

Bài báo khoa học

Vai trò của hoàn lưu nước và dòng chảy xoáy lên biển động nước trời Nam Trung Bộ Việt Nam

Tô Duy Thái^{1*}, Trịnh Bích Ngọc², Bùi Hồng Long³

¹Viện Hải dương học, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam;
duythaito@gmail.com;

²Trường Đại học Khoa học và Công nghệ Hà Nội, Viện Hàn lâm Khoa học và Công nghệ Việt Nam; trinh-bich.ngoc@usth.edu.vn;

³Hội Khoa học Kỹ thuật biển Việt Nam; buihonglongion@gmail.com

*Tác giả liên hệ: duythaito@gmail.com; Tel.: +84–934072641

Ban Biên tập nhận bài: 8/10/2023; Ngày phản biện xong: 6/11/2023; Ngày đăng bài: 1/2/2024

Tóm tắt: Để đánh giá vai trò của hoàn lưu nước, dòng chảy xoáy và biến thiên nội tại đại dương (OIV, phần biến thiên không thể đoán trước được do chuyển động đa quy mô của dòng chảy xoáy) từ các cấu trúc quy mô vừa đến nhỏ ảnh hưởng lên biến động nước trời Nam Trung Bộ Việt Nam, nghiên cứu này sử dụng mô hình SYMPHONIE thủy động lực 3D độ phân giải cao (1 km gần bờ, tăng tuyến tính đến 4,5 km ngoài khơi, 50 lớp độ sâu “tựa sigma biến mất”), đồng thời thực hiện tổ hợp 10 mô phỏng với các điều kiện đầu vào trộn quy mô nhỏ của biên bên trong khi giữ nguyên các điều kiện đầu biên mặt của lực khí quyển. Kết quả cho biết cường độ nước trời ở khu vực ngoài khơi phát triển cực đại khi cùng tồn tại hoàn lưu nước xoáy thuận và curl ứng suất gió xoáy thuận. Bên cạnh đó, OIV đóng vai trò thứ cấp trong sự biến động của nước trời ven bờ phía nam và ngoài khơi, nhưng lại đóng góp lớn vào sự bất ổn định của nước trời ở khu vực ven bờ phía bắc.

Từ khóa: Mô hình thủy động lực 3D; Hoàn lưu nước; Dòng chảy xoáy; Nước trời; Nam Trung Bộ Việt Nam.

1. Giới thiệu

Ở vùng Biển Đông, đặc biệt vùng ven bờ Nam Trung Bộ (NTB) Việt Nam, hiện tượng nước trời thường xuất hiện từ tháng 6 đến tháng 8 hàng năm vào thời kỳ mùa gió mùa Tây Nam hoạt động mạnh và được quan tâm nghiên cứu từ những thập niên 60 của thế kỷ trước [1]. Hiện tượng nước trời NTB đóng vai trò quan trọng trong các quá trình thủy động lực học nói chung và hệ sinh thái biển nói riêng tại Việt Nam và đã được nghiên cứu rộng rãi bởi cộng đồng khoa học trên thế giới [2–5]. Các nghiên cứu về nước trời ngoài khơi Việt Nam và vùng lân cận đã được công bố khá nhiều, cũng tồn tại các quan điểm mới và các cách tiếp cận khác nhau, chủ yếu các nghiên cứu thông qua quan trắc ảnh vệ tinh và mô hình hóa.

Trong một nghiên cứu quan trắc ảnh vệ tinh để giám sát tiến trình của nước trời dọc theo bờ tây Biển Đông trong mùa hè 1996-1997 [6], sử dụng dữ liệu viễn thám nhiệt độ bề mặt nước biển (SST) độ phân giải cao (AVHRR), dữ liệu hồng ngoại, đã xác định được cường độ của nước trời bằng tổng thông lượng nhiệt mất đi trong vùng nước lạnh dị thường. Nguyên nhân hình thành vùng nước lạnh dị thường này do ứng suất gió và gió ven bờ gây ra vận chuyển Ekman mạnh đẩy khối nước lạnh ở dưới tầng sâu lên tầng mặt. Nghiên cứu khác [7] đã đánh giá sự biến động liên mùa của nước trời mùa hè trong khu vực

gần bờ và ngoài khơi Việt Nam, sử dụng dữ liệu ảnh vệ tinh cho biết rằng gió mùa tây nam hình thành một hoàn lưu nước xoáy nghịch (*anticyclonic eddy*) di chuyển theo hướng đông nam ra phía ngoài khơi Biển Đông trong tháng 7-8. Nguyên nhân xuất hiện dòng xoáy nghịch mạnh này chính bởi yếu tố địa hình dãy núi Trường Sơn, lái hướng gió song song với khu vực NTB Việt Nam, làm tăng cường lượng gió tới khu vực này. Nước trôi vì thế được hình thành một cách nhanh chóng do sự tăng cường vận chuyển Ekman.

Vai trò của các dòng chảy xoáy trong nhiệt động lực học và sinh - địa - hóa là quan trọng vì chúng xuất hiện khắp nơi trên Biển Đông [8]. Các dòng xoáy kích thước trung bình từ hàng chục đến hàng trăm km và tồn tại từ vài tuần kéo dài đến vài tháng, có nhiều năng lượng hơn so với dòng xoáy kích thước trung bình [9, 10]. Chúng thường được hình thành bởi sự bất ổn của áp khuynh/áp hướng (barotropic/baroclinic) khí quyển trong hoàn lưu kích thước trung bình [11, 12]. Các dòng xoáy xuất hiện nhiều ở khu vực trung tâm Biển Đông, đặc biệt khu vực phía Tây Biển Đông với bán kính trung bình khoảng 130km và thời gian tồn tại khoảng 9 tuần [13]. Càng gần bờ Việt Nam, xuất hiện nhiều dòng xoáy có quy mô từ trung bình đến cận trung bình và nhỏ. Nguyên nhân gây ra các dòng xoáy này là gió mùa tây nam thổi ổn định kết hợp với biến đổi địa hình bờ và địa hình đáy phức tạp tại khu vực này [14, 15].

Các hệ thống xoáy quy mô vừa và cận vừa hoạt động rất phức tạp, tạo điều kiện thuận lợi cho các cấu trúc dòng chảy cấp độ nhỏ hình thành với kích thước từ 1-20 km [16–18] và chúng tác động lên sự biến động nước trời ở khu vực này. Do những thách thức trong cả mô hình số và quan trắc ở quy mô này, các nghiên cứu về động lực học ở quy mô vừa và nhỏ còn rất hạn chế. Tuy nhiên, nghiên cứu [18] đã sử dụng mô hình số có độ phân giải cao (~2,2 km) và cho thấy rằng các xoáy quy mô cận trung bình (*submesoscale*) phát triển về phía đông nam liên quan đến dòng xiết mạnh về phía đông vào mùa hè [19]. Chính vì vậy, sự biến động của nước trời ở khu vực này chịu ảnh hưởng đáng kể bởi sự biến thiên nội tại đại dương (OIV, phần biến thiên không thể đoán trước được do dòng chảy xoáy quy mô vừa), và các cấu trúc xoáy từ quy mô vừa đến quy mô cận trung bình là các nguồn chính của OIV [20–24]. Chỉ một số nghiên cứu bước đầu đánh giá tác động của OIV đối với sự thay đổi của hoàn lưu nước trên Biển Đông bao gồm cả vùng biển NTB Việt Nam. Nghiên cứu [25] đã chỉ ra xoáy thuận và xoáy nghịch thúc đẩy hoàn lưu mùa hè ở Nam Biển Đông có sự biến đổi mạnh do sự phân tách của gió hướng đông dọc bờ miền Trung Việt Nam mà chúng được cho là do OIV. Nghiên cứu khác [26], đã đưa ra đánh giá bước đầu về tác động của OIV trong các mô phỏng của họ, OIV liên quan đến 20% sự biến động hàng năm của dòng chảy xiết hướng đông. Tuy nhiên, với độ phân giải thô của mô hình thấp ($1/4^\circ$), họ không thể tái tạo triệt để các chế độ động lực đa quy mô và các xoáy hoạt động trong Biển Đông. Nghiên cứu [27] đã tiết lộ vai trò quan trọng của OIV trong sự biến động hàng năm của vùng nước trời mạnh NTB dựa trên mô phỏng độ nhạy có độ phân giải $1/12^\circ$. Họ chỉ ra rằng tác động của OIV có liên quan đến ảnh hưởng của dòng xoáy đến các cấu trúc quy mô vừa lan truyền một cách hỗn loạn ở khu vực ngoài khơi. Tuy nhiên nghiên cứu trên thiếu đi đánh giá biến động của các dòng chảy xoáy ở phía Tây Biển Đông, đặc biệt vai trò của hoàn lưu nước và curl dòng chảy lên sự biến động của nước trời. Do đó, những nghiên cứu này không thể hoàn toàn nắm bắt được các cấu trúc từ quy mô vừa đến quy mô nhỏ và động lực học phi địa chuyển (*non-geostrophic dynamics*) để đánh giá những đóng góp của chúng vào sự biến động của hiện tượng nước trời.

Tại Việt Nam, các công trình nghiên cứu từ thập niên 90 được thực hiện thông qua các chương trình nghiên cứu biển cấp nhà nước, đã làm rõ vai trò của yếu tố địa hình và trường gió mùa Tây Nam trong việc hình thành hiện tượng nước trời NTB [28–30]. Giải đoạn 2000-2010, điển hình thông qua các dự án hợp tác quốc tế với CHLB Đức, đã xác định hệ thống dòng chảy hai lớp thay đổi theo mùa trong khu vực NTB và nước trời hoạt động mạnh từ tháng 6-8 [5, 31–33]. Những năm gần đây, các nghiên cứu Việt Nam đã làm rõ hơn những biến động của nước trời ở quy mô liên mùa với vai trò của hoàn lưu xoáy cục bộ

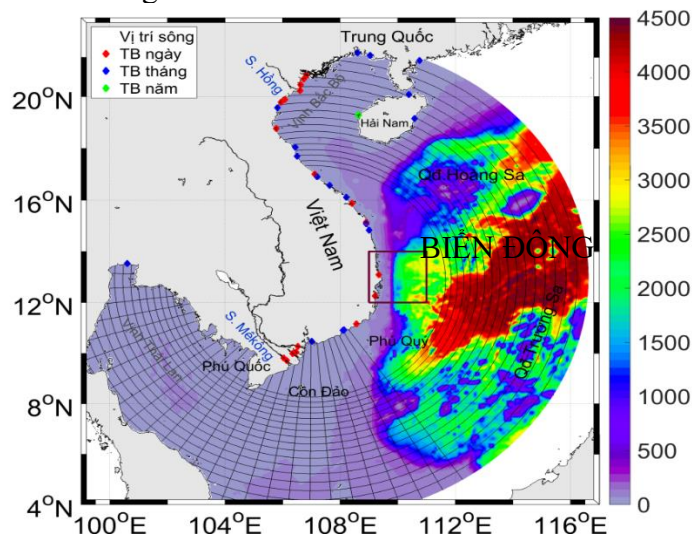
ở cấu trúc quy mô nhỏ có tính chất hỗn loạn bước đầu được đánh giá [24, 27, 34]. ĐIỀU CHUNG của các nghiên cứu trên đều chỉ ra các nguyên nhân và cơ chế chính hình thành vùng nước trời này liên quan đến gió dọc bờ và ứng suất gió trên mặt biển thổi ổn định vào mùa hè, gây ra vận chuyển Ekman mạnh đẩy khối nước lạnh ở dưới tầng sâu lên tầng mặt, tuy nhiên các vấn đề chưa làm rõ được sự ảnh hưởng của hoàn lưu đại dương, dòng chảy xoáy và biến thiên nội tại đại dương (OIV) lên biến động nội mùa của nước trời NTB.

Trong nghiên cứu này ứng dụng mô hình SYMPHONIE, đã được phát triển và thiết lập cấu hình dành riêng cho chế độ động lực khu vực Biển Đông và vùng ven bờ Việt Nam [24, 35–36]. Kết quả mô hình giúp làm rõ hiện trạng và biến động của các dòng chảy xoáy ở phía Biển Đông vào mùa hè và tác động của chúng lên hiện tượng nước trời NTB Việt Nam.

2. Số liệu và phương pháp nghiên cứu

2.1. Sử dụng số liệu trích xuất từ mô hình SYMPHONIE

Mô hình SYMPHONIE sử dụng lưới đơn cực cong trục giao với phân cực ảo lấy vùng nghiên cứu làm trung tâm [36]. Độ phân giải theo phương ngang khoảng 1km trên hầu hết đường bờ biển và giảm tuyến tính ra xa bờ với độ phân giải tại biên mở là khoảng 4,5km (Hình 1). Ưu điểm của lưới cong trục giao là độ phân giải cao nhất tập trung ở vùng ven bờ (bao phủ khu vực nghiên cứu), nơi bị ảnh hưởng bởi địa hình nông và các yếu tố địa phương bất ổn định, trong khi đó ở khu vực biển sâu ngoài khơi độ phân giải giảm do các chế độ động lực có tính ổn định và sự phân tầng rõ ràng hơn. Điều này giảm thời gian tính toán so với lưới vuông và lưới tam giác [36]. Theo độ sâu, mô hình sử dụng 50 lớp nước hệ tọa độ “tựa sigma biến mất” (*vanishing quasi-sigma*) nhằm loại bỏ hạn chế của lớp sigma [36]. Với số lớp lưới sigma không đổi, chúng sẽ càng dày hơn khi độ sâu nhỏ hơn bởi khoảng cách giữa các lớp phụ thuộc vào độ sâu tại từng điểm lưới đó. Vấn đề lý giải tại sao tại vùng thềm lục địa đứt gãy hoặc rìa núi ngầm, hoặc nơi có biến động độ sâu lớn sẽ dẫn đến sai số của phương trình khếch tán thẳng đứng, ảnh hưởng đến kết quả mô phỏng. Do vậy, việc sử dụng lưới tựa sigma biến mất (kết hợp giữa hệ tọa độ sigma và theo đẳng độ sâu) sẽ làm lược trừ một phần số lớp sigma tại điểm lưới có độ sâu biến đổi đột ngột [36]. Với điều kiện này, hoàn toàn cho phép mô hình mô phỏng và tính toán các quá trình vật lý như hoàn lưu nước trong khu vực Biển Đông và ven bờ Việt Nam từ qui mô vừa đến qui mô nhỏ, đáp ứng mục tiêu của nghiên cứu.

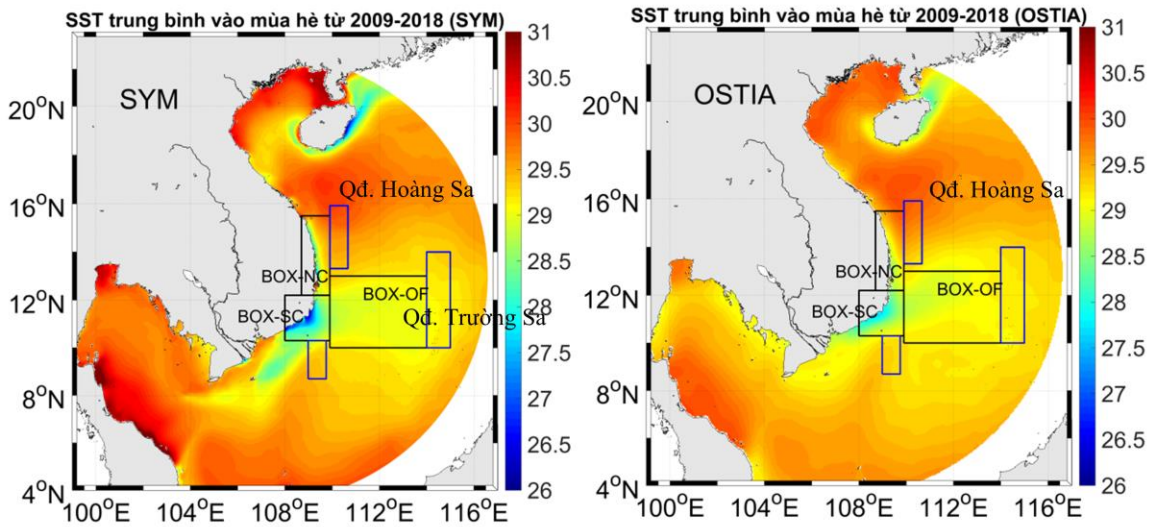


Hình 1. Đặc điểm của lưới cong trục giao (lưới đen) và độ sâu (màu, m, GEBCO_2021, độ phân giải ~ 1km) được sử dụng trên miền tính toán của SYMPHONIE và vị trí lưu lượng sông với dữ liệu hàng ngày (màu đỏ), hàng tháng (màu xanh lam), hàng năm (xanh lục). Hình chữ nhật màu nâu sẫm thể hiện vị trí của các vùng nghiên cứu trọng điểm. Số liệu trích xuất dạng trung bình ngày của: Nhiệt độ, các thành phần của vận tốc dòng chảy, gió và ứng suất gió.

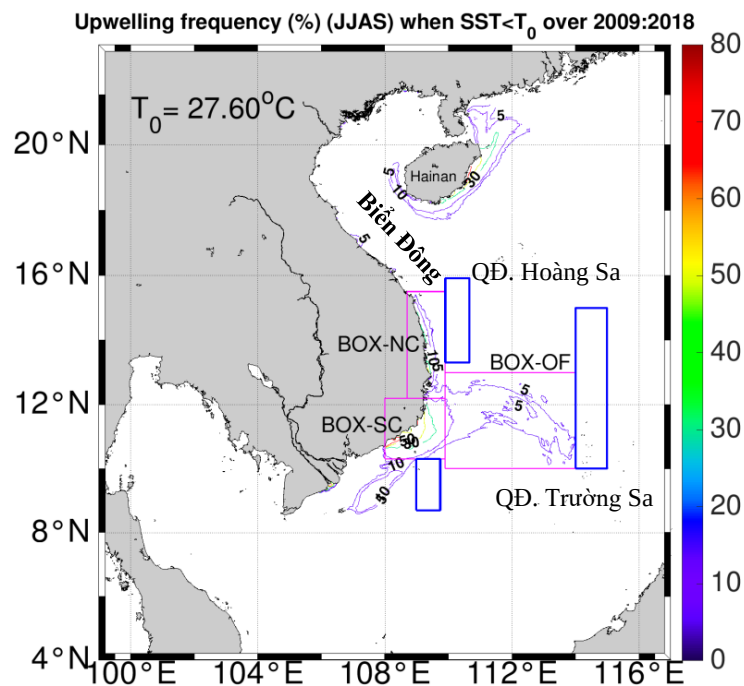
2.2. Phương pháp tính toán chỉ số nước trời

Hình 2 trình bày phân bố SST_{JJAS} trung bình theo ngày theo chuỗi thời gian từ tháng 6-9 (JJAS) của các năm 2009-2018 giữa mô hình (trái) và ảnh vệ tinh (phải). Kết quả cho thấy SST trung bình phân bố ở khu vực NTB khá tương đồng giữa mô hình và ảnh vệ tinh. Đặc biệt khu vực nước lạnh nhất tập trung ở vùng có tọa độ khoảng 109°E - 11,5°N, một ít nước lạnh phân bố ở phía bắc và phía đông.

Dựa vào kết quả trên, nghiên cứu này chia khu vực trên thành 03 phân vùng nước trời có những đặc điểm khác nhau về phân bố SST_{JJAS} đó là vùng BOX-NC (vùng ven bờ phía bắc có kinh độ từ 108,7-109,9°E; vĩ độ từ 12,2-15,5°N), vùng BOX-SC (vùng phía nam của nước trời ven bờ có kinh độ từ 108-109,9°E, vĩ độ từ 10,3-12,2°N), và vùng BOX-OF (vùng nước trời ngoài khơi có kinh độ từ 109,9-114°E, vĩ độ từ 10-13°N).



Hình 2. Phân bố SST_{JJAS} trung bình ngày từ tháng 6-9 từ năm 2009:2018 của mô phỏng (trái) và dữ liệu ảnh viễn thám OSTIA/GHRSSST (phải).



Hình 3. Phân bố tần suất (%) nước trời xuất hiện từ tháng 6-9 trên trong khoảng thời gian từ 2009-2018 theo ngưỡng nhiệt độ $T_0 = 27,6^\circ\text{C}$. Khu vực thường xuyên có hiện tượng nước trời xảy ra (hình chữ nhật tím, box N) và các vùng tham chiếu nhiệt độ tương ứng (hình chữ nhật xanh dương).

Để kiểm tra cường độ của nước trời cho mỗi vùng trên, nghiên cứu này tính toán chỉ số nước trời theo ngày ($UID_{boxN}(t)$) [27] như sau:

$$UID_{boxN}(t) = \frac{\iint_{x,y \in boxN}^{JJAS} SST_{(x,y,t)} < T_0 (T_{ref} - SST_{(x,y,t)}) dx dy}{\iint_{x,y \in boxN}^{JJAS} dx dy} \quad (1)$$

Trong đó T_{ref} là SST trung bình tham chiếu tương ứng cho từng khu vực ngoài các vùng đã được phân ở trên (Hình 2) từ tháng 6-9 (JJAS) trong chu kỳ năm 2009:2018. $SST_{(x,y,t)}$ là nhiệt độ bề mặt biển tương ứng với điểm lưới của từng phân vùng theo thời gian từ tháng 6-9. dx, dy là diện tích (m^2) theo ô lưới của từng phân vùng nước trời.

Để xác định T_0 nghiên cứu này thực hiện tính toán tần suất xuất hiện của nước trời theo các kịch bản T_0 từ 26-28°C để chọn ra tần suất nước trời xuất hiện gần như toàn bộ diện tích các vùng đã chọn trước. Từ kết quả phân tích chọn ra được $T_0 = 27,6^\circ C$ là phù hợp nhất (Hình 3).

2.3. Phương pháp tính toán chỉ số biến thiên nội tại đại dương (OIV)

Kết quả mô phỏng biến động hàng năm của nước trời từ 2009-2018 cho thấy năm 2018 có cường độ nước trời mạnh nhất [24]. Do vậy, chọn năm 2018 để nghiên cứu biến thiên nội tại đại dương ảnh hưởng đến nước trời giúp kết quả phần nào được làm rõ hơn. Nghiên cứu này thực hiện tập hợp các mô phỏng với điều kiện ban đầu ngày 1/1/2017 để mô hình đạt ổn định (loại bỏ “spin up”), thay đổi các điều kiện ban đầu của biên bên (các thành phần của dòng chảy, nhiệt độ, độ muối, và độ cao bề mặt biển), và giữ nguyên các điều kiện biên mặt (các thành phần lực của khí quyển).

Để thiết lập điều kiện đầu của biên bên cho các mô phỏng mới, nghiên cứu này tách các thành phần quy mô nhỏ bao gồm: dòng chảy, nhiệt độ, độ muối và độ cao bề mặt biển lần lượt từ cho ngày đầu tiên (ngày 1 tháng 1) từ năm 2009 đến 2018. Sau đó công với các thành phần quy mô lớn của ngày 1/1/2017 để thu được 10 trạng thái khác nhau của điều kiện đầu xáo trộn theo công thức sau:

$$X(x, y, i)_{InitialCondition} = X(x, y, 2017)_{Largescale} + X(x, y, i)_{Smallscale} \quad (2)$$

$$X(x, y, 2017)_{Largescale} = \overline{X(x, y, 2017)}_{trungbinhbánkinh100km} \quad (3)$$

$$X(x, y, i)_{Smallscale} = \overline{X(x, y, i)}_{trungbinhbánkinh100km} - X(x, y, i)_{Largescale} \quad (4)$$

Trong đó $X(x, y, i)_{InitialCondition}$ là điều kiện ban đầu mới của các thành phần u, v, T, S, SSH theo từng năm i (từ 2009:2018); $X(x, y, i)_{Largescale}$ là quy mô lớn của các thành phần u, v, T, S, SSH được tính trung bình với bán kính 100 km cho mỗi điểm lưới tương ứng với các năm, và $X(x, y, i)_{Smallscale}$ là quy mô nhỏ của các thành phần đó theo các năm. Kết quả của tập hợp 10 mô phỏng được đặt tên theo số thứ tự từ 09-18 tương ứng với các điều kiện ban đầu xáo trộn của các thành phần quy mô nhỏ từ năm 2009-2018.

Để định lượng sự đóng góp nội tại vào tổng biến thiên theo thời gian của nước trời, nghiên cứu này sử dụng chỉ số VI theo công thức sau:

$$VI(t) = \frac{\sigma_i(UID(t,i))}{\sqrt{m_i(\sigma_t(UID(t,i))^2)}} \quad (5)$$

Trong đó σ_i là độ lệch chuẩn của tập hợp biến động chỉ số nước trời theo ngày $UID(t, i)$ ở 10 trạng thái điều kiện đầu xáo trộn hỗn loạn. σ_t là độ lệch chuẩn của biến động nước trời $UID(t, i)$ từ tháng 6-9 trong 10 trạng thái kể trên và m_i là giá trị trung bình của tập hợp này.

VI là tỉ lệ giữa biến thiên nội tại theo thời gian hàng ngày với sự biến đổi của chúng trong giai đoạn từ tháng 6-9. Như vậy, VI là tỉ số giữa các biến thiên nội tại phụ thuộc (trên từ số) và độc lập (dưới mẫu số) theo thời gian. Giá trị trung bình theo thời gian và bình phương trung bình theo thời gian là $VI_t = m_t(VI(t))$ và $VI_t^2 = m_t(VI(t)^2)$. Giả sử $m_t(UID(t, i))$ giống hệt nhau giữa các kịch bản, thì VI_t^2 là phần của tổng phương sai được

giải thích bởi biến động nội tại đại dương, phần còn lại $1 - VI_t^2$ là phương sai cường bức [37]. Giá trị của VI_t^2 từ 0-1, và giá trị $VI(t)$ có thể vượt quá 1 trong các thời điểm cụ thể.

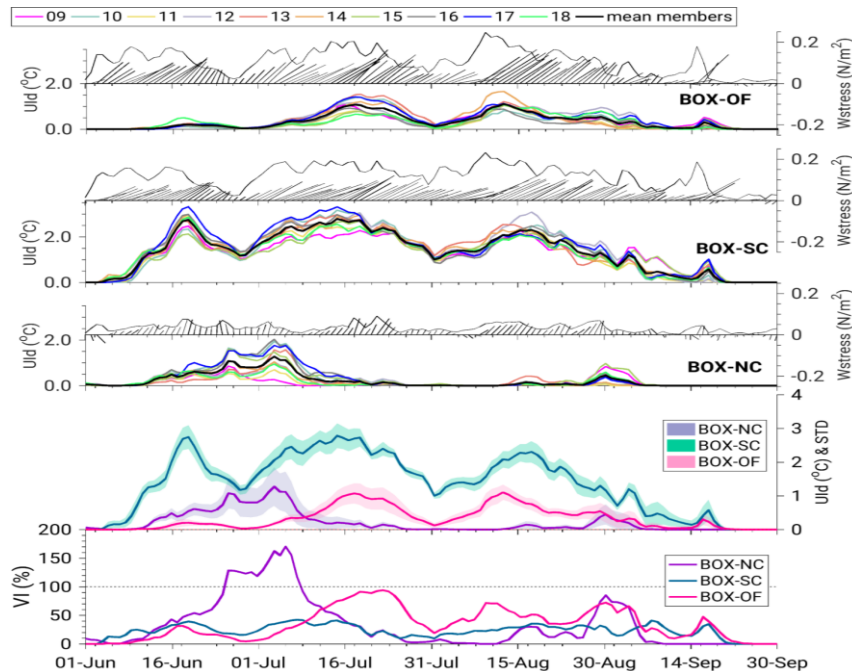
2.4. Phương pháp tính curl đối với ứng suất gió và dòng chảy xoáy

$$\text{Curl}(x, y, t) = \frac{\int_{t \text{ in JJAS}} (\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}) dt}{ND_{JJAS}} \quad (6)$$

Trong đó Curl (hay còn gọi là Rot) là toán tử vecto mô tả độ xoáy của ứng suất gió và dòng chảy; u và v là các thành phần theo hướng đông và bắc; x và y là kích thước của lưới tính trong mô hình; t là thời gian theo ngày từ tháng 6-9 (JJAS). ND_{JJAS} là số ngày từ tháng 6-9.

3. Kết quả và thảo luận

Thông qua chỉ số VI (Hình 4), phân vùng nước trời phía nam BOX-SC (đường xanh lam) có biến thiên nội tại đại dương OIV ổn định nhất và vai trò của chúng đến biến động nước trời là không đáng kể. OIV biến đổi trong khoảng dưới 10% ở thời kỳ không xuất hiện nước trời và dưới 40% ở cả 3 đỉnh của nước trời trong các tháng 6, 7 và 8. Trong khi đó, vai trò của OIV thể hiện rõ nhất ở phân vùng ven bờ phía bắc BOX-NC trong khoảng thời gian cuối tháng 6 đến đầu tháng 7 với chỉ số VI cao nhất vượt 170% (đường màu tím, Hình 4). Đối với vùng ngoài khơi BOX-OF, ảnh hưởng của OIV đến biến động nước trời chủ yếu ở khoảng thời gian 2 đỉnh UId, VI chạm ngưỡng 100% ở đỉnh nước trời tháng 7 và giảm xuống khoảng 70% tại đỉnh nước trời tháng 8. Như vậy biến thiên nội tại đại dương liên quan đến quá trình phát triển và suy tàn của nước trời, vai trò không thể hiện nhiều ở BOX-SC, tăng dần lên sự ảnh hưởng đến nước trời tại vùng BOX-OF, và đặc biệt đóng vai trò quan trọng đến sự biến động nước trời tại vùng ven bờ phía bắc BOX-NC.



Hình 4. Chuỗi thời gian theo ngày (UId, °C) của tập hợp 10 mô phỏng nước trời và ứng suất gió (Wstress, hướng và độ lớn, N/m²) trong các vùng BOX-OF (hàng 1-2), BOX-SC (hàng 3-4), BOX-NC (hàng 5-6). Giá trị trung bình của UId ± độ lệch chuẩn (hàng 7). Biến thiên nội tại theo ngày VI(UId) của nước trời tương ứng với 3 khu vực trên (hàng 8).

Để làm rõ hơn tại sao biến thiên nội tại đại dương đóng vai trò khác nhau giữa các phân vùng nước trời, nghiên cứu này tiến hành tính toán chỉ số tương quan của chuỗi thời gian UId và các thành phần ứng suất gió (Bảng 1).

Bảng 1. Sự tương quan giữa chuỗi thời gian của trung bình tập hợp 10 mô phỏng chỉ số nước trời UId (°C) với các thành phần của ứng suất gió (kinh tuyến U, vĩ tuyến V, và độ lớn) đối với từng phân vùng nước trời từ tháng 6-9.

UId tại các vùng nước trời	BoxOF			BoxSC			BoxNC		
Các thành phần ứng suất gió	U	V	Độ lớn	U	V	Độ lớn	U	V	Độ lớn
Tương quan ($p<0,01$)	0,62	0,62	0,65	0,6	0,71	0,64	--	0,37	--

Dựa vào kết quả trên Bảng 1, gió đóng vai trò chính ở 2 vùng nước trời phía nam BOX-SC và ngoài khơi BOX-OF với chỉ số tương quan thuận (có ý nghĩa trên 99% với $p < 0,01$) đều lớn hơn 0,6. Riêng vùng ven bờ phía bắc BOX-NC không có sự tương quan đến gió, điều này có thể lý giải cho sự bất ổn của OIV (phần biến thiên không thể đoán trước được do dòng chảy xoáy quy mô vừa) ảnh hưởng đến biến động nước trời tại khu vực này.

3.2. Hoàn lưu nước và curl của dòng chảy xoáy

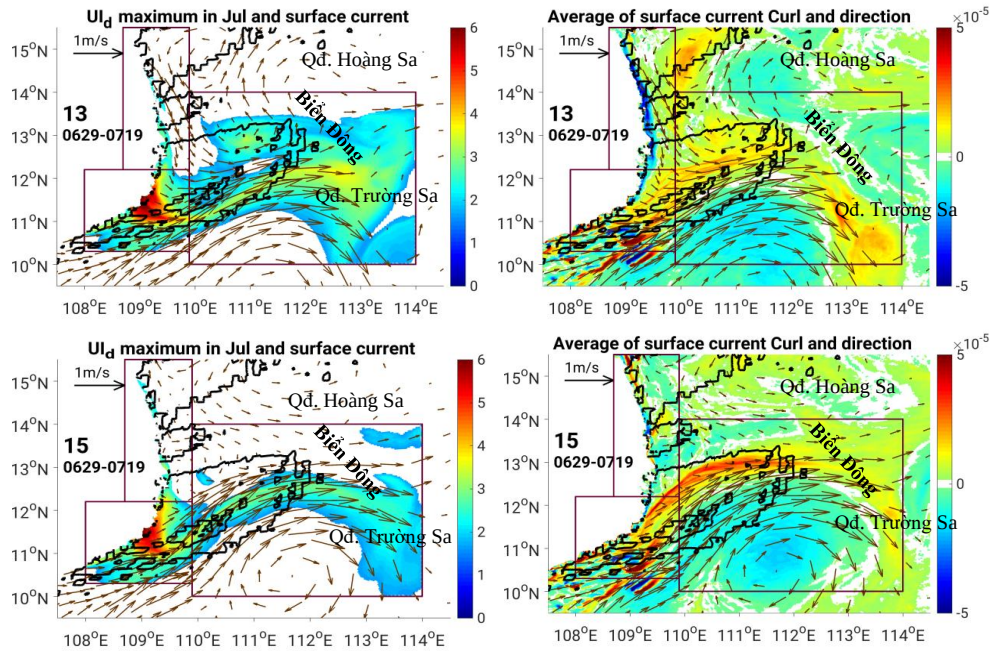
Một yếu tố có sự tác động khá lớn đến sự biến động nước trời đó chính là hoàn lưu nước hay còn được gọi là các dòng hải lưu xảy ra vào thời kỳ xuất hiện nước trời [23, 24]. Để phân tích chi tiết mức độ ảnh hưởng của yếu tố này, nghiên cứu này tiến hành phân tích các thành phần của dòng chảy (thành phần theo kinh tuyến V, vĩ tuyến U, độ lớn của dòng chảy), cũng như các thành phần xoáy curl của dòng chảy (xoáy thuận, xoáy nghịch và độ lớn của curl dòng chảy) trong tất cả tập hợp 10 mô phỏng. Bởi vì giữ nguyên điều kiện ban đầu về lực khí quyển cho tất cả các mô phỏng, do đó sự khác nhau về chỉ số nước trời UId giữa các mô phỏng sẽ liên quan đến các thành phần của dòng chảy khi đã được thay đổi điều kiện ban đầu xáo trộn của biên bên (xem Mục 2.3).

Đối với khu vực ven bờ phía nam BOX-SC, chỉ số nước trời có hệ số tương quan thuận cao với trường gió và sự ổn định của OIV đã được chứng minh ở phần trên với chỉ số VI đều dưới ngưỡng 40% (xem Mục 3.1). Ngoài ra, kết quả phân bố theo phương ngang trong tập hợp 10 mô phỏng đều cho thấy sự tương đồng về biến động theo không gian của nước trời. Điều này tái khẳng định vai trò của gió và IOV đối với biến động nước trời ở khu vực này.

Đối với khu vực ngoài khơi BOX-OF, chuỗi biến động chỉ số UId theo thời gian của tập hợp 10 mô phỏng (Hình 4), trong đó mô phỏng số 13 (đường màu đỏ cam) và mô phỏng số 15 (đường màu xanh lục nhạt) đều có quá trình phát triển nước trời bắt đầu từ ngày 29/6, sau đó cùng đạt đỉnh ngày 19/7. Tuy nhiên có sự đối lập khi UId của mô phỏng số 13 đạt giá trị cực đại còn UId của mô phỏng số 15 đạt cực tiểu. Tiếp tục theo dõi sự đối lập tương tự xảy ra trong tháng 8, UId của mô phỏng số 14 (màu nâu) đạt giá trị cực đại và UId của mô phỏng số 16 (màu xám tro) đạt giá trị cực tiểu. Do đó, nghiên cứu này trích xuất kết quả của các số mô phỏng để quan sát sự phân bố theo không gian của nước trời cũng như sơ đồ phân bố của trường ứng suất gió, dòng chảy và curl dòng chảy xoáy.

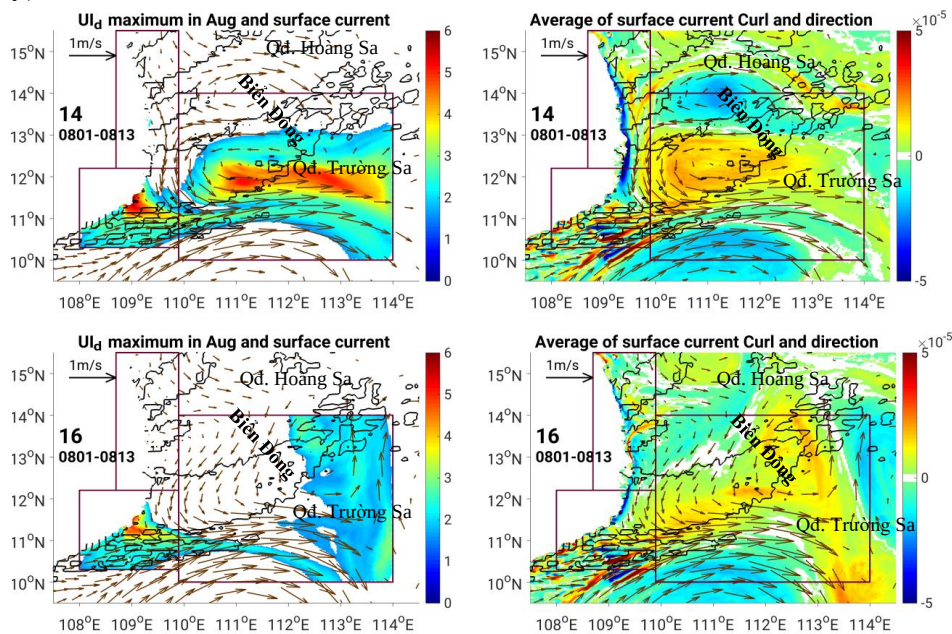
Quan sát trường dòng chảy tầng mặt tại vào đỉnh nước trời tháng 7. Hình 5 cho biết có sự biến đổi rõ nét của các thành phần dòng chảy ở khu vực BOX-OF giữa mô phỏng số 13 và số 15. Như vậy so sánh 2 mô phỏng số 13 và 15 giúp tìm ra nguyên nhân tại sao có sự khác nhau của tiến trình phát triển nước trời trong khi điều kiện về khí tượng được giữ nguyên không đổi.

Trong cả 2 mô phỏng số 13 và 15, nước trời đều xuất hiện tại vùng có curl ứng suất gió dương (xoáy thuận của ứng suất gió, đường đồng mức màu đen tại $3 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$, Hình 5). Tuy nhiên có sự khác biệt giữa 2 số mô phỏng về diện tích chỉ số nước trời. Số mô phỏng 13 có chỉ số nước trời lớn nhất trong tập hợp 10 số mô phỏng, ngược lại số 15 là một trong những mô phỏng có chỉ số nước trời thấp nhất (hàng 1-6, Hình 4).



Hình 5. Chỉ số nước trời cực đại trong tháng 7 (điều kiện năm 2013, 2015) và trung bình theo tiến trình phát triển của nước trời từ 29/6-19/7 đối với Curl ứng suất gió (đường đồng mức đen tại $3 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$), curl dòng chảy (đơn vị m.s^{-2} , thang màu) và dòng chảy tầng mặt (mũi tên đen).

Nhìn kỹ hơn có thể thấy sự khác biệt giữa curl dòng chảy của mô phỏng số 13 và 15 là vị trí xoáy nghịch (*anticyclonic eddy*) của số 15 có vĩ độ từ $10-12,5^\circ\text{N}$, kinh độ từ $110-113^\circ\text{E}$, trong khi vị trí xoáy nghịch của số 13 có vĩ độ từ $10-12^\circ\text{N}$, kinh độ từ $110-112,5^\circ\text{E}$. Có nghĩa rằng diện tích xoáy nghịch của số 15 lớn hơn và có vị trí theo vĩ độ cao hơn so với số 13. Điều này cho biết nước trời không xuất hiện tại các xoáy nghịch của dòng chảy. Như vậy phân tích các giá trị trung bình theo tiến trình phát triển của nước trời từ ngày 29/6-19/7 thì có thể thấy được sự ảnh hưởng chủ đạo của curl ứng suất gió dương (xoáy thuận của ứng suất gió) giúp hình thành nước trời và thành phần curl dòng chảy âm (xoáy nghịch của dòng chảy) triệt tiêu nước trời.



Hình 6. Chỉ số nước trời cực đại trong tháng và trung bình theo tiến trình phát triển của nước trời từ 30/7-11/8 (điều kiện năm 2014) và từ 1/8-13/8 (điều kiện năm 2016) đối với Curl ứng suất gió (đường đồng mức đen tại $3 \times 10^{-7} \text{ N.m}^{-3}$), curl dòng chảy (đơn vị m.s^{-2} , thang màu), và dòng chảy tầng mặt (mũi tên đen).

Phân tích vai trò của hoàn lưu nước trong tháng 8 (Hình 6) cho thấy sự khác nhau trong suốt quá trình hình thành nước trời ở khu vực ngoài khơi BOX-OF giữa số mô phỏng 14 (diện tích phân bố nước trời cực đại) và số 16 (diện tích nước trời cực tiểu). Trước tiên chúng ta thấy gần như không có sự xuất hiện của nước trời ở vùng BOX-OF, nơi mà khu vực curl ứng suất gió xoáy thuận tồn tại tại số mô phỏng 16. Thay vào đó nước trời xuất hiện tại nơi có luồng dòng chảy mạnh nhất hướng từ bờ ra ngoài khơi. Mặt khác, khi quan sát vị trí của curl dòng chảy dương (xoáy thuận của dòng chảy) thì vị trí của chúng đều trùng khớp với vị trí của xoáy thuận ứng suất gió. Tuy nhiên, sự khác biệt ở chỗ số mô phỏng 14 có hệ thống 3 xoáy nằm đan xen nhau với 2 xoáy thuận ở phía bắc (nhỏ hơn) và phía nam (lớn hơn) kẹp giữa 1 xoáy nghịch ở trung tâm (Hình 6). Số mô phỏng 16 cũng có hình thái gần như tương tự nhưng xoáy nghịch của dòng chảy ở phía bắc thì không tồn tại, do vậy vùng xoáy thuận có cường độ nhỏ hơn xoáy thuận của số mô phỏng 14. Đặc trưng các xoáy thuận của dòng chảy chính là hệ thống dòng phân kỳ, là điều kiện hình thành lý thuyết nước trời cổ điển ngoài khơi, do vậy số mô phỏng 14 có dòng phân kỳ lớn hơn làm cho cường độ nước trời cũng lớn hơn.

Nhìn chung vào thời kỳ nước trời đạt đỉnh trong tháng 8, hệ thống luồng dòng chảy mạnh từ bờ hướng ra ngoài khơi kéo theo khối nước lạnh ở vùng BOX-SC ra đến vùng BOX-OF. Tại vùng BOX-OF, hiện tượng lưỡng cực kép, so le giữa các xoáy thuận - nghịch của dòng chảy làm tăng diện tích của dòng chảy xoáy thuận, kết hợp với khu vực có sự tồn tại của ứng suất gió xoáy thuận dẫn đến thúc đẩy sự phát triển và phân bố của nước trời. Sự khác biệt giữa đỉnh nước trời của tháng 7 và 8 đó là mức độ chi phối của dòng chảy mạnh hơn so với yếu tố curl ứng suất gió.

4. Kết luận

- Khu vực ven bờ phía nam và ngoài khơi có hệ số tương quan thuận cao giữa chuỗi biến động của ứng suất gió và chỉ số nước trời. Không có sự tương quan ở khu vực ven bờ phía bắc.
- VI có tính ổn định cao vào khoảng thời gian nước trời đạt đỉnh ở khu vực ven bờ phía nam và ngoài khơi, cho thấy OIV đóng vai trò thứ cấp trong sự biến động của nước trời ở hai khu vực này. Ngoài ra, VI bất ổn ở khu vực ven bờ phía bắc cho biết OIV trong hoàn lưu cấu trúc nhỏ đóng góp lớn đến biến động nước trời ở khu vực này.
- Ở khu vực ngoài khơi, cường độ của nước trời phát triển cực đại khi cùng tồn tại hoàn lưu nước xoáy thuận (dòng phân kỳ) và curl ứng suất gió xoáy thuận.
- Nghiên cứu cần mở rộng phân tích biến động nước trời trong khoảng thời gian dài hơn, qua đó đóng góp cơ sở khoa học cho việc phát triển mô hình dự báo nước trời trong tương lai.

Đóng góp của tác giả: Xây dựng ý tưởng nghiên cứu: T.D.T., B.H.L.; Xử lý số liệu: T.D.T., T.B.N.; Viết bản thảo bài báo: T.D.T., T.B.N.; Chính sửa bài báo: T.D.T.

Lời cảm ơn: Bài báo hoàn thành nhờ vào kết quả của nhiệm vụ cơ sở cho cán bộ trẻ Viện Hải dương học (mã số TXKHTE.17/23-23-01); và nhiệm vụ hợp tác quốc tế giữa VAST và IRD (mã số QTFR02.02/23-24). Nhóm tác giả cũng xin được chân thành cảm ơn các nhà khoa học phòng thí nghiệm LEGOS (Toulouse, CH Pháp) đã hỗ trợ hướng dẫn sử dụng mô hình trong quá trình thực hiện nghiên cứu. Tập thể tác giả trân trọng cảm ơn các ý kiến đóng góp quý báu của các phản biện, góp phần giúp nhóm tác giả hoàn thiện công trình công bố của mình.

Lời cam đoan: Tập thể tác giả cam đoan bài báo này là công trình nghiên cứu của tập thể tác giả, chưa được công bố ở đâu, không được sao chép từ những nghiên cứu trước đây; không có sự tranh chấp lợi ích trong nhóm tác giả.

Tài liệu tham khảo

1. Wyrski, K. Physical oceanography of the South East Asian waters. *Naga Rep.* **1961**, 2, pp. 195.
2. Tang, D.; Kawamura, H.; Van Dien, T.; Lee, M. Offshore phytoplankton biomass increase and its oceanographic causes in the South China Sea. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* **2004**, 268, 31–41.
3. Ning, X.; Chai, F.; Xue, H.; Cai, Y.; Liu, C.; Shi, J. Physical-biological oceanographic coupling influencing phytoplankton and primary production in the South China Sea. *J. Geophys. Res. C Ocean.* **2004**, 109(10), 1–20.
4. Wu, C.R.; Chang, C.W.J. Interannual variability of the South China Sea in a data assimilation model. *Geophys. Res. Lett.* **2005**, 32(17), 1–4.
5. Hein, H. Vietnam upwelling - Analysis of the upwelling and related processes in the coastal area off South Vietnam. PhD thesis at the Department Geowissenschaften der Universität Hamburg auf Grund der Gutachten von 2008, pp. 165.
6. Kuo, N.; Zheng, Q.; Ho, C.R. Satellite Observation of Upwelling along the Western Coast of the South China Sea. *Remote Sens. Environ.* **2000**, 74(3), 463–470.
7. Xie, S.P.; Xie, Q.; Wang, D. Summer Upwelling in the South China Sea and its Role in Regional Climate Variations. *J. Geophys. Res.* **2003**, 108, 1–37.
8. Guo, M.; Chai, F.; Xiu, P.; Li, S.; Rao, S. Impacts of mesoscale eddies in the South China Sea on biogeochemical cycles. *Ocean Dyn.* **2015**, 65(9–10), 1335–1352.
9. Richardson, P.L. Eddy kinetic energy in the North Atlantic from surface drifters. *J. Geophys. Res.* **1983**, 88(C7), 4355.
10. Chelton, D.B.; Schlax, M.G.; Samelson, R.M.; de Szoeke, R.A. Global observations of large oceanic eddies. *Geophys. Res. Lett.*, **2007**, 34(15), 15606.
11. Holland, W.R. The Role of Mesoscale Eddies in the General Circulation of the Ocean—Numerical Experiments Using a Wind-Driven Quasi-Geostrophic Model. *J. Phys. Oceanogr.* **1978**, 8(3), 363–392.
12. Chen, S.; Qiu, B. Seasonal variability of the South Equatorial Countercurrent. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2004**, 109(C8), 8003.
13. Chen, G.; Hou, Y.; Chu, X. Mesoscale eddies in the South China Sea: Mean properties, spatiotemporal variability, and impact on thermohaline structure. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2011**, 116(C6), 6018.
14. Hwang, C.; Chen, S.A. Fourier and wavelet analyses of TOPEX/Poseidon-derived sea level anomaly over the South China Sea: A contribution to the South China Sea Monsoon Experiment. *J. Geophys. Res.* **2000**, 105(C12), 28785.
15. Chen, G.; Hou, Y.; Zhang, Q.; Chu, X. The eddy pair off eastern Vietnam: Interannual variability and impact on thermohaline structure. *Cont. Shelf Res.* **2010**, 30(7), 715–723.
16. Wang, G. Mesoscale eddies in the South China Sea observed with altimeter data. *Geophys. Res. Lett.* **2003**, 30(21), 2121.
17. Hu, J.Y.; Wang, H.X. Progress on upwelling studies in the China seas. *Rev. Geophys.* **2016**, (54), 653–673.
18. Lin, H.; Liu, Z.; Hu, J.; Menemenlis, D.; Huang, Y. Characterizing meso- to submesoscale features in the South China Sea. *Prog. Oceanogr.* **2020**, 188, 102420.
19. Shaw, P.-T.; and Chao, S.-Y. Surface circulation in the South China Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res. Pap.* **1994**, 41(11–12), 1663–1683.
20. Sérazin, G.; Penduff, T.; Grégorio, S.; Barnier, B.; Molines, J.M.; Terray, L. Intrinsic variability of sea level from global ocean simulations: Spatiotemporal scales. *J. Clim.* **2015**, 28(10), 4279–4292.

21. Sérazin, G.; Meyssignac, B.; Penduff, T.; Terray, L.; Barnier, B.; Molines, J.M. Quantifying uncertainties on regional sea level change induced by multidecadal intrinsic oceanic variability. *Geophys. Res. Lett.* **2016**, *43*(15), 8151–8159.
22. Waldman, R.; Somot, S.; Herrmann, M.; Sevault, F.; Isachsen, P.E. On the chaotic variability of deep convection in the mediterranean sea. *Geophys. Res. Lett.* **2018**, *45*(5), 2433–2443.
23. Da, N.D.; Herrmann, M.; Morrow, R.; Niño, F.; Huan, N.M.; Trinh, N.Q. Contributions of wind, ocean intrinsic variability, and ENSO to the interannual variability of the South Vietnam upwelling: A modeling study. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2019**, *124*(9), 6545–6574.
24. To Duy, T.; Herrmann, M.; Estournel, C.; Marsaleix, P.; Duhaut, T.; Bui Hong, L.; Trinh Bich, N. The role of wind, mesoscale dynamics, and coastal circulation in the interannual variability of the South Vietnam Upwelling, South China Sea – answers from a high-resolution ocean model. *Ocean Sci.* **2022**, *18*(4), 1131–1161.
25. Gan, J.; Qu, T. Coastal jet separation and associated flow variability in the southwest South China Sea. *Deep Sea Res. Part I Oceanogr. Res.* **2008**, *55*(1), 1–19.
26. Li, Y.; Han, W.; Wilkin, J.L.; Zhang, W.G.; Arango, H.; Zavala-Garay, J.; Levin, J.; Castruccio, F.S. Interannual variability of the surface summertime eastward jet in the South China Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2014**, *119*(10), 7205–7228.
27. Da, N.D.; Herrmann, M.; Morrow, R.; Niño, F.; Huan, N.M.; Trinh, N.Q. Contributions of wind, ocean intrinsic variability, and enso to the interannual variability of the south vietnam upwelling: a modeling study. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2019**, *124*(9), 6545–6574.
28. Lanh, V.V. Thermohaline structure and water masses of South China Sea. *Collect. Mar. Res. Work.* **1995**, *IV*, 25–35.
29. Bài, L.V.; Lành, V.V. Đặc điểm phân bố và cấu trúc nhiệt muối vùng nước trôi mạnh. Tuyển tập nghiên cứu vùng nước trôi mạnh Nam Trung Bộ. NXB Khoa học Kỹ thuật 1997, tr. 39–48.
30. Lành, V.V.; Sơn, T.P.H. Sự hình thành và xu thế chuyển động của các khối nước trung gian cực trị độ mặn trong Biển Đông. *Tạp chí các Khoa học về Trái đất* **1999**, *21*(3), 228–237.
31. Long, B.H.; Lâm, N.N.; Pohlmann, T. Một số kết quả nghiên cứu về nước trôi Nam Trung Bộ của đề tài hợp tác giữa Việt Nam và CHLB Đức theo nghị định thư, giai đoạn 2003 – 2006. Tuyển tập Báo cáo Hội nghị Quốc gia “Biển Đông-2007” 2007, 3–14.
32. Long, B.H. Hiện tượng nước trôi trong vùng biển Việt Nam. Nhà xuất bản Khoa học Tự nhiên và Công nghệ, 2009.
33. Dippner, J.W.; Nguyen, K.V.; Hein, H.; Ohde, T.; Loick, N. Monsoon-induced upwelling off the Vietnamese coast. *Ocean Dyn.* **2007**, *57*(1), 46–62.
34. Ngo, M.H.; Hsin, Y.C. Impacts of wind and current on the interannual variation of the summertime upwelling off southern vietnam in the South China Sea. *J. Geophys. Res. Ocean.* **2021**, *126*(6), e2020JC016892.
35. Thai, T.D.; Herrmann, M.; Dahaut, T. Hydrodynamical variability in the east sea and south central Vietnam upwelling area from a 3D numerical model. *J. Mar. Sci. Technol.* **2017**, *17*(4A), 1–13.
36. Thai, T.D.; Long, B.H. Study and application of symphonie model to compute the hydrodynamic processes in the East Sea. *Tạp chí Khoa học và Công nghệ biển* **2019**, *19*(4A), 1–15.
37. Sérazin, G.; Jaymond, A.; Leroux, S.; Penduff, T.; Bessières, L.; Llovel, W.; Barnier, B.; Molines, J.M.; Terray, L. A global probabilistic study of the ocean heat

content low-frequency variability: Atmospheric forcing versus oceanic chaos. *Geophys. Res. Lett.* **2017**, 44(11), 5580–5589.

The role of ocean circulation and eddies on the variability of South Central Vietnam upwelling

To Duy Thai^{1*}, Trinh Bich Ngoc², Bui Hong Long³

¹ Insitute of Oceanography, Vietnam Academy of Science and Technology;
duythaito@gmail.com

² University of Science and Technology of Hanoi, Vietnam Academy of Science and Technology; trinh-bich.ngoc@usth.edu.vn

³ Vietnam Marine Science and Technology Association; buihonglongion@gmail.com

Abstract: To evaluate the role of ocean circulation, ocean eddies, and intrinsic oceanic variability (OIV, unpredictable variations caused by the motion of multiscale eddies) at the meso to submeso-scales structures on the variability of South Central Vietnam upwelling, this study used a high-resolution 3D hydrodynamic model SYMPHONIE (with a resolution of 1km near the coast, linearly increasing to 4.5 km offshore, with 50 depth layers using “vanishing quasi-sigma” coordinates), and simultaneously performed an ensemble 10 simulations with small-scale disturbance initial conditions of the lateral boundary while keeping the surface atmospheric forcing conditions. The results show that the upwelling intensity in the offshore area develops at its maximum when cyclonic circulation and cyclonic wind stress curl coexist. Besides that, OIV plays a secondary role in the upwelling variability along the southern and offshore areas, but makes a major contribution to the instability of upwelling in the northern coastal area.

Keywords: 3D hydrodynamic model; Ocean circulation; Ocean eddies; Upwelling; South Central Vietnam.