

مدل سه بعدی گردش آب و ساختار دما در دریای خزر

سورنا نسیمی* و رضا غیائی**

*دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، صندوق پستی ۱۴۱۵۵-۲۷۵

**دانشکده فنی دانشگاه تهران، صندوق پستی ۴۵۶۳-۱۱۳۶۵

(دریافت: ۸۴۲۵، پذیرش نهایی: ۸۵/۴/۱۳)

چکیده

این تحقیق یک مدل عددی سه بعدی برای پیش بینی گردش آب های ناشی از وزش باد متغیر ارائه می دهد و نتایج حاصل از آن در مقایسه با مشاهدات، مورد بحث قرار می گیرد. مدل عددی مذکور براساس حل معادلات حاکم بر جریان و توزیع دما با روش تفاضل محدود (finite difference) با فرض $\Delta Y, \Delta X$ ثابت و ΔZ متغیر استوار است. معادلات تکانه، تداوی، پیوستگی و روابط تنش در سطح، کف و لایه های میانی مورد استفاده قرار گرفته اند. لزجت افقی و عمودی و ضریب پخش تلاطمی بر اساس فرمول های استفاده شده بنت در دریاچه آتریو (۱۹۷۷) برآورد شده است. با توجه به ابعاد دریای خزر در مدل عددی، از پارامتر کوریولیس (coriolis) متغیر و همچنین از تقریب هیدروستاتیک (hydrostatic)، صفحه بتا و تقریب بوسینسک (boussinesq) استفاده شده است.

برای آزمایش مدل از چند مورد ساده با شرایط مرزی مشابه دریای خزر، استفاده شده است. برای مدل سازی دریای خزر، شبکه بندی حوزه در سطح افقی با ابعاد 10×10 کیلومتر و در جهت قائم در 10 لایه با ضخامت های متغیر از سطح به کف به ترتیب: ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۶۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۵۰، ۵۰۰ و بالاتر از ۵۰۰ متر در نظر گرفته شده اند. داده های باد شامل سرعت، جهت و دمای آب که مربوط به روز پانزدهم شهریور سال ۱۳۷۴ در ساعت های ۶، ۱۲ و ۱۸ بود که از طریق ایستگاه های همدیده ای حاشیه دریای خزر و گشت دریایی حاجی علی اف، گردآوری شده است. اطلاعات باد ساحلی اندازه گیری شده با تصحیحات اعمالی به روش (SPM, shore protection manual) به باد دور از ساحل تبدیل شد و به روش درون یابی با استفاده از عکس مربع فاصله، توزیع مکانی سرعت باد در سطح حوزه دریای خزر به دست آمد.

مدل بر اساس مشاهدات و گزارش های موجود مورد ارزیابی قرار گرفته است. وضعیت جریان در چند لایه بررسی شده و سرعت ها در برش طولی و برش های عرضی در ناحیه شمالی، میانی و جنوبی مورد بحث قرار گرفته است. در کل حوزه، اندازه سرعت جریان متفاوت است. سرعت جریان محاسبه شده از $1/6 \text{ cm.s}^{-1}$ تا 15 cm.s^{-1} است که بیشترین مقدار سرعت در ناحیه میانی به ازای سرعت باد حداکثر ۷ متر بر ثانیه و تنش باد

$\tau_x = \tau_y = 0.06 \text{ N.m}^{-2}$. همچنین نتایج به دست آمده، وجود سلول های گردشی را به طور پاد ساعتگرد در سه ناحیه فوق نشان می دهد و

اینکه گردش با عمق به طور قابل ملاحظه ای کاهش می یابد. نتایج حاصل از حل عددی معادله دما با اطلاعات حاصل از مشاهدات گشت دریایی مقایسه شده است و تغییرات دما در لایه های متفاوت برش های عرضی و طولی، همخوانی نسبتاً قابل قبولی از مدل با مشاهدات را بیان می کند.

واژه های کلیدی: گردش، دما، مدل عددی، تنش باد متغیر

۱ مقدمه

گردش و ساختار دما در دریاچه ها بود. کسندی (۱۹۷۵) و سیمونس (۱۹۷۶) به طور گسترده در اقداماتی هماهنگ درکی از محدودیت ها و پایداری از این مدل ها را در بررسی تحلیلی و شبه تحلیلی ارائه کردند که در کارهای بعدی آنها و همچنین پژوهشگران دیگر روی مدل سازی دریاچه ها مورد استفاده قرار گرفت. (بریفیلد، ۱۹۷۲؛ کسندی، ۱۹۷۵؛ سیمونس، ۱۹۷۶؛ بنت، ۱۹۷۷؛ اسمیت، ۱۹۸۹؛ بویس، ۱۹۸۹؛ شوب، ۱۹۹۴؛ چوبرانکو، ۲۰۰۱؛

فرایندهای هیدرودینامیکی به طور مستقیم در بوم شناسی و زیست شناسی محیط های دریایی مؤثرند. یکی از مهم ترین روش ها برای برآورد پارامترهای هیدرودینامیکی مدل سازی است. اولین مدل های عددی سه بعدی گردش و ساختار دما به صورت ترکیبی از دو لایه یا بیشتر با در نظر گرفتن مبادلات بین سطوح را لی و لیجیت (۱۹۷۰)، بنت (۱۹۷۴ و ۱۹۷۷) و شوب (۱۹۸۳) به کار بردند و بسط دادند؛ که نمایانگر فوننی در نحوه مدل سازی ساختار

۲ معادلات حاکم و شرایط مرزی

شرایط مرزی و فرض‌ها مدل به صورت زیر است:

الف- در مرزها مؤلفه سرعت صفر است ($U, n=0, \psi=0$)

به جز در نقاط ورودی و خروجی جریان رودخانه‌ها.

ب- تقریب هیدرواستاتیک برقرار است و از شتاب‌های عمودی صرف نظر شده است.

ج- به تقریب صفحه f (بتا)، با توجه به طول دریای خزر،

تغییرات پارامتر کوریولیس توجه شده است و

مختصات کارترین مورد استفاده قرار می‌گیرد.

د- اصطکاک با یک لزجت پیچکی افقی و عمودی، مشخص و معلوم می‌شود.

ه- در کف، تنش بستر با قانون درگ خطی محاسبه شده است.

و- توزیع دما با پخش تلاطمی مشخص و معلوم می‌شود.

ز- از تقریب بوسینسک استفاده شده است، یعنی: تغییرات

چگالی صرف نظر می‌شود، به جز در جمله‌هایی که

شناوری تأثیر دارد.

با توجه به مطالب فوق معادلات را می‌توانیم به صورت زیر

بنویسیم (اپل، ۱۹۹۰).

$$\frac{dU}{dt} = fV - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_s}{\partial x} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial x} + \left[A_h \left(\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} \right] \quad (1)$$

$$\frac{dV}{dt} = -fU - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P_s}{\partial y} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial P}{\partial y} + \left[A_h \left(\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial y^2} \right) + A_z \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial(L\psi)}{\partial t} = - \left[U \frac{\partial}{\partial x} (L\psi) + V \frac{\partial}{\partial y} (L\psi) \right] - \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} + A_h \nabla^4 \psi + \frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{sy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{sx}}{\partial y} \right] \quad (3)$$

وانگ و هاتر، ۲۰۰۱). این مدل‌ها بیشتر روی دریاچه‌های

آنتریو (Ontario)، ایری (Erie) و میشیگان (Miscigan)

مورد ارزیابی قرار گرفت. در خصوص تحقیقات به انجام

رسیده روی دریاچه‌های بسته نیز می‌توان به کار وانگ و

هاتر (۲۰۰۱) که به بررسی مدل سه‌بعدی جریان آب ناشی

از باد متغیر در اطراف جزیره مانیو (Island Mainau)

چویرانکو (۲۰۰۱) و وانگ و هاتر (۲۰۰۱)، اشاره کرد. از

کارهای صورت گرفته در دریاچه خزر نیز می‌توان بررسی

مدل اولیه سه‌بعدی جریان توسط فدوی حسینی (۱۳۷۸) را

یادآور شد. در این مدل میدان تنش باد در حوزه‌های

سه گانه، چینه‌بندی چگالی پایدار، ضریب پخش پارامتر

کوریولیس ثابت فرض شده است (فدوی حسینی، ۱۳۷۸).

کیفیت پیش‌بینی مدل در دریای خزر به طور گسترده

به پیش‌بینی مدل جوی کامل وابسته است، به خصوص به

شرایط باد، اثرات اصطکاک و شرایط وابسته به زمان.

هدف بررسی حاضر ارائه مدلی است که قادر باشد

گردش و ساختار دما را با الگوی باد متغیر در مقیاس

بزرگ به خوبی نشان دهد. این مدل با در نظر گرفتن

شبکه‌بندی گسترده در جهت افق 10×10 کیلومتر و

شبکه‌بندی عمودی با تفکیک قابل قبول در لایه بالا

می‌تواند جزئیات بهتری را نسبت به مدل بررسی شده

توسط فدوی حسینی ۱۳۷۸ نشان دهد. نتایج عددی حاصل

از مدل نشان می‌دهد که مؤلفه‌های سرعت جریان در شرق

حوزه جنوبی کم‌تر از سرعت در قسمت میانی و غربی

است. در این منطقه سرعت جریان حدود 10 cm.s^{-1}

به دست آمده است. همچنین نتایج توزیع دما با مشاهدات

و گزارش‌های دریایی قابل قبول است. در واقع مدل‌سازی

گردش دریای خزر ناشی از فقدان مشاهداتی است که

بتوان بر پایه آن، جریان گردش و همچنین توزیع دما را در

لایه‌های عمودی پیش‌بینی کرد.

می شود:

$$\frac{\partial W^{n+1}}{\partial z} = -\frac{\partial U^{n+1}}{\partial x} - \frac{\partial V^{n+1}}{\partial y} \quad (۸)$$

۳ کنترل مدل

به منظور کنترل در صحت و دقت برنامه، قبل از کاربرد مدل لازم است نتایج حاصل از برنامه با آزمایش های استاندارد و با اعمال شرایط مرزی هندسی و هیدرودینامیکی ساده مورد آزمون قرار گیرد.

۳-۱ آزمایش اول، باد دو جهته در امتداد محور X مکعب مستطیلی با شرایط هندسی و مرزی مشابه دریای خزر با طول ۱۰۰۰ کیلومتر و عرض ۵۰۰ کیلومتر و عمق ثابت ۲۵۰ متر انتخاب می کنیم. باد در سطح به طور یکسان در دو جهت مخالف هم و در ارتفاع ۱۰ متری از سطح آب با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه و پارامتر کوریولیس متغیر از عرض جغرافیایی ۳۳° ۳۶' تا ۴۲° ۷' در محاسبات در محدوده دریای خزر در نظر گرفته شده است (شکل ۱). اجزا (المان ها) در سطح در ابعاد ۱۰×۱۰ کیلومتر و تعداد لایه ها در ۸ لایه با ضخامت های متغیر از سطح به کف به ترتیب ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۶۰، ۱۰۰، ۱۵۰ و ۲۵۰ متر در نظر گرفته که تعداد کل اجزا ۴۰۰۰۰ است. در این آزمایش گرادیان سرعت باد در مرز میانی بسیار شدید بود و از تقارن نتایج حاصل می توان به طور کیفی دقت برنامه رایانه ای را برای تغییرات شدید باد، استنباط کرد.

شکل های (۲) و (۳) نتایج حاصل از آزمایش اول با شرایط مرزی را پس از محاسبات نشان می دهد. شکل (۲) نمایانگر سرعت جریان و تابع جریان در لایه اول است. به دلیل گرادیان سرعت باد افزایش تاوایی نسبی جریان نسبت به ناحیه شمالی و جنوبی مشاهده می شود که به تدریج با فاصله از مرکز، سرعت و تاوایی جریان، روند کاهش را نشان می دهد. در انتهای ناحیه شمالی و جنوبی به علت اصطکاک مرز جامد تاوایی نسبی مثبت مشاهده

$$-\frac{1}{\rho H} \left[\frac{\partial \tau_{my}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{mx}}{\partial y} \right] + \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{zupx} - \tau_{zdownx}) \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{1}{\rho H^2} (\tau_{zupy} - \tau_{zdowny}) \frac{\partial H}{\partial x}$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (۴)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial(UT)}{\partial x} - \frac{\partial(VT)}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} (WT - K \frac{\partial T}{\partial z}) \quad (۵)$$

در روابط بالا، U, V, W، مؤلفه های سرعت، h عمق آب، p فشار منفی فشار سطح، p_s فشار سطح، ρ_۰ چگالی آب، A لزجت ادی عمودی، β تغییرات پارامتر کوریولیس نسبت به عرض جغرافیایی، T دما و K پخش ادی عمودی است.

روابط (۱) و (۲)، معادلات تکانه برای دو مؤلفه سرعت افقی اند. رابطه (۳) معادله تاوایی و عملگر Lψ به صورت زیر تعریف می شود:

$$L\psi = \left[\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) \right]$$

$$\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$$

که β تغییرات پارامتر کوریولیس نسبت به عرض جغرافیایی، T دما و K پخش پیچکی عمودی است.

رابطه (۴)، معادله پیوستگی و رابطه (۵)، معادله انرژی ترمودینامیکی است. همه مشتقات مکانی با تفاضل مرکزی تقریب زده می شوند. مؤلفه های سرعت افقی در هر تکرار با استفاده از تعریف زیر قابل محاسبه اند:

$$U^{n+1} = -\frac{1}{n} \frac{\partial \psi^{n+1}}{\partial y} \quad (۶)$$

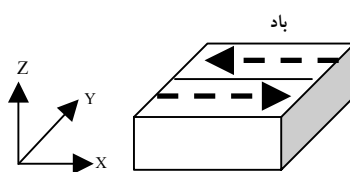
$$V^{n+1} = -\frac{1}{n} \frac{\partial \psi^{n+1}}{\partial x} \quad (۷)$$

سرعت عمودی در هر تکرار از معادله زیر محاسبه

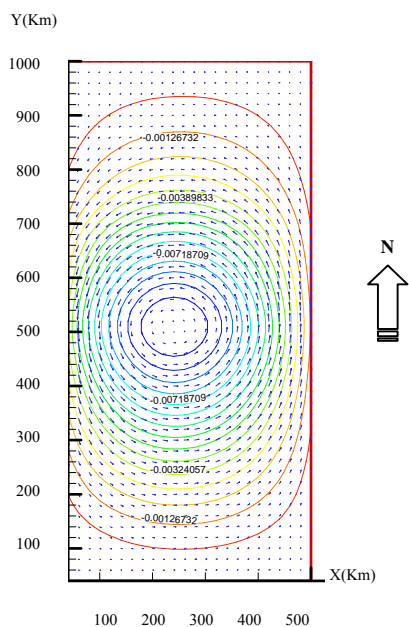
ناشی از باد، گردش ساعتگرد ایجاد شده است که تأثیر آن حتی در لایه سوم نیز مشاهده می‌شود. جریان در لایه سوم نسبت به لایه اول سرعت کمتری دارد که این ناشی از اصطکاک بین لایه‌های آب است و خطوط توابع جریان تقریباً به شکل دایره‌های نسبت به مرکزاند. تقارن ایجاد شده نسبت به محور Y ها در لایه اول و سوم کاملاً مشخص است.

می‌شود که نشان دهنده جریانی در جهت عقربه‌های ساعت است.

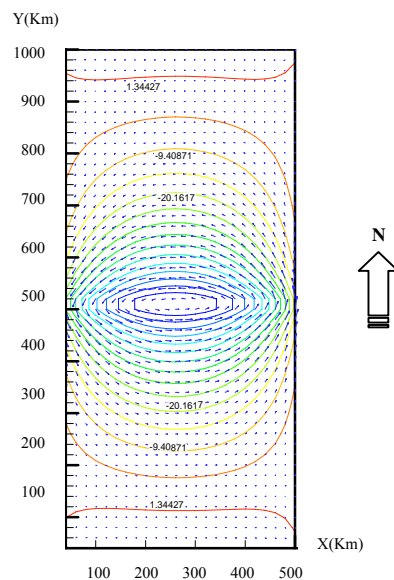
در مرکز خطوط توابع جریان به هم نزدیک‌اند که نشان‌دهنده افزایش تغییرات سرعت در این نواحی است به نحوی که هرچه از مرکز دورتر می‌شویم به تدریج از میزان فشردگی خطوط جریان کاسته می‌شود. در ناحیه میانی، به علت تفاوت سرعت در دو جهت مخالف هم



شکل ۱. شمای سه‌بعدی حوزه در آزمایش اول با توجه به نوع الگوی باد.



شکل ۳. وضعیت تابع جریان و سرعت جریان در آزمایش اول لایه سوم.



شکل ۲. نمودار سرعت و تابع جریان در آزمایش اول لایه اول.

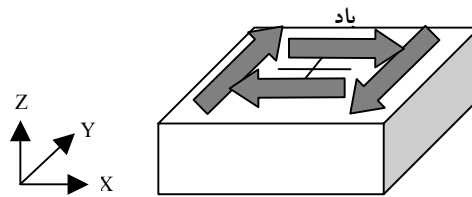
۲-۳ آزمایش دوم: باد دورانی ساعتگرد

مکعب مستطیلی با شرایط هندسی و مرزی 500×500 کیلومتر با عمق ثابت ۲۵۰ متر انتخاب می‌کنیم که امتداد باد در سطح به‌طور یکسان در دو امتداد مختلف در راستای محور x ها و y ها با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه مطابق شکل اعمال شده است. تعداد لایه‌ها همانند آزمایش قبلی و تعداد کل اجزا ۲۰۰۰۰ است. تغییرات پارامتر کوریولیس از عرض جغرافیایی $36^\circ 33'$ تا $42^\circ 07'$ در نظر گرفته شده است (شکل ۴).

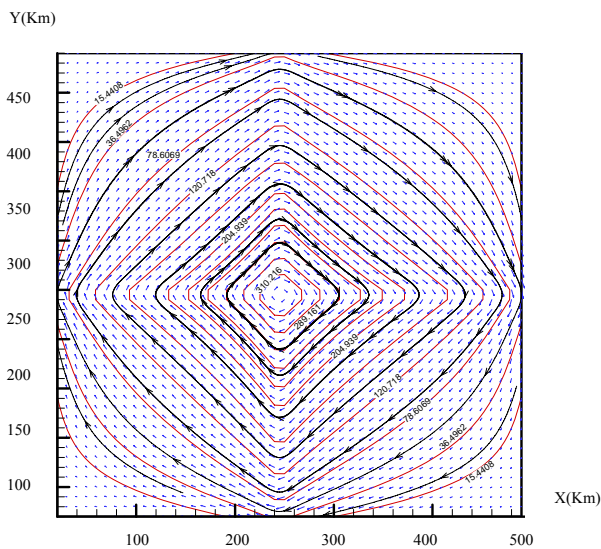
با اجرای برنامه در آزمایش دوم گرادیان سرعت باد در مرزهای میانی بیشتر از آزمایش اول است. به علت وجود اثر باد که به‌طور ثابت در سراسر حوزه با سرعت ۱۰ متر بر ثانیه به صورت چرخشی در جهت

عقربه‌های ساعت ایجاد شده، گردش در جهت عقربه‌های ساعت به‌وجود آمده است. تقارن ایجاد شده نسبت به محور x و y کاملاً مشهود است. هر چه از مرکز دورتر می‌شویم، فشردگی خطوط تابع جریان کاسته شده و در گوشه‌هایی که از دو طرف با مرز در ارتباطند اندازه سرعت نسبت به مرکز کمتر دیده می‌شود. در شکل (۶) در لایه سوم نیز اثر باد همچنان مؤثر است که باعث ایجاد حرکت چرخشی ساعتگرد آب می‌شود.

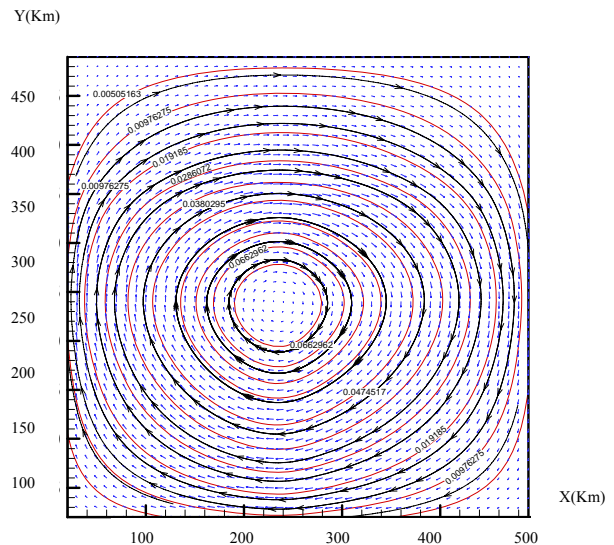
شکل (۷) نیم‌رخ عمودی تابع جریان در محور طولی در آزمایش دوم را برحسب عمق نشان می‌دهد. در مرکز، تابع جریان بیشترین مقدار را دارد و با افزایش عمق کاهش می‌یابد.



شکل ۴. شمای سه‌بعدی حوزه در آزمایش دوم با توجه به الگوی باد.



شکل ۶. نحوه توزیع جریان در آزمایش دوم لایه سوم.

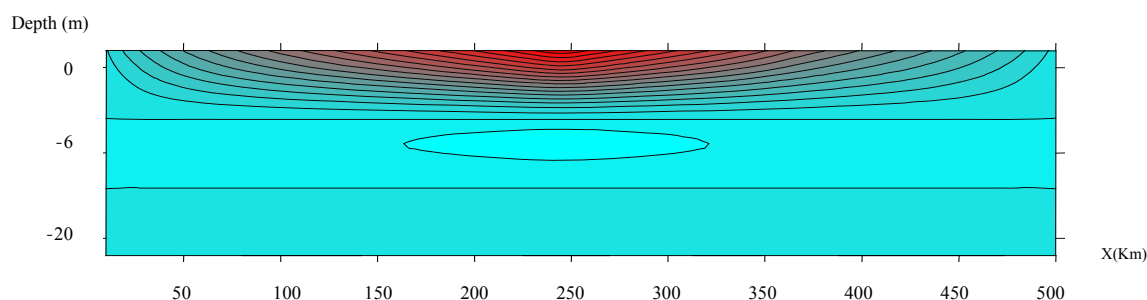


شکل ۵. الگوی سرعت جریان در آزمایش دوم لایه اول.

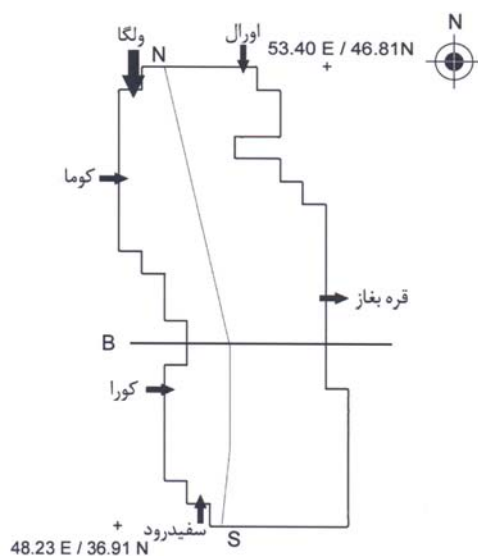
۴ مدل سازی دریای خزر ناشی از باد متغیر

پس از به انجام رسیدن آزمایش با شرایط مرزی متفاوت، و با الگوی میدان باد متفاوت، نتایج حاصل نشان می دهد که برنامه رایانه ای از دقت کافی برخوردار است. بنابراین می توان با اطمینان بیشتری از این برنامه به شکل کاربردی برای دریای خزر استفاده کرد. این برنامه می تواند نتایج پیش بینی گردش آب را به صورت سه بعدی ناشی از وزش باد با میدان متغیر ارائه دهد. واحد شبکه بندی افقی در سطح و در لایه های میانی افقی زیرین، مربعی به ابعاد 10×10 کیلومتر است. فاصله قائم لایه های افقی متغیر در نظر گرفته شده است و ضخامت لایه ها برحسب متر از بالا به پایین به ترتیب ۵، ۱۰، ۲۰، ۳۰، ۶۰، ۱۰۰، ۱۵۰، ۲۵۰،

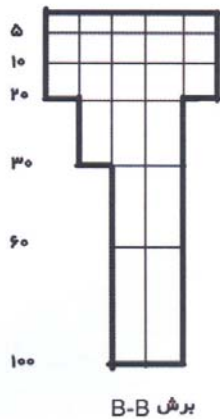
۵۰۰ و بالاتر از ۵۰۰ است. علاوه بر تغییرات در میدان استرس باد، پایداری چگالی و ضریب پخش، ثابت فرض شده است. با استفاده از نقشه هیدروگرافی دریای خزر با مقیاس $1:1500000$ و تعیین مرز حوزه خطوط تراز و ارتفاع حوزه دریای خزر استخراج و بعد از رویش (اسکن) در محیط نرم افزاری Mapinfo, R2V رقومی شد. سپس با استفاده از نرم افزار Arc View GIS با روش شبکه بندی نامنظم مثلثی (TIN) مدل رقومی ارتفاع حوزه در ابعاد 10×10 کیلومتر تهیه شده است. شکل های ۸، ۹ و ۱۰ مرز و شبکه بندی عمودی را بر اساس روش عددی تفاضل محدود برای مدل سه بعدی در دریای خزر در محور طولی و عرضی نشان می دهد.



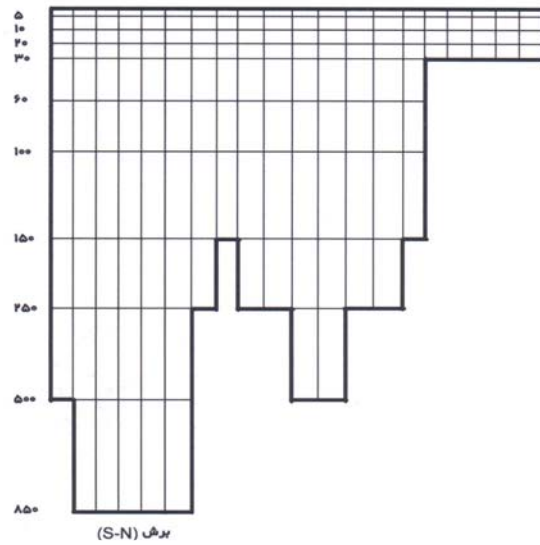
شکل ۷. وضعیت تابع جریان بر حسب عمق در محور طولی.



شکل ۸. شبکه بندی و مرز دریای خزر بر اساس روش عددی.



شکل ۱۰. شبکه بندی عمودی تفاضل محدود در محور عرضی.



شکل ۹. شبکه بندی عمودی تفاضل محدود (محور طولی دریای خزر).

۱-۴ تعیین اجزا و شرایط میدان

شبکه بندی افقی در سطح در ابعاد 10×10 کیلومتر و فاصله قائم لایه های افقی متغیر در نظر گرفته شده که شامل ۱۰ لایه است. معادله کل نقاط شبکه ۱۹۴۸۹ نقطه متناسب در هر لایه در حوزه است. لایه اول تعداد ۳۵۱۲ گره، لایه دوم ۳۰۰۶ گره، لایه سوم ۲۵۱۹ گره، لایه چهارم ۲۳۷۷ گره، لایه پنجم ۲۱۷۸ گره، لایه ششم ۱۷۰۶ گره و لایه هفتم ۱۴۲۴ گره، لایه هشتم ۱۲۱۴ گره، لایه نهم ۹۹۱ گره و لایه دهم ۵۶۴ گره در نظر گرفته شده است. این فرآیند در ساعت ۰ تا ۶، ۶ تا ۱۲ در بازه زمانی $\Delta t = 3600$ ثانیه و در مرحله مقادیر تابع جریان محاسبه می شود و سپس سرعت های افقی به دست می آید که با استفاده از معادله (۸) می توانیم سرعت های عمودی را نیز در هر تکرار محاسبه کنیم. به دلیل استفاده از روش معادله حل صریح (explicit method) همه مشخصات مکانی با روش تفاضل مرکزی تقریب زده شده است (اسمیت، ۱۹۸۹). به منظور سازگاری مدل از سامانه معادله جبری با استفاده از بسط تیلور، معادله حاکم را منفصل سازی می کنیم و برای

این که سیستم هم گرا شود، بحث پایداری مطرح می شود. روش حل صریح به طور شرطی پایداری است و چون معادلات حالت پیشرو دارند و لایه ها به لایه های قبلی و زمان به زمان قبلی وابسته اند، در این صورت از روش تکرار استفاده شده است. همچنین پایداری مسئله توسط شرط کورانت فردریخت به صورت $\Delta t < \frac{\Delta x}{C\sqrt{2}}$ ارزیابی می شود (فدوی حسینی، ۱۳۷۸) که در این رابطه، Δt رابطه زمانی برحسب ثانیه، Δx فاصله مکانی نقاط شبکه و C سرعت جریان برحسب متر بر ثانیه است. برای تعیین میدان دمای اولیه از اطلاعات و گزارش های موجود در حوزه شمالی، مرکزی و جنوبی سال ۱۳۷۴ استفاده شده است (گزارش آژانس بین المللی اتمی، ۱۹۹۵ و فدوی حسینی، ۱۳۷۸). دمای جدید نیز از معادله (۴) با استفاده از روش آدامز-بشفورت برای جمله انتقال و جمله پخش محاسبه می شود (فدوی حسینی، ۱۳۷۸ و بریچفیلد، ۱۹۷۹). در کف شار گرما صفر و استرس نیز با قانون دراگ خطی (drag coefficient) تعریف می شود. لزجت پیچکی (eddy diffusivity) عمودی و پخش گرمایی

ایستگاه‌های هواشناسی هم‌دیده‌ای حاشیه دریای خزر و تبدیل آن به باد دور از ساحل به روش SPM (CERD, 1984) و درون‌یابی شبکه با استفاده از عکس مربع فاصله به ابعاد 10×10 کیلومتر ترسیم شده است. شکل ۱۱ الگوی توزیع میدان باد (به صورت ثابت) در روز ۱۵ شهریور ساعت ۶ تا ۱۲ را نشان می‌دهد. در ۳ ناحیه شمالی، میانی و جنوبی حوزه، جهت و سرعت باد متغیر است. در ناحیه شمالی جهت باد تقریباً شمال شرقی است، ولی اندازه‌های متفاوتی دارد. در ناحیه مرکزی، باد غالباً شمالی و شمال غربی است و اندازه سرعت در این نواحی بیشتر از مناطق شمالی است. در ناحیه جنوبی دریای خزر، باد غالباً در جهت جنوب شرقی و شرقی است؛ ضمن این که در شرقی‌ترین ناحیه جنوبی، سرعت باد در این زمان بسیار کم و یا صفر گزارش شده است. شکل ۱۲ الگوی میدان باد را در حوزه دریای خزر نشان می‌دهد. در ناحیه شمالی دریای خزر، الگوی باد تقریباً یکسان و جهت شمال شرقی است، در ناحیه میانی جهت باد تقریباً شمال غربی و اندازه سرعت باد در این ناحیه از مناطق شمالی و جنوبی حوزه بیشتر است. در ناحیه جنوبی جهت باد کاملاً متفاوت و دارای سمت و سرعت متفاوت است. در غربی‌ترین ناحیه جنوبی، جهت باد تقریباً شمال شرقی و در شرق حوزه جنوبی، تقریباً شمالی است.

۳-۴ نتایج مدل‌سازی جریان در دریای خزر

نتایج حاصل از حل عددی مدل نشان می‌دهد که گردش در دریای خزر، تحت تأثیر عامل باد، تغییرات چگالی، اصطکاک کف، تخلیه رودخانه‌ها، تفاوت دما و مرز حوزه بسته است. شکل ۱۴ توزیع جریان و سرعت جریان در لایه اول در ساعت ۶ را نشان می‌دهد. وجود حلقه‌های جریان در حوزه شمالی و میانی کاملاً مشهود است. این حلقه‌های جریان وجود گردش توده آب در جهت عقربه‌های ساعت را نشان می‌دهند. حلقه جریان در حوزه

(thermal diffusivity) از فرمول مانک- اندرسن محاسبه شده است (اپل، ۱۹۹۰؛ بریچفیلد، ۱۹۷۹ و کسندی، ۱۹۷۵).

$$A = 100 \left| \tau / \rho_0 \right| \frac{1}{(1 + 10 R_i)^{3/2}} \quad (9)$$

$$K = 100 \left| \tau / \rho_0 \right| \left[\frac{1}{(1 + \frac{10}{3} R_i)} \right]^{1/2}$$

$$R_i = \frac{g}{\rho} \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right) / \left(\frac{dV}{dz} \right)^2$$

$$A_x = A_y = 0.25 f \min^2 (\Delta x, \Delta y)$$

در روابط بالا A لزجت ادی عمودی، K پخش ادی عمودی، R_i عدد ریچاردسن بدون بعد و A_x, A_y لزجت افقی است.

تنش باد در سطح از فرمول

$$\tau_w = \rho_a c_d |W| W \quad (10)$$

که در آن W بردار سرعت باد و c_d ضریب درگ برابر با مقدار $c_d = (0.8 + 0.065) |W_{10}| \times 10^{-3}$ و ρ_a چگالی هوا برابر با 1.223 kg^{-3} اختیار شده است. تنش در کف از فرمول:

$$\tau_b = 0.002 \rho_0 V_b^2 \quad (11)$$

و تنش در لایه‌های میانی می‌تواند به صورت زیر مورد استفاده قرار گیرد (اپل، ۱۹۹۰):

$$\tau_{mx} = A_z \frac{\partial U}{\partial z} + A_h \frac{\partial W}{\partial x} \quad (12)$$

که در رابطه بالا عبارت اول ناشی از تغییرات قائم سرعت افقی است که باعث انتقال خالص تنش در سیال تراکم ناپذیر است و عبارت دوم ناشی از تغییرات افقی روی محور Xها است.

۲-۴ شرایط مرزی باد

شکل‌های ۱۱ و ۱۲ الگوی توزیع میدان باد (به صورت ثابت) را در روز ۱۵ شهریور در ساعات ۶ و ۱۲ در سطح دریای خزر نشان می‌دهند. این الگو با توجه به اطلاعات

به بالا نیز مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده واگرایی (divergence) و یا حرکت رو به بالا (upwilling) در این نواحی است. الگوی میدان باد در نواحی غربی حوزه میانی دریای خزر در نزدیکی ساحل تقریباً موازی ساحل گزارش شده است بنابراین لایه سطحی از ساحل دور می‌شود و حرکت رو به بالا (فراجهندگی) در این محدوده ایجاد پدید می‌آید. انتظار می‌رود با ثابت بودن جهت باد غالب در طی یک دوره بلندمدت، ترموکلاین فصلی تا نزدیکی سطح نیز افزایش یابد. شکل ۱۶ نیم‌رخ عمودی توزیع تابع جریان برحسب عمق در محور طولی $I=35$ در ساعت ۶ پیش‌بینی شده را نشان می‌دهد. خطوط تابع جریان در سرتاسر محور طولی منفی است با افزایش عمق کاهش می‌یابد. توپوگرافی بستر دریا نیز در توزیع سرعت جریان نقش مؤثری را دارا است.

شکل‌های ۱۷ و ۱۸ سرعت و تابع جریان در لایه اول و لایه چهارم در ساعت ۱۲ حاصل از حل عددی را نشان می‌دهند. گردش کلی در جهت پادساعتگرد در سه ناحیه شمالی، میانی و جنوبی دیده می‌شود. وجود حلقه‌های بسته نیز در هر سه ناحیه به چشم می‌خورد. سرعت جریان به دست آمده حاصل سرعت جریان در ساعت صفر تا ۶ به اضافه اثر تنش باد در ساعت ۱۲ است. جدانشدگی جریان نیز در ناحیه شمالی هنگامی به چشم می‌خورد که آب از غربی‌ترین ناحیه شمالی به مرکز وارد می‌شود. به علت باریک شدن حوزه میانی، جریان هنگام ورود به حوزه جنوبی در قسمت غربی دارای سرعت بیشتری نسبت به شرق این منطقه در حوزه میانی است. زیرا با باریک شدن محل عبور جریان، سرعت نیز افزایش می‌یابد که با گزارش‌های ارائه شده حاکی از پایین بودن سرعت در قسمت شرقی نسبت به بخش غربی، مطابقت دارد (گزارش آژانس بین‌المللی اتمی، ۱۹۹۵؛ فدوی‌حسینی، ۱۳۷۸ و انجمن محیط زیست دریای خزر، ۱۹۹۸). در لایه چهارم به علت کم عمق بودن ناحیه شمالی دریای خزر

شمالی کامل شده است زیرا برآمدگی شمالی- شرقی حوزه میانی، سبب گردش آب به سمت چپ شده است و با آب‌هایی که از کناره غربی حوزه شمالی به جنوب حرکت می‌کنند گردش کامل حوزه شمالی و میانی را تشکیل می‌دهد. در کل حوزه اندازه سرعت جریان متغیر می‌باشد و از حدود 0.3 mm تا $1/8 \text{ cm.s}^{-1}$ است. ضمن اینکه سرعت جریان در ناحیه جنوبی نسبت به ناحیه شمالی و مرکزی کمتر است.

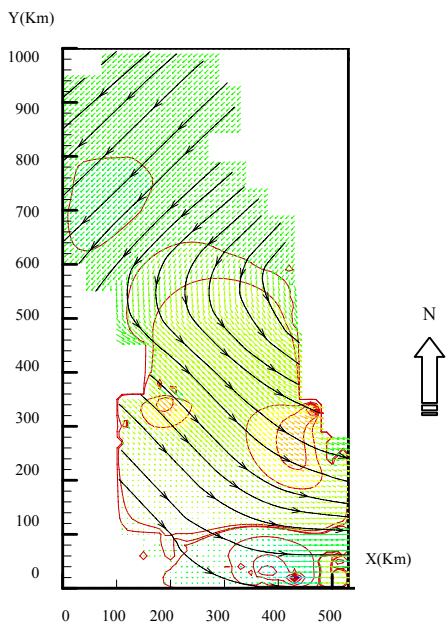
در ناحیه شمالی حوزه دریای خزر به علت عمق کم، اندازه سرعت جریان به شدت کم یا صفر می‌شود. یک جدانشدگی جریان (واگرایی) در ناحیه شمالی و مرکزی هنگامی که توده آبی که از حوزه شمالی به مرکزی نفوذ می‌کند بر اثر وجود پشته در این ناحیه نمایان است. در ضلع غربی حوزه شمالی، آب دارای حرکتی به طرف جنوب است و گردش پادساعتگرد را ایجاد می‌کند (شکل ۱۳).

شکل‌های ۱۵ و ۱۶ نیم‌رخ تغییرات تابع جریان و سرعت جریان برحسب عمق در محور عرضی در ساعت ۶ را نشان می‌دهند. شکل ۱۵ مربوط به حدود ناحیه میانی دریای خزر است که با دو چرخه در دو جهت مخالف هم در سرتاسر محور عرضی با توابع جریان مثبت و منفی در شکل مشخص است. سمت راست شرق حوزه دریای خزر را در ناحیه میانی نشان می‌دهد. الگوی میدان باد در ساعت صفر تا ۶، در این ناحیه تقریباً عمود بر ساحل است. تابع جریان مثبت است و با افزایش عمق کاهش می‌یابد که نشان‌دهنده هم‌گرایی (convergence) حرکت به پایین (down willing) در این ناحیه است. در این ناحیه سرعت در ناحیه عمیق است. در این ناحیه حرکت توده آب به سمت پایین بوده و نشست آب را به دنبال دارد.

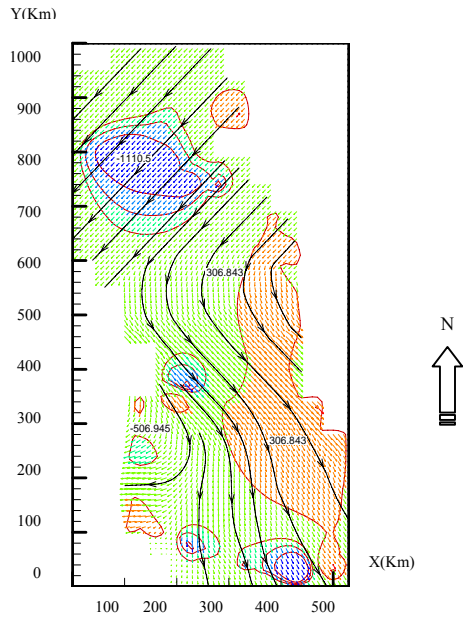
در سمت چپ شکل ۱۵ در محدوده عرضی ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر توابع جریان منفی و با افزایش عمق به طور تدریجی سرعت در نواحی عمیق کاسته شده و حرکت رو

جنوب و جریان در ناحیه غربی، حلقه جریان کاملی در جهت ساعتگرد ایجاد می‌شود که حتی در لایه چهارم نیز به چشم می‌خورد. سرعت جریان در ساعت ۱۲ از حدود $1/6 \text{ cm.s}^{-1}$ تا 15 cm.s^{-1} در محاسبات به دست آمده است.

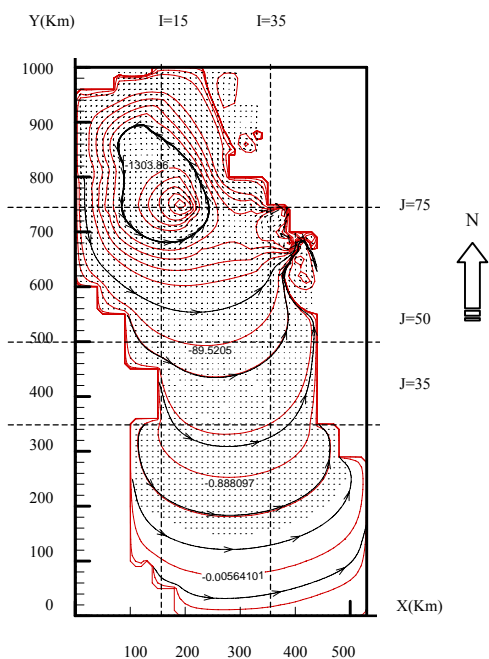
نسبت به ناحیه میانی و جنوبی، سرعت بسیار اندک است. کم‌عمق بودن بخش شمالی ناشی از اثر اصطکاک بستر دریا است. در شرق ناحیه جنوبی به علت اینکه جهت باد در این ناحیه غالباً شمالی-غربی است، جریانی در سطح ایجاد می‌شود که بعد از برخورد به مرزهای شرقی و



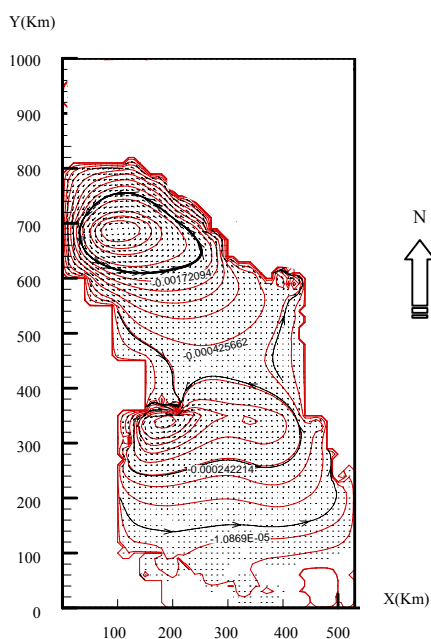
شکل ۱۲. الگوی میدان باد در روز ۱۵ شهریور ساعت ۱۲. باد به صورت ثابت اعمال شده است.



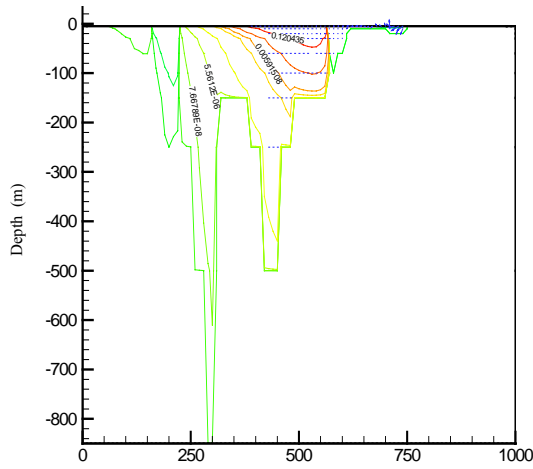
شکل ۱۱. الگوی میدان باد در روز ۱۵ شهریور ساعت ۶. باد به صورت ثابت اعمال شده است.



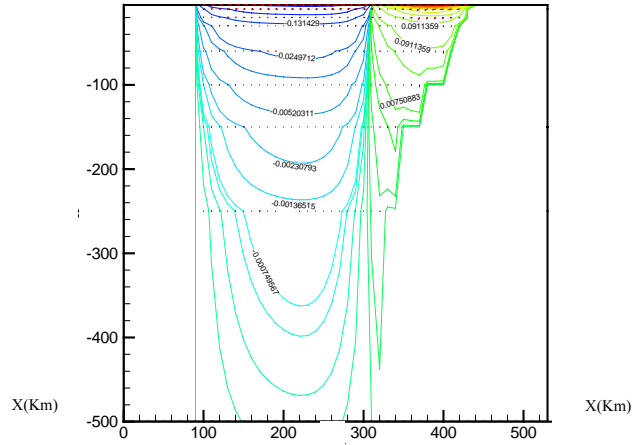
شکل ۱۴. توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۶ حاصل از حل مدل برای میدان باد متغیر.



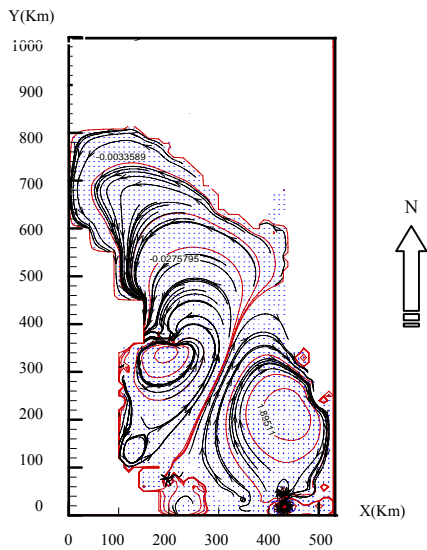
شکل ۱۳. توزیع تابع جریان و سرعت جریان در لایه چهارم در ساعت ۶ حاصل از حل مدل برای میدان باد متغیر.



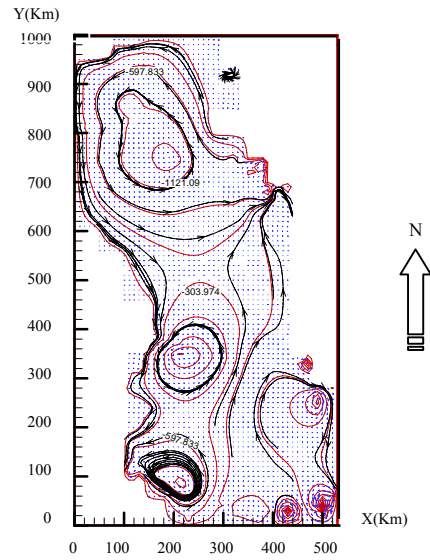
شکل ۱۶. نیم رخ تغییرات تابع جریان در محور طولی $i=35$ در ساعت ۶ پیش بینی شده.



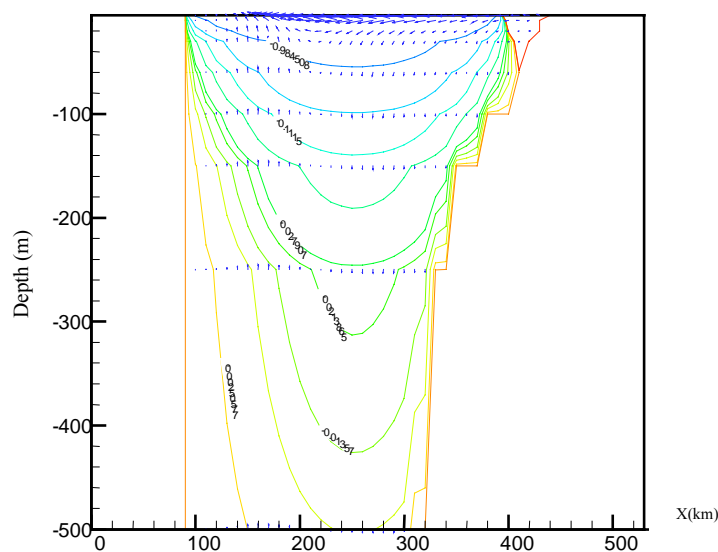
شکل ۱۵. کنتورهای تغییرات تابع جریان در محور عرضی $j=50$ در ساعت ۶ پیش بینی شده.



شکل ۱۸. توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۱۲ حاصل از حل عددی.



شکل ۱۷. توزیع تابع جریان و سرعت جریان در سطح دریای خزر در ساعت ۱۲ در لایه چهارم حاصل از حل عددی.



شکل ۱۹. نیم‌رخ تغییرات تابع جریان و سرعت جریان در محور عرضی $i=50$ در ساعت ۱۲ پیش‌بینی شده.

تحتانی این لایه از $0/07$ درجه سلسیوس تجاوز نمی‌کند، ولی بعد از آن تا عمق ۲۲ متری، دما با افتی سریع همراه است. از ۲۲-۱۶ متری، گردیان عمودی آب ۲ درجه سلسیوس در هر متر محاسبه شده است و می‌توان این لایه را ترموکلاین دانست. ایستگاه شماره ۵، دمای آب در نزدیکی سطح $25/36$ درجه سلسیوس بود که تا عمق ۲۰ متری تغییرات محسوسی نداشت، ولی بعد از آن تا عمق ۳۰ متری با افت قابل ملاحظه‌ای همراه است. لایه آب مستقر در عمق ۱۹-۳۰ متری، دارای گرادیان دمایی $1/36$ - درجه سلسیوس در هر متر است و می‌توان آن را لایه ترموکلاین دانست. در ایستگاه شماره ۷، دمای سطح آب تا عمق $20/5$ متری، تغییرات محسوسی نداشت، ولی بعد از آن تا عمق ۲۶ متری با افت نسبی قابل ملاحظه‌ای همراه است. گرادیان قائم دمایی در لایه $26-20$ متری، $1/71$ - درجه سلسیوس در هر متر محاسبه شده است که با توجه به میزان کمی آن، می‌توان این لایه را ترموکلاین دانست. با یک نگاه کلی به شکل‌های ۲۴ تا ۲۷ که مقایسه‌ای

۵ نتایج مدل برای دما و مقایسه با مشاهدات گشت دریایی میدان دمای اولیه از اطلاعات و گزارشات موجود در حوزه‌های شمالی و میانی و جنوبی گشت دریایی سال ۱۳۷۴ استفاده شده است (گزارش آژانس بین‌المللی اتمی، ۱۹۹۵ و انجمن محیط زیست دریای خزر، ۱۹۹۸). این اطلاعات با استفاده از نرم‌افزار Mapinfo و GIS در ابعاد شبکه سلولی 10×10 کیلومتر درونیابی شده است. در کف نیز سطح شار گرما و استرس باد مشخص است. در کف نیز شار گرما صفر در نظر گرفته شده است. در ایستگاه شماره ۱، دمای سطح آب برابر $27/583 \text{ cm.s}^{-1}$ است که تا عمق ۱۶ متری تغییرات قابل ملاحظه‌ای ندارد. لایه واقع در ۲۷-۳۵ متری، افت دمایی در آن به حداکثر به $1/1$ درجه سلسیوس رسیده و می‌توان این لایه را ترموکلاین تلقی کرد. در ایستگاه شماره ۳ نیز دمای سطح آب $26/29$ درجه سلسیوس و لایه $0-16$ متری از نظر دما تقریباً همگن است، به طوری که افت دمایی در بخش فوقانی و

میانی و جنوبی از قانونمندی خاصی تبعیت نکرده است. ضخامت لایه ترموکلاین در ایستگاه شماره ۴ حداکثر و در بخش میانی و شمالی، از جنوب به شمال، روند کاهش داشته است. به طور کلی با افزایش عرض جغرافیایی دمای سطح آب کاهش یافته است. در حد فاصل ایستگاه شماره ۱ تا ۹، گرادیان افقی دما ۰/۱۱۷ سلسیوس در هر کیلومتر بوده است. در بخش جنوبی، گرادیان قائم دما در لایه زیر ترموکلاین (هی پولیمینون) از دو گرادیان متفاوت پیروی کرده است در حالی که این تغییرات در بخش میانی و مناطق جنوبی بخش شمالی تقریباً از گرادیان واحدی تبعیت کرده‌اند.

لایه ۵۰ تا ۲۰۰ متر

دمای آب از جنوب به شمال روند کاهش داشته است. گرادیان قائم دمایی در بخش جنوبی در مقایسه با بخش میانی و مناطق جنوبی بیشتر است. توپوگرافی بستر دریا به نحو بارزی بر راستای خطوط همدمای تأثیر داشته است. گرادیان افقی دما در بخش‌های جنوبی و میانی در مقایسه با بخش شمالی قابل ملاحظه است.

لایه ۲۰۰ تا ۸۰۰ متر

در این لایه حداکثر دمای آب در بخش‌های جنوبی و میانی به ترتیب ۱ و ۶ و حداقل در این دو بخش ۴/۱۸ درجه سلسیوس بوده است. گرادیان قائم دما در بخش میانی بیش از رقم مشابه در بخش جنوبی بوده است. توپوگرافی بستر دریا در توزیع دما و تبادلات حرارتی نقش مؤثری داشته است.

به طور خلاصه می‌توان چنین بیان کرد که مدل قادر است ساختار دما در دریای خزر را با اطمینان قابل قبولی نشان دهد. این نتایج با گزارش‌های حاصل از گشت دریایی و گزارش‌های موجود در مورد ساختار گرمایی دریای خزر تشابه چشم‌گیری دارد.

بین دمای مشاهده شده و دمای محاسباتی در ایستگاه‌های شماره ۱، ۳ و ۵ نشان‌دهنده انطباق خوب دو نمودار است. چون تغییرات مشاهده شده دما در موقعیت خاص و محدود انجام صورت است نمی‌توان برش‌های عرضی را با نتایج عددی حاصل از مدل مقایسه کرد. اما با توجه به نتایج قابل قبول در مقایسه دمای حاصل از مشاهدات با حل عددی در ایستگاه‌های مورد مطالعه، می‌توان ساختار دما را در برش‌های عرضی و طولی بررسی کرد. با توجه به این نکته که از عمق صفر تا ۶۰ متری، ۵ لایه در مدل عددی در نظر گرفته شده است، نتایج حاصل می‌تواند تا حدود قابل توجهی لایه آمیخته را مورد بررسی قرار دهد.

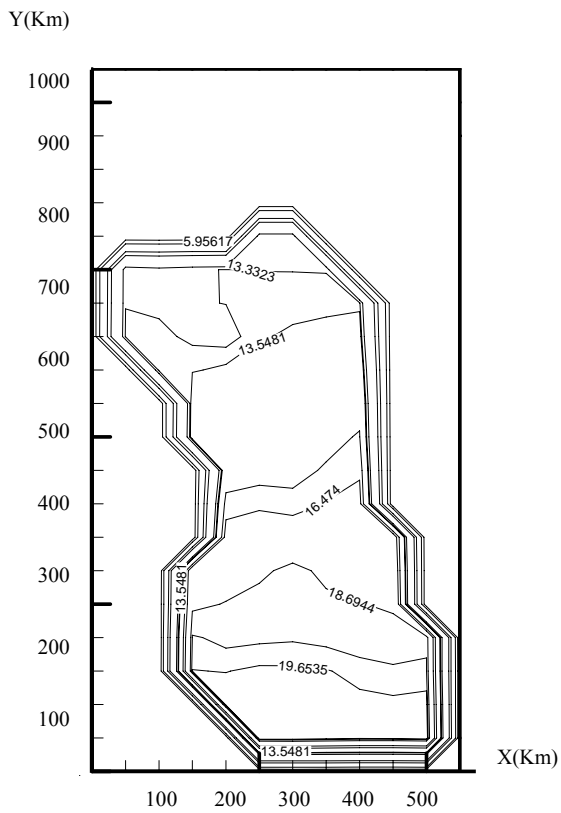
شکل‌های ۲۰ و ۲۱ تغییرات دما در لایه اول و لایه چهارم را در ساعت ۶ نشان می‌دهند. تغییرات دما در قسمت شرقی حوزه بیشتر از قسمت هم تراز آن در بخش غربی است که با توجه به گرمای قسمت شرقی و نفوذ آب شمال به شرق، طبیعی به نظر می‌رسد. گرادیان ضعیف دما از شرق به مرکز حوزه نشان دهنده وجود جریان‌های زیر سطح در جهت ساعتگرد است. گرادیان دمای نسبتاً بزرگی نیز در محلی که عمق آب افزایش می‌یابد مشخص است.

به طور کلی با افزایش عرض جغرافیایی، دمای سطح آب کاهش یافته است. در ناحیه شمالی به علت هیدروگرافی کف دریا، توزیع دما در لایه چهارم وجود ندارد و همچنان مانند لایه اول، گرادیان دمای طولی از شمال به جنوب مشاهده می‌شود. ضمن اینکه توزیع دما در ناحیه شرقی بیشتر از ناحیه غربی است.

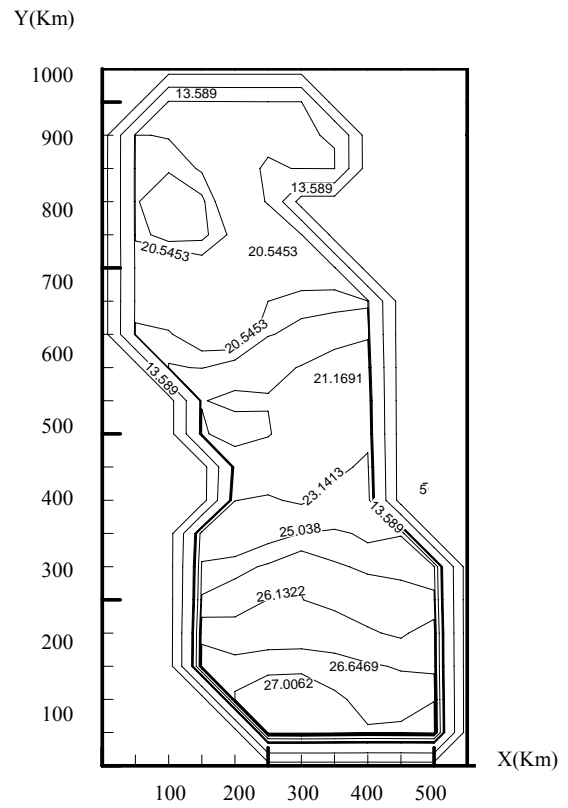
نتایج حاصل از حل عددی در لایه‌های صفر تا ۵۰ متر و ۲۰۰ تا ۲۰۰ متر و ۸۰۰ متر به شرح زیر است:

لایه صفر تا ۵۰ متر

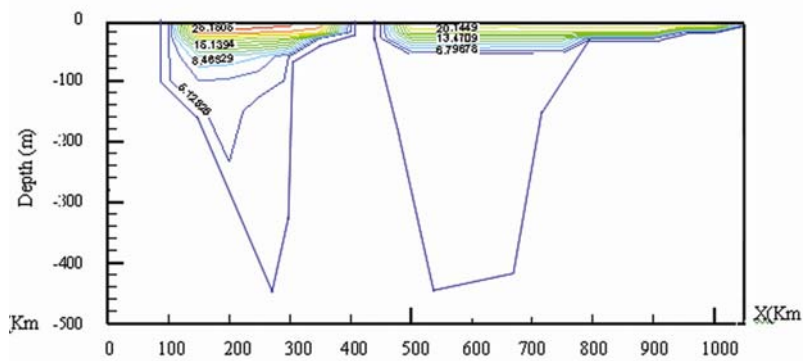
به طور کلی افت قائم دما در لایه اختلاط در بخش شمالی،



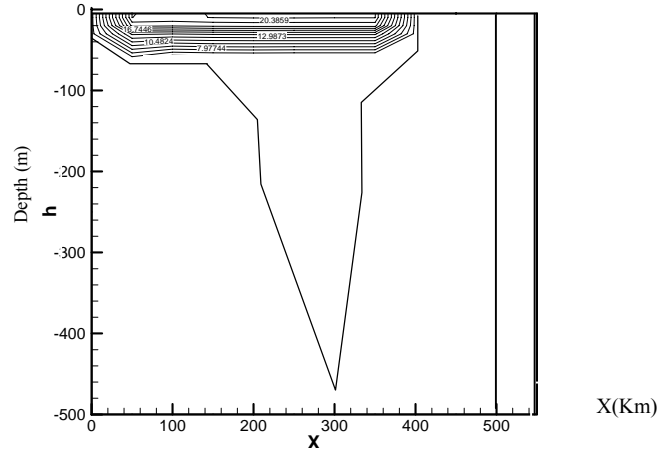
شکل ۲۱. توزیع تغییرات دما در سطح دریای خزر در لایه چهارم در ساعت ۶ پیش‌بینی شده.



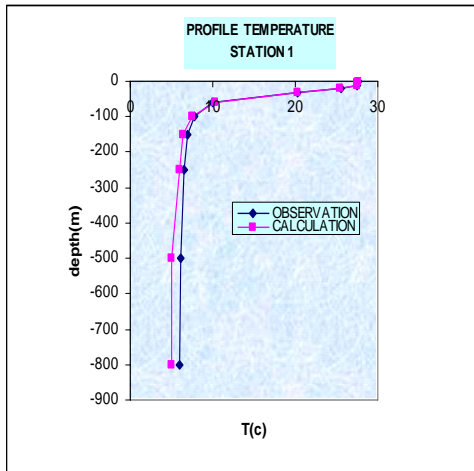
شکل ۲۰. توزیع تغییرات دما در سطح دریای خزر در لایه اول در ساعت ۶ پیش‌بینی شده.



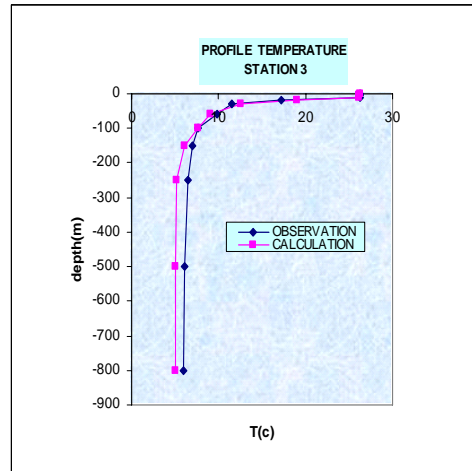
شکل ۲۲. نیم‌رخ دما در برش طولی $i=15$.



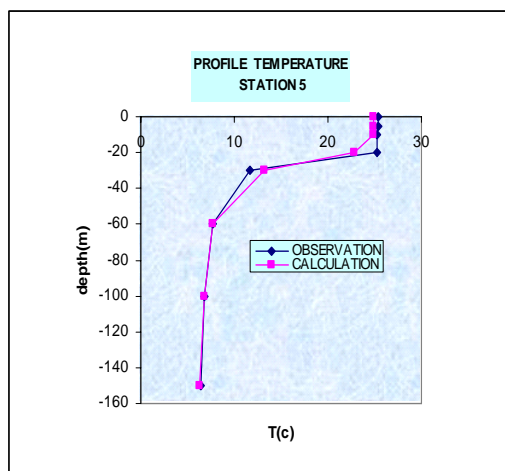
شکل ۲۳. نیم رخ دما در برش عرضی $j=75$



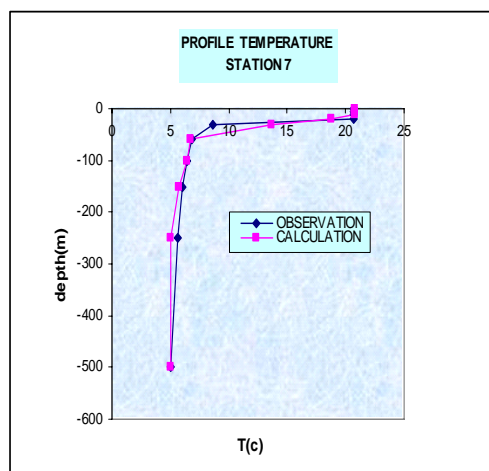
شکل ۲۴. مقایسه نیم رخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۱.



شکل ۲۵. مقایسه نیم رخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۳.



شکل ۲۷. مقایسه نیم‌رخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۷.



شکل ۲۶. مقایسه نیم‌رخ دمای حاصل از مشاهده و حل عددی در ایستگاه شماره ۵.

در حالی است که در مدل فدوی حسینی به جهت در نظر گرفتن لایه سطحی ۵۰ متر چنین چیزی قابل به پیش‌بینی نبود. تعداد کل اجزای موجود ۱۹۴۸۹ بوده و همچنین سعی شده است تا شرایطی هندسی حوزه، نزدیک به شکل تقریبی دریای خزر باشد تا بتوان در نقاط دور از دسترس نیز وضعیت جریان و دما را مورد بررسی قرار داد. پارامتر کوریولیس دارای اهمیت بود، به طوری که در تفکیک مکانی برابر 10×10 کیلومتر در نظر گرفته شد. مدل ارائه شده وابسته به زمان است و می‌تواند گردش آب را به صورت سه‌بعدی با میدان باد متغیر نشان دهد.

وجود چرخه‌های پاد ساعتگرد در سه حوزه شمالی، میانی و جنوبی در تحقیقات قبلی فدوی حسینی (۱۳۷۸) نیز مشاهده شده است. این چرخش با چرخش عمودی دریا منطبق است. با توجه به این که مدل وابسته به زمان بود و الگوی باد متغیر است، اجزا در سطح و عمق نسبت به تحقیقات قبل، پوشش بیشتری از اطلاعات را در اختیار قرار می‌دهد. همچنین چرخه‌های کوچک‌تر حاصل از حل

۶ نتیجه‌گیری

این مطالعه کوششی برای پیش‌بینی ساختار فیزیکی سه‌بعدی و برهم‌کنش جو با دریا در مورد دریای خزر است. کیفیت پیش‌بینی مدل در دریای خزر به‌طور گسترده به پیش‌بینی مدلی جوی وابسته است. به‌خصوص شرایط باد، اثرات اصطکاک و بررسی مدل در شرایط وابسته به زمان. اثرات تنش باد سبب انتقال توده آب می‌شود و بین سطوح هم‌پتانسیل و ایزوبار، زاویه حاده‌ای ایجاد می‌کند که سبب افزایش شیب فشار می‌شود. همچنین تنش باد گرادیان، چگالی افقی را نیز ایجاد می‌کند.

این تحقیق می‌تواند نمونه دیگری از حل عددی جریان باشد که در حالت پایا فدوی حسینی (۱۳۷۸) آن را عملی ساخته است که با کار بنت و بریچفیلد روی دریاچه آنتوریو و میشیگان مشابه است. در مدل ارائه شده شبکه‌بندی افقی با تفکیک مکانی بهتر 10×10 کیلومتر و شبکه‌بندی قائم در ۱۰ لایه این امکان را می‌دهد تا بتوان سرعت و دما را در لایه سطحی مورد ارزیابی قرار داد. این

و ۱۲، در نگاه اول کاهش شدید سرعت با عمق دیده می‌شود. مقادیر سرعت‌های عمودی در ساعت ۱۲ بیشتر از ساعت ۶ در لایه‌های زیرین است. همچنین در برش‌های طولی، نشست آب در قسمت‌های شمالی دریای خزر مشاهده می‌شود. ضمن این که به نظر می‌رسد در حوزه میانی گردش ساعتگرد از شمال به طرف جنوب وجود دارد. این گردش حدوداً تا عمق ۱۰۰ متر برقرار است.

نتایج حاصل از حل عددی دما، روشن می‌سازد که تغییرات دما در قسمت شرقی، بیشتر از قسمت هم‌تراز آن در قسمت غربی است و نمودار تغییرات طولی توزیع دما نشان می‌دهد که گرادیان دمایی از شمال دریای خزر تا روی پشته بین دو حوزه جنوبی و شمالی وجود دارد. این گرادیان دما در لایه‌های زیرین، بزرگ‌تر از لایه‌های بالا جلوه می‌کند. در حوزه جنوبی در لایه تحتانی، آب همگن است، اما در لایه‌های بالا، یک گرادیان دمایی از وسط حوزه به طرفین تا عمق ۲۰۰ متر مشاهده می‌شود. به طور خلاصه می‌توان چنین بیان نمود:

مدل قادر است گردش و ساختار دما را در دریای خزر در مقیاس بزرگ و متوسط به‌طور کیفی نشان دهد. نتایج حاصل از مدل با اطلاعات گشت دریایی همخوانی نسبتاً خوبی دارد و با توجه به آزمایش‌های صورت گرفته روی مدل عددی و نتایج حاصل از آن می‌توان صحت و دقت توابع جریان و سرعت جریان را در مدل ارائه شده مورد ارزیابی قرار داد.

تشکر و قدردانی

از دکتر D. Schwab آزمایشگاه تحقیقات محیطی دریاچه‌های بزرگ، میشیگان به خاطر ارسال مقالات متعدد؛ دکتر اسداله رضایی از دانشگاه Umist انگلستان به خاطر فرستادن مقالات جریانات ناشی از باد در دریاچه‌ها؛ دکتر هادی فدوی حسینی، به خاطر راهنمایی‌های مفیدشان و از مرکز تحقیقات آب

عددی مدل در شکل‌های ترسیم شده مشاهده می‌شود. نتایج حاصل از محاسبات نشان می‌دهد که سرعت جریان در لایه اول حوزه دریای خزر (در سطح) متفاوت بوده است. سرعت جریان محاسبه شده در ساعت ۱۲، از $1/6 \text{ cm.s}^{-1}$ تا 15 cm.s^{-1} است که بیشترین مقدار سرعت در ناحیه میانی به ازای سرعت باد حداکثر 7 cm.s^{-1} و تنش باد $\tau_x = \tau_y = 0.06 \text{ N.m}^{-2}$ است. سرعت در ناحیه شمالی از حدود 5 cm.s^{-1} تا 8 cm.s^{-1} با سرعت باد حداکثر 5 cm.s^{-1} و تنش باد $\tau_x = \tau_y = 0.03 \text{ N.m}^{-2}$ در ناحیه جنوبی با حداکثر سرعت باد 4 cm.s^{-1} و تنش باد $\tau_x = \tau_y = 0.02 \text{ N.m}^{-2}$ از $1/8 \text{ cm.s}^{-1}$ تا 6 cm.s^{-1} از محاسبات به‌دست آمده است. ضمن اینکه مولفه‌های سرعت جریان در شرق حوزه جنوبی، کمتر از سرعت‌های قسمت میانی و غربی حوزه است. در این منطقه، سرعت جریان حدود 8 cm.s^{-1} است و در قسمت غربی، مؤلفه‌های جریان از سرعت در قسمت میانی کمتر و در حدود 12 cm.s^{-1} محاسبه شده است. علت این تغییر سرعت را می‌توان چنین توجیه کرد که اثرات ترم‌های اصطکاک افقی، تأثیر بسزایی در اثرات جریان‌های کناری دریای خزر دارند. سرعت جریان در سواحل ایران (قسمت جنوب غربی حوزه) حدوداً از مرتبه 10 cm.s^{-1} و در جنوب شرقی، حدود 7 cm.s^{-1} گزارش شده است (گزارش آژانس بین‌المللی اتمی، ۱۹۹۵؛ فدوی حسینی، ۱۳۷۸ و انجمن محیط زیست دریای خزر، ۱۹۹۸).

همچنین گزارش‌های ارائه شده، بیان‌کننده کم بودن سرعت در قسمت جنوب شرقی نسبت به جنوب غربی است که این تغییرات سرعت از حدود 15 cm.s^{-1} در قسمت غربی تا 10 cm.s^{-1} در قسمت شرقی سطح دریای خزر است.

با بررسی برش‌های طولی و عرضی در ساعت‌های ۶

- depth with no horizontal mixing. *J. Phys. oceanogr.*, **2**, 355-366.
- Boyce, F. M., Donelan, M. A., Hamblin, P. F., Murthy, C. R., and Simons, T. J., 1989, Thermal structure and circulation in the Great Lake. *Atmos-ocean.*, **27 (4)**, 607-642.
- Casandy, G. T., 1975, Lateral momentum finx in boundary currents. *J. Phys.Oceanogr.*, **5**, 705-717.
- CERD, Shore Protection Manual: 1984.
- Chubarenko, B. V., and Wang and Hutter., 2001, Wind-driven current simulation around the island Mainau (Lake Constance). *Ecological Modeling.*, **138**, 55-73.
- Department of the Environment: "Caspian Environmental," March 1998.
- Lee, L. K., and Ligget, J. A, 1970, Computation for circulation in stratified lakes: *J. Hydraul. Div. ASCE.* **96**, 2086-2115.
- Schwab, D. J, 1983, Numerical simulation of low frequency current fluctuations in Lake Michigan: *J. Phys. Oceanogr.*, **13(12)**, 2213-2224.
- Schwab, D. J., and Bed ford, K. W., 1994, Initial implementation of the great Lakes forecasting system Areal time system for predioting lake circulation and thermal structure: *Water pollut. Res, J. Canada.*, **29(213)**, 203-220.
- Simons, T. J., 1976, Verification of Numerical Model of Lake Ontario: Circulation in spring and Early Summer. *J. Phys.Oceanoger.*, **4**, 507-523
- Smith, G. D., 1989, Numerical solution of partial differential equations.
- Wang, Y., Hutter, X., 2001, A Semi Implicit-Spectral Primitive Equation Model for Lake Circulation Dynamics and its Stability Oerformance. *J. Comput Phys.* **139**, 209-241.
- دریای خزر به خاطر اطلاعات و داده‌های هواشناسی سپاسگزارم.
- منابع
- بنزاده، م.، بیدختی، ع. و فدوی حسینی، ه.، ۱۳۸۱، بررسی اولیه مدل سه بعدی جریان در دریای خزر، مجله استقلال، سال ۲۱، شماره ۱.
- بررسی مسائل دریای خزر، ۱۹۹۵، گزارش سمینار برگزار شده از طرف آژانس بین المللی انرژی اتمی و سازمان بین المللی یونسکو، پاریس ۹-۱۲ مه.
- فدوی حسینی، ه.، ۱۳۷۸، مدل سه بعدی جریان در دریای خزر، پایان نامه دکتری، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات.
- Apel, J. R., 1990, Principles of ocean physics. Academic Press.
- Beletsky, D., and Schwab, D. J., 1977, Modeling thermal structure and circulation in Lake Michigan: Estuarine and coastal Modeling, proceeding of the conference American society of civil engineers, Held October 22-24.
- Bennett, J. R., 1974, On the dynamics of wind-driven lake currents. *J. Phys.Oceanogr.*, **4 (3)**, 400-414.
- Bennett, J. R., 1977, A. Three-dimensional model of Lake Ontario, summer circulation. *J. Comparison with obserlations. J. Phys. Oceanogr.*, **7**, 591-601.
- Birchfield, G. F., 1979, Theoretical aspects of wind-drivin currents in a sea or lake of variable