

*

عوامل بسیار زیادی از قبیل باد، جزر و مد، چگالی و گرادیان فشار باعث به وجود آمدن جریانهای دریایی و اقیانوسی می شوند. لایه های مختلف با داشتن چگالیهای متفاوت، باعث حرکت آب از لایه ای با چگالی بیشتر به سمت لایه ای با چگالی کمتر و در نتیجه ایجاد جریانی به نام زمینگردوار^۱ می شوند.

در این تحقیق سواحل شمالی خلیج فارس به دلیل اهمیت آن بررسی شدند. روش تحقیق براساس حل معادلات حاکم بر جریانهای زمینگردوار و استفاده از روش تفاضلهای متناهی^۲ با اعمال شرایط مرزی و اولیه و شرایط پایداری مناسب استوار است. با استفاده از داده های ۳۰ ایستگاه در منطقه خلیج فارس و همچنین محاسبه شیب بین دو لایه با در نظر گرفتن تغییرات چگالی و عمق در راستاهای طول جغرافیایی (۷۱° ۴۹' تا ۵۲° ۳۴') و عرض جغرافیایی (۲۵° ۲۶' تا ۲۸° ۱۱') مقادیر سرعتهای u و v در فصل بهار به دست آمدند. نتایج حاصل با اندازه گیریهای به عمل آمده و همچنین نتایج حاصل از مدل های ریاضی برای خلیج فارس مقایسه گردید و تطابق نسبتاً مناسبی را نشان داد. براساس نتایج ارائه شده در این تحقیق، سرعت جریانهای زمینگردوار طی فصل بهار به میزان حداکثر ۰/۰۱ m/s و حداقل آن در این فصل به میزان ۰/۰۰۰۱ m/s می باشد.

: گرادیان فشار، اختلاف چگالی، مدل دو لایه، جریان زمینگردوار، خلیج فارس.

و پدیده های مختلف میان جو و اقیانوس خواهد داشت.

بررسی این موضوع یکی از عوامل تعیین کننده در جریانهای مختلف اقیانوسی است و اندازه گیری جریانهای دریایی تأثیر بسزایی در انتقال آلودگی، مهاجرت آبزیان و نیز تأثیرات مختلفی بر آب و هوای منطقه دارد.

تحقیقات مختلفی تاکنون در مورد مطالعه جریانهای زمینگردوار ارائه شده است. از جمله در یک مدل زمینگردوار که به وسیله هوگ و دوار [۱] انجام شد، اتمسفر زمینگردوار با یک اقیانوس راست گوشه زمینگردوار مورد نظر بوده که در آن سعی شده است پیچکهای اقیانوسی و تغییرپذیری درونی اقیانوس و نیز تغییرات گرما و اندازه حرکت بین اقیانوس و اتمسفر از طریق لایه های مختلط و تابش خورشیدی مشخص شود.

منطقه خلیج فارس به دلیل موقعیت استراتژیک و شرایط محلی و اقلیمی و از طرفی بر اثر وجود جریانهای دریایی و نیز تأثیر آن بر جریانهای مختلف جوی و محیطی مورد توجه محققان بسیاری از کشورهای مختلف جهان قرار گرفته است.

با داشتن حدود ۱۰۰۰ کیلومتر ساحل آبی در شمال خلیج فارس و همچنین با استخراج و تولید حدود ۷۰٪ نفت جهان از این منطقه و ارتباطات گسترده کشورهای جهان از ناحیه تنگه هرمز، اهمیت فوق العاده انجام کارهای تحقیقاتی و کاربردی در این منطقه به وضوح روشن است.

بررسی وجود جریانهای زمینگردوار و تعیین میزان سرعت آنها تأثیر بسیار بالایی در موضوعات مختلف اقیانوس شناسی

* نویسنده مسؤول مقاله: تلفن: ۰۲۱۲۲۹۵۳۰۹۴، E-mail: rafie_zahedi@yahoo.ca

1. Quasi-Geostrophic
2. Finite Difference

سیال جریان مانا^۱ به طرف شرق در صفحه بتا (β) دارد. بنابراین با استفاده از مؤلفه‌های افقی اصلی تکانه داریم:

$$\partial u / dt + U \partial u / \partial x - (f_0 + \beta y) v = -1 / \rho \partial p / \partial x - f_0 v g \quad (1)$$

$$\partial v / dt + U \partial v / \partial y + (f_0 + \beta y) u = -1 / \rho \partial p / \partial y = f_0 u g \quad (2)$$

عبارت سمت راست را می‌توان به صورت مؤلفه‌هایی از گرادیان افقی فشار بر حسب مؤلفه‌های سرعت‌های زمینگرد نوشت، طوری که f_0 جایگزین نیروی کوریولیس f شود ($f = f_0$). همچنین آثار سرعت U به طرف شرق در امتداد افق و به صورت مانا در نظر گرفته شد که مؤلفه‌های مشتقات آنها به صورت خطی نیز می‌باشند. سپس در مرحله بعد سرعت کل u در تقریب مرتبه اول، به سرعت زمینگرد u_g و در تقریب مرتبه دوم به سرعت زمینگرد u_a تجزیه شدند:

$$v = v_a + v_g \quad (3)$$

$$u = u_a + u_g \quad (4)$$

چنانچه واضح است، به علت انحطاط معادلات زمینگرد، جریان وابسته به زمان نمی‌تواند تنها از u_g (سرعت زمینگرد) حاصل شود. بنابراین با استفاده از معادله هیدرواستاتیک داریم:

$$\nabla P = \rho g \nabla \xi \quad (5)$$

که در آن ξ ارتفاع متغیر، P فشار، ρ چگالی و g شتاب جاذبه می‌باشد. با استفاده از انتگرالگیری معادله پیوستگی داریم:

$$D \xi / Dt + H_{eq} (\partial v / \partial x + \partial u / \partial y) = 0 \quad (6)$$

که تفسیر آن به ساختار عمودی مورد استفاده بستگی دارد. در اینجا فرض می‌شود که در لایه بالایی نزدیک سطح $H_{eq} = \Delta$ $\rho H_1 / \rho$ ؛ بنابراین به طور صریح یک مدل شتاب جاذبه کاهش یافته^۲ با لایه کم عمق خواهیم داشت و با گرفتن مشتق زمانی از معادلات ۱ و ۲ و نیز حذف u از معادله تکانه داریم:

$$D^2 u / Dt^2 + f^2 u = f f_0 u_g - f_0 D v_g / Dt \quad (7)$$

$$D^2 v / Dt^2 + f^2 v = f f_0 v_g + f_0 D u_g / Dt \quad (8)$$

این مدل یک دوره بلند مدت از مدلسازی زمینگردوار در تحقیقات اتمسفر و اقیانوس را مشخص می‌کند. با وجود این تعدادی از عناصر دینامیکی زمینگردوار برای کاربست در یک مدل نامناسبند که این موضوع می‌تواند با توصیف یک مسأله عمده در ساخت مدل شرح داده شود. معمولاً فلسفه مدل داشتن یک مقاربت انعکاسی در سرتاسر فصل مشترک اتمسفر- اقیانوس است. با وجود بعضی از استثنائات ضخامت لایه اختلاط اقیانوس ثابت است، اما ارتفاع لایه اختلاط در جو متغیر است. بنابراین، این مسأله باعث پیچیدگی معادلات زمینگردوار در ارتباط با انتقال دمای لایه اختلاط و میزان گرمای جو فوقانی می‌شود. با وجود تمام محدودیتها در اجرای این مدل، جنبه‌های مثبت بسیاری وجود دارد که مطالعه دقیق آن را ایجاب می‌کند. شبیه سازی سیستمهای اقلیمی برای عرضهای میانی امکان پذیر بوده و ناپایداری باروکلینیکی بر گردش اتمسفری غالب می‌شود. اغلب مکانیزمهای جفت شده عمده در مبادله گرما بین اقیانوس و اتمسفر وجود دارند و از طرف اتمسفر به اقیانوس تنش برشی وارد می‌شود [۱].

تحقیقات مشابه انجام شده دیگر برای خلیج فارس عبارت است از مدل سه بعدی خلیج فارس و دریای عمان به وسیله چائو و همکاران، مدل سه بعدی تعیین حرکات خلیج فارس به وسیله لردنر، مدل دو بعدی تعیین حرکات ناشی از باد به وسیله هانتر، مدل تعیین جریانهای جزر و مدی خلیج فارس، مدل تعیین ادیها در خلیج ناپیند، مدل باد در سواحل ایران و مدل گردش آب در خلیج فارس که هر کدام از مدلهای مذکور به نحوی تغییرات حرکات و جریانهای خلیج فارس را مورد مطالعه و پیش بینی قرار داده‌اند [۲-۸].

حرکت زمینگردوار در تقریب مرتبه اول در تعادل با حرکت زمینگرد می‌باشد، اما دارای تغییرات بسیار کوچکی است که حول نقطه تعادل روی می‌دهد. معادلات حرکت به صورت خطی، غیر چسبنده و برای آب کم عمق می‌باشد. همچنین

1. Steady
2. Reduced Gravity

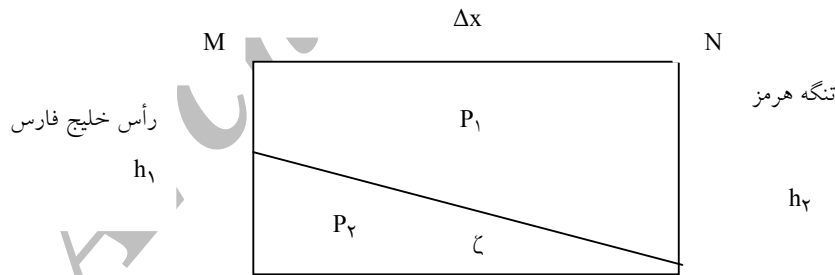
با قرار دادن آنها در معادلات ۹ و ۱۰ معادلات سرعت جریان زمینگردار در راستای x و y به صورت زیر به دست می‌آید:

$$U_a = g/\rho f_0 (\beta y \partial \xi / \partial y - \partial^2 \xi / \partial x \partial t) \quad (12)$$

$$V_a = -g/\rho f_0 (\beta y \partial \xi / \partial x - \partial^2 \xi / \partial y \partial t) \quad (13)$$

علاوه بر اینکه روشهای تفاضل متناهی دارای کاربرد فراوان است، به‌طور چشمگیر با روشهای دیگر نیز قابل مقایسه است. در روش تفاضل متناهی با استفاده از تقریبهای تفاضلی که در تابع اصلی قرار داده می‌شود، مقادیر زمانی و مکانی مورد نظر را می‌توان به دست آورد و معادله را با محدودیت‌های مناسب به صورت جبری حل کرد.

U تابعی بر حسب x و دارای همه مشتقات در فواصل $(x - n\Delta x, x + n\Delta x)$ می‌باشد و مقدار عددی U که در نقاط مورد نظر به دست می‌آید، با داده‌های واقعی قابل مقایسه است. ضمن صرف نظر از تأثیر بادهای سطحی و شیب خلیج فارس، فصل مشترک افقی دو لایه با چگالیهای p_1 و p_2 در نظر گرفته شد و براساس شکل ۱ داریم:



نمای شماتیکی از آب دو لایه خلیج فارس

$$\text{tag } \xi = \xi_x = (h_2 - h_1) / \Delta x$$

$$M \text{ ارتفاع نقطه} = h_1$$

$$\Delta x = \text{فاصله دو نقطه فرضی}$$

$$\xi = \text{شیب لایه}$$

$$N \text{ ارتفاع نقطه} = h_2$$

$$p_2 = \text{چگالی لایه پایینی}$$

$$p_1 = \text{چگالی لایه بالایی}$$

که می‌توان در آن از تغییرات شتاب برای حرکات آهسته و کند صرف نظر کرد و مقادیر معادلات ۳ و ۴ را جایگزین کرد. با حفظ دقیق آثار رتبه حاصل شده از $(u_a + u_g)$ و $(f = f_0 + \beta y)$ و ابقای ترمهای مرتبه اول، می‌توان معادلات را به نتایج مورد نظر برای سرعت جریان زمینگردار کاهش داد:

$$f_0 u_a = -\beta y u_g - Dv_g/Dt = 1/\rho f_0 (\beta y \partial p / \partial y - D/Dt \partial p / \partial x) \quad (9)$$

$$f_0 v_a = -\beta y v_g + Du_g/Dt = 1/\rho f_0 (-\beta y \partial p / \partial x - D/Dt \partial p / \partial y) \quad (10)$$

در این مرتبه از تقریب مؤلفه‌های سرعت در معادله پیوستگی ۶، u_g و v_g خواهند بود. با دیفرانسیل‌گیری از معادلات ۹ و ۱۰ و با توجه به x و y در همان مرتبه و جایگزین کردن مشتقات آنها در معادله ۶ در امتداد روابط نوسانات فشار یک معادله بر حسب ξ به تنهایی حاصل می‌شود.

$$D/Dt (\partial^2 \xi / \partial x^2 + \partial^2 \xi / \partial y^2 - f_0^2 / Ch^2 \xi) + \beta \partial \xi / \partial x = 0 \quad (11)$$

که در اینجا $Ch^2 = gHeq$ مربع سرعت باروکلیتیک برای عمق معادل است. با توجه به معادله هیدرواستاتیک داریم [۹]:

$$\nabla P = \rho g \nabla \xi, \quad g \partial \xi / \partial x = 1/\rho \partial p / \partial x$$

$$g \partial \xi / \partial y = 1/\rho \partial p / \partial y$$

(Y میانگین عرض خلیج است) در معادله ۱ جایگزین شد و سرعتهای u_{ij} و v_{ij} به دست آمد. با توجه به اینکه حل سری مورد نظر دارای جوابهای واقعی شده اند می توان نتیجه گرفت سری همگراست. همچنین به علت عدم اندازه گیری این جریان به وسیله دستگاههای سنجیده، برای سازگاری مدل، جوابهای حاصل با مدلهای انجام شده مقایسه شدند. معادلات زیر در رابطه ۱۲ قرار داده شد و سرعتهای جریان در هر نقطه به دست آمد.

$$\xi = (\Delta h \times \Delta \rho / \rho \Delta y)$$

$$\Delta \xi / \Delta y = \Delta \xi / k = \partial \xi / \partial y$$

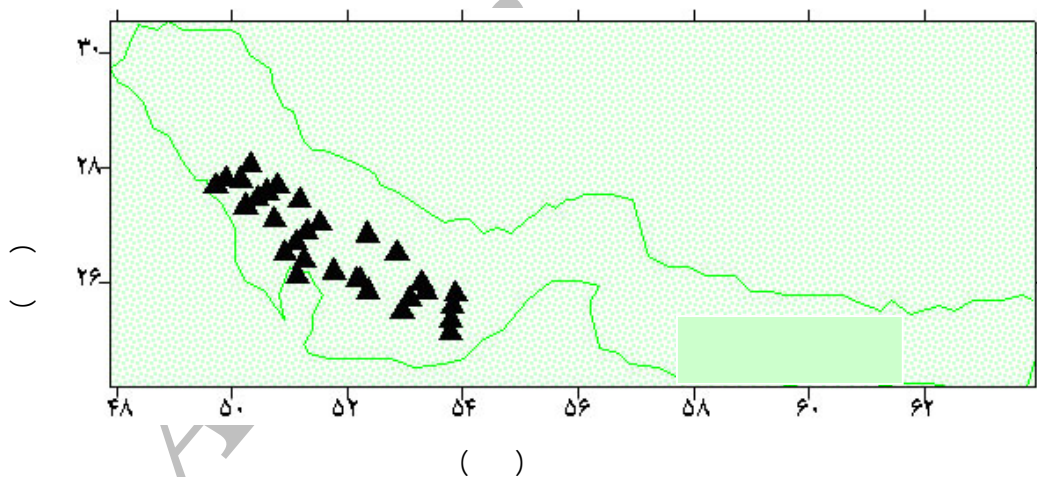
$$u_{ij} = 98000 \times ((1/9 \times 10^{-11}) * 2 \times 10^5 * \partial \xi / \partial y - \partial^2 \xi / \partial x \partial t)$$

برای این کار از روش تفاضلهای متناهی (explicit) استفاده شد که در آن معادله جبری به دست آمده با جایگذاری تقریبهای تفاضل متناهی که در ذیل آمده حل می شود. سپس تفاوت بین جواب عددی و واقعی (۷/۸) که خطای حل عددی است، به دست می آید. با توجه به شبکه مورد نظر (شکل ۳) h و k فواصل شبکه در راستای x و y و مقدار آن نیز ۱۰ km است. برای پایداری مدل از رابطه $t \leq \Delta x / (2 \Delta u)^{1/2}$ بر اساس شرط پایداری کورانت فریدریش لیوی استفاده شد.

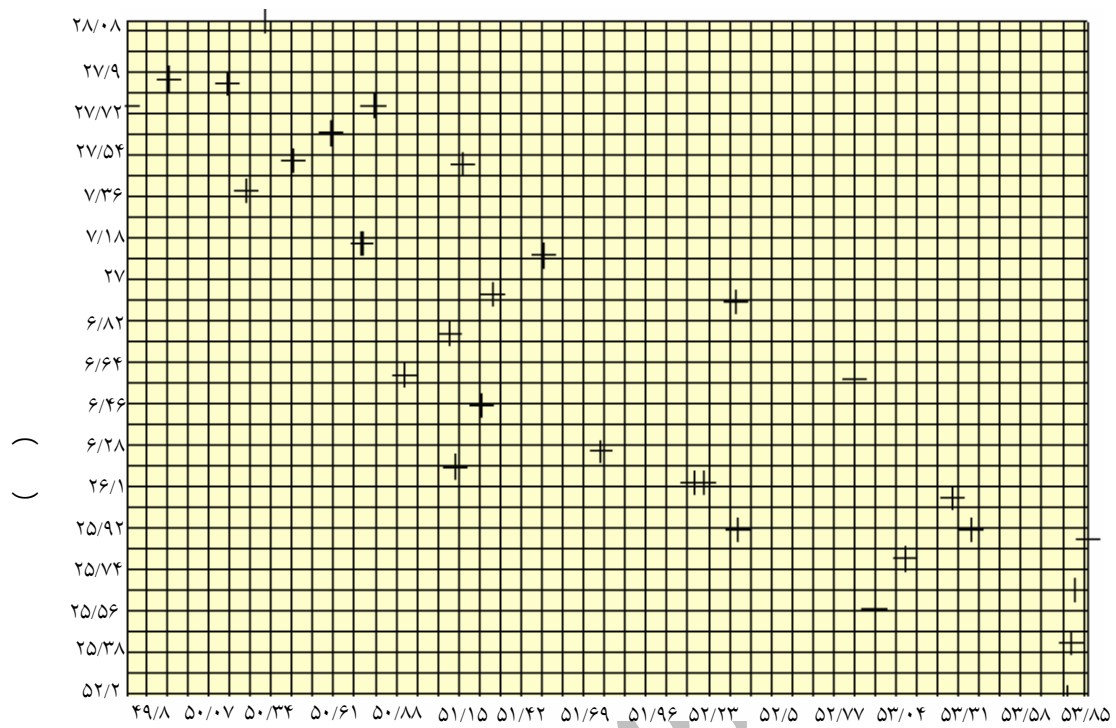
با فرض اینکه سرعتهای u_{ij} نقاطی با مختصات مشخص

در خلیج فارس می باشند، مقادیر $\beta = 1/9 \times 10^{-11} (1/s)$

$Y = 2 \times 10^5 (m)$, $\rho = 10^3 (kg/m^3)$, $g = (9/8) (m/s)$, $f_0 = 10^{-3} (1/s)$

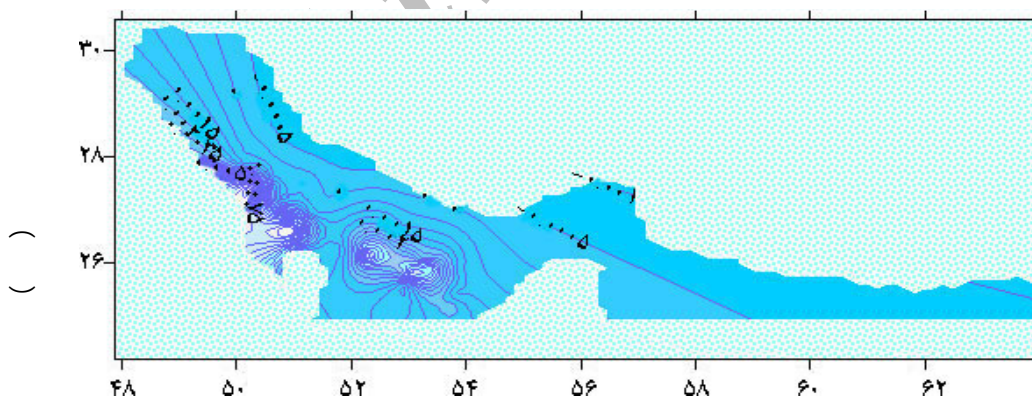


موقعیت ایستگاههای اندازه گیری شده در خلیج فارس



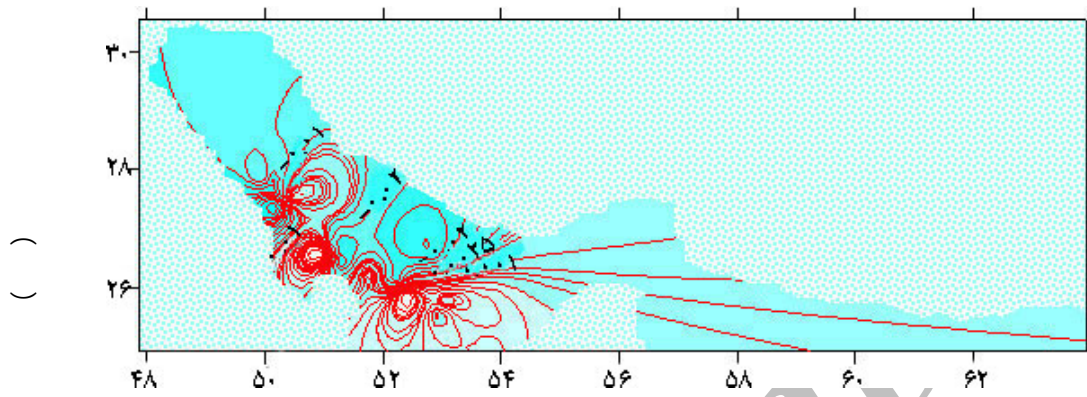
()

شبکه‌بندی مدل با مقیاس ۱۰km منطقه خلیج فارس



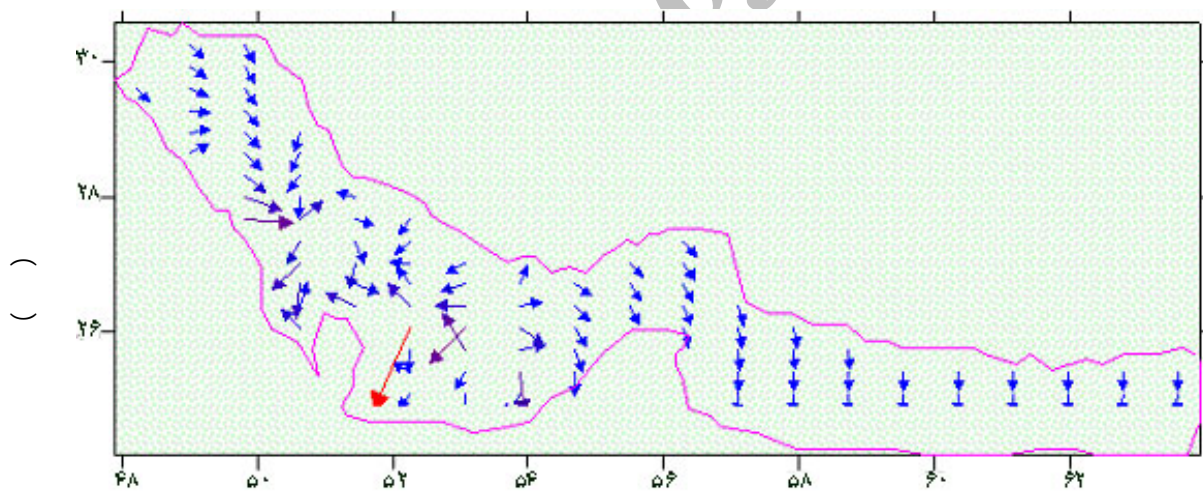
()

خطوط هم سرعت جریان زمینگردوار در خلیج فارس طی فصل بهار (m/s)



()

خطوط هم سرعت جریان زمینگردوار (u) در خلیج فارس طی فصل بهار (m/s)

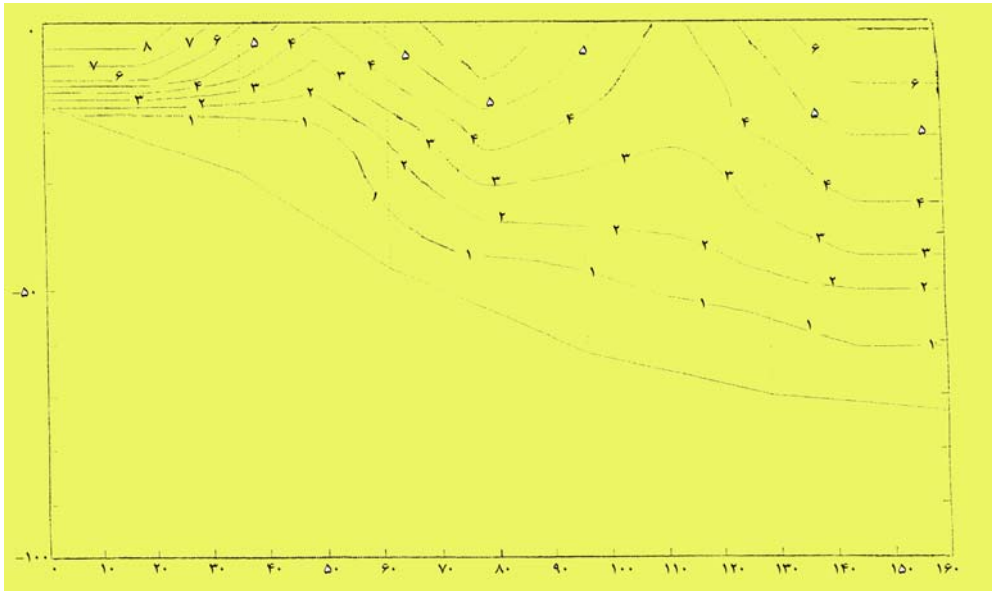


()

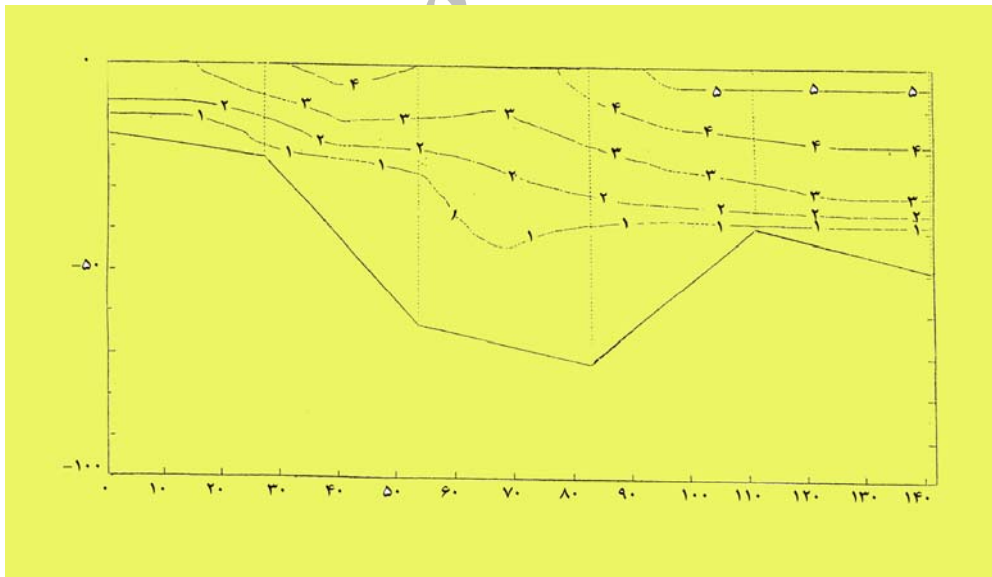
بردار سرعت جریانهای زمینگردوار (v) در خلیج فارس طی فصل بهار (m/s)

سواحل کشورهای عربی

سواحل کشور ایران



(۷-الف)



سواحل کشورهای عربی

سواحل کشور ایران

(۷-ب)

(-) (-) مقادیر سرعت جریان زمینگرد در فصل بهار در دو برش عرضی در ناحیه مرکزی خلیج فارس

مقادیر محاسبه شده سرعت‌های جریان برحسب (m/s) در ۳۰ ایستگاه از خلیج فارس

		v (m/s)	u (m/s)			
-۰/۱۵۲۴	۰/۰۰۰۴	۰/۰۰۴۳	-۰/۰۲۸	۲۸/۱۱۶	۵۰/۳۱۶	۱
۰/۲۵۳۹	۰/۰۰۰۹	-۰/۰۱۰۹	-۰/۰۴۲	۲۷/۸۴۹	۵۰/۱۵	۲
۱/۵۶۹۱	۰/۰۰۰۲	-۰/۰۶۲۶	-۰/۰۰۰۱	۲۷/۸۶۶	۴۹/۸۹۹	۳
-۱/۰۹۹	۰/۰۰۳۹	۰/۰۷۹	-۰/۰۴۰۳	۲۷/۷۴۹	۴۹/۷۱۶	۴
۰/۰۰۳۹	۰/۰۰۰۳	۰/۰۰۰۱	۰/۰۲۵۸	۲۷/۷۴۹	۵۰/۷۸۳	۵
-۰/۰۹۳۶	۰/۰۰۰۵	-۰/۰۰۲۹	۰/۰۳۰۹	۲۷/۶۳۳	۵۰/۵۹۹	۶
۱/۲۸۲۹	۰/۰۰۴۶	۰/۰۹۲۲	۰/۰۲۷۳	۲۷/۵۱۶	۵۰/۴۳۳	۷
۰/۷۸۵۳	۰/۰۰۹۸	-۰/۰۹۸۹	-۰/۰۹۸۹	۲۷/۳۸۳	۵۰/۲۳۳	۸
۱/۲۰۹۳	۰/۰۰۰۶	۰/۰۳۲	۰/۰۱۲۱	۲۷/۴۹۹	۵۱/۱۶۶	۹
-۱/۴۸۳۱	۰/۰۰۰۳	۰/۰۲۳۹	-۰/۰۰۲۱	۲۷/۱۵	۵۰/۷۳۳	۱۰
۰/۰۳۶۱	۰/۰۰۰۱	-۰/۰۰۰۶	-۰/۰۱۶۶	۲۷/۱	۵۱/۵۱۶	۱۱
۰/۷۵۴۱	۰/۰۰۰۷	-۰/۰۲۶۳	-۰/۰۲۸	۲۶/۹۳۳	۵۱/۲۹۹	۱۲
-۱/۳۵۳۹	۰/۰۰۵۶	۰/۱۰۳	-۰/۰۲۲۷	۲۶/۷۵۸	۵۱/۱۰۸	۱۳
-۰/۷۸۵۴	۰/۰۱۰۱	-۰/۱۰۰۴	۰/۱۰۰۴	۲۶/۵۸۳	۵۰/۹۱۶	۱۴
-۰/۴۱۵۸	۰/۰۰۱۳	۰/۰۲۰۴	-۰/۰۴۶۲	۲۶/۸۹۹	۵۲/۳۴۹	۱۵
-۰/۹۱۱۸	۰/۰۰۰۴	۰/۰۲۳۵	-۰/۰۱۸۲	۲۶/۱۸۳	۵۱/۱۳۳	۱۶
۰/۸۳۷	۰/۰۰۳۲	-۰/۰۵۹	-۰/۰۵۳۳۲	۲۶/۴۵	۵۱/۲۵	۱۷
۰/۴۷۷۸	۰/۰۰۰۷	۰/۰۱۷۴	۰/۰۳۳۶	۲۶/۲۵	۵۱/۷۶۶	۱۸
۰/۰۰۱۹	۰/۰۰۱۳	-۰/۰۰۰۱	-۰/۰۵۰۱	۲۶/۵۶۶	۵۲/۸۵۸	۱۹
-۱/۲۳۶۳	۰/۰۰۸۴	۰/۱۲۲۳	-۰/۰۴۲۵	۲۶/۱۱۶	۵۲/۲۰۸	۲۰
۱/۱۱۳۳	۰/۰۰۳۸	-۰/۰۷۸۲	-۰/۰۳۸۵	۲۶/۱۱۶	۵۲/۱۶۶	۲۱
-۰/۵۲۰۱	۰/۰۰۳۷	-۰/۰۴۲۹	۰/۰۷۴۹	۲۵/۹۰۸	۵۲/۳۵۸	۲۲
۱/۲۰۱	۰/۰۰۶۱	۰/۱۰۲۷	۰/۰۳۹۸	۲۵/۹۰۸	۵۳/۳۶۶	۲۳
۱/۱۹۳	۰/۰۰۲۷	۰/۰۶۸۸	۰/۰۲۷۳	۲۶/۰۵	۵۳/۲۸۳	۲۴
-۱/۱۰۷۵	۰/۰۰۷۱	-۰/۱۰۶۳	۰/۰۵۳۱	۲۵/۷۸۳	۵۳/۰۸	۲۵
-۰/۷۸۵۳	۰/۰۰۰۲	-۰/۰۱۳۹	۰/۰۱۳۹	۲۵/۵۶۶	۵۲/۹۴۹	۲۶
۰/۷۸۵۴	۰/۰۰۱۲	۰/۰۳۴	۰/۰۳۴	۲۵/۸۶۶	۵۳/۸۶۶	۲۷
۰/۸۹۵۵	۰/۰۰۱۷	۰/۰۴۵۲	۰/۰۳۶۲	۲۵/۶۴۹	۵۳/۸۱۶	۲۸
۰/۲۴۷۴۳	۰/۰۰۰۸	۰/۰۰۹۷	۰/۰۳۸۴	۲۵/۴۱۶	۵۳/۷۹۹	۲۹
-۱/۱۳۲۳	۰/۰۰۲۳	-۰/۰۶۰۸	۰/۰۲۸۵۱	۲۵/۱۸۳	۵۳/۷۸۳	۳۰

بهمحض شروع به حرکت آب، نیروی کریولیس وارد عمل شده و جریان زمینگرد را در ناحیه مرکزی خلیج فارس شکل می‌دهد. اما به دلیل تبادل آب از طریق تنگه هرمز، عمق کم آب و نیز ناپایداری باروکلینیکی حاصل شده، آثار تلاطم در شکل گیری این جریان مؤثر می‌باشد، به همین دلیل تعادل زمینگردوار ظاهر می‌شود.

در خلیج فارس خطوط هم چگالی به طرف تنگه هرمز در جهت شمال غربی - جنوب شرقی شیبدار می‌شوند. وجود شیب این سطوح هم چگالی نشان دهنده وجود انرژی پتانسیل ذخیره شده است که با ناپایداری و در نهایت ایجاد جریانهای زمینگردوار، این انرژی به انرژی جنبشی تبدیل می‌شود و شیب این سطوح کاهش می‌یابد.

در شکل ۶ بردار سرعت جریانهای زمینگردوار خلیج فارس طی فصل بهار رسم گردیده است. همانطوری که از این شکل مشاهده می‌شود عمدتاً جهت حرکت این جریانها به طرف سواحل جنوبی خلیج فارس است. بنابراین جریانهای زمینگردوار در ایجاد جریان اصلی خلیج فارس می‌تواند نقش با اهمیتی داشته باشد.

براساس نتایج گشت تحقیقاتی کشتی مونت میشل تصاویر سرعت جریان زمینگرد خلیج فارس، در دو برش عرضی متفاوت در ناحیه مرکزی آن به دست آمده‌اند (شکل ۷). همانطوری که از این شکل مشاهده می‌شود حداکثر مقادیر سرعت جریان زمینگرد حاصل شده 0.08 m/s است که با نتایج ارائه شده در مدل حاضر یعنی مقدار 0.1 m/s تفاوت دارد؛ چرا که در جریان زمینگردوار علاوه بر نیروی گرادیان فشار و کریولیس ترمهای غیر خطی نیز در نظر گرفته شده‌اند و این باعث نزدیکتر شدن مقادیر به دست آمده به واقعیت است [۳، ۱۰].

در مدل لردنر و همکاران [۳] مقادیر سرعت جریان ناشی از اختلاف چگالی در سطح خلیج فارس به میزان 0.1 m/s برآورد شده است، که این نتیجه نیز با نتایج حرکت زمینگردوار در مدل حاضر متفاوت است. زیرا در جریانهای

در این تحقیق از اطلاعات حاصل از اندازه‌گیریهای به عمل آمده طی گشت تحقیقاتی کشتی مونت میشل^۱ استفاده شد. در این گشت تحقیقاتی در دو مرحله هر کدام به مدت حدود ۱۵ روز در دو فصل زمستان و اواخر بهار شاخصهای فیزیکی آب دریا شامل دما، شوری و چگالی با عمق در ۱۱۲ ایستگاه جمع‌آوری شده است. برای مطالعه حرکات زمینگردوار خلیج فارس یک مدل دو لایه با در نظر گرفتن آثار ترمهای غیر خطی، تغییرات شاخص کریولیس با عرض جغرافیایی و گرادیان فشار ایجاد شده در اثر شیب دار شدن فصل مشترک دو لایه در نظر گرفته شد. همچنین از تقریبهای صفحه بنا، هیدروستاتیکی و مانا بودن جریان نیز استفاده گردید.

برای حل معادلات حرکات زمینگردوار از شاخصهای واقعی براساس مشاهدات انجام شده در خلیج فارس استفاده گردید. موقعیت ایستگاههایی که اطلاعات لازم از آنها استخراج شد، در شکل ۲ نشان داده شده است. همچنین با استفاده از روش تفاضلهای متناهی و استفاده از شرط پایداری مناسب، معادلات ۱۲ و ۱۳ برای حرکات زمینگردوار حل شدند. ابعاد شبکه‌ای برای حل این معادلات $300 \times 900 \text{ km}$ با فاصله مکانی 10 km است (شکل ۳). برای تمام نقاط شبکه معادلات حرکت زمینگردوار حل شد و مؤلفه‌های سرعت و جهت جریان برای این حرکت به دست آمد (جدول ۱). سپس به وسیله نرم‌افزار سورفر^۲ خطوط هم سرعت جریان در شکل‌های ۴ و ۵ رسم شدند. همانطوری که از شکل ۴ و ۵ ملاحظه می‌شود، بیشترین تغییرات سرعت جریان زمینگردوار در نواحی مرکز و جنوب شرقی خلیج فارس در فصل بهار و به میزان 0.1 m/s است. برخورد جریان آب سواحل شمالی خلیج فارس با جریان آب گرم ورودی از دریای عمان، ناحیه‌ای با تغییرات چگالی محسوس در بخش مرکزی ایجاد می‌کند. تغییر چگالی و شیبدار شدن فصل مشترک دو لایه سبب ایجاد جریان گرادیان فشار و ناپایداری باروکلینیکی می‌شود که

1. Mt-Mitchell, 1991-92
2. Surfer

۳- حداکثر سرعت جریان‌های زمینگردوار خلیج فارس ۰/۰۱ متر بر ثانیه در طی فصل بهار است.

۴- جهت غالب جریانهای زمینگردوار به طرف سواحل کشورهای عربی یا جنوب خلیج فارس است که با جهت حرکت جریان اصلی خلیج فارس یکسان می‌باشد. بنابراین، این حرکات می‌توانند در جریانهای اصلی خلیج فارس نقش داشته باشند.

۵- مقادیر به دست آمده از حرکات زمینگرد در خلیج فارس (حداکثر ۰/۰۸ بر ثانیه) و حرکات ناشی از اختلاف چگالی (حداکثر ۰/۱ بر ثانیه) با مقادیر حرکت زمینگردوار حاصل شده در این تحقیق متفاوت می‌باشند. زیرا نسبت به حرکت زمینگرد، با در نظر گرفتن ترمهای غیر اغتشاشی به واقعیت نزدیکتر شده ایم، اما با صرفنظر از ترمهای اصطکاکی نسبت به حرکات ناشی از اختلاف چگالی از واقعیت دور شده‌ایم. بنابراین به طور طبیعی در مقادیر حاصل شده اختلاف وجود خواهد داشت.

۶- پیشنهاد می‌شود مشاهدات و اندازه‌گیریهای فیزیکی لازم برای مقایسه بهتر نتایج و مطالعه دقیقتر آنها به طور مستمر در خلیج فارس انجام پذیرد که این امر با مشارکت فعال ارگانهای دریایی کشور و سازمانها و مراکز تحقیقات علوم دریایی، میسر می‌باشد.

ناشی از اختلاف چگالی مدل لردنر آثار اصطکاک بستر و نواحی مرزی در نظر گرفته شده است اما در مدل حرکات زمینگردوار از آنها صرفنظر گردید. بنابراین، مقادیر به دست آمده با یکدیگر متفاوتند. این دو مطلب نشان دهنده وجود جریان زمینگردوار در منطقه علاوه بر دو جریان دیگر می‌باشد [۳].

از مقایسه نتایج این تحقیق با سایر مطالعات انجام شده در خصوص جریانهای خلیج فارس، کاملاً مشخص است که هر کدام توانسته‌اند با در نظر گرفتن فرضیات متفاوتی وجود جریان خاصی در خلیج فارس را به اثبات برسانند، طوری که محدوده تغییرات سرعت جریان زمینگردوار به دست آمده در این تحقیق در محدوده مناسبی از تغییرات سایر مطالعات جریانهای خلیج فارس می‌باشد.

۱- حرکات زمینگردوار از تعادل میان نیروی گرادیان فشار، نیروی کریولیس و ترمهای غیرخطی حاصل می‌شوند، در این حرکات از ترمهای اصطکاکی صرفنظر شده است.

۲- بیشترین تغییرات سرعت جریان زمینگردوار در نواحی مرکزی و جنوب شرقی خلیج فارس است.

[1] Hogg A. M., Dewar W. K., Killworth P. D., Blundell J. R., A Quasi-Geostrophic Coupled Model (Q-GCM), Monthly Weather Review, Vol 131; 2003; *American Meteorological Society*, pp.13-15.

[2] Chao S., Kao T. W., Al-Hajari K. R.; A Numerical Investigation of Circulation in the Persian Gulf, *J. of Geophysical Research*, Vol 97; 1992; pp.11219- 11236.

[3] Lardner R. W., Al-Rabch A. H., Gunay N., Hossein M., Reynolds R. M., Lehr W. J.; Computation of

the Residual Flow in the ROPME Sea area Using The Mt- Mitchell Data and the KFUPM/RI hydrodynamical models, Find Report of The Mt-Mitchell Cruises in the ROPME Sea area; 1993; pp.116-150.

[4] Hunter J. R., A Review of Residual Circulation and Miking Process in KAP region, With Refrence to Applicable Modeling Techniques, *Unesco Reports in Marine Science*; Vol 28; 1983; pp.37-45.

[5] Teubner M. D., Najafi H. S., Noye B. J., Rasser P. E.; Modelling Coastal Sea Processes; Modelling Tides in the Persian Gulf Using Dynamic Nesting, World Scientific Publishing Co, pp. 57-80.

[6] بنزاده ماهانی م.، بیدختی ع.، ترابی آزاد م.، «مدل حرکت چرخابه‌ها در خلیج فارس»؛ مجله علوم دانشگاه شهید چمران /هواز؛ ۱۳۷۹؛ شماره ۶؛ ص. ۶۲-۴۴.

[۷] رئیس السادات م.، بنزاده ماهانی م.، «مدلی برای گردش آبها در خلیج فارس»؛ مجله نیوار؛ شماره ۵۰ و ۵۱؛ ص. ۲۹-۴۳.

[۸] زمانیان م.، «آشنایی با مدل سه بعدی خلیج فارس (مدل نظری محمد)»؛ مجله نیوار؛ شماره ۳۲؛ ص. ۵۱-۶۴.

[9] Apel J. R.; Principle, of Ocean Physics, Academic Press, 1990; chp.6.

[10]ROPME, Scientific Workshop on Results of the Mt-Mitchel Cruies, 1993; Kuwait 24-28 January.

Archive of SID