دانشگاه آزاد اسلامي- واحد علوم وتحقيقات
دانشكده علوم و فنون دريايي

رساله دكتري فيزيك دريا (Ph. D)

عنوان:

شبيه سازي عددي جريانات ترموهالايني خليج فارس با استفاده از يك مدل سه بعدي

اساتيد راهنما:
دكتر علي اكبري بيدختي
دكتر اميرحسين جاويد

اساتيد مشاور:
دكتر علي كرمي خانيكي
دكتر وحيد چگيني

نگارش:
مجتبي عظام
۸۹

فصل اول: «کلیات»

۱-۱- مقدمه..... ۲
۱-۲- مرروري بر مطالعات انجام شده..... ۴
۱-۳- هدف تحقیق..... ۳۷

فصل دوم: «مدلهاي عددي اقيانوس»

۲-۱- مقدمه..... ۴۱
۲-۲- دسته‌بندی مدل‌های عددی اقیانوس..... ۴۲
۲-۲-۱- مدل‌های سطح آزاد و مدل‌های مرز سخت..... ۴۴
۲-۲-۲- مدل‌های تراز ثابت، همچگالی، مختصات سیگما و نیمه طیفی..... ۴۵
۲-۲-۳- مدل‌های باروتروپیک و باروکلینیک..... ۴۷
۲-۳- مدل‌های باروتروپیک..... ۴۸
۲-۳-۱- معادلات مدل برای یک اقیانوس باروتروپیک..... ۵۰
۲-۳-۲- اصطکاک و توپوگرافی..... ۵۲
۲-۳-۳- عوامل واداشت در مدلهای باروتروپیک ۵۵
۲-۳-۴- طرحواره‌های عددی برای مدلهای باروتروپیک..... ۵۵
۲-۳-۵- انتگرال گیری زمانی به روش صریح..... ۵۷
۲-۴- مدلهای گرانش کاهیده..... ۶۴
۲-۴-۱-معادلات مدل گرانش کاهیده یک لایه فعال (۱/۵ لایه)..... ۶۵
۲-۵- مدلهای لایه آمیخته..... ۶۶
۲-۵-۱- لایه سطحی متلاطم..... ۶۶
۲-۵-۲- معادلات لایه آمیخته..... ۶۷
۲-۶- مدلهای حجمی و مدلهای نیمرخی..... ۷۰
۲-۷- مدل هاي سيستم مختصات سيگما..... ۷۱
۲-۸- جزر و مد و نیروهای واداشت آن..... ۷۴
۲-۸-۱- معادلات حاکم بر جزرومد..... ۷۹
۲-۸-۲-شرايط مرزي..... ۸۶
۲-۹- تبدیل معادلات به سیستم مختصات سیگما..... ۹۳
۲-۹-۱- روش تفكيك مد..... ۹۹
۲-۹-۲- گسسته سازي معادلات حاكم..... ۱۰۲
۲-۱۰- مدل عددي POM..... ۱۱۲
۲-۱۰-۱- معادلات حاکم در سیستم مختصات سیگما..... ۱۱۳

۲-۱۰-۲- ضرائب پخش افقي..... ۱۱۵
۲-۱۰-۳- ضرايب پخش پيچكي قائم..... ۱۱۶
۲-۱۰-۴- شرايط مرزي عمودي..... ۱۱۷
۲-۱۰-۵- انتگرالگيري از معادلات در جهت قائم..... ۱۱۹

فصل سوم: «روش كار»

۳-۱-مقدمه..... ۱۲۳
۳-۲- اندازه گيري هاي ميداني..... ۱۲۴
۳-۳- ارائه يك مدل ديناميكي ساده..... ۱۳۰
۳-۴-آماده سازي مدل POM براي خليج فارس و درياي عمان..... ۱۳۳
۳-۴-۱-منطقه مورد مطالعه..... ۱۳۳
۳-۴-۲-آماده سازي داد ها..... ۱۳۳
۳-۴-۳-شبكه بندي هندسي و شرايط پايداري حل عددي..... ۱۴۵
۳-۴-۵-شرايط مرزهاي جانبي..... ۱۴۸

فصل چهارم: «نتايج»

۴-۱- مقدمه..... ۱۵۲
۴-۲- پروفايل هاي دما، شوري و مقايسه با اندازه گيري هاي ميداني..... ۱۵۵
۴-۳- پروفايلهاي سرعت جريان..... ۱۶۰
۴-۴- مشخصه هاي فيزيكي جريان برون ريز خليج فارس..... ۱۶۲
۴-۵- مسير انتشار جريان برون ريز خليج فارس..... ۱۶۷
۴-۵-۱- برش هاي مقطعي پارامتر هاي فيزيكي..... ۱۶۷
۴-۵-۲- الگوي افقي ميدان پارامترهاي فيزيكي..... ۱۷۶
۴-۶- اثرات جزر ومد بر جريان برون ريز خليج فارس..... ۱۸۶

فصل پنجم: «بحث و نتيجه گيري»

- بحث و نتيجه گيري..... ۱۹۰
- پيشنهادات..... ۱۹۷
منابع و مآخذ..... ۱۹۸

«فهرست شکل ها»

فصل اول

شکل ۱-۱: موقعيت جغرافيايي درياي سرخ، تنگه باب المندب و خليج عدن (بالا) مربع نشان دهنده موقعيت منطقه مدلسازي است. نقشه دقيق تر از منطقه مدل سازي نشان دهنده دو كانال اصلي مسير جريان برون ريز و برخي اندازه گيري هاي ميداني (پائين)..... ۴
در مسير جريان برون ريز در زمان هاي 14-10شكل ۱-۲: نماي سطحي شوري ميانگين بين لايه هاي مختلف..... ۵
شكل ۱-۳: نماي مقطعي شوري در امتداد مسير جريان برون ريز در امتداد دو كانال اصلي عبور جريان، كانال شمالي (سمت راست) و كانال جنوبي (سمت چپ)..... ۶
شكل ۱-۴: (a): مكان اندازه گيري هاي انجام شده عميق تر از 60m در تنگه هرمز. (b-d): شوري، دماي پتانسيل و چگالي پتانسيل حاصل از اندازه گيري ها بر حسب تابعي از روزهاي سال. دايره هاي تو خالي نشان دهنده مشاهدات باشوري بيش از 39 psu و خطوط افقي بيانگر مقادير نمونه اي بدست آمده از CTD در تنگه براي زمستان و تابستان مي باشد. (e): شوري بر حسب تابعي از عمق مربوط به همه مشاهدات براي زمستان (آبي) و تابستان (قرمز)، خط عمودي نشان دهنده مرز جداكننده خصوصيات آب برون ريز در رسم نمودار T-S است. (f): نمودار T-S مشاهدات عميق تر از 60m در تابستان (قرمز) و زمستان (آبي)، دايره ها بيانگر مقادير متوسط برون ريز خليج فارس بر اساس اندازه گيريهاي هيدروگرافي و مربعها بر اساس اندازه گيري هاي CTD است..... ۹
شكل ۱-۵: (a): شوري در امتداد مسير نشان داده شده در (cپتانسيل و (b): دماي پتانسيل حاصل از اندازه گيري ها بر حسب تابعي از روزهاي سال. دايره هاي تو خالي نشان دهنده مشاهدات باشوري بيش از 39 psu و خطوط افقي بيانگر مقادير نمونه اي بدست آمده از CTD در تنگه براي زمستان و تابستان مي باشد. (e): شوري بر حسب تابعي از عمق مربوط به همه مشاهدات براي زمستان (آبي) و تابستان (قرمز)، خط عمودي نشان دهنده مرز جداكننده خصوصيات آب برون ريز در رسم نمودار T-S است. (f): نمودار T-S مشاهدات عميق تر از 60m در تابستان (قرمز) و زمستان (آبي)، دايره ها بيانگر مقادير متوسط برون ريز خليج فارس بر اساس اندازه گيريهاي هيدروگرافي و مربعها بر اساس اندازه گيري هاي CTD است..... ۹
شكل ۱-۵: (a): شوري در امتداد مسير نشان داده شده در (cپتانسيل و (b): دماي پتانسيل حاصل از اندازه گيري ها بر حسب تابعي از روزهاي سال. دايره هاي تو خالي نشان دهنده مشاهدات باشوري بيش از 39 psu و خطوط افقي بيانگر مقادير نمونه اي بدست آمده از CTD در تنگه براي زمستان و تابستان مي باشد. (e): شوري بر حسب تابعي از عمق مربوط به همه مشاهدات براي زمستان (آبي) و تابستان (قرمز)، خط عمودي نشان دهنده مرز جداكننده خصوصيات آب برون ريز در رسم نمودار T-S است. (f): نمودار T-S مشاهدات عميق تر از 60m در تابستان (قرمز) و زمستان (آبي)، دايره ها بيانگر مقادير متوسط برون ريز خليج فارس بر اساس اندازه گيريهاي هيدروگرافي و مربعها بر اساس اندازه گيري هاي CTD است..... ۹
درجه جغرافيايي از 0.5). داده ها با دقت a): شوري در امتداد مسير نشان داده شده در (cپتانسيل و (b): دماي پتانسيل حاصل از اندازه گيري ها بر حسب تابعي از روزهاي سال. دايره هاي تو خالي نشان دهنده مشاهدات باشوري بيش از 39 psu و خطوط افقي بيانگر مقادير نمونه اي بدست آمده از CTD در تنگه براي زمستان و تابستان مي باشد. (e): شوري بر حسب تابعي از عمق مربوط به همه مشاهدات براي زمستان (آبي) و تابستان (قرمز)، خط عمودي نشان دهنده مرز جداكننده خصوصيات آب برون ريز در رسم نمودار T-S است. (f): نمودار T-S مشاهدات عميق تر از 60m در تابستان (قرمز) و زمستان (آبي)، دايره ها بيانگر مقادير متوسط برون ريز خليج فارس بر اساس اندازه گيريهاي هيدروگرافي و مربعها بر اساس اندازه گيري هاي CTD است..... ۹
استخرج شده اند. خطوط چگالي پتانسيل نيز بر نمودار ها منطبق شده است (بوئر و NAVOCEANO همكاران، ۲۰۰۰)..... ۱۰
در خليج عمان طي هشت مجموعه اندازه گيري طي AXBTشكل ۱-۶: پروفايل هاي دماي بدست آمده از سال هاي ۱۹۹۴-۱۹۹۲ و هيستوگرامهاي مرتبط با توزيع عمق و ماكزيمم دماي ميانی (دايره هاي قرمز)- نسبت به دماي زمينه- دماي زمينه با خط قرمز پر رنگ نشان داده شده است (بوئر و C˚ 3دماي بيش از همكاران، ۲۰۰۰)..... ۱۱
شكل ۱-۷: تكامل دما وشوري ماكزيمم جريان برون ريز خليج فارس از مبدأ تا درياي عرب (پائوس و همكاران، ۲۰۰۴)..... ۱۴
شكل ۱-۸: گردش منطقه اي در خليج عمان (بالاي 300 m) (پائوس و همكاران، ۲۰۰۴)..... ۱۶
شكل ۱-۹: توزيع دماي پتانسيل θ، و شوري S. (a و b) اندازه گيري هاي ميداني در اگوست ۲۰۰۲ و (c وd) نتايج حاصل از مدلسازي پس از 192.5 روز، در مناطق تقريباً نزديك به مشاهدات مستقيم. خط سفيد در تمام نمودارها نشانگر چگالي پتانسيل $28.0\ kgm^{-3}$ مي باشد..... ۱۷
شكل ۱-۱۰: سري هاي زماني (a) دماي بستر، (b) مؤلفه سرعت عمود بر جريان، بدست آمده از يك دستگاه ADCP و حاصل از مدلسازي (فر و همكاران، ۲۰۰۷)..... ۱۸
شكل ۱-۱۱: مكان اندازه گيري جريان (مربع C) و ايستگاهاي اندازه گيري CTD..... ۱۹
شكل ۱-۱۲: طرحواره اي از مدل تبادل آب در تنگه هرمز (ماتسوياما و همكاران، ۱۹۹۸)..... ۲۱

شكل ۱-۱۳: نقشه نشان دهنده عمق سنجي خليج عدن. (a): كل خليج عدن خطوط هم مقدار با فواصل 500 m. (b): غرب خليج عدن، خطوط هم مقدار با فواصل 200 m. (c): كانال هاي جريان برون ريز، خطوط هم مقدار با فواصل 100 m ۲۲
شكل ۱-۱٤: نقشه هاي نشان دهنده مكان هاي اندازه گيري در طي (a): زمستان. (b): تابستان..... ۲۳
شكل ۱-۱۵: برشهاي مقطعي شوري (قسمت رنگي) و چگالي پتانسيل (خطوط هم مقدار) براي قسمت پائيني كانال هاي جنوبي و شمالي در غرب خليج عدن و امتداد آن ها تا شكاف تاجورا. (a): كانال شمالي در تابستان. شماره d): كانال شمالي در تابستان. (c): كانال جنوبي در زمستان. (b): كانال جنوبي در زمستان. (ايستگاه هاي اندازه گيري روي محورهاي بالايي مشخص شده اند..... ۲٤
شكل ۱-۱۶: مكان اندازه گيري هاي CTD (مربع ها) و XBT (دايره ها) در خليج عمان..... ۲۵
شكل ۱-۱۷: برش مقطعي دما، شوري و اكسيژن محلول در امتداد ايستگاه هاي شكل (۱-۱۵)..... ۲۶
شكل ۱-۱۸: پروفايل هاي شوري در ايستگاه ۷ نزديك مركز پدي، و در ايستگاه هاي مجاور آن (ايستگاه هاي ۷ و۸)..... ۲۷
شكل ۱-۱۹: چگالي پتانسيل و سرعتهاي ژئوستروفيك متناظر با ايستگاه هاي شكل (۱-۱۵)..... ۲۸
شكل ۱-۲۰: پروفايل متوسط سرعت جريان براي هر يك از مؤلفه هاي سرعت در زمان كهكشند (۲٤-۲۰ دسامبر ۱۹۹۳) و دوره مهكشند (۱٦-۱۵ دسامبر و ۳۱-۲۷ دسامبر ۱۹۹۳)..... ۲۹
شكل ۱-۲۱: مشاهدات دو چرخابه گريت ويرل و سوكترا از داده اي ماهواره تپكس. مربع هاي كوچك رسم شده 5 cm مراكز اين چرخابه ها را بر اساس مشاهدات مكاني نشان مي دهند. خطوط هم مقدار با فواصل اند..... ۳۱
شكل ۱-۲۲: نتايج مدلسازي بر اساس داده هاي سينوپتيكي و گوارد داده ها در ۲۶دسامبر ۱۹۹۳ (امتداد طول جغرافيايي 77 E)..... ۳۲
شكل ۱-۲۳: برش هاي افقي ميدان سرعت در عمق 30 m با ۱۸ اگوست ۱۹۹۳ در درياي عرب استفاده از مدلسازي..... ۳۳
شكل ۱-۲۴: نقشه توپوگرافي منطقه مدل و مكان اندازه گيري هاي انجام شده (سرا و همكاران، ۲۰۰۵)..... ۳۵
شكل ۱-۲۵: توزيع قائم شوري با استفاده از اندازه گيري ميداني. شوري بيشتر از 36.1 psu با رنگ تيره مشخص شده است..... ۳۶
شكل ۱-۲۶: برش هاي مقطعي شوري بدست آمده از مدلسازي در مكان هاي متناظر با شكل (۱-۲۴). ۳۷

فصل دوم

شكل ۲-۱: برخي معيارهاي دسته بندي مدل هاي عددي اقيانوس..... ۴۲
شكل ۲-۲: گسسته سازي قائم مدلهاي عددي اقيانوس؛ η عمق آب و H نوسان سطح دريا است... ۴۶
شكل ۲-۳: يك مدل باروتروپيك كه سرعتها درآن ستون آب اقيانوس بطور قائم انتگرالگيري شده تا يك مقدار واحد براي سرعتهاي افقي متفاوت با عمق، بدست آيد..... ۴۸
شكل ۲-٤: نمايش شبكه بندي افقي در سيستم مختصات سيگما، متشكل از زير شبكه η، زير شبكه U و زيرشبكه V (شبكه C)..... ۶۰
شكل ۲-۵: نماي باز شده از شبكه مختصات سيگما در جهت افقي..... ٦۱
شكل ۲-٦: نمايش شبكه سيستم مختصات سيگما در جهت افقي و متغييرهاي مورد نياز براي محاسبه $\eta_{i,j}$ ۶۲

شکل ۲-۷: نمايش شبکه سيستم مختصات سيگما در جهت افقي و متغيرهاي مورد نياز براي محاسبه $U_{i,j}$ ٦٢
شکل ۲-۸: نمايش شبکه سيستم مختصات سيگما در جهت افقي و متغيرهاي مورد نياز براي محاسبه $V_{i,j}$ ٦٣
شکل ۲-۹: تفسير فيزيکي معادله (۲-۹۸) که تعادل جرم در حجم کنترل نشان داده شده را توصيف مي کند..... ۱۰۲
شکل۲-۱۰: مکان متغييرهاي مدل بر روي شبکه عددي منظم آراکاوا- سي..... ۱۰۴
شکل۲-۱۱: نمايش ارتباط بين مد داخلي و خارجي در يك مدل سه بعدي مختصات سيگما..... ۱۰۷

فصل سوم

شکل ۳-۱: مکان ايستگاه هاي اندازه گيري شده در گشت دريايي راپمي سال ۱۹۹۲ (بيدختي و عظام، ۲۰۰۹)..... ۱۲۲
شکل ۳-۲: پروفايل هاي دما و شوري در ايستگاه هاي S_1 و S_2 براي زمستان و تابستان..... ۱۲۳
شکل ۳-۳: محاسبه مقادير نسبت چگالي را براي ايستگاه هاي S_1 و S_2 در دو زمان زمستان وتابستان... ۱۲۴
شکل ۳-۴: برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي در زمستان و تابستان در امتداد مسير E.. ۱۲۶
شکل ۳-۵: برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي در زمستان و تابستان در امتداد مسير هاي F و F'..... ۱۲۷
شکل ۳-۶: پارامترهاي تعريف شده در مدل ديناميکي. جهت جريان به سمت بيرون صفحه است (بيدختي وعظام، ۲۰۰۹)..... ۱۲۸
شکل ۳-۷: پهناي جريان برون ريز (R)، شار حجمي جريان (M)، به ازاي مقادير مختلف شتاب گرانشي کاهش يافته (g') و مقادير نمونه اي h_1= 45 m و h_R= 75 m..... ۱۳۰
شکل ۳-۸: محدوده و نقشه عمق سنجي منطقه مورد مطالعه..... ۱۳۲
شکل ۳-۹: توزيع دماي اوليه بر روي سطح (لايه اول) و بستر (لايه آخر) با استفاده از داده هاي WOA05..... ۱۳۳
شکل ۳-۱۰: توزيع شوري اوليه بر روي سطح (لايه اول) و بستر (لايه آخر) با استفاده از داده هاي WOA05 با تفکيک يک درجه..... ۱۳۴
شکل ۳-۱۱: الگوهاي نمونه اي از شرايط مرزي دما در مرز غربي براي ماه هاي فوريه و مي... ۱۳۵
شکل ۳-۱۲: الگوهاي نمونه اي از شرايط مرزي شوري در مرز غربي براي ماه هاي فوريه و مي ۱۳۶
شکل ۳-۱۳: مولفه هاي شرقي- غربي و جنوبي-شمالي سرعت باد در ماه فوريه ۱۹۹۲ بر روي منطقه مورد مطالعه (سرعت ها بر حسب متر بر ثانيه)..... ۱۳۷
شکل ۳-۱۴: مولفه هاي شرقي- غربي و جنوبي-شمالي سرعت باد در ماه مي ۱۹۹۲ بر روي منطقه مورد مطالعه (سرعت ها بر حسب متر بر ثانيه)..... ۱۳۸
شکل ۳-۱۵: ميدان ميانگين سرعت و جهت باد بر روي منطقه مدل به ترتيب در ماه هاي فوريه و مي سال ۱۹۹۲..... ۱۳۹
شکل ۳-۱۶: ميانگين سريهاي زماني (a): دماي سطح دريا، دماي هوا و تابش طول موج کوتاه. (b): درصد رطوبت نسبي و تفاوت نرخ تبخير و بارش در سال ۱۹۹۲..... ۱۴۲

شکل ۳-۱۷: شبکه بندي منطقه مدل در جهت افقي (بالا)، نماي بزرگ شده قسمتي از شبکه براي وضوح بهتر..... ۱۴۴

فصل چهارم

شکل ۴-۱: منطقه مدلسازي، مکان اندازه گيري هاي ميداني و موقعيت جغرافيايي برش هاي مقطعي... ۱۵۲
شکل ۴-۲: سري هاي زماني (a): ميانگين شوري سطحي. (b): ميانگين انرژي جنبشي حوزه منطقه مدلسازي..... ۱۵۴
شکل ۴-۳: مقايسه برخي از پروفايل هاي حاصل از اجراي مدل (سمت راست) با اندازه گيري هاي ميداني (سمت چپ) در ماه فوريه..... ۱۵۷
شکل ۴-۴: مقايسه برخي از پروفايل هاي حاصل از اجراي مدل (سمت راست) با اندازه گيري هاي ميداني (سمت چپ) در ماه مي..... ۱۵۹
شکل ۴-۵: پروفايل هاي سرعت جريان در ايستگاه هاي نشان داده شده در شکل (۴-۱) براي ماه هاي فوريه (سمت چپ) و مي (سمت راست)..... ۱۶۱
شکل ۴-۶: سري هاي زماني: (a) ميانگين جريان برون ريز. (b) دما و شوري ميانگين جريان برون ريز. نمودارها براي شش سال آخر شبيه سازي ارائه شده اند..... ۱۶۲
شکل ۴-۷: سري هاي زماني ميانگين ماهيانه: (c): دما و شوري، (d): سيگما-تي و شار حجمي جريان برون ريز خليج فارس در سطح مقطع IJ..... ۱۶۴
شکل ۴-۸: نمودارهاي T-S براي ماه هاي مارس و آگوست در درياي عمان در محدوده جغرافيايي مشخص شده در شکل (۴-۱)..... ۱۶۵
شکل ۴-۹: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما، شوري و سيگما-تي در امتداد مسير CD براي ماههاي مارس و آگوست..... ۱۶۷
شکل ۴-۱۰: برش هاي مقطعي ميانگين مؤلفه هاي شرقي- غربي و جنوب- شمال ميدان سرعت در امتداد مسير CD براي ماههاي مارس و آگوست..... ۱۶۸
شکل ۴-۱۱: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما، شوري و سيگما-تي در امتداد مسير IJ براي ماههاي مارس و آگوست..... ۱۷۰
شکل ۴-۱۲: برش هاي مقطعي ميانگين مؤلفه هاي شرقي- غربي و جنوب- شمال ميدان سرعت در امتداد مسير IJ براي ماههاي مارس و آگوست..... ۱۷۲
شکل ۴-۱۳: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما و شوري در امتداد مسير KL براي ماههاي مارس و آگوست ۱۷۳
شکل ۴-۱۴: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما و شوري در امتداد مسير MN براي ماههاي مارس و آگوست..... ۱۷۴
شکل ۴-۱۴: ميانگين ماهانه ميدانهاي دما و سرعت در عمق 10m براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين)..... ۱۷۷
شکل ۴-۱۵: ميانگين ماهانه ميدانهاي شوري و سرعت در عمق 10m براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين)..... ۱۷۸
شکل ۴-۱۶: الگوهاي ميانگين ماهيانه ميدانهاي دما، شوري و سرعت در عمق 80 m براي ماه هاي مارس (بالا) و آگوست (پايين) براي منطقه تنگه هرمز و ناحيه مجاور آن..... ۱۸۰

شکل ۴-۱۷: الگوي ميدان هاي ميانگين دما، شوري و سرعت در عمق 200 m در درياي عمان براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين)..... ۱۸۱
شکل ۴-۱۸: الگوي ميدان هاي ميانگين دما، شوري و سرعت در عمق 500 m در درياي عمان براي ماههاي مارس و آگوست..... ۱۸۴
شکل ۴-۱۹: سري هاي زماني دبي جريان برون ريز خليج فارس در سطح مقطع IJ براي ماههاي مارس و آگوست. داده ها در بازه هاي نيمروزه رسم شده اند..... ۱۸۶
شکل ۴-۲۰: الگوهاي افقي ميدان هاي سيگما-تي و سرعت در زمان هاي وقوع بيشترين و کمترين مقادير دبي جريان برو ن ريز در عمق 70 m براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين).....۱۸۷

فصل پنجم

شکل ۵-۱: مکانهاي اندازه گيري در گشت دريايي ژانويه ۱۹۹۴ (سنجيو و همکاران، ۱۹۹۸)..... ۱۹۱
شکل ۵-۲: برش هاي مقطعي دما (چپ) و شوري (راست) در امتداد ايستگاه هاي نشان داده شده شکل (۵-۱) و پروفايلهاي نمونه اي از شوري در مرکز و اطراف پدي..... ۱۹۲
شکل ۵-۳: ميدان هاي افقي دما (چپ) و شوري (راست) در عمق 500 m در حالت اجراي مدل بدون اعمال واداشت هاي جزر و مد براي ماه فوريه..... ۱۹۳

چكيده

در تحقيق حاضر اندازه گيري هاي ميداني و يك مدل عددي سه بعدي (مدل POM) به منظور شبيه سازي ساختار جريان ترموهالايني برون ريز خليج فارس مورد استفاده قرار مي گيرد. در اين مدل از سيستم مختصات متعامد منحني الخط در جهت افقي و سيستم مختصات سيگما در جهت قائم استفاده مي شود. در اين شبيه سازي ضرايب اختلاط تلاطمي افقي متغير و با استفاده از رابطه اسماگورينسكي، و ضرايب اختلاط قائم با استفاده از روش بستار مرتبه 2.5 (طرحواره تلاطم ملور- يامادا) محاسبه شدند. منطقه مدلسازي شامل شرق خليج فارس، درياي عمان و قسمتي از شمال غرب اقيانوس هند، با ابعاد شبكه افقي تقريباً برابر 3.5 km و تعداد 32 تراز سيگما در نظر گرفته شد. نتايج شبيه سازي عددي نشان مي دهد شوري ميانگين جريان برون ريز خليج فارس در طي سال نسبتاً ثابت و برابر 39 psu است، در حاليكه دماي آن با فصل تغيير مي كند. از اين رو چگالي جريان در اواخر زمستان (مارس) به بيشينه و در اواسط تابستان (آگوست) به كمترين مقدار خود مي رسد. همچنين دبي جريان با چگالي آن ارتباط مستقيم دارد. در ورودي درياي عمان جريان برون ريز تحت تأثير نيروي كوريوليس به سمت راست منحرف شده و به صورت يك جريان بدام افتاده ساحلي به حركت خود ادامه مي دهد. هنگاميكه اين جريان به شيب قاره مي رسد، بدليل چگالي بيشتر نسبت به آب هاي پيرامون خود به مناطق عميق تر نفوذ مي كند تا به عمق شناوري خنثي برسد. اين عمق براي ماه مارس حدود 500 m و براي ماه آگوست حدود 250 m مشاهده مي شود كه به دليل چگالتر بودن جريان برون ريز در مارس نسبت به آگوست است. پس از آن، در هر دو زمان، جريان به مسير خود در مجاورت سواحل غربي و جنوبي درياي عمان ادامه مي دهد تا زمانيكه به دماغه رأس الحمرا مي رسد. در اين منطقه جريان ماه مارس كه پهناي بيشتري دارد و در مناطق عميق تر حركت مي كند بيشتر تحت تأثير شيب شديد بستر (افزايش ناگهاني عمق) قرار مي گيرد و در نتيجه مكانيزم كشيدگي خطوط ورتكس و اصل بقاي تاوايي پتانسيل باعث جدا شدن جريان از ديواره جانبي مي شود. در حاليكه در ماه آگوست جريان حركت خود در مجاورت مرز جانبي ادامه مي دهد. بعلاوه، برهمكنش جزر و مد با جريان برون ريز خليج فارس در تنگه هرمز باعث حركت تناوبي جريان بداخل درياي عمان مي شود كه مي تواند به عنوان عامل اصلي شكل گيري پدي (ها) در درياي عمان در فصل سرد سال در نظر گرفته شود.

فصل اول:

کلیات

۱-۱- مقدمه

واژه "ترموهالاين" بر گرفته از دو كلمه ترمو، كه به دما و كلمه هالاين، كه به شوري اشاره مي كند مي باشد. از اينرو، جريانات ترموهالايني اقيانوس به جريانهايي اطلاق مي شود كه علت ايجاد آن ها شيب دار شدن خطوط هم چگالي در اعماق اقيانوس در اثر اختلاف شوري و دما است. در عرض هاي جغرافيايي پايين آب سطحي اقيانوس در تماس با اتمسفر گرم مي شود ولي در عرضهاي جغرافيايي بالا آب سطحي سرد مي شود و بنابراين چگالي آن افزايش يافته و به اعماق نفوذ مي كند و توده هاي آب سرد در اعماق اقيانوس را تشكيل مي دهد. بدين ترتيب آب سطحي گرم از عرضهاي جغرافيايي پايين به سمت قطب حركت كرده و گردش ترموهالايني جهاني شكل مي گيرد. گردش هاي ترموهالاين جهاني[1] به علت گراديان هاي بزرگ مقياس دما و شوري ايجاد مي شوند و به نظر مي رسد كه در تغييرات طبيعي اقليم و نيز در تغييرات اقليم در پاسخ به فعاليت هاي بشر نقش اساسي ايفا مي كنند.

امروزه با افزايش توليد گازهاي گلخانه اي و گرم شدن جهاني زمين برهمكنش ميان جريانات و اقليم بطور خاصي مورد توجه محققان قرار گرفته است. مطالعات فراواني پيرامون اينكه چگونه گرم شدن آب و هوا ممكن است گردش اقيانوس ها را متأثر سازد و اين امر تا چه حد مي تواند اقليم جهان را تحت تأثير قرار دهد صورت گرفته است. برخي استدلال كرده اند كه اين گرم شدن مي تواند حركت آب هاي گرم به سمت قطب را متوقف سازد، كه اين انجماد اروپاي شمالي را بدنبال خواهد داشت. البته براي پيش بيني مطمئن بايد تحقيقات بيشتري پيرامون اين قضيه انجام شود.

امروزه، جريانات گرم سطح اقيانوس ها با استفاده از تصاوير ماهواره اي با دقت بالايي قابل رديابي هستند ولي جزئيات جريانات عميق اقيانوس ها به جز مكان هايي كه در آنها اندازه گيري مستقيم انجام مي شود به خوبي مشخص نيست.

جريانات برون ريز[2] درياهاي حاشيه اي مانند درياي مديترانه، درياي سرخ، خليج فارس و درياي لابرادور كه در كرانه هاي اقيانوسهاي بزرگ واقع شده اند، مي توانند گردش ها و الگوي حركت جريانات بزرگ مقياس اقيانوسها را تحت تأثير قرار دهند. بطور مثال، بر اساس برخي تحقيقات، برون ريز شور درياي مديترانه به اقيانوس اطلس كه بدليل تبخير بالا و بارندگي ناچيز شكل مي گيرد، به اندازه اي است كه مي تواند براي متوقف ساختن انجماد آب در آب هاي شمالي اقيانوس اطلس كافي باشد. از اينرو محققان علاقمند به دانستن حجم نمك ورودي به اقيانوس اطلس از طريق درياي مديترانه، و اينكه چگونه اين نمك در اقيانوس منتشر مي شود، هستند. برون ريز درياي مديترانه به اقيانوس اطلس به صورت بسته هاي آب گرم و شور در حال گردش در مناطق عميق اقيانوس اطلس مشاهده شده است كه قطر آن ها بين ۴۰ تا ۱۵۰ كيلومتر گزارش شده است (بوئر[3] و همكاران،

[1] - Global thermohaline circulation

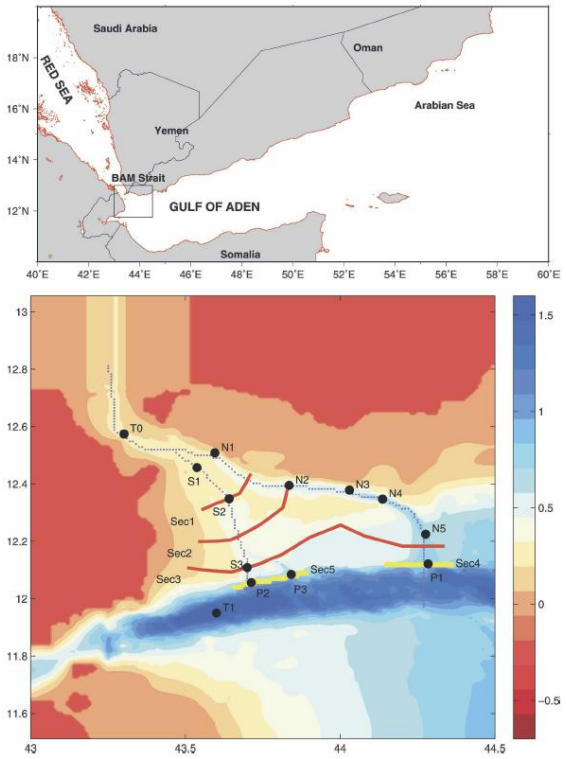
[2] - Outflow

[3] - Bower

۲۰۰۵). اين چرخابه ها قبل از اينكه توسط مكانيزمهايي مانند برخورد با كوههاي دريايي و تلاطم از بين روند و ميرا شوند مي توانند براي چندين سال در اعماق اقيانوس اطلس حركت كنند.

۱-۲- مروري بر مطالعات انجام شده

چانگ[1] و همكاران (۲۰۰۶) جريان برون ريز درياي سرخ را با استفاده از مدل عددي سه بعدي HYCOM[2] مطالعه كرده و نتايج مدل را با مشاهدات انجام شده در گشت دريايي REDSOX مقايسه كرده اند. بر اين اساس، مسير جريان برون ريز، پروفايل هاي دما، شوري و سرعت بدست آمده از مدل با مشاهدات ميداني صورت گرفته درسال ۲۰۰۱ مقايسه شده و سازگاري خوبي نشان مي دهند.

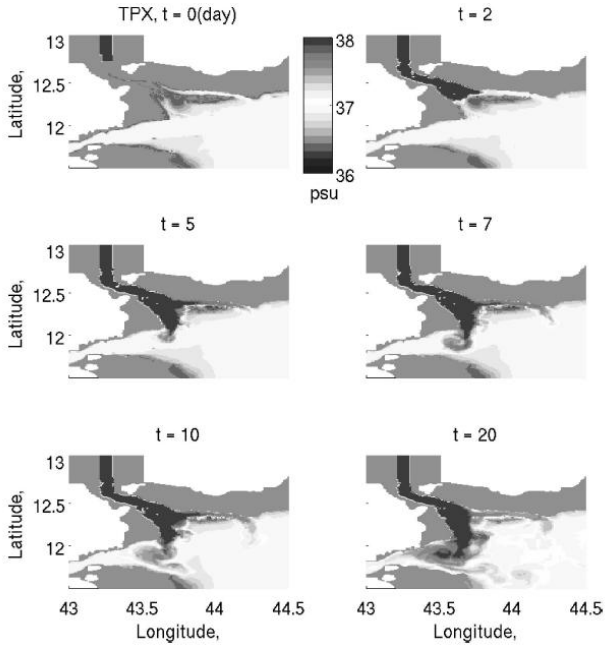


شكل ۱-۱: موقعيت جغرافيايي درياي سرخ، تنگه باب المندب و خليج عدن (بالا) مربع نشان دهنده موقعيت منطقه مدلسازي است. نقشه دقيق تر از منطقه مدل سازي نشان دهنده دو كانال اصلي مسير جريان برون ريز و برخي اندازه گيري هاي ميداني (پائين).

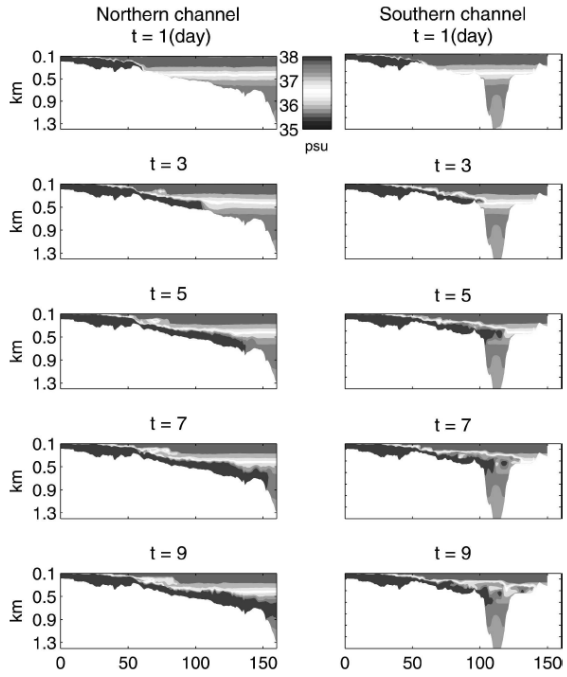
شكل (۱-۱) موقعيت جغرافيايي درياي سرخ، تنگه باب المندب و خليج عدن را نشان مي دهد. از آنجا كه مشاهدات ميداني نشان دهنده مسير انتشار جريان برون ريز در دوكانال اصلي است، بنابراين

[1] - Chang
[2] - Hybrid Coordinate Ocean Model

انتخاب مناسب ابعاد شبکه مدل در جهت افقي براي شبيه سازي اين کانال ها مهم است. بدين منظور شبکه بندي افقي بين 5 km تا 0.5 km مورد آزمايش قرار گرفتند. تعداد نقاط شبکه افقي نيز به تناسب متغير و بين 33×31 تا 317×301 ولي تعداد ترازهاي قائم ثابت و برابر 16 تراز همچگالي بوده است. نتايج مدل نشان مي دهد حجم آب انتقالي توسط جريان برون ريز با افزايش فاصله نسبت به تنگه باب المندب افزايش مي يابد که علت آن درهم آميختگي اين جريان با آب هاي پيرامون است. همچنين حساسيت نتايج مدل به فواصل شبکه بندي افقي، روش هاي مختلف پارامتري کردن درهم آميختگي و نيروي واداشت جريان برون ريز مطالعه شده است.



شکل ۱-۲: نماي سطحي شوري ميانگين بين لايه هاي 14-10 در مسير جريان برون ريز در زمان هاي مختلف.



شكل ۱-۳: نماي مقطعي شوري در امتداد مسير جريان برون ريز در امتداد دو كانال اصلي عبور جريان، كانال شمالي (سمت راست) و كانال جنوبي (سمت چپ).

شبيه سازي اين جريان در يك دوره ۲۰ روز تا جائيكه جريان به حالت شبه مانا مي رسد انجام شده است. شكل هاي (۱-۲) و (۱-۳) به ترتيب نماهاي سطحي و جانبي شبيه سازي شوري جريان برون ريز از طريق كانال شمالي تنگه باب المندب را نشان مي دهند كه ميانگين نتايج لايه هاي ۱۰ تا ۱۴ مدل مي باشند.

بوئر و همكاران (۲۰۰۰) مشخصه هاي ديناميكي برون ريز درياي سرخ و خليج فارس را با استفاده از داده هاي هيدروگرافي طولاني مدت و يك مدل هيدروليكي عددي انتشار پلوم مطالعه كرده اند. اين تحقيق شامل مطالعه تغيير شكل اوليه، ديناميك و مسير هاي انتشار برون ريزهاي[1] درياي سرخ و خليج فارس به داخل اقيانوس هند مي باشد. بر اين اساس، حجم آب انتقالي سالانه توسط اين جريانات نسبتاً كوچك است (كمتر از $0.4\ Sv$)، اما اثر مهمي روي خصوصيات هيدروگرافي اقيانوس هند، در تراز ترموكلاين دارند كه اين بدليل شوري بالاي اين جريانات است. خصوصيات اين جريانات از جريانات برون ريز درياهاي ديگر متفاوت است زيرا از مناطق بسيار كم عمق (كمتر از 200 متر) شروع شده و به داخل محيط اقيانوس كه به شدت لايه بندي چگالي دارد وارد مي شوند. همچنين بر خلاف خليج فارس برون ريز درياي سرخ تغيير پذيري شديدي با فصل نشان مي دهد.

[1] - Outflows

بررسي نمودارهاي T-S براي منبع[1] جريان برون ريز و آب حاصل نشان مي دهد كه برون ريز درياي سرخ و خليج فارس همچنانكه روي عمق آستانه[2] و به عمق شناوري خنثي مي رسند، به ترتيب با ضرائب 2.5 و 4 بداخل اقيانوس تزريق[3] مي شوند. ضريب تزريق بالا براي خليج فارس ناشي از اختلاف چگالي بالا بين منبع جريان و آبهاي اقيانوسي و نيز ميزان كم انتقال آن بيان شده است.

تركيب عرض جغرافيايي پايين و انتقال كم اين جريانات برون ريز (ضخامت كم آنها) منجر به عدد اكمن از مرتبه يك براي هر دو جريان مي شود. اين مطلب نشان مي دهد كه اين جريانات بايد به عنوان جريانات چگالي اصطكاكي تعديل شده توسط گردش زمين در نظر گرفته شوند. براي درياي سرخ از آنجا كه جريان برون ريز آن از دو مسير متفاوت وارد اقيانوس هند مي شود، فرآيند اختلاط در اين دو مسير متفاوت بوده و منجر به ايجاد آب هاي حاصل[4] با چگالي هاي متفاوت در اقيانوس هند مي شود.

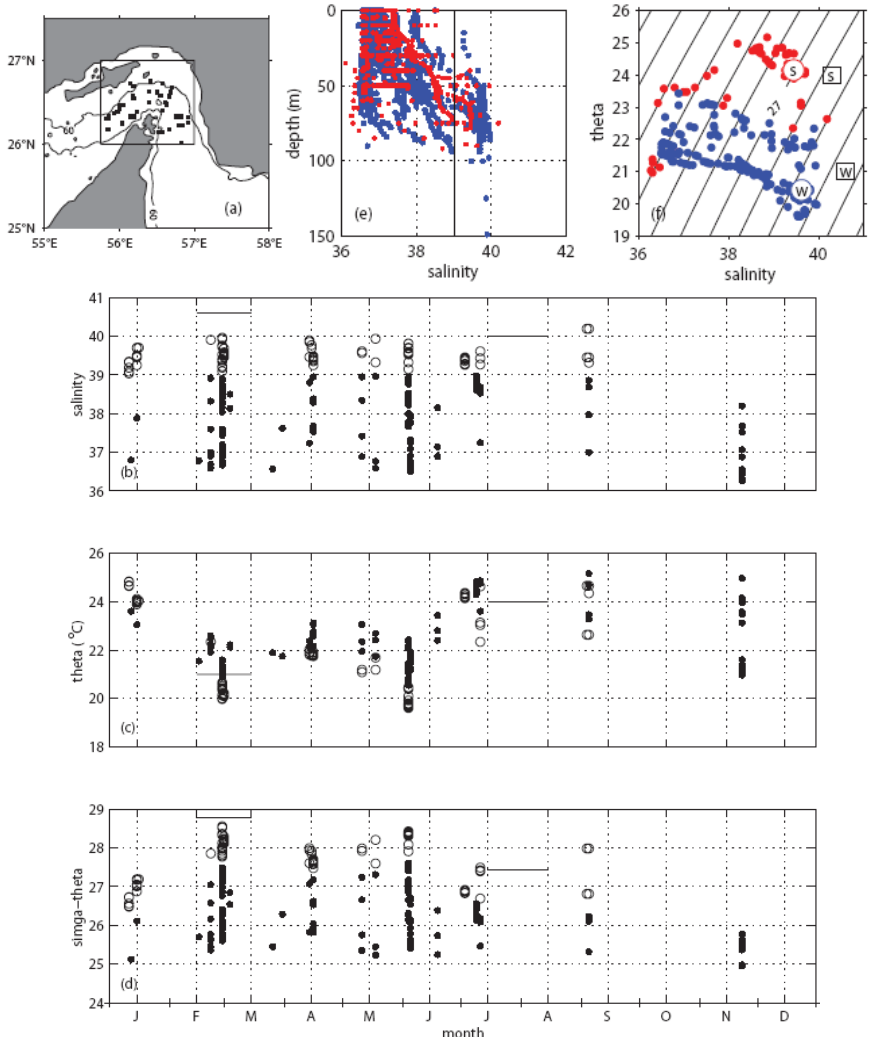
در هر دو جريان تغييرات فصلي در خصوصيات آب منبع[5] و محيط اقيانوسي اثراتي را روي نمودارهاي T-S آبهاي حاصل نشان مي دهند، اما بطور كلي اثر ناچيزي روي عمق تعادل آب حاصل دارند. آب هاي حاصل براي هر دو جريان برون ريز حداقل در طي زماني از سال بصورت جريانات مرزي باريك به سمت دور از عمق آستانه فرارفته مي شوند، در زمان هاي ديگر آب حاصل بصورت بسته هايي[6] در اقيانوس هند ديده مي شود.

در مقايسه با درياي سرخ، خليج فارس بسيار كم عمق با ماكزيمم عمق حدود 100 متر در حوزه مركزي و عمق ميانگين تنها 35 متر است. تنگه هرمز عموماً پهن تر و كم عمق تر از تنگه باب المندب است و پهناي آن حدود 57 كيلومتر در باريكترين نقطه و داراي عمق آستانه حدود 80 متر است. نرخ تبخير بالا (1.5-5 متر بر سال (چائو[7] و همكاران، ۱۹۹۲)) و عمق كم منطقه منجر به شكل گيري آب بسيار شور و چگال با ماكزيمم شوري حدود 57 psu در خورهاي كم عمق سواحل جنوبي (جان و همكاران، ۱۹۹۰) مي شود. ولي بطور كلي شوري ماكزيمم خليج فارس در اكثر مناطق بين 40-40.5 psu گزارش شده است (برور[8] و همكاران، ۱۹۷۸؛ چائو و همكاران ۱۹۹۲).

شكل (۱-۴) تغييرات فصلي مشخصه هاي T-S آب منبع خليج فارس را بر اساس نتايج بوئر و همكاران (۲۰۰۰) نشان مي دهد. بر اين اساس، مشاهدات با شوري بيش از 39 psu در نيمه اول سال (ميلادي) بيشتر ديده مي شود. چرخه فصلي شديدي در خصوصيات دمايي ديده مي شود. آب هاي با بيشترين شوري در ماه هاي فوريه تا ژوئن (دماي 19-22.5 °C) تا چندين درجه نسبت به ماه هاي

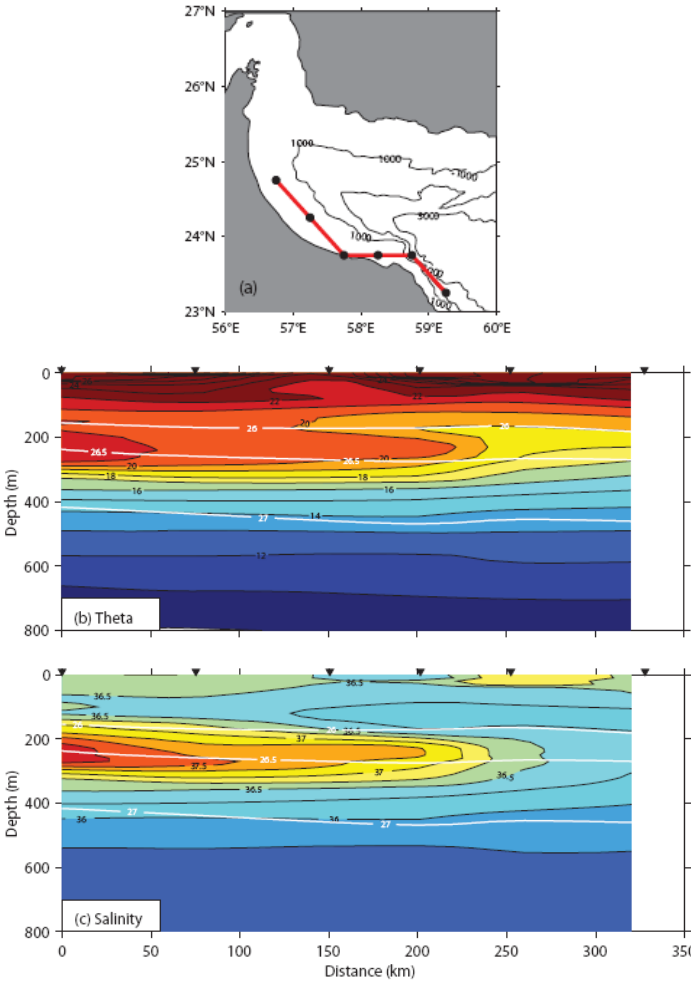
[1] - Source
[2] - Sill depth
[3] - Dilute
[4] - Product waters
[5] - Source water
[6] - Patches
[7] - Chao
[8] - Brewer

ژوئن تا ژانويه (دماي 22-25 °C) سردتر هستند. اين تغييرات با چرخه گرمايش فصلي روي خليج فارس سازگار است (هورتن[1] و همكاران، ۱۹۹۴). كاهش دما و افزايش شوري برون ريز خليج فارس در زمستان به تفاوت چگالي بين دو فصل تا $1.3\ kgm^{-3}$ منجر مي شود. اين مطلب در نمودار T-S شكل (۱-۴) نيز ديده مي شود.



شكل ۱-۴: (a): مكان اندازه گيري هاي انجام شده عميق تر از 60m در تنگه هرمز. (b-d): شوري، دماي پتانسيل و چگالي پتانسيل حاصل از اندازه گيري ها بر حسب تابعي از روزهاي سال. دايره هاي تو خالي نشان دهنده مشاهدات باشوري بيش از 39 psu و خطوط افقي بيانگر مقادير نمونه اي بدست آمده از CTD در تنگه براي زمستان و تابستان مي باشد. (e): شوري بر حسب تابعي از عمق مربوط به همه مشاهدات براي زمستان (آبي) و تابستان (قرمز)، خط عمودي نشان دهنده مرز جداكننده خصوصيات آب برون ريز در رسم نمودار T-S است. (f): نمودار T-S مشاهدات عميق تر از 60m در تابستان (قرمز) و زمستان (آبي)، دايره ها بيانگر مقادير متوسط برون ريز خليج فارس بر اساس اندازه گيريهاي هيدروگرافي و مربعها بر اساس اندازه گيري هاي CTD است.

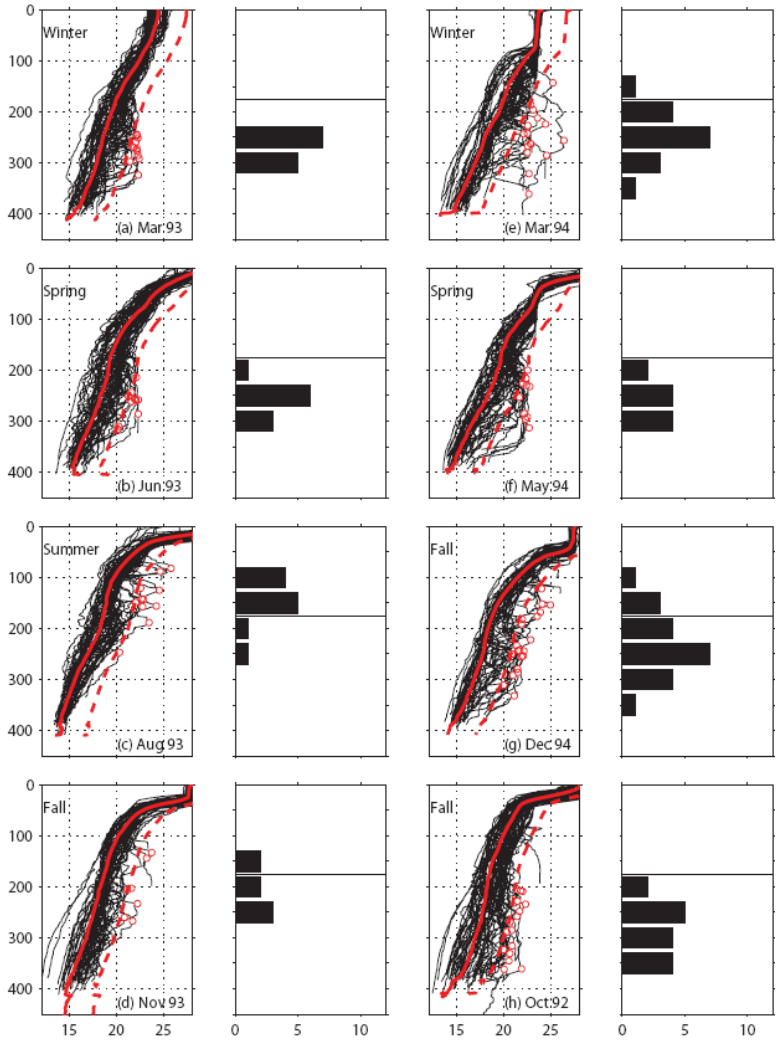
[1] - Horton



شكل ۱-۵: (a): مكان برش مقطعي در امتداد جريان برون ريز خليج فارس. توزيع اقليمي (b): دماي پتانسيل و (c): شوري در امتداد مسير نشان داده شده در (a). داده ها با دقت 0.5 درجه جغرافيايي از NAVOCEANO[1] استخرج شده اند. خطوط چگالي پتانسيل نيز بر نمودار ها منطبق شده است (بوئر و همكاران، ۲۰۰۰).

شكل (۱-۵) برش مقطعي دماي پتانسيل و شوري را در امتداد مسير جريان برون ريز خليج فارس نشان مي دهد. متأسفانه داده هاي هيدروگرافي NAVOCEANO[2] براي مطالعه تغييرات فصلي آب حاصل مناسب نيستند. از اين رو بوئر و همكاران به منظور مطالعه عمق تعادل و دماي آب حاصل از اندازه گيري هاي AXBT[3] انجام شده توسط السي[4] و همكاران (۱۹۹۹) استفاده كردند. در اين داده ها حداقل دو مجموعه اندازه گيري پروفايهاي دما در هر فصل به استثناي تابستان موجود است.

[1] - Naval Oceanographic Office (USA)
[2] - Naval Oceanographic Office
[3] - Airborne Expendable Bathy Thermograph
[4] - Alessi



شكل ۱-۶: پروفايل هاي دماي بدست آمده از AXBT در خليج عمان طي هشت مجموعه اندازه گيري طي سال هاي ۱۹۹۴-۱۹۹۲ و هيستوگرامهاي مرتبط با توزيع عمق و ماكزيمم دماي مياني (دايره هاي قرمز)- دماي بيش از $3\ ^{\circ}C$ نسبت به دماي زمينه- دماي زمينه با خط قرمز پر رنگ نشان داده شده است (بوئر و همكاران، ۲۰۰۰).

شكل (۱-۶) نتايج اين اندازه گيري ها را نشان مي دهد. بطور كلي اين پروفايل ها به دو دسته قابل تقسيم اند. دسته اول با وارونگي دما[1] كه بيانگر آب برون ريز اخيراً تزريق شده است. و دسته ديگر كه در آن ها دما بطور يكنواخت با عمق كاهش مي يابد. در اكثر اين پروفايل ها در اعماق بين 300 -250 m ديده مي شود. تغيير پذيري بين پروفايل هاي دما در يك فصل همانند آنچه بين فصول مختلف ديده مي شود نيز وجود دارد. بطور كلي آبهاي گرم حاصل كم عمق تر بيشتر در تابستان و پائيز ديده مي شوند تا در زمستان و بهار كه علت آن را مي توان در كمتر بودن چگالي آب منبع در تابستان و پائيز دانست.

[1] - Temperature inversion

كامپ و صدري نصب (۲۰۰۶) با استفاده از مدل سه بعدي COHERENS گردش و خصوصيات توده هاي آب خليج فارس را مورد مطالعه قرار دادند. نتايج اين تحقيق بيانگر توافق خوب با مشاهدات مي باشد. بر اين اساس، چرخه فصلي شاخص و پاد ساعتگرد در تابستان و بهار روي كل خليج شكل مي گيرد، اما در پاييز و زمستان به چرخابه هاي ميان مقياس تبديل مي شود. اين چرخه كه در فصل هاي تابستان و بهار كل خليج را در بر مي گيرد، از نظر رزماني با شكل گيري لايه بندي گرمايي و تقويت گردش تبادلي باروكلينيكي از طريق تنگه هرمز مقارن است. علت تقويت اين گردش باروكلينيكي سرمايش زمستان و شكل گيري آب هاي سرد (شوري بيش از ۴۵) در نواحي كم عمق در طول سواحل امارات متحده عربي بيان شده است.

دفتر اقيانوس شناسي ايالات متحده (السي و همكاران، ۱۹۹۹) مشاهدات بلند مدت دما وشوري خليج فارس را جمع آوري كرده است. اين داده ها شامل ۱۹۵۷ پروفايل دما و شوري است كه در بر گيرنده اندازه گيري هاي كشتي مونت ميشل (رينولدز، ۱۹۹۳) و نيز مشاهدات ديگر طي ۷۳ سال از ۱۹۲۳ تا ۱۹۹۳ مي باشد. اندازه گيري هاي كشتي مونت ميشل شامل ۵۰۰ ايستگاه اندازه گيري CTD در خليج فارس، تنگه هرمز و خليج عمان در طي دوره زماني سه ماه و نيم (۲۶ فوريه تا ۱۲ ژوئن ۱۹۹۲) مي باشد. بطور كلي اندازه گيري هاي ميداني در پاييز در خليج فارس موجود نيست و نيز اندازه گيري هاي محدودي در مناطق كم عمق جنوبي و اطراف بحرين موجود است.

سويفت و همكارن (۲۰۰۳) اين داده ها را بطور كامل مورد تحقيق و بحث قرار داده اند. نتايج اين تحقيق نشان مي دهد كه به علت تبخير بالا گردش خور معكوسي[1] در خليج فارس شكل مي گيرد كه طي آن آب چگال و شور از بستر و سمت سواحل جنوبي از خليج خارج و آب اقيانوس هند از سطح و سمت سواحل ايران وارد خليج مي شود.

سوگدن[2] (۱۹۶۳)، هانتر(۱۹۸۲)، چائو (۱۹۹۲)، رينولدز (۱۹۹۳)، جونز و همكاران (۲۰۰۳)، پيشنهاد كرده اند كه چگالترين آب ها كه اين جريان برون ريز را ايجاد مي كنند در مناطق كم عمق جنوبي خليج شكل مي گيرند. در مقايسه با اين پيشنهاد، سويفت[3] و بوئر (۲۰۰۳) استدلال كرده اند كه چگال ترين آب ها نزديك نواحي بالاي خليج شكل مي گيرند، چون توده هاي آب نواحي كم عمق جنوبي خليج در زمستان بسيار گرم هستند و از اين رو به اندزه كافي چگال نيستند تا بتوانند باعث شكل گيري جريان خروجي در بستر شوند.

پائوس[4] و همكاران (۲۰۰۴) با استفاده از اندازه گيري هاي ميداني طي گشت دريايي GOGP99 كه در اكتبر تا اوايل نوامبر ۱۹۹۹ در منطقه تنگه هرمز و درياي عمان انجام دادند، به مطالعه

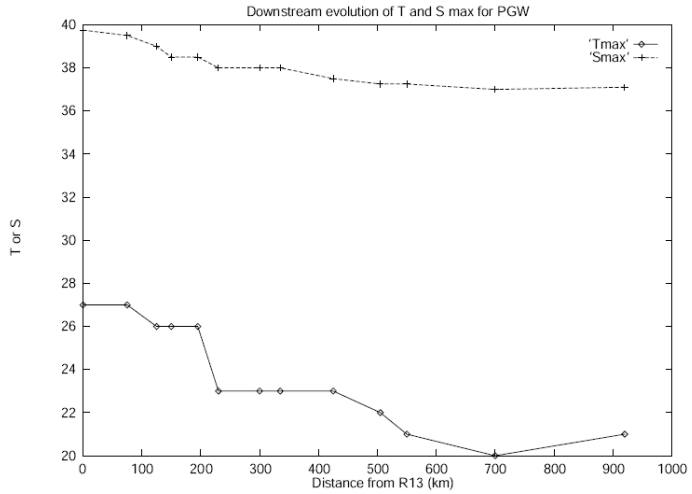
[1] - Inverse estuary circulation

[2] - Sugden

[3] - Swift

[4] - Pous

خصوصيات آب خليج فارس و گردش هاي منطقه اي درياي عمان پرداختند. بر اساس اندازه گيري ها، در خليج عمان وجود برون ريز خليج فارس با مشخصه هاي شوري بيش از 37 psu و دماي بيش از 20˚C تائيد مي شود. از مكان منبع اين جريان در خليج فارس كه داراي دماي 27˚C و شوري 39.75 psu است، كاهش قابل توجه دما و شوري ماكزيمم طي 150 km ابتدايي مسير از تنگه هرمز اتفاق مي افتد و مقادير دما و شوري در قسمت شمالي خليج عمان به ترتيب به 26˚C و 38.5 psu مي رسند. سپس كاهش شديدي در دما ديده مي شود و اين در جائيست كه آب برون ريز خليج فارس روي شيب قاره پايين مي رود. سپس مقادير دما و شوري به ترتيب به 23˚C و 38 psu مي رسند. اين مقادير تقريباً تا 24˚N و 57.3˚E (منطقه بالاي رأس الحمراء) ثابت مي ماند. از اينجا به بعد كاهش دمايي تا 21˚C در برون ريز خليج فارس طي مسافت 125 km مشاهده مي شود. شكل (۱-۷) اين مطلب را نشان مي دهد.



شكل ۱-۷: تكامل دما وشوري ماكزيمم جريان برون ريز خليج فارس از مبدأ تا درياي عرب (پائوس و همكاران، ۲۰۰۴).

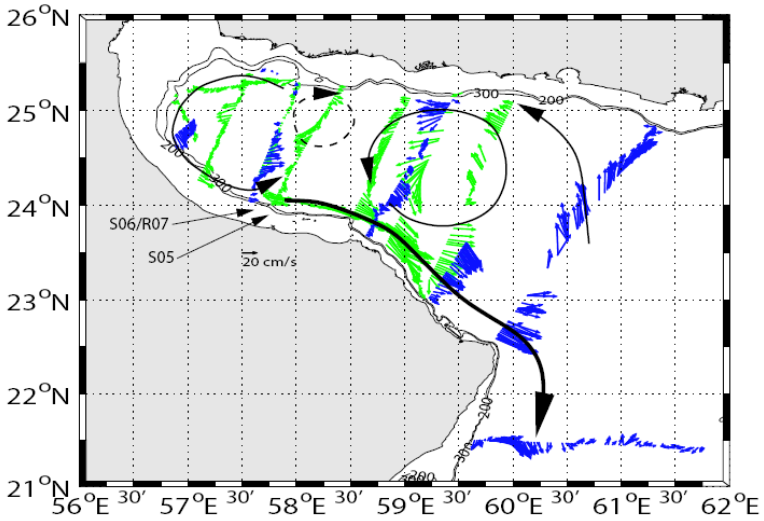
بطور كلي كاهش ماكزيمم دما و شوري جريان برون ريز خليج فارس طي سه مكان اتفاق مي افتد. الف) در تنگه هرمز. ب) در منطقه شكست قاره (قسمت شمالي خليج عمان). ج) بالا و پائين منطقه رأس الحمراء كه در قالب ديناميك ميان مقياس قابل توجيه است. دو مورد اول بر اساس اختلاط تلاطمي[1] آب خليج فارس با آب هاي پيرامون توجيه پذير است. اين اختلاط تلاطمي مي تواند ناشي از تغيير ميدان باد و يا اصطكاك بستر (بخصوص در نواحي كم عمق تنگه هرمز) يا حضور امواج دروني (بخصوص در منطقه شكست قاره) و يا ناشي از نشست آب برون ريز خليج فارس از منطقه فلات قاره (عمق حدود 80 m) تا عمق شناوري خنثي[2] (عمق حدود 220 m) باشد.

[1] - Turbulent mixing

[2] - Neutral buoyancy

پائوس و همكاران همچنين تغيير پذيري زماني جريان برون ريز خليج فارس را در يك دوره كوتاه مدت دو هفته اي مورد مطالعه قرار دادند. بطور كلي اين روند بصورت كاهش دما و شوري ماكزيمم نزديك تنگه هرمز، افزايش آن ها نزديك دهانه خليج عمان و تغييرات نوساني بين اين دو در يك دوره ده روزه است. اولين دليل اين دگرگوني را مي توان تغييرات جريان خروجي خليج فارس در تنگه هرمز ناشي از فرارفت[1] دانست. با سرعت متوسط حدود 0.2 m/s براي جريان برون ريز، زمان عبور جريان بين اين دو منطقه حدود نه روز برآورد مي شود. كه اين زمان با بازه زماني تغييررات مشاهده شده همخواني دارد. توضيح ديگر براي اين تغييرات، رشد انحناء و يا جداشدگي چرخابه ها از جريان خروجي خليج فارس است كه بطور مكاني كاهش قابل توجه شار را موجب مي شوند. توجيه ديگر براي اين تغييرات را مي توان پخش[2] گرما و شوري از آب هسته برون ريز خليج فارس به توده آب هاي مجاور دانست.

در نهايت، اين محققان الگوي گردش منطقه اي آب در خليج عمان (عمق بالاي 300 m) را با استفاده از SADCP[3] مشخص نمودند. اين الگو كه بر اساس اندازه گيري هاي انجام شده طي اكتبر و نوامبر سال ۱۹۹۹، در شكل (۱-۸) نشان داده شده است.



شكل ۱-۸: گردش منطقه اي در خليج عمان (بالاي 300 m) (پائوس و همكاران، ۲۰۰۴).

فر[4] و همكاران (۲۰۰۷) نشست[5] و اختلاط پلوم شور برون ريز در تنگه فرام[6] را مورد مطالعه قرار دادند. در اين تحقيق شبيه سازي عددي جريان با استفاده يك مدل مختصات سيگما انجام شده است.

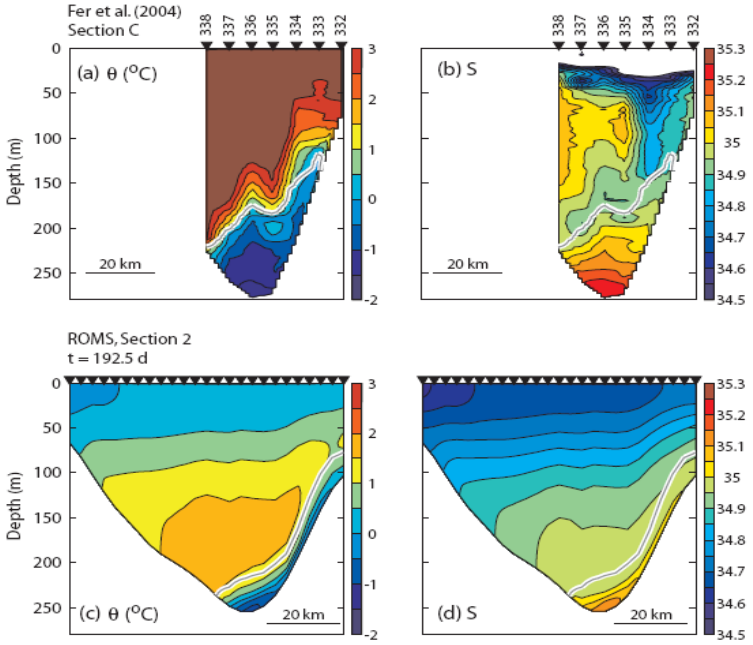
---

[1] - Advection
[2] - Diffusion
[3] - Ship-borne Acoustic Doppler Current Profiler
[4] - Fer
[5] - Descent
[6] - Fram

تنها عامل واداشت اين جريان يك چرخه سالانه نيروي شناوري ناشي از انجماد آب بوده است. مقايسه نتايج حاصل از مدلسازي، با اندازه گيري هاي مستقيم شامل هيدروگرافي، جريان سنجي با دقت بالا، و اندازه گيري مستقيم تلاطم با استفاده از يك پروفايلر ريزساختار[1]، توانايي مدل را در اين شبيه سازي تأييد نموده است.

پروفايل هاي پخش تلاطمي[2] بدست آمده از مدل در مقايسه با اندازه گيري هاي مستقيم تلاطم تأييدي بر طرحواره ملور- يامادا در شبيه سازي تلاطم درون شبكه و بنابراين مدلسازي جريان گرانشي با استفاده از اين طرحواره است.

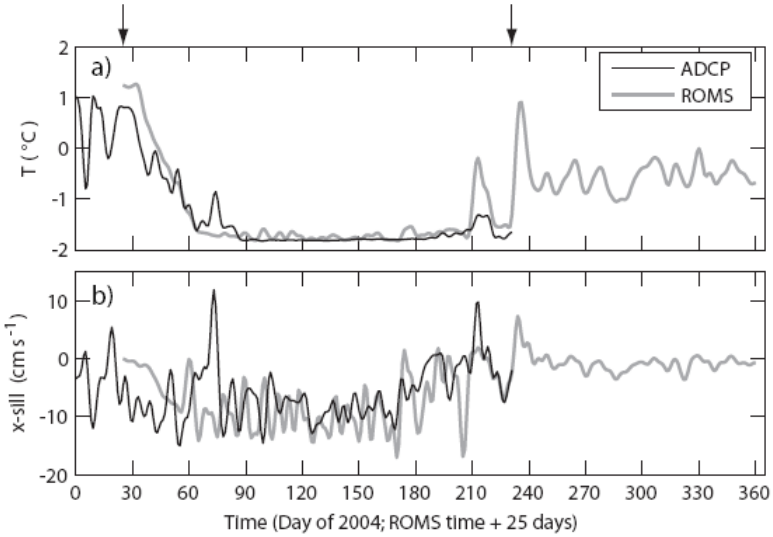
در اين مدلسازي از مدل ROMS[3] استفاده شده است. اين مدل بر اساس حل معادلات بسيط[4] و استفاده از تقريب هيدروستاتيك، با قابليت شرط مرزي سطح آزاد ارائه شده است. اين مدل از سيستم مختصات منطبق بر توپوگرافي (مختصات سيگما) درجهت قائم و شبكه بندي راست گوشه منحني الخط[5] در جهت افقي استفاده مي كند. روش حل عددي معادلات در اين مدل تفاضل محدود است و از تكنيك تفكيك مد[6] كه بر اساس جدا كردن حل معادلات دو بعدي باروتروپيك و حل صريح، و حل معادلات سه بعدي باروكلينيك به روش ضمني است (توضيحات بيشتر در فصل دوم ارائه شده است).



[1] - Microstructure profiler
[2] - Eddy diffusivity
[3] - Regional Ocean Modeling System
[4] - Primitive equations
[5] - Orthogonal curvilinear coordinate
[6] - Mode splitting

شكل ۱-۹: توزيع دماي پتانسيل θ، و شوري S. (a و b) اندازه گيري هاي ميداني در اگوست ۲۰۰۲ و (c وd) نتايج حاصل از مدلسازي پس از 192.5 روز، در مناطق تقريباً نزديك به مشاهدات مستقيم. خط سفيد در تمام نمودارها نشانگر چگالي پتانسيل $28.0\ kgm^{-3}$ مي باشد.

ابعاد شبكه افقي در مدلسازي مذكور تقريباً 2 km و تعداد تراز هاي سيگما 30 تراز لحاظ شده است. تنها نيروي واداشت مدل، نيروي شناوري ايجاد شده در اثر توليد نمك در دوره يخبندان سالانه است. شكل (۱-۹) مقايسه بين نتايج حاصل از مدل و اندازه گيري مستقيم دماي پتانسيل و شوري را نشان مي دهد. همچنين شكل (۱-۱۰) مقايسه سري هاي زماني سرعت عمود بر مسير انتشار پلوم و دماي جريان،حاصل از مدلسازي و اندازه گيري مستقيم را نشان مي دهد.



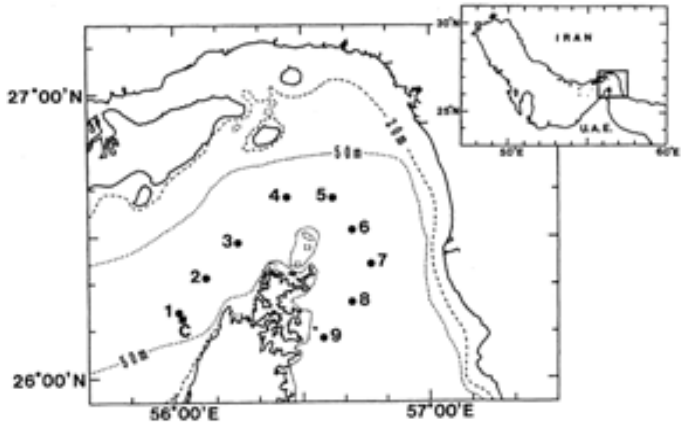
شكل ۱-۱۰: سري هاي زماني (a) دماي بستر، (b) مؤلفه سرعت عمود بر جريان، بدست آمده از يك دستگاه ADCP و حاصل از مدلسازي (فر[1] و همكاران، ۲۰۰۷).

ماتسوياما و همكاران (۱۹۹۸) با استفاده از اندازه گيري هاي CTD و جريان سنجي ADCP در ايستگاه هاي مورينگ در تنگه هرمز طي اواسط دسامبر ۱۹۹۳ تا اوايل ژانويه ۱۹۹۴ به مطالعه ساختار عمودي جريان و تغييرات زماني جريانات جزر و مدي و نيز جريانات فركانس پائين پرداختند. شكل (۱-۱۱) مكان اين اندازه گيري ها را نشان مي دهد.. بر اساس اين يافته ها، جزر و مد در منطقه باروتروپيك است. مؤلفه هاي جزر و مدي به صورت 0.34 m/s براي مؤلفه K1، 0.22 m/s براي مؤلفه M2، 0.11 m/s براي مؤلفه O1 و 0.07 m/s براي مؤلفه S2 ارائه شده است. بر اين اساس جريانات جزر و مدي روزانه بر جريانات نيمه روزانه غالب است.

اندازه گيري هاي CTD در نه ايستگاه در امتداد محور تنگه هرمز نشان دهنده يك جبهه چگالي[1] در مركز تنگه بوده است كه علت آن اختلاف چگالي بين آب شور بستر خليج و آب هاي پيرامون درياي

[1] - Fer

عمان بيان شده است. با محاسبه پارامتر Γ به صورت $\Gamma = H/\mathrm{U}^3$، كه در آن H عمق آب و U دامنه[2] جريان جزر و مدي است، اين پارامتر براي جزر و مد روزانه، در حالت مهكشند[3] برابر $780\ s^3/m^2$ و در حالت كهكشند[4] برابر $6000\ s^3/m^2$ محاسبه مي شود. اين مقادير نشان مي دهند كه در طي جزر و مد هاي روزانه جبهه جزر و مدي[5] در منطقه در حالت مهكشند وجود دارند، در حاليكه در حالت كهكشند اين جبهه از بين مي رود. از سوي ديگر در جزر و مد نيمه روزانه، حتي در حالت مهكشند نيز اين جبهه شكل نمي گيرد. اندازه گيري ها نشان مي دهد كه تبادل آب از طريق تنگه هرمز در زمان كهكشند جزر و مد روزانه، زمانيكه جبهه جزر و مدي از بين مي رود اتفاق مي افتد.



شكل ١-١١: مكان اندازه گيري جريان (مربع C) و ايستگاهاي اندازه گيري CTD.

جدول (١-١) مقادير دامنه، جهت وΓ را براي چهار مؤلفه اصلي جزر و مد در ايستگاه C (شكل(١-١٦)) نشان مي دهد. در اين منطقه عمق آب برابر 70 m است. نتايج جدول بيانگر غالب بودن مؤلفه جزر ومد روزانه در منطقه است.

جدول ١-١: مقادير دامنه، جهت وΓ را براي چهار مؤلفه اصلي جزر و مد در ايستگاه C

	O_1	K_1	M_2	S_2
Amplitude (cm/s)	11.0	33.7	21.6	7.3
Orientation	58.1°	57.6°	58.0°	61.5°
Γ (s^3/m^2)	5.3×10^4	1.8×10^3	6.9×10^3	1.8×10^5

[1] - Density front
[2] - Amplitude
[3] - Spring tide
[4] - Neap tide
[5] - Tidal front

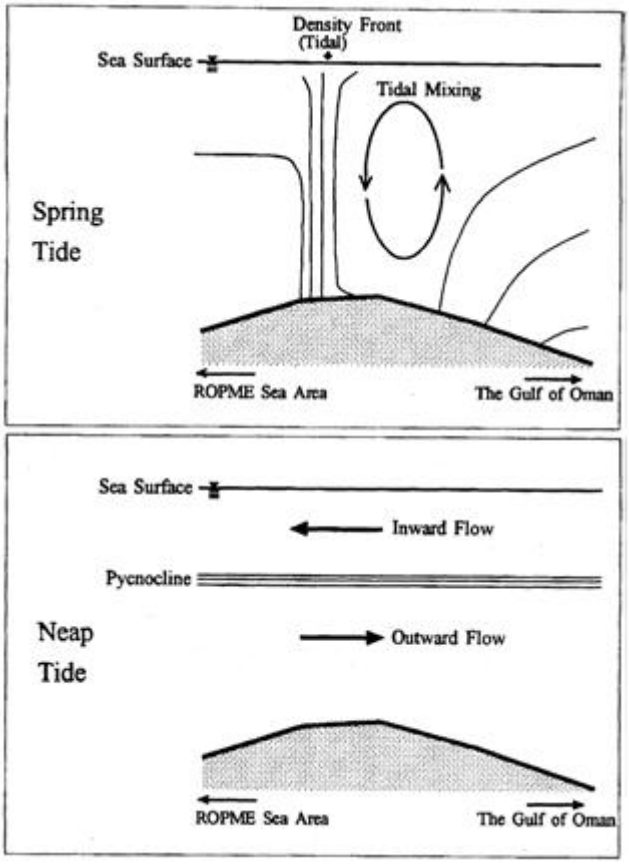
دامنه جريان جزر و مدي و Γ در كل دوره اندازه گيري به ازاي مؤلفه هاي روزانه و نيمه روزانه در حالت كهكشند و مهكشند در جدول (۱-۲) نشان داده شده است. با توجه به نتايج اين جدول و جدول (۱-۱) مي توان نتيجه گرفت كه جبهه جزر و مدي در زمان مهكشند جزر و مد روزانه شكل مي گيرد.

جدول ۱-۲: دامنه جريان جزر و مدي و Γ به ازاي مؤلفه هاي روزانه و نيمه روزانه در حالت كهكشند و مهكشند

	Diurnal Component		Semidiurnal Component	
	Spring	Neap	Spring	Neap
Current amplitude (cm/s)	44.7	22.7	28.9	14.3
$\Gamma(=H/U^3)(s^3/m^2)$	784	5984	2900	23940

جبهه چگالي و تبادل آب بين خليج فارس و درياي عمان با گردش آب در خورها قابل مقايسه است. طرحواره اي كه اين مطلب را نشان مي دهد و در شناخت ديناميك تنگه هرمز بسيار حائز اهميت است در شكل (۱-۱۲) نشان داده شده است. شكل گيري جبهه چگالي در شرايط جزر و مدي يكسان به شدت لايه بندي چگالي[1] در محيط وابسته است. چون اختلاط قائم ناشي از جريانات جزر و مدي در محيط هاي با لايه بندي چگالي شديد متوقف مي شود، مي توان نتيجه گرفت كه جبهه چگالي و تبادل آب در تنگه هرمز در تابستان نسبت به زمستان قوي تر است. البته اثر الگوي بادهاي سطحي و عوامل جوي مانند تبخير نيز در اين شكل گيري مؤثر هستند كه بايد مورد بررسي قرار گيرند.

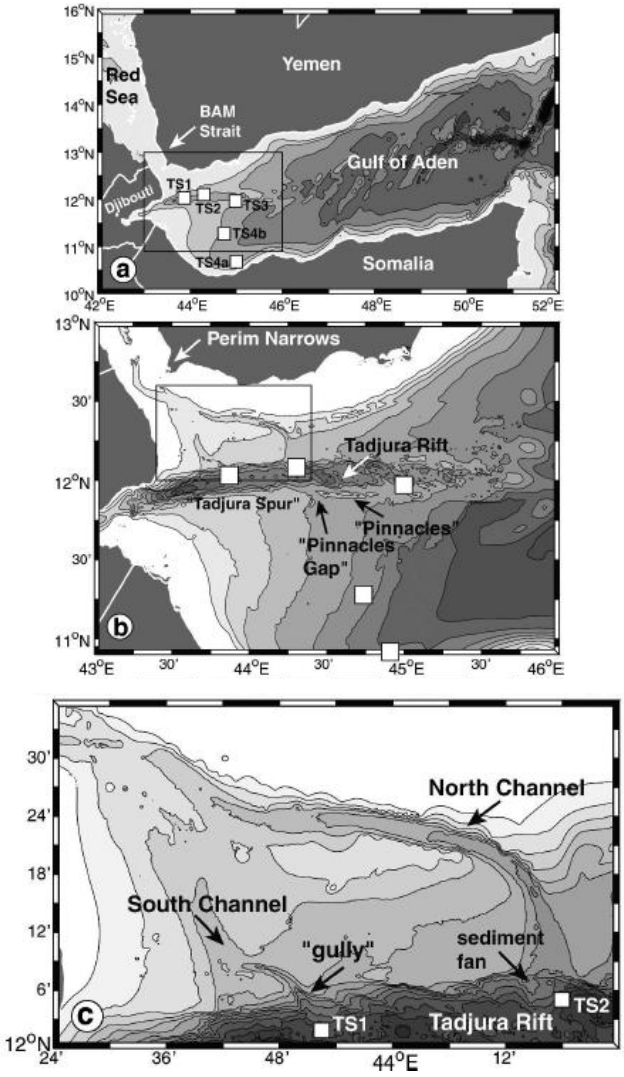
[1] - Density stratification



شكل ۱-۱۲: طرحواره اي از مدل تبادل آب در تنگه هرمز (ماتسویاما و همکاران، ۱۹۹۸).

بوئر و همكاران (۲۰۰۵) تعادل و گردش برون ريز درياي سرخ را در غرب خليج عدن با استفاده از داده هاي هيدروگرافي و سرعت سنجي و مشاهدات شناورهاي زير سطحي[1] در طي گشت دريايي REDSOX سال ۲۰۰۱ مورد مطالعه قرار دادند.

[1] - Subsurface floats

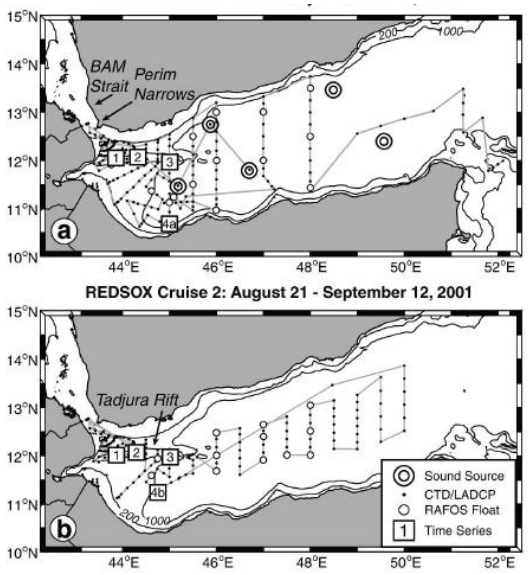


شكل ۱-۱۳: نقشه نشان دهنده عمق سنجي خليج عدن. (a): كل خليج عدن خطوط هم مقدار با فواصل 500 m. (b): غرب خليج عدن، خطوط هم مقدار با فواصل 200 m. (c): كانال هاي جريان برون ريز، خطوط هم مقدار با فواصل 100 m.

هدف از اين تحقيق بررسي تنظيم گرانشي و ديناميكي برون ريز درياي سرخ در جائيكه از غرب خليج عدن وارد اقيانوس آزاد مي شود بوده است. نتايج حاكي از آن است كه در زمستان انتقال جريان برون ريز از تابستان بيشتر است و چندين عمق مياني[1] با ماكزيمم شوري (آب حاصل[2]) ديده مي شود كه از شاخه هاي مختلف جريان برون ريز تشكيل مي شوند. همچنين چگالي آب حاصل از جريان برون ريز به اندازه كافي زياد نيست تا اين آب بتواند روي بستر دريا نشست كند.

[1] - Intermediate depths

[2] - Product water

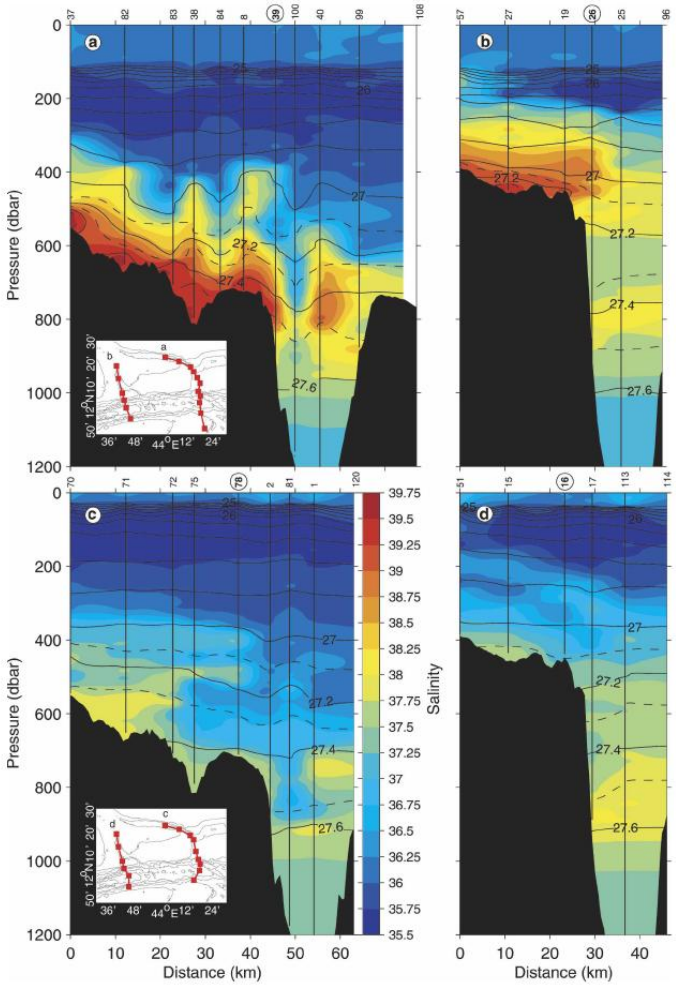


شكل ١-١٤: نقشه هاي نشان دهنده مكان هاي اندازه گيري در طي (a): زمستان. (b): تابستان.

در توده آبهاي حاصل خليج عدن كه به تعادل عمودي رسيده اند، توده هايي كه در عمق كمتري قرار مي گيرند، بطور شديدي در معرض چرخابه هاي ميان مقياس قرار گرفته و منجر به حركت آن ها به سمت دورتر از منطقه مي شود. توده هاي آب عميق تر در مرحله اول توسط ديوارههاي شكاف تاجورا[1] محبوس مي شوند، اما در نهايت از اين شكاف خارج شده و عمدتاً به سمت جنوب در امتداد شيب قاره فرا رفته مي شوند. شكل هاي (١-١٣) و (١-١٤) نقشه هاي عمق سنجي منطقه مورد مطالعه و مكان ايستگاه هاي اندازه گيري در گشت دريايي REDSOX در فصل ها زمستان و تابستان را نشان مي دهند.

شكل (١-١٥)، برش هاي مقطعي از شوري و چگالي پتانسيل را براي دو كانال اصلي كه جريان برون ريز درياي سرخ از آن ها مي گذرد نشان مي دهد. در اين شكل ايستگاههايي را كه جريان برون ريز طي زمستان و تابستان به حالت تعادل مي سند با علامت دايره مشخص شده اند.

[1] - Tadjura Rift



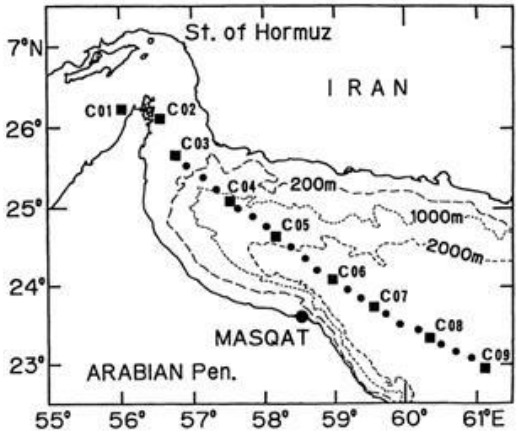
شكل ١-١٥: برشهاي مقطعي شوري (قسمت رنگي) و چگالي پتانسيل (خطوط هم مقدار) براي قسمت پائيني كانال هاي جنوبي و شمالي در غرب خليج عدن و امتداد آن ها تا شكاف تاجورا. (a): كانال شمالي در زمستان. (b): كانال جنوبي در زمستان. (c): كانال شمالي در تابستان. (d): كانال جنوبي در تابستان. شماره ايستگاه هاي اندازه گيري روي محورهاي بالايي مشخص شده اند.

سنجيو[1] و همكاران (١٩٩٨) لنزهاي شور ناشي از برون ريز خليج فارس بداخل درياي عمان را مورد مطالعه قرار دادند. اين تحقيق بر اساس اندازه گيري هاي ميداني است كه به منظور مطالعه اثرات لكه نفتي بر محيط هاي دريايي، طي سال هاي ١٩٩٤-١٩٩٣ در منطقه دريايي راپمي با همكاري مشترك دانشگاه شيلات توكيو و سازمان رامپي انجام شده است. در قسمتي از اين برنامه اندازه گيري هاي هيدروگرافي در تنگه هرمز و خليج عمان از دسامبر ١٩٩٣ تا ژانويه ١٩٩٤ انجام شده است. در اين مطالعات يك توده آب شور لنز مانند در درياي عمان مشاهده شده كه اين توده آب را

[1] - Senjyu

پدي[1] ناميده اند (مانند مدي[2] ها در درياي مديترانه و رديها[3] در درياي سرخ). هدف از تحقيق فوق مطالعه ساختار اين پدي ها و چگونگي شكل گيري آن ها بوده است.

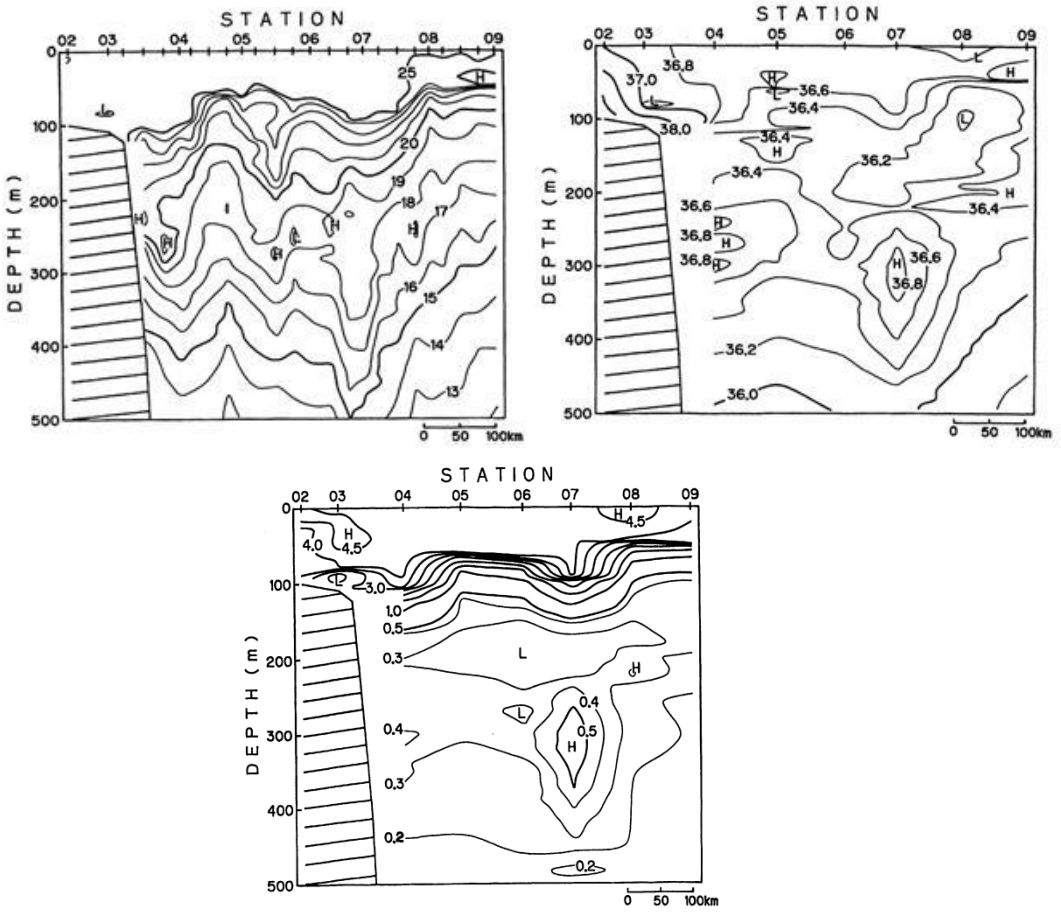
از آنجا كه چرخابه ها يكي از مهمترين عوامل انتقال آلودگي ها، نمك و حرارت از خليج فارس به داخل درياي عمان و اقيانوس هند هستند، مطالعه آن ها حائز اهميت است. شكل (١-١١) مكان اندازه گيري هاي CTD در امتداد تنگه هرمز طي ١٦-١٥ دسامبر ١٩٩٣ را نشان مي دهد. مكان اندازه گيري هاي كه در خليج عمان طي ٣-٢ ژانويه ١٩٩٤ انجام شده است در شكل (١-١٦) نشان داده شده است.



شكل ١-١٦: مكان اندازه گيري هاي CTD (مربع ها) و XBT (دايره ها) در خليج عمان.

شكل (١-١٧) برش مقطعي دما، شوري و اكسيژن محلول در امتداد ايستگاه هاي نشان داده شده در شكل (١-١٦) را نشان مي دهد. يك پدي به خوبي در برش مقطعي شوري ديده مي شود كه به صورت توده آب شور مجزا با شوري بيش از 36.6 psu در عمق حدود 300 m و حول ايستگاه ٧ ديده مي شود. ابعاد عمودي اين پدي حدود 150 m است. اين پدي به صورت يك توده گرم در برش مقطعي دما ديده مي شود. كه عمق آن بين 180-350 m و دماي حدود 18-19°C دارد. مركز اين پدي در 21 km شمال غرب ايستگاه ٧ بر آورد مي شود. عمق اين پدي حدود 185 m و امتداد افقي آن حدود 50 km تخمين زده مي شود. اكسيژن محلول بالاي اين پدي نشانگر منشأ شكل گيري آن از منطقه دريايي رامپي است. مركز اين پدي داراي شوري 36.91 psu و دماي 18.89°C است.

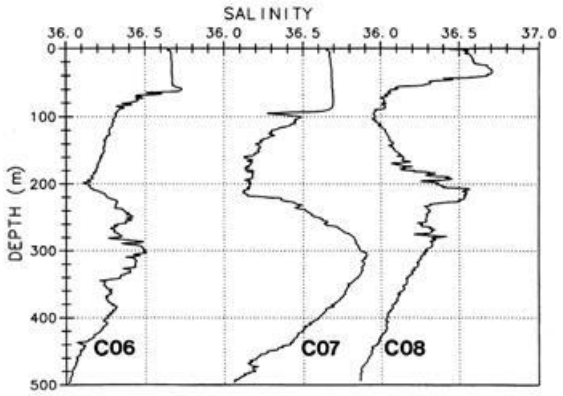
[1] - Peddy
[2] - Meddy
[3] - Reddy



شكل ١-١٧: برش مقطعي دما، شوري و اكسيژن محلول در امتداد ايستگاه هاي شكل (١-١٥).

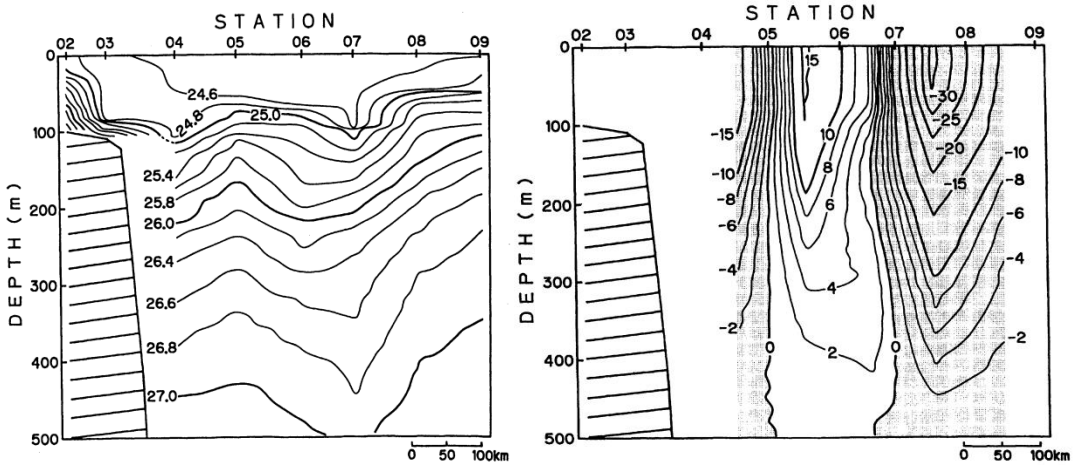
پروفايل هاي شوري در ايستگاه ٧ نزديك مركز اين پدي، و در ايستگاههاي مجاور آن (ايستگاه هاي ٧ و٨) در شكل (١-١٨) نشان داده شده اند. در مركز اين پدي شوري در عمق 310 m به بيشينه مي رسد. تغييرات عمودي شوري در ايستگاه ٧ نوسانات كمتري نسبت به ايستگاه هاي مجاور نشان مي دهد. خردساختارها[1] با مقياس عمودي 10 m و يا بيشتر نيز مشاهده مي شوند. اين خردساختارها مشابه مدي هاي در اقيانوس اطلس و رديها در اقيانوس هند هستند و احتمالاً به نفوذ گرما- شوري[2] ناشي از پخش دوگانه[3] مرتبط مي شوند (هبرت[4]، ١٩٨٠؛ راديك[5] ١٩٩٢).

[1] - Fine-structures
[2] - Thermohaline
[3] - Double Diffusion
[4] - Hebert
[5] - Ruddick



شكل ١-١٨: پروفايل هاي شوري در ايستگاه ٧ نزديك مركز پدي، و در ايستگاه هاي مجاور آن (ايستگاه هاي ٧ و٨).

شكل (١-١٨) چگالي پتانسيل و سرعتهاي ژئوسترفيك متناظر با ايستگاه هاي شكل (١-١٦) را نشان مي دهد. مقادير منفي سرعت (قسمت هاشور خورده شكل(١-١٩))، بيانگر جريان جنوب غربي است. جريان در شرق مركز پدي (در حدود 25 km شمال غرب ايستگاه ٨) در جهت جنوب غرب است. در حاليكه در غرب آن جريان شمال شرقي ديده مي شود كه سازگار با توزيع چگالي (شكل(١-١٩)) است. اين الگوي جريان يك گردش آنتي سيكلوني براي پدي مشخص مي كند كه ماكزيمم سرعت آن حدود 35 cm/s يا بيشتر در سطح دريا و در جنوب شرق پدي برآورد مي شود.

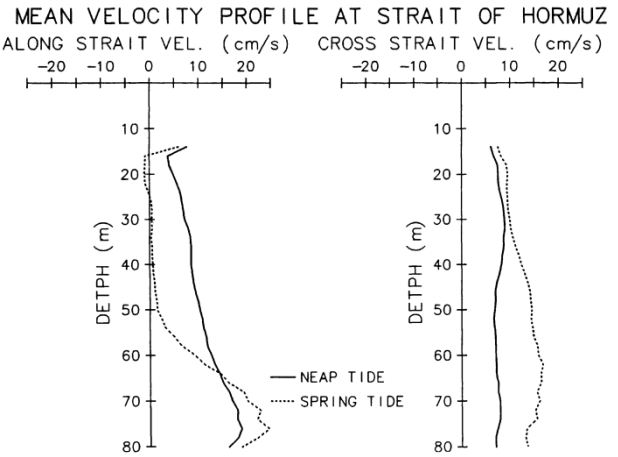


شكل ١-١٩: چگالي پتانسيل و سرعتهاي ژئوسترفيك متناظر با ايستگاه هاي شكل (١-١٥).

توده آب ديگري كه داراي شوري و اكسيژن محلول يكسان با پدي فوق است و در عمق 250-300 m ايستگاه ٤ ديده مي شود (شكل (١-١٧))، و داراي دماي بالاتر (بيش از 20°C و شمال غرب

ايستگاه ٤) نسبت به پدي فوق است. اين پدي به جريان برون ريز خليج فارس از تنگه هرمز مرتبط مي شود.

شكل (١-٢٠) متوسط پروفايل سرعت را كه توسط دستگاه ADCP در ايستگاه C (شكل (١-١٦)) بدست آمده نشان مي دهد. در اين شكل به منظور حذف سرعت جريانات جزر و مدي داده ها با متوسط ٢٥ ساعت فيلتر شده اند. در شكل (١-٢٠) پروفايل متوسط سرعت جريان براي هر يك از مؤلفه هاي سرعت در زمان كهكشند (٢٤-٢٠ دسامبر ١٩٩٣) و دوره مهكشند (١٦-١٥ دسامبر و ٣١-٢٧ دسامبر ١٩٩٣) رسم شده اند. مؤلفه موازي محور تنگه در كهكشند جهت جريان برون ريز را در كل عمق نشان مي دهد. اين مؤلفه در زمان مهكشند به غير از اعماق 16-24 m جريان برون ريز را نشان مي دهد. پروفايل مؤلفه موازي ساحل نشان هنده ماكزيمم سرعت در زمان مهكشند و كهكشند است. اين ماكزيمم در حالت مهكشند بيشتر است اما در حالت كهكشند در بالاي 62 m سرعت بطور كلي بيشتر است.



شكل ١-٢٠: پروفايل متوسط سرعت جريان براي هر يك از مؤلفه هاي سرعت در زمان كهكشند (٢٤-٢٠ دسامبر ١٩٩٣) و دوره مهكشند (١٦-١٥ دسامبر و ٣١-٢٧ دسامبر ١٩٩٣).

جدول(١-٣) انتقال حجمي جريان در اعماق بين 14 -80 m براي هر يك از مؤلفه هاي سرعت نشان مي دهد. در زمان كهكشند، شار حجمي انتقالي توسط مؤلفه موازي تنگه حدود 62% بيشتر از زمان مهكشند بر آورد مي شود. اگر ساختار جريان روي كل عرض تنگه يكسان فرض شود، اختلاف انتقال شار حجمي بين دوره هاي كهكشند و مهكشند حدود $0.15 \times 10^6\ m^3/s$ بر آورد مي شود. از سوي ديگر سرعت هاي عمود بر تنگه در تمام اعماق در زمان هاي مهكشند بيشتر از زمان هاي كهكشند است. اين مطلب پيشنهاد مي كند كه قسمتي از آب چگال در زمان مهكشند به سمت شمال غربي حركت مي كند و در راستاي جبه چگالي در غرب تنگه هرمز قرار مي گيرد.

جدول ۱-۳: شار حجمي انتقال بين اعماق 14-80 m

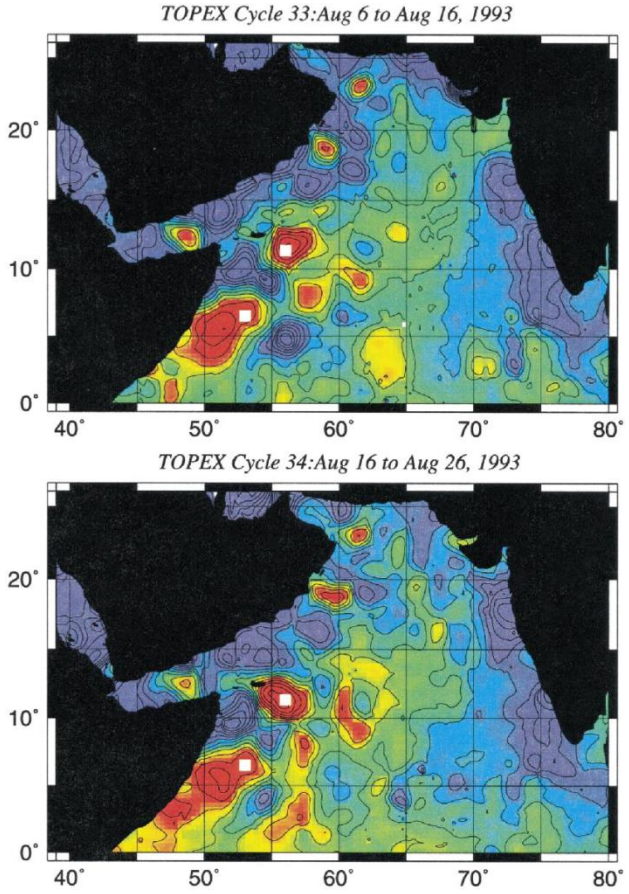
	Cross strait (m^3/s)	Along strait (m^3/s)
Spring tide	8.53	4.36
Neap tide	5.05	7.08
All period	6.76	6.95

بطور كلي اين مطالعه مشخص مي كند كه شكل گيري پدي ها در درياي عمان به ساختار پالسي[1] شكل برون ريز خليج فارس مي تواند وابسته باشد. در درياي مديترانه، اثرات توپوگرافي و ناپايداري هاي باروكلينيكي به عنوان دلايلي براي شكل گيري مدي ها معرفي شده اند (مك ويليامز، ۱۹۸۵؛ هرت، ۱۹۸۸). تحقيق فوق مشخص مي كند كه علاوه بر موارد مذكور، شرايط مكاني مانند حضور جبهه جزر و مدي مي تواند يكي از عوامل مهم در شكل گيري پدي ها باشد.

لوپز[2] و همكاران (۱۹۹۹)، با استفاده از يك مدل سه بعدي گردش اقيانوس بر اساس معادلات بسيط (مدل POM[3])، به مطالعه الگوي گردش آب در اقيانوس هند شمالي پرداختند. با اجراي مدل با داده هاي باد اقليمي[4] و تحت نيروهاي واداشت سينوپتيكي، براي پيش بيني[5] خصوصيات آب در طي سال هاي ۹۵-۱۹۹۳ استفاده گرديد. در اين شبيه سازي، با و بدون گوارد[6] دماي سطحي درياي چند كانالي (MCSST[7]) و ارتفاع سطح دريا (SSH) از داده هاي فراز سنجي[8] استخراج شده، اجراي مدل انجام شده است. بدون استفاده از اين داده ها مدل بسياري از خصوصيات شاخص در منطقه را كه شامل سطح استوايي، جريانات زير سطحي، دو چرخابه مهم لاكاديو[9] و گريت ويرل[10]، و جريان بازگشتي سومالي را به خوبي شبيه سازي كرد. اما با گوارد داده هاي فراز سنجي امكان مشخص نمودن اين پديده ها با دقت و جزئيات بالاتر مشخص شد. همچنين استفاده از MCSST باعث شد تا لايه هاي نزديك

[1] - Pulse
[2] - Lopez
[3] - Princeton Ocean model
[4] - Climatological
[5] - Hind cast
[6] - Assimilation
[7] - Multi Channel Sea Surface Temperature
[8] - Altimetric
[9] - Laccadive
[10] - Great Whirl

سطح با دقت بالاتري شبيه سازي شوند. شكل (۱-۲۱) مشاهدات ارتفاع سطح دريا با استفاده از ماهواره توپكس در دو زمان مختلف را نشان مي دهد.

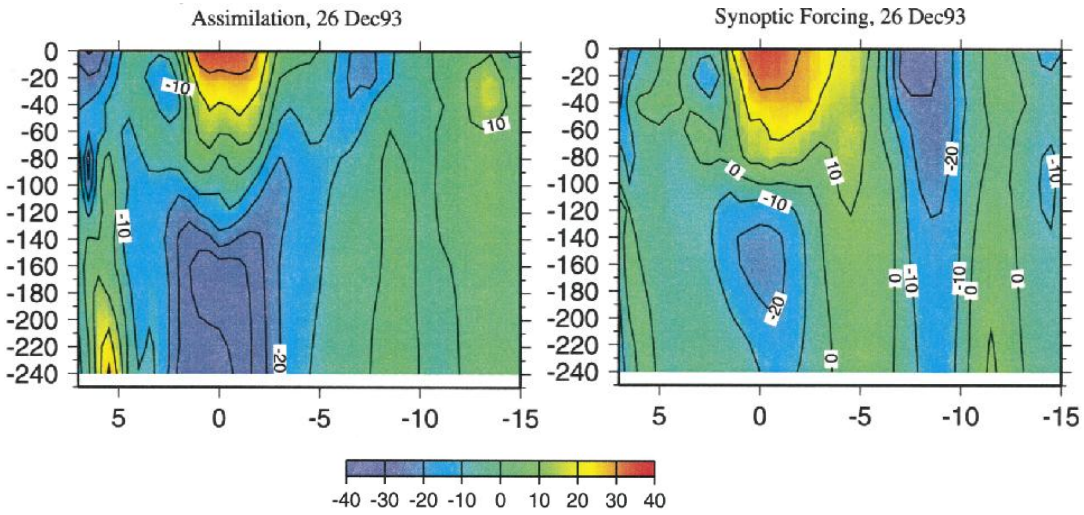


شكل ۱-۲۱: مشاهدات دو چرخابه گريت ويرل و سوكترا[1] از داده اي ماهواره تپكس. مربع هاي كوچك مراكز اين چرخابه ها را بر اساس مشاهدات مكاني نشان مي دهند. خطوط هم مقدار با فواصل 5 cm رسم شده اند.

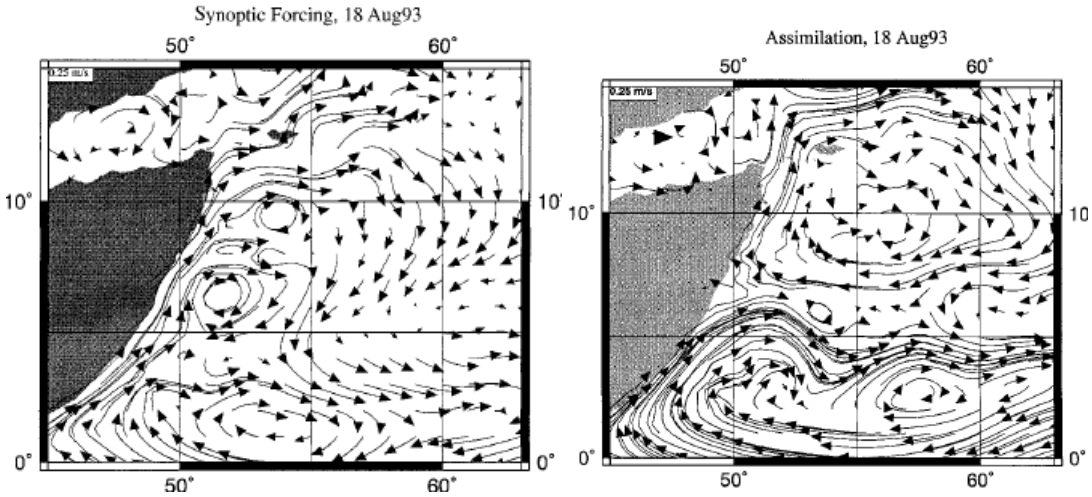
بطوركلي، گوارد داده هاي فراز سنجي ماهواره توپكس[2] همراه با دماي سطحي درياي بدست آمده از فراز سنج ها، در مدل هاي عددي به طور فزاينده اي توانايي اين مدل ها را در تخمين ديناميك و ترموديناميك اقيانوس ها بالا مي برد. شكل (۱-۲۲) نتايج مدلسازي بر اساس داده هاي سينوپتيكي و گوارد داده ها در ۲۶دسامبر ۱۹۹۳ (امتداد طول جغرافيايي 77 E) را نشان مي دهد. سطح مقطع اول نشان دهنده ماكزيمم سرعت 30 cm/s است كه از مقادير مشاهده شده در منطقه كمتر است. سطح مقطع دوم نتايج حاصل از گوارد داده ها است كه در آن ماكزيمم سرعت 60 cm/s مشاهده مي شود كه با مشاهدات همخواني بسيار بهتري دارد. شكل (۱-۲۳) برش هاي افقي ميدان سرعت در عمق 30 m در درياي عرب در ۱۸ اگوست ۱۹۹۳ با استفاده از مدلسازي با استفاده از داده هاي سنوپتيكي و با

[1] - Socotra
[2] - TOPEX

استفاده از گوارد داده ها را نشان مي دهد. اين شكل بيانگر آن است كه استفاده از گوارد داده ها توانايي مدل را در شبيه سازي مكان صحيح چرخابه گريت ويرل افزايش مي دهد.



شكل ۱-۲۲: نتايج مدلسازي بر اساس داده هاي سينوپتيكي و گوارد داده ها در ۲۶دسامبر ۱۹۹۳ (امتداد طول جغرافيايي E 77).



شكل ۱-۲۳: برش هاي افقي ميدان سرعت در عمق 30 m در درياي عرب در ۱۸ اگوست ۱۹۹۳ با استفاده از مدلسازي.

مطالعات عددي متعددي در خصوص شبيه سازي سه بعدي جريان برون ريز درياي مديترانه به خليج كاديز[1] با استفاده از مدل هاي معادلات پايه در ابعاد ميان مقياس و كوچك مقياس انجام شده است.

[1] - Cadiz

جانگلاوس[1] و ملور (۲۰۰۰)، با استفاد از يك مدل با سيستم مختصات قائم منطبق بر توپوگرافي (مختصات سيگما) اين جريان برون ريز را مورد مطالعه قرار دادند. مدل فوق قادر به شبيه سازي مشخصه هاي پلوم در خليج كاديز (شامل ساختار عمودي سرعت و لايه بندي) و نيز توليد مدي ها در دماغه وينسنت[2] بود. توپوگرافي كه آن ها در مدل خود استفاده كردند دقت بالايي نداشت و برخي از ويژگي هاي مهم توپوگرافي منطقه نظير دره هاي عمق و نوسانات موجود در خليج كاديز و جنوب پرتغال به خوبي در مدل آن ها لحاظ نشده است.

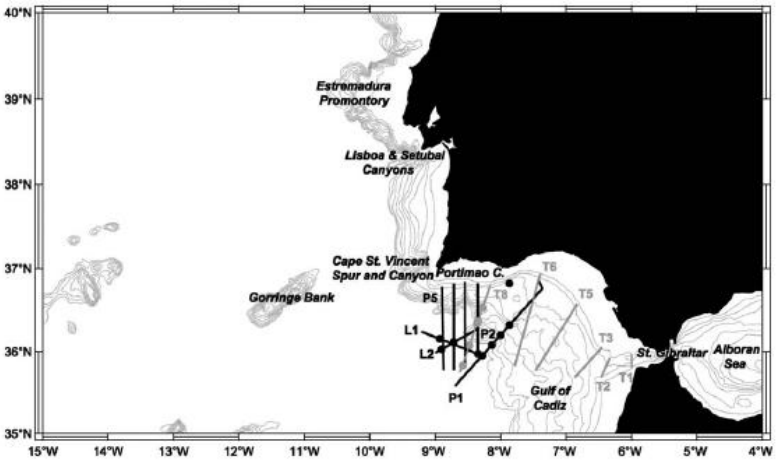
جانسون و همكاران (۲۰۰۲) از يك مدل ترازمند (مختصات z)، با دقت افقي 1/30 درجه و اعمال توپوگرافي واقعي و واداشت هاي سطحي شامل باد و شارهاي سطحي كه از مدل هاي جهاني[3] استخراج نمودند، به مطالعه جريان برون ريز درياي مديترانه پرداختند. اين مدل قادر به شبيه سازي انشعاب جريان برون ريز به دو هسته و مدي هايي كه در دهانه وينسنت ايجاد مي شوند بود. اما برخي از مشخصه هاي مدي ها از قبيل اندازه و تاوايي نسبي هسته آنها با آنچه در عمل مشاهده شدند تفاوت داشت. همچنين شوري اين جريان شبيه سازي شده نيز بيشتر از مقدار واقعي بدست آمد.

پاپاداكيس[4] و همكاران (۲۰۰۳) از يك مدل مختصات همچگالي[5] جريان برون ريز مديترانه را مطالعه نمودند. آن ها در تحقيق فوق رابطه اي براي اختلاط بين سطوح همچگالي با استفاده از عدد ريچاردسون و پارامترسازي درهم آميختگي[6] جريان ارائه كردند. اين مدل خصوصيات ترموهالايني و ميزان انتقال جريان در خليج كاديز و توليد مدي ها در دماغه وينسنت را به خوبي شبيه سازي نمود. اما به چگونگي توليد اين مدي ها با جزئيات كامل نپرداختند. تأكيد مطالعه آنها بيشتر در عمقي از جريان برون ريز كه آن از بستر دريا جدا مي شود و در درهم آميختگي با آب هاي خليج كاديز مهم است بوده است.

سرا[7] و همكاران (۲۰۰۵) با استفاده از يك مدل مختصات سيگما و بر اساس حل معادلات پايه و فرض تقريب هيدروستاتيك (مدل ROMS)، به مطالعه چگونگي شكل گيري و انشعاب برون ريز درياي مديترانه و مكانيزم ايجاد مدي ها پرداختند. در اين تحقيق بيشتر نقش توپوگرافي بستر بر مسير انتشار پلوم و شكل گيري مدي ها مطالعه شده است. در مدلسازي اين جريان از 21 تراز سيگما و شبكه افقي با دقت 1/30 درجه استفاده شده است. شكل (۱-۲۴) منطقه مدلسازي در تحقيق فوق و مكان ايستگاههاي اندازه گيري در منطقه را نشان مي دهد.

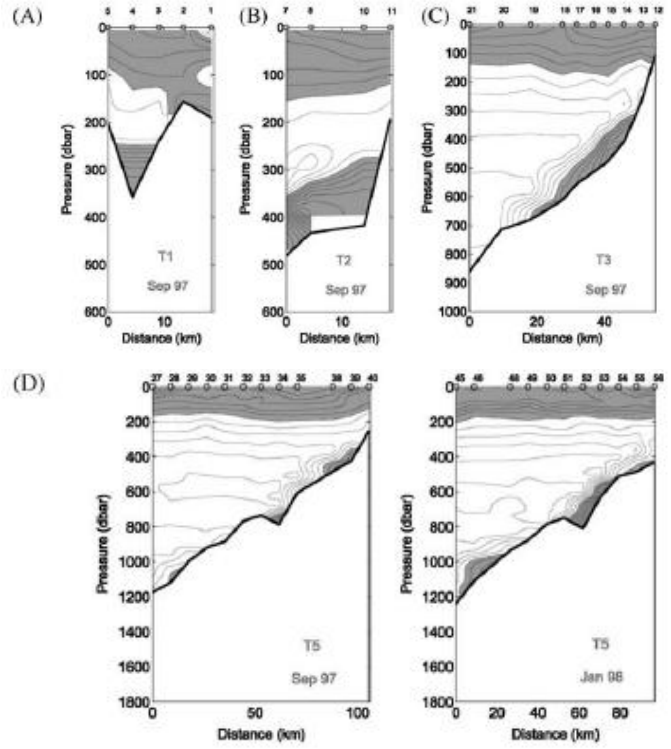
---

[1] - Jungclaus
[2] - Vincent Cape
[3] - Global models
[4] - Papadakis
[5] - Isopycnal
[6] - Entrainment
[7] - Serra

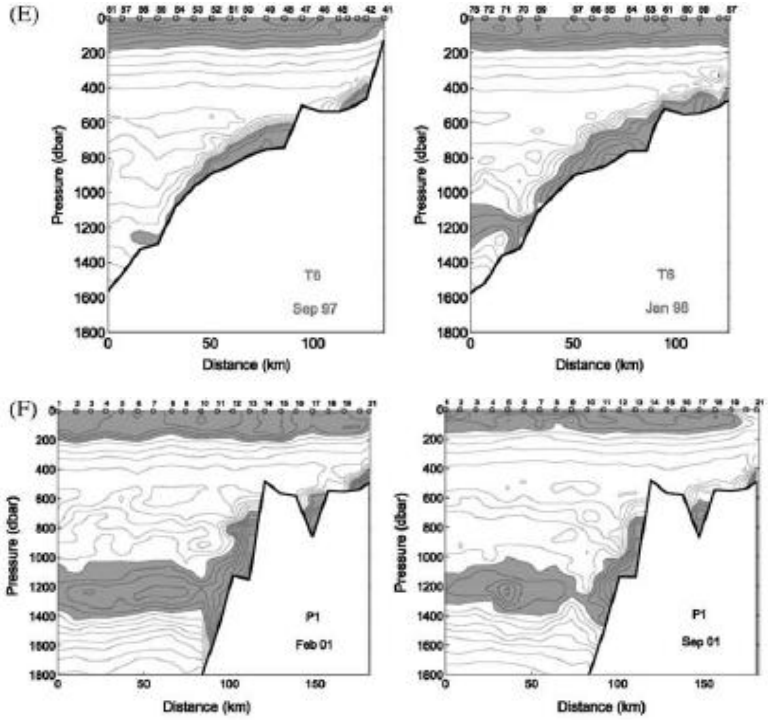


شكل ۱-۲۴: نقشه توپوگرافي منطقه مدل و مكان اندازه گيري هاي انجام شده (سرا[1] و همكاران، ۲۰۰۵).

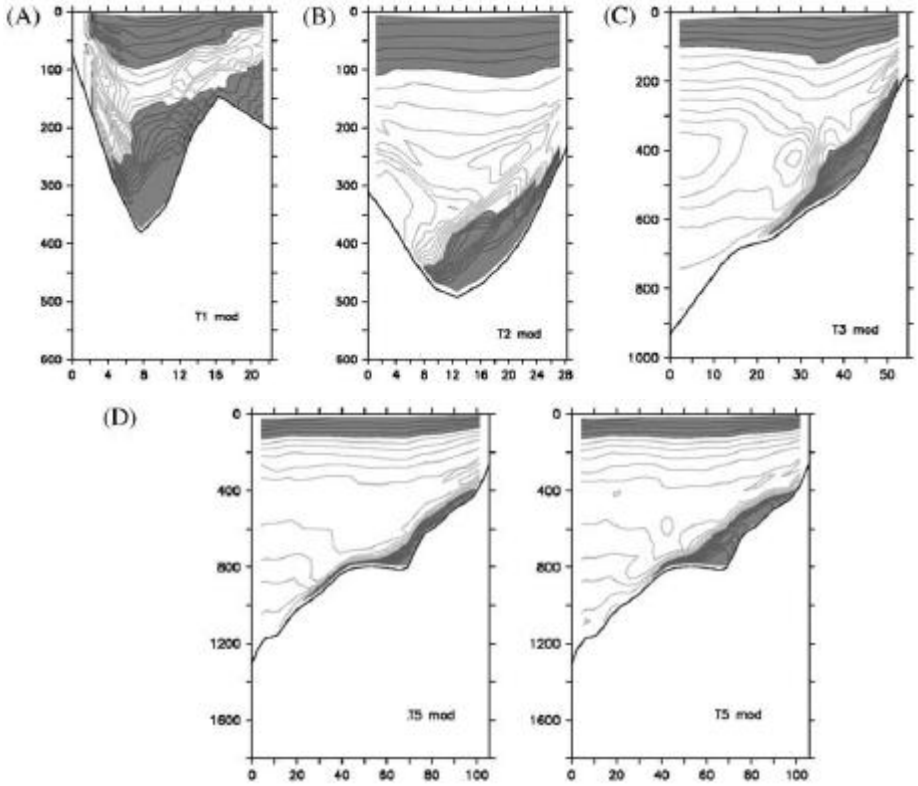
شكل هاي (۱-۲۵) و (۱-۲۶) برش هاي مقطعي بدست آمده از اندازه گيري شوري با استفاده از CTD و نتايج حاصل از مدلسازي را نشان مي دهدند. مكان برش هاي مقطعي رسم شده روي شكل (۱-۲۳) مشخص شده اند.

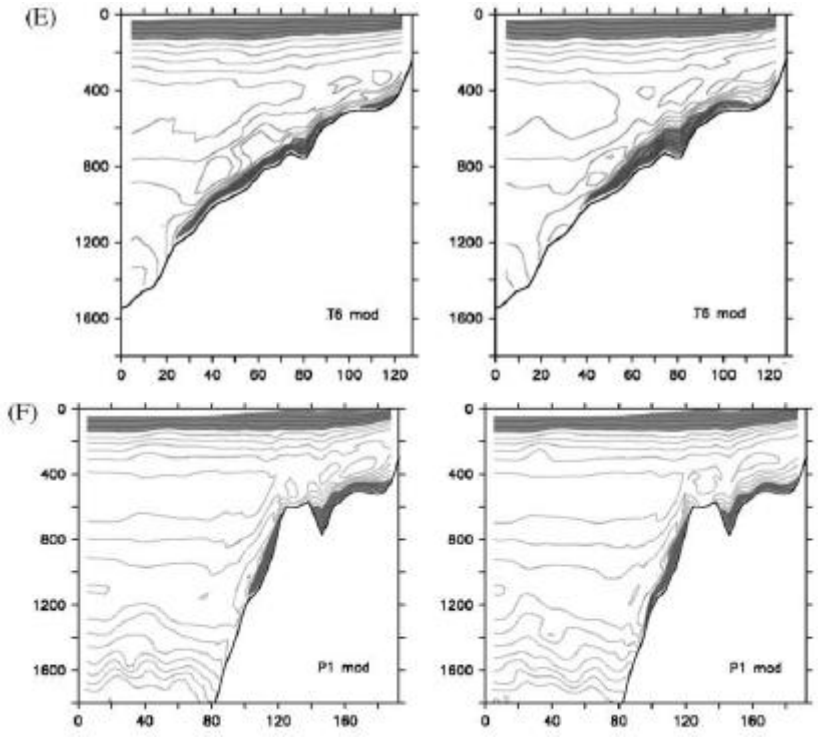


[1] - Serra



شکل ۱-۲۵: توزیع قائم شوري با استفاده از اندازه گيري ميداني. شوري بيشتر از 36.1 psu با رنگ تيره مشخص شده است.





شكل ۱-۲۶: برش هاي مقطعي شوري بدست آمده از مدلسازي در مكان هاي متناظر با شكل (۱-۲۴).

۱-۳- هدف تحقيق

هدف از اين تحقيق ابتدا شناخت و بررسي خصوصيات فيزيكي جريان برون ريز خليج فارس با استفاده از اندازه گيري هاي ميداني موجود است. سپس سعي مي شود با ارائه يك مدل ديناميكي ساده بر اساس اصل پايستگي پتانسيل تاوايي و فرض برقراري توازن زمينگرد، با تركيب و حل معادلات حاكم با اعمال شرايط اوليه و مرزي به روش تحليلي، برخي ويژگي هاي جريان مانند سرعت و پهناي جريان تخمين زده شود.

با توجه به مشكلات و محدوديت هاي اندازه گيري هاي ميداني و نيز اندازه گيري هاي محدودي كه در تنگه هرمز و بخصوص درياي عمان در مسير جريان برون ريز خليج فارس انجام شده است بسياري از ويژگي هاي اين جريان نظير: مسير، پهنا، سرعت، دبی، درهم آميختگي، عمق تعادل، تغييرات زمانی و مسير انتشار در درياي عمان و نيز اثر اين جريان بر شكل گيري پدي هاي درياي عمان تا كنون بطور جامع مورد مطالعه قرار نگرفته است. در ادامه سعي مي شود با بهره گيري از يك مدل سه بعدي بر اساس حل معادلات بسيط، با توانايي شبيه سازي تلاطم زير شبكه[1]، به منظور شبيه سازي خصوصيات فيزيكي و ديناميكي جريان برون ريز خليج فارس كه يك جريان ترموهالايني مي باشد، ويژگي هاي جريان فوق مورد مطالعه قرار گيرد. سپس با مقايسه نتايج حاصل از مدلسازي و

[1] - Sub-grid turbulence

اندازه گيري هاي ميداني موجود و تأييد نتايج، سعي مي شود تا ويژگيها و خصوصيات فيزيكي منطقه مورد مطالعه براي مناطقی كه اندازه گيري ميداني در آنها انجام نشده است با استفاده از مدل استخراج گردد.

براي شبيه سازي اين جريان، با توجه به مزاياي سيستم مختصات سيگما (فصل دوم) و خصوصيات توپوگرافي خليج فارس و درياي عمان از مدل هاي موجود، مدل اقيانوسي POM كه يك مدل اقيانوسي مختصات سيگما و داراي طرحواره تلاطم درون شبكه است مورد استفاده قرار مي گيرد. سپس، با توجه به اثر مستقيم تغييرات چگالي جريان برون ريز بر مسير انتشار و نيز عمق تعادلي جريان در درياي عمان، خصوصيات جريان در زمان هاي وقوع ماكزيمم و مينيمم چگالي (در ميانگين ماهيانه) مورد بررسي قرار مي گيرد. در نهايت، اثرات جزر و مد و لايه بندي قائم چگالي بر جريان برون ريز خليج فارس كه منجر به تغييرات كوتاه مدت مشخصه هاي فيزيكي و دبي جريان برون ريز خليج فارس در تنگه هرمز مي شوند، مورد مطالعه قرار مي گيرند.

فصل دوم:

مدل هاي عددي اقيانوس

۲ـ۱ـ مقدمه

به طور کلی اهدافی که در این فصل دنبال می‌شوند عبارتند از:

الف) بیان اصول هیدرودینامیکی و عددی که مدل‌های عددی اقیانوس بر پایه آنها بنا شده‌اند.

ب) اصول و ابزار اولیه لازم برای شبیه سازی و پیش‌بینی پدیده‌های اقیانوسی.

ج) مشخص نمودن دیدگاه کلی مدلسازی اقیانوس برای محققان علاقمند به مدلسازی گردش و خصوصیات ترمودینامیکی اقیانوس‌ها.

از نظر علمی مشخص شده است که اکثر روش‌هایی که در این فصل ارائه می‌شوند تا حد قابل قبولی در بیان و نمود خصوصیات اقیانوس‌ها موفقیت‌آمیز بوده‌اند و صحت این روش‌ها براساس داده‌های میدانی و مشاهدات (با استفاده از سنجش از دور) تایید شده‌اند. مطالعات اخیر نشان می‌دهد اقیانوس‌ها از عوامل مهم و تأثیرگذار بر اقلیم جهان در طولانی مدت هستند. همچنین در مقیاس‌های زمانی کوتاه‌تر، مثلاً بین ۴ تا ۷ سال، پدیده‌هایی مثل چرخه النینو[1] اثر مهمی روی آب و هوا و اقلیم کره زمین دارند. توده‌های یخی اقیانوس منبع عظیمی از آب ذخیره شده، گرما و دی اکسید کربن هستند و از این رو یکی از مهمترین کنترل کننده‌های گرم شدن جهان هستند. برخی از دریاهاي نیمه بسته برای مثال دریای مدیترانه، قطب شمال[2] و شاید «خلیج فارس» ایران با وجود تبادل آب محدود با اقیانوس‌ها، مکان انباشت زباله‌های غیررادیواکتیو و رادیواکتیو شده‌اند که می‌تواند عواقب زیست محیطی جدی به دنبال داشته باشد. براساس دانش امروز از پدیده‌های فیزیکی در اقیانوس‌ها و آنچه تاکنون در زمینه مدلسازی عددی آنها انجام شده است، به نظر می‌رسد که طراحی یک مدل برای اقیانوس‌های جهان که توانايي بررسي دقیق پدیده‌های مختلف را در تمام مقیاس‌های زمانی و مکانی و در حوزه‌های مختلف اقیانوس‌ها دارا باشد، کار مشکلی است. این مشکل بدلیل ضعف قدرت محاسباتی کامپیوترهای امروزی و نیز ضعف در توصیف فیزیکی برخی از پدیده‌های اقیانوسی مانند تلاطم[3] است. از این رو، تلاش اقیانوس شناسان برای مدلسازی عددی اقیانوس به شاخه‌های مختلفی طبقه‌بندی می‌شود. برخی تنها به مطالعه لایه‌های مرزي سطحی متلاطم[4] می‌پردازند. عده‌ای به مطالعه پدیده‌های مهم در منطقه فلات قاره‌ها و برخي به مطالعه شبیه سازی پیچکهاي میان مقیاس[5] در قسمتی یا کل حوزه‌های اقیانوسی می‌پردازند. در نهایت، انتظار می‌رود که با پیشرفت علم در زمینه شناخت پدیده‌های اقیانوسی و قدرت محاسباتی کامپیوترها، بتوان از مدل‌های اقیانوسی با تفکیك بالا، برای مطالعه خصوصیات هیدرودینامیکی و ترمودینامیکی اقیانوس‌ها بهره گرفت. همچنین، استفاده از این مدل‌ها با تفکیك[6] بالا و در مقیاس کوچک امکان پیش‌بینی حالت اقیانوس برای چندین هفته بعد را میسر مي سازد که این برای

---

[1] - El Nino cycle

[2] - Arctic

[3] - Turbulence

[4] - Turbulent surface boundary layers

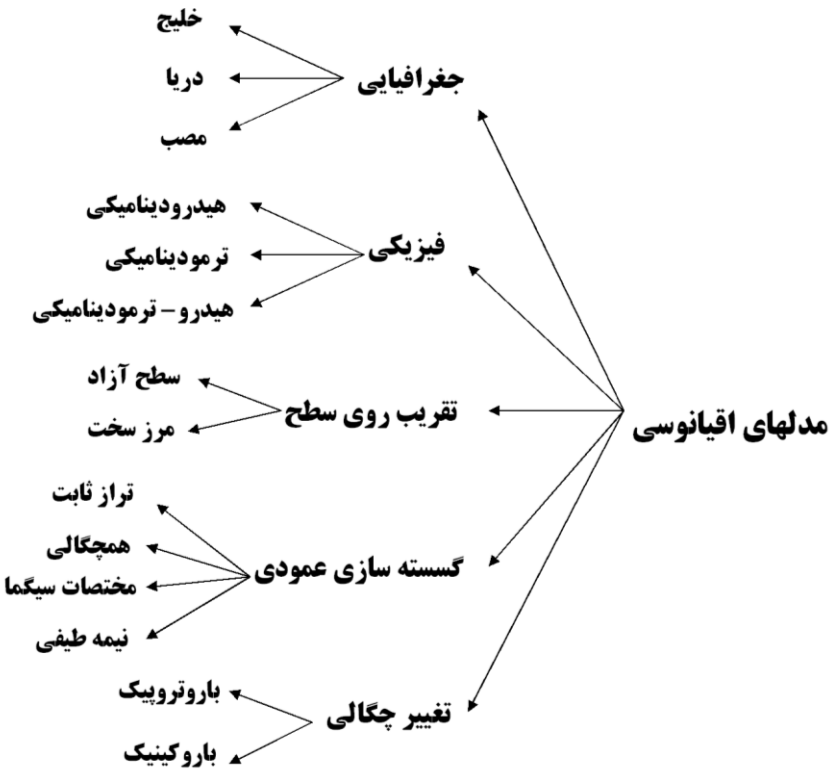
[5] - meso-scale eddies

[6] - Resolution

صنعت ماهیگیری، دریانوردی، پیش‌بینی وضع هوا، تحقیقات و عملیات نجات دریایی و ... بسیار مفید می‌باشد. اجرای مدل‌ها با تفکیك پایین تر برای شبیه سازی اقلیم سودمند است.

۲-۲- دسته‌بندی مدل‌های عددی اقیانوس

در دو دهه اخیر معیارهای مختلفی برای دسته‌بندی مدل‌های عددی اقیانوس مدنظر قرار گرفته است. یکی از این معیارها جغرافیای منطقه‌ای است که مدل برای آن ارائه شده است، براي مثال: مدل اقیانوس جهان[1]، مدل حوزه‌های اقیانوسی مثل مدل اقیانوس آرام، مدل دریای مدیترانه، مدل خلیج مکزیک. معیار دوم دسته‌بندی مدل‌های اقیانوسی فرآیندهای فیزیکی است که توسط مدل توصیف می‌شود، مانند: مدل‌های هیدرودینامیکی، مدل‌های ترمودینامیکی و یا هر دو، مدل‌های لایه آمیخته سطحی که در گروه مدل‌های ترمودینامیکی نیز قرار می‌گیرند، مدل‌های لایه‌ای ساده که در گروه مدل‌های هیدرودینامیکی نیز قرار می‌گیرند. معیار سوم دسته‌بندی مدل‌های اقیانوسی نوع شرط مرزی است که براي سطح اقیانوس در مدل بکار می‌رود.



شکل ۲-۱: برخي معیارهاي دسته بندي مدل هاي عددي اقیانوس.

معیار چهارم دسته‌بندی مدل‌ها، روشی است که درجه آزادی مدل در جهت عمودی بوسیله آن بررسی می‌شود (گسسته سازی مدل در جهت قائم). در نهایت معیار پنجم دسته‌بندی مدل‌ها چگونگی در

[1] - World ocean

نظر گرفتن تغییرات چگالی آب در مدل است. در شکل (۲-۱) برخي معيارهاي دسته بندي مدلهاي عددي اقيانوس نشان داده شده اند.

۲-۲-۱- مدل‌های سطح آزاد[1] و مدل‌های مرز سخت[2]

در حقیقت، سطح اقیانوس در اثر عوامل وادشت مثل وزش باد، گرمایش، جزرومد و ... بطور آزاد تغییر شکل می‌یابد. امواج ناشی از باد و خیز آب‌ها[3] برخی مواقع تا چندین متر نسبت به سطح آزاد آب ارتفاع دارند. این پدیده‌ها از نظر مقیاس‌های زمانی و مکانی کوچک هستند و از نظر مرتبه سرعت نسبتاً سریع اتفاق می‌افتند. از سوی دیگر ارتفاع سطح آزاد آب در اثر پدیده‌هایی چون جریانات اقیانوسی نسبتاً متداوم و بزرگ مقیاس، مانند جریان گلف استریم و چرخابه‌های مرتبط با آن و نیز گردش‌های اقیانوسی، کمتر از یک متر و بسیار آهسته تغییر می‌کند. به منظور اجتناب از اعمال محدودیت‌های شدید بر روی گام زمانی مدل عددي که بعلت امواج سریع گرانشی[4] ایجاد می‌شود، شرط مرز سخت روی سطح آزاد در نظر گرفته می‌شود. با توجه به آنچه گفته شد، می‌توان نتیجه گرفت که این فرض در مدلسازی حرکات بزرگ مقیاس فرض مناسبی است و نتایج مدلسازی را به طور جزئی تحت تاثیر قرار می‌دهد. مدلی با چنین فرض اولین بار توسط برایان[5] ارائه شد. فرمول‌بندی این مدل اخیراً توسط کیلورث[6] و همکاران مورد بازنگری قرار گرفته است، بطوریکه در آن نوسان سطح آزاد نیز با بررسی مدهای سریع بطور جداگانه محاسبه می‌شود. مدل‌هایی که امواج سریع گرانشی در آنها بطور غیرصریح بررسی می‌شوند، توسط محققان مختلفی ارائه شده‌اند. برای مثال هلبرت[7] و همکاران در مدل‌های لایه‌ای، مادالا[8] و پیاکسك[9] در مدل‌های ترازمند[10] و بلمبرگ[11] و ملور[12] در مدل‌های مختصات سیگما، این امواج را مورد بررسی قرار داده‌اند.

۲-۲-۲- مدل‌های تراز ثابت[13]، همچگالی[14]، مختصات سیگما و نیمه طیفی[1]

---

1 - Free surface
2 - Rigid lid
3 - Surges
4 - Fast gravity waves
5 - Bryan
6 - Killworth
7 - Hurlburt
8 - Madala
9 - Piacsek
10 - Level models
11 - Blumberg
12 - Mellor
13 - Fixed level
14 - Isopycnal

در مدل‌های ارائه شده توسط برایان، مادالا و پیاکسك، از ساختار تراز ثابت در جهت قائم z، استفاده می شود. همچنین در آنها یک متغیر بیانگر فاصله بین ترازهای عمق تعریف می‌شود، تا بتوان تغییرات سریع لایه‌های سطحی را در مدل در نظر گرفت.

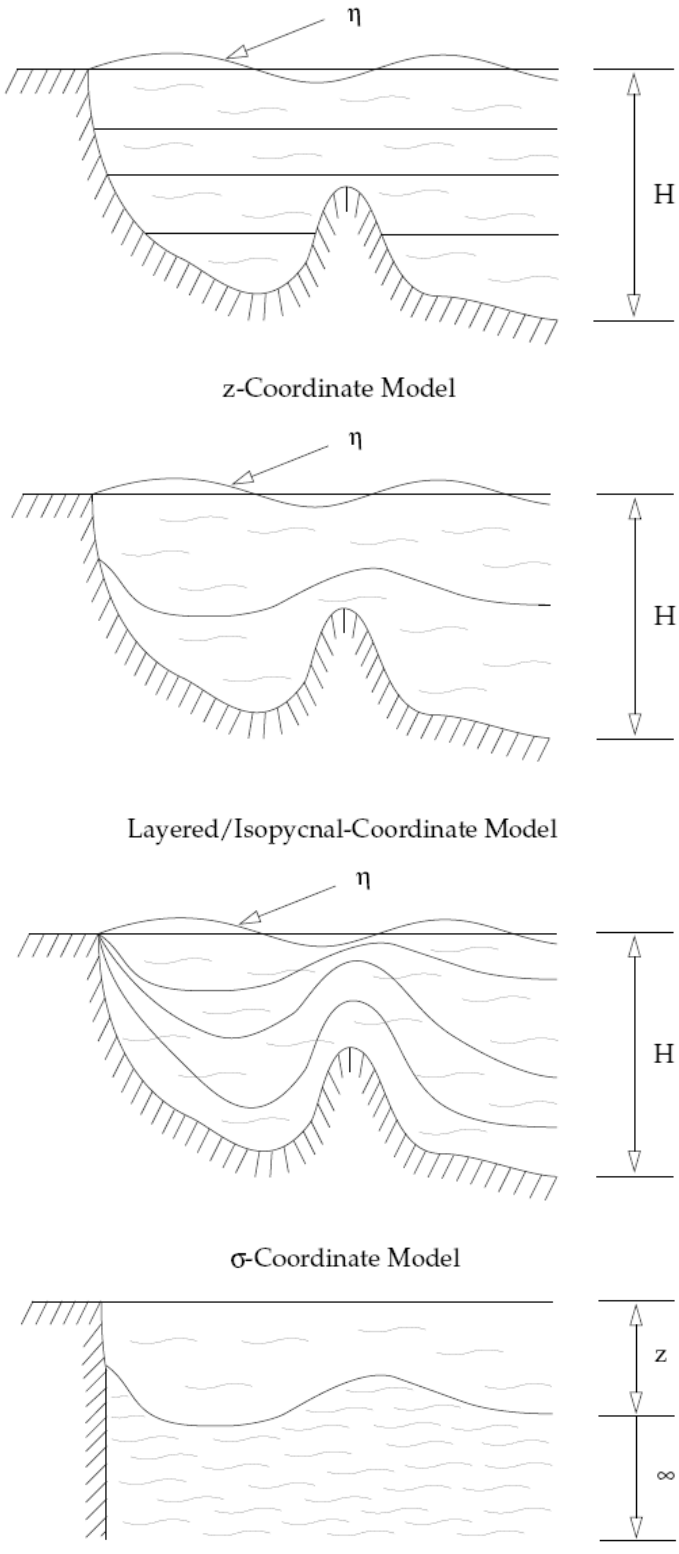
از سوی دیگر، بلمبرگ و ملور، و نیز هایدوگل[۲] و همکاران سیستم مختصات انعطاف پذیری براي جهت قائم ارائه کرده‌اند که به سیستم مختصات سیگما مشهور است. در این سیتسم $\sigma = z/D$ تعریف می‌شود، که در آن D عمق سیال است. با این تعریف سطوح مرزی سیال در $\sigma = 0, -1$ تعریف می‌شوند.

در کنار این ها، هایدوگل و همکاران نمایش نیمه طیفی از بعد عمودی را در قالب چند جمله‌ایهای چبیشف[۳] (روش ترتیب[۴]) ارائه کرده‌اند . در هر دو این مدل‌ها از فرمول بندی سطح آزاد سیال استفاده می‌شود. در شکل (۲-۲) انواع مختلف این مدلها نشان داده شده است.

همزمان با توسعه مدل‌های تراز z، عده‌ای از محققان به تلاش برای بکارگیری واقعیت‌های دینامیکی، مانند کم عمق بودن اقیانوس، تقریب هیدروستاتیکی و نیز اینکه ساختار عمودی اقیانوس ویژگی نسبتاً همیشگی دارد، در مدلسازی اقیانوس نمودند. روش تجزیه مد[۵] براساس توابع متعامد تجربی[۶] و یا مدهای دینامیکی خطی نشان داده است که سه یا چهار مد اول معمولاً در برگیرنده ۹۵ درصد انرژی اقیانوس هستند. بنابراین، انتگرال‌گیری قائم از معادلات حرکت بین سطوح ایزوپیکنال (سطوح همچگالی) به سیستمی منجر می‌شود که در آن سرعت میانگین لایه‌ها و ضخامت لایه‌ها متغیر وابسته هستند. چون سطوح همچگالی همراه با سیال حرکت می‌کنند، این روش در حقیقت شبه لاگرانژی است. اولین مدلی که از این روش همراه با فرمول‌بندی سطح آزاد در آن استفاده شد، توسط ابرین[۷] ارائه شد. همچنین این روش با فرمول‌بندی مرز سخت توسط هلند[۸] و لین[۹] استفاده شده است.

---

[1] - Semi-specteral
[2] - Haidvogel
[3] - Chebyshev polynomials
[4] - collocation method
[5] - Modal decomposition
[6] -Empirical Orthogonal Functions
[7] - O'brien
[8] - Holland
[9] - Lin



شكل ۲-۲: گسسته سازي قائم مدلهاي عددي اقيانوس؛ H عمق آب و η نوسان سطح دريا است.

۲-۲-۳- مدل‌های باروتروپیک و باروکلینیک

بطور کلی، مدل‌های عددی اقیانوسی، چگونگی پاسخ اقیانوس با چگالی متغیر را نسبت به اندازه حرکت انتقالی از جو و واداشت گرمایی توصیف می‌کنند. این پاسخ را می‌توان به سادگی با استفاده از مدهای ویژه یک سیستم خطی از معادلات بررسی کرد. در ادامه توصیف فیزیکی ساده‌ای از این مدها ارائه می‌شود (برای جزئیات بیشتر به فصل ۶ کتاب گیل[1] مراجعه شود). مد مرتبه صفر، معادل مؤلفه بطور عمودی میانگین گیری شده حرکت است که مد باروتروپیک نامیده می‌شود. مدهای مرتبه با لاتر، مدهای باروکلینیک نامیده می‌شوند و به مؤلفه‌های مرتبه بالاتر نیمرخ عمودی چگالی مربوط می‌شوند. در تمام مدلهایی که در این فصل ارائه می‌شوند، از تقریب آب کم عمق هیدروستاتیک استفاده شده است که به صورت زیر بیان می‌شود. براساس این تقریب فشار p تنها تابعیت عمق z دارد.

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \qquad (۱-۲)$$

این تقریب هنگامی صادق است که ابعاد افقی حجم اقیانوس (حرکت مورد بررسی) از بعد عمودی آن خیلی بزرگتر باشد. از این رو به آن تقریب آب کم عمق گفته می‌شود. در بخش ۲-۳-۱ نشان داده می‌شود که گرادیان‌های فشار ناشی از نوسان سطح آزاد آب با عمق مقدار ثابتی دارند. بنابراین آنها قسمتی از مد مرتبه صفر حرکت (در باروتروپیک) یا مد بطور قائم میانگیری شده حرکت را تشکیل می‌دهند و تنها در معادلات باروتروپیک ظاهر می‌شوند. در نتیجه در سیستم باروکلینیک، که نشان دهنده مدهای مرتبه بالاتر حرکت هستند، نوسان سطحی مربوط به آنها وجود ندارد و از این رو در بررسی این مدها شرط مرزی روي سطح، از نوع مرز سخت است. يك نوع از مدل‌های باروکلینیک، مدل‌های گرانش کاهیده[2] هستند. این مدل‌ها در اصل، مدل‌های همچگالی هستند که از چندین لایه انعطاف پذیر تشکیل شده‌اند و آخرین لایه دارای عمق بی‌نهایت و سرعت صفر است. واضح است که در این مدل‌ها، مد باروتروپیک بررسی نمی‌شود و در آنها حرکات تنها بعلت اختلاف چگالی بین لایه‌ها ایجاد می‌شود، که این خود محدودیتی در حرکات و تغییر شکل لایه‌ها ایجاد می‌کند. بعنوان مثال در یک مدل گرانش کاهیده دو لایه (RG)، تغییرات مرز مشترک بین دو لایه (که نماینگر حرکت پیکنوکلاین است)، مضربی از نوسان سطح آزاد و نسبت $\Delta\rho/\rho$ است. که در آن ρ چگالی و $\Delta\rho$ اختلاف چگالی بین دو لایه است (مشخص است که لایه پایین سنگین‌تر است). در ادامه پیرامون مدل‌های باروتروپیک و مدل‌های گرانش کاهش یافته مطالبی ارائه می‌شود.

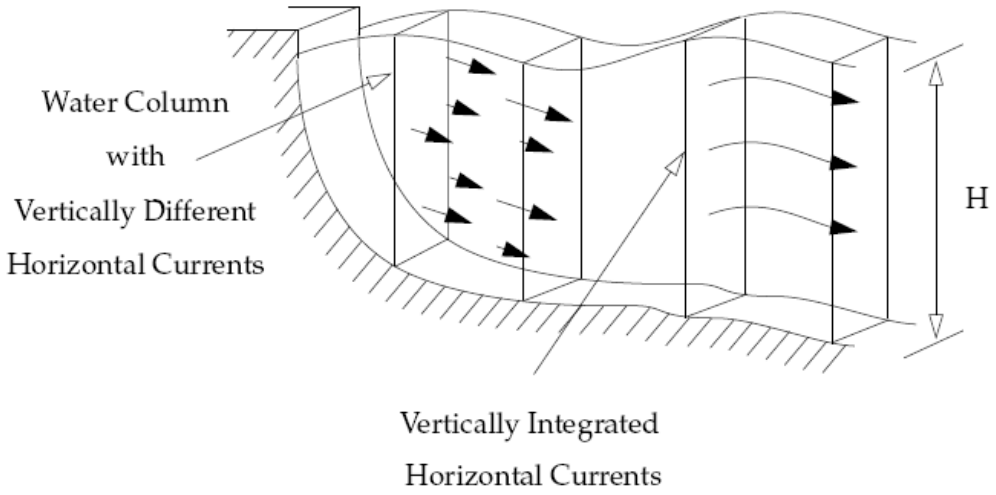
---

[1] - Gill

[2] - Reduced Gravity

۲-۳- مدل‌های باروتروپیک

پیرامون اینکه چرا مدل‌های باروتروپیک حائز اهمیت‌اند و مورد توجه محققان قرار گرفته‌اند، دلایل مختلفی وجود دارد. اولین و مهمترین دلیل این است که، همانطور که در بخش قبل اشاره شد، نوسان سطح آزاد مستقیماً به مد باروتروپیک حرکت مرتبط می‌شود. همچنین اندازه‌گیری‌های ماهواره‌ای از نوسانات سطح آزاد اقیانوس که یکی از منابع مهم داده‌های اقیانوسی را تشکیل می‌دهند، می‌توانند به عنوان ورودی (شرایط اولیه) مد باروتروپیک برای پیش‌بینی شرایط اقیانوس در زمان واقعی[1] مورد استفاده قرار گیرند.



شکل ۲-۳: يك مدل باروتروپيك كه سرعتها درآن ستون آب اقيانوس بطور قائم انتگرالگيري شده تا يك مقدار واحد براي سرعتهاي افقي متفاوت با عمق، بدست آيد.

ویژگی دیگر مدل‌های باروتروپیک، حضور امواج گرانشی سطح آزاد در این مد است. استفاده از طرحواره‌های[2] ساده تفاضل محدود به روش صریح[3] که در بررسی این امواج استفاده می‌شود، محدودیت‌های گام زمانی شدیدی را بر روی حل عددی ایجاب می‌کند و بنابراین در حل مد باروتروپیک به کامپیوتر با قدرت پردازش بالا احتیاج است. در اینجا لازم است اشاره شود، قبل از اینکه یک مدل باروتروپیک در یک مدل باروکلینیک برای تشکیل یک مدل اقیانوسی سه بعدی باروتروپیک-باروکلینیک گنجانده شود، باید کارآمد بودن آن با طرحواره‌های عددی مختلف برای ایجاد یک حل بهینه مطالعه شود. شکل (۲-۳) نحوه محاسبه سرعتهاي افقي در يك مدل باروكلينيك را نشان

[1] - Real-time
[2] - Schemes
[3] - Explicit

مي دهد. براى جزئيات بيشتر پيرامون روش‌هاى صريح و غيرصريح و همچنين محدوديت‌هاى گام زمانى به بخش ۲-۳-۴ مراجعه شود.

۲-۳-۱- معادلات مدل براى يک اقيانوس باروتروپيک

معادلات باروتروپيک در سيستم مختصات كارتزين، براى اقيانوس با فرض برقرارى تقريب هيدروستاتيک، از معادلات ناوير- استوكس براى سيال تراكم ناپذير و حركت روى چارچوب چرخان زمين با فرض ضرائب اصطكاكى ثابت بصورت زير بيان مى‌شوند:

$$\frac{dU}{dt} = +fV - gH(\frac{d\eta}{dx}) + (\tau_w - \tau_b)_x + A\nabla^2 U - \frac{d}{dx}(UU/H) - \frac{d}{dy}(UV/H), \qquad (۲-۲)$$

$$\frac{dV}{dt} = -fU - gH(\frac{d\eta}{dy}) + (\tau_w - \tau_b)_y + A\nabla^2 V - \frac{d}{dx}(UV/H) - \frac{d}{dy}(VV/H), \qquad (۲-۳)$$

$$\frac{d\eta}{dt} = -\left(\frac{dU}{dx} + \frac{dV}{dy}\right) \qquad (۲-۴)$$

كه در آن:

$\vec{U} = (U,V)$: مؤلفه هاي سرعت افقي به ترتيب در جهات x و y

$\overrightarrow{\tau_w} = [(\tau_w)_x, (\tau_w)_y]$: مؤلفه هاي تنش باد

$\overrightarrow{\tau_b} = [(\tau_b)_x, (\tau_b)_y]$: مؤلفه هاي تنش بستر

η : نوسان سطح آزاد

$f = 2\Omega\sin\phi$: پارامتر كوريوليس در عرض جغرافيايي ϕ (Ω سرعت زاويه اي زمين)

$H(x,y)$: عمق آب

g : شتاب گرانش

∇^2 : عملگر لاپلاسين در مختصات افقي x و y

A : ضريب اصطكاك جانبي

Δx : فواصل شبكه در جهت طول جغرافيايي

Δy : فواصل شبكه در جهت عرض جغرافيايي

Δt : گام زماني

تنش بستر τ_b ، به دو صورت خطى يا غيرخطى به سرعت در بستر مرتبط مى‌شود. سرعت در بستر در مد باروتروپيک، بصورت ميانگين سرعت در جهت قائم بيان مى‌شود. بحث در مورد فرمولبندى تنش بستر و مقادير نمونه آن كه تاكنون در مدلهاى عددى استفاده شده‌اند در بخش ۲-۳-۲ ارائه مى‌شود.

در مورد شرایط مرزی مدل‌های باروتروپیک، مهمترین معیار، نوع مرزهای جانبی، یعنی بسته (مثل ساحل) یا باز (مانند تنگه‌ها که امواج و جریانات می‌توانند به تنگه وارد یا خارج شوند) بودن آن است. بطور مثال برای یک هندسه چهارگوش بسته بصورت [$0<x<L_x$, $0<y<L_y$]، شرایط روي مرز براي U، V و η بصورت زیر تعریف مي شود:

$$U = V = 0 \qquad (۵-۲)$$

$$\frac{d\eta}{dx} = \frac{1}{gH}\left[(\tau_w - \tau_b)_x(\frac{d^2U}{dx^2})\right] \quad at \quad x = 0,\ L_x$$

$$\frac{d\eta}{dy} = \frac{1}{gH}\left[(\tau_w - \tau_b)_y(\frac{d^2V}{dy^2})\right] \quad at \quad y = 0,\ L_y$$

صرفنظر کردن از سرعت مماسی در این معادلات، به معنای وجود لایه‌های مرزی اصطکاکی است. چون سرعت از مقدار جریان آزاد، در طی لایه مرزی به صفر می‌رسد و در این لایه اصطکاک یک عامل مهم است. قبل از پرداختن به روش عددی حل معادلات (۲-۵)، لازم است که ابتدا درباره فرمولبندی جملات اصطکاکی بستر و دیواره‌های جانبی، و ماهیت و منبع تنش باد به عنوان یک نیروی واداشت در مدل‌های اقیانوسی بحث شود.

۲-۳-۲- اصطکاک و توپوگرافی

الف- اصطکاک بستر:

در مدلهای چند لایه‌ای اقیانوس که در آنها تلاش محققان پیرامون شبیه‌سازی ساختار عمودی آب است، تلاش برای نشان دادن لایه‌های مرزی معمولاً به لایه‌های آمیخته سطحی محدود می‌شود (مدلهای لایه آمیخته در بخش ۲-۵ ارائه می‌شود). این درحالی است که لایه مرزی بستر (یعنی لایه اصطکاکی متلاطم[1] روی بستر اقیانوس) کمتر مورد توجه قرار گرفته است. عموماً در اغلب مدلهای عددی اقیانوس، شکلی از قانون درگ[2] در پایین‌ترین لایه مدل، برای شبیه‌سازی فرآیندهای اصطکاکی متلاطم در بستر اقیانوس استفاده می‌شود. از سوی دیگر، استفاده از اصطکاک جانبی[3] (افقی) یک محدودیت تقریباً کلی است که در همه مدلهای عددی هیدرودینامیکی وجود دارد. این مشکل، به علت عدم توانایی مدلها در نشان دادن ریزش[4] غیرخطی انرژی به مقیاس‌های کوچکتر از ابعاد شبکه مدل است. چون جملات غیرخطی در معادلات تلاطم سه بعدی، باعث ریزش انرژی به اعداد موج بالاتر (طول موج‌های کوتاهتر) می‌شوند و این اصطکاك بطور مؤثري از انتشار[5] انرژي در محدوده طول موجهاي متناظر با ابعاد شبکه در شبیه سازي عددي، جلوگیري مي کند . شکل جمله اصطکاک بستر، بدو

[1] - Turbulent frictional layer

[2] _ Drag law

[3] - Lateral friction

[4] - Cascade

[5] - Pileup

صورت خطی یا غیرخطی در معادلات بیان می‌شوند که هر دو شکل آن در انواع مختلف مدل‌های عددی اقیانوس استفاده شده‌اند.

۱- ***تقریب خطی***: این روش بیشتر توسط مدلسازاني مورد استفاده قرار گرفته است که روی مدلهای لایه‌ای اقیانوسی کار می‌کنند. نولین[1] طی تحقیقی در مورد چگونگی انتقال انرژی در یک مدل دو لایه مقادیری را نیز برای مقدار σ' با استفاده از فرضیات چرخش به سمت پایین[2] (جائی که وزش باد بطور ناگهانی متوقف می‌شود و شتاب جریان بدلیل اصطکاک بستر کاهش می‌یابد)، به دست آورد. مقادیر پیشنهادی وی برای σ' در محدوده $1-5\times10^{-7}/\sec$ است. در تحقیق دیگری توسط کریگن[3]،از قانون خطی درگ در مطالعه جریان ناشی از باد در دریای GIN[4] استفاده شده است. وی در مطالعه خود مقدار $\sigma'=10^{-7}/\sec$ در نظر گرفته است.

۲- ***تقریب غیرخطی:*** در تحقیقات و مدلسازی هاي عددی متعددي که در دریای شمال انجام شده است، رابطه تنش بستر غیرخطی به صورت زیر بیان شده است:

$$\tau_{bx}=C_d\left|\vec{U}\right|U$$
$$\tau_{by}=C_d\left|\vec{U}\right|V \qquad (۶-۲)$$

مقدار ضریب درگ در این روابط برابر 0.0025 یا 0.005 و بستگی به محقق دارد. در مطالعات زیادی از $C_d=0.0025$ و در برخي ديگر مطالعات دیگر از $C_d=0.005$ استفاده شده است. این مقادیر عموماً در طی محاسبه جزرومد تعیین می‌شوند. در بررسی کاربرد این مقادیر در مطالعات باروتروپیک، باید به این نکته توجه شود که ماهیت فرآیندهای لایه مرزی بستر در دریاهای مختلف متفاوت است. مثلاً در تحقیقات بالا، ماهیت فرآیندهای لایه مرزی بستر در دریای شمال بسیار نسبت به دریای GIN متفاوت است. بنابراین، برای انتخاب مقدار مناسب این ضریب احتیاج به دانستن ضخامت لایه مرزی بستر، سرعت جریان و اندازه چرخابه‌های تلاطمی در منطقه مورد مطالعه است. در تقریب مرتبه اول، دیده می‌شود که این فرآیندها تفاوت چندانی در عمق 500m نسبت به عمق 2500m ندارند و بنابراین، انتخاب یک مقدار واحد برای ضریب درگ نسبتاً منطقی به نظر می‌رسد.

---

[1] - Nowlin

[2] - Spindown

[3] - Creegan

[4] - Greenland-Iceland –Norwegian Sea

ب- اصطکاک جانبی (افقی):

همانطور که پیش‌تر به آن اشاره شد، استفاده از ضریب اصطکاک جانبی، یک امر ضروری در مدلسازی تمام فرآیندهای هیدرودینامیکی است که دارای خصوصیات غیرخطی شدیدی هستند. در نظر گرفتن این اصطکاک در مدلهای اقیانوسی دارای دلایل فیزیکی و نیز عددی است. بزرگی این ضریب براساس استدلالهای مختلفی قابل تخمین است که در زیر به آنها اشاره می‌شود.

طی بررسی روند تاریخی شبیه سازی عددی جریانات غیرخطی، دیده می‌شود که اندازه ضریب اصطکاک جانبی A با استفاده از شرطی که عدد رینولدز شبکه - جعبه[1] نامیده می‌شود، تعیین می‌شود. این عدد به صورت $R_c = (\Delta x U / A)$ تعریف می‌شود. در این رابطه Δx اندازه شبکه و U بزرگی سرعت در جعبه شبکه است. این عدد در شبیه‌سازی جریان غیرخطی معمولاً به مقادیر کمتر از 4 محدود می‌شود. اگرچه در جریان باروتروپیک، جریان رفتار نسبتاً خطی دارد، اما می‌توان نشان داد که وجود شیب بستر شدید، باعث ایجاد اثراتی شبیه جریان غیرخطی می‌شود. با استفاده از معادلات (۲-۲) و (۲-۳) و (۲-۴) می‌توان معادله موج به فرم زیر بدست آورد:

$$\frac{d^2\eta}{dt^2} = gH\nabla^2\eta + g\Delta H.\nabla\eta \qquad (۲-۷)$$

شایان ذکر است که جمله دوم در این معادله، شبیه یک جمله فرارفت[2] است و مخصوصاً اینکه $\sqrt{g\Delta H}$ از لحاظ بعد دارای یکاي سرعت است و این همان سرعت امواج سریع گرانشی سطحی در اقیانوس به عمق ΔH می‌باشد. با جاگذاری این سرعت در رابطه عدد رینولدز شبکه - جعبه بحرانی[3] رابطه $R_c = \Delta x\left(\sqrt{g\Delta H}\right)/A$ بدست می‌آید. برای مثال به ازاء افزایش شیب بستر 100 m در طی 25 km مقدار $R_c = 4$ بیان می‌کند که مقدار اصطکاک جانبی برابر $2\times10^5\ m^2/s$ و به ازاء $\Delta H = 1000\ m$ این مقدار برابر $6\times10^4\ m^2/s$ خواهد بود.

۲-۳-۳- عوامل واداشت در مدلهای باروتروپیک

گردش و حرکت آب در یک اقیانوس باروتروپیک عموماً در اثر دو عامل واداشت ایجاد می‌شود. تنش باد در سطح اقیانوس و جریانات جرمی چشمه[4] و چاهك[5] روی مرزهای حوزه مورد بررسی، جریانات چشمه می‌توانند جریانات اقیانوسی باشند که مثلاً در اثر وزش باد در حوزه مجاور ایجاد و

[1] - Mesh-box Reynolds Number
[2] - Advection term
[3] - Critical
[4] - Source
[5] -Sink

وارد محدوده مدل می‌شوند یا به عنوان جریان ورودی در نظر گرفته شوند تا جانشین جرم خروجی توسط باد یا گرادیان فشار باروتروپیک از حوزه مدل شوند. جریانات چاهك نیز مکانیزم مشابهی دارند.

۲-۳-۴- طرحواره‌های عددی برای مدلهای باروتروپیک

با بررسی معادلات (۲-۲) تا (۲-۴) دیده می‌شود که این دستگاه معادلات تواماً خصوصیات سهموی و هذلولی دارد. ویژگی سهموی مرتبط با جملات پخش[۱]، و خصوصیت هذلولی مرتبط با جملات گرادیان فشار و جملات غیرخطی در این معادلات است. معادله پخش اندازه حرکت، به تنهایی به یك معادله دیفرانسیل با مشتقات جزیی از نوع سهموی منجر می‌شود. جفت شدگی[۲] مشتقات زمانی (در هر سه معادله) با جملات گرادیان فشار و کوریولیس (در معادلات (۲-۲) و (۲-۳))، دستگاه معادلاتی بدست می‌دهد که امواج اینرسي - گرانشی[۳] را توصیف می‌کند و دارای خصوصیات هذلولی است (امواج اینرسي - گرانشی در اینجا به امواج گرانشی اتلاق می‌شود که نیروی شناوری بازگرداننده، توسط گردش زمین (نیروی کریولویس) تعدیل می‌شود).

در مسائل دینامیک شاره هاي ژئوفیزیکی، تحقیقات گسترده‌ای پیرامون ارائه طرحواره‌های خاص عددی به روش تفاضل محدود انجام شده است که از آن جمله مي توان به کارهاي گراملتوت[۴]، آرکاوا[۵] و مسینگر[۶] اشاره کرد. مجموعه دیگری از روشهای عددی در اقیانوس شناسی توسط ابرین[۷] ارائه شده است. بطور کلی، طرحواره‌های عددی برای حل معادلات دیفرانسیل با مشتقات جزئی وابسته به زمان بدو دسته تقسیم می‌شوند: صریح و غیرصریح.

<u>الف- طرحواره های صریح:</u>

اگر فرض شود فرم گسسته متغیر U در زمان و مکان، به شکل $\left(U^n\right)_{ij}$ نمایش داده مي شود، که این بیانگر مقدار U در زمان $n\,dt$ و مکان $(i\,dx,\ j\,dy)$ است. در این صورت اگر dU/dt به شکل $\left(U^{n+1}-U^n\right)/dt$ تقریب زده شود، اصلاح صریح به حل عددی اتلاق می‌شود. این بدین معني است که همه جملات سمت راست دستگاه معادلات (۲-۲) تا (۲-۴)، در گامهاي زماني n، n-1 و ... بیان مي شوند. به عبارت دیگر، در هر زمان دلخواه t^n، مقادیر سمت راست معادلات از گامهاي زماني قبلي برآورد مي شوند.

---

[1] - Diffusion
[2] - Coupling
[3] - Inertia-gravity waves
[4] - Grammeltvedt
[5] - Arakawa
[6] - Mesinger
[7] - O'brien

ب- طرحواره هاي ضمني: این طرحواره ها برای حل عددی معادلات، بگونه اي هستند که در آنها برخی از جملات سمت راست معادلات، در زمان t^{n+1} نوشته می‌شوند و بنابراین در زمان t^n نامشخص هستند. برای حل باید این جملات به سمت چپ معادلات برده شوند و ماتریس ضرائب مربوط به آنها تشکیل و سپس معکوس آن محاسبه شده تا بتوان متغیرهای نامعلوم در زمان t^{n+1} را محاسبه نمود.

بنابراین، حل معادلات باروتروپیک به روش غیرصریح نیازمند وارون سازی ماتریس ضرائب با استفاده از روشهای حل مستقیم[1] یا تکراري[2] است.

اخیراً پیشرفتهای چشمگیری در زمینه حل عددی معادلات دیفرانسیل با مشتقات جزئی صورت گرفته است که برخی از این پیشرفتها تصور پیشین ما را تغییر داده‌اند. مثلاً اینکه کدام روش وارون سازی ماتریس، مستقیم یا تکرار شونده، سریع‌تر است، امروزه به سازگاری با سخت‌افزار کامپیوتر و نیز نرخ همگرایی عددی حل معادلات وابسته است.

ویژگی‌های مختلف ساختار کامپیوترهای جدید و افزایش رو به رشد حافظه آنها، منجر به بازنگری فرضیات حل باروتروپیک به روش صریح شده است. مثلاً، تعداد ترازهای (لایه‌های) عمودی افزایش یافته‌اند (۲۰، ۳۰ یا حتی ۶۰ لایه)، معادلات انتقال جدید برای بررسی پارامترهای بیوشیمیایی به مجموعه معادلات فوق اضافه شده است و یا اینکه زمان مورد نیاز برای حل دو بعدی معادلات باروتروپیک در هر تراز رو به کاهش است. در نهایت، لازم به ذکر است که اغلب روش‌های صریح حل معادلات بطور کامل قابلیت موازی سازی[3] دارند و بنابراین رقابت شدیدی بین آنها و روش‌های غیرصریح، در حال حاضر و آینده وجود دارد.

۲-۳-۵- انتگرال گیری زمانی به روش صریح

از آنجا که در طرحواره هاي حل صریح معادلات، بحث وارون سازی ماتریس و یا روش‌های تکرار شونده وجود ندارد، برای شروع، ابتدا این روش بیان می‌شود. قبل از نوشتن شکل کامل تفاضل محدود معادلات (۲-۲) تا (۲-۴)، ابتدا تعاریف روش تفاضل محدود برای مشتقات مرتبه اول و دوم بیان می‌شود. (در اینجا تنها روابط تفاضل مرکزی[4] ارائه می‌گردد). با فرض هر تابع دلخواه بصورت $f(x,y)=f(idx,jdy)=f_{i,j}$ خواهیم داشت:

---

[1] - Direct

[2] - Iterative

[3] - Parallelizable

[4] - Centered differences

$$\frac{dU}{dx} = \left(U_{i+1,j} - U_{i-1,j}\right) / \Delta x \qquad (۸-۲)$$

$$\frac{dV}{dy} = \left(V_{i,j+1} - V_{i,j-1}\right) / \Delta y \qquad (۹-۲)$$

$$\frac{d^2U}{dx^2} = \left(U_{i+1,j} + U_{i-1,j} - 2U_{i,j}\right) / \Delta x^2 \qquad (۱۰-۲)$$

$$\frac{d^2V}{dy^2} = \left(V_{i,j+1} + V_{i,j-1} - 2V_{i,j}\right) / \Delta y^2 \qquad (۱۱-۲)$$

در روش صریح، اگر چه بحث وارون سازی ماتریس برای محاسبه مقادیر در زمان t^{n+1} وارد نمی‌شود، اما محدودیت دیگری در مورد گام زمانی حل وجود دارد. اندازه گام زمانی در حل معادلات تفاضل محدود به روش صریح با استفاده از شرط پایداری CFL[1] محاسبه می‌شود. در معادلات موج، اندازه گام زمانی به سرعت موج محدود می‌شود. مثلاً، برای امواج گرانشی سطحی با سرعت c_w باید شرح زیر صادق باشد:

$$\Delta t < \Delta x / c_w \qquad (۱۲-۲)$$

بطور مثال، از آنجا که $c_w = \sqrt{gH}$ تعریف مي شود، در حوزه‌های با عمق بیش از $4000\ m$ مقدار آن به بیش از $200\ ms^{-1}$ می‌رسد و بنابراین به ازاء تفکیك مکانی[2] $20\ km$، که مقیاس مناسبی برای نشان دادن چرخابه‌ها در مدلسازی حوزه‌های اقیانوس است، مقدار Δt حدود $100\ \sec$ بدست مي آید. انتخاب این گام زماني براي محاسبات باروکلینیکي نسبتاً بي فایده است. زیرا محیط داخلي اقیانوس در پاسخ به عوامل واداشت بسیار آهسته تغییر مي کند.

روابط مربوط به تنش بستر براساس آنچه در بخش ۲-۳-۲ بیان شد عبارتند از:

$$\tau_{bx} = C_d \left|\vec{U}\right| U$$
$$\tau_{by} = C_d \left|\vec{U}\right| V \qquad (۱۳-۲)$$

این روابط در غالب فرمولبندی خطی تنش بستر τ_b عبارتند از:

$$\tau_{bx} = \sigma' U$$
$$\tau_{by} = \sigma' V \qquad (۱۴-۲)$$

که در آن مقدار σ' وابسته به نوع کاربرد و بین $10^{-6} - 10^{-7}\ \sec^{-1}$ و انتخاب مي شود.

[1] - Courant-Friedrichs-Lewy

[2] - Spatial resolution

مقدار A در معادلات مذکور (معادلات(۲-۲) و (۲-۳))، باید با بررسی شیب توپوگرافی و نیز شدت[1] جملات غیرخطی برآورد شود. البته، عامل دوم به استثناء آبهای خیلی کم عمق از اهمیت ناچیزی برخوردار است (براي جزئيات بيشتر به بخش ۲-۳-۲ پيرامون عدد رينولدز جعبه – شبکه مراجعه شود).

با توجه به مطالب فوق، می‌توان شکل تفاضل محدود معادلات (۲-۲) تا (۲-۴)را نوشت. قبل از آن، با توجه به اینکه در جریانات باروتروپیک در آب عمیق، جملات غیرخطي چندان حائز اهمیت نیستند، از آنها صرفنظر می‌شود. بعلاوه در فرمولبندی اصطکاک بستر از تقریب خطی معادلات (۲-۱۴) استفاده می‌شود و از تنش سطحي باد صرفنظر مي شود.

$$\frac{U_{i,j}^{n+1}-U_{i,j}^{n-1}}{\Delta t}=fV_{i,j}^{n}-\frac{gH}{\Delta x}\left(\eta_{i,j}^{n}-\eta_{i-1,j}^{n}\right) + \frac{A}{\Delta x^{2}}\left(U_{i+1,j}^{n-1}+U_{i-1,j}^{n-1}+U_{i,j+1}^{n-1}+U_{i,j-1}^{n-1}-4U_{i,j}^{n-1}\right)+\left(\tau_{x}\right)_{i,j}^{n}-C_{d}U_{i,j}^{n-1} \qquad (۱۵-۲)$$

$$\frac{V_{i,j}^{n+1}-V_{i,j}^{n-1}}{\Delta t}=-fU_{i,j}^{n}-\frac{gH}{\Delta y}\left(\eta_{i,j}^{n}-\eta_{i,j-1}^{n}\right) + \frac{A}{\Delta y^{2}}\left(V_{i+1,j}^{n-1}+V_{i-1,j}^{n-1}+V_{i,j+1}^{n-1}+V_{i,j-1}^{n-1}-4V_{i,j}^{n-1}\right)+\left(\tau_{y}\right)_{i,j}^{n}-C_{d}V_{i,j}^{n-1} \qquad (۱۶-۲)$$

$$\frac{\eta_{i,j}^{n+1}-\eta_{i,j}^{n-1}}{\Delta t}=\frac{\left(U_{i+1,j}^{n}-U_{i,j}^{n}\right)}{\Delta x}-\frac{\left(V_{i,j+1}^{n}-V_{i,j}^{n}\right)}{\Delta y} \qquad (۱۷-۲)$$

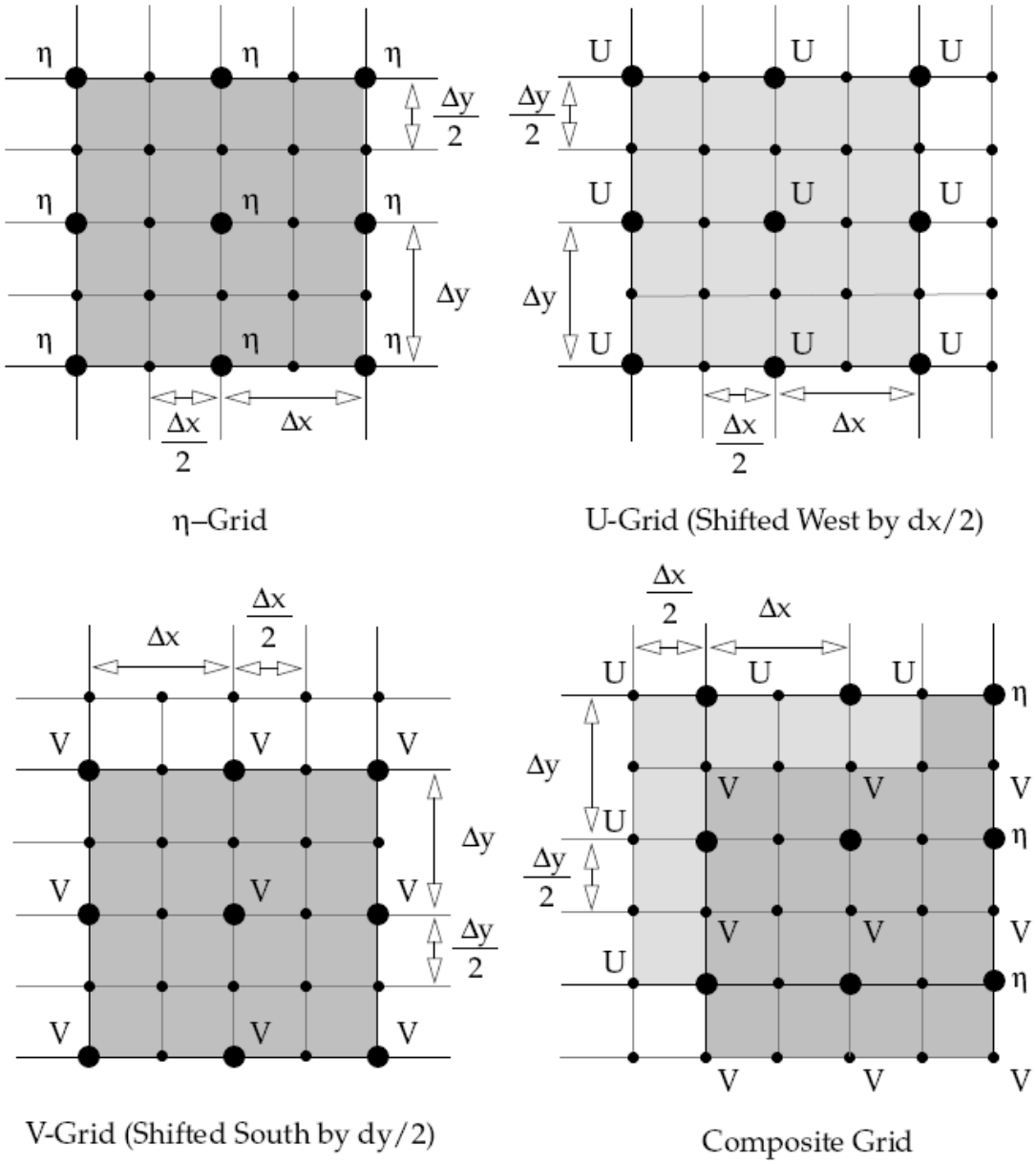
همچنین متغیرها روی شبکه بندي جابجا شده[2] که شبکه C[3] نامیده می‌شود، تعریف می‌شوند. این شبکه توسط آراکاوا و مسینگر ارائه شده است (شکل ۲-۴).

در شبکه C، متغیرهای فشار p و ارتفاع h در مرکز هر شبکه و متغیرهای سرعت U وV در وسط مرزهای هر شبکه به ترتیب در جهات x و y تعریف می‌شوند. شکل (۲-۴) چگونگي تعريف متغيرها روي اين شبکه را نشان مي دهد.

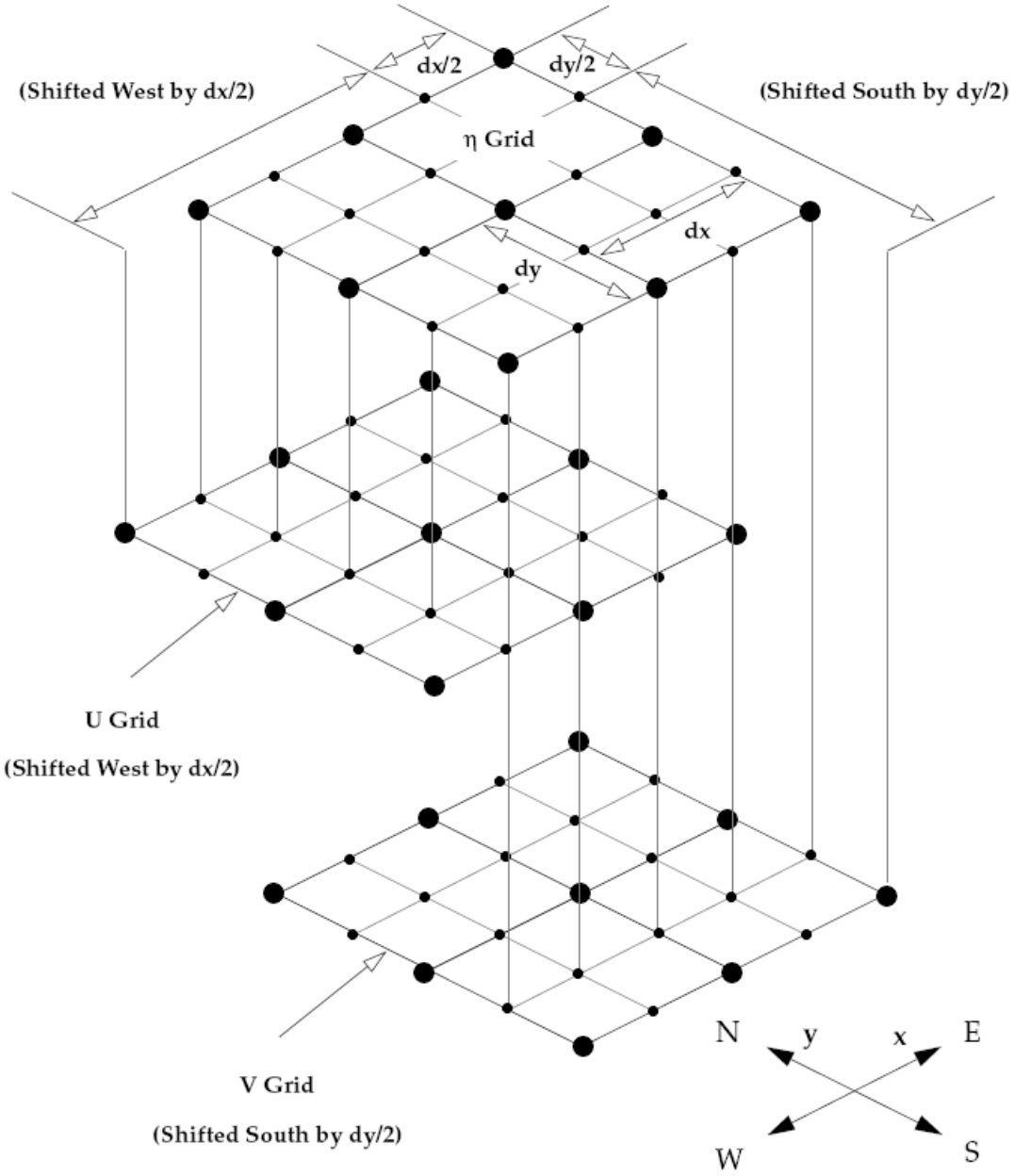
شبکه C، یک شبکه ترکیبی است که در آن سه متغیر حل می‌شوند. این شبکه از سه زیرشبکه[4] تشکیل می‌شود. اولین زیرشبکه، یک شبکه‌بندی برای متغیر η (ارتفاع سطح آزاد) است. زیر شبکه دوم، یک شبکه بندی برای متغیر U (انتقال غربی - شرقی) و زیر شبکه سوم، یک شبکه بندی برای متغیر V (انتقال جنوب - شمال) است. روي هم اندازي[5] این سه زیرشبکه، با اعمال جابجایی متناظر،

[1] - Strength
[2] - Staggered mesh
[3] - C-grid
[4] - Subgrid
[5] - Overlaying

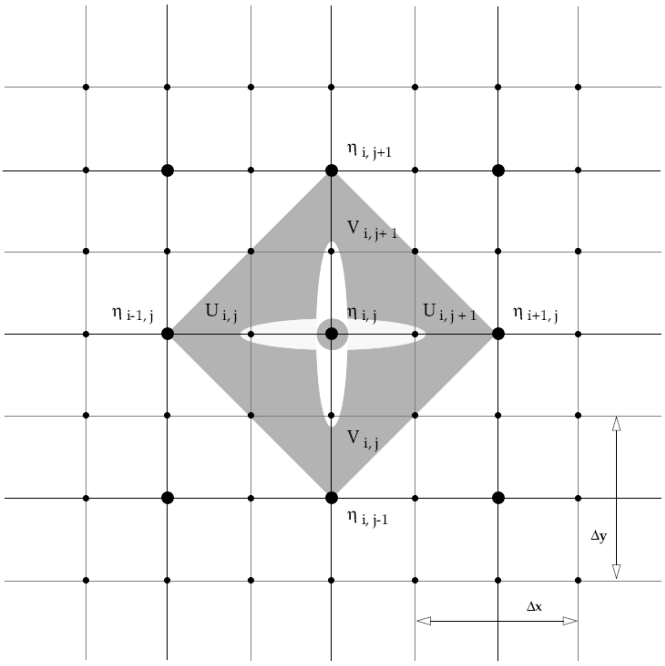
یک شبکه ترکیبی بنام شبکه C تشکیل می‌دهند. شکل‌های (۲-۵)، (۲-۶)،(۲-۷) و (۲-۸) چگونگي تعریف متغیرها در شبکه C را با جزئیات بیشتر نشان مي دهند.



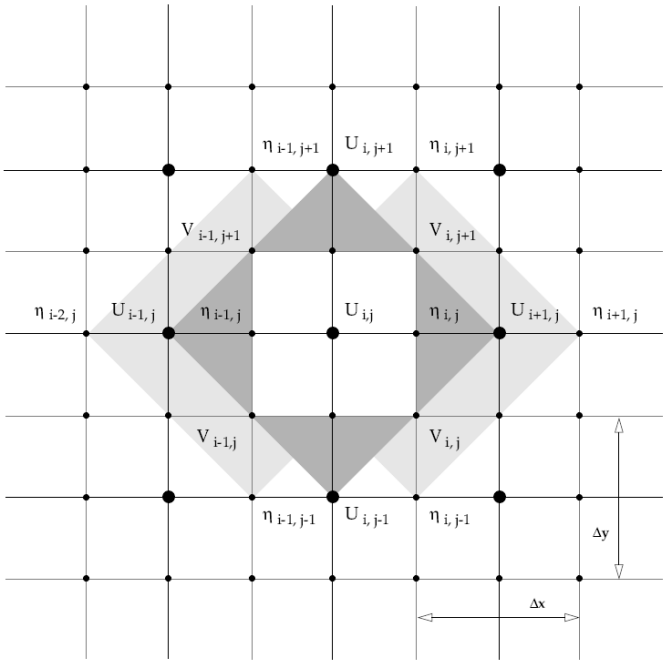
شکل ۲-٤: نمایش شبکه بندي افقي در سیستم مختصات سیگما، متشکل از زیر شبکه η ، زیر شبکه U و زیرشبکه V (شبکه C).



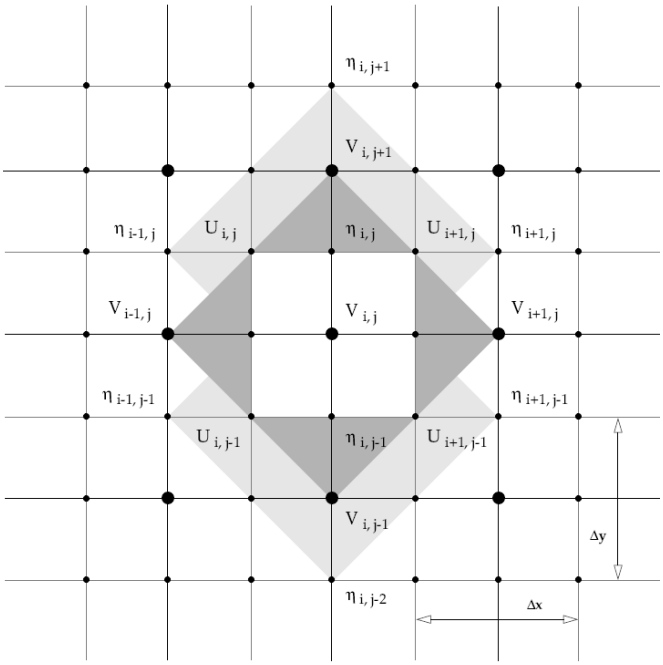
شكل ۲-۵: نماي باز شده از شبكه مختصات سيگما در جهت افقي.



شكل ٢-٦: نمايش شبكه سيستم مختصات سيگما در جهت افقي و متغيير هاي مورد نياز براي محاسبه $\eta_{i,j}$.



شكل ٢-٧: نمايش شبكه سيستم مختصات سيگما در جهت افقي و متغيير هاي مورد نياز براي محاسبه $U_{i,j}$.



شکل ۲-۸: نمایش شبکه سیستم مختصات سیگما در جهت افقي و متغیرهاي مورد نیاز براي محاسبه $V_{i,j}$.

۲-۴- مدلهای گرانش کاهیده

همانطور که در بخش ۲-۲-۲ اشاره شد، مدلهای گرانش کاهیده حالت ساده‌ای از مدلهای همچگالی هستند. ساده‌ترین حالت این مدلها که در این بخش مورد بررسی قرار می‌گیرد، مدل گرانش کاهش یافته یک لایه فعال[1] (مدل ۱/۵ لایه نیز نامیده می‌شود) است که در آن لایه بالایی با ضخامت اولیه بین $300-500\ m$ روی یک لایه با عمق بینهایت و سرعت صفر (بدون حرکت) در نظر گرفته می‌شود. ویژگی این مدلها این است که تغییرات سطح مشترک دو لایه (نشان دهنده حرکت[2] پیکوکلاین) با نسبت $\Delta\rho/\rho$ مضربی از نوسان سطح آزاد است. که در آن ρ چگالی و $\Delta\rho$ اختلاف چگالی بین دو لایه است. (بدیهی است لایه پایین سنگین تر است).

۲-۴-۱-معادلات مدل گرانش کاهش یافته یک لایه فعال (۱/۵ لایه)

در این بخش، معادلات فوق در سیستم کارتزین و به ازاء ضرایب اصطکاک ثابت ارائه می‌شوند جزئیات استخراج این معادلات توسط هلبرت[3] و تامپسون[1] [۲۰] و نیز پرلر[2] و هلبرت [۴۱] بیان شده است.

[1] - One-active layer

[2] - Excursion

[3] - Hurlbert

$$\frac{\partial U}{\partial t} = +fV - g'h\left(\frac{\partial h}{\partial x}\right) + (\tau_w - \tau_i)_x + A\nabla^2 U - \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{UU}{h}\right) - \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{UV}{h}\right)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - g'h\left(\frac{\partial h}{\partial y}\right) + (\tau_w - \tau_i)_y + A\nabla^2 V - \frac{\partial}{\partial x}\left(\frac{UV}{h}\right) - \frac{\partial}{\partial y}\left(\frac{VV}{h}\right)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y}\right) \qquad (۱۸-۲)$$

که در آن:

$\vec{\tau_i} = \left[(\tau_i)_x, (\tau_i)_y\right]$: مولفه‌های تنش سطح مشترک[3] لایه‌ها

h: ضخامت لایه بالایی

g': شتاب گرانش کاهش یافته و برابر $g\,\Delta\rho/\rho$ است

کمیتهای دیگر مانند معادلات مدل باروتروپیک تعریف می‌شوند.

تنش سطح مشترک τ_i بصورت خطی یا غیرخطی به جهش سرعت[4] بین لایه‌ها مرتبط می‌شود. برای فرمولبندی این جملات و بحث پیرامون مقادیر نمونه آن به بخش ۲-۳-۲ مراجعه شود. شرایط مرزی سرعت در دیواره‌های جانبی (خطوط ساحلی) مانند حالت باروتروپیک است.

اگر h به عنوان ضخامت لایه بالایی و به صورت زیر تعریف شود:

$$h = h_0 + \eta + P \qquad (۱۹-۲)$$

که در آن h_0 متوسط ضخامت لایه (در حالت غیرآشفته[5])، η نوسان سطح آزاد و P تغییرات لایه پیکنوکلاین است که به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$P = \left(\frac{\rho}{\Delta\rho}\right)\eta \qquad (۲۰-۲)$$

که در آن $\Delta\rho$ اختلاف چگالی بین دو لایه است.

شایان ذکر است پارامترهاي تغییر شکل[6] η و P، براساس معادله (۲۰-۲)، در حقیقت یک متغیر وابسته را تشکیل می‌دهند. همچنین، معادلات (۱۸-۲) خیلی شبیه معادلات اقیانوس باروتروپیک هستند و در آنها فقط ضخامت لایه بالایی h، جایگزین نوسان سطح آزاد η، در معادله پیوستگی (۴-۲)و نیز g' جایگزین g در جمله گرادیان فشار در معادلات اندازه حرکت (۲-۳) و (۲-۳) شده است. البته،

---

[1] - Thompson

[2] - Preller

[3] - Interfacial stress

[4] - Velocity jump

[5] - Undisturbed

[6] - Deformation

ضخامت لایه بالایی h، جایگزین توپوگرافی H، در معادلات اندازه حرکت شده و از این رو جملات گرادیان فشار بصورت غیرخطی درآمده‌اند.

۲-۵- مدلهای لایه آمیخته[1]

۲-۵-۱- لایه سطحی متلاطم[2]: لایه‌های سطحی اقیانوس، قسمتی از سیستم لایه مرزی جو- اقیانوس را تشکیل می‌دهند. این لایه‌ها توسط فرآیندهای اختلاط تلاطمی، شارهای گرمایی هوا- دریا و شارهای اندازه حرکت تعیین می‌شوند. این لایه‌ها، مجموعاً لایه آمیخته نامیده می‌شوند. در اقیانوس، تقریباً همواره حداقل یک لایه همگن نزدیک سطح وجود دارد که در آن نیمرخهای دما و شوری (در اثر اختلاط) با عمق ثابت هستند و سرعت صوت در آن به دلیل اثرات فشار، با عمق افزایش می‌یابد. انتهای لایه آمیخته، اکثر اوقات نشان دهنده ماکزیمم نیمرخ سرعت صوت در سطح است.

اگرچه، وضعیت لایه آمیخته، خیلی پیچیده‌تر از حالت ساده‌ای است که در بالا بیان شد. در حقیقت، لایه آمیخته از چندین لایه همگن تشکیل شده است که بین لایه‌های آب قرار می‌گیرند و هرکدام از این لایه‌های همگن، در نتیجه اختلاط، دوره‌های سرمایش و گرمایش مختلف و در مقیاس‌های زمانی روزانه، سینوپیتیکی (مربوط به جو)، فصلي و یا ترکیبي از اینها تشکیل می‌شوند.

ماهیت لایه مرزی در لایه‌های نزدیک سطح اقیانوس، مفاهیم بسیاری را شامل مي شود که باید در مدلهایی که برای شبیه سازی آنها طراحي مي شوند، مد نظر قرار گیرند. نیاز اصلی این مدلها تعیین درست و دقیق شارهای اندازه حرکت و گرما در پهنه مرزی هوا- دریا[3] و شبیه سازی درست و دقیق اختلاط تلاطمی در اثر شکست امواج سطحی و برش[4] جریانات ناشی از باد است.

بدلیل اختلاف زیاد بین ابعاد مکانی سیکلونهای جوی و عمق لایه آمیخته، مدلهای لایه آمیخته عموماً به صورت یک بعدی ارائه شده‌اند و بنابراین در معادلات آنها، از جملات گرادیان فشار و همه گرادیانهای افقی صرفنظر شده است. (براي مثال، مي توان به تحقیقات کانتا و کلیسون و مارتین[5] اشاره کرد). این فرضیات بسیار شبیه تقریب هاي لایه مرزی در مسائل هیدرودینامیک است.

۲-۵-۲- معادلات لایه آمیخته

معادلات لایه آمیخته، با فرض تعادل بین شتاب اندازه حرکت، بخش اندازه حرکت در جهت قائم و نیروی کریولویس ناشی از چرخش زمین، نوشته می‌شوند. شایان ذکر است که این جملات، مؤلفه هاي اصلي ایجاد توازن در معادلات اندازه حرکت هستند. این معادلات عبارتند از:

---

[1] - Mixed layer

[2] - Turbulent surface layer

[3] - Air-sea interface

[4] - Shear

[5] - Martin

$$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \frac{\partial U}{\partial z} \right) + fV \qquad (۲۱-۲)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_m \frac{\partial V}{\partial z} \right) - fU \qquad (۲۲-۲)$$

که در آنها U و V، به ترتیب مولفه‌های غربی- شرقی و جنوبی- شمالی سرعت، f پارامتر کوریولیس و K_m ضریب پخش اندازه حرکت تلاطمی است. معادله انتقال حرارت در مدلهای یک بعدی، از تعادل بین جمله پخش قائم حرارت و تابش خورشیدی وارد بر سطح Q_s، حاصل می‌شود. در مدلهای سه بعدی جملات مربوط به فرارفت[۱] حرارت نیز در نظر گرفته می‌شوند. مدلهای یک بعدی به این معنی است که گرادیان مکانی تنها در یک جهت (در این حالت جهت z)، در نظر گرفته می‌شود. به عبارت دیگر جریان سیال در جهت افقی همگن در نظر گرفته می‌شود. بنابراین معادله یک بعدی انتشار حرارت عبارتست از:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_h \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_s \qquad (۲۳-۲)$$

که در آن T بیانگر دما است. بطور مشابه معادله انتقال نمك، بصورت زیر بیان می‌شود:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z}\left(K_s \frac{\partial S}{\partial z} \right) \qquad (۲۴-۲)$$

که این معادلات K_h و K_s، به ترتیب ضرایب پخش تلاطمی[۲] حرارت و نمك و S بیانگر شوری است. اخیراً، مدلهای یک بعدی به مدلهای سه بعدی توسعه داده شده‌اند تا قابلیت محاسبه واگرایی شارهای مختلف را که در اثر غیرهمگنی[۳] افقی بادها و نیز از اثر دینامیکي جریانات اقیانوس ایجاد و باعث فرارفت اندازه حرکت، حرارت و نمك می‌شوند را داشته باشند.

لازم به ذکر است که در معادلات انتقال فوق، به جای شکل عمومی شارهای تلاطمی اندازه حرکت، حرارت و نمك در جهت قائم، یعنی $\overline{wt}, \overline{wv}, \overline{wu}$ و $\overline{ws}$، از تقریب‌هایی استفاده شده است. این تقریبها با استفاده از روشهای بستار[۴] محاسبه می‌شوند و معمولاً در شبیه سازی جریانات تلاطمی استفاده می‌شوند. مروری پیرامون این روشها برای سیالات ژئوفیزیکی توسط ملور و یامادا، و کانتا و کلیسون انجام شده است. همچنین، کاربرد روشهای بستار مرتبه اول و دوم برای لایه آمیخته اقیانوس توسط وارن- وارناس[۵] و همکاران، مطالعه شده است. بطور خلاصه، در این بخش تنها مدلهای بستار مرتبه

---

[1] - Advection

[2] - Turbulent diffusion coefficient

[3] - Inhomogeneity

[4] - Closure procedures

[5] - Warn-Varnas

اول یا مدلهای پخش پیچکی[1] ارائه می‌گردد، که در آنها شارهای تلاطمی عمودی با تقریب هاي زیر بیان می‌شوند.

$$-\overline{wu} = K_m \frac{\partial U}{\partial z} \qquad (۲۵-۲)$$

$$-\overline{wt} = K_h \frac{\partial T}{\partial z} \qquad (۲۶-۲)$$

که در آن مقادیر K ها از رابطه زیر محاسبه می‌شوند.

$$(K_m, K_h) = lq(S_m, S_h) \qquad (۲۷-۲)$$

که در آن $\frac{1}{2}q^2$ انرژی جنبشی تلاطم ($\overline{\frac{1}{2}u_i u_i}$)، و l مقیاس طول انتگرالی[2] تلاطم نامیده می‌شود و بصورت زیر تعریف می‌شود:

$$l = \frac{\int_z^0 qz\,dz}{\int_z^0 q\,dz} \qquad (۲۸-۲)$$

در این رابطه S_m و S_h ضرائب پایداری هستند و وابستگي تابعي به عدد ریچاردسون دارند (عدد ریچاردسون برابر است با نسبت تغییرات چگالی در راستای قائم به مجذور چنین سرعت قائم). در ساده‌ترین حالت، این وابستگي با تقریب $(1-R_i/R_{iC})^{\gamma}$ بیان می‌شود، که در آن γ دارای مقدار تقریبی 0.5 و R_{iC} بیانگر عدد ریچاردسون بحرانی[3] (مقداری که به ازاء بزرگتر از آن تلاطم وجود ندارد) و برابر 0.25 است. کمیت تلاطم q از معادله‌ای که شامل جملات پخش، چینه‌بندی[4] و شناوری ناشی از لایه‌بندی چگالی، و میرایی یکنواخت[5] تلاطم است، محاسبه می‌شود. جزئیات بیشتر در مورد این مدلها توسط ملور و یامادا، و کانتا و کلیسون ارائه شده است.

۲-۶- مدلهای حجمی[6] و مدلهای نیمرخی[7]

در این بخش مدلهای حجمی و مدلهای نیمرخی، بطور خلاصه معرفی می‌شوند. مدلهای نیمرخی، مدلهای پخشي[8] یا دیفرانسیلي نیز نامیده می‌شوند. ملاک این دسته‌بندی، به چگونگی نوشتن معادلات

---

1 - Eddy diffusion models
2 - Integral length scale
3 - Critical
4 - Shear
5 - Self-decay
6 - Bulk models
7 - Profile models
8 - Diffusive

حاکم بر لایه آمیخته، معادلات (۲-۲۱) و (۲-۲۲)، بستگی دارد (یعنی این معادلات بطور عمودی در کل لایه آمیخته انتگرال‌گیری شده یا اینکه به شکل دیفرانسیلی مانند معادلات (۲-۲۱) و (۲-۲۲) نوشته می‌شوند).

در مدلهای حجمی، همیشه فرض بر این است که لایه آمیخته وجود دارد و در آنها تغییرات اندازه حرکت و بودجه گرمایی، ناشی از درهم آمیختگی[1] گرما و اندازه حرکت، در سطح و انتهای لایه آمیخته بررسی می‌شود. نمونه هایي از مدلهای حجمی، مدل نیلر[2] و مدل گروود[3] هستند. از مدلهای نوع نیمرخی می‌توان به مدل ملور- یامادا اشاره نمود که دارای درجات مختلف بستار تلاطم است و به مدلهای تراز 2، 2.5 و ... نیز مشهورند. آزمایش و مقایسه چندین مدل از هر کدام از این انواع توسط مارتین، و کانتا و کلیسون [۲۴] انجام شده است. در این تحقیقات، از داده‌های هواشناسی و هیدروگرافی در مکانهای مختلف جهان به منظور سنجش کارآیی هر کدام از این مدلها استفاده شده است.

۲-۷- مدل هاي سیستم مختصات سیگما

ساده‌ترین و ابتدایی ترین مدلهای سه بعدی اقیانوس، مدلهای سیستم مختصات z (تراز z) بودند که برای حالت اقیانوس بسیار ایده‌آل، با شکل چهارگوش و عمق یکنواخت استفاده شدند (شکل ۲-۲). اقیانوس واقعی دارای هندسه پیچیده و تغییرات زیاد در عمق بستر است. عمق اقیانوسها، بین کمتر از چندین متر در نزدیک سواحل تا چندین کیلومتر در حوزه‌های عمیق متغیر است. به همین دلیل، عموماً تصویر کردن عمق آب بطور ایده‌آل و کارآمد در یک مدل که شامل مناطق کم عمق و عمیق یک حوزه است، کار مشکلی است. چون تعداد ترازهای عمودی در یک مدل اقیانوسی، با توجه به حجم زیاد محاسبات کامپیوتری محدود می‌شود، به ناچار از مناطق عمیق یا نزدیک سطح در مدلسازی باید صرفنظر شود.

از این رو، مدلهای تراز z برای مناطق با تغییرات توپوگرافی شدید، الزاماً ناکارآمد هستند. اگرچه مدلهای سه بعدی مختصات z کاربردهای وسیعی در حوزه‌های عمیق اقیانوس دارند، اما کاربرد آنها در مناطق ساحلی کم عمق یا حوزه‌هایی که دارای مناطق کم عمق هستند، غیرمعقول است. از آنجا که اختلاط تلاطمی نقش مهمی در گردش کل ستون آب در مناطق کم عمق ایفا می‌کند، شبیه سازی همزمان لایه‌های آمیخته سطحی و بستر با استفاده از سیستم مختصات منطبق بر توپوگرافی که سیستم مختصات سیگما نامیده می‌شود (شکل ۲-۲) مناسب‌تر است.

---

[1] - Entrainment

[2] -Niiler

[3] - Garwood

در سیستم مختصات سیگما تعداد ترازهای عمودی در ستون آب، در هر مکان از محدوده مدل بدون در نظر گرفتن عمق آب، یکسان است. با اعمال تغییر متغیر به شکل زیر، معادلات از سیستم مختصات z به سیستم مختصات سیگما تبدیل می‌شوند.

$$z = \frac{\sigma}{D} \qquad (۲۹-۲)$$

که در آن D عمق ستون آب است. باید توجه شود برخلاف سیستم مختصات z که در آن ضخامت لایه‌ها در جهت افقی یکسان است، در سیستم مختصات سیگما، این ضخامتها نرمالیزه شده[1] و با هم برابر است، در حالیکه در حقیقت، ضخامت لایه‌ها از یک نقطه به نقطه دیگر شبکه می‌تواند بسیار متغیر باشد.

همچنین، در این سیستم مختصات هیچ نقطه شبکه در جهت عمودی از بین نمی‌رود و این برخلاف سیستم مختصات z است که در آن اجرای مدل با تفکیك بالا در مناطق عمیق‌تر یک حوزه، منجر به از دست دادن اجتناب ناپذیر نقاط شبکه در مناطق کم عمق می‌شود. بعلاوه، سیستم مختصات سیگما امکان نمایش بهتر لایه مرزی بستر در هر مکان از منطقه مدل را میسر می‌سازد و این در حالیست که نمایش خوب و مناسب لایه مرزی بستر در هر مکان از منطقه مدل با استفاده از مختصات z، تنها با استفاده از تعداد زیاد ترازها در جهت قائم امکان پذیر است.

با این وجود، سیستم مختصات سیگما با تمام مزایای آن، خالی از اشکال نیست. در حالیکه تمام مدلهای عددی اقیانوس با مشکلاتی در شبیه سازی مناطق با تغییرات توپوگرافی شدید، از یک نقطه به نقطه مجاور شبکه، مواجه هستند، به نظر می‌رسد که در سیستم مختصات سیگما، به تناسب بیشتر این مشکل دیده می‌شود. این مشکل از محاسبه جملات گرادیان فشار در معادلات اندازه حرکت ایجاد می‌شود. در مختصات سیگما، تغییرات شدید توپوگرافی از یک نقطه به نقطه مجاور شبکه به معنی محاسبه گرادیان فشار است که شامل تفاضل بین دو جمله بزرگ می‌شود و بنابراین به بروز خطای گرد کردن[2] در محاسبه منجر می‌شود.

البته این مسئله با افزایش تفکیك مدل در جهت افقی قابل تعدیل است. همچنین، می‌توان با کم کردن میانگین افقی چگالی از جملات شامل چگالی، قبل از محاسبه گرادیان چگالی ناشی از اختلاف فشار بین دو نقطه متوالی شبکه، این مشکل را برطرف نمود. مشکل دیگر مرتبت با تغییرات توپوگرافي شدید، ناسازگاري[3] هیدروستاتیکي است که با هموارسازي شیبهاي افقي توپوگرافي، قابل کاهش است. در مدلسازی عددی اقیانوس، معمولاً معقول است که داده‌های توپوگرافی قبل از استفاده در مدل با استفاده از فیلتری که نسبت عمق بستر را به عمق نقطه مجاور چک می‌کند، پردازش شود. البته باید

[1] - Normalized

[2] - Round-off error

[3] - Inconsistency

توجه شود که با این تصحیح خصوصیات حقیقی توپوگرافی، خصوصاً در مناطق کم عمق، از بین نرود.

همانگونه که قبلاً اشاره شد، لایه‌های آمیخته سطح و بستر بخش مهمی از ستون آب در مناطق کم عمق را تشکیل می‌دهند و بنابراین نقش مهمی در دینامیک این مناطق ایفا می‌کنند. از این رو، لازم است که اختلاط عمودی در غالب پارامترهای وابسته به آن، تا حد ممکن به دقت پارامتري می‌شود. مدل بستار مرتبه دوم تلاطم، که شامل حل معادلات حاکم بر تنشهای تلاطم[1] رینولدز (گشتاور مرتبه دوم[2] میدان سرعت) است، ابزاری برای این مقصود است. با استفاده از این روش دگرگوني[3] لایه آمیخته سطح و لایه مرزی بستر تحت اثر وزش باد و شارهای گرمایی سطحی تا حدودی واقعی به نظر می‌رسد.

در شبیه سازی فرآیندهایی نظیر جزرومد و خیز آبهای توفان[4]، که از ویژگیهای مهم حرکت آب در مناطق کم عمق هستند، استفاده از تقریب مرز سخت روی سطح باید کنار گذاشته شود و به جای آن شرط مرزی سطح آزاد[5] در نظر گرفته شود.

در استفاده از شرط مرزی سطح آزاد باید محدودیتهای گام زمانی شدیدی برای مدل در نظر گرفت، که این بعلت حرکت امواج گرانشی سریع در سطح مشترک هوا- دریا است. برای غلبه بر محدودیت گام زمانی، که زمان انجام محاسبات را بسیار بالا می برد، از روشی به نام تفکیک مد[6] استفاده می‌شود.

روش تفکیک مد، شامل جداسازی حل معادلات حاکم بدو قسمت است. بخش باروتروپیک (مد خارجی) که شامل معادلات حاکم دو بعدی است که بطور عمودی از سطح تا عمق انتگرال گیری شده‌اند، و بخش باروکلینیک (مد داخلی) که شامل شکل سه بعدی و کامل معادلات است (همانطور که در بخش ۲-۹ آورده شده‌اند).

مد باروکلینیک با گام زمانی بلندتری نسبت به مد باروتروپیک حل می‌شود و علت آن انتشار آهسته‌تر آشفتگی‌ها[7] در مد داخلی نسبت به مد خارجی است. البته در استفاده از این تکنیک باید دقت شود تا خصوصیات پایستاری[8] دچار مشکل نشود.

---

[1] - Turbulence stresses
[2] - Second moments
[3] - Evolution
[4] - Storm surge
[5] - Free surface
[6] - Mode splitting
[7] - Disturbances
[8] - Conservation

۲-۸- جزر و مد و نیروهای واداشت[1] آن

در این بخش به بررسی جزر و مدهای باروتروپیک پرداخته می‌شود. مدل عددی جزر و مد، بطور ساده، حل قسمت باروتروپیک معادلات سه بعدی در سیستم مختصات سیگما است. در ابتدا قبل از پرداختن به جزئیات مدل در مختصات سیگما، مختصری پیرامون جزرومد و عامل واداشت آن مطالبی ارائه می‌گردد. نیروی جاذبه خورشید و ماه علت حرکات جزرومدی در تمام نقاط زمین، شامل جو، اقیانوس‌ها و زمین جامد هستند.

بالا و پائین روی منظم سطح آب در طول خطوط ساحلی جهان بارزترین مظهر[2] وجود جزر و مد در اقیانوس‌های جهان است. در برخی مناطق ساحلی، جزر و مدها قابل توجه‌اند و در برخی مناطق مانند ساحل غربی کره و خلیج فاندي[3]، جزر و مدها به طور منحصر به فردی بزرگ هستند. در برخی مناطق، دوره بالا و پائین سطح آب حدود نصف روز است (جزر و مد نیمه روزانه[4])، در حالیکه در مناطق دیگر این دوره ممکن است یک روز باشد (جزر و مد روزانه)، این دوره می‌تواند بصورت ترکیبی نیز باشد. همچنین، دوره زماني در طی سال وجود دارد که در آن خورشید و ماه با زمین بر روی یک خط قرار می‌گیرند و به ازاء آن جزر و مد بطور غیر معمولی بزرگ است.

اگرچه بشر از زمانهای دور متوجه حرکت تناوبی سطح دریا و ارتباط آن با حرکت خورشید و ماه بوده است، اما شناخت بهتر در این زمینه اولین بار توسط اسحاق نیوتن، با بکار گیری تئوری گرانش خود برای توضیح مکانیزم جزر و مد ارائه شد. وی توانست تئوری تعادلی[5] جزر و مد را ارائه دهد و با استفاده از آن ماهیت نیمه روزانه جزر و مد را برای اغلب مناطق جهان توجیه کند. بر اساس این تئوری، فرض می‌شود که محدودیت زمانی وجود نداشته باشد و اقیانوس با نیروهای سماوی به حالت تعادل می‌رسد. البته این فرض حالت واقعی نیست چون نیروهای جزر و مدی بسیار سریع با زمان تغییر می‌کنند. پدیده‌هایی مانند رزونانس در پاسخ اقیانوس، در برخی مناطق، باعث افزایش مقدار جزر و مد نسبت به آنچه توسط تئوری تعادل پیش بینی می‌شود، است. در حالیکه تئوری تعادل دو برآمدگی[6] یکی در پائین ماه و دیگری در جهت مقابل آن روی زمین، برای سطح آب پیش بینی می‌کند، در عمل، این سطح بالای آب، با تقدم و تأخر نسبت به حرکت ماه اتفاق می‌افتد. این اختلافها بدلیل پاسخ دینامیکی اقیانوس‌ها به نیروهای جزر و مدی است.

---

[1] - Forcing
[2] - Manifestation
[3] - Bay of Fundy
[4] - Semi-diurnal
[5] - Equilibrium theory
[6] - Bulge

یک قرن بعد، لاپلاس مبانی ریاضی و تئوری جزر و مد در اقیانوس را از دیدگاه تئوری دینامیکی پیشرفته[1] بیان کرد. وی در تئوری خود، جزر و مد در اقیانوس را به عنوان پاسخ متوسط[2] سیال به نیروهای سماوی در اثر جاذبه گرانشی ماه و خورشید در نظر گرفت. معادلات ارائه شده توسط وي، شبیه معادلات (۲-۳۰) تا (۲-۳۴) است با این تفاوت که بصورت خطي و در سیستم مختصات كروي نوشته شده اند. بر اساس این تئوري، جزر و مد از تعادل دینامیکي بین نیروهاي ربایشي ناشي از گرانش و نیروهاي بازدارنده[3] ناشي از اصطكاك در ستون آب ایجاد مي شود.

در حالیکه بالا و پائین روی سطح دریا بارزترین ویژگی جزر و مد است، این جریانات جزر و مدی است که مظهر اصلي جزر و مد است و بالا و پایین روي سطح دریا در اثر همگرایي و واگرایي این جریانات اتفاق مي‌افتد. خورشید و ماه، تنها اجرام سماوي مهم در ایجاد جزر و مد در زمین هستند. اگر چه ماه خیلي كوچكتر از خورشید است اما به دلیل نزدیكي آن به زمین، از اهمیت بیشتري برخوردار است.

عدم تعادل ناچیزي بین نیروي گریز از مركز و نیروي جاذبه گرانشي ماه وارد بر ستون آب وجود دارد كه باعث افزایش نیروهاي گرانشي افقي شده و باعث حركت آب به گونه‌اي مي‌شود كه دو برآمدگي در سطح آب، یكي دقیقاً پایین ماه و دیگري در جهت مقابل آن روي زمین ایجاد مي‌شود. این برآمدگي‌ها همراه با حركت ماه بر روي كره زمین حركت مي‌كند و منجر به جزر و مد نیمه روزانه با دوره تناوب نصف یك روز قمري (۱۲/۴ ساعت) مي‌شوند. براي مدلسازي حركات جزرومدي لازم است كه نیروهاي سماوي از قبل تعریف شوند.

جمله پتانسیلي جزر و مد در معادلات حركت، با استفاده از سري فوریه قابل بیان است و هر جمله از این سري بیانگر یكي از مولفه‌هاي جزرومدي[4] است. با وجود اینكه دهها جمله از این مولفه ها در بسط فوریه ایجاد مي‌شود، معمولاً در اقیانوس عمیق تنها ۱۱ تا از این مولفه‌ها حائز اهمیت‌اند كه مولفه‌هاي اولیه[5] نامیده مي‌شوند. از این تعداد چهار مولفه نیمه روزانه: M2، N2، S2 و K2، چهار مولفه روزانه: K1، O1، P1 و Q1، و مابقي: Mm، Mf و Ss، مولفه‌هاي بلندمدت هستند. جدول (۲-۱)، دوره تناوب و اندازه نسبي هر یك از این مؤلفه‌ها را نشان مي‌دهد.

به غیر از برخي مناطق خاص كه در آنها مولفه‌هاي دیگر نیز مهم مي‌شوند، در نظر گرفتن مولفه‌هاي بیشتر براي پیش‌بیني جزرومد غیرضروري بنظر مي‌رسد. در مناطق كم عمق كه جزر و مد در آنجا جزرومد تركیبي[6] نامیده مي‌شود، جزرومد ناشي از برهمكنشهاي غیرخطي مولفه‌هاي اولیه،

---

[1] - Modern dynamical theory

[2] - Medium

[3] - Retarding

[4] -Tidal constituents

[5] - Primary

[6] - Compound tide

حائز اهميت مي‌شود. براي مثال، M4 در اثر برهمكنش غيرخطي M2 با خودش ايجاد مي‌شود كه دوره تناوب آن نصف M2 است.

ديدگاه كلي براي پيش‌بيني جزرومد در اقيانوس‌ها، جمع‌آوري مشاهدات طي يك دوره زماني، تقريباً يكسال، و سپس استفاده از سري زماني براي استخراج مولفه‌هاي مختلف جزرومد با استفاده از تحليل هارمونيك است. اين روش براي مناطقي كارآيي دارد كه اندازه‌گيري‌هايي كافي در دست باشد. مانند مناطق ساحلي و ايستگاه‌هاي اندازه‌گيري در جزايري كه وسط حوزه‌هاي اقيانوسي قرار دارند. با اين حال، عملاً در حوزه‌هاي داخلي اقيانوس‌ها اندازه‌گيري مستقيم موجود نيست و بنابراين لازم است كه براي مطالعه جزرومد در اين مناطق از مدلهاي عددي بهره جست.

براي مدلسازي جزرومد، بايد معادلاتي شبيه معادلات (۲-۸۳) تا (۲-۸۵)، البته با در نظر گرفتن جملات پتانسيل جزرومدي در سمت راست آنها حل شوند. اگرچه براي درياهاي حاشيه‌اي كه از مرز باز با حوزه‌هاي اقيانوسي مرتبط مي‌شوند و نيز مناطق ساحلي اقيانوس‌ها، لازم است كه نيروهاي جزرومدي روي مرزهاي آزاد از قبل تعريف شدند. در بسياري از موارد اين نيروها از نيروهاي سماوي مهم‌تر هستند.

جزر و مد در خليج فارس نمونه‌اي از اين حالت است. در اين منطقه، جزرومد با جزرومد درياي عرب ورودي به خليج از طريق تنگه هرمز، هم نوسان[1] است و نيروهاي سماوي بطور مستقيم قابل صرفنظر است. از سوي ديگر، جزرومد در درياي سرخ، در درجه اول مستقيماً به نيروهاي سماوي مربوط مي‌شود كه علت آن تنگه بسيار باريك باب المندب است كه اين دريا را به درياي عرب متصل مي‌كند.

[1] - Co- oscillate

جدول ۲-۱: مؤلفه هاي اوليه جزر و مد

Tidal Component	Period (solar hours)	Description	Nature
M2	12.42	Principal lunar	semi-diurnal
S2	12.00	Principal solar	semi-diurnal
N2	12.66	Larger lunar elliptic	semi-diurnal
K2	11.97	Luni-solar	semi-diurnal
K1	23.93	Luni-solar diurnal	diurnal
O1	25.82	Principal lunar diurnal	diurnal
P1	24.07	Principal solar diurnal	diurnal
Q1	26.87	Larger lunar elliptic	diurnal
MF	327.90	Lunar fortnightly	Long term
MM	661.30	Lunar monthly	Long term
SSA	4383.00	solar semi annual	Long term
M4	6.21		Compound
MS4	6.10		Compound

مهمترين پارامترها در مدلهاي جزرومدي، عمق و اصطكاك بستر هستند. معمولاً هيچكدام از اين پارامترها در مدلهاي جزرومدي بطور دقيق قابل تعريف نيستند و بنابراين لازم است كه مدل به خوبي تنظيم شود[1]، تا سازگاري قابل قبولي با مشاهدات نشان دهد. يك روش كلاسيك براي اين كار، مسئله مدلسازي معكوس[2] است، اگرچه اين روش معمولاً با صحيح و خطا همراه است. روش ديگر براي بدست آوردن نتايج مدلسازي دقيق جزرومد، استفاده از مشاهدات از طريق فرآيند گوارد داده‌ها[3] است.

۲-۸-۱- معادلات حاكم بر جزرومد

در اين بخش، معادلات حاكم بر جزرومد در مختصات راست گوشه خميده[4] در جهت افقي و مختصات سيگما در جهت قائم، ارائه مي‌گردد. اگر x_1, x_2 به عنوان جهات افقي و z به عنوان جهت

[1] - Fine-tune
[2] - Inverse modeling
[3] - Data assimilation
[4] - Orthogonal curvilinear coordinates

قائم در يك مختصات منحني الخط متعامد[1]، فرض شوند، ابتدا معادلات مذكور در سيستم مختصات z نوشته شده و سپس به سيستم مختصات سيگما تبديل مي‌شوند. اگر u_1 ,u_2 به ترتيب سرعت در جهات x_1, x_2 و w سرعت در جهت قائم باشد (در فرمولبندي مختصات منحني وار مناسب‌تر است كه از اين تعاريف به جاي U, V استفاده شود. بطور كلي در اين سيستم $u_1 \equiv U,\ u_2 \equiv V,\ x_1 \equiv x,\ x_2 \equiv y$ است)، معادله پيوستگي برابر است با:

$$\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 u_1)+\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 u_2)+h_1 h_2 \frac{\partial w}{\partial z}=0 \qquad (۳۰-۲)$$

كه در آن h_1, h_2 ضرائب متريك هستند كه شرط واحد بودن[2] را دارا هستند.

$$ds^2 = h_1^2 dx_1^2 + h_2^2 dx_2^2 + dz^2 \qquad (۳۱-۲)$$

كه در آن ds طول يك قسمت[3] در فضاي x_1, x_2, z است .

معادلات حاكم، با فرض تراكم ناپذير بودن سيال و در نتيجه ثابت بودن چگالي ساده مي‌شوند. بنابراين، در اين معادلات از تغييرات چگالي به استثناء مواردي كه چگالي در شتاب گرانش ضرب مي‌شود، صرفنظر مي‌شود. با اين تقريب اثرات مهم لايه‌بندي[4] (اثرات شناوري) در معادلات حفظ مي‌شود. اين فرض تقريب بوزينسك[5] ناميده مي‌شود. همچنين در معادله اندازه حركت در جهت قائم، از تمام جملات به استثناء جملات گراديان فشار و شتاب گرانش صرفنظر مي‌شود، كه اين همان فرض برقراري تقريب هيدروستاتيك، حتي براي سيال در حال حركت، است.

معادلات اندازه حركت، با فرض تقريبهاي بوسينسك و هيدروستاتيك به صورت زير بيان مي‌شوند:

$$\begin{aligned}&\frac{\partial u_1}{\partial t}+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 u_1^2)+\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 u_1 u_2)\right]+\frac{\partial}{\partial z}(w u_1)+\frac{u_1 u_2}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}-\frac{u_2^2}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}-f u_2\\&=-\frac{1}{\rho_0 h_1}\frac{\partial p}{\partial x_1}+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 \tau_{11})+\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 \tau_{21})+\tau_{21}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}-\tau_{22}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_M \frac{\partial u_1}{\partial z}\right)\end{aligned} \qquad (۳۲-۲)$$

$$\begin{aligned}&\frac{\partial u_2}{\partial t}+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 u_1 u_2)+\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 u_2^2)\right]+\frac{\partial}{\partial z}(w u_2)+\frac{u_1 u_2}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}-\frac{u_1^2}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}-f u_1\\&=-\frac{1}{\rho_0 h_2}\frac{\partial p}{\partial x_2}+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 \tau_{12})+\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 \tau_{22})+\tau_{12}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}-\tau_{11}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_M \frac{\partial u_2}{\partial z}\right)\end{aligned} \qquad (۳۳-۲)$$

$$\frac{\rho}{\rho_0} g = -\frac{1}{\rho_0}\frac{\partial p}{\partial z} \qquad (۳۴-۲)$$

---

[1] - Right handed

[2] - Identity

[3] - Segment

[4] - Stratification

[5] - Boussinesq approximation

که در آن τ_{11}, τ_{12} و τ_{22} مولفه‌هاي متقارن تانسورتنش رينولدز در صفحه افقي هستند و به صورت زير بيان مي‌شوند:

$$\tau_{11} = 2A_M \left[\frac{1}{h_1} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{u_2}{h_1 h_2} \frac{\partial h_1}{\partial x_2} \right]$$

$$\tau_{12} = A_M \left[\frac{h_1}{h_2} \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{u_1}{h_1} \right) + \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{u_2}{h_2} \right) \right] = \tau_{21} \qquad (۳۵-۲)$$

$$\tau_{22} = 2A_M \left[\frac{1}{h_2} \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{u_1}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial x_1} \right]$$

كميت‌هاي A_M به عنوان پخش افقي و K_M به عنوان پخش عمودي تعريف مي‌شود. هر دو اين كميتها براساس اختلاط تلاطمي در ستون سيال تعيين مي‌گردند. همچنين، ρ چگالي سيال، ρ_0 چگالي مبنا[1]، g شتاب گرانش، p فشار و f به عنوان پارامتر كوريوليس تعريف مي‌شوند. پارامتر كوريوليس بصورت $f = 2\Omega \sin\varphi$ بيان مي‌شود كه در آن Ω سرعت زاويه‌اي زمين بر حسب راديان بر ثانيه و φ زاويه عرض جغرافيايي است. با توجه به معادله (۲-۳۴) كه از فرض تقريب هيدروستاتيك حاصل مي‌شود و انتگرالگيري از اين معادله براي محاسبه فشار در هر عمق دلخواه z خواهيم داشت:

$$p = p_a + \rho_0 g \eta + g \int_z^0 \rho(\xi) d\xi \qquad (۳۶-۲)$$

كه در آن p_a فشار اتمسفر و η ارتفاع سطح آزاد نسبت به تراز متوسط درياست. البته معمولاً از p_a صرفنظر مي‌شود. اما در نظر گرفتن اين فشار براي شبيه سازي اثرات بار[2] اتمسفر روي اقيانوس، مانند شبيه سازي خيزآبهاي ناشي از هاريكانها[3]، حائز اهميت است.

همچنين، شايان ذكر است كه در اين معادلات شكل كلي جملات كوريوليس (يعني بدون تقريبهايي مانند تقريب صفحه f يا صفحه β) استفاده شده است. در تقريب صفحه f از تغييرات پارامتر كوريوليس با عرض جغرافيايي صرفنظر مي‌شود و در تقريب صفحه β تقريب خطي به فرم $f = f_0 + \beta y$ در نظر گرفته مي‌شود، كه در آن β برابر $\partial f / \partial y$ كه y مختصات در جهت عرض جغرافيايي و معادل $R\varphi$ و R شعاع زمين هستند.

تغييرات چگالي در اقيانوس، از اهميت ويژه‌اي در تعيين حركت (گردش) آب اقيانوس برخوردار است. چگالي آب دريا ρ، تابعيت پيچيده‌اي از دما T، شوري S و فشار p (يا عمق) دارد. معمولاً

---

[1] - Reference

[2] - Loading effects

[3] - Hurricane induced storm surge

اثرات فشار با فرض ρ بعنوان چگالي پتانسيل، كه تنها تابعيت دماي پتانسيل Θ و شوري S دارد، محاسبه مي‌شود. دماي پتانسيل Θ، معمولاً به فشار اتمسفر اتلاق مي‌شود، به اين معني كه دماي سيالي است با دماي T و شوري S كه بطور بي‌دررو[1] از عمق z به سطح آورده مي‌شود. جملات گراديان فشار باروكلينيك در معادلات اندازه حركت و پايداري عمودي ستون آب، با دقت بالايي از محاسبه گراديانهاي افقي و عمودي چگالي پتانسيل ρ، به خوبي قابل محاسبه‌اند. چگالي پتانسيل ρ، بصورت تابعي از تنها دماي پتانسيل θ و شوري S در نظر گرفته مي‌شود:

$$\rho = \rho(\Theta, S) \qquad (۳۷-۲)$$

اين معادله حالت، معمولاً بصورت بسط يك سري تواني بر حسب θ و S بيان مي‌شود، اما به سادگي بصورت عددي قابل محاسبه است. مشهورترين معادلات حالت كه بطور عموم در مدلهاي اقيانوسي مورد استفاده قرار مي‌گيرد. روابطي است كه توسط ففنوف[2] و اخيراً يونسكو[3] ارائه شده‌اند.

معادلات حاكم بر پايستگي دماي پتانسيل Θ و شوري S بصورت زير بيان مي‌شوند:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 u_1 \theta) + \frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 u_2 \theta)\right] + \frac{\partial}{\partial z}(w\theta) = \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(A_H \frac{h_2}{h_1}\frac{\partial \theta}{\partial x_1}\right) + \frac{\partial}{\partial x_2}\left(A_H \frac{h_1}{h_2}\frac{\partial \theta}{\partial x_2}\right)\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z}\right) + \frac{\partial Q_S}{\partial z} \qquad (۳۸-۲)$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 u_1 S) + \frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 u_2 S)\right] + \frac{\partial}{\partial z}(wS) = \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(A_H \frac{h_2}{h_1}\frac{\partial S}{\partial x_1}\right) + \frac{\partial}{\partial x_2}\left(A_H \frac{h_1}{h_2}\frac{\partial S}{\partial x_2}\right)\right] + \frac{\partial}{\partial z}\left(K_H \frac{\partial S}{\partial z}\right) \qquad (۳۹-۲)$$

در اين معادلات K_H بيانگر پخش پيچكي عمودي و A_H بيانگر پخش پيچكي افقي هستند كه در اثر اختلاط تلاطمي حرارت و نمك در ستون آب ايجاد مي شوند. جمله آخر در معادله (۲-۳۸) بمنظور محاسبه اثر گرمايش ناشي از امواج خورشيدي تابشي با طول موج كوتاه نفوذ كننده به داخل آب است.

مقادير ضرايب پخش پيچكي افقي، A_M براي اندازه حركت و A_H براي دما و شوري، تحت تأثير فرضيات عددي مرتبط با كاهش نوفه هاي محاسباتي[4] در مقياسهاي زير شبكه هستند، ولي ضرائب پخش پيچكي عمودي، K_M براي اندازه حركت و K_H براي دما و شوري، در درجه اول براساس

[1] - Adiabatically
[2] - Fofonoff
[3] - UNESCO
[4] - Computational noise

اختلاط تلاطمي خرد مقياس[1] در ستون آب تعيين مي‌شوند. با اين وجود، پارامتري سازي مناسب اين ضرائب مهمترين موضوع حل نشده در مدلسازي اقيانوس است. چون نتايج مدل، با درجه‌هاي مختلف، به مقادير اين ضرايب حساسيت نشان مي‌دهد و در حال حاضر، مباني تئوري مورد نياز براي توصيف دقيق و مطمئن اين ضرائب هنوز ارائه نشده است. در برخي مواقع براي تعيين ضرائب مذكور از مدلهاي بستار مرتبه صفر استفاده مي‌شود، كه به اين ترتيب اين ضرائب ثابت در نظر گرفته مي‌شوند، اما اين فرض نسبتاً نامعقول است. چون اين مقادير، تابع ميدان تلاطم حاكم[2] در سيال هستند و دقيقاً بايد از خصوصيات و ويژگي‌هاي اختلاط تلاطمي كه در سيال اتفاق مي‌افتد، استخراج شوند. با اين حال، خارج از محدوده لايه‌هاي كاملاً تلاطمي مختلط نزديك سطح و بستر اقيانوس، دانش محدودي درباره فرآيندهاي اختلاط ناپيوسته[3] كه در داخل[4] اقيانوس اتفاق مي‌افتد، وجود دارد. مرسوم است كه اين ضرايب، در ابتدا بصورت ثابت فرض مي‌شوند و سپس تغيير داده مي‌شوند تا نتايج مطلوب در مدلسازي حاصل شود.

با اين حال، به علت حساسيت نتايج خروجي مدل به اين ضرائب، روش مذكور عملاً نا كارآمد است و از اين رو توصيف بهتر آنها معمولاً با روشهاي بستار مرتبه بالاتر انجام مي‌شود. براي مثال، براي تعيين ضرائب A_M و A_H استفاده از روش بستار مرتبه اول، كه بر اساس آن به نرخ متوسط تغيير شكل سيال مرتبط مي‌شوند، و براي محاسبه ضرائب K_M و K_H استفاده از روش بستار مرتبه دوم به ازاء اختلاط تلاطمي كوچك مقياس استفاده مي‌شود، كه در درجه اول تعيين كننده پخشهاي عمودي در لايه‌هاي آميخته سطحي و بستر هستند. در حال حاضر، براي داخل اقيانوس، فرض مي‌شود K_M و K_H مقادير ثابتي هستند، اگرچه شواهد زيادي موجود است كه نشان مي‌دهد آنها بايد تابع لايه‌بندي عمودي ستون آب داشته باشند. همچنين، ضريب پخش پيچكي براي حرارت (گرما) بايد با ضريب پخش پيچكي براي نمك (شوري)، متفاوت باشد، كه در اين معادلات برابر فرض شده اند. براي محاسبه K_M و K_H در داخل اقيانوس روابط زير پيشنهاد شده اند:

$$K_M = K_{M_0} N^{-1}, \qquad K_H = \alpha K_M \qquad (۴۰-۲)$$

كه در آن α يك مقدار ثابت و N فركانس شناوري برانت-وايسالا[5] كه بيانگر پايداري ستون سيال است و بصورت زير تعريف مي شود:

$$N^2 = -\frac{1}{\rho_0} g \frac{\partial \rho}{\partial z} + \frac{g^2}{c^2} \qquad (۴۱-۲)$$

---

[1] - Small scale

[2] - Prevailing turbulence filed

[3] - Intermittent mixing

[4] - Interior

[5] - Brunt-Vaisala

که در آن c سرعت صوت و برابر است با:

$$c^2 = \left(\frac{\partial p}{\partial \rho}\right)_{\theta,S} \qquad (۴۲-۲)$$

ضرائب اختلاط قائم K_M و K_H در لايه‌هاي كاملاً مختلط تلاطمي سطح و بستر، با استفاده از مدلهاي بستار[1] مرتبه دوم تلاطم، براساس روابط ارائه شده توسط ملور و يامادا تعيين مي‌شوند. بررسي تلاطم بر اساس اين روش كه مدل تراز 2.5 ناميده مي‌شود، با تعريف دو كميت انجام مي‌شود. انرژي جنبشي تلاطم $q^2/2$ و تلاطم بزرگ مقياس[2] l. اين كميتها در غالب دو معادله زير تعريف مي‌شوند:

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(q^2\right)+\frac{1}{h_1h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2u_1q^2\right)\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1u_2q^2\right)\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left(wq^2\right)=$$
$$2K_M\left[\left(\frac{\partial u_1}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial u_2}{\partial z}\right)^2\right]+2K_M\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial z}-\frac{2q^3}{B_1l} \qquad (۴۳-۲)$$
$$+\frac{1}{h_1h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(A_H\frac{h_2}{h_1}\frac{\partial q^2}{\partial x_1}\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(A_H\frac{h_1}{h_2}\frac{\partial q^2}{\partial x_2}\right)\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left(K_q\frac{\partial q^2}{\partial z}\right)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(q^2l\right)+\frac{1}{h_1h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2u_1q^2l\right)\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1u_2q^2l\right)\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left(wq^2l\right)=$$
$$K_ME_1l\left[\left(\frac{\partial u_1}{\partial z}\right)^2+\left(\frac{\partial u_2}{\partial z}\right)^2\right]+K_HE_3l\frac{g}{\rho_0}\frac{\partial \rho}{\partial z}-\frac{q^3}{B_1}\left[1+E_2\left(\frac{l}{\kappa L}\right)^2\right] \qquad (۴۴-۲)$$
$$+\frac{1}{h_1h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(A_H\frac{h_2}{h_1}\frac{\partial}{\partial x_1}\left(q^2l\right)\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(A_H\frac{h_1}{h_2}\frac{\partial}{\partial x_2}\left(q^2l\right)\right)\right]+\frac{\partial}{\partial z}\left[K_q\frac{\partial}{\partial z}\left(q^2l\right)\right]$$

بر اساس مدل بستار مرتبه دوم تلاطم، ضرائب اختلاط قائم K_H, K_M و K_q به مقياسهاي تلاطم q و l مرتبط مي شوند:

$$K_M = lqS_M, \qquad K_H = lqS_H, \qquad K_q = lqS_q \qquad (۴۵-۲)$$

كه در آن S_H, S_M و S_H توابع پايداري[3] هستند و از روابط جبري در حل تحليلي مدل بستار مرتبه دوم كامل با اعمال برخي ساده سازيها، بدست مي‌آيند و برابرند با:

[1] - Closure models

[2] - Macroscale

[3] - Stability functions

$$S_M = A_1 \left[\frac{\left(1 - \frac{6A_1}{B_1} - 3C_1\right) + 9(2A_1 + A_2) S_H G_H}{(1 - 9A_1 A_2 G_H)} \right] \qquad (۴۶-۲)$$

$$S_H = A_2 \left[\frac{1 - \frac{6A_1}{B_1}}{1 - 3A_2 G_H (6A_1 + B_2)} \right] \qquad (۴۷-۲)$$

$$S_q = 0.2 \qquad (۴۸-۲)$$

$$G_H = \frac{l^2}{q^2} \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \qquad (۴۹-۲)$$

A_1, A_2, B_1 و B_2 مقادير ثابتند كه نسبت اندازه طولهاي مختلف تلاطم را به تلاطم بزرگ مقياس l تعيين مي‌كنند. در مدل بستار تلاطم فرض مي‌شود كه اندازه هريك از طولهاي تلاطم با ديگري متناسب است.

شايان ذكر است S_M و S_H بر اساس معادلات (۲-۴۶) و (۲-۴۷) توابعي از G_H هستند كه خود آن تابعي از گراديان شناوري است. همچنين، در معادله (۲-۴۴) جمله‌اي كه در q^3/B_1 ضرب شده است، يك تابع مجاور ديوار[1] است كه بطور تجربي در نظر گرفته مي‌شود تا رفتار سيال نزديك مرز جامد را نشان دهد (قانون لگاريتمي). پارامتر L در معادله فوق بصورت زير تعريف مي‌شود:

$$L^{-1} = z^{-1} + (D + z)^{-1} \qquad (۵۰-۲)$$

كه در آن D عمق ستون سيال است.

پارامترهاي C_1, E_1, E_2 و E_3 ثابتهاي تجربي هستند و براساس نتايج آزمايشگاهي بررسي تلاطم، همانند ضرايب A_1, A_2, B_1 و B_2 تعيين مي‌شوند. اين ضرايب برابرند با:

$$(A_1, A_2, B_1, B_2, C_1, E_1, E_2, E_3) = (0.92,\ 0.74,\ 16.6,\ 10.1,\ 0.08,\ 1.8,\ 1.8,\ 1.33) \qquad (۵۱-۲)$$

همچنين، κ در معادلات فوق ثابت ون كارمن[2] $(=0.4)$ است، كه در معادلات حاكم بر نيمرخ سرعت مجاور يك مرز، در يك لايه مرزي متلاطم وارد مي‌شود.

[1] - Wall proximity function

[2] - Von karman

۲-۸-۲-شرایط مرزي

الف- سطح آزاد: جريان سيال بايد شرط مرزي حاكم بر سطح آزاد يعني در $z=\eta(x_1,x_2)$ را ابقا كند. در سطح آزاد سرعت قائم سيال بصورت زير تعريف مي‌شود:

$$w=\frac{\partial\eta}{\partial t}+u_1\frac{\partial\eta}{\partial x_1}+u_2\frac{\partial\eta}{\partial x_2} \qquad (۵۲-۲)$$

بعلاوه، شارهاي اندازه حركت و شناوري (شامل شارهاي گرما و شوري) در سطح آزاد اقيانوس بصورت زير تعريف مي‌شوند:

$$\begin{aligned} K_M\left(\frac{\partial u_1}{\partial z},\frac{\partial u_2}{\partial z}\right)&=\frac{1}{\rho_0}(\tau_{01},\tau_{02})\\ K_M\left(\frac{\partial\theta}{\partial z},\frac{\partial S}{\partial z}\right)&=\frac{1}{\rho_0}\left(\overline{Q_H},\overline{Q_S}\right)\end{aligned} \qquad (۵۳-۲)$$

كه در آنها τ_{01} و τ_{02} مولفه‌هاي تنش باد، و $\overline{Q_H}$ و $\overline{Q_S}$ شارهاي گرما و شوري در سطح هستند. $\overline{Q_H}$ برآيند تعادل انرژي در سطح اقيانوس و شامل تابش امواج با طول موج بلند و كوتاه خورشيدي بر سطح اقيانوس، بازتابش از سطح اقيانوس و شارهاي گرمايي نهان و محسوس از سطح اقيانوس به اتمسفر است و بصورت زير تعريف مي‌شود:

$$\overline{Q_H}=\overline{\beta}(1-\overline{\alpha})S_W+L_W-\varepsilon\overline{\sigma}T_S^{\,4}-H_S-H_L \qquad (۵۴-۲)$$

كه در آن:

S_W: شار تابش خورشيدي با طول موج كوتاه، L_W: شار تابش خورشيدي با طول موج بلند، $\overline{\alpha}$: آلبيدو، ε: تشعشع[1] از سطح اقيانوس، $\overline{\sigma}$: ثابت استفن- بولتزمن[2]، T_S: دماي سطح دريا، H_S و H_L به ترتيب شارهاي گرمايي محسوس و نهان هستند. همچنين $\overline{\beta}$ جزئي از شار امواج كوتاه است كه در سطح جذب مي‌شوند. اگر $\overline{\beta}$ برابر يك فرض شود، Q_S در معادله (۲-۳۸) بايد برابر صفر شود و اين بدين معنا است كه كل امواج طول موج كوتاه تابشي در سطح جذب شده و گرمايش دروني اقيانوس در اثر امواج تابشي نفوذي وجود ندارد. سناريوي تا حدودي واقع بينانه‌تر به اين گونه بيان مي‌شود كه جذب امواج نزديك مادون سرخ نزديك سطح اقيانوس صورت مي‌گيرد، در حاليكه طول موجهاي بلندتر در داخل سيال جذب مي‌شوند. گستردگي نفوذ امواج به وضوح اپتيكي لايه‌هاي سطحي (بالايي) بستگي

[1] - Emissivity

[2] - Stefan-Boltzmann

دارد. اين توصيف، از ديدگاه توليد مواد بيولوژيكي[1] در لايه‌هاي بالايي اقيانوس حائز اهميت است. با فرض $\overline{\beta} = 0$ و:

$$\overline{Q_S} = \sum_{i=1}^{N} \overline{\beta_i}\left(1-\overline{\alpha}\right) S_W \exp\left(z/L_i\right) \qquad (۵۵-۲)$$

كه درآن: $\sum_{i=1}^{N} \overline{\beta_i} = 1$

در اين رابطه L_i : مقياس طول ميرايي[2] i مين مؤلفه موج كوتاه است كه بخش $\overline{\beta_i}$ شار امواج كوتاه تابشي را توجيه مي‌كند. بايد توجه شود كه مولفه امواج بلند L_W ، در چند ميليمتر اوليه سطح اقيانوس جذب مي‌شود. در شرايط عادي در حدود ۵ تا ۶ باند طيفي براي اهداف مدلسازي اقيانوس كافي بنظر مي‌رسد. اما براي مدلسازي مشخصه‌هاي اپتيكي و توليد مواد بيولوژيكي لايه‌هاي بالايي اقيانوس مقادير بيشتري از N مورد نياز است. در بسياري از موارد تجزيه دو مؤلفه‌اي شار امواج كوتاه، كه در آن يك مؤلفه نزديك سطح جذب مي‌شود (مقياس طول ميرايي كوچك) و مؤلفه ديگر كه فرض مي‌شود تا لايه‌هاي عميق‌تر نفوذ مي‌كند (مقياس طول ميرايي از مرتبه دهها متر)، كافي بنظر مي‌رسد. لازم به ذكر است كه مقياس طول هاي ميرايي بشدت تابع وضوح اپتيكي آب هستند. آب مملو از رسوب[3] نزديك ساحل و آبهاي با مواد بيولوژيكي فراوان مقياس طول هاي ميرايي كوتاهتري در مقايسه با آبهاي شفاف دارند.

شار نمك $\overline{Q_S}$ در سطح اقيانوس برابر است با:

$$\overline{Q_S} = S_S\left(\overset{*}{E} - \overset{*}{P}\right) \qquad (۵۶-۲)$$

كه در آن $\overset{*}{E}$ بيانگر تبخير، $\overset{*}{P}$ بيانگر ميزان بارش در سطح و S_S بيانگر شوري سطحي اقيانوس است. البته $\overset{*}{E}$ به شار گرماي نهان H_L نيز وابسته است.

بجاي معادلات (۲-۵۵) و (۲-۵۶) مي‌توان از مقادير دما و شوري در سطح اقيانوس، در صورت مشخص بودن، استفاده كرد.

$$(\Theta, S) = (T_S, S_S) \qquad (۵۷-۲)$$

انتخاب ديگر، بدين گونه است كه فرض شود مقادير سطحي Θ و S با تأخير زماني[4] t_l به مقادير موجود در سطح مي‌رسند. بنابراين خواهيم داشت:

---

[1] - Biological productivity

[2] - Extinction

[3] - Sediment-laden

[4] - Time lag

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta, S) = -\frac{1}{t_1}[(\theta - T_S), (S - S_S)] \qquad (۵۸-۲)$$

شرايط مرزي (۵۷-۲) و (۵۸-۲) اغلب در شبيه سازيهاي اقليمي استفاده مي‌شوند، در حاليكه معادلات (۵۵-۲) و (۵۶-۲) را براي بدست آوردن حالت اقيانوس در حضور شارهاي اندازه حركت و شناوري مفيد هستند.

شرايط مرزي براي q^2 و l در سطح آزاد عبارتند از:

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{*0}{}^2 \qquad and \qquad l = 0 \qquad (۵۹-۲)$$

كه در آن u_{*0} سرعت اصطكاكي در سطح و برابر:

$$u_{*0} = \left[\left(\tau_{01}{}^2 + \tau_{02}{}^2\right) / \rho_0{}^2\right]^{1/4}$$

در معادله (۵۹-۲)، فرض مي‌شود كه امواج سطحي در ايجاد تلاطم نزديك سطح نقشي ندارند. اين تنها يك فرض ساده كننده است كه براي اكثر اوقات مفيد است. اگرچه، هنگامي كه لايه سطحي كم عمق و وزش باد آهسته است، نقش امواج سطحي قابل صرفنظر نيست و آن را مي‌توان با پارامتري سازي شار انرژي جنبشي ناشي از امواج و توصيف آن در سطح آزاد در نظر گرفت. بطور مشابه l را مي‌توان به صورت تابعي از ارتفاع موج شاخص[1] تعريف كرد. با اين حال، تلاطم ايجاد شده در اثر امواج بسرعت با افزايش عمق ميرا مي‌شود و بنابراين بندرت در اعماق بيش از چند متر اوليه سطح مهم است.

ب- بستر اقيانوس: در بستر اقيانوس، $z = -H$، از آنجا كه هيچ شار گرما و نمك و نيز هيچ شار جرمي به داخل بستر اقيانوس وجود ندارد، خواهيم داشت:

$$w = -u_{1b}\frac{\partial H}{\partial x_1} - u_{2b}\frac{\partial H}{\partial x_2} \qquad (۶۱-۲)$$

كه در آن زير نويس b بيانگر مرز پايين است.

شرايط مرزي كميتهاي ديگر عبارتند از:

$$K_M\left(\frac{\partial u_1}{\partial z}, \frac{\partial u_2}{\partial z}\right) = \frac{1}{\rho_0}(\tau_{b1}, \tau_{b2})$$

$$q^2 = B_1^{2/3} u_{*b}{}^2 \qquad and \qquad l = 0 \qquad (۶۲-۲)$$

كه در آن τ_{b1} و τ_{b2} مولفه‌هاي تنش برشي در بستر هستند و u_{*b} بيانگر سرعت اصطكاكي بستر است كه برابر است با:

$$u_{*b} = \left[\left(\tau_{0b}{}^2 + \tau_{0b}{}^2\right) / \rho_0{}^2\right]^{1/4}$$

[1] - Significant wave height

تنش‌هاي بستر براساس سرعتهاي جريان در بستر u_{1b} و u_{2b} (سرعتها در پايين‌ترين نقطه شبكه در ارتفاع z_b نسبت به بستر كه در قانون لگاريتمي ديوار استفاده مي‌شود) محاسبه مي‌شوند:

$$(\tau_{b1}, \tau_{b2}) = \rho_0 C_D \left[{u_{1b}}^2 + {u_{2b}}^{21} \right]^{1/2} (u_{1b}, u_{2b}) \qquad (۶۳-۲)$$

كه در آن ضريب درگ C_D از قانون لگاريتمي محاسبه مي‌شود:

$$C_D = \left[\frac{1}{k} \ln\left(\frac{H + z_b}{z_0} \right) \right]^{-2} \qquad (۶۴-۲)$$

در اين رابطه z_0 مقياس زبري[1] (ناهمواري)ناميده مي‌شود و از مرتبه حدود يك سانتيمتر است. در معادلات (۲-۶۳) و (۲-۶۴)، فرض بر اين است كه پايين‌ترين نقطه شبكه در داخل لايه لگاريتمي قرار مي‌گيرد. اگر تفكيك قائم مدل عددي براي برقراري اين فرض كافي نباشد، ضريب درگ معادل 0.0025 در نظر گرفته مي‌شود كه اين همان قانون درجه دوم درگ است.

ج- مرزهاي جانبي: براي حوزه‌هاي بسته، شرايط مرزي جانبي كاملاً مشخص است. شرايط شارهاي جرم، اندازه حركت، گرما، شوري و تلاطم برابر صفر، بايد روي مرزهاي جانبي جامد برقرار باشد. اما در مرزهاي باز[2]، اثرگذاري مناطق خارج از محدوده مدل بر منطقه مدلسازي بايد به گونه‌اي مشخص شوند. از اين رو، شرايط مرزي جانبي باز سخت‌ترين و مشكل‌ترين مسئله است كه بايد بدرستي تعريف شوند (چون معمولاً شرايط خارجي نامشخص هستند). اگر داده‌هاي اندازه‌گيري مستقيم به اندازه كافي در مرز باز موجود باشد يا شرايط در آنجا با استفاده از مدل عددي ديگري محاسبه شده باشد، توصيف شرايط مرزي در اين مناطق مشكل ساز نخواهد بود. اما، اين شرايط در عمل بندرت وجود دارد. بنابراين تقريبهاي مختلفي، برخي نزديكتر به واقعيت نسبت به ديگري، احتياج است. بطور كلي، نتايج مدلسازي عددي معمولاً به چگونگي تعريف شرايط مرزي جانبي وابسته است و از اين رو در انتخاب درست اين شرايط بايد دقت كافي لحاظ شود تا اطمينان حاصل شود كه نتايج حاصل از حل عددي، نتايج معني دار و معتبر است.

با اين وجود، برخي از قوانين كلي براي توصيف شرايط مرزهاي جانبي باز در ادامه بيان مي‌شود. زمانيكه كميتهاي q^2, S, Θ و l در مرز باز مدنظر هستند، بررسي اينكه جريانهاي ورودي يا خروجي روي مرز جانبي وجود دارد، نوع شرايط مرزي را تعيين مي‌كند. زماني كه جريان ورودي روي مرز وجود دارد، Θ و S بايد روي مرز مشخص باشند، در حاليكه براي زماني كه جريان

[1] - Roughness scale

[2] - Open boundaries

خروجي روي مرز باز در نظر گرفته مي‌شود، Θ و S بايد به سمت بيرون از منطقه مدل فرارفت[1] كنند، يعني:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\theta,S)+u_n\frac{\partial}{\partial n}(\theta,S)=0 \qquad (۶۵-۲)$$

كه در آن n بيانگر جهت عمود بر مرز جانبي است. براي تعيين q^2 و l روي مرز جانبي باز، با فرض نسبتاً دقيقي مي‌توان از هر نوع فرارفت روي مرز جانبي صرفنظر كرد.

تعريف شرايط اندازه حركت و جرم روي مرزهاي باز تا حدودي پيچيده‌تر است. چون اين كميتها در حقيقت، تابع برهمكنش[2] با محدوده‌هاي خارج از منطقه مدل هستند و هنگامي كه منطقه محدودي در مدلسازي مدنظر است، آنها نامشخص هستند. با اين وجود، بايد به گونه اي جريانهاي ورودي و خروجي برحسب زمان روي مرزها مشخص شوند. همچنين مهمترين شرطي كه بايد برقرار باشد تعادل جرم است. براساس اين شرط، شرايط مرزي جانبي باز بايد به گونه‌اي تعيين شود كه هيچ افزايش جرمي در يك دوره زماني مشخص در منطقه مدلسازي ايجاد نشود. براي محاسبات جزرومدي (مد باروتروپيك)، نوسان سطح آزاد $\eta(t)$ ، ممكن است روي مرزها از پيش تعيين شود. اكثر مواقع، شرايط مرزي تابش[3] سامرفلد[4] كه بصورت زير تعريف مي‌شود، مورد استفاده قرار مي گيرد:

$$\frac{\partial\phi}{\partial t}+c\frac{\partial\phi}{\partial n}=0 \qquad (۶۶-۲)$$

كه در آن ϕ هر كميت از قبيل $\eta, u_1, ...$ و c سرعت فازي است كه يك آشفتگي[5] درون محيط با آن به مرز جانبي نزديك مي‌شود. معادله (۲-۶۶) به اين منظور در نظر گرفته مي‌شود تا از آشفتگيهاي گذرا[6] كه درون محدوده مدل ايجاد مي‌شوند، جلوگيري نشود. اگرچه كاربرد اين معادله هميشه خالي از ابهام نيست. خصوصاً، چون سرعت فاز انتشار آشفتگي در مدل از قبل مشخص نيست، و نيز اينكه تعيين اينكه كدام آشفتگي‌ها از داخل محيط به سمت مرزها منتشر مي‌شوند، مشكل است. يك استراتژي در تعديل مشكل اول، محاسبه سرعت فاز در درون محدوده مدل، مجاور مرز باز با استفاده از جوابهاي داخل محدوده و سپس استفاده از معادله (۲-۶۶) است. اين روش، روش اورلانسكي[7] ناميده مي‌شود [۳۸] و كاربرد آن نيازمند توجه كافي است چون ممكن است به مقادير نويز داراي براي c منجر شود و جوابهاي داخل محدوده مدل رامتاثر سازد [۲۳].

---

[1] - Advected
[2] - Interaction
[3] - Radiation
[4] - Sommerfeld
[5] - Disturbance
[6] Transient
[7] - Orlonski

در خاتمه، لازم به يادآوري است كه شرايطي مانند معادله (۲-۶۶) جانشيني براي دانستن اينكه چگونه منطقه خارج مدل شرايط مرزي جانبي باز را تحت تاثير قرار مي‌دهد، نيست.

۲-۹- تبديل معادلات به سيستم مختصات سيگما

همانطور كه قبلاً اشاره شد، سيستم مختصات عمودي منطبق بر توپوگرافي، مزيت‌هاي بسياري در مورد حوزه‌هاي اقيانوس دارد كه در آنها دامنه تغييرات عمق بستر بسيار وسيع است. اگرچه همانطور كه بيان شد، اين سيستم مختصات خالي از اشكال نيست. در اين قسمت، با استفاده از تغيير متغير زير معادلات حاكم از سيستم مختصات z به سيستم مختصات سيگما (σ) برده مي‌شوند.

$$\sigma = \frac{z-\eta}{H+\eta} \qquad (۲-۶۷)$$

معمولاً، معادلات حاكم از سيستم مختصات z با مولفه‌هاي (x_1, x_2, z, t) به سيستم مختصات σ با مولفه‌هاي $(\bar{x}_1, \bar{x}_2, \sigma, \bar{t})$ تبديل مي‌شوند. كه در آن $x_1 = \bar{x}_1$, $x_2 = \bar{x}_2$ و $t = \bar{t}$ هستند.

اگر ϕ يك متغير وابسته فرض شود كه بيانگر هر كميت از يك خصوصيت اقيانوس باشد، سپس مشتق اين كميت وابسته در اين دو سيستم مختصات بصورت زير مرتبط مي‌شود:

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \phi}{\partial x_1} &= \frac{\partial \phi}{\partial \bar{x}_1} - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma}\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial \bar{x}_1} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}_1}\right) \\
\frac{\partial \phi}{\partial x_2} &= \frac{\partial \phi}{\partial \bar{x}_2} - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma}\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial \bar{x}_2} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}_2}\right) \\
\frac{\partial \phi}{\partial z} &= \frac{1}{D}\frac{\partial \phi}{\partial \sigma} \qquad (۲-۶۸) \\
\frac{\partial \phi}{\partial t} &= \frac{\partial \phi}{\partial \bar{t}} - \frac{\partial \phi}{\partial \sigma}\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial \bar{t}} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}}\right)
\end{aligned}$$

كه در آن $D = H + \eta$ عمق كل ستون آب است. لازم به ذكر است، همانطور كه در معادله (۲-۶۷) بيان شد، دامنه تغييرات σ بين صفر در سطح آزاد $z = \eta$ تا ۱- در بستر $z = -H$ است (همچنين، σ را مي‌توان به گونه‌اي تعريف كرد كه در محدوده (۱ و ۱-) تغيير كند). با استفاده از معادله (۲-۶۸) و صرفنظر از علامت خط بار روي حروف براي ساده نويسي بيشتر، معادله پيوستگي (۲-۵۲)، معادلات اندازه حركت (۲-۵۴) تا (۲-۵۶)، معادلات پايستگي (۲-۶۰) و (۲-۶۱)، و معادلات تلاطم (۲-۶۵) و (۲-۶۶) را مي‌توان به شكل زير نوشت:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 u_1 D) + \frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 u_2 D)\right] + \frac{\partial w}{\partial \sigma} = 0 \qquad (۲-۶۹)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(u_1 D)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 {u_1}^2 D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 u_1 u_2 D\right)\right]+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(w u_1\right)+\frac{u_1 u_2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}$$
$$-\frac{{u_2}^2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}-f u_2 D=-D P_1+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial u_1}{\partial \sigma}\right)+D F_1 \qquad (۷۰\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(u_2 D)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 u_1 u_2 D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 {u_2}^2 D\right)\right]+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(w u_2\right)+\frac{u_1 u_2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}$$
$$-\frac{{u_1}^2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}+f u_1 D=-D P_2+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_M}{D}\frac{\partial u_2}{\partial \sigma}\right)+D F_2 \qquad (۷۱\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\Theta D)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 u_1 \Theta D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 u_2 \Theta D\right)\right]+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(w\Theta\right)$$
$$=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial \Theta}{\partial \sigma}\right)+D F_\Theta \qquad (۷۲\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(S D)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 u_1 S D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 u_2 S D\right)\right]+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(w S\right)$$
$$=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right)+D F_S \qquad (۷۳\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(q^2 D\right)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 u_1 q^2 D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 u_2 q^2 D\right)\right]+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(w q^2\right)$$
$$=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_q}{D}\frac{\partial q^2}{\partial \sigma}\right)+\frac{2K_M}{D}\left[\left(\frac{\partial u_1}{\partial \sigma}\right)^2+\left(\frac{\partial u_2}{\partial \sigma}\right)^2\right]+2K_H\frac{g}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial \sigma}-\frac{2q^3 D}{B_1 l}+D F_q \qquad (۷۴\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\left(q^2 l D\right)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 u_1 q^2 l D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 u_2 q^2 l D\right)\right]+\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(w q^2 l\right)$$
$$=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(\frac{K_q}{D}\frac{\partial}{\partial \sigma}\left(q^2 l\right)\right)+K_M E_1\frac{1}{D}\left[\left(\frac{\partial u_1}{\partial \sigma}\right)^2+\left(\frac{\partial u_2}{\partial \sigma}\right)^2\right]+K_H E_3 l\frac{g}{\rho}\frac{\partial \rho}{\partial \sigma}$$
$$-\frac{q^3 D}{B_1}\left[1+E_2\left(\frac{l}{kL}\right)^2\right]+D F_l \qquad (۷۵\text{-}۲)$$

که در این معادلات، F_1, F_2, F_Θ, F_q و F_l به ترتیب بیانگر جملات پخش افقي براي اندازه حرکت و کمیتهاي اسکالر Θ ,q^2 و l هستند. همچنین P_1 و P_2 معرف گرادیانهاي افقي فشار هستند. باید توجه شود که از علامت خط بار براي $\bar{w}$ در معادلات (۲-۶۹) تا (۲-۷۵) صرفنظر شده است، که بیانگر سرعت عمودي کاذب[1] در سیستم مختصات سیگما است و به صورت زیر تعریف مي‌شود:

$$\bar{w}=w-u_1\sigma\frac{\partial D}{\partial \bar{x}_1}+\frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}_1}-u_2\sigma\frac{\partial D}{\partial \bar{x}_2}+\frac{\partial \eta}{\partial \bar{x}_2}-\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial \bar{t}}+\frac{\partial \eta}{\partial \bar{t}}\right) \qquad (۷۶\text{-}۲)$$

[1] - Pseudo

با تعریف این رابطه، معادلات حاکم در بالا و نیز شرایط مرزي که لازم است در سطح آزاد و بستر اقیانوس برقرار باشند، ساده شده و بصورت زیر تعریف مي‌شوند:

$$\overline{w} = 0 \quad at \quad \sigma = 0 \quad and \quad \sigma = -1 \tag{۷۷-۲}$$

جملات گرادیان فشار DP_1 و DP_2 را مي‌توان از معادله (۲-۳۶) بدست آورد:

$$DP_1 = \frac{D}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial x_1} + gD\frac{\partial \eta}{\partial x_1} + \frac{gD^2}{\rho_0}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\int_\sigma^0 \rho\, d\sigma' - \rho\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\right] - \frac{gD}{\rho_0}\frac{\partial D}{\partial x_1}\int_\sigma^0 \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'}\, d\sigma' \tag{۷۸-۲}$$

$$DP_2 = \frac{D}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial x_2} + gD\frac{\partial \eta}{\partial x_2} + \frac{gD^2}{\rho_0}\left[\frac{\partial}{\partial x_2}\int_\sigma^0 \rho\, d\sigma' - \rho\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\right] - \frac{gD}{\rho_0}\frac{\partial D}{\partial x_2}\int_\sigma^0 \frac{\partial \rho}{\partial \sigma'}\, d\sigma' \tag{۷۹-۲}$$

جملات و شکساني افقي DF_1 و DF_2 بصورت زیر تعریف مي‌شوند:

$$DF_1 = \frac{1}{h_1 h_2}\left\{\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\tau_{11}\right) - h_2\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\tau_{11}\right]\right\} + \frac{\partial}{\partial x_2}\left\{\left(h_1\tau_{21}\right) - h_1\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\tau_{21}\right] + \tau_{21}\frac{\partial h_1}{\partial x_2} - \tau_{22}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}\right\} \tag{۸۰-۲}$$

$$DF_2 = \frac{1}{h_1 h_2}\left\{\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\tau_{21}\right) - h_2\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\tau_{12}\right]\right\} + \frac{\partial}{\partial x_2}\left\{\left(h_1\tau_{22}\right) - h_1\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\tau_{22}\right] + \tau_{12}\frac{\partial h_2}{\partial x_1} - \tau_{11}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}\right\} \tag{۸۱-۲}$$

که در آنها:

$$\tau_{11} = 2A_M\left\{\frac{1}{h_1}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(u_1 D\right) - \frac{\partial}{\partial \sigma}\left[u_1\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\right]\right] + \frac{u_2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}\right\}$$

$$\tau_{12} = 2A_M\left\{\frac{h_1}{h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_2}\left(\frac{u_1 D}{h_1}\right) - \frac{1}{h_1}\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[u_1\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\right]\right] + \frac{h_2}{h_1}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(\frac{u_2 D}{h_2}\right) - \frac{1}{h_2}\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[u_2\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\right]\right]\right\} \tag{۸۲-۲}$$

$$\tau_{22} = 2A_M\left\{\frac{1}{h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_2}\left(u_2 D\right) - \frac{\partial}{\partial \sigma}\left(u_2\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\right)\right]\frac{u_1 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}\right\}$$

جمله پخش افقي DF_Θ به صورت زير تعريف مي‌شود:

$$DF_\Theta = \frac{1}{h_1 h_2}\left\{\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 q_1) - h_2 \frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right) q_1\right]\right.$$
$$\left. + \frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 q_2) - h_1 \frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right) q_2\right]\right\} \qquad (۸۳-۲)$$

كه در آن:

$$q_1 = A_H \frac{1}{h_1}\left\{\frac{\partial}{\partial x_1}(\Theta D) - \frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x_1} + \frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\Theta\right]\right\} \qquad (۸۴-۲)$$

$$q_2 = A_H \frac{1}{h_2}\left\{\frac{\partial}{\partial x_2}(\Theta D) - \frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\left(\sigma \frac{\partial D}{\partial x_2} + \frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\Theta\right]\right\} \qquad (۸۵-۲)$$

جملات پخش افقي F_l, F_q, F_S در معادلات (۲-۷۳) تا (۲-۷۵) براساس روابطي مشابه با معادلات (۲-۸۳) تا (۲-۸۵) تعريف مي‌شوند، با اين تفاوت كه Θ به ترتيب با q^2, S و $q^2 l$ جايگزين مي‌شود.

روابط بالا براي كميتهاي پخش افقي، تعاريف كلي هستند. اين امكان وجود دارد كه با حذف جملات $\frac{\partial \eta}{\partial x_1}$ و $\frac{\partial \eta}{\partial x_2}$ اين روابط ساده شود. زيرا مي‌توان فرض كرد كه به استثناء مناطق ساحلي خيلي كم عمق، $\frac{\partial \eta}{\partial x_1} << \frac{\partial D}{\partial x_1}$ و $\frac{\partial \eta}{\partial x_2} << \frac{\partial D}{\partial x_2}$ است و بعلاوه تقريب $D \cong H$ نيز مي‌توان معتبر است.

به آساني ديده مي‌شود كه حتي پس از اين ساده سازيها، عمومي‌ترين شكل روابط جملات پخش افقي باز هم پيچيده هستند و نياز به محاسبات زمانبر دارند. از اينرو، به ساده نويسي بيشتر اين روابط احتياج است.

علاوه بر اينها، هنوز عدم قطعيت[1]هاي زيادي مرتبط با چگونگي انتخاب ضرايب اختلاط افقي، يعني A_M و A_H وجود دارد. بيشتر اوقات از پخش افقي به عنوان يك الزام[2] عددي براي كنترل انتقال انرژي[3] در مقياس زير شبكه در محاسبات عددي استفاده مي‌شود و مقادير A_M و A_H بر اساس يك روش فاقد عموميت[4] تعيين مي‌شوند كه بيشتر براساس فرضيات عددي است تا مفهوم فيزيكي. دانش امروز از اختلاط افقي، خصوصاً به اين علت كه به فرآيندها در مقياس زير شبكه مرتبط مي‌شود، نسبتاً ابتدايي است. شايان ذكر است كه در مورد فرآيندهاي اختلاط قائم كه به تلاطم خرد مقياس مرتبط مي‌شود، دانسته‌هاي بسيار بهتري وجود دارد.

---

[1] - Uncertainty

[2] - Necessity

[3] - Energy pileup

[4] - Ad-hoc

براساس آنچه گفته شد، در حال حاضر، راه حل ممكن براي محاسبه F_1, F_2, F_Θ, F_q و F_l ساده‌سازي روابط حاكم است. بنابراين، رابطه ساده شده براي F_Θ برابر است با:

$$DF_\Theta = \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2 q_1) + \frac{\partial}{\partial x_2}(h_1 q_2)\right] \qquad (۸۶\text{-}۲)$$

كه در آن:

$$q_1 = A_H \frac{1}{h_1}\left[H\frac{\partial \Theta}{\partial x_1} - \left(\frac{\partial H}{\partial x_1}.\sigma\frac{\partial \Theta}{\partial \sigma}\right)\right]$$

$$q_2 = A_H \frac{1}{h_2}\left[H\frac{\partial \Theta}{\partial x_2} - \left(\frac{\partial H}{\partial x_2}.\sigma\frac{\partial \Theta}{\partial \sigma}\right)\right] \qquad (۸۷\text{-}۲)$$

در استفاده از معادلات (۲-۸۶) و (۲-۸۷) بايد توجه شود كه از پخش مصنوعي[1] Θ در راستاي سطوح سيگما (كه كاملاً يك فرآيند عددي است تا مفهوم فيزيكي) حتي در زماني كه هيچ گراديان افقي Θ وجود ندارد، اجتناب شود [۳].

رابطه حاكم براي F_S مشابه معادله (۲-۸۵) است، با اين تفاوت كه S جايگزين Θ در معادلات (۲-۸۶) و (۲-۸۷) مي‌شود. روابط حاكم براي F_q و F_l نيز به همين شكل اند، با اين تفاوت كه مي‌توان براي آنها با تقريب خوبي از جمله دوم نوشته شده در براكت در معادلات (۲-۸۶) و (۲-۸۷) صرفنظر كرد. چون در مناطق عميق اقيانوس، پخش q^2 و $q^2 l$ در امتداد سطوح همچگالي[2] بسيار كوچك هستند، كه علت آن بسيار كوچك بودن اين كميتها است. با اين فرض، برخلاف روابط Θ و S، خطر ايجاد تفاوت عمده در خصوصيات توده آب پس از زمان طولاني انتگرال گيري وجود ندارد.

روابط مربوط به و شكساني افقي F_1 و F_2 را مي توان با توجه به مزيت‌هاي قابل توجه در محاسبات عددي و نيز كاهش ناچيز در ميزان دقت، به فرم ساده شده زير نوشت:

$$DF_1 = \frac{1}{h_1}\frac{\partial}{\partial x_1}\left[2A_M D\frac{1}{h_1}\frac{\partial u_1}{\partial x_1}\right] + \frac{1}{h_2}\frac{\partial}{\partial x_2}\left[A_M D\left(\frac{1}{h_2}\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{1}{h_1}\frac{\partial u_2}{\partial x_1}\right)\right]$$

$$DF_2 = \frac{1}{h_2}\frac{\partial}{\partial x_2}\left[2A_M D\frac{1}{h_2}\frac{\partial u_2}{\partial x_2}\right] + \frac{1}{h_1}\frac{\partial}{\partial x_1}\left[A_M D\left(\frac{1}{h_2}\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{1}{h_1}\frac{\partial u_2}{\partial x_1}\right)\right] \qquad (۸۸\text{-}۲)$$

[1] - Artificial

[2] - Isopycnal

۲-۹-۱- روش تفكيك مد[1]

از آنجا كه در معادلاتي كه در بخش قبل بيان شد، ديناميك سطح آزاد در نظر گرفته شده است و از تقريب مرز سخت استفاده نشده است، حل معادلات فوق شامل امواج گرانشي دروني و بيروني تواماً خواهد بود. بنابراين، از لحاظ عددي لازم است اين معادلات براساس گام زماني كه براساس شرط CFL و مرتبط با امواج گرانشي خارجي تعيين مي‌شود، حل شوند تا از ايجاد ناپايداريهاي عددي در حل معادلات اجتناب شود. عموماً حل معادلات مذكور با چنين تفكيك زماني بالا، از لحاظ مفهوم فيزيكي ضروري بنظر نمي‌رسد و نيز از نظر انجام محاسبات بسيار سنگين و زمانبر است. از اين رو، مطلوب است تا از محاسبات مد خارجي تا حد ممكن صرفنظر شود. اين كار با استفاده از تكنيكي كه تفكيك مد ناميده مي‌شود، انجام مي‌شود. اين تكنيك شامل تفكيك معادلات به دو مد خارجي و داخلي و حل هر كدام از آنها بطور مستقل، براساس گامهاي زماني است كه با استفاده از سرعت امواج گرانشي مربوط به هر مد تعيين مي‌شود. البته بايد اين اطمينان وجود داشته باشد كه اين محاسبات با يكديگر سازگار و بطور همزمان انجام مي‌شوند.

مزيت اصلي اين روش صرفه‌جويي عمده در زمان محاسبات است. چون معادلات حاكم بر مد باروتروپيك كه بطور عمودي از سطح تا عمق انتگرال گيري شده و مد خارجي را تشكيل مي‌دهند، كمتر و حل بسيار ساده‌تر دارند. از سوي ديگر، معادلات باروكلينيك (يا ساختار قائم) كه مد داخلي را تشكيل مي‌دهند، از لحاظ محاسبات پيچيده‌تر هستند ولي در گام زماني بسيار بلندتر نسبت به مد باروتروپيك حل مي‌شوند، چون اين گام زماني بر اساس سرعت آهسته انتشار امواج گرانشي دروني تعيين مي‌شود. معادلات باروتروپيك لازم است در گامهاي زماني كوچكتر كه توسط امواج گرانشي سطحي (خارجي) تعيين مي‌شود حل شوند، اما اين محاسبات بخش كوچكي از كل محاسبات را تشكيل مي‌دهند.

معادلات مد خارجي، با انتگرال گيري از معادلات پيوستگي و اندازه حركت (معادلات (۲-۶۱) تا (۲-۶۳) در جهت قائم و روي ستون آب، بدست مي‌آيند. با نمايش كميتهاي بطور قائم انتگرال گيري شده با نماد خط بار روي آنها براي مثال خواهيم داشت:

$$\bar{\phi} = \int_{-1}^{0} \phi \, d\sigma \qquad (۲-۸۹)$$

بنابراين، معادلات پيوستگي و اندازه حركت برابرند با:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2 \bar{u}_1 D\right) + \frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1 \bar{u}_2 D\right)\right] = 0 \qquad (۲-۹۰)$$

[1] - Mode splliting

$$\frac{\partial}{\partial t}(\bar{u}_1 D)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\bar{u}_1^2 D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1\bar{u}_1\bar{u}_2 D\right)\right]-f\bar{u}_2 D$$
$$+\frac{\bar{u}_1\bar{u}_2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}-\frac{\bar{u}_2^2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}=-\frac{D}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial x_1}-gD\frac{\partial \eta}{\partial x_1}$$
$$+(\tau_{01}-\tau_{b1})+\frac{gD^2}{\rho_0}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\int_{-1}^{0}d\sigma\int_{\sigma}^{0}\rho\, d\sigma'-\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_1}+\frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_1}\right)\int_{-1}^{0}\rho\, d\sigma'\right] \qquad (۹۱\text{-}۲)$$
$$+\frac{gD}{\rho_0}\frac{\partial D}{\partial x_1}\int_{-1}^{0}d\sigma\int_{\sigma}^{0}\sigma'\frac{\partial \rho}{\partial \sigma'}d\sigma'+D\bar{F}_1$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\bar{u}_2 D)+\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\bar{u}_1\bar{u}_2 D\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1\bar{u}_2^2 D\right)\right]+f\bar{u}_1 D$$
$$+\frac{\bar{u}_1\bar{u}_2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}-\frac{\bar{u}_1^2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}=-\frac{D}{\rho_0}\frac{\partial p_a}{\partial x_2}-gD\frac{\partial \eta}{\partial x_2}$$
$$+(\tau_{02}-\tau_{b2})+\frac{gD^2}{\rho_0}\left[\frac{\partial}{\partial x_2}\int_{-1}^{0}d\sigma\int_{\sigma}^{0}\rho\, d\sigma'-\left(\frac{\sigma}{D}\frac{\partial D}{\partial x_2}+\frac{1}{D}\frac{\partial \eta}{\partial x_2}\right)\int_{-1}^{0}\rho\, d\sigma'\right] \qquad (۹۲\text{-}۲)$$
$$+\frac{gD}{\rho_0}\frac{\partial D}{\partial x_2}\int_{-1}^{0}d\sigma\int_{\sigma}^{0}\sigma'\frac{\partial \rho}{\partial \sigma'}d\sigma'+D\bar{F}_2$$

که جمله آخر در هر يك از معادلات اندازه حركت در برگيرنده جملات پخش افقي است كه بطور قائم انتگرال گيري شده‌اند و بصورت زير بيان مي‌شوند:

$$D\bar{F}_1=\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\bar{\tau}_{11}\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1\bar{\tau}_{21}\right)+\bar{\tau}_{21}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}-\bar{\tau}_{22}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}\right]$$
$$-\frac{1}{h_1^2 h_2}\left\{\frac{\partial}{\partial x_1}\left[h_1 h_2 D\int_{-1}^{0}(u_1-\bar{u}_1)^2\, d\sigma\right]+\frac{\partial}{\partial x_2}\left[h_1^2 D\int_{-1}^{0}(u_1-\bar{u}_1)(u_2-\bar{u}_2)d\sigma\right]\right\} \qquad (۹۳\text{-}۲)$$
$$+\left\{\frac{1}{h_1^2}\frac{\partial h_1}{\partial x_1}\int_{-1}^{0}(u_1-\bar{u}_1)^2\, d\sigma+\frac{1}{h_1 h_2}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}\int_{-1}^{0}(u_2-\bar{u}_2)^2\, d\sigma\right\}$$

$$D\bar{F}_2=\frac{1}{h_1 h_2}\left[\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\bar{\tau}_{12}\right)+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1\bar{\tau}_{22}\right)+\bar{\tau}_{12}\frac{\partial h_2}{\partial x_1}-\bar{\tau}_{11}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}\right]$$
$$-\frac{1}{h_1 h_2^2}\left\{\frac{\partial}{\partial x_1}\left[h_2^2 D\int_{-1}^{0}(u_1-\bar{u}_1)(u_2-\bar{u}_2)d\sigma\right]+\frac{\partial}{\partial x_2}\left[h_1 h_2 D\int_{-1}^{0}(u_2-\bar{u}_2)^2\, d\sigma\right]\right\} \qquad (۹۴\text{-}۲)$$
$$+\left\{\frac{1}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}\int_{-1}^{0}(u_1-\bar{u}_1)^2\, d\sigma+\frac{1}{h_2^2}\frac{\partial h_2}{\partial x_2}\int_{-1}^{0}(u_2-\bar{u}_2)^2\, d\sigma\right\}$$

كه در آنها:

$$\bar{\tau}_{11}=2A_M\left[\frac{h_2}{h_1}\frac{\partial}{\partial x_1}(\bar{u}_1 D)+\frac{\bar{u}_2 D}{h_1 h_2}\frac{\partial h_1}{\partial x_2}\right]$$

$$\bar{\tau}_{12} = A_M \left[\frac{h_1}{h_2} \frac{\partial}{\partial x_2} \left(\frac{\bar{u}_1 D}{h_1} \right) + \frac{h_2}{h_1} \frac{\partial}{\partial x_1} \left(\frac{\bar{u}_2 D}{h_2} \right) \right] = \bar{\tau}_{21} \qquad (۹۵-۲)$$

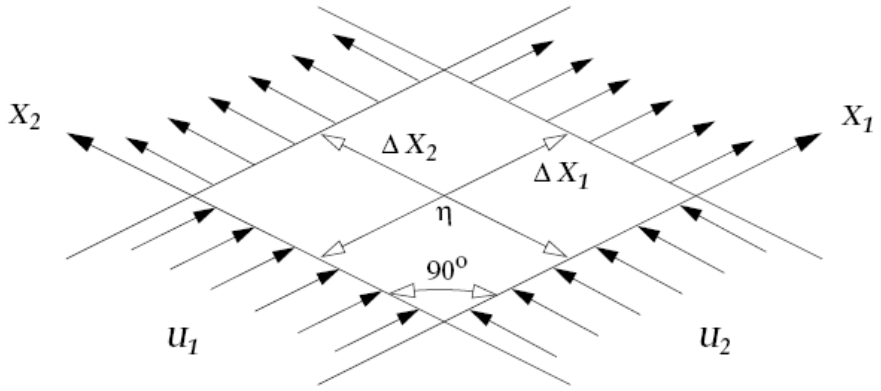
$$\bar{\tau}_{22} = 2A_M \left[\frac{h_1}{h_2} \frac{\partial}{\partial x_2} (\bar{u}_2 D) + \frac{\bar{u}_1 D}{h_1 h_2} \frac{\partial h_2}{\partial x_1} \right]$$

در اين معادلات جملات داخل آكولاد، جملات انتشار[1] ناميده مي‌شوند، كه بعلت خاصيت باروكلينيكي محيط يا ساختار سرعتهاي عمودي ايجاد مي‌شوند.

۲-۹-۲- گسسته سازي[2] معادلات حاكم

حل عددي معادلات حاكم، نيازمند گسسته‌سازي قلمرو حل و تبديل معادلات به شكل گسسته، براساس روش تفاضل محدود[3] است. شكل (۲-۹) شبكه عددي مورد استفاده براي گسسته سازي مكاني[4] را نشان مي‌دهد. اين نوع شبكه، شبكه آركاوا- سي[5] ناميده مي‌شود، كه به دسته شبكه‌هاي منظم[6] تعلق دارد. در يك شبكه C، كميتهايي مانند η و H در مركز شبكه تعريف مي‌شوند و مولفه غرب به شرق سرعت $\bar{u}_1$ ، به اندازه نصف طول شبكه از مركز آن به سمت غرب منتقل مي‌شود و مولفه جنوب به شمال سرعت $\bar{u}_2$، به اندازه نصف طول شبكه از مركز به سمت جنوب منتقل مي‌شود.

در مقايسه با اين شبكه مي‌توان به شبكه B اشاره كرد كه توسط برايان- كاكس- سمتنر[7] ارائه شده است، و در برخي از مدلهاي اقيانوسي مورد استفاده قرار مي‌گيرد. در اين شبكه، $\bar{u}_1$ و $\bar{u}_2$ هر دو در يك مكان تعريف مي‌شوند و به اندازه نصف طول شبكه نسبت به η و H جابجا مي‌شوند.



شكل ۲-۹: تفسير فيزيكي معادله (۲-۹۸) كه تعادل جرم در حجم كنترل نشان داده شده را توصيف مي كند.

---

1 - Dispersion
2 - Discretization
3 - Finite difference
4 - Spatial
5 - Arakawa C
6 - Staggered
7 - Brayan-Cox-Semtner

انتخاب اينكه كدام نوع شبكه مناسب تر است، بسيار وابسته به نسبت اندازه شبكه عددي به شعاع راسبي[1] است. در شبكه هاي درشت[2]، از قبيل مدلهاي اقيانوسي كه در مدلسازي اقليم يا مدلسازي كل اقيانوسهاي جهان مورد استفاده قرار مي‌گيرند، شبكه B مناسب‌تر است، كه به خاطر ويژگيهاي انتشار امواج در اين نوع شبكه است. با توجه به اينكه توان محاسباتي موجود در سالهاي اخير بطور چشمگيري افزايش يافته است، مدلسازي كل اقيانوسهاي جهان با شبكه‌بنديهاي ريزتر نيز امكان پذير شده است. براين اساس، بنظر مي‌رسد كه شبكه C انتخاب بسيار مناسب‌تري براي گسسته سازي محدوده حل باشد. بعلاوه براي مدلسازي آبهاي كم عمق ساحلي اطراف حوزه‌هاي اقيانوسي، تفكيك مكاني بالا نسبتاً ضروري است، تا بتوان فرآيندهاي با مقياس مكاني كوچك را كه از ويژگيهاي اين مناطق است در مدلسازي بررسي كرد. از اين رو، شبكه C در اين اهداف نيز انتخاب مناسب تري است.

مدل عددي براي متغيرهاي پيشيابي[3] η ، l و q^2, S, Θ, u_2, u_1 بر حسب تابعي از زمان حل مي‌شود. اين حل، از مجموعه مشخصي از شرايط اوليه آغاز مي‌شود و تحت تأثير نيروهاي واداشت تنش باد و شار شناوري در سطح اقيانوس، و مقادير از پيش تعريف شده انتقال روي مرزهاي جانبي باز قرار مي‌گيرد. متغيرهاي پيشيابي مذكور نه تنها در جهت افقي بلكه در جهت قائم نيز گسسته‌سازي مي‌شوند. در حاليكه K_H, K_M, w, l, q در ترازهاي σ قرار مي‌گيرند، متغيرهاي $\rho, S, \Theta, u_2, u_1$ در جهت قائم و بين دو تراز متوالي σ تعريف مي‌شوند (به شكل (۲-۱۰) مراجعه شود). شايان ذكر است كه كميتهاي $K_H, K_M, \rho, S, \Theta, l, q, w$ در مركز هر شبكه افقي تعريف مي‌شوند در حاليكه u_2, u_1 بطوري كه در بالا بيان شد، قرار مي‌گيرند. تنشهاي برشي τ_1, τ_2 به همان شكل u_2, u_1 روي شبكه افقي تعريف مي‌شوند، ولي در جهت عمودي روي ترازهاي σ قرار مي‌گيرند.

از آنجا كه معادلات ديفرانسيلي حاكم به شكل پايستاري شار[4] هستند، جرم و انرژي هنگامي كه معادلات گسسته‌سازي مي‌شوند پايسته مي‌مانند. با بكارگيري تقريبهاي تفاضل محدود براي يك حجم كنترل و با استفاده از تعاريف زير خواهيم داشت:

$$h_1 \delta x_1 = \Delta x_1 \qquad and \qquad h_2 \delta x_2 = \Delta x_2 \qquad (۹۶-۲)$$

كه در آن Δx_1 و Δx_2 به ترتيب اندازه‌هاي شبكه در جهات x_1 و x_2 هستند.

با ضرب تمام معادلات حاكم كه شامل معادلات مد داخلي (معادلات (۲-۶۹) تا (۲-۷۵)) و معادلات مد خارجي (معادلات (۲-۹۰) تا (۲-۹۲)) در $h_1 \delta x_1 . h_2 \delta x_2$ ، قبل از تبديل آنها به فرم تفاضل محدود، معادله پيوستگي بصورت زير بدست مي‌آيد:

---

[1] - Rossby radius

[2] - Coarse

[3] - Prognostic

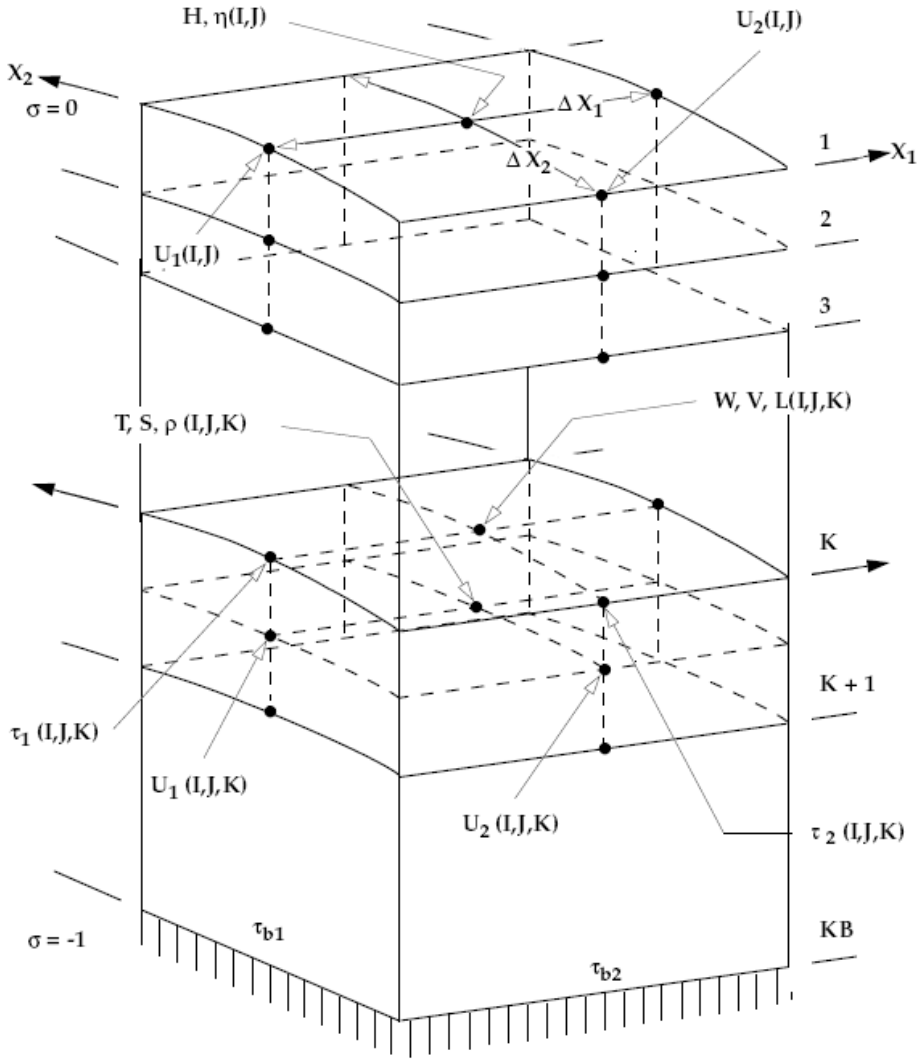
[4] - Flux-conservative

$$(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2\delta x_2 . u_1 D)\delta x_1+\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1\delta x_1 . u_2 D)\delta x_2 + (h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial \omega}{\partial \sigma}=0 \qquad (۹۷\text{-}۲)$$

با بهره‌گيري از معادله (۹۶-۲) معادل تفاضل محدود معادله پيوستگي برابر است با:

$$\Delta x_1 . \Delta x_2 \delta_t \eta + \Delta_{x1}(\Delta x_2 . u_1 D)+\Delta_{x2}(\Delta x_1 . u_2 D)+\Delta x_1 . \Delta x_2 \delta_\sigma \omega = 0 \qquad (۹۸\text{-}۲)$$

كه در آن δ_σ, Δ_{x2}, Δ_{x1}, δ_t بيانگر عملگرهاي تفاضل محدود هستند.



شكل۲-۱۰: مكان متغييرهاي مدل بر روي شبكه عددي منظم آراكاوا- سي.

براي هر كميت دلخواه $\phi(x_1, x_2, \sigma, t)$ عملگرهاي تفاضل محدود بكار برده شده در معادله بالا بصورت زير تعريف مي‌شوند:

$$\delta_t\phi=\frac{1}{2\Delta t}\left[\phi(x_1,x_2,\sigma,t+\Delta t)-\phi(x_1,x_2,\sigma,t-\Delta t)\right]$$

$$\delta_\sigma\phi=\frac{1}{\Delta\sigma}\left[\phi\left(x_1,x_2,\sigma+\frac{\Delta\sigma}{2},t\right)-\phi\left(x_1,x_2,\sigma-\frac{\Delta\sigma}{2},t\right)\right]$$

$$\Delta_{x1}\phi=\left[\phi\left(x_1+\frac{\Delta x_1}{2},x_2,\sigma,t\right)-\phi\left(x_1-\frac{\Delta x_1}{2},x_2,\sigma,t\right)\right] \qquad (۹۹\text{-}۲)$$

$$\Delta_{x2}\phi=\left[\phi\left(x_1,x_2+\frac{\Delta x_2}{2},\sigma,t\right)-\phi\left(x_1,x_2-\frac{\Delta x_2}{2},\sigma,t\right)\right]$$

$$\delta_{x1}\phi=\frac{1}{\Delta x_1}.\Delta_{x1}\phi,\quad \delta_{x2}\phi=\frac{1}{\Delta x_2}.\Delta_{x2}\phi$$

شكل (۲-۹) تعبير فيزيكي معادله (۲-۹۸) را ميسر مي‌سازد، كه تعادل جرم در حجم كنترل نشان داده شده را توصيف مي‌كند.

معادلات پايستگي كميتهاي اسكالر (مانند انرژي جنبشي تلاطم) نيز به روش مشابه به شكل معادله تفاضل محدود معادل نوشته مي‌شوند:

$$\begin{aligned}&(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial}{\partial t}\left(q^2D\right)+\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\delta x_2.u_1q^2D\right)\delta x_1+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1\delta x_1.u_2q^2D\right)\delta x_2\\&+(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(\omega q^2\right)=\frac{\partial}{\partial x_1}\left(h_2\delta x_2.A_HD\frac{1}{h_1}\frac{\partial q^2}{\partial x_1}\right)\delta x_1\\&+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(h_1\delta x_1.A_HD\frac{1}{h_2}\frac{\partial q^2}{\partial x_2}\right)\delta x_2+\frac{1}{D}(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial}{\partial\sigma}\left(K_H\frac{\partial q^2}{\partial\sigma}\right)\end{aligned} \qquad (۱۰۰\text{-}۲)$$

كه با جاگذاري معادله (۲-۹۶) بدست مي‌آيد:

$$\begin{aligned}&\Delta x_1.\Delta x_2\delta_t\left(q^2D\right)+\Delta_{x1}\left(u_1q^2D.\Delta x_2\right)+\Delta_{x2}\left(u_2q^2D.\Delta x_1\right)\\&+\Delta x_1.\Delta x_2\delta_\sigma\left(\omega q^2\right)=\Delta_{x1}\left[\Delta x_2.A_HD.\delta_{x1}\left(q^2\right)\right]\\&+\Delta_{x2}\left[\Delta x_1.A_HD.\delta_{x2}\left(q^2\right)\right]+\frac{\Delta x_1.\Delta x_2}{D}.\delta_\sigma\left[K_H\delta_\sigma\left(q^2\right)\right]\end{aligned} \qquad (۱۰۱\text{-}۲)$$

بطور مشابه معادلات حاكم بر كميتهاي اسكالر Θ ,S و q^2l قابل نوشتن است.

معادله اندازه حركت براي مولفه u_1 (معادله (۲-۷۰)) برابر است با:

$$\begin{aligned}&(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial}{\partial t}(u_1D)+\frac{\partial}{\partial x_1}\left(u_1^2D.h_2\delta x_2\right)\delta x_1+\frac{\partial}{\partial x_2}\left(u_1u_2D.h_1\delta x_1\right)\delta x_2\\&+u_1u_2D\frac{\partial}{\partial x_2}(h_1\delta x_1).\delta x_2-u_2^2D.\frac{\partial}{\partial x_1}(h_2\delta x_2).\delta x_1-(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)fu_2D\\&+(h_1\delta x_1)(h_2\delta x_2)\frac{\partial}{\partial\sigma}(\omega u_1)=\ldots\end{aligned} \qquad (۱۰۲\text{-}۲)$$

بنابراين، فرم تفاضل محدود معادله اندازه حركت مؤلفه u_1 برابر است با:

$$\Delta x_1.\Delta x_2\delta_t(u_1D)+\Delta_{x1}\left(u_1^2D.\Delta x_2\right)+\Delta_{x_2}\left(u_1u_2D.\Delta x_1\right)$$
$$-\Delta x_1.\Delta x_2\left\{f+\frac{1}{\Delta x_1.\Delta x_2}\left[u_2\Delta_{x1}(\Delta x_2)-u_1\Delta_{x2}(\Delta x_1)\right]\right\}u_2D \qquad (۱۰۳\text{-}۲)$$
$$+\Delta x_1.\Delta x_2.\delta_\sigma(\omega u_1)=\ldots$$

با توجه به رابطه فوق، پارامتر كوريوليس مجازي[1] در سيستم مختصات منحني وار متعامد[2] به صورت زير تعريف مي‌شود:

$$\tilde{f}=f+\frac{1}{\Delta x_1.\Delta x_2}\left[u_2\Delta_{x1}(\Delta x_2)-u_1\Delta_{x2}(\Delta x_1)\right] \qquad (۱۰۴\text{-}۲)$$

با اين تعريف، جملات شتابي كه از تغيير اندازه شبكه از يك شبكه به شبكه ديگر ايجاد مي‌شود نيز در نظر گرفته مي‌شود.

به همين ترتيب، فرم تفاضل محدود معادله اندازه حركت (معادله(۲-۷۱)) براي مولفه u_2 برابر است با:

$$\Delta x_1.\Delta x_2.\delta_t(u_2D)+\Delta_{x1}(u_1u_2D\Delta x_2)+\Delta_{x2}\left(u_2^2D\Delta x_1\right)$$
$$+\Delta x_1.\Delta x_2.\tilde{f}\,u_1D+\Delta x_1.\Delta x_2.\delta_\sigma(\omega u_2)=\ldots \qquad (۱۰۵\text{-}۲)$$

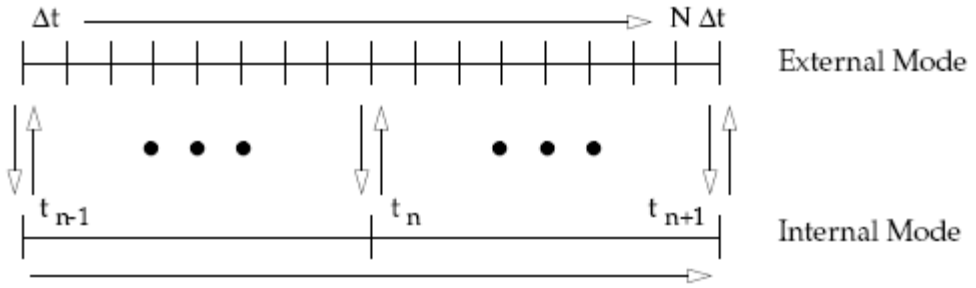
شايان ذكر است كه براي ساده نويسي و وضوح بيشتر از نوشتن جملات سمت راست در معادلات (۲-۱۰۳) تا (۲-۱۰۵) اجتناب شده است.

معادلات مد خارجي (باروتروپيك) كه شامل معادلات (۲-۹۰) تا (۲-۹۲) هستند، به طريق مشابه به شكل تفاضل محدود نوشته مي‌شوند. در نهايت، معادلات تفاضل محدود مدهاي داخلي و خارجي با استفاده از روش تفكيك مد كه در بخش (۲-۹-۱) بيان شد، حل مي‌شوند تا جوابهاي كميتهاي پيشيابي بر حسب تابعي از زمان بدست آيد. مد خارجي با استفاده از تكنيك تفاضل محدود صريح[3] حل مي‌شود، اما معادلات مد داخلي به روش غيرصريح[4] در جهت قائم به روش صريح در جهت افقي حل مي‌شوند. معادلات تفاضل محدود مد داخلي به شكل ماتريس قطري مثلثي[5] تبديل مي‌شوند و سپس با استفاده از تكنيكهاي مشهور از قبيل الگوريتم قطري- مثلثي توماس[6] حل مي‌شوند.

---

[1] - Pseudo-Coriolis
[2] - Orthogonal
[3] -Explicit
[4] - Implicit
[5] - Tri-diagonal
[6] - Thomas

همزمانسازي[1] نزديك بين دو مد داخلي و خارجي با وارد شدن به مد خارجي از مد داخلي كه درآن اصطكاك بستر و مولفه گراديان فشار ناشي از ميدان چگالي محاسبه مي‌شوند، صورت مي‌گيرد. سپس مد خارجي، نوسان سطح دريا و سرعت افقي بطور عمودي ميانگيري شده را براي مد داخلي مهيا مي‌سازد. اين ارتباط متقابل در هر يك گام زماني دروني صورت مي‌گيرد. مرحله بعدي حل با محاسبه مد خارجي (باروتروپيك) شروع شده و سپس اطلاعات مورد نياز براي مد داخلي (باروكلينيك) فرستاده مي‌شود و معادلات اين مد به اندازه يك گام زماني دروني حل مي‌شوند. سپس مد داخلي، اطلاعات مورد نياز را براي محاسبه به مد خارجي مي‌فرستد و به اين ترتيب كل فرآيند تكرار مي‌شود تا پايان محاسبات حاصل شود. (شكل ۲-۱۱).



شكل۲-۱۱: نمايش ارتباط بين مد داخلي و خارجي در يك مدل سه بعدي مختصات سيگما.

براي آماده سازي مدل عددي اقيانوس، داده‌هاي مورد نياز از آرشيو داده‌هاي اقيانوسي مانند مركز ملي داده‌هاي اقيانوسي[2](NODC) و داده‌هاي نيروهاي واداشت براي مدل از آرشيوهايي مانند اداره ملي اقيانوسي و جوي[3] يا مراكز پيش‌بيني عددي وضع هوا[4] (NWP) در نقاط مختلف جهان، مانند مركز ملي هواشناسي[5] (NMC) در ايالات متحده يا مركز پيش‌بيني ميان مقياس وضع هوا در اروپا[6] (ECMWF) استفاده كرد. همچنين براي داده‌هاي هندسه بستر مي‌توان از داده‌هاي ETOP05 بهره گرفت كه داده‌هاي آن با تفكيك نه كيلومتر، براي كل اقيانوس‌هاي جهان، توسط مركز ملي تحقيقات جوي[7] (NCAR) ارائه شده است.

با استفاده از اين بانك داده‌ها، استخراج داده‌هاي توپوگرافي بستر و نيز ميدانهاي سه بعدي دما و شوري اوليه براي نقاط شبكه مدل ميسر مي‌شود. البته قبل از استفاده، اين داده‌ها بايد پردازش و

[1] - Synchronization
[2] - National Oceanographic Data Center
[3] - National Oceanic and Atmospheric Administration
[4] - Numerical Weather Prediction
[5] - National Meteorological Center
[6] - European Center for Medium Range Weather Forecasting
[7] National Center for Atmospheric Research

ارزيابي شوند تا از خطاهاي احتمالي در داده‌ها جلوگيري شده و ميدانهاي با معني به عنوان شرايط اوليه مدل تعريف شوند. همچنين مي‌توان ميدانهاي شارهاي شناوري و اندازه حركت سطح اقيانوس را از NWP يا NOAA استخراج و به عنوان عوامل واداشت مد در نظر گرفت. شايان ذكر است كه آماده سازي داده‌ها و نيز تحليل داده‌هاي خروجي مدل بخش بسيار مهمي از تلاش براي مدلسازي اقيانوس را در برمي‌گيرد.

در پايان، لازم به ذكر است كه در اين بحث تنها مولفه‌هاي ديناميكي اقيانوس براي مدلسازي مدنظر قرار گرفت. در بسياري از كاربردهاي عملي از قبيل بررسي سرنوشت دي اكسيد كربن توليد شده توسط بشر كه بخش عمده آن در اقيانوسهاي جهان جذب مي‌شود، احتياج به حل معادلات براي متغيرهاي بيولوژيكي و شيميايي مي‌باشد. اين امر شامل نوشتن معادلات ديفرانسيل با مشتقات جزئي حاكم بر اين متغيرها (بسيار مشابه آنچه براي معادلات حاكم بر دما و شوري نوشته شد) و تبديل معادلات به فرم تفاضل محدود و سپس حل آنها به روش عددي است.

براي مثال براي بررسي چرخه كربن غيرآلي[1] در اقيانوس، از آنجا كه دي اكسيد كربن در عرضهاي جغرافيايي نزديك قطب توسط آب جذب مي‌شود (و در مناطق گرمتر استوايي از اقيانوس به محيط منتقل مي‌شود) و به كربنات و بيكربنات و اشكالي از گازهاي محلول تبديل مي‌شود، لازم است كه معادلات براي كل كربن و pH موجود در المان آب حل شوند. معادلات حاكم بر اينها، مشابه معادله پخش شوري است با اين تفاوت كه در سمت راست آنها جملات چشمه[2] و چاهك[3] نيز در نظر گرفته مي‌شوند. همچنين معادله دربرگيرنده نرخ واكنشهاي شيميايي كه منجر به ايجاد تعادل بين سه شكل از كربن مي‌شود، نيز لازم است حل شود. عليرغم اينها، روش مشابهي براي بررسي چگونگي رفتار اقيانوس در جذب و رهاسازي كربن توليد شده توسط بشر در داخل اتمسفر كه توسط سوختهاي فسيلي ايجاد مي‌شود، وجود ندارد. اين مسئله از اهميت آشكاري براي اقليم آينده جهان و نسلهاي بعدي كه در آن زندگي مي‌كنند برخوردار است.

چرخه كربن در اقيانوسها، مولفه ديگري را نيز شامل مي‌شود كه چرخه آلي[4] است. فيتوپلانكتونها در لايه‌هاي سطحي اقيانوس، دي اكسيد كربن محلول در آب را در داخل محدوده نورزي[5] (لايه‌هاي سطحي اقيانوس كه نور كافي براي فتوسنتز وجود دارد)، جذب مي‌كنند و سپس توسط موجودات زوپلانكتون مصرف مي‌شوند. پس از مرگ اين موجودات، پوسته‌هاي كربناتي بر روي بستر اقيانوس انباشته شده و بصورت غيرمحلول باقي مي‌ماند و بنابراين براي هزاران سال از اتمسفر جدا مي‌مانند. از اين رو، مقدار كربن جدا شده توسط اقيانوس به عنوان عامل مؤثر در گرم شدن سريع زمين محسوب

[1]- Inorganic carbon cycle

[2] - Source

[3] - Sink

[4] - Organic cycle

[5] - Photic zone

نمي‌شود. اين كربن تابعيت شديدي از توليد مواد بيولوژيكي[1] در لايه‌هاي سطحي اقيانوس دارد. موجودات پلنكتوني براي رشد، به مواد مغذي از قبيل نيتراتها و فسفاتها نياز دارند كه بايد از مناطق عميق تر اقيانوس تأمين شوند. بنابراين نور و مواد مغذي هر دو براي توليد محصولات بيولوژيكي لازم‌اند. شايان ذكر است لايه‌هاي سطحي اقيانوس كه تنها بخش كوچكي از كل اقيانوس را تشكيل مي‌دهند، مسئول توليد بيش از ۹۰ درصد محصولات بيولوژيكي و زنجيره غذايي هستند كه اين عامل بسيار مهم براي رشد جمعيت روي زمين است. در مناطق فراجوشي[2]، يعني مناطقي اغلب نزديك ساحل كه وزش باد به گونه‌اي است كه آب به سمت دور از ساحل پس زده مي‌شود و آبهاي مملو از مواد مغذي عميق‌تر جايگزين آن مي‌شود، براي مثال در زمانهاي تابستان و بهار كه اين پديده بيشتر اتفاق مي‌افتد، توليد محصولات بيولوژيكي بطور فزاينده‌اي افزايش مي‌يابد.

براي مطالعه عددي چرخه كربن آلي، لازم است معادلات متغيرهاي شيميايي و بيولوژيكي علاوه بر معادلات حركت آب در نظر گرفته شوند. مانند غلظت مواد مغذي، چگاليهاي فيتوپلنكتونها و زوپلانكتونها در ستون آب و غيره. همانگونه كه بيان شد، تنها تفاوت اين معادلات در جملات چشمه و چاهك است كه در سمت راست آنها ظاهر مي‌شود و لازم است كه بطور دقيق پارامتري مي‌شوند. حل همزمان معادلات فيزيكي، بيولوژيكي و شيميايي در حال حاضر بسيار زمانبر و داراي محاسبات سنگين است.

بطور مثال اجراي تنها يك مدل فيزيكي براي تمام اقيانوسهاي جهان با شبكه بندي نسبتاً با تفكيك بالا (ابعاد شبكه 50 km) با استفاده از يك كامپيوتر پيشرفته امروزي، نيازمند چند صد ساعت زمان محاسبه براي شبيه سازي تنها يك سال است. بنابراين بديهي است اجراي يك مدل كامل فيزيكي، شيميايي، بيولوژيكي براي اقيانوسهاي جهان نيازمند كامپيوترهاي نسل بعد هستند. در حقيقت، دانستن و پيش‌بيني حالت اقيانوسهاي جهان، يكي از چالشهاي جدي دنياي امروز است كه نيازمند كامپيوترهاي قدرتمند درانجام محاسبات هستند و انتظار مي‌رود كه تا قرن آينده ساخته و در دسترس قرار گيرند.

۲-۱۰- مدل عددي POM

در تحقيق حاضر از مدل عددي POM[3] به منظور مطالعه ساختار جريان خروجي خليج فارس استفاده شده است. اولين نسخه مدل POM اولين بار در سال ۱۹۷۷ توسط بلمبرگ و ملور ارائه شد. از آن زمان، توسعه و كاربرد اين مدل تحت حمايت مراكز تحقيقاتي مختلف از جمله آزمايشگاه ديناميك شاره هاي ژئوفيزيكي NOAA[4]، دانشگاه پرينستون و ... بوده است. اين مدل يك مدل متن باز[1] مي

[1] - Biological productivity
[2] - Upwelling
[3] - Princeton Ocean Model
[4] - National Oceanic and Atmospheric Administration

باشد و كماكان توسط محققان مختلف درحال تغيير و بهبود در محاسبات، قابليت ها و سرعت اجرا مي باشد. در اين تحقيق از آخرين نسخه ارائه شده اين مدل در اوريل سال ۲۰۰۸ استفاده شده است، كه در آن در يكي از زيرروال هاي مدل كه معادلات تلاطم را حل مي كند، توسط ملور تغييري اعمال شده است. استفاده از مدل POM براي يك منطقه خاص نيازمند تعريف شبكه مدل، شرايط اوليه، شرايط مرزهاي جانبي باز كه يكي از مهمترين مسائل در مدلسازي عددي مي باشد، شارهاي سطحي، عوامل وادشت[۲] و ... مي باشد كه بايد با استفاده از برنامه نويسي جانبي محاسبه و در مدل گنجانده شوند.

در مدل POM از شبكه بندي متعامد منحني الخط در سطح افق و سيستم مختصات منطبق بر توپوگرافي (سيستم مختصات سيگما) در جهت قائم استفاده مي شود. همچنين براي محاسبه ضرايب اختلاط قائم از مدل بستار تلاطم مرتبه دوم استفاده مي شود (مدل ملور-يامادا). تكنيك عددي حل بخش زماني معادلات بر اساس روش تفكيك مد مي باشد كه در آن معادلات مد خارجي بصورت صريح و معادلات مد دروني بصورت ضمني حل مي شوند. اين امر محدوديت گام زماني براي جهت قائم را از ميان بر مي دارد و امكان استفاده از تفكيك عمودي ريز[۳] در لايه هاي مرزي سطح و بستر را ميسر مي سازد. استفاده از روش تفكيك مد مزاياي ديگري نيز دارد كه در بخش (۲-۹-۱) به آن ها اشاره شد.

در اين بخش با استناد به مطالب بيان شده، ابتدا بطور خلاصه در مورد معادلات حاكم، شبكه بندي و تكنيك عددي حل معادلات در مدل POM مطالبي ارائه مي گردد.

۲-۱۰-۱- معادلات حاكم در سيستم مختصات سيگما

همان گونه كه بيان شد، معادلات پايه اندازه حركت با اعمال تغيير متغير زير از سيستم مختصات كارتزين به سيستم مختصات سيگما برده مي شوند:

$$x^* = x, \qquad y^* = y, \qquad \sigma = \frac{z-\eta}{H+\eta}, \qquad t^* = t \qquad (۱۰۶\text{-}۲)$$

كه در آن x,y,z مؤلفه هاي مختصات كارتزين، $D = H + \eta$ كه $H(x,y)$ معرف توپوگرافي بستر و η نوسان سطح آب مي باشند. محدوده سيگما از $\sigma = 0$ در سطح تا $\sigma = -1$ در بستر تغيير مي كند.

به منظور ساده نويسي با صرفنظر از علامت ستاره روي متغيير ها معادلات حاكم در مختصات سيگما عبارتند از:

$$\frac{\partial DU}{\partial x} + \frac{\partial DV}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \qquad (۱۰۷\text{-}۲)$$

---

[1] - Open source

[2] - Forcing

[3] - Fine vertical resolution

$$\frac{\partial UD}{\partial t}+\frac{\partial U^2D}{\partial x}+\frac{\partial UVD}{\partial y}+\frac{\partial U\omega}{\partial \sigma}-fVD+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}$$
$$+\frac{gD^2}{\rho_0}\int_{\sigma}^{0}\left[\frac{\partial \rho'}{\partial x}-\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial x}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right]d\sigma'=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_M}{D}\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right]+F_x \qquad (۱۰۸\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial VD}{\partial t}+\frac{\partial UVD}{\partial x}+\frac{\partial V^2D}{\partial y}+\frac{\partial V\omega}{\partial \sigma}+fUD+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}$$
$$+\frac{gD^2}{\rho_0}\int_{\sigma}^{0}\left[\frac{\partial \rho'}{\partial y}-\frac{\sigma'}{D}\frac{\partial D}{\partial y}\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma'}\right]d\sigma'=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_M}{D}\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right]+F_y \qquad (۱۰۹\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial TD}{\partial t}+\frac{\partial TUD}{\partial x}+\frac{\partial TVD}{\partial y}+\frac{\partial T\omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_H}{D}\frac{\partial T}{\partial \sigma}\right]+F_T-\frac{\partial R}{\partial z} \qquad (۱۱۰\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial SD}{\partial t}+\frac{\partial SUD}{\partial x}+\frac{\partial SVD}{\partial y}+\frac{\partial S\omega}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_H}{D}\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right]+F_S \qquad (۱۱۱\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial q^2D}{\partial t}+\frac{\partial Uq^2D}{\partial x}+\frac{\partial Vq^2D}{\partial y}+\frac{\partial \omega q^2}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_q}{D}\frac{\partial q^2}{\partial \sigma}\right]$$
$$+\frac{2K_M}{D}\left[\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)^2\right]+\frac{2g}{\rho_0}K_H\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma}-\frac{2Dq^3}{B_1 l}+F_q \qquad (۱۱۲\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial q^2lD}{\partial t}+\frac{\partial Uq^2lD}{\partial x}+\frac{\partial Vq^2lD}{\partial y}+\frac{\partial \omega q^2l}{\partial \sigma}=\frac{\partial}{\partial \sigma}\left[\frac{K_q}{D}\frac{\partial q^2l}{\partial \sigma}\right]$$
$$+E_1 l\left[\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma}\right)^2+\left(\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)^2+E_3\frac{g}{\rho_0}K_H\frac{\partial \tilde{\rho}}{\partial \sigma}\right]-\frac{Dq^3}{B_1}\tilde{W}+F_l \qquad (۱۱۳\text{-}۲)$$

که این معادلات به ترتیب، معادله پیوستگي، معادلات اندازه حرکت، معادلات پایستگي دما وشوري، و معادله انرژي جنبشي تلاطم و معادله مقیاس طول تلاطم مي باشند.

شایان ذکر است که در این معادلات ω سرعت عمود بر سطوح هم سیگما است و با تبدیل زیر به سرعت عمودي در مختصات کارتزین تبدیل مي شود:

$$W=\omega+U\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial x}+\frac{\partial \eta}{\partial x}\right)+V\left(\sigma\frac{\partial D}{\partial y}+\frac{\partial \eta}{\partial y}\right)+\sigma\frac{\partial D}{\partial t}+\frac{\partial \eta}{\partial t} \qquad (۱۱۴\text{-}۲)$$

$\tilde{W}=1+E_2(l/kL)$ تابع مجانب دیوار[1] مي باشد که در آن $L^{-1}=(\eta-z)^{-1}+(H-z)^{-1}$ است.

همچنین $\partial\tilde{\rho}/\partial\sigma\equiv\partial\rho/\partial\sigma-c_S^{-2}\,\partial p/\partial\sigma$ مي باشد که در آن c_S بیانگر سرعت صوت است.

بعلاوه، در معادله (۲-۱۱۰)، T بیانگر دماي پتانسیل (θ در معادلات بخش قبل) است.

[1] - Wall proximity function

جملات ويسكوزيته و پخش افقي بصورت زير تعريف مي شوند:

$$F_x \equiv \frac{\partial}{\partial x}\left(H\tau_{xx}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(H\tau_{xy}\right) \qquad (۱۱۵-۲)$$

$$F_y \equiv \frac{\partial}{\partial x}\left(H\tau_{xy}\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(H\tau_{yy}\right) \qquad (۱۱۶-۲)$$

$$\tau_{xx}=2A_M\frac{\partial U}{\partial x},\quad \tau_{xy}=\tau_{yx}=A_M\left(\frac{\partial U}{\partial y}+\frac{\partial V}{\partial x}\right),\quad \tau_{yy}=2A_M\frac{\partial V}{\partial y} \qquad (۱۱۷-۲)$$

همچنين:

$$F_\phi \equiv \frac{\partial}{\partial x}\left(Hq_x\right)+\frac{\partial}{\partial y}\left(Hq_y\right) \qquad (۱۱۸-۲)$$

كه در آن:

$$q_x \equiv A_H\frac{\partial \phi}{\partial x},\qquad q_y \equiv A_H\frac{\partial \phi}{\partial y} \qquad (۱۱۹-۲)$$

در معادلات فوق، ϕ معرف كميتهاي q^2, S, T ويا $q^2 l$ است. شايان ذكر است كه اين جملات پخش افقي دقيقاً با آنچه از با آنچه از تبديل معادلات به مختصات سيگما بدست مي آيند برابر نيستند. استدلال استفاده از جملات پخش افقي ماند بالا توسط بلمبرگ و ملور (۱۹۸۵) ارائه شده است.

استفاده از فرمولبندي معادلات به شكل بالا، امكان شبيه سازي خوبي از لايه هاي مرزي بستر را ميسر مي سازد. لايه مرزي بستر در منطق ساحلي جزر و مدي، در نواحي ساحلي در معرض جريانات ناشي از باد و حتي در حوزه هاي عميق اقيانوس (ملور و وانگ، ۱۹۹۶) حائز اهميت هستند.

۲-۱۰-۲- ضرائب پخش افقي

براي محاسبه ضريب پخش افقي اندازه حركت، در مدل POM از رابطه ارائه شده توسط اسماگورينسكي[1] استفاده مي شود. البته مي توان از مقدار ثابت يا روابط پيشنهادي ديگر نيز استفاده نمود. اين رابطه بصورت:

$$A_M = C\,\Delta x\,\Delta y\,\frac{1}{2}\left|\nabla V+(\nabla V)^T\right| \qquad (۱۲۰-۲)$$

كه در آن:

$$\left|\nabla V+(\nabla V)^T\right|=\left[\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)^2+\left(\frac{\partial v}{\partial x}+\frac{\partial u}{\partial y}\right)^2\Big/2+\left(\frac{\partial v}{\partial y}\right)^2\right]^{1/2}$$

همچنين C پارامتر HORCON ناميده مي شود و مقدار آن بين $0.20-0.10$ پيشهاد شده است. اگر فواصل شبكه به اندازه كافي كوچك باشد، C قابل صرفنظر مي شود.

[1] - Smagorinsky

مزيت استفاده از رابطه پخش اسماگورينسكي بدون بعد بودن C است. همچنين بديهي است هر چه گراديان هاي سرعت كوچكتر شوند، و يا شبكه دقيق تر شود، مقدار A_M كاهش مي يابد.

در محاسبه ضرائب پخش افقي گرما و شوري در روابط ساده شده معادله (۲-۱۱۹)، بيان شده است در صورتيكه در محاسبه پخش اندازه حركت از رابطه پخش اسماگورينسكي استفاده مي شود، نسبت AH/AM برابر 0.2 و حتي در مواقعي برابر صفر فرض شود. توضيحات بيشتر در اين مورد كه هنوز يكي از مسائل روز در بحث مدلسازي اقيانوس است در بخش (۲-۳-۲) ارائه شده است.

۲-۱۰-۳- ضرايب پخش پيچكي قائم

همان گونه كه بيان شد، ضرائب پخش قائم نسبت به ضرائب پخش افقي شناخته شده تر هستند و با استفاده از مدل هاي بستار تلاطم[1] قابل محاسبه اند (مثلاً: كانتا وكليسون، ۱۹۹۴؛ ملور و ياماداً، ۱۹۸۲). ضرائب پخش پيچكي[2] قائم بر اساس مدل بستار تلاطم مرتبه 2.5 ارائه شده توسط ملور و يامادا (۱۹۸۳) با استفاده از حل معادله انرژي جنبشي تلاطم و معادله مقياس طول تلاطم محاسبه مي شود. در مدل POM نسخه ساده شده اي از مدل مرتبه 2.5 استفاده مي گردد كه جزئيات آن توسط گالپرين و همكاران (۱۹۸۸) و ملور (۱۹۸۹) ارائه شده است. تصحيح ديگري در اين روابط در سال ۲۰۰۱ توسط ملور انجام شده است. بر اساس اين مدل، ضرائب پخش عمودي K_M و K_H به صورت زير تعريف مي شوند:

$$K_M = ql\,S_M \qquad K_H = ql\,S_H \tag{۱۲۱-۲}$$

ضرائب S_M و S_H كه توابع پايداري ناميده مي شوند و تابعي از عدد ريچاردسون هستند عبارتند از:

$$S_H = \left[1-\left(3A_2B_2+18A_1A_2\right)G_H\right] = A_2\left[1-6A_1/B_1\right] \tag{۱۲۲-۲}$$

$$S_M = \left[1-9A_1A_2\,G_H\right]-S_H\left[\left(18A_1^2+9A_1A_2\right)G_H\right] = A_1\left[1-3C_1-6A_1/B_1\right] \tag{۱۲۳-۲}$$

G_H كه برابر عدد ريچاردسون است به صورت زير تعريف مي شود:

$$G_H = \frac{l^2}{q^2}\frac{g}{\rho_0}\left[\frac{\partial\rho}{\partial Z}-\frac{1}{C_S^2}\frac{\partial P}{\partial z}\right] \tag{۱۲۴-۲}$$

كه در اين معادلات:

مقادير ثابت: $\left(A_1, B_1, A_2, B_2, C_1\right) = \left(0.92,\ 16.6,\ 0.74,\ 10.1,\ 0.08\right)$

g: شتاب گرانش

C_S: سرعت صوت

$\partial P/\partial z$: تغييرات فشار هيدروستايك نسبت به عمق و برابر $\rho_0 g$ است.

---

[1] - Turbulent closure models

[2] - Eddy vertical diffusivity

q و l: كه از حل معادله انرژي جنبشي تلاطم و معادله مقياس طول تلاطم بدست مي آيند.

۲-۱۰-۴- شرايط مرزي عمودي

شرط مرزي عمودي سطح و بستر حاكم بر معادله (۲-۱۰۷) عبارتست از:

$$\omega(0)=\omega(-1)=0 \qquad (۱۲۵-۲)$$

البته، اگر جريان ورودي روي سطح وجود داشته باشد، $\omega(0)\neq 0$ است.

شرايط مرزي روي سطح آزاد براي معادلات (۲-۱۰۸) و (۲-۱۰۹) برابر است با:

$$\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma},\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)=-\left(<wu(0)>,\ <wv(0)>\right), \qquad \sigma\to 0 \qquad (۱۲۶-۲)$$

كه در آن جملات سمت راست، بيانگر مقادير ورودي شار اندازه حركت تلاطمي در سطح هستند.

شرايط مرزي بستر براي معادلات (۲-۱۰۸) و (۲-۱۰۹) برابر است با:

$$\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial U}{\partial \sigma},\frac{\partial V}{\partial \sigma}\right)=C_z\left[U^2+V^2\right]^{1/2}(U,V), \qquad \sigma\to -1 \qquad (۱۲۷-۲)$$

كه در آن:

$$C_z=MAX\left[\frac{\kappa^2}{\left[\ln\{(1+\sigma_{kb-1})H/z_0\}\right]^2},\ 0.0025\right]$$

$\kappa=0.4$ ثابت ون كارمن و z_0 پارامتر زبري مي باشد.

در حل عددي رابطه فوق براي نزديكترين نقاط شبكه به بستر بكار مي روند. در جائيكه بستر به خوبي در مدل مشخص نمي شود، $\frac{\kappa^2}{\left[\ln\{(1+\sigma_{kb-1})H/z_0\}\right]^2}$ مقدار بزرگي مي شود و در اين حالت مقدار 0.0025 براي ضريب درگ استفاده مي شود.

شرايط مرزي سطح و بستر براي معادلات (۲-۱۱۰) و (۲-۱۱۱) بترتيب عبارتند از:

$$\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial T}{\partial \sigma},\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right)=-\left(<w\theta(0)>,\ <ws(0)>\right), \qquad \sigma\to 0 \qquad (۱۲۸-۲)$$

$$\frac{K_M}{D}\left(\frac{\partial T}{\partial \sigma},\frac{\partial S}{\partial \sigma}\right)=0 \qquad \sigma\to -1 \qquad (۱۲۹-۲)$$

شرايط مرزي سطح و بستر براي معادلات (۲-۱۱۲) و (۲-۱۱۳) بترتيب عبارتند از:

$$\left(q^2(0),q^2l(0)\right)=\left(B_1^{2/3}u_*^2(0),\ 0\right) \qquad (۱۳۰-۲)$$

$$\left(q^2(-1),q^2l(-1)\right)=\left(B_1^{2/3}u_*^2(-1),\ 0\right) \qquad (۱۳۱-۲)$$

كه در آن B_1 يكي از ثابت هاي بستار تلاطم و u_* سرعت اصطكاكي در سطح و بستر مي باشد. از نسخه POM97 به بعد، رابطه اول در معادله (۲-۱۳۰) با $q^2l(\sigma_1)=q^2(\sigma_1)\kappa D\sigma_1$ جايگذين شده

است. كه در آن σ_1 مقدار σ در تراز $k=1$ مي باشد. اعتقاد ب اين است كه اين جايگذيني، از ايجاد نويزهاي عددي كه در برخي موارد ديده مي شوند جلوگيري مي كند.

۲-۱۰-۵- انتگرالگيري از معادلات در جهت قائم

معادلات حاكم بر ديناميك گردش آب هاي ساحلي، شامل امواج سريع گرانشي در سطح و امواج گرانشي آهسته در درون اقيانوس هستند. مناسب است كه به جهت صرفه جويي در زمان محاسبات كامپيوتري، معادلات انتگرالگيري شده در جهت قائم (مد خارجي)، از معادلات ساختار قائم (مد دروني)، جداسازي شوند. اين روش تفكيك مد ناميده مي شود كه در فصل دوم جزئيات آن بيان شده است. بر اين اساس معادلات مد خارجي سرعت با انتگرالگيري از معادلات مد دروني بر روي عمق، بدست مي آيند. بر اين اساس، با انتگرالگيري از معادله (۲-۱۰۷) از $\sigma=-1$ تا $\sigma=0$، و اعمال شرايط مرزي (۲-۱۲۵)، معادله نوسان سطح عبارتست از:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t}+\frac{\partial \overline{U}D}{\partial x}+\frac{\partial \overline{V}D}{\partial y}=0 \qquad (۱۳۲\text{-}۲)$$

با انتگرالگيري از معادلات اندازه حركت، (۲-۱۰۸) و (۲-۱۰۹)، خواهيم داشت:

$$\frac{\partial \overline{U}D}{\partial t}+\frac{\partial \overline{U}^2D}{\partial x}+\frac{\partial \overline{U}\overline{V}D}{\partial y}-\tilde{F}_x-f\overline{V}D+gD\frac{\partial \eta}{\partial x}=-<wu(0)>+<wu(-1)> \\ +G_x-\frac{gD}{\rho_0}\int_{-1}^{0}\int_{\sigma}^{0}\left[D\frac{\partial \rho'}{\partial x}-\frac{\partial D}{\partial x}\sigma'\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma}\right]d\sigma' d\sigma \qquad (۱۳۳\text{-}۲)$$

$$\frac{\partial \overline{V}D}{\partial t}+\frac{\partial \overline{U}\overline{V}D}{\partial x}+\frac{\partial \overline{V}^2D}{\partial y}-\tilde{F}_y+f\overline{U}D+gD\frac{\partial \eta}{\partial y}=-<wv(0)>+<wv(-1)> \\ +G_y-\frac{gD}{\rho_0}\int_{-1}^{0}\int_{\sigma}^{0}\left[D\frac{\partial \rho'}{\partial y}-\frac{\partial D}{\partial y}\sigma'\frac{\partial \rho'}{\partial \sigma}\right]d\sigma' d\sigma \qquad (۱۳۴\text{-}۲)$$

كه در آن :

$$\overline{U}=\int_{-1}^{0}U\,d\sigma$$

در اين معادلات، مؤلفه هاي تنش باد $-<wu(0)>$ و $-<wv(0)>$، و مؤلفه هاي تنش بستر $-<wu(-1)>$ و $-<wv(-1)>$، هستند. كميتهاي $\tilde{F}_x$ و $\tilde{F}_y$ بصورت زير تعريف مي شوند:

$$\tilde{F}_x=\frac{\partial}{\partial x}\left[H2\overline{A}_M\frac{\partial \overline{U}}{\partial x}\right]+\frac{\partial}{\partial y}\left[H\overline{A}_M\left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{V}}{\partial x}\right)\right] \qquad (۱۳۵\text{-}۲)$$

$$\tilde{F}_y=\frac{\partial}{\partial y}\left[H2\overline{A}_M\frac{\partial \overline{V}}{\partial y}\right]+\frac{\partial}{\partial x}\left[H\overline{A}_M\left(\frac{\partial \overline{U}}{\partial y}+\frac{\partial \overline{V}}{\partial x}\right)\right] \qquad (۱۳۶\text{-}۲)$$

جملات انتشار عبارتند از:

$$G_x = \frac{\partial \overline{U}^2 D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{U}\overline{V} D}{\partial y} - \tilde{F}_x - \frac{\partial \overline{U^2} D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{UV} D}{\partial y} + \overline{F}_x \qquad (۱۳۷\text{-}۲)$$

$$G_y = \frac{\partial \overline{U}\overline{V} D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V}^2 D}{\partial y} - \tilde{F}_y - \frac{\partial \overline{UV} D}{\partial x} + \frac{\partial \overline{V^2} D}{\partial y} + \overline{F}_y \qquad (۱۳۸\text{-}۲)$$

شايان ذكر است چنانچه A_M در جهت قائم ثابت فرض شود، جملات "F" در معادلات (۲-۱۳۷) و (۲-۱۳۸) حذف مي شوند. البته هنگاميكه در مدل براي محاسبه A_M از رابطه اسماگورينسكي استفاده مي شود، اين تغييرات لحاظ مي شود. جملات سمت راست معادلات (۲-۱۳۳) و (۲-۱۳۴) تنها در هر گام زماني دروني محاسبه شده و در طي محاسبه چندين گام زماني بيروني ثابت نگه داشته مي شوند.

فصل سوم:

روش کار

۳-۱-مقدمه

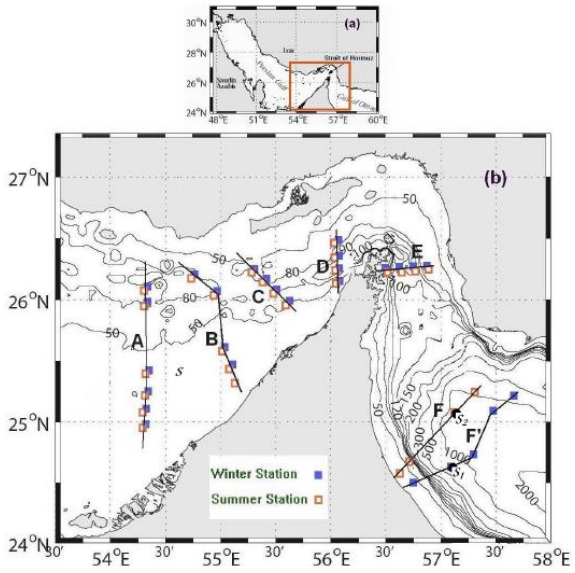
در این فصل، در ابتدا به مطالعه مشخصه هاي جريان برون ريز خليج فارس با استفاده از اندازه گيري هاي ميداني پرداخته مي شود. اندازه گيريهاي ميداني در تحقيق فوق بر اساس داده هاي CTD است كه در گشت دريايي ROPME[1] سال ۱۹۹۲ توسط كشتي مونت ميشل[2] ثبت شده است. دليل استفاده از اين داده ها، موجود بودن اندازه گيري ها در دو زمان از سال يكي اوايل زمستان و ديگري اوايل تابستان، و نيز انجام انداره گيري در درياي عمان در طي اين گشت بوده است.

در ابتدا، يك مدل ديناميكي بر اساس اصل پايستگي تاوايي پتانسيل و فرض برقراري تقريب زمينگرد ارائه مي گردد و با استفاده از آن برخي از ويژگي هاي جريان شامل سرعت و پهناي آن محاسبه مي گردد.

سپس به معرفي منطقه مدلسازي و چگونگي آماده سازي مدل POM براي خليج فارس، كه شامل آماده سازي داده ها، تعريف شرايط اوليه و مرزي، نيروهاي واداشت و ... است، پرداخته مي شود.

۳-۲- اندازه گيري هاي ميداني

همان گونه كه بيان شد، اندازه گيري هاي ميداني شامل داده هاي CTD است كه در گشت دريايي رامپي سال ۱۹۹۲ توسط كشتي مونت ميشل ثبت شده است. مكان ايستگاه هاي اندازه گيري شده در اين گشت در شرق خليج فارس، تنگه هرمز و غرب درياي عمان در شكل (۳-۱) نشان داده شده است.



شكل ۳-۱: مكان ايستگاه هاي اندازه گيري شده در گشت دريايي راپمي سال ۱۹۹۲ (بيدختي و عظام، ۲۰۰۹).

[1] - Regional Organization for Protection of Marine Environment

[2] - Mt. Michele

براي نمونه، شكل (۳-۲) پروفايل هاي دما و شوري در ايستگاه هاي S_1 و S_2 را در دو زمان زمستان و تابستان نشان مي دهند. پروفايل ها بيانگر نشانه هايي از وجود جريان ترموهالايني در هر دو زمان اندازه گيري در درياي عمان است. بيشترين مقدار شوري برابر 37.5 psu در هر دو زمان مشاهده مي شود. ضخامت جريان در تابستان نسبت به زمستان بيشتر است كه احتمالاً بدليل بالاتر بودن ميزان اختلاط در تابستان، نزديک تر بودن مكان اندازه گيری تابستان به سواحل غربی (شاخه اصلی جريان) و اثرگذاری بيشتر پيچكهای سطحی در فرارفت جريان دانست. همچنين پروفايل هاي دمايي دماي يكساني حدود 22 C براي جريان در هر زمان نشان مي دهد، و شكل گيري ترموكلاين در تابستان مشخص است. در عوض در زمستان لايه آميخته سطحي با عمق حدود 80 m مشاهده مي شود.

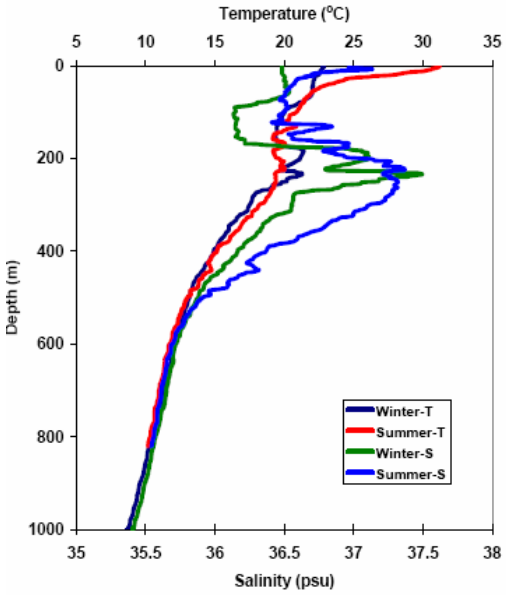
با محاسبه نسبت چگالي[1] از رابطه:

$$R_\rho = \frac{\alpha \partial T/\partial z}{\beta \partial S/\partial z} \qquad (۱-۳)$$

كه در آن α وβ به ترتيب ضرائب تغييرات چگالي به ازاي تغييرات دما و شوري هستند.

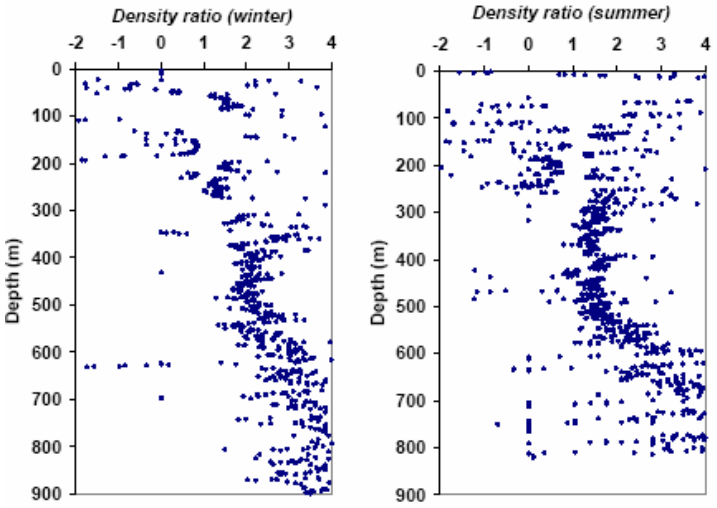
در صورتيكه $1 < R_\rho < 2$ باشد، انگشت هاي نمكي[2] در منطقه ايجاد مي شود و معادل با زمانيست كه آب گرم و شور روي آب سرد و كم شور قرار مي گيرد. اگر $0 < R_\rho < 1$ لايه بندي همرفت ترموهالاين[3] از نوع پخشي[4] ايجاد مي شود. $R_\rho = 0$ نشان دهنده عدم وجود گراديان دمايي و $R_\rho < 0$ محيط پايدار براي دما و شوري است.

[1] - Density Ratio
[2] - Salt fingers
[3] - Thermo-haline convective layering
[4] - Diffusive



شكل ۳-۲: پروفايل هاي دما و شوري در ايستگاه هاي S_1 و S_2 براي زمستان و تابستان.

شكل (۳-۳) محاسبه مقادير نسبت چگالي را براي ايستگاه هاي S_1 و S_2 نشان مي دهد. اين مقادير نشان دهنده نسبت چگالي بين مقادير يك و دو در عمق بين 200-500 m است كه بيانگر وجود همرفت پخش دوگانه در اين اعماق است كه منجر به ايجاد لايه هايي با ضخامت بين 10-20 m مي شود.



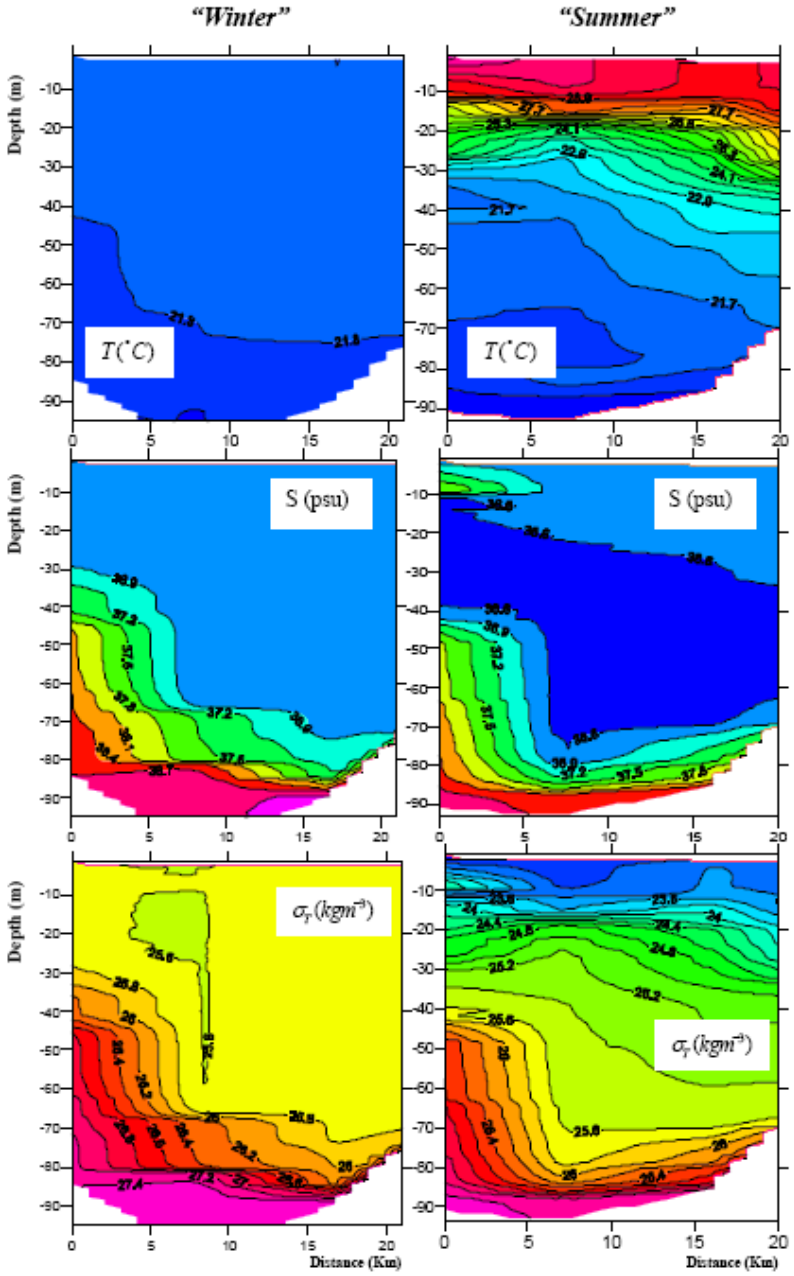
شكل ۳-۳: محاسبه مقادير نسبت چگالي را براي ايستگاه هاي S_1 و S_2 در دو زمان زمستان وتابستان.

شكل هاي (۳-۴) و (۳-۵) برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي را كه با استفاده از اندازه گيري هاي انجام شده در مسيرهاي E و F و F' (شكل (۳-۱)) رسم شده است نشان مي دهند.

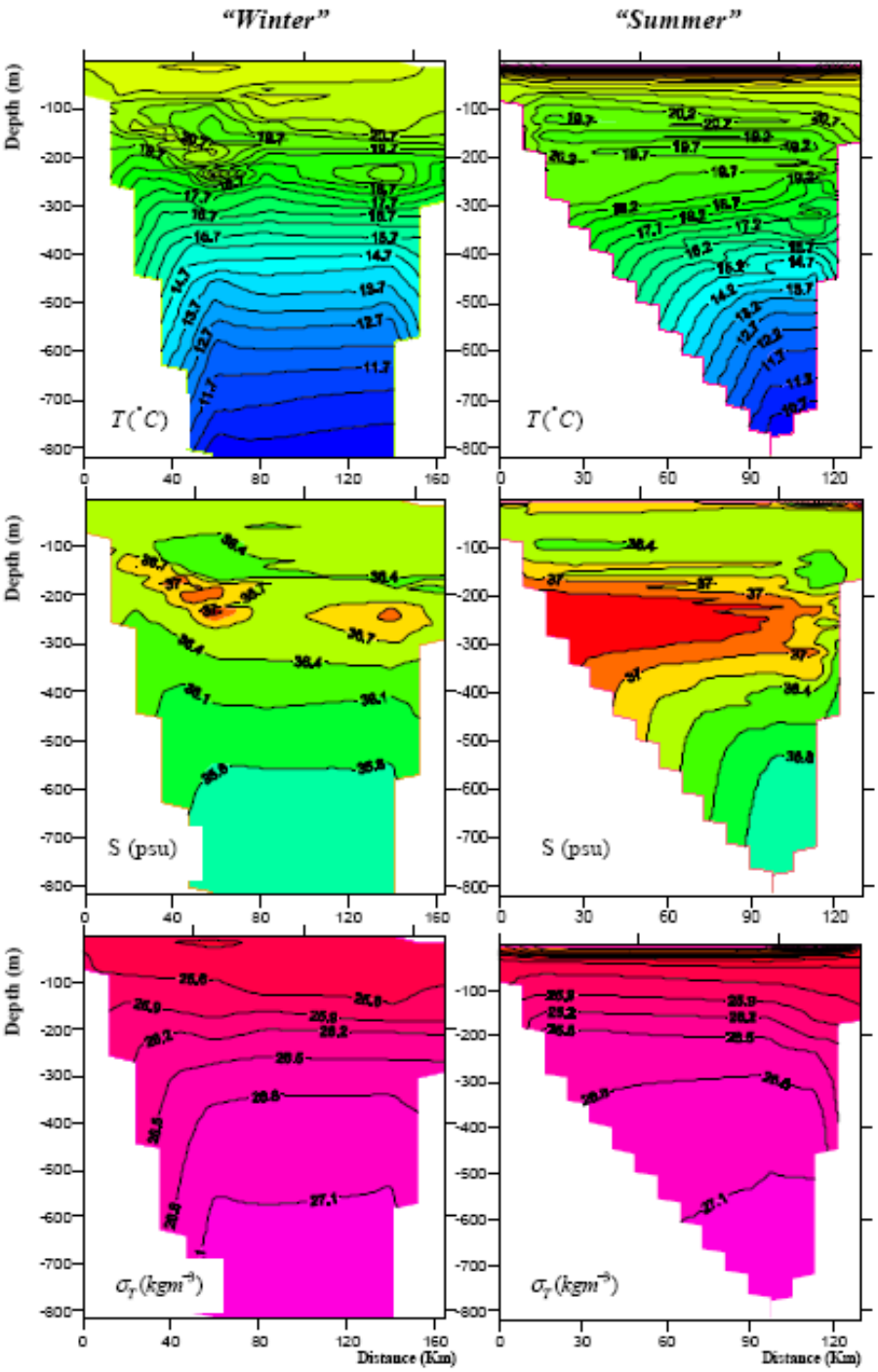
برش مقطعي در مسير E گراديان دمايي شديد در سطح در تابستان كه بيانگر شكل گيري ترموكلاين در اين زمان است، و در زمستان كه دما از سطح تا عمق تقريباً يكسان و برابر حدود 21 C را نشان مي دهد. توده آب با شوري بيش از 39 psu در زمستان و كمتر از آن در تابستان در بستر مشاهده مي

شود و شوري سطحي در هر دو فصل تقريباً يكسان و برابر 38 psu است. برش هاي مقطعي سيگما- تي شكل گيري محيط سه لايه در تابستان با چگالي هاي به ترتيب حدود $23\ kgm^{-3}$ در سطح، 25 kgm^{-3} در لايه مياني و لايه چگال روي بستر با مقدار حدود $28\ kgm^{-3}$ را نشان مي دهد. در زمستان محيط دو لايه با مقادير سيگماتي برابر حدود $25.5\ kgm^{-3}$ براي لايه بالايي و تا $29\ kgm^{-3}$ در لايه پاييني و به صورت ضخيم تر نسبت به تابستان مشاهده مي شود. شيب اين خطوط بيانگر حضور جريان ترموهالايني است كه از بستر خليج فارس و از طريق تنگه هرمز به داخل درياي عمان و اقيانوس هند انتشار مي يابد. منشأ اين جريان تبخير بالا، بخصوص در نواحي كم عمق جنوبي خليج، و در نتيجه افزايش شوري آب در سطح و بدنبال آن افزايش چگالي آب و نشست اين آب چگال بر روي بستر مي باشد. اختلاف چگالي آب چگال بستر با محيط اطراف سبب ايجاد نيروي شناوري و در نهايت حركت آب به سمت بيرون خليج فارس مي شود.

بدليل عدم وجود اندازه گيري در درياي عمان در مسير يكسان در فصل زمستان و تابستان، از برش هاي مقطعي F و 'F كه از نظر مكاني نسبتاً به هم نزديك بودند، براي مقايسه ويژگي هاي جريان بين اين دو زمان استفاده شد. برش هاي مقطعي شوري نشان مي دهد هنگاميكه جريان برون ريز وارد درياي عمان مي شود به صورت يك توده آب شور و گرم در اثر نيروي كوريوليس به سمت راست خود منحرف شده و بدليل رها شدن از اصطكاك بستر و داشتن چگالي بالاتر نسبت به محيط در حين حركت به داخل عمق نشست مي كند تا به عمق شناوري خنثي برسد. اين توده آب گرم و شور در تابستان نسبت به زمستان يكپارچه تر به نظر مي رسد و مقدار شوري در هسته آن حدود 38 psu مشاهده مي شود. در زمستان جريان برون ريز به صورت بسته هاي كوچك آب شور در مسير ديده مي شوند. اين مطلب علي رغم اين است كه شوري جريان برون ريز در زمستان نسبت به تابستان بيشتر است و انتظار مي رود شوري جريان در درياي عمان نيز گسترده تر ديده شود. علت اين پديده را مي توان در چند چيز دانست. اول اينكه در فصل زمستان فعاليت پيچك هاي حاكم در منطقه به گونه اي است كه باعث اثر گذاري روي ساختار جريان برون ريز و از بين بردن يكپارچگي آن مي شوند. دليل ديگر مي تواند اثر جزر و مد روي ساختار جريان برون ريز باشد. همان گونه كه بيان شد تحقيقات انجام شده نشان مي دهد كه جريان برون ريز به صورت پالس گونه و در مواقعي كه جبهه جزر و مدي ضعيف است ايجاد مي گردد (ماتسوياما و همكاران، ۱۹۹۸). علت ديگر در يكسان نبودن مكان هاي اندازه گيري در مسير هاي F و'F است، كه احتمال مي رود در زمستان مسير اصلي جريان برون ريز را پوشش نداده باشد.



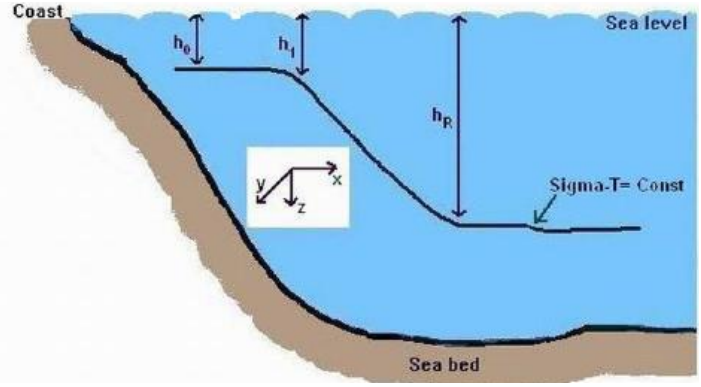
شكل ۳-۴: برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي در زمستان و تابستان در امتداد مسير E.



شكل ۳-۵: برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي در زمستان و تابستان در امتداد مسير هاي F و 'F.

۳-۳- ارائه يك مدل ديناميكي ساده

جريان برون ريز خليج فارس به صورت يك جريان گراني دروني بدام افتاده[1] ساحلي وارد درياي عمان مي شود. در اين تحقيق، بر اساس اصل پايستگي تاوايي پتانسيل[2] و فرض برقراري جريان زمينگرد و فرض ناوشكسان[3] بودن جريان، روابط ساده شده اي براي محاسبه سرعت جريان و پهناي آن با استفاده از شيب خطوط همچگالي ارائه مي گردد.



شكل ۳-۶: پارامترهاي تعريف شده در مدل ديناميكي. جهت جريان به سمت بيرون صفحه است (بيدختي وعظام، ۲۰۰۹).

شكل (۳-۶) چگونگي تعريف جهات و پارامترهاي بكار برده شده در مدل را نشان مي دهد. با فرض جهت جريان به سمت بيرون صفحه باشد، مؤلفه سرعت عمود بر ساحل برابر صفر (u=0) مي شود و بنابراين $\partial u/\partial y$ مي شود و تنها پارامتر وابسته به x عمق خطوط ايزوپيكنال (h) مي شود. هرچند مؤلفه u سرعت جريان در حالت كلي مي تواند غير صفر باشد. از اصل بقاي تاوايي پتانسيل داريم:

$$\frac{\xi + f}{h} = const \qquad (۲-۳)$$

كه در آن ζ تاوايي نسبي و f پارامتر كوريوليس مي باشد.

با فرض برقراري توازن زمينگرد براي مؤلفه جريان موازي ساحل(v) داريم:

$$fv = g'\frac{\partial h}{\partial x} \qquad (۳-۳)$$

[1] - Trapped internal gravity current

[2] - Potential vorticity

[3] - In viscid

که در آن 'g شتاب گرانش کاهش یافته، v مؤلفه سرعت زمینگرد باروکلینیکي و x در جهت عمود بر ساحل تعریف مي شود (شکل (۳-۶)). با استفاده از تعریف رابطه تاوایي نسبي و جایگذاري در معادله (۳-۳) خواهیم داشت:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} = \frac{g'}{f}\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} \qquad (۳-۴)$$

با جایگذاري رابطه (۳-۴) در رابطه (۳-۲) و فرض اینکه در مجاورت ساحل (x=0) تاوایي نسبي در مقایسه با پارامتر کوریولیس در آنجا (f_0) قابل صرفنظر و نیز ضخامت لایه بالایي ثابت برابر h_0 است، خواهیم داشت:

$$\frac{d^2 h}{dx^2} = \alpha^2 h - \frac{f^2}{g'} \qquad (۳-۵)$$

که در آن: $\alpha^2 = \frac{ff_0}{g'h_0}$

در این صورت جواب معادله (۳-۵) برابر است با:

$$h = Ae^{\alpha x} + Be^{-\alpha x} + c \qquad (۳-۶)$$

که در آن A و B مقادیر ثابت و $c = (\frac{f}{f_0})h_0$.

با این فرض که در مجاورت ساحل (x=0) جریاني وجود ندارد و بنابراین: $\frac{\partial h}{\partial x} = 0$ ، خواهیم داشت:

A=B. با جاگذاري این عبارت در معادله (۳-۶) و محاسبه مقادیر h براي x=0 و x=R داریم:

$$h_1 = 2A + c \qquad (۳-۷)$$

$$h_R = A(e^{\alpha R} + e^{-\alpha R}) + c \qquad (۳-۸)$$

با ترکیب معادلات (۳-۷) و (۳-۸) و حذف A خواهیم داشت:

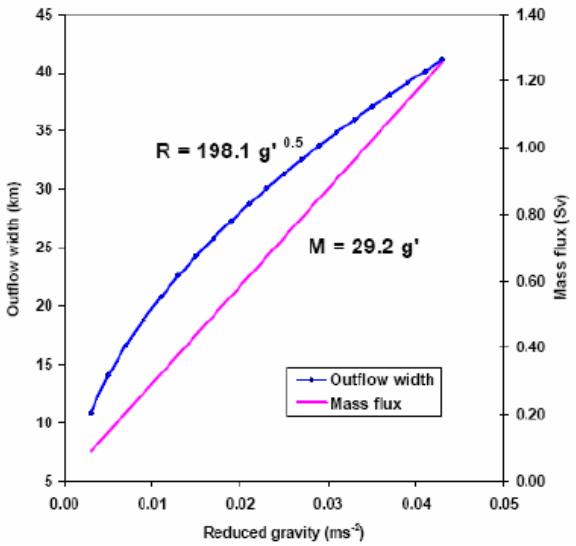
$$R = \frac{1}{\alpha}\cosh^{-1}(\frac{h_R - c}{h_1 - c}) \qquad (۳-۹)$$

بنابراین مقدار R برابر با پهناي جریان برون ریز خواهد بود.

همچنین دبي حجمي جریان برابر است با:

$$M = \frac{g'}{2f}(h_R^2 - h_1^2) \qquad (۳-۱۰)$$

شکل (۳-۷) مقادیر پهنا و دبي حجمي جریان را به ازاي مقادیر مختلف گرانش کاهش یافته و مقادیر نمونه اي h_1 و h_R نشان مي دهد.



شكل ۳-۷: پهناي جريان برون ريز (R)، شار حجمي جريان (M)، به ازاي مقادير مختلف شتاب گرانشي كاهش يافته (g') و مقادير نمونه اي h_1= 45 m و h_R= 75 m.

نتايج محاسبات انجام شده با استفاده از روابط فوق در جدول (۳-۱) آورده شده اند. لازم به ذكر است كه در اين مدل درهم آميختگي بين جريان برون ريز و آب هاي پيرامون كه به نظر مي رسد در تنگه هرمز و بخصوص در مرز بالايي جريان اتفاق مي افتد، لحاظ نشده است. همچنين از اثرات اصطكاك بستر نيز كه از عوامل مؤثر در حركت جريان در داخل خليج فارس است صرف نظر شده است (جائيكه جريان روي بستر حركت مي كند). بنابراين، استفاده از اين مدل در تخمين پارامترهاي جريان در داخل درياي عمان جائيكه جريان از بستر جدا شده و به شكل يك تنظيم زمينگرد قابل بررسي است ارائه شده است.

جدول ۳-۱: محاسبه مشخصات جريان برون ريز در درياي عمان با استفاده از مدل و مقايسه با مشاهدات (بيدختي و عظام، ۲۰۰۹).

	$g'_{(mS^{-2})}$	h_0 (m)	h_1 (m)	h_R (m)	$R_{(\text{Formula})}$ (Km)	$R_{(\text{Observation})}$ (Km)	$M_{(Sv)}$
Winter	0.018	28	40	72	23	20	0.53
Summer	0.014	40	45	75	32	23	0.42
saltier	0.032	34	42.5	73.5	37	–	0.92
less salty	0.005	34	42.5	73.5	15	–	0.14

۳-۴-آماده سازي مدل POM براي خليج فارس و درياي عمان

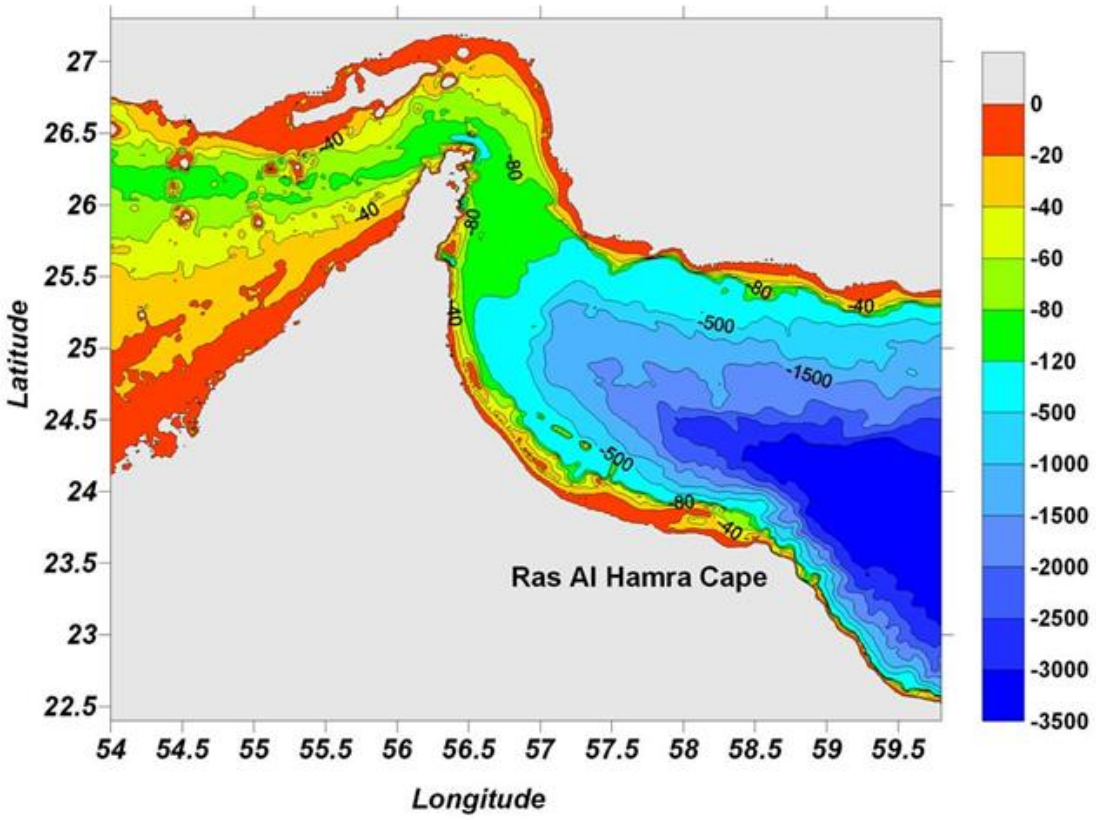
۳-۴-۱-منطقه مورد مطالعه

بر اساس مشاهدات ميداني از جريان برون ريز خليج فارس و نتايج تحقيقات انجام شده (براي مثال: بوئر و همكاران، ۲۰۰۰؛ پائوس و همكاران، ۲۰۰۴؛ بيدختي و عظام، ۲۰۰۹)، منطقه مورد مطالعه در محدوده عرض جغرافيايي N ° 22.4-27.4 و طول جغرافيايي E ° 54-59.8 انتخاب گرديد. اين

منطقه شامل شرق خليج فارس و درياي عمان و قسمتي از شمال غرب اقيانوس هند مي باشد. شكل (۳-۸) نقشه توپوگرافي منطقه مدلسازي را كه با استفاده از داده هاي ETOPO02 رسم شده است، نشان مي دهد.

۳-۴-۲-آماده سازي داد ه ها

الف- هندسه بستر: داده هاي هندسه بستر از مجموعه داده هاي ETOPO02[1] استخراج گرديد. اين داده ها شامل توپوگرافي كل كره زمين و با دقت دو دقيقه (تقريباً چهار كيلومتر) مي باشد. نقشه عمق سنجي منطقه مدل در شكل (۳-۸) نشان داده شده است. اين داده ها در مختصات منطقه مدل استخراج و سپس بر روي شبكه مورد نظر حل عددي درون يابي گرديد.

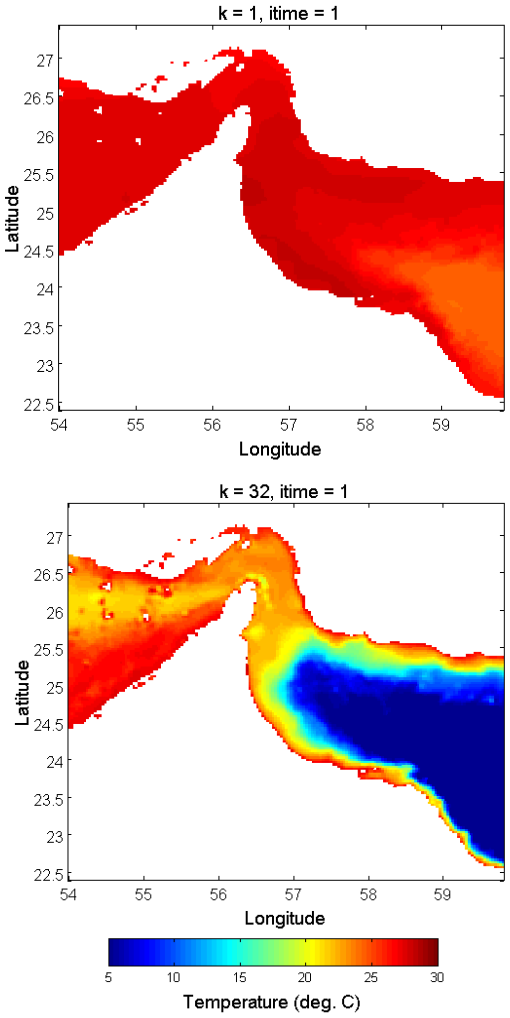


شكل ۳-۸: محدوده و نقشه عمق سنجي منطقه مورد مطالعه.

ب- داده هاي دما و شوري (شرايط اوليه): داده هاي دما و شوري لازم است تا به عنوان شرايط اوليه براي منطقه مدل تعريف شود. براي تهيه اين دادها از مجموعه داده هاي WOA05[2] استفاده

[1]- Earth Topography
[2]- World Ocean Atlas 2005

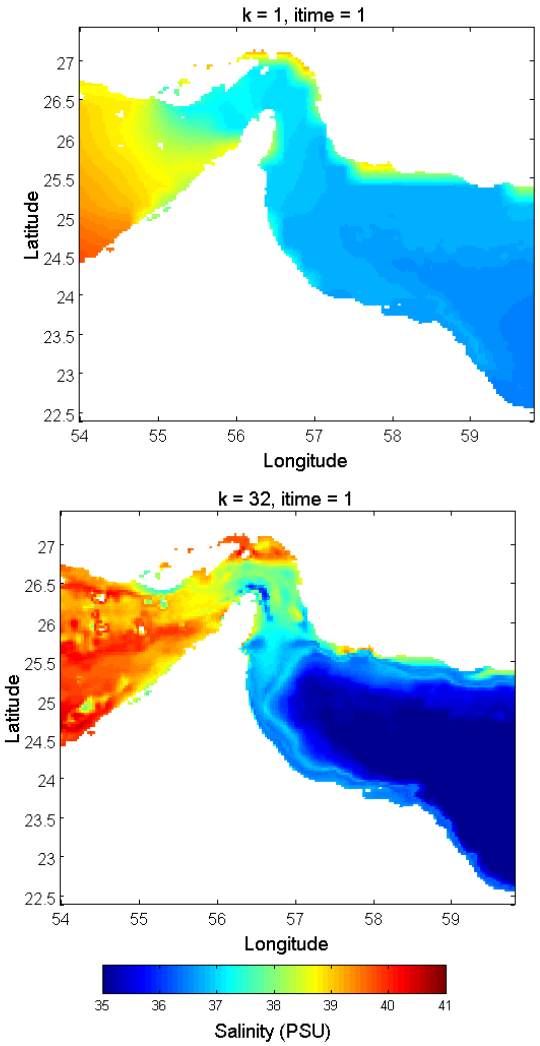
گرديد. اين داده ها شامل پارامترهاي مختلف اقيانوس از جمله دما، شوري، اكسيژن محلول، نيترات و ... مي باشد كه با دقت هاي يك درجه و يك چهارم درجه قابل دسترسي است. همچنين از نظر زماني اين داده ها بصورت ميانگين اقليمي ماهانه و سالانه موجود مي باشد. عمق اندازه گيري اين داده ها در اعماق استاندارد اقيانوس شناسي تعريف شده است.



شكل ۳-۹: توزيع دماي اوليه بر روي سطح (لايه اول) و بستر (لايه آخر) با استفاده از داده هاي WOA05.

براي اعمال شرايط اوليه، داده هاي ميانگين سالانه با دقت يك درجه براي منطقه مورد مطالعه استخراج و روي شبكه حل عددي درون يابي گرديد. در مرحله آخر داده هاي بدست آمده از سيستم مختصات كارتزين به سيستم مختصات سيگما برده شد و با درون يابي در راستاي قائم مقادير دما و شوري روي ترازهاي سيگما (در تحقيق حاضر ۳۲ تراز در نظر گرفته شد) محاسبه گرديد. براي نمونه، شكل هاي (۳-۹) و (۳-۱۰) توزيع دما و شوري اوليه را در سطح (لايه اول) و بستر (لايه

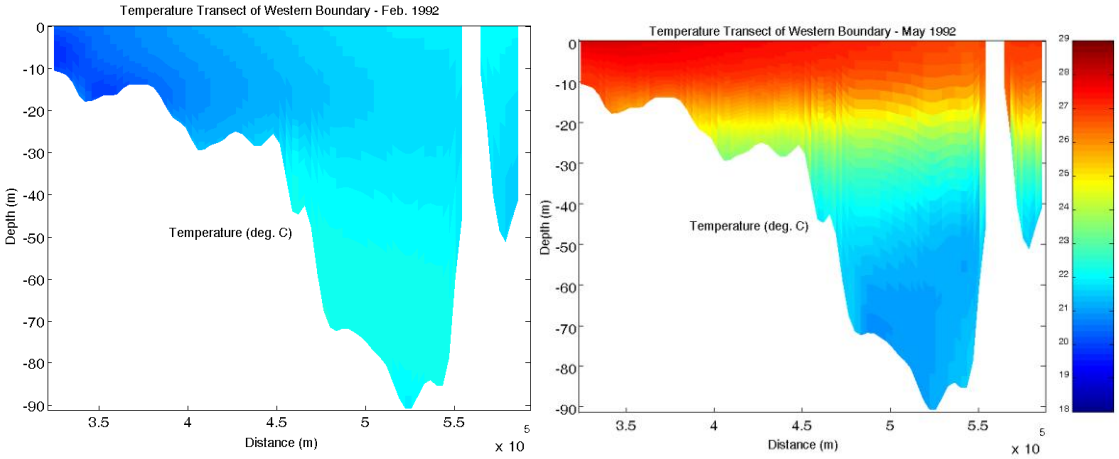
آخر) منطقه مدل نشان مي دهد. بديهي است پس از اجراي مدل اين مقادير تابعيت شرايط مرزي اعمال شده را پيدا مي كنند.



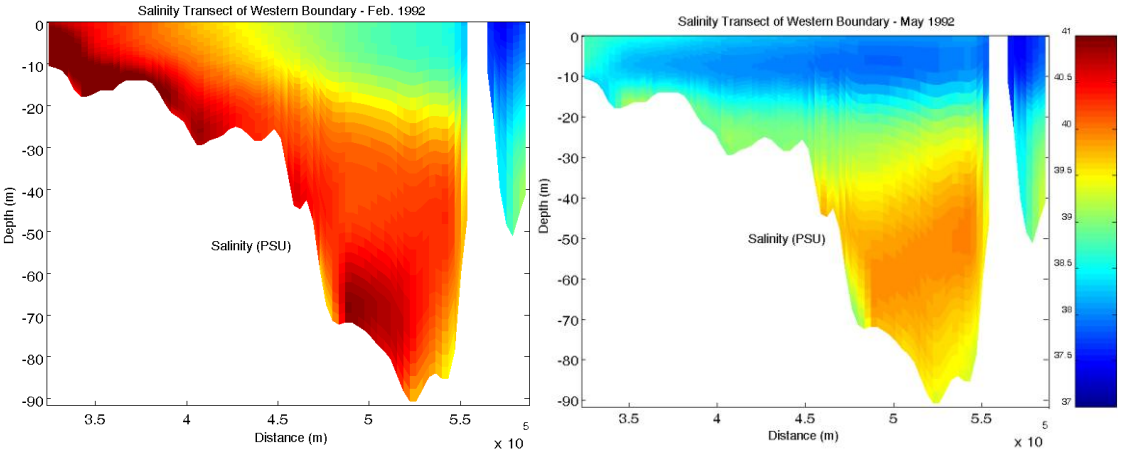
شكل ۳-۱۰: توزيع شوري اوليه بر روي سطح (لايه اول) و بستر (لايه آخر) با استفاده از داده هاي WOA05 با تفكيك يک درجه.

ج- داده هاي دما و شوری (شرایط مرزی): به منظور شبيه سازی جريان ترموهالايني خليج فارس لازم است تا خصوصيات دما و شوری روی مرزهای باز (خصوصاً روي مرز غربي كه محل ورود جريان بداخل منطقه مدلسازي است)، تعيين شوند. بدين منظور با توجه به تعريف نوع شرايط مرزی حل عددی برای دما وشوری، و فقدان اندازه گيری های ميدانی جامع (در طول سال) روی مرزهای باز، از مجموعه داده های ميانگين ماهانه WOA05 با تفكيک يک چهارم درجه برای اعمال مقادير دما شوری روی مرزهای باز استفاده گرديد. شايان ذكر است كه اين داده ها در اعماق استاندارد اقيانوس موجود است و بنابراين برای تعريف مقادير دما و شوری روی شبكه حل عددی در مرزهای

باز شرقی و غربی از روشهای دورن یابی و برون یابی استفاده گردید. شکل هاي (۳-۱۱) و (۳-۱۲) مقادیر نمونه ای شرایط مرزي دما و شوري اعمالي روي مرز غربي را كه پس از پردازش داده هاي WOA05 (شامل دورن يابي و برون يابي تا مرزهاي ساحلي) بدست آمده اند برای ماههای فوریه و می نشان مي دهد. بدیهی است توصیف دقیقتر میدانهای دما و شوری بخصوص روی مرز غربی که در حقیقت به عنوان مرز ورودی جریان ترموهالاینی به داخل منطقه مدلسازی محسوب می شود، با دقت مدل در شبیه سازی بهتر جریان ارتباط مستقیم دارد. به هرحال در تحقیق حاضر به دلیل فقدان اندازه گیری های میدانی جامع، این داده ها براي توصيف دما و شوري جريان در زمان ورود به منطقه مدل در نظر گرفته شدند.

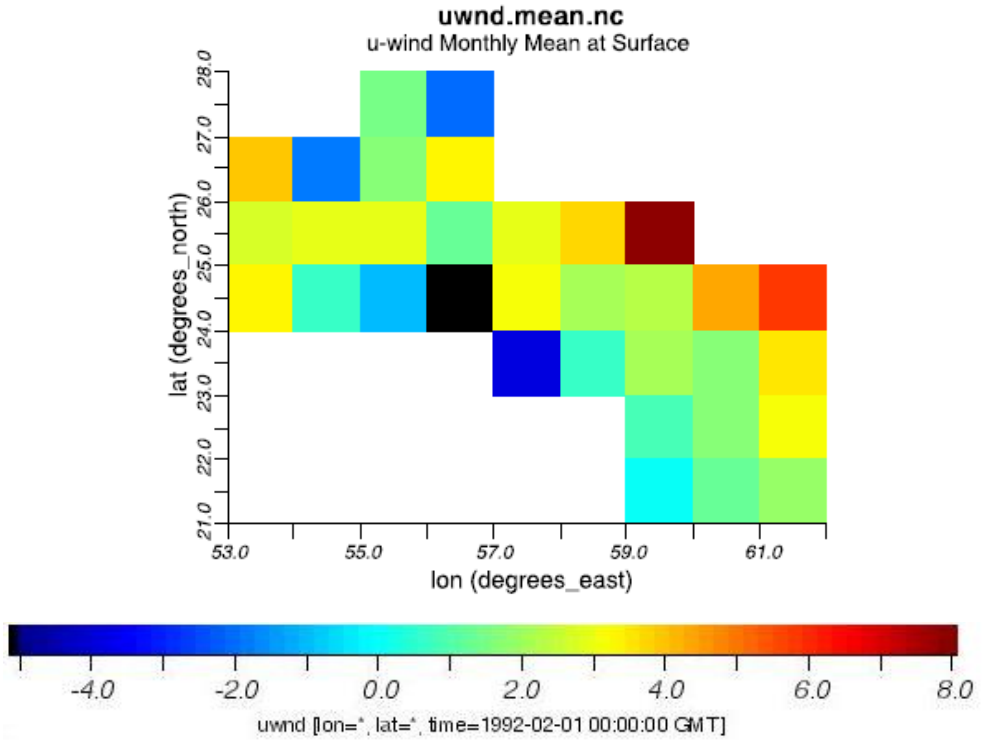


شکل ۳-۱۱: الگوهاي نمونه اي از شرايط مرزي دما در مرز غربي براي ماه هاي فوريه و مي.



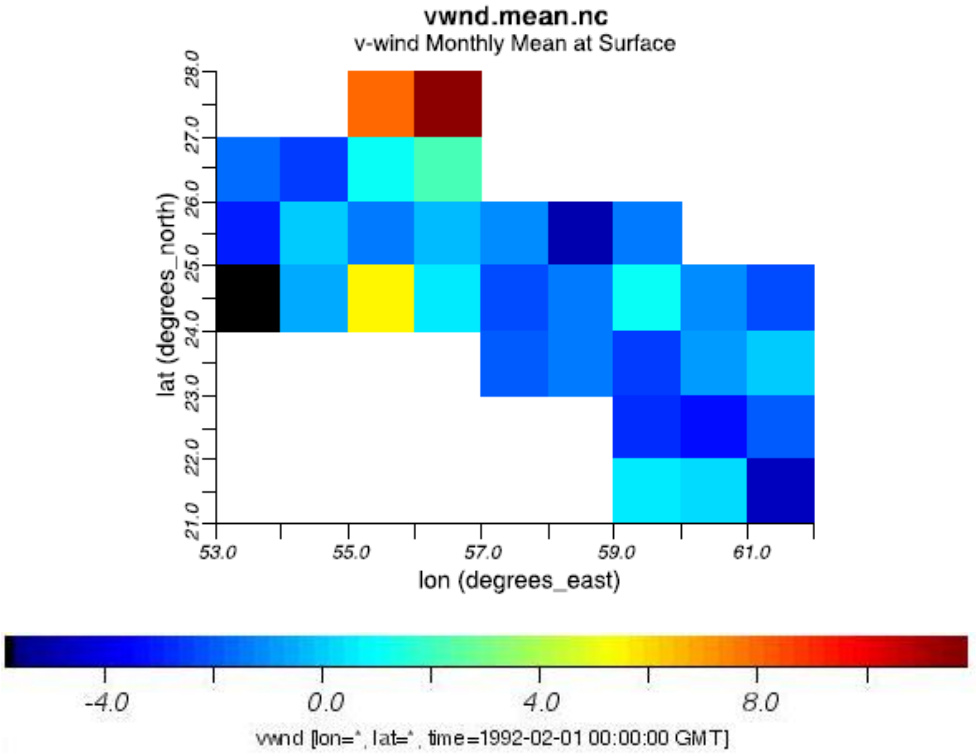
شکل ۳-۱۲: الگوهاي نمونه اي از شرايط مرزي شوري در مرز غربي براي ماه هاي فوريه و مي.

د- داده هاي باد: به منظور اعمال نيروي واداشت سطحي، متوسط سرعت و جهت وزش باد ماهانه در سال ۱۹۹۲ از مجموعه داده هاي ICOADS[1] بدست آمد. اين داده ها شامل پارامترهاي مختلف جوي مانند: دما، درصد پوشش ابر، گرماي نهان، رطوبت نسبي، فشار سطح دريا، سرعت وزش باد و ... مي باشد كه بسته به نوع پارامتر با دقت ها و زمان هاي متفاوت قابل دسترسي است. شايان ذكر است كه فرمت اين داده ها Netcdf[2] بوده و براي استفاده بايد با برنامه نويسي به داده هاي ASCII تبديل شود. در اين تحقيق، بر اساس نياز، از داده هاي ميانگين باد ماهانه سال ۱۹۹۲ با دقت يك درجه استفاده گرديد. براى نمونه، شكل هاي (۳-۱۳) و (۳-۱۴) مؤلفه هاي u (سرعت شرق- غرب) و v (سرعت جنوب- شمال) در ماه هاي فوريه و مي در تراز 10 m را نشان مي دهند. همچنين شكل (۳-۱۵) الگوي ميدان باد روي منطقه مدل در ماه هاي فوريه و مي سال ۱۹۹۲ را نشان مي دهد كه پس از پردازش و درون يابي بر روي شبكه مدل بدست آمده اند.

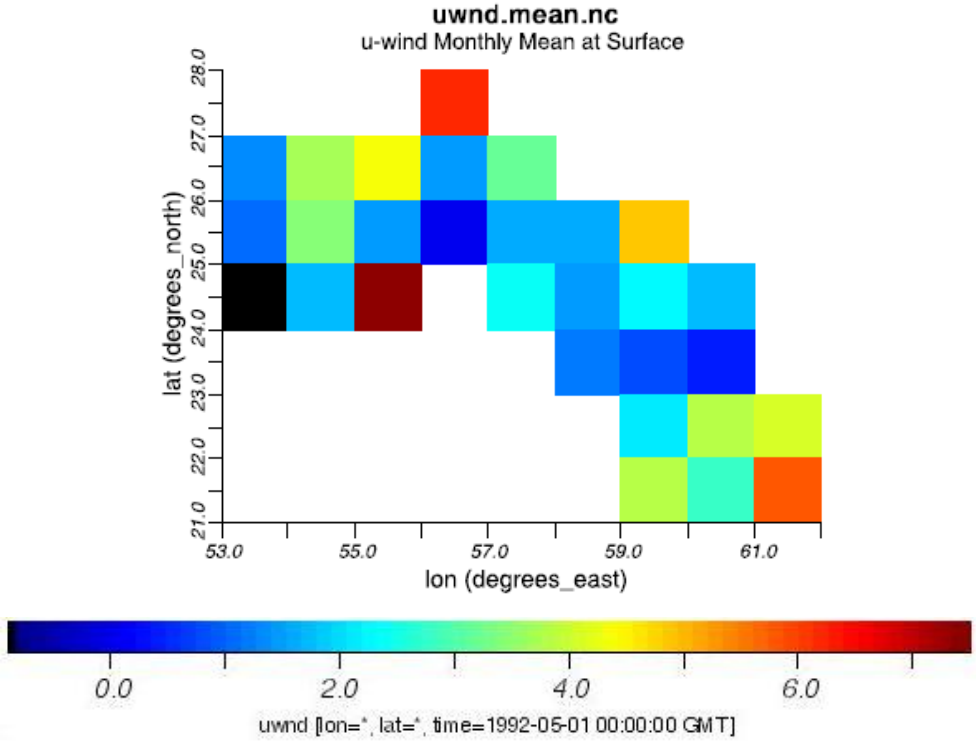


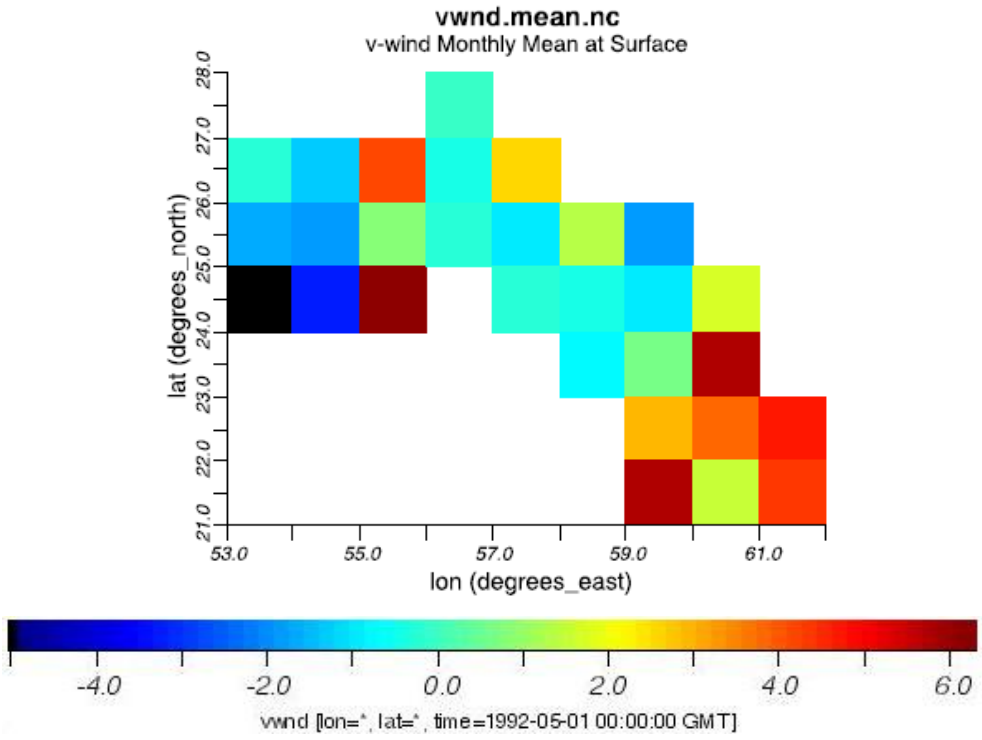
[1] International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set

[2] - Network Common Data Format

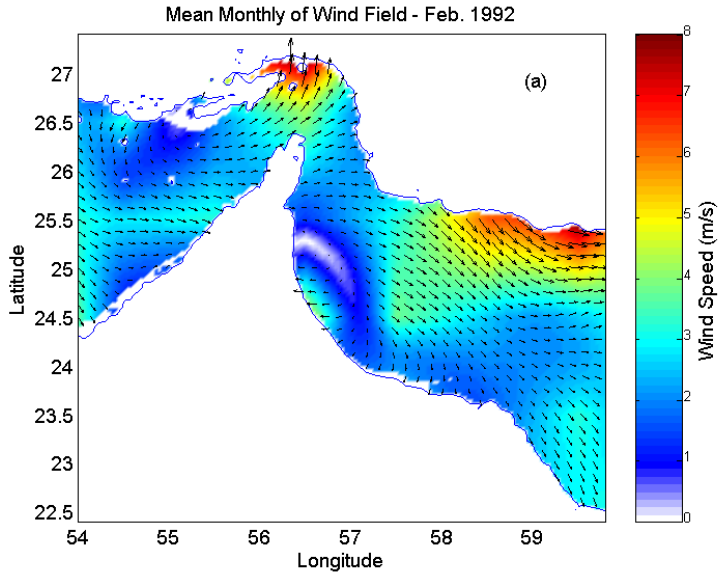


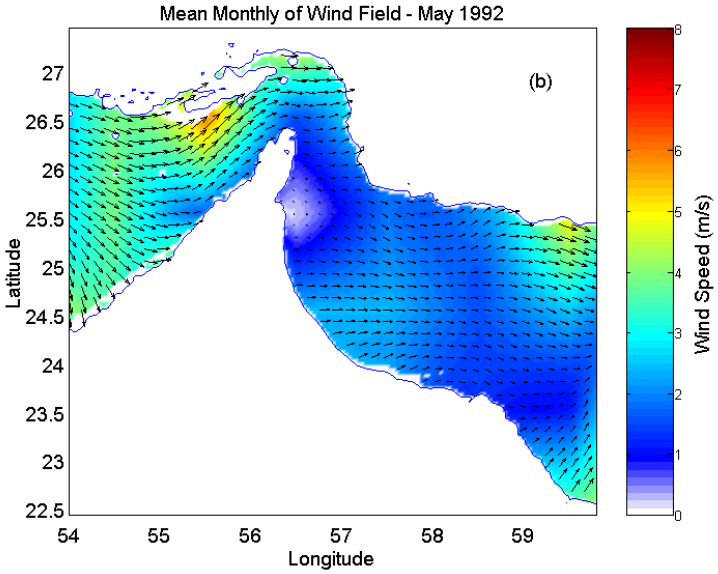
شكل ۳-۱۳: مولفه هاي شرقي- غربي و جنوبي-شمالي سرعت باد در ماه فوريه ۱۹۹۲ بر روي منطقه مورد مطالعه (سرعت ها بر حسب متر بر ثانيه).





شكل ۳-۱۴: مولفه هاي شرقي- غربي و جنوبي-شمالي سرعت باد در ماه مي ۱۹۹۲ بر روي منطقه مورد مطالعه (سرعت ها بر حسب متر بر ثانيه).





شكل ۳-۱۵: ميدان ميانگين سرعت و جهت باد بر روي منطقه مدل به ترتيب در ماه هاي فوريه و مي سال ۱۹۹۲.

لازم به ذكر است براي محاسبه تنش باد سطحي ضريب درگ به شكل زير محاسبه گرديد (ازر[1]، ۲۰۰۳):

$$C_D = 7.5\times10^{-4} + 6.7\times10^{-5}(u^2+v^2)^{1/2} \qquad (۱۱-۳)$$

كه در آن u و v مؤلفه هاي شرقي-غربي و شمالي جنوبي سرعت باد روي نقاط شبكه مدل هستند.

ه- داده های دما سطحی: شرایط مرزی برای دمای سطحی به صورت زیر در نظر گرفته شد:

$$T|_{z=0} = T_S \qquad (۱۲-۳)$$

كه در آن T_S برابر دماي سطح دريا مي باشد و براي اعمال آن از مجموعه داده هاي AVHRR[2] با تفكيك $0.04° \times 0.04°$ استفاده گرديد. دماي سطحي ميانگين ماهانه سال ۱۹۹۲ بر اين اساس استخراج و بر روي شبكه حل عددي درون يابي گرديد.

و- تابش طول موج کوتاه: علاوه بر دماي سطحي تابش امواج طول موج كوتاه نيز در اعمال شرايط مرزي دماي سطحي در نظر گرفته شد. بدين منظور داده هاي ميانگين ماهانه تابش طول موج

[1] - Ezer

[2] - Advanced Very High Resolution Radiometer

کوتاه از مجموعه داده های NCEP[1] با تفکیک 1.9° × 1.9° برای سال ۱۹۹۲ استخراج و بر روی شبکه حل درون یابی گردید.

ز- نرخ بارش: نرخ بارش میانگین ماهیانه در سال ۱۹۹۲ از داده هاي NCEP با تفکيك 1.9° × 1.9° استخراج و بر روي شبکه حل عددي درون يابي گرديد.

ح- نرخ تبخیر: به منظور محاسبه نرخ تبخير ماهيانه بر روي شبکه مدل از رابطه ارائه شده توسط کرس[2] و لاسکاراتس[3] (۲۰۰۲) به شکل زیر استفاده گردید:

$$\overset{\circ}{E} = 0.622\, C_E \left|\vec{U}_{10}\right| \left(e_{SAT}(T_S) - R\, e_{SAT}(T_A)\right) \frac{\rho_A}{P_A} \qquad (۱۳-۳)$$

که در آن: C_E ضریب تبادل تلاطم است و با استفاده از رابطه پیشنهادی کاندو (۱۹۷۵) محاسبه مي شود. e_{SAT} فشار بخار اشباع است و بر حسب تابعي از دماي سطح دريا (هوا) محاسبه مي شود (لوو، ۱۹۹۷). P_A فشار سطح دريا، R رطوبت نسبي، T_A دماي هوا در ارتفاع 2m بالاي سطح دريا بر حسب درجه کلوين و ρ_A چگالي هواي مرطوب بر حسب تابعي از دما و رطوبت نسبي مي باشند.

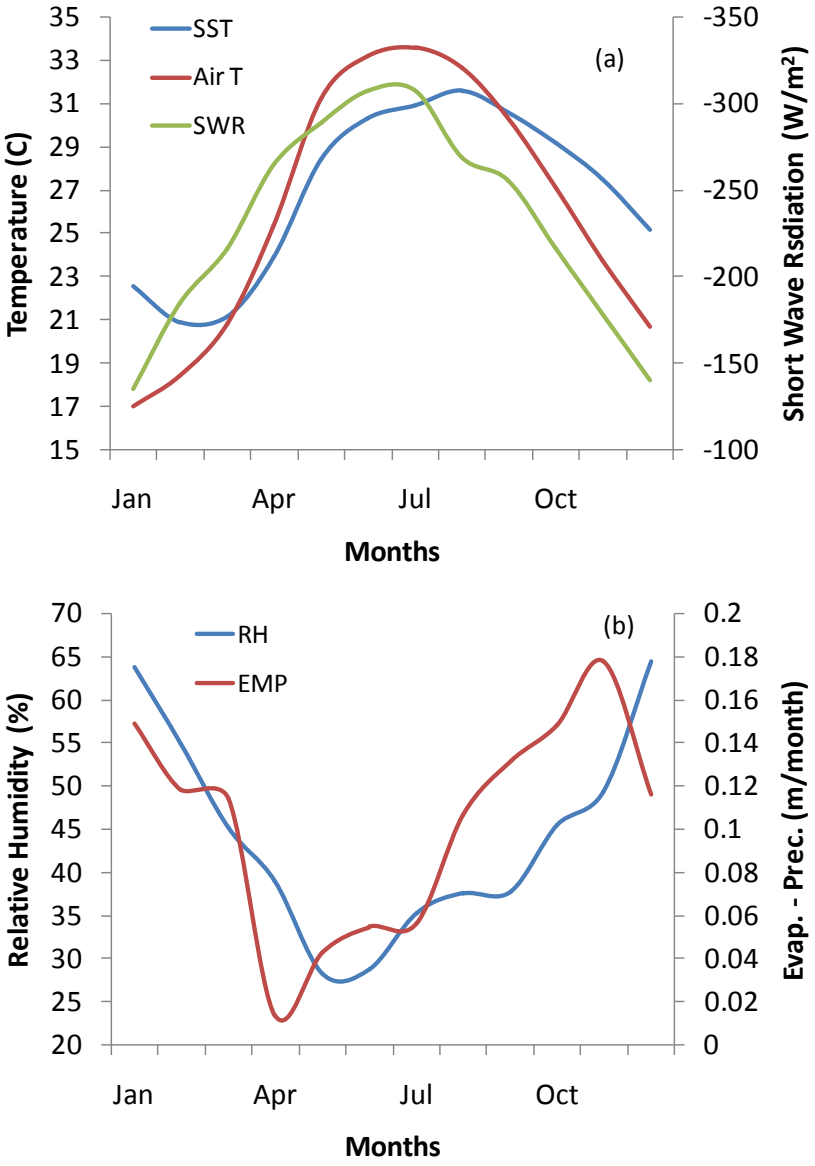
لازم به ذکر است که در رابطه فوق ميزان رطوبت نسبي ماهيانه با تفکيك 2.5° × 2.5° و ميانگين ماهيانه دماي هوا در ارتفاع 2m بالاي سطح دريا با تفکيك 1.9° × 1.9° براي سال ۱۹۹۲ از مجموعه داده هاي NCEP استخراج گرديد.

سريهاي زماني متوسط دماي سطح دريا، دماي هوا، تابش موج کوتاه، درصد رطوبت نسبي و اختلاف نرخ تبخير و بارش در سال ۱۹۹۲ در شکل (۳-۱۶) نشان داده شده اند. تمامي اين سريها پس از ميانگين گيري از پارامتهاي مذکور روي شبکه مدل رسم شده اند.

[1] - National Center for Environmental Prediction

[2] - Korres

[3] - Lascaratos



شكل ۳-۱۶: ميانگين سريهاي زماني (a): دماي سطح دريا، دماي هوا و تابش طول موج كوتاه. (b): درصد رطوبت نسبي و تفاوت نرخ تبخير و بارش در سال ۱۹۹۲.

ط- داده هاي جزر و مدي: براي توصيف جزر و مد در منطقه مدلسازي، داده هاي دامنه و فاز چهار مؤلفه اصلي جزر و مد شامل M2, S2, O1 و K1 از جدول جزر و مدي ادميرالتي[1] استخراج گرديد. اين داده ها مربوط به جزيره كيش براي مرز غربي و بندر كنارك براي مرز شرقي منطقه مدلسازي مي باشد. شايان ذكر است كه اين مؤلفه ها در طول كل مرز هاي باز ثابت درنظر گرفته مي شوند كه اين بدليل فقدان اطلاعات جامعتر از مؤلفه هاي جزر و مد بخصوص در مزر شرقي منطقه (درياي عمان و اقيانوس هند) مي باشد. با اين حال، چون هدف از تحقيق حاضر شبيه سازي جريان

[1] - Admiralty

برون ريز خليج فارس و مسير انتشار آن بداخل درياي عمان بوده است، اعمال مؤلفه هاي جزر و مدي با دقت مذكور نسبتاً كافي به نظر مي رسد.

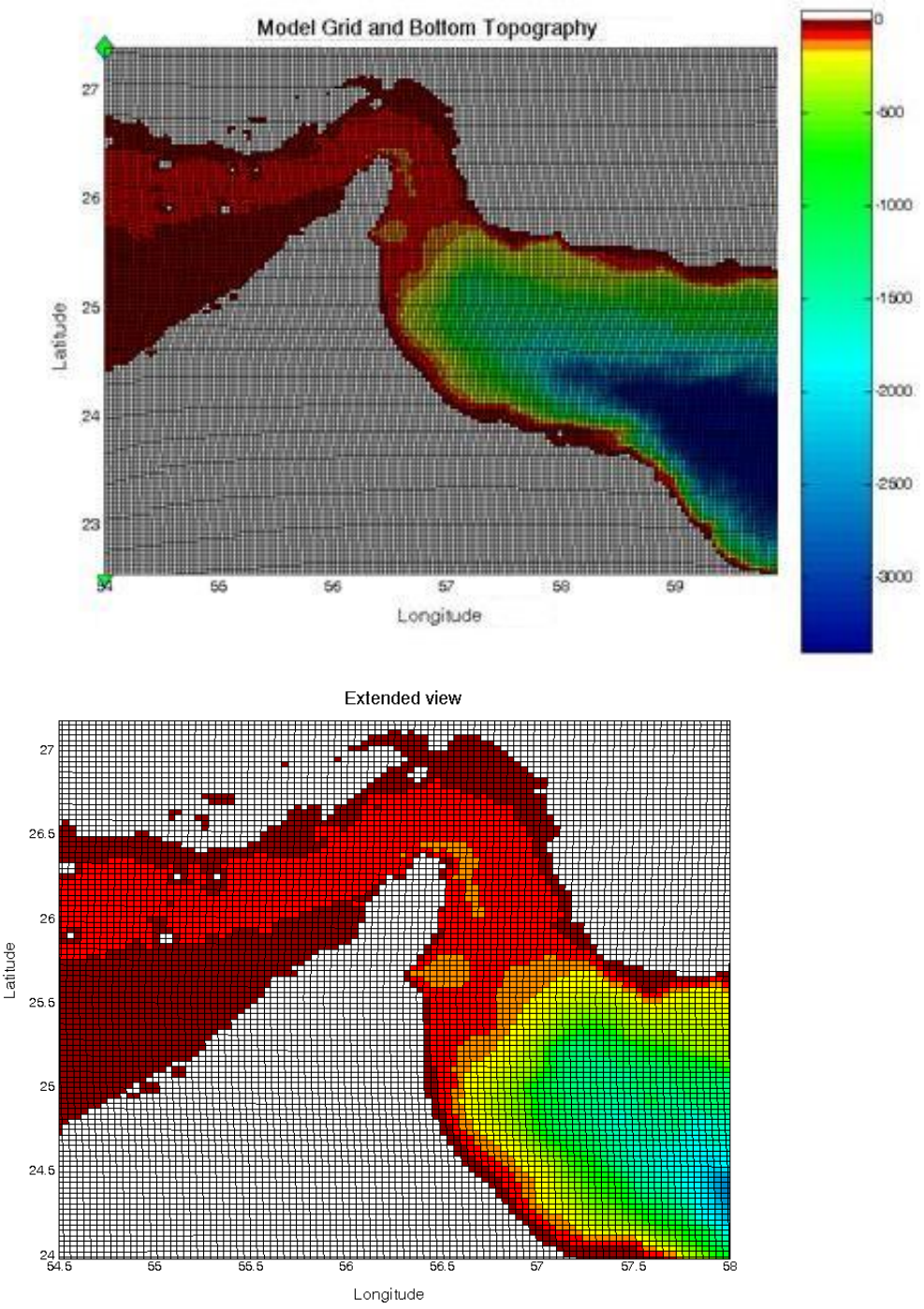
۳-۴-۳-شبكه بندي هندسي و شرايط پايداري حل عددي

نوع شبكه بندي هندسي براي حل عددي در مدل، از نوع شبكه آراكاوا-سي مي باشد. چگونگي و نحوه تعريف متغيرها بر روي اين شبكه و جزئيات آن در فصل دوم مورد بررسي قرار گرفته است. براي اجراي مدل در منطقه مورد نظر با توجه به داده هاي موجود، محدوديت زمان محاسبات كامپيوتري و خصوصيات جريان ترموهالايني خروجي از خليج فارس مانند گستردگي انتشار اين جريان، ابعاد شبكه افقي مدل كه از نوع منحني وار راستگوشه مي باشد، تقريباً برابر 3.5 km در نظر گرفته شد. شبكه بندي افقي در شكل (۳-۱۷) نشان داده شده است. همچنين بر اساس الگوي توپوگرافي منطقه كه تواماً مناطق كم عمق ساحلي و مناطق عميق اقيانوسي تا عمق بيش از ۳۰۰۰ متر را شامل مي شود، تعداد ۳۲ تراز سيگما درنظر گرفته شد تا بتوان با دقت نسبتاً قابل قبولي ساختار عمودي جريان را در مسير انتشار مورد مطالعه قرار داد. براي نمونه فواصل بين ترازها در عمق ۵۰ متر و ۱۵۰۰ متر در جدول (۳-۲) آورده شده است.

شرط پايداري حل عددي معادلات مد خارجي بر اساس شرط CFL بصورت زير تعريف مي شود:

$$\Delta t_E \le \frac{1}{C_t}\left|\frac{1}{\delta x^2}+\frac{1}{\delta y^2}\right|^{-1/2} \qquad (۱۴-۳)$$

كه در آن: $C_t = 2(gH)^{1/2} + U_{\max}$ ؛ $U_{\max}$ ماكزيمم سرعتي است كه پيش بيني مي شود در منطقه مدلسازي ايجاد شود.



شكل ۳-۱۷ : شبكه بندي منطقه مدل در جهت افقي (بالا)، نماي بزرگ شده قسمتي از شبكه براي وضوح بهتر.

محدوديتهاي ديگري براي گام زماني وجود دارد، اما در عمل شرط CFL مهمترين آن ها بنظر مي رسد. براي مد دروني شرط گام زماني تا حدودي كمتر محدوديت دارد، زيرا اثرات امواج خارجي

سريع در حل، توسط مد خارجي تفكيك شده است. معيار گام زماني دروني، مشابه مد خارجي است و به صورت زير تعريف مي شود:

$$\Delta t_I \le \frac{1}{C_T}\left|\frac{1}{\delta x^2}+\frac{1}{\delta y^2}\right|^{-1/2} \qquad (۱۵-۳)$$

كه در آن: $C_T = 2C + U_{\max}$ ؛ C_T ماكزيمم سرعت امواج دروني بر اساس شديدترين مد است و مقدار آن معمولا از مرتبه $2\ m/s$ مي باشد. $U_{\max}$ ماكزيمم سرعت فرارفتي است.

براي مثال، در شرايط اقيانوسهاي ساحلي نسبت گامهاي زماني دروني به بيروني بين ۳۰ تا ۸۰ و گاهي بيشتر گزارش شده است. چگونگي حساسيت مدل POM به گامهاي زماني توسط ازر[1] و همكاران (۲۰۰۲) مطالعه شده است.

محدوديتهاي ديگر براي انتخاب گام زماني، توسط پخش افقي اندازه حركت يا كميت هاي اسكالر ديگر به صورت زير تعريف شده است:

$$\Delta t_I \le \frac{1}{4A}\left|\frac{1}{\Delta x^2}+\frac{1}{\Delta y^2}\right|^{-1/2} \qquad (۱۶-۳)$$

كه در آن A مي تواند مربوط به پخش تلاطمي افقي اندازه حركت (A_M) يا كميتهاي اسكالر مانند دما و شوري (A_H) باشد.

محدوديت ديگر كه توسط گردش زمين اعمال مي شود برابر است با:

$$\Delta t_I \le \frac{1}{f} = \frac{1}{2\Omega \sin\Phi} \qquad (۱۷-۳)$$

كه در آن Ω سرعت زاويه اي گردش زمين و Φ زاويه عرض جغرافيايي مي باشند.

البته، همانگونه كه بيان شد روابط فوق در مقايسه با شرط CFL از اهميت كمتري برخوردار هستند.

[1] - Ezer

جدول ۳-۲: فواصل بين ترازهاي سيگما در عمق هاي 50 m و 1500 m.

1	0	0	0	0
2	0.07	5	17	25
3	0.13	10	33	45
4	0.17	20	67	105
5	0.1	30	100	160
6	0.13	40	133	195
7	0.17	50	167	265
8	0.2	60	200	330
9	0.23	70	233	365
10	-0.267	-8.0	-26.7	-400.5
11	-0.3	-9.0	-30.0	-450.0
12	-0.333	-10.0	-33.3	-499.5
13	-0.367	-11.0	-36.7	-550.5
14	-0.4	-12.0	-40.0	-600.0
15	-0.433	-13.0	-43.3	-649.5
16	-0.467	-14.0	-46.7	-700.5
17	-0.5	-15.0	-50.0	-750.0
18	-0.533	-16.0	-53.3	-799.5
19	-0.567	-17.0	-56.7	-850.5
20	-0.6	-18.0	-60.0	-900.0
21	-0.633	-19.0	-63.3	-949.5
22	-0.667	-20.0	-66.7	-1000.5
23	-0.7	-21.0	-70.0	-1050.0
24	-0.733	-22.0	-73.3	-1099.5
25	-0.767	-23.0	-76.7	-1150.5
26	-0.8	-24.0	-80.0	-1200.0
27	-0.833	-25.0	-83.3	-1249.5
28	-0.867	-26.0	-86.7	-1300.5
29	-0.9	-27.0	-90.0	-1350.0
30	-0.933	-28.0	-93.3	-1399.5
31	-0.967	-29.0	-96.7	-1450.5
32	-1	-30.0	-100.0	-1500.0

با توجه به آنچه بيان شد، شرط CFL به عنوان معيار پايداري مدل (رابطه (۳-۱۴)) محاسبه گرديد. بر اين اساس محدوديت گام زماني براي مد خارجي تقريباً برابر شش ثانيه بدست آمد. همچنين بر اساس مطالعات ازار و همكاران (۲۰۰۲) گام زمان مد دروني ۸۰ برابر گام زماني مد بيروني درنظر گرفته شد.

۳-۴-۵-شرايط مرزهاي جانبي

در مرزهاي جانبي بسته مرتبط با خطوط ساحلي، مؤلفه هاي سرعت عمود و مماس بر مرز برابر صفر در نظر گرفته مي شوند. البته در سيستم مختصات سيگما، صفر در نظر گرفتن سرعت مماس بر مزر از اهميت كمتري برخوردار است. چون در مناطق ساحلي عمق آب در نقاط شبكه مجاور ساحل بسيار كم عمق است و اصطكاك بستر بر اصطكاك جانبي غلبه مي كند.

همان گونه كه در فصل دوم بيان شد، انتخاب مرزهاي جانبي باز بر خلاف مرزهاي بسته، بسيار حساس و با عدم قطيت در انتخاب همراه است. در مدل POM لازم است كه شرايط مرزي باز براي متغيرهاي مد داخلي و خارجي تواماً تعيين گردد. مجموعه حالت هاي مختلفي براي شرايط مرزهاي جانبي باز براي متغيرهاي مد خارجي و داخلي توسط محققان مختلف ارائه شده است.

با توجه به مطالعات انجام شده (براي مثال: بلامبرگ و كانتا، ۱۹۸۵؛ بلامبرگ و ملور، ۱۹۸۷؛ گان و الن، ۲۰۰۵)، در مدلسازي جريان برون ريز خليج فارس، شرايط مرزهاي باز براي متغير

هاي مد خارجي (مد باروتروپيك)، از نوع تابشي به صورت زير در نظر گرفته شده است (ملور، ۲۰۰۴).

$$HU + C_e\eta = BC \qquad (۱۸-۳)$$

كه در آن C_e، سرعت فاز انتشار امواج باروتروپيك و برابر $\sqrt{gH}$، H عمق آب روي مرز و η نوسان سطح آزاد مي باشد. BC را مي توان به صورت مجموع جملات نيروهاي واداشت روي مرز به طوري كه با سمت چپ رابطه (۳-۱۸) در تعادل باشد، در نظر گرفت. براي مثال، با اعمال شرط فوق روي شبكه آراكاوا-سي، مؤلفه باروتروپيك سرعت براي مرز شرقي برابر است با:

$$U_{im}^{n+1} = \sqrt{\frac{g}{H_{im-1}}}\,\eta_{im-1} + BC \qquad (۱۹-۳)$$

كه در آن BC به صورت: $BC = UAE - \sqrt{\frac{g}{H_{im-1}}}\,\eta_E$ تعريف مي شود. در اين رابطه UAE مقادير سرعت باروتروپيكي ورودي يا خروجي به/از منطقه مدل روي مرز شرقي، و مقادير η_E ارتفاع سطح آزاد روي مرز شرقي است (مؤلفه هاي جزر و مد). همچنين براي اعمال سرعت باروتروپيكي از ميانگين از سطح تا عمق سرعتهاي مد دروني در نقاط متناظر شبكه حل استفاده گرديد.

شرايط مرزهاي باز براي مد دروني سرعت در مدل POM از نوع تابشي (شرط مرزي سامرفلد، بخش ۲-۸-۲) و به صورت زير تعريف مي شود:

$$\frac{\partial u}{\partial t} + C_i\frac{\partial u}{\partial s} = 0 \qquad (۲۰-۳)$$

كه در آن u مؤلفه سرعت عمود بر مرز در لايه هاي مختلف (مد باروكلينيك) مي باشد. C_i بايد به عنوان سرعت انتشار امواج باروكلينيكي در محيط تعريف شود. بر اساس يك تقريب C_i به عنوان شديدترين سرعت فاز امواج باروكلينيكي كه در منطقه مدل مي تواند حضور داشته باشد، در نظر گرفته مي شود (ملور، ۲۰۰۴). براي مثال، شكل تفاضل محدود رابطه (۳-۲۰) در مرز شرقي به صورت زير بيان مي شود:

$$u_{im}^{n+1} = \gamma\, u_{im-1}^{n} + (1-\gamma)u_{im}^{n}; \qquad \gamma = C_i\,\Delta t_i/\Delta x \qquad (۲۱-۳)$$

كه در اين رابطه Δt_i گام زماني حل، براي مد دروني است. بر اين اساس بديهي است كه مقدار γ همواره $0<\gamma\le 1$ خواهد بود. از آنجا كه سرعت امواج باروكلينيكي متناسب با عمق آب يعني $\sqrt{H}$ است، بنابراين، بيشترين مقادير γ مربوط به مناطق با ماكزيمم عمق است. با اين استدلال در مدل POM مقدار γ در لايه هاي مختلف با تقريب $\sqrt{H/H_{\max}}$ محاسبه مي شود.

در اجراي مدل براي جريان برون ريز خليج فارس با اعمال اين شرط مرزي براي مد باروكلينيكي سرعت، آشفتگي هاي بسياري روي مرز شرقي باز ايجاد شد كه به نظر رسيد اين آشفتگي ها به دليل عدم تخمين درست سرعت هاي باروكلينيكي روي مرز باشد. زيرا اغتشاشات توليد شده در درون منطقه مدل زمانيكه به مرزهاي باز نزديك مي شوند، بايد بدون اينكه منعكس شوند و منطقه داخل را تحت تأثير قرار دهند از منطقه خارج شوند. از اين رو براي رفع اين مشكل و تخمين بهتر مقادير C_i روي مرز از طرحواره ارائه شده توسط اورلانسكي (۱۹۷۶)، چاپمن (۱۹۸۵) و گان و آلن (۲۰۰۵) استفاده گرديد. شرايط مرزي باز از نوع تابشي و به فرم معادله (۳-۲۱) است كه به شرط مرزي از نوع غيرفعال[1] نيز مشهور است. در استفاده از اين طرحواره سرعت فاز در درون محدوده مدل، مجاور مرز باز با استفاده از جوابهاي داخل محدوده تخمين زده مي شود. بنابراين:

$$C_i = \frac{u_{B\mp1}^{n-1} - u_{B\mp1}^{n+1}}{u_{B\mp1}^{n+1} + u_{B\mp1}^{n-1} - 2u_{B\mp2}^{n}} \qquad (۳-۲۲)$$

در اين رابطه زيرنويس B به مقدار سرعت روي مرز اشاره مي كند. علامت هاي – و + به ترتيب چگونگي اعمال اين رابطه در مرزهاي شرقي و غربي را نشان مي دهد.

با تعريف بالا اگر مقدار محاسبه شده C_i كوچكتر از صفر شود، حالت جريان ورودي به منطقه مدل است و بنابراين:

$$u_B^{n+1} = u_B^{n-1} \qquad (۳-۲۳)$$

و اگر مقدار C_i بزرگتر از صفر شود، حالت فرارفت جريان از منطقه مدل را خواهيم داشت و بنابراين:

$$u_B^{n+1} = u_{B\mp1}^{n} \qquad (۳-۲۴)$$

با توجه به آنچه بيان شد، الگوريتم محاسبه شرايط مرزي سرعت باروكلينيكي مد دروني در روي مرزهاي باز با استفاده از اين روابط تهيه و در مدل جايگزين گرديد.

شرايط مرزهاي باز براي پارامترهاي دما و شوري با توجه به مطالب بخش (۲-۸-۲) به صورت مقادير ثابت دما و شوري (داده هاي WOA05) در هنگام ورود جريان، و به صورت رابطه (۳-۲۰) يعني شرط مرزي تابشي سامرفلد، در هنگام خروج جريان از منطقه مدل لحاظ گرديد.

[1] - Passive

فصل چهارم:

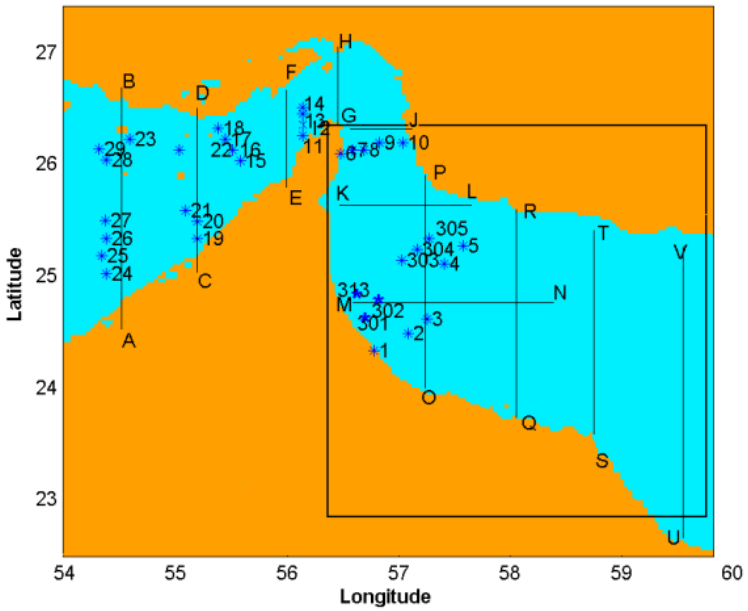
نتایج

۴-۱- مقدمه

در اين فصل نتايج حاصل از شبيه سازي عددي جريان خروجي خليج فارس با استفاده از مدل POM ارائه مي گردد. با توجه به اندازه گيري هاي ميداني موجود كه در فصل قبل به آن ها اشاره شد، شبيه سازي عددي براي سال ۱۹۹۲ انجام شد. در اين مدلسازي سعي شد تا با در نظر گرفتن نيروهاي واداشت شناوري در مرزهاي باز، شارهاي دما، شوري و تنش باد در سطح اقيانوس و نيز جريانات جزر مدي، جريانهاي تبادلي خليج فارس مورد مطالعه و بررسي قرار گيرد تا بتوان شناخت بهتر و جامعتري از از الگوها و مقياس زماني پديده هاي ديناميكي حاكم بر منطقه بدست آورد. چراكه اندازه گيري هاي ميداني بسيار محدود بوده و يا تنها براي منطقه اي خاص و در يك دوره زماني كوتاه در دسترس مي باشد.

بدين منظور، در ابتدا نتايج حاصل از شبيه سازي عددي با اندازه گيري هاي ميداني موجود (اندازه گيري هاي CTD) در گشت دريايي راپمي سال ۱۹۹۲ با هدف بررسي صحت و دقت نتايج حاصل از شبيه سازي عددي مورد مقايسه قرار مي گيرد. بعد از تأييد نتايج حاصل، سعي مي شود تا با استخراج خصوصيات جريانات منطقه در زمانها و مكانهايي كه اندازه گيري مستقيم وجود ندارد شناخت بهتري از خصوصيات فيزيكي و ديناميكي منطقه مورد مطالعه ارائه گردد.

مكان ايستگاه هاي اندازه گيري CTD طي گشت دريايي سال ۱۹۹۲ و نيز موقعيت جغرافيايي برش هاي مقطعي كه در ادامه فصل خصوصيات پارامترهاي فيزيكي آنها مورد بررسي قرار مي گيرد، در شكل (۴-۱) نشان داده شده است. اين اندازه گيريها طي دو زمان از سال، اوايل زمستان (لگ ۱) و اواخر بهار (لگ ۶) موجود است كه در ابتدا اين اندازه گيري ها با نتايج مدلسازي مورد مقايسه قرار مي گيرد. همچنين موقعيت جغرافيايي ايستگاه ها و مكان متناظر با آنها در شبكه حل عددي در جدول (۴-۱) ارائه شده اند.



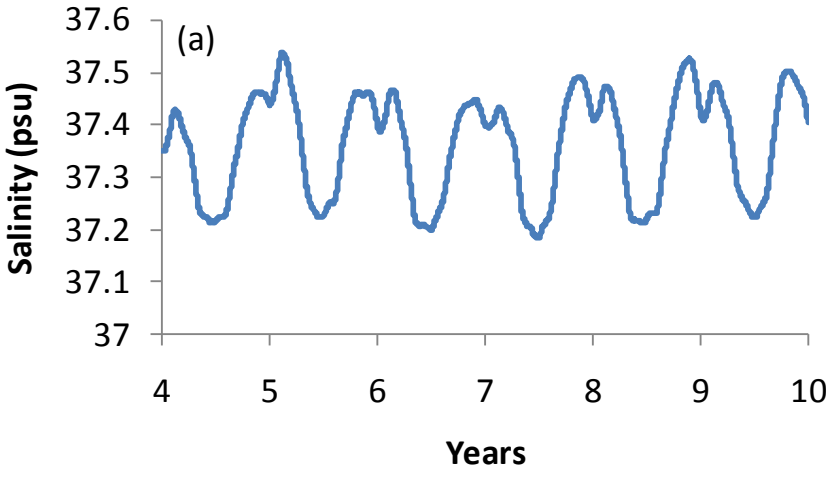
شكل ۴-۱: منطقه مدلسازي، مكان اندازه گيري هاي ميداني و موقعيت جغرافيايي برش هاي مقطعي.

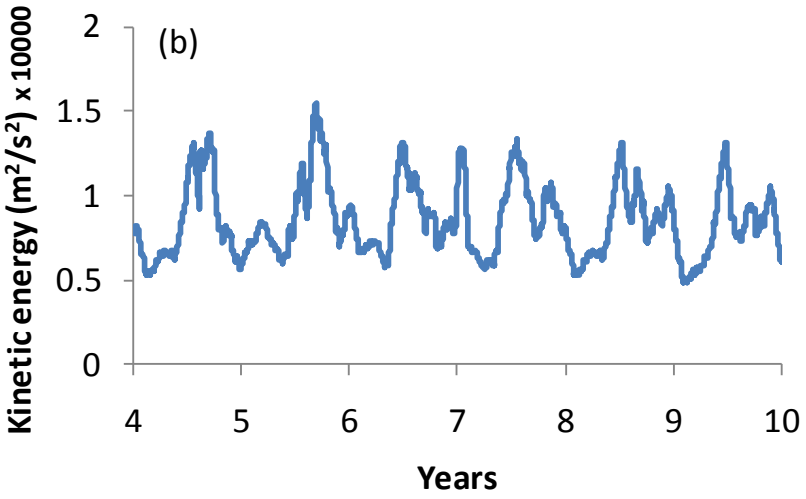
لازم به ذكر است كه شبيه سازي عددي با اعمال شرايط اوليه و مرزي كه در فصل قبل به آن ها اشاره شد آغاز گرديد و پس از تقريباً ده سال اجراي متوالي حل عددي به حالت شبه پايا[1] رسيد. شكل (۴-۲) مقادير ميانگين گيري شده از انرژي جنبشي در حوزه مدلسازي و نيز ميانگين شوري سطحي منطقه مدلسازي را نشان مي دهد. همانگونه كه در شكل ها مشاهده مي شود، شوري سطحي پس از حدود هفت سال و نيم، و انرژي جنبشي حوزه پس حدود هشت سال از زمان اجراي مدل به حالت شبه پايا مي رسند. در تحقيق حاصل نتايج حاصل از آخرين سال شبيه سازي عددي ارائه مي گردد.

[1] - Quasi steady state

جدول ۴-۱: نام و موقعيت جغرافيايي ايستگاه ها و مكان متناظر با آنها در مدل.

St. ID	Longitude	Latitude	Fig. ID	i	j
1	56.52	24.33	1	74	90
2	57.08	24.46	2	90	95
3	57.24	24.58	3	95	99
4	57.4	25.11	4	100	115
5	57.57	25.25	5	105	120
6	56.31	26.08	6	68	146
7	56.39	26.1	7	71	147
8	56.47	26.13	8	73	148
9	56.54	26.15	9	75	149
10	57	26.17	10	89	149
11	56.13	26.22	11	63	151
12	56.12	26.33	12	63	154
13	56.11	26.41	13	63	157
14	56.11	26.5	14	63	159
15	55.58	26.01	15	47	144
16	55.51	26.1	16	45	147
17	55.43	26.2	17	43	150
18	55.36	26.3	18	41	153
19	55.19	25.33	19	36	122
20	55.18	25.47	20	36	127
21	55.08	25.57	21	33	130
22	55.03	26.1	22	31	147
23	54.59	26.21	23	18	150
24	54.35	25	24	12	112
25	54.33	25.14	25	11	117
26	54.37	25.31	26	12	122
27	54.36	25.47	27	12	127
28	54.36	26.02	28	12	144
29	54.28	26.1	29	10	147
304	59.51	22.34	304F	161	28
305	59.5	22.32	305F	160	27
Measurments only in Feb. 307	58.36	23.45	307	128	63
309	58.34	23.41	309	127	62
310	57.5	23.53	310	103	65
311	57.31	24.01	311	97	81
313	56.34	24.58	313	69	99
301	57.04	25.1	301	70	95
Measurments only in May. 302	56.5	24.57	302	74	98
303	57.04	25.1	303	89	116
304	57.17	25.2	304	93	119
305	57.28	25.3	305	96	122





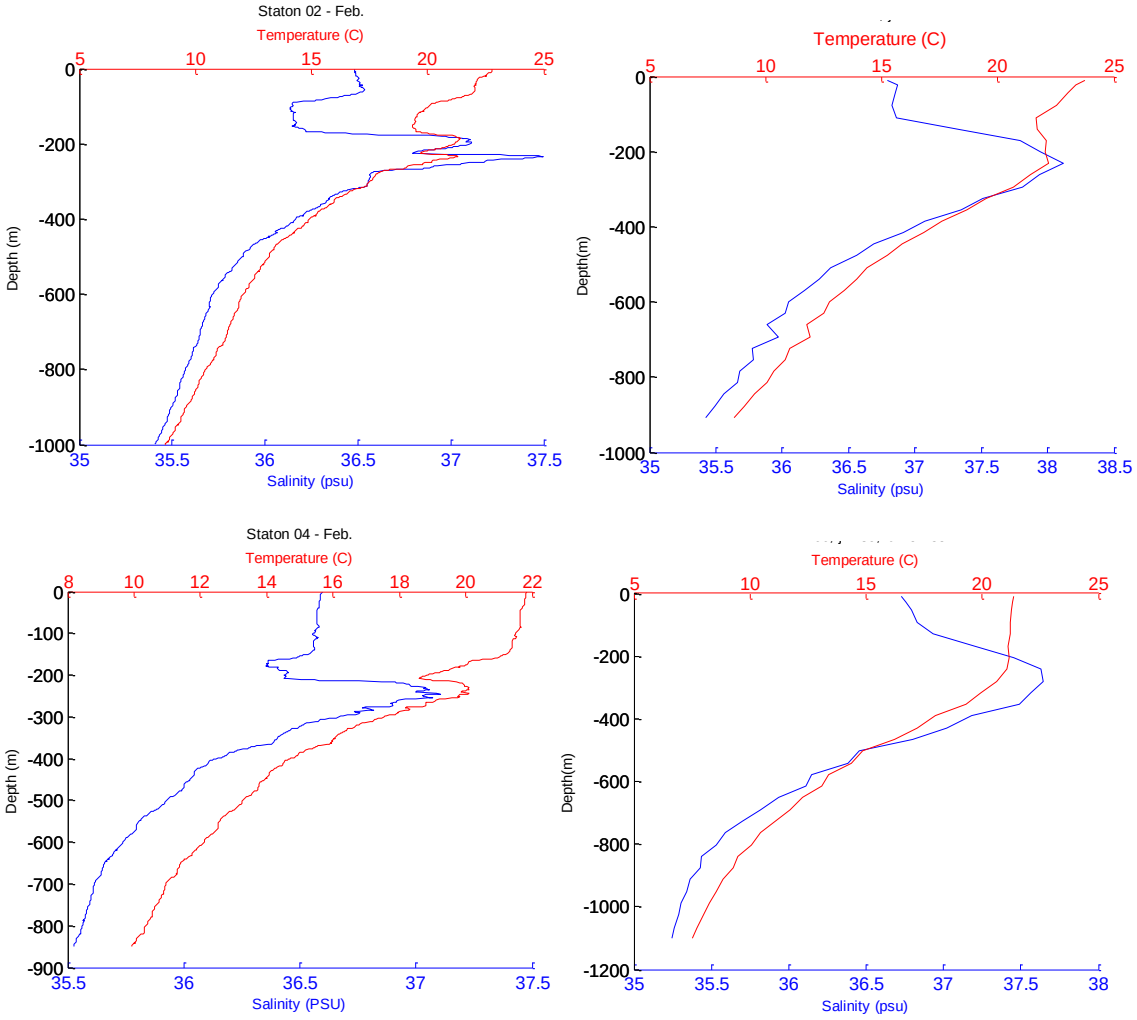
شكل ۴-۲: سري هاي زماني (a): ميانگين شوري سطحي. (b): ميانگين انرژي جنبشي حوزه منطقه مدلسازي.

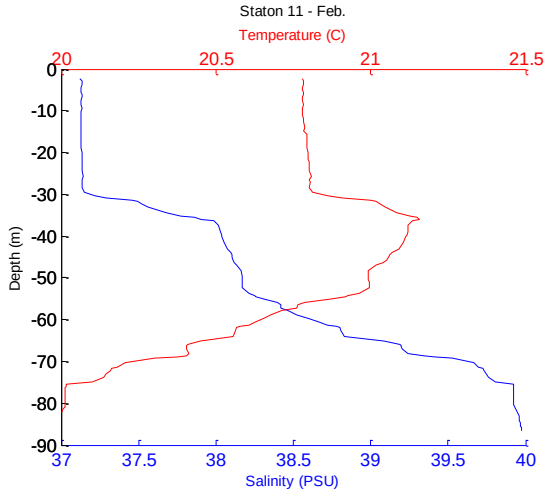
۴-۲- پروفايل هاي دما، شوري و مقايسه با اندازه گيري هاي ميداني

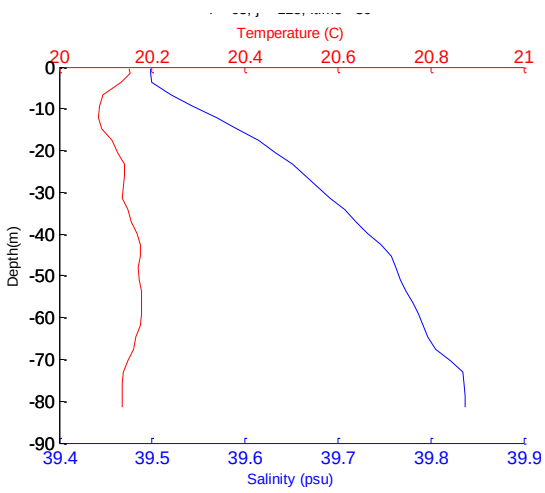
در اين بخش، پروفايلهاي بدست آمده از اجراي مدل با اندازه گيريهايي كه توسط گشت دريايي راپمي ۱۹۹۲ (لگ ۱: اواخر ماه ژانويه و اوايل فوريه و لگ ۶: اواخر مي اوايل ژوئن) انجام شده است مقايسه شده و تحليل مي شود. شكل هاي (۴-۳) و (۴-۴) برخي از پروفايل هاي دما و شوري حاصل از اندازه گيري مستقيم و پروفايل هاي متناظر با آنها در شبيه سازي عددي را طي زمان هاي مذكور نشان مي دهد. لازم به ذكر است با توجه به دقت شبكه بندي مدل در جهات افقي (حدود 3.5 km) و عمودي (32 تراز سيگما) نزديكترين نقطه شبكه به مكان هاي اندازه گيري انتخاب شده اند. بنابراين بين برخي پروفايهاي رسم شده حاصل از مدل با آنچه از اندازه گيري مستقيم بدست مي آيد، تفاوتهايي از نظر عمق و خصوصيات فيزيكي ديده مي شود. همچنين داده هاي CTD (اندازه گيري مستقيم) با دقت بالايي از سطح تا عمق در فواصل كمتر از 0.5 m و در يك زمان كوتاه برداشت شده است در حاليكه نتايج مدل سازي تنها براي 32 تراز روي كل ستون آب بدست مي آيد و نيز اينكه بدليل مشخص نبودن شرايط جزر و مدي در زمان اندازه گيري ها، پروفايل هاي حاصل از شبيه سازي به صورت ميانگين ماهانه رسم شده اند. بنابراين بديهي است اثرات پديده هاي با مقياس هاي زماني كوتاه مانند اثرات جزر و مد و ناپايداريها در اين شبيه سازي فيلتر شده است و از اينرو تنها خصوصيات كلي پروفايها با يكديگر قابل مقايسه است.

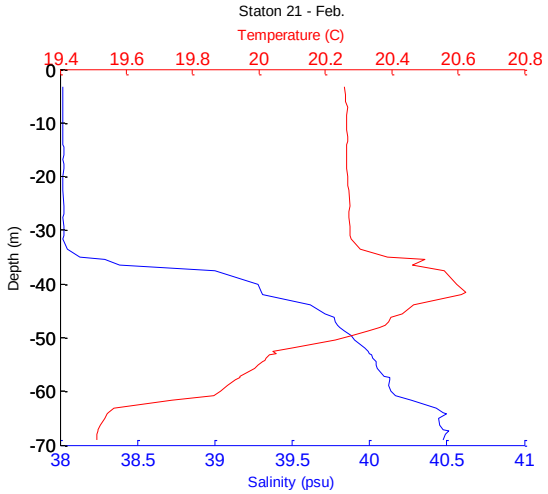
بطور كلي مقايسه پروفايل هاي بدست آمده از مدلسازي با اندزه گيري هاي ميداني تفاوق نسبتاً خوبي را خصوصاً براي دما نشان مي دهند كه علت آن احتمالاً استفاده از دماي سطحي داده هاي ماهواره اي به عنوان شرايط مرزي دما در سطح است. البته در برخي از ايستگاهها لايه آميخته سطح تفاوت زيادي با اندازه گيري نشان مي دهد كه علت آن را مي توان ضعيف تر در نظر گرفتن ميدان باد

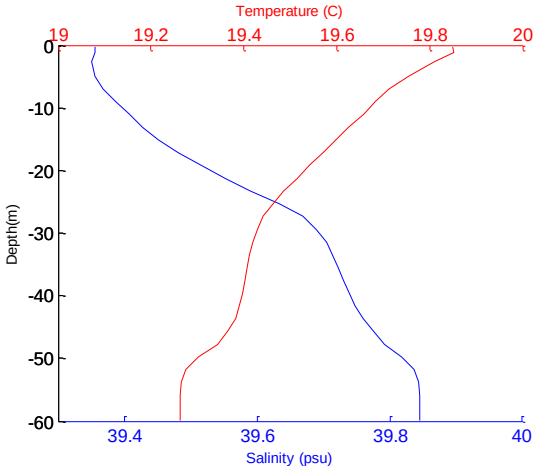
در مدلسازي در آن منطقه و عوامل ديگر مكاني و زماني مؤثر در شكل گيري لايه آميخته سطحي دانست. زيرا همان گونه كه بيان شد ميدان باد وساير واداشت هاي سطحي و جانبي بر اساس داده هاي ميانگين ماهانه در نظر گرفته شده است. ولي اندازه گيري CTD در بازه زماني كمتر از يك ماه در ايستگاه هاي منتخب انجام شده و ممكن است وضعيت دريا در آن زمان خاص نسبت به ميانگين ماهانه بسيار متفاوت بوده باشد.

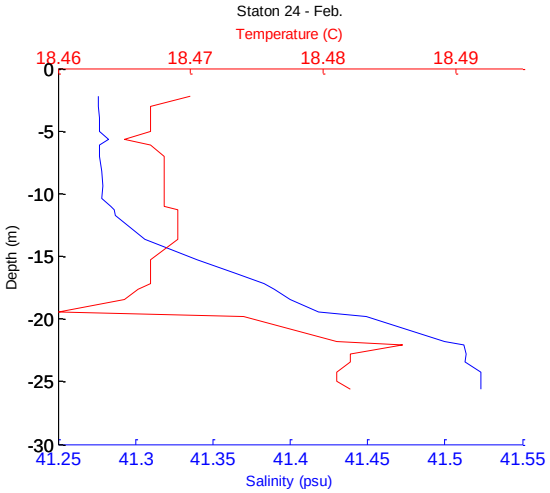


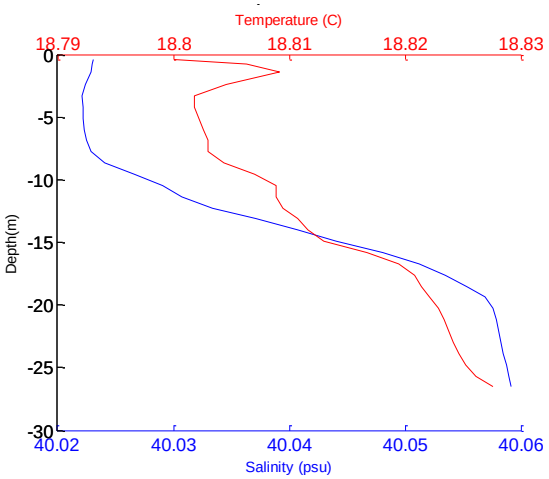

Staton 11 - Feb.
Temperature (C)
20
20.5
21
21.5
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
-80
-90
Depth (m)
37
37.5
38
38.5
39
39.5
40
Salinity (PSU)

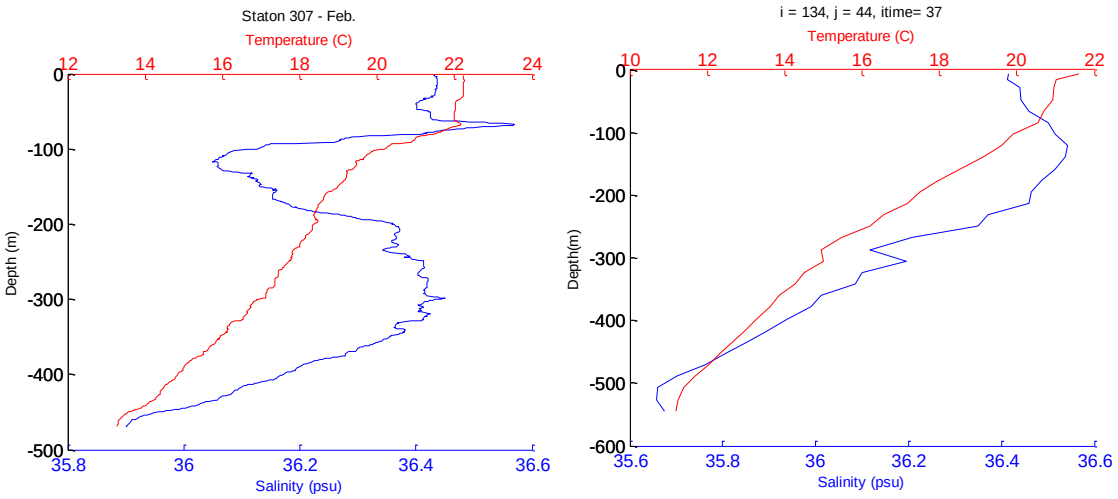

Temperature (C)
20
20.2
20.4
20.6
20.8
21
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
-80
-90
Depth(m)
39.4
39.5
39.6
39.7
39.8
39.9
Salinity (psu)


Staton 21 - Feb.
Temperature (C)
19.4
19.6
19.8
20
20.2
20.4
20.6
20.8
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
-70
Depth (m)
38
38.5
39
39.5
40
40.5
41
Salinity (psu)

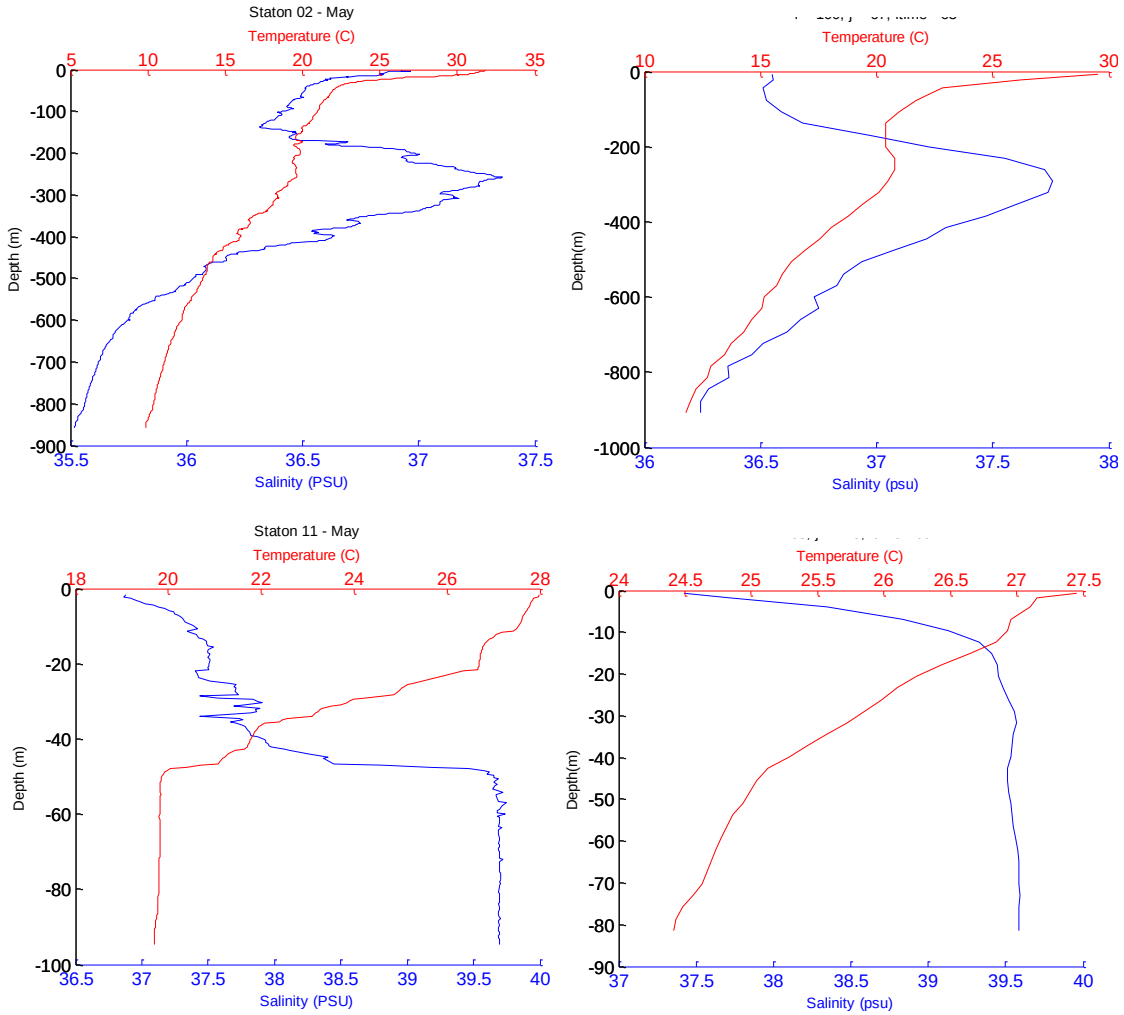

Temperature (C)
19
19.2
19.4
19.6
19.8
20
0
-10
-20
-30
-40
-50
-60
Depth(m)
39.4
39.6
39.8
40
Salinity (psu)

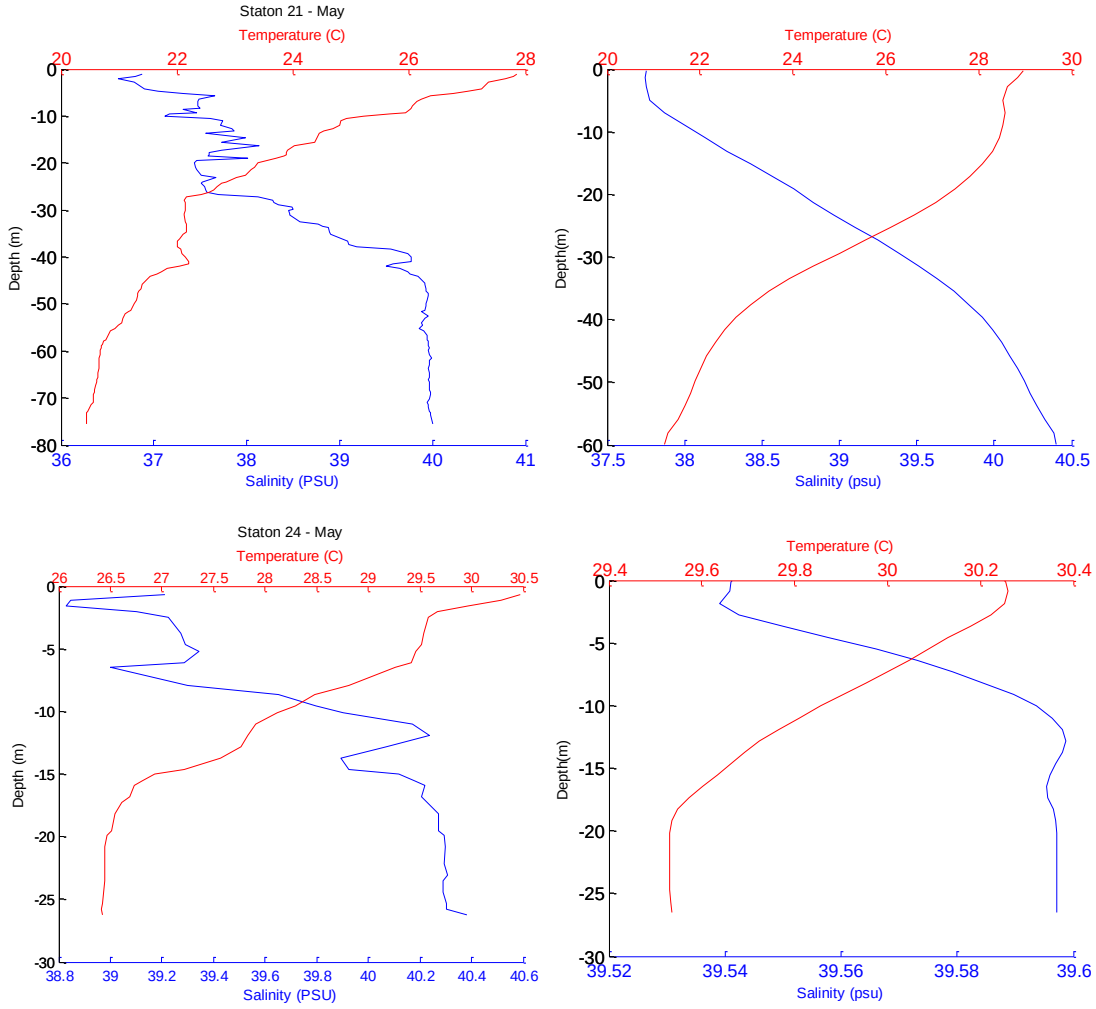

Staton 24 - Feb.
Temperature (C)
18.46
18.47
18.48
18.49
0
-5
-10
-15
-20
-25
-30
Depth (m)
41.25
41.3
41.35
41.4
41.45
41.5
41.55
Salinity (psu)


Temperature (C)
18.79
18.8
18.81
18.82
18.83
0
-5
-10
-15
-20
-25
-30
Depth(m)
40.02
40.03
40.04
40.05
40.06
Salinity (psu)



شكل ۴-۳: مقايسه برخي از پروفايل هاي حاصل از اجراي مدل (سمت راست) با اندازه گيري هاي ميداني (سمت چپ) در ماه فوريه.





شكل ۴-۴: مقايسه برخي از پروفايل هاي حاصل از اجراي مدل (سمت راست) با اندازه گيري هاي ميداني (سمت چپ) در ماه مي.

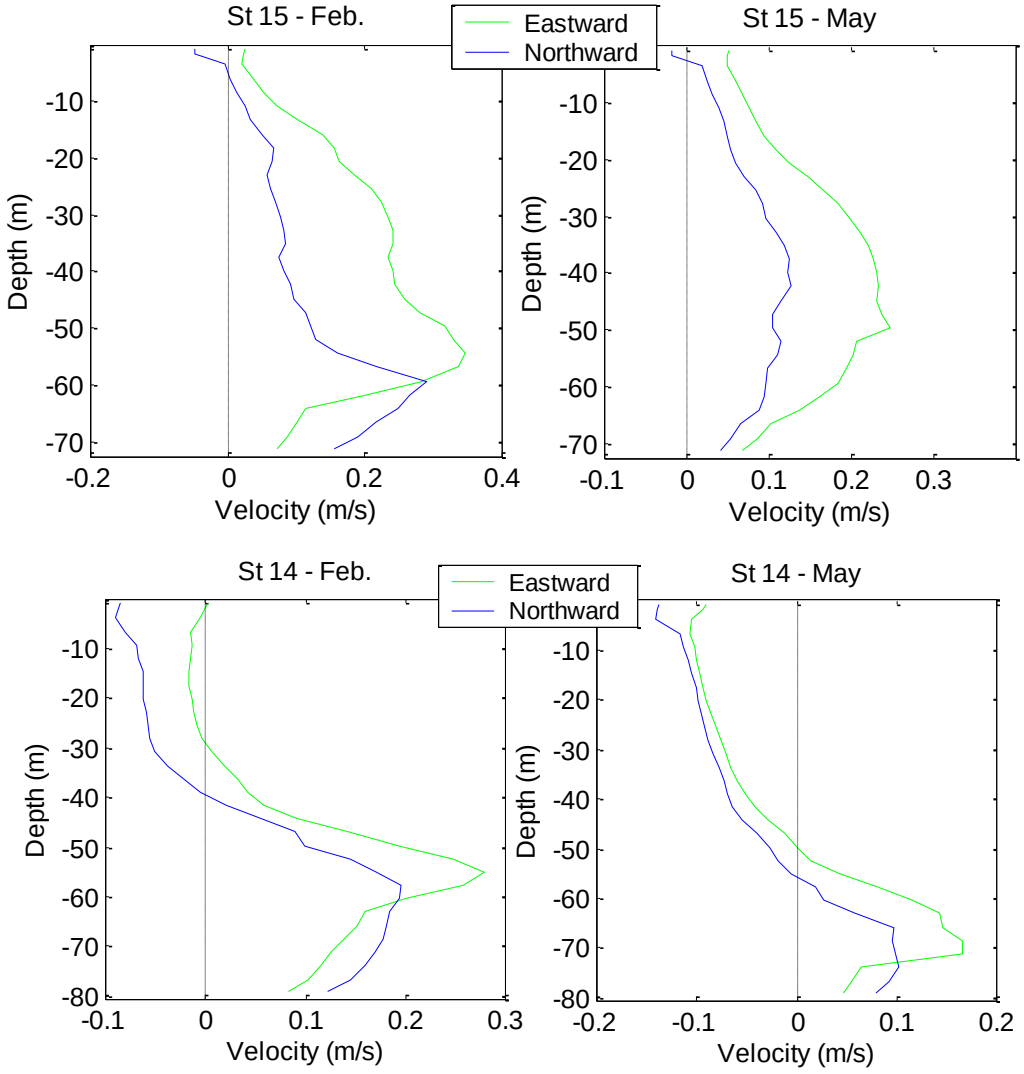
۴-۳- پروفايلهاي سرعت جريان

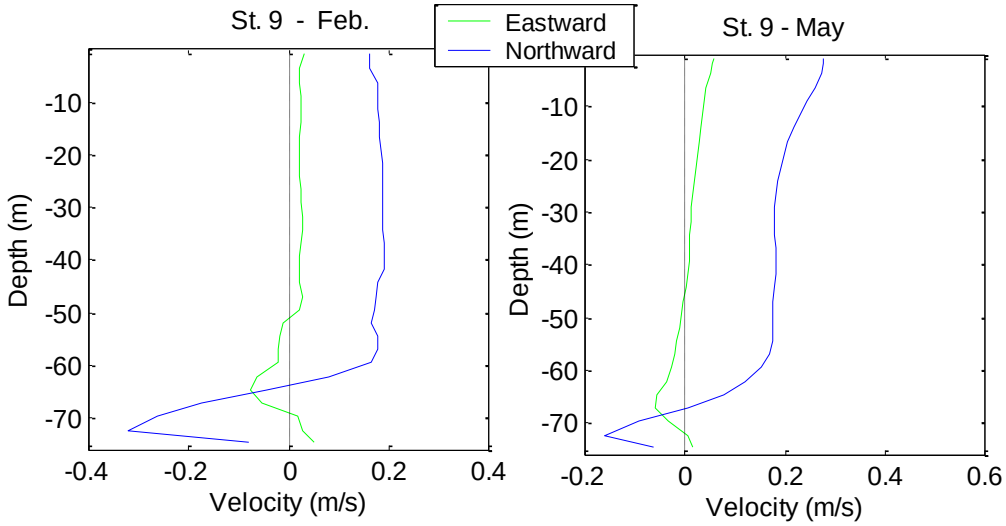
با توجه به همخواني نسبتاً خوب حاصل از شبيه سازي با اندازه گيري هاي ميداني دما و شوري، در اين بخش پروفايل هاي سرعت جريانات باقيمانده[1] (با حذف جريانات جزر و مدي) به صورت ميانگين ماهانه در برخي از ايستگاههاي نشان داده شده در شكل (۴-۱) براي دو زمان ماه فوريه (اواسط زمستان) و ماه مي (اوايل تابستان) در ادامه ارائه مي شود. از آنجا كه هدف از انجام اين تحقيق، مطالعه ساختار جريانات توموهالايني خليج فارس كه منشأ ايجاد آن ها گراديان هاي دما و شوري هستند مي باشد، با تحليل اين پروفايل ها مي توان اطلاعات خوبي در مورد بزرگي سرعت، جهت و ابعاد اين جريانات بدست آورد. شكل (۴-۵) پروفايل هاي سرعت جريانات باقيمانده را در برخي از ايستگاههاي شكل (۴-۱)، براي دو ماه فوريه و مي را نشان مي دهد.

[1] - Residual currents

بطور كلي پروفايل هاي سرعت جريان در داخل خليج فارس و در مجاورت سواحل جنوبي، نشان دهنده قوي تر بودن جريانات روي بستر ماه فوريه نسبت به ماه مي است. اين جريانات در حقيقت نشان دهنده جريان برون ريز خليج فارس هستند كه به سمت خارج از تنگه هرمز در حركت است. همچنين جريان ماه فوريه نسبت به ماه مي با بزرگي بيشتر ديده مي شود كه علت آن را مي توان چگال تر بودن آب منبع و در نتيجه قوي تر بودن نيروي شناوري عامل جريان دانست. اين افزايش چگالي باعث نشست سريعتر جريان برون ريز روي بستر مي شود كه اين مطلب در مورد ايستگاه ۱۵ به خوبي مشاهده مي شود.

همچنين در ايستگاه ۱۴ كه تقريباً در مركز تنگه هر مز قرار دارد، جريانات ورودي سطحي نسبتاً قوي تري (به سمت داخل خليج فارس ماه مي نسبت به ماه فوريه مشاهده مي شود، كه بطور كلي مي توان نتيجه گرفت تبادل آب در ماه مي از طريق تنگه هرمز نسبت به فوريه قوي تر است.





شكل ۴-۵: پروفايل هاي سرعت جريان در ايستگاه هاي نشان داده شده در شكل (۴-۱) براي ماه هاي فوريه (سمت چپ) و مي (سمت راست).

۴-۴- مشخصه هاي فيزيكي جريان برون ريز خليج فارس

براي شناخت بهتر خصوصيات جريان برون ريز خليج فارس در انتهاي تنگه هرمز، در جائيكه اين جريان وارد درياي عمان مي شود، در اين بخش خصوصيات فيزيكي جريان حاصل از شبيه سازي عددي در برش مقطعي در امتداد مسير IJ (شكل (۴-۱)) ارائه مي گردد. بدين منظور، براي مشخص شدن مرز بين منبع اصلي جريان برون ريز [1] با آب هاي پيرامون [2] آن، خط ايزوهالاين جدا كننده بين آب منبع جريان و آبهاي پيرامون آن در سطح مقطع IJ به صورت زير تعريف شد:

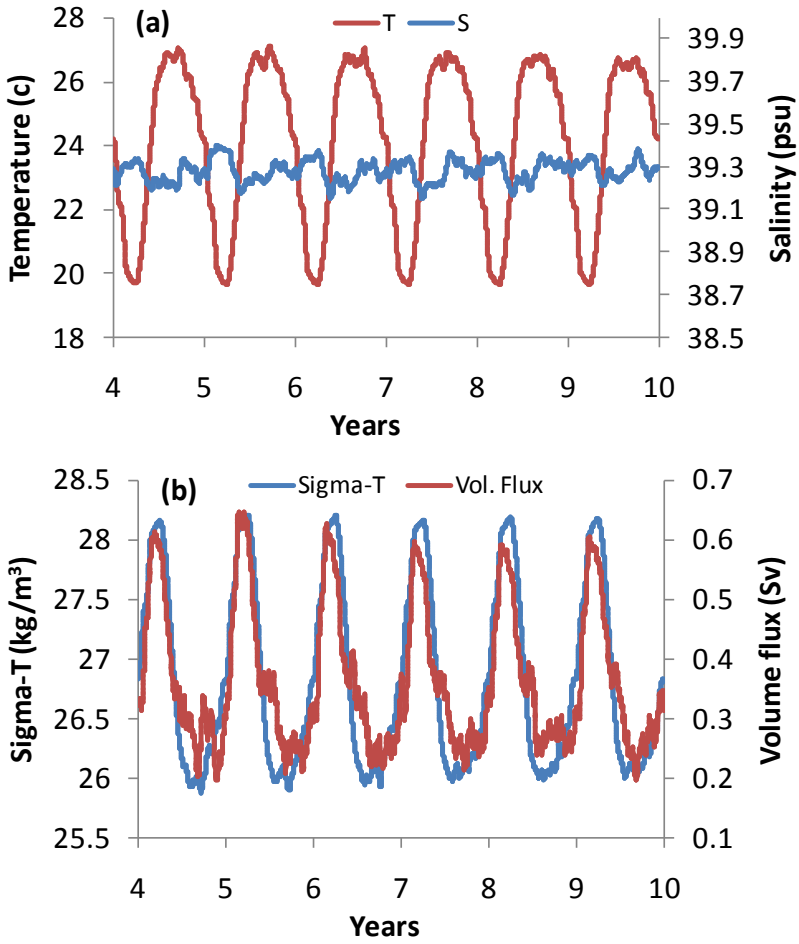
$$S_O = \left(S_{\max} + S_{surr}\right)/2 \qquad (۴-۱)$$

كه در آن: $S_{\max}$ ماكزيمم شوري مشاهده شده در سطح مقطع IJ، S_{surr} ميانگين شوري در سطح مقطع و S_O ميانگين شوري جريان در سطح مقطع مذكور مي باشد.

با تعريف مرز جريان برون ريز خليج فارس بر اساس رابطه (۴-۱)، مقادير ميانگين دما، شوري و سيگما-تي قابل استخراج شد. همچنين دبي جريان در اين مقطع نيز با انتگرالگيري از مؤلفه جنوب سوي سرعت بر روي سطح مربوط به جريان برون ريز محاسبه گرديد. شكل (۴-۶) سري هاي زماني تغييرات دما شوري، سيگما-تي و شار حجمي مربوط به جريان برون ريز را بر اساس تعريف بالا نشان مي دهد. لازم به ذكر است كه در كليه نمودارها براي فيلتر كردن اثرات پديده هاي با مقياس

[1] - Outflow source water
[2] - Surrounding waters

زماني جزر و مد و كمتر از آن و بدست آوردن مشخصه هاي جريانات باقيمانده از روش برداشتن ميانگين[1] در بازه ۱۵ روز استفاده شده است.



شكل ۴-۶: سري هاي زماني: (a): دما و شوري ميانگين جريان برون ريز. (b): سيگما-تي و شار حجمي جريان برون ريز. نمودارها براي شش سال آخر شبيه سازي ارائه شده اند.

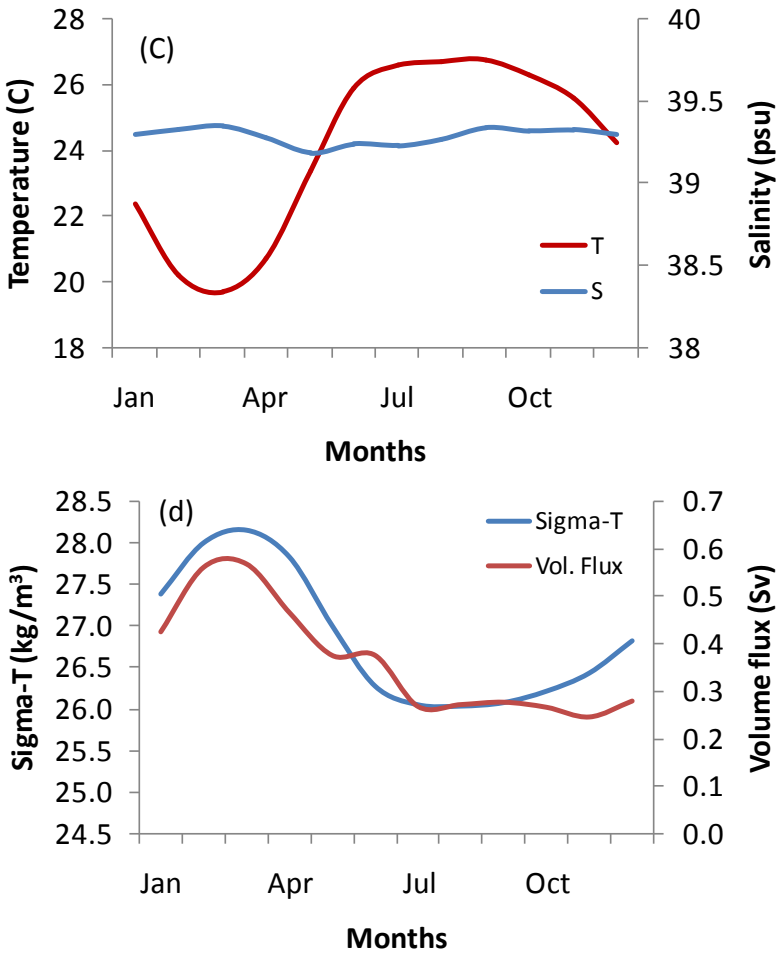
براي استخراج تغييرات ماهيانه خصوصيات فيزيكي جريان برون ريز نتايج آخرين سال شبيه سازي در شكل (۴-۷) نشان داده شده است. نمودارها نشان مي دهند كه شوري جريان برون ريز در طي سال نسبتاً ثابت بين 39-39.5 psu مي باشد، در حاليكه تغييرات ماهيانه اي مرتبط با تغييرات فصلي واداشتهاي جوي در الگوي دماي جريان ديده مي شود. مينيمم دماي جريان برون ريز در انتهاي زمستان (ماه مارس) و برابر حدود 19.5 °C و ماكزيمم آن در اواخر بهار تا پايان تابستان مشاهده مي شود. ماكزيمم دماي جريان در ماه آگوست برابر حدود 26.8 °C است. اين تغييرات در دماي جريان برون ريز (بيش از 7 °C)، منجر به تغييرات چگالي جريان برون ريز بين حدود 26 kgm^{-3} در ميميم مقدار خود در آگوست تا حدود 28.2 kgm^{-3} در ماكزييم مقدار در ماه مارس مي شود.

[1] - Moving average

نتايج حاصل از مدلسازي نشان مي دهد تغيير چگالي جريان برون ريز خليج فارس با زمان، مسير انتشار اين جريان و پديده هاي ديناميكي كه در حين حركت جريان بداخل درياي عمان اتفاق مي افتد را تحت تأثير قرار مي دهد كه در ادامه مورد بررسي قرار مي گيرند.

ميزان دبي جريان برون ريز در فصل زمستان طي ماههاي فوريه- مارس داراي بيشترين مقادير خود و برابر حدود 0.57 Sv مقارن با زمانيست كه جريان داراي بيشترين مقادير چگالي است. مينيمم مقدار دبي جريان برون ريز در ماه نوامبر و برابر حدود 0.23 Sv محاسبه مي شود، هرچند كه مقدار دبي جريان طي ماههاي تابستان تا اواسط پاييز نسبتاً ثابت است. همچنين مقدار متوسط سالانه دبي جريان برون ريز خليج فارس بداخل درياي عمان در سطح مقطع IJ برابر حدود 0.35 Sv بدست مي آيد.

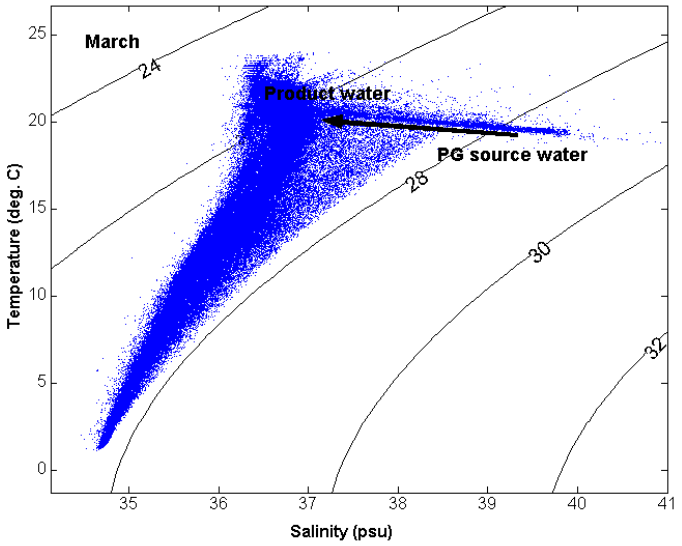
از آنجا كه تغييرات چگالي جريان برون ريز خليج فارس نقش مهمي در خصوصيات ديناميكي اين جريان ايفا مي كند در ادامه خصوصيات اين جريان طي ماههاي مارس و آگوست، مقارن با زمان هاي وقوع ماكزيمم و مينيمم چگالي جريان برون ريز، مورد بررسي قرار مي گيرند.



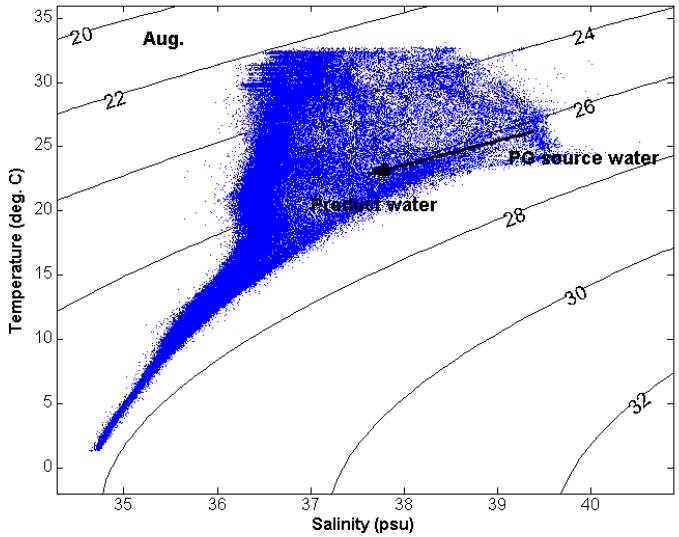
شكل ۴-۷: سري هاي زماني ميانگين ماهيانه: (c): دما و شوري، (d): سيگما-تي و شار حجمي جريان برون ريز خليج فارس در سطح مقطع IJ.

براي نمونه نمودارهاي TS توده هاي آب در درياي عمان طي ماههاي مارس و آگوست در شكل (۴-۸) ارائه شده است. اين نمودار در محدوده جغرافيايي كه در شكل (۴-۱) با مستطيل نشان داده شده است رسم شده اند. بطور كلي اين نمودارها نشان مي دهند كه حضور آب با شوري بيش از 40 psu در ماه مارس در آب منبع جريان بيشتر ديده مي شود. همچنين آب به تعادل رسيده در درياي عمان (آب حاصل[1]) در هر دو زمان داراي ويژگي نسبتاً مشابه و داراي دماي حدود 20.5 °C براي آگوست و حدود 19 °C براي مارس و شوري حدود 37.5 psu در هر دو زمان مي باشد. دماي كمتر آب كه منجر به افزايش چگالي آن نسبت به آگوست مي شود، نشان دهنده عمق بيشتر شناوري خنثي (نفوذ جريان به مناطق عميق تر) در مارس نسبت به آگوست است.

در حركت جريان برون ريز از خليج فارس تا درياي عمان در ماه مارس دماي جريان نسبتاً ثابت مي ماند در حاليكه در ماه آگوست در طي اين مسير كاهشي تا حدود 4 °C در دماي جريان ديده مي شود.



[1] - Product water



شكل ۴-۸: نمودارهاي T-S براي ماه هاي مارس و آگوست در درياي عمان در محدوده جغرافيايي مشخص شده در شكل (۴-۱).

۴-۵- مسير انتشار جريان برون ريز خليج فارس

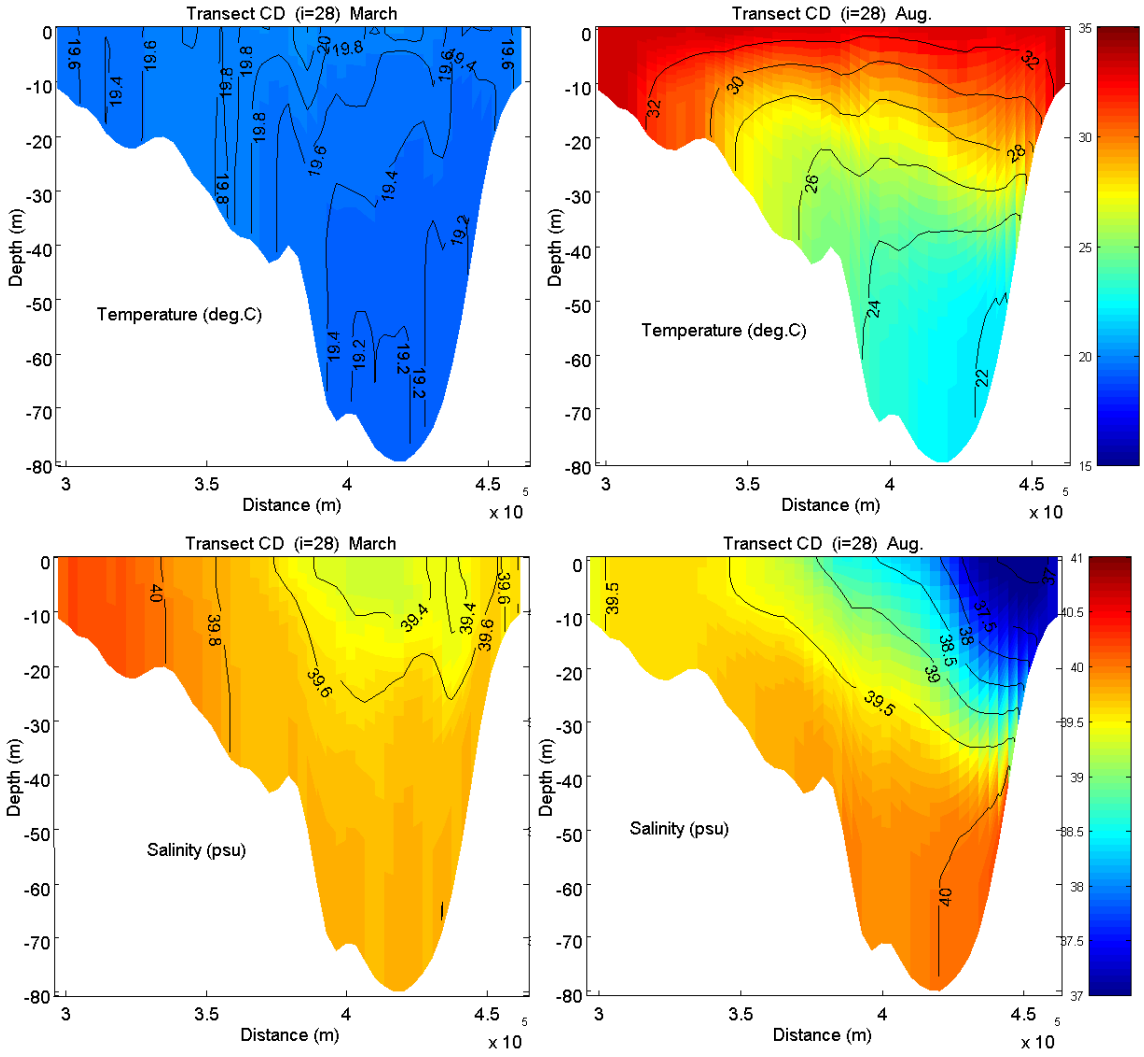
۴-۵-۱- برش هاي مقطعي پارامتر هاي فيزيكي

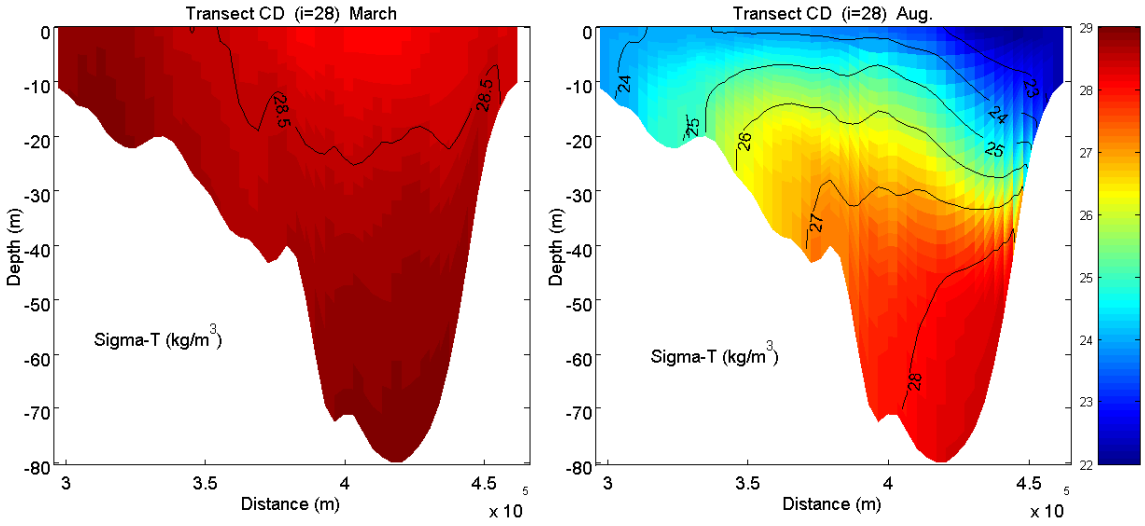
به منظور مشخص نمودن مسير انتشار جريان برون ريز خليج فارس از مكان شكل گيري آن در خليج فارس تا رسيدن آن به عمق شناوري خنثي در درياي عمان در اين بخش برخي برش هاي مقطعي از خصوصيات فيزيكي آب در امتداد مسيرهاي نشان داده شده در شكل (۴-۱) مورد بررسي قرار مي گيرد. شايان ذكر است كه تمامي سطح مقطع ها در ميانگين ماهانه رسم شده اند.

شكل (۴-۹) برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي را در امتداد مسير CD (درون خليج فارس) براي دو ماه مارس و آگوست نشان مي دهد. الگوي دما نشان مي دهد كه در مارس دما از سطح تا عمق تقريباً يكسان و برابر حدود 19.5 °C است، در حاليكه در ماه آگوست دماي سطحي در پاسخ به گرمايش تابستاني تا بيش از 33 °C افزايش مي يابد. همچنين عمق كم منطقه باعث افزايش دماي آبهاي مجاور بستر تا حدود 22 °C مي شود.

الگوهاي شوري نشان مي دهد كه در مارس منشأ اصلي جريان برون ريز عمدتاً در مجاورت سواحل جنوبي (نيمه سمت چپ ترانسكت) است كه احتمالاً بدليل افزايش تبخير سطحي در اين زمان و در نتيجه شكل گيري توده آب با شوري بيش از 40 psu است. در ماه آگوست شورترين آبها در اعماق بيش از 40 m و در قسمت مركزي مقطع ديده مي شوند. بنابراين مي توان نتيجه گرفت منشأ اصلي جريان برون ريز در خليج فارس عمدتاً به دو شاخه تقسيم مي شود. يك شاخه كه در امتداد محور اصلي خليج جريان مي يابد و مكان شكل گيري آن در قسمت هاي داخلي تر خليج فارس است، و شاخه ديگر كه به طور فصلي با افزايش تبخير در مجاورت سواحل كشورهاي جنوبي خليج شكل گرفته و بدليل

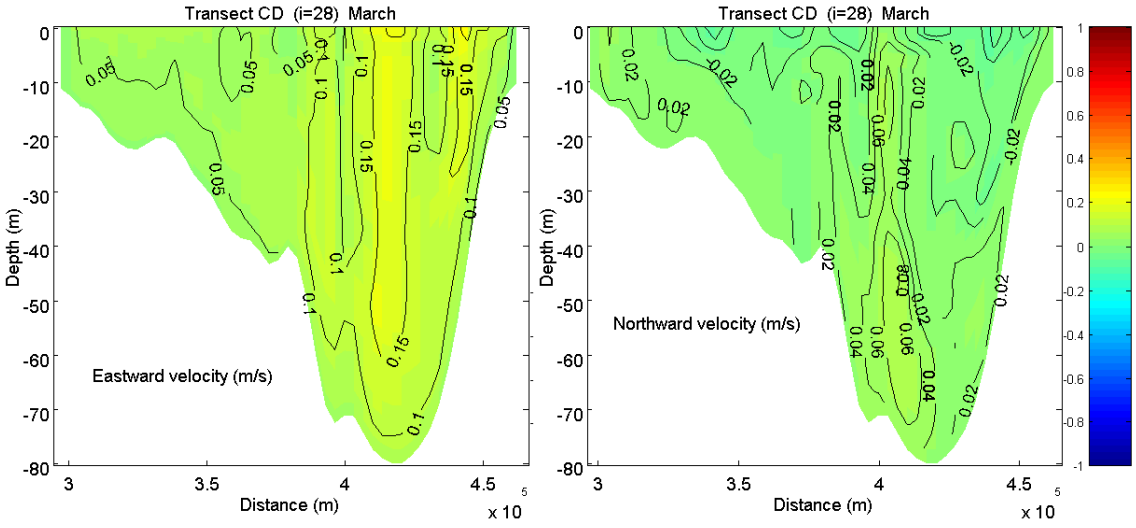
داشتن چگالي بيشتر نسبت به آبهاي پيرامون خود به سمت مناطق عميق تر شروع به حركت مي كند. در نزديكي تنگه هرمز اين دو شاخه جريان به هم مي پيوندند و شاخه اصلي جريان برو ن ريز خليج فارس را تشكيل مي دهند.

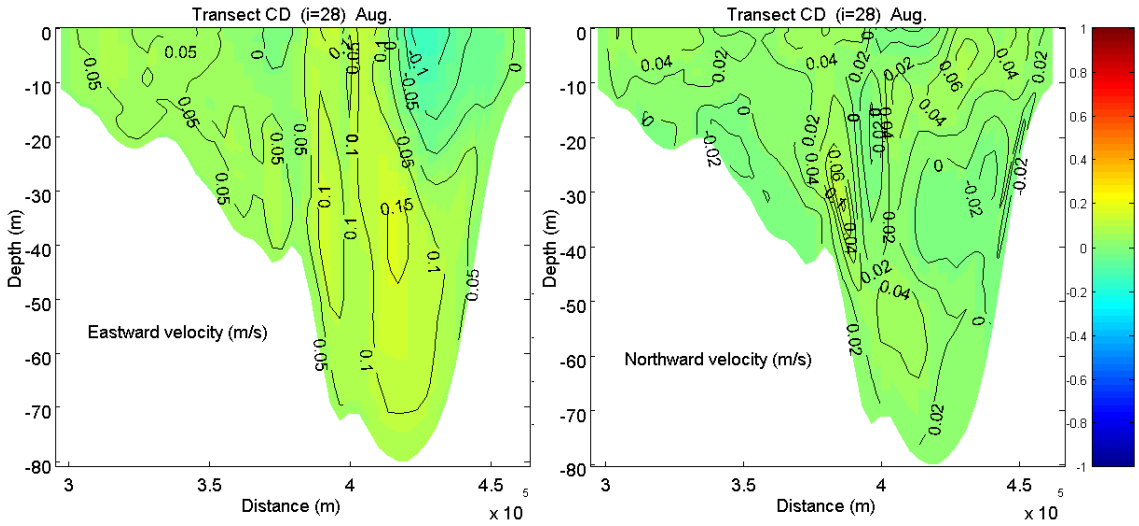




شكل ۴-۹: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما، شوري و سيگما-تي در امتداد مسير CD براي ماههاي مارس و آگوست.

همچنين، در عمق بالاي 20 m حضور آب با شوري كمتر از 37.5 psu در مجاورت سواحل ايران (سمت راست مقطع) در ماه آگوست قابل توجه است. اين توده آب (همان گونه كه در الگوهاي سرعت شكل (۴-۱۰) مشاهده مي شود) مربوط به جريانات آب كم شور ورودي از درياي عمان است كه در ماه آگوست تقويت شده و در نتيجه در مجاورت سواحل ايران تا مناطق داخالي تر خليج فارس پيشروي مي كنند. اين جريانات در ماه مارس نسبتاً تضعيف مي شوند كه علت را مي توان تقويت بادهاي غالب شمال غربي در اين زمان از سال دانست كه از ورود جريانات درياي عمان جلوگيري مي كنند.



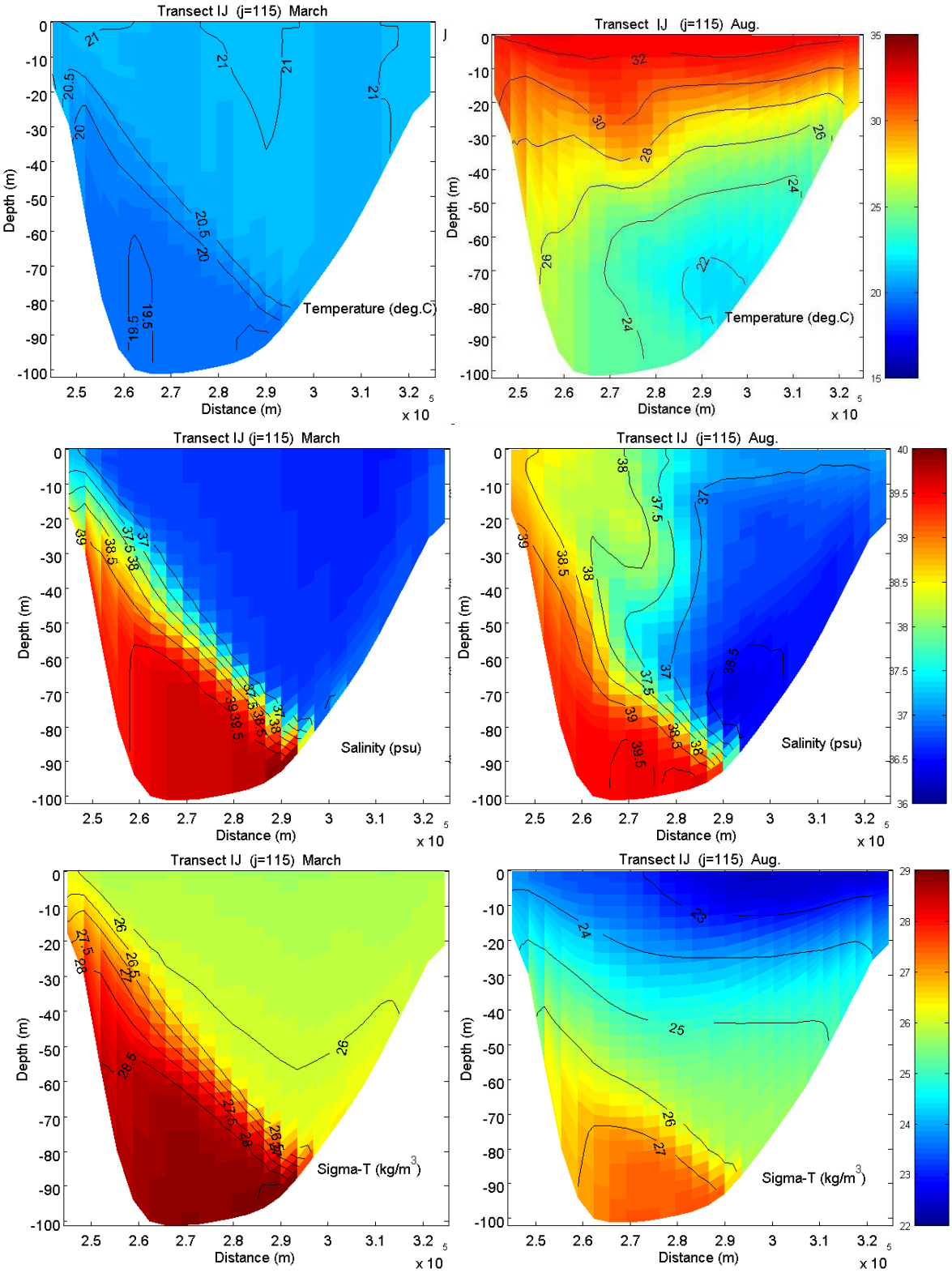


شكل ۴-۱۰: برش هاي مقطعي ميانگين مؤلفه هاي شرقي- غربي و جنوب- شمال ميدان سرعت در امتداد مسير CD براي ماههاي مارس و آگوست.

برش هاي مقطعي مؤلفه هاي سرعت در امتداد مسير CD در شكل (۴-۱۰) آورده شده اند. همان گونه كه اين برش ها نشان مي دهند سرعت جريان برون ريز كه در مركز خليج در جريان است براي هر دو زمان تقريباً يكسان بين $0.1- 0.15\ ms^{-1}$ است كه البته براي ماه مارس گسترده تر به نظر مي رسد. بعلاوه سرعت جريانات ورودي مجاور سواحل ايران در ماه آگوست حدود $0.1\ ms^{-1}$ و تا عمق حدود 10 m مشاهده مي شوند.

شكل (۴-۱۱) برش هاي مقطعي دما، شوري و سيگما-تي را در امتداد مسير IJ (در انتهاي تنگه هرمز، ورودي درياي عمان) براي دو ماه مارس و آگوست نشان مي دهد. الگوي دمايي در ماه مارس در اين سطح مقطع مانند مسير CD است البته دماي سطحي نسبت به مقطع CD اندكي افزايش مي يابد (21 °C در مقايسه با 19.5 °C). جريان برون ريز خليج فارس در اين سطح مقطع ها به صورت توده آب با شوري بيشتر قابل تشخيص است.

در مارس اين جريان به صورت ضخيم تر و با ماكزيمم شوري بيشتر نسبت به آگوست ديده مي شود. تركيب شوري زياد همراه با دماي پايين تر جريان نسبت به آگوست (19.5 °C در مقابل 24 °C)، منجر به افزايش چگالي جريان تا حدود $2kgm^{-3}$ مي شود. نكته حائز اهميت تفاوت لايه بندي عمودي چگالي در اين دو زمان از سال است. در ماه مارس يك محيط دولايه در منطقه ديده مي شود. لايه بالايي با چگالي حدود $26\ kgm^{-3}$ و لايه پايين با چگالي بيش از $28.5\ kgm^{-3}$، يعني اختلاف چگالي حدود $2.5\ kgm^{-3}$. در ماه آگوست لايه بندي چگالي به صورت يك محيط سه لايه قابل تشخيص است. لايه سطحي با چگالي كمتر از $23\ kgm^{-3}$، لايه مياني با چگالي حدود $25.5\ kgm^{-3}$ و لايه مجاور بستر با چگالي حدود $27\ kgm^{-3}$. لايه بندي قوي تر چگالي بين جريان برون ريز و آب هاي پيرامون در مارس باعث كمتر شدن اثرات اختلاط قائم ناشي از جزر و مد مي شود كه در بخش (۴-۶) مورد بررسي قرار مي گيرد.

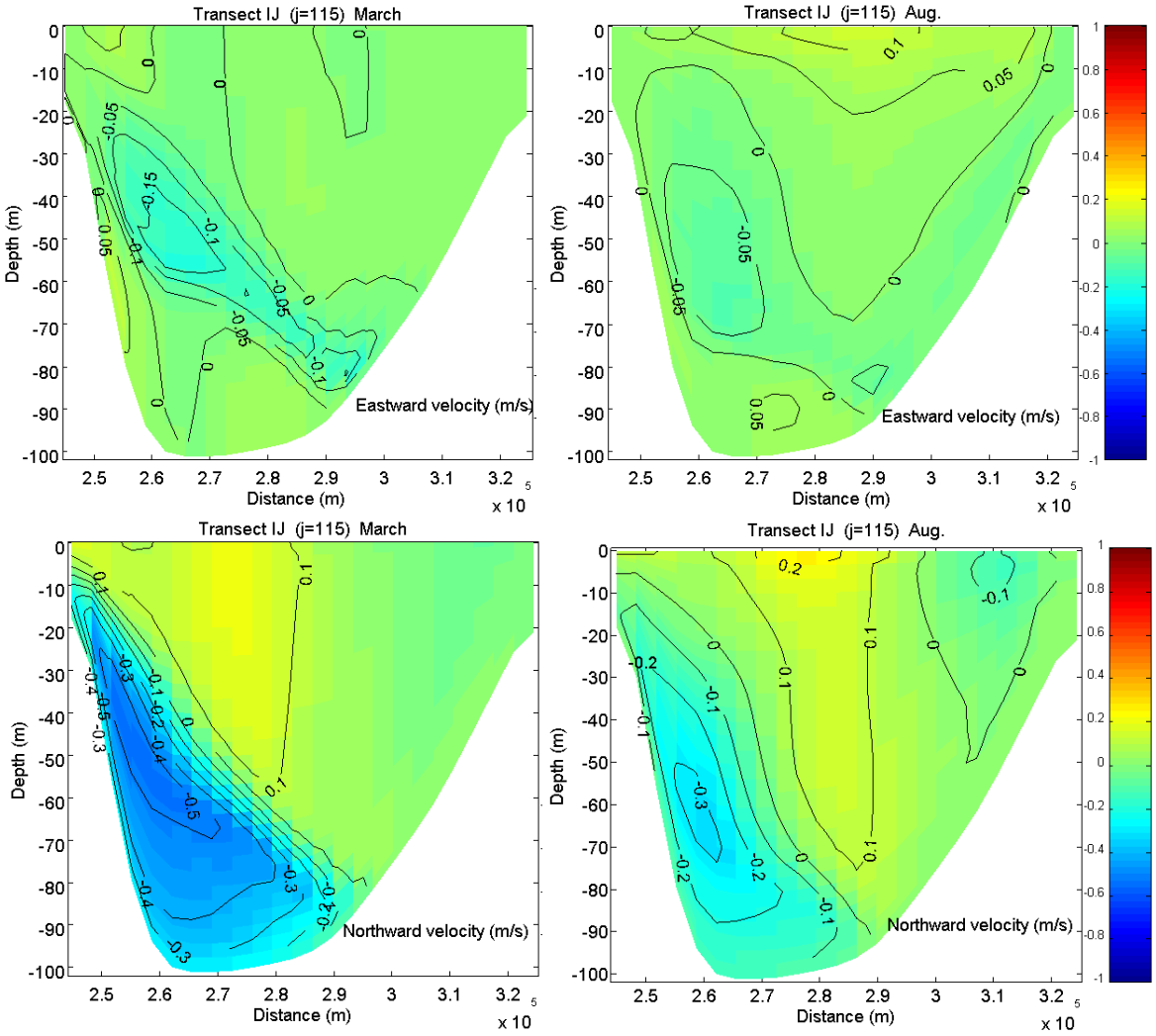


شكل ۴-۱۱: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما، شوري و سيگما-تي در امتداد مسير IJ براي ماههاي مارس و آگوست.

همچنين افزايش شوري سطحي در نيمه سمت چپ برش ها در ماه آگوست ديده مي شود در حاليكه در ماه مارس ناپديد مي شود. علت آن را مي توان نفوذ بيشتر جريانات شور سطحي تر مجاور مرزهاي جنوبي تا درياي عمان دانست كه در ماه مارس بدليل چگالتر بودن جريانات شورتر داخل خليج، قبل از رسيدن به تنگه هرمز به مناطق عميق تر نفوذ كرده و بنابراين در لايه هاي سطحي تر ناپديد مي شوند.

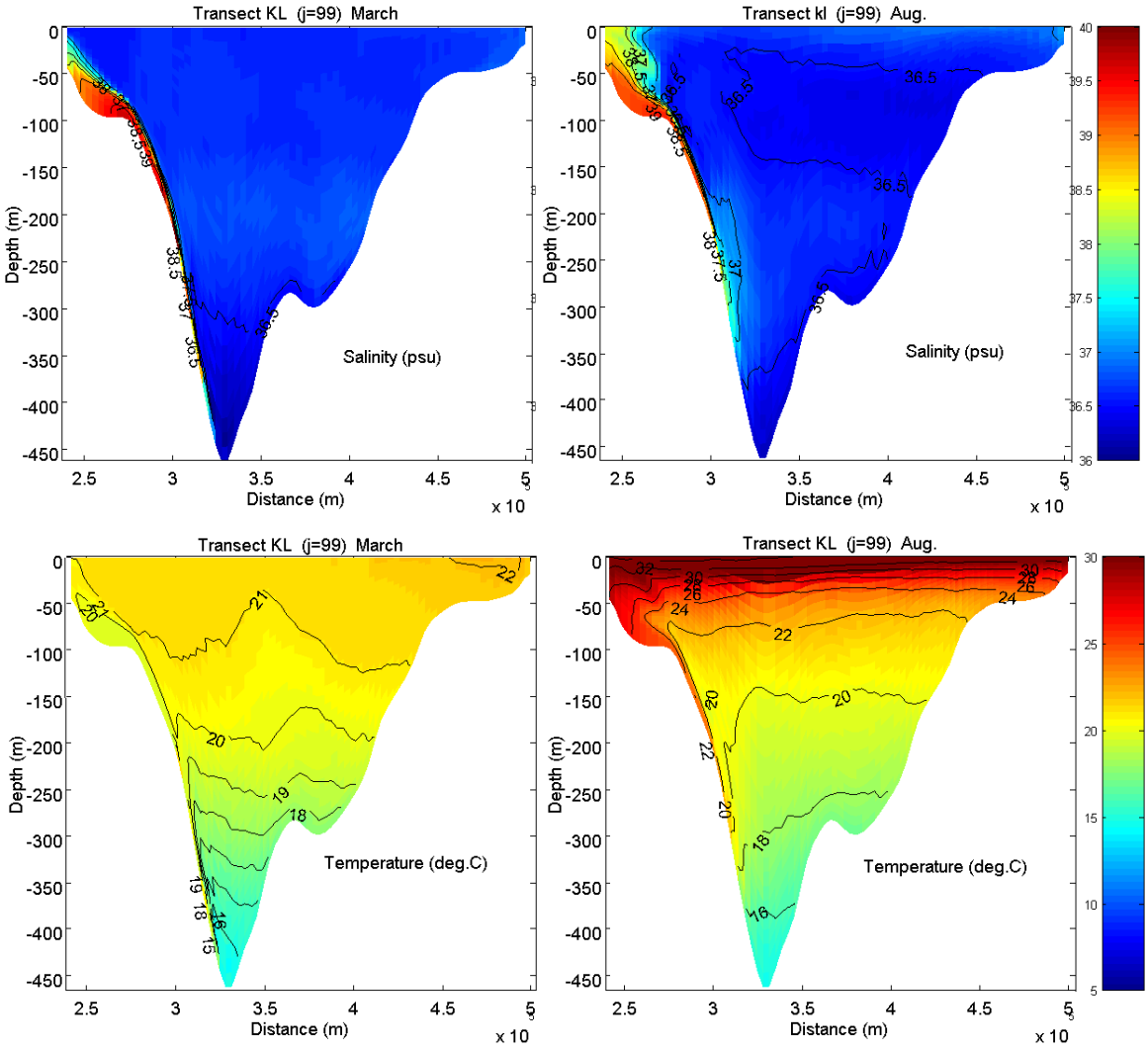
شكل (۴-۱۲) برش هاي مقطعي مؤلفه هاي ميانگين ماهانه سرعت را در امتداد مسير IJ براي ماه هاي مارس و آگوست نشان مي دهد. جريان برون ريز خليج فارس در هر دو ماه به صورت جريان جنوب سو و چسبيده به مرز غربي قابل تشخيص است. همان گونه كه از الگوهاي دما، شوري و چگالي نيز انتظار مي رفت(جريان ترموهالايني)، جريان ماه مارس بدليل چگالي و ضخامت بيشتر و لايه بندي قويتر محيط نسبت به ماه آگوست با بزرگي بيشتري مشاهده مي شود. متوسط سرعت جريان براي مارس حدود $0.5\ ms^{-1}$ و براي آگوست حدود $0.3\ ms^{-1}$ مشاهده مي شود. همچنين بيشتر بودن دبي جريان ماه مارس در مقايسه با آگوست در برشهاي مقطعي مؤلفه هاي جنوب- شمال قابل تشخيص است (نمودار d شكل (۴-۷)).

همچنين يك جريان ورودي سطحي بر روي جريان برون ريز خليج فارس به صورت مؤلفه شمال سوي سرعت قابل مشاهده است. موقعيت اين جريان تقريباً در قسمت مياني ترنسكت IJ و تا اعماق حدود 50 m براي مارس و حدود 70 m براي آگوست ديده مي شود. بزرگي سرعت جريان مذكور به طور متوسط حدود $0.1\ ms^{-1}$ در هر دو زمان است. البته بزرگي سرعت اين جريان ورودي براي آگوست تا $0.2\ ms^{-1}$ در روي سطح ديده مي شود كه نشان دهنده تقويت جريان ورودي بداخل خليج فارس در آگوست نسبت به مارس است.



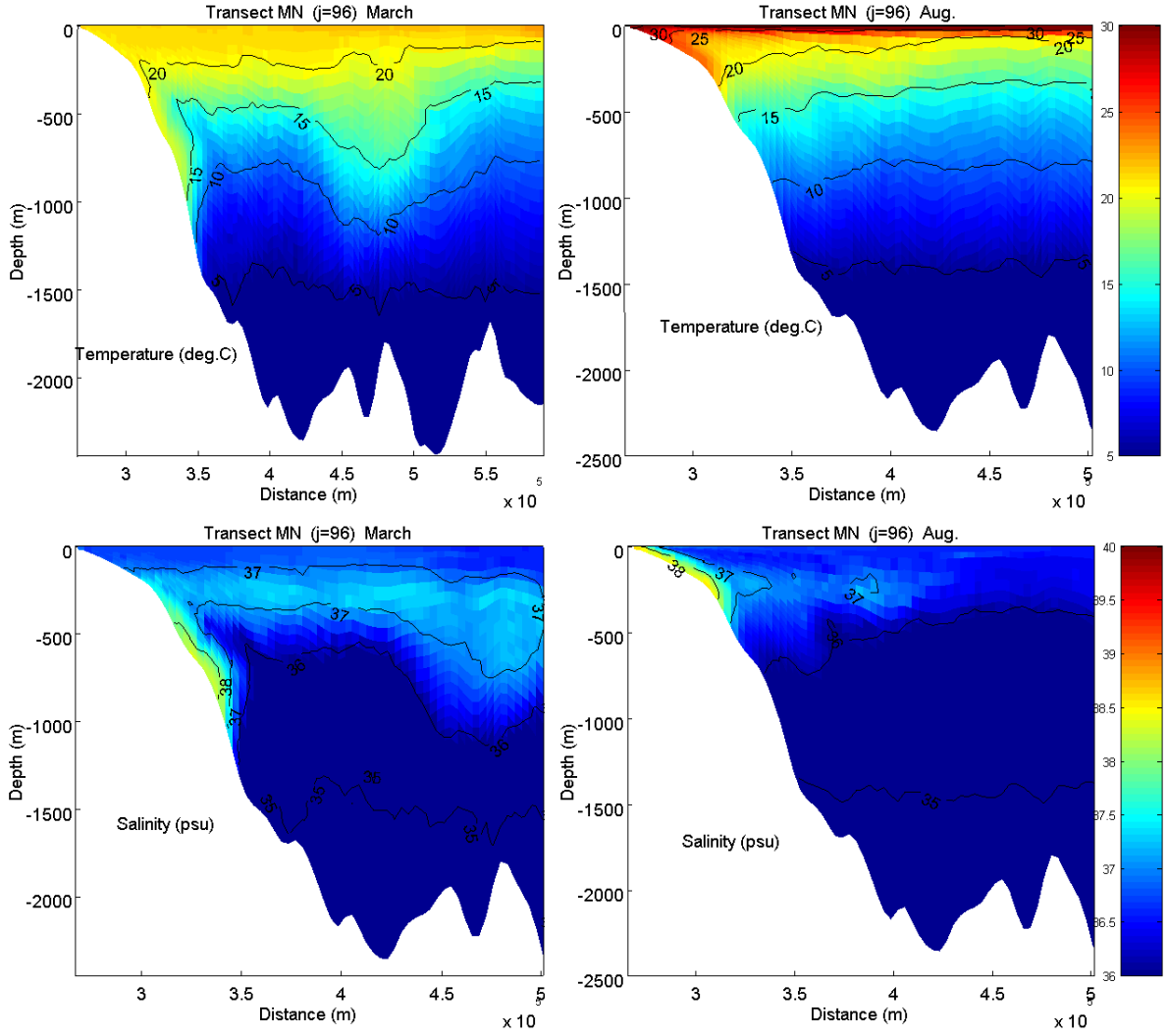
شكل ۴-۱۲: برش هاي مقطعي ميانگين مؤلفه هاي شرقي- غربي و جنوب- شمال ميدان سرعت در امتداد مسير IJ براي ماههاي مارس و آگوست.

شكل (۴-۱۳) برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما و شوري را براي ماه هاي مارس و آگوست در امتداد مسير KL نشان مي دهد. همان گونه كه در نقشه توپوگرافي منطقه (شكل (۳-۸)) مشخص است اين ترانسكت در جائيست كه شيب قاره آغاز شده و در نتيجه عمق به سرعت شروع به افزايش مي كند. در نتيجه جريان برون ريز خليج فارس كه تا قبل از اين بر روي بستر در حركت بود از بستر جدا شده و بر روي شيب شروع به نشست مي كند تا جائيكه در اثر فرآيندهايي مانند اختلاط و در هم آميختگي چگالي خود را از دست داده و به عمق شناوري خنثي مي رسد.



شكل ۴-۱۳: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما و شوري در امتداد مسير KL براي ماههاي مارس و آگوست.

همان گونه كه الگوهاي دما و شوري در ترانسكت KL نشان مي دهد، شوري جريان برون ريز در اينجا تقريباً يكسان و حدود 39 psu است. البته، در ماه مارس شوري آن تا 39.5 psu نيز مشاهده مي شود. مطلب قابل توجه دماي جريان ماه مارس (حدود 20 °C) است كه در مقايسه با آبهاي پيرامونی كه دماي حدود 21 °C دارند سردتر است. در حاليكه در ماه آگوست دماي منبع جريان حدود 24 °C است كه در مقايسه با آبهاي پيرامونی كه دماي حدود 22 °C دارند گرمتر به نظر مي رسد.



شكل ۴-۱۴: برش هاي مقطعي ميانگين ماهانه دما و شوري در امتداد مسير MN براي ماههاي مارس و آگوست.

شكل (۴-۱۴) برش هاي مقطعي دما، شوري را در امتداد مسير MN (در درياي عمان در جائيكه جريان برون ريز خليج فارس به عمق شناوري خنثي مي رسد) را براي دو ماه مارس و آگوست نشان مي دهد. در اين مقطع ها شاخه اصلي جريان برون ريز خليج فارس به صورت جريان چسبيده به ديواره مزر جنوبي (سمت چپ برشها) با مشخصات فيزيكي جريان شورتر و گرمتر نسبت به آبهاي پيرامون قابل تشخيص است. متوسط عمق تعادلي براي آگوست حدود 200 m و براي مارس حدود 500 m و پايين تر مشاهده مي شود. شوري جريان به تعادل رسيده براي هر دو ماه نسبتاً يكسان و برابر 38 psu مشاهده مي شود، در حاليكه دماي جريان تعادل يافته در آگوست بدليل نفوذ كمتر به مناطق عميق تر و نيز جريان آب منبع گرمتر، نسبت به مارس بيشتر است. اين دما در آگوست برابر حدود 23 °C و براي مارس حدود 17 °C است. نكته قابل توجه فرارفت قسمتي از جريان برون ريز

در ماه مارس در عمق تعادلي حدود 250 m با شوري حدود 37 psu و دماي حدود 16 °C در درياي عمان است. در اين ماه قبل از اينكه جريان بطور كامل بر روي شيب قاره نشست كند و به مناطق عميقتر برسد، بخشهايي از آن در اثر فعاليت پيچكهاي سطحي و پخش افقي جدا شده و در نتيجه اثرات اختلاط و درهم آميختگي باعث كاهش شوري و دماي آن نسبت به شاخه اصلي مي شود. اين بخشها نوار نسبتاً شورتر و گرمتر مشاهده شده در عمق تعادلي 250 m در ماه مارس را تشكيل مي دهند.

همچنين در مارس الگوي شوري حضور يك پيچك مركز شور و گرم را در نيمه سمت راست ترانسكت MN در اعماق بين 200-500 m را نشان مي دهد، كه علت ايجاد اين پيچك كه تنها در فصل زمستان (ماههاي سرد زمانيكه چگالي جريان برون ريز بيشتر است) محتملتر است، در ادامه فصل بيشتر مورد بررسي قرار مي گيرد.

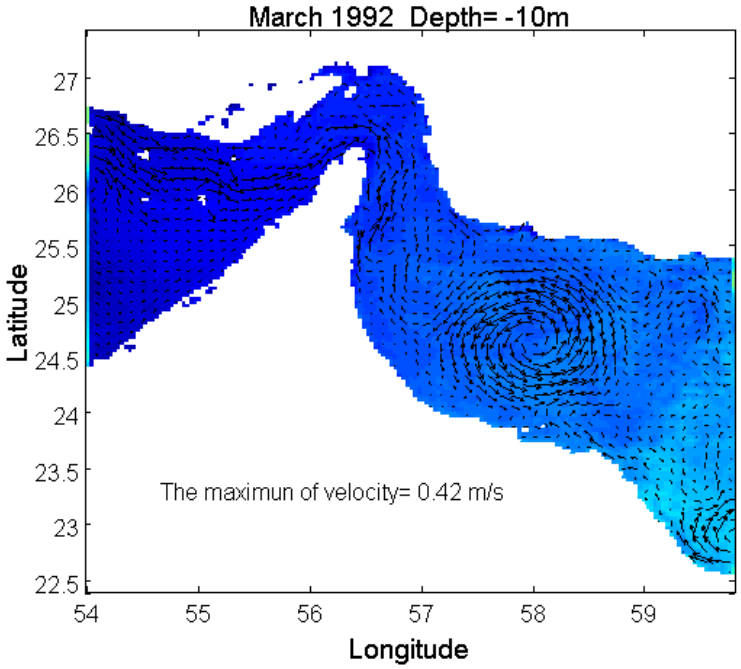
۴-۵-۲- الگوي افقي ميدان پارامترهاي فيزيكي

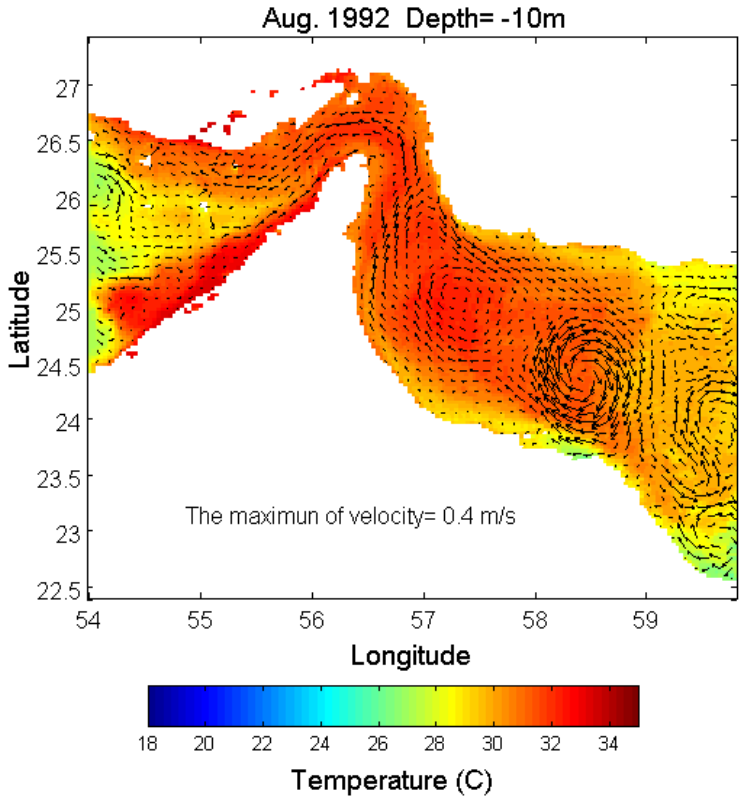
در اين بخش، ميدان هاي افقي پارامترهاي فيزيكي در برخي از اعماق مورد بررسي قرار مي گيرند. اين اعماق بر اساس الگوهاي برش هاي مقطعي به گونه اي انتخاب شده اند كه بتوان خصوصيات غالب فيزيكي و ديناميكي منطقه مورد مطالعه را بهتر مورد بررسي قرار داد.

شكل هاي (۴-۱۵) و (۴-۱۶) ميانگين ماهانه ميدانهاي افقي دما و شوري را در عمق 10 m براي ماههاي مارس و آگوست نشان مي دهند. بطور كلي، الگوهاي دمايي گرمتر بودن دماي سطحي در آگوست (تا بيش از 30 °C) را نسبت به مارس (دماي حدود 20 °C) نشان مي دهد. همچنين الگوي دمايي ماه آگوست نشان دهنده جريان ورودي تا حدودي سردتر بداخل منطقه مدلسازي خصوصاً از سمت مرز باز غربي است. اين مطلب كه بيانگر اندكي سردتر بودن آبهاي داخلي تر خليج فارس نسبت به تنگه هرمز و درياي عمان است بايد با اندازه گيري هاي بيشتر مورد سنجش قرار گيرد. توجيه ديگر اين مطلب استفاده از داده هاي متوسط ماهانه اقليمي دما و شوري روي مرزهاي باز در اين تحقيق است. همان گونه كه در فصل قبل بيان شد براي توصيف اين مقادير بر روي شبكه حل عددي از روش هاي درونيابي و برون يابي استفاده شد كه به نظر مي رسد تا حدودي صحت نتايج مدلسازي درر مجاورت مرزهاي باز را تحت تأثير قرار مي دهد.

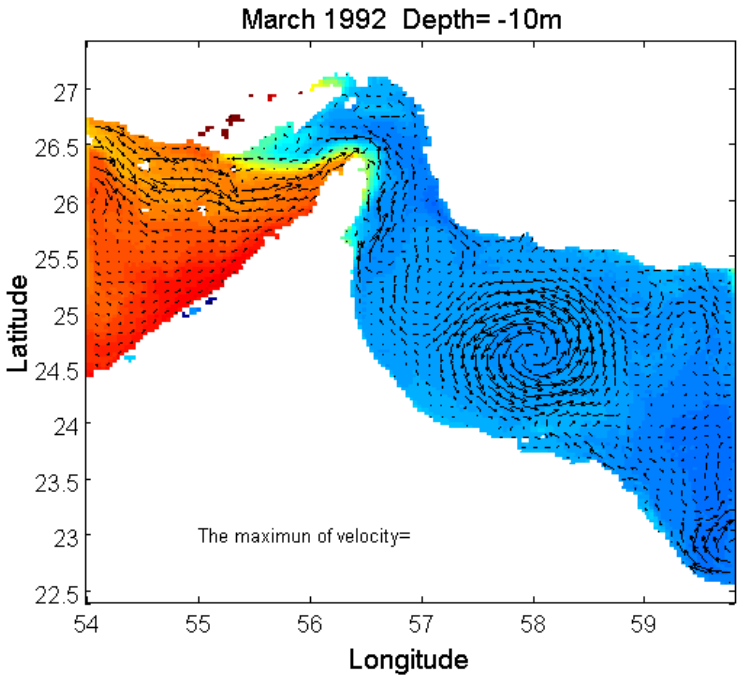
الگوهاي شوري در عمق 10 m نشان مي دهند كه شوري داخل خليج فارس در اين عمق در ماه مارس نسبت به آگوست بيشتر است. همچنين شوري در مجاورت سواحل جنوبي براي هر دو زمان نسبت به نيمه شمالي بيشتر به نظر مي رسد. در مارس اين مقدار تا بيش از 40 psu و در آگوست مقدار آن تا بيش از 39 psu مشاهده مي شود. بعلاوه نفوذ آب شور در مجاورت سواحل جنوبي و غربي به درياي عمان در ماه آگوست مشاهده مي شود كه در مارس بدليل نشست سريعتر آب چگال و شور به مناطق عميقتر، قبل از رسيدن به تنگه هرمز، باعث ناپديد شدن اين جريان در لايه هاي سطحي تر مي شود.

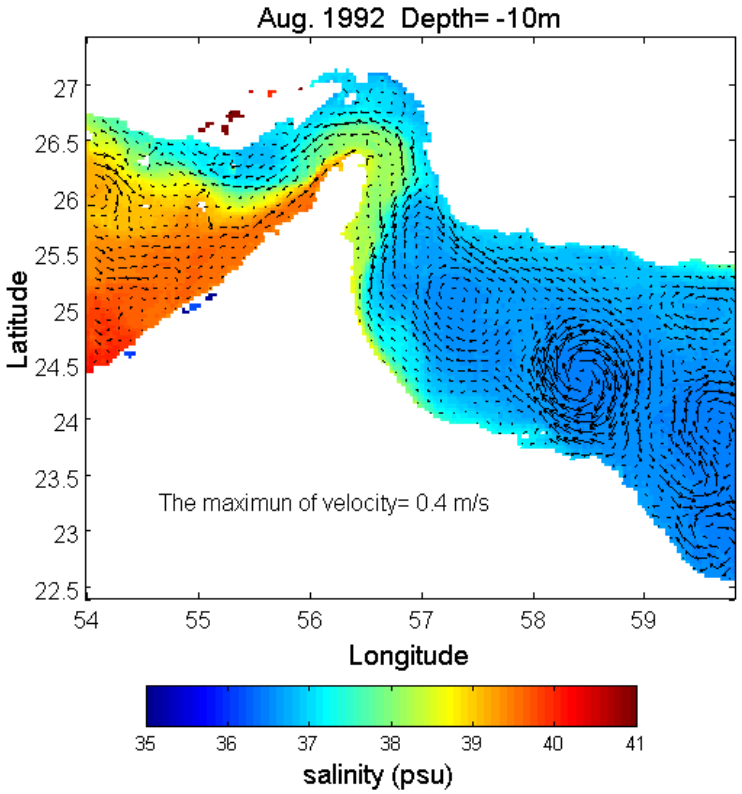
الگوي گردش غالب در درياي عمان در ماه مارس يك گردش سيكلونيك بين حدود 57-58 °E و 24-25 °N با متوسط سرعت $0.4\ ms^{-1}$ است. در ماه آگوست تقريباً در همان منطقه بين حدود 58-59 °E و 24-25 °N چرخش آنتي سيكلونيك با سرعت متوسط $0.4\ ms^{-1}$ مشاهده مي شود. الگوي گردشهاي فصلي درياي عمان و علت تغييرات آنها با فصل در تحقيق حاضر مورد بررسي قرار نمي گيرد. اما بطور خلاصه مي توان گفت كه تغيير خصوصيات فيزيكي جريان برون ريز خليج فارس با زمان مي تواند الگوي گردش هاي آب درياي عمان را تحت تأثير قرار دهد.





شکل ۴-۱۴: ميانگين ماهانه ميدانهاي دما و سرعت در عمق 10m براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين).



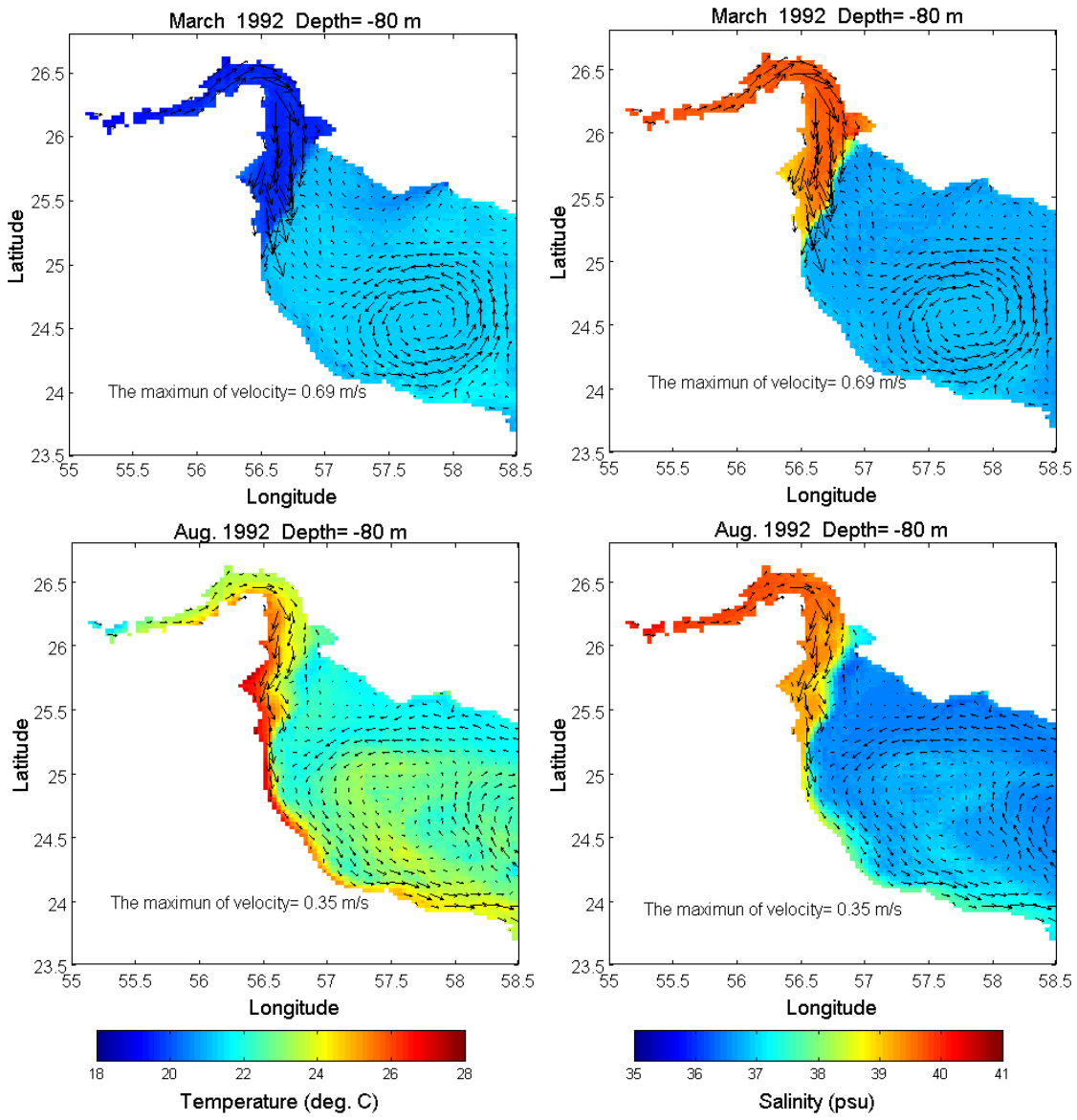


شكل ۴-۱۵: ميانگين ماهانه ميدانهاي شوري و سرعت در عمق 10m براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين).

شكل (۴-۱۶) الگوهاي ميانگين ماهانه ميدان هاي دما و شوري را در عمق 80 m در منطقه تنگه هرمز، براي ماههاي مارس و آگوست نشان مي دهد. بطور كلي مي توا ن نتيجه گرفت كه در مارس جريان در اين عمق تا حدودي شورتر و دماي آن حدود 5 °C كمتر است. بنابراين عامل اصلي تغيرات چگالي جريان برون ريز خليج فارس را مي توان به تغييرات دما نسبت داد. همچنين ماكزيمم سرعت جريان در اين منطقه براي مارس برابر 0.69 ms^{-1} و براي آگوست برابر 0.35 ms^{-1} مشاهده مي شود.

نكته قابل توجه ديگر، حركت جريان برون ريز خليج فارس در درياي عمان بصورت يك جريان شورتر و گرمتر موازي مرز ساحلي جنوبي و غربي در درياي عمان در عمق 80 m در ماه آگوست است. در حاليكه در مارس از عرض جغرافيايي 25 °N به پايين اثري از جريان برون ريز خليج فارس ديده نمي شود. در تطابق با نقشه توپوگرافي منطقه مشاهده مي شود اين منطقه در جائيست كه شيب قاره آغاز مي شود. بنابراين جريان ماه مارس بدليل داشتن اختلاف چگالي قابل توجه با آب هاي پيرامون خود سريعتر روي شيب قاره نشست مي كند و به مناطق عميقتر مي رود و در نتيجه در پايين تر از عرض جغرافيايي 25°N اثري از آن ديده نمي شود.

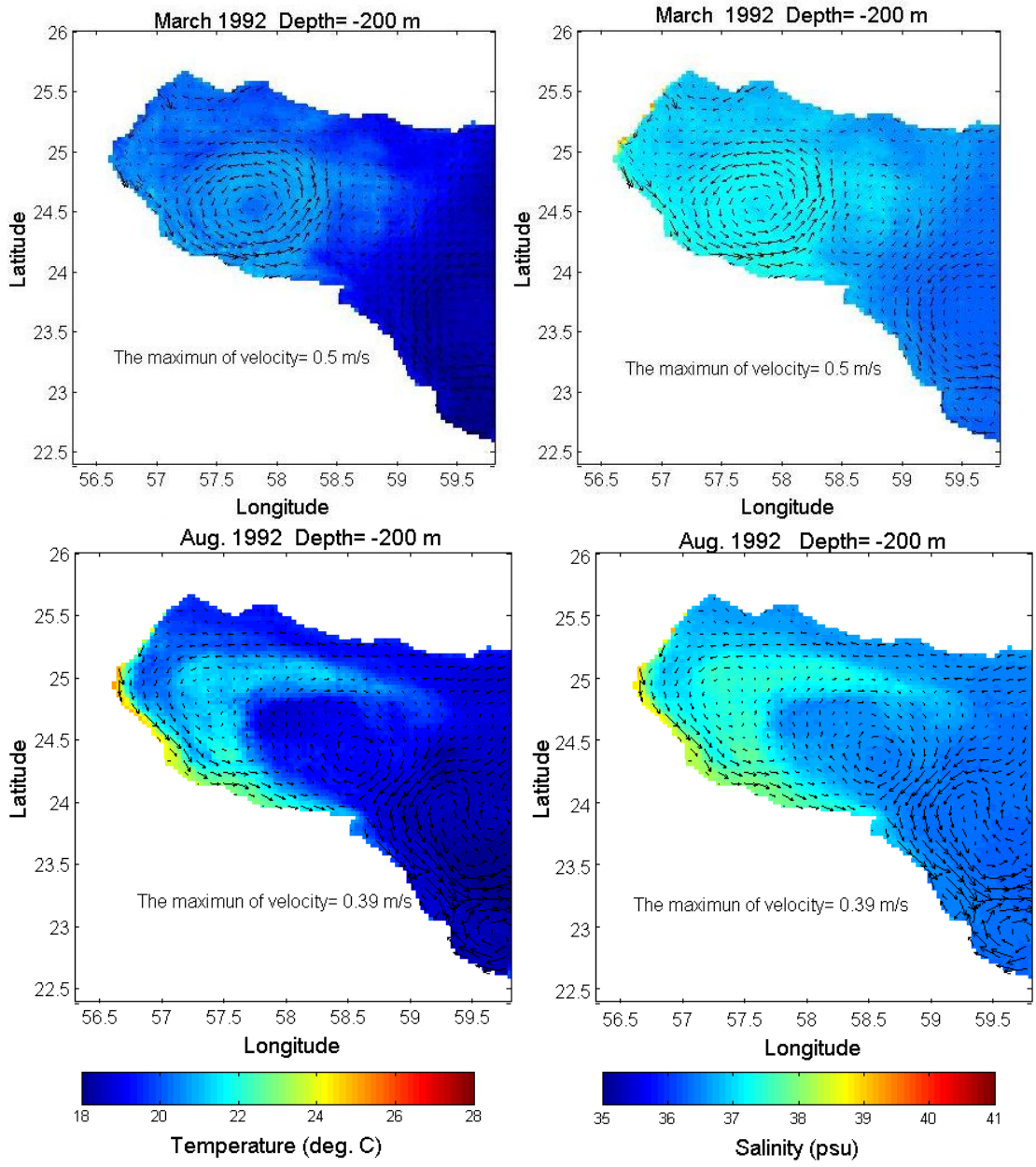
همچنين در درياي عمان گردش پادساعتگردي در هر دو زمان ديده مي شود كه در ماه مارس منسجم تر به نظر مي رسد. حضور اين گردش در ماه آگوست جريان برون ريز خليج فارس در اين عمق را تحت تأثير قرار مي دهد و در نتيجه باعث فرارفت آبهاي با مشخصات جريان برون ريز خليج فارس (بيشتر با ويژگي هاي دمايي) تا قسمتهاي مركزي درياي عمان مي شود.



شكل ۴-۱۶: الگوهاي ميانگين ماهيانه ميدانهاي دما، شوري و سرعت در عمق 80 m براي ماه هاي مارس (بالا) و آگوست (پايين) براي منطقه تنگه هرمز و ناحيه مجاور آن.

همان گونه كه در بخش قبل بيان شد، جريان برون ريز خليج فارس در آگوست بدليل چگالي كمتر آب منبع در اعماق بالاتري نسبت به مارس به عمق شناوري خنثي مي رسد. شكل (۴-۱۷) الگوهاي

افقي ميدان هاي ميانگين دما و شوري را براي ماه هاي مارس و آگوست در عمق 200 m نشان مي دهد كه مربوط به عمق شناوري خنثي در ماه آگوست مي باشد. در ماه آگوست جريان برو ن ريز خليج فارس در امتداد سواحل غربي و جنوبي تا دماغه رأس الحمراء واقع در 58.5 °E و 24 °N مشاهده مي شود. همچنين فعاليت پيچكهاي سطحي و نيز اثرات ناپايداريهاي باورتروپيكي– باروكلينيكي، باعث فرارفت جريان تا قسمتهاي مركزي و شمالي درياي عمان مي شود.



شكل ۴-۱۷: الگوي ميدان هاي ميانگين دما، شوري و سرعت در عمق 200 m در درياي عمان براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين).

در ماه مارس، بطور كلي اثري از شاخه اصلي جريان برون ريز در عمق 200 m ديده نمي شود، اگرچه پيچكي كه مركز آن تاحدودي شورتر است و در سطح نيز حضور داشت در اين عمق نيز ديده مي شود. دليل مركز شور بودن اين پيچك را مي توان سيكونيك بودن آن و اثرگذاري آن بر جريان برون ريز خليج فارس دانست به اين ترتيب كه قبل از اينكه جريان برون ريز كاملاً به مناطق عميقتر نفوذ كند قسمتهايي از آن در اثر حضور اين پيچك فرا رفته مي شود و در نتيجه به صورت اين پيچك مركز شور ديده مي شود. ضريب پخش بالاي دما نسبت به شوري (حدود صد برابر) باعث مي شود كه پيچك مذكور خصوصيات دمايي جريان برون ريز را كمتر در خود نشان دهد.

شكل (۴-۱۸) الگوي ميانگين ميدان هاي افقي دما، شوري و سرعت را در عمق 500 m براي ماههاي مارس و آگوست نشان مي دهد. همان گونه كه در برش هاي مقطعي مسير MN نيز ديده مي شود در ماه آگوست بدليل اينكه چگالي منبع جريان برون ريز در خليج فارس به مينيمم مقدار خود مي رسد، اثري از اين جريان در درياي عمان در عمق 500 m ديده نمي شود. در حاليكه در ماه مارس بيشينه بودن چگالي منبع جريان باعث نفوذ آن تا مناطق عميقتري در درياي عمان تا اعماق پايين تر از 500 m مي شود.

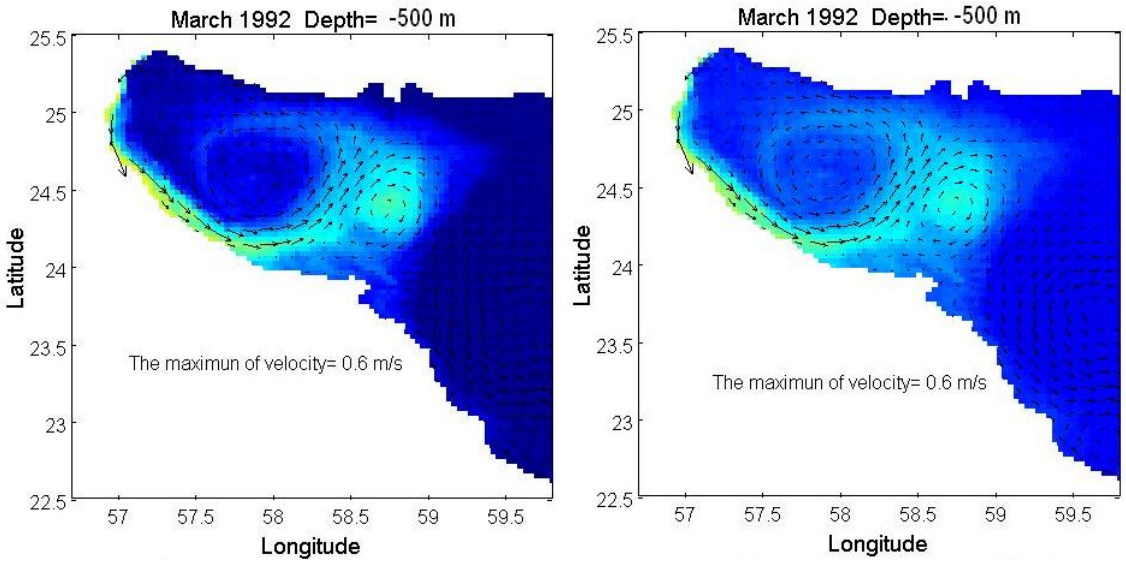
نكته قابل توجه ديگر، اين است كه افزايش چگالي جريان در مارس و بطور كلي در ماههاي سرد سال، مسير حركت جريان در درياي عمان را نيز تحت تأثير قرار مي دهد. به اين ترتيب كه جريان برون ريز در اين زمان از سال در عمق تعادلي خود، حدود 500m در درياي عمان منتشر مي شود تا زمانيكه به دماغه رأس الحمراء نزديك مي شود. از طول جغرافيايي حدود 58 °E و عرض جغرافيايي حدود 24.2 °N مشاهده مي شود كه جريان برون ريز از مرز جانبي جدا شده و تقريباً در جهت عمود بر ساحل به مسير خود ادامه مي دهد و در نهايت در انتهاي مسير خود يك پيچك آنتي سيكلونيك تشكيل مي دهد. مراجعه به نقشه توپوگرافي منطقه (شكل (۳-۸)) نشان مي دهد كه محلي كه جداشدگي جريان برون ريز از مرز جانبي آغاز مي شود در جائيست كه عمق آب بطور ناگهاني شروع به افزايش كرده و در نتيجه جدا شدگي جريان از بستر اتفاق مي افتد.

بنابراين، مي توان گفت كه حركت جريان برون ريز خليج فارس در زمانيكه بيشترين چگالي را دارد در اعماق تعادلي پايين تر از 500 m بيشتر تحت تأثير توپوگرافي منطقه قرار مي گيرد. در حاليكه در آگوست و بطور كلي ماههايي كه چگالي منبع جريان و در نتيجه عمق تعادلي حركت آن در درياي عمان كمتر است اثر گذاري تغيير ناگهاني توپوگرافي بر روي حركت جريان كمتر است و در نتيجه حركت جريان در امتداد مرزهاي جانبي ادامه مي يابد. با استناد به اصل پايستگي تاوايي پتانسيل براي توجيه جداشدگي جريان عميقتر مي توان نتيجه گرفت كه تغيير ناگهاني توپوگرافي باعث افزايش ناگهاني ضخامت ستون شاره مي شود. اين افزايش ضخامت و بدنبال آن اصل پايستگي تاوايي پتانسيل ايجاب مي كند كه يك چرخه پادساعتگرد (سيكلونيك) در لايه بالايي سيال ايجاد شود و اين بنظر مي رسد همان چرخش سيكلونيكي است كه در اعماق بالاتر و حتي در سطح نيز ديده مي شود. البته افزايش

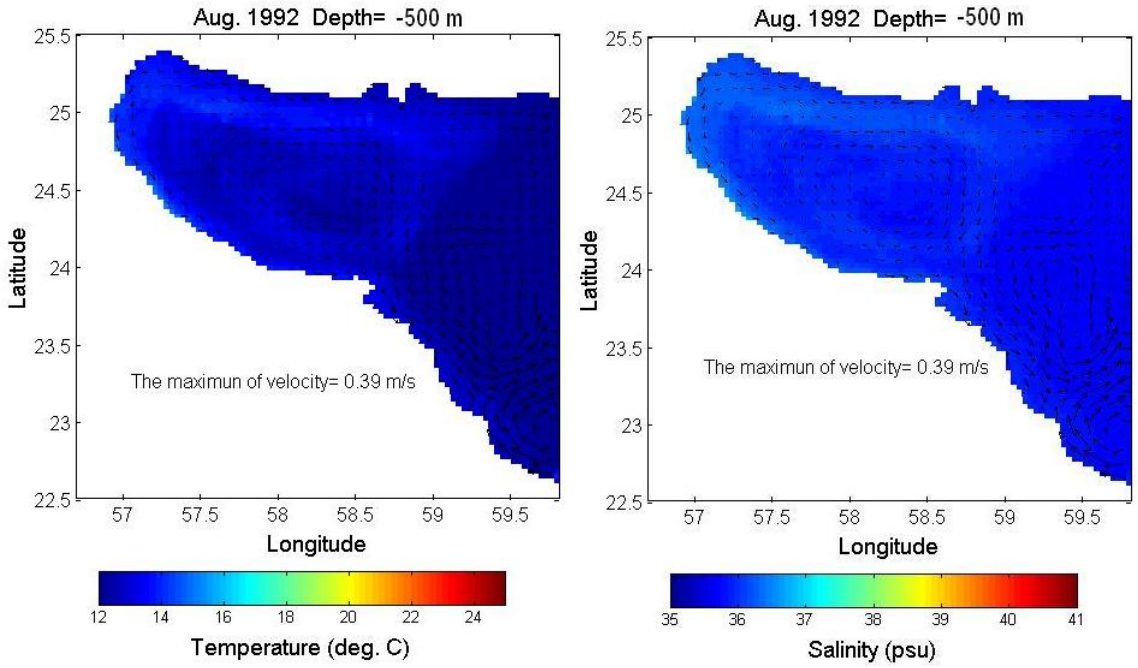
پهناي جريان در مقايسه با شعاع تغيير شكل راسبي نيز مي تواند علت ديگري براي جدا شدن جريان از مرز ساحلي باشد.

به منظور بررسي و شناخت بهتر عوامل مؤثر در شكل گيري پدي ايجاد شده در انتهاي مسير جريان برون ريز، شبيه سازي عددي بدون در نظر گرفتن جريانات جزر و مدي نيز انجام شد. نتايج اين اجرا پهنا و شوري بيشتر جريان برون ريز (به علت عدم وجود اختلاط ناشي از جزر و مد خصوصاً در تنگه هرمز) و نيز مانند قبل جداشدگي جريان از مرز جانبي در نزديكي دماغه رأس الحمراء را نشان داد. اما در ادامه مسير جريان در يك مسير "S" شكل در درياي عمان منتشر شد به اين ترتيب كه ابتدا به سمت شمال و شمال غرب و سپس در نيمه شمالي درياي عمان به سمت شمال شرق و شرق منحرف شد (نمونه شكل ها در فصل پنجم).

با مقايسه نتايج دو حالت اجراي شبيه سازي مي توان نتيجه گرفت كه عامل اصلي ايجاد اين پدي[1] در درياي عمان تناوب حركت جريان برون ريز خليج فارس از تنگه هرمز بداخل درياي عمان مي باشد. به اين ترتيب كه برهمكنش جريانات جزر و مدي با جريان برون ريز خليج فارس در تنگه هرمز باعث تغيير در دبي جريان برون ريز و حتي در برخي از مواقع متوقف شدن اين جريان مي شود كه اين مكانيزم مي تواند عامل اصلي ايجاد پدي اصلي در مركز درياي عمان باشد. در بخش ۴-۶ تغييرات كوتاه مدت دبي جريان برون ريز بداخل درياي عمان با جزئيات بيشتر مورد بررسي قرار مي گيرد.



[1] - Peddy (Persian Gulf Eddy)



شكل ۴-۱۸: الگوي ميدان هاي ميانگين دما، شوري و سرعت در عمق 500 m در درياي عمان براي ماههاي مارس و آگوست.

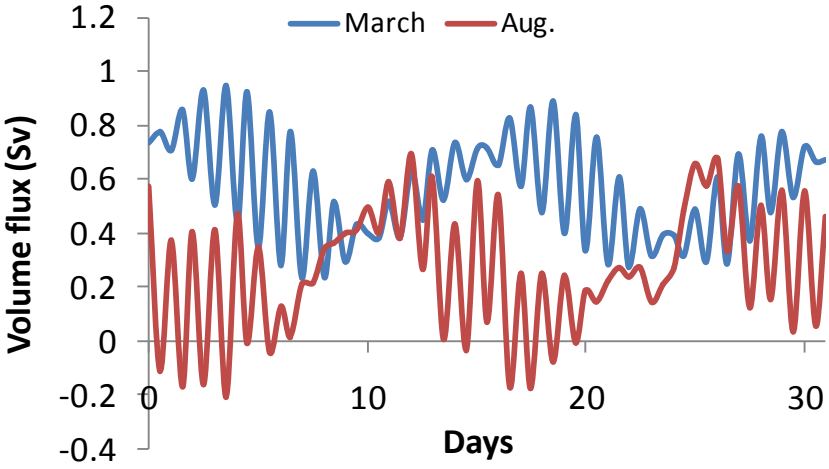
۴-۶- اثرات جزر ومد بر جريان برون ريز خليج فارس

به منظور شناخت بهتر چگونگي اثرگذاري جزر و مد بر جريان برون ريز خليج فارس، تغييرات كوتاه مدت دبي جريان برون ريز در سطح مقطع IJ (ورودي درياي عمان) در اين بخش مورد بررسي قرار مي گيرد. شكل (۴-۱۹) سري هاي زماني دبي جريان برون ريز در سطح مقطع IJ را در طي ماههاي مارس و آگوست (ماه هاي مربوط به مقادير ماكزيمم و ميمنيمم چگالي جريان) نشان مي دهد. لازم به ذكر است براي پوشش دادن اثرات جزر و مد نتايج مدل در بازه هاي نيمروزانه استخراج و رسم شده اند. همچنين نحوه محاسبه دبي جريان بر اساس فرضيات بخش ۴-۴ مي باشد.

طي ماه مارس تغييرات دبي جريان برون ريز در اين سطح مقطع بين 0.23-0.9 Sv مشاهده مي شود. اين نوسان در ميزان دبي جريان به برهمكنش جريان برون ريز از طريق تگه هرمز با جريانات جزر و مدي حاكم در منطقه مرتبط است. بيشترين و كمترين مقادير دبي جريان برون ريز در طي يك ماه در زمانهاي وقوع كهكشند و مهكشند ديده مي شود، هرچند نوسان ميزان دبي جريان در دوره هاي جزر و مدي روزانه نيز مشهود است.

مقادير دبي جريان برون ريز در ماه آگوست نيز نوسانات مرتبط با جزر و مد در زمان هاي وقوع مهكشند و كهكشند و نيز جزر و مد روزانه را نشان مي دهد. مقادير ماكزيمم و مينيمم دبي جريان برون ريز در اين ماه بين 0.15 Sv -0.69- بدست مي آيد. علامت منفي نشان مي دهد در طي آگوست كه جريان برون ريز كمترين چگالي را دارد، در زمانهايي متوقف و حتي جهت حركت آن بداخل خليج فارس تغيير مي كند. اين در حاليست كه در طي مارس حركت جريان برو ن ريز بداخل درياي عمان

بطور پيوسته ادامه دارد هرچند كه در اثر برهمكنش با جزر و مد كمترين مقادير آن به حدود 0.23 Sv مي رسد.

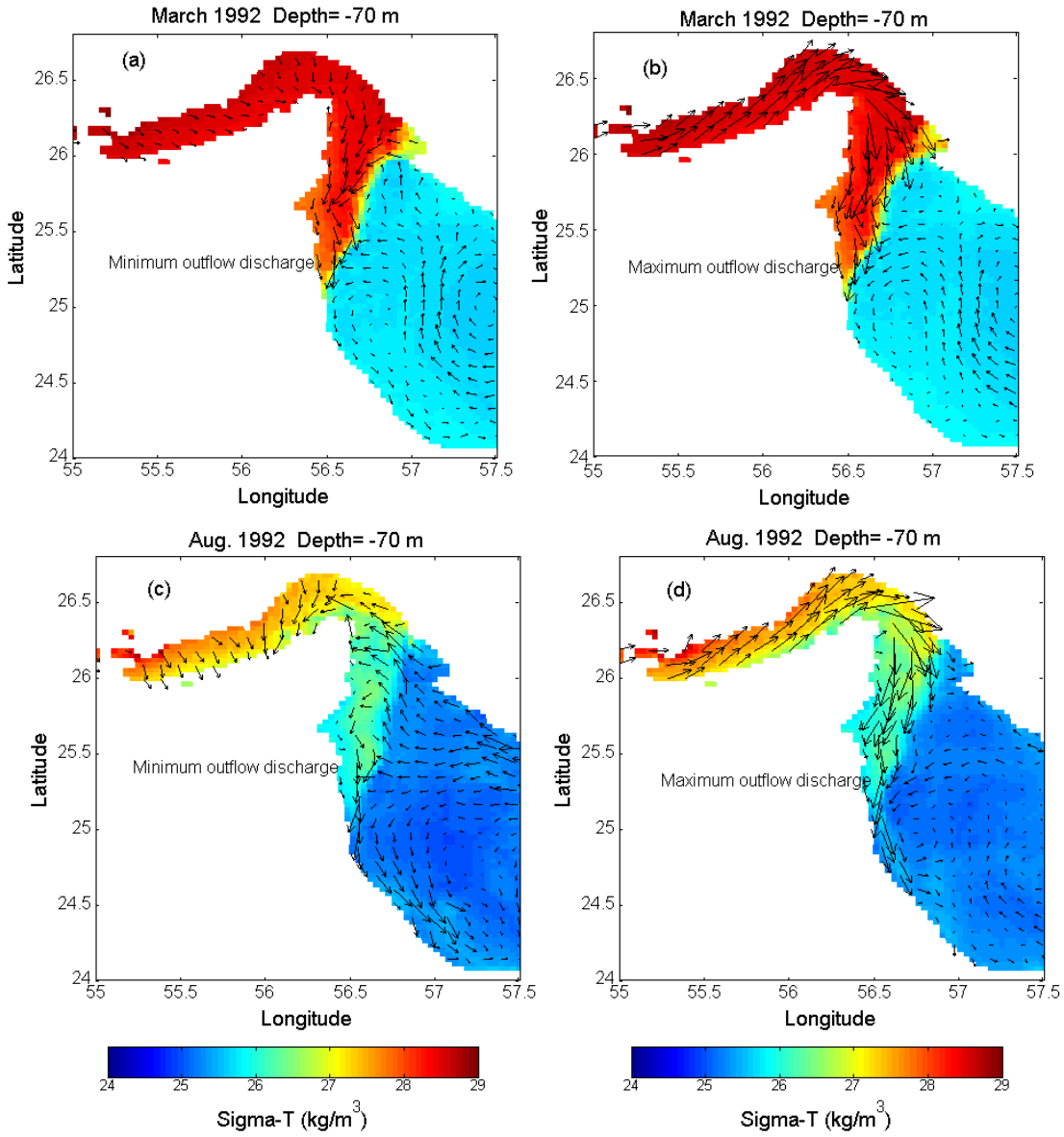


شكل ۴-۱۹: سري هاي زماني دبي جريان برون ريز خليج فارس در سطح مقطع IJ براي ماههاي مارس و آگوست. داده ها در بازه هاي نيمروزه رسم شده اند.

اين تفاوت در دبي جريان برو ريز خليج فارس بين دو ماه مارس و آگوست را مي توان به شدت لايه بندي چگالي[1] در محيط وابسته دانست. همان گونه كه شكل (۴-۱۱) نشان مي دهد، لايه بندي عمودي چگالي در محيط طي ماه مارس نسبت به ماه آگوست بسيار قوي تر است. بنابراين مي توان گفت كه اثرات اختلاط ناشي از جزر و مد طي ماه مارس نمي تواند به طور كامل بر لايه بندي شديد چگالي در منطقه غلبه كند و از اين رو حركت جريان برون ريز خليج فارس بداخل درياي عمان همواره تداوم دارد.

در حاليكه در ماه آگوست، اثرات اختلاط قائم ناشي از جزر و مد در زمانهايي بر اثرات لايه بندي ضعيف چگالي ستون آب غلبه كرده و در نتيجه باعث متوقف شدن حركت جريان برون ريز خليج فارس بداخل درياي عمان مي شود. براي نمايش بهتر اين مطلب، شكل (۴-۲۰) الگوهاي افقي ميدان چگالي و سرعت را در عمق 70 m در زمانهاي وقوع مازيمم و مينيمم دبي جريان براي ماههاي مارس و آگوست نشان مي دهد.

[1] - Vertical Density stratification



شكل ۴-۲۰: الگوهاي افقي ميدان هاي سيگما-تي و سرعت در زمان هاي وقوع بيشترين و كمترين مقادير دبي جريان برو ن ريز در عمق 70 m براي ماههاي مارس (بالا) و آگوست (پايين).

فصل پنجم:

بحث و نتيجه گيري

- بحث و نتيجه گيري

* اندازه گيري هاي ميداني انجام شده در تنگه هرمز و درياي عمان، حضور جريان ترموهالايني گرم و شور در بستر خليج فارس و حركت آن در درياي عمان در مجاورت سواحل غربي و جنوبي را تأييد مي كنند. هنگاميكه جريان از روي بستر كم عمق خليج فارس وارد درياي عمان مي شود، از بستر جدا شده و روي شيب قاره به مناطق عميق تر نفوذ مي كند تا به عمق شناوري خنثي برسد. در اين مرحله فرارفت افقي جريان به صورت جريان شور تر و گرمتر نسبت به آب هاي پيرامون مشاهده مي گردد.

* مقايسه نتايج حاصل از شبيه سازي عددي جريان برون ريز با استفاده از مدل از يك مدل مختصات سيگما و استفاده از طرحواره تلاطم درون شبكه ملور- يامادا (مدل POM)، با ضريب ويسكوزيته زمينه $10^{-5}\ m^2s^{-1}$ ، و اندازه گيري هاي ميداني بيانگر توافق نسبتاً خوب در شبيه سازي لايه مرزي بستر، مسير انتشار جريان برون ريز و عمق رسيدن به حالت تعادل جريان است.

* نتايج مدلسازي عددي نشان مي دهد كه تغيير در چگالي جريان برون ريز خليج فارس مسير و عمق انتشار اين جريان در درياي عمان را تحت تأثير قرار مي دهد. همچنين، مي توان گفت شوري ميانگين جريان برون ريز خليج فارس در طول سال نسبتاً ثابت است، در حاليكه تغيير پذيري فصلي در دماي آن مشاهده مي شود. بنابراين، چگالي ميانگين جريان در اواخر زمستان (ماه مارس) به بيشترين و در اواسط تابستان (ماه آگوست) به كمترين مقدار خود مي رسد.

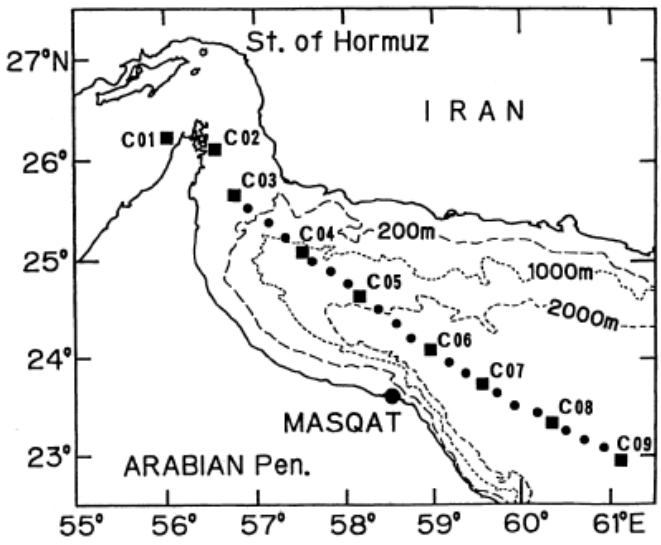
* سري زماني دبي جريان برون ريز خليج فارس تبعيت آن را از چگالي جريان به خوبي نشان مي دهد. بدين معني كه دبي جريان در زمان هايي كه چگالي منبع جريان افزايش مي يابد افزايش، و بطور عكس در زمان هاي كاهش چگالي كاهش مي يابد.

* جريان برون ريز خليج فارس در كل سال تقريباً تا رسيدن به دماغه رأس الحمرا مسير مشابهي را طي مي كند. البته در زماني كه چگالي جريان آب منبع آن افزايش مي يابد جريان برون ريز براي رسيدن به عمق تعادلي (شناوري خنثي) تا مناطق عميقتري نفوذ مي كند. براي نمونه عمق شناوري خنثي براي ماه آگوست حدود 250 m و براي ماه مارس حدود 500 m مشاهده مي شود. همچنين بيشتر بودن دبي جريان ماه مارس باعث افزايش پهناي آن در مقايسه با آگوست مي شود.

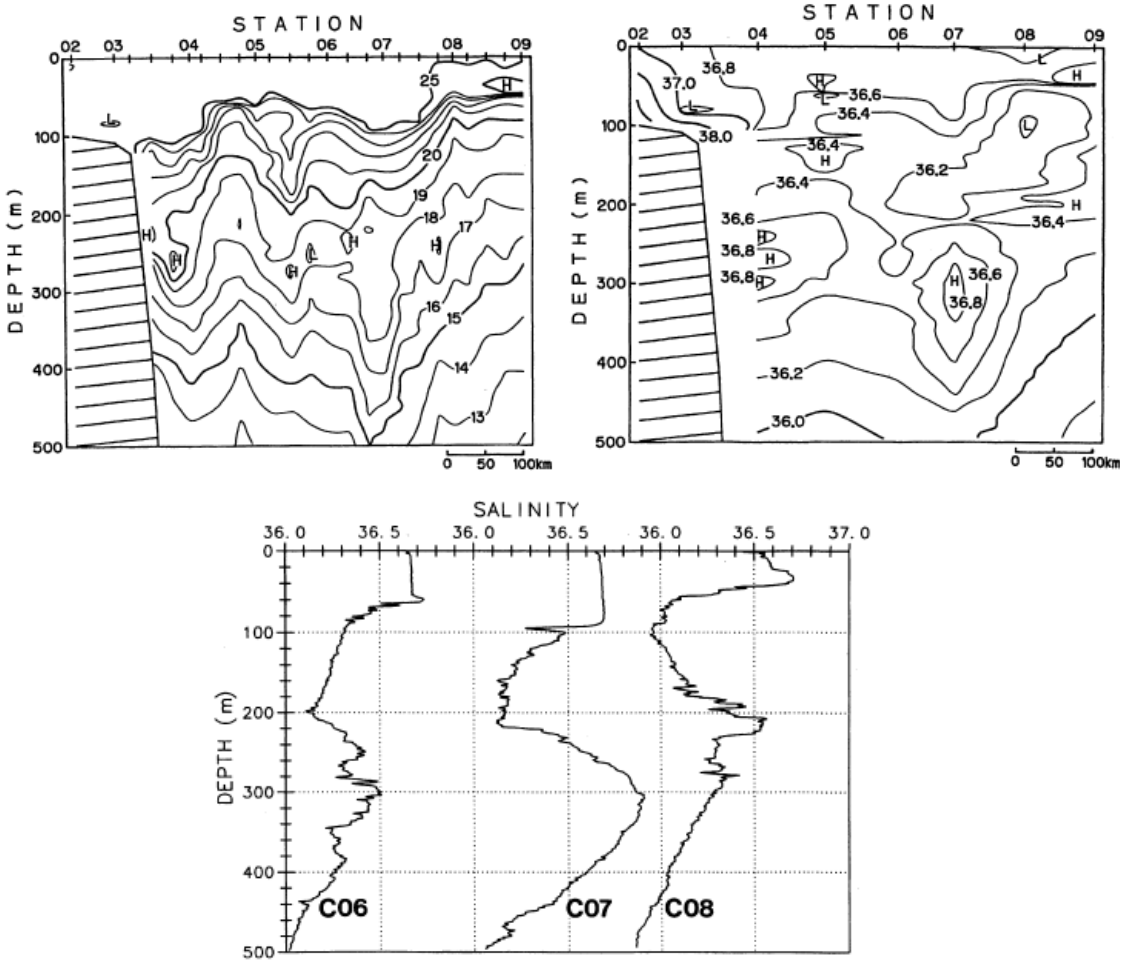
در ماه مارس، حركت جريان تعادل يافته در مناطق عميقتر و نيز پهناي بيشتر آن در مقايسه با آگوست باعث مي شود هنگاميكه جريان برون ريز به دماغه رأس الحمرا مي رسد، بيشتر تحت تأثير شيب شديد توپوگرافي در اين منطقه قرار گيرد. افزايش ناگهاني عمق باعث افزايش ضخامت جريان و در نتيجه فشردگي لايه هاي بالايي و زيرين جريان مي شود. از اين رو اصل بقاي

تاوايي پتانسيل ايجاب مي كند كه يك چرخه آنتي سيكلونيك در پايين دست جريان ايجاد گردد. (جانكلاووس، ۱۹۹۹). ولي در ماه آگوست، بدليل حركت جريان در عمق تعادلي كمتر (250 m)، جريان برون ريز كمتر تحت تأثير شيب شديد توپوگرافي قرار گرفته و در نتيجه به حركت خود در مجاورت سواحل جنوبي درياي عمان ادامه مي دهد.

سنجيو و همكاران (۱۹۹۸) بر اساس مشاهدات ميداني در درياي عمان در ژانويه ۱۹۹۴ حضور پيچكي با مشخصات دما و شوري جريان برون ريز خليج فارس (پدي) در درياي عمان را در عمق تعادلي بين 250-400 m مشخص نمودند. شكل (۵-۱) مكان ايستگاههاي اندازه گيري در اين گشت را در درياي عمان نشان مي دهد. همچنين، شكل (۵-۲) برش هاي مقطعي دما و شوري در امتداد محور نشان داده شده در شكل (۵-۱)، و برخي پروفايلهاي شوري براي در ايستگاههاي واقع در مركز و اطراف پيچك مذكور را نشان مي دهد. آنها همچنين به ساختار تناوبي حركت جريان برون ريز خليج فارس بداخل درياي عمان اشاره كردند و شكل گيري پيچك مذكور را به تناوب حركت جريان بداخل درياي عمان وابسته دانستند.

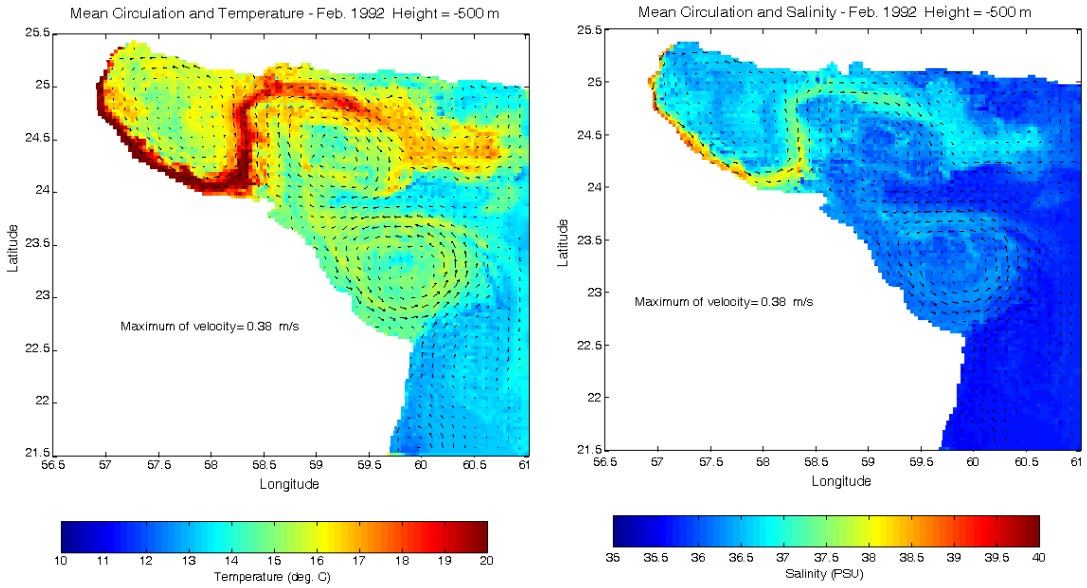


شكل ۵-۱: مكانهاي اندازه گيري در گشت دريايي ژانويه ۱۹۹۴ (سنجيو و همكاران، ۱۹۹۸).



شكل ٥-٢: برش هاي مقطعي دما (چپ) و شوري (راست) در امتداد ايستگاه هاي نشان داده شده شكل (٥-١) و پروفايلهاي نمونه اي از شوري در مركز و اطراف پدي.

در تحقيق حاضر به منظور شناخت بهتر شكل گيري پدي مذكور شبيه سازي عددي بدون در نظر گرفتن جريانات جزر و مدي انجام شد. نتايج اين شبيه سازي نشان داد در اين حالت نيز جريان مانند حالت قبل در نزديكي دماغه رأس الحمرا از ديواره ساحلي جدا شده و در جهت عمود بر ساحل در يك مسير "S" شكل به حركت خود در درياي عمان ادامه مي دهد. براي نمونه شكل ٥-٣ ميدان هاي دما و شوري در عمق 500 m را در زمانيكه جزر و مد در شبيه سازي در نظر گرفته نشده است نشان مي دهد. بنابراين، بطور خلاصه مي توان گفت كه يكي و شايد مهمترين علت شكل گيري پدي (پدي ها) در درياي عمان برهمكنش جريان برون ريز خليج فارس با جريانات جزر و مدي در تنگه هرمز است. البته، اثرات توپوگرافي و هندسه پيچيده منطقه، و نيز ناپايداري هاي باروتروپيك- باروكلينيك نيز مي توانند از عوامل ديگر تأثير گذار بر شكل گيري پدي هاي در يا عمان باشند.



شكل ۵-۳: ميدان هاي افقي دما (چپ) و شوري (راست) در عمق 500 m در حالت اجراي مدل بدون اعمال واداشت هاي جزر و مد براي ماه فوريه.

* پائوس و همكاران الگوي گردش آب و خصوصيات جريان برون ريز خليج فارس در درياي عمان را بر اساس اندازه گيري هاي ميداني گشت GOGP99 در نوامبر سال ۲۰۰۴ را بررسي و مطالعه نمودند. براي مثال عمق تعادلي جريان برون ريز در نوامبر حدود 250 m پيشنهاد شده است كه با نتايج مدلسازي در اين تحقيق همخواني خوبي دارد. بطور كلي اندازه گيري هاي ميداني در درياي عمان به صورت محدود و تنها در زمان هاي خاصي از سال موجود است. بر اساس اين تحقيقات عمق تعادلي جريان برون ريز خليج فارس در درياي عمان بين 200-400 m ارائه شده است.

* با مقايسه يافته هاي سنجيو و همكاران (۱۹۹۸) و پائوس و همكاران (۲۰۰۴) در مورد عمق تعادلي جريان برون ريز در درياي عمان مشاهده مي شود كه با گذر از پاييز به زمستان و در نتيجه افزايش چگالي آب منبع جريان برون ريز، عمق تعادلي جريان نيز افزايش يافته است كه با يافته هاي تحقيق حاضر همخواني دارد. از اين رو، انتظار مي رود با كاهش دماي آب منبع جريان در اثر سرمايش زمستان در زماني كه چگالي آب منبع جريان به بيشينه مقدار خود مي رسد (اواخر زمستان) بيشترين نفوذ جريان به مناطق عميق تر درياي عمان مشاهده شود (حدود 500 m در مارس). هرچند براي تأييد اين مطلب اندازه گيري هاي جامع ميداني در مناطقي كه حضور جريان برون ريز پيش بيني مي شود ضروري به نظر مي رسد.

* استرن (۱۹۸۰) با مطالعه الگوي جريانات گرانشي موازي ساحل نشان داد هنگاميكه پهناي بالادست جريان از يك مقدار بحراني (0.42 برابر شعاع تغيير شكل راسبي) كمتر باشد، جريان به حركت خود در امتداد ساحل ادامه مي دهد. در حاليكه اگر پهناي جريان از اين مقدار بيشتر باشد،

حرکت آن در امتداد ساحل متوقف شده و حرکت در جهت عمود بر ساحل ادامه مي يابد. با بكار گيري تئوري استرن براي توجيه رفتار جريان در دماغه رأس الحمرا و با استفاده از مشخصه هاي جريان در اين منطقه براي ماه هاي مارس و آگوست به صورت: عمق جريان h=500 m, 200 m، شتاب گرانش كاهش يافته $g'= 0.015, 0.012\ ms^{-2}$، پهناي جريان w=40, 15 km، و پارامتر كوريوليس $f\sim6.0\times10^{-5}\ s^{-1}$ ، شعاع تغيير شكل راسبي ($\sqrt{g'h}/f$) براي ماه مارس برابر 46 km و براي ماه آگوست برابر 24 km بدست مي آيد. بنابراين مقدار بحراني جريان براي ماه مارس 19 km و براي ماه آگوست برابر 11 km است. با استناد به تئوري استرن مشاهده مي شود كه جريان ماه مارس بايد در جهت عمود بر ساحل حركت كند در حاليكه در ماه آگوست حركت جريان بايد در امتداد ساحل باشد. اين مطلب با نتايج حاصل از مدلسازي همخواني خوبي نشان مي دهد.

* مدل ديناميكي ساده اي كه با استفاده از اصل پايستگي تاوايي پتانسيل و فرض برقرار بودن تعادل ژئوستروفيك ارائه گرديد، براي پيش بيني مشخصه هاي سرعت و پهناي جريان، تنها در جائيكه جريان از بستر جدا شده و اثرات اصطكاك قابل صرفنظر و نيز فرض برقراري تعادل ژئوستروفيك (كوچك بودن عدد راسبي) معتبر باشد، براي يك مقطع خاص قابل كاربرد است. زيرا در حل تحليلي، جريان غير وشكسان در نظر گرفته مي شود و همچنين از اثرات اختلاط و در هم آميختگي كه مي تواند يكي از عوامل مهم و تأثير گذار بر جريان برون ريز بخصوص درمنطقه تنگه هرمز و درجائيكه جريان روي شيب قاره نفوذ مي كند، باشد، صرفنظر مي شود.

* بطور كلي، سرعت جريان برون ريز حاصل از شبيه سازي مقادير بيشتري را در زمستان نسبت به تابستان نشان مي دهد. اين مطلب با يافته هاي بوئر و همكاران (۲۰۰۰) سازگاري دارد. ماكزيمم سرعت جريان بدست آمده براي اين جريان در منطقه تنگه هرمز براي ماه مي حدود $0.66\ ms^{-1}$ و براي فوريه حدود $0.74\ ms^{-1}$ بدست مي آيد. بوئر و همكاران ماكزيمم سرعت جريان برون ريز را براي زمستان حدود $0.55\ ms^{-1}$ و براي تابستان حدود $0.4\ ms^{-1}$ بيان كرده اند. همچنين آن ها دماي آب به عمق تعادل رسيده را براي هر دوفصل يكسان و برابر 21 °C ارائه كرده اند كه با يافته هاي ما همخواني خوبي دارد.

* در اجراي مدل POM براي شبيه سازي جريان برون ريز خليج فارس با اعمال شرط مرزي تعريف شده درمدل، براي مد باروكلينيكي سرعت، آشفتگي هاي بسياري روي مرز شرقي باز ايجاد شد كه به نظر رسيد اين آشفتگي ها به دليل عدم تخمين درست سرعت هاي باروكلينيكي روي مرز باشد. زيرا اغتشاشات توليد شده در درون منطقه مدل زمانيكه به مرزهاي باز نزديك مي شوند، بايد بدون اينكه منعكس شوند و منطقه داخل را تحت تأثير قرار دهند از منطقه خارج شوند. از اين رو براي رفع

اين مشكل و تخمين بهتر مقادير C_i روي مرز از طرحواره ارائه شده توسط اورلانسكي (۱۹۷۶)، چاپمن (۱۹۸۵) و گان و آلن (۲۰۰۵) استفاده گرديد.

-پيشنهادات

* در تحقيق حاضر براي توصيف جريان ترموهالايني بداخل منطقه مدلسازي در مرز غربي (و شرقي) بدليل فقدان اندازه گيري هاي ميداني جامع (در طول يك سال كامل) از داده هاي WOA05 با تفكيك 0.25 درجه استفاده شد. بديهي است تعيين شرايط اوليه و مرزي، تخمين دقيق نيرو هاي واداشت جريان مانند: سرعت باد، شار هاي شناوري، جزر ومد، شارهاي سطحي در مرز مشترك هوا-دريا از مهمترين مسائل و از عوامل تأثيرگذار در مدلسازي عددي به شمار مي آيند. بطور كلي در دست بودن اندازه گيري هاي مورد نياز با دقت كافي، به عنوان ورودي در مدلسازي نقش، مهمي در دقت و صحت نتايج حاصل از مدلسازي خواهد داشت.

* نتايج ابن مدلسازي نشان مي دهد كه جزر و مد و اختلاط ناشي از آن در تنگه هرمز يكي ديگر از عوامل مهم و تأثير گذار بر ديناميك جريان برون ريز خليج فارس است. در اين تحقيق بدليل نبود اطلاعات كافي از مؤلفه هاي جزر و مدي خصوصاً در مرز شرقي از داده هاي جزر مدي ايستگاه هاي بندر كنارك در مرز شرقي و جزيره كيش در مرز غربي و برابر مقادير ثابت بر روي كل مرز استفاده گرديد. استفاده از مؤلفه هاي جزر و مدي دقيقتر و متغير بر روي مرزهاي باز نيز مي تواند در بهبود نتايج مدلسازي عددي مؤثر باشد.

* مي توان با اجراي مدل بر روي كل خليج فارس و منطقه درياي عمان و در نتيجه حذف اثرات مصنوعي مرز باز غربي و با اعمال نيروهاي واداشت سطحي و ورودي رودخانه ها طرح جامعي از روند تغييرات زماني جريانات خصوصيات فيزيكي آب، الگوي گردش آب و ... در يك دوره كامل سالانه مورد مطالعه قرار داد.

* با استفاده از امكانات آزمايشگاهي و دستگاه هاي سنجش تلاطم توانايي طرحواره هاي مختلف براي شبيه سازي تلاطم مانند طرحواره ملور- يامادا، كانتا-كليسون و.... را مورد بررسي قرار داد. چراكه تعيين درست ضرايب پخش پيچكي اندازه حركت، دما و شوري نقش بسيار مهمي در شبيه سازي درست پديده هاي دريايي دارند.

* با افزايش قدرت محاسباتي كامپيوترها، مي توان علاوه بر پارامترهاي فيزيكي معادلات پخش پارامترهاي بيولوژيكي نيز تهيه و در مدل ها گنجانده شود. براي مثال مي توان از اين امر در شبيه

سازي پديده كشند قرمز كه اخيراً در خليج فارس ايجاد شده و به صورت مشكلي براي كشورهاي حاشيه اي تبديل شده است بهره گرفت.

منابع و مآخذ

1. Bidokhti, A. A. and Ezam, M., *The structure of Persian Gulf outflow subjected to density variations*, Ocean Science, 5, 1-12, 2009.

2. Bidokhti, A. A., *Shear induced splitting of a plume outflow in a stratified enclosed basin*. Indian Journal of Marine Sciences, 34(2): 192-211, 2005.

3. Bower, A. S., Hunt, H. D., Price, J. F., *Character and dynamics of the Red Sea and Persian Gulf outflow*. J. Geophys. Res., 105(C3): 6387-6414, 2000.

4. Bower, A. S., W. E. Johns, D. M. Fratantoni and H. Petters, *Equilibrium and circulation of Red sea outflow in the western Gulf of Aden*, American Meteorological Society, 35:11, 1963-1985, 2005.

5. Blumberg, A. F. and Mellor, G. L., *A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model.* In Three-Dimensional Coastal Ocean Models. ed. N. Heaps, American Geophysical Union, pp. 1-16, 1987.

6. Bryan, K., *A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean*, J. Comp. Phys. 4, p. 347, 1969.

7. Chao, S. Y., Kao, T.W., Al-Hajri, K. R., *A numerical investigation of circulation in the Persian Gulf*. J. Geophys. Res., 97(C7): 11.219-11.236, 1992.

8. Durance, J.A. and Hughes, D.G., *Experiments with Two- and Three-Dimensional Numerical Models of the North-East Coast of England*, in "North Sea Dynamics", p. 120, 1983.

9. Ezam, M., Bidokhti, A. A. and Javid, A. H., *Numerical simulations of spreading of the Persian Gulf outflow into the Oman Sea,* Ocean Science Discussion, 6, 3057-3100, 2009.

10. Fer. I. and B. Adlandsvik, *Descent and mixing of the overflow plume from Storfjord in Svalbard: an idealized numerical model study,* Ocean Science, 4, 115-132, 2008.

11. Fletcher, C.A.J., *Computational Techniques for Fluid Dynamics*, Vol. 1 and 2, Springer--Verlag, 1987.

12. Fofonoff,N.P., *Physical properties of sea water*, in "The Sea", Vol. 1, ed. N.M. Hill, Interscience Publications, pp. 3--30, 1962.

13. Furnes, G.K., *Wind Effects in the North Sea*, J. Phys. Ocean. 10, p. 978, 1980.

14. Gargett, A.E. and Holloway, G., *Sensitivity of the GFDL ocean model to different diffusivities for heat and salt*, J. Phys. Ocean. 22, pp. 1158-1177, 1992.

15. Garwood, R.W., *An oceanic mixed-layer model capable of simulating cyclic states*, J. Phys. Ocean. 7, p. 455, 1977.

16. Gill, A.E., *Atmosphere--Ocean Dynamics*, Academic Press, pp. 662, 1982.

17. Griffiths, R.W. and Linden, P. F., *The stability of vortices in a rotating stratified fluid*. J. Fluid Mech., 105, 283-316, 1981.

18. Griffiths, R.W. and Linden, P.F., *The stability of buoyancy-driven coastal currents*, Dyn. Atmos. Oceans, 5, 281-306, 1981.

19. Haidvogel, D.B., Wilkin, J.L. and Young, R., *A Semi-spectral Primitive Equation Model Using Vertical Sigma and Orthogonal Curvilinear Horizontal Coordinates*, J. Comp. Phys. 94, p. 151, 1991.

20. Haney, R.L., *On the pressure gradient force over steep topography in sigma-coordinate ocean models*, J. Phys. Ocean. 21, 610--619, 1991.

21. Holland, W.R. and Lin, l.B., *On the generation of mesoscale eddies and their contribution to the oceanic general circulation*, J. Phys. Ocean. 5, p. 642, 1975.

22. Hurlburt, H.E. and Thompson, J.D., *A Numerical Study of Loop Current Intrusions and Eddy Shedding*, J. Phys. Ocean. 10, p. 1611, 1980.

23. Jerlov, N. G., *Marine Optics*, Elsevier, 1976.

24. Jungclaus, J. H.: *A three dimensional simulation of the formation of anticyclonic lenses (meddies) by the instability of an intermediate depth boundary current*, J. Phys. Oceanogr., 29, 1579-1598, 1999.

25. Jungclaus, J. H. and Mellor, G. L.: *A three-dimensional model study of the Mediterranean outflow, Journal of Marine Systems*, pp. 41–66, 2000.

26. Kampf, J. and M. Sadrinasab, *The circulation of the Persian Gulf : Numerical study*, Ocean Sceince, 2, 27-41, 2006.

27. Kantha, L.H., Blumberg, A.F. and Mellor, G.L, *Computing phase speeds at an open boundary*, J. Hydraulic Engineering 116, pp. 592--597, 1990.

28. Kantha, L. H. and C. A. Clayson, *Numerical models of oceans and oceanic processes*, Academic Press, 2000.

29. Killworth, P. D., Stainforth, D., Webb, D. J. and Patterson, S. M., *The Development of a Free-Surface Bryan--Cox--Semtner Ocean Model*, J. Phys. Ocean. 21, p. 1333, 1991.

30. Kondo, J.: *Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions*, Boundary-Layer Meteorology, 9, 91–112, 1975.

31. Korres, G. and Lascaratos, A.: *A one-way nested eddy resolving model of the Aegean and Levantine basins: implementation and climatological runs*, Annales Geophysicae, 21, 205-220, 2003.

32. Lopez, J. W. and L. H. Kantha, *A Data-Assimilative Numerical Model of the Northern Indian Ocean*, American Meteorological Society, 2000.

33. Lowe, P. R.: *An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure*, J. Appl. Meteorol., 16, 100–103, 1977.

34. Madala, R.V. and Piacsek, S.A., *A Model for Baroclinic Oceans*, J. Comp. Phys., p. 167, 1977.

35. Matsuyama, M., Y. Kitade, T. Senjyu, *Vertical Structure of current and density front in the Strait of Hormuz,* Offshore Environments of the ROPME after the War related Oil-Spill, 23-34, 1998.

36. Mellor, G.L. and Blumberg, A. F., *Modeling vertical and horizontal diffusivities with the sigma coordinate system*, Mon. Wea. Rev., 113, 1380-1388, 1985.

37. Mellor, G. and Yamada, T., *Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems*, Rev. Geophy. Space Phys. 20, no. 4, p. 851, 1982.

38. Mellor, G. and Yamada, T., *A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers*, J. Atm.\ Sci. 31, p. 1791, (1974).

39. Mesinger, F. and Arakawa, A., *Numerical methods used in atmospheric models*, Vol. 1, GlobalAtmospheric Research Program Publication 17, pp. 64, 1976.

40. Niiler, P.P., *Deepening of the wind-mixed layer*, J. Mar. Res. 33, p. 405, (1975).

41. Nilsson, J, G. Brostrom and G. Walin, *The Thermohaline Circulation an Vertical Mixing: Does Weaker Density Stratification Give Stronger Overturning?,* American Meteorological Society, 2003

42. Nowlin, W.D., *A steady, wind-driven, frictional model of two moving layers in a rectangular ocean basin,* Deep-Sea Res. 14, p. 89 (1967).

43. O'Brien, J.J., *Advanced Physical Oceanographic Numerical Modeling*, D. Reidel Publ. Co., 1985.

44. Orlonski, I., *A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows*. J. Comp. Phys., 21, 251-269, 1976.

45. Privett, D.W., *Monthly charts of evaporation from the North Indian Ocean, including the Red Sea and the Persian Gulf*. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 85: 424–428, 1959.

46. Pous. S. P., Carton, X., Lazure, P., *Hydrology and circulation in the Strait of Hormuz and the Gulf of Oman result from the GOGP99 Experiment*. J. Geophys. Res.,109, 2004.

47. Preller, R. and Hurlburt, H.E., in Hydrodynamics of Semi-enclosed Seas, ed. J.C.J. Nihoul, p. 75-89, Elsevier Publ., 1982.

48. Papadakis, M. P., E. P. Chassignet and R. W. Hallberg, *Numerical simulations of the Mediterranean Sea outflow: impact of the entrainment parameterization in an isopycnic coordinate ocean model,* Ocean Modeling, 5, 2003, 325-356.

49. Peters, H., W. E. Johns, A. S. Bower and D. M. Fratantoni, *Mixing and Entrainment in the Red Sea Outflow Plume. Part I: Plume Structure*, Americal Journal of Meteorological Society, 2005.

50. Qasim, S.Z., *Oceanography of the northern Arabian Sea*, Deep-Sea Res., 29: 1041-1068, 1982.

51. Reynolds. R. M., *Overview of physical oceanographic measurements taken during the Mt. Mitchell Cruise to the ROPME Sea Area*, Mar. Pollution Bull., 27, 35-59, 1993.

52. Roache, P.J., *Computational Fluid Dynamics*, Hermosa Publishers, Albuquerque, N. M., 1972.

53. Sathyendranath, S. and Platt, T., *The spectral irradiance field at the surface and in the interior of the ocean: A model for applications in oceanography and remote sensing*, J. Geophys. Res., 93, 9270-9280, 1988.

54. Senjyu. T., T. Ishimaru, M. Matsuyama and Y. Koike, *High salinity lens from the Strait of Hormuz*, Offshore Environments of the ROPME after the War related Oil-Spill, 35-48, 1998.

55. Serra. N., I. Ambar and R. H. Kase, *Observations and numerical modeling of the Mediterranean outflow splitting and eddy generation*, Deep Sea Research, 52, 383-408, 2005.

56. Stern, M. E.: *Geostrophic fronts, bores, breaking and blocking waves*, J. Fluid Mech., 99, 687-704, 1980.

57. Swaters, G. E., *On the baroclinic instability of cold-core coupled density fronts on a sloping continental shelf*. J. Fluid Mech., 224, 361–382, 1991.

58. Swift, S. A., Bower, A. S, *Formation and circulation of dense water in the Persian Gulf*, J. Geophys. Res., 108(C1), 2003.

59. Van Aken, H. M., *An introduction to oceanic thermohaline circulation*, Springer, 2007.

Abstract

Observational data and a three dimensional numerical model (POM) are used to investigate the Persian Gulf outflow structure and its spreading pathway into the Oman Sea. The model is based on orthogonal curvilinear coordinate system in horizontal and train following coordinate (sigma coordinate) system in vertical. In the simulation, the horizontal diffusivity coefficients are calculated form Smogorinsky diffusivity formula and the eddy vertical diffusivities are obtained from a second turbulence closure model (namely Mellor-Yamada level 2.5 model of turbulence). The modeling area includes the east of the Persian Gulf, the Oman Sea and a part of the north-east of the Indian Ocean. In the model, the horizontal grid spacing was assumed to be about 3.5 km and the number of vertical levels was set to 32. The simulations show that the mean salinity of the PG outflow does not change substantially during the year and is about 39 psu, while its temperature exhibits seasonal variations. These lead to variations in outflow density in a way that is has its maximum density in late winter (March) and its minimum in mid-summer (August). At the entrance to the Oman Sea, the PG outflow turns to the right due to Coriolis Effect and falls down on the continental slope until it gains its equilibrium depth. The highest density of the outflow during March causes it to sink more into the deeper depths in contrast to that of August which the density is the lowest one. Hence, the neutral buoyancy depths of the outflow are about 500 m and 250 m for March and August respectively. Then, the outflow spreads in its equilibrium depths in the Oman Sea in vicinity of western and southern boundaries until it approach the Ras al Hamra Cape where the water depth suddenly begins to increase. Therefore, during March, the outflow that is deeper and wider relative to August, is more affected by the steep slope topography and as a result of

vortex stretching mechanism and conservation of potential vorticity it separates from the lateral boundaries and finally forms an anti-cyclonic eddy in the Oman Sea. But during August the outflow moves as before in vicinity of lateral boundaries. In addition, the interaction of the PG outflow with tide in the Strait of Hormuz leads to intermittency in outflow movement into the Oman Sea and it could be the major reason for generations of Peddy (Peddies) in the Oman Sea.

M. Ezam
March, 2010