

## نقش امواج درونی در ایجاد ساختار لایه‌ای در جریانهای تبادلی شناوری بین دو حوضه دریایی بسته (حوضه‌های جنوبی و میانی خزر)

علی اکبر بیدختی<sup>۱</sup> و اشرف السادات شکرباغانی<sup>۲</sup>

۱. موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، صندوق پستی ۶۴۶۶-۱۴۱۵۵

۲. واحد علوم و تحقیقات دانشگاه آزاد اسلامی، تهران

(دریافت مقاله: ۸۳/۸/۱۳ ؛ دریافت نسخه‌نهایی: ۸۴/۵/۳۱)

### چکیده

ساختارهای لایه‌ای در محیطهای دریایی همواره مورد توجه اقیانوس شناسان قرار داشته است. عامل ایجاد این ساختارها به پدیده‌هایی همانند پخش دوگانه، امواج درونی و اختلاط مدوله شده تالاسمی نسبت داده شده است. در این مقاله با بررسی ساختارهای قائم دما، شوری و چگالی در قسمتهای میانی دریای خزر ساختارهای لایه‌ای به وضوح آشکار می‌شود. همین طور با مطالعه کنتورهای هم کمیت این خواص فیزیکی، وجود ساختارهای منظم که معرف امواج درونی ناشی از جریان تبادلی بین دو حوضه که در اثر گرادینهای افقی چگالی (معمولاً از حوضه شمالی به جنوبی) به وجود می‌آیند، مشهود است. عدد فورود این جریان حدود یک ( $Fr \approx 1$ ) می‌باشد. امواج درونی ایجاد شده دارای طول موجی در حدود ۲۰۰ کیلومتر و با توجه به سرعت جریان گرانشی حدود ۰/۲ متر بر ثانیه، دارای بسامدی معادل  $\omega \approx 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  هستند. بنابراین جزء امواج درونی - اینرسی (متأثر از اثر کوریولیس) می‌باشند. مدهای بهنجار این امواج، با توجه به اینکه  $Fr \approx 1$  است، دارای ساختار شبه مانا هستند و می‌توانند جبهه جریان ورودی از خزر شمالی به خزر جنوبی را چین داده و ساختار لایه‌ای ایجاد کنند [۱]. ضخامت لایه‌های ایجاد شده حدود ۲۰-۱۰ متر است، که با مشاهدات همخوانی خوبی دارد. نسبت چگالی ( $R\rho$ ) در این آبها اغلب منفی است. این مطلب به این معنی است که فرآیند پخش دوگانه باید خیلی کم رخ دهد. بنابراین ایجاد ساختار لایه‌ای از این طریق احتمالاً کم است.

واژه‌های کلیدی: امواج درونی، ساختار لایه‌ای، گردش ترموهالاین، دریای خزر

### ۱. مقدمه

[۴ و ۳]. امواج درونی، اغلب در محیط دریایی چینه‌بندی شده (stratified)، به ویژه در گرمایش، حضور دارند. به طوری که بر روی برآمدگیهای کف دریا می‌توانند جا به جا شوند (به عنوان مثال از خروجی مدیترانه). این امواج حتی روی جریانهای تبادلی بین دو حوضه مؤثرند [۵]. به طوری که برای  $Fr \approx 1$  قسمت عمده انرژی این جریان می‌تواند سبب ایجاد امواج درونی شده و روی گردش گرمایش تأثیر بگذارد. وانگ و همکاران [۱]، در محیط آزمایشگاهی نشان دادند که جریان خروجی از پلوما در محیطهای چینه‌بندی شده و

با توجه به اینکه مشاهدات میدانی در محیطهای دریایی، اغلب نشان دهنده ساختار لایه‌ای در آبهای اقیانوسی به ویژه در قسمت گرمایش (thermocline) وهالوکلاین می‌باشد، ساختار لایه‌ای از نظر چگونگی ایجاد، همواره مورد توجه بوده است [۲]. پدیده‌های مختلفی از جمله همرفت پخش دوگانه، اختلاط تالاسمی در اثر شکست امواج درونی و مدهای نرمال امواج درونی می‌توانند در ایجاد این ساختار لایه‌ای مؤثر باشند، به طوری که در محیطهای آزمایشگاهی نیز مشاهده شده‌اند

ترکمنستان، قزاقستان، روسیه و آذربایجان احاطه شده است. دریای خزر به طور طبیعی به اقیانوسهای منجمد شمالی یا اقیانوس اطلس راه ندارد به این سبب دریاچه نامیده می‌شود. اما دریاچه‌ای است که از نظر وسعت و بزرگی از زمانهای قدیم آن را به اشتباه دریا نام نهادند. طول سواحل این دریاچه در حدود ۴۰۰۰ کیلومتر است که بیشترین طول آن یعنی ۷۰۰ کیلومتر به کشور ایران تعلق دارد. طول این دریاچه در امتداد شمالی-جنوبی حدود ۱۲۰۰ کیلومتر، عرض آن در امتداد شرقی-غربی به طور متوسط حدود ۳۱۰ کیلومتر و مساحت آن در تراز آب ۲۷/۵- متر در مقایسه با سطح آب دریاهاى آزاد ۳۸۶۴۰۰ کیلومتر مربع است [۸].

از نظر عمق و شکل بستر این دریاچه به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم‌بندی شده است (شکل ۱-الف). بخش شمالی دارای مساحت ۸۰۰۰ کیلومتر مربع، عمق متوسط ۵ تا ۶ متر و حداکثر عمق ۱۵ تا ۲۰ متر است. مساحت بخش میانی ۱۳۸۰۰۰ کیلومتر مربع با شیب بستر ملایم و عمق متوسط حدود ۱۹۰ متر می‌باشد که حداکثر عمق آن حدود ۷۸۰ متر است. بخش جنوبی آن به سواحل ایران ختم می‌شود. عمیق‌ترین قسمت دریای خزر در بخش جنوبی قرار دارد، به طوری که مساحتی حدود ۱۶۸۴۰۰ کیلومتر مربع دارد و دارای حداکثر عمق ۱۰۲۵ متر و عمق متوسط ۳۵۰ متر است [۹].

### ۳. روش مطالعه

در این تحقیق به مشاهدات میدانی پرداخته شده است، به طوری که نیمرخهای قائم دما، شوری و چگالی پتانسیل در دریای خزر مورد بررسی قرار گرفته است.

#### ۳.۱. تحلیل مشاهدات میدانی

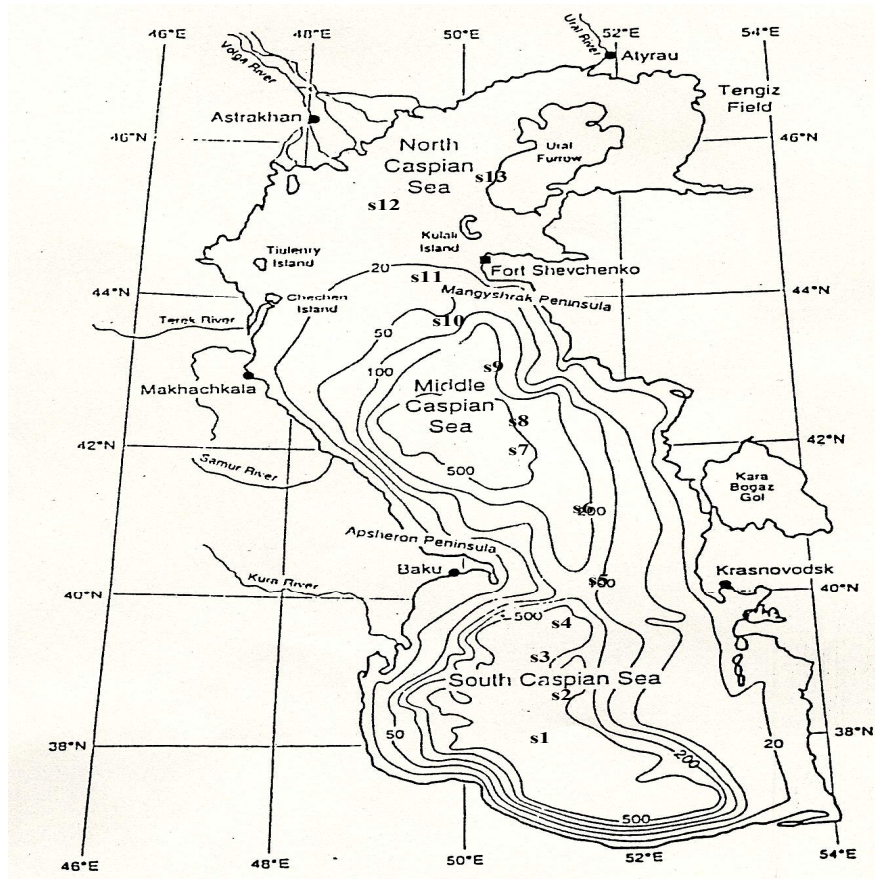
در مشاهدات میدانی از اندازه‌گیریهای CTD مربوط به گشت اول تحقیقاتی آرانس بین‌المللی انرژی اتمی یونسکو استفاده شده است [۱۰]. مکان ایستگاههای اندازه‌گیری روی نقشه هیدروگرافی دریای خزر (شکل ۱-الف) مشخص شده است (شکل ۱-ب). این ایستگاهها تقریباً در امتداد محور دریای خزر

محدود، امواج درونی ایجاد می‌کنند که سرعت فاز آنها به طرف پایین و سرعت گروه آنها به طرف بالا است. در این حالت سرعت فاز امواج، باعث ایجاد ساختار مدهای نیمه ساکن با سرعت قائم، ناشی از پلوم با مکانیسم فیلینگ باکس (Filling Box) می‌شود [۶]. آنها نشان دادند که این ساختار، ۵ تا ۷ لایه برشی ایجاد می‌نمایند. احتمالاً این ساختارها در محیطهای دریایی، به ویژه در حوضه‌های بسته قابل مشاهده می‌باشند، بنابراین، در خزر میانی که یک حوضه بسته محسوب می‌شود، این ساختارها مورد مطالعه قرار می‌گیرند. همچنین جریانهای باد رانشی سطحی نیز در دریاچه‌های چینه‌بندی شده می‌توانند باعث امواج درونی در آبهای زیر سطحی شوند. بوهرر [۷] با بررسی ساختار قائم شوری، دما و سرعت در دریاچه کنستانس نشان داد که در ساختار قائم کمیت‌های فیزیکی آب، لایه‌های منظمی وجود دارد، به طوری که با حل معادلات حاکم، به تحلیل این ساختارها پرداخت. هدف از این مطالعه، بررسی ساختارهای قائم آبهای بین دو حوضه میانی و جنوبی دریاچه خزر براساس مشاهدات میدانی می‌باشد. لازم به ذکر است که مطالعات فراوانی روی مناطق ساحلی و امواج ناشی از باد در دریای خزر انجام شده است، ولی روی جنبه‌های فیزیک دریا در قسمت‌های میانی کارهای اندکی صورت گرفته است.

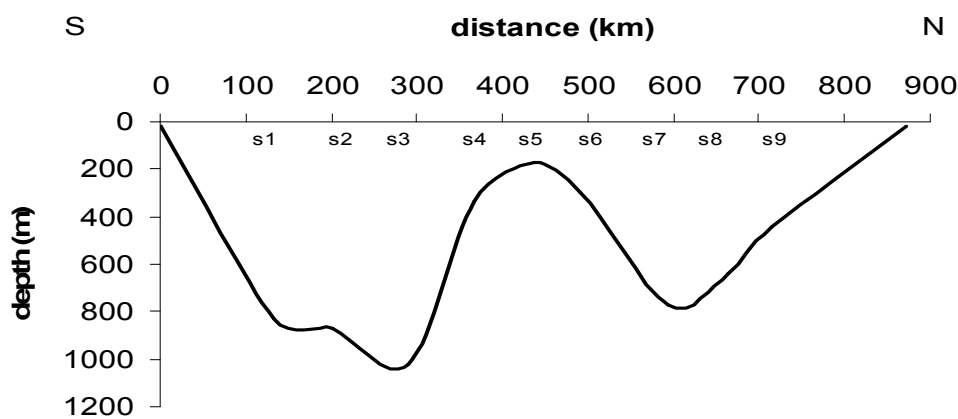
مطالعه حاضر، به مسائل فیزیک دریای درون آبهای دریای خزر به ویژه منطقه آبشوران می‌پردازد، به طوری که این بررسی، از نظر مسائلی همچون انتقال مواد در تبادل بین دو حوضه عمیق دریای خزر (گردش ترموهالاین)، ضرایب انتقال افقی و قائم، امواج درونی و ساختارهای لایه‌ای، آلودگیهای دریایی، کاوشهای صوتی زیردریایی، مدل‌های گردشهای بزرگ مقیاس و غیره که در این دریاچه بزرگ مورد توجه است، حائز اهمیت می‌باشد.

### ۲. دریای خزر

دریای خزر، بزرگترین دریاچه جهان می‌باشد که بین دو قاره آسیا و اروپا واقع شده و در عرض جغرافیایی ۳۳' و ۳۶° تا ۷' و ۴۷° شمالی و طول جغرافیایی ۴۳' و ۴۵° تا ۲۰' و ۵۲° شرقی قرار گرفته است. به طوری که توسط کشورهای ایران،



شکل ۱. الف) نقشه دریای خزر و ایستگاههای اندازه‌گیری.

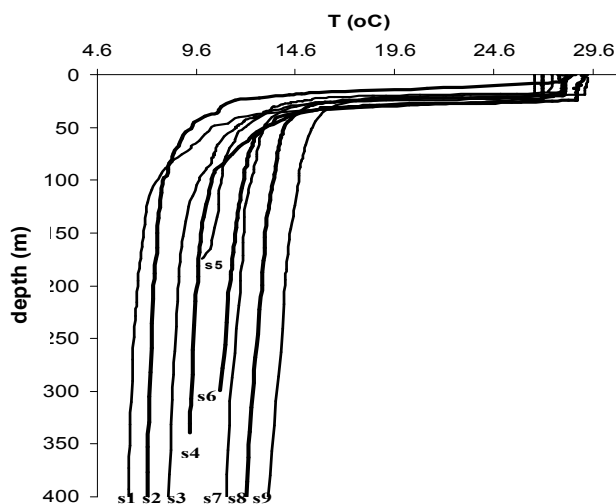


شکل ۱. ب) سطح مقطع دریای خزر برحسب فاصله از ساحل جنوبی دریای خزر در امتداد محور جنوبی-شمالی.

به اینکه گرادیانهای قائم کمتر هستند، فواصل مکانی اندازه‌گیریها بیشتر شده است.

شکل ۲، نیمرخهای قائم شوری را برای ایستگاههای مختلف از ۱ تا ۹ نشان می‌دهد. همان طور که ملاحظه می‌شود، به طور

هستند و پوشش نسبتاً خوبی از ساختار قائم آبهای میانی دریای خزر را عرضه می‌کنند. در هر ایستگاه، اندازه‌گیری تا عمق حدود ۲۰۰ متر در جهت z، با فاصله مکانی نسبتاً کم در حدود ۳-۰/۵ متر انجام شده است، اما برای عمقهای بیشتر، با توجه

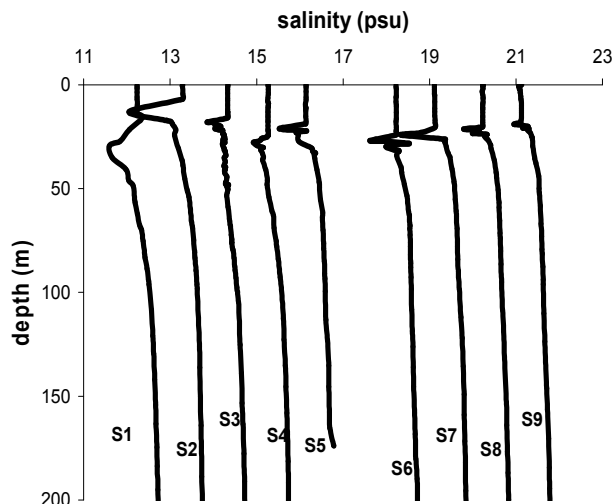


شکل ۳. نیمرخهای قائم دما برای ایستگاههای مختلف از ۱ تا ۹ (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۲ یک واحد، ایستگاه ۳ دو واحد و..... اضافه شده است).

با چگالی پتانسیل ( $\sigma_\theta$ ) ثابت قابل مشاهده می‌باشد. البته در این شکل اندازه‌های رسم شده مربوط به چگالی پتانسیل است. به طوری که با توجه به رابطه ما بین چگالی پتانسیل ( $\sigma_\theta$ ) و چگالی ( $\rho$ ) یعنی  $\sigma_\theta = (\rho - 1) \times 10^3$ ، می‌توان با تقریب خوبی، تغییرات چگالی پتانسیل را با تغییرات چگالی، متناسب دانست.

برای بررسی بهتر ساختار قائم - افقی ( $x-z$ ) تغییرات  $T$ ،  $S$  و  $\sigma_\theta$  از ایستگاههای جنوبی به طرف ایستگاههای شمالی در شکل‌های ۵ (الف، ب، ج) ارائه شده است. کتورهای رسم شده نشان می‌دهند که به طرف شمال مقادیر  $S$  و  $\sigma_\theta$  در ستون آب، به طور میانگین افزایش یافته و مقدار  $T$  کاهش می‌یابد. بنابراین با توجه به گرادیان نصف النهاری چگالی به ویژه در قسمتهای عمیق‌تر باید جریانهای رانشی ناشی از شناوری از طرف شمال به طرف جنوب، از روی برآمدگی بین دو حوضه رخ دهد. یعنی با مقادیر مشاهده شده اختلاف چگالی بین دو حوضه در عمق تقریبی ۱۵۰ متر، که تقریباً  $0.03$  کیلوگرم بر متر مکعب می‌باشد، باید جریانی با سرعتی حدود  $0.2$  متر بر ثانیه ایجاد شود. با توجه به این سرعت و گرادیانهای قائم چگالی

در گرمایش، بسامد شناوری یعنی  $N = \left(-\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}\right)^{\frac{1}{2}}$  حدود

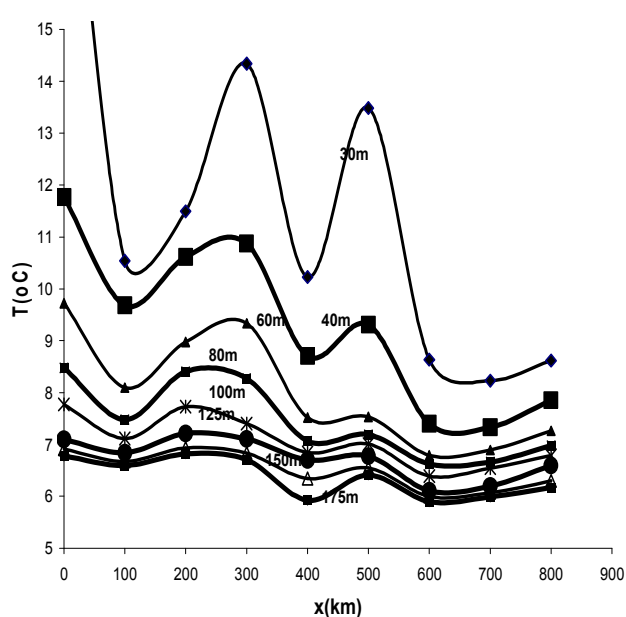


شکل ۲. نیمرخهای قائم شوری برای ایستگاههای مختلف از ۱ تا ۹ (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۲ یک واحد، ایستگاه ۳ دو واحد و..... اضافه شده است).

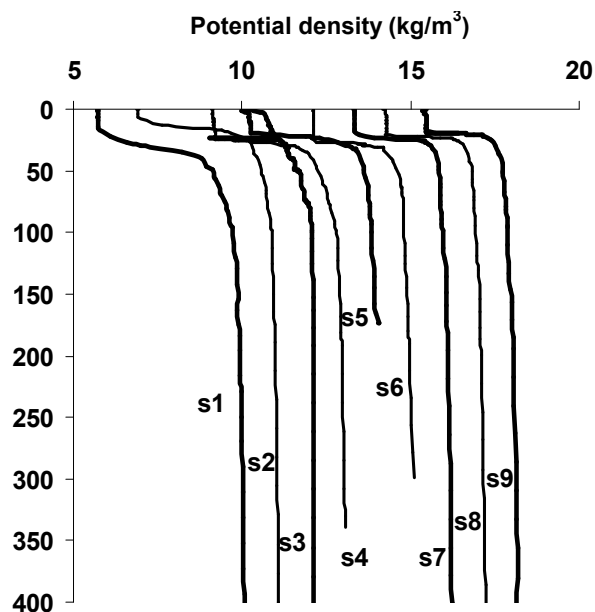
میانگین شوری از حوضه جنوبی به طرف حوضه شمالی افزایش می‌یابد. ساختار لایه‌ای در این نیمرخها، در عمق حدود ۲۰-۶۰ متری به ویژه برای ایستگاه ۵ که تقریباً روی پشته آبشوران قرار دارد به خوبی قابل مشاهده می‌باشد.

شکل ۳، نیمرخهای قائم دما را برای ایستگاههای اندازه‌گیری ۱ تا ۹ نشان می‌دهد، در این شکل، کاهش میانگین دمای ستون آب به طرف شمال کاملاً مشهود است. همین طور ساختار لایه‌ای نیز در آنها تاحدی مشخص می‌باشد. البته قابل ذکر است که لایه‌های ایزوپیکنال (هم چگالی) دارای شوری ( $S$ ) و دما ( $T$ ) متفاوت ولی جبران کننده از نظر چگالی هستند. از طرفی با توجه به اینکه ضریب پخش مولکولی شوری ( $k_S$ )  $10^4$  برابر کمتر از مقدار آن برای گرما ( $k_T$ ) است، بنابراین لایه‌های نازک، در حین حرکت گرمای خود را از دست داده ولی شوری خود را حفظ نمایند. در نتیجه در نیمرخهای قائم شوری (شکل ۳)، نسبت به نیمرخهای قائم دما (شکل ۲)، ساختار لایه‌ای ایجاد شده برای مدت زمان طولانی‌تری باقی می‌ماند. پس انتظار می‌رود که در نیمرخهای قائم شوری ساختارهای لایه‌ای بارزتر ظاهر شوند.

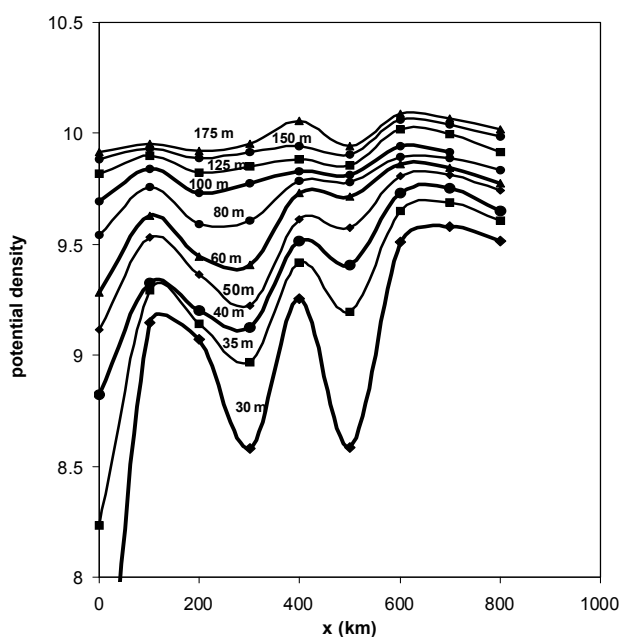
شکل ۴ نیمرخهای قائم چگالی را برای ایستگاههای مذکور نشان می‌دهد. در این شکل نیز ساختار لایه‌ای به ویژه لایه‌هایی



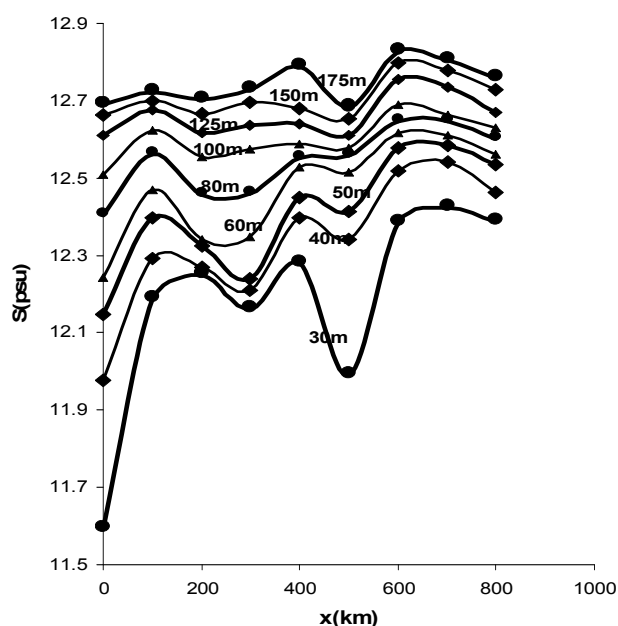
شکل ۵. الف) نمودار تغییرات افقی دما برحسب فاصله از ساحل جنوبی دریای خزر در امتداد محور جنوبی - شمالی در اعماق مختلف (به طوری که به ترتیب ۳۰ و ۴۰ و ۵۰ و ۶۰ و ۸۰ و ۱۰۰ و ۱۲۵ و ۱۵۰ و ۱۷۵ متر می‌باشند).



شکل ۴. نیمرخهای قائم چگالی برای ایستگاههای مختلف از ۱ تا ۹ (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۲ یک واحد، ایستگاه ۳ دو واحد و ..... اضافه شده است).



شکل ۵. ج) نمودار تغییرات افقی چگالی پتانسیل ( $\text{kg/m}^3$ ) برحسب فاصله از ساحل جنوبی دریای خزر در امتداد محور جنوبی - شمالی در اعماق مختلف (به طوری که به ترتیب ۳۰ و ۳۵ و ۴۰ و ۵۰ و ۶۰ و ۸۰ و ۱۰۰ و ۱۲۵ و ۱۵۰ و ۱۷۵ متر می‌باشند).



شکل ۵. ب) نمودار تغییرات افقی شوری برحسب فاصله از ساحل جنوبی دریای خزر در امتداد محور جنوبی - شمالی در اعماق مختلف (به طوری که به ترتیب ۳۰ و ۴۰ و ۵۰ و ۶۰ و ۸۰ و ۱۰۰ و ۱۲۵ و ۱۵۰ و ۱۷۵ متر می‌باشند).

طور میانگین در جهت شمال - جنوب هستند، دارای تغییرات موجی شکل نیز می‌باشند. تغییرات نوسانی این پارامترها در افق ساختارهای موجی را به ویژه در حوضه جنوبی تا عمق تقریبی ۲۰۰ متر نشان می‌دهد، البته فواصل ایستگاههای اندازه‌گیری نسبتاً زیاد (حدود ۷۰ متر) است. اما روند تغییرات افقی در عمقهای مختلف نشان می‌دهند که ساختارهای موجی در نواحی ۳۰ تا ۷۰ متری دارای دامنه تغییرات شدیدی هستند و همچنین این نواحی از بیشینه مقدار  $N$  (بسامد شناوری) برخوردار هستند. ساختار موجی در عمقهای بیشتر با دامنه کمتر و تقریباً هم فاز با این ساختار در عمقهای کمتر تشکیل می‌شود که دامنه این تغییرات، روی پشته به طرف حوضه جنوبی افزایش می‌یابد اما به طرف حوضه شمالی، از حرکات موجی و تغییرات افقی آن، کاسته می‌شود. لازم به ذکر است که برای بررسی بهتر، باید فاصله ایستگاههای اندازه‌گیری، کمتر از مقداری باشد که این اندازه‌گیریها انجام شده است. چون در این اندازه‌گیریها اثرات ظاهر شدن هماهنگهای مکانی با عدد موج بیشتر در هماهنگهایی با عدد موج کمتر امکان‌پذیر است.

امواج درونی در شاره‌هایی با چینه‌بندی چگالی پیوسته، دارای ساختار مدی باروکلینیکی هستند. به طوری که در جهت قائم دامنه تغییرات سرعت ذره شاره، به طور نوسانی تغییر می‌کند، (مثلاً دامنه تغییرات مؤلفه قائم سرعت، متناسب با  $\sin(mz)$  می‌باشد به طوری که  $m$  مؤلفه عدد موج در جهت قائم است). از طرفی بسامد این امواج به صورت  $f < \omega < N$  تغییر می‌کند [۱۲]. به منظور مطالعه ساختارهای لایه‌ای در نیمرخهای قائم کمیتهای فیزیکی، گرادیان قائم محلی آنها برای ایستگاههای نزدیک پشته در شکلهای ۷، ۸ و ۹ به ترتیب  $T$ ،  $S$  و  $\sigma_\theta$  آمده است. در اغلب آنها، ضخامت لایه‌ها در حدود ۱۰ الی ۲۰ متر مشاهده می‌شوند. ایجاد این لایه‌ها می‌تواند توسط عوامل زیر صورت گیرند:

الف- پدیده همرفت پخش دوگانه

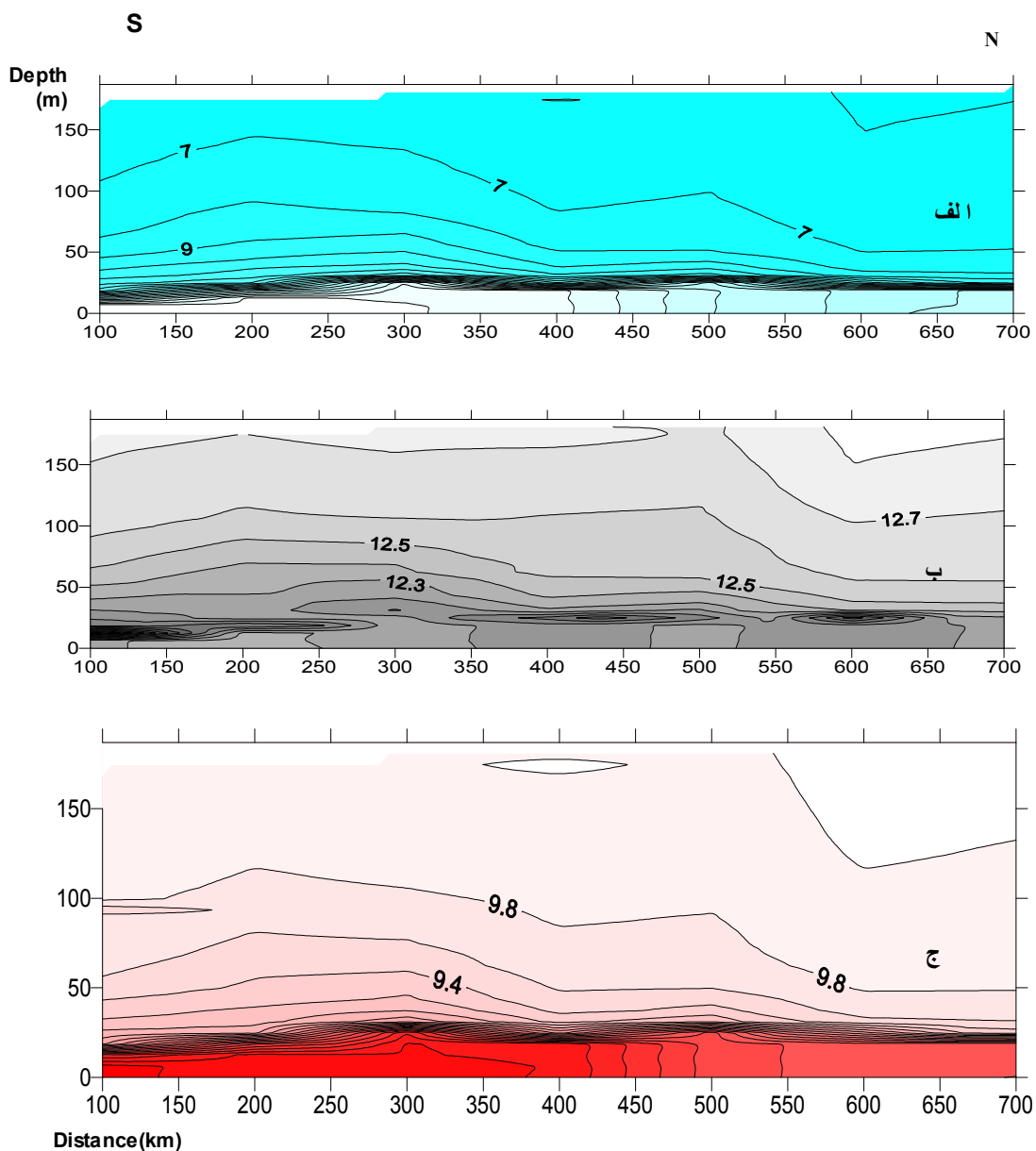
ب- لایه‌های برشی ساختار باروکلینیکی امواج درونی [۱]

جهت تعیین اثر پخش دوگانه در ستون آب، نیمرخ قائم نسبت چگالی ( $R\rho$ )، برای ایستگاههای مورد نظر محاسبه و

$N \approx 0.1 s^{-1}$  و عدد فورود یعنی  $Fr = \frac{U}{N\delta}$  که  $\delta$  عمق ستون آب و  $U$  سرعت جریان آب می‌باشند، روی پشته حدود یک می‌شود. با وجود این شرایط، باید امکان ایجاد امواج درونی فراهم شود. شکلهای ۵ نیز نشانگر وجود ساختار کنتوری می‌باشند که احتمالاً توسط امواج درونی، به سمت حوضه جنوبی ایجاد شده‌اند. البته باید توجه داشت که جریانهای سطحی ناشی از باد در آبهای روی پشته آبشوران نیز می‌توانند باعث رانش آبهای گرمایش در نواحی کم عمق گردند. از این جریانها اندازه‌گیریهایی در دست نیست. اما در نواحی سطحی مثلاً برای مقادیر نمونه سرعت اصطکاکی در آب،  $U^*$  حدود  $0.005$  متر بر ثانیه و پارامتر کوریولیس  $f \sim 10^{-4} s^{-1}$ ، عمق این لایه  $10 m \sim \frac{U^*}{f} \sim \varepsilon h$  می‌شود. به طوری که  $\varepsilon$  ضریبی حدود

$0.2$  بوده [۱۱] و  $\left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{\frac{1}{2}} \sim U^*$  است. همچنین  $\tau$  تنش سطحی و  $\rho$  چگالی شاره هستند [۱۲]. با توجه به اختلاف چگالی هوا و آب،  $U^*$  در هوا،  $30$  برابر  $U^*$  در آب خواهد بود. البته برای شرایط طوفانی ممکن است،  $h$  به چند ده متر نیز برسد. مشاهدات در شکل ۳ عمق لایه آمیخته را حدود  $20$  متر نشان می‌دهند. در شکلهای ۶ (الف، ب، ج) نیز مشاهده می‌شود که عمق این لایه در حوضه میانی حدود  $20$  متر بوده اما به طرف حوضه جنوبی، مقدار عمق، کاهش می‌یابد و تقریباً از  $20$  به  $10$  متر می‌رسد. با توجه به اینکه بادها در این منطقه به سمت شمال شدیدتر هستند، انتظار می‌رود که سرعت اصطکاکی به سمت شمال بیشتر شود. بنابراین عمق لایه آمیخته به سمت شمال، افزایش و در نتیجه به سمت جنوب، کاهش می‌یابد. پس ساختار موجی در کنتورهای هم دما، هم شوری و همچنین هم چگالی پتانسیل احتمالاً ناشی از جریانهای شناوری در عمق ستون آب روی پشته هستند.

تغییرات افقی شمالی - جنوبی در عمقهای مختلف در شکلهای ۵ (الف، ب، ج) و ۶ (الف، ب، ج) مشاهده می‌شوند. این تغییرات نشانگر آن است که سطوح هم شوری، هم دما، هم چگالی پتانسیل در جهت افقی علاوه بر اینکه دارای تغییراتی به



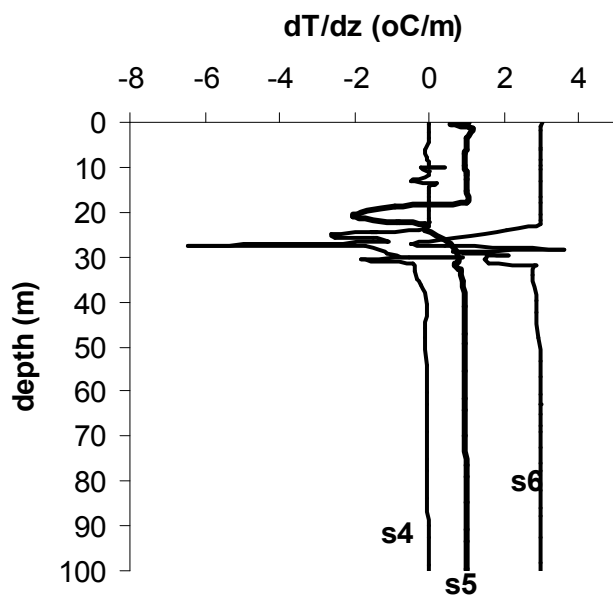
شکل ۶. الف، ب، ج - خطوط هم شوری، هم دما و هم چگالی در امتداد محور جنوبی- شمالی دریای خزر (سطح آب دارای عمق صفر است).

دهنده همرفت پخش دوگانه خیلی کم، در ستون آب است. بنابراین عامل ایجاد این لایه‌ها را باید در مکانیسم دیگری جستجو نمود. عامل دیگر می‌تواند امواج درونی ناشی از جریان سرریزی با شناوری منفی به صورت پلوم پهن از حوضه شمالی به حوضه جنوبی باشد. هنگامی که جریان از روی پشته آبشوران سرریز می‌شود، مشاهدات حاصل از شکل‌های ۵ نشان می‌دهند که جریان فروشیب تا عمق حدود ۱۰۰ الی ۲۰۰ متر در جهت قائم، در حوضه جنوبی نشست می‌کند، این جریان در

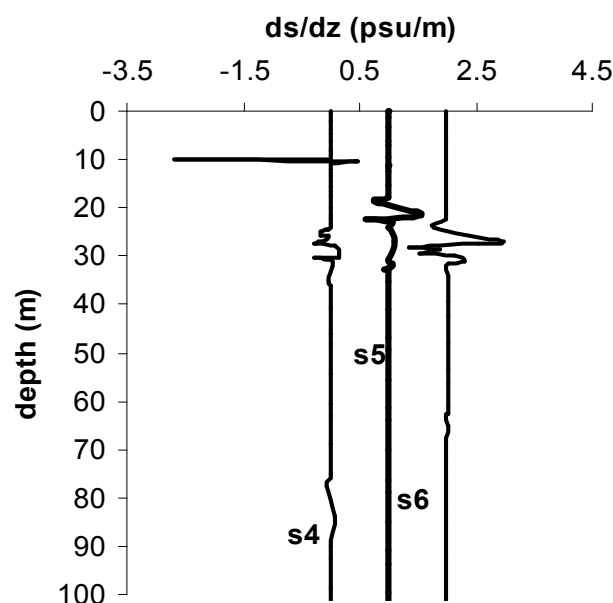
در شکل ۱۰ آمده است.  $R\rho$  به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$R\rho = \frac{\alpha \Delta T}{\beta \Delta S} \approx \frac{\alpha \partial T / \partial z}{\beta \partial S / \partial z} \quad (1)$$

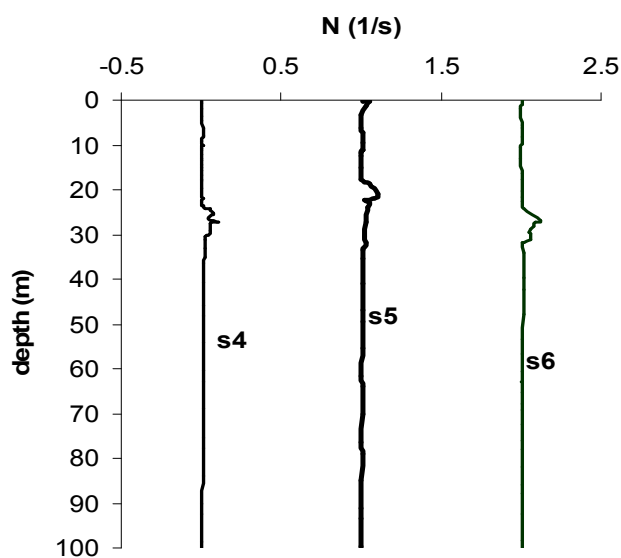
به طوری که  $\alpha$  ضریب تغییر چگالی ناشی از تغییر دما،  $\Delta T$  تغییرات دما،  $\beta$  ضریب تغییر چگالی ناشی از تغییر شوری،  $\Delta S$  تغییرات شوری هستند. نسبت چگالی باید در حد  $1 \leq R\rho \leq 10$  باشد تا همرفت پخش دوگانه رخ دهد [۱۳]. در این نیمرخها اغلب  $R\rho$  حدود صفر یا منفی است که نشان



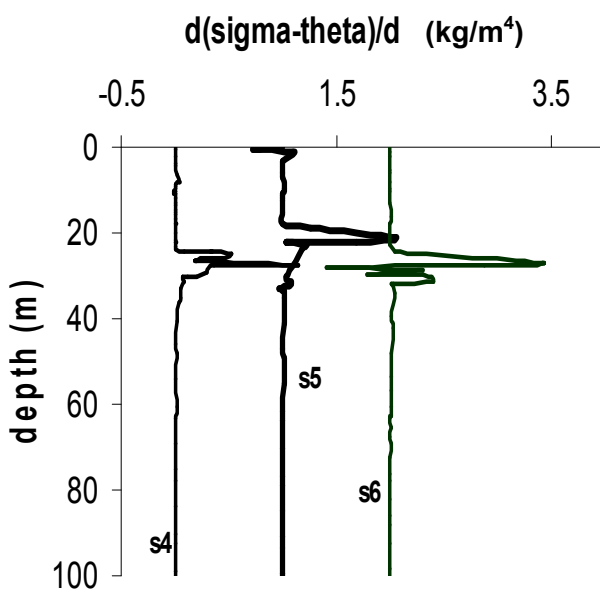
شکل ۸. گرادیان قائم محلی دما برای ایستگاههای ۴ (حوضه جنوبی)، ۵ (روی پشته)، ۶ (حوضه میانی). (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۵ یک واحد و ایستگاه ۶ دو واحد اضافه شده است).



شکل ۷. گرادیان قائم محلی شوری برای ایستگاههای ۴ (حوضه جنوبی)، ۵ (روی پشته)، ۶ (حوضه میانی). (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۵ یک واحد و ایستگاه ۶ دو واحد اضافه شده است).

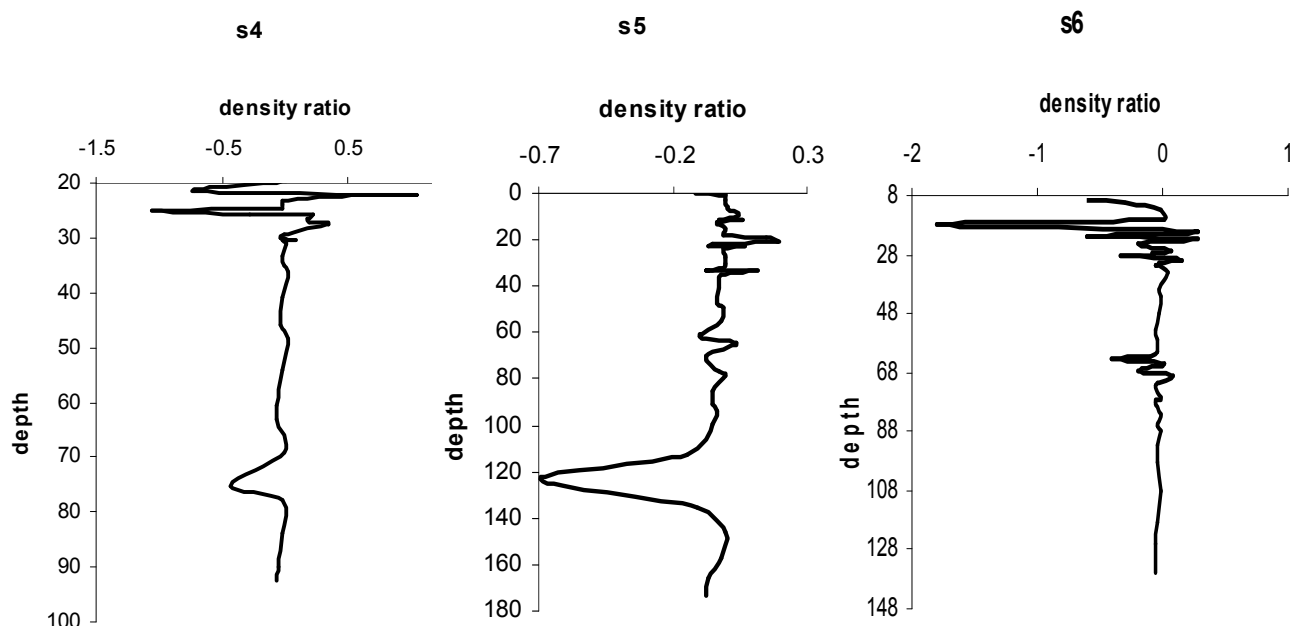


شکل ۹. ب. نیمرخ قائم بسامد شناوری برای ایستگاههای ۴ (حوضه جنوبی)، ۵ (روی پشته)، ۶ (حوضه میانی). (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۵ یک واحد و ایستگاه ۶ دو واحد اضافه شده است).



شکل ۹. الف) گرادیان قائم محلی چگالی پتانسیل برای ایستگاههای ۴ (حوضه جنوبی)، ۵ (روی پشته)، ۶ (حوضه میانی). (برای بررسی واضحتر به اندازه‌های ایستگاه ۵ یک واحد و ایستگاه ۶ دو واحد اضافه شده است).





شکل ۱۰. نیمرخ قائم نسبت چگالی برای ایستگاههای ۴ (حوضه جنوبی)، ۵ (روی پشته)، ۶ (حوضه میانی) اعماق برحسب متر می‌باشند.

قبلاً نیز ذکر شد، به دلیل ضریب پخش مولکولی کم نمک در آب، در کتورهای شوری به صورت عدسی به خوبی قابل مشاهده هستند. البته عدسیها دارای شکستگی بوده و غیر ممتد می‌باشند که نشان دهنده اثرات سه بعدی جریانهای خزر (احتمالاً پیچکهای باروکلینیکی) در حوضه جنوبی هستند. این جریانهای بزرگ مقیاس می‌توانند پلوم جریان خروجی از حوضه میانی به حوضه جنوبی را شکسته و به صورت تکه - تکه در بیاورد.

مدل وانگ و همکاران [۱] سرعت جریان خروجی را به صورت زیر ارائه می‌دهند (معادلات ۶ و ۴۵ وانگ و همکاران تلفیق شده‌اند):

$$U \approx 1.37 E^{1/2} F^{1/2} H^{1/2} W^{-1/2} \quad (3)$$

که در آن  $F$  شار شناوری پلوم می‌باشد و برابر است با:

$$F = qg' \quad (4)$$

در این رابطه  $q$  دبی حجم آب پلوم خروجی از حوضه میانی به حوضه جنوبی است که حدود ۱۰۵ متر مکعب بر ثانیه است در حالی که  $g'$  حدود ۰/۲ متر بر مجذور ثانیه است. بنابراین  $F = 2 \times 10^3 \text{ m}^3 \text{ s}^{-2}$  می‌شود. با جایگزینی این مقادیر در معادله

حوضه بسته جنوبی می‌تواند باعث تحریک امواج درونی شود، به طوری که در مشاهدات آزمایشگاهی هم نشان داده شده است [۱۴]. مدهای قائم این امواج درونی که منجر به لایه‌های برشی می‌شوند، می‌توانند جبهه ایجاد شده در جریان خروجی را به سمت حوضه میانی، چین داده و لایه‌ای نمایند [۱]. به طوری که ضخامت لایه‌های ایجاد شده، توسط جریان خروجی ناشی از پلوم در یک محیط بسته (براساس رابطه ۴۲ وانگ و همکاران) عبارت است از:

$$\lambda = 2\pi HE \left(\frac{H}{W}\right)^{1/2} \quad (2)$$

در این رابطه،  $H$  عمق نفوذ جریان خروجی است که در اینجا عمق میانگین آب روی پشته می‌باشد و حدود ۱۵۰ متر است،  $W$  پهناي جریان خروجی است (که در اینجا می‌تواند پهنة افقی جریان شناوری باشد) یعنی پهنة خزر در روی پشته در محدوده زیر عمق کنتور ۱۰۰ متری، که در حدود ۱۰ کیلومتر است،  $E$  ضریب درون آمیختگی پلوم می‌باشد که حدود ۰/۱ است. با جایگزینی این مقادیر در رابطه (۲)،  $\lambda \sim 12 \text{ m}$  است. محاسبه می‌شود و با ضخامت لایه‌های مشاهده شده در نیمرخهای شکل ۷ مطابقت می‌نماید. این لایه‌ها همان طور که

این جریان باعث تحریک امواج درونی شده، انرژی را در جهت قائم منتشر می‌نماید. امواج درونی در محیط‌هایی با چینش چگالی پایدار مثل آبهای دریای خزر می‌توانند انرژی را منتقل کنند و گاهی با شکسته شدن این امواج، تلاطم به وجود آمده و در این حالت ساختار لایه‌ای ایجاد می‌شود.

در آبهای دریای خزر عدد رینولدز حدود  $10^8 - 10^{10}$  می‌باشد و عدد فورود تقریباً معادل ۱ است. پس جریان نفوذی گرانشی در این آبها وجود دارد و سبب تحریک امواج درونی و همچنین ساختار لایه‌ای می‌شود. لایه‌های ایجاد شده در آبهای دریای خزر، دارای ضخامت ۱۰ الی ۲۰ متر می‌باشند. به طوری که با مقدار محاسبه شده ضخامت لایه‌های ایجاد شده توسط پلوم همخوانی خوبی دارند.

در آبهای دریای خزر شکست امواج درونی سبب اختلاط شده، جریان نفوذی را ایجاد می‌نماید و این جریان نفوذی حاصل از شکست امواج درونی، ساختار لایه‌ای را پدید می‌آورد. از طرفی ما بین حد فاصل دو حوضه میانی و جنوبی اثر دما و شوری زیاد می‌باشد، آبهای شور قره‌بغاز به حوضه میانی می‌ریزند. در نتیجه، ما بین دو نقطه هم ارتفاع از دو حوضه، اختلاف چگالی به وجود می‌آید، پس ایجاد جریان مبادله‌ای ما بین دو حوضه و در نتیجه ایجاد مدهای نرمال در این دو حوضه امری مبرهن می‌باشد. با توجه به بررسی نمودارهای رسم شده، معمولاً اختلاط آب در ۲۰ متر اولیه سطح انجام می‌گیرد و در این لایه، گرادبان قائم قابل ملاحظه‌ای در ارتباط با دما و شوری در تمامی بخش‌های شمالی، میانی و جنوبی دریای خزر وجود ندارد و پدیده گرمایش در عمق حدود ۲۰ تا ۳۰ متری ستون آب اتفاق می‌افتد. کاهش دما در اعماق این محدوده ممکن است به بیشتر از یک درجه سلسیوس به ازای هر متر افزایش عمق برسد. با افزایش عمق، بخش میانی در مقایسه با بخش جنوبی دارای شوری زیادتر، دمای کمتر و چگالی بیشتر است. همچنین با مطالعه خطوط هم چگالی مشاهده می‌شود که جریان از زیر لایه سطحی حدود ۲۰ تا ۴۰ متری سطح آزاد آب دریا، از حوضه میانی به سمت حوضه جنوبی رخ می‌دهد و سپس به سمت اعماق حوضه

(۳) سرعت جریان خروجی پلوم در حوضه جنوبی خزر حدود  $0.2 \text{ ms}^{-1}$  به دست می‌آید که در حد سرعت جریان از حوضه میانی به جنوبی است.

#### ۴. بحث و نتایج

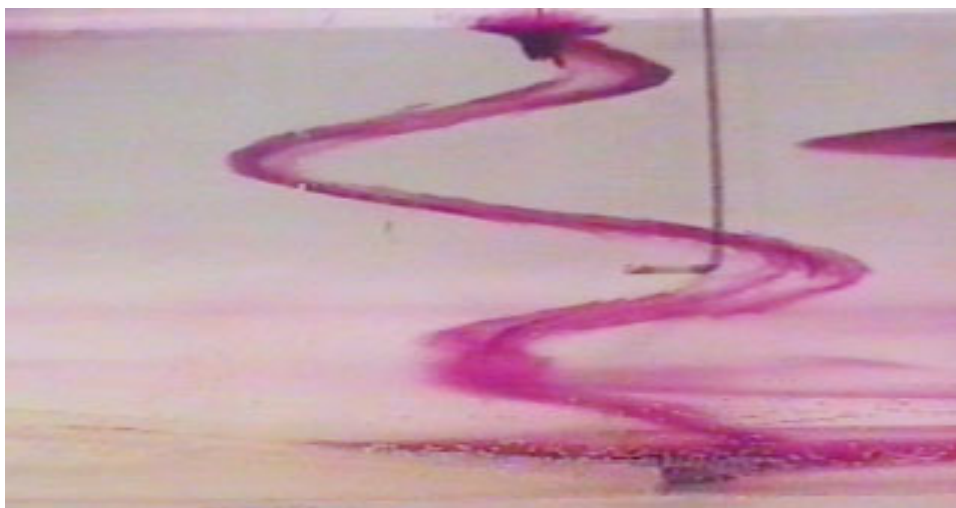
جریان نفوذی گرانشی در دریاها، یکی از عوامل ایجاد ساختار لایه‌ای می‌باشند. نیروی شناوری باعث نفوذ آب با چگالی متوسط به داخل محیط چینه‌بندی شده می‌شود و این جریان ممکن است دارای ضخامت کم یا زیاد نسبت به عمق محیط باشد. به طوریکه در حالت دوم لایه نفوذی می‌تواند مرز بین دو لایه همگن با چگالی‌های متفاوت قرار گیرد [۱۵].

عامل اصلی بوجود آورنده این نوع جریانها، اختلاط ستون آب چینه‌بندی شده بطور محلی است. پدیده اختلاط می‌تواند به روشهای متفاوت زیر ایجاد شود:

- ۱- توسط شکست مداوم امواج در ساحل
- ۲- به وسیله ورودی آب رودخانه یا فاضلاب در دریا (که باعث درون آمیختگی و اختلاط شده، آبی با چگالی متوسط ستون آب ایجاد می‌نماید).
- ۳- طوفان شدید محلی در داخل دریا (که می‌تواند ستون آب را به طور محلی مخلوط کند و در نتیجه پدیده اختلاط را به وجود آورد).

به طور کلی، ایجاد پدیده اختلاط، باعث ایجاد گرادیان شدید افقی چگالی و نفوذ آب مخلوط شده به داخل دریا می‌شود. همچنین عامل شناوری باعث گسترش افقی شاره مخلوط شده در داخل محیط چینه‌بندی شده می‌گردد. البته در صورت ایجاد مداوم منطقه اختلاط، یک لایه نفوذی به وجود می‌آید که بطور پیوسته به داخل ستون آب در راستای افقی گسترش می‌یابد. قابل ذکر است که اگر  $Re > 500$  باشد اثرات اصطکاکی روی این جریانات کوچک می‌شود. پارامترهای کنترل کننده این

جریان عدد فورود  $F$  و عدد رینولدز  $Re = \frac{N\delta^2}{\nu}$  می‌باشند [۱۱]. در این رابطه  $\nu$  ضریب وشکسانی جنبش شناختی است. هنگامی که محیط دارای چینش چگالی پیوسته است، حرکت



شکل ۱۱. تصویری از لایه‌های برشی ایجاد شده در آزمایشگاه توسط پلوم سرازیر شده از روی شیب درون مخزن [بیدختی و نوروزی، ۲۰۰۴].

پشته بین دو حوضه عامل تحریک می‌باشد. مدهای نرمال که در آزمایشگاه از کف مخزن تشکیل یافته، می‌بایست تا نزدیکی سطح آزاد مخزن امتداد یابند، اما در گسترش آنها به طرف بالا، گرانروی سبب استهلاک شده و مانع رسیدن آنها به سطح آزاد می‌شود.

ضخامت لایه‌ها در آزمایشگاه حدود ۳ الی ۵ سانتی‌متر مشاهده شده است، اما ضخامت لایه‌ها در آبهای دریای خزر (محیط واقعی) حدود ۱۰ الی ۲۰ متر است. ساختار لایه‌ای عمدتاً در قسمت زیر لایه آمیخته وجود دارد و تعداد لایه‌ها از ۳ تا ۷ متغیر است. لایه‌های ایجاد شده سبب پخش مواد آلی و همچنین اکسیژن موجود درون آبهای خزر می‌شود. این مسئله، از نظر زیست محیطی دارای اهمیت و افری است. به طوری که وجود ساختار لایه‌ای اثر گذار بر ضریب پخش گرما بوده و سبب انتقال گرما در آبهای خزر می‌شود و بر میزان تبادل آنها نیز مؤثر است. همچنین وجود لایه‌های مختلف آب با چگالیهای متفاوت سبب تغییرات انتشار امواج صوتی که از نوع امواج مکانیکی است می‌گردد، به طوری که هر قدر لایه، چگالتر باشد، سرعت صوت در آن لایه بیشتر می‌شود. پس در لایه‌های مختلف آب، سرعت صوت نیز تغییر یافته، در نتیجه هنگام عبور صوت از یک لایه به لایه دیگر پدیده شکست برای امواج صوتی روی می‌دهد.

جنوبی سرازیر شده و آب حوضه میانی به اعماق حوضه جنوبی انتقال می‌یابد، آنگاه آب از اعماق زیاد حوضه جنوبی به سمت حوضه میانی جاری می‌شود. پس با توجه به خطوط هم چگال، گردش آب از آبهای بالای حوضه میانی به سمت حوضه جنوبی و سپس آب از اعماق نزدیک بستر حوضه جنوبی، به سمت حوضه میانی جاری می‌شود. قابل توجه است که این نکته با نتیجه به دست آمده از شبیه‌سازی فیزیکی نیز مطابقت دارد. شکل ۱۱، لایه‌های برشی ایجاد شده توسط پلوم سرازیر شده از روی شیب را در یک محیط بسته با چینه‌بندی چگالی پایدار، نشان می‌دهد. در ابتدا مقدار کمی بلور پرمگنات پتاسیم به طور قائم درون آب ریخته شده است، پس از گذشت زمان، خط رنگی ناشی از بلور به صورت منحنی که در شکل مشاهده می‌شود در می‌آید، به طوری که شکل لایه‌بندی شده نمایان می‌شود [۱۴]. یعنی جریان ناشی از پلوم سبب ایجاد ساختار لایه‌ای می‌گردد.

تشکیل مدهای بهنجار امواج درونی و گسترش آنها در محیط آزمایشگاه و محیط واقعی همپوشانی و تطابق خوبی را نشان می‌دهند. برای تشکیل امواج درونی وجود عامل تحریک کننده لازم است، به طوری که در آزمایشگاه، پلوم آب شور موجب تشکیل مدهای بهنجار از کف مخزن شده است. اما در خزر جریان شمالی نزدیک کف روی قسمت

## ۵. نتیجه گیری

عامل اصلی ایجاد جریان مبادله‌ای بین دو حوضه دریای خزر، گرادیان افقی چگالی است، به طوری که طی این فرآیند امواج درونی ایجاد شده و روی این مبادله اثر می‌گذارند و نشانه وجود این امواج درونی ساختار لایه‌ای مشاهده شده می‌باشد. وجود ساختار لایه‌ای سبب ایجاد پدیده شکست امواج صوتی

نیز می‌شود.

همرفت پخش دوگانه با شرط نسبت چگالی حدود ۱ ایجاد می‌شود، پس در این دریا در قسمتهای بسیار محدودی ممکن است رخ دهد، بنابراین لایه‌های مشاهده شده را نمی‌توان به آن نسبت داد.

## مراجع

1. B D Wong, R W Griffiths and G O Hughes, *J. Fluid Mech.* **434** (2001) 209 – 244.
2. K N Fedrov, *The Thermohaline Finestructure of the ocean*, Pergamon Press. **2** (1978) 58-88.
3. B R Ruddick, *J. Phys. Oceanogr.* **22** (1992) 1274-1285.
4. A A Bidokhti and R W Griffiths, *14th Australasian Fluid Mechanics Conference*. 10-14 December (2001), Australia.
5. A Mc C Hogg, K B Winters and G N Ivey, *J. Fluid Mech.* **447** (2001) 357-375.
6. W D Baines and I S Turner, *J. Fluid Mech.* **34** (1969) 51-80.
7. B Boehrer, *J. Geophys Res.* **105** (2000) 23837-23845.
8. S Rodionov, *Global and regional climate interaction: The Caspian Sea experience*, Kulwer Academic Publisher. (1994) 241.
9. S S Baidin and A n Kosarev, *The Caspian Sea : hydrology and hydrochemistry*, Moscow Rusia: Navaka (in Russian). ( 1986).
10. UNESCO, -IHP-IOC-IAEA, 9-12 May 1995, Paris, France IOC workshop No **108** (1995).
11. A S Monin and R V Ozmidov, *Turbulence in the ocean*, D. Reidel Publishing Company, Dordecht, Holland (1985) 24-40.
12. A E Gill, *Atmosphere - ocean dynamics*. Academic press. INC (London) LTD. (1982) 328-331.
13. J S Turner, *Buoyancy effects in fluids*, London: Cambridge Univ. Press. (1973) 49-53.
14. A A Bidokhti and M Noroozi, 10th Asian Congress of fluid Mechanics. 17-21 May (2004), Peradeniya, Serilanka.
15. R E Britter and H Simpson, *J. Fluid Mech.* **120** (1981) 347-348.