

اثر باد بر روی تغییرات چگالی در مدل اقیانوسی آزمایشگاهی با کف ناتراز

زهره حیدری نشلی^{۱*}، محمد تقی زمانیان^۲، مسعود صدیقی^۳

^۱ دانشجوی دکتری، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، zohreh_neshel@yahoo.com

^۲ مدرس، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر، zamanianmohammadtaghi@gmail.com

^۳ دانشیار، دانشگاه تهران، دانشکده محیط زیست، تهران masoud.sadri@ut.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۵/۱۸

تاریخ دریافت: ۹۶/۳/۷

چکیده

هدف از این پژوهش مدل‌سازی سه‌بعدی تغییرات چگالی و انتشار دوگانه دما و شوری در یک حوضه دریایی مستطیل شکل با مرزهای بسته با کف ناتراز در یک منطقه دریایی با طول جغرافیایی بین ۴۷ تا ۵۸ درجه شرقی و عرض جغرافیایی بین ۲۴ تا ۳۰ درجه شمالی است. در این پژوهش، شبکه‌ای که برای شبکه‌بندی محیط استفاده شده، شبکه آراکاوای C تعدیل یافته است و گام شبکه‌ای در راستای شرق‌سوی و شمال‌سوی ۰/۵ عرض جغرافیایی و در راستای قائم با توجه به نوع آرایه قائم ۰/۱ سیگما می‌باشند. برای حل عددی معادلات، باید جمله‌های موجود در این معادلات گسسته‌سازی شود و این گسسته‌سازی بر روی شبکه‌ای صورت می‌گیرد که شبکه مدل نامیده می‌شود. به این منظور لازم است که محیط مورد مطالعه شبکه‌بندی شود. شبکه‌بندی به صورت پنج‌لایه در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما انجام گرفته است. وزش باد به‌طور یکنواخت و مداوم در مدت ۴ روز بر سراسر سطح این حوضه در نظر گرفته شده است. نتایج این مدل‌سازی سه‌بعدی، چگونگی تغییرات انتشار دما و شوری هر پنج لایه در همه لایه‌ها را در امتداد طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی نشان می‌دهد. میدان چگالی برحسب مقدار دما و شوری اولیه از سطح تا عمق افزایش می‌یابد و میدان چگالی به مقدار میانگین آن می‌رسد، یعنی به حالت مانا یا پایدار می‌رسد.

واژه‌های کلیدی: آرایه قائم سیگما، اثر باد، تغییرات چگالی، کف ناتراز، مدل اقیانوسی آزمایشگاهی.

۱. مقدمه

اقیانوس‌ها در تعیین وضعیت هوا و اقلیم جهانی، مدل‌سازی^۱ برای آن‌هاست. طراحی مدل اقیانوسی و مطالعه در مورد حوضه‌های اقیانوسی، حوزه نسبتاً پُراهمیتی در پهنه پژوهش‌های هواشناسی و استفاده از مدل‌های اقیانوسی نیز بخش مهمی از میدان کار بسیار وسیع و عملی آن است. یکی از این روش‌ها ایجاد و توسعه مدل‌های عددی و سه‌بعدی اقیانوس بر اساس معادلات اساسی حاکم بر فرایندهای فیزیکی و ترمودینامیکی اقیانوس است که امروزه با توجه به پیشرفت رایانه‌ها مورد توجه دانشمندان است. با استفاده از معادلات مقدم و روش‌های محاسبات عددی می‌توان به مدل‌سازی سه‌بعدی اقیانوس پرداخت [۱].

حدود ۷۰ درصد از سطح کره زمین را اقیانوس‌ها پوشانده‌اند. تأثیر این منابع آبی عظیم بر پایداری حیات در کره زمین انکارناپذیر است. یکی از راه‌های اساسی و علمی مطالعه اقیانوس‌های جهان، اندازه‌گیری‌های پایدار و پیوسته و طولانی مدت فراسنج^۱‌های فیزیکی مختلف اقیانوس است. دانشمندان علم اقیانوس‌شناسی و هواشناسی با تجزیه و تحلیل این داده‌ها می‌توانند به ارزیابی رفتار گوناگون اقیانوس‌ها و چگونگی اثر آن‌ها بر وضعیت آب و هوا بپردازند. اندازه‌گیری فراسنج‌های فیزیکی در تمام نقاط اقیانوس کاری دشوار و هزینه‌بر است. یکی از مهم‌ترین اقدامات برای پی‌گیری نقش

تاکنون مدل‌های سه‌بعدی اقیانوسی گوناگونی در سراسر جهان ساخته و توسعه داده شده‌اند. یکی از انواع مدل‌سازی سه‌بعدی، مدل اقیانوسی چند لایه است. در این مقاله منطقه دریایی همانندسازی شده در پنج لایه مدل‌سازی می‌گردد.

اولین مدل عددی که از معادلات مقدم استفاده می‌کرد توسط براین^۳ (۱۹۶۹) و کاکس^۴ (۱۹۸۴) پیاده‌سازی شد. روش‌هایی که براین و کاکس به کار بردند، اساس بیشتر مدل‌هایی گردید که توسط افراد دیگر در کشورهای مختلف ارائه گردید. با توجه به محدودیت‌های رایانه‌ای که وجود داشت مدل ارائه شده توسط این دو نفر در ابتدا برای شبیه‌سازی ساحلی مورد استفاده قرار گرفت که شامل شبیه‌سازی ساحلی قسمت‌های جنوبی اقیانوس‌های اطلس شمالی و هند می‌شد [۲].

در همان زمان مدلی توسط هانی، آراکاو^۵ و تاکانو در حال ایجاد شدن بود. پس از آن مدل‌های زیادی ایجاد گردید که از معادلات مقدم استفاده می‌کرد. این مدل‌ها از راستای قائم به عنوان آرایه قائم استفاده می‌کردند. اولین مدلی که از مختصات سیگما در راستای قائم استفاده می‌کرد، با نام مختصات سیگما^۶، توسط ملور^۷ و بلومبرگ^۸ ارائه شد [۳].

زمانی که در سال ۱۹۹۴ با استفاده از مدل دو لایه‌ای به بررسی جریان‌ها در خلیج فارس پرداخته است؛ مدل او بر اساس معادلات مقدم در مختصات دکارتی با آرایه قائم سیگما است. این مدل علاوه بر تعیین میدان‌های جریان ناشی از باد و کشند، دما، شوری در دو لایه، سرعت قائم را در یک تراز و تراز سطح دریا را در نقاط شبکه پیش‌بینی می‌کند. حوضه مستطیلی شکل و چندین تجربه عددی برای به‌دست آوردن پاسخی برای تخلیه رودخانه‌های خلیج فارس، تغییرات چگالی، میدان باد، نیروی کشندی و ترکیب آن‌ها با چینه‌بندی چگالی از ویژگی‌های این مدل می‌باشد [۴].

رشیدی و زمانیان در سال ۱۳۸۵ با استفاده از یک مدل عددی سه‌بعدی مبتنی بر معادلات مقدم، با در نظر گرفتن

تمامی جملات غیرخطی در چارچوب مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در یک محیط اقیانوسی دو لایه، جریان‌ها ناشی از کشند^۹ و اختلاف چگالی را به روش عددی تفاضل متناهی شبیه‌سازی کردند. در این شبیه‌سازی تابع کشندی به شکل وجود چشمه^{۱۰}ها و چاه^{۱۱}هایی از دما و شوری نشان داده شده است؛ همچنین ورود آبی با چگالی متفاوت را از طریق رودخانه در قالب شش طرح تجربی عددی به محیط اعمال کرده است. این مدل قادر است میدان‌های چگالی، دما، شوری، سرعت قائم، تمایل فشار کف، تغییرات سطح تراز آب و زمین‌توانش را برای هر دو لایه پیش‌بینی نماید [۵].

فرجامی و زمانیان در سال ۱۳۸۵ به حل عددی جریان‌ها بادرانده^{۱۲} در یک حوضه فرضی اقیانوسی پنج لایه پرداختند که نیروی باد به شکل تنش بر روی سطح محیط اقیانوسی اعمال شده است. این محیط فرضی یک محیط پنج لایه اقیانوسی در دستگاه مختصات کروی است. نتایج این شبیه‌سازی به شکل میدان‌های جریان افقی و تندی قائم در شرایط مرزی که شامل مرز باز و مرز بسته است، برای هر پنج لایه پیش‌بینی می‌شود. سپس با شرایط اولیه^{۱۳} و مرزی گوناگون، این جریان‌ها برای ساعت‌های آینده پیش‌بینی شده است. همچنین این شبیه‌سازی قادر است میدان‌های چگالی، دما، شوری، سرعت قائم، تمایل فشار کف، تغییرات سطح تراز آب و زمین‌توانش را برای هر پنج لایه پیش‌بینی نماید [۶].

بنازاده و همکاران در سال ۱۳۸۱ به بررسی اولیه مدل سه‌بعدی جریان در دریای خزر پرداختند. این پژوهش یک کار مقدماتی از بررسی و تحلیل یک مدل سه‌بعدی جریان است که در یک تفکیک شبکه متغیر در جهت قائم انجام گرفته است. برای ارزیابی مدل از اطلاعات ایستگاه‌های هواشناسی اطراف دریای خزر و برای تنش باد^{۱۴} و میدان فشار از اطلاعات ثبت شده در ایستگاه‌های سینوپتیکی استفاده شده است. مشاهدات از دریای خزر با توجه به اطلاعات نسبتاً جامع از گشت دریایی سال ۱۳۷۴ در ماه‌های شهریور و مهر، توسط یک کشتی تحقیقاتی متعلق به بخش هیدرولوژی

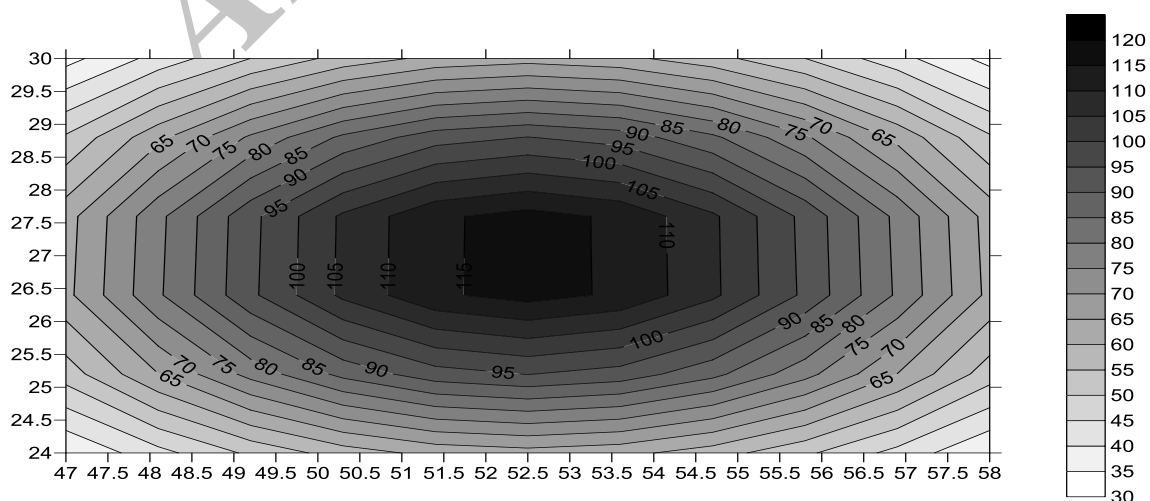
جغرافیایی بین ۴۷ تا ۵۸ درجه شرقی و عرض جغرافیایی بین ۲۴ تا ۳۰ درجه شمالی قرار دارد. کف حوضه یک کف ناتراز وارون بیضی گون است که در مرکز کمترین عمق، ۶/۵۸ متر عمق دارد و هرچه از مرکز دورتر می شویم، عمق افزایش می یابد و بیشترین عمق ۱۱۲/۷۷ متر است. شکل ۲ منطقه مورد مطالعه را نشان می دهد. در ناحیه مورد مطالعه هر لایه افقی اقیانوس به صورت نقاط منظمی شبکه بندی می گردد. فاصله نقاط واقع بر این شبکه در راستای طول و عرض جغرافیایی برابر با ۰/۵ درجه در نظر گرفته می شود. در راستای قائم محیط از پنج لایه با چگالی های متفاوت تشکیل شده است و دما و شوری پنج لایه در شرایط اولیه متفاوت هستند. دما و شوری لایه اول در حالت اولیه به ترتیب ۳۰ درجه و ۲۲ psu است، برای دما از سطح تا عمق به ازای هر لایه ۲ درجه کاهش و برای شوری هم از سطح تا عمق به ازای هر لایه ۲ psu افزایش در نظر گرفته شده است. هر لایه، با مقدار معینی از فراسنج سیگما مشخص می شود. برای مثال لایه اول با $\sigma = 0.1$ و لایه دوم، سوم، چهارم و پنجم به ترتیب با $\sigma = 0.3$ ، $\sigma = 0.5$ ، $\sigma = 0.7$ ، $\sigma = 0.9$ مشخص می گردند؛ البته مقادیر سیگما در سطح آب و کف آب به ترتیب عبارتند از: $\sigma = 0$ و $\sigma = 1$.

سازمان هواشناسی آذربایجان و حمایت آژانس بین المللی انرژی اتمی و با مشارکت کشورهای حاشیه دریا، با نمونه برداری از ۱۳ ایستگاه انجام پذیرفت. این دوره به این دلیل انتخاب شد که یک مجموعه از داده ها از گشت دریای خزر در همان زمان در دسترس است. نتایج مدل براساس آن مشاهده ها و گزارش های موجود ارزیابی شده است. خروجی های مدل به بررسی وضعیت جریان در چند لایه سرعت ها و دما در سه برش در حوضه جنوبی، میانی و شمالی می پردازد. نتایج وجود سلولهای گردشی^{۱۵} را در سه ناحیه فوق نشان می دهد و اینکه گردش با افزایش عمق، کاهش قابل ملاحظه ای می یابد. طبق اظهارات نویسندگان این پژوهش، تغییرات دما در لایه های مختلف و در برشهای مشخص شده با مشاهدات هم خوانی نسبتاً قابل قبولی دارد [۷].

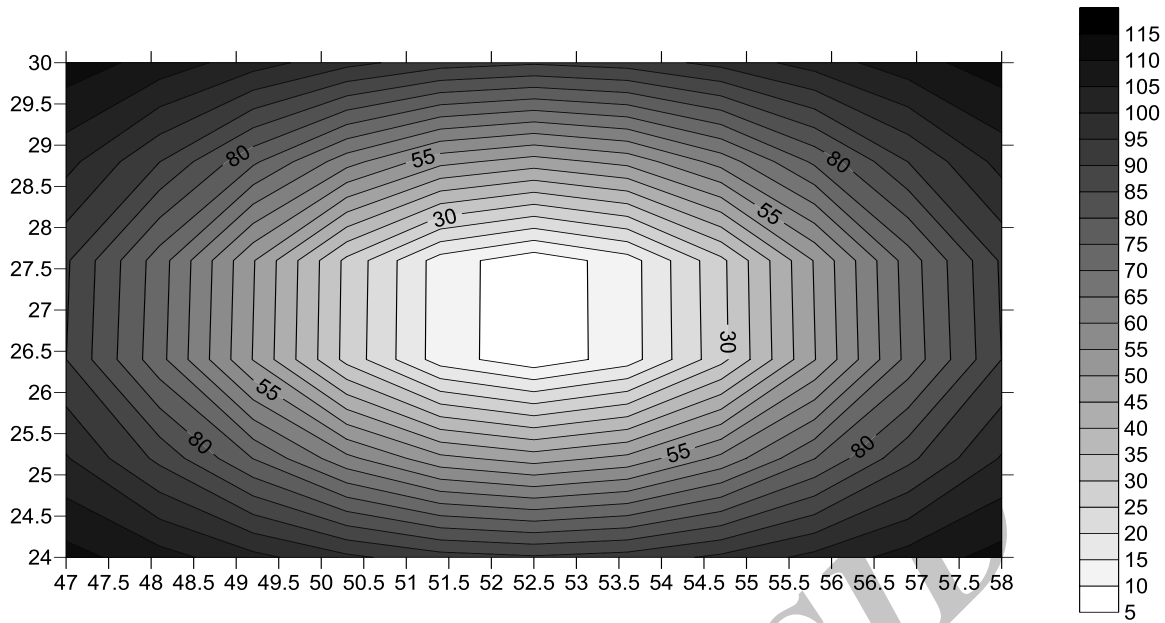
۲. داده ها و روش کار

۲-۱. ناحیه مورد مطالعه

کف ناتراز در یک منطقه دریایی با طول جغرافیایی بین ۴۷ تا ۵۸ درجه شمالی و عرض جغرافیایی بین ۲۴ تا ۳۰ درجه شمالی است. کف حوضه یک کف ناتراز بیضی گون است که در مرکز بیشترین عمق، ۱۱۶/۹۵ متر عمق دارد و هر چه از مرکز دورتر می شویم، عمق کاهش می یابد و کمترین عمق ۳۳/۲۵ متر است. کف ناتراز وارون (شکل ۱) در یک منطقه دریایی با طول



شکل ۱. کف ناتراز در یک منطقه دریایی (محور افقی طول جغرافیایی و محور عمودی عرض جغرافیایی و کونتورها عمق هستند).



شکل ۲. کف ناتراز وارون در یک منطقه دریایی (محور افقی طول جغرافیایی و محور عمودی عرض جغرافیایی و کونتورها عمق هستند).

$$\sigma = \frac{P - P_A}{P_b - P_A} \quad (1)$$

۳-۲. معادلات حاکم در دستگاه کروی زمین با آرایه قائم سیگما

در این مدل، برنامه دارای پیش‌بینی سرعت (به انضمام تنش)، فشار بستر و محاسبه فشار، پیش‌بینی دما، شوری و محاسبه چگالی، ژئوپتانسیل، شعاع، انحراف از تراز مندی ایستا و پیش‌بینی معرف سرعت قائم در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما می‌باشد. فراسنج‌های مورد استفاده تابعی از λ (طول جغرافیایی) و ϕ (عرض جغرافیایی) و σ سیگما خواهد بود. معادلات مورد استفاده در ادامه می‌آید.

۲-۲. آرایه قائم سیگما

باتوجه به مشکلی که در استفاده از آرایه قائم^{۱۶} معمول که در دستگاه‌های مختصات به کار می‌رود موجود است، برای استفاده در مدل‌های چندلایه که دارای کف ناتراز^{۱۷} است، نیاز به آرایه قائمی احساس می‌شود که در تمامی پهنه اقیانوس تعداد لایه‌ها را یکسان در نظر گیرد. این کار کمک می‌کند که همه محیط‌ها دارای یک تعداد لایه باشد. به منظور اینکه مدل پیش‌رو بتواند در مراحل عملیاتی کردن، هرگونه کف ناتراز را به‌عنوان پستی و بلندی^{۱۸} واقعی بستر محیط اقیانوسی پذیرد و با توجه به اینکه مدل ما پنج لایه است، برای رفع این مشکل از آرایه قائم دیگری استفاده می‌نمایم تا بتوانیم در تمامی محیط اقیانوسی تعداد لایه‌های یکسانی داشته باشیم. این آرایه، آرایه قائم سیگما است [۸].

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial u}{\partial \phi} + \sigma \frac{\partial u}{\partial \sigma} \\ = \frac{u v \tan \phi}{r} + \frac{(p_b - p_A) u \sigma}{\rho r g} + f v + \frac{f' (p_b - p_A) \sigma}{\rho g} \\ - \frac{g}{r \cos \phi} \left[\frac{\partial \eta}{\partial \lambda} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \eta}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] \\ - \frac{1}{r \cos \phi} \left[\frac{\sigma \partial p_b}{\rho \partial \lambda} + \frac{1}{\rho} (1 - \sigma) \frac{\partial p_A}{\partial \lambda} + \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] + \\ + \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{1}{r \cos \phi} \left[\frac{\partial \tau_{\lambda\lambda}}{\partial \lambda} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \tau_{\lambda\lambda}}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] + \frac{1}{r} \left[\frac{\partial \tau_{\phi\lambda}}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \tau_{\phi\lambda}}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] - \frac{\rho g}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \tau_{\sigma\lambda}}{\partial \sigma} \right\} \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial v}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial v}{\partial \sigma} = & -\frac{u^2 \tan \phi}{r} + \frac{(p_b - p_A) v \dot{\sigma}}{\rho r g} - f u - \Omega^2 r \cos \phi \sin \phi - \frac{g}{r} \left[\frac{\partial \eta}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \eta}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] \\ & - \frac{1}{r} \left[\frac{\sigma \partial p_b}{\rho \partial \phi} + \frac{1}{\rho} (1 - \sigma) \frac{\partial p_A}{\partial \phi} + \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right] + \quad (۳) \\ & + \frac{1}{\rho} \left\{ \frac{1}{r \cos \phi} \left[\frac{\partial \tau_{\phi \lambda}}{\partial \lambda} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \tau_{\phi \lambda}}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] + \frac{1}{r} \left[\frac{\partial \tau_{\phi \phi}}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \tau_{\phi \phi}}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] - \frac{\rho g}{(p_b - p_A)} \frac{\partial \tau_{\sigma \phi}}{\partial \sigma} \right\} \\ \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial T}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial T}{\partial \sigma} = & \frac{1}{c_{ps}} \left[\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial q}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} \right] + \frac{\alpha \alpha_T T}{c_{ps}} \left[\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial p}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial p}{\partial \sigma} \right] \\ & + \frac{1}{s \pi_T} \left[\frac{\partial s}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial s}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial s}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial s}{\partial \sigma} \right] \quad (۴) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial q}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial q}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial q}{\partial \sigma} = & \frac{\alpha}{r^2 \cos \phi} \left\{ \frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{\kappa_{q\lambda}}{\cos \phi} \left[\frac{\partial T}{\partial \lambda} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] \right\} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left\{ \frac{\kappa_{q\lambda}}{\cos \phi} \left[\frac{\partial T}{\partial \lambda} + \right. \right. \\ & \left. \left. \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] \right\} \times \quad (۵) \\ & \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) + \\ & \frac{\alpha}{r^2 \cos \phi} \left\{ \frac{\partial}{\partial \phi} \left[\kappa_{q\phi} \cos \phi \left[\frac{\partial T}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] \right\} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left\{ \kappa_{q\phi} \cos \phi \left[\frac{\partial T}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial T}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] \right\} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) + \\ & \frac{\alpha}{r^2 \cos \phi} \left[\frac{\rho g^2 \cos \phi}{(p_b - p_A)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(\kappa_{q\sigma} r^2 \rho \frac{\partial T}{\partial \sigma} \right) \right] - \frac{\alpha \partial \langle S \rangle}{c_e \partial t} + \frac{g}{(p_b - p_A)} \frac{\partial}{\partial \sigma} (E_d - E_u) + \alpha Q \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{Ds}{Dt} = \frac{\partial s}{\partial t} + \frac{u}{r \cos \phi} \frac{\partial s}{\partial \lambda} + \frac{v}{r} \frac{\partial s}{\partial \phi} + \dot{\sigma} \frac{\partial s}{\partial \sigma} = \\ \alpha \left\{ \frac{1}{r^2 \cos \phi} \left[\frac{\partial}{\partial \lambda} \left[\frac{K_{s\lambda}}{\cos \phi} \left[\frac{\partial(\rho s)}{\partial \lambda} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial(\rho s)}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] \right] + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_{s\lambda}}{\cos \phi} \left[\frac{\partial(\rho s)}{\partial \lambda} + \right. \right. \right. \\ \left. \left. \left. + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial(\rho s)}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \right] \right] \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) + \frac{\partial}{\partial \phi} \left[\cos \phi K_{s\phi} \left[\frac{\partial(\rho s)}{\partial \phi} + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial(\rho s)}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] + \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\cos \phi K_{s\phi} \left[\frac{\partial(\rho s)}{\partial \phi} + \right. \right. \right. \\ \left. \left. \left. \frac{\rho}{(p_b - p_A)} \frac{\partial(\rho s)}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) \right] \right] \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right) + \frac{\rho g^2 \cos \phi}{(p_b - p_A)^2} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left(K_{s\sigma} r^2 \rho \frac{\partial(\rho s)}{\partial \sigma} \right) \right\} \\ \left. + S_{in} - S_{out} \right\} \quad (۶) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial p_b}{\partial t} = \frac{\partial p_A}{\partial t} - \int_{\sigma=0}^{\sigma=1} \frac{1}{r \cos \phi} \left[\frac{\partial(p_b - p_A)}{\partial \lambda} u + (p_b - p_A) \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right] d\sigma \\ - \int_{\sigma=0}^{\sigma=1} \frac{1}{r} \left[\frac{\partial(p_b - p_A)}{\partial \phi} v + (p_b - p_A) \frac{\partial v}{\partial \phi} \right] d\sigma \quad (۷) \end{aligned}$$

$$\dot{\sigma}(\sigma) = -\frac{1}{(p_b - p_A)} \left[\int_{\sigma=0}^{\sigma=\sigma} \frac{1}{r \cos \phi} \left[\frac{\partial(p_b - p_A)}{\partial \lambda} u + (p_b - p_A) \frac{\partial u}{\partial \lambda} \right] d\sigma + \int_{\sigma=0}^{\sigma=\sigma} \frac{1}{r} \left[\frac{\partial(p_b - p_A)}{\partial \phi} v + (p_b - p_A) \frac{\partial v}{\partial \phi} \right] d\sigma - \sigma \frac{\partial(p_b - p_A)}{\partial t} \right] \quad (۸)$$

$$\Phi(\lambda, \phi, \sigma) = \Phi(\lambda, \phi, 1) + (p_b - p_A)(1 - \sigma) \left(\frac{1}{\rho} \right) \quad (۹)$$

$$r(\sigma) = r(\sigma = 1) + \frac{(p_b - p_A)}{g} (1 - \sigma) \left(\frac{1}{\rho} \right) \quad (۱۰)$$

۲-۵. ساختار شبکه استفاده شده

برای حل عددی معادلات باید محیط مورد مطالعه شبکه بندی شود. در این حالت مقادیر فراسنج های مختلف موجود در معادلات حاکم، برای نقاط شبکه پیش بینی یا محاسبه می گردند. در این پژوهش برای شبکه بندی محیط از شبکه آراکاوای C تعدیل یافته استفاده شده و گام شبکه ای در راستای شرق سوی و شمال سوی 0.5 جغرافیایی و در راستای قائم با توجه به نوع آرایه قائم 0.1 است. در شکل های زیر شبکه استفاده شده در راستاهای مختلف رسم شده است (شکل ۳)

ضمناً چگالی با توجه به معادله حالت آب قابل محاسبه است. (گیل، ۱۹۸۲) از طرفی مطابق با تعریف سیگما $\sigma = \frac{(p-p_A)}{(p_b-p_A)}$ فشار در لایه های مختلف به دست می آید [۹].

۲-۴. محاسبات عددی

در بخش های قبلی معادلات مدل معرفی شدند. برای همانندسازی عددی تغییرات چگالی پس از اعمال تابع نیروی باد لازم است با حل معادلات مدل در شرایط محیط مورد نظر، وضعیت محیط را برای زمان های بعدی پیش بینی کنیم [۱۰]. در این مقاله برای حل معادلات حاکم از روش عددی استفاده می گردد.



شکل ۳. ساختار قائم یک مدل پنج لایه ای بر اساس معادلات مقدم

۲-۶. روش عددی

برای حل عددی معادلات و گسسته‌سازی آن‌ها از روش عددی تفاضل متناهی استفاده شده است؛ برای همین منظور برای جملات فرارفتی، از طرح‌واره لکس - وندروف دوگامی و برای جملات انتشاری، از طرح‌واره دوفورت-فرانکل استفاده شده است.

در این صورت طرح‌واره‌های لکس-وندروف دوگامی و دوفورت-فرانکل به ترتیب به شکل زیر است:

$$F_i^{n+1} = \frac{1}{2}(F_{i+1}^n - F_{i-1}^n) - \frac{a}{2}(F_{i+1}^n - F_{i-1}^n) \quad (11)$$

$$F_i^{n+2} = F_i^n - a(F_{i+1}^{n+1} - F_{i-1}^{n+1}) \quad (12)$$

$$\frac{F_i^{n+1} - F_i^{n-1}}{2} = \frac{K}{(\Delta x)^2}(F_{i-1}^n - F_i^{n-1} - F_i^{n+1} + F_{i+1}^n) \quad (13)$$

که در آن ها، n شمارنده گام زمانی و i شمارنده گام مکانی نقاط شبکه در راستای شرق سوی می‌باشند [۱۱].

در این مطالعه ما از شکل سه‌بعدی این طرح‌واره‌ها استفاده کرده‌ایم.

طرح‌واره دوفورت-فرانکل طرح‌واره‌ای صریح است. شرط پایداری طرح‌واره دوگامی لکس-وندروف، شرط C.F.L^{۲۰} است (کامف^{۲۱}، ۱۹۸۰). همچنین می‌توان از روش دیگری برای تعیین گام زمانی جهت جلوگیری از ناپایداری استفاده نمود [۱۲].

در این حالت، این شرط در دستگاه مختصات دکارتی به شکل زیر نوشته می‌شود:

$$\Delta t \leq \min\left(\frac{\Delta x}{u}, \frac{\Delta y}{v}, \frac{\Delta z}{w}\right)$$

که در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما این گونه است:

$$\Delta t \leq \min\left(\frac{r \cos \phi \Delta \lambda}{u}, \frac{r \Delta \phi}{v}, \frac{1}{\rho g} \frac{(P_B - P_A)}{w} \Delta \sigma\right) \quad (14)$$

شرط C.F.L (۱۴-۱)

۲-۷. شرایط اولیه

برای اجرای مدل شرایط اولیه از حالت سکون آغاز می‌کنیم. سطح محیط تراز بوده و میدان دما، شوری، چگالی، ژئوپتانسیل و فشار در تمامی ترازها در راستای افقی یکنواخت در نظر گرفته شده است. یعنی هیچ نیروی ایجادکننده حرکتی وجود ندارد. در این خصوص با فرض نبودن نیرو لازم است شیب برداری توانش‌هایی که حرکت ایجاد می‌کند صفر باشد، یعنی شرایط اولیه برای اجرای مدل به صورت زیر تعریف می‌شود.

پس مطابق دستور العمل عمل می‌شود.

$$u = v = \dot{\sigma} = \eta = \frac{\partial p}{\partial \lambda} = \frac{\partial p}{\partial \phi} = \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} = \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} = \frac{\partial p_b}{\partial \lambda} = \frac{\partial p_b}{\partial \phi} = \frac{\partial \rho}{\partial \lambda} = \frac{\partial \rho}{\partial \phi} = 0 \quad (15)$$

۲-۸. شرایط مرزی

مرزهای بسته در این مطالعه مرز سخت و غیرلغزنده در نظر گرفته می‌شوند؛ بنابراین مؤلفه‌های مماسی و عمودی سرعت بر روی مرزها برابر با صفر هستند.

$$\mathbb{U}(\lambda, \phi, \sigma, t) \cdot \mathbf{n} = 0 \text{ and } \mathbb{U}(\lambda, \phi, \sigma, t) \cdot \mathbf{t} = 0 \quad (16)$$

که در معادله اخیر t و \mathbf{n} به ترتیب بردارهای یکه مماسی و عمودی بر مرز سخت است.

از آنجا که هیچ جریانی از کف محیط عبور نمی‌کند:

$$\sigma = 1 \Rightarrow u = v = \dot{\sigma} = 0 \quad (17)$$

شرایط مرزی برای دما و شوری در سطح و بستر نیز به صورت زیر در نظر گرفته شده است:

$$\frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{\partial S}{\partial \sigma} = \frac{\partial T}{\partial \sigma} = \frac{\partial S}{\partial \sigma} = 0 \quad (18)$$

و نیز شرایط مرزی برای دما و شوری بر روی دیواره‌ها

نیز به شکل زیر است:

$$\frac{\partial T}{\partial \lambda} = \frac{\partial T}{\partial \phi} = \frac{\partial S}{\partial \lambda} = \frac{\partial S}{\partial \phi} = 0 \quad (19)$$

۲-۹. برنامه رایانه‌ای استفاده شده

پس از مرحله گسسته‌سازی معادلات، برای حل عددی این معادلات از برنامه رایانه‌ای به زبان ++C استفاده شده است و نتایج آن را با استفاده از نرم افزار surfer ترسیم کرده‌ایم.

۳. نتایج

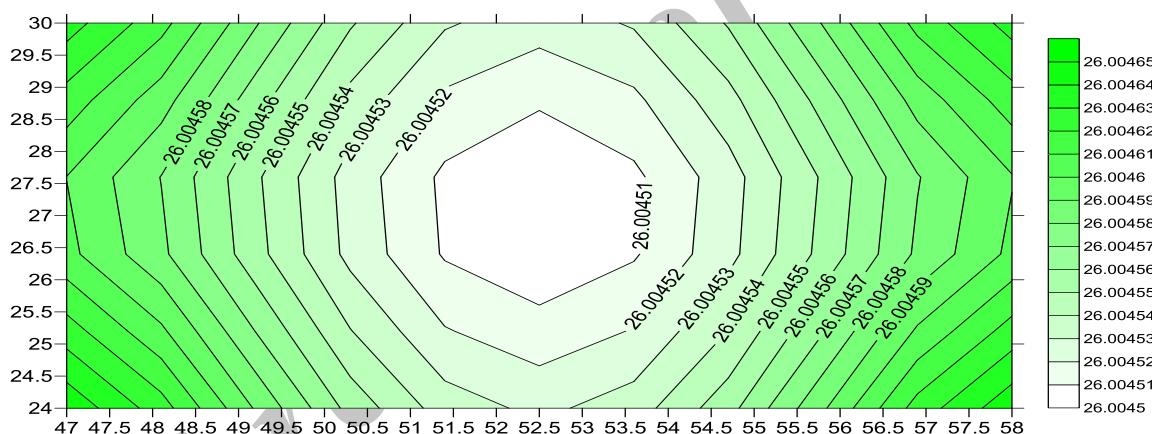
۳-۱. نتایج میدان دما و شوری و چگالی برای کف ناتراز

در این محیط، نیروی باد غربی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه و سمت ۲۷۰ درجه، یعنی باد غربی با مرز بسته و کف ناتراز، به مدت چهار روز وزانده می‌شود. انتظار داریم میدان دما و شوری بعد از چهار روز به حالت مانا برسد و البته بعد از ۱۰۰ روز شرایط حالت مانا را حفظ می‌کند و ناپایداری صورت نمی‌گیرد. خطوط هم‌اندازه شوری در تراز مرکزی پنج لایه پس از چهار روز با

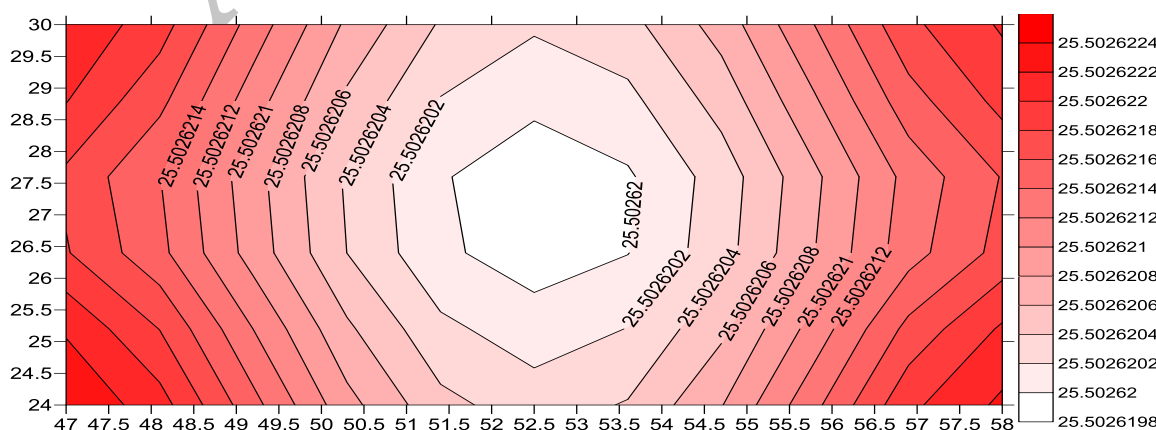
وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف ناتراز می‌باشد، در شکل ۴ آمده است.

خطوط هم اندازه دما در تراز مرکزی پنج لایه پس از چهار روز با وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف ناتراز است، در شکل ۵ نشان داده شده است.

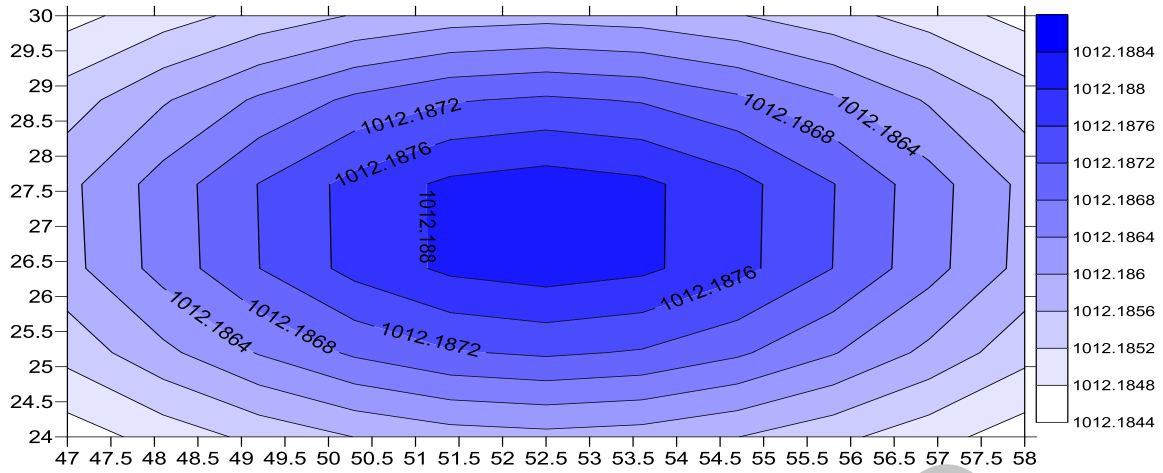
خطوط هم اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه اول تا لایه پنجم پس از یک ساعت وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف ناتراز می‌باشد، در شکل‌های ۶ تا ۱۰ نشان داده شده است.



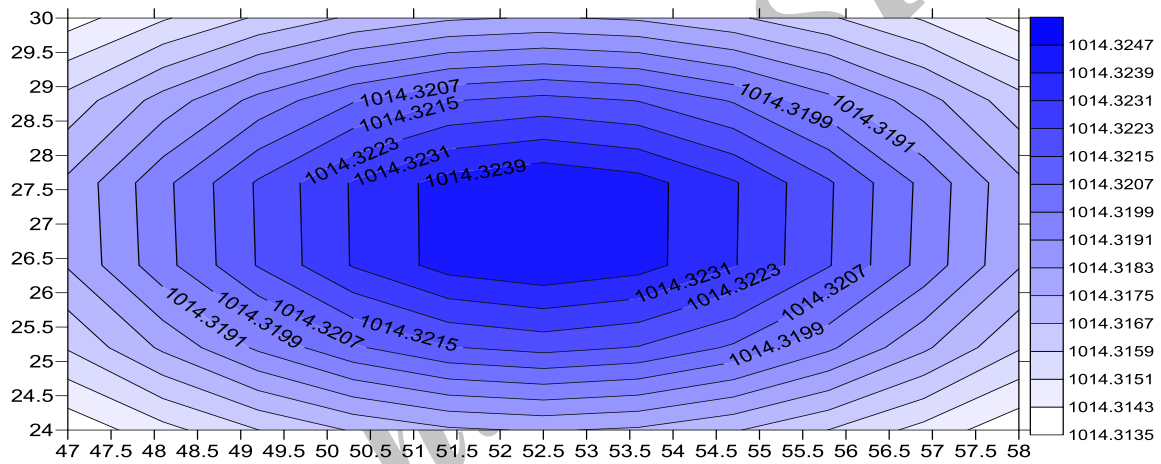
شکل ۴. خطوط هم اندازه شوری (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان شوری با واحد psu است).



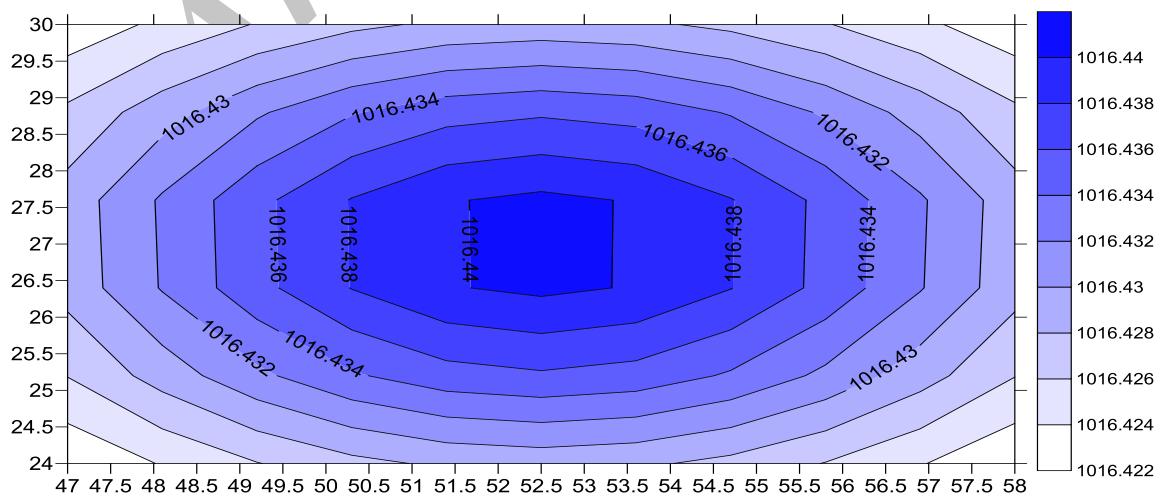
شکل ۵. خطوط هم اندازه دما (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان دما با واحد درجه سانتی گراد است).



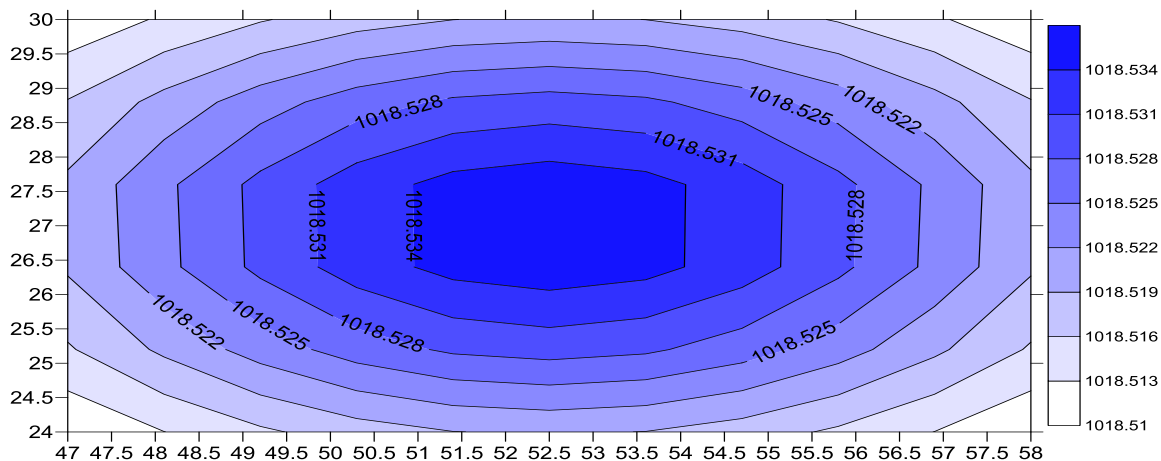
شکل ۶. خطوط هم اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه اول. (محور افقی طول جغرافیایی و محور عمودی عرض جغرافیایی و کونتورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب می باشد).



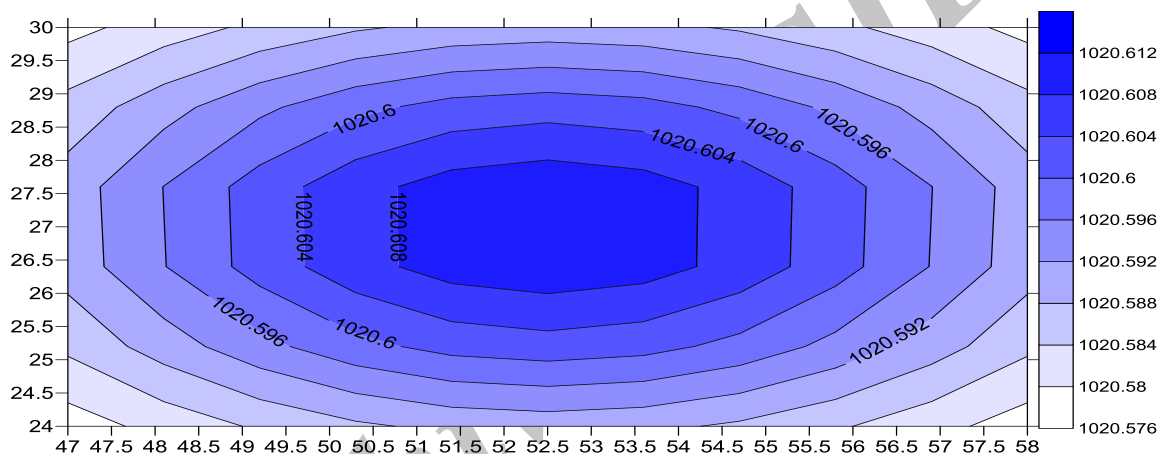
شکل ۷. خطوط هم اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه دوم (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است).



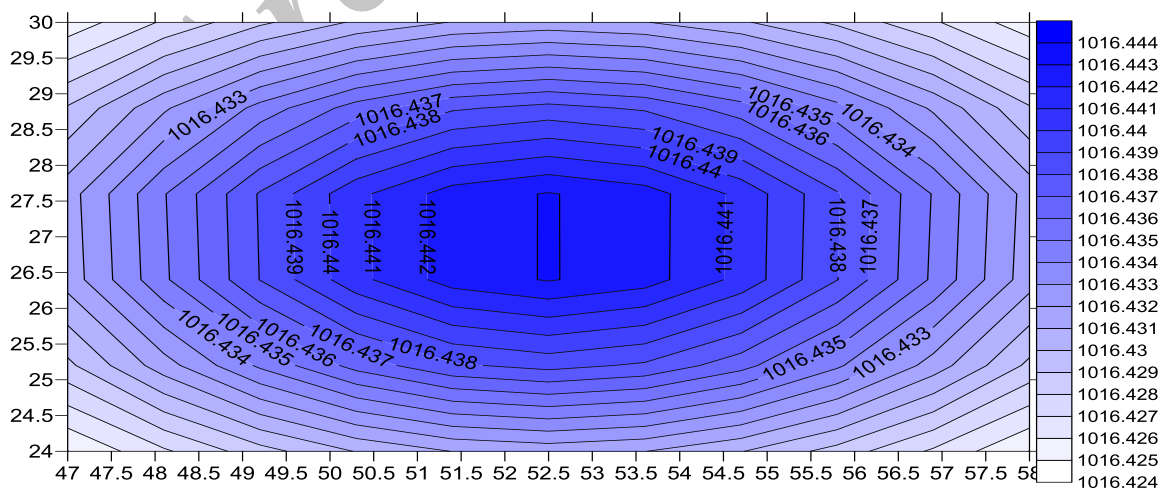
شکل ۸. خطوط هم اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه سوم (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است).



شکل ۹. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه چهارم (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است.)



شکل ۱۰. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه پنجم (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است.)

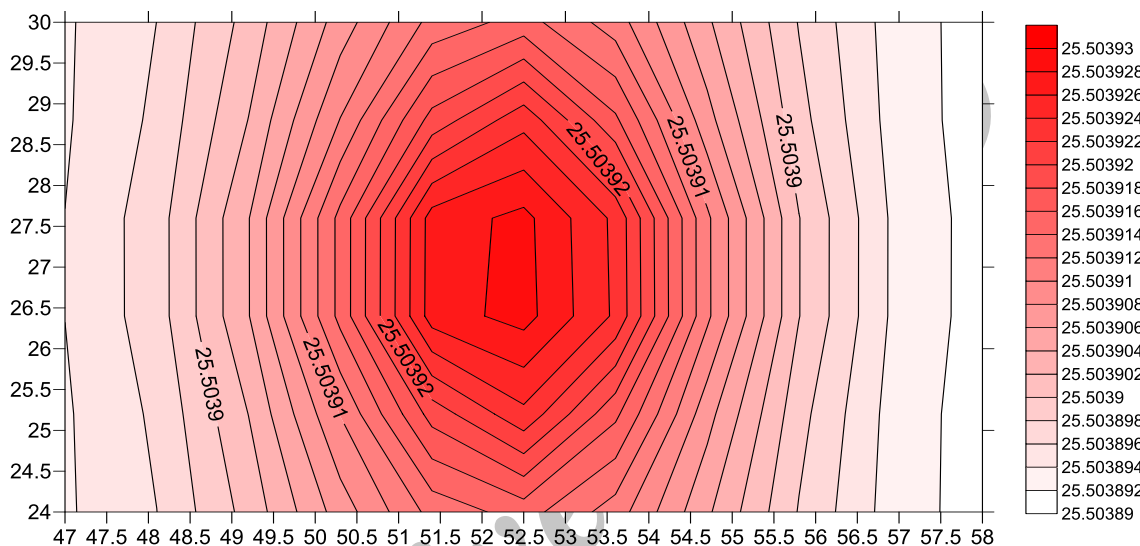


شکل ۱۱. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه پنجم پس از چهار روز با وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف نا تراز می‌باشد (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است.)

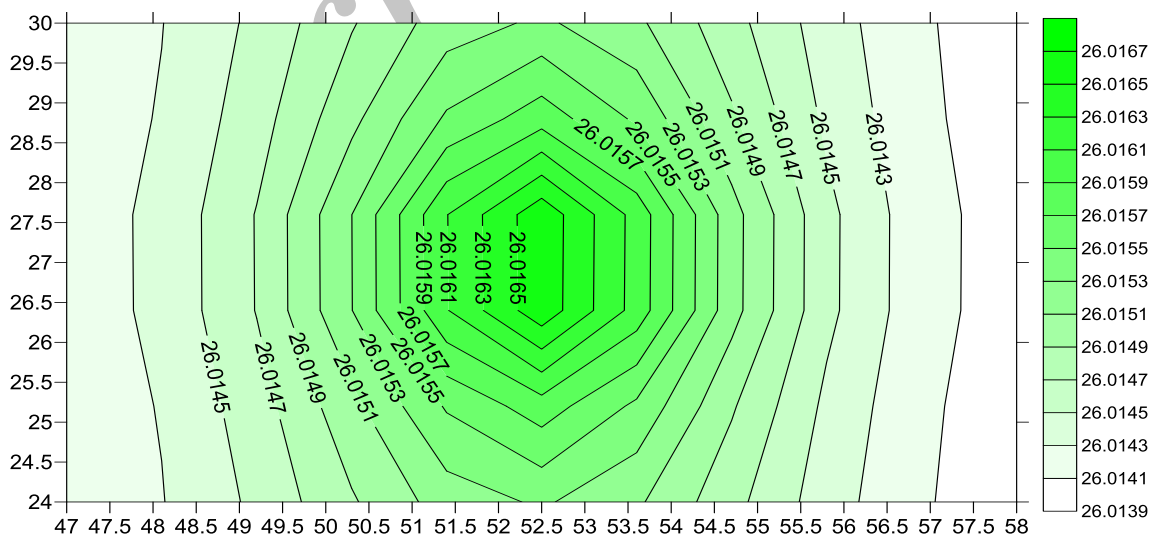
۲-۳. نتایج میدان دما و شوری و چگالی برای کف ناتراز وارون

در این محیط، نیروی باد غربی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه و سمت ۲۷۰ درجه با مرز بسته و کف ناتراز به مدت چهار روز وزانده می‌شود. انتظار داریم میدان دما و شوری بعد از چهار روز به حالت مانا برسد و خطوط میدان هم‌دما

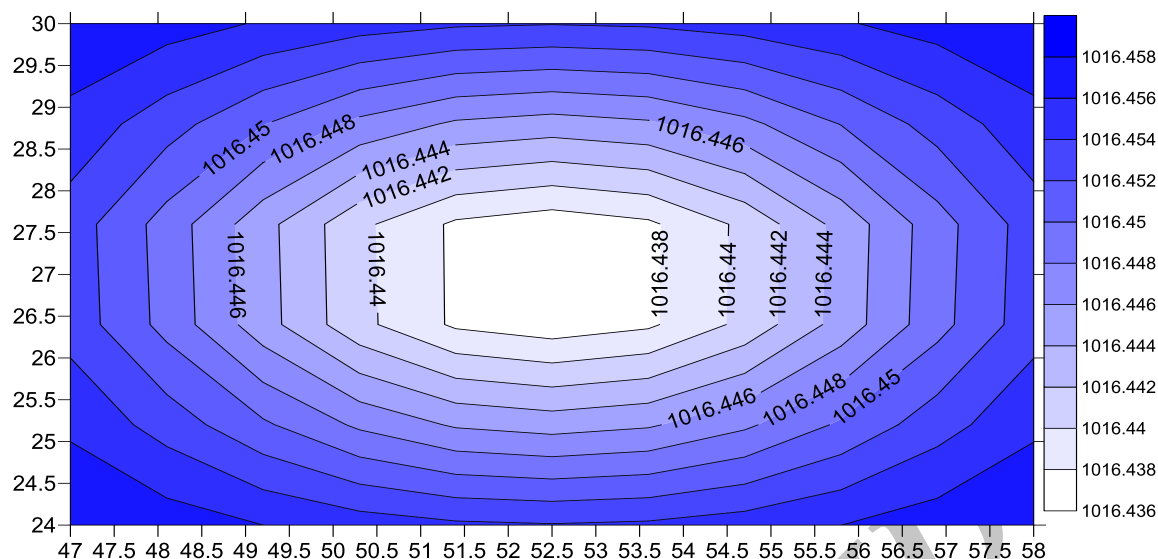
باید در تراز مرکزی تمام پنج لایه هم‌مقدار شوند. شکل ۱۴ خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی پنج لایه پس از چهار روز با وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما را در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف نا تراز وارون می‌باشد، نشان می‌دهد شکل (۱۴)



شکل ۱۲. خطوط هم‌اندازه دما (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کورتورها میدان دما با واحد درجه سانتی گراد است.)



شکل ۱۳. خطوط هم‌اندازه شوری (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کورتورها میدان شوری با واحد psu است.)



شکل ۱۴. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است).

۴. بحث و نتیجه‌گیری

در اثر وزش باد، گرادیان فشار ایجاد شده در لایه‌های آب باعث می‌شود تا جهت مؤلفه قائم در مکان‌هایی که سطح آب در اثر باد پایین‌تر از سطح تراز میانگین است، رو به بالا و برعکس در مکان‌هایی که سطح آب در اثر باد بالاتر از سطح تراز میانگین است، رو به پایین حرکت کنند. به این ترتیب ترکیب نیروهای باد و گرادیان فشار ناشی از آن به همراه نیروی کوریولیس باعث چرخش آب و اختلاط دما و شوری لایه‌های زیرین می‌گردد.

در شکل ۴ در مرکز لایه اول وضعیت انتشار شوری را پس از چهار روز با وزش باد غربی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه نشان می‌دهد. باد باعث شده است تا گرادیان افقی شوری در لایه اول رخ دهد. در مکان‌های با شوری بیشتر، آب شورتر از لایه‌های پایین‌تر رو به بالا و برعکس در مکان‌های با شوری کمتر، آب شیرین‌تر از لایه‌های بالایی رو به پایین حرکت کرده است. نیروی باد با استفاده از پدیده فرارفت قائم و یا پدیده انتشار قائم شوری، شوری لایه اول را از مقدار 22 PSU به حدود 26 PSU تغییر داده است. شوری لایه‌های بالایی که دارای شوری کمتری هستند به تدریج افزوده شده و از شوری لایه‌های پایین‌تر به تدریج کاسته شده است و شوری لایه میانی تغییر چندانی نکرده است.

برای دست‌یافتن به یک مدل مناسب بعد از مرحله همانندسازی عددی باید از داده‌های مطمئن و دقیق که معمولاً توسط گویه‌ها تهیه می‌گردد، استفاده کرد. گرچه داده‌های پراکنده‌ای که توسط ماهواره‌ها و کشتی‌ها جمع‌آوری شده است برای به‌سمت دقت بردن ضرایب^{۲۲} و تنظیم کردن^{۲۳} مدل نیز می‌تواند تا حدی مفید واقع گردند.

فراسنج‌های اقیانوس‌شناختی در یک محیط اقیانوسی در راستای افقی و در راستای قائم دارای مقادیر متفاوت هستند. برای بررسی دقیق فراسنج‌های اقیانوس‌شناختی علاوه بر تغییرات افقی، تغییرات در راستای قائم را نیز در نظر می‌گیریم؛ بنابراین در مدل‌های عددی، محیط اقیانوسی را در راستای قائم به چندین لایه تقسیم می‌کنیم؛ چندین لایه بودن به این مفهوم است که دست‌کم یک فراسنج اقیانوسی برای یک لایه با مقدار همان فراسنج در لایه دیگر متفاوت باشد.

در این پژوهش محیط اقیانوسی در راستای قائم به پنج لایه تقسیم‌بندی شده است که در شرایط اولیه دارای چگالی‌های متفاوت از یکدیگر هستند و نتیجه حاصل میدان دما و شوری را نشان می‌دهد.

- [3] Bryan K. A numerical method for the study of the circulation of the world ocean. *Journal of computational physics*. 1969 Oct 1;4(3):347-76.
- [4] Zamanian M. Three-dimensional model for Persian Gulf [PhD dissertation]. Unive. Philippines; 1994.
- [۵] رشیدی اکبر. شبیه سازی جریانات ناشی از کشند و اختلاف چگالی در یک حوضه دولایه فرضی [پایان نامه کارشناسی ارشد]. دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم دریایی؛ ۱۳۸۵.
- [۶] فرجامی حسین. شبیه سازی جریانات بادراننده در یک حوضه پنج لایه فرضی اقیانوسی [پایان نامه کارشناسی ارشد]. دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم دریایی؛ ۱۳۸۵.
- [۷] بنزاده محمدرضا، کرمی علیرضا. بررسی الگوی امواج، جریانات ناشی از موج و انتقال رسوب در دلتای رودخانه زهره. ششمین همایش علوم و فنون دریایی؛ ۱۳۸۴ دی ۱-۲؛ تهران، مرکز علوم جوی و اقیانوسی، ایران.
- [۸] زمانیان محمدتقی. پروژه مدل دولایه اقیانوسی پایه. تهران: انتشارات پژوهشکده هواشناسی و علوم جو؛ ۱۳۸۴.
- [9] Gill AE. *Atmosphere-Ocean Dynamics*. Academic Press; 1982 Dec 13.
- [۱۰] زمانیان محمدتقی. باد در سواحل ایران. تهران: انتشارات سازمان هواشناسی کشور؛ ۱۳۸۲.
- [11] Stewart RH. Introduction to physical oceanography. Department of Oceanography, Texas A & M University; 2008. P. 151-82. Available electronically from. <http://hdl.handle.net/1969.1/160216>.
- [12] Kämpf J. *Advanced Ocean Modelling: Using Open-source Software*. Berlin: Springer Science & Business Media; 2010 Apr 30.p.181.

در مرکز لایه اول در شکل ۵ انتشار دما پس از چهار روز با وزش باد غربی نیروی باد باعث شده است تا گرادیان افقی دما در لایه اول رخ دهد. در مکان‌های با دمای کمتر، آب سردتر از لایه‌های پایین تر رو به بالا و بر عکس در مکان‌های با دمای بیشتر، آب گرم‌تر از لایه‌های بالایی رو به پایین حرکت کرده‌اند. باد غربی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه و سمت ۲۷۰ درجه پس از چهار روز توانسته است با استفاده از پدیده فرارفت قائم و یا پدیده انتشار قائم دما، دمای لایه اول را از مقدار ۳۰ درجه سانتی گراد به حدود مقدار ۲۶ درجه سانتی گراد تغییر دهد. دمای لایه‌های بالایی که دارای دمای بیشتری هستند به تدریج کاسته شده و به دمای لایه‌های پایین تر به تدریج افزوده شده است و دمای لایه میانی تغییر چندانی نکرده است.

در مرکز لایه اول در شکل ۶ انتشار چگالی را پس از ۴ روز وزش باد غربی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه نیروی باد باعث شده است تا گرادیان افقی چگالی در لایه اول رخ دهد. در مکان‌های با چگالی بیشتر، آب چگال‌تر از لایه‌های پایین تر رو به بالا و بر عکس در مکان‌های با چگالی کمتر، آب سبک‌تر از لایه‌های بالایی رو به پایین حرکت کرده است. نیروی باد پس از چهار روز توانسته است با استفاده از پدیده فرارفت قائم و یا پدیده انتشار قائم، چگالی را به وجود آورد.

در این پژوهش میدان چگالی برای کف ناتراز بعد از یک ساعت برای هر پنج لایه رسم شده است که می‌بینیم میدان چگالی برحسب مقدار دما و شوری اولیه از سطح تا عمق افزایش می‌یابد و بعد از چهار روز میدان چگالی به مقدار میانگین آن می‌رسد یعنی به حالت مانا یا پایدار می‌رسد.

مراجع

- [۱] زمانیان محمدتقی. اصطکاک در مدل‌های اقیانوسی. نشریه نیوار. ۱۳۷۳؛ ۲۳: ۱۶-۲۴.
- [2] Cox M. A primitive equation, 3-dimensional model of the ocean. 1984. (GFDL Ocean Group Technical Report, vol.1).

12. Wind Driven Current
13. Initial Condition
14. Wind Stress
15. Circulation Cell
16. Vertical coordinate
17. Non-level bottom
18. Topography
19. Gill
20. Courant, Friedrichs and Lewy stability condition
21. Kampt
22. Coefficient
23. Calibration

پی نوشت

1. Parameter
2. Modeling
3. Brayan
4. Cox
5. Arakawa
6. Sigma Coordinate
7. Mellor
8. Blumberg
9. Tide
10. Source
11. Sink

Archive of SID