	16,995	8,792	
Đầm Cầu Hai	17,684	39,509		22,123

d. Hiện tượng phân tầng nước

Phân tầng nước ở đầm Tam Giang - Cầu Hai mạnh hơn ở các thủy vực khác đã được điều tra ở ven bờ Việt Nam. Trong đầm phá Tam Giang - Cầu Hai đã phát hiện thấy hiện tượng phân tầng ngược kéo dài, biểu hiện ở sự khác nhau rõ rệt về các yếu tố thủy lý, thủy hóa của vực nước ở tầng mặt và tầng đáy, mặc dù độ sâu trung bình của đầm phá Cầu Hai thường đạt 1,5-2,0m. Phân tầng thuận thường xảy ra khi lớp nước mặt có độ muối cao hơn lớp nước đáy về mùa khô, ngược lại được gọi là phân tầng ngược.

Hiện tượng phân tầng nước ở đầm phá Tam Giang - Cầu Hai rất điển hình, biểu hiện rõ nhất là phân bố độ muối theo tầng mặt và tầng đáy. Tính phân tầng rõ rệt và mạnh thường xảy ra vào mùa khô và yếu đi vào mùa mưa. Về mùa khô ở Tam Giang - Cầu Hai chênh lệch độ mặn giữa nước tầng mặt và đáy rất lớn, cực đại ở phá Tam Giang có thể đạt đến 13,5‰ với độ sâu 1,5m (năm 1993).

Tính phân tầng xảy ra rõ ràng hơn vào thời điểm có dòng chảy lớn, đồng thời cũng phụ thuộc nhiều vào độ sâu, hình thái vực nước, biên độ triều và khả năng tạo sóng của gió,... Ở những vùng nước có điều kiện phát triển hoàn lưu thẳng đứng tốt (đà tạo điều kiện phát triển sóng) thì tính phân tầng yếu như ở khu đầm Cầu Hai. Hiện tượng phân tầng ngược thể hiện rõ ở cả độ muối và độ pH, thường gặp ở khu vực bắc Cầu Hai giáp nam Thủy Tú, với độ mặn tầng mặt cao hơn tầng đáy từ 1-4‰ và thời gian kéo dài từ một vài giờ đến 7 giờ. Ngoài độ muối và độ pH, độ đục cũng thể hiện tính phân tầng giữa nước tầng mặt và đáy.

Một yếu tố khá quan trọng ảnh hưởng đến tính phân tầng nước đầm phá là việc lấp, mở hoặc di chuyển cửa. Chẳng hạn như cửa Tư Hiền bị lấp vào cuối năm 1994 thì

tính phân tầng nước yếu đi rất nhiều, chênh lệch độ muối rất khó theo dõi do sự thống trị của khối nước nhạt. Tuy nhiên, tính phân tầng vẫn còn thể hiện ở độ pH và độ đục: chênh lệch độ pH giữa tầng mặt và đáy nằm trong khoảng 0,1-0,4 cao nhất là 0,9 đơn vị, ở cửa Thuận An. Chênh lệch độ đục cũng thay đổi trong khoảng 7-24mg/l tùy từng nơi trong đầm phá.

*** Độ đục và dòng bùn cát**

Độ đục nước đầm phá phụ thuộc vào yếu tố khí hậu và ảnh hưởng của nước biển thông qua các cửa, sông,... Về mùa mưa độ đục thường cao hơn mùa khô. Độ đục ở đầm phá Tam Giang - Cầu Hai về mùa khô rất thấp, có thể nhìn rõ đáy, trong khi đó mùa mưa độ đục toàn vùng trung bình là 50mg/l, có nơi đạt đến 180mg/l. Ở đầm Lăng Cô độ đục lớn nhất vào mùa khô cũng giống như Cầu Hai, đạt 30mg/l, trung bình chỉ đạt 16mg/l (tháng 8/1996). Độ đục tầng nước đáy thường cao hơn tầng mặt trong toàn năm (bảng 15.10), đây cũng là xu thế chung của vực nước đầm phá.

Hàng năm, lượng bùn cát từ các nguồn khác nhau cung cấp cho đầm phá ở Tam Giang - Cầu Hai rất lớn, đạt 1.103.000 tấn theo ước tính, trong đó 620.000 tấn từ các sông, 31.000 tấn từ biển và 452.000 tấn từ các bờ xung quanh. Khoảng 70% tổng lượng bùn cát này được lắng đọng trong đầm phá và số còn lại thoát ra biển qua cửa.

Sông là nguồn cung cấp bùn cát đáng kể nhất cho đầm phá, chiếm 56%, trong số đó 87% thuộc về hệ thống sông Hương. Trước đây, Sơn Hồng Đức (1974) đã tính tổng lượng bùn cát của các sông đổ vào đầm phá Tam Giang - Cầu Hai vào khoảng 685.000 tấn/năm. Những tính toán mới đây (Hồ Ngọc Phú và Hà Ngọc Khanh, 1996) cho thấy tổng lượng này vào khoảng 620.000 tấn/năm và phân bố như sau.

. Cũng trên cơ sở những số liệu quan trắc trong năm 1993-1995 về đặc trưng di chuyển bùn cát theo bảng 4.6.

Bảng 4.6. Lượng bùn cát (tấn) qua cửa đầm phá trong một ngày đêm (+: vào; -: ra)

Mùa	Hướng	Cửa Thuận An	Cửa Tư Hiền	Cân bằng
Khô (3/1993)	Ra	588	51	639
	Vào	723	38	770

	Cân bằng	+ 144	-13	+131
Mưa (11/1993)	Ra	0	152	152
	Vào	3115	99	3241
	Cân bằng	+3115	-53	+3062
Mưa (11/1995)	Ra	2443	315	2758
	Vào	0	15	15
	Cân bằng	-2443	-300	-2743

* Độ muối

Độ muối của nước trong đầm phá thay đổi theo mùa và theo tầng nước, dao động trong khoảng 0,1-35 ‰. Độ muối đạt cao nhất ở các cửa đầm phá như Lăng Cô, Thuận An, Tur Hiền đạt từ 20-35 ‰ về mùa khô, 5-30 ‰ về mùa mưa. Độ muối giảm dần về phía trong đầm phá, ổn định cao ở Lăng Cô, Cầu Hai, Thủy Tú.

Về mùa khô, độ muối biến đổi theo chu kỳ triều ngày, đêm không lớn, chủ yếu ở các cửa Thuận An, biên độ dao động đạt đến 10-12 ‰, Tur Hiền 0,6-3 ‰ và Lăng Cô 0,5-2,0 ‰ chênh lệch độ muối giữa các lớp tầng mặt và đáy khá lớn ở khu vực cửa sông Hương, còn ở các khu vực khác giá trị chênh lệch này nằm trong khoảng 50/00. Phân tầng ngược thường xảy ra ở Lăng Cô, Thủy Tú.

Về mùa mưa, dao động độ muối tầng mặt và đáy rất lớn ở các cửa theo pha triều. Chẳng hạn ở cửa Thuận An biên độ dao động độ muối tầng mặt là 28 ‰ đáy 21 ‰ và cửa Tur Hiền tương ứng là 21 ‰ và 17 ‰. Tính phân tầng thể hiện không rõ ràng, đặc biệt khi cửa Tur Hiền bị lấp thì độ muối trung bình của đầm phá Tam Giang - Cầu Hai giảm còn rất thấp ở tất cả các tầng, thường không vượt quá 0,5 ‰ (bảng 4.7).

Bảng 4.7. Độ mặn (‰) tại các đầm phá Tam Giang -Cầu Hai

Vùng nước	Mùa khô	Mùa mưa
Tam Giang	10-20‰	0,5-5 (<0,5)‰
Thủy Tú	20-33‰	5-13 (<0,5)‰
Cầu Hai	20-33‰	5-23 (0,5)‰
Lăng Cô	30,5-35‰	

Giá trị trong () là giá trị độ muối nước đầm phá sau khi cửa Tur Hiền bị lấp.

* Trị số pH

Độ pH của nước đầm phá thay đổi trong khoảng 5,7-8,2. Khoảng thay đổi trong mùa mưa lớn hơn mùa khô. Độ PH cao và khá ổn định ở đầm Lăng Cô và các lạch cửa đầm phá, giảm dần về phía các cửa sông. Giá trị pH có biến động đồng pha với độ muối và cũng xảy ra phân tầng nhưng chênh lệch không lớn, thường ở Cầu Hai đạt 0,1. Ở đầm phá Tam Giang - Cầu Hai khi cửa Tur Hiền bị lấp thì giá trị pH thấp hơn, dao động trong khoảng hẹp hơn (bảng 4.8).

Bảng 4.8. Độ pH của nước đầm phá Thừa Thiên Huế

Vùng nước	Mùa khô	Mùa mưa
Tam Giang	7,3-7,8	7,6-7,2 (6,5-7,0)
Thủy Tú	7,6-8,0	7,5-7,9 (7,0-7,5)
Cầu Hai	7,6-8,0	7,5-7,8 (7,0-7,6)
Lăng Cô	8,1-8,2	

Giá trị trong () là giá trị pH sau khi cửa Tur Hiền bị lấp.

NỘI DUNG ÔN TẬP CHƯƠNG IV

1. Nêu các đặc trưng cơ bản của hệ thống sông Hồng và sông Mekong.
2. Về các hệ thống cửa sông miền Trung Việt Nam
3. Hãy làm rõ sự khác biệt cơ bản giữa các hệ thống sông chính của Việt Nam.
4. Các thuận lợi, khó khăn, thách thức trong phát triển KTXH trên khu vực các hệ thống cửa sông chính của Việt Nam.

TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG IV)

Bui Van Vuong, 2013. Modern Sedimentation at the Nearshore Zone of Red River Delta (Vietnam): Source, Transport and Accumulation Rate. Thesis of Master of Science. Tongji University, Shanghai, Republic of China.

Cẩm nang tra cứu về điều kiện tự nhiên, môi trường –sinh thái, kinh tế, xã hội và quản lý tổng hợp đới ven biển Nam Trung Bộ. Bùi Hồng Long (Chủ biên) Sách chuyên Khảo NXBKHTN & CN, VAST, Hà Nội. 2011.

The CGIAR (Consultative Group on International Agricultural Research) Research Program on Water, Land and Ecosystems (WLE). Dataset on the Dams of the



Irrawaddy, Mekong, Red and Salween River Basins; International Water Management Institute: Vientiane, Laos, 2016

Bùi Hồng Long (Chủ biên). Võ Sĩ Tuấn, Nguyễn Tác An, Phan Minh Thụ 2017. Đặc điểm tự nhiên, môi trường, nguồn lợi và định hướng khai thác, phát triển bền vững các thủy vực ven bờ nam Trung Bộ. Sách chuyên Khảo. NXB Khoa học và Công nghệ, VAST, Hà Nội.

Bùi Hồng Long (Chủ biên), Phan Minh Thụ 2019. Đặc điểm biến động các yếu tố tự nhiên và môi trường vùng biển nam Việt Nam. Sách chuyên Khảo NXB Khoa học và Công nghệ, VAST, Hà Nội..

Dadson, S.J., Hovius, N., Chen, H., Dade, W.B., Hsieh, M.L., Willett, S.D., Hu, J.C., Horng, M.J., Chen, M.C., Stark, C.P., Lague, D., Lin, J.C., 2003. Links between erosion, runoff variability and seismicity in the Taiwan orogen. *Nature* 426, 648–651

Dang Thi Ha, Sylvain Ouillon, and Giap Van Vinh. *Water* · June 2018. Water and Suspended Sediment Budgets in the Lower Mekong from High-Frequency Measurements (2009–2016).. *Water* · June 2018.

Đinh Văn Ưu, 2014. Nghiên cứu đánh giá tương tác các khối nước vùng ven bờ cửa sông Mê Kông; Báo cáo chuyên đề; 32 tr

Hein. B (2013) Processes of stratification and destratification in the Mekong ROFI Dissertation - Geowissenschaften der Universität Ham Burg

Liu, J.P., Xue, Z., Ross, K., Wang, H.J., Yang, Z.S., Li, A.C., Gao, S., 2009a. Fate of sediments delivered to the sea by Asian large rivers: long-distance transport and formation of remote alongshore clinothems. *Sediment. Rec.* 7 (4), 4–9

Liu, Z.F., Zhao, Y.L., Colin, C., Siringan, F.P., Wu, Q., 2009b. Chemical weathering in Luzon, Philippines from clay mineralogy and major-element geochemistry of river sediments. *Appl. Geochem.* 24, 2195–2205.

Liu, Z.F., Wang, H., Hantoro, W.S., Sathiamurthy, E., Colin, C., Zhao, Y.L., Li, J.R., 2012. Climatic and tectonic controls on chemical weathering in tropical Southeast Asia (Malay Peninsula, Borneo, and Sumatra). *Chem. Geol.* 291, 1–12..



Liu, Z.F., Stattegger, K., 2014. South China Sea fluvial sediments: an introduction. *J. Asian Earth Sci.* 79, 507–508.

Milliman, J.D. and Meade, R.H. (1983) World-Wide Delivery of River Sediment to the Oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.

Milliman, J.D., Farnsworth, K.L., 2011. River Discharge to the Coastal Ocean: A Global Synthesis. Cambridge University Press, Cambridge (384 pp.).

Milliman, J. and Syvitski, J., 1992; Geomorphic Tectonic Control of Sediment Discharge to Ocean – The Importance of Small Mountainous Rivers *The Journal of Geology* 100(5):525-544

Nguyen, V.L., Ta, T.K.O., and Tateishi, M., 2000, Late Holocene depositional environments and coastal evolution of the Mekong River Delta, southern Vietnam: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 18, p. 427–439.

Wolanski, E., Nguyen, N.H., Le, T.D., Nguyen, H.N., and Ngoc, T., 1996, Fine-sediment dynamics in the Mekong River Estuary, Vietnam: *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, v. 43, p. 565–582

Wolanski, E., Nguyen, H.N. and Spagnol, S., 1998, Sediment dynamics during low flow conditions in the Mekong River Estuary, Vietnam: *Journal of Coastal Research*, v. 14, p. 472–482.

Wolfgang Ludwig and Jean-Luc Probst. 1998. River sediment discharge to the oceans: Present-day controls and global budgets. 1998 *American Journal of Science* 298(4)

Syvitski, L. and Saito, Y. (2007) Morphodynamics of Deltas under the Influence of Humans. *Global and Planetary Change* 57(3-4):261-282;

Tanabe, S., Hori, K., and Saito, Y. 2003. Delta evolution model inferred from the Holocene Mekong Delta, southern Vietnam. *SEPM Special Publication* 76: 175-188.

Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Iwao, K., and Saito, Y., 2002a, Holocene delta evolution and sediment discharge of the Mekong River, southern Vietnam: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 1807– 1819.



Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Iwao, K., and Saito, Y., 2002b, Sediment facies and late Holocene progradation of the Mekong River Delta in Bentre Province, southern Vietnam: an example of a tide- and wave-dominated delta: *Sedimentary Geology*, v. 152, p. 313–325.

Trần Anh Tú, Phạm Hải An, Lê Đức Cường, 2014. Cấu trúc thẳng đứng nhiệt-muối và độ đục trong nước vùng châu thổ Cổ Chiên. Tuyển tập Hội nghị Khoa học toàn quốc về Sinh học biển và phát triển bền vững lần thứ hai (DOI 10.15625/MBSD2.2014-0100) Nhà xuất bản KH TN&CN, tr. 853-858.

D. V. Vu, S. Ouillon, D. T. Tran, and V. C. La Impact of the Hoa Binh Dam (Vietnam) on water and sediment budgets in the Red River basin and delta. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 11, 333–370, 2014

Vinh, V. D., Ouillon, S., Thanh, T. D., and Chu, L. V., 2014. Impact of the Hoa Binh dam (Vietnam) on water and sediment budgets in the Red River basin and delta, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 3987-4005, doi:10.5194/hess-18-3987-2014, 2014. SSN: 1027-5606

Vormoor K (2010). Water engineering, agricultural development and socio-economic trends in the Mekong Delta, Vietnam. ZEF Working Paper Series, Center for Development Research (ZEF), University of Bonn, pp 42.

Xue. Z, He. R, Liu.L, Warner.J.C.(2012).Modeling transport and deposition of the Mekong River sediment. *Continental Shelf Research* 37 (2012) 66–78

Zhang, W., Wei, X.Y., Zheng, J.H., Zhu, Y.L., Zhang, Y.J., 2012. Estimating suspended sediment loads in the Pearl River Delta region using sediment rating curves. *Cont. Shelf Res.* 38, 35–46.

CHƯƠNG 5. TAI BIẾN THIÊN NHIÊN Ở VÙNG CỬA SÔNG

5.1. Các khái niệm về tai biến thiên nhiên.

5.1.1 *Thảm họa thiên nhiên và thiên tai (Natural disasters and hazards)*

Thảm họa (Disasters) thiên nhiên là một hiện tượng tự nhiên, chẳng hạn như động đất, lũ lụt hoặc bão, ảnh hưởng tiêu cực đến xã hội, gây thiệt hại về tài sản hoặc thiệt hại về nhân mạng.

Tai biến thiên nhiên (Thiên tai - Hazard) là một thảm họa chưa xảy ra. Các hiện tượng tự nhiên thường được gọi là tai biến thiên nhiên khi đề cập đến hiện tượng chung, nhưng chúng được gọi là thảm họa thiên nhiên khi đề cập đến một sự kiện cụ thể, chẳng hạn như trận động đất và sóng thần ở Ấn Độ Dương năm 2004 hoặc bão Katrina. Nếu một sự kiện thiên nhiên không gây ra bất kỳ rủi ro nào đối với tài sản hoặc tính mạng của con người, thì nó chỉ đơn giản là một sự kiện tự nhiên; thảm họa chỉ xảy ra khi có tác động tới xã hội loài người. ([http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural Disasters/introduction](http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/introduction), What is a Natural Hazard? GEOG 030: Geographic Perspectives on Sustainability and Human-Environment Systems, 2011)

Các tai biến thiên nhiên được chia thành bốn loại chính tùy thuộc vào nguyên nhân gây ra tai biến : Tai biến địa chất, tai biến khí quyển, tai biến thủy văn và tai biến sinh học.

- Tai biến địa chất xảy ra do các quá trình địa chất như chuyển động trong các mảng kiến tạo và hoạt động của núi lửa. Những sự kiện này bao gồm động đất, núi lửa phun trào và lở đất.

- Các tai biến khí tượng xảy ra do kết quả của các quá trình trong khí quyển. Các hiểm họa khí tượng bao gồm các cực đoan của nhiệt độ, bão tố, lốc xoáy, hạn hán và siêu bão.

- Tai biến thủy văn là những mối nguy liên quan đến các quá trình nước. Ví dụ như lũ lụt, hạn hán và sóng thần...

- Tai biến sinh học xảy ra do các quá trình sinh học của trái đất và chủ yếu liên quan đến sự lây lan của dịch bệnh và động vật gây hại. Dịch tễ, đại dịch và bầy đàn côn trùng đều thuộc loại hiểm họa sinh học.

Đôi khi, các tai biến tự nhiên có thể kết hợp với nhau tạo ra một tai biến hỗn hợp với nhiều loại. Ví dụ, một trận động đất ở giữa đại dương cũng có thể gây ra sóng thần; đây sẽ là một tai biến địa chất và thủy văn vì động đất (một sự kiện địa chất) gây ra sóng thần (một sự kiện thủy văn). Một ví dụ khác là khi một vụ phun trào núi lửa (một sự kiện địa chất) phun ra tro và bụi vào khí quyển để gây ra nhiệt độ thấp hơn (một sự kiện khí tượng). (http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/introduction.pdf, What is a Natural Hazard? | GEOG 030).

Mỗi nguy tự nhiên cũng được chia thành ba loại căn cứ vào tốc độ và mức độ của mỗi nguy: mỗi nguy thảm khốc, mỗi nguy khởi phát nhanh và mỗi nguy khởi phát chậm.

- Các tai biến thảm khốc có quy mô lớn ảnh hưởng đến nhiều người hoặc có ảnh hưởng trên toàn thế giới. Các đại dịch, núi lửa phun trào lớn và hạn hán trên toàn thế giới đều là những ví dụ về những thảm họa thiên nhiên thảm khốc.

- Các tai biến khởi phát nhanh chóng xảy ra nhanh chóng và ít được cảnh báo sớm. Núi lửa phun trào, động đất, lũ quét và lở đất là những ví dụ về những nguy cơ khởi phát nhanh chóng.

- Các tai biến khởi phát chậm xảy ra từ từ và có thể mất nhiều năm để phát triển. Dịch bệnh, côn trùng phá hoại và hạn hán đều là những mối nguy khởi phát chậm. (http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/introduction.pdf)

5.1.2. Tai biến hạn hán và lũ lụt (Drought and Flood Hazards)

Hạn hán ảnh hưởng đến sản xuất lương thực, nguồn cung cấp nước và sản xuất thủy điện cho công nghiệp và sinh hoạt.

Cường độ, thời gian và tổng cường độ của các trận mưa là một trong những yếu tố chính ảnh hưởng đến sản xuất nông nghiệp. Hạn hán cũng có thể dẫn đến bùng phát một số bệnh đặc biệt bao gồm cả những bệnh liên quan đến khan hiếm nước.

Hạn hán khác với các hiểm họa tự nhiên khác ở một số điểm quan trọng:



+ Hiện tượng khởi phát chậm, kéo dài, khó xác định thời điểm bắt đầu và kết thúc;

+ Thời gian có thể từ vài tháng đến hàng năm;

+ Không có định nghĩa phổ quát;

+ Không một chỉ số hoặc chỉ số nào có thể xác định chính xác sự khởi đầu và mức độ nghiêm trọng của sự kiện;

+ Các tác động nói chung là phi cấu trúc và khó định lượng;

+ Phạm vi không gian thường lớn hơn nhiều so với các nguy cơ tự nhiên khác, làm cho các hoạt động đánh giá và ứng phó trở nên khó khăn, do các tác động lan rộng trên các khu vực địa lý lớn hơn; Các tác động có tính chất tích lũy;

Lũ lụt được cho là do lượng mưa lớn trên các lưu vực ở thượng nguồn;

Các con sông thường xuyên vỡ bờ và nhấn chìm các trang trại và nhà ở lân cận. Điều này dẫn đến việc di dời dân cư, phá hủy nhà cửa, kho thóc, đất nông nghiệp, mạng lưới đường, trường học và bãi chăn thả. Hầu hết các gia đình phải di dời chuyển đến các khu đất cao hơn, nơi họ dựng trong các trại tạm bợ. Tình trạng cấp nước và vệ sinh môi trường rất xấu đối với cộng đồng

Ảnh hưởng của lượng mưa dư thừa (lũ lụt) trên một địa phương trong một khoảng thời gian nhất định rất tàn khốc, dẫn đến thiệt hại về người và của. Trong lũ lụt, người dân mất mạng, những người khác phải di dời, tàn phá tài sản / mùa màng, phá hủy cơ sở hạ tầng, không thể tiếp cận nước sạch, phù sa đất canh tác, bệnh truyền qua nước và những người khác. Nhiều khi người ta không biết khi nào những hiện tượng khí hậu khắc nghiệt này ập đến dẫn đến thiệt hại lớn

Tính dễ bị tổn thương do thiên tai lũ lụt là một hàm của một số đặc điểm vật lý và đặc điểm xã hội.

Các đặc điểm vật lý liên quan đến tính dễ bị tổn thương tối đa của các thảm họa lũ lụt trong lưu vực bao gồm:

Chế độ khí hậu và thủy văn cận biên;



Tốc độ bồi lắng cao dẫn đến giảm dung tích hồ chứa;

Địa hình và thực tiễn sử dụng đất thúc đẩy xói mòn đất và điều kiện lũ quét Phá rừng, cho phép gia tăng dòng chảy bề mặt, gia tăng xói mòn đất và lũ lụt nghiêm trọng thường xuyên hơn.

Các đặc điểm xã hội làm tăng tính dễ bị tổn thương do thiên tai lũ lụt bao gồm:

+ Nghèo đói và mức thu nhập thấp ngăn cản việc lập kế hoạch dài hạn và dự phòng ở cấp hộ gia đình,

+Thiếu cơ sở hạ tầng kiểm soát nước, Bảo trì không đầy đủ và sự xuống cấp của cơ sở hạ tầng hiện có,

+Thiếu kỹ năng vốn nhân lực để lập kế hoạch và quản lý hệ thống,

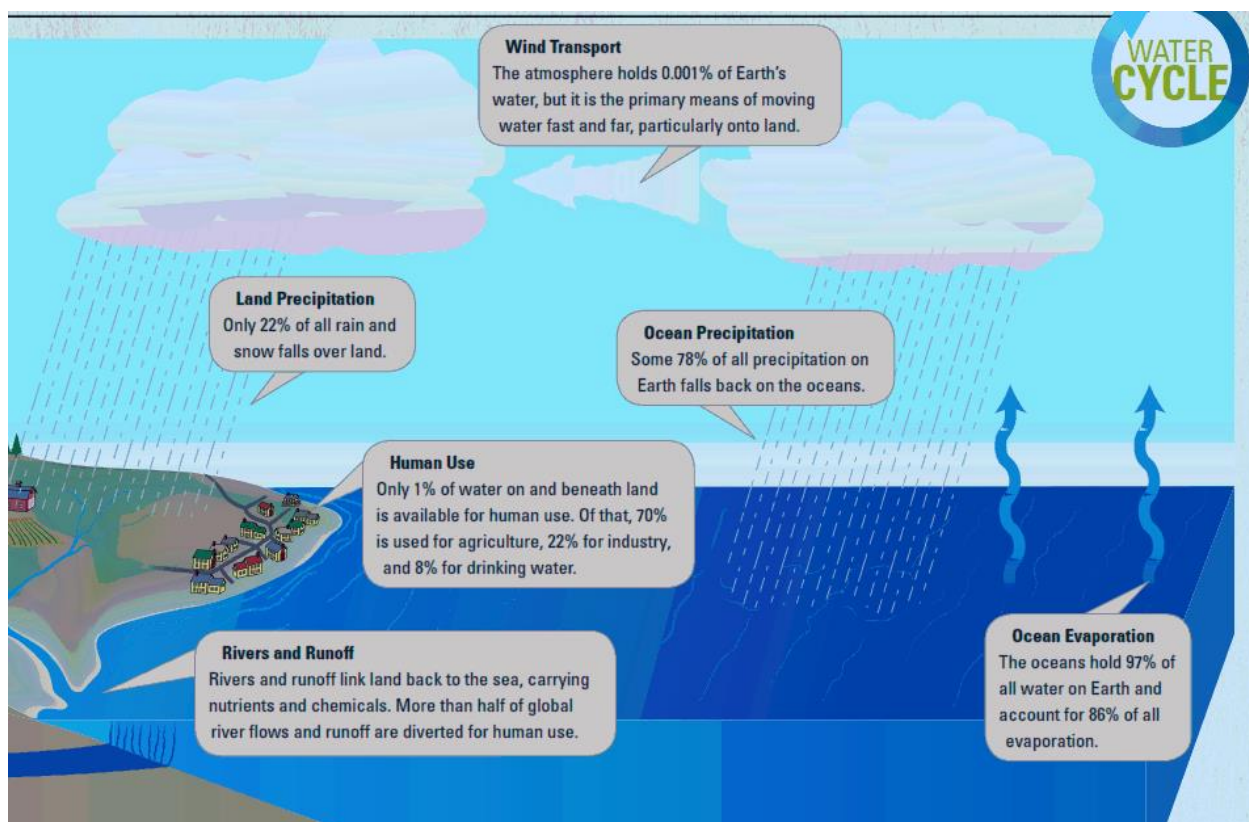
+ Thiếu các thể chế phù hợp và được trao quyền,

+Không có quy hoạch và quản lý sử dụng đất phù hợp,

+ Mật độ dân số cao và các yếu tố khác kìm hãm sự di chuyển của dân số,

+ Nhu cầu sử dụng nước ngày càng tăng do dân số tăng nhanh và thái độ Bảo thủ đối với rủi ro, tức là không sẵn sàng chung sống với một số rủi ro như một sự đánh đổi với nhiều hàng hóa và dịch vụ hơn.

Cần lưu ý rằng lũ lụt đe dọa nghiêm trọng đến ô nhiễm cả nguồn nước mặt và nước ngầm trong một khu vực.



Hình 5.1.1 Hạn hán và ngập lụt từ góc độ chu trình tuần hoàn nước của trái đất

Các vòng tăng trưởng hàng năm trên cây cung cấp các kỷ lục kéo dài hàng thế kỷ về lượng mưa và hạn hán của một khu vực. Nhà hoạch định chính sách Kevin Anchukaitis của WHOI cho biết những thông tin như vậy là vô giá đối với các nhà hoạch định chính sách, đưa ra các chiến lược dài hạn để duy trì nguồn cung cấp nước



Hình 5.1.2 Phương pháp xác định các chu kỳ hạn hán

5.1.3. Tai biến nhiễm mặn

Căn cứ vào hàm lượng muối trong nước tưới để đánh giá. Sự dư thừa của hàm lượng muối là một trong những mối quan tâm lớn đối với nước được sử dụng để tưới tiêu. Nồng độ muối cao trong nước và đất sẽ ảnh hưởng tiêu cực đến năng suất cây trồng, làm suy thoái đất và ô nhiễm nguồn nước ngầm.

Mức độ thích hợp của việc tái sử dụng nước để tưới có hàm lượng muối cao phụ thuộc vào các yếu tố sau:

- Khả năng chịu mặn của loại cây trồng
- Đặc điểm của đất được tưới
- Điều kiện khí hậu. Chất lượng nước tưới đóng một vai trò thiết yếu trong các khu vực khô cằn bị ảnh hưởng bởi tốc độ bốc hơi cao và gây ra nồng độ muối tích tụ cao trong đất.
- Thực hành quản lý đất và nước

Nói chung, nước tái sử dụng cho mục đích tưới tiêu phải có độ mặn từ thấp đến trung bình (tức là độ dẫn điện từ 0,6 đến 1,7dS / m). (Xem bảng dưới đây).

Cần lưu ý đặc biệt đến các khu vực ven biển nơi nước biển xâm nhập có nguy cơ nhiễm mặn cao trong nước sau đó được bơm từ các giếng để sử dụng trong tưới tiêu. Ví dụ ở Tây Ban Nha, việc khai thác quá mức nguồn nước ngầm cho nông nghiệp đã làm giảm mực nước ngầm và hậu quả là gây ra hiện tượng xâm thực nước biển ở vùng bờ biển.

Bảng 5.1.1 Một số tiêu chí đánh giá tai biến nhiễm mặn phục vụ nông nghiệp

Nguy hiểm	TDS (ppm hoặc mg / L)	dS / m hoặc mmhos / cm
Không nguy hiểm	< 500	<0,75
Mức độ nhẹ	500-1000	0,75-1,5
Mức độ Vừa phải	1000-2000	1,5-3,00
Mức độ nặng	> 2000	> 3.0
(Salinity Hazard (Lentech))		



Bảng 5.1.2 Tai biến và hiểm họa do nhiễm mặn (Nguy hiểm thực sự) Khi ước tính có khoảng 21% tổng diện tích đất được tưới tiêu bị thiệt hại do muối (xem bảng dưới đây).

Bảng 5.1.2: Nhiễm mặn đất canh tác

Nước	Diện tích đất canh tác bị nhiễm mặn (triệu Ha)	Tổng diện tích đất canh tác bị nhiễm mặn (%) percent)
India		17
China	7.0	15
Pakistan	6.7	26
USA	4.2	23
Uzbekistan	4.2	60
Iran	2.4	30
Turkmenistan	1.7	80
Egypt	1.0	33
Subtotal	0.9	21
World	28.1	
Estimate	47.7	21

Nguồn : Adapted from F.Ghassemi, A.J.Jakeman, and H.A. Nix, salinisation of Land and Water Resources (Sydney: University of New South Wales Press, 1995)

5.1.4. Tai biến biển

Là các tai biến xảy ra trên vùng biển và vùng ven bờ (Xem hình 6.1.1)

- + Bão
- + Nước dâng do bão
- + Sóng thần
- + Sóng đại dương đột ngột khổng lồ.
- + Thủy triều đỏ (đen, xanh..)

- + Bão trôi
- + Triều mận
- + Xói lở bờ



Hình 5.1.3. Một số loại hình Tai biến Biển

5.2. Ngập lụt, hạn hán, bão và nhiễm mặn trên thế giới và khu vực Biển Đông

5.2.1. Tai biến thiên nhiên trên thế giới :

Theo Tổ chức Y tế Thế giới, hàng năm có gần 100.000 người thiệt mạng do các thảm họa thiên nhiên như động đất, núi lửa, bão - lũ, sóng thần, cháy rừng và hạn hán. Và hơn 150 triệu người khác chịu ảnh hưởng bởi những thảm họa này.

Những *thảm họa thiên nhiên* khốc liệt đã trở thành một phần thực tế của con người từ thuở sơ khai. Ví dụ, hòn đảo Thera cổ đại ở Địa Trung Hải (nay là Santorini, Hy Lạp) đã từng trải qua một vụ phun trào núi lửa thảm khốc, xóa sổ toàn bộ nền văn minh Minoan vào khoảng năm 1600 trước Công nguyên. Tuy nhiên, con số thương vong và số người chết chính xác là điều mà chúng ta không bao giờ biết. Nhờ các ghi chép ít ỏi còn lại, các nhà sử học có thể ước tính số người chết liên quan đến các thảm họa đã xảy ra trước đó

+ 10 thảm họa tự nhiên cướp đi nhiều mạng người nhất cho đến nay.

Động đất Aleppo và động đất - sóng thần ở Ấn Độ Dương: Vào ngày 11/10/1138, mặt đất ở thành phố Aleppo, Syria, bắt đầu rung chuyển. Thành phố này nằm ở vị trí hợp lưu của các mảng kiến tạo giữa Ả Rập và châu Phi, điều này khiến cho Aleppo hứng chịu những cơn động đất mạnh mẽ nhất. Hầu hết các công trình xây dựng bị sụp đổ, xóa sổ hoàn toàn các ngôi nhà trên khắp Aleppo. Theo ước tính, có khoảng 230.000 người đã chết trong thảm họa động đất này. Kế đến trận động đất ở Aleppo là thảm họa kép *động đất* và *sóng thần* ở Ấn Độ Dương vào năm 2004. Trận động đất thảm khốc với 9,1 độ richter xảy ra ở vùng biển ngoài khơi bờ biển phía tây Sumatra, Indonesia vào ngày 26/12/2004. Trận động đất đã tạo ra một cơn sóng thần lớn giết chết khoảng 230.000 người, gần 2 triệu người phải di tản. Với tốc độ di chuyển lên đến 500 dặm/giờ (804 km/h), sóng thần đã đổ bộ vào đất liền trong vòng 15-20 phút và cuốn phăng tất cả trước sự bất lực hoàn toàn của người dân và chính quyền địa phương. Thiệt hại từ trận động đất và sóng thần ước tính vào khoảng 10 tỷ đô la. Sự kiện này được coi là trận động đất lớn thứ ba trên thế giới kể từ năm 1900 với số người chết nhiều người hơn bất kỳ trận sóng thần nào khác trong lịch sử.

Động đất ở Đường Sơn: Theo báo cáo của Cơ quan Khảo sát Địa chất Hoa Kỳ (USGS), vào lúc 03:42 sáng ngày 28/7/1976, thành phố Đường Sơn, Trung Quốc, đã bị san bằng bởi *một trận động đất mạnh* 7,8 độ richter. Số người chết chính thức được ghi nhận vào thời điểm đó lên tới hơn 240.000 người. Tổng cộng số thương vong và thiệt hại về nhân mạng có thể lên tới gần 700.000 người. Các chuyên gia dự đoán phải mất nhiều năm nữa thì thành phố Đường Sơn mới có thể xây dựng lại như trước đây.



Động đất ở Antioch: Cũng giống các thảm họa xảy ra từ những thiên niên kỷ trước, khó có thể tính toán được chính xác số người chết trong trận động đất ở Antioch. Nhà sử học đương đại John Malalas cho rằng, thời điểm đó có khoảng 250.000 người đã chết khi động đất tấn công vào đế chế Byzantine (nay là Thổ Nhĩ Kỳ và Syria) vào tháng 5 năm 526. Tuy nhiên, Tạp chí Lịch sử Trung cổ đăng vào năm 2007 tiết lộ rằng, số người chết thực tế còn cao hơn như vậy.

Động đất ở Haiyuan: Theo Deng Qidong, nhà địa chất đến từ Học viện Khoa học Trung Quốc cho biết trong một cuộc hội thảo năm 2010 rằng: Động đất ở Haiyuan được xem là trận động đất lớn nhất thế kỷ 20 được ghi nhận ở Trung Quốc. Trận động đất xảy ra ở quận Haiyuan, phía bắc miền trung Trung Quốc vào ngày 16/12/1920, làm rung chuyển các tỉnh Cam Túc và Thiểm Tây lân cận. Trận động đất cao từ 7,8 - 8,5 độ Richter. USGS cho biết tổng số thương vong là 200.000 người. Nhưng theo một nghiên cứu năm 2010 của các nhà địa chấn học Trung Quốc, số người chết có thể lên tới 273.400 người.

Lốc xoáy Coringa và Bão Hải Phòng: Theo Bộ phận Nghiên cứu Bão thuộc viện Khí tượng và Hải dương học khu vực Đại Tây Dương, lốc xoáy Coringa đã đổ bộ vào thành phố cảng Coringa trên Vịnh Bengal, Ấn Độ ngày 25/11/1839, đã tạo ra một cơn lốc cao 40 feet (12 m) với tốc độ gió được xác định là chưa từng xuất hiện trước đây. Ước tính khoảng 20.000 tàu thuyền đã bị phá hủy cùng với số người chết lên đến 300.000 người. Ngoài lốc xoáy Coringa gây chết người nhiều thứ 6, cơn bão đổ bộ vào thành phố cảng Hải Phòng năm 1881 ở Việt Nam cũng gây ra thảm họa khủng khiếp không kém. Vào ngày 8/10, cơn bão được cho là đã giết chết khoảng 300.000 người.

Động đất ở Haiti: Trận động đất thảm khốc 7,0 độ Richter xảy ra ngay phía tây bắc Port-au-Prince, Haiti vào ngày 12/1/2010 được xếp vào một trong ba trận động đất gây nhiều thương vong nhất mọi thời đại. Haiti được xem là một trong những quốc gia nghèo nhất ở Tây Bán cầu, khiến nó cực kỳ dễ bị tổn thương và thiệt hại về nhân mạng. Có tới 3 triệu người ở đất nước này bị ảnh hưởng bởi trận động đất. Người chết ở khắp nơi! Ban đầu, chính quyền Haiti ước tính số người chết là 230.000 người, nhưng vào tháng 1/2011, các quan chức đã điều chỉnh con số đó thành 316.000 người. Một nghiên cứu năm 2010 được công bố trên tạp chí Medicine, Conflict and Survival, đưa ra con số

khoảng 160.000 trường hợp tử vong, trong khi USGS cho biết chỉ có khoảng 100.000 người chết. Sự chênh lệch này phản ánh những khó khăn trong việc thống kê số người chết tại các khu vực có thương vong.

Lốc xoáy Bhola: Con bão nhiệt đới năm 1970 này đã tấn công khu vực Bangladesh (sau này là Đông Pakistan) vào ngày 12-13/11/1970. Theo Phòng Nghiên cứu Bão của NOAA, tốc độ gió mạnh nhất của cơn bão đo được là 130 dặm/giờ, tương đương với sức gió của một cơn bão cấp 4. Trước khi đổ bộ vào đất liền, đã xảy ra một trận triều cường cao 10,6 m, cuốn trôi các đảo nhỏ giáp với Vịnh Bengal gây ra lũ lụt trên diện rộng. Triều cường lên nhanh và khả năng sơ tán chậm dẫn đến số người chết từ 300.000 đến 500.000 người và thiệt hại ước tính 86 tỷ USD.

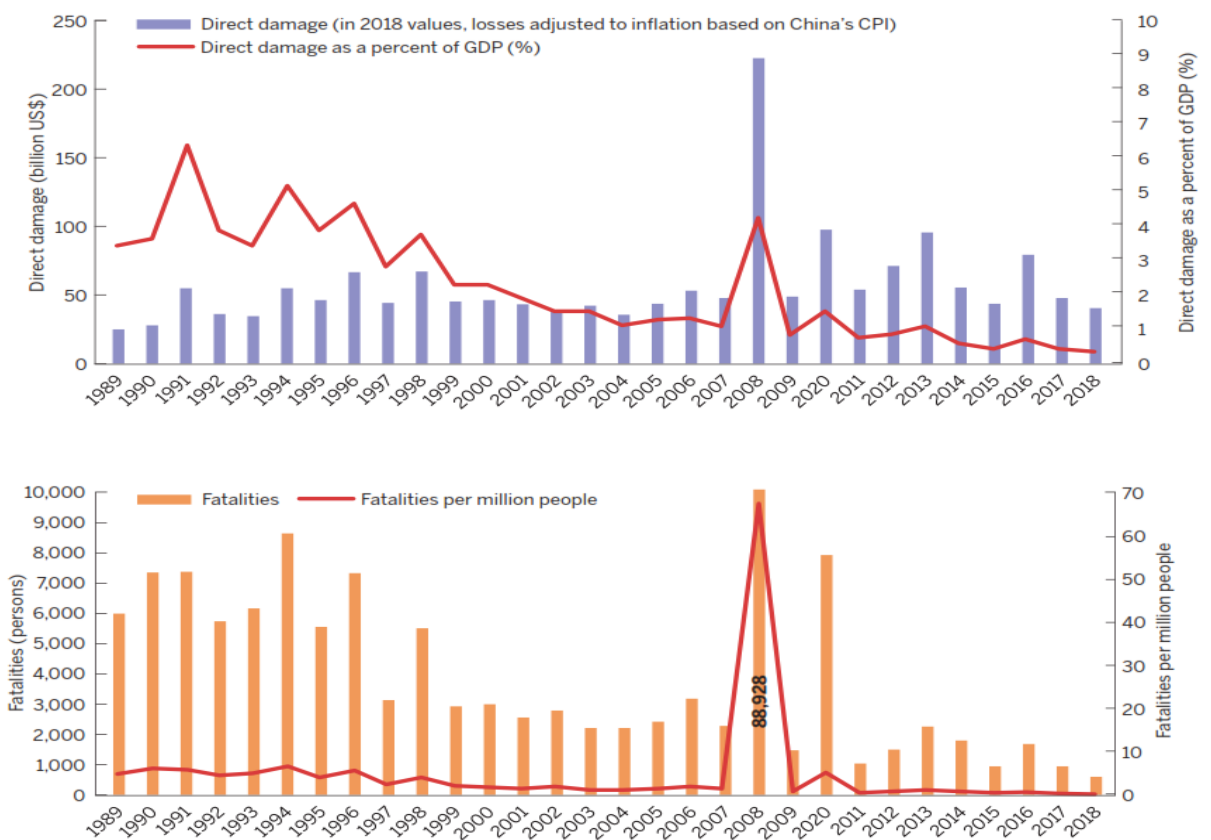
Động đất Thiểm Tây: Trận động đất chết chóc nhất trong lịch sử được ghi nhận tại tỉnh Thiểm Tây, Trung Quốc vào ngày 23/1/1556. "Trận động đất lớn ở Gia Kinh" – tên gọi được đặt theo tên một vị hoàng đế đã trị vì tại Thiểm Tây, nơi đã trở thành một đống đổ nát sau khi trận động đất xảy ra. Ước tính khoảng 830.000 người đã chết cùng rất nhiều tài sản bị chôn vùi theo đó. Sau này người ta ước tính, trận động đất mạnh khoảng 8 độ richter.

5.2.2 Tai biến thiên nhiên trên khu vực Biển Đông :

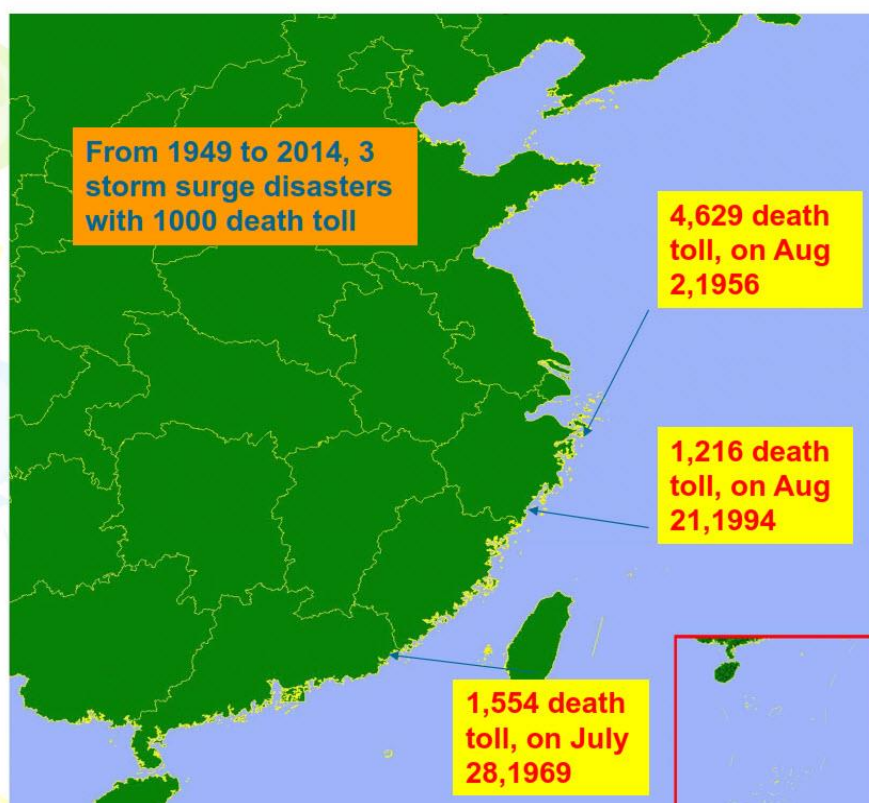
Trung Quốc bị ảnh hưởng nặng nề bởi thời tiết gió mùa và thiên tai khí tượng thường xuyên. Hạn hán cục bộ và khu vực xảy ra hầu như hàng năm. Khoảng 7 xoáy thuận nhiệt đới đổ bộ vào các khu vực ven biển phía đông hàng năm. Vì Trung Quốc nằm ngay trong khu vực giao nhau giữa các mảng Á-Âu, Thái Bình Dương và Ấn Độ Dương, nên nước này thường xuyên phải hứng chịu các trận động đất do các chuyển động kiến tạo vẫn đang hoạt động. Hầu hết các trận động đất xảy ra với Trung Quốc là lục địa; chúng là nguyên nhân của một phần ba các trận động đất lục địa hủy diệt trên toàn cầu. Trung Quốc là một quốc gia miền núi nên các vùng núi, đồi núi thường xuyên bị sạt lở, sạt lở và chảy đá dăm. Các đám cháy thường bùng phát trong rừng và trên đồng cỏ.

Thiệt hại: Từ năm 1989 đến năm 2018, thiên tai đã gây ra cái chết cho 195.820 người và thiệt hại vật chất trực tiếp trị giá 11.237 tỷ nhân dân tệ Trung Quốc (CNY, theo

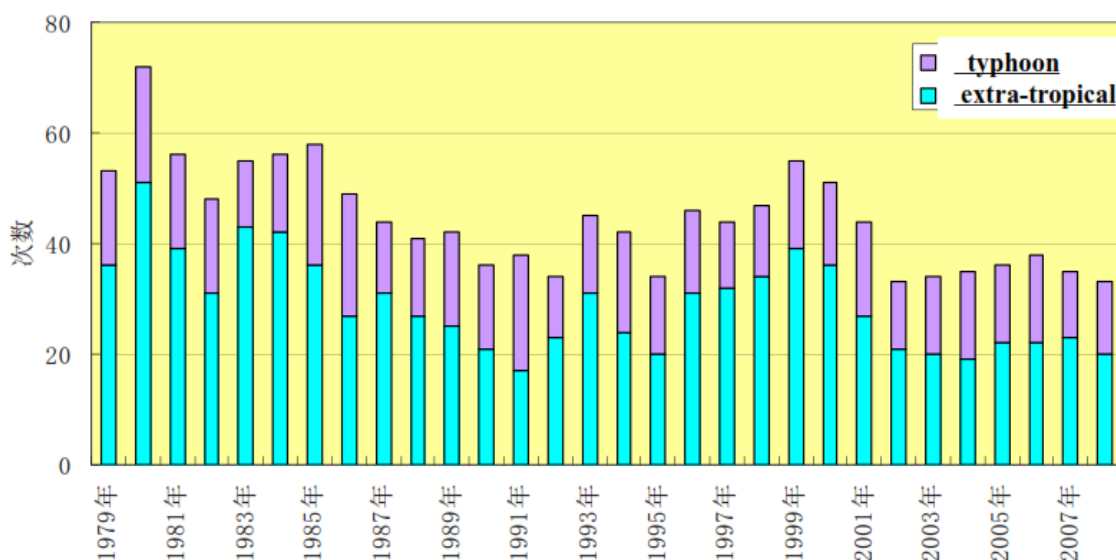
giá trị năm 2018), tương đương 1.698 tỷ USD (theo giá trị năm 2018) (Hình 1.1). Thiệt hại trực tiếp đã tăng từ 47 tỷ đô la Mỹ trong những năm 1990 lên 65 tỷ đô la Mỹ trong những năm 2010. Kể từ năm 2000, 38,86 triệu ha cây trồng đã bị thiệt hại năng suất ít nhất 10% do thiên tai mỗi năm, trong đó 4,95 triệu ha bị phá hủy nghiêm trọng, gây mất sản lượng lớn hơn 80%. Trong ba thập kỷ qua, số người chết trung bình hàng năm trên một triệu người là 5 người, trong khi thiệt hại kinh tế trực tiếp tính theo phần trăm tổng sản phẩm quốc nội (GDP) là 2,25 phần trăm



Hình 6.2.1 Tồn thất do thiên tai ở Trung Quốc: Thiệt hại trực tiếp và thiệt hại nghiêm trọng (1998=2018) (Nguồn World Bank 2020).



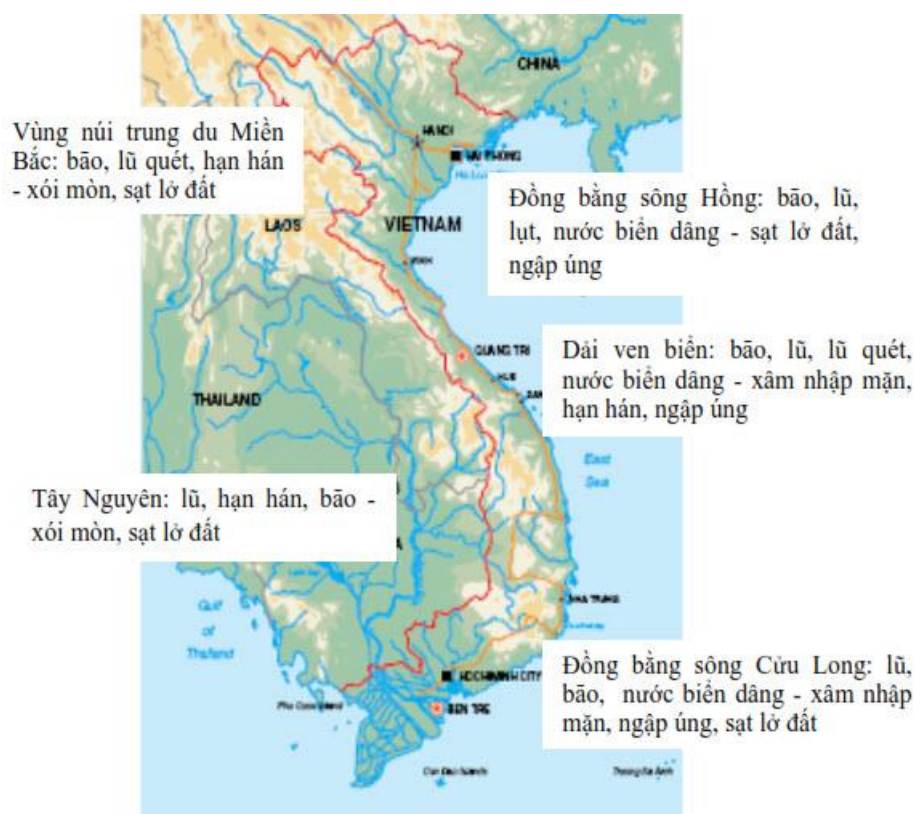
Hình 6.2.2 Thống kê tai biến và thảm họa nước dâng do bão về sinh mạng (trên vùng ven bờ Trung Quốc) (từ 1945 -2014) (Nguồn www.nmefc.gov.cn 2018)



Hình 6.2.3 Tần suất các đợt sóng lớn đổ bộ vào vùng biển Trung Quốc do bão và siêu bão nhiệt đới (1979 -2008) (Nguồn www.nmefc.gov.cn 2018)

5.3. Tai biến thiên nhiên ở Việt Nam :

Việt Nam có đường bờ biển dài hơn 3.260 km. Vùng biển và khu vực ven biển Việt Nam là nơi có nhiều ngành kinh tế phát triển, góp phần nâng cao tỷ trọng GDP như: dầu khí, hàng hải, du lịch và nuôi trồng thủy sản. Khu vực ven biển với thiên nhiên trù phú hiện đang mang lại sinh kế cho khoảng 1/2 dân số cả nước. Tuy nhiên, là một trong số các quốc gia phải đối mặt với nhiều loại hình thiên tai, vùng ven biển Việt Nam thường xuyên phải chịu ảnh hưởng nặng nề của các thảm họa thiên nhiên, gây thiệt hại đáng kể về người và kinh tế. Các loại hình tai biến thiên nhiên trên lãnh thổ Việt Nam có thể xem sơ đồ (Hình 5.3.1)

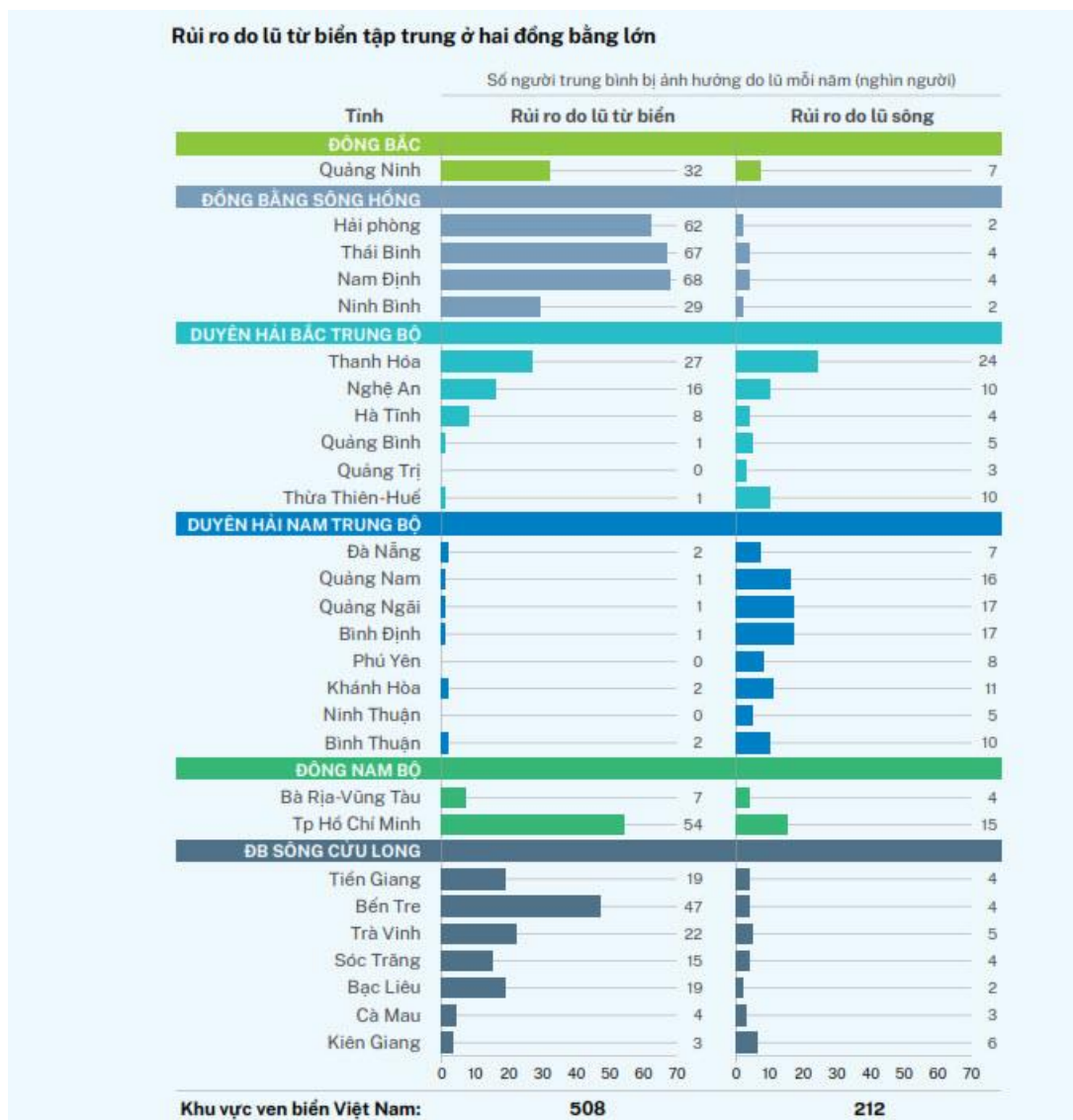


Hình 5.3.1 Sơ đồ phân bố khái niệm các loại hình tai biến thiên nhiên trên lãnh thổ Việt Nam.

5.3.1. Ngập lụt, bão :

Theo báo cáo của Ngân hàng thế giới và Quỹ Toàn cầu về Giảm nhẹ và Phục hồi thiên tai (báo cáo năm 2020), có khoảng 12 triệu người dân ở các tỉnh ven biển có nguy

cơ bị ảnh hưởng bởi ngập lụt và hơn 35% các khu dân cư nằm dọc bờ biển đang bị xói lở; Ngành Du lịch ven biển chủ yếu dựa vào bãi biển và các hệ sinh thái nguyên sinh, tuy nhiên có đến 42% các khách sạn xây dựng ở khu vực ven biển nằm gần những bãi biển đang bị xói lở.



Hình 5.***: Rủi ro từ lũ biển và lũ sông cho các địa phương ven biển. Số người trung bình bị ảnh hưởng do lũ mỗi năm (nghìn người)

5.3.2. Thiên tai ảnh hưởng nặng nề tới các vùng ven biển và 02 đồng bằng lớn (nguồn Rentschler, J và cs. 2020)

Hàng năm, người dân sinh sống ở khu vực ven biển chịu ảnh hưởng nặng nề do thiên tai như: bão, nước dâng, sóng lớn, triều cường, xói lở bờ biển, hạn hán hoặc xâm



nhập mặn. Trong đó, bão và nước dâng bão được coi là một trong các loại hình thiên tai có nguy cơ gây rủi ro cho tất cả các vùng ven biển Việt Nam. Tai biến ngập lụt từ sông và biển với các khả năng xuất hiện theo thời gian (Hình 5.3.2)

Theo các nghiên cứu của Tổng cục Khí tượng Thủy văn cho thấy, khu vực ven biển Thanh Hóa - Quảng Trị được coi là khu vực có nguy cơ nước dâng bão ở mức cao. Nước dâng bão lớn nhất theo số liệu quan trắc đã ghi nhận ở Việt Nam đạt 3,4m trong bão DAN năm 1989 đổ bộ vào Quảng Trị. Tuy nhiên, nước dâng do bão rất có thể còn lớn hơn tại những khu vực không có trạm đo mực nước mà chúng ta đã không xác định được.

Nước dâng bão sẽ rất nguy hiểm nếu xảy ra vào kỳ triều cường. Có thể kể đến như bão số 2 (bão WUTIP) năm 2013 đổ bộ vào Hải Phòng với cường độ cấp 8, nước dâng bão chỉ dưới 1m, nhưng vào lúc triều cường đã gây ngập lụt diện rộng ở khu vực ven biển Đồ Sơn (Hải Phòng).

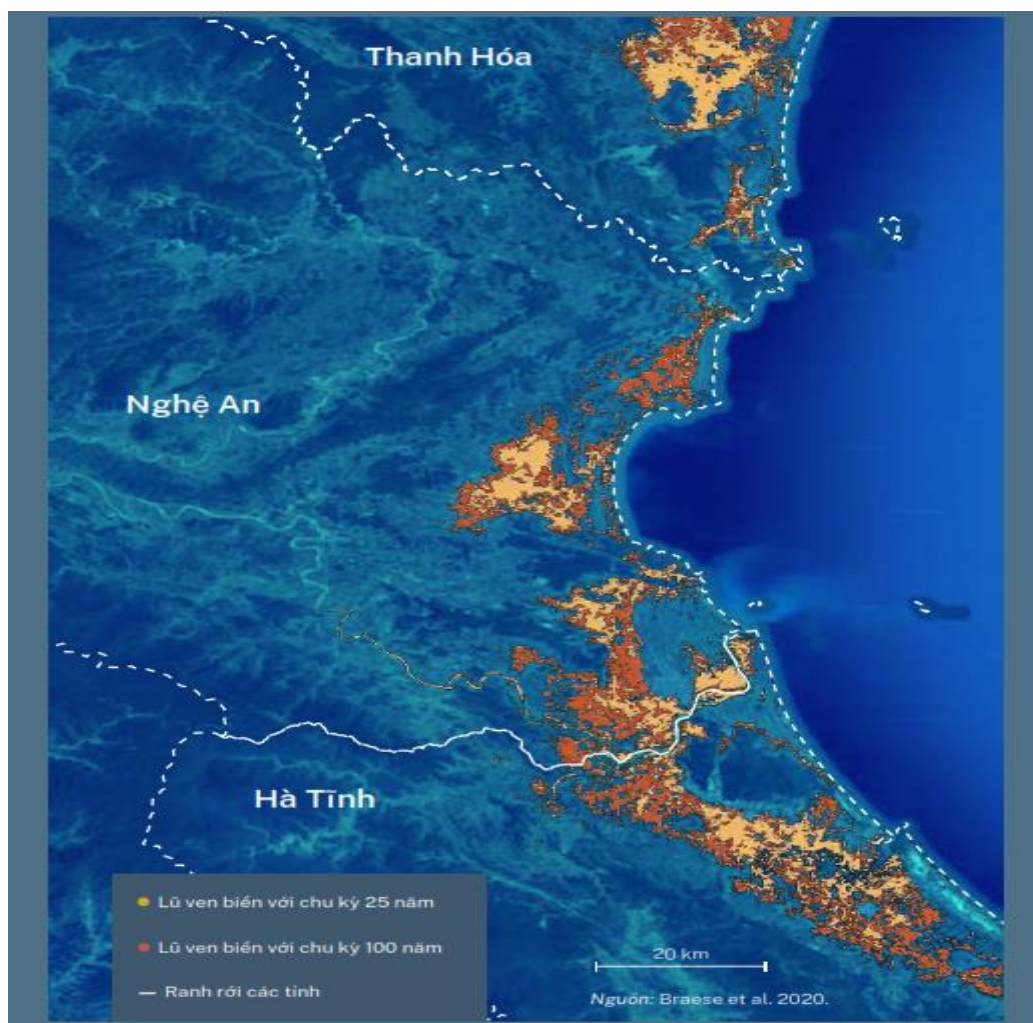
Hay như cơn bão số 13 (bão VAMCO) đổ bộ vào Quảng Bình - Quảng Trị tháng 11/2020, mặc dù gây nước dâng khoảng 0,6m nhưng trùng với kỳ triều cường nên đã gây ngập úng tại nhiều khu vực trũng thấp ven biển các tỉnh từ Thừa Thiên Huế đến Quảng Nam.



Hình 5.3.3 Người dân sinh sống ở khu vực ven biển chịu ảnh hưởng nặng nề do thiên tai như: bão, nước dâng, sóng lớn, triều cường, xói lở bờ biển...

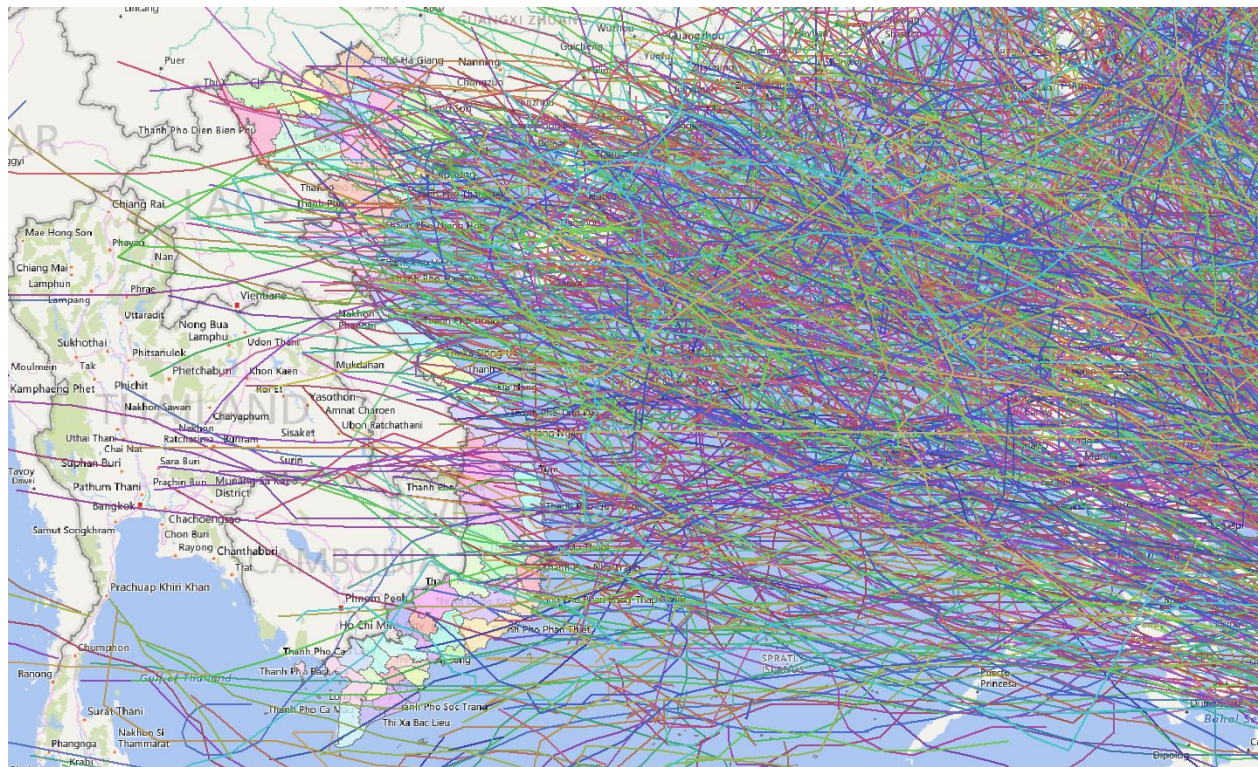
Hệ thống đê biển của Việt Nam, với 2/3 số km đê (khoảng 2.659km), chưa đáp ứng đủ các tiêu chuẩn an toàn theo quy định thì rủi ro nguy cơ nước dâng bão đối với khu vực ven biển Việt Nam là rất lớn.

Độ cao sóng trong các đợt gió mùa mạnh phổ biến từ 2-4m ở vùng ven bờ và 3-5m ở vùng biển ngoài khơi. Sóng lớn cũng gây ảnh hưởng lớn đến công trình trên biển, công trình ven biển và sinh kế của người dân khu vực ven biển.

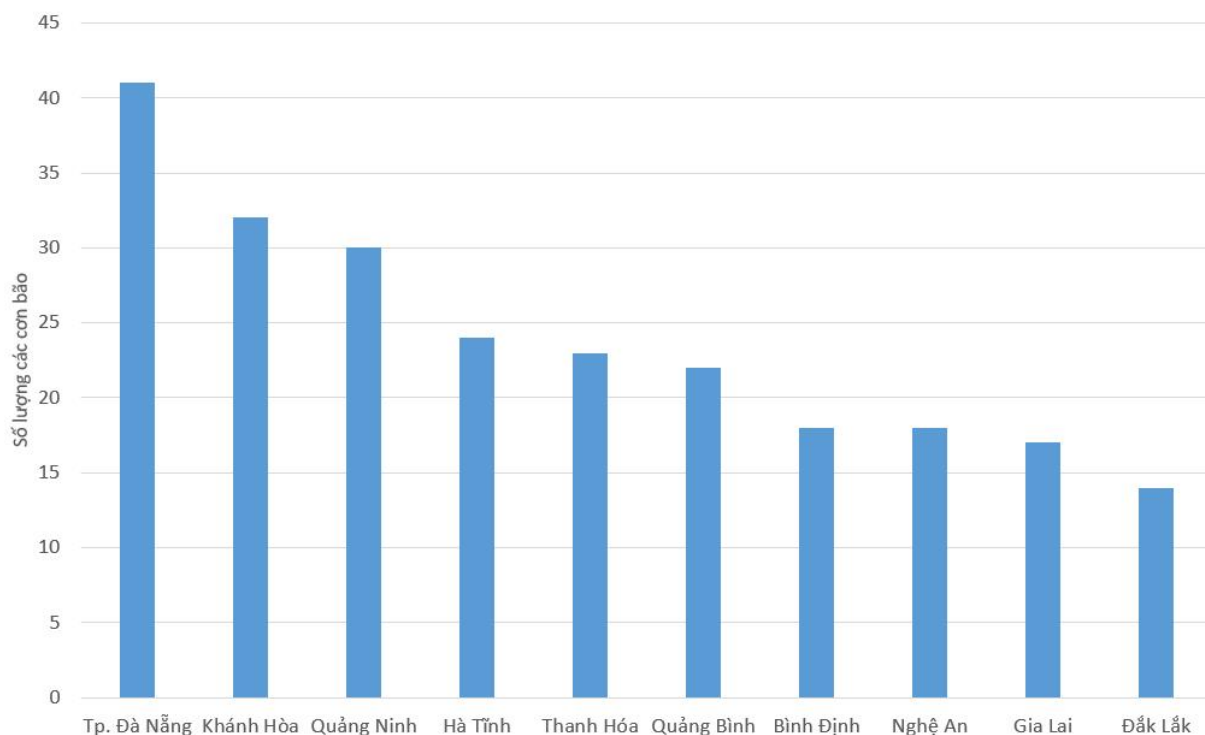


Hình 5. 3.4 Các trận lụt với chu kỳ 25 năm và 100 năm tại khu vực ven bờ và cửa sông Bắc Trung Bộ (nguồn Rentschler, J và cs. 2020).

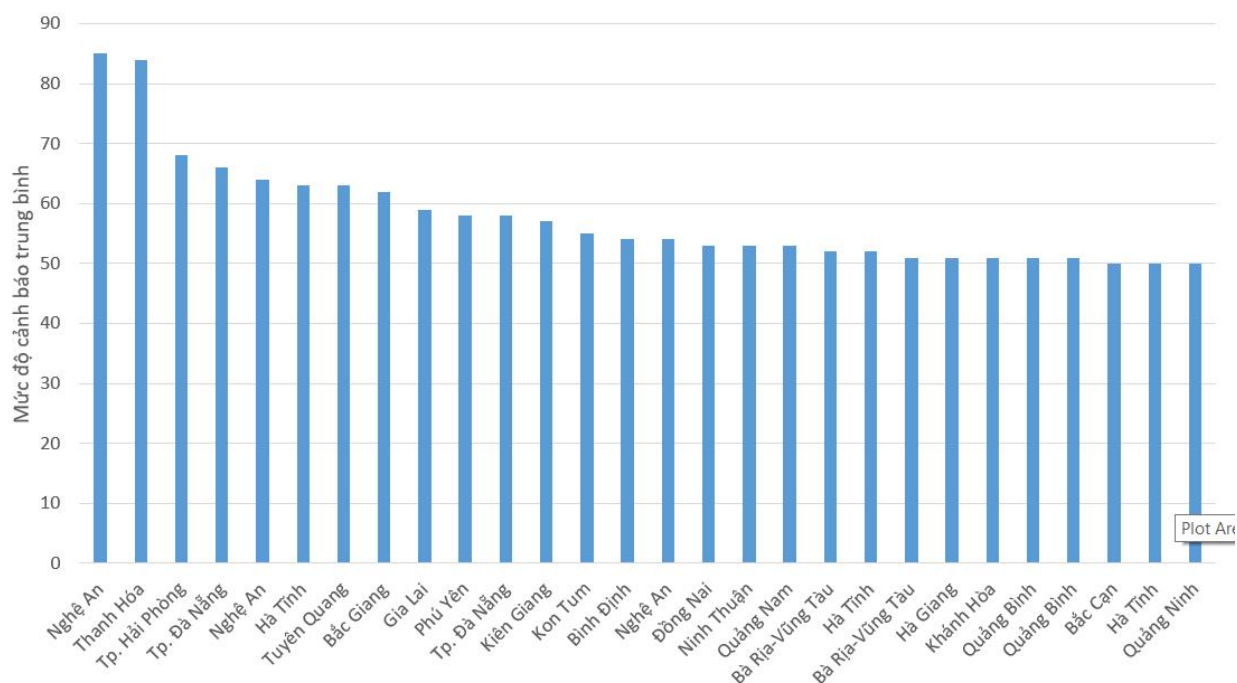
Từ năm 1945, hơn 70 năm qua, số liệu về các cơn bão và áp thấp nhiệt đới đổ bộ vào đất liền thuộc địa phận Việt Nam đã được ghi nhận khá đầy đủ bởi NOAA (Tổng cục Hải Dương và Khí quyển Hoa Kỳ). Những ghi nhận này cho phép chúng ta nhìn lại các cơn bão từ quá khứ tới hiện tại về thời điểm đổ bộ, tốc độ gió, mức độ cảnh báo, vị trí trung tâm bão, và những thông tin thú vị khác. Nhóm nghiên cứu của P-GIS đã tiến hành phân tích 459 cơn bão đổ bộ vào đất liền Việt Nam trong 70 năm qua. Những dữ liệu này được chiết xuất từ cơ sở dữ liệu đường đi của bão khu vực Châu Á - Thái Bình Dương với hơn 227 nghìn cơn bão trong cùng thời gian.



Hình 5.3.5.Đường đi của các cơn bão đổ bộ vào Biển Đông và Việt Nam trong 70 năm qua (Nguồn Nhóm nghiên cứu của P-GIS)



Hình 5.3.6 Thống kê số lượng bão đổ bộ vào các tỉnh ven biển Việt Nam từ 1945 -2015. (Nguồn Nhóm nghiên cứu của P-GIS)



Hình 5.3.7 Mức độ cảnh báo trung bình 70 năm của các địa phương ven biển Việt Nam

5.3.3. *Tai biến hạn hán*

Hạn hán khác với các loại hình thiên tai khác (như lũ lụt, áp thấp nhiệt đới và động đất) ở chỗ:

Các tác động của hạn hán thường tích tụ dần qua một khoảng thời gian tương đối dài

Thời điểm bắt đầu cũng như kết thúc của hạn hán thường khó nhận biết

Chưa có một khái niệm chính xác nào về hạn hán được đưa ra và chính thức được thừa nhận

Tác động của hạn hán thường vô hình và trên một phạm vi rộng lớn.

Có nhiều kiểu phân loại hạn hán khác nhau song có 03 loại hình chủ yếu : Hạn hán khí tượng, hạn hán thủy văn, hạn hán nông nghiệp.

Nằm trong vành đai nhiệt đới của bán cầu Bắc, với bờ biển dài gần 3.260 km, Việt Nam là quốc gia phải hứng chịu hầu như tất cả mọi loại hình thiên tai, trong đó hạn hán là loại hình thiên tai có tần số xuất hiện nhiều nhất và gây hậu quả nặng nề cho đời sống kinh tế, xã hội và môi trường.

Luợng mưa hàng năm tương đối lớn nhưng phân bố không đều cho tất cả các vùng. Mùa mưa ở các vùng (Bắc, Trung và Nam) thường không đến cùng một thời điểm, Vào mùa mưa, lượng mưa thường lớn gấp 5-6 lần so với mùa khô, trung bình chiếm tới 75-85% tổng lượng mưa hàng năm (mùa mưa thường rơi vào từ tháng 5 đến tháng 11). Lượng nước hạn chế có được trong suốt sáu tháng còn lại của mùa khô không thể đủ để đáp ứng nhu cầu cho sinh hoạt và sản xuất nông nghiệp.

Trong những năm gần đây, nhiều tỉnh ở Việt Nam thường xuyên phải đối mặt với tình trạng thiếu nước và hạn hán. Nguy cơ sa mạc hoá với hiện tượng diện tích đất canh tác bị cát vùi lấp, đặc biệt là ở những vùng cát ven biển, đang đe dọa cuộc sống của người dân. Biến đổi khí hậu cùng với sự quá tải về dân số (bùng nổ dân số) đô thị và tác động của quá trình phát triển thiếu quy hoạch hoặc có quy hoạch nhưng thực hiện kém hiệu quả chính là những nhân tố góp phần làm tăng nguy cơ hạn hán ở nhiều nơi, nhiều vùng trên cả nước.



Trong vòng 39 năm từ năm 1960 đến 1998, số lần xảy ra hạn hán được ghi lại như sau:

- Hạn hán xảy ra trong vụ Đông xuân (từ tháng 1 đến tháng 3) của những năm 1959, 1961, 1970, 1984, 1986, 1989, 1993 và 1998 đã ảnh hưởng nghiêm trọng tới năng suất sản xuất

- Ở miền Bắc, những năm 1960, 1961, 1963 và 1964 hạn hán xuất hiện đã gây khó khăn cho sản xuất trong vụ hè thu

- Vùng núi miền Trung và miền Nam cũng chung số phận khi hạn hán xuất hiện vào những năm 1983, 1987, 1988, 1990, 1992 và 1993

- Hạn hán xảy ra trên phạm vi cả nước vào những năm 1988, 1993 và 1998

- Từ năm 1976 đến 1998, hạn hán xảy ra trên diện rộng đã gây thiệt hại nghiêm trọng cho 11 vụ Đông xuân Hạn hán ở vùng ĐBSCL

Diện tích vùng ĐBSCL gần 4 triệu hecta, trong đó đất nông nghiệp chiếm khoảng 2.9 triệu hecta với diện tích đất trồng lúa khoảng 2 triệu hecta. ĐBSCL được coi là vựa lúa lớn nhất cả nước. Sản xuất nông nghiệp (trồng lúa và cây ăn quả) và đánh bắt hải sản là hai hoạt động chủ yếu của nền kinh tế vùng này.

Trong giai đoạn từ tháng 4 đến tháng 6 của những năm 1983, 1992, 1998 và từ tháng 10 đến tháng 12 của những năm 1958 và 1992, hạn hán xảy ra đã gây thiệt hại nghiêm trọng cho mùa màng nơi đây. Diễn hình là các trận hạn hán sau:

- Hạn hán trong vụ Đông xuân những năm 1989, 1992, 1993 and 1998.

- Hạn hán vào vụ Hè thu: xảy ra liên tục từ năm 1981-1998

- Hạn hán vào mùa hè: 1981, 1983, 1984, 1985, 1987, 1992, 1994 và 1998.



Hình 5.3.8 Hạn hán và xâm nhập mặn ảnh hưởng trực tiếp đến sinh kế của khoảng 3 triệu người dân làm nông nghiệp vùng Đồng bằng sông Cửu Long

Trong những năm gần đây nhất là năm 2016 và 2020. Đợt hạn hán và xâm nhập mặn vào năm 2016 đã làm cho 22% diện tích lúa không thể trồng trọt được (chiếm 12% sản lượng lúa quốc gia và 8% GDP nông nghiệp của đất nước), ảnh hưởng trực tiếp đến sinh kế của khoảng 3 triệu người dân làm nông nghiệp.

5.3.4. Xâm nhập mặn:

Hiện nay, nước mặn xâm nhập ngày càng sâu vào đất liền, độ mặn tang cao và thời gian ngập mặn kéo dài. Đó là hậu quả của các yếu tố: nước biển dâng cao; lưu lượng nước sông trong mùa khô ít đi do rừng thượng nguồn ở các nước đầu nguồn thuộc lưu vực sông bị tàn phá nặng nề...

Nam 2005, tình trạng xâm nhập mặn sớm, xâm nhập sâu, độ mặn cao và thời gian duy trì dài xảy ra phổ biến ở các tỉnh đồng bằng sông Cửu Long. Trên sông Tiền, sông Hàm Luông, sông Cổ Chiên xâm nhập mặn đã tiến sâu vào phạm vi 60 - 80 km. Còn trên tuyến sông Hậu, nhập mặn cung vào sâu 60 - 70 km. Riêng các dòng sông chính như Vàm Cỏ Tây, Vàm Cỏ Đông độ mặn đã xâm nhập sâu tới mức kỷ lục 120 - 140km.

Nam 2008, tình trạng hạn - nước mặn xâm nhập diễn biến gay gắt hơn. Tại Cà Mau, trong tháng 3/2008, nước mặn đã xâm nhập nghiêm trọng vào vùng ngọt của huyện U Minh. Tại một số khu vực này, người dân đã phá các đập để đưa nước mặn vào nuôi tôm làm cho tình hình nhiễm mặn càng trở nên nghiêm trọng. Tại Bến Tre, trên sông Cửa Đại, nước mặn vào đến xã Phú Thuận, huyện Bình Đại cách biển 30km.

Nam 2009, vào tháng 5, nước mặn đã xâm nhập sâu nội địa vùng Đồng bằng sông Cửu Long 70 km qua các cửa thuộc sông Mê Kông, sâu hơn 5 km so với cùng kỳ 2008. Tại Hậu Giang, nước mặn từ sông Trần Đề đã vào đến xã Phú Hữu; tại Vinh Long, nước mặn từ sông Định An, Cung Hầu đã vào đến xã Quới An (huyện Vung Liêm) và thị trấn huyện Trà Ôn. Trên địa bàn Cà Mau, nước mặn từ sông Ông Đốc đã xâm nhập sâu 65 km. Nước mặn từ sông Cái Lớn cũng xâm nhập sâu 65 km đến thị xã Vị Thanh (Hậu Giang). Trước đó, nước mặn từ 6 cửa sông nói trên và cửa Cỏ Chiên (thuộc hệ thống sông Mê Kông), từ cửa sông Ông Đốc, Cái Lớn đã xâm nhập sâu từ 10 - 60 km đến địa bàn 53 xã thuộc các tỉnh Long An, Tiền Giang, Bến Tre, Trà Vinh, Sóc Trăng, Bạc Liêu, Kiên Giang, Cà Mau, Vinh Long, Hậu Giang.

Hiện tượng nhiễm mặn ở vùng ven biển lớn hơn nhiều ở các khu vực khác.

Nước mặn xâm nhập sâu kết hợp với suy giảm nguồn nước ở hạ lưu đã gây ảnh hưởng lớn đến nhiều diện tích đất sản xuất nông nghiệp.

5.4 Triều cường vùng ven biển Việt Nam.

5.4.1. Một số khái niệm về thủy triều:

Thủy triều. Là hiện tượng dao động mực nước sông biển phát sinh bởi sự biến thiên tuần hoàn của lực hấp dẫn mặt trăng và mặt trời lên mỗi vị trí trên bề mặt quả đất (do quả đất quay quanh trục của nó và tất cả chúng đều chuyển động liên tục trong hệ thống mặt trời và vũ trụ theo các quỹ đạo khác nhau

Sóng triều. Hiện tượng triều lan truyền trong đại dương và các thủy vực dưới dạng sóng dài, chu kỳ nhiều giờ, bước sóng hàng ngàn km và biên độ bé (so với bước sóng) và được gọi là sóng triều. Tính chất các sóng triều thành phần phụ thuộc vào độ lớn và chu kỳ biến thiên lực hấp dẫn giữa mặt đất với mặt trăng và mặt trời. Các sóng



triều cơ bản là: sóng bán nhật triều mặt trăng chính (ký hiệu M_2 , chu kỳ 12 giờ 25 phút); sóng nhật triều mặt trăng chính (ký hiệu O_1 , chu kỳ 25 giờ 47 phút), sóng bán nhật triều chính (ký hiệu S_2 , chu kỳ 12 giờ), sóng nhật triều mặt trời chính (ký hiệu P_1 , chu kỳ 24 giờ 4 phút) và sóng lệch nhật triều chính (ký hiệu K_1 , chu kỳ 23 giờ 56 phút). Có khoảng 396 sóng triều thành phần có ý nghĩa

Sóng triều tại vùng biển ven bờ và cửa sông. Tính chất thủy triều tại vùng biển ven bờ và cửa sông rất phức tạp vì mực nước triều ở đây được hình thành bởi tổ hợp các sóng dài dạng sóng tiến và sóng đứng bị biến dạng mạnh do sự phản xạ, khúc xạ, tác động của lực Coriolis, lực ma sát, cấu trúc đáy, đường bờ biển và sông rạch. Chu kỳ triều. Chu kỳ triều phụ thuộc vào cơ chế tổ hợp các sóng triều thành phần. Thông thường, khoảng thời gian giữa hai lần chân triều trong một ngày gọi là chu kỳ triều.

Một số đặc trưng triều:

- + Nước lớn (đỉnh triều) Vị trí cao nhất của mực nước trong một chu kỳ triều.
- + Nước ròng (chân triều): Vị trí thấp nhất của mực nước trong một chu kỳ triều.
- + Nếu trong một ngày có hai lần nước lớn, hai lần nước ròng thì phân biệt nước lớn cao (NLC), nước lớn thấp (NLT) và nước ròng cao (NRC), nước ròng thấp (NRT).
- + Thời gian triều dâng là khoảng thời gian từ lúc nước ròng đến lúc nước lớn kế tiếp.
- + Thời gian triều rút là khoảng thời gian từ lúc nước lớn đến lúc nước ròng kế tiếp.
- + Độ lớn triều là hiệu mực nước nước lớn cao và mực nước nước ròng thấp trong ngày.

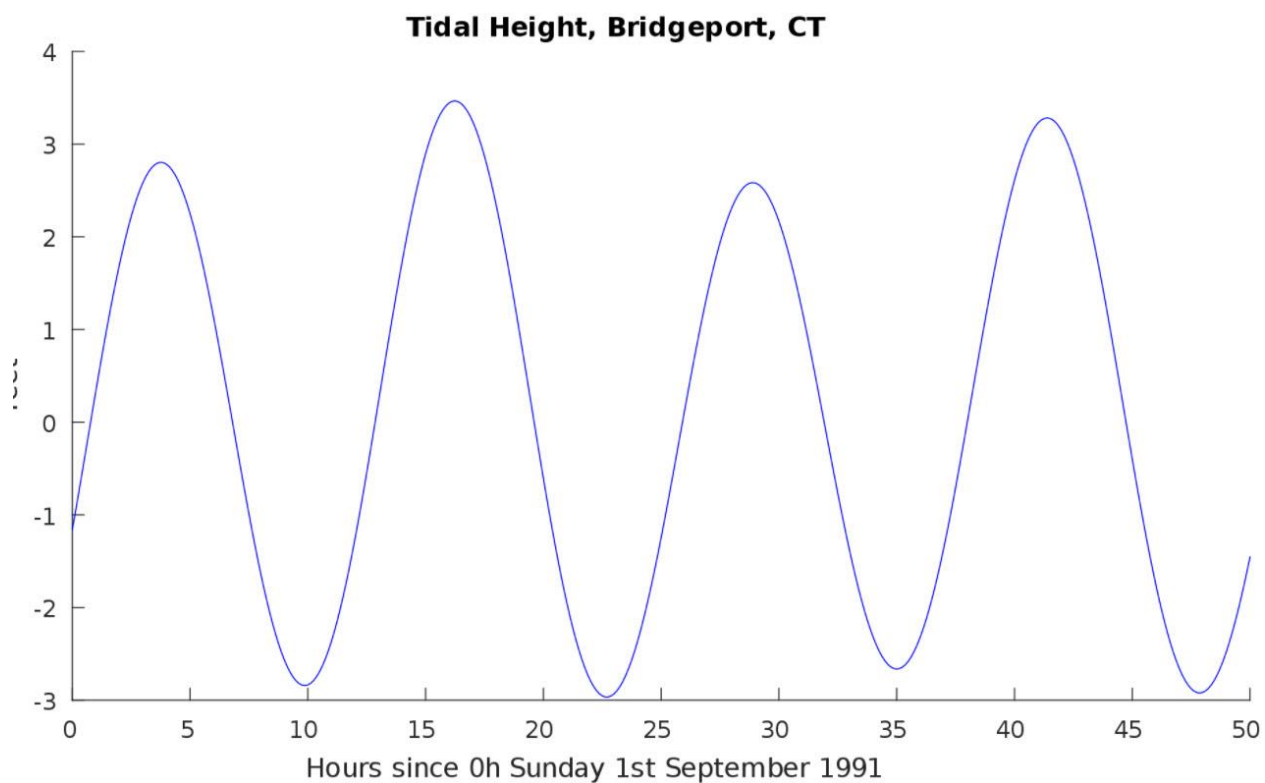
Mực nước triều : là độ cao mặt nước dao động theo thời gian so với mốc cao độ quy ước. Mực nước triều đo bằng đơn vị độ dài mét (m) hoặc xen ti mét (cm). Mỗi trị số mực nước triều ứng với một thời điểm xuất hiện gọi là giờ xuất hiện (GXH) tính bằng giờ và phút. Trong bảng dự báo thủy triều này, mực nước triều dự báo đo bằng cm và



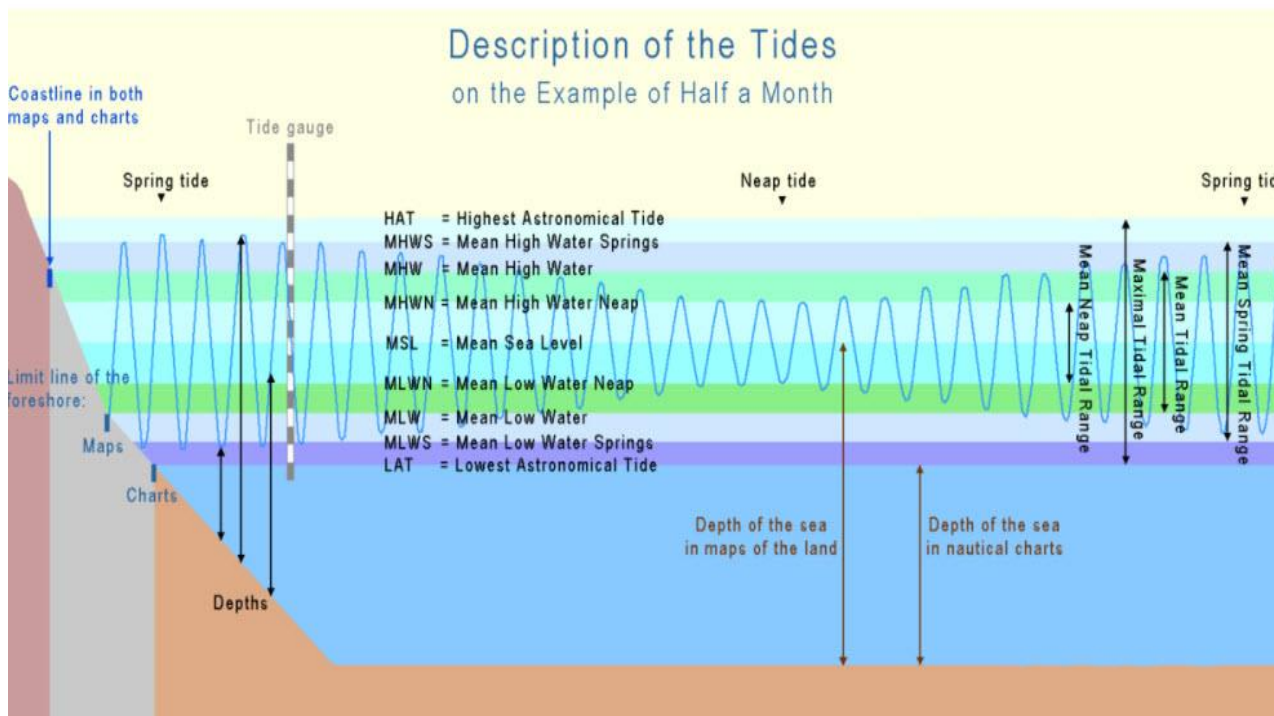
mức cao độ quy ước là mức Quốc gia. Đường cong biểu thị diễn biến mực nước triều theo thời gian gọi là đường quá trình mực nước triều

Kỳ nước cường và kỳ nước kém: cứ trong khoảng nửa tháng có 3-5 ngày triều lên xuống mạnh (lên rất cao, xuống rất thấp) gọi là kỳ nước cường; sau đó độ lớn triều giảm dần kéo dài chừng 4-5 ngày, tiếp đó là 3-5 ngày triều lên xuống rất yếu gọi là kỳ nước kém. Kế đó, độ lớn triều tăng dần trong vòng 4-5 ngày và bước vào kỳ nước cường tiếp theo. Các kỳ con nước lặp lại một cách tuần hoàn nhưng khác nhau về cường độ. Kỳ triều cường xảy ra vào tuần trăng rằm và đầu tháng âm lịch, khi mặt trăng, mặt trời và trái đất nằm trên một đường thẳng. Tuần triều kém có độ lớn triều cực tiểu xảy ra vào thời kỳ trăng non và trăng già. Trong trường hợp này, mặt trăng và mặt trời tạo với trái đất thành một góc vuông mà đỉnh là trái đất.

Chế độ triều. Chế độ triều tại một vị trí nhất định được xác định theo chu kỳ giao động mực nước triều. Có hai loại triều cơ bản là bán nhật triều và nhật triều. Với bán nhật triều, trong một ngày có hai lần triều dâng lên và hai lần triều rút, trong khi đó, nhật triều chỉ có một lần lên và một lần xuống. Ngoài hai loại cơ bản còn có 2 loại triều hỗn hợp là bán nhật triều không đều và nhật triều không đều. Tại khu vực có chế độ bán nhật triều không đều, hầu hết các ngày trong tháng có có hai lần triều dâng và hai lần triều rút và một số ngày chỉ có một lần triều lên hoặc một lần triều rút. Khu vực có chế độ nhật triều không đều, hầu hết các ngày trong tháng là nhật triều và một số ít ngày là bán nhật triều



Hình 5.4. 1 : Sơ đồ dao động triều của một trạm đo mực nước triều



Hình 5.4.2: Sơ đồ khái quát các quá trình và đặc trưng triều



5.4.2. Hiện tượng Triều cường

Triều cường là hiện tượng thủy triều có mực nước dâng cao nhất. Có thể hiểu đơn giản, triều cường chính là 1 trong 4 giai đoạn biến đổi của thủy triều (bao gồm: nước lớn – triều cường – nước ròng – triều thấp). Triều cường xảy ra khi có sự thay đổi lực hấp dẫn từ mặt trăng là chủ yếu và mặt trời ở một thời điểm nhất định khi Trái Đất quay.

+ Khi nào xảy ra hiện tượng triều cường: Hiện tượng triều cường xảy ra khi Mặt trăng – Mặt trời và Trái Đất nằm thẳng hàng với nhau, tức là vào ngày 30-1 và 15-16 âm lịch hàng tháng.

- Ngày 30, 1 Âm Lịch (tối trời): Mặt Trăng ở giữa Mặt Trời và Trái Đất.

- Ngày 15, 16 Âm Lịch (ngày trăng tròn): Mặt Trăng đối xứng với Mặt Trời qua Trái Đất. Tại thời điểm này, Mặt Trăng gần Trái đất hơn, lực hấp dẫn lên trực cảm ứng mạnh, từ đó tạo nên hiện tượng triều cường.

Thủy triều sẽ có sự thay đổi theo 4 mùa trong năm. Triều cường mạnh nhất thường vào mùa đông và yếu nhất vào mùa hè.

+ Nguyên nhân gây ra triều cường

Vào mùa hè:

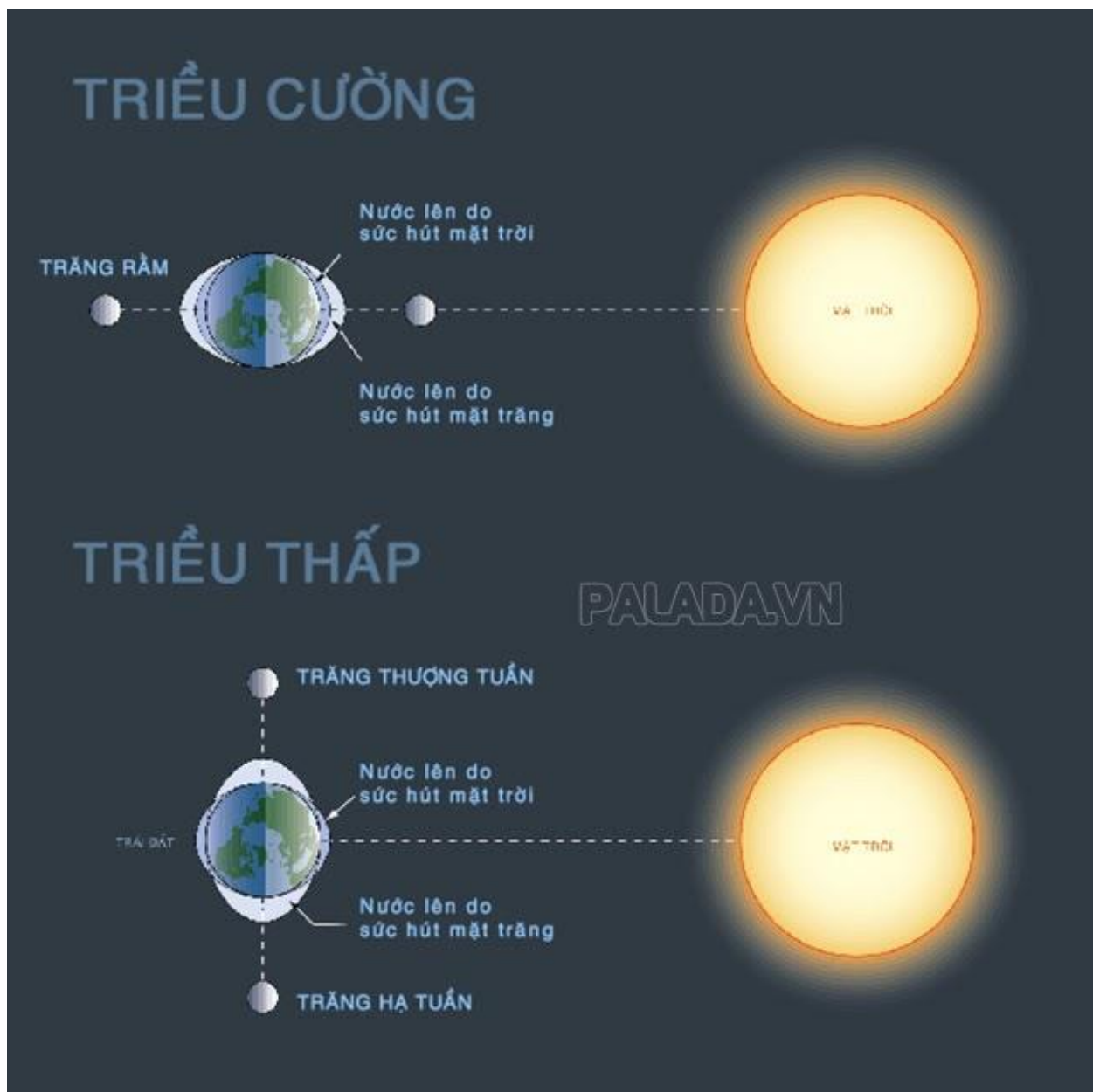
Khi Mặt Trời đến thời điểm Hạ chí (tháng 5 âm lịch), lúc đó bán cầu Bắc Trái Đất sẽ gần bán cầu Bắc Mặt Trời hơn nên tạo ra hình thái như sau:

-Nửa bán cầu Bắc: Cực âm của Mặt Trời và cực dương của Trái đất sẽ gần nhau hơn.

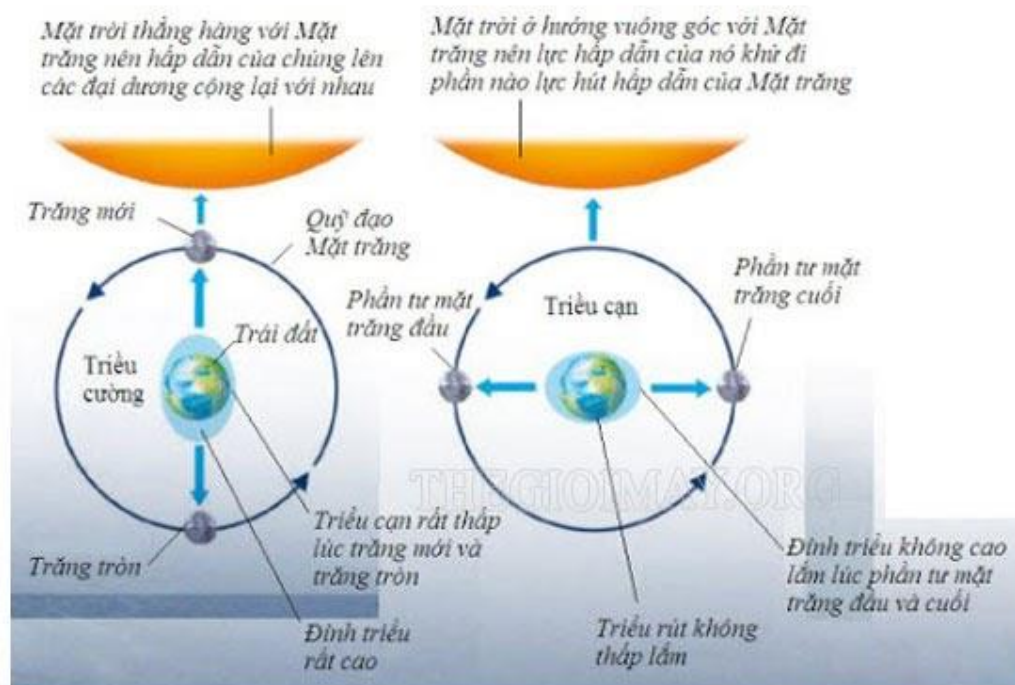
- Nửa bán cầu Nam: Cực dương của Mặt Trời và cực âm của Trái đất cũng gần hơn. Mặt trăng vận hành chuyển động theo Trái Đất nên cũng chịu ảnh hưởng mạnh mẽ, tạo nên triều cường.

Mặt Trăng và Mặt Trời có điện cực cùng chiều: Cực Bắc thì có cùng cực âm, cực Nam thì cùng cực dương. Vào mùa hè, hai đầu cực âm của Mặt Trời và Mặt trăng sẽ gần

nhau hơn, lực đẩy yếu hơn bình thường, Mặt Trăng cách xa Trái Đất hơn các mùa khác. Do đó, các ngày 30, 1 và 15, 16 âm lịch mùa hè thì thủy triều yếu hơn các mùa khác.



Hình 5.4.3. Triều cường cao nhất vào mùa đông, yếu nhất vào mùa hè



Hình 5.4.4. Triều cường (Spring tide) và triều nhược (Neap tide)

Vào mùa đông:

Khi Mặt Trời đến thời điểm Đông chí (tháng 10, 11 âm lịch). Tại thời điểm này, nửa cầu Nam của Mặt Trời là cực dương, Trái Đất là cực âm gần nhau hơn nửa cầu Bắc. Hiện tượng này ngược lại với mùa hè. Mặt Trăng cũng chịu tác động từ hiện tượng này, triều cường lên cao hơn.

Hai đầu cực dương của Mặt Trăng và Mặt Trời gần nhau nên lực đẩy mạnh hơn, Mặt trăng gần Trái Đất nhất. Do đó, các ngày 30, 1 và 15, 16 âm lịch mùa đông, triều cường lên mức cao nhất trong các mùa. Ngược lại, các ngày 8, 9 và 23, 24 (nhất là tháng 11 âm lịch), Mặt Trăng cách xa Trái Đất nhất, thủy triều yếu nhất.

Vào mùa xuân, thu:

Mặt Trời đến thời điểm Xuân phân và Thu phân: Trái đất, Mặt Trời, Mặt trăng vận hành tương đối cân bằng, thủy triều ở ngưỡng trung bình.

Tuy nhiên, vào mùa xuân trời ít mưa, nước biển thấp và đầu nguồn các con sông ít nước đổ mạnh. Còn mùa thu thì trời mưa nhiều, nước biển cao và đầu nguồn các con sông nước đổ mạnh. Do đó, triều cường mùa thu sẽ cao hơn mùa xuân.

5.4.3. Tai biến triều cường

So với các khu vực ven biển khác trong cả nước, ven biển Nam Bộ ít bị ảnh hưởng của các loại hình thiên tai trên biển như bão và áp thấp nhiệt đới. Nhưng với đặc thù là vùng đồng bằng thấp, lại có hệ thống cửa sông lớn, nên khu vực này thường xuyên bị nước biển lấn sâu vào trong nội địa khi có triều cường. Hiện tượng này ngày càng xảy ra mạnh hơn khi lưu lượng nước từ thượng nguồn hệ thống sông Mê Công đổ về hạ lưu ngày một giảm do nhiều nguyên nhân khác nhau.

Hiện tượng nước biển lấn sâu vào nội địa phụ thuộc vào chế độ thủy triều ở khu vực cửa sông ven biển và nước dâng do gió, áp thấp nhiệt đới và bão. Đối với khu vực ven biển Nam Bộ, hiện tượng ngập khi triều cường thường xuyên xảy ra vào một số ngày của các tháng cuối và đầu của năm (từ tháng 10 năm trước đến tháng 2 năm sau).

Đây là thời gian tập trung nhiều nhân tố kết hợp như biên độ thủy triều lớn, gió mùa mạnh và có thể có hoạt động của bão, áp thấp nhiệt đới nên gây ra triều cường kết hợp nước biển dâng cao

Triều cường gây nên tình trạng ngập úng trên diện rộng, ảnh hưởng rất lớn đến sản xuất, kinh doanh, đời sống sinh hoạt và an toàn giao thông. Đặc biệt là triều cường ở Thành phố Hồ Chí Minh (Sài Gòn), Cần Thơ và các tỉnh Nam Bộ nói chung.

Hiện tượng thiên tai này dẫn đến tình trạng ngập lụt nặng ở các tuyến đường gây ùn tắc cục bộ, các phương tiện chết máy do ngập nước, gây nguy hiểm khi tham gia giao thông.



Hình 5.4.5 Triều cường gây ngập lụt cục bộ đường phố.

Triều cường lên cao còn ảnh hưởng nặng nề đến sản xuất, kinh doanh, đặc biệt là trong ngành nông nghiệp. Nhiều diện tích sản xuất bị thiệt hại lớn khiến năng suất và chất lượng nông sản giảm mạnh, đời sống nông dân gặp khó khăn. Các hộ kinh doanh phải đóng cửa nhiều ngày vì tình trạng ngập lụt.

Không chỉ dừng tại đó, thiên tai này còn khiến đời sống sinh hoạt của người dân bị tác động lớn. Triều cường tạo áp lực lên hệ thống thoát nước của các thành phố lớn, gây ngập sâu các tuyến đường, thậm chí nước còn tràn vào cả nhà dân. Không thiếu những cảnh người dân ngủ dậy đã thấy nước ngập trắng nhà.

Dù đã chuẩn bị các biện pháp ứng phó tích cực, chủ động, song triều cường tại TPHCM, Nhà Bè và các tỉnh Nam Bộ hàng năm vẫn gây ra thiệt hại nặng nề về người và vật chất cho các khu vực này.

Triều cường là một thiên tai gây ảnh hưởng nghiêm trọng đến đời sống con người. Do đó, người dân cần liên tục cập nhật tin triều cường mới nhất và chú ý theo dõi diễn biến triều cường hôm nay. Bên cạnh đó, cần phối kết hợp với chính quyền địa phương để thực hiện các biện pháp khắc phục và giảm thiểu tác động của hiện tượng thiên tai này.



Hình 5.4.6. Đường Nguyễn Văn Cừ, quận Ninh Kiều (Cần Thơ) bị ngập sâu, người dân vất vả khi di chuyển. Nguồn Thanh Liêm/TTXVN

Những năm gần đây, nhiều kỷ lục về độ cao mực nước bị phá vỡ. Đợt triều cường vào cuối tháng 9 đầu tháng 10/2019 với mực nước quan trắc được tại trạm hải văn Vũng Tàu thấp hơn mức kỷ lục vào tháng 12/1999 chỉ 1cm (4,35m năm 2019 so với 4,36m năm 1999), tuy vậy lại tạo nên kỷ lục độ cao mực nước tại trạm Phú An trên sông Sài Gòn (1,77m năm 2019 so với 1,44m năm 1999).

Thông kê cho thấy các đợt triều cường cao tại ven biển Nam Bộ thường bắt đầu từ cuối tháng 10 giai đoạn 1999-2019; có đợt triều cường cao xuất hiện sớm nhất vào ngày 9/10 năm 2010. Như vậy, đợt triều cường những ngày đầu tháng 10/2019 gây ngập



lụt cho khu vực Nam Bộ, trong đó tại Thành phố Hồ Chí Minh và thành phố Cần Thơ xuất hiện sớm hơn quy luật hàng năm.

5.4.4. Tai biến triều cường có khả năng chuyển thành thảm họa triều cường?

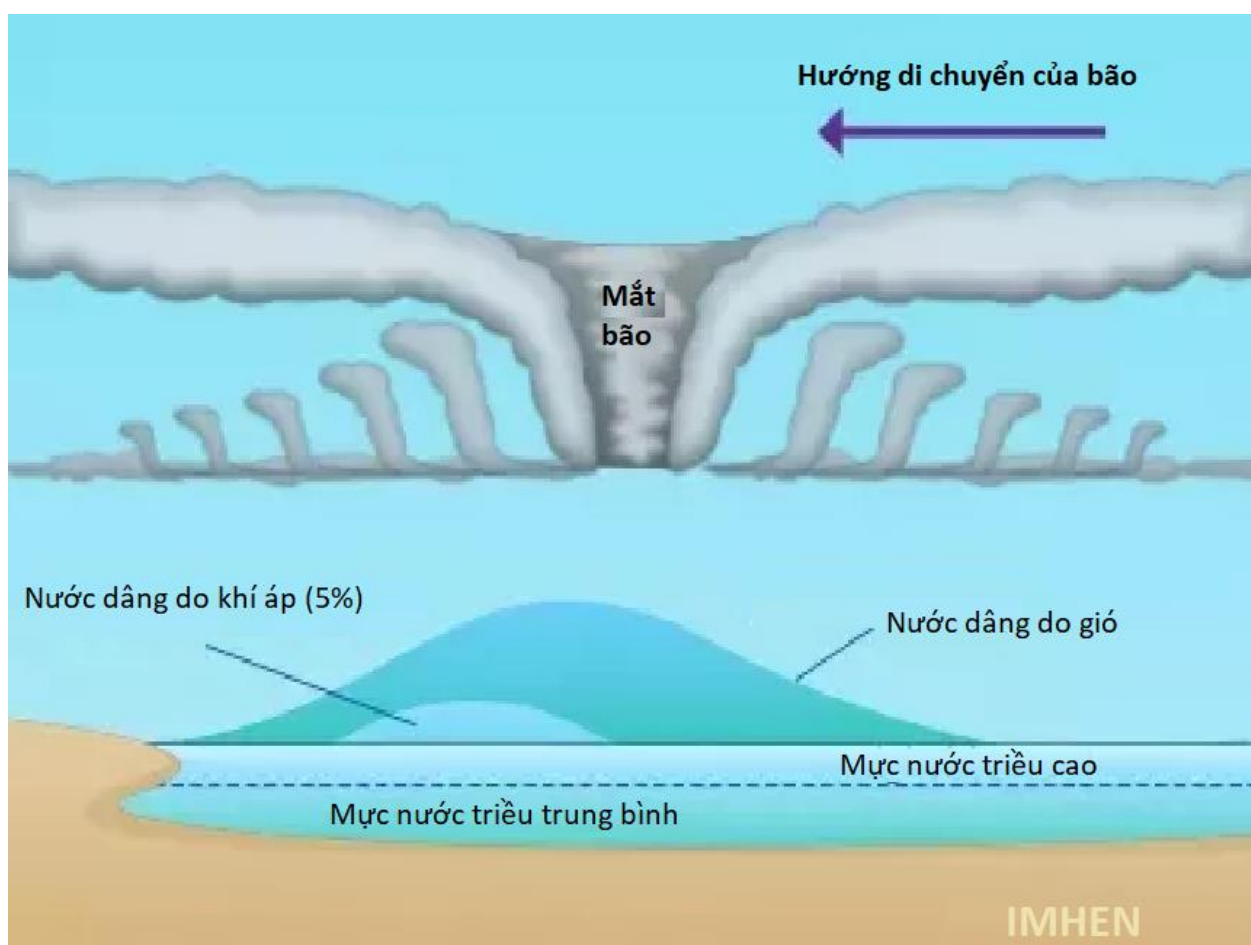
Trên thế giới đã ghi nhận nhiều cơn bão đổ bộ vào thời kỳ triều cường gây mực nước tổng cộng trong bão rất cao, gây thiệt hại lớn về người và tài sản. Năm 2005, tại Hoa Kỳ, nước dâng do bão kết hợp với triều cường trong bão Katrina gây mực nước tổng cộng lên đến hơn 8m, làm chết gần 1.200 người, gây thiệt hại khoảng 75 tỷ USD; năm 2008, tại Myanmar, nước dâng trong cơn bão Nargis gây ngập lụt nghiêm trọng, làm hơn 130.000 người chết; Năm 2013, tại Philippine, siêu bão Haiyan gây nước dâng tổng cộng lên tới 6,5 m làm hơn 6.000 người chết, thiệt hại lên đến 14 tỷ USD.

Như đã phân tích ở trên triều cường là mực nước dâng cao nhất trong một thời kỳ nhất định (tháng, mùa, năm, nhiều năm).

Thời gian xảy ra triều cường vào thời kỳ cuối năm (mùa đông, mùa gió Đông Bắc, mùa bão, lụt (khu vực Trung Bộ và Nam Bộ).

Nếu các cơn bão đổ bộ vào vùng ven bờ phía Nam Việt Nam trùng hợp với các đợt triều cường, lũ xảy ra rất có thể gây ra các thiệt hại lớn về nhân mạng và vật chất.

Nước dâng do bão là hiện tượng mực nước biển dâng cao hơn bình thường (mực nước thủy triều) dưới tác động tổng hợp của nhiều yếu tố khi có bão. Hai nguyên nhân chính đóng góp vào nước dâng do bão là gió thổi liên tục trong thời gian dài đẩy nước từ ngoài khơi vào bờ và sự giảm của áp suất khí quyển ở tâm bão kéo nước biển dâng lên.



Hình 6.4.7 Các thành phần đóng góp vào nước dâng do bão (gió và áp suất khí quyển)

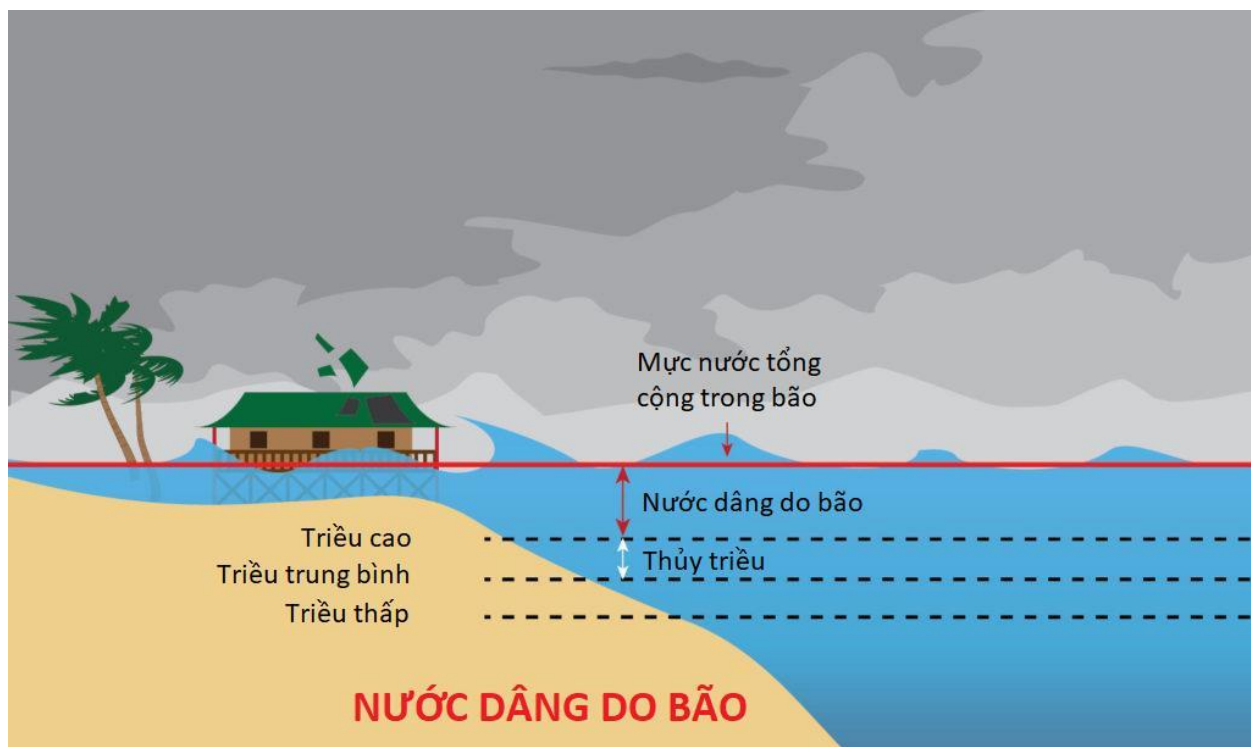
Các yếu tố ảnh hưởng đến nước dâng do bão bao gồm:

- Tốc độ gió và bán kính gió cực đại trong bão;
- Tốc độ di chuyển của bão;
- Hướng di chuyển của bão;
- Áp suất khí quyển tâm bão;
- Vị trí đổ bộ của bão;
- Địa hình đáy biển;

- Hình dạng đường bờ.

Nước dâng do bão gây thiệt hại về tính mạng và tài sản của người dân bởi ngập lụt khu vực ven biển, xói lở bờ biển, phá hủy đê, kè và các công trình ven biển.

Nước dâng do bão trong mối liên hệ với biên độ thủy triều sẽ có tác động như thế nào đối với khu vực ven biển Việt Nam ?



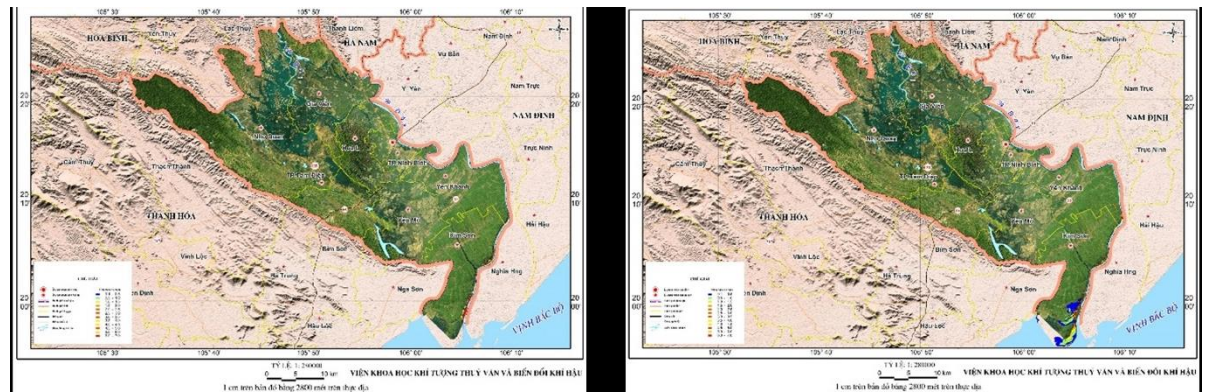
Hình 5.4.8 Nước dâng do bão và mực nước tổng cộng trong bão

Nước dâng trong bão kèm theo sóng lớn là nguyên nhân gây ra những thiệt hại nghiêm trọng đến đê biển và các công trình ven biển, nó trở lên đặc biệt nguy hiểm nếu xảy ra vào kỳ triều cường. Bão đổ bộ vào kỳ triều cường sẽ có nguy cơ cao ngập lụt cho khu vực ven biển.

Ở Việt Nam, nước dâng do bão đã gây rất nhiều thiệt hại về người và của. Theo thống kê, bão đứng hàng đầu trong số 6 thiên tai thường xuyên xảy ra ở nước ta. Tại một số khu vực có biên độ thủy triều lớn như vùng Quảng Ninh - Hải Phòng và khu vực ven biển từ Bà Rịa - Vũng Tàu đến Cà Mau, nếu bão đổ bộ vào lúc triều cường, chỉ cần những cơn bão gây nước dâng nhỏ cỡ vài chục cm đã gây ngập lụt vùng ven bờ, như

trường hợp bão số 2 năm 2013 đổ bộ vào Hải Phòng chỉ với cấp 8 gây nước dâng 0,7m, nhưng vào lúc triều cường đã gây ngập lụt khu vực Đồ Sơn-Hải Phòng. Một số cơn bão khác đổ bộ vào thời kỳ triều cường gây mực nước tổng cộng cao như bão Washi năm 2005, bão Damrey, 2005, bão.

Hình vẽ dưới đây thể hiện bản đồ nguy cơ ngập cho tỉnh Ninh Bình gây ra bởi bão cấp 13 đổ bộ vào thời kỳ triều trung bình (bên trái) và triều cường (bên phải). Có thể thấy rằng, nguy cơ ngập tăng lên rõ rệt khi bão đổ bộ vào thời kỳ triều cường.



Hình 5.4.9. Bản đồ nguy cơ ngập cho tỉnh Ninh Bình gây ra bởi bão cấp 13 khi bão đổ bộ vào thời kỳ triều trung bình (bên trái) và triều cường (bên phải)

(Nguồn Nguyễn Xuân Hiền)

Theo các nghiên cứu, nước dâng do bão cao nhất đã xảy ra tại khu vực Nghệ An, Hà Tĩnh tới 4,5 mét, tiếp đến là tại khu vực từ Quảng Ninh đến Thanh Hóa là 3,5 m. Trong tương lai, do biến đổi khí hậu, khi có siêu bão đổ bộ, nước dâng do bão có thể lên đến 5,0 m tại khu vực Nghệ An, Hà Tĩnh. Như vậy, nguy cơ ngập lụt gây ra bởi nước dâng do bão càng nghiêm trọng hơn.

Theo Quyết định 2901/QĐ-BTNMT ngày 16 tháng 12 năm 2016 của Bộ trưởng Bộ Tài nguyên và Môi trường về việc công bố kết quả cập nhật phân vùng bão, xác định nguy cơ nước dâng do bão và phân vùng gió cho các vùng ở sâu trong đất liền khi bão mạnh, siêu bão đổ bộ, vùng có nguy cơ bão cao từ Quảng Ninh đến Thanh Hóa. Đây là vùng có số cơn bão đổ bộ và ảnh hưởng nhiều nhất, trung bình từ 2,0 - 2,5 cơn/năm, ba tháng nhiều bão nhất là các tháng 7 – 8 - 9. Cấp gió bão mạnh nhất đã xảy ra là cấp 14,

giật cấp 15 – 16, nước dâng do bão tới 3,5 mét. Nguy cơ trong tương lai, gió bão tại vùng này có thể đạt cấp 15 - 16, giật trên cấp 17, nước dâng do bão có thể lên tới 4,9 mét. Vùng có nguy cơ cao tiếp theo là vùng ven biển từ Nghệ An đến Thừa Thiên Huế.

Vùng phía nam của khu vực Nam Trung Bộ và Nam Bộ là vùng có nguy cơ bão không cao như các vùng ven biển khác trong cả nước với 23 cơn bão trong giai đoạn 1961 – 2014 ảnh hưởng đến vùng này, ba tháng nhiều bão nhất là các tháng 10, 11, 12; cấp gió bão mạnh nhất đã xảy ra ở cấp 10, giật cấp 12 - 13. Tuy nhiên, do là vùng hiếm khi có bão nên chính quyền và người dân địa phương không có nhiều kinh nghiệm phòng chống bão như các vùng miền khác. Khu vực này cũng cần cảnh giác khi có bão, áp thấp nhiệt đới ảnh hưởng và đổ bộ.

Bảng 5.4.1 Phân vùng tai biến nước dâng do triều cường và bão trên vùng ven bờ Việt Nam

Vùng ven biển	Biên độ triều lớn nhất (m)	NDDB cao nhất đã xảy ra (m)	NDDB cao nhất có thể xảy ra (m)	Mức nước tổng cộng trong bão có thể xảy ra (m)
Vùng I: Quảng Ninh - Thanh Hóa	1,7 – 2,0	3,5	4,9	5,7 - 5,9
Vùng II: Nghệ An - Thừa Thiên Huế				
<i>Khu vực II-1: Nghệ An - Hà Tĩnh</i>	1,2 – 1,7	4,4	5,0	5,2 – 5,7
<i>Khu vực II-2: Quảng Bình - T.T. Huế</i>	0,5 – 1,2	2,6	3,0	3,5 – 4,2
Vùng III: Đà Nẵng - Bình Định	1,0 – 1,2	1,8	2,3	3,3 – 3,5
Vùng IV: Phú Yên - Ninh Thuận	1,2 - 1,4	1,7	2,2	3,4 – 3,6
Vùng V: Bình Thuận - Cà Mau				
<i>Khu vực V-1: Bình Thuận - Bà Rịa - Vũng Tàu</i>	1,4 - 1,8	1,2	2,0	3,4 – 3,8
<i>Khu vực V-2: TP. Hồ Chí Minh - Cà Mau</i>	1,8 – 2,0	2,0	2,7	4,4 – 4,7

(Nguồn Nguyễn Xuân Hiền)

5.5. Thiệt hại do thiên tai ở Việt Nam

Các tỉnh duyên hải Việt Nam (28 tỉnh) đóng vai trò chính trong phát triển kinh tế xã hội và tỷ lệ đóng góp vào GDP của cả nước ngày càng tăng. Là nơi sinh sống của



một nửa dân số Việt Nam, các tỉnh ven biển là động lực chính cho tăng trưởng và thịnh vượng.

Gần một phần ba đường bờ biển là khu đô thị hoặc khu dân cư, các tỉnh ven biển là nơi sinh sống của 46,6 triệu người, đóng góp 60% tổng sản phẩm quốc nội (GDP) toàn quốc năm 2016. Các thành phố ở khu vực ven biển Bắc - Trung - Nam đang có tốc độ đô thị hóa cao nhất từ năm 2012 (Ngân hàng Thế giới 2020).

Tuy nhiên, bão, nước dâng do bão, lũ lụt, hạn hán, sạt lở bờ biển, xâm nhập mặn đang đe dọa sự phát triển của khu vực này.

5.5.1 Thiệt hại do gió mùa, bão, triều cường

Có thể thấy, đợt gió mùa cường độ mạnh ngày 17/12/2020 đã gây sóng cao khoảng 4-5m làm tàu 1 tàu hàng (quốc tịch Panama) bị chìm ở khu vực đảo Phú Quý khiến 15 thủy thủ mất tích. Sóng lớn trên 5m chủ yếu xuất hiện trong bão. Gần đây có thể kể đến bão số 12 (bão DAMREY) đổ bộ vào Khánh Hòa tháng 11/2017, gây sóng lớn đã làm cho 107 thương vong và ảnh hưởng nặng nề đến sinh kế, đặc biệt là nghề nuôi trồng hải sản và tài sản của người dân khu vực ven biển Khánh Hòa.

Sóng lớn trong bão số 12 cũng làm chìm 8 tàu chở hàng trọng tải lớn ở vịnh Quy Nhơn. Sóng lớn do hoàn lưu gió mạnh sau bão số 6 (bão LINFA, năm 2020) đã gây sóng cao từ 3-5m gây đắm tàu tại ven biển Cửa Việt làm 2 người bị chết.

Bão số 13 (bão VAMCO, năm 2020) đã gây sóng lớn 8-9m ở khu vực Biển Đông, tại khu vực ven bờ, gió mạnh trong bão số 13 cũng gây sóng lớn cao tới 7m tại vùng biển khu vực đảo Cồn Cỏ (Quảng Trị), sóng lớn làm chìm 2 tàu cá ngoài khơi Khánh Hòa, 23 người trên tàu mất tích. Ngoài ra, sóng lớn trong bão số 13 đã làm sạt lở nhiều tuyến đê, kè biển tại các tỉnh Quảng Bình, Thừa Thiên - Huế, Đà Nẵng và Quảng Nam.

Trong những năm gần đây, triều cường ở khu vực Nam Bộ cũng có diễn biến ngày càng phức tạp. Năm 2019 đợt triều cường ngày 29/9 đã gây ngập lụt diện rộng tại Cần Thơ và Vĩnh Long (mức nước tại trạm thủy văn Mỹ Thuận, tỉnh Vĩnh Long và Cần Thơ, TP Cần Thơ đạt mức lịch sử).

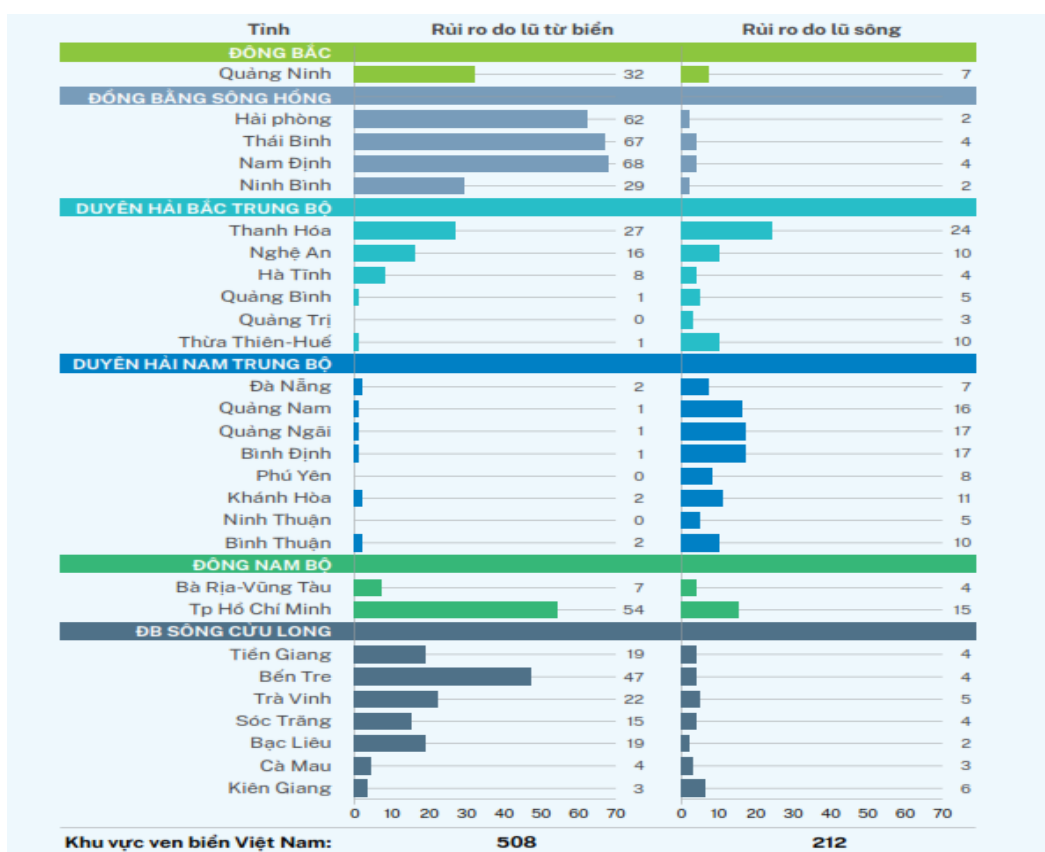
Triều cường cao vượt kỷ lục vào 15 giờ ngày 16/11/2020 với mực nước quan trắc tại trạm hải văn Vũng Tàu đạt 440cm, cao hơn kỷ lục của tháng 12/1999 (4,36m). Triều cường ở mức cao trong tháng những tháng cuối năm thường gây ngập úng nhiều khu vực trũng, thấp tại ven biển Đông Nam Bộ cũng sâu trong TP Hồ Chí Minh, ảnh hưởng lớn sinh kế người dân.

6.5.2 Thiệt hại do ngập, lụt, nhiễm mặn

+Rủi ro và thiệt hại kinh tế do ngập lụt

Bảng 5.5.1 Rủi ro từ lũ biển và lũ sông cho các địa phương ven biển

Số người trung bình bị ảnh hưởng do lũ mỗi năm (nghìn người)



Nguồn: (Rentschler, J et al 2020) Lưu ý: Mức trung bình tính dựa trên lũ với chu kỳ xuất hiện 5, 20 năm (lũ sông) / 25 (lũ từ biển), 50, 100, 250 và 500 năm.

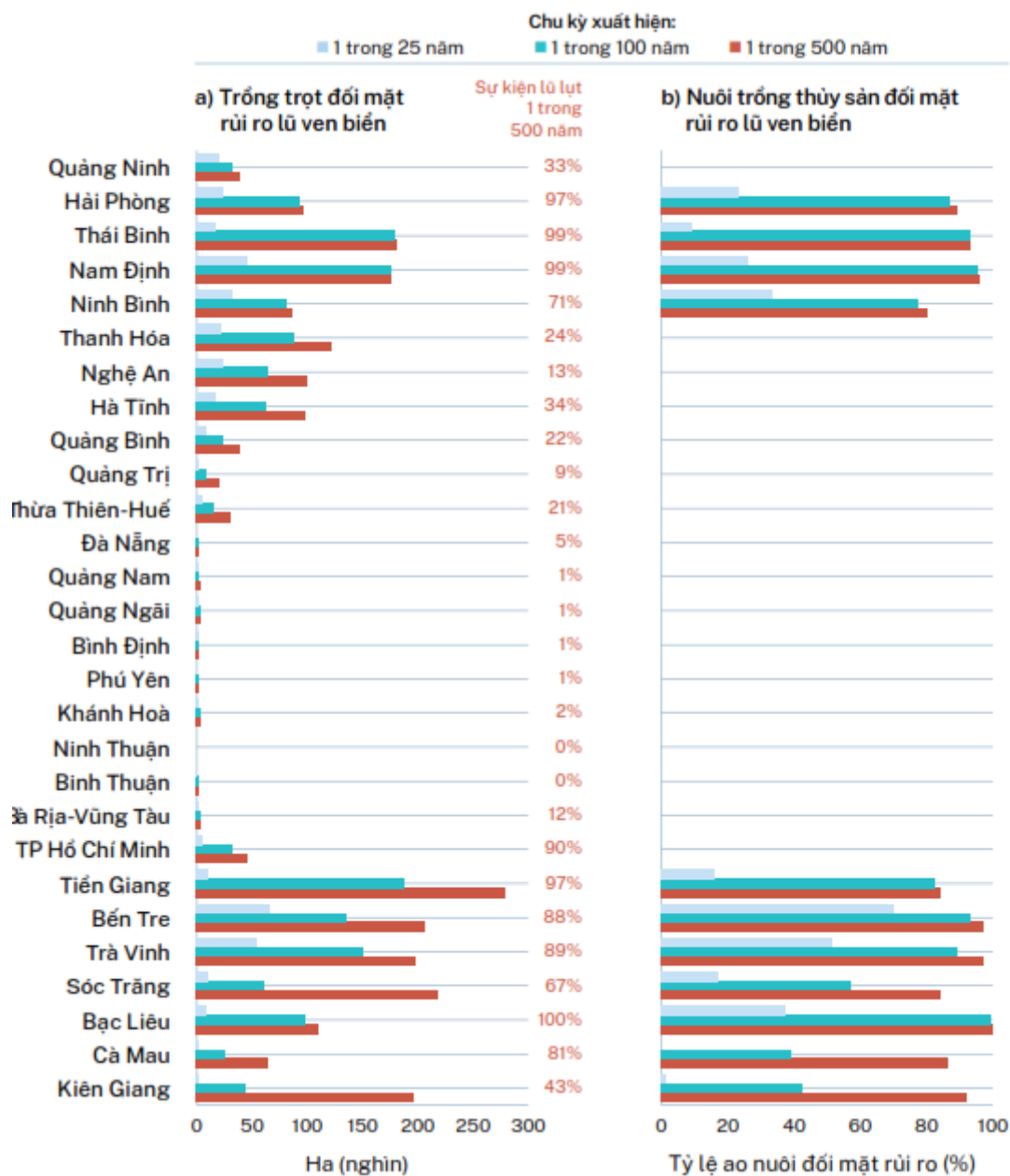
Trung bình, hơn nửa triệu người phải chịu ảnh hưởng do lũ ven biển xảy ra hàng năm (Bảng 5.5.1). Con số này tăng lên 12 triệu người (12,6% dân số) khi tần suất lũ ven biển là 10% trong một thập kỷ. Về kinh tế, 852 triệu đô la Mỹ (0.5% GDP) sẽ bị thiệt hại và khoảng 316.000 lao động bị ảnh hưởng trực tiếp do lũ ven biển và lũ từ sông mỗi năm. Nếu vẫn giữ được tốc độ tăng trưởng hiện tại và không thực hiện bất cứ biện pháp nào để tăng cường khả năng thích ứng và chống chịu, thiệt hại do thiên tai vào năm 2030 sẽ là 6,8 tỷ đô la Mỹ. Nếu chậm triển khai các biện pháp thêm 10 năm thì nền kinh tế sẽ phải chịu thiệt hại thêm 4,3 tỷ đô la Mỹ do thiên tai.

+ Sản xuất nông nghiệp và nuôi trồng thủy sản

Nông nghiệp là ngành kinh tế trọng yếu của Việt Nam, chiếm 15% GDP quốc gia (25,9 tỷ đô la Mỹ) vào năm 2017, thu hút 40% tổng số lao động (28,9 triệu người) và nguồn sinh kế chính cho người nghèo (Bộ NN&PTNT 2015).

Tương tự, vào năm 2020, nuôi trồng thủy sản dự kiến sẽ đóng góp 8-9 tỷ đô la Mỹ (5% GDP) và 5 triệu việc làm (Bộ NN&PTNT 2015). Nhưng phần lớn các hoạt động sản xuất nông nghiệp và nuôi trồng thủy sản tập trung ở các tỉnh đồng bằng và ven biển, chiếm 83% tổng sản lượng gạo cả nước (hình 7a). Đồng bằng sông Cửu Long và Đồng bằng sông Hồng cũng chiếm lần lượt 70% và 16% tổng sản lượng nuôi trồng thủy sản quốc gia.

Hình 5.5.1. Ngành nông nghiệp của Việt Nam chịu nhiều rủi ro do lũ lụt do tập trung tại khu vực Đồng bằng sông Cửu Long và Đồng bằng sông Hồng.



Bảng 6.5.2. Tác động kinh tế của rủi ro lũ lụt ven biển đối với ngành nông nghiệp theo địa phương (Chu kỳ lặp (lần / năm) , a : Thiệt hại GDP rủi ro dự tính (Tr USD) , b : Rủi ro việc làm dự tính.)



Return period:													
		1-in-5		1-in-25		1-in-50		1-in-100		1-in-250		1-in-500	
Province		a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Quang Ninh		1	1	13	19	19	27	22	32	25	36	27	39
Hai Phong City		0	0	16	23	61	87	65	93	66	95	66	95
Thai Binh		0	0	12	17	123	177	124	179	125	180	126	181
Nam Dinh		0	0	32	45	118	169	121	175	122	175	122	176
Ninh Binh		1	1	22	31	51	74	55	80	58	83	59	85
Thanh Hoa		1	1	14	21	45	65	61	87	76	109	84	121
Nghe An		0	0	16	23	28	41	44	63	59	85	69	99
Ha Tinh		0	0	12	17	28	40	43	62	59	84	68	97
Quang Binh		0	0	5	7	10	14	16	23	23	33	26	38
Quang Tri		0	0	1	1	2	3	5	7	9	13	14	20
Thua Thien-Hue		0	0	3	4	6	9	11	15	16	22	20	29
Da Nang City		0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1
Quang Nam		0	0	0	1	1	1	1	1	1	2	2	2
Quang Ngai		0	0	1	1	1	2	1	2	2	3	2	3
Binh Dinh		0	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1
Phu Yen		0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	1
Khanh Hoa		0	0	1	1	1	2	1	2	1	2	2	2
Ninh Thuan		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Binh Thuan		0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1
Ba Ria-Vung Tau		0	0	0	1	1	1	1	2	2	3	2	3
Ho Chi Minh City		0	0	3	4	13	19	22	31	29	42	31	45
Tien Giang		0	0	7	10	31	45	130	187	182	261	194	279
Ben Tre		5	7	46	66	66	95	94	135	128	184	143	206
Tra Vinh		2	2	37	54	76	109	105	150	127	183	137	197
Soc Trang		1	1	7	10	18	26	42	60	92	132	152	218
Bac Lieu		0	0	5	7	35	51	67	97	76	109	77	110
Ca Mau		0	0	1	1	5	7	18	25	36	51	44	64
Kien Giang		0	0	1	1	9	13	30	43	93	134	136	195
Total coastal		12	17	255	367	749	1,077	1,081	1,554	1,408	2,024	1,607	2,310

Data sources: JAXA EORC 2018 (land use maps), Braese et al. 2020 (coastal flood maps), and World Bank³ and General Statistics Office of Vietnam⁴ (economic indicators).
Note: a) GDP at risk (\$, millions); b) Jobs at risk (thousands)

Bảng 6.5.3 Tác động kinh tế của rủi ro lũ lụt ven biển đối với ngành trồng lúa theo địa phương. Chu kỳ lặp (lần/ năm) diện tích (ha)



Return period:		1-in-5		1-in-25		1-in-50		1-in-100		1-in-250		1-in-500	
Province		a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Quang Ninh		0	1	3	7	5	10	6	12	6	13	7	14
Hai Phong City		0	0	7	12	25	42	26	43	26	43	26	43
Thai Binh		0	0	6	9	57	94	57	95	57	95	57	95
Nam Dinh		0	0	14	24	50	88	51	90	51	90	51	90
Ninh Binh		0	1	10	17	23	40	24	42	25	43	25	44
Thanh Hoa		1	1	10	16	30	50	39	65	46	78	50	85
Nghe An		0	0	8	15	15	27	22	41	29	53	32	59
Ha Tinh		0	0	4	8	8	19	13	30	17	39	19	44
Quang Binh		0	0	2	4	4	8	7	13	9	17	10	20
Quang Tri		0	0	0	0	1	2	2	4	4	8	6	12
Thua Thien-Hue		0	0	2	3	4	6	6	10	9	15	11	18
Da Nang City		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Quang Nam		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Quang Ngai		0	0	0	0	0	1	0	1	1	1	1	1
Binh Dinh		0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	1
Phu Yen		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Khanh Hoa		0	0	0	1	0	1	1	1	1	1	1	1
Ninh Thuan		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Binh Thuan		0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Ba Ria-Vung Tau		0	0	0	1	1	1	1	2	1	3	2	4
Ho Chi Minh City		0	0	1	2	3	6	3	7	3	7	4	8
Tien Giang		0	0	2	3	9	15	44	74	74	123	76	126
Ben Tre		2	4	12	28	13	31	13	32	14	33	14	33
Tra Vinh		1	2	28	53	52	99	64	122	68	129	69	131
Soc Trang		0	0	3	5	8	14	25	42	63	103	105	171
Bac Lieu		0	0	3	6	29	49	58	97	64	108	65	108
Ca Mau		0	0	1	2	3	7	12	29	22	55	25	63
Kien Giang		0	0	0	1	7	13	25	44	75	134	110	196
Total coastal		5	11	117	219	348	624	500	897	666	1,194	765	1,366

Data sources: JAXA EORC 2018 (land use maps), Braese et al. 2020 (coastal flood maps) and World Bank and General Statistics Office of Vietnam (economic indicators).
Note: a) Export value at risk (\$, millions); b) Jobs at risk (thousands)

Bảng 5.5.4 Tác động kinh tế của rủi ro lũ lụt ven biển đối với ngành nuôi trồng thủy sản (Chu kỳ lặp (lần /năm, a: Số địa, vuông nuôi trồng, b : tính trên tổng số (%))

Return period:		1-in-5		1-in-25		1-in-50		1-in-100		1-in-250		1-in-500	
Delta	Province	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Red	Hai Phong City	0	0	15,522	23	55,430	84	57,463	87	58,267	88	58,625	89
River	Thai Binh	0	0	2,443	9	25,087	92	25,369	93	25,446	93	25,453	93
Delta	Nam Dinh	0	0	10,221	26	36,640	92	37,718	95	38,057	96	38,155	96
	Ninh Binh	1,267	2	20,242	33	45,029	74	47,250	77	48,618	79	49,203	80
Mekong	Tien Giang	0	0	1,831	16	3,906	34	9,501	82	10,553	91	10,871	94
River	Ben Tre	4,716	10	34,245	70	41,035	84	45,620	93	47,127	96	47,384	97
Delta	Tra Vinh	1,345	4	15,976	51	24,309	77	28,038	89	30,045	95	30,574	97
	Soc Trang	934	2	10,708	17	24,614	40	35,080	57	44,296	72	51,847	84
	Bac Lieu	3,063	2	60,754	37	154,253	93	164,090	99	165,645	100	166,017	100
	Ca Mau	646	0	11,430	3	43,075	12	141,276	39	261,476	73	308,154	86
	Kien Giang	41	0	1,653	1	21,872	17	54,984	42	106,928	82	120,022	92
Total Red River Delta		1,389	1	48,599	22	162,372	72	167,987	75	170,580	76	171,629	76
Total Mekong River Delta		10,912	1	136,795	17	313,282	38	478,847	58	666,362	81	735,180	89
Total coastal provinces		12,301	1	185,394	18	475,654	45	646,834	62	836,942	80	906,809	87

Data sources: JAXA EORC 2018 (land use maps) and Braese et al. 2020 (coastal flood maps). Note: a) Ponds exposed; b) Share of total (%)

Bảng 5.5.5 Tác động kinh tế của rủi ro lũ lụt ven biển đối với ngành nuôi trồng thủy sản tại hai vùng châu thổ lớn của Việt Nam.(Chu kỳ lặp (lần /năm), a : sản lượng ngàn tấn, b: rủi ro GDP (Tr USD))



Return period:		1-in-5		1-in-25		1-in-50		1-in-100		1-in-250		1-in-500	
Delta	Province	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b	a	b
Red River Delta	Hai Phong City	0	0	11	14	41	49	42	51	43	52	43	52
	Thai Binh	0	0	11	13	114	138	115	140	116	140	116	140
	Nam Dinh	0	0	20	24	71	86	73	89	74	89	74	90
Mekong River Delta	Ninh Binh	1	1	9	11	20	25	21	26	22	27	22	27
	Tien Giang	0	0	25	30	54	65	130	158	145	175	149	180
	Ben Tre	25	30	180	218	216	261	240	290	248	300	249	302
	Tra Vinh	5	6	56	68	86	104	99	120	106	128	108	131
	Soc Trang	3	3	32	39	74	89	105	127	133	161	155	188
	Bac Lieu	4	5	74	90	188	228	200	243	202	245	203	246
	Ca Mau	1	1	10	12	37	44	120	145	222	269	261	317
	Kien Giang	0	0	3	3	35	42	87	106	169	205	190	230
Total Red River Delta		2	1	71	63	238	299	246	306	250	309	252	310
Total Mekong River Delta		19	45	241	461	551	834	842	1,189	1,172	1,484	1,293	1,594
Total coastal provinces		21	46	314	523	806	1,133	1,097	1,495	1,419	1,792	1,538	1,904

Data sources: JAXA EORC 2018 (land use maps), Braese et al. 2020 (coastal flood maps) and World Bank and General Statistics Office of Vietnam (economic indicators).
Note: a) Production at risk (tons, thousands); b) GDP at risk (\$, millions).

+ Du lịch

Du lịch biển là nguồn thu quan trọng và đang trên đà tăng trưởng nhanh của Việt Nam, đóng góp khoảng 70% GDP du lịch quốc gia. Từ năm 2007 đến 2017, du lịch quốc tế hàng năm tăng gấp ba lần lên 12,9 triệu du khách. Mặc dù, đại dịch COVID-19 đã khiến lượng khách du lịch sụt giảm nghiêm trọng vào năm 2020, Chính phủ vẫn duy trì các mục tiêu tăng trưởng ngành du lịch cho thập kỷ tới. Tuy nhiên, tốc độ tăng trưởng nhanh gây áp lực cho hệ sinh thái và có nguy cơ gây quá tải cho cơ sở hạ tầng địa phương. Rủi ro thiên tai cũng đe dọa sự phát triển của ngành du lịch.

Lũ lụt và triều cường là một mối đe dọa lớn đối với các ngành kinh tế. Ngoài việc đe dọa cơ sở vật chất của khách sạn, lũ lụt còn làm giảm lượng khách du lịch, gây tổn thất doanh thu và giảm doanh số bán lẻ. Phân tích cho thấy 52% trong tổng số 3.309 khách sạn ở các tỉnh ven biển đang chịu ảnh hưởng nghiêm trọng của lũ sông, gây thiệt hại 5 tỷ đô la Mỹ đến doanh thu du lịch (3% GDP quốc gia) và ảnh hưởng tới 753.000 lao động.

+ Công nghiệp

Công nghiệp hóa đóng vai trò trọng tâm trong các kế hoạch của Chính phủ Việt Nam nhằm biến các vùng ven biển thành các trung tâm kinh tế hiện đại. toàn bộ vùng bờ biển đang biến thành điểm nóng cho hoạt động công nghiệp, với tốc độ tăng trưởng cao nhất ở Vùng Duyên hải Bắc Trung Bộ (Ngân hàng Thế giới 2020). Vị trí gần bờ biển tạo điều kiện tiếp cận thị trường quốc tế, chuỗi giá trị và lực lượng lao động có tay nghề cao.

Tuy nhiên, tăng trưởng nhanh ở khu vực ven biển cũng đi kèm với rủi ro. Thiệt hại trung bình hàng năm do lũ, bão đối với ngành công nghiệp lên tới 264 triệu đô la Mỹ, tập trung ở các khu công nghiệp lớn (Chương trình DRFI, Ngân hàng Thế giới 2019). Phân tích cho thấy, khoảng một nửa trong số 127 khu công nghiệp ở các tỉnh ven biển phải đối mặt với rủi ro do lũ lụt. Ở một số tỉnh, rủi ro lũ lụt khá cao: trận lụt có chu kỳ xuất hiện 1 trong 100 năm ở tỉnh Bà Rịa – Vũng Tàu khiến 9 trong số 14 khu công nghiệp, cùng với khoảng 34.000 lao động và cơ sở hạ tầng trị giá 280 triệu đô la Mỹ bị thiệt hại.

+ Hệ thống giao thông

Trải dài dọc theo bờ biển, mạng lưới giao thông của Việt Nam phải đối mặt với nhiều loại hình thiên tai. Giá trị tuyệt đối của thiệt hại hàng năm đối với cơ sở hạ tầng giao thông của Việt Nam cao nhất thế giới. Lũ và bão gây ra thiệt hại trung bình hàng năm khoảng 144 triệu đô la Mỹ đối với cơ sở hạ tầng giao thông công cộng, đặc biệt, đối với giao thông đường bộ (Chương trình DRFI, Ngân hàng Thế giới 2019).

Ngoài những thiệt hại về tài sản, thiên tai cũng làm gián đoạn việc phân phối hàng hóa. Tổn thất khá lớn do việc vận chuyển phụ thuộc nhiều vào mạng lưới giao thông. Bão với sức gió lên tới 150 km/h có thể gây thiệt hại kinh tế 80 - 228 triệu đô la Mỹ mỗi ngày do ngập lụt sau bão làm gián hoạt động giao thông vận tải và tăng chi phí do phải phân phối lại hàng hóa. Khi hàng hóa không được vận chuyển đến đích, các doanh nghiệp không thể hoạt động, gây ra tổn thất ước tính khoảng 280 triệu đô la Mỹ mỗi năm (Rentschler và cộng sự 2019a).

+ Hệ thống năng lượng

Khảo sát gần đây cho thấy, 57% doanh nghiệp của Việt Nam báo cáo tình trạng mất điện thường xuyên, khoảng 9% trong số đó là do lũ lụt (Sagris và cộng sự 2017). Năm 2014, tình trạng mất điện đã khiến các doanh nghiệp Việt Nam thất thu 670 triệu đô la Mỹ, trong khi việc ngừng sản xuất và giảm hiệu suất sử dụng thiết bị gây thiệt hại thêm 30 triệu đô la Mỹ (Rentschler và cộng sự 2019a).

Kể từ năm 1989, trung bình thiệt hại hàng năm đối với cơ sở hạ tầng năng lượng lên tới 330 triệu đô la Mỹ, chủ yếu do tác động của lũ lụt tới các đường dây truyền tải và phân phối điện (Chương trình DRFI, Ngân hàng Thế giới 2019).

+ *Cung cấp nước*

Lần lượt 25% và 18% doanh nghiệp ở Đồng bằng sông Hồng và sông Cửu Long gặp vấn đề về chất lượng nước. Các thách thức do ô nhiễm và xâm nhập mặn làm giảm trung bình 48% doanh số kinh doanh của các doanh nghiệp so với các công ty ít hoặc không bị ảnh hưởng (Hyland và cộng sự 2019).

Đến năm 2035, chất lượng nước suy giảm và ô nhiễm gia tăng dự kiến sẽ gây thiệt hại 4,3% GDP hàng năm (Ngân hàng Thế giới 2018a). Dợt hạn hán nghiêm trọng năm 2016, ảnh hưởng đến 35% Việt Nam cho thấy ảnh hưởng nghiêm trọng đến khả năng tiếp cận nước sạch. Cao điểm của đợt hạn, hơn 2 triệu người không có đủ nước sinh hoạt. Hậu quả nặng nề nhất là ở khu vực Đồng bằng sông Cửu Long là nước đóng chai tăng giá gấp 10 lần vượt quá khả năng của những hộ gia đình nghèo, 60% - 90% cây trồng bị thiệt hại ở các huyện bị ảnh hưởng (Liên Hiệp Quốc và Chính phủ Việt Nam 2016). Xâm nhập mặn làm trầm trọng thêm tác động của hạn hán, ảnh hưởng đến chất lượng đất. Các đợt thiên tai như vậy gây ra hậu quả nặng nề cho các hộ gia đình đang sống dựa vào nguồn nước ngầm và sử dụng nước để phục vụ sản xuất nông nghiệp.

5.6. Biến đổi khí hậu

Biến đổi khí hậu trong Công ước Khung của Liên hợp Quốc về Biến đổi Khí hậu (United Nations Framework Convention on Climate Change) định nghĩa biến đổi khí hậu là "là sự thay đổi của khí hậu mà hoặc trực tiếp hoặc gián tiếp do tác động của hoạt động con người dẫn đến thay đổi thành phần khí quyển toàn cầu và ngoài ra là những biến thiên tự nhiên của khí hậu được quan sát trên một chu kỳ thời gian dài (hàng thập kỷ trở lên).

Nội dung của biến đổi khí hậu rất rộng và phức tạp còn nhiều vấn đề chưa thống nhất ví dụ như quá trình dao động nam ENSO (El Nino, La Nina) người ta chưa xem là đối tượng nghiên cứu của biến đổi khí hậu. Trong phần này chúng tôi chỉ giới hạn đề

cập tới một số đặc điểm về biến động nhiệt bề mặt và dao động mực nước trên khu vực Biển Đông và biển Việt Nam. Trong đó có đề cập tới các hiện tượng El Niño và La Niña /

El Niño là từ được dùng để chỉ hiện tượng nóng lên dị thường của lớp nước biển bề mặt ở khu vực xích đạo trung tâm và Đông Thái Bình Dương, kéo dài 8 - 12 tháng, hoặc lâu hơn, thường xuất hiện 3 - 4 năm 1 lần, song cũng có khi dài hơn hoặc thưa hơn.

La Niña là hiện tượng lớp nước biển bề mặt ở khu vực nói trên lạnh đi dị thường, xảy ra với chu kỳ tương tự hoặc thưa hơn El Niño.

Do sự hạn chế về nguồn số liệu (mật độ đo đạc, độ dài thời gian, các yếu tố quan trắc, đo đạc, điều kiện, thiết bị đo...) trên vùng biển Việt Nam. Trong vài năm trở lại đây việc nghiên cứu về hiện tượng ENSO và El Niño và hậu quả của nó bước đầu được quan tâm.

5.6.1 Biến đổi nhiệt độ trên vùng biển Việt Nam

5.6.1.1 Biến động nhiệt độ bề mặt theo tháng

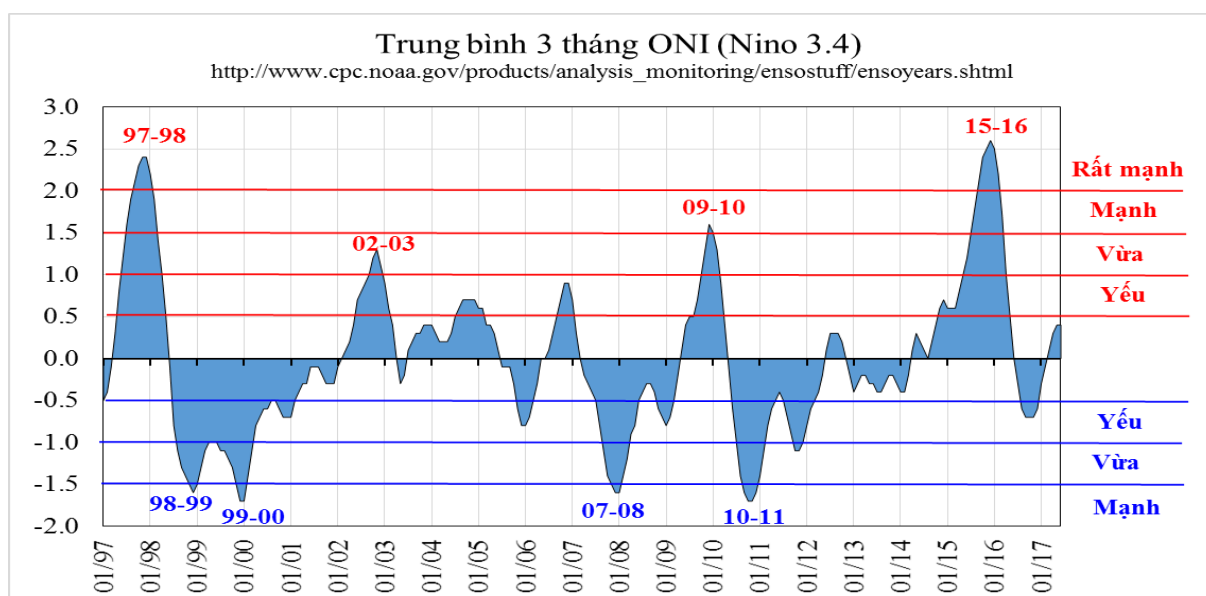
Bảng 5.1. Cường độ ENSO trong các năm điển hình thể hiện qua chỉ số ONI (Oceanic Niño Index) trung bình 3 tháng (1997-2017).

Loại ENSO	Mùa			JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ
VSE	1997	-	1998	1.6	1.9	2.1	2.3	2.4	2.4	2.2	1.9	1.4	1	0.5	-0.1
SL	1998	-	1999	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6	-1.5	-1.3	-1.1	-1	-1	-1
SL	1999	-	2000	-1.1	-1.1	-1.2	-1.3	-1.5	-1.7	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.6
WL	2000	-	2001	-0.6	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1
	2001	-	2002	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.1	0	0.1	0.2	0.4	0.7
ME	2002	-	2003	0.8	0.9	1	1.2	1.3	1.1	0.9	0.6	0.4	0	-0.3	-0.2
	2003	-	2004	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3
WE	2004	-	2005	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1
WL	2005	-	2006	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.6	-0.8	-0.8	-0.7	-0.5	-0.3	0	0
WE	2006	-	2007	0.1	0.3	0.5	0.7	0.9	0.9	0.7	0.3	0	-0.2	-0.3	-0.4
SL	2007	-	2008	-0.5	-0.8	-1.1	-1.4	-1.5	-1.6	-1.6	-1.4	-1.2	-0.9	-0.8	-0.5
WL	2008	-	2009	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.7	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.1	0.4
ME	2009	-	2010	0.5	0.5	0.7	1	1.3	1.6	1.5	1.3	0.9	0.4	-0.1	-0.6
SL	2010	-	2011	-1	-1.4	-1.6	-1.7	-1.7	-1.6	-1.4	-1.1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4
ML	2011	-	2012	-0.5	-0.7	-0.9	-1.1	-1.1	-1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	0.1

Loại ENSO	Mùa			JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ
	2012	-	2013	0.3	0.3	0.3	0.2	0	-0.2	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3
	2013	-	2014	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.4	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.2
WE	2014	-	2015	0.1	0	0.2	0.4	0.6	0.7	0.6	0.6	0.6	0.8	1	1.2
VSE	2015	-	2016	1.5	1.8	2.1	2.4	2.5	2.6	2.5	2.2	1.7	1	0.5	0
WL	2016	-	2017	-0.3	-0.6	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.3	-0.1	0.1	0.3	0.4	0.4

**Ghi chú:* E: El Niño; L: La Niña; W: yếu (0.5 - 0.9), M: vừa (1.0 - 1.4), S: mạnh (1.5 - 1.9), VS: rất mạnh (≥ 2.0).

Như vậy, chúng ta có thể dễ dàng xác định hoạt động của ENSO trong vùng Niño 3.4 từ năm 1998-2017. Hình 5.1 thể hiện rõ hơn mức độ mạnh/yếu của ENSO.



Hình 5.1: Chỉ số Niño Hải dương (ONI) [trung bình 3 tháng của ERSST.v5 với SST dị thường ở vùng Niño 3.4 (5N-5S, 120-170W)]

ENSO có tác động đáng kể đến khu vực Biển Đông (Xie và cs., 2003; Liu và cs., 2004; Wang và cs., 2006). Trong suốt pha mạnh của El Niño/La Niña, gió mùa mùa đông ở khu vực Đông Á trở nên yếu/mạnh hơn (Chen, 2002). ENSO tác động lên khởi đầu của gió mùa mùa hè ở Biển Đông, xảy ra trễ/sớm hơn trong năm suy yếu của El Niño/La Niña (Wu và Wang, 2000; Lau và Nath, 2009; Zhou và cs., 2008). SST ở Biển Đông có sự biến đổi lớn với hai đỉnh nóng lên trong mùa đông ở thời kỳ El Niño phát triển và trong mùa hè tiếp theo (Wang và cs., 2006), tương tự như sự kiện nóng lên trong năm 1998. Trong công trình của Huang và cs 2013, Sự biến đổi liên tục giữa SST ở Biển

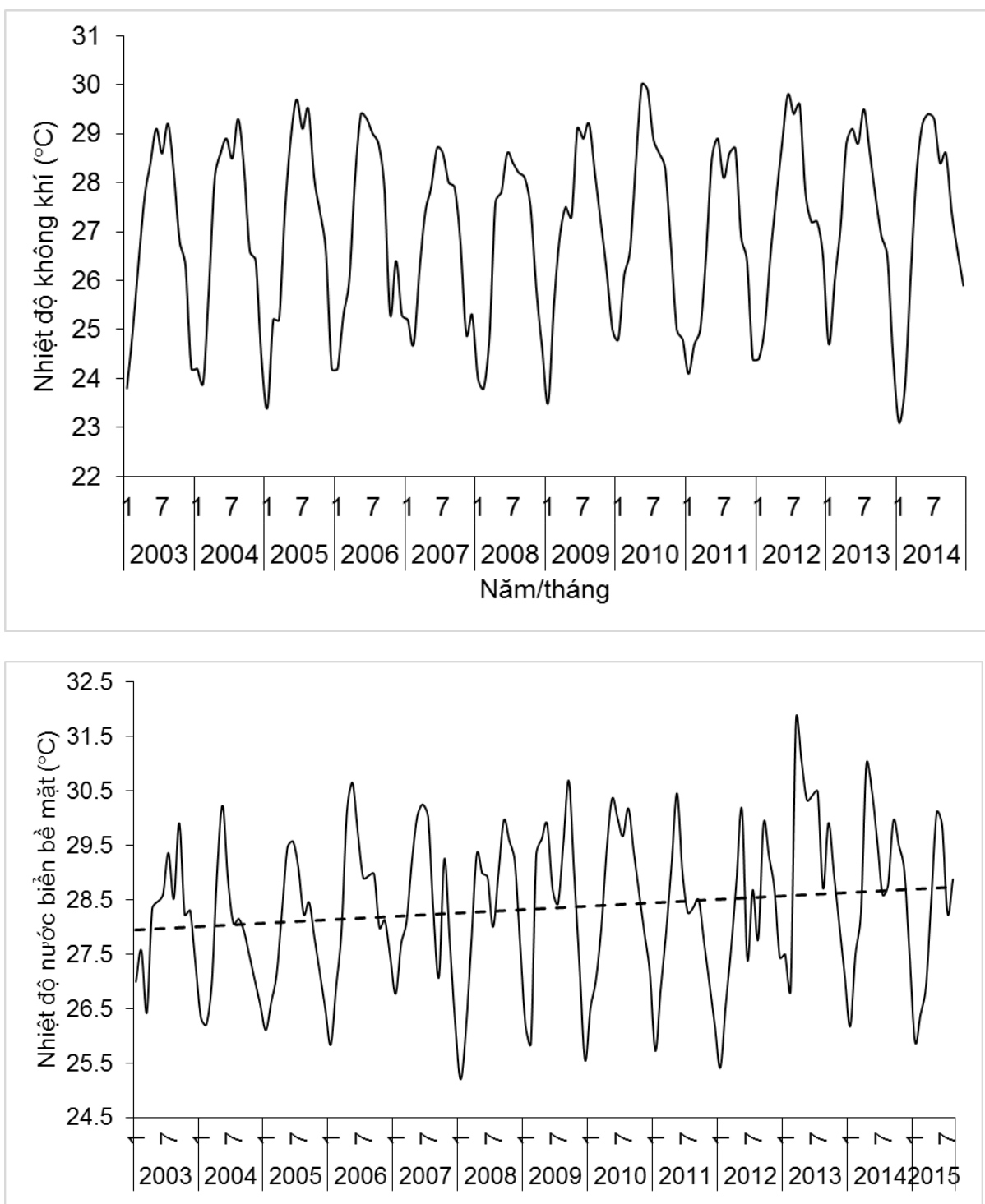
Đông được nghiên cứu theo mối tương quan của nó với El Niño/La Niña (EN/LN) sử dụng các kết quả phân tích hàng tháng từ cơ sở dữ liệu toàn cầu về Đại dương-Khí quyển (ICOADS, NOAA). SST có hai đỉnh với EN/LN và cho thấy các trạng thái không đối xứng

Bảng 5.2 : Ảnh hưởng của ENSO lên điều kiện khí hậu trên Biển Đông

Pha ENSO	Gió mùa mùa đông	Gió mùa mùa hè	SST ở Biển Đông	Áp cao cận nhiệt đới	Lượng mưa
El Niño	Yếu hơn	Khởi đầu trễ hơn, cường độ yếu hơn	Nóng hơn vào giữa mùa hè (tháng 6-8) và kéo dài đến tháng 9-10.	Suy yếu	Khô hạn vào mùa hè; Tăng lượng mưa dị thường vào mùa đông (tháng 1,2,3)
La Niña	Mạnh hơn	Khởi đầu sớm hơn, cường độ mạnh hơn	Lạnh đi vào tháng 12-1.	Tăng cường	Gây mưa nhiều vào nhiều hơn vào nửa cuối mùa bão (tháng 9, 10, 11).

5.6.1.2 Biến động nhiệt độ tăng mặt theo chu kỳ năm, chu kỳ nhiều năm

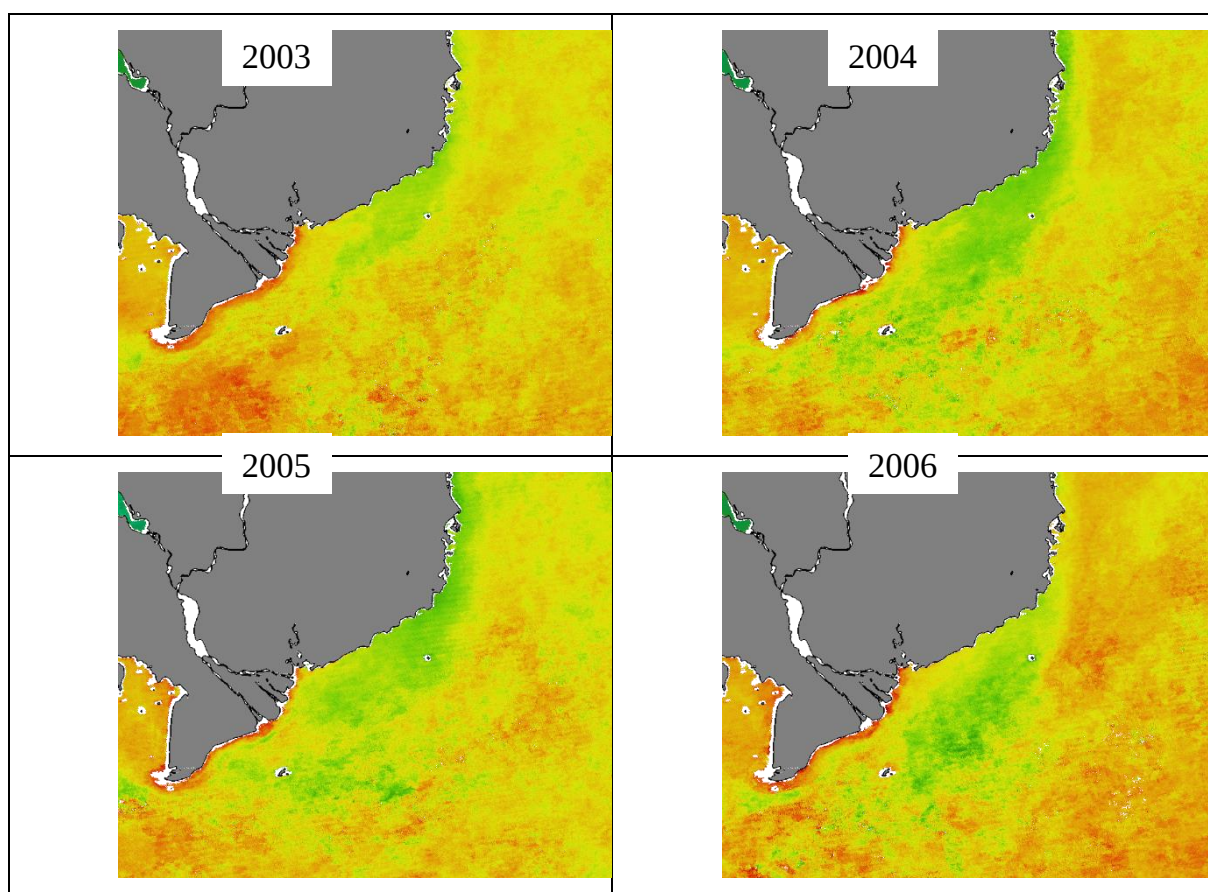
Kết quả xử lý ảnh viễn thám cho thấy biến động nhiệt độ nước biển trung bình tháng (hình 5.3) biến động đồng thời với nhiệt độ không khí. Điều này cho thấy, có thể áp dụng kết quả giải đoán ảnh viễn thám để xác định sự biến động theo chu kỳ mùa, chu kỳ năm và chu kỳ nhiều năm của SST ở vùng biển nghiên cứu.

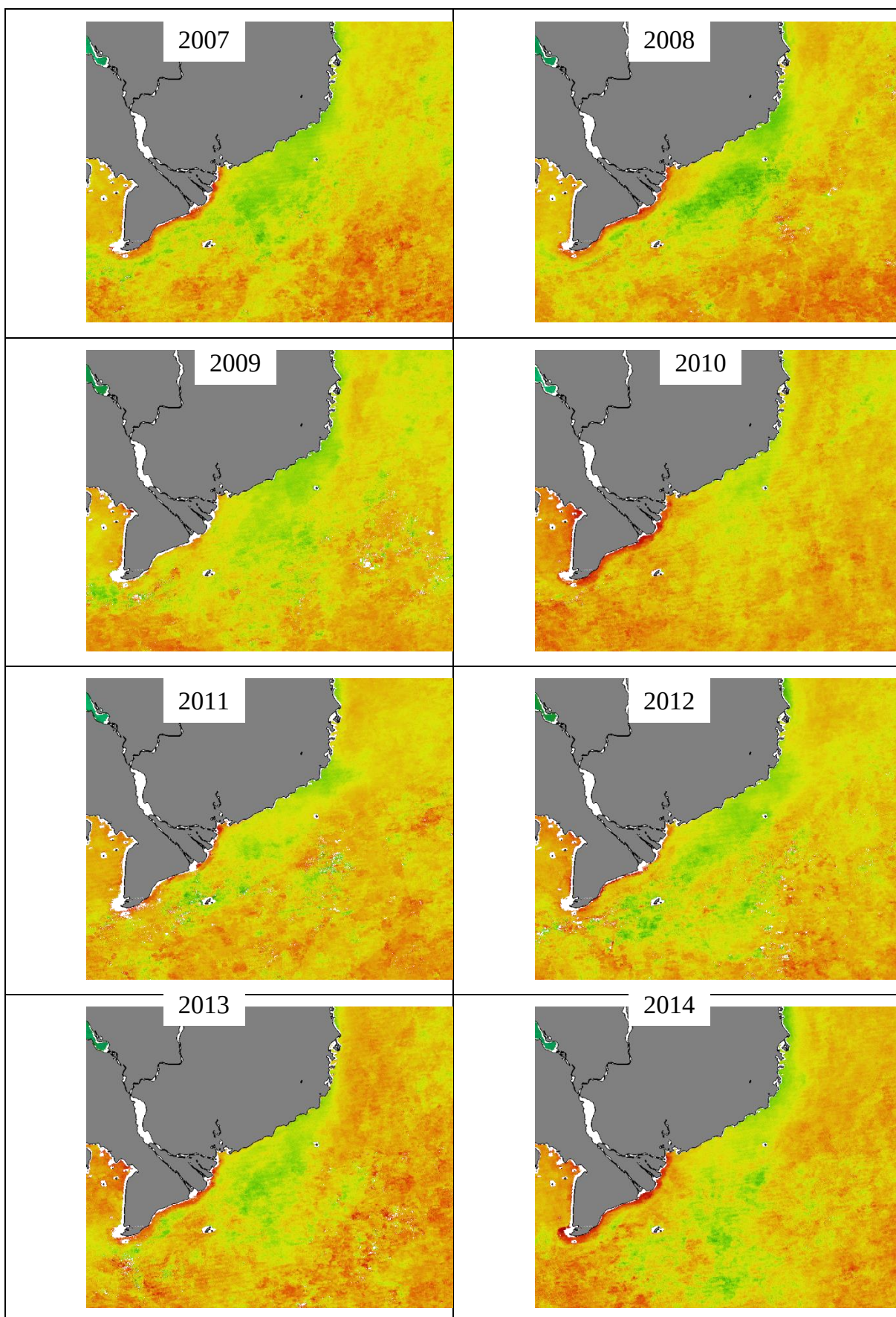


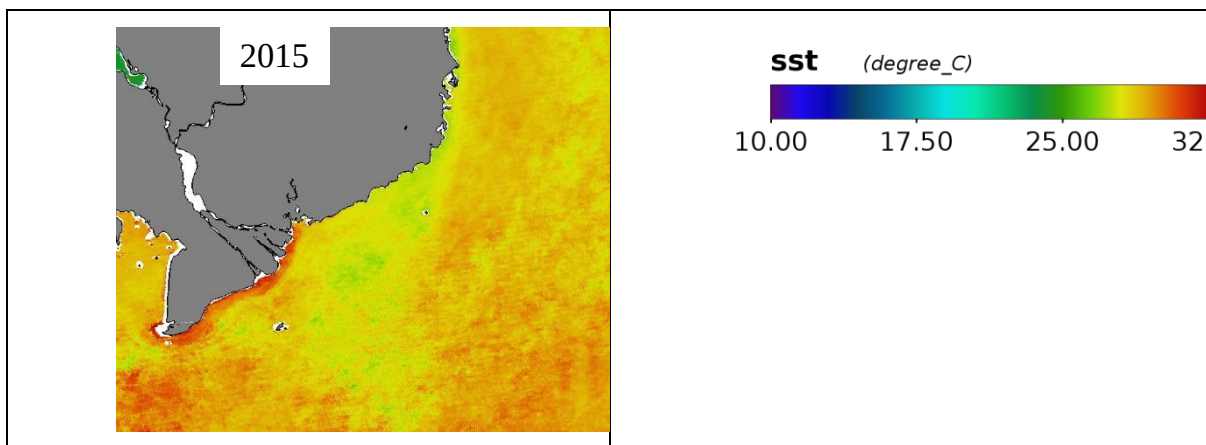
Hình 5.3: Nhiệt độ nước biển trung bình tháng (dưới) và nhiệt độ không khí (trên) trên vùng biển Việt Nam.

Nhiệt độ nước tầng mặt biến động mạnh theo chu kỳ mùa, chu kỳ năm và chu kỳ nhiều năm. Nhiệt độ bề mặt biển trung bình tháng biến động từ 22,23°C vào tháng 01/1984 đến 29,26°C vào 6/2010. Kết quả giám sát nhiệt độ nước biển bề mặt từ ảnh

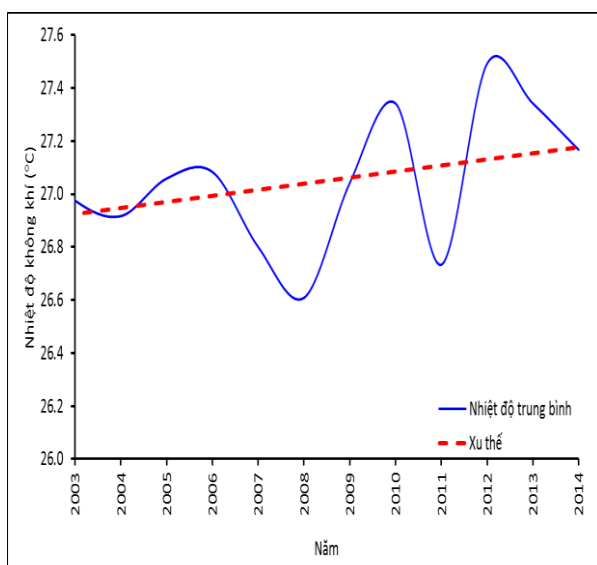
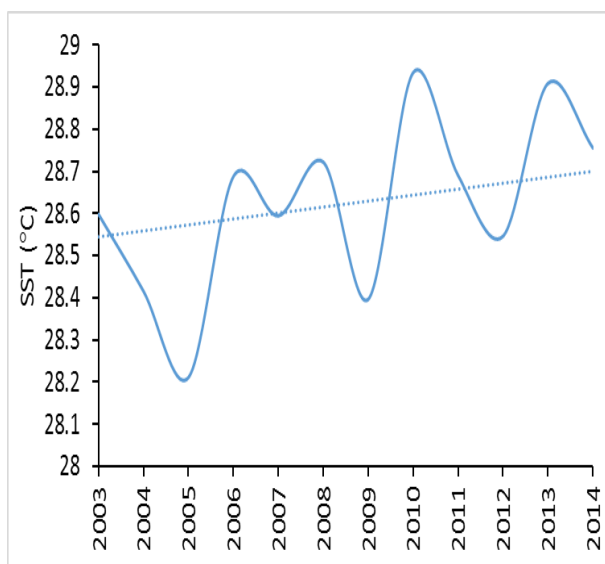
viễn thám (Hình 5.3-5.7) cho thấy SST trung bình ở vùng nghiên cứu có xu thế tăng lên từ năm 2003 đến 2015. Biến động của SST từ MODIS phù hợp với biến động của mô hình và dữ liệu giám sát. Dựa vào biến động không gian của SST (Hình 5.7) cho thấy tồn tại khối nước lạnh phía ngoài khơi cửa sông Cửu Long. Mặt khác, dựa vào nhiệt độ trung bình tháng nhiều năm, SST thấp nhất được xác định vào tháng giêng, và cũng cao hơn 25°C (Hình 5.7). Đặc biệt là vào thời gian tháng 6 – 9, xuất hiện lưới nhiệt độ phía bên ngoài vùng biển Ninh Thuận – Bình Thuận, đây cũng là thời điểm xuất hiện hiện tượng nước trôi trong khu vực.



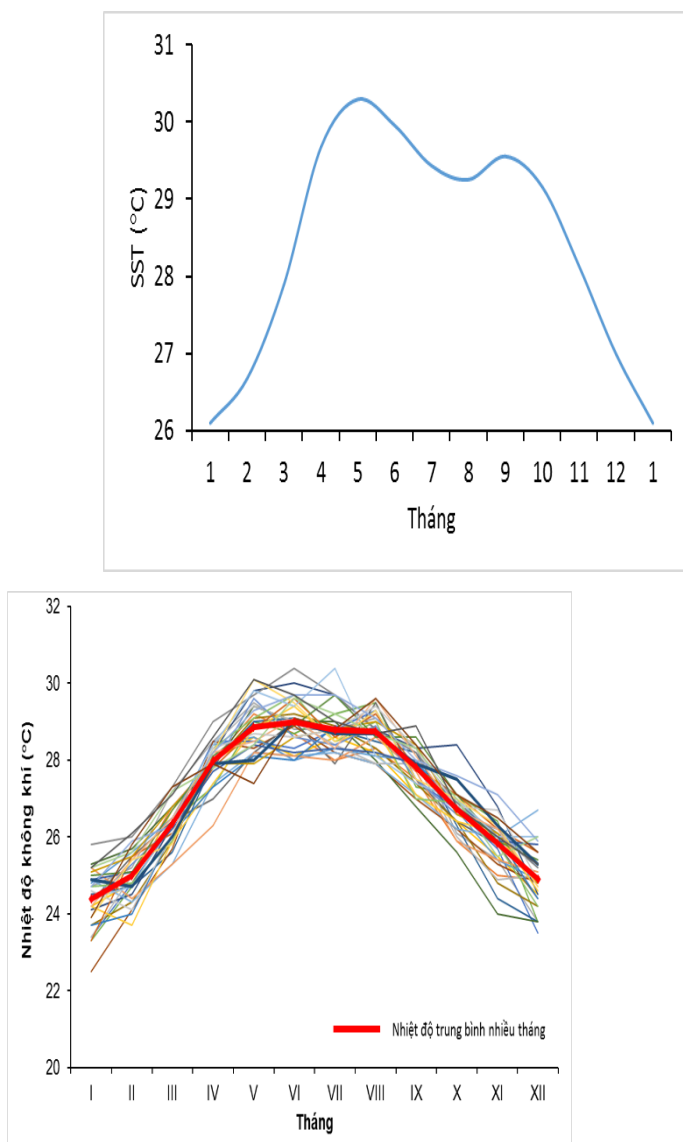




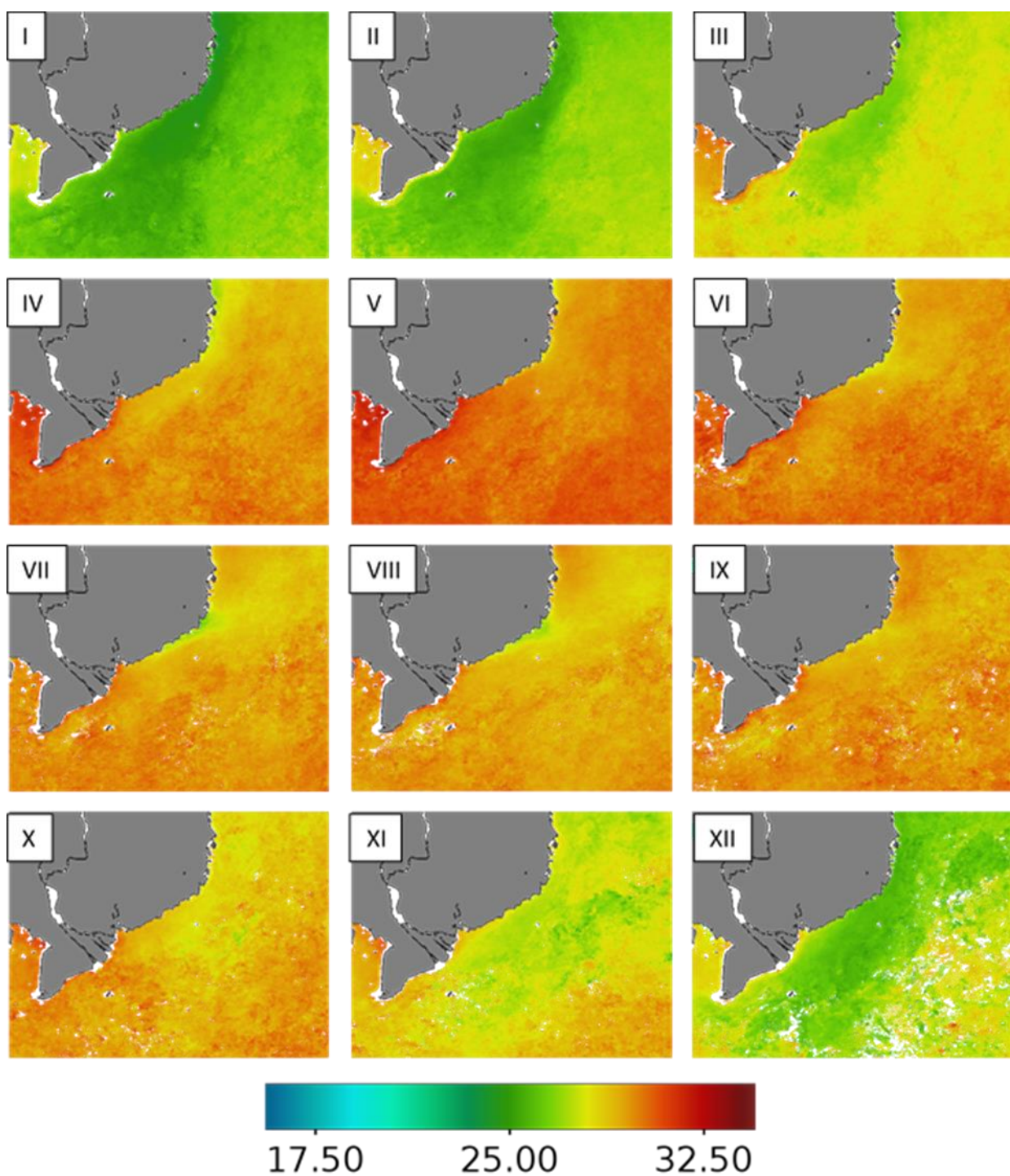
Hình 5.4 : Phân bố SST trung bình năm ở vùng nghiên cứu từ ảnh MODIS



Hình 5.5 : SST trung bình năm (trái) và nhiệt độ không khí (Phải)



Hình 5.6: SST trung bình tháng nhiều năm ở khu vực nghiên cứu



Hình 5.7: Phân bố SST trung bình tháng nhiều năm ở vùng nghiên cứu

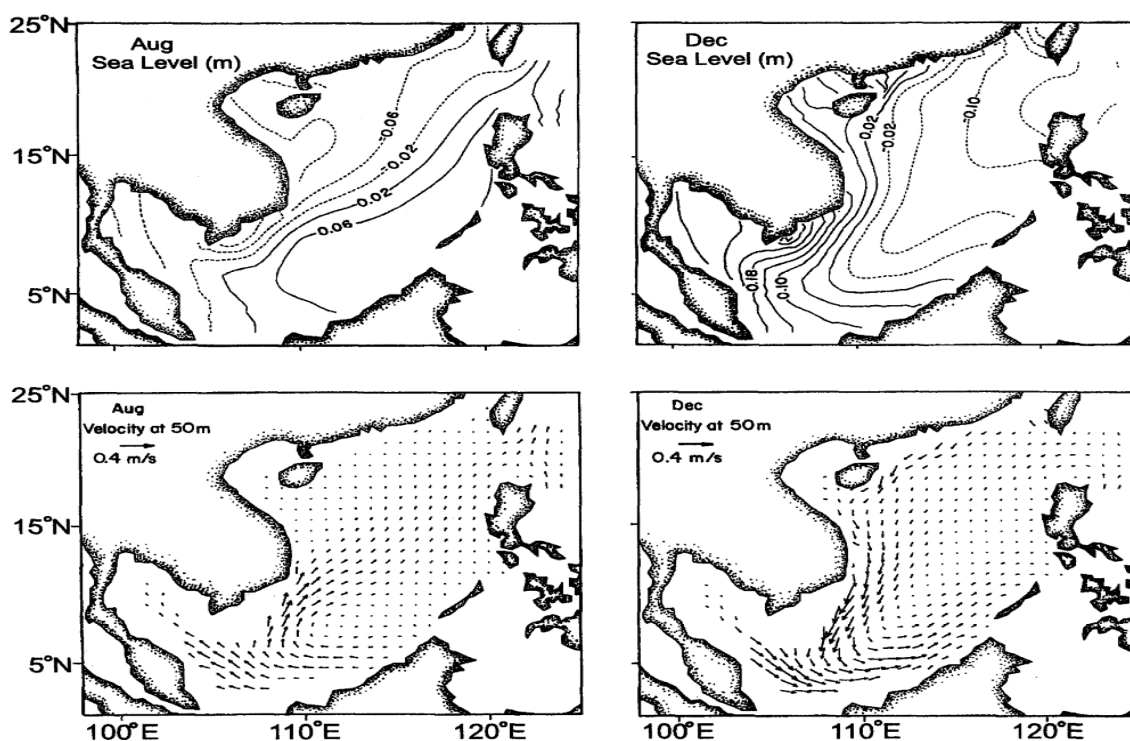
5.6.2. Dao động mực nước mùa, năm, nhiều năm

5.6.2.1. Trên Biển Đông

Độ cao bề mặt nước biển ở Biển Đông được phân tích từ các dữ liệu đo độ cao Topex / Poseidon từ năm 1992 đến năm 1995(Ping-Tung Shaw et all 1999). Các dị

thường mực nước biển được làm trơn dọc theo các quỹ đạo vệ tinh và theo thời gian với việc lọc các sai số thủy triều giảm từ phân tích điều hòa. Dữ liệu được làm trơn được lấy từng đoạn mười ngày với độ dài 40 km. Dữ liệu cho thấy có sự thay đổi đáng kể hàng năm của mực nước bề mặt biển.

Mùa đông, mực nước biển thấp trên toàn bộ phần lưu vực sâu của Biển Đông có hai khu vực thấp cục bộ nằm ở trung tâm Luzon và thềm Sunda. Vào mùa hè, mực nước biển cao ở ngoài khơi Luzon và ngoài khơi Sunda. Vùng thấp ven bờ Việt Nam phân cách với hai vùng mực nước cao. Ranh giới của vùng nước bề mặt thấp Việt Nam và cao Sunda trùng với vị trí nơi dòng chảy mạnh ven bờ phía Tây Biển Đông tách bờ biển Việt Nam ra khơi đã được phát hiện trong các nghiên cứu trước đây (Hình 5.8). Qua phân tích thành phần chính cho thấy sự biến động mực nước biển bao gồm chủ yếu tương ứng với hai chế độ của xoáy gió. Chế độ thứ nhất đại diện cho dao động trong lưu vực phía nam và cho thấy có ít biến động giữa các năm. Dao động thứ hai thì lại yếu ở lưu vực phía nam và mạnh nhất ngoài khơi miền Trung Việt Nam

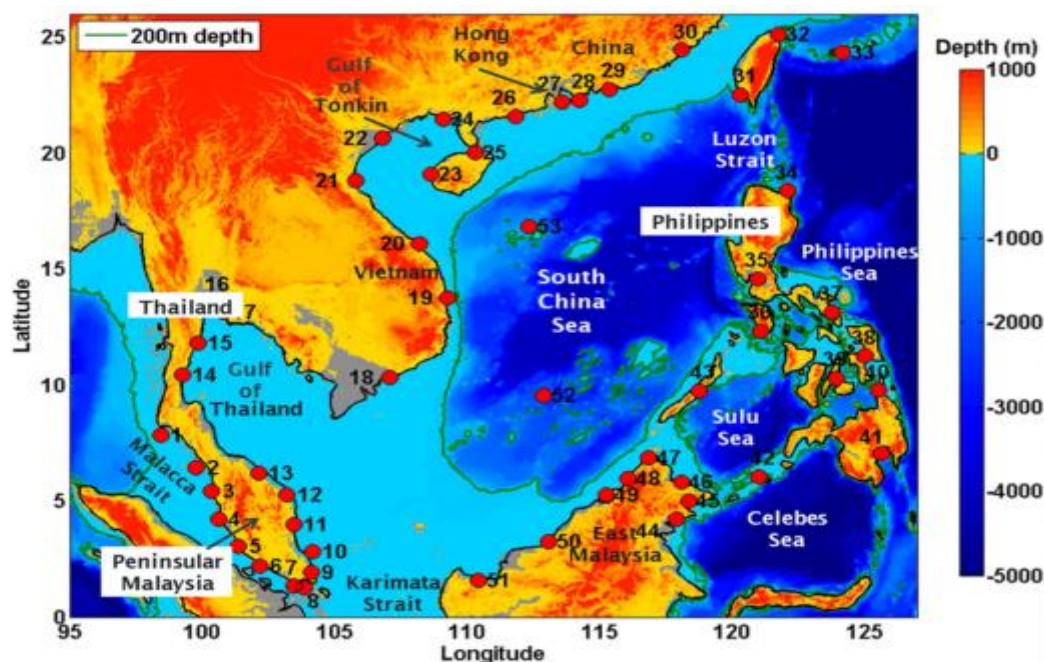


Hình 5.8: Phân bố trường mực nước bề mặt biển trung bình khí hậu (Hàng trên) và vận tốc dòng theo phương ngang ở độ sâu 50 m (Hàng dưới) vào tháng 8 và tháng 12 theo Shaw và Chao 1994. Khoảng cách giữa các đường đẳng trị mực nước biển là 0,04

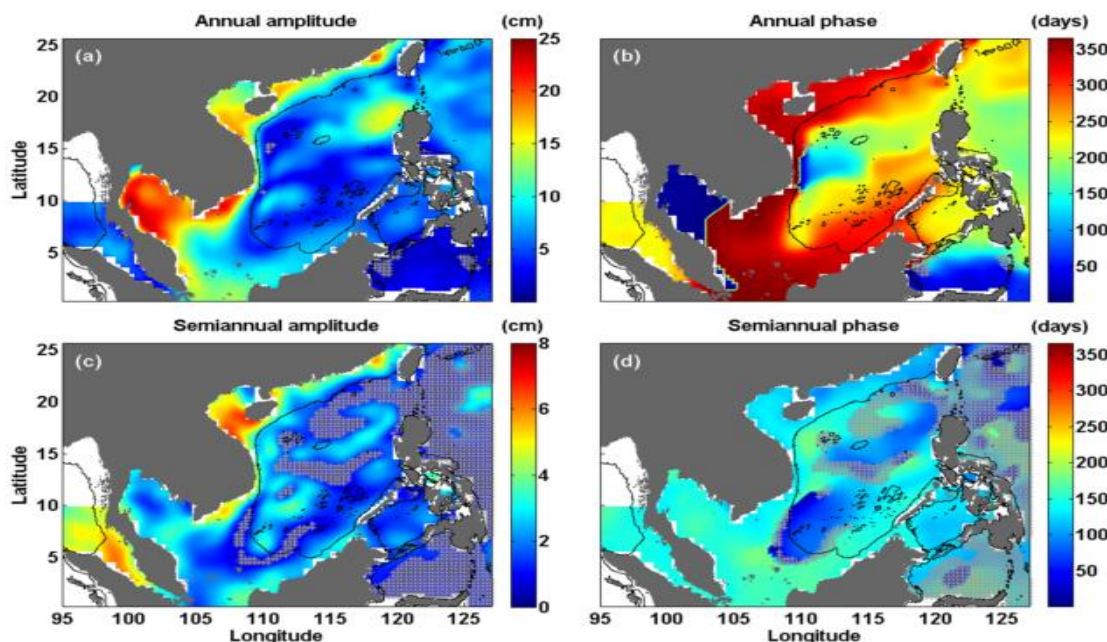
m với các đường đẳng trị có giá trị âm thể hiện bằng đường đứt nét. Thang đo véc tơ vận tốc dòng chảy là $0,4 \text{ m s}^{-1}$.

+ Chu kỳ mùa và sự biến đổi của mực nước biển trên Biển Đông

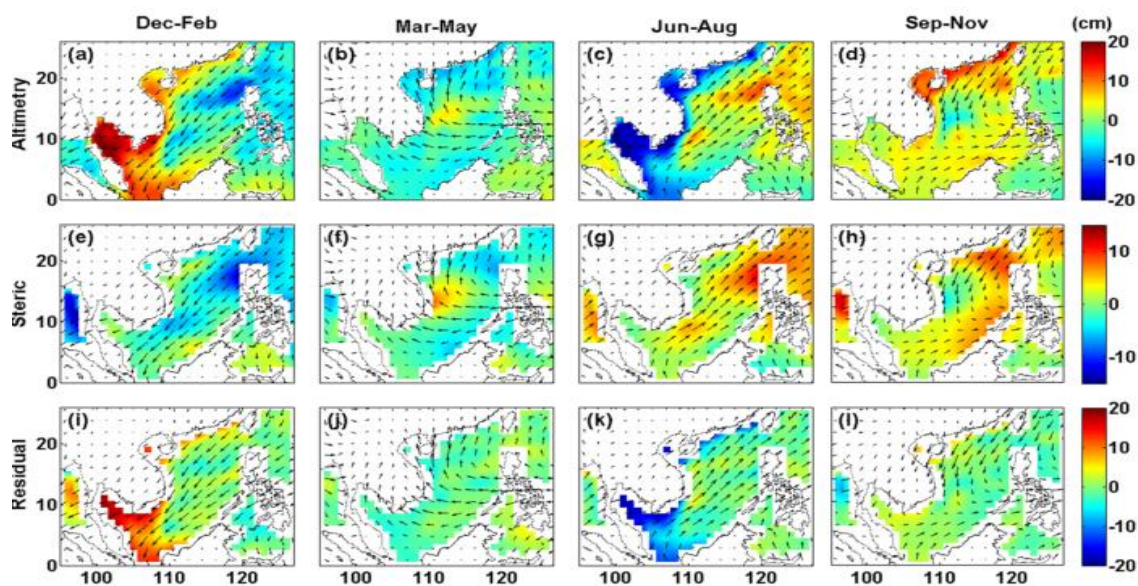
Các đặc điểm không gian và thời gian của chu kỳ mực nước biển theo mùa ở Biển Đông và các cơ chế hình thành của chúng được phân tích trên cơ sở sử dụng các chuỗi số liệu đo thủy triều và quan trắc độ cao vệ tinh cùng với dữ liệu khí tượng (Hình 5.9 - A. M. Amiruddin et al 2015). Biên độ trung bình mực nước hàng năm ven biển có chu kỳ mùa thay đổi trong khoảng từ 0 đến 24 cm, đạt cực đại trong khoảng từ tháng 7 đến tháng 1. Biên độ trung bình nửa năm tối đa là 7 cm, đạt cực đại từ tháng 3 đến tháng 6. Dọc theo bờ biển, mức độ chu kỳ mùa có thể tới 92% mức biến động mực nước biển trung bình hàng tháng. Áp suất khí quyển lý giải một phần đáng kể của chu kỳ theo mùa với các tín hiệu hàng năm chiếm ưu thế ở phía Bắc Biển Đông, Vịnh Thái Lan và biển Tây Bắc Philippines. Lực do gió chiếm ưu thế trên các khu vực thềm lục địa Biển Đông và Vịnh Thái Lan, nơi một mô hình đồng nhất mật độ đơn giản do gió địa phương tạo thành cho thấy biên độ hàng năm lên tới 27 cm. Trong lưu vực sâu của Biển Đông, Biển Philippines và Eo biển Malacca nông, thành phần steric (biến đổi nhiệt, muối) là đóng góp chính với biên độ tối đa hàng năm đạt tới 15 cm (Hình 5.10). Sự thay đổi đáng kể trong chu kỳ theo mùa được tìm thấy từ năm này qua năm khác. Biên độ hàng năm và nửa năm thay đổi tới 63% và 45% giá trị tối đa, tương ứng là 15 cm và 11 cm. Trung bình, phân tích hồi quy từng bước đóng góp của các yếu tố tác động khác nhau chiếm tới 66% biến động theo thời gian của chu kỳ hàng năm. Gió địa phương đã được phát hiện gây ảnh hưởng đáng kể ở eo biển Malacca (Hình 5.11).



Hình 5.9: Sơ đồ phân bố các trạm thủy triều trên Biển Đông mà số liệu đo đã được sử dụng

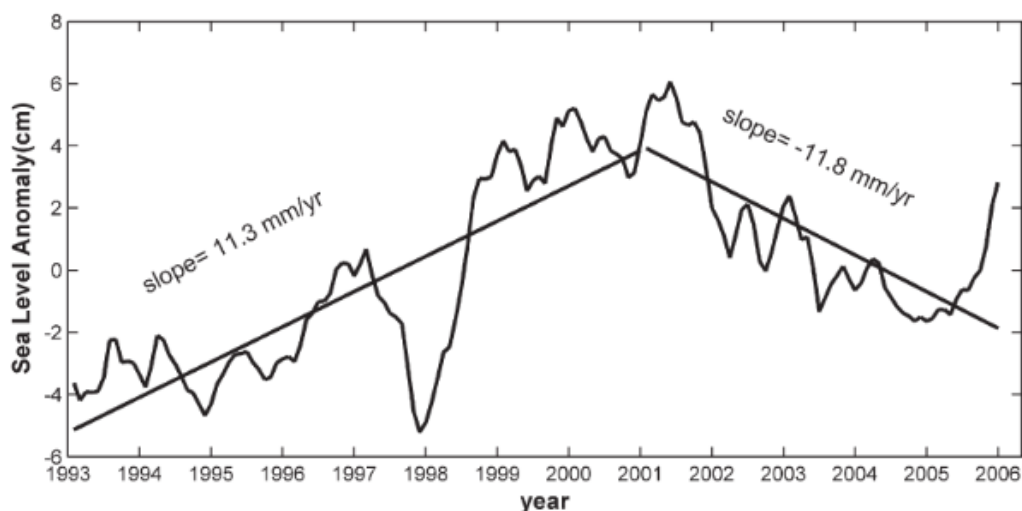


Hình 5.10: Các dao động điều hòa theo mùa của dữ liệu độ cao (1993-2012). Biên độ (cm) và pha (ngày) của chu kỳ năm (hàng trên) và nửa năm (hàng dưới). Màu xám thể hiện vị trí mà ở đó biên độ theo thống kê đạt 95% độ đảm bảo.

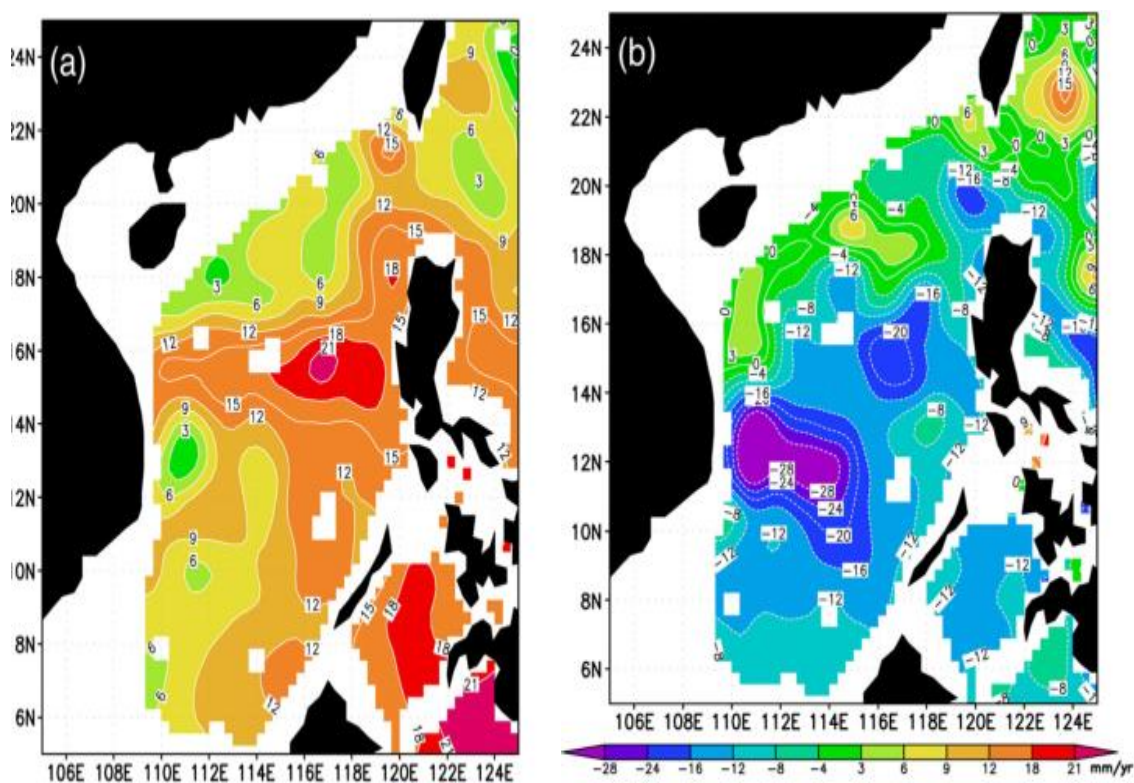


Hình 5.11: So sánh các biến đổi theo mùa của (a-d) độ cao mực nước biển, (e-h) độ cao do biến đổi nhiệt muối và (i – l) phần dư. Các véc tơ chỉ biến động hướng dòng gió.

Sử dụng hơn 13 năm dữ liệu dị thường mực nước biển (SLA) từ dữ liệu độ cao tương đối hợp nhất để phân tích xu thế biến động mực nước biển ở Biển Đông (Xuhua Cheng et al 2007). Kết quả cho thấy mực nước biển trung bình trên toàn Biển Đông tăng với tốc độ 11,3 mm / năm trong giai đoạn từ năm 1993 - 2000 và giảm với tốc độ 11,8 mm / năm trong năm 2001 – 2005 (Hình 5.12, 5.13). Sự phân bố theo không gian địa lý của các biến động mực nước biển trên Biển Đông là không đối xứng với một khu vực tồn tại trong vùng nước sâu. Xu hướng biến đổi mực nước biển cũng được kiểm tra bằng dữ liệu Ishii và dữ liệu đồng bộ hóa MITgcm. Kết quả chỉ ra rằng sự thay đổi nhiệt của lớp trên của Biển Đông có đóng góp đáng kể vào các biến đổi mực nước biển. Phân tích nguồn dự trữ nhiệt năng cho thấy đối lưu nhiệt có thể là một yếu tố chính ảnh hưởng đến sự thay đổi nhiệt. Ngoài sự đóng góp nhiệt năng, tác động của trao đổi nước đối với sự thay đổi mực nước biển cũng đã được nghiên cứu.



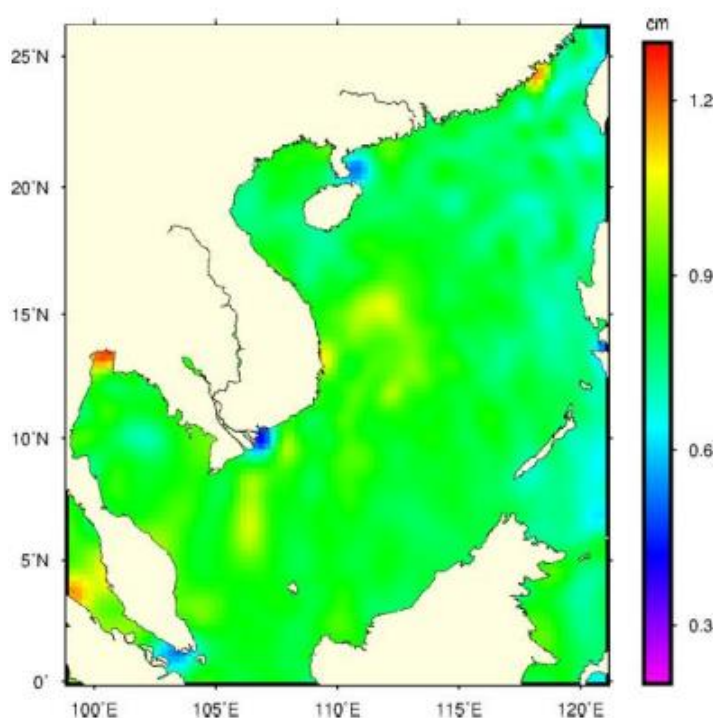
Hình 5.12. Sự phát triển theo thời gian của biến động mực nước bề mặt Biển Đông từ tháng 1 năm 1993 đến tháng 12 năm 2005. Chuỗi thời gian được lấy trung bình cho các thời đoạn 3 tháng và đường xu hướng tuyến tính được biểu thị lên đường cong.



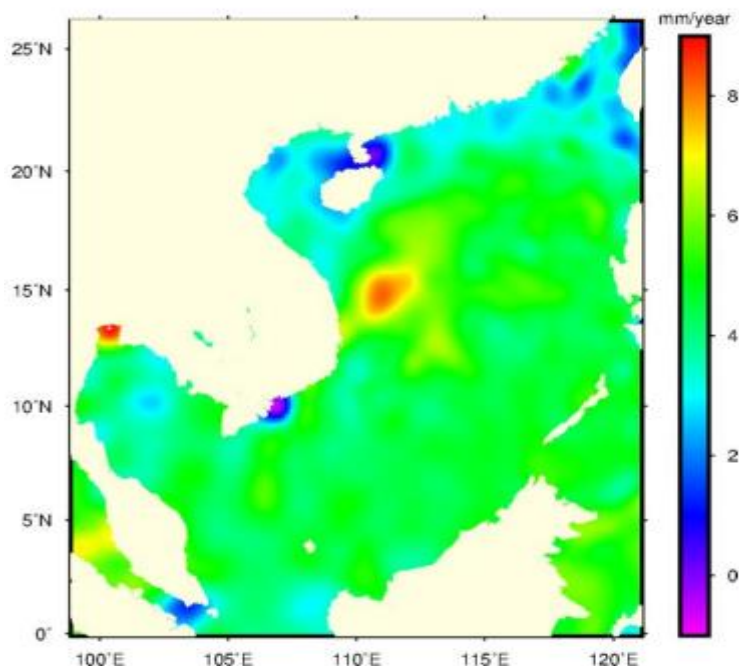
Hình 5.13. Phân bố theo không gian địa lý của xu hướng thay đổi mực nước biển trên Biển Đông với thời gian (a) 1993 - 2000, (b) 2001 - 2005; đơn vị: mm / năm.

Mực nước biển dâng do biến đổi khí hậu là không đồng nhất trên toàn cầu, đòi hỏi phải có dự tính khu vực. Hành vi không gian-thời gian của dị thường mực

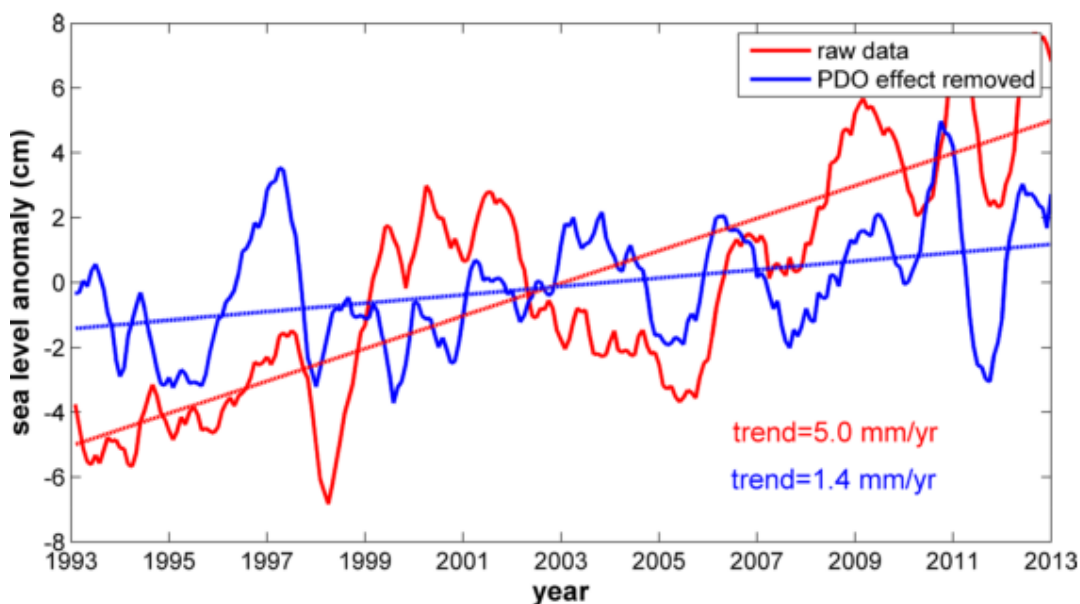
nước biển (SLA) ở Biển Đông (SCS) đã được phân tích (Yanguang Fu et al. 2019) trong khoảng thời gian 24 năm từ 1993 đến 2016. Dựa trên phân bố không gian SLA trung bình hàng tháng và theo mùa trong Biển Đông, sự biến đổi mạnh của SLA chủ yếu do gió mùa. Biến động của SLA là khác nhau trong mỗi tháng, lớn nhất vào tháng Bảy và tháng Mười Hai, và nhỏ nhất vào tháng Tư. Xu thế tuyến tính dương của mực nước biển đã được ước tính trong hầu hết các trường hợp. Xu hướng mực nước biển trung bình ở Biển Đông cho thấy sự gia tăng $4,42 \pm 0,25$ mm/năm từ năm 1993 đến 2016 (Hình 5.14). Các xu thế biến đổi theo không gian (từ ảnh vệ tinh) và thời gian (có tính đến hiệu ứng PDO) của dao động mực nước trên Biển Đông (Hình 5.15, 5.16)



Hình 5.14: Phân bố theo không gian trung bình năm của dị thường mực nước (SLA) từ 1993 -2016



Hình 5.15 : Xu thế tuyến tính của biến đổi không gian độ cao mực nước từ ảnh vệ tinh trên Biển Đông (1993-2016)



Hình 5.16: Chuỗi thời gian của dị thường mực nước trong Biển Đông (Đường màu đỏ) và chuỗi thời gian dư tính sau khi loại biến quan hệ PDO (Pacific decadal oscillation) Đường màu xanh nước biển) và đường xu thế tuyến tính.

5.6.2.2. Trên Biển Việt Nam.

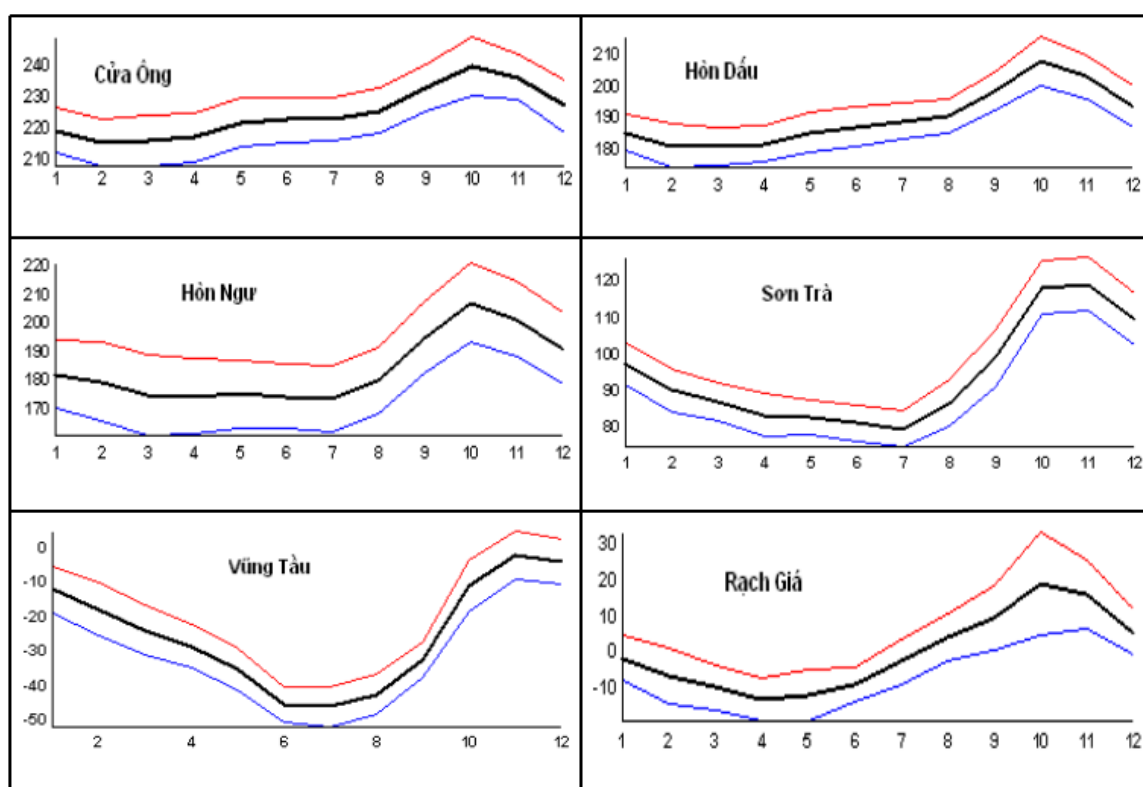
Đánh giá biến động mực nước biển cực trị do ảnh hưởng của biến đổi khí hậu phục vụ chiến lược kinh tế biển. KC09.23/06-10, KC 09/06-10.

Bảng 5.3: Thông tin một số trạm quan trắc mực nước biển ở Việt Nam

TT	Trạm	Tọa độ	Số năm có số liệu mực nước			
			Số liệu tháng, năm		Số liệu từng giờ	
			Thời kỳ	Số năm	Thời kỳ	Số năm
1	Cửa Ông	21°02'N-107°22'E	1962-2007	46	1987-2007	22 (4 obs)
2	Bãi Cháy	20°58'N-107°04'E	1986-2007	21	1986-2007	22 (4 obs)
3	Cô Tô	20°58'N-107°46'E	1960-2007	48	1986-2007	22 (4 obs)
4	Hòn Dấu	20°40'N-106°49'E	1957-2008	52	1960-2008	49
5	Hòn Ngur	18°48'N-105°46'E	1961-2008	48	1961-2008	48
6	Cồn Cỏ	17°10'N 107°22'E	1980-2007	28	1986-2007	22 (4 obs)
7	Sơn Trà	16°06'N-108°13'E	1978-2008	31	1980-2008	29
8	Quy Nhơn	13°45'N-109°13'E	1976-2009	34	1976-2008	33
9	Vũng Tàu	10°20'N-107°04'E	1978-2009	32	1978-2009	32

Bảng.5.4. Giá trị trung bình tháng nhiều năm và độ lệch bình phương trung bình của mực nước (cm)của các trạm thủy triều ven biển Việt Nam

Tháng											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Bãi Cháy (20°58'N-107°04'E)											
200	197	196	198	201	202	205	207	213	222	215	208
7	7	7	8	7	9	5	3	5	6	6	6
Cô Tô (20°58'N-107°46'E)											
195	191	192	194	196	197	198	201	208	217	212	203
7	5	6	5	7	5	5	5	5	7	5	5
Hòn Dấu (20°40'N-106°49'E)											
185	180	180	181	185	187	188	190	198	207	203	193
6	7	6	6	6	6	6	5	6	8	7	7
Hòn Ngự (18°48'N-105°46'E)											
182	179	175	174	175	174	173	179	194	207	201	191
12	14	14	13	12	11	11	11	13	14	13	13
Sơn Trà (16°06'N-108°13'E)											
97	90	87	83	82	81	79	86	99	118	119	109
6	6	5	6	5	5	5	6	8	7	7	7
Quy Nhơn (13°45'N-109°13'E)											
158	153	151	148	148	144	141	144	155	169	174	168
5	6	8	8	8	8	7	6	9	8	9	7
Vũng Tàu (10°20'N-107°04'E)											
-12	-18	-24	-29	-36	-46	-46	-43	-33	-11	-3	-4
7	8	7	6	6	5	6	6	5	7	7	6



Hình 5.17. Biến trình năm (tháng, mùa) của mực nước tại một số trạm điển hình ven biển Việt Nam.

Bảng 5.5. Xu thế biến đổi mực nước biển tại các vùng khác nhau dọc dải bờ biển Việt Nam và kề cận.

TT	Tên trạm	Vùng biển	Xu thế	Giá trị (mm/năm)
1	Zapo	Đông Bắc Hải Nam (21°58N; 111°83E)	dâng	1,9
2	Hòn Dấu	Vịnh Bắc Bộ	dâng	3,8
3	VT 19	Vịnh Bắc Bộ (19°82N; 106°05E)	dâng	0,8*
4	Đà Nẵng	Trung Bộ	dâng	1,9
5	VT 15	Trung Bộ (15°04N; 109°99E)	dâng	1,2*
6	Quy Nhơn	Trung Bộ	hạ	1,3
7	Vũng Tàu	Đông Nam Bộ	dâng	3,4
8	Ko Lak	Vịnh Thái Lan (11°78N; 99°81E)	hạ	0,7

*) Theo kết quả phân tích số liệu viễn thám cao độ mặt biển của A. Morimoto, ĐH Nagoya.

Bảng 5.6. Đánh giá các hợp phần mực nước biển dâng (cm) tại Hải Phòng theo xu thế hiện tại

Năm	2030	2050	2070	2100
Mực nước dâng theo số liệu quan trắc	11	19	27	38
Mực nước dâng do hạ mặt đất	1	2	3	4
Mực nước biển dâng thực tế	10	17	24	34

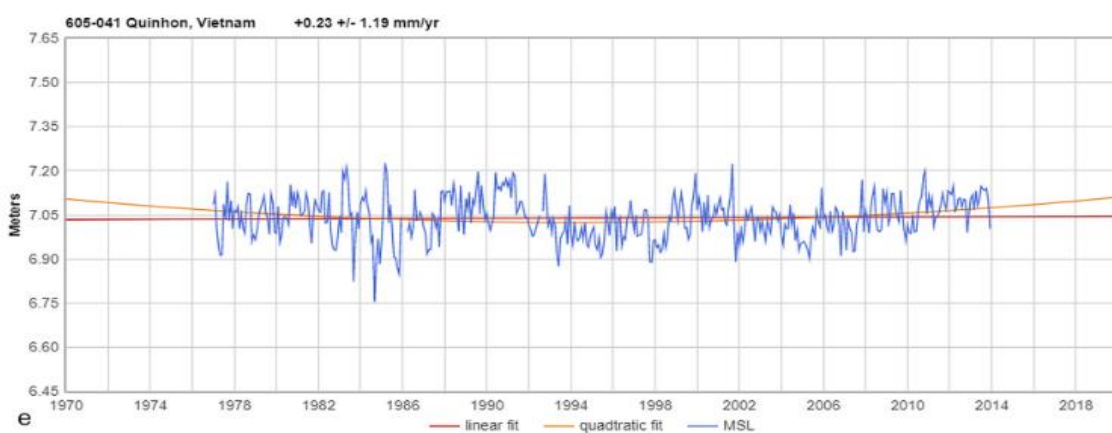
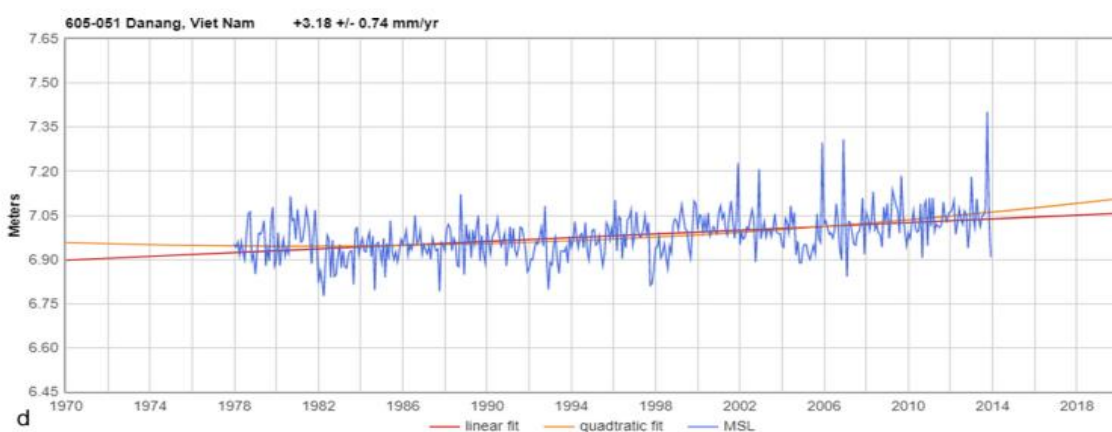
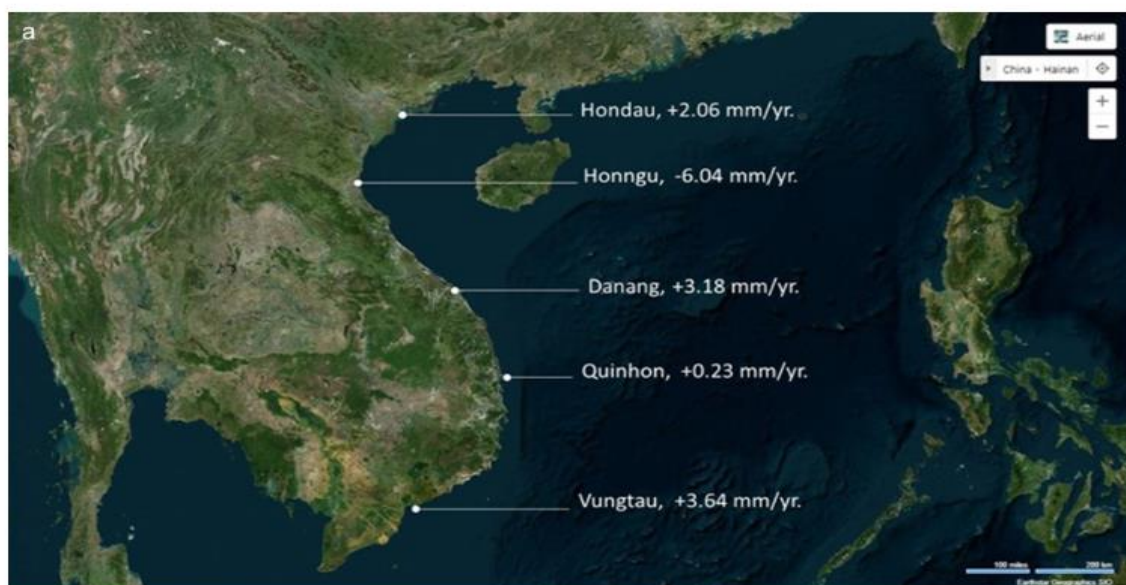
Bảng 5.7. Đánh giá mực nước biển dâng (cm) tại Hải Phòng có tính đến ảnh hưởng của BĐKH

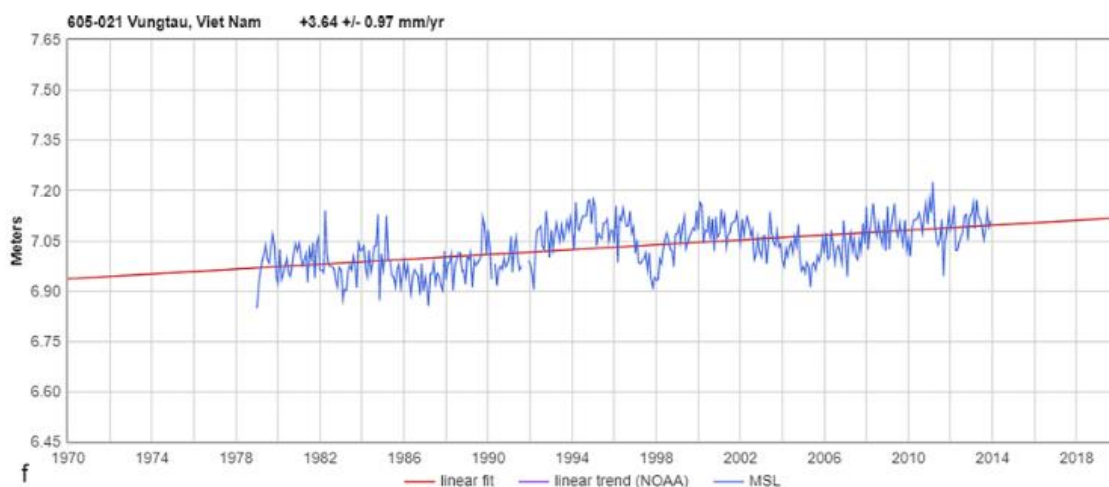
Năm	2030	2050	2070	2100
Mức nước dâng theo xu thế hiện tại	10	17	24	34
Mức nước dâng tối đa do biến đổi triều	1	2	5	7
Tổng cộng mức nước dâng	11	19	29	41
Kịch bản* thấp (B1)	17	28	42	65
Kịch bản* trung bình (B2)	17	30	46	75
Kịch bản* cao (A1F1)	17	33	57	100

* các kịch bản của Bộ Tài nguyên và Môi trường [4].

Bảng 5.8: Tốc độ biến đổi mực nước các trạm thủy triều ven biển Việt Nam

Trạm thủy triều	PSMSI Id.Mã Quốc tế	Vĩ độ (N)	Kinh độ (E)	Thời gian bắt đầu chuỗi thống kê	Thời gian cuối của chuỗi thống kê	Tốc độ tăng tương đối của mực nước biển (mm/năm)	Gia tốc của mực nước biển tương đối (mm/năm ²)
Hòn Dấu	841	20,667	106,8	1957/1	2013/12	+2,06	-0,0106
Hòn Ngư	1003	18,8	105,767	1962/1	2013/12	-6,04	-0,3300
Quy Nhơn	1449	13,767	109,25	1977/1	2013/12	+0,23	+0,2640
Đà Nẵng	1475	16,1	108,217	1978/1	2013/12	+3,18	+0,2120
Vũng Tàu	1495	10,333	107,067	1979/1	2013/12	+3,64	-0,0960
Quy Nhơn II	2267	13,775	109,255	2007/11	2016/11	NA	NA
Vũng Tàu II	2268	10,34	107,072	2007/11	2016/11	NA	NA





Hình 5.18: Phân bố các trạm đo thủy triều Việt Nam (a). Xu thế biến động mực nước tại các trạm (b-f) (A Parker 2020).

Trên cơ sở trung bình tháng trong 42 năm (1975 – 2016) của mực nước thủy triều trạm Quan trắc Hải dương học và môi trường biển Cầu Đá (Năm 1989 không có số liệu). Trong giai đoạn 42 năm, có 02 năm dao động mực nước trung bình năm thấp là năm 1988 (-11 cm) và 1998 (-11 cm).

Trong chuỗi thời gian này đã xuất hiện 02 tháng mực nước cao lịch sử, đó là tháng 10/2010 (giai đoạn La Niña cường độ vừa) (độ cao mực nước thủy triều trừ đi mực nước trung bình trong 42 năm (122 cm) đạt giá trị trung bình tháng +36 cm lúc 01 giờ ngày 30/10/2010 với dao động +119 cm, điều này có nét khá tương đồng so với nghiên cứu của Fang và nnk. (2014) trên toàn Biển Đông và trong tháng 12/2016 (giai đoạn La Niña cường độ yếu), mực nước cao lịch sử trong 42 năm đạt trung bình tháng +37 cm lúc 22 - 23 giờ ngày 16/12/2016 với dao động +121 cm.

5.6.3. Tác động của biến đổi khí hậu.

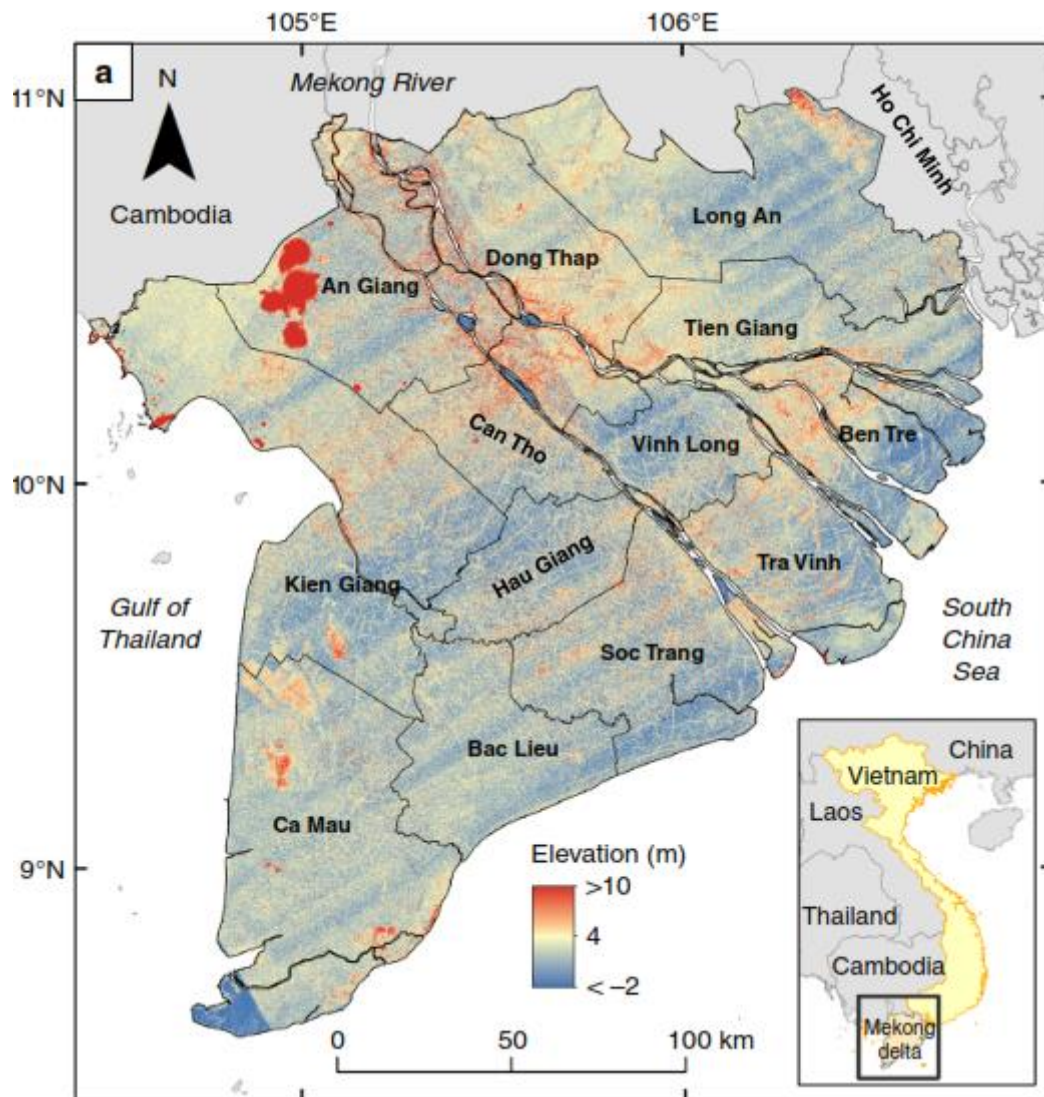
+ Đồng bằng sông Cửu Long sẽ thấp hơn nhiều so với các đánh giá tác động của mực nước biển trước đây.

Các châu thổ là những địa hình thấp, dễ bị ảnh hưởng bởi mực nước biển dâng. Đánh giá tác động của sự gia tăng mực nước biển tương đối ở vùng đồng bằng chủ yếu phụ thuộc vào độ chính xác của dữ liệu độ cao và sự phù hợp với mực nước biển địa

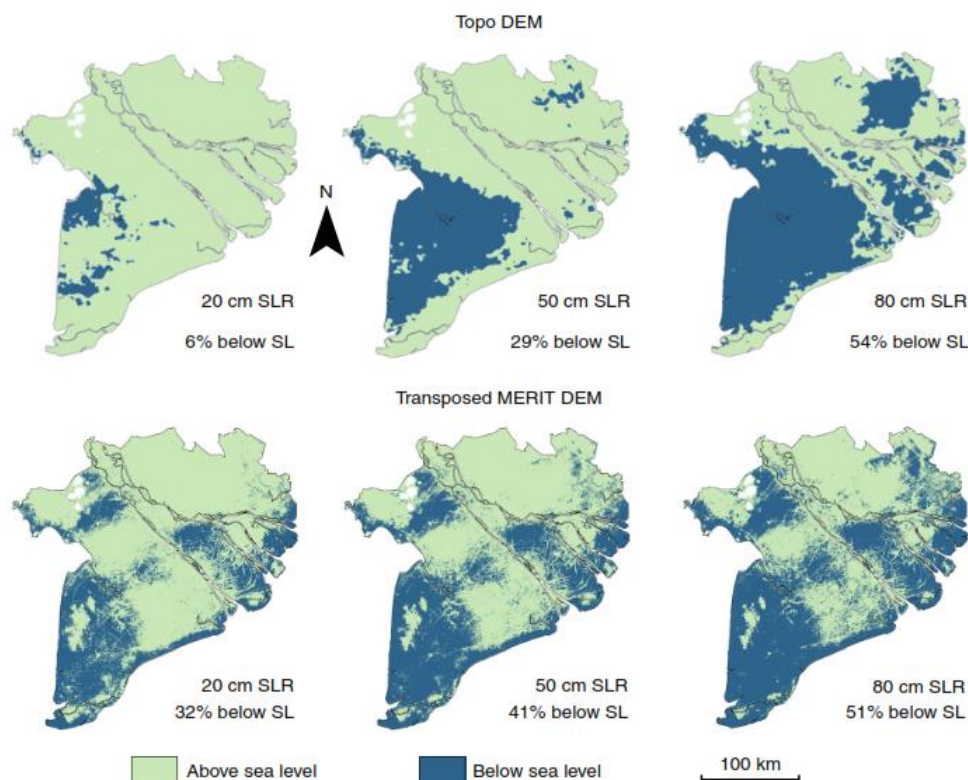


phương. Thật không may, nhiều đồng bằng lớn được đặt tại các vùng thưa thớt dữ liệu, buộc các nhà nghiên cứu và nhà hoạch định chính sách phải sử dụng dữ liệu độ cao toàn cầu, có độ phân giải thấp thu được từ các nền tảng vệ tinh. Sử dụng mô hình độ cao mới, độ chính xác cao của đồng bằng sông Cửu Long Việt Nam, cho thấy chất lượng của độ cao toàn cầu dữ liệu không đủ và cần phải chú ý tới việc chuyển đổi mốc thủy triều cục bộ, thường bị bỏ qua

Mô hình độ cao mới cho thấy đồng bằng sông Cửu Long có độ cao trung bình cực thấp $\sim 0,8$ m so với mực nước biển, thấp hơn đáng kể so với giả định trước đó $\sim 2,6$ m. Kết quả cho thấy sự không chắc chắn rất lớn trong đánh giá tác động của mực nước biển đối với châu thổ sông Mê Kông cũng như châu thổ và đồng bằng trên toàn thế giới, với các lỗi có khả năng lớn hơn một thế kỷ của mực nước biển dâng (P.S.J. Minderhoud et al. 2019, Hình 5.19).



Hình 5.19: Độ cao của đồng bằng sông Cửu Long và các bản đồ ngập lụt sử dụng nguồn số liệu của công nghệ Radar không gian (Shuttle Radar Topography Mission (SREM)) bằng Mô hình độ cao kỹ thuật số (DEM) đồng bằng sông Cửu Long - Việt Nam.



Hình 5.20. Dự báo khu vực nằm dưới mực nước biển với kịch bản mực nước biển dâng tương đối. Diện tích dưới mực nước biển (SL) tương ứng, tăng mực nước biển tương đối 20, 50 và 80 cm (SLR) dựa trên Mô hình độ cao kỹ thuật số Topo (DEM) và DEM chuyển đổi - MERIT DEM. Với MERIT DEM chuyển đổi khớp với độ cao châu thổ trung bình của DEM Topo và được tạo ra bằng cách trừ đi 2,5 m từ MERIT DEM ban đầu.

Việc tích nước nhân tạo sau các con đập làm cho mực nước biển trung bình toàn cầu (GMSL) giảm xuống khi các hồ chứa lấp đầy nhưng cũng tạo ra dâng cục bộ mực nước do khối lượng nước trong các hồ tăng lên và sự biến dạng lớp vỏ này gây ra. Để ước tính dao động của không gian ở mực nước biển do sự cố tích nước nhân tạo, chúng tôi sử dụng một bộ dữ liệu lịch sử bao gồm 6.329 hồ chứa được hoàn thành trong khoảng thời gian từ 1900 đến 2011, cũng như dự đoán cho 3.565 hồ chứa dự kiến sẽ hoàn thành cho tới năm 2040. Thay đổi GMSL liên quan đến dữ liệu lịch sử (- 0,2 mm / năm từ 1900 - 2011) phù hợp với các nghiên cứu trước đây, nhưng độ phân giải không gian và thời gian cho phép các nghiên cứu cục bộ trước đây không thể thực hiện được, cho thấy một số địa điểm trải qua mực nước biển tăng tới 40 mm trong vòng chưa đầy một thập

kỷ. Việc xây dựng các hồ chứa trong tương lai đến năm 2040 được dự báo sẽ gây ra sự sụt giảm GMSL với tỷ lệ tương đương với thế kỷ trước ($- 0,3 \text{ mm / năm}$) nhưng với sự phân bố địa lý sẽ khác với thế kỷ trước, trong đó có sự gia tăng mực nước biển ở nhiều vùng ven biển. Phân tích về các công trình dự kiến xây dựng trong tương lai cho thấy rằng các công trình gần với các cộng đồng ven biển trong những thập kỷ tới có thể làm tăng nguy cơ lũ lụt do mực nước biển dâng cao toàn cầu (William B. Hawley et al 2020).

+ Tác động của mực nước biển dâng lên mức độ cao đo đạc trắc địa của bán đảo Malaysia

Mực nước biển đang nhanh chóng biến thành vấn đề lớn trong quản lý và phát triển KTXH. Điều thú vị hơn là hiểu và điều tra sự biến đổi mực nước biển ngày nay do tác động tiềm tàng của nó, đặc biệt là mốc đo đạc trắc địa quốc gia. Để xác định sự thay đổi mực nước biển ngày nay, điều quan trọng là phải xem xét cả các chuỗi số liệu đo thủy triều tại chỗ và các phép đo viễn thám. Khoảng thời gian thực hiện cho cả hai kỹ thuật là 32 năm (từ 1984 đến 2015) đối với dữ liệu thủy triều và 23 năm (từ 1993 đến 2015) đối với dữ liệu đo độ cao từ viễn thám.. Sự khác biệt giữa mực nước biển trung bình (MSL) được tính toán từ 10 năm (1984 - 1993) và 32 năm (1984 - 2015) dữ liệu thủy triều tại cảng Kelang cho thấy mực nước biển dâng lên khoảng 27mm. Độ lớn tính toán cho thấy ước tính về tác động lâu dài của sự thay đổi MSL đối với mốc đo đạc trắc địa của trạm đo thủy triều tại Port Kelang. Điều này giúp cung cấp một cái nhìn sâu sắc mới về việc thiết lập mốc dữ liệu trắc địa độ cao quốc gia dựa trên dữ liệu mực nước biển trung bình. Ngoài ra, thông tin này có thể được sử dụng cho nhiều ứng dụng khí hậu để nghiên cứu các vấn đề môi trường liên quan đến lũ lụt và sự nóng lên toàn cầu ở Malaysia (A H M Din et al 2016).

5.7. Các biện pháp ứng phó, giảm nhẹ thiệt hại do tai biến.

5.7.1. Giảm thiểu tác động đến hệ thống đồng bằng châu thổ

Có thể khẳng định rằng, tri thức khoa học cho giảm thiểu tính dễ bị tổn thương của delta là rất rộng, bởi vì sự tiến bộ đáng kể về hiểu biết các hệ thống delta và hình

thái động lực của chúng trong vài chục năm qua. Tuy nhiên, các quá trình delta, giống như các quá trình bờ khác, có thể được đặc trưng bởi động lực phi tuyến và điều không chắc chắn. Ngay cả ở những delta đã được nghiên cứu tốt nhất trên thế giới, đó là delta sông Mississippi, thì vẫn có nhiều điều không chắc chắn đang xem là những kết quả của nhiều cố gắng giảm thiểu. Ví dụ, các kế hoạch để khôi phục delta này bao gồm sự làm trệch hướng một phần của sông Mississippi, tái tạo ảnh hưởng về sự cuốn trôi đất đai và làm khởi đầu lại các quá trình xây dựng-lãnh thổ của delta tự nhiên. Tuy nhiên, Kolker và cs. (201) đã chỉ ra rằng, mặc dù những nguyên lý tự nhiên củng cố việc làm trệch hướng sông là tương đối thẳng, nhưng có một cuộc tranh luận đáng kể là liệu việc làm trệch hướng có thể và thực hiện phân phát đủ trầm tích tới đới bờ để xây dựng phần đất đai trên cạn trong các quy mô thời gian phụ thuộc-phục hồi. Trong trường hợp nghiên cứu động lực mở rộng-khe nứt tại dự án Chuyển hướng sông Mississippi của Vịnh Tây, thì sự chuyển hướng lớn nhất trong sông Mississippi đã được xây dựng đặc biệt để phục hồi bờ biển, các tác giả này đã nhận ra rằng, hầu hết trầm tích được phân bố về phía hạ lưu của các ranh giới dự án được xác định từ đầu, trái ngược với các mô hình lắng đọng trầm tích đơn giản, đã dự đoán sự tích tụ trầm tích cực đại gần nhất với bờ sông. Có nhu cầu nghiên cứu tiếp tục các khía cạnh này về lắng đọng trầm tích delta, được gọi là “phục hồi lắng đọng trầm tích” theo Edmonds (2012), và là người báo trước cần thiết cho phục hồi sinh thái thành công.



Hình 5.21. Ảnh Google Earth của delta sông Var ở Riviera của Pháp. Đây là một ví dụ tốt về sự biến đổi căn bản delta do con người. Những thay đổi trong thế kỷ 20 bao gồm việc xây dựng một số rào chắn ở hạ lưu của sông cách vài km về phía thượng lưu của delta, khai hoang và mở rộng delta do san lấp, và hoàn thành việc bao bọc đường bờ bờ biển để xây dựng sân bay quốc tế của Nice. Tới 3,5 km² của không gian bổ sung



đã đạt được bằng việc khai hoang một phần delta front bằng bùn, dốc thông qua một loạt kè mở hàn, bờ đê và các cấu trúc san lấp. Một phần san lấp này, bao gồm một đê chắn sóng cảng, bị sập vào ngày 16 tháng 10 năm 1979, gây ra nhiều thương vong, và một cơn sóng thần nhỏ dẫn đến thiệt hại thêm tài sản trước biển. Việc cung cấp sạn-sỏi sông cho các bãi biển liền kề, đặc biệt là của Nice, đã hoàn toàn bị cắt đứt bởi việc bao quanh delta, để lại cán cân trầm tích bãi hiện tại với đầu vào tự nhiên bằng 0, dẫn đến xói lở mãn tính liên tục cần phải được nuôi bãi thường xuyên. (Nguồn: Google. Dữ liệu SIO, NOAA, Hải quân Hoa Kỳ, NGA, GEBCO. Ảnh Landsat. Image © DigitalGlobe)

Tính dễ bị tổn thương của delta sông đã trở thành vấn đề lớn, với lời kêu gọi của các chuyên gia hàng đầu về delta trong năm 2013–2014 là Năm quốc tế về Delta (International Year of Deltas-IYD) (Foufoula-Georgiou và cs., 2011). Theo ghi nhận của các nhà khoa học, mặc dù nhiều cuộc họp và báo cáo kêu gọi hành động về các delta trên toàn thế giới và tính cấp thiết của các cộng đồng khoa học và hoạch định chính sách để hiểu những hệ thống bị đe dọa này và cung cấp sự hỗ trợ cho các kế hoạch toàn cầu, khu vực và địa phương để bảo vệ, giảm nhẹ và phản ứng với sự thay đổi, nhưng tiến bộ còn chậm, thiếu tập trung và sự phối hợp không hoàn toàn nhận ra. Mặc dù mối quan tâm của chúng tôi trong chương này là về cơ bản với địa mạo và các quá trình thành tạo delta, nhưng điều quan trọng cần nhớ lại là, các delta mở rộng quy mô của các lĩnh vực khoa học về Trái đất, sinh học, xã hội và kinh tế (Kuenzer và Renaud, 2012), và yêu cầu nghiên cứu và quản lý hợp lý chúng theo cách tiếp cận xuyên ngành (Hộp VII.1). Các delta có lẽ là biểu trưng nhất của hệ thống Trái đất về những khó khăn trong việc hòa giải môi trường hạnh phúc và tăng trưởng kinh tế. Tính dễ bị tổn thương của các delta riêng biệt đang tăng lên trên toàn thế giới là đặc trưng của các quốc gia có tăng trưởng kinh tế nhanh chóng trong ba thập kỷ qua, chẳng hạn như Trung Quốc, hoặc nơi có tốc độ tăng trưởng mạnh, như ở nhiều nơi các quốc gia nhiệt đới đông dân cư, như vậy, việc giảm thiểu tính dễ bị tổn thương của các delta đôi khi đang được xem là tương đương với ngăn chặn tăng trưởng kinh tế và ảnh hưởng đến sinh kế của hàng triệu người. Các kế hoạch phối hợp ở quy mô toàn cầu là cách tiếp cận mong muốn nhất trong việc giảm thiểu tính dễ bị tổn thương delta, nhưng có nhiều cơ hội, mà thành công sẽ là nghi ngờ, do sự thất bại của nhiều sáng kiến toàn cầu để điều tiết sự biến đổi khí hậu. Một con

đường về phía trước có thể là phát triển đa ngành về một khung phổ quát để mô hình hóa đánh giá tính dễ bị tổn thương và khả năng phục hồi có khả năng áp dụng cho bất kỳ delta nào. Điều này sẽ yêu cầu đạt được các mục tiêu đặt ra trong một sáng kiến như IYD (Hộp VII.1).

CÁC QUAN NIỆM. Hộp VII.1. Các sáng kiến về nhận thức và hành động về những nguy cơ phải đối mặt với các delta và các nỗ lực phối hợp nhằm cứu vãn chúng

Đề xuất Năm quốc tế Deltas (IYD), được mô tả trong hình 5.22 (a), bao gồm một số sáng kiến nhằm củng cố nỗ lực của nhận thức về giá trị và tính dễ tổn thương của delta và hợp tác tại các mức độ khác nhau. Đó là một lời kêu gọi sôi nổi để chia sẻ dữ liệu về delta, và để hiểu rõ hơn về động lực con người và động lực môi trường của delta. Những sáng kiến toàn cầu, liên minh và mạng lưới về delta, một vài trong đó được thể hiện trong hình. 5.22 (b), nhằm mục đích, trong số những thứ khác, cải thiện hợp tác và tăng cường khả năng phục hồi của các delta. Các sáng kiến khác liên quan đến delta bao gồm Dự trữ Sinh quyển vì An ninh Môi trường và Kinh tế (Biosphere Reserves for Environmental and Economic Security-BREES) của UNESCO, chương trình biến đổi khí hậu và xóa đói giảm nghèo ở khu vực châu Á-Thái Bình Dương. Ngoài ra còn có nhiều sáng kiến nhằm mục tiêu cho các delta riêng biệt trên tất cả các châu lục.

(a)

IYD 2013 International Year of Deltas: A Proposal

Presenting Author: **Ef Foufoula-Georgiou**, Director, National Center for Earth-surface Dynamics (NCEd)
Department of Civil Engineering, University of Minnesota; email: ef@umn.edu www.iyds-2013.org

We propose that 2013-2014 be designated the International Year of Deltas to:

- (1) *increase awareness and attention to the value and vulnerability of deltas worldwide,*
- (2) *promote and enhance international and regional cooperation at the scientific, policy, and stakeholder levels, and*
- (3) *launch a 10-year committed initiative towards understanding and modeling these complex socio-ecological systems as the cornerstone of ensuring preparedness in protecting or restoring them in a rapidly changing environment.*

Four broad challenges can provide a framework for organizing IDY activities:

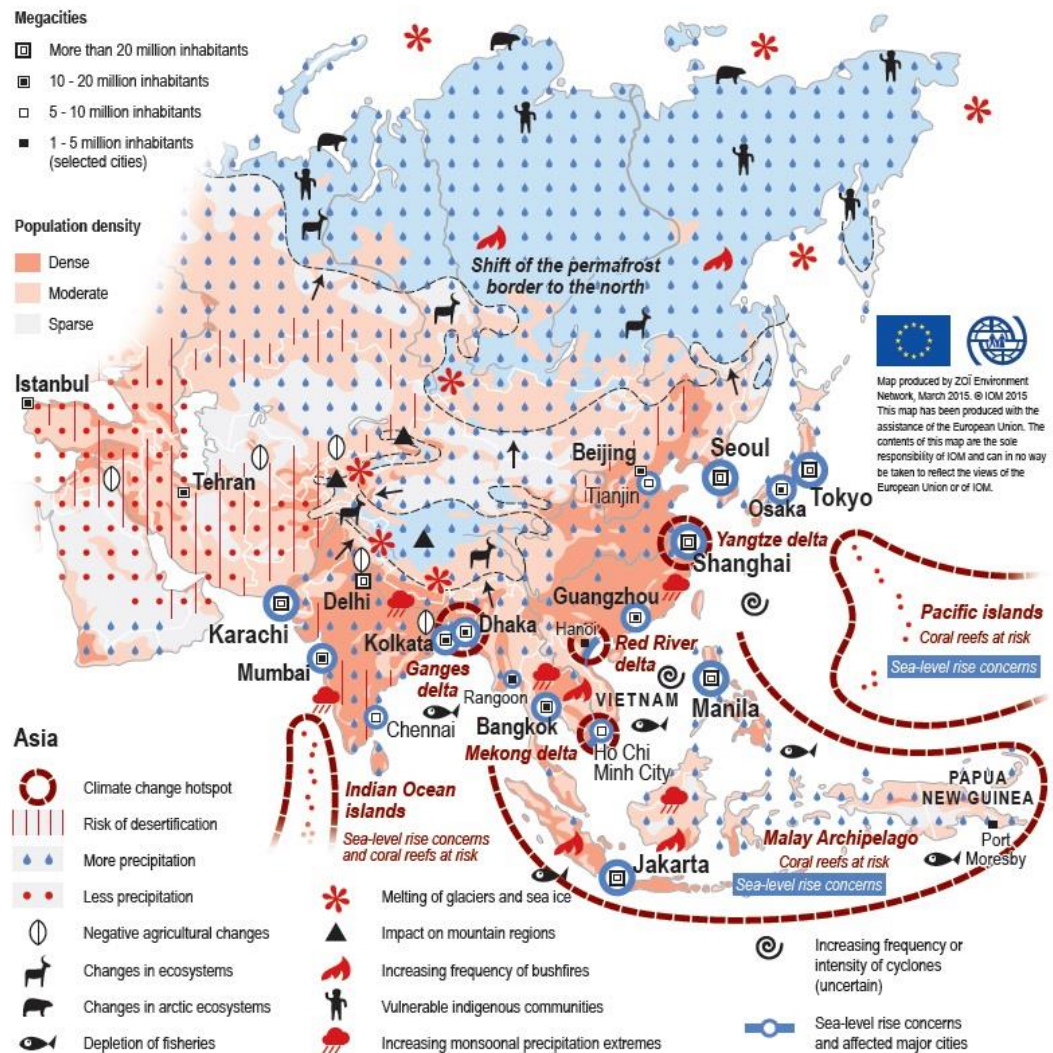
- (1) Sharing data, knowledge, and culture in deltas around the world and raising local and global awareness
- (2) Understanding human-environmental dynamics in regions where the connections are intimate, and the impacts of catastrophic change
- (3) Creating the capacity to model and evaluate trade-offs for decision making and adaptive management
- (4) Creating new connections between scientists, decision makers, and the public as stakeholders in a sustainable future

(b)

Current global delta initiatives, alliances and networks

Initiative	World estuary alliance www.estuary-alliance.org	Delta alliance www.delta-alliance.org	Connecting delta cities www.deltacities.com	USGS Dragon initiative http://deltas.usgs.gov/	WWF Ecoregion Initiative http://wwf.panda.org/about_our_earth/ecoregions/ecoregion_list/
Goals	Creating awareness, developing and integrating knowledge, promoting knowledge exchange, exchange of best practise, initiating joint projects, network building, connecting individuals and organizations across all sectors (individuals, science institutes, NGOs, policy makers); international events, conferences, and communication	← + analysing river deltas in a comparable manner, especially utilizing earth observation data	Regional WWF projects in respective countries to protect biodiversity and the environment		
Deltas concerned	Indus (Pakistan); Ganges-Brahmaputra (India, Bangladesh); Guadalquivir (Spain); Mekong (Vietnam); Rhine (Netherlands); Zambezi (Mozambique).	Ciliwung (Indonesia); Mahakam (Indonesia); Ganges-Brahmaputra (India, Bangladesh); Mekong (Vietnam); Yangtze (China); Nile (Egypt); Rhine (Netherlands); Mississippi (USA).	Ciliwung (Indonesia); Mekong (Vietnam); Pearl River (China); Rotterdam/Rhine (Netherlands); Mississippi (USA).	Irrawaddy (Myanmar); Chao Phraya (Thailand); Amazon (Brazil); Danube (Romania); Ganges (India); Yellow River (China); Lena (Russia); Mekong (Vietnam); Mississippi (USA); Nile (Egypt); Okavango (Botswana); Rhine (Netherlands); Selenga (Russia); Volga (Russia); Yangtze (China).	Niger (Nigeria); Indus (Pakistan); Volga (Russia); Danube (Romania); Lena (Russia); Lower Mekong (Vietnam); Lower Congo (Congo); Lower Mississippi (USA); Lower Amazon (Brazil); Lower Orinoco (Venezuela)

Hình 5.22. Những sáng kiến nhằm cứu vãn các delta. (a) Các yếu tố của áp phích kêu gọi cho Năm Quốc tế về Delta 2014-2015; (b) Số các sáng kiến toàn cầu, các khối liên minh và mạng lưới hiện nay về các delta. (Nguồn: (a) theo Foufoula-Georgiou và cs., 2011; (b) theo Kuenzer và Renaud, 2012)



Hình 5.23: Hậu quả biến đổi khí hậu khu vực châu Á (nguồn IOM 2015)

Hình 5.23 cho thấy, vùng đồng bằng sông Cửu Long là một trong những khu vực có nguy cơ chịu ảnh hưởng nặng nề nhất từ biến động môi trường tại Châu Á và trên thế giới. Nhiều thách thức môi trường xảy ra đồng thời và có tác động cộng hưởng với nhau tại khu vực này. Đó là lý do tại sao đồng bằng sông Cửu Long được chọn là một trong những khu vực nghiên cứu của dự án MECLEP. Sông Mekong nhận nước từ băng tan của dãy Himalaya và nước mưa từ các phụ lưu ở nhiều nước (Trung Quốc, Thái Lan, Lào, Myanmar và Campuchia) rồi đổ ra Biển Đông. Hạ lưu sông là vùng đồng bằng đất đai rất màu mỡ, là nơi cư ngụ của

hơn 18 triệu người. Sự phụ thuộc vào sản xuất nông sản đặc thù (nhu gạo, cá và hoa quả) và nền công nghiệp và dịch vụ còn tương đối kém phát triển ở nhiều vùng làm cho đồng bằng sông Cửu Long đặc biệt dễ bị tổn thương trước biến động môi trường đối với nông nghiệp. Những biến động này bao gồm mực nước biển dâng, xâm nhập mặn, lũ lụt trên sông và xói lở bờ. Hơn một nửa số dân vùng đồng bằng sông Cửu Long sinh sống tại những khu vực không cao quá 2m trên mực nước biển và lượng người đang sinh sống tại những khúc sông có nguy cơ lũ lụt theo mùa thậm chí còn nhiều hơn nữa. Trong mười năm qua, mức độ và tần suất của lũ lụt đã tăng lên. Trong giai đoạn 2009-2014, hơn 28.000 ngôi nhà tại đồng bằng sông Cửu Long đã bị ngập lụt với tổng thiệt hại hơn 240 tỷ đồng (tương đương 9,8 triệu Euro hoặc 11 triệu đô la Mỹ) (Entzinger và Scholten 2015). Đây chính là do tác động của hiện tượng ấm lên toàn cầu làm cho băng tuyết ở dãy Himalaya tan chảy nhiều hơn và đổ về lưu vực sông Cửu Long trong khoảng thời gian ngắn hơn. Đồng thời, hiện tượng ấm lên toàn cầu cũng làm mực nước biển dần tăng lên ảnh hưởng đến ngư nghiệp ở các vùng ven biển cũng như gây ra hiện tượng xâm nhập mặn và suy thoái đất nông nghiệp.

Cuối cùng, những cơn bão theo mùa càng ngày càng mạnh không những ảnh hưởng đến các vùng duyên hải (Koubi và cộng sự, 2016), mà còn góp phần làm xói mòn đất.

5.7.2. Các biện pháp ứng phó với thiên tai và tai biến thiên nhiên

5.7.2.1 Tính dễ bị tổn thương đối với các tai biến và thảm họa tự nhiên

Tính dễ bị tổn thương đề cập đến cách một mối nguy hoặc thảm họa sẽ ảnh hưởng đến tính mạng và tài sản của con người. Tính dễ bị tổn thương đối với một mối nguy nhất định phụ thuộc vào:

- Gần một sự kiện nguy hiểm có thể xảy ra
- Mật độ dân cư trong khu vực gần sự kiện
- Hiểu biết khoa học về mối nguy hiểm
- Giáo dục cộng đồng và nhận thức về mối nguy hiểm

- Sự tồn tại hoặc không tồn tại của các hệ thống cảnh báo sớm và đường dây liên lạc
- Sự sẵn có và sẵn sàng của cơ sở hạ tầng khẩn cấp
- Phong cách xây dựng và quy chuẩn xây dựng
- Các yếu tố văn hóa ảnh hưởng đến phản ứng của công chúng đối với các cảnh báo

Nhìn chung, các nước kém phát triển dễ bị tổn thương hơn trước các thiên tai hơn các nước công nghiệp phát triển vì thiếu hiểu biết, giáo dục, cơ sở hạ tầng, quy chuẩn xây dựng, v.v. Nghèo đói cũng đóng một vai trò nào đó - vì nghèo đói dẫn đến cấu trúc xây dựng kém, mật độ dân số tăng, và thiếu thông tin liên lạc và cơ sở hạ tầng.

Sự can thiệp của con người vào các quá trình tự nhiên cũng có thể làm tăng tính dễ bị tổn thương do :

- Phát triển và sinh sống ở những vùng đất dễ bị ảnh hưởng bởi hiểm họa, ví dụ, xây dựng trên vùng đồng bằng ngập lụt, vách đá biển bị sạt lở đất, đường bờ biển hứng chịu bão và lũ lụt, hoặc sườn núi lửa bị núi lửa phun trào.
- Tăng mức độ nghiêm trọng hoặc tần suất của thiên tai. Ví dụ: chặt phá quá mức hoặc chặt phá rừng dẫn đến xói mòn nghiêm trọng hơn (lũ lụt, sạt lở đất), khai thác nước ngầm dẫn đến sụt lún, xây dựng đường trên các sườn dốc không ổn định dẫn đến sạt lở đất, hoặc thậm chí góp phần làm trái đất nóng lên, dẫn đến các cơn bão nghiêm trọng hơn.

Sự giàu có cũng có thể đóng một vai trò nào đó, vì sự sung túc thường kiểm soát nơi sinh sống diễn ra, ví dụ dọc theo các đường bờ biển hoặc trên các sườn núi lửa. Sự giàu có cũng có thể góp phần vào sự nóng lên toàn cầu, vì chính các xã hội giàu có đốt nhiều nhiên liệu hóa thạch nhất làm tăng thêm CO₂ vào bầu khí quyển

5.7.2.2. Ứng phó và giảm thiểu các thiệt hại do tai biến thiên nhiên

Loài người luôn phải đương đầu với những hiểm họa từ thiên nhiên; cho dù thông qua việc chuẩn bị cho họ hoặc ứng phó khi thảm họa xảy ra. Một trong những cách quan trọng nhất mà con người đối phó với các hiểm họa tự nhiên là chuẩn bị cho sự xuất hiện

của chúng. Khi công nghệ được cải thiện, khả năng chuẩn bị, dự đoán và dự báo các thảm họa thiên nhiên trong tương lai cũng tăng theo.

- Đánh giá mối nguy là khi các nhà khoa học nghiên cứu các mối nguy tự nhiên để xác định đặc điểm của các mối nguy khác nhau. Đánh giá mối nguy khác với đánh giá rủi ro chủ yếu bởi vì và đánh giá mối nguy chủ yếu tập trung vào các quá trình tự nhiên của một sự kiện có thể xảy ra trong khi đánh giá rủi ro bao gồm những ảnh hưởng có thể có của mối nguy đối với xã hội. Đánh giá mối nguy thường xác định vị trí và thời gian của các quá trình nguy hiểm trong quá khứ, mức độ nghiêm trọng và tần suất của các quá trình nguy hiểm trong quá khứ, các tác động có thể xảy ra của các quá trình khác nhau tùy thuộc vào mức độ (mức độ nghiêm trọng) của một sự kiện có thể xảy ra và tổ chức thông tin thành dạng có thể sử dụng được cho các quan chức và các nhà hoạch định chính sách.

- Đánh giá rủi ro kết hợp thông tin từ đánh giá mối nguy, nhưng cũng bao gồm các tác động kinh tế xã hội có thể có. Đánh giá rủi ro bao gồm vị trí của các tòa nhà và cơ sở hạ tầng trong các khu vực nguy hiểm, khả năng bị phơi nhiễm do các tác động vật lý của mối nguy, tính dễ bị tổn thương của cộng đồng trong trường hợp mối nguy trở thành thảm họa và đánh giá mối nguy.

- Dự đoán (Prediction) là một tuyên bố về xác suất một sự kiện sẽ xảy ra. Về các hiểm họa tự nhiên, các dự đoán được đưa ra thông qua các quan sát khoa học khác nhau. Một quan sát phổ biến có thể dẫn đến một dự đoán là xác định một sự kiện tiền thân. Sự kiện báo trước là một sự kiện nhỏ hơn thường xảy ra trước một sự kiện lớn hơn, chẳng hạn như áp thấp nhiệt đới dẫn đến một cơn bão nhiệt đới trước khi trở thành một cơn bão hoặc nhiều trận động đất nhỏ xung quanh núi lửa cho thấy một vụ phun trào sắp xảy ra.

- Dự báo (Forecast) tương tự như một dự đoán và thường được sử dụng đồng nghĩa; tuy nhiên, trong một số trường hợp nhất định, dự báo có thể hơi khác so với dự đoán. Thuật ngữ dự báo thường được sử dụng như một dự đoán ngắn hạn về mức độ nghiêm trọng, vị trí và thời gian của các sự kiện liên quan đến thời tiết. Nó cũng có thể

được sử dụng cho các xác suất dài hạn của một sự kiện xảy ra trong một khung thời gian nhất định. Dự báo dài hạn này không chính xác như dự báo thời tiết.

Tần suất thiên tai

Một lần nữa, điều quan trọng là phải hiểu rằng thiên tai là kết quả của các quá trình tự nhiên ảnh hưởng xấu đến con người.

Đầu tiên - Các vấn đề về kích thước

- Con người luôn tồn tại với các dòng sông và hưởng lợi từ chúng như một nguồn cung cấp nước và giao thông vận tải.
- Chỉ khi lượng nước trong sông lớn hơn dung tích của kênh suối thì mới xảy ra thảm họa.
- Các trận động đất nhỏ thường xuyên xảy ra mà không gây ảnh hưởng xấu.
- Chỉ có những trận động đất lớn mới gây ra thảm họa.

Thứ hai - Vị trí - nơi và khu vực có khả năng xảy ra thiên tai và thảm họa.

Việc xác định được vị trí - nơi và khu vực có khả năng xảy ra thiên tai và đặc biệt quan trọng là thiên tai đó có chuyển thành thảm họa hay không là cực kỳ quan trọng đối với các nhà quản lý. Song ở đây các cơ quan, viện, các nhà nghiên cứu là hết sức quan trọng để có thể xác định được vị trí khu vực có thể xảy ra thiên tai, thảm họa trên cơ sở các nghiên cứu khoa học. Ví dụ:

- Núi lửa trên một hòn đảo không có người ở biệt lập sẽ không gây ra thiên tai.
- Một trận động đất lớn ở một khu vực không có dân cư sinh sống sẽ không gây ra thảm họa.
- Bão đổ bộ vào bờ biển có ít người sinh sống sẽ không gây ra thảm họa.

Vì vậy, những gì chúng ta phải lo lắng là những sự kiện lớn tấn công các khu vực có con người sinh sống.

Do đó, trong các nghiên cứu về hiểm họa tự nhiên, điều quan trọng là phải hiểu mối quan hệ giữa tần suất của một sự kiện và quy mô của sự kiện. Kích thước thường được gọi là độ lớn.

Đối với bất kỳ sự kiện nào, phân tích thống kê sẽ cho thấy rằng các sự kiện lớn xảy ra ít thường xuyên hơn các sự kiện nhỏ.

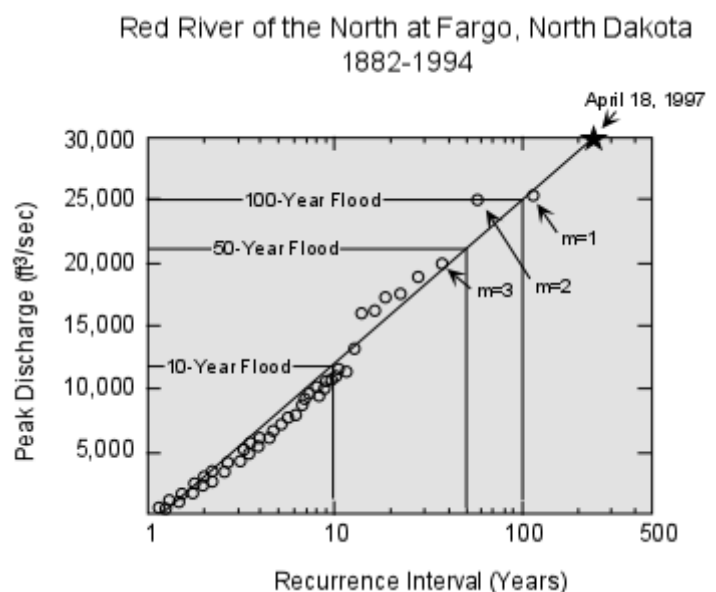
Phân tích thống kê một số loại sự kiện cho các vị trí cụ thể cho phép người ta xác định khoảng thời gian quay lại hoặc khoảng thời gian lặp lại.

Ví dụ:

Tần suất lũ lụt -

Đối với bất kỳ con sông nào, hiện tượng lưu lượng nước cao là rất hiếm.

Các sự kiện lưu lượng nước lớn xảy ra ít hơn nhiều so với các sự kiện lưu lượng nước nhỏ.

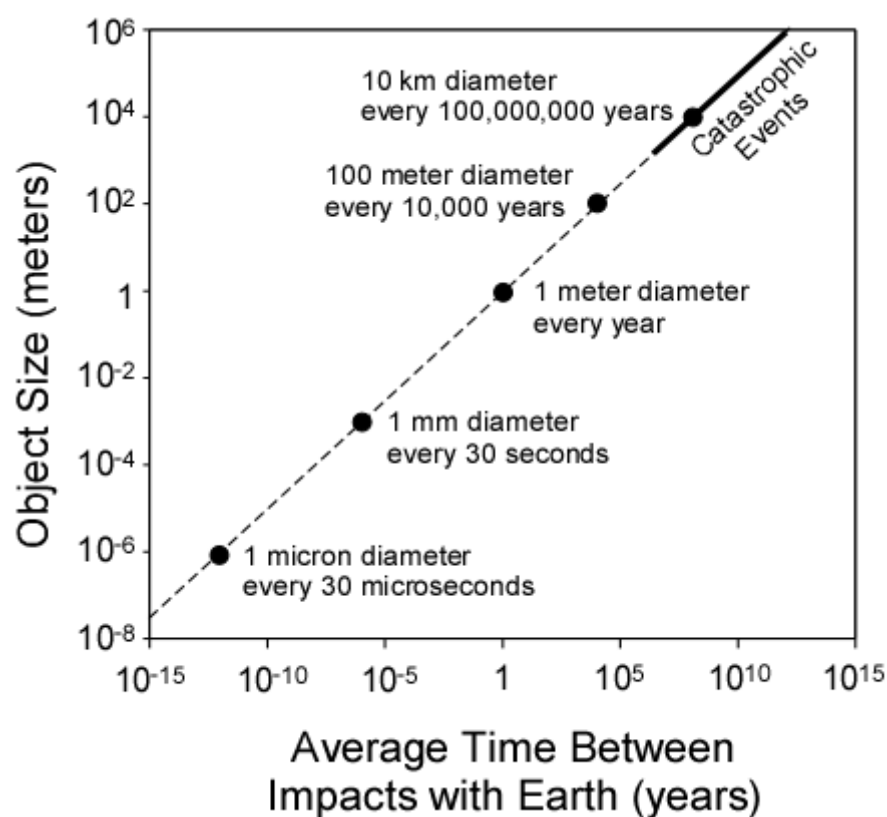


(Nguồn Nelson S.A 2018)

Hình 5.6.1 Chu kỳ lặp (Chuỗi số liệu 1882- 1994) của các đỉnh lưu lượng gây lụt của sông Hồng (Bắc Dakota (Hoa Kỳ))

Tác động của thiên thạch -

Mặc dù chúng ta là con người chưa có cơ hội (may mắn) quan sát các tác động của tiểu hành tinh lớn hoặc thiên thạch, nhưng dữ liệu cho thấy rằng các tác động của tiểu hành tinh lớn (1 km hoặc lớn hơn) chỉ xảy ra 10 triệu năm một lần.



(Nguồn Nelson S.A 2018)

Hình 5.6.2 Chu kỳ lặp của thiên thạch (với đường kính khác nhau) có khả năng gây ra thảm họa với trái đất

Có phải tần suất thiên tai ngày càng tăng?

Các thảm họa thiên nhiên có trở nên thường xuyên hơn như có vẻ như từ các bản tin về hoạt động gần đây không? Câu trả lời ngắn gọn dường như là có, thiên tai đang gia tăng tần suất (https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Trends_in_natural_disasters.jpg). Tuy nhiên, điều này gợi ý một số câu hỏi quan trọng khác trước khi chúng ta bắt đầu đưa ra kết luận về ngày tận thế:

- + Tần suất các sự kiện nguy hiểm có tăng lên không?
- + Tại sao tần suất thiên tai ngày càng gia tăng (điều gì có thể giải thích xu hướng này)?

Thứ nhất, Tần suất các sự kiện nguy hiểm có tăng lên không? Điều này khó trả lời hơn nhiều vì các sự kiện tự nhiên gây ra thảm họa thiên nhiên đã xảy ra trong suốt



lịch sử 4,5 tỷ năm của Trái đất. Tuy nhiên, không có bằng chứng nào cho thấy rằng các sự kiện nguy hiểm đang xảy ra thường xuyên hơn.

Còn về sự nóng lên toàn cầu thì sao? Có bằng chứng cho thấy rằng các thảm họa liên quan đến thời tiết đang trở nên thường xuyên hơn, so với các thảm họa khác như động đất. Ví dụ, tần suất thiên tai do xoáy thuận nhiệt đới và lũ lụt ngày càng gia tăng, tần suất động đất ít thay đổi. Mặc dù đây là những gì chúng ta mong đợi từ sự nóng lên toàn cầu, nhưng vẫn chưa có đủ dữ liệu thống kê để chứng minh điều này ngay bây giờ.

Thứ hai, có cách giải thích nào khác cho việc tần suất thiên tai ngày càng gia tăng? Trước tiên, hãy xem xét các sự kiện sau:

Dân số loài người đang tăng với tốc độ cấp số nhân. Với nhiều người hơn, tính dễ bị tổn thương tăng lên vì có nhiều người bị ảnh hưởng bởi các sự kiện tự nhiên khác.

Dân số con người đang di chuyển về các khu vực ven biển (xem <http://www.livescience.com/4167-flocking-coast-world-population-migrating-danger.html>). Đây là những khu vực dễ bị tổn thương nhất bởi các hiểm họa thiên nhiên như lốc xoáy nhiệt đới, sóng thần, và ở một mức độ nào đó, động đất.

Khả năng thông báo tin tức về thảm họa thiên nhiên của chúng ta ngày càng tăng, đặc biệt là kể từ khi phát minh ra internet. Trước đó trong lịch sử loài người có thể đã có nhiều thảm họa như vậy, nhưng có rất ít cách để thông tin về những thảm họa như vậy có thể được truyền đi khắp thế giới.

Trong khi đó: Tử vong do thiên tai đã giảm ở các nước phát triển và tăng ở các nước đang phát triển. Điều gì có thể giải thích điều này? Chính trị? Kinh tế học? Văn hóa khác nhau? Giáo dục?

Chi phí cho thiên tai ngày càng gia tăng ở các nước phát triển. Điều gì có thể giải thích điều này? Kinh tế học?

5.7.2.3. Một số giải pháp

Tăng cường dữ liệu và các công cụ ra quyết định bằng việc xây dựng hệ thống cơ sở dữ liệu và thông tin chi tiết về nguy cơ và rủi ro cho truy cập rộng rãi, cũng như

hệ thống quản lý tài sản cơ sở hạ tầng quan trọng, như giao thông, nước sạch và vệ sinh, điện.

Lập quy hoạch không gian dựa trên rủi ro để đảm bảo hoạt động tăng trưởng kinh tế ở vùng ven biển không bị ảnh hưởng tiêu cực bởi các mô hình phát triển không an toàn - chẳng hạn như xây dựng khu dân cư mới ở các vùng có nguy cơ ngập lụt cao. Cần hướng sự phát triển vào các khu vực an toàn hơn và giảm thiểu rủi ro thiên tai dựa trên những dữ liệu rủi ro được thường xuyên cập nhật.

Tăng cường khả năng chống chịu của hệ thống cơ sở hạ tầng và dịch vụ công bằng cách tích hợp thông tin rủi ro vào các giai đoạn lập kế hoạch, thiết kế và bảo trì của tất cả các hoạt động đầu tư cơ sở hạ tầng. Cần nâng cấp đê biển và đê sông, bắt đầu từ những khu vực rủi ro nhất và được bảo vệ kém nhất.

Khai thác các giải pháp dựa vào thiên nhiên thông qua việc phục hồi, bảo tồn, giám sát và quản lý các hệ sinh thái. Cần tăng cường các chính sách, khung pháp lý và hướng dẫn kỹ thuật có liên quan.

Nâng cao năng lực phòng ngừa và ứng phó với thiên tai thông qua việc nâng cấp hệ thống cảnh báo sớm, tăng cường năng lực ứng phó của địa phương, điều chỉnh mạng lưới bảo trợ xã hội và thực hiện một chiến lược huy động vốn toàn diện để ứng phó với rủi ro.

+ *Cần có một kế hoạch hành động mang tính chiến lược :*

Kế hoạch hành động cụ thể (Rentschler, J và cs. 2020) để tăng cường khả năng chống chịu cho khu vực ven biển, bao gồm năm lĩnh vực can thiệp chiến lược như sau:

1. Thiết lập và tăng cường hệ thống quản lý và sử dụng dữ liệu và công cụ ra quyết định tích hợp.
2. Thực thi triệt để quy hoạch có lồng ghép rủi ro thiên tai.
3. Tăng cường khả năng chống chịu cho hệ thống cơ sở hạ tầng và dịch vụ công.
4. Tận dụng các giải pháp dựa vào thiên nhiên.
5. Tăng cường năng lực phòng ngừa và ứng phó.

+ Các bước tiếp theo: thực hiện các khuyến nghị trong kế hoạch hành động mang tính chiến lược.

Để hướng dẫn thực thi các Khuyến nghị, Cần phải từng bước thực hiện cho một kế hoạch hành động 5 năm (Đề xuất địa điểm cho các can thiệp ưu tiên, cơ quan chủ trì và dự toán chi phí) (Xem bảng tiếp theo).

Bảng 6.6.1 Kế hoạch hành động 5 năm

Kế hoạch hành động 5 năm



Khuyến nghị 1: Thiết lập và tăng cường các công cụ ra quyết định và dữ liệu tích hợp (8 -10 triệu đô la Mỹ)

- » Thiết lập một quy định về chia sẻ và quản lý dữ liệu về rủi ro và thiên tai.
- » Phát triển một nền tảng trung tâm tích hợp cho dữ liệu rủi ro thiên tai.
- » Chọn ba hoặc bốn tỉnh để thí điểm đánh giá rủi ro thiên tai theo vị trí cụ thể.



Khuyến nghị 2: Thực thi triệt để quy hoạch ven biển tính đến rủi ro (10 triệu đô la Mỹ)

- » Xây dựng và tinh chỉnh các hướng dẫn về QLVBTH trên toàn quốc để hỗ trợ các hoạt động lập kế hoạch ven biển.
- » Đảm bảo năng lực quản trị và kỹ thuật để có thể tích hợp các thông tin rủi ro tự nhiên trong quy trình quy hoạch ven biển.
- » Chọn hai đến ba tỉnh để thí điểm các kế hoạch phát triển tích hợp theo QLVBTH, tập trung vào các khu vực có nguy cơ cao và tăng trưởng cao.



Khuyến nghị 3: Tăng cường năng lực chống chịu của hệ thống cơ sở hạ tầng (300 - 500 triệu đô la Mỹ)

- » Tích hợp thông tin rủi ro thiên tai vào công tác bảo trì điện, giao thông, đê điều và các hệ thống cơ sở hạ tầng khác.
- » Tăng cường khả năng chống chịu của các công trình thiết yếu như giao thông vận tải, bệnh viện.
- » Tập trung nâng cấp đê ở khu vực có nguy cơ cao như Hải Phòng, Thái Bình và Nam Định.
- » Rà soát và điều chỉnh các tiêu chuẩn an toàn các công trình như đê điều.



Khuyến nghị 4: Tận dụng các giải pháp dựa vào thiên nhiên (70 - 100 triệu đô la Mỹ)

- » Thí điểm giải pháp dựa vào thiên nhiên để tăng cường khả năng chống chịu khu vực ven biển như nuôi bãi để giảm thiểu sạt lở và phục hồi các cồn cát và bãi cát ven biển, tái tạo rừng ngập mặn.
- » Bổ sung các giải pháp dựa vào thiên nhiên bằng cách triển khai các đường hành lang bảo vệ bờ biển.
- » Xây dựng hướng dẫn kỹ thuật và kế hoạch hành động để tái thiết có hệ thống rừng ngập mặn ở Đồng bằng sông Hồng và Đồng bằng sông Cửu Long.



Khuyến nghị 5: Nâng cao năng lực phòng ngừa, ứng phó và phục hồi (45 triệu đô la Mỹ)

- » Cải thiện hệ thống cảnh báo sớm và các kênh truyền thông cho người sử dụng khác nhau.
- » Thành lập Trung tâm chỉ huy khẩn cấp quốc gia (NECC) với sự phối hợp chặt chẽ và chức năng giám sát ở cấp tỉnh.
- » Xây dựng và áp dụng chiến lược tài chính phòng chống thiên tai quốc gia, dựa trên Chương trình Tài chính và Bảo hiểm rủi ro thiên tai (DRFI) của Ngân hàng Thế giới.

Nguồn : Rentschler, J và cs. 2020 .

CÂU HỎI ÔN TẬP

1. Phân biệt giữa tai biến và thảm họa thiên nhiên . Các dạng tai biến thiên nhiên trong vùng ven bờ và cửa sông .
2. Tai biến và thảm họa thiên nhiên điển hình trong vùng ven bờ và cửa sông Việt Nam trong 10 năm gần đây
3. Các khái niệm cơ bản về hiện tượng triều và các đặc trưng triều
4. Triều cường là gì ? nguyên nhân hình thành triều cường .



5. Tai biến triều cường trên vùng biển Việt Nam và các biện pháp giảm thiểu tác hại của nó .
6. Tai biến triều cường và khả năng trở thành thảm họa ? nguyên nhân và các giải pháp hạn chế thiệt hại .
7. Hãy lấy một số ví dụ cụ thể về tai biến triều cường
8. Thiệt hại do các tai biến lũ lụt , hạn hán trên lãnh thổ Việt Nam
9. Khoa học giúp chúng ta dự đoán những tai biến (hiểm họa) .
10. Biết được nguy cơ rủi ro có thể giúp mọi người đưa ra quyết định phù hợp
11. Mối liên hệ tồn tại giữa các hiểm họa tự nhiên
12. Con người có thể biến hiện tượng tai biến thành thảm họa
13. Hậu quả của các mối nguy có thể được giảm thiểu

TÀI LIỆU THAM KHẢO (CHƯƠNG V)

A H M Din, I C Abazu, M F Pa'suya, K M Oma and A I A Hamid.(2016) The impact of sea level rise on geodetic vertical datum of peninsular Malaysia. The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume XLII-4/W1, 2016.

Amiruddin A. M, Haigh I. D., Tsimplis M. N, Calafat F. M., and Dangendorf S (2015) The seasonal cycle and variability of sea level in the South China Sea. J. Geophys. Res. Oceans, 120, 5490–5513

Bierman, P., Lewis, M., Ostendorf, B. & Tanner, J. (2011). A review of methods for analysing spatial and temporal patterns in coastal water quality. Ecological Indicators 11, 103-114.

Blunden J, Arndt D S. 2015. State of the climate in 2014. Bulletin of the American Meteorological Society, 96(7): ES1–ES32.

Blunden J, Arndt D S. 2016. State of the climate in 2015. Bulletin of the American Meteorological Society, 97(8): Si–S275,



Blunden J, Arndt D S. 2017. State of the climate in 2016. Bulletin of the American Meteorological Society, 98(8): Si–S280.

Bộ số liệu mưa tháng từ 1950 – 2014 ở các trạm trong các vùng khí hậu Việt Nam

Braese, J, de Vries Robbé, S and Rentschler, J. 2020. Technical Background Paper: A

Chen, T., J. Tsay, and J. Matsumoto, 2017: Interannual Variation of the Summer Rainfall Center in the South China Sea. J. Climate. doi:10.1175/JCLI-D-160889.1

Chen, W., 2002. Impacts of El Niño and La Niña on the cycle of the east Asian winter and summer monsoon. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 26 (5): 595-610.

Cheng Lijing, Jiang Zhu. 2018. 2017 was the warmest year on record for the global ocean. Advances in Atmospheric Sciences, 35: 3261–3263.

Chương trình DRFI của Ngân hàng Thế giới. 2019. Đánh giá rủi ro Việt Nam. Washington, DC.

Đánh giá biến động mực nước biển cực trị do ảnh hưởng của biến đổi khí hậu phục vụ chiến lược kinh tế biển. KC09.23/06-10, KC 09/06-10.

Dongju Peng, Emma M. Hill, Aron J. Meltzner Adam D. Switzer. Tide Gauge Records Show That the 18.61-Year Nodal Tidal Cycle Can Change High Water Levels by up to 30 cm (2018). Journal of Geophysical Research: Oceans Research article 10.1029/2018jc01469

F.Ghassemi, A.J.Jakeman, and H.A. Nix, salinisation of Land and Water Resources (Sydney: University of New South Wales Press, 1995).

Fang Guohong, Chen Haiying, Wei Zexun, et al. 2006. Trends and interannual variability of the South China Sea surface winds, surface height, and surface temperature in the recent decade. Journal of Geophysical Research: Oceans, 111(C11): C11S16.

Fyfe J C, Gillett N P, Zwiers F W. 2013. Overestimated global warming over the past 20 years. *Nature Climate Change*, 3(9): 767–769.

Hein, H., Hein, B. & Pohlmann, T. (2013). Recent sediment dynamics in the region of Mekong water influence. *Global and Planetary Change* 110, Part B, 183-194.

http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/introduction.introduction.pdf. (n.d.). Retrieve from http://www.tulane.edu/~sanelson/Natural_Disasters/introduction.pdf

Huang J., Ji M., Liu Y., Zhang L. & Gong D. An Overview of Arid and Semi-Arid Climate Change. *Adv. Climate Change Res.* 9, 9–14 (2013). G.E., Hooker, S.B., McClain, C.R., Carder, K.L., Müller-Karger, F., Harding, L.,

Hyland, M, Russ, J, Damania, R và Khalil, A. 2019. Cam kết về cung cấp nước tại Việt Nam: Góc nhìn từ khu vực tu nhân. Washington DC.

Jan Null, CCM.2017.El Nino and La Nina Years and Intensities.Based on Oceanic Nino Index (ONI).

JAXA EORC. (2018). High-Resolution Land Use and Land Cover Map of the Southern Region of Vietnam. Version 18.09. Japan Aerospace Exploration Agency Earth Observation Research Center.

Juan Li, Wei Tan, Meixiang Chen, Fengyun Luo, Yong Liu, Qingjun Fu, Bingtian Li.An extreme sea level event along the northwest coast of the South China sea,in 2011–2012. *Continental Shelf Research* 196 (2020) 104073

Knight J, Kennedy J J, Folland C, et al. 2009. Do global temperature trends over the last decade falsify climate predictions? In state of the climate in 2008. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 90(8): 22–23.

Lau, N. C., and Nath, M. J., 2009. A model investigation of the role of air-sea interaction in the climatological evolution and ENSO-related variability of the summer monsoon over the South China Sea and western North Pacific. *Journal of Climate*, 22:4771-4792.



Lee, Z., Carder, K.L. & Arnone, R.A. (2002). Deriving inherent optical properties from water color: a multiband quasi-analytical algorithm for optically deep waters. *Applied Optics* 41, 5755-5772.

Liên Hợp Quốc và Chính phủ Việt Nam. 2016. Việt Nam: Kế hoạch Ứng phó Khẩn cấp

Lippsett, L. Storms, Floods, & Droughts 2012. *OCEANUS MAGAZINE* Vol. 49, No. 3, Fall 2012.

Liu, Q. Y., Jiang, X., Xie, S. P., and Liu, W. T., 2004. A gap in the Indo-Pacific warm pool over the South China Sea. *Journal Of Geophysical Research*, 109: C07012, DOI: 10.1029/2003JC002179.

M. (2000). SeaWiFS Postlaunch Calibration and Validation Analyses. 49.

Magnuson, A., Phinney, D., Moore, G.E., Aiken, J., Arrigo, K.R., Letelier, R. & Culver,

Mai Hạnh Nguyên. 2010 Đánh giá tổng quát tác động của biến đổi khí hậu đối với tài nguyên đất đai và các biện pháp ứng phó. Viện Nghiên cứu quản lý đất đai

Marine Hazard : Typhoon, Storm surge, Tsunami, Huge ocean wave, Sea Ice, Red tide/Green tide, Salt tide, Oil spill, Eroded Coast.

Meehl G A, Arblaster J M, Fasullo J T, et al. 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Climate Change*, 1(7): 360–364, doi: 10.1038/nclimate1229.

Multisectoral Risk Assessment for Coastal Vietnam. World Bank Group.

Ngân hàng Thế giới 2020. Vietnam: Đánh giá đô thị hóa. Chuyển đổi cơ cấu: Đưa Đô thị hóa của Việt Nam lên một lộ trình Hiệu quả, Toàn diện và Thích ứng.

Ngân hàng Thế giới 2019. Đánh giá: Phát triển kinh tế gần đây ở Việt Nam

Ngân hàng Thế giới. 2016. Việt Nam - Mạng lưới truyền tải điện. Bộ dữ liệu.
<https://>



Ngân hàng Thế giới. 2018. Việt Nam: Hướng tới Hệ thống nước sạch và an toàn (Tiếng Anh).Đánh giá An ninh ngành Nước. Washington, DC.

Nghiên cứu về hạn hán, Trung tâm khai thác hạ tầng và chuyển giao công nghệ về thủy lực và nước(CTTWHSE), UNDP Dự án VIE/97/002 DMU-Hỗ trợ Hệ thống Quản lý thiên tai tại Việt Nam, Chương trình phát triển Liên Hiệp quốc tại Việt Nam.

Nguyễn Xuân Hiền trả lời phỏng vấn Tạp chí Khí tượng Thủy văn 27/5/ 2020

O'Reilly, J.E., Maritorena, S., O'Brien, M.C., Siegel, D.A., Toole, D., Menzies, D., Smith, R.C., Mueller, J.L., Mitchell, B.G., Kahru, M., Chavez, F.P., Strutton, P., Cota, Parker.A (2020) Anthropogenic Drivers of Relative Sea-Level Rise in the Mekong Delta – A Review. published by Sciendo. Volume 39 (2020): Issue 1 (March 2020)

Opere, A 2004.The impact of natural disasters, due to environmental change, on the livelihood of the lake Victoria basin. University of Nairobi.

P.S.J. Minderhoud, L. Coumou, G. Erkens, H. Middelkoop & E. Stouthamer (2019).Mekong delta much lower than previously assumed in sea-level rise impact assessments. Nature communications (2019) 10:3847 | <https://doi.org/10.1038/s41467-019-11602-1>

Rentschler, J, de Vries Robbé, S, Braese, J, Nguyễn Huy Dung, van Ledden, M, và Pozueta Mayo, B. 2020 Tăng cường khả năng chống chịu khu vực ven biển : Đảm bảo an toàn cho sự phát triển khu vực ven biển Việt Nam trước rủi ro thiên tai . Ngân hàng Quốc tế về Tái thiết và Phát triển / Ngân hàng Thế giới.230 tr.

Rentschler, J, Kornejew, M, Hallegatte, S, Braese, J, Obolensky, M. 2019a. Tiềm năng chưa khai phá: Chi phí kinh doanh của cơ sở hạ tầng chất lượng không đáng tin cậy ở các nước đang phát triển. Ngân hàng thế giới, Báo cáo nghiên cứu chính sách số 8899

Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge and New York: Cambridge University Press, 235–336.



Sagris, T, Tahir, S, Möller-Gulland, J, Quang, N V, Abbott, J và Yang, L. 2017. VIỆT NAM: Khuôn khổ Kinh tế về Nước để Đánh giá các Thách thức của Ngành. Washington DC.

Salinity Hazard (Lenntech) <https://www.lenntech.com/applications/irrigation/salinity/salinity-hazard-irrigation.htm#ixzz74SNz4z2t>

Schaeffer, B.A., Hagy, J.D., Conmy, R.N., Lehrter, J.C. & Stumpf, R.P. (2012). An Approach to Developing Numeric Water Quality Criteria for Coastal Waters Using the SeaWiFS Satellite Data Record. *Environmental Science & Technology* 46, 916-922.

Schmidt G A, Shindell D T, Tsigaridis K. 2014. Reconciling warming trends. *Nature Geoscience*, 7(3): 158–160, doi: 10.1038/ngeo2105.

Sepehr Eslami, Piet Hoekstra, Philip S. J. Minderhoud, Nam Nguyen Trung, Jannis M. Hoch, Edwin H. Sutanudjaja, Do Duc Dung, Tran Quang Tho, Hal E. Voepel, Marie-Noëlle Woillez & Maarten van der Vegt 2021 Projections of salt intrusion in a mega-delta under climatic and anthropogenic stressors. *COMMUNICATIONS EARTH & ENVIRONMENT* | <https://doi.org/10.1038/s43247-021-00208-5>

Shaw Ping-Tung, Chao Shenn-Yu, Fu Lee-Lueng. 1999. Sea surface height variations in the South China Sea from satellite altimetry. *Oceanol Acta*, 22(1): 1–17.

Shaw, P. T., and S. Y. Chao, 1994: Surface circulation in the South China Sea. *Deep-Sea Res. I*, 41, 1663–1683.

Stephen A. Nelson, *Natural Disasters*. 2018. EENS 3050

Trenberth K E, Jones P D, Ambenje P, et al. 2007. Observations: surface and atmospheric climate change. In: Solomon S, Qin D, Manning M, et al., eds. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment*

Wang C, Wang. W, Wang. D, and Wang.Q (2006) Interannual variability of the South China Sea associated with El Nino. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, C 03023.



What is a Natural Hazard? | GEOG 030: Geographic Perspectives on Sustainability and Human-Environment Systems, 2011. (n.d.). Retrieved August 6, 2015, from <https://www.e-education.psu.edu/geog030/node/378>.

William B. Hawley, Carling C. Hay, Jerry X. Mitrovica, and Robert E. Kopp (2020) A Spatially Variable Time Series of Sea Level Change Due to Artificial Water Impoundment. *Earth's Future*, 8, e2020EF001497. <https://doi.org/10.1029/2020EF001497>

World Bank 2020. Natural Disaster Challenges in China : Key Trends and Insights

Wu, R. G., and Wang, B., 2000. Interannual variability of summer monsoon onset over the Western North Pacific and the underlying processes. *Journal of Climate*, 13: 2483-2501.

Xie, S.-P., Q. Xie, D. Wang, and W. T. Liu (2003), Summer upwelling in the South China Sea and its role in regional climate variations, *J. Geophys. Res.*, 108(C8), 3261, doi:10.1029/2003JC001867.

Xuhua Cheng, Yiquan Qi (2007) Trends of sea level variations in the South China Sea from merged altimetry data. *Global and Planetary Change* 57 (2007) 371–382

Yanguang Fu, Xinghua Zhou, Dongxu Zhou, Weikang Sun, Chuanling Jian (2019). Sea level trend and variability in the South China Sea. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Volume IV-2/W5, 2019 ISPRS Geospatial Week 2019, 10–14 June 2019, Enschede, The Netherlands

Yi Yu, Hao-Ran Zhang,, Jiangbo Jin, Yuntao Wang, (2019). Trends of sea surface temperature and sea surface temperature fronts in the South China Sea during 2003–2017 *Acta Oceanol. Sin.*, 2019, Vol. 38, No. 4, P. 106–115.

Zhou, T., Yu, R., Li, H., and Wang, B., 2008. Ocean forcing to changes in global monsoon precipitation over the recent half century. *Journal of Climate*, 21 (15): 3833-3852.