

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

زهره حیدری نشلی<sup>۱\*</sup>، محمد تقی زمانیان<sup>۲</sup>، مسعود صدری نسب<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر zohreh\_neshel@yahoo.com

<sup>۲</sup> مدرس، دانشگاه علوم و فنون دریایی خرمشهر، خرمشهر zamanianmohammadtaghi@gmail.com

<sup>۳</sup> 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 مدل سازی سه بعدی 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 شبکه بندی محیط استفاده شده، شبکه آراکاوای C تعدیل یافته است و گام شبکه‌ای در راستای شرق سوی و شمال سوی ۰/۵ عرض جغرافیایی و در راستای قائم با توجه به نوع آرایه قائم ۰/۱ سیگما می باشند. برای حل عددی معادلات، باید جمله‌های موجود در این معادلات گسسته سازی شود و این گسسته سازی بر روی شبکه‌ای صورت می گیرد که شبکه مدل نامیده می شود. به این منظور لازم است که محیط مورد مطالعه شبکه بندی شود. شبکه بندی به صورت پنج لایه در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما انجام گرفته است. وزش باد به طور یکنواخت و مداوم در مدت ۴ روز بر سراسر سطح این حوضه در نظر گرفته شده است. نتایج این مدل سازی سه بعدی، چگونگی تغییرات انتشار دما و شوری هر پنج لایه در همه لایه‌ها را در امتداد طول جغرافیایی و عرض جغرافیایی نشان می دهد. میدان چگالی بر حسب مقدار دما و شوری اولیه از سطح تا عمق افزایش می یابد و میدان چگالی به مقدار میانگین آن می رسد، یعنی به حالت مانا یا پایدار می رسد.

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

### ۱. مقدمه

اقیانوس‌ها در تعیین وضعیت هوا و اقلیم جهانی، مدل سازی<sup>۲</sup> 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 سه بعدی 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 می توان به مدل سازی سه بعدی 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، اندازه گیری‌های پایدار و پیوسته و طولانی مدت فراسنج‌های فیزیکی مختلف اقیانوس است. دانشمندان علم اقیانوس شناسی و هواشناسی با تجزیه و تحلیل این داده‌ها می توانند به ارزیابی رفتار گوناگون اقیانوس‌ها و چگونگی اثر آنها بر وضعیت آب و هوا پردازند. اندازه گیری فراسنج‌های فیزیکی در تمام نقاط اقیانوس کاری دشوار و هزینه‌بر است. یکی از مهم ترین اقدامات برای پی گیری 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 بریان<sup>۳</sup> (۱۹۶۹) و کاکس<sup>۴</sup> (۱۹۸۴) پیاده‌سازی شد. روش‌هایی که بریان 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، آراکاوا<sup>۵</sup> 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<sup>۶</sup>، توسط ملور<sup>۷</sup> و بلومبرگ<sup>۸</sup> ارائه شد [۳].

زمانی 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 به دست 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<sup>۹</sup> و اختلاف چگالی را به روش عددی تفاضل متناهی شبیه‌سازی کردند. در این شبیه‌سازی تابع کشندی به شکل وجود چشمه<sup>۱۰</sup>ها و چاه<sup>۱۱</sup>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 زمین توانش را برای هر دو لایه پیش‌بینی نماید [۵].

فرجامی و زمانیان در سال ۱۳۸۵ به حل عددی جریان‌ها بادرانده<sup>۱۲</sup> 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<sup>۱۳</sup> 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 زمین توانش 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<sup>۱۴</sup> 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

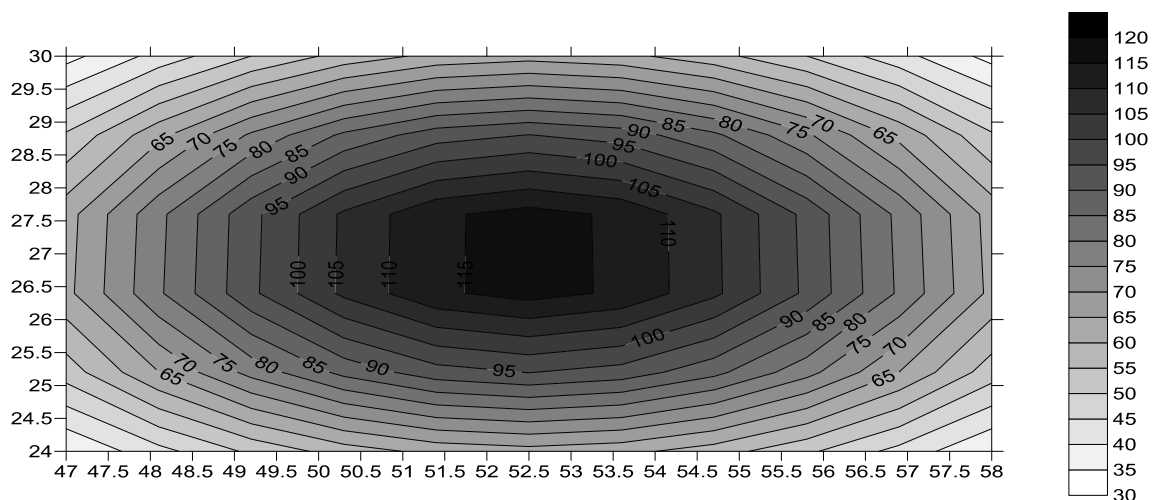
سازمان هواشناسی آذربایجان و حمایت آژانس بین‌المللی انرژی اتمی و با مشارکت کشورهای حاشیه دریا، با نمونه‌برداری از ۱۳ ایستگاه انجام پذیرفت. این دوره به این دلیل انتخاب شد که یک مجموعه از داده‌ها از گشت دریای خزر در همان زمان در دسترس است. نتایج مدل براساس آن مشاهده‌ها و گزارش‌های موجود ارزیابی شده است. خروجی‌های مدل به بررسی وضعیت جریان در چند لایه سرعت‌ها و دما در سه برش در حوضه جنوبی، میانی و شمالی می‌پردازد. نتایج وجود سلولهای گردشی<sup>۱۵</sup> را در سه ناحیه فوق نشان می‌دهد و اینکه گردش با افزایش عمق، کاهش قابل ملاحظه‌ای می‌یابد. طبق اظهارات نویسندگان این پژوهش، تغییرات دما در لایه‌های مختلف و در برشهای مشخص شده با مشاهدات هم‌خوانی نسبتاً قابل قبولی دارد [۷].

**۲. داده‌ها و روش کار**

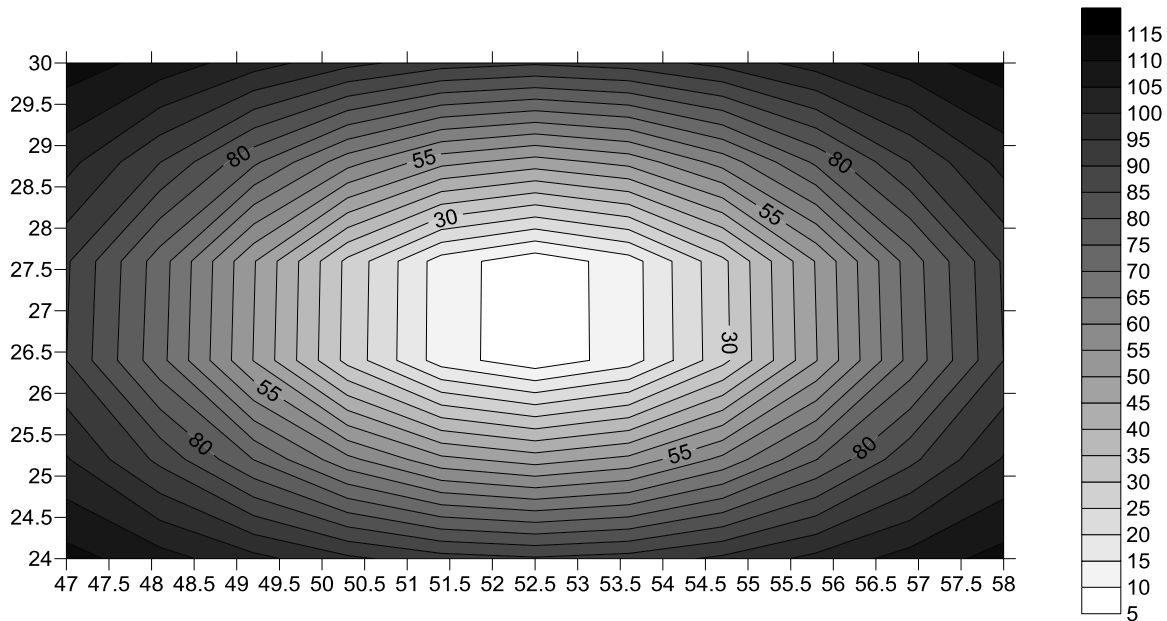
**۲-۱. ناحیه مورد مطالعه**

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 بیضی‌گون است که در مرکز بیشترین عمق، ۱۱۶/۹۵ متر عمق دارد و هر چه از مرکز دورتر می‌شویم، عمق کاهش می‌یابد و کمترین عمق ۳۳/۲۵ متر است. کف ناتراز وارون (شکل ۱) در یک منطقه دریایی با طول

جغرافیایی بین ۴۷ تا ۵۸ درجه شرقی و عرض جغرافیایی بین ۲۴ تا ۳۰ درجه شمالی قرار دارد. کف حوضه یک کف ناتراز وارون می‌باشد که در مرکز کم‌ترین عمق، ۶/۵۸ متر عمق دارد و هر چه از مرکز دورتر می‌شویم، عمق افزایش می‌یابد و بیشترین عمق ۱۱۲/۷۷ متر است. شکل ۲ منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. در ناحیه مورد مطالعه هر لایه افقی اقیانوس به صورت نقاط منظمی شبکه‌بندی می‌گردد. فاصله نقاط واقع بر این شبکه در راستای طول و عرض جغرافیایی برابر با ۰/۵ درجه در نظر گرفته می‌شود. در راستای قائم محیط از پنج لایه با چگالی‌های 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 می‌شود. 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 می‌گردند؛ البته مقادیر سیگما در سطح آب و کف آب به ترتیب عبارتند از:  $\sigma = 0$  و  $\sigma = 1$ .



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  $\lambda$  (طول جغرافیایی) و  $\phi$  (عرض جغرافیایی) و  $\sigma$  سیگما خواهد بود. معادلات مورد استفاده در ادامه می‌آید.

### ۲-۲. آرایه قائم سیگما

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

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

$$\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}{\rho} \frac{\partial p_b}{\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}$$

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

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

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

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

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

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

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)

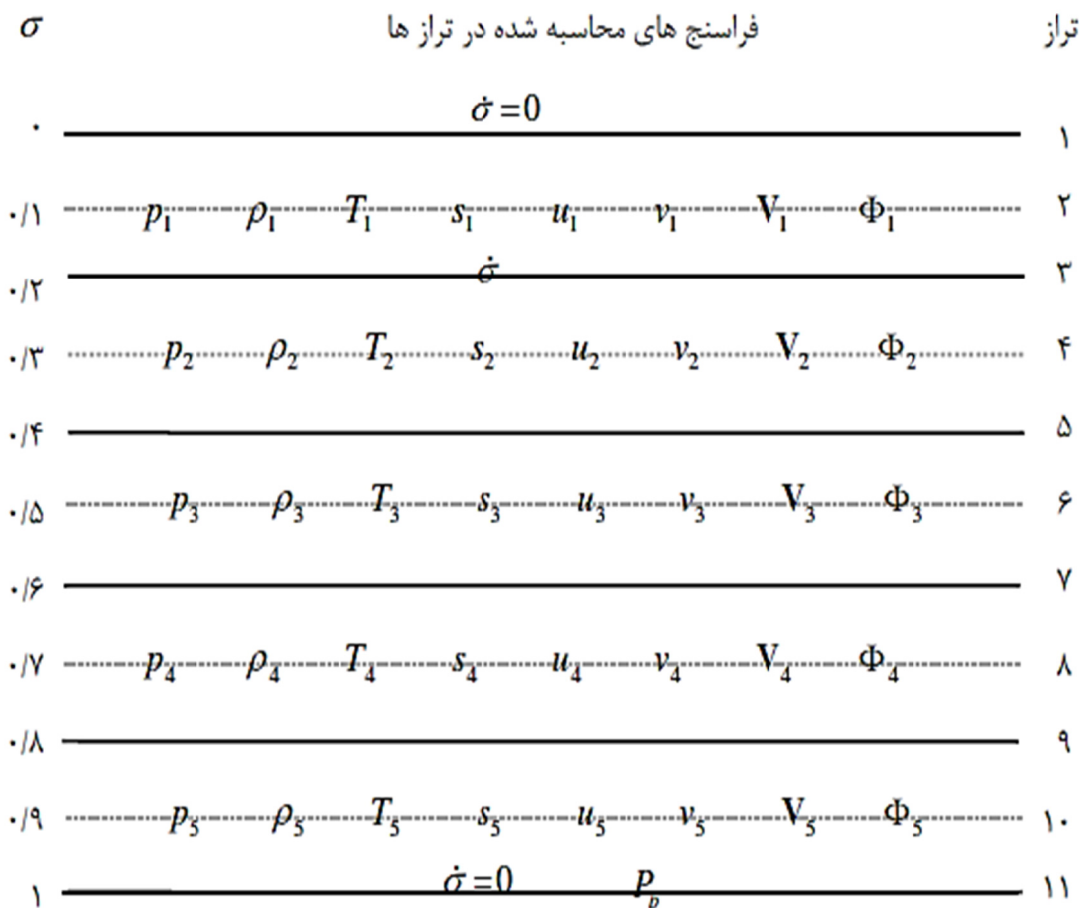
ضمناً چگالی با توجه به معادله حالت آب قابل محاسبه است.

$$\sigma = \frac{(p-p_A)}{(p_b-p_A)} \text{ سیگما}$$

از طرفی مطابق با تعریف سیگما (۱۹۸۲، ۱۹) 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

## ۶-۲. 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<sup>۲</sup> است (کامف<sup>۲۱</sup>، 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:

$$\Delta t \leq \min \left( \frac{r \cos \phi \Delta \lambda}{u}, \frac{r \Delta \phi}{v}, \frac{1}{\rho g} \frac{(P_b - P_A)}{w} \Delta \sigma \right) \quad (14) \quad C.F.L \text{ شرط (14-1)}$$

## ۷-۲. 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.

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

## ۸-۲. 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 نرم‌افزار surfer ترسیم کرده‌ایم.

## ۳. نتایج

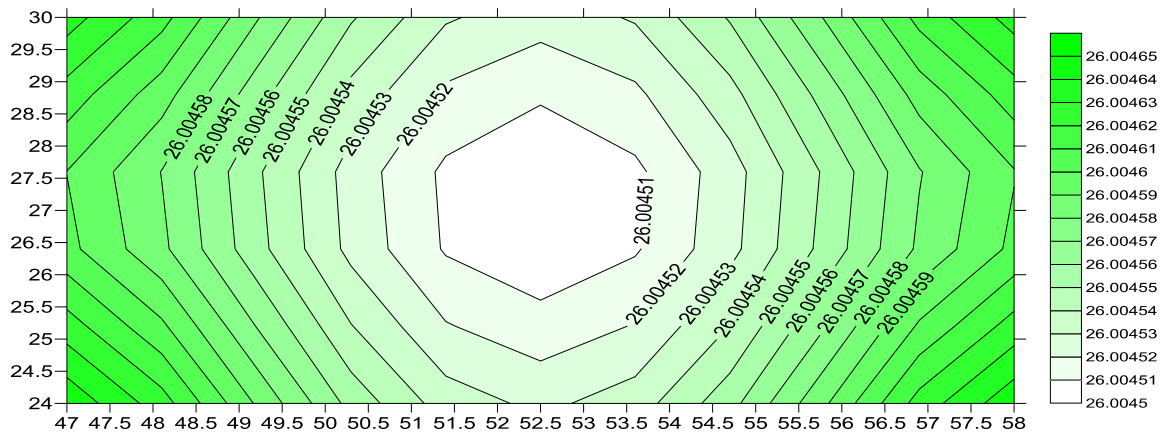
### ۳-۱. نتایج میدان دما و شوری و چگالی برای کف ناتراز

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

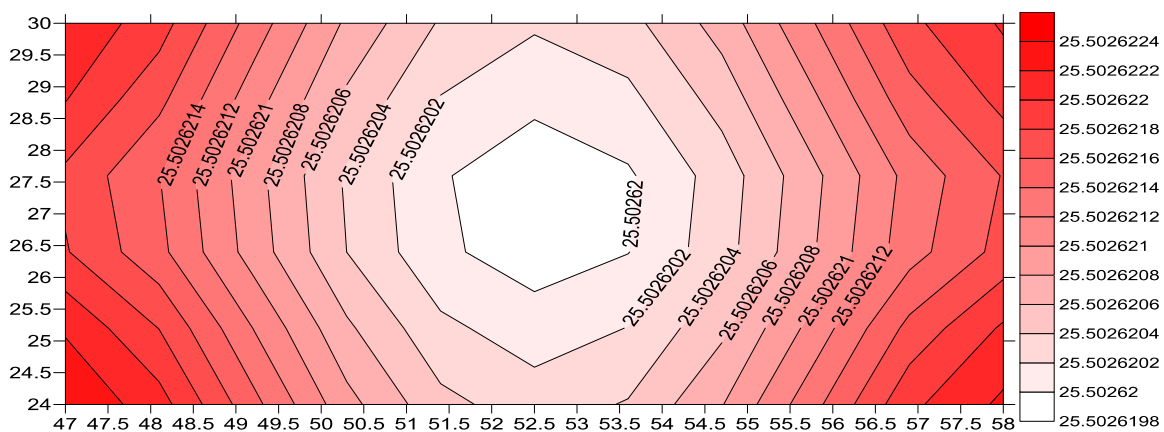
وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف ناتراز می‌باشد، در شکل ۴ آمده است.

خطوط هم‌اندازه 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 هم‌اندازه 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.

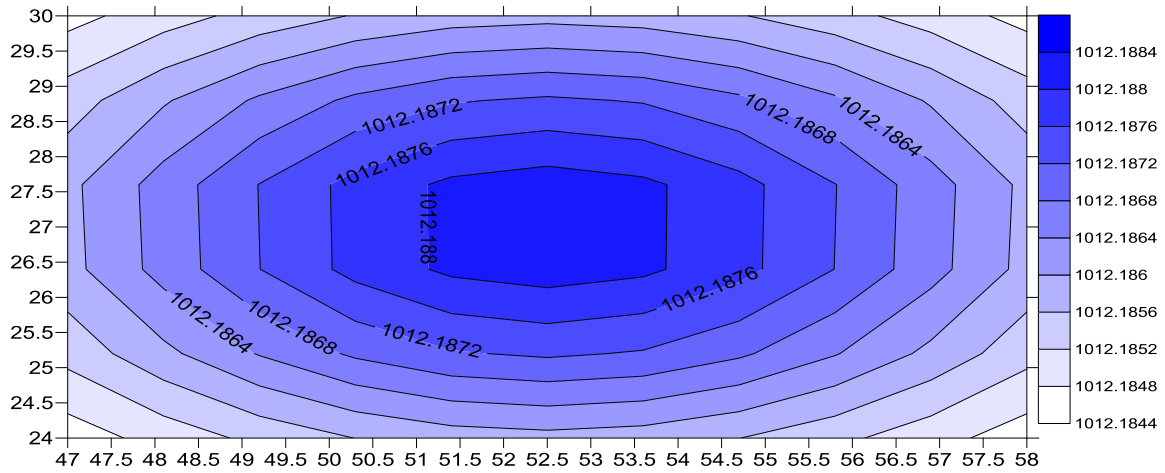


شکل ۴. خطوط هم‌اندازه شوری (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان شوری با واحد psu است).

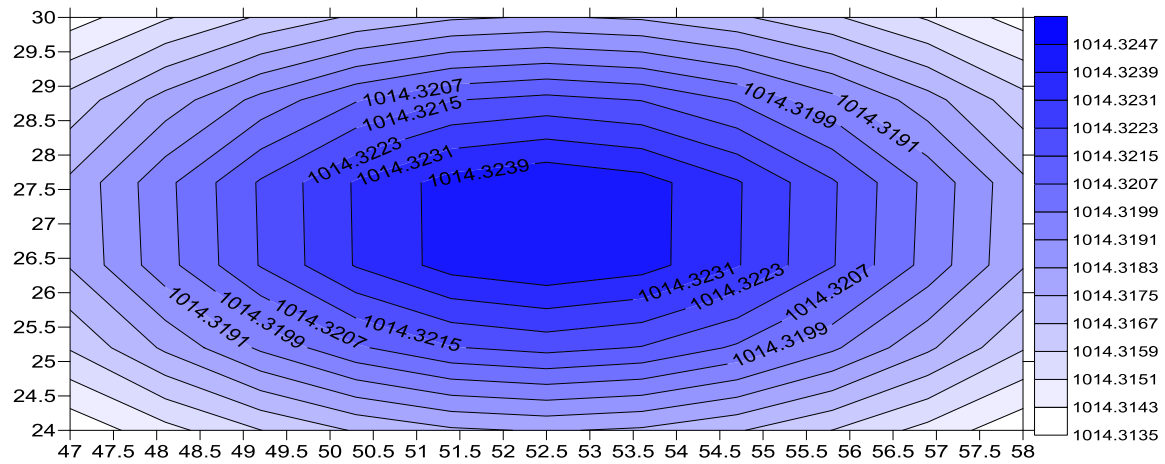


شکل ۵. خطوط هم‌اندازه دما (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان دما با واحد درجه سانتی‌گراد است).

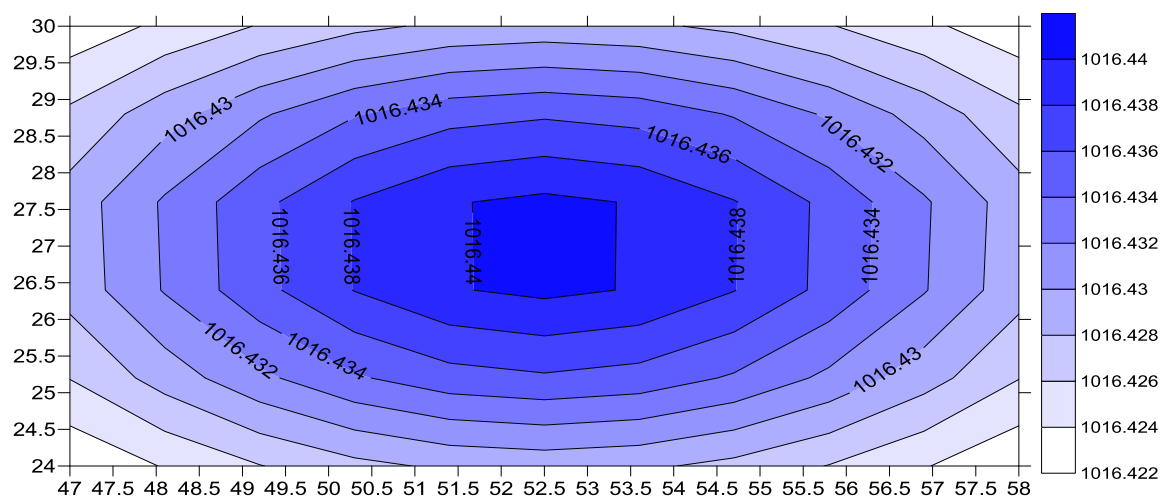




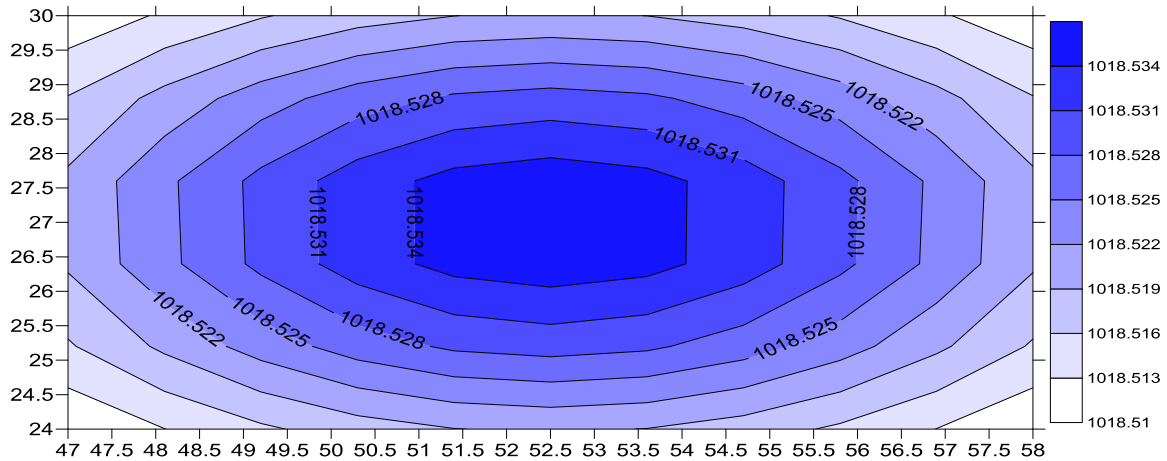
شکل ۶. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه اول. (محور افقی طول جغرافیایی و محور عمودی عرض جغرافیایی و کونتورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب می‌باشد).



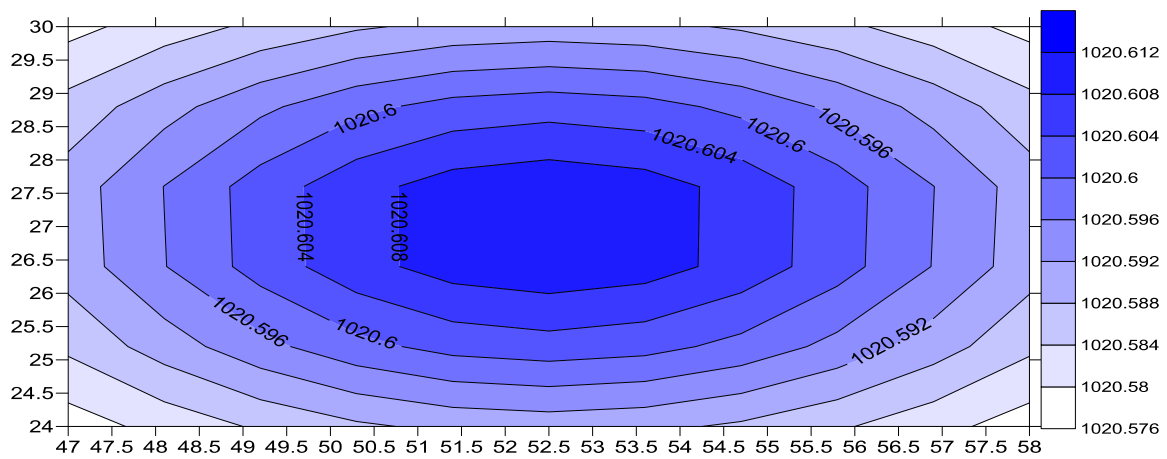
شکل ۷. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه دوم (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است).



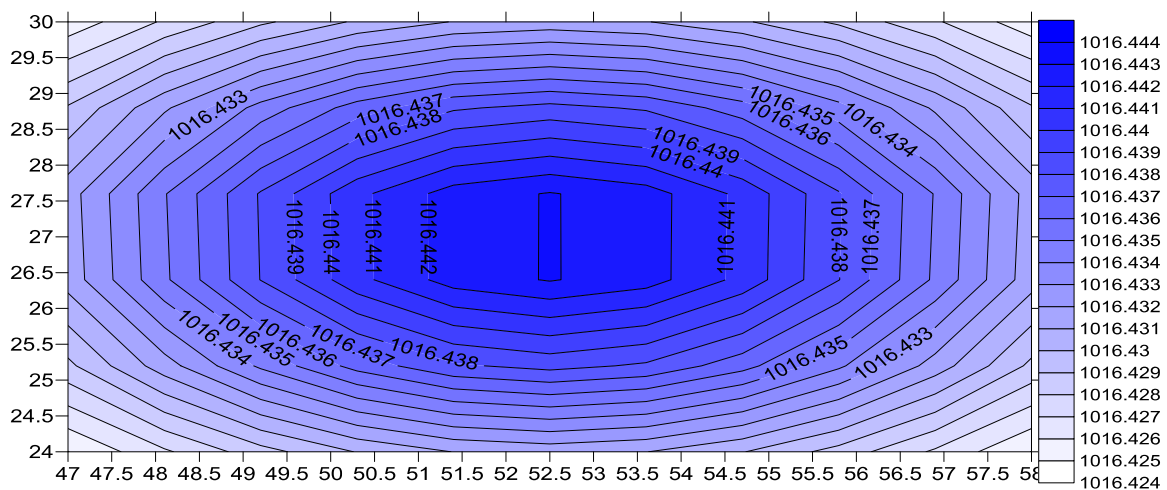
شکل ۸. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی لایه سوم (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونتورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم بر متر مکعب است).



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).

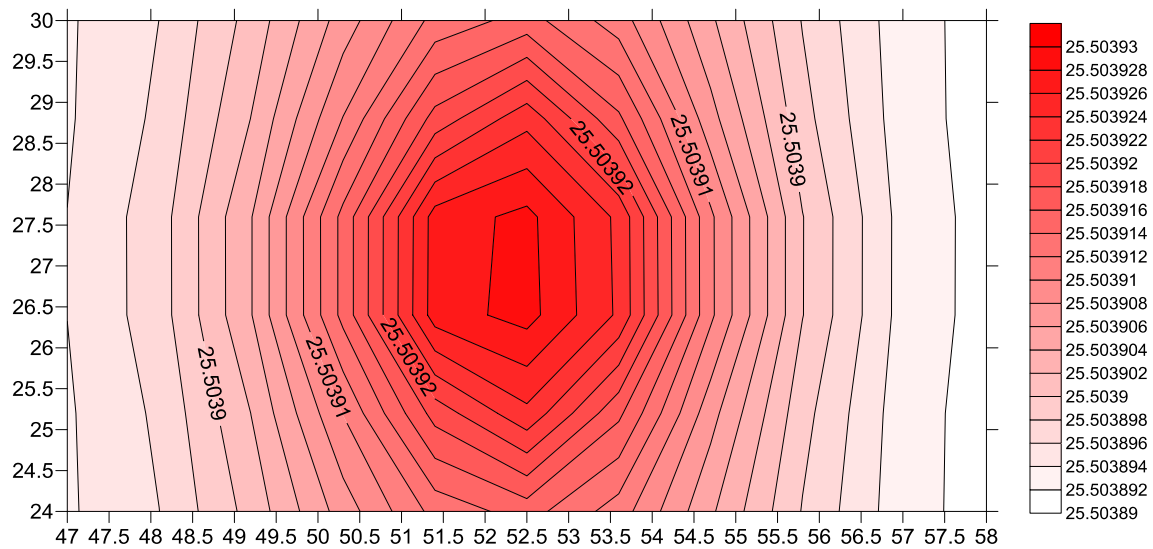


شکل ۱۱. خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی پنج لایه پس از چهار روز با وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف ناتراز می‌باشد (محور افقی، طول جغرافیایی و محور عمودی، عرض جغرافیایی و کونورها میدان چگالی با واحد کیلوگرم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

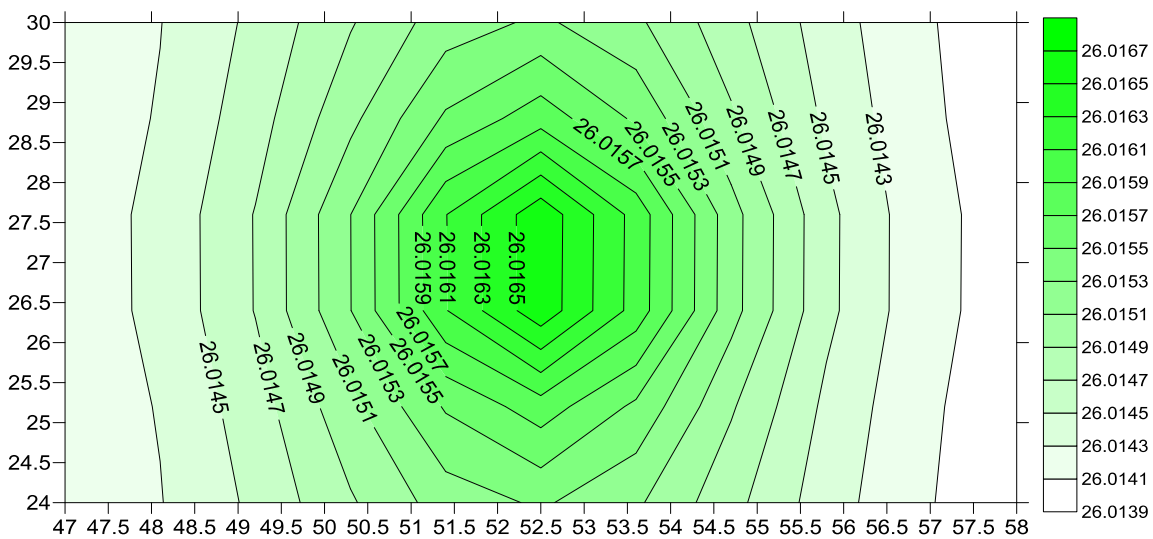
### ۲-۳. نتایج میدان دما و شوری و چگالی برای کف ناتراز وارون

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

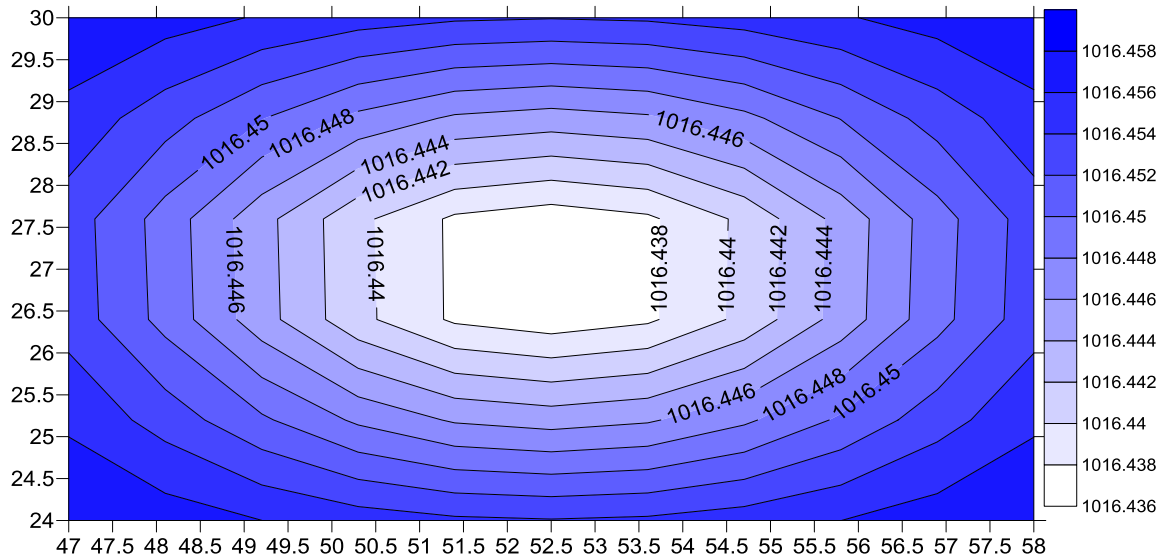
باید در تراز مرکزی تمام پنج لایه هم‌مقدار شوند. شکل ۱۴ خطوط هم‌اندازه میدان چگالی در تراز مرکزی پنج لایه پس از چهار روز با وزش باد با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه با باد غربی در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه قائم سیگما را در حالتی که تمامی مرزها بسته و کف نا تراز وارون می‌باشد، نشان می‌دهد شکل (۱۴)



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  $22PSU$  به حدود  $26PSU$  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<sup>۲۲</sup> و تنظیم کردن<sup>۲۳</sup> 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 [dissertation]. Univ. Philippines; 1994.
- [۵] رشیدی اکبر. شبیه سازی جریانات ناشی از کشند و اختلاف چگالی در یک حوضه دولایه فرضی [پایان نامه]. تهران: دانشگاه تربیت مدرس؛ ۱۳۸۵.
- [۶] فرجامی حسین. شبیه سازی جریانات بادرانده در یک حوضه پنج لایه فرضی اقیانوسی [پایان نامه]. تهران: دانشگاه تربیت مدرس؛ ۱۳۸۵.
- [۷] بنزاده محمدرضا، کرمی علیرضا. بررسی الگوی امواج، جریانات ناشی از موج و انتقال رسوب در دلتای رودخانه زهره. ارائه شده در: ششمین همایش علوم و فنون دریایی؛ ۱۳۸۴ دی ۱-۲؛ تهران، 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.

### پی نوشت

1. Parameter
2. Modeling

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 گرم تر 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 چگال تر از لایه‌های پایین تر رو به بالا و بر عکس در مکان‌های با چگالی کمتر، آب سبک تر 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 بر حسب 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. 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).

- |  |                         |
|--|-------------------------|
| 15. Circulation Cell                                 | 3. Brayan               |
| 16. Vertical coordinate                              | 4. Cox                  |
| 17. Non-level bottom                                 | 5. Arakawa              |
| 18. Topography                                       | 6. Sigma Coordinate     |
| 19. Gill   | 7. Mellor               |
| 20. Courant, Friedrichs and Lewy stability condition | 8. Blumberg             |
| 21. Kampt  | 9. Tide                 |
| 22. Coefficient                                      | 10. Source              |
| 23. Calibration                                      | 11. Sink                |
|  | 12. Wind Driven Current |
|  | 13. Initial Condition   |
|  | 14. Wind Stress         |