

مدل‌های جهانی برای بررسی شکوفایی گیادروایانی (فیتوپلانکتونی) در دریای عمان و شمال غربی دریای عرب

سیده صفورا صدیق مروستی¹، آناند نانادسیکان²، عباسعلی علی اکبری بیدختی^{3*}، سرمد قادر⁴ و محمد صدیق مرتضوی⁵

¹ دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشکده علوم و فنون دریایی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

² استاد، دانشکده علوم جوی و اقیانوسی، دانشگاه جانزهاپکینز، ایالات متحده آمریکا، ایالت مریلند، بالتیمور، آمریکا

³ استاد، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

⁴ دانشیار، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

⁵ دانشیار، پژوهشکده اکولوژی خلیج فارس و دریای عمان، بندرعباس، ایران

(تاریخ دریافت: 95/02/27، تاریخ پذیرش: 95/05/05)

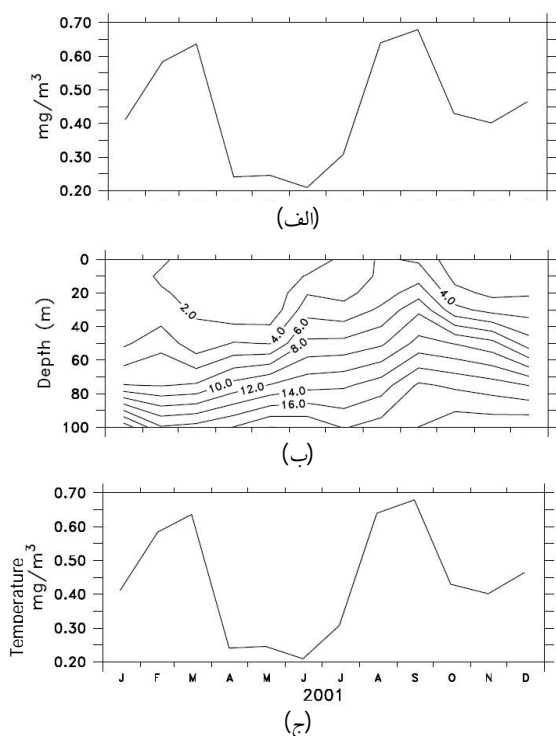
چکیده

در سال‌های اخیر، افزایشی در شکوفایی کشنده قرمز در شمال غربی دریای عرب و دریای عمان مشاهده شده است که این سؤال را در ذهن به وجود می‌آورد: آیا تغییرات اقلیمی باعث افزایش این روند شده است یا خیر؟ با هدف پاسخ به این سؤال، در این پژوهش از مدل‌های مختلف سامانه زمین و داده‌های ماهواره‌ای استفاده شده است. داده‌های ماهواره‌ای دو شکوفایی را در این منطقه نشان می‌دهند، شکوفایی زمستانی که بیشینه آن در ماه فوریه و شکوفایی تابستانی که بیشینه آن در ماه سپتامبر است. تغییرات درون‌سالانه‌ای نیز در شکوفایی زمستانی حاصل از اثر پیچک‌های چرخندی که توزیع مکانی متفاوتی از یک سال به سال دیگر دارند، مشخص شده است. دو مدل با تفکیک کم (1°) با بخش زیست‌زمین‌شیمیایی تقریباً پیچیده (مدل TOPAZ) چرخه سالانه را نشان می‌دهند ولی قادر به نمایش پیچک‌ها و تغییرات درون‌سالانه نیستند. مدل‌های با تفکیک بیشتر (GFDL CM2.6) که توانایی مدل‌سازی پیچک‌ها را دارند همراه با بخش زیست‌زمین‌شیمیایی ساده‌تر (مدل miniBLING) تغییرات درون‌سالانه بزرگ‌تری را نشان می‌دهند، اما مقدار شکوفایی زمستانی را بیش از اندازه پیش‌بینی می‌کنند. این مدل اگرچه رابطه بین شکوفایی و پیچک را در بخش جنوبی به‌خوبی نشان می‌دهد، اما در بخش شمالی منطقه موفق نیست. این امر به دلیل نداشتن توانایی در مدل‌سازی دماشیب (ترموکلاین) و غذاشیب (نوتری کلاین) قوی و درست در آن مناطق می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: کشنده قرمز، شکوفایی، مدل‌سازی عددی، پیچک، مدل سامانه زمین، زیست‌زمین‌شیمیایی

1 مقدمه

می‌رسد.



شکل 1. (الف) تغییر ماهانه سبزینه سطحی، (ب) نیم‌رخ قائم نیترات و (ج) تغییر ماهانه دما در دریای عمان از داده‌های اندازه‌گیری WOD09-اطلس 2009.

شکوفایی در بخش غربی دریای عرب به‌خصوص در دریای عمان با استفاده از داده‌های اطلس (World Ocean Data Base (WOD09)) و داده‌های ماهواره‌ای کلروفیل از وبگاه <http://oceancolor.gsfc.nasa.gov> مطالعه و مورد بررسی قرار گرفته است. نیم‌رخ قائم دمای سطحی و مقدار نیترات در سطح نسبت به عمق در ماه‌های مختلف سال 2009 که از داده‌های اطلس استخراج شده، در شکل 1 نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل‌های 1-ب و 1-ج مشاهده می‌شود، در طی شکوفایی در زمستان و تابستان دماشیب (ترموکلاین) بالا آمده و کم عمق می‌شود و مقدار نیترات هم در منطقه بالا می‌رود (الازری و همکاران، 2010؛ لوی و همکاران، 2007).

منطقه شمال غربی دریای عرب و دریای عمان، یعنی 15 تا 26 درجه شمالی و 56 تا 66 درجه شرقی، که در این پژوهش مورد مطالعه قرار می‌گیرد، یکی از فعال‌ترین مناطق جهان از لحاظ حاصل‌خیزی در تولیدات اولیه است به طوری که بیشینه غلظت کلروفیل در شکوفایی تابستانی به 0.7 mg/m^3 می‌رسد (شکل 1). بیشتر بخش‌های حوزه دریای عرب تحت تأثیر چرخه مونسون‌های وارون‌شونده (reversing) قرار دارند. در تابستان (ژوئن تا سپتامبر) مونسون جنوب غربی که حاصل از شیو (گرادیان) فشار دریا-خشکی است، در بخش شمال غربی دریای عرب می‌وزد و این مونسون تابستانی موجب ایجاد بادهای قوی از جنوب غربی به شمال شرقی می‌شود. وزش بادهای قوی تنش سطحی بزرگی بر روی سطح اقیانوس ایجاد و سبب پدید آمدن الگوهای از فراچاهش (upwelling)، جریان و پیچک در منطقه می‌شود (آبوت و همکاران، 1985). همان‌گونه که در شکل 1 دیده می‌شود، این فراچاهش باعث بالا آمدن مواد مغذی به لایه‌های سطحی می‌شود. مونسون دیگری در سال که مونسون زمستانی یا مونسون شمال شرقی است، بین ماه‌های دسامبر تا فوریه اتفاق می‌افتد ولی به اندازه مونسون جنوب غربی تابستانی قوی نیست و تنش‌های باد کم و متوسطی را بر روی سطح اقیانوس (0.032 N/m^2) در مقایسه با مونسون تابستانی (0.127 N/m^2) ایجاد می‌کند (پیونتکوسکی و همکاران، 2012). با توجه به کم بودن میزان تنش باد، فراچاهش زیادی در اثر وزش بادهای مونسونی زمستانی ایجاد نمی‌شود ولی شار منفی گرما و اتلاف گرما در سطح اقیانوس حاصل از این بادهای موجب ناپایداری شار شناوری در سطح و ایجاد پدیده واژگونی (overturning) همرفتی در منطقه می‌شود. وجود این پدیده باعث عمیق‌تر شدن و سرد شدن لایه آمیختگی می‌شود. همان‌طور که در شکل 1-ج دیده می‌شود، این عمق به حدود 60 متر

2 نتایج ماهواره‌ای

1-2 تغییرات سبزینه (کلروفیل) - آ در ساختارهای

میان‌مقیاس

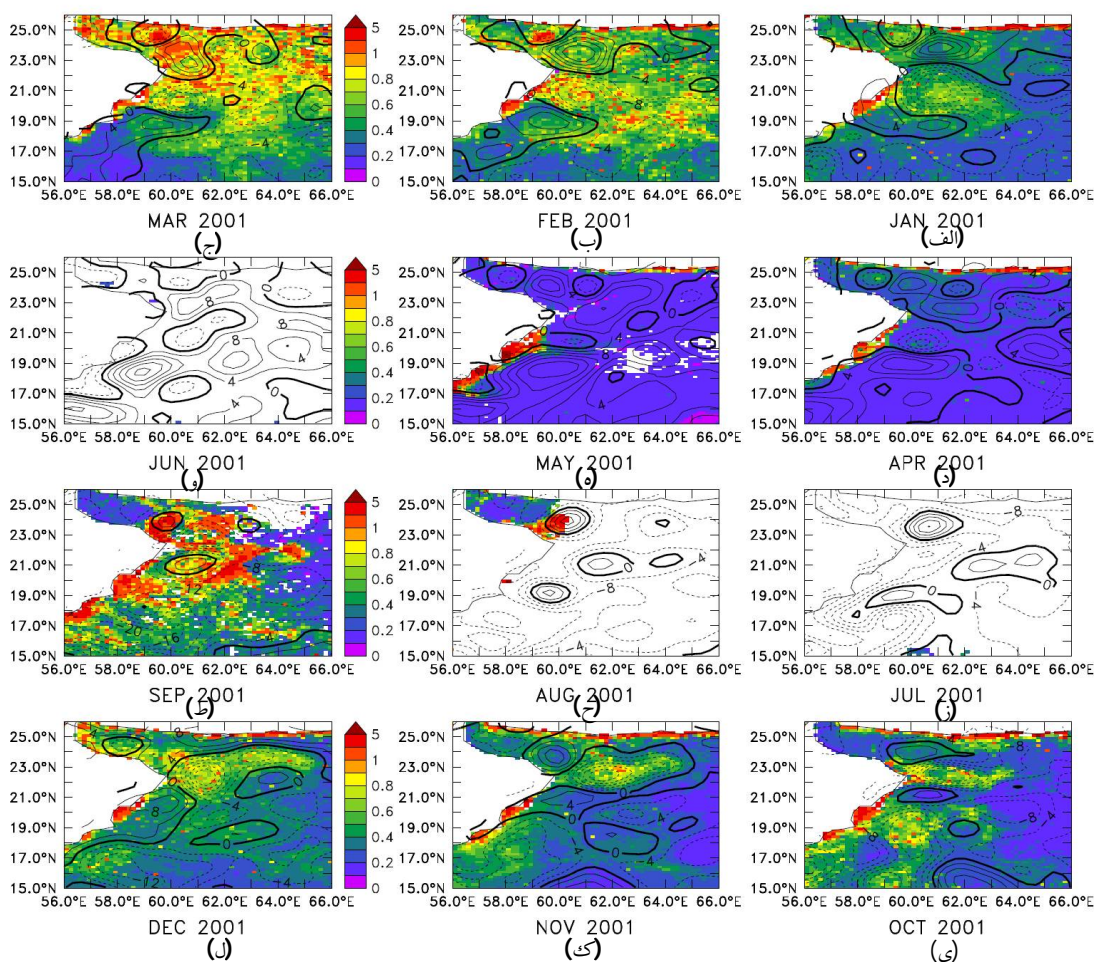
یکی از عوامل مهم در پدیده شکوفایی گیادروایانی (فیتوپلانکتونی)، پیچک‌ها هستند که در آمیختگی قائم مؤثر بوده و مواد مغذی را از پایین به سطح می‌آورند. در این قسمت تلاش شده است که بر اساس تراز سطح آب این عامل مهم یعنی پیچک‌ها شناسایی شود. این بررسی به دو روش کیفی و کمی انجام شده است. برای یافتن رابطه بین سبزینه و تراز سطح آب برای سال‌های 1998 تا 2005 تصاویر ماهواره‌ای این دو کمیت برای منطقه مورد نظر روی هم رسم شده است. افزایش سطح آب بیانگر پیچک‌ها و چرخندی و کاهش سطح آب نشان‌دهنده پیچک‌ها و چرخندی است. در تمام ماه‌های سال در دوره 1998 تا 2005 بیشینه سبزینه با کمینه و بیشینه تراز سطح آب تطابق داده شده و وضعیت داده‌ها بررسی شده است. برای مثال، تصاویر مربوط به سال نمونه 2001 در شکل 2 آورده شده است. همان‌طور که در این شکل مشخص است، در طول ماه مارس در سال 2001 مقدار سبزینه در تمام منطقه مورد مطالعه هم در پیچک‌های چرخندی و هم در پیچک‌های واپرخندی زیاد است و در ماه‌های بعد یعنی ماه آوریل و مه شکوفایی از بین می‌رود و غلظت سبزینه‌ای محسوس در منطقه مشاهده نمی‌شود. پایداری شکوفایی در بین پیچک‌های سرد در شکل 2 در بخش‌های مربوط به ماه‌های آوریل تا ژوئن (شکل‌های 2-د تا 2-و) نشان داده شده است. همان‌طور که در شکل 2-د مشاهده می‌شود دومین شکوفایی سال در سپتامبر در پیچک‌های سرد و گرم به وجود می‌آید ولی در ماه‌های بعد شکوفایی در پیچک‌های گرم یا واپرخندی از بین می‌رود در حالی که در پیچک‌های سرد باقی می‌ماند.

بنابراین دو شکوفایی مشخص در بهار و پاییز قابل مشاهده است که اولین آن در اواخر زمستان (بیشتر در ماه فوریه) و اوایل بهار (مارس)، یعنی در انتهای مونسون زمستانی که مقدار سبزینه در هر دو نوع پیچک‌های پرخندی و واپرخندی وجود دارد، روی می‌دهد. این شکوفایی مشاهده شده بعد از اواسط بهار (آوریل) از بین می‌رود و مقدار سبزینه در ماه‌های آوریل و مه قابل ملاحظه نیست. در بیشتر اوقات با توجه به شرایط اقلیمی منطقه در طی تابستان (ماه‌های ژوئن تا اوت) تصاویر ماهواره‌ای دسترس‌پذیر نیستند. دومین شکوفایی در اواخر تابستان (اوت) و اوایل پاییز (سپتامبر)، یعنی در اواخر مونسون تابستانی، با مقدار سبزینه بالا در هر دو نوع پیچک به وجود می‌آید. بعد از ماه سپتامبر یعنی در ماه‌های اکتبر، نوامبر و دسامبر که مونسون تابستانی تمام شده است، یعنی در طول بقیه ماه‌های پاییز تا وسط زمستان، در واقع رابطه اصلی بین پیچک و سبزینه برقرار می‌شود. مقدار سبزینه در پیچک‌های واپرخندی از بین می‌رود و فقط در پیچک‌های چرخندی باقی می‌ماند. در این ماه‌ها، پیچک‌ها شکوفایی را هدایت می‌کنند. به صورت کلی می‌توان بیان کرد که شکوفایی تابستانی به دلیل فراچاهش حاصل از باد بوده و شکوفایی زمستانی به دلیل سرمای هواست که باعث شار منفی گرما، اتلاف گرما و واژگونی همرفتی می‌شود. در فصل پاییز میان مونسونی، شکوفایی رابطه شدیدی با پیچک‌ها دارد تا حدی که می‌توان گفت شکوفایی حاصل فراچاهش ناشی از پیچک‌ها است.

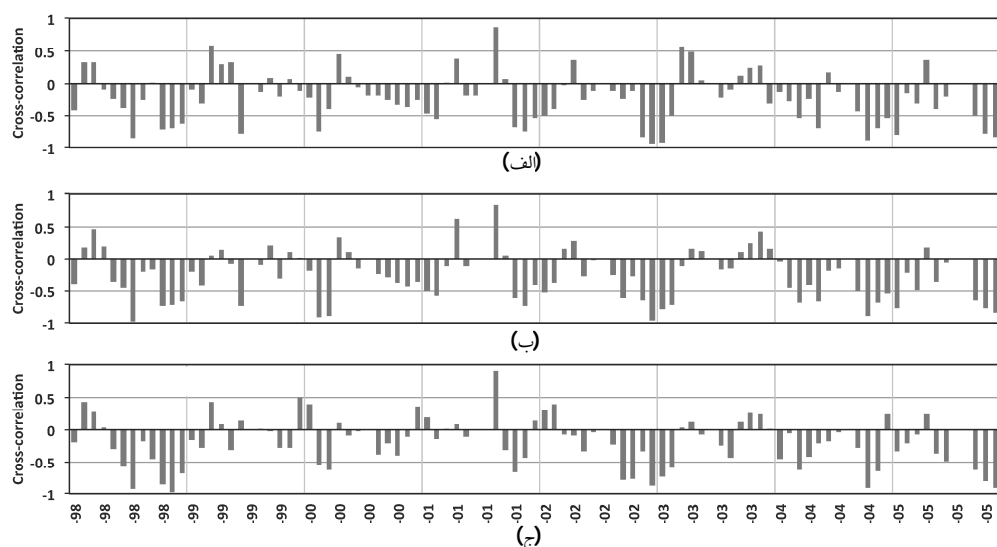
2-2 همبستگی متقابل سبزینه سطحی و تراز سطح آب همچنین برای مطالعه به روش کمی، در شکل 3 در مناطقی از دریای عمان که دارای پیچک هستند و غلظت سبزینه نیز محسوس است، مقدار همبستگی متقابل بین تراز

با خطای نسبتاً زیادی مواجه می‌کند. همان‌طور که در شکل نشان داده شده است، تغییرات چرخه سالانه همبستگی متقابل سه کمیت مذکور با تراز سطح آب با هم سازگارند. در فصل‌های زمستان و بهار مقدار همبستگی متقابل کمی بین غلظت سبزینه و مناطق دارای پیچک وجود دارد، در حالی که در فصل‌های تابستان و پاییز همبستگی متقابل منفی بالایی برقرار است. این نتایج نشان می‌دهد که شکوفایی پاییز وابسته به پیچک است ولی شکوفایی بهار، همان‌طور که در بخش‌های قبلی بحث شد، چندان بسته به پیچک‌ها نیست.

سطح آب با هر یک از کمیت‌های غلظت سبزینه، مجموع ضرایب پس‌پراکنش ناشی از ذرات موجود در آب موسوم به BBP (particulate backscattering) و ناشی از مواد محلول رنگی حل‌شده در آب موسوم به CDOM (Chromophoric Dissolved Organic Materials) بین سال‌های 1998 تا 2005 محاسبه و نشان داده شده است. ذکر این نکته ضروری است که مقدار همبستگی متقابل در بیشتر ماه‌ها منفی است زیرا تراز سطح آب که پایین باشد مقدار سبزینه بالا می‌رود و برعکس. بنابراین، مقدار همبستگی متقابل منفی است، مگر در مناطقی که سبزینه از بین رفته و یا غلظت آن بسیار کم است که محاسبات را



شکل 2. غلظت سبزینه (رنگ‌ها) برحسب mg m^{-3} و ارتفاع سطح آب (پربندها) برحسب سانتی‌متر با فاصله پربندی 5 سانتی‌متر در منطقه دریای عمان و شمال غربی دریای عرب در سال 2001.



شکل 3. همبستگی متقابل ماهانه تراز سطح آب بین سال‌های 1998 تا 2005 در محدوده 15 تا 26 درجه شمالی و 56 تا 66 درجه شرقی با (الف) سبزینه، (ب) BBP و (ج) CDOM.

همان‌طور که در شکل هم مشخص است، مقدار همبستگی متقابل منفی است زیرا مقدار سبزینه در پیچک‌های سرد که تراز سطح آب در آنها از تراز متوسط پایین‌تر است، زیاد و در پیچک‌های گرم کم است. همچنین در ماه‌های ژانویه، فوریه و مارس مقدار میانگین ماهانه سبزینه، افزایش و مقدار همبستگی متقابل کاهش می‌یابد. این مطلب نیز نشان می‌دهد که در اوج شکوفایی در این زمان‌ها با ظهور سبزینه در تمامی نواحی مقدار همبستگی متقابل کاهش می‌یابد.

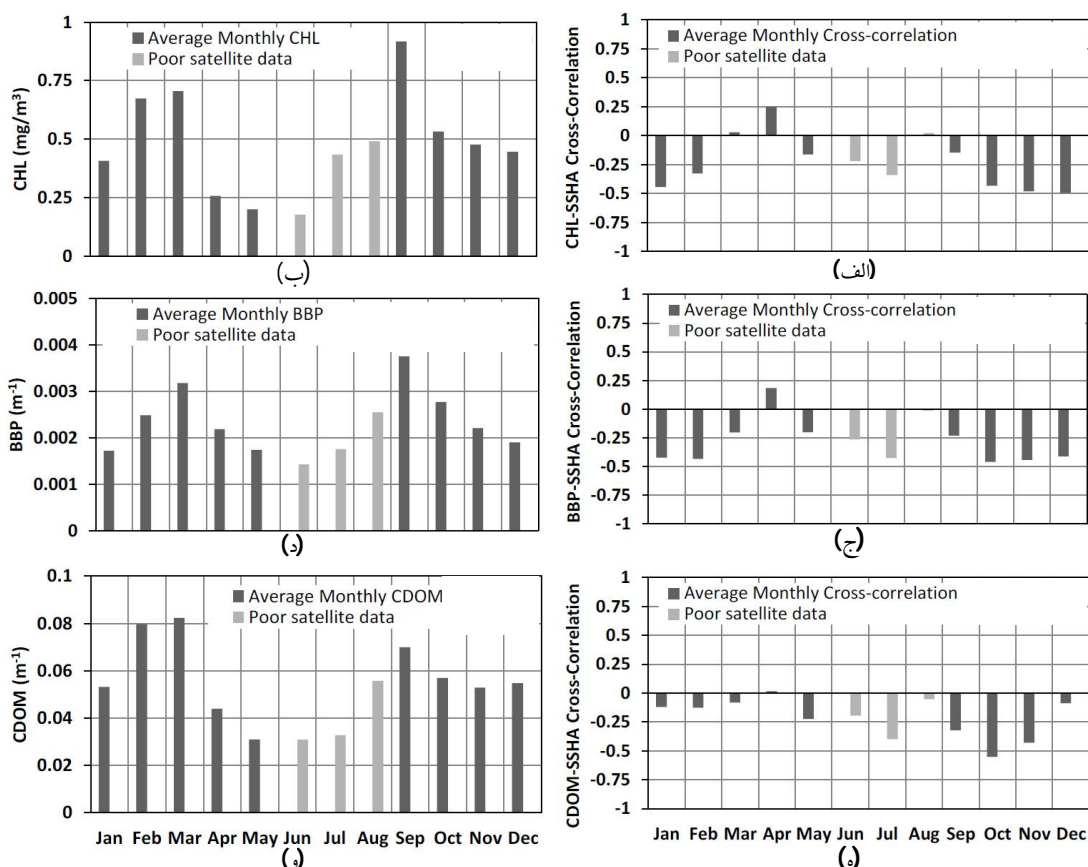
3 مدل‌سازی عددی

در بررسی این پدیده از طریق داده‌های ماهواره‌ای نتیجه بسیار مهمی به دست آمده است که برای بررسی دقیق آن باید فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و زیست‌شناختی را هم‌زمان بررسی کرد. لذا به مدل‌هایی نیاز است که این قابلیت را به صورت هم‌زمان دارا باشند. همچنین برای درک بهتر و جامع‌تر این پدیده باید از مدل‌هایی استفاده کرد که جامعیت داشته باشند، بدین معنی که داده‌های

برای بررسی بهتر، در شکل 4 در ستون سمت راست مقدار همبستگی متقابل تراز سطح آب با غلظت سبزینه، CDOM و BBP در طول سال‌های 1998 تا 2005 برای هر ماه به صورت میانگین حساب شده و همچنین در ستون سمت چپ مقدار سبزینه ماهانه به صورت میانگین ماهیانه برای همان سال‌ها ارائه شده است. با بررسی هر دو شکل به صورت هم‌زمان درمی‌یابیم که چنانچه از ماه‌های ژوئن، ژوئیه و اوت که داده‌های خوبی برای آنها در دسترس نیست، صرف‌نظر کنیم، در ماه سپتامبر بالاترین مقدار میانگین سبزینه وجود دارد. این امر با توجه به این موضوع است که در ماه سپتامبر سبزینه در کل منطقه، یعنی هم در پیچک‌های سرد و هم در پیچک‌های گرم، وجود دارد و به همین علت مقدار همبستگی متقابل در سپتامبر بسیار پایین است. اما بعد از ماه سپتامبر مقدار میانگین ماهانه سبزینه کم می‌شود، چون سبزینه در پیچک گرم از بین می‌رود و فقط در پیچک‌های سرد باقی می‌ماند. بنابراین از مقدار میانگین سبزینه کاسته می‌شود ولی برعکس مقدار همبستگی متقابل از ماه سپتامبر به بعد افزایش می‌یابد. البته

اقليمی و سامانه زمین را اجرا کرده و اثرات فرایندها و پارامترهای مختلف زیست‌شناختی، اقیانوسی و هواشناسی را در نظر می‌گیرند. نکته بسیار مهم آن است که علاوه بر این که اثرات متقابل جو، اقیانوس، زمین و زیست‌شناختی لحاظ شده است، این مدل‌ها برای آب‌های تمام دنیا اجرا و حتی اثر آب مناطق مختلف جهان روی یکدیگر هم در نظر گرفته می‌شود. از این رو به کار بردن این گونه مدل‌ها جامعیت و کلیتی که برای قضاوت و تصمیم‌گیری روی سناریوهای مختلف مطرح است را دارا هستند. همچنین این مدل‌ها در آینده نزدیک برای پیش‌بینی و درک بهتر فرایندهای اقیانوسی، جو و سامانه زمین کارایی بسیار بالایی خواهند داشت و مورد استفاده فراوان قرار خواهند

به دست آمده از مدل از نظر زیست‌شناختی و هیدرودینامیکی در روی مناطق وسیع به دست آمده باشند و تنها برای یک منطقه خاص و کوچک و با ساده‌سازی‌های فراوان در دسترس نباشند. سناریوی ارائه شده در بررسی‌های ماهواره‌ای که بر اساس مشاهدات است باید با مدل‌هایی جامع و استوار بر حل معادلات درستی‌سنجی شوند. همچنین باید بررسی شود که کدامیک از فرایندهای فیزیکی و چه پارامترهای زیست‌شناختی مهم نیستند و از آنها صرف‌نظر کرد. با این شرایط، مدل‌های اقلیمی برای این امر مناسب به نظر می‌رسند زیرا این مدل‌ها با توان محاسباتی بسیار بالا و کارایی خوب به‌طور هم‌زمان مدل‌های جو، اقیانوسی،

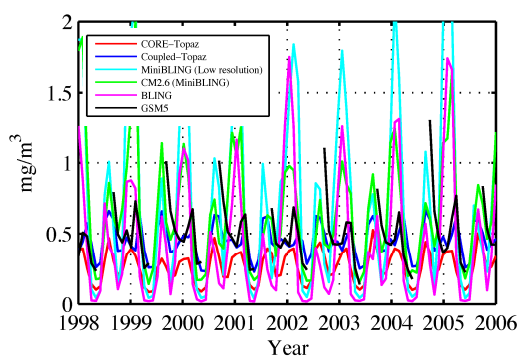


شکل 4. (الف، ج، ه) همبستگی متقابل میانگین تراز سطح آب به ترتیب با غلظت سبزینه، BBP و CDOM و (ب، د، و) مقدار متوسط ماهیانه به ترتیب غلظت سبزینه، BBP و CDOM در دوره سال‌های 1998 تا 2005 و محدوده 15 تا 26 درجه شمالی و 56 تا 66 درجه شرقی.

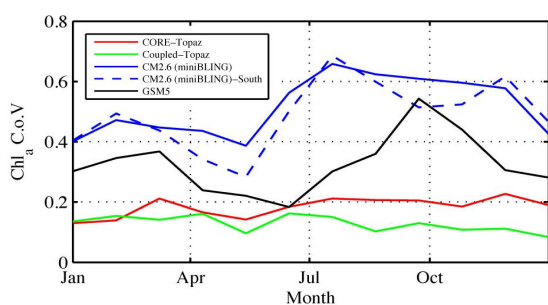
این نکته ضروری است که خروجی هشت سال آخر اجرای این مدل‌ها، سال 195 تا 202 مدل (سال 1998 تا 2005)، به‌عنوان هشت سال نمونه در نظر گرفته شده است. چرخه سالانه سبزینه-آدو شکوفایی مشخص در طول سال نشان می‌دهد. بیشینه مقداری که به‌عنوان شکوفایی زمستانی در منطقه وجود دارد در حدود ماه فوریه با مقادیر 0/32-0/38، 0/48-0/62، 1-2، 1/5-2/2، 0/8-1/6 و 0/6-0/75 میکروگرم بر مترمکعب برای غلظت سبزینه به‌ترتیب در مدل‌های CORE-TOPAZ، Coupled-CORE-TOPAZ، miniBLING با تفکیک کم، CM2.6، BLING (miniBLING) و داده‌های ماهواره‌ای به‌دست آمده است. شکوفایی تابستانی در ماه سپتامبر به‌عنوان بیشینه دوم در منطقه وجود دارد که مقادیر آن به همان ترتیب عبارتند از: 0/52-0/66، 0/7-0/9، 0/75-1-2، 0/6-0/75، 1/2 و 0/75-1/3 میکروگرم بر مترمکعب. توجه شود که خط بنفش در شکل 5 مربوط به مدل BLING است و تفاوت بین مدل‌های BLING و miniBLING با تفکیک کم (خط آبی روشن) تنها به‌دلیل داشتن آهن ثابت و نداشتن فسفر محلول است. هر دو مدل BLING و miniBLING در ESM2M، یک نوع عدم تقارن در سبزینه بین ماه‌های فوریه و سپتامبر دارند که شبیه به مدل‌های miniBLING و CM2.6 است ولی این عدم تقارن در نتایج مدل TOPAZ مشاهده نشده است. تحلیل‌هایی که برای پیدا کردن علت این عدم تقارن انجام شده است، نشان می‌دهد که این عدم تقارن مستقیم و واضح نمی‌باشد. در شکل 5 مشاهده می‌شود، تمام مدل‌ها نوعی عدم تقارن را با مقدار بیشتر در ماه فوریه نسبت به سپتامبر نشان می‌دهند. این وضع خلاف آن چیزی است که در داده‌های ماهواره‌ای و میدانی دیده می‌شود. در ادامه اشاره خواهد شد که این امر شاید به‌دلیل آمیختگی در این مدل‌هاست که عمق را در طی زمستان بیش از اندازه محاسبه می‌کنند. اگر چه در مدل TOPAZ این عدم تقارن

گرفت. مدل‌های سامانه زمین یا مدل‌های اقلیمی بزرگ برای این امر مناسب هستند، اگرچه ذکر این نکته ضروری است که پیش‌بینی‌های آنها به خوبی مدل‌های منطقه‌ای نیست. در این تحقیق از مدل‌های مختلف GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) (نانادسیکان و همکاران، 2006) برای منطقه دریای عرب و دریای عمان استفاده شده است. از نتایج عددی پنج مدل اقلیمی سه‌بعدی مختلف شامل CORE-TOPAZ، Coupled-CORE-TOPAZ، BLING-Coupled، Coupled-TOPAZ و miniBLING با نسخه 2/6 یعنی مدل miniBLING CM2.6 استفاده شده است. دو مدل اول، یعنی مدل‌های CORE-TOPAZ و Coupled-TOPAZ از بخش زیست‌زمین‌شیمیایی نسبتاً پیچیده TOPAZ استفاده می‌کنند ولی تفکیک پایینی دارند، بنابراین توان مدل‌سازی پیچک‌ها را ندارند (دون و همکاران، 2010). مدل سوم، یعنی مدل Coupled-BLING (گالبریث و همکاران، 2010)، بخش زیست‌زمین‌شیمیایی ساده‌تری دارد که زیئوده (biomass) گیادروایان را به‌عنوان یک متغیر جدا در نظر نمی‌گیرد، درحالی‌که در دو مدل آخر، یعنی مدل‌های Coupled-miniBLING و miniBLING CM2.6 (گالبریث و همکاران، 2015)، بخش زیست‌زمین‌شیمیایی حتی ساده‌تر بوده و مواد آلی محلول یا چرخه آهن به‌صورت مستقیم مدل‌سازی نمی‌شود. تنها آخرین مدل، یعنی miniBLING CM2.6 قادر به حل و مدل‌سازی پیچک‌هاست زیرا تفکیک بسیار بالایی دارد. در انجام این مرحله، ابتدا از مدل‌های مختلف اقلیمی برای کل آب‌های دنیا استفاده کردیم و سپس به بررسی روی منطقه مورد مطالعه اصلی، یعنی دریای عمان، پرداختیم. سری زمانی سبزینه-آدو برای همه مدل‌های GFDL در شکل 5 نشان داده شده است. این نتایج برای منطقه مورد نظر، یعنی 56 تا 66 درجه شرقی و 15 تا 26 درجه شمالی است و با نتایج ماهواره GSM5 مقایسه شده است. ذکر

به‌دست آمده از داده‌های سنجش از دور، مدل تغییرات چرخه سالانه را در این همبستگی متقابل نشان می‌دهد و پدیده سالانه تکرارپذیری را در منطقه پیش‌بینی می‌کند، اگرچه ساختار این چرخه سالانه با داده‌های ماهواره‌ای همخوانی ندارد. مدل چندین ماه (مارس- اوت) را با همبستگی متقابل منفی برای اکثر سال‌ها پیش‌بینی می‌کند اما مقدار این همبستگی متقابل کمتر از 0.5 و کوچک‌تر از مقدارهای همبستگی متقابل منفی حاصل از داده‌های



شکل 5. تغییرات ماهانه مواد آلی در داده‌های ماهواره‌ای برای سال‌های 1998 تا 2005 در مدل‌های مختلف GFDL (برای هشت سال نمونه) در محدوده 15 تا 26 درجه شمالی و 56 تا 66 درجه شرقی. مقدار سبزینه-آ از مدل‌های GFDL و الگوریتم GSM5.



شکل 6. ضریب تغییرات میانگین‌گیری شده ماهانه سبزینه (انحراف معیار / میانگین) در داده‌های ماهواره‌ای بین سال‌های 1998 تا 2005 و در مدل‌های GFDL (برای هشت سال نمونه) در محدوده 15 تا 26 درجه شمالی و 56 تا 66 درجه شرقی. رنگ سیاه مربوط به داده‌های ماهواره‌ای، رنگ قرمز مدل CORE-TOPAZ، رنگ سبز مدل TOPAZ جفت‌شده، رنگ آبی مربوط به مدل CM2.6 و رنگ آبی نقطه‌چین مربوط به منطقه جنوبی یعنی 15 تا 19 درجه شمالی و 56 تا 66 درجه شرقی است.

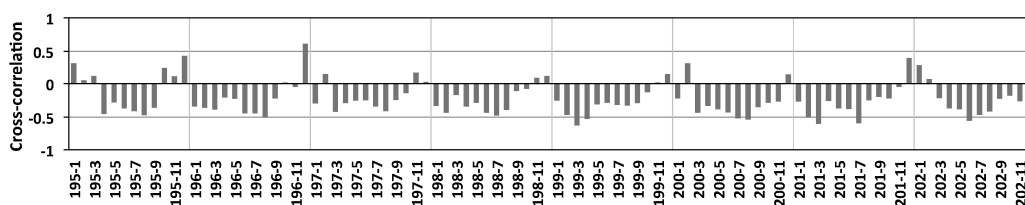
در غلظت سبزینه وجود ندارد ولی در مدل‌های BLING و miniBLING وجود دارد.

علاوه بر داشتن چرخه‌های سالانه‌ای متفاوت با مشاهدات، نتایج مدل‌ها از نظر نمایش تغییرات درون‌سالانه نیز با داده‌های میدانی و ماهواره‌ای متفاوت است. همان‌طور که در شکل 6 نشان داده شده است، مدل‌های با تفکیک پایین (Coupled- Topaz, CORE) تقریباً ضریب تغییرات میانگین‌گیری (CoV) یکسانی دارند (به- ترتیب 0/15 و 0/18) در حالی که هم داده‌های ماهواره‌ای و هم مدل‌های با تفکیک بالا مانند مدل miniBLING و CM2.6 که قابلیت مدل‌سازی پیچک‌ها را دارند تغییرات فصلی و درون‌سالانه بزرگ‌تری نشان می‌دهند (ضریب تغییرات میانگین‌گیری به ترتیب 0/35 و 0/5). ضرایب تغییرات میانگین‌گیری در طول شکوفایی‌های زمستان و تابستان در مشاهدات بالاتر است، در حالی که مدل‌های با تفکیک پایین هیچ‌گونه سیگنالی را نشان نمی‌دهند. به بیان دیگر، مدل‌های با تفکیک پایین تغییرات را به اندازه کافی نشان نمی‌دهند ولی مدل‌های با تفکیک بالا تغییرات درون‌سالانه زیادی را نشان می‌دهند. تحلیل‌های آماری پیشنهاد می‌کند که وارد کردن اثر پیچک‌ها برای توضیح تغییرات در داده‌ها ضروری است. در ادامه به بررسی رابطه بین پیچک‌ها و شکوفایی در منتخبی از مدل‌های با تفکیک بالا شامل miniBLING و CM2.6 پرداخته می‌شود.

1-3 شکوفایی‌ها و تراز سطح آب در مدل CM2.6

1-1-3 همبستگی متقابل بزرگ‌مقیاس

همبستگی متقابل بین تراز سطح آب و غلظت سبزینه برای هشت سال نمونه از نتایج مدل miniBLING حساب و تغییرات ماهانه آن در شکل 7 نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، نتایج مدل با نتایج پیشتر به‌دست آمده از داده‌های ماهواره‌ای متفاوت است. مانند نتایج



شکل 7. همبستگی متقابل ماهانه سبزینه و تراز سطح آب در هشت سال نمونه در مدل GFDL در محدوده 56 تا 66 درجه شرقی و 15 تا 26 درجه شمالی.

به دلیل برخی ساده‌سازی‌ها در داده‌های AVISO است یا به دلیل ضعف در فیزیک مدل.

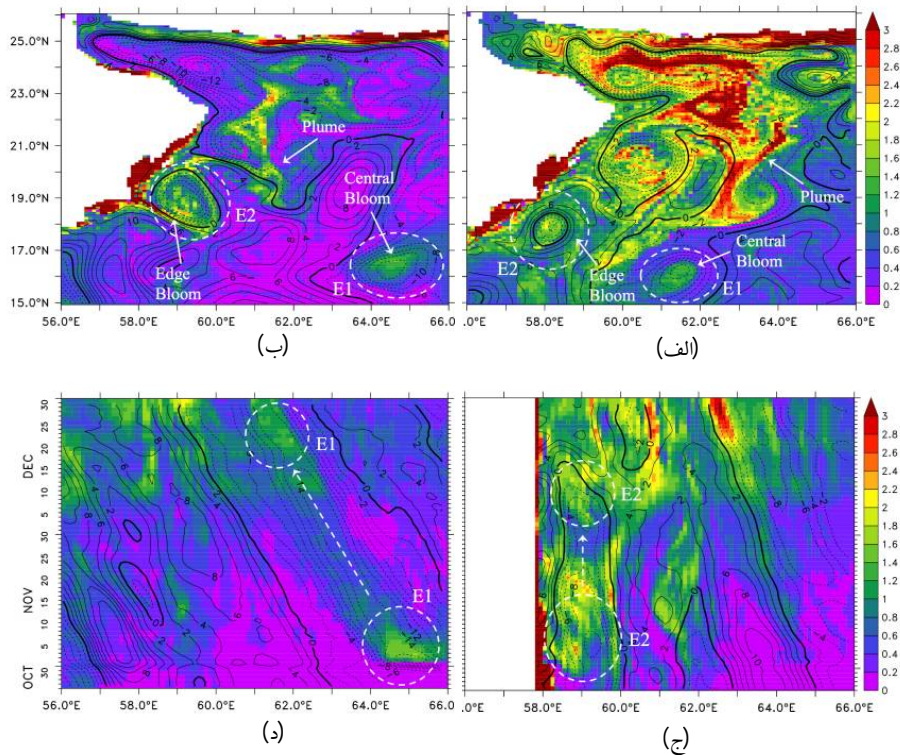
حال روی چندین نمونه پیچک که در تصاویر مربوط به نتایج مدل که شکوفایی‌های سبزینه در مرکز پیچک‌های واچرخندی وجود دارد، متمرکز می‌شویم. این نمونه‌ها در شکل 8 به عنوان پیچک اول E1 و پیچک دوم E2 نشان داده شده‌اند. برای بررسی حرکت این پیچک‌های منتخب در طول زمان از 9 نوامبر تا 28 دسامبر، نتایج غلظت سبزینه و تراز سطح آب مدل در شکل‌های 8-ج و 8-د در دو عرض جغرافیایی مختلف 16 درجه شمالی برای E1 و 19 درجه شمالی برای E2 نشان داده شده است. شکل 8-ج نشان می‌دهد که E1 در طول این مدت زمان به سمت غرب حرکت می‌کند. غلظت سبزینه در بخش مرکزی پیچک بالا ننگه داشته می‌شود و به نظر می‌آید که E1 حاصل از عبور چرخندی مشابه آنچه وانگ و زائو (2008) در توفان گنو مشاهده کردند، باشد. همان‌طور که در شکل 8-د نشان داده شده است E2 یک پیچک پایدار در طول ماه نوامبر است و شکوفایی‌هایی در مرکز و لبه آن دیده می‌شود. این پیچک در طول ماه دسامبر در عرض 19 درجه شمالی به سمت غرب حرکت می‌کند. همان‌طور که در شکل‌های 8-الف و 8-ب نشان داده شده است، سرعت‌های بالا در مناطق حاشیه‌ای (مرزی) بین پیچک‌های چرخندی و واچرخندی نزدیک یکدیگر هم می‌تواند سبب چنین شکوفایی‌هایی در مدل شده باشد.

ماهواره‌ای است. همچنین در بقیه ماه‌ها مثل (اکتبر و فوریه) همبستگی متقابل مربوط به مدل، ضعیف یا حتی مثبت است، در حالی که در نتایج ماهواره‌ای همبستگی متقابل منفی شدیدی در طول این ماه‌ها وجود دارد.

2-1-3 نتایج مدل CM 2.6 برای تغییرات سبزینه-آ در ساختارهای میان‌مقیاس

سوال مهم و اساسی که باید برای آن پاسخ یافت، این است که چرا مدل GFDL مانند نتایج ماهواره‌ای روابط مشابهی را بین تراز سطح آب و سبزینه پیش‌بینی نمی‌کند؟ با امتحان کردن و نمایش تصویرهایی در دو میدان مختلف در منطقه می‌توان به جواب این سوال تا حدودی دست یافت. در شکل‌های 8-الف و 8-ب غلظت سبزینه سطحی آب و تراز سطح آب در طول منطقه در دو تصویر در زمان‌های مختلف 9 نوامبر و 28 دسامبر برای سال نمونه 195 نشان داده شده است.

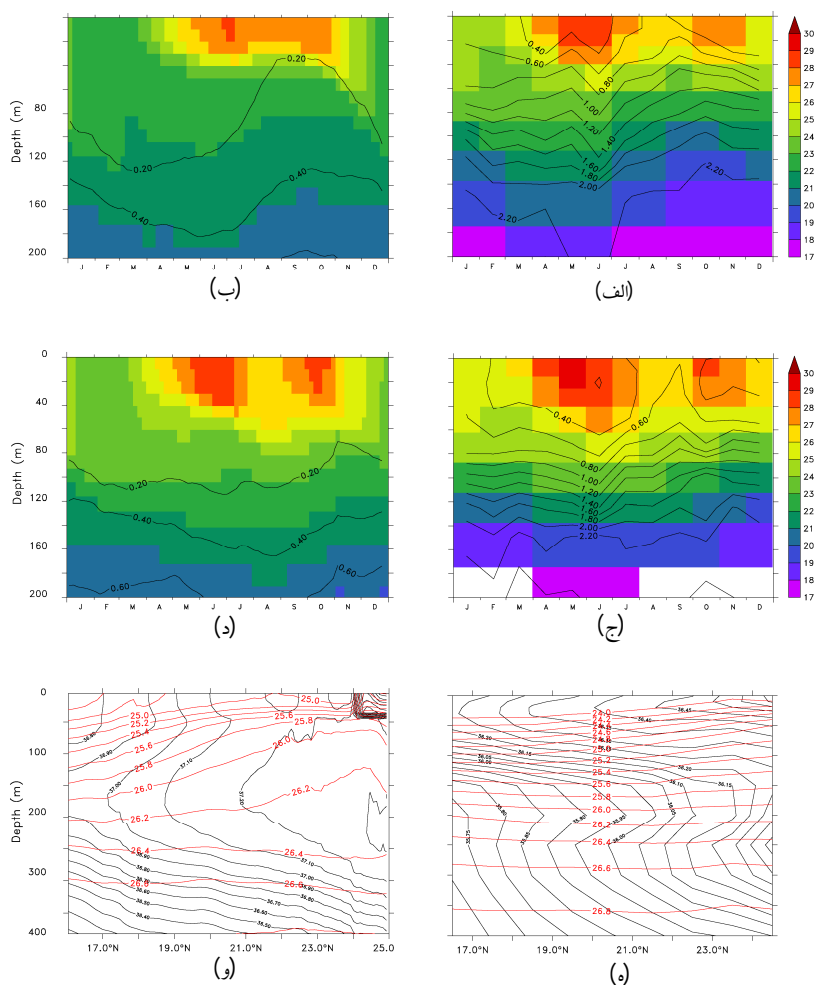
در مقایسه این شکل‌ها با نتایج ماهواره‌ای در شکل‌های 2-ک و 2-ل به ترتیب مربوط به همین ماه‌های نوامبر و دسامبر، مشاهده می‌شود که بخش جنوبی نتایج مدل خیلی شبیه به داده‌های ماهواره‌ای است و غلظت زیاد سبزینه-آ در مرکز پیچک‌های چرخندی قرار گرفته است. در مقایسه در بخش‌های شمالی منطقه در مدل، سبزینه زیاد در لبه‌های پیچک چرخندی و در مرکز پیچک واچرخندی پیش‌بینی شده است. همچنین ساختارهای پیچک در مدل، کوچک‌تر از این ساختارها در تصاویر ماهواره‌ای اند، البته نمی‌توان قضاوت کرد که این امر



شکل 8. غلظت سبزینه سطحی و تراز سطح آب در مدل‌های CM2.6 و miniBLING در ماه‌های نوامبر و دسامبر در سالی که تقابل بین شکوفایی و پیچک در بخش جنوبی منطقه مشاهده شده است در (الف) ماه نوامبر، (ب) 28 دسامبر، (ج) طی نوامبر و دسامبر در 16 درجه شمالی و (د) طی نوامبر و دسامبر در 19 درجه شمالی.

اندازه‌گیری شده نیست و از نظر دمایی، چینه‌بندی ضعیف یا خوب انجام نشده است. همچنین در مدل، غذاشیب (nutricline) به نسبت چینه‌بندی داده‌های اطلس ضعیف است. شکل‌های 9-ب و 9-ج نتایج مشابهی را برای بخش جنوبی منطقه نشان می‌دهد. برخلاف بخش شمالی منطقه، گرادیان دما در امتداد عمق را مدل به خوبی نمایش داده است، اما غذاشیب همچنان ضعیف است. البته گرادیان ملایمی در غلظت مواد مغذی بین عمق 80 تا 120 متر وجود دارد. همان‌طور که در شکل 9-ج مشاهده می‌شود، هم در داده‌های آرگو (Argo) و هم در داده‌های اطلس عمق لایه آمیختگی در زمستان به طور قابل ملاحظه‌ای از عمق لایه آمیختگی در تابستان بیشتر است و بیشینه آن به 65 متر می‌رسد، اگر چه در مناطق شمالی مدل عمق لایه آمیختگی در زمستان خیلی بیش از اندازه زیاد است و

چرا مدل فقط قادر است که روابط بین تراز سطح آب و غلظت سبزینه را در بخش جنوبی منطقه شبیه‌سازی کند؟ ما بر این باور هستیم که دلیل اینکه مدل در بخش‌های شمالی و جنوبی متفاوت رفتار می‌کند، اختلاف چینه‌بندی است. در شکل 9 دمای متوسط آب (رنگ‌ها) و غلظت کلان‌مغذی‌ها (macronutrients) مثل فسفات (پربندها) برای یک سال نمونه 197 با مقادیر اندازه‌گیری شده از داده‌های اطلس 2009 در لایه بالایی 200 متری در بخش شمالی یعنی 60 تا 66 درجه شرقی و 19 تا 23 درجه شمالی و بخش جنوبی یعنی 60 تا 66 درجه شرقی و 15 تا 17 درجه شمالی مقایسه شده است. مدل ارزیابی خوب و قابل‌ی را در بخش شمالی منطقه شکل‌های 9-الف و 9-ب از میدان دمای میانگین نزدیک سطح ایجاد می‌کند، اما دمای زیر سطح خیلی خوب و سازگار با داده‌های



شکل 9. (الف تا د) دمای سطح آب بر اساس درجه سلسیوس (رنگ‌ها) و غلظت فسفات برحسب μM (پیرندها) برای بخش شمالی (ردیف بالا)، بخش جنوبی (ردیف وسط) و بخش‌های مرکزی دریای عرب؛ (e-f) توزیع زیرسطحی متوسط سالانه شوری (پیرندهای سیاه) و چگالی پتانسیلی (پیرندهای قرمز). ستون سمت چپ از داده‌های اطلس 2009 برای جریان خروجی خلیج فارس که در 300 متری قرار داده شده است، ستون سمت راست از داده‌های مدل CM2.6 با آمیختگی وسیع‌تر شوری در بالای 200 متری است - (الف) بخش شمالی، میانگین WOD09، 66-60 درجه شرقی و 19 تا 23 درجه شمالی، (ب) بخش شمالی، میانگین GFDL CM2.6، (ج) بخش جنوبی، میانگین WOD09، (د) بخش جنوبی، میانگین GFDL CM2.6، (ه) بخش شرقی و (و) بخش غربی در 66-60 درجه شرقی.

مربوط به هر دو پیچک کم عمق‌تر است. شکل دما و لایه آمیختگی در بخش شمالی دریای عرب ممکن است نتیجه آب ورودی خلیج فارس به این منطقه باشد که می‌تواند در توزیع میانگین سالانه چگالی-شوری آب‌های زیر سطحی در طول این منطقه مشاهده شود. شکل‌های 9-ه و 9-و به ترتیب مربوط به داده اطلس و سال 197 مدل CM2.6 هستند. شکل 9-ه دو زبانه مجزای آب شور، یکی در

حتی به عمق 130 تا 150 متر می‌رسد. این امر شاید توضیحی برای این باشد که چرا مدل شکوفایی زمستانی را بیش از اندازه قوی پیش‌بینی می‌کند و در نتیجه باعث لحاظ نکردن پیچک‌های میان‌مقیاس در تشکیل و ایجاد شکوفایی سبزینه می‌شود. اگر به مدت زمانی که پیچک‌های E1 و E2 برقرارند، یعنی نوامبر تا دسامبر 197 در شکل‌های 8-ب و 8-ج توجه شود، لایه آمیختگی

همرفت در طول مونسون شمال شرقی تاثیر دارد که این موضوع را دیکی و همکاران (1998)، کومار و همکاران (2001) و ویگرت و همکاران (2002) هم بیان کرده‌اند. این امر نشان می‌دهد که دماشیب و غذاشیب نازک (ضعیف) و چینه‌بندی قوی از شرایطی هستند که باعث می‌شوند پیچک‌های سرد قادر به انتقال مواد مغذی به لایه نوری سطح شوند و شکوفایی گیادروایان را به وجود آورند. در طول مونسون زمستانی، سردشدگی در زمستان و پیچک‌ها شکوفایی را کنترل می‌کنند. تغییر مکان شکوفایی از تغییر مکان پیچک‌ها حاصل می‌شود و چون پیچک‌ها پدیده‌های پیش‌بینی‌پذیری نیستند، شاید خود شکوفایی‌ها هم پیش‌بینی‌پذیر نباشند. در مقایسه در طول مونسون جنوب غربی فراچاهش ساحلی غالب و مهم مربوط به واداشت‌های محیطی شدید جایگزین اثرات پیچک‌ها می‌شود و فعالیت پیچک‌های سرد خیلی اهمیت ندارد. مقایسه نتایج مدل با اندازه‌گیری‌های میدانی داده‌های اطلس 2009 نشان می‌دهد که مدل دماشیب و غذاشیب قوی در بخش شمالی منطقه پیش‌بینی نمی‌کند و در زمستان این امر منجر به همرفت اضافی مواد مغذی و شکوفایی قوی‌تر می‌شود. اگرچه برای چند نمونه پیچک با شکوفایی در مرکز آنها که در بخش جنوبی ردیابی شده‌اند و سازگاری بیشتری که در این منطقه بین نتایج مدل و داده‌های ماهواره‌ای مشاهده می‌شود، تحلیل جمله‌های مختلف در لایه آمیختگی نشان می‌دهد که پیچک‌ها در این منطقه باعث فراهم کردن مواد مغذی از طریق عامل پخش می‌شوند. تطابق ایجاد شده در بخش جنوبی دریای عرب بین داده‌های میدانی و نتایج مدل در کل دریای عرب در واقعیت وجود دارد. مدل اثر پیچک را که حرکت آن منجر به تفاوت در فراهم آوردن مواد مغذی می‌شود، نشان نمی‌دهد زیرا در آن منطقه غذاشیب کم عمق وجود ندارد. در واقع، پیچک‌ها مواد مغذی را در طول زمستان از طریق پخش فراهم

نزدیکی سطح و دیگری در عمق 300 متر، نشان می‌دهد. این نشانه‌های آب شور مربوط به چرخه سالانه خروجی خلیج فارس هستند که در کار عظام و همکاران (2010) هم آورده شده است. از طرف دیگر CM2.6 یک نشانه آب شور زیر سطحی از بخش شمالی نشان می‌دهد که به اندازه کافی عمیق و قوی است و همان‌طور که در شکل 9- و نشان داده شده، سبب چینه‌بندی ضعیف در شمال تا عمق 250 متر می‌شود. بنابراین در بخش جنوبی که مدل دماشیب و غذاشیب را بهتر مدل‌سازی می‌کند، نتایج بهتری به دست آمده است. نتایج مدل پیشنهاد می‌کند که دماشیب و غذاشیب شدیدی برای فعالیت پیچک‌ها لازم است تا سبب آمیختگی مواد مغذی و آوردن آنها به سطح شود.

4 جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

این تحقیق روی تغییرات شکوفایی در شمال غربی دریای عرب و دریای عمان تمرکز یافته است. تحلیل‌های انجام گرفته بر روی تغییر شکوفایی در این منطقه شباهت‌ها و عدم شباهت‌هایی را بین داده‌های ماهواره‌ای و نتایج مدل‌های عددی نشان می‌دهد و سازوکارهای مختلفی بررسی شده است. مطالعه نتایج ماهواره‌ای و مدل‌های عددی برای یک دوره هشت‌ساله از 1998 تا 2005 وجود دو نوع شکوفایی را نشان می‌دهد. شکوفایی هم‌زمان با مونسون جنوب‌غربی، قوی‌تر و شکوفایی هم‌زمان با مونسون شمال شرقی، ضعیف‌تر است. همان‌طور که در کاوامیا و اشلیز (2003) و مورتوگودی و همکاران (2007) بیان شده است، همبستگی متقابل منفی زیادی بین تراز سطح آب و شکوفایی سبزین در زمان‌های مشخصی در فصل زمستان وجود دارد اما رابطه بسیار ضعیف‌تری در بقیه ماه‌ها (به‌خصوص در فصل تابستان) دیده می‌شود و در ماه‌های آوریل و مه (بهار) شکوفایی از بین می‌رود. از طرف دیگر، عمق دماشیب و غذاشیب و چینه‌بندی روی

- Gnanadesikan, A., Keith W., Dixon, S. M., Griffies, V., Balaji, M., Barreiro, J. A., Beesley, W. F., Cooke, Delworth, T. L., Gerdes, R., Harrison, M. J., Held, I. M., Hurlin, W. J., Lee, H-C., Liang, Z., Nong, G., Pacanowski, R. C., Rosati, A., Russell, J., Samuels, B. L., Song, Q., Spelman, M. J., Stouffer, R. J., Sweeney, C. O., Vecchi, G., Winton, M., Wittenberg, A. T., Zeng, F., Zhang, R., and Dunne, J. P., 2006, GFDL's CM2 global coupled climate models. Part II: The baseline ocean simulation: *J. Climate*, **19**, 675–697.
- Kawamiya, M., and Oschlies, A., 2003, An eddy-permitting, coupled ecosystem-circulation model of the Arabian Sea: Comparison with observations: *J. Marine Systems*, **38**, 221–257.
- Kumar, S. P., Ramaiah, N., Gauns, M., Sarma, V. S., Muraleedharan, P. M., Raghukumar, S., Kumar, M. D., and Madhupratap, M., 2001, Physical forcing of biological productivity in the Northern Arabian Sea during the Northeast Monsoon: *Deep Sea Research II*, **48**, 1115–11126.
- Levy, M., Shankar, D., Andre, J., Shenoi, S. S. C., Durand, F., and De Boyer Montegut, C., 2007, Basin-wide seasonal evolution of the Indian Ocean's phytoplankton blooms: *J. Geophys. Res.*, **112**, C12014, 1–14.
- Murtugudde, R., Seager, R., and Thoppil, P., 2007, Arabian Sea response to monsoon variations: *Paleoceanography*, **22**, 1–17.
- Piontkovski, S. A., Nezlin, N. P., Al-Azri, A., and Al-Hashmi, K., 2012, Mesoscale eddies and variability of chlorophyll-*a* in the Sea of Oman: *Int. J. Remote Sensing*, **33**, 5341–5346.
- Wang, D., and Zhao, H., 2008, Estimation of phytoplankton responses to Hurricane Gonu over the Arabian Sea based on ocean color data: *Sensors*, **8**, 4878–4893, DOI: 10.3390/s8084878.
- Wiggert, J. D., Murtugudde, R. G., and McClain, C. R., 2002, Processes controlling interannual variations in wintertime (Northeast Monsoon) primary productivity in the central Arabian Sea: *Deep Sea Research II*, **49**, 2319–2343.
- می‌کنند و آمیختگی بیشتری نیز در پیچک‌ها از طریق سردشدگی در زمستان با جمله پخش ایجاد می‌شود. بر این اساس، ظرفیتی برای توسعه مدل‌های عددی برای شبیه‌سازی بهتر خروجی خلیج فارس در جهت ایجاد دامشیب شدیدتر و منبع مواد مغذی واقعی بیشتر وجود دارد.
- منابع**
- Abbott, M. R., and Zion, P., 1985, Satellite observations of phytoplankton variability during an upwelling event: *Continental Shelf Research*, **4**, 661–680.
- Al-Azri, A. R., Piontkovski, S., Al-Hashmi, K., Goes, J., and Gomes, H., 2010, Chlorophyll *a* as a measure of seasonal coupling between phytoplankton and the monsoon periods in the Gulf of Oman: *Aquatic Ecology*, **44**, 449–461.
- Dunne, J. P., Gnanadesikan, A., Jorge, Sarmiento, L., and Richard, D. S., 2010, Technical description of the prototype version (v_0) of Tracers of Phytoplankton with Allometric Zooplankton (TOPAZ) ocean biogeochemical model as used in the Princeton IFMIP model: *Biogeosciences Supplement*, **7**, 3593.
- Ezam, M., Bidokhti, A. A., and Javid. A. H., 2010, Numerical simulations of spreading of the Persian Gulf outflow into the Oman Sea: *Ocean Science*, **6**, 887–900.
- Galbraith, E. D., Gnanadesikan, A., Dunne, J. P., and Hiscock, M. R., 2010, Regional impacts of iron-light colimitation in a global biogeochemical model: *Biogeosciences*, **7**, 1043–1064.
- Galbraith, E. D., John P. D., Gnanadesikan, A., Slater, R. D., Sarmiento, J. L., Dufour, C. O., de Souza, G. F., Bianchi, D., Claret, M., Rodgers, K. B., Sedigh Marvasti, S., 2015, Complex functionality with minimal computation: Promise and pitfalls of reduced-tracer ocean biogeochemistry models: *J. Advances in Modeling Earth Systems*, **4**, 2012–2028.

Global models for investigation of phytoplankton blooms in the Gulf of Oman and the northwest of Arabian Sea

Seyedeh Safoora Seddigh Marvasti¹, Anand Gnanadesikan², AbbasAli AliAkbari Bidokhti^{*3}, Sarmad Ghader⁴ and Mohammad Seddigh Mortezaavi⁵

¹ Ph. D. Candidate, Department of Physical Oceanography, Science and Research Branch, Islamic Azad University, Tehran, Iran

² Professor, School of Earth and Planetary Sciences, Johns Hopkins University, Baltimore, MD, USA

³ Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

⁴ Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

⁵ Associated professor, Institute of Persian Gulf and Oman Sea Ecology, Bandar Abbas, Iran

(Received: 16 May 2016, Accepted: 26 July 2016)

Summary

This study evaluates the performance of Earth system models for accurately simulating the phytoplankton productivity and bloom dynamics in the Oman Sea and the northwest of Arabian Sea. Satellite data (SeaWiFS ocean color) show two climatological blooms in this region, a wintertime bloom peaking in February and a summertime bloom peaking in September. On a regional scale, interannual variability of the wintertime bloom is dominated by cyclonic eddies which vary in location from year to year. During the wintertime, while both cooling in the winter and eddies control the blooms, variability in bloom location will arise from variability in the location of eddies, and so may not be predictable. In contrast, during the Southwest Monsoon, the dominant upwelling associated with the intense environmental forcing supersedes the effects of eddies, and the activity of the cold eddies is not pronounced. We consider numerical results from five different 3-D global Earth system models, which are denoted by CORE-TOPAZ, Coupled-TOPAZ, Coupled-BLING, Coupled-miniBLING, and the Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) Climate Model version 2.6 (CM2.6 miniBLING). Two coarse (1° grid resolution) models with a relatively complex biogeochemistry (TOPAZ: Tracers of Ocean Productivity with Allometric Zooplankton) capture the annual cycle but fail to capture both the eddies and the interannual variability. The results showed that the models differ from the observational data in terms of interannual variability. The low-resolution models (CORE- and coupled-TOPAZ) provide an almost uniform seasonal coefficient of variation, while both the data and eddy resolving CM2.6 models show higher interannual variability and seasonal changes. The coefficients of variabilities are particularly higher during the winter and summer blooms in the observations, while the low-resolution models do not see these signals. In other words, the low-resolution models fail to attain enough variability, while the high-resolution models (i.e. CM2.6) produce too much interannual variability. Accordingly, eddies are necessary to explain the variability in the data as opposed to the low-resolution models, but that the high-resolution model does not properly capture this variability. An eddy-resolving model (GFDL CM2.6) with a simpler biogeochemistry (miniBLING) displays larger interannual variability, but overestimates the wintertime bloom and captures eddy-bloom coupling in the south but not in the north. The models fail to capture both the magnitude of the wintertime bloom and its modulation by the eddies in part because of their failure to capture the observed sharp thermocline/nutricline in this region. In the wintertime, this leads to the excessive convective supply of nutrients and too strong of a bloom. However, for a few cases, eddies with blooms at the center are tracked in the southern part of the domain. For the model to simulate the observed wintertime blooms within cyclones, it will be necessary to represent this relatively unusual nutrient structure as well as the cyclonic or cold eddies. Both the temperature and mixed layer biases in the northern part of the Arabian Sea may result from having too much water from the Persian Gulf in this region. This is a challenge in the northern Arabian Sea as it requires capturing the details of the outflow from the Persian Gulf, something that is poorly done in global models.

Keywords: red tide, bloom, numerical modeling, eddy, Earth system models, biogeochemistry

*Corresponding author:

bidokhti@ut.ac.ir