

## مدل‌سازی عددی سه بعدی جریانات بادرانده در دریای خزر با استفاده از معادلات مقدم در دستگاه مختصات سیگما فشاری

جلال مفیدی<sup>۱</sup>، اکبر رشیدی ابراهیم حصاری<sup>۲</sup>، مهدی محمد مهدیزاده<sup>۳\*</sup>، حسین ملکوتی<sup>۴</sup>

۱- دانشجوی دکتری فیزیک دریا، دانشکده علوم جوی و اقیانوسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، پست الکترونیکی: jalal.mofidi@yahoo.com

۲- استادیار گروه فیزیک دریا، دانشکده منابع طبیعی و علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس، نور، پست الکترونیکی: akbar.rashidi@modares.ac.ir

۳- استادیار گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم جوی و اقیانوسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، پست الکترونیکی: mehdizadeh@hormozgan.ac.ir

۴- استادیار گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم جوی و اقیانوسی، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، پست الکترونیکی: malakooti@hormozgan.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۷/۵/۳۰

\* نویسنده مسول

تاریخ دریافت: ۹۶/۱۲/۱۶

### چکیده

هدف از این مطالعه طراحی یک مدل عددی سه بعدی با استفاده از معادلات مقدم در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما جهت شبیه‌سازی جریانات بادرانده در دریای خزر است. در این مطالعه برای حل عددی و گسسته‌سازی معادلات از روش عددی تفاضل متناهی استفاده شد. بدین منظور برای جملات فرارفتی از طرح‌واره لکس-وندروف دوگامی و برای جملات انتشاری از طرح‌واره دوفورت-فرانکل استفاده گردید. نتایج این مطالعه نشان داد که چرخه ساعت‌گرد در مرکز و جریان پادساعت‌گرد در نزدیکی سواحل غربی خزر جنوبی در طول سال تداوم داشته و با توجه به شیب تندتر بستر در این حوضه از ثبات بیشتری نسبت به الگوی جریان در خزر شمالی و میانی برخوردار است. همچنین واگرایی جریان در لایه اکمن سطحی بوسیله همگرایی جریان در لایه اکمن بستری در خزر میانی و جنوبی متعادل شده است. این امر نشان می‌دهد که توپوگرافی بستر نیز در کنار باد نقش مهم و کلیدی در تولید و هدایت جریان در دریای خزر دارد.

کلمات کلیدی: مدل‌سازی عددی، مختصات سیگما فشاری، جریانات بادرانده، دریای خزر

### ۱. مقدمه

آب و هوایی متفاوت و متغیری بر آن حاکم باشد. با توجه به ویژگی‌های فیزیکی، جغرافیایی و توپوگرافی بستر می‌توان دریای خزر را به سه حوضه شمالی، میانی و جنوبی تقسیم نمود. بخش شمالی دارای عمقی کمتر از ۲۰ متر است و حداکثر عمق بخش‌های میانی و جنوبی به ترتیب در حدود ۷۸۸ و ۱۰۲۵ متر است. مناطق فلات قاره با عمق کمتر از ۱۰۰ متر در طول سواحل شمالی و شرقی قرار گرفته‌اند و ۶۲٪ از مساحت کل دریا را شامل

دریای خزر بزرگترین حجم آبی کاملاً محصور شده روی زمین است که ۴۴٪ از کل آب دریاچه‌های جهان را دربر دارد. گسترش خزر در راستای طول جغرافیایی بزرگتر از سه برابر گستردگی آن در عرض جغرافیایی است (۱۰۰۰ کیلومتر در طول و ۲۰۰-۳۰۰ کیلومتر در عرض). این امر سبب می‌شود تا اقلیم‌های

می‌شوند. گسترش زیر آبی پشته آپشرون<sup>۱</sup> با حداکثر عمق ۱۸۰ متر خزر میانی را از خزر جنوبی جدا کرده است. حجم کل آبی که در حوضه خزر شمالی وجود دارد تقریباً در حدود ۱٪، در حوضه خزر میانی در حدود ۳۲٪ و در حوضه خزر جنوبی در حدود ۶۷٪ از حجم کل آب دریای خزر را شامل می‌شوند (Kosarev and Yablonskaya, 1994).

جریان‌ات دریایی نقش عمده‌ای در انتقال آلودگی‌ها در دریا و تولید و تکثیر آبزیان دریایی دارند. اما با وجود ذخایر بالای زیست محیطی مانند ماهیان خاویار و منابع وسیع نفت و گاز در دریای خزر، اندازه‌گیری‌های میدانی صورت گرفته در این حوضه بسیار ناکافی بوده و فقط معطوف به مناطق ساحلی و کم عمق هستند. همچنین این اندازه‌گیری‌ها غالباً در بازه‌های زمانی کوتاه مدت صورت پذیرفته که با توجه به کمبود داده‌ها امکان شناخت الگوی جریان و تغییرات بلندمدت آن وجود نخواهد داشت (Terziev و همکاران، ۱۹۹۲؛ Ibrayev و همکاران، ۲۰۱۰).

با توجه به هزینه‌های بالا و دشواری‌های اندازه‌گیری میدانی، می‌توان از مدل‌سازی عددی به عنوان ابزاری مناسب جهت مطالعه بر الگوی جریان در دریای خزر استفاده نمود. مدل‌سازی الگوی جریان در دریای خزر در گذشته غالباً محدود به مدل‌های تشخیصی<sup>۲</sup> بوده است که از آن جمله می‌توان به مطالعه Sarkisyan و همکاران (۱۹۷۶) و Badalov و Rzheplinski (۱۹۸۹) اشاره نمود. موفقیت این مدل‌ها با توجه به تفکیک‌پذیری مکانی کم (در حد ۵۰ کیلومتر)، کیفیت پایین داده‌های هیدرولوژیک و ساختار هیدرودینامیک آنها بسیار محدود بوده است. از جمله مطالعات عددی صورت گرفته در دو دهه اخیر می‌توان به مطالعه Korotenko و همکاران (۲۰۰۴) اشاره کرد که با استفاده از مدل اقیانوسی POM انتشار آلودگی نفتی تحت تاثیر جریان‌ات ناشی از باد ثابت جنوب‌سو در دریای خزر را مورد مطالعه قرار دادند. از جمله نتایج این مطالعه تشکیل جریان‌اتی با سرعت بیشینه در نزدیکی سواحل شرقی و غربی خزر میانی و جنوبی در مناطقی با عمق کمتر از صد متر بوده است. Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مدل عددی سه بعدی در مختصات کارترین<sup>۳</sup> الگوی گردش فصلی و تغییرات توده آب در دریای خزر مورد بررسی قرار دادند. نتایج مطالعه آنها نشان داد که تنش

باد مهم‌ترین عامل ایجاد گردش آب در دریای خزر است. همچنین الگوی گردش فصلی جریان‌ات سطحی به صورت چرخه‌های پادساعت‌گرد در بازه زمانی دسامبر تا ژانویه، رانش اکمن جنوب‌سو و جنوب غرب‌سو از فوریه تا جولای و نوع گذرا از آگوست تا نوامبر بدست آمد. Kara و همکاران (۲۰۱۰) با استفاده از مدل اقیانوسی HYCOM تاثیر نیروهای مختلف از جمله باد، ورودی آب رودخانه‌ها، تبخیر، بارندگی و شار شوری را روی الگوی جریان‌ات سطحی و تغییرات فصلی آن در دریای خزر مورد مطالعه قرار دادند. نتایج مطالعه آنها نشان داد که باد، عامل اصلی در ایجاد الگوی جریان است و سایر عوامل و تغییرات آنها تاثیرات بسیار ناچیزی بر الگوی کلی جریان‌ات در دریای خزر دارند. Gunduz و Ozsoy (۲۰۱۴) با استفاده از مدل اقیانوسی HYCOM ساختار دما - شوری و الگوی جریان‌ات فصلی در دریای خزر را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج این مطالعه نشان‌دهنده تاثیر بالای باد بر الگوی جریان در دریای خزر نسبت به سایر نیروها است. همچنین الگوی جریان در خزر جنوبی را متشکل از یک چرخه ساعت‌گرد و یک چرخه پادساعت‌گرد گزارش نمودند که در طول سال تداوم دارند.

از جمله شبیه‌سازی‌های عددی صورت گرفته در داخل کشور نیز می‌توان به مطالعه بنزاده و همکاران (۱۳۸۱) اشاره نمود که به بررسی اولیه الگوی گردش آب در دریای خزر با استفاده از یک مدل عددی سه بعدی در دستگاه مختصات کارترین پرداختند. در این مطالعه وجود سلول‌های گردشی در حوضه شمالی، میانی و جنوبی خزر نشان داده شد. Nasimi و Ghiassi (۲۰۰۶) با یک مدل عددی کاملاً هیدرواستاتیک و با استفاده از روش تفاضل متناهی در مختصات کارترین ساختار دمایی و گردش آب در دریای خزر را مورد مطالعه قرار دادند. نتایج مطالعه آنها نیز وجود سلول‌های گردشی در حوضه شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر را نشان داد. Shiea و همکاران (۲۰۱۶) ساختار افقی و قائم میدان‌های جریان و دما را در دریای خزر با استفاده از مدل COHERENS مورد بررسی قرار دادند و نشان دادند که در اکثر ماه‌های سال الگوی اصلی جریان‌های بادرانده در خزر جنوبی به صورت ساعت‌گرد است. کمیجانی و همکاران (۱۳۹۵) به مطالعه سه بعدی الگوی جریان در خزر جنوبی با استفاده از مدل ROMS پرداختند که نتایج این مطالعه نشان داد در اکثر ماه‌های سال یک جریان ساعت‌گرد قوی بخش زیادی از حوضه خزر جنوبی را پوشش داده و از سطح تا زیر سطح

<sup>1</sup> Apsheron peninsula

<sup>2</sup> Diagnostic model

<sup>3</sup> Cartesian

معادلات با آرایه قائم سیگما فشاری که برای اولین بار توسط Phillips (1957) به صورت رابطه ۱ معرفی شد، بازنویسی شدند:

$$\sigma = \frac{P - P_A}{P_b - P_A} \quad \text{رابطه ۱}$$

که در این رابطه،  $\sigma$  آرایه‌ی قائم نرمال شده،  $P$  فشار در هر نقطه از محیط،  $P_b$  فشار در بستر دریا و  $P_A$  فشار جو روی سطح آزاد آب است. مقدار آرایه سیگما روی سطح آزاد برابر صفر، در کف محیط با توجه به برابر بودن فشار با فشار بستر برابر با یک و در سطوح میانی بین صفر و یک می‌باشد. با استفاده از این روش، معادلات تکانه (در راستای شرق‌سوی و شمال‌سوی)، پیوستگی و حالت پس از بازنویسی در این دستگاه مختصات به صورت روابط ۲-۵ هستند.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial u}{\partial \phi} + w \frac{\rho g}{(p_b - p_A)} \frac{\partial u}{\partial \sigma} = \dots \quad \text{رابطه ۲}$$

$$\frac{uv \tan \phi}{r} - \frac{uw}{r} + fv - ew - \frac{\alpha}{r \cos \phi} \times \left[ \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] + F_\lambda$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial v}{\partial \phi} + w \frac{\rho g}{p_b - p_A} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = \dots \quad \text{رابطه ۳}$$

$$- \frac{u^2 \tan \phi}{r} - \frac{uw}{r} - fu - \alpha \frac{1}{r} \times \left[ \frac{\partial p}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \left( \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] + F_\phi$$

$$\frac{1}{(p_b - p_A)} \frac{D}{Dt} (p_b - p_A) + \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{1}{r} \frac{\partial v}{\partial \phi} + \frac{\partial \sigma}{\partial \sigma} = 0 \quad \text{رابطه ۴}$$

$$\rho(s, T, p) = \frac{\rho(s, T, 0)}{1 - p/K_r(s, T, p)} \quad \text{رابطه ۵}$$

در این معادلات،  $u$  مؤلفه شرق‌سوی،  $v$  مؤلفه شمال‌سوی و  $w$  مؤلفه بردار سرعت،  $\Omega$  بردار آهنگ چرخش زاویه‌ای زمین و  $e = 2\Omega \cos \phi$  و  $f = 2\Omega \sin \phi$  پارامترهای مؤلفه‌ای کریولیس هستند.  $\lambda$  و  $\phi$  به ترتیب محورهای دستگاه مختصات در راستای طول و عرض جغرافیایی،  $r$  فاصله شعاعی از مرکز زمین،  $\Phi$  ژئوپتانسیل،  $\rho$  چگالی و  $\mathcal{G}$  شتاب گرانش می‌باشند.  $F_\phi$  و  $F_\lambda$  مؤلفه‌های نیروی اصطکاک در راستای طول و عرض جغرافیایی

گسترده شده است. مفیدی و همکاران (۱۳۹۶) جریانات ناشی از باد در حوضه جنوبی دریای خزر را با استفاده از یک مدل عددی سه بعدی در مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما و در نظر گرفتن یک مرز باز در نزدیکی پشته آپشرون مورد مطالعه قرار دادند. نتایج مطالعه آنها نشان داد که الگوی جریان در خزر جنوبی در اکثر ماه‌های سال به صورت ساعت‌گرد است. نورانیان و همکاران (۱۳۹۶) طی مطالعه‌ای با استفاده از مدل تلفیقی ROMS-SWAN جریانات بخش جنوبی دریای خزر را مورد بررسی قرار دادند. نتایج مطالعه آنها نشان داد که در خزر جنوبی جریان‌های ساحلی شرق‌سو حاکم بوده و جریان‌های عرضی به صورت محلی در امتداد سواحل دیده شدند.

با توجه به سوابق کارهای انجام شده در داخل و خارج از کشور، مطالعات انجام شده قبلی دارای محدودیت‌هایی هستند. از آن جمله می‌توان به استفاده از دستگاه مختصات کارتیزین و داده‌های میانگین ماهیانه باد با مقیاس مکانی بزرگ به عنوان ورودی مدل‌ها اشاره نمود. استفاده از دستگاه مختصات کارتیزین با توجه به توپوگرافی بستر پیچیده و مناطق فلات قاره گسترده در دریای خزر همراه با دشواری‌های زیادی است که از این رو در این مطالعه از سیستم مختصات سیگما فشاری در راستای قائم استفاده گردید. بکارگیری این دستگاه مختصات منجر به مماس شدن شبکه‌بندی عددی در سطح و بستر و افزایش دقت در این مرزها می‌شود. همچنین با توجه به استفاده از ۱۰ لایه در راستای قائم و یکسان بودن تعداد لایه‌ها در تمامی حوضه، دقت شبیه‌سازی جریان و تغییرات آن در راستای قائم در مناطق کم عمق که بخش زیادی از نواحی نزدیک به سواحل دریای خزر را شامل می‌شود، به طور قابل ملاحظه‌ای افزایش می‌یابد. از جمله ویژگی‌های دیگر این مدل عددی با توجه به استفاده از آرایه قائم سیگما فشاری قابلیت پذیرفتن پستی و بلندی و شرایط هندسی سایر محیط‌های دریایی و توانایی کوپل شدن با مدل‌های جوی است.

## ۲. مواد و روش‌ها

در این پژوهش جریانات بادرانده در دریای خزر با بکار بردن معادلات مقدم<sup>۱</sup> در یک محیط ۱۰ لایه شبیه‌سازی شدند. این

<sup>۱</sup> Primitive equations

در این مطالعه برای حل عددی معادلات و گسسته‌سازی آن‌ها از روش تفاضل متناهی استفاده شد. به این ترتیب که برای جملات فرارفتی از طرح‌واره لکس-وندروف دوگامی و برای جملات انتشاری از طرح‌واره دوفورت-فرانکل و برای گسسته‌سازی مکانی معادلات از شبکه‌بندی آراکاوای-سی تعدیل<sup>۳</sup> یافته استفاده گردید.

## ۱-۲ شرایط مرزی

تمامی سواحل در این مطالعه به صورت مرز سخت و غیرلغزنده در نظر گرفته شد که مؤلفه‌های مماسی و عمودی سرعت به روی این مرزها برابر با صفر و به صورت روابط ۱۰ و ۱۱ هستند.

$$\begin{cases} u(\lambda, \phi, \sigma, t) \cdot \mathbf{n} = 0 \\ v(\lambda, \phi, \sigma, t) \cdot \mathbf{n} = 0 \end{cases} \quad \text{رابطه ۱۰}$$

$$\begin{cases} u(\lambda, \phi, \sigma, t) \cdot \mathbf{t} = 0 \\ v(\lambda, \phi, \sigma, t) \cdot \mathbf{t} = 0 \end{cases} \quad \text{رابطه ۱۱}$$

در این روابط  $\lambda$ ،  $\phi$  و  $\sigma$  به ترتیب محورهای شرقی، شمالی و قائم دستگاه مختصات کروی زمین با آزاییه قائم سیگما و  $\mathbf{n}$  و  $\mathbf{t}$  به ترتیب بردارهای یک‌ه‌ی مماسی و عمودی بر مرز هستند. در این مطالعه با توجه به تأثیرات بسیار کم ورودی آب رودخانه‌ها روی الگوی جریان در دریای خزر (Kara et al., 2010)، از تأثیرات آن صرف‌نظر شد.

شرایط مرزی در سطح آب به صورت رابطه‌های ۱۲ و ۱۳ تعریف شد.

$$p = p_a \quad \text{رابطه ۱۲}$$

$$\left( \mathbf{A}_\sigma \frac{-g}{p_b - p_A} \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \mathbf{A}_\sigma \frac{-g}{p_b - p_A} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \left( \frac{\tau_{s\lambda}}{\rho}, \frac{\tau_{s\phi}}{\rho} \right) \quad \text{رابطه ۱۳}$$

که در این رابطه،  $\mathbf{A}_\sigma$  ضریب اددی ویسکوزیته،  $\tau_{s\lambda}$  و  $\tau_{s\phi}$  مؤلفه‌های تنش سطحی ناشی از باد در صفحه افقی هستند که به صورت رابطه ۱۴ محاسبه می‌شوند.

$$(\tau_{s\lambda}, \tau_{s\phi}) = (C_D \rho_a |V_{10}| u_{10}, C_D \rho_a |V_{10}| v_{10}) \quad \text{رابطه ۱۴}$$

هستند.  $T$ ،  $S$  و  $K_T$  به ترتیب شوری، دما و ضریب پخش حرارتی را نشان می‌دهند که شوری و دما در لایه‌های مختلف دارای مقادیر متفاوتی می‌باشند؛ ولی از حل معادلات مربوط به این دو پارامتر صرف‌نظر گردید. در رابطه ۴،  $\sigma$  معرف سرعت در راستای قائم است که با انتگرال‌گیری از معادله پیوستگی از سطح تا تراز دلخواه سیگما به صورت رابطه ۶ محاسبه گردید.

$$\dot{\sigma}(\sigma) = - \frac{1}{(p_b - p_A)} \int_0^\sigma \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} [(p_b - p_A) u] d\sigma \quad \text{رابطه ۶}$$

$$\frac{1}{(p_b - p_A)} \int_0^\sigma \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \phi} [(p_b - p_A) v] d\sigma - \frac{\sigma}{(p_b - p_A)} \frac{\partial}{\partial t} (p_b - p_A)$$

از معادله هیدرواستاتیک برای لایه‌بندی اولیه مدل به صورت رابطه ۷ استفاده شد.

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \sigma} = - \frac{(p_b - p_A)}{\rho} \quad \text{رابطه ۷}$$

در این مطالعه مرجع محاسبه ژئوپتانسیل، عمیق‌ترین نقطه‌ی محیط و به عنوان ژئوپتانسیل عملی<sup>۱</sup> در نظر گرفته شد. مقدار ژئوپتانسیل عملی برای عمیق‌ترین نقطه برابر با صفر لحاظ گردید و برای سایر نقاط محیط با انتگرال‌گیری از رابطه ۶ در راستای قائم از بستر تا نقطه‌ی دلخواه به صورت رابطه ۸ محاسبه شد.

$$\Phi_{p(i,j,\sigma)} = \Phi_{p(i,j,\sigma=1)} + (p_b - p_A)(1 - \sigma) \frac{1}{\langle \rho \rangle} \quad \text{رابطه ۸}$$

در این رابطه  $\Phi_{p(i,j,\sigma)}$  ژئوپتانسیل عملی و  $\langle \rho \rangle$  میانگین چگالی از بستر تا تراز دلخواه سیگما است.

جهت اعمال فشار هیدرودینامیک به مدل از معادله پیوستگی از سطح تا بستر انتگرال گرفته شد و معادله‌ی پیش‌بینی تمایل فشار کف<sup>۲</sup> به صورت رابطه ۹ بدست آمد.

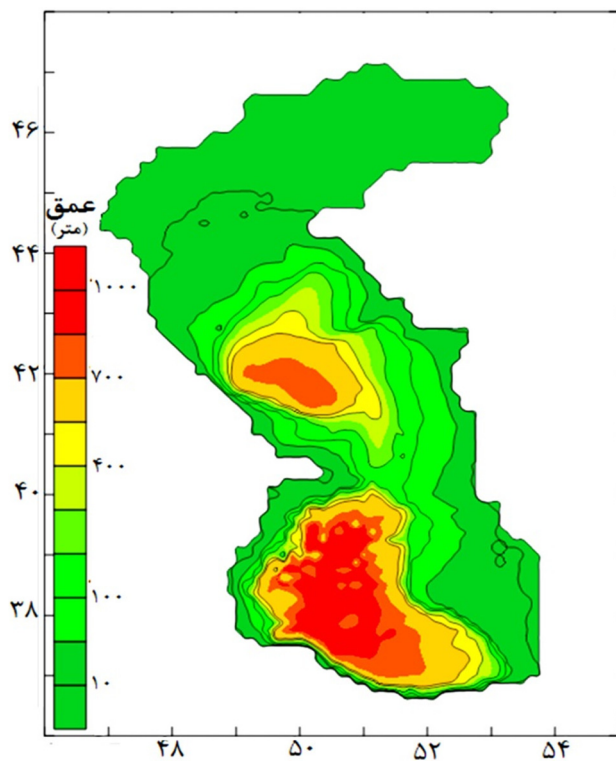
$$\frac{\partial p_b}{\partial t} = \frac{\partial p_A}{\partial t} - \int_{\sigma=0}^{\sigma=1} \frac{1}{r \cos \phi} \frac{\partial}{\partial \lambda} [(p_b - p_A) u] d\sigma \quad \text{رابطه ۹}$$

$$\int_{\sigma=0}^{\sigma=1} \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial \phi} [(p_b - p_A) v] d\sigma$$

<sup>۱</sup> Practical geopotential

<sup>۲</sup> Bottom pressure tendency equation

<sup>۳</sup> Modified Arakawa-C



شکل ۱: توپوگرافی بستر دریای خزر

### ۳-۲ میدان باد

در این مطالعه از داده‌های باد متغیر در زمان و مکان در فاصله ۱۰ متری از سطح دریا موجود در پایگاه ECMWF ERA15 با دقت مکانی ۰/۱۲۵ و گام زمانی ۲۴ ساعته استفاده شد. به علت تطابق بالای داده‌های باد سال ۱۹۸۲ با داده‌های ایستگاه‌های هواشناسی (Ibrayev et al., 2010)، این مجموعه داده به عنوان گزینه مناسب جهت ورودی به مدل انتخاب شدند. میانگین ماهیانه سرعت باد در این سال عموماً بین ۳-۶ متر بر ثانیه با مقدار بیشینه ۵/۸ متر بر ثانیه در ماه ژوئن و کمینه ۳/۲ متر بر ثانیه در ماه دسامبر می‌باشد. در اکثر ماه‌های سال در بخش خزر شمالی باد شمال-شمال شرقی سو و در خزر میانی و جنوبی باد جنوب-جنوب غربی سو باد غالب هستند. شدیدترین بادها در بخش خزر جنوبی در طول ماه فوریه تا نوامبر رخ می‌دهند. در این حوضه در قسمت‌های مرکزی و در نزدیکی سواحل غربی، جهت باد تغییرات اندکی داشته و در طول سال باد غالب شمال و شمال شرقی است ولی در نواحی کم عمق نزدیک به سواحل شرقی جهت وزش باد در طول فصول مختلف دارای تغییرات زیادی می‌باشد (شکل ۲).

در این رابطه  $u_{10}$  و  $v_{10}$  مولفه‌های سرعت باد در ارتفاع ۱۰ متری از سطح دریا به ترتیب در راستای شرق و شمال‌سوی می‌باشند. چگالی هوا با مقدار  $1/3$  کیلوگرم بر متر مکعب در نظر گرفته شده است.  $C_D$  ضریب درگ می‌باشد که با روش Wu (1982)، به صورت رابطه ۱۵ محاسبه گردید.

$$C_D = \begin{cases} (0.8 + 0.065V_{10}) \times 10^{-3} & V_{10} > 7.5 \text{ m/s} \\ 1.2875 \times 10^{-3} & V_{10} < 7.5 \text{ m/s} \end{cases} \quad \text{رابطه ۱۵}$$

شرایط مرزی در بستر دریا با استفاده از رابطه‌های ۱۶ و ۱۷ تعریف شد.

$$p = p_b \quad \text{رابطه ۱۶}$$

$$\left( A_\sigma \frac{-g}{p_b - p_A} \frac{\partial u}{\partial \sigma}, A_\sigma \frac{-g}{p_b - p_A} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = \left( \frac{\tau_{b\lambda}}{\rho}, \frac{\tau_{b\phi}}{\rho} \right) \quad \text{رابطه ۱۷}$$

در این رابطه  $\tau_{b\lambda}$  و  $\tau_{b\phi}$  مولفه‌های تنش بستر به ترتیب در جهت شرق و شمال‌سوی هستند که با استفاده از روش Nihoul (1977) به شکل رابطه ۱۸ محاسبه شدند.

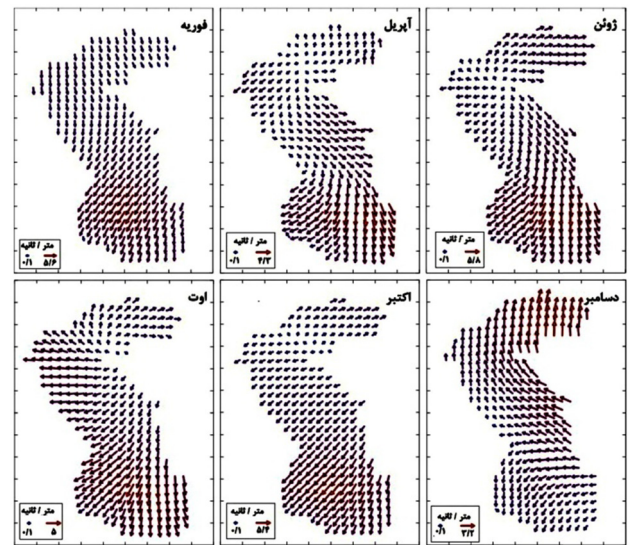
$$\tau_b = -m \tau_s + D \bar{V} |\bar{V}| \quad \text{رابطه ۱۸}$$

در این رابطه،  $\bar{V}$  بردار میانگین سرعت جریان،  $m$  و  $D$  ضرایب تجربی به ترتیب برابر با مقادیر ۰/۰۷ و ۰/۰۰۲۱۱ هستند.

### ۲-۲ توپوگرافی بستر

توپوگرافی بستر دریای خزر در شکل ۱ نشان داده شده است. در این مطالعه داده‌های عمق موجود در پایگاه GEBCO با دقت مکانی ۳۰ ثانیه استخراج و بوسیله درون‌یابی به گام مکانی ۰/۱۲۵ درجه تبدیل شد. کمینه‌ی عمق مورد استفاده در مدل ۳ متر در خزر شمالی و بیشینه‌ی عمق ۱۰۲۵ متر در خزر جنوبی واقع شد. شبکه‌بندی مدل، کل دریای خزر از مختصات ۳۶ تا ۴۸ درجه شمالی و ۴۶ تا ۵۵ درجه شرقی را تحت پوشش قرار داده و دقت مکانی آن ۰/۱۲۵ درجه در راستاهای طول و عرض جغرافیایی لحاظ گردید.

جهت و اندازه باد است. وزش بادهای سریع بروی این منطقه موجب ایجاد سرعت جریان لحظه‌ای بالای ۵۰ سانتی‌متر بر ثانیه می‌شود که با توجه به تغییرات سریع جهت جریان در این ناحیه میانگین ماهیانه و سالیانه سرعت جریان، اندازه بسیار کمتری را نشان می‌دهد. این امر در هنگام محاسبات مربوط به ساخت و سازهای ساحلی و دور از ساحل باید مورد توجه قرار گیرد. وجود جریان‌اتی با سرعت بالا در حوضه خزر شمالی در مطالعات Terziev و همکاران (۱۹۹۲) و Kosarev و Yablonskaya (۱۹۹۴) نیز تایید شده است.



شکل ۲: میانگین ماهیانه سرعت باد (متر بر ثانیه) در سال ۱۹۸۲

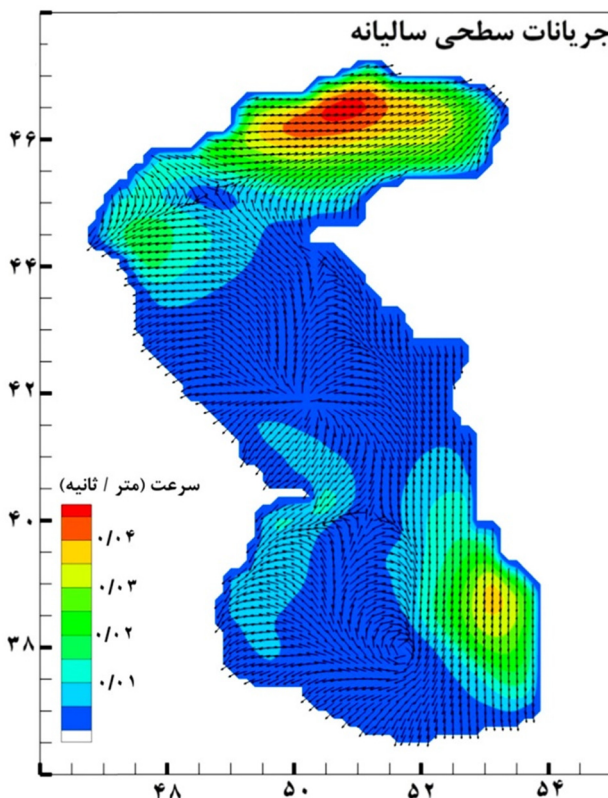
### ۳. نتایج و بحث

#### ۳-۱ میانگین سالیانه جریان‌ات سطحی

میانگین سالیانه جریان‌ات سطحی محاسبه شده بر اساس نتایج مدل در شکل ۳ نشان داده شده است. مقدار بیشینه سرعت میانگین سالیانه در حدود ۵ سانتی‌متر بر ثانیه در مناطق کم عمق خزر شمالی و مناطق نزدیک به سواحل شرقی خزر جنوبی رخ می‌دهد. قرارگیری مقادیر بیشینه سرعت جریان در مناطق کم عمق دریای خزر در مطالعات عددی Ibraev و همکاران (۱۹۹۸) و Korotenko و همکاران (۲۰۰۴) نیز نشان داده شده است. علاوه بر این الگوی جریان در خزر میانی و جنوبی متشکل از یک چرخه ساعت‌گرد می‌باشد که بخش زیادی از این حوضه‌ها را تحت پوشش قرار داده است.

#### ۳-۲ میانگین ماهیانه جریان‌ات سطحی

در شکل ۴ میانگین ماهیانه جریان‌ات سطحی دریای خزر نمایش داده شده است. در بیشتر ماه‌های سال جریان‌ات شرقی و شمال شرقی در خزر شمالی غالب بوده و تغییر جهت باد در ماه‌های فوریه و می موجب تغییر جهت جریان‌ات به ترتیب به شمال شرقی و جنوب غربی می‌شود. الگوی جریان این حوضه با توجه به عمق کم و فلات قاره گسترده به شدت تحت تاثیر



شکل ۳: میانگین سالیانه جریان‌ات سطحی (متر بر ثانیه) دریای خزر

الگوی جریان در سواحل شرقی خزر میانی را می‌توان به دو بازه زمانی تقسیم نمود. الف) فوریه- جولای وقتی که جریان سطحی در جهت جنوب شرقی بوده که می‌تواند موجب انتقال جرم آب به سمت دور از ساحل و احتمالاً ایجاد پدیده فرارجوشی<sup>۱</sup> در طول این سواحل گردد. این پدیده در مطالعات Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰)، Kara و همکاران (۲۰۱۰) و Terziev و همکاران (۱۹۹۲) نیز اشاره شده است. ب) آگوست-

<sup>۱</sup> Upwelling

فشاری جهت جریان در راستای شمال غربی و در خلاف جهت جریان سطحی قرار می‌گیرد. بیشینه میانگین ماهیانه سرعت جریان از ۱۴ سانتی‌متر بر ثانیه در سطح به کمترین مقدار خود در لایه پنجم به میزان ۱ سانتی‌متر بر ثانیه می‌رسد که در لایه هشتم به ۵ سانتی‌متر بر ثانیه افزایش یافت. این امر به علت عمق کم (۵ متر) محل وقوع بیشینه سرعت جریان و تغییر جهت جریان در لایه هشتم جهت جریان دور از ساحل سطحی رخ می‌دهد. چرخه ساعت‌گرد خزر میانی تا لایه سوم امتداد پیدا کرده و پس از آن به جریان شمال غربی تبدیل می‌شود. در سواحل شرقی این حوضه جریان جنوب و جنوب شرقی سطحی با افزایش عمق به طور ساعت‌گرد چرخیده و در لایه پنجم در خلاف جهت جریان سطحی قرار می‌گیرد تا انتقال جرم آب به سمت دور از ساحل در لایه‌های نزدیک به سطح را جبران کند. چرخه ساعت‌گرد در خزر جنوبی از سطح تا لایه پنجم امتداد می‌یابد. جریان جنوب غربی موازی با سواحل شرقی و غربی این حوضه با افزایش عمق به طور ساعت‌گرد تغییر جهت داده و در لایه ششم مختصات سیگما، در خلاف جهت جریان سطحی و در راستای شمال شرقی قرار می‌گیرند. همان‌طور که در شکل ۵ نشان داده شده است جریان نزدیک به بستر در لایه دهم در مناطق عمیق حوضه خزر میانی و جنوبی به سوی یکدیگر همگرا شده‌اند. همگرایی جریان در لایه اکمن بستری درست در زیر مناطق واگرایی جریان در لایه اکمن سطحی رخ داده است. در تعادل بودن واگرایی جریان در لایه اکمن سطحی و همگرایی آن در لایه اکمن بستری در خزر میانی و جنوبی نشان‌دهنده تأثیرات بالای توپوگرافی بستر در هدایت جریان در دریای خزر است که در مطالعه Ghaffari و همکاران (۲۰۱۳) نیز اشاره شده است.

#### ۴. نتیجه‌گیری

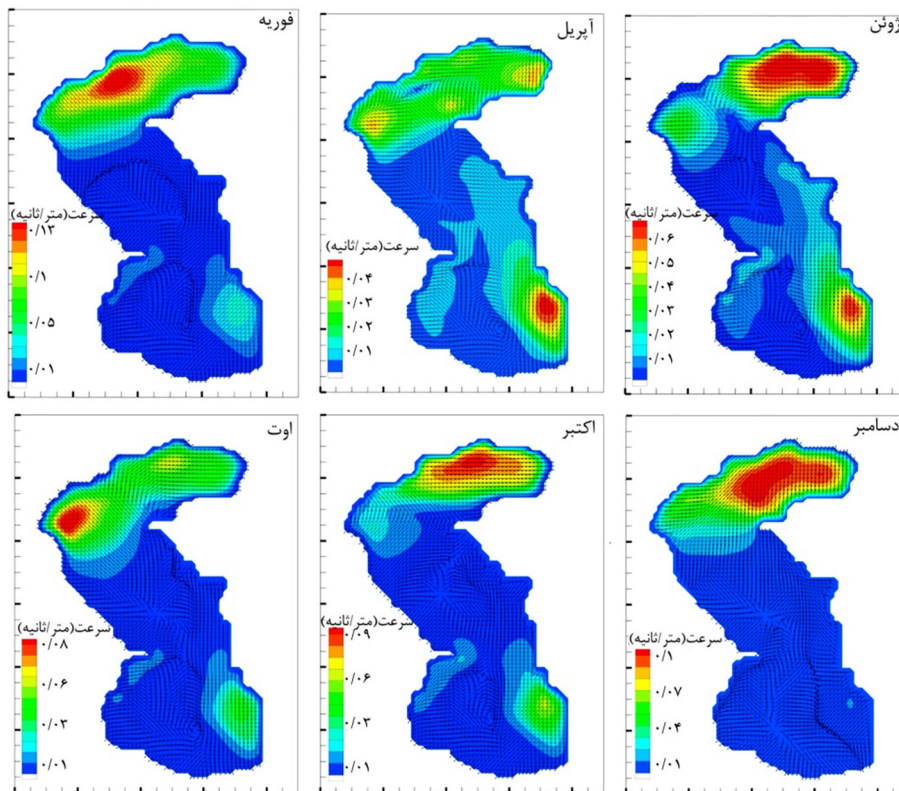
در این مطالعه جریانات بادرانده در دریای خزر با استفاده از طراحی و توسعه یک مدل عددی سه بعدی در ده لایه مورد بررسی قرار گرفتند. با توجه به آب‌های بسیار کم عمق ساحلی و مناطق عمیق دور از ساحل که موجب ایجاد توپوگرافی بستر پیچیده در دریای خزر شده است، استفاده از یک سیستم مختصات مناسب در راستای قائم جهت مدلسازی عددی این حوضه امری ضروری است که در این راستا در این مطالعه از سیستم مختصات سیگما فشاری به عنوان آرایه قائم در دستگاه کروی زمین استفاده شده است.

ژانویه وقتی که تغییرات تدریجی جهت باد موجب یک چرخش ساعت‌گرد در جهت جریان سطحی و شمال غربی شدن آن می‌شود که این امر نیز می‌تواند موجب انتقال آب به سمت ساحل و ایجاد پدیده فروجوشی<sup>۱</sup> در طول این سواحل گردد که در مطالعات (Lednev (1943) و Ibrayev و همکاران (۲۰۱۰) نیز به آن اشاره شده است. الگوی جریان در مناطق کم عمق و گسترده نزدیک به سواحل شرقی بسیار حساس به جهت و سرعت باد در منطقه بوده و همواره مقادیر بیشینه سرعت جریانات سطحی در این ناحیه رخ داده است. در فصل پاییز و زمستان به دلیل غالب بودن باد شمال شرقی در این نواحی جهت جریانات جنوب غربی بوده که با شروع فصل بهار در ماه مارس و شمال غربی شدن باد غالب در طی فصول بهار و تابستان، جریان غالب در این ناحیه تغییر جهت داده و به جریانات جنوب شرقی تبدیل شده است. در بخش مرکزی خزر جنوبی یک چرخه ساعت‌گرد در اکثر ماه‌های سال تداوم داشته که این چرخه با جریانات مجاور خود در مناطق عمیق خزر جنوبی واگرا شده و با یک چرخش پادساعت‌گرد جریانات نزدیک به سواحل غربی را شکل داده است. تغییرات در الگوی جریانات بخش مرکزی با توجه به ثبات نسبی در جهت باد و همچنین شیب بالای بستر در این ناحیه بسیار اندک است. در نزدیکی سواحل غربی خزر جنوبی دو الگوی جریانات سطحی وجود داشته که از ماه آپریل تا سپتامبر جهت جریانات عمود بر ساحل و از ماه اکتبر تا مارس موازی با ساحل بوده است. جریانات موازی با ساحل می‌تواند موجب انتقال جرم آب در راستای عمود بر ساحل و موجب شکل‌گیری پدیده فروجوشی در این نواحی شود. در سواحل جنوبی دریای خزر جریانات موجود متأثر از جریانات سواحل شرقی و چرخه ساعت‌گرد مرکزی هستند که شدت و ضعف هر یک از این الگوها جریان غالب در این سواحل را شکل داده‌اند.

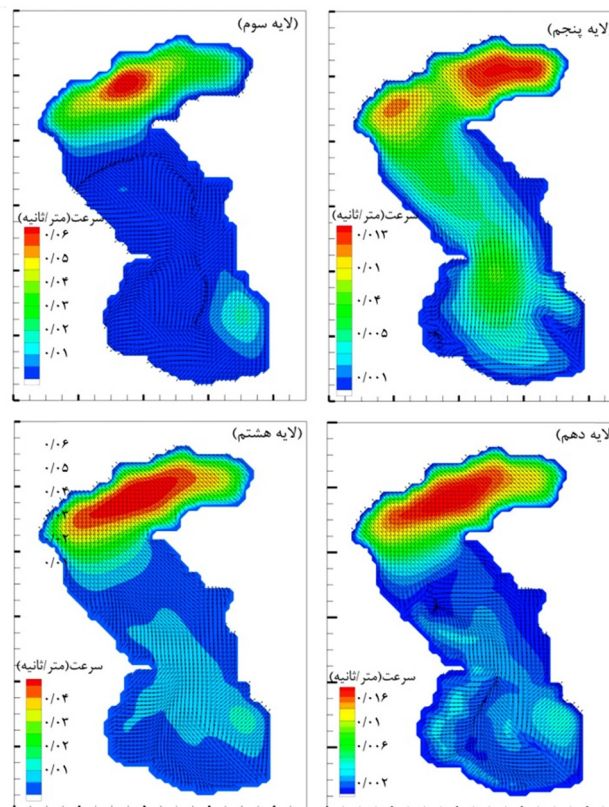
#### ۳-۳ میانگین ماهیانه جریانات زیرسطحی

میانگین ماهیانه جریان در لایه‌های زیرسطحی در ماه فوریه در شکل ۵ نشان داده شده است. در اکثر مواقع بیشینه سرعت میانگین ماهیانه جریان در سطح و زیر سطح دریا در خزر شمالی رخ می‌دهد. در این حوضه در لایه پنجم در مختصات سیگما

<sup>۱</sup> Downwelling



شکل ۴: میانگین ماهیانه جریان‌های سطحی (متر بر ثانیه) دریای خزر



شکل ۵: میانگین ماهیانه سرعت جریان (متر بر ثانیه) در لایه‌های زیر سطحی در ماه فوریه



- edited by: Sarkisyan, AS, USSR, 31-51pp.
- Ghaffari, P.; Isachsen, P.; LaCasce, J., 2013. Topographic effects on current variability in the Caspian Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 118: 7107-7116.
- Gunduz, M.; Özsoy, E., 2014. Modelling seasonal circulation and thermohaline structure of the Caspian Sea. *Ocean Science*, 10: 459-471.
- Ibraev, I.; Ozsoy, E.; Ametistova, L.; Sarkisyan, A.; Sur, H., 1998. Seasonal variability of the Caspian Sea dynamics: barotropic motion driven by climatic wind stress and Volga River discharge. In *Konstantin Fedorov Memorial Symposium, Sankt-Petersburg, Pushkin, St. Petersburg*, 18-22p.
- Ibrayev, R.; Özsoy, E.; Schrum, C.; Sur, H., 2010. Seasonal variability of the Caspian Sea three-dimensional circulation, sea level and air-sea interaction. *Ocean Science*, 6p.
- Kara, A.; Wallcraft, A.J.; Joseph Metzger, E.; Gunduz, M., 2010. Impacts of freshwater on the seasonal variations of surface salinity and circulation in the Caspian Sea. *Continental Shelf Research*, 30: 1211-1225.
- Korotenko, K.; Mamedov, R.; Kontar, A.; Korotenko, L., 2004. Particle tracking method in the approach for prediction of oil slick transport in the sea: modelling oil pollution resulting from river input. *Journal of Marine Systems*, 48: 159-170.
- Kosarev, A.N.; Yablonskaya, E., 1994. *The Caspian Sea*, SPB Academic Publishing, The Hague, 259p.
- Lednev, V., 1943. Currents of the northern and central parts of the Caspian Sea, Moscow, 262-267.
- Nasimi, S.; Ghiassi, R., 2006. A three-dimensional model of water circulation and temperature structure in the Caspian Sea. *Environmental Problems in Coastal Regions*, 88: 261-272.
- Nihoul, J.C., 1977. Three-dimensional model of tides and مطالعه الگوی جریان در دریای خزر نشان داد که در مناطق کم عمق زاویه بین جهت باد و جریانات سطحی به علت تاثیرات بالای اصطکاک بستر بسیار کم است. همچنین الگوی جریان در این نواحی به شدت متأثر از جهت و سرعت باد می‌باشد و با تغییر جهت وزش باد جهت جریان نیز دستخوش تغییر خواهد شد. در نواحی عمیق‌تر تغییر جهت باد تاثیرات کمتری روی جهت جریانات سطحی داشته و تاثیر نیروی کوریولیس روی جریانات این مناطق موجب ایجاد چرخابه‌های ساعت‌گرد در خزر میانی و جنوبی شده است. چرخه ساعت‌گرد موجود در خزر جنوبی یکی از ویژگی‌های دایمی الگوی جریان در این حوضه می‌باشد که نسبت به الگوی جریان در خزر شمالی و میانی دارای ثبات بالاتری است که این امر به علت بیشتر بودن پایداری آب در راستای قائم با توجه به شیب بیشتر بستر در حوضه خزر جنوبی می‌باشد.
- منابع**
- بنازاده، م؛ بیدختی، ع؛ خیراندیش، م؛ حسینی، ه، ۱۳۸۱. بررسی اولیه مدل سه بعدی جریان در دریای خزر. *مجله استقلال*، سال ۲۱، شماره ۱، صفحات ۲۲۰-۲۰۷.
- کمیجانی، ف؛ چگینی، و؛ صدری نسب، م؛ سیادت موسوی، م، ۱۳۹۵. شبیه‌سازی الگوی جریان سه بعدی، توزیع دما و شوری سطحی آب در حوضه جنوبی دریای خزر. *نشریه مهندسی دریا*، دوره ۱۲، شماره ۲۳، صفحات ۸۰-۶۹.
- مفیدی، ج؛ مهدیزاده، م؛ رشیدی، ا؛ ملکوتی، ح، ۱۳۹۶. مطالعه الگوی جریان در خزر جنوبی با استفاده از مدل معادلات مقدم در مختصات سیگما. *نشریه مهندسی دریا*، دوره ۱۳، شماره ۲۶، صفحات ۱۰۵-۹۷.
- نورانیان، م؛ اکبرپورجنت، م؛ بنی جمال، ب، ۱۳۹۶. ارزیابی مدل تلفیقی ROMS-SWAN در مدلسازی جریان‌های حوزه جنوبی دریای خزر. *نشریه اقیانوس‌شناسی*، دوره ۸، شماره ۳۲، صفحات ۴۲-۳۱.
- Badalov, A.; Rzhaplinski, D., 1989. Modelirovanie dinamiki deyatelnogo sloya Kaspiiskogo morya pod deystviem sinopticheskikh atmosferynyh prosessov. Modelirovanie gidrofizicheskikh prosessov i poley v zamknutyh vodoemah i moryah, Nauka, Moscow,

- wind and thermal forcing on the seasonal variation of three-dimensional circulation in the Caspian Sea. *Indian Journal of Geo-Marine Sciences*, 45(5): 671-686.
- Terziev, F.; Kosarev, A.; Kerimov, A., 1992. *Gidrometeorologiya i gidrohimiya morey*. Hydrometeorology and hydrochemistry of seas, 6p.
- Wu, J., 1982. Windstress coefficients over sea surface from breeze to hurricane. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87: 9704-9706.
- storm surges in a shallow well-mixed continental sea. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2: 29-47.
- Phillips, N.A., 1957. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. *Journal of Meteorology*, 14: 184-185.
- Sarkisyan, A.; Zaripov, B.; Kosarev, A.; Rzhaplinski, D., 1976. *Diagnosticheskie raschety techeniy v Kaspiiskom more*, *Izvestiya AN. Fizika Atmos. i Okeana*, 12: 1106-1110.
- Shica, M.; Chegini, V.; Bidokhti, A.A., 2016. Impact of