

شبیه سازی عددی نگره اکمن در یک حوضه ی پنج لایه ی اقیانوسی

حسین فرجامی^{۱*}، محمدتقی زمانیان^۲، اکبر رشیدی ابراهیم حساری^۱، سیدعلی آزرمس^۱

۱. گروه فیزیک دریا، دانشکده علوم دریایی، دانشگاه تربیت مدرس

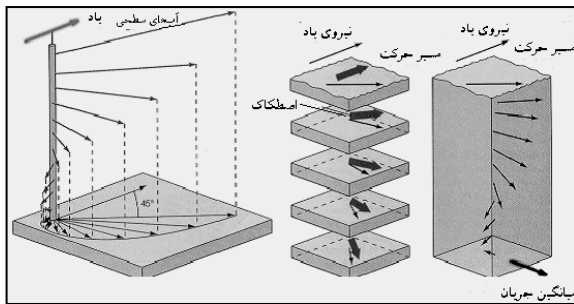
۲. پژوهشکده ی هواشناسی و علوم جوی

چکیده

از روش های معمول برای بررسی و پیش بینی جریانات اقیانوسی روش عددی می باشد. در این تحقیق تئوری اکمن با استفاده از یک مدل عددی مبتنی بر معادلات مقدم در دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه ی قائم سیگما در یک حوضه ی فرضی پنج لایه ی اقیانوسی شبیه سازی شد. موقعیت حوضه ی مورد مطالعه در این تحقیق موقعیت جغرافیایی خلیج فارس می باشد. حوضه مذکور دارای کف تراز بوده و میانگین عمق آن ۱۲۰ متر است. برای حل عددی معادلات مدل از روش تفاضل متناهی استفاده گردید. در این تحقیق، مارپیچ اکمن در حوضه ی مذکور مورد بررسی قرار گرفت و نتایج به دست آمده با مفاهیم نظری مطرح شده مارپیچ اکمن هم خوانی دارد.

واژگان کلیدی: شبیه سازی عددی، نگره اکمن، حوضه پنج لایه ی اقیانوسی.

* نویسنده مسوول، پست الکترونیک: hfarjami@gmail.com



شکل ۱. مارپیچ اکمن

دراگو و همکاران در سال ۲۰۰۰ با استفاده از روش عددی تفاضل متناهی به بررسی جریانات بادرانده در چارچوب مختصات دکارتی با آرایه‌ی قائم سیگما پرداخته‌اند. که این مدل توانایی بررسی مارپیچ اکمن را نیز دارد (Davis, 1983). الستر در سال ۲۰۰۴ به بررسی اثر چرخش زمین بر روی فرایندهای فصل مشترک هوا- دریا پرداخته‌اند و بعضی جنبه‌های نتایج اکمن را در دریای شمال را بررسی نموده- اند (Alastair, 2004). هیگدن در سال ۲۰۰۵ چرخش‌های اقیانوسی را به شکل چندلایه مدل‌سازی کرد که برای گام‌های زمانی از روش دوگامی استفاده نمود (Higdon, 2005).

بخشایی و زمانیان در سال ۱۳۷۶ با استفاده از یک شبیه‌سازی عددی سه بعدی جریانات ناشی از رانش باد را در یک حوضه دو لایه فرضی مورد بررسی قرار داده است (بخشایی، ۱۳۷۶). رشیدی و همکاران در سال ۱۳۸۵ جریانات ناشی از کشند و اختلاف چگالی را با استفاده از روش عددی تفاضل متناهی در یک حوضه اقیانوسی دو لایه را شبیه‌سازی کردند (زمانیان، ۱۳۸۴).

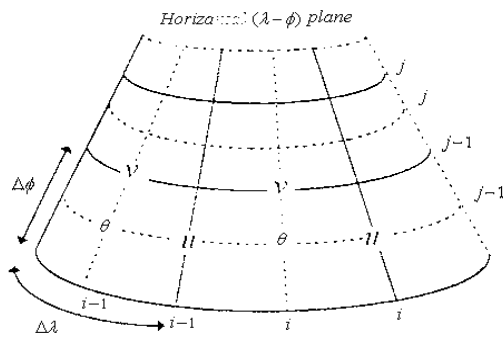
در این تحقیق اثر چرخش زمین جریانات ناشی از باد در یک حوضه‌ی اقیانوسی پنج‌لایه مورد بررسی قرار گرفت. یعنی در این شبیه‌سازی درستی نگره اکمن که به شکل نظری در مورد جریانات بادرانده مطرح شده است را در یک مدل پنج‌لایه اقیانوسی بررسی شد. این شبیه‌سازی در مرحله عملیاتی کردن قابلیت پذیرش شرایط واقعی هر محیط اقیانوسی را خواهد داشت.

۱. مقدمه

جرمی از آب، پیوسته به خاطر لختی آن به حرکت در می‌آید. اگر این جرم در فضا بود، طبق قانون دوّم نیوتن در مسیر مستقیم حرکت می‌کرد. اما بخاطر چرخش زمین حرکت آن کاملاً متفاوت است. تکانه باد بوسیله تنش سطحی از جو به محیط اقیانوسی منتقل می‌شود. طبق نظریه اکمن در حالت کلی، جهت جریانات سطحی ناشی از باد، ۴۵ درجه به سمت راست بادسوی در نیم‌کره‌ی شمالی و ۴۵ درجه به سمت چپ بادسوی در نیم‌کره‌ی جنوبی می‌باشد. این مدل اکمن به شکل ایده‌آل با نمودار چگالی ثابت و عمق بی‌نهایت است در زیر سطح به شکل نمایی سرعت این جریانات کاهش و جهت‌شان نیز تغییر می‌کند (Lewis et al., 2003).

یکی از مهم‌ترین جریانات در محیط اقیانوسی، جریانات بادرانده^۱ می‌باشد، که این جریانات در مسیر باد ایجاد نمی‌گردند بلکه سوی این جریانات با بادسوی زاویه می‌سازند (شکل ۱). که این موضوع اولین بار در حدود سال ۱۸۹۸ توسط نانسن^۲ مطرح شد. اکمن در سال ۱۹۰۲ به طور کمی چرخش جریانات بادرانده نسبت به سوی باد که توسط نانسن مطرح شده بود، در یک محیط اقیانوسی در شرایط آرمانی^۳ به شکل تحلیلی حل نمود (Pond et al., 1983). موقعی که جملات غیرخطی و اصطکاک را در معادلات حرکت و هم‌چنین شکل واقعی کف دریا و خط ساحلی را در نظر گرفته شود، نمی‌توان این معادلات را برای جریانات اقیانوس‌ها به شکل تحلیلی حل نمود بنابراین از مدل‌های عددی برای حل این معادلات استفاده می‌کنند (عظیمیان، ا. ر. ۱۳۸۲؛ Anderson et al., 1995).

1. Wind drive current
2. Nansen
3. Ideal



شکل ۲. صفحه‌ی افقی شبکه‌ی آراکاوای C تعدیل یافته
($\lambda - \phi$).

دلیل انتخاب دستگاه مختصات کروی زمین آن است که چنانچه محیط اقیانوسی ما بزرگ باشد دستگاه به کار رفته به‌تواند زمین را برآزش نماید (زمانیان، ۱۳۸۴). آرایه قائم سیگما در مدل‌های طراحی شده به شکل‌های مختلف توسط مدل‌سازان مورد استفاده قرار گرفته است. که در این پژوهش این آرایه را به شکل رابطه‌ی ۱ که توسط زمانیان معرفی گردیده است، در نظر گرفته شده است. همچنین رشیدی و همکاران در سال ۱۳۸۵ در شبیه‌سازی جریان‌های ناشی از کشند و اختلاف چگالی و نیز گلشاهی و همکاران در سال ۱۳۸۵ در شبیه‌سازی امواج ناشی از باد در یک حوضه‌ی دولایه‌ی اقیانوسی از این آرایه استفاده نموده‌اند (رشیدی، و همکاران، ۱۳۸۵؛ گلشاهی و همکاران، ۱۳۸۵).

$$\sigma = \frac{p - p_A}{p_b - p_A} \quad (1)$$

که در آن σ آرایه‌ی قائم نرمال شده، p فشار در هر نقطه از محیط اقیانوسی، p_b فشار کف و p_A فشار جو بر روی محیط اقیانوسی می‌باشد. امروزه شکل‌های مختلفی از این آرایه (σ)، بسته به نظر مدل‌سازان به کار رفته است. از جمله در مدل POM، این آرایه به شکل $\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta}$ استفاده شده است. همان‌گونه که از تعریف بر می‌آید، سیگما یک آرایه‌ی بدون بعد است. با محاسبه‌ی سیگما بر روی سطح و بستر محیط اقیانوسی معلوم می‌شود که:

دلیل استفاده از حوضه‌ی پنج لایه‌ی اقیانوسی به‌خاطر این است که در یک حوضه‌ی تک یا دو لایه‌ی اقیانوسی نمی‌توان به خوبی پدیده‌هایی مانند انتشار دوگانه^۱، امواج داخلی^۲ یا نگره‌ی اکمن را به دلیل تعداد کم لایه‌ها نشان داد، به این دلیل از یک حوضه‌ی پنج لایه‌ی اقیانوسی استفاده می‌کنیم (زمانیان، ۱۳۸۴).

۲. مواد و روش‌ها

برای حل عددی معادلات و گسسته سازی آن‌ها از روش عددی تفاضل متناهی استفاده شده است. برای همین منظور برای جملات فرارفتی از طرح‌واره لکس-وندروف دوگامی^۳ و برای جملات انتشاری از طرح‌واره دوفورت-فرانکل^۴ استفاده شده است (Haltiner, et al., 1980). شبکه‌بندی محیط به شکل شبکه‌ی آراکاوای C تعدیل یافته^۵ می‌باشد (Kantha, et al., 2000). در این شبکه u و v در نقاط مشخص شده در شکل ۲ محاسبه می‌گردند، در محل θ فراسنج‌های s ، T ، σ ، p_b ، p ، ρ و r مطابق شکل ۲ پیش‌بینی یا محاسبه می‌شوند (Higdon, 2005).

که در این معادلات s شوری، T دما، σ معرف سرعت قائم، p_b فشار بستری، p فشار، ρ چگالی و r فاصله‌ی شعاعی هر نقطه از مرکز زمین می‌باشد. دستگاه مختصات مورد استفاده در این تحقیق، دستگاه مختصات کروی زمین با آرایه‌ی قائم سیگما می‌باشد. استفاده از آرایه‌ی قائم سیگما باعث می‌شود که همه‌ی محیط اقیانوسی ما دارای یک تعداد لایه باشد و در مراحل عملیاتی کردن، این شبیه‌سازی برای بستر ناهموار حوضه‌ی اقیانوسی، قابلیت پذیرفتن پستی و بلندی بستری و شرایط هندسی هر حوضه‌ی دیگری را خواهد داشت (زمانیان، ۱۳۸۴).

1. Double diffusion
2. Internal wave
3. Two step lax-wendruf scheme
4. Dufort-Frankel scheme
5. Modified Arakawa C

۱. معادلات تکانه، ۲. معادله پیوستگی، ۳. قوانین اول و دوم گرماپویسی ۴. معادله حجم ویژه ۵. معادله دما ۶. معادله رسانایی گرمایی ۷. معادله شوری ۸. معادله حالت آب. موقعی که باد بر روی یک محیط اقیانوسی می‌وزد، تکانه باد به دلیل وجود اصطکاک بین محیط جوی و اقیانوسی؛ به محیط اقیانوسی منتقل می‌شود و سرعت باد کاهش یافته و جریانات سطحی ایجاد می‌شود که به علت ناروانی لایه‌های مختلف آب انتقال تکانه به شرطی که باد به شکل پایا^۳ به‌وزد، تا بستر ادامه می‌یابد. جریاناتی که در اثر ناروانی در لایه‌های مختلف ایجاد می‌شود با هم برابر نیست به این منظور برای به‌دست آوردن میدان جریانات در لایه‌های مختلف نیاز به دانستن نیروی اصطکاکی در لایه مختلف را داریم (Davis, 1983). در معادله حرکت افقی جمله اصطکاکی به شکل رابطه‌ی (۴) در می‌آید:

(۴)

$$\mathbf{F} = \frac{-g}{p_b - p_A} \frac{\partial \tau}{\partial \sigma}$$

که در آن τ تنش برشی^۴ یا نیروی ناروانی^۵ برای واحد سطح و g شتاب گرانش زمین است. حال یک مدل پنج‌لایه‌ای را در نظر می‌گیریم که می‌خواهیم نیروی اصطکاکی را روی ترازهای ۲، ۴، ۶، ۸ و ۱۰ آن، هم‌چنان‌که در شکل ۳، که ساختار قائم یک مدل سه بعدی و پنج لایه را نشان می‌دهد، محاسبه نماییم.

اگر دولایه از آب را در نظر بگیریم، چنان‌چه در راستای قائم، لاقل یکی از فراسنج‌های اقیانوس‌شناختی^۶ این دولایه، متفاوت باشد، این محیط اقیانوسی، محیطی دولایه معرفی می‌شود. به همین قیاس، محیطی را پنج‌لایه می‌گوییم که در راستای قائم، لاقل یک فراسنج اقیانوس‌شناختی، دو

$$\begin{cases} p = p_A \rightarrow \sigma = 0 \\ p = p_b \rightarrow \sigma = 1 \\ 0 \leq \sigma \leq 1 \end{cases} \quad (2)$$

که در این روابط $\sigma = 0$ مربوط به سطح اقیانوس و $\sigma = 1$ کف اقیانوس را در این دستگاه شامل می‌شود. $0 \leq \sigma \leq 1$ مربوط به سطوح میانی است. معادلات حاکم در این دستگاه طبق تعریف سیگما و معادلات حاکم در دستگاه مختصات کروی زمین طبق تبدیلات زیر به دست می‌آید:

$$\begin{cases} \left(\frac{\partial \dots}{\partial \lambda} \right)_r = \left(\frac{\partial \dots}{\partial \lambda} \right)_\sigma + \frac{\rho}{p_b - p_A} \frac{\partial \dots}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_\sigma \\ \left(\frac{\partial \dots}{\partial \phi} \right)_r = \left(\frac{\partial \dots}{\partial \phi} \right)_\sigma + \frac{\rho}{p_b - p_A} \frac{\partial \dots}{\partial \sigma} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial \phi} \right)_\sigma \\ \frac{\partial \dots}{\partial r} = \frac{\rho g}{p_b - p_A} \frac{\partial \dots}{\partial \sigma} \end{cases} \quad (3)$$

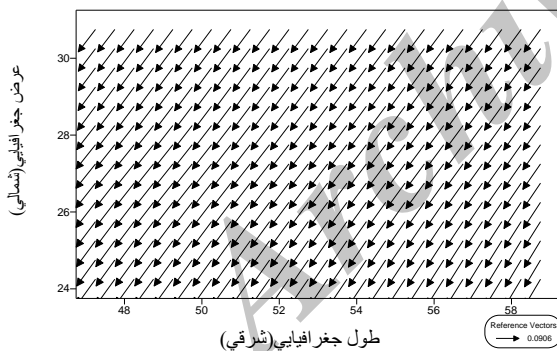
که در این روابط λ ، ϕ و r به ترتیب آراییه شرق‌سوی، شمال‌سوی و سرسوی در دستگاه کروی زمین می‌باشد.

برای این که یک مدل اقیانوسی چگال‌گرای^۱ که نسبت به اثرات تنش باد و اثرهای دما و شوری حساسیت خوبی نشان به‌دهد بایستی شامل جمله‌های پویایی^۲ لازم در هر منطقه و دقت مناسب برای هر لایه و هم‌چنین در مرزها باشد. قوانین فیزیکی حاکم بر این پدیده‌ها عبارتند از: قانون دوّم نیوتن؛ قوانین پایستگی جرم، نمک و شارش گرما، قوانین اول و دوّم گرماپویسی؛ معادله‌ی حالت برای آب دریا. این قوانین در قالب معادلات زیر بیان می‌گردند (Gill, 1982; Kowalikz, 1993). نام این معادلات که در دستگاه مختصات کروی زمین با آراییه قائم، سیگما بازنویسی شده‌اند، در زیر آمده است (زمانیان، ۱۳۸۴).

3. Steady
4. Shearing stress
5. Viscous force
6. Oceanic parameters

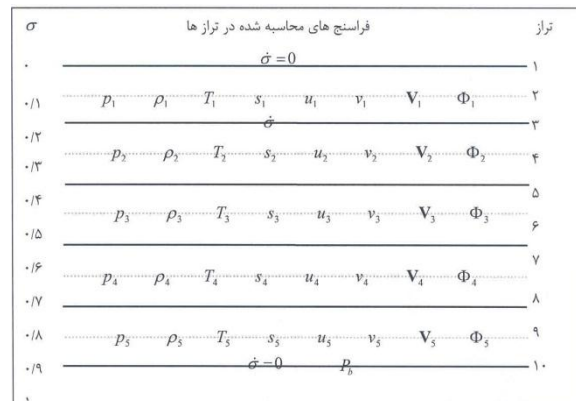
1. Baroclinic ocean model
2. Dynamic

مرزهای جانبی باز بوده و باد با تندی 10^1 متر بر ثانیه و از سمت شمال بر روی سطح این محیط وزانده شده است؛ شبه‌سازی کردیم. میدان جریان 96^2 پس از ۹۶ ساعت (چهار روز) برای هر پنج لایه در شکل‌های ۴ تا ۸ به دست آمده است. اگر مرزها باز باشد انتظار می‌رود که نگره‌ی اکمن در این حوضه قابل بررسی باشد یعنی سوی جریانات در سمت راست بادسوی باشد و از سطح تا عمق، تندی جریانات کاهش یابد، ضمن این‌که به سمت راست هم از بالا به پایین در نیم‌کره‌ی شمالی می‌چرخد (Gill, 1982). درست به-همان‌گونه که در شکل‌های یادشده‌ی بالا مشاهده می‌گردد یعنی سوی جریانات در سمت راست بادسوی و برای پنج لایه از بالا تا پایین تندی جریانات کاهش یافته است. هم‌چنین چون در این حالت اثر مرزهای جانبی حذف شده است، جریانات یک‌نواخت در لایه‌های اول و دوم و سوم داریم و در لایه‌ی چهارم و پنجم به خاطر وجود اصطکاک بستری این یک‌نواختی دیده نمی‌شود.



شکل ۴. میدان جریان ناشی از اعمال نیروی باد شمالی با تندی 10^1 متر بر ثانیه، در لایه‌ی اول پس از ۹۶ ساعت؛ بیشینه‌ی تندی $0.906 / 10^1$ متر بر ثانیه می‌باشد.

مقدار مساوی پشت‌سرهم نداشته باشد. مقداری که به هر فراسنج (مانند u, v, \dots)، در هر لایه منتسب می‌شود، میانگین مقدار آن فراسنج در آن لایه می‌باشد که این مقدار میانگین را به وسط لایه‌ها یعنی ترازهای زوج که در شکل ۳ آمده است نسبت می‌دهیم.



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

با استفاده از این روابط برای نیروی اصطکاک در لایه‌ی اول می‌توان نوشت:

$$F_2 = -\frac{5g}{p_b - p_A} (\tau_3 - \tau_1) \quad (5)$$

برای لایه‌های میانی یعنی برای ترازهای ۴، ۶ و ۸ از روابط زیر استفاده می‌کنیم:

$$F_k = -\frac{5g}{p_b - p_A} (\tau_{k+1} - \tau_{k-1}) \quad (6)$$

نیروی اصطکاک در لایه‌ی پنجم یعنی تراز ۱۰ به شکل زیر در می‌آید:

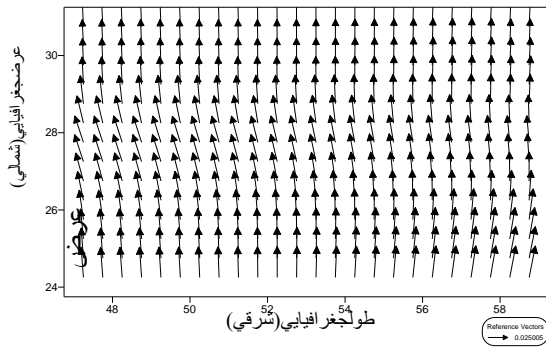
$$(7)$$

$$F_{10} = -\frac{5g}{p_b - p_A} (\tau_{11} - \tau_9)$$

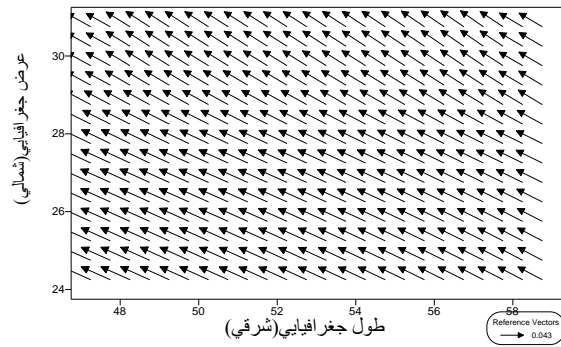
۳. نتایج

در این تحقیق محیط مورد مطالعه بین عرض-های ۲۴ الی ۳۰ درجه‌ی شمالی و طول‌های ۴۷ تا ۵۸ درجه شرقی قرار دارد. جریانات را برای هر پنج لایه بر اساس معادلات مطرح شده، در حالتی که

1. Speed
2. Current field



شکل ۸. میدان جریان ناشی از اعمال نیروی باد شمالی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه، در لایه‌ی پنجم پس از ۹۶ ساعت؛ بیشینه‌ی تندی ۰/۰۲۵ متر بر ثانیه می‌باشد.

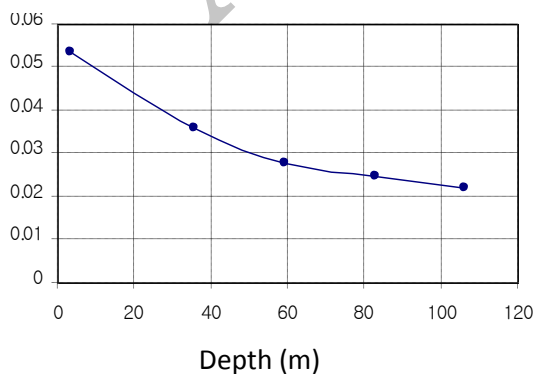


شکل ۵. میدان جریان ناشی از اعمال نیروی باد شمالی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه، در لایه‌ی دوم پس از ۹۶ ساعت؛ بیشینه‌ی تندی ۰/۰۴۳ متر بر ثانیه می‌باشد.

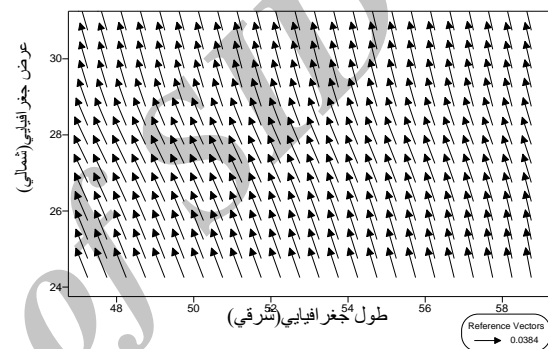
همان گونه در شکل‌های (۷) و (۸) ملاحظه می‌گردد جریانات برای لایه‌ی چهارم و پنجم تقریباً هم سوی هستند که به دلیل محدود بودن عمق محیط و وجود اصطکاک بستری می‌باشد.

۴. بحث و نتیجه گیری

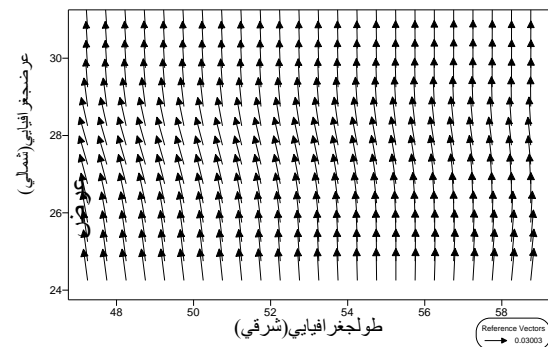
در این تحقیق انتظار می‌رفت که تندی جریانات از سطح تا عمق کاهش یافته و سوی جریانات نیز تغییر نماید. نمودار ۱ اندازه‌ی جریانات را از سطح تا عمق برای پنج لایه نشان می‌دهد. همان گونه که در نمودار مذکور مشاهده می‌شود اندازه‌ی جریان نسبت به افزایش ژرفا کاهش می‌یابد. همان طور که در شکل‌های ۴ تا ۸ مشاهده می‌شود با افزایش ژرفا این جریانات به سمت راست بادسوی می‌چرخند که تاییدی بر وجود مارپیچ اکمن برای مدل طراحی شده می‌باشد.



نمودار ۱. اندازه‌ی جریان نسبت به ژرفا با اعمال نیروی باد با تندی ۱۰ متر بر ثانیه، در حالتی که تمامی مرزهای جانبی باز می‌باشند.



شکل ۶. میدان جریان ناشی از اعمال نیروی باد شمالی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه در لایه‌ی سوم پس از ۹۶ ساعت؛ بیشینه‌ی تندی ۰/۳۸۴ متر بر ثانیه می‌باشد.



شکل ۷. میدان جریان ناشی از اعمال نیروی باد شمالی با تندی ۱۰ متر بر ثانیه، در لایه‌ی چهارم پس از ۹۶ ساعت؛ بیشینه‌ی تندی ۰/۰۳۰۰۳ متر بر ثانیه می‌باشد.

منابع

بخشایی، آ.، زمانیان، م.ت.، ۱۳۷۶. شبه سازی جریان های باد رانده اقیانوسی در یک حوضه فرضی دو لایه، پایان نامه ی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، دانشکده ی علوم و فنون دریایی، گروه هواشناسی، ۷۷ صفحه.

رشیدی، ا.، و همکاران، ۱۳۸۵. شبه سازی جریانات ناشی از کشند و اختلاف چگالی در یک حوضه ی دولایه ی فرضی. دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده ی علوم دریایی، ۱۴۴ صفحه.

زمانیان، م.ت.، ۱۳۸۴. پروژه ی مدل دو لایه ی اقیانوسی پایه، پژوهشکده ی هواشناسی و علوم جو.

عظیمیان، ا. ر. ۱۳۸۲. دینامیک سیالات محاسباتی برای مهندسان، جلد اول، چاپ دوم، دانشگاه صنعتی اصفهان، مرکز نشر، صفحات ۱۰-۸۶.

فرجامی، ح.، زمانیان، م. ت. ۱۳۸۵. شبه سازی عددی جریانات بادرانده در یک حوضه پنج لایه فرضی اقیانوسی، پایان نامه کارشناسی ارشد فیزیک دریا، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۰۸ صفحه.

گلشاهی، ح.، و همکاران، ۱۳۸۵. شبه سازی عددی امواج ناشی از باد در حوضه ی دولایه ی فرضی اقیانوسی، دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده ی علوم دریایی، ۱۱۱ صفحه.

Anderson, Jr. John D. 1995, Computational fluid dynamics the basics with applications. McGraw-Hill, Inc, p547.

Aple, J.R., 1990. Principles of ocean physics. London Academic Press, p 634.

Davis, A.M., 1983. Application of a three-dimensional shelf model to the calculation of North Sea currents, in "North Sea dynamics", pp: 1- 85.

Drago, M., Iovenitti, L., 2000. σ -Coordinates hydrodynamic numerical model for coastal and ocean three-dimensional circulation. Ocean Engineering 27, pp. 1065-1085.

George L. and Pickard 1990. Descriptive physical oceanography, p320.

Gill, A.E., 1982. Atmosphere-ocean dynamics. Academic press, Florida, Pp: 622.

همان گونه که در مقدمه گفته شد نانسن در سال ۱۸۹۸ به طور کیفی مشاهده کرد که کوه های یخ در جهت باد حرکت نمی کنند و هم چنین اکمن در سال ۱۹۰۵ نشان داد که رفتار مشاهده شده توسط نانسن ناشی از نیروی کوریولیس می باشد، به عبارتی تاثیر چرخش زمین روی اجسامی که مرتبط با زمین حرکت می کنند، می باشد. ایشان در حالت آرمانی به شکل کمی معادلات جریانات بادرانده را حل نموده و به این نتیجه رسید که زاویه چرخش این جریانات به سمت راست جهت بادسوی در نیم کره ی شمالی و به سمت چپ بادسوی در نیم کره ی جنوبی می باشد هم-چنین این جریانات از سطح تا عمق به سمت راست می چرخند و تندی این جریانات کاهش می-یابد (Pond, et al., 1983). چون حوضه ی معرفی شده در این پژوهش در نیم کره ی شمالی قرار دارد، همان-گونه که در شکل های ۴ تا ۸ بررسی کردیم جریانات حاصل از نیروی باد شمالی در سمت راست جهت باد ایجاد شده و از سطح تا عمق این جریانات برای لایه های اول تا پنجم کاهش یافته است که وجود نگره ی اکمن در این مدل پنج لایه ی اقیانوسی را نشان می دهد و این نتیجه با مفاهیم نظری ماریپج اکمن طرح شده توسط بسیاری از نویسندگان از جمله پوند و پیکارد مطابقت دارد (George., 1990; Aple, 1990). هم چنین با مفاهیم مطرح شده در مورد نگره ی اکمن که توسط استوارت در سال ۲۰۰۶ در کتاب مبانی اقیانوس شناسی فیزیکی بیان شده است، هم خوانی دارد (Higdon., 2006). با نتایج زمانیان، ۱۹۹۴ منطبق است (Zamanian, 1994). دراگو در سال ۲۰۰۰ به همین نتیجه برای جریانات بادرانده دست یافت (Drago, et al., 2000). الستر در سال ۲۰۰۴ در بررسی اثر چرخش زمین بر روی فرایندهای فصل مشترک هوا- دریا به نتایج مشابهی دست یافت (Alastair, 2004).

Lewis, D.M. and Belcher, S.E. 2003. Time-dependent coupled Ekman boundary layer solutions incorporating Stokes drift. Submitted to Dynamics Atmos. Ocean models: Further development and testing, J. Comput. Phys. 206, Pp: 463–504.

Pond, S. and G. L. Pickard, 1983. Introductory dynamical oceanography, Pergamon Press, Pp: 329.

Zamanian, M.T., 1994. Three-dimensional model for Persian Gulf. Ph.D dissertation, university of the Philippines.

Haltiner, G.J., Williams, R.T., 1980. Numerical prediction and dynamic meteorology. John Wiley and sons, Pp. 250.

Higdon, L. 2006. Numerical modelling of ocean circulation. Cambridge University Press, Printed in the United Kingdom.

Higdon, R. L. 2005, A two-level time-stepping method for layered ocean circulation

Kantha, L., Clayson, C., 2000. Numerical models of oceans and oceanic processes. San Diego, Academic Press, pp: 1-490.

Kowalikz, 1993. Numerical modeling of ocean dynamic. Co. PteU pp. 480.

Archive of SID