



تفسیر تغییرات تراز آب دریای خزر با استفاده از داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات بستر

ستاره شاه کرمی^{۱*}، حسین رحیم‌پور بناب^۲، حمید علیزاده کتک لاهیجانی^۳، سوزان لروی^۴، مجید شاه حسینی^۵

۱ و ۲- دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، ایران ۳ و ۵- مرکز ملی اقیانوس شناسی، تهران، ایران

۴- مؤسسه علوم محیطی، دانشگاه بروئل، لندن، انگلستان

* پست الکترونیک: setareh.shahkarami@gmail.com

تاریخ پذیرش: ۸۸/۴/۱۶

تاریخ دریافت: ۸۷/۹/۲۳

چکیده

در این مطالعه به منظور بررسی‌های رسوب شناسی و تعیین تغییرات تراز آب دریای خزر با استفاده از تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات بستر، پنج مغزه رسوبی از بخش جنوب شرقی دریای خزر گرفته شد. این مغزه‌ها از نظر اندازه ذرات، محتوی کربن آلی، کربنات کلسیم، ترکیب کانی شناسی و میزان پذیرفتاری مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفتند. نتایج حاصل نشان از ارتباط نزدیک میان تغییرات اندازه ذرات و میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات در نتیجه تغییر در میزان ورودی مواد آواری ناشی از تغییرات سطح آب دریا در دوره‌های مختلف دارد، به طوری که افزایش میزان پذیرفتاری مغناطیسی و اندازه ذرات در رسوبات همزمان با بالا آمدن سطح آب دریا و کاهش میزان آنها همزمان با پائین آمدن سطح آب تفسیر شده است. اگرچه بر خلاف انتظار چنین ارتباطی مابین پذیرفتاری مغناطیسی و تغییرات میزان کربنات کلسیم و مواد آلی در رسوبات مشاهده نشد.

واژه‌های کلیدی: دریای خزر، رسوبات بستر، تغییرات تراز آب دریا، پذیرفتاری مغناطیسی.

مقدمه

دریای خزر پس از جدا شدن از آبهای آزاد چرخه‌های متعدد نوسان تراز آب را تجربه کرده است. این تغییرات به مراتب سریع تر از تغییرات سطح آب دریاها آزاد است (کرونبرگ و همکاران، ۲۰۰۰) و باعث تغییر عمق آب و شرایط رسوب گذاری پهنه‌های ساحلی شده به طوری که در توالیهای رسوبی به خوبی انعکاس می‌یابد. بنابراین با مطالعه نهشته‌های رسوبی دریای خزر و درک وقایع ثبت شده در

دریای خزر به عنوان بزرگترین حوضه آبی محصور در خشکی از زمان پلیوسن میانی (رینولدز و همکاران، ۱۹۹۶) به وسیله رشته کوههای قفقاز در غرب، البرز در جنوب، کپه‌داغ در جنوب شرق و صحرایی وسیع در بخشهای شمالی و شرقی احاطه شده است (وورویف، ۱۹۸۶؛ لاهیجانی، ۱۹۹۷).

مطالعه رابطه بین اندازه ذرات، محتوای کربن آلی و کربنات کلسیم با روند تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات و استفاده از نتایج آن در تفسیر تغییرات تراز آب دریای خزر است.

نوسانات تراز آب دریای خزر

تراز آب دریای خزر از زمان جدا شدن این حوضه از دریای سیاه در پلیوسن (حدود پنج میلیون سال پیش) نوسانهای متعددی را نشان داده است (واروشنکو و همکاران، ۱۹۸۷) چنان که تنها در کوتاه‌ترین تراز آب دریای خزر بین ۵۰+ متر در طول آخرین دوره یخبندان تا ۱۱۳- متر در طول هولوسن آغازین نوسان داشته است (واروشنکو و همکاران، ۱۹۸۷؛ کرونینرگ و همکاران، ۱۹۹۷). تغییرات تراز آب دریا در طول هولوسن به مراتب ناپایدارتر بوده و مکرراً بین ۱۸- تا ۳۲- متر جابه‌جا شده است (کارپیچف، ۱۹۸۹؛ رایچاگف، ۱۹۹۷). تراز آب دریای خزر بین سالهای ۱۹۷۷-۱۹۲۹ بیش از سه متر کاهش داشته و از این زمان تا سال ۱۹۹۵ نزدیک به سه متر بالا آمده و سپس مجدداً از سال ۱۹۹۵ روند کاهشی را شروع نموده است (شکل ۱).



آنها، اطلاعات بسیار مهمی در خصوص تغییرات محیطی و عمق در زمان هولوسن پایانی به دست می‌آید.

مطالعات پیشین صورت گرفته در مورد رسوبات دریای خزر، عمدتاً بر روی رسوبات مناطق عمیق دریا در بخشهای شمالی و میانی و همچنین بخشهای شرقی و غربی حوضه خزر جنوبی متمرکز بوده است (لیدف و همکاران، ۱۹۷۳؛ کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳؛ پار و همکاران، ۲۰۰۷). مطالعه رسوبات بخشهای جنوبی حوضه خزر جنوبی نیز به مطالعه رسوبات ساحلی محدود شده است (لاهیجانی، ۱۹۹۷؛ لاهیجانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ خوش‌روان، ۲۰۰۷). همچنین در اکثر مطالعات از نهشته‌های ساحلی برای بررسی نوسانات تراز آب دریا استفاده شده است (زنکوویچ، ۱۹۵۷؛ زنکوویچ، ۱۹۵۷؛ مامدف، ۱۹۹۷؛ وورویف، ۱۹۹۸؛ کازانسی و همکاران، ۲۰۰۴؛ لاهیجانی و همکاران، ۲۰۰۷). این در حالی است که نهشته‌های عمیق به دلیل دور بودن از خشکی کمتر تحت تأثیر این نواحی قرار گرفته و همچنین فعالیتهای انسانی اثرات کمتری بر آنها داشته است.

از این رو هدف اصلی این مطالعه، بررسی پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات بستر در بخش جنوب شرقی دریای خزر،

شکل ۱: منحنی تغییرات تراز آب دریای خزر در طی اندازه‌گیریهای دستگاهی (فرولف، ۲۰۰۳).

(۳۴۰ میلیمتر) رسیده است. بر این اساس یک سال بالا آمدن تراز آب دریای خزر معادل یک قرن بالا آمدن سطح آب اقیانوسهاست (کرونینرگ و همکاران، ۲۰۰۰).

متوسط میزان افزایش تراز آب دریای خزر در طول مرحله پیش‌روی بین سالهای ۱۹۹۵-۱۹۷۷ در حدود ۱۵۰ mm/yr بوده است. این میزان در سال ۱۹۹۱ به بالاترین حد خود

تغییرات تراز آب دریای خزر هستند (لاهیجانی، ۱۳۸۳). از میان عوامل یاد شده تغییر در میزان ورودی آب رودخانه‌ها یکی از مهمترین عوامل مؤثر بر نوسانات تراز آب دریای خزر به شمار می‌آید (لروی و همکاران، ۲۰۰۷). در حال حاضر رودخانه ولگا، با سهمی در حدود ۸۰٪، مهمترین عامل کنترل کننده تغییرات تراز آب دریای خزر محسوب می‌شود (کرونبرگ و همکاران، ۲۰۰۰). به طور کلی میانگین آب‌دهی ولگا در دوره‌های مختلف متفاوت است و مجموع آب‌دهی رودخانه‌ها نیز دارای نوسان زیادی است (جدول ۱). از سال ۱۸۸۰ میلادی، میانگین آب‌دهی رودخانه‌های ورودی به دریای خزر ۲۹۰ کیلومتر مکعب و بیشترین و کمترین آب‌دهی به ترتیب ۴۳۶ (سال ۱۹۹۲) و ۱۸۱ کیلومتر مکعب (سال ۱۹۷۵) بوده است (لاهیجانی، ۱۳۸۳).

فرآیندهای زمین‌شناسی و آب و هوایی از جمله عوامل مؤثر در تغییرات سطح آب دریای خزر به حساب می‌آیند. در این میان حرکتهای تکتونیک و فرآیندهای رسوب گذاری که به تغییرات حجم حوضه منجر می‌گردند، از اهمیتی خاص برخوردارند (رایچاگف، ۱۹۹۷). تأثیر تغییرات آب و هوایی بر نوسانات تراز آب به ویژه در زمان هولوسن، در مطالعه رسوبات عمیق دریای خزر به اثبات رسیده است (رایچاگف، ۱۹۹۷). مقایسه خصوصیات سریهای پیش روی و پس روی به وضوح مبین ته‌نشست این رسوبات در شرایط متفاوت محیطی و دوره‌های متوالی سردشدگی - گرم‌شدگی و دوره‌های مرطوب - خشک است (رایچاگف، ۱۹۹۷). همچنین عوامل مؤثر در تغییرات حجم آب حوضه شامل ورود آبهای رودخانه‌ای و زیرزمینی به دریا، بارندگی، تبخیر و خروج آب به خلیج قره‌بغاز از دیگر عوامل مؤثر در

جدول ۱: مؤلفه‌های بیلان آب دریای خزر در دوره ۱۹۹۲-۱۹۰۰ (لاهیجانی، ۱۳۸۳)

دوره	مجموع دبی رودخانه‌ها Km ³ /y	بارش بر روی دریا Km ³ /y	تبخیر از سطح دریا Km ³ /y	دبی آب زیرزمینی به دریا Km ³ /y	حجم آب ورودی به قره‌بغاز Km ³ /y	بیلان حجم آب Km ³ /y	تغییر تراز آب	تراز آب دریا در پایان دوره m	میانگین دبی ولگا به دریای خزر Km ³ /y
۱۹۰۰-۲۹	۳۳۲/۴	۶۹/۸	۳۸۹/۴	۵/۵	۲۱/۸	-۳/۵	-۱/۰	-۲۶/۱	۲۵۰/۶
۱۹۳۰-۴۱	۲۶۸/۶	۷۲/۹	۳۹۴/۸	۵/۵	۱۲/۴	-۶۰/۲	-۱۵/۴	-۲۷/۹	۲۰۰/۵
۱۹۴۲-۶۹	۲۸/۵	۷۴/۱	۳۵۶/۴	۴/۰	۱۰/۶	-۳/۴	-۰/۹	-۲۸/۵	۲۴۱/۲
۱۹۷۰-۷۷	۲۴۰/۵	۸۷/۶	۳۷۴/۹	۴/۰	۷/۱	-۴۹/۹	-۱۳/۸	-۲۹/۱	۲۰۷/۶
۱۹۷۸-۹۲	۳۰۸/۶	۸۴/۸	۳۴۸	۴/۵	۲/۴	۴۷	۱۲/۸	-۲۷/۱	۲۶۳/۴

باقیمانده (Remanent Magnetism) است و به طور کلی شاخص تمرکز آهن، کانیهای فرومغناطیس و یا کانیهای رسی در رسوبات به شمار می‌رود و به سهولت و سرعت در نمونه‌های کوچک، خرده سنگهای نامنظم و مواد بسیار ترد و شکننده که نمونه‌گیری از آنها به منظور RM بسیار مشکل می‌باشد، قابل اندازه‌گیری است (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b).

پذیرفتاری مغناطیسی (Magnetic Susceptibility)
تمام کانیها مستعد این هستند که در حضور میدان مغناطیسی، مغناطیزه شوند (magnetize) و پذیرفتاری مغناطیسی شاخص شدت این مغناطیس ناپایدار در آنهاست (وستبروک، ۲۰۰۵؛ الوود و همکاران، ۲۰۰۶a و ۲۰۰۶b). پذیرفتاری مغناطیسی عاملی کاملاً متفاوت از مغناطیس

مزیت دیگر این روش، اندازه گیری سریع و آسان نمونه‌های کوچک و فاقد جهت یافتگی به وسیله ابزارهای موجود همچون سیستم سیم پیچ القایی متوازن (Bridge Susceptibility) است.

اکثر این ابزارها میدان مغناطیسی متناوبی از ۵۰۰ تا ۵ هزار هرتز تولید می‌کنند. از آن جایی که حساسیت دستگاه در بسامدهای بالا بهتر است، اغلب ابزارهای موجود در بسامد حدود ۵ هزار هرتز عمل می‌کنند.

در یک میدان مغناطیسی ضعیف، پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات تا حد زیادی تابعی از تمرکز و ترکیب (کانی شناسی و شکل دانه‌ها) مواد مغناطیس پذیر در یک نمونه است. همچنین پذیرفتاری مغناطیسی به نسبت توزیع کانیها و شکل ذرات دارای مقداری ناهمسان گردی است. اندازه گیریهای اولیه پذیرفتاری مغناطیسی معمولاً بدون در نظر گرفتن ناهمسان گردی نمونه‌ها انجام می‌گیرد. در بیشتر نمونه‌ها خطاهای حاصل از در نظر نگرفتن ناهمسان گردی در اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی بسیار کم است، به ویژه آن که تأثیر ناهمسانگردی در نتیجه خرد شدن نمونه قبل از اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی کاهش می‌یابد.

قابلیت مغناطیزه شدن تنها مختص کانیهای فرومغناطیس و آنتی فرومغناطیس نظیر کانیهای اکسیدی، سولفیدی و سولفات آهن شامل مگنتیت، پیریت و گریگیت نیست و اجزای مغناطیسی ضعیفتر را نیز شامل می‌گردد. کانیهای رسی و به طور ویژه کلریت، اسمکتیت و ایلیت، سیلیکاتهای آهن - منیزیم نظیر بیوتیت، پیروکسن و آمفیبول، سولفیدهای آهن از جمله پیریت و مارکازیت و همچنین کربناتهای آهن همچون سیدریت و آنکریت می‌توانند در تغییر مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات مؤثر باشند. علاوه بر این حضور کانیهای دیامغناطیس نظیر کلسیت، کوارتز و

همچنین ترکیبات آلی که به طور معمول دارای مقادیر بسیار ضعیف و منفی پذیرفتاری مغناطیسی هستند می‌تواند عاملی در جهت کاهش این پارامتر در رسوبات باشد (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b). این ترکیبات زمانی که در میدان مغناطیسی القایی قرار می‌گیرند پذیرفتاری مغناطیسی منفی بسیار ضعیفی پیدا می‌کنند و این پذیرفتاری مغناطیسی کسب شده در آنها بر خلاف میدان مغناطیسی اعمال شده عمل می‌کنند. از این رو وجود این کانیها در رسوبات باعث کاهش پذیرفتاری مغناطیسی می‌گردد. اگرچه به علت مقادیر کم پذیرفتاری مغناطیسی در این کانیها، سهم آنها به نسبت کانیهای فرومغناطیس و پارامغناطیس بسیار ناچیز است (فیو و همکاران، ۲۰۰۷)

پذیرفتاری مغناطیسی تحت یک میدان ضعیف که در اکثر مطالعات نیز مورد استفاده قرار گرفته به صورت نسبت گشتاور القایی (M_i یا J_i) به نیروی به کار برده شده که یک میدان مغناطیسی بسیار ضعیف (H_j) است، تعریف شده است:

$$J_i = \chi_i H_j \text{ (density-specific)}$$

$$M_i = \kappa_i H_j \text{ (volum-specific)}$$

در معادلات فوق i و j عناصر یک بردار میدان مغناطیسی هستند و χ_{ij} و κ_{ij} میزان پذیرفتاری مغناطیسی را نشان می‌دهند. در این معادلات (در واحد SI) زمانی که میزان پذیرفتاری مغناطیسی برابر κ باشد نشان دهنده این است که اندازه گیری نسبت به حجم یک مترمکعب (m^3) صورت گرفته است و لذا پذیرفتاری مغناطیسی بدون واحد است. زمانی که مقدار پذیرفتاری مغناطیسی χ ، گرفته شود نشان می‌دهد که اندازه گیری نسبت به جرم یک کیلوگرم انجام گرفته و واحد آن m^3/kg است (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b و ۲۰۰۸).

پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات دریایی حاصل تقابل اجزای آواری و بیوژنیک است. از آن جا که اجزای

سبب انتقال رسوبات آواری بیشتری به محیط‌های دریایی می‌شود افزایش می‌یابد، اما برخی مطالعات چینه‌نگاری سکansı ثابت کرده‌اند که زمانی که گستره سیستم پیش‌رونده در انتهای بالا آمدن به حداکثر طغیان آب دریا (MFS) رسیده است، ورودی بسیار زیاد مواد آواری به داخل محیط دریایی روی داده و پیوستگی قابل ملاحظه‌ای بین میزان پذیرفتاری مغناطیسی و MFS دیده می‌شود (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b). مثال بارز این موضوع تغییرات واضح و سریع در میزان پذیرفتاری مغناطیسی، از مقادیر بسیار کم در پرمین تا مقادیر بسیار زیاد در هنگام پیش‌روی دریا در تریاس است (هانسن و همکاران، ۲۰۰۰) که به عنوان نتیجه ورودی چشم‌گیر ذرات آواری به درون حوضه قلمداد شده و باعث انقراض انبوهی از موجودات دریایی در این زمان شده است (توآ و همکاران، ۲۰۰۴). بنابراین چرخه‌های پیش‌روی و پس‌روی (T-S cycles) نقشی مهم در ایجاد دوره‌های تغییر در میزان پذیرفتاری مغناطیسی ایفا می‌کنند (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b).

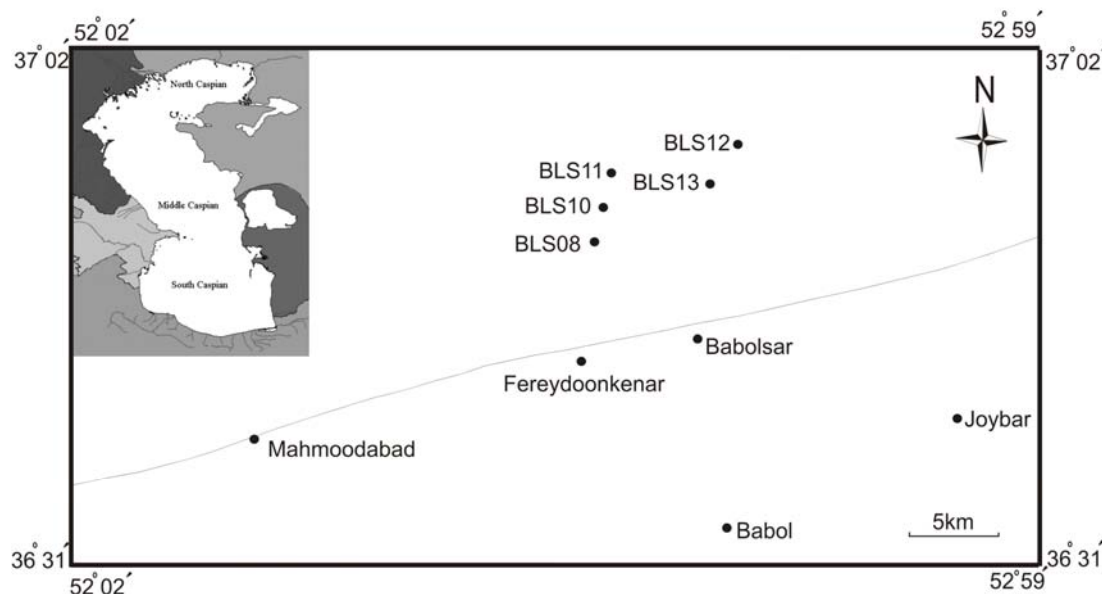
موقعیت منطقه مورد مطالعه

دریای خزر به عنوان بزرگترین حوضه آبی داخل خشکی در مرز قاره آسیا و اروپا در میان طول جغرافیایی $13^{\circ} 47'$ و $34^{\circ} 36'$ شرقی و عرض جغرافیایی $38^{\circ} 46'$ و $44^{\circ} 54'$ شمالی واقع شده است (شکل ۲). طول این دریاچه شمالی - جنوبی در حدود ۱۲۰۰ کیلومتر است. بیشترین عرض این دریاچه ۴۶۶ کیلومتر است که در شبه جزیره آبشوران به کمترین حد خود (۲۰۴ کیلومتر) می‌رسد. مساحت سطح این دریا در حدود ۳۸۰۰۰۰ کیلومتر مربع و حجم آن ۷۸۰۰۰ کیلومتر مکعب است. ماکزیمم عمق دریا در جنوب و حدود ۱۰۲۴ متر و میانگین عمق آن ۱۸۴ متر است (نیکولیوا، ۱۹۷۱).

بیوژنیک دیامغناطیس بوده و دارای مقادیر منفی و ضعیف پذیرفتاری مغناطیسی هستند، اجزای آواری کنترل کننده اصلی میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات در نظر گرفته می‌شوند. بدین سبب معمولاً فرآیندهایی که کنترل کننده ورود ذرات آواری به محیط دریایی هستند، عامل تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات محسوب می‌شوند.

تقریباً در تمامی مطالعات صورت گرفته نتایج پذیرفتاری مغناطیسی نشان دهنده مراحل مختلف چرخه‌ها در طبیعت می‌باشند (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b). برخی از این چرخه‌ها بلند مدت بوده و ناشی از تغییرات جهانی تراز آب دریا در نظر گرفته می‌شوند. سایر چرخه‌ها به نسبت کوتاه مدت ترند و حاصل فرآیندهای آب و هوایی تفسیر می‌شوند (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b). علاوه بر این، انحرافات و جابه‌جایی ناگهانی در شدت پذیرفتاری مغناطیسی که در برخی از توالیهای رسوبی مشاهده می‌شود احتمالاً نتیجه ناپیوستگیهای رسوبی هستند. اگرچه آزمایشهای بسیاری این نظر را تأیید کرده‌اند (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b)، باید توجه داشت که تمامی تغییرات ناگهانی در میزان پذیرفتاری مغناطیسی بدین صورت قابل توجیه نیستند. علاوه بر موارد ذکر شده، وقایع غیرعادی و منحصر به فردی نظیر برخورد شهاب سنگها و فورانهای آتشفشانی نیز می‌توانند به صورت محلی، ناحیه‌ای و یا جهانی سبب ایجاد تغییرات شدید در پذیرفتاری مغناطیسی گردند (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b).

قاعده کلی بر آن است که پذیرفتاری مغناطیسی در طول چرخه‌های پیش‌روی به ویژه در توالیهای دریایی دوردست، به علت محبوس شدن رسوبات آواری در نزدیکی ساحل، کاهش می‌یابد. از سوی دیگر این میزان در طول چرخه‌های پس‌روی و زمانی که سطح اساس به دلیل افت سطح آب دریا پایین می‌آید، به دلیل افزایش در میزان فرسایش که



شکل ۲: موقعیت منطقه مورد مطالعه و محل برداشت مغزدها

بیشترین میزان اکسیژن محلول در نواحی کم عمق ساحلی و نواحی دلتایی دیده می‌شود. به علت جریان آب سرد از خزر شمالی در طول ساحل غربی و جریان آب گرم در طول ساحل شرقی، همیشه میزان اکسیژن محلول در سواحل غربی بیشتر از مقدار آن در سواحل شرقی است. در مناطق عمیق دریای خزر در همه فصول با افزایش عمق، مقدار اکسیژن محلول کاهش می‌یابد. در عین حال حتی در مناطق عمیق دریای خزر به علت اختلاط ناشی از همرفت، ممکن است به طور نسبی مقدار اکسیژن بالا باشد (لاهیجانی، ۱۳۸۳).

بررسی بیلان مواد آلی خزر بیانگر راسب شدن چهار میلیون تن ماده آلی بر روی بستر دریای خزر است (لاهیجانی، ۱۳۸۵). براساس چگونگی فرآیندهای فیزیکوشیمیایی در مناطق مختلف این دریا، میزان ماده آلی از مقادیر ناچیز تا حداکثر به ۴٪ می‌رسد (کالدوف و لیستینا، ۱۹۸۹).

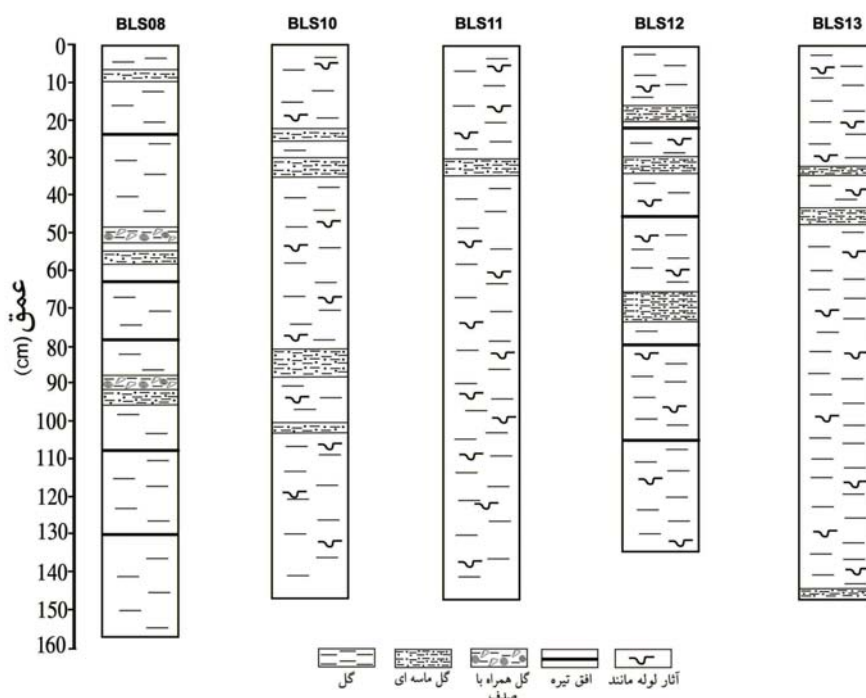
دریای خزر را می‌توان بر اساس تاریخچه زمین شناسی و ریخت شناسی بستر به سه زیر حوضه تقسیم کرد (لاهیجانی و همکاران، ۲۰۰۷). بخش شمالی دارای مساحتی معادل ۹۱۹۴۲ کیلومتر مربع بوده (چیچرینا و همکاران، ۲۰۰۴) و عمق کمی دارد، به طوری که حداکثر عمق در این بخش از دریا ۲۵ متر است (لاهیجانی و همکاران، ۲۰۰۷). بخش میانی خزر مساحتی در حدود ۱۳۷۸۱۲ کیلومتر مربع را شامل می‌شود (چیچرینا و همکاران، ۲۰۰۴). عمق میانگین در این قسمت ۱۹۰ متر است و بیشترین عمق ۷۸۰ متر برآورد شده است. بخش جنوبی خزر، با دارا بودن حداکثر عمق ۱۰۲۵ متر و مساحت ۱۴۸۶۴۰ کیلومتر مربع توسط برجستگی آبشوران از قسمت میانی جدا می‌شود (چیچرینا و همکاران، ۲۰۰۴).

میزان اکسیژن محلول در آب دریای خزر متأثر از دمای آب، ورود آب رودخانه‌ای، فتوسنتز و تراز آب دریاست. از این رو مقدار اکسیژن در فصول مختلف و در نواحی گوناگون دریا متفاوت است. در خزر میانی و جنوبی

روش مطالعه

خود وارد رسوبات بستر می‌شود. پس از انتقال به آزمایشگاه، آزمایشهای اولیه رسوب شناسی شامل سنجش میزان کربنات کلسیم، میزان ماده آلی و آنالیز اندازه ذرات با فواصل ۱۰ سانتی متری انجام گردید. در کلیه مراحل نمونه برداری و آزمایشات اولیه رسوب شناسی از تجهیزات مرکز ملی اقیانوس شناسی استفاده شده است.

رسوبات بستر دریای خزر در کرانه‌های شمالی ایران در طول سالهای ۲۰۰۸-۲۰۰۷ مورد مطالعه قرار گرفت. بدین منظور پنج مغزه به طول متوسط ۱/۵ متر از رسوبات بستر و از اعماق ۱۰۰ تا ۴۰۰ متری سطح آب دریا گرفته شد (شکل ۳ و جدول ۲). برای نمونه برداری از رسوبات، از دستگاه مغزه گیری ثقلی (Gravity Corer) استفاده گردید. این دستگاه به روش سقوط آزاد در آب رها شده و در اثر وزن



شکل ۳: مشخصات مغزه‌های مورد مطالعه

جدول ۲: موقعیت جغرافیایی، طول، عمق و فاصله افقی مغزه‌ها از ساحل

شماره ایستگاه	عمق (m)	طول مغزه (cm)	فاصله افقی از ساحل (km)	موقعیت جغرافیایی
BLS08	۱۰۰	۱۵۷	۸/۹۱	N 36° 46' 59.4" E 52° 32' 51.6"
BLS10	۲۵۰	۱۴۷	۱۲/۲۴	N 36° 48' 25.0" E 52° 33' 02.8"
BLS11	۴۰۰	۱۴۷	۱۵/۷	N36° 50' 03.0" E 52° 33' 30.3"
BLS12	۲۰۰	۱۳۴	۱۲/۲۸	N 36° 49' 30.7" E 52° 39' 33.5"
BLS13	۲۰۰	۱۴۷	۱۵/۲۸	N 36° 51' 21.3" E 52° 41' 14.0"

طول مغزه (۴۱/۷۱) تقسیم شده است. بدین صورت داده‌ها در بازه ۰ تا ۱ قرار گرفته‌اند (کریک و همکاران، ۲۰۰۱).

نتیجه گیری

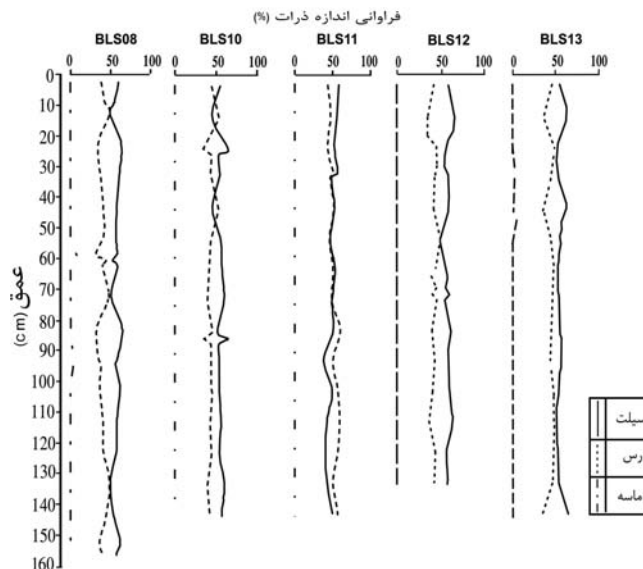
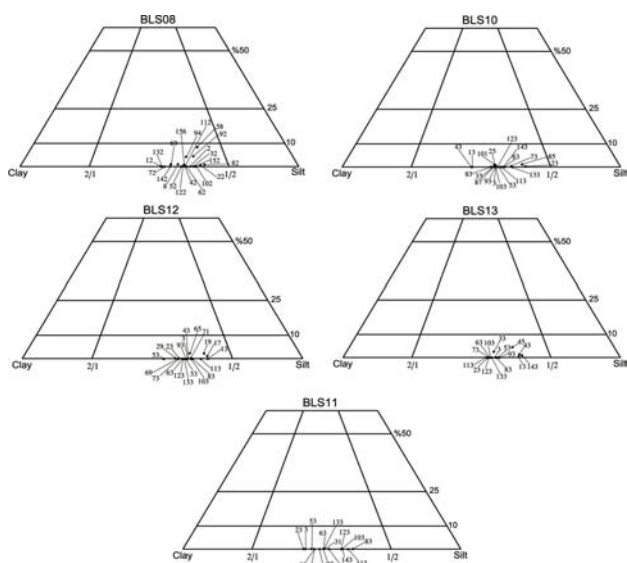
توالیهای مورد مطالعه از رسوبات گلی با جورشدگی بد تشکیل شده‌اند (اشکال ۴ و ۵) که در بعضی افقها حاوی درصد بسیار ناچیزی ماسه‌اند (شکل ۳). رسوبات مغزه BLS08 از ۵۸/۱۸٪ سیلت، ۴۰/۸۲٪ رس و ۱٪ ماسه تشکیل شده است (شکل ۴). در این مغزه که در فاصله نسبتاً کمتری نسبت به ساحل واقع شده است، افقهای حاوی صدف نرم تنان (دوکفه‌ایها و شکم‌پایان) به چشم می‌خورد (شکل ۶).

ذرات در اندازه سیلت ۵۵/۶۲۵٪ و ذرات در اندازه رس و ماسه به ترتیب ۴۴/۱٪ و ۰/۲۷۵٪ کل رسوبات مغزه BLS10 را تشکیل می‌دهند (شکل ۴). درصد ذرات در اندازه سیلت در رسوبات مغزه BLS11 به طور متوسط در حدود ۵۱/۵۹۵٪، در اندازه رس در حدود ۴۸/۳۹۵٪ و در اندازه ماسه ریز در حدود ۰/۰۱٪ است (شکل ۴).

فراوانی ذرات در اندازه سیلت در رسوبات مغزه BLS12 به طور متوسط در حدود ۵۸/۵۶٪، در اندازه رس در حدود ۴۱/۱٪ و در اندازه ماسه ریز در حدود ۰/۳۴٪ و در مغزه BLS13 به ترتیب ۵۵/۸۵٪، ۴۳/۵۵٪ و ۰/۶٪ برآورد شده است (شکل ۴). در ۴ مغزه عمیق BLS12، BLS11، BLS10 و BLS13 آثار لوله ماندی به چشم می‌خورد که متعلق به جنس نرئیس (Nereis) از خانواده پلی کت (Nereidae) و از زیرده کرمهای پرتار سرگردان (Errantia) از رده کرمهای پرتار (polychaeta) است (بیرشتین و همکاران، ۱۹۶۸). فراوانی این آثار با افزایش عمق آب افزایش می‌یابد (پار و همکاران، ۲۰۰۷) (شکل ۳).

جداسازی ذرات در اندازه ماسه به وسیله الک استاندارد ASTM در محدوده ۴ فی (۶۳ میکرون) صورت گرفته است. دانه بندی ذرات کوچکتر از ۶۳ میکرون (سیلت و رس) نیز توسط دستگاه Laser Particle Sizer مدل Analysette 22 ساخت کمپانی Fritsch انجام شده است. برای نام گذاری رسوبات از نمودار مثلثی فولک (۱۹۸۰) استفاده شده است. اندازه گیری میزان ماده آلی در نمونه‌های دریایی به روش نیمه کمی (Semi quantitative) سوزاندن به توسط آب اکسیژنه (Hydrogen proxide digestion) انجام شده است (شوماخر، ۲۰۰۲). اندازه گیری کربنات کلسیم نیز به روش کلسی متری به روش حجمی - کلسی متر بارنارد صورت گرفته است (لوئیس و مک کونچی، ۱۹۹۴). برای شناسایی کانیهای موجود در رسوبات از پراش اشعه ایکس (XRD) استفاده شد. برای این منظور ذرات کوچکتر از ۱۶ میکرون برای تعیین ترکیب رس (Clay Composition) و ذرات بزرگتر برای تعیین ترکیب کلی (Bulk Composition) انتخاب شدند. آزمایشهای پراش اشعه ایکس در انستیتوی کان پژوه (تهران) انجام گردید.

به منظور آنالیز رسوبات از نظر پذیرفتاری مغناطیسی، نیمه دست نخورده مغزه BLS10 که به صورت مرطوب بسته بندی شده بود به دانشگاه برونل (Brunel) لندن ارسال شد. آزمایش بر روی رسوبات با فواصل ۲ سانتی متری انجام شده است. اندازه گیریهای انجام شده در این جا نسبت به حجم یک متر مکعب صورت گرفته است و بنابراین پذیرفتاری مغناطیسی به دست آمده بدون واحد است. به منظور سهولت در تفسیر این تغییرات، منحنی به صورت نرمال ارائه شده است. برای نرمال کردن این منحنی هر یک از داده‌های پذیرفتاری مغناطیسی به مقدار بیشینه پذیرفتاری مغناطیسی در



شکل ۵: نمودار مثلثی فولک (۱۹۸۰) که موقعیت رسوبات ۵ مغزه مورد مطالعه را نشان می‌دهد (اعداد شماره نمونه است).

شکل ۴: درصد اندازه ذرات در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه



شکل ۶: صدف دو کفه‌ایها. a- زیرگونه *Hypanis plicata plicata*, b- زیرگونه *Hypanis Caspia filatovae logve. et Star*, صدف شکم‌پایان، c- گونه *Pyrgohydrobia Convexa*, d- گونه *Pyrgohydrobia gemmata* (بیرشتین و همکاران، ۱۳۷۹).

جدول ۳: نتایج حاصل از آنالیز XRD

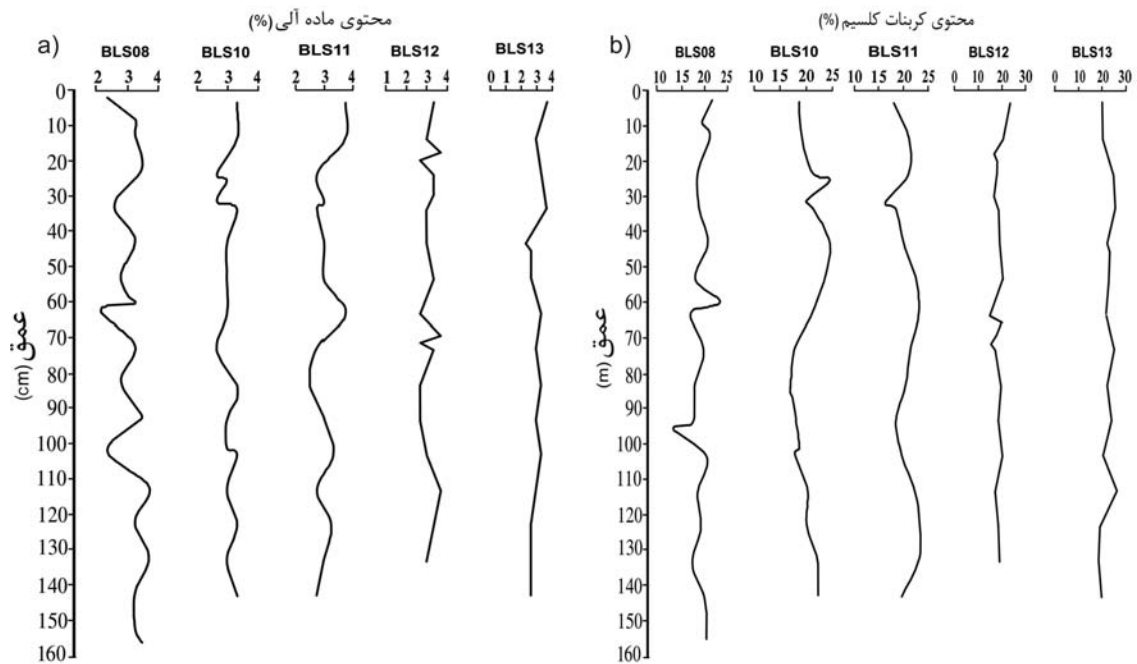
شماره نمونه	مجموعه کانیها
BLS08-12	کلینوکلر، ایلیت، کائولینیت، اسمکتیت، کوارتز، کلسیت، دولومیت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، هماتیت
BLS10-13	کلینوکلر، ایلیت، کائولینیت، اسمکتیت، کوارتز، کلسیت، دولومیت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول
BLS10-123	کلینوکلر، ایلیت، کائولینیت، اسمکتیت، کوارتز، کلسیت، دولومیت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، هماتیت
BLS11-13	کلینوکلر، ایلیت، کائولینیت، اسمکتیت، کوارتز، کلسیت، دولومیت، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، هماتیت، ژپس

جدول ۴: متوسط اندازه ذرات، محتوی ماده آلی، ضریب جورشدگی و میزان اکسیژن محلول در اعماق مختلف

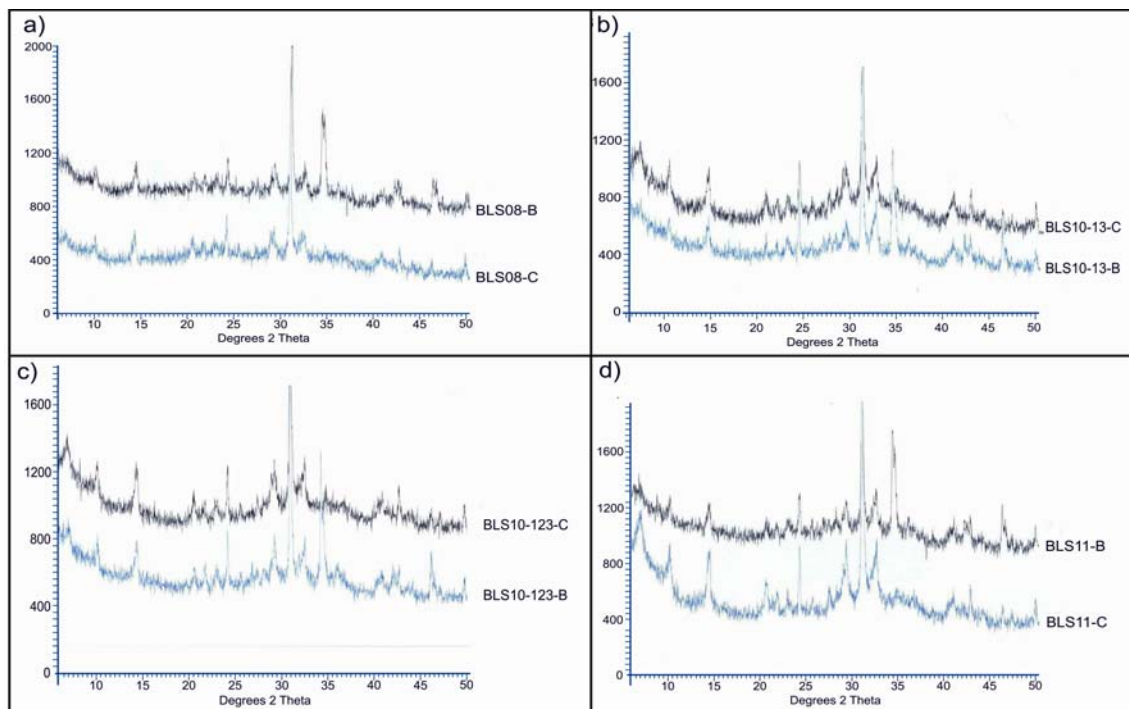
عمق (m)	شماره ایستگاه	متوسط اندازه ذرات (mm)	ضریب جورشدگی (D)	درصد ماده آلی (±۰/۰۵)	میزان اکسیژن محلول در آب (mgr/lit)
۱۰۰	BLS08	۰/۰۱۰	۱/۷	۲/۷۷	۷۵
۲۰۰	BLS12	۰/۰۰۸۲	۱/۶	۲/۱	۵۰
۲۰۰	BLS13	۰/۰۰۵۵	۱/۴	۳/۰۲	۵۰
۲۵۰	BLS10	۰/۰۰۸۲	۱/۵۹	۳/۰۹	-
۴۰۰	BLS11	۰/۰۰۷۹	۱/۵۷	۳/۰۶	۲۵

حدود ۱۸/۱۲٪ تعیین شده است. حداکثر میزان ماده آلی در رسوبات مغزه BLS13، ۳/۶۷٪ به دست آمده است. این مقدار در طول مغزه بین ۲/۳٪ تا ۳/۶٪ متغیر است (شکل ۷-a). متوسط محتوای کربنات کلسیم در این رسوبات ۲۲٪ است که در طول مغزه بین ۲۳/۸٪ تا ۱۸/۴٪ در تغییر است (شکل ۷-b). از آن جا که حوضه خزر جنوبی غالباً در حال فرونشینی است و عمدتاً از رسوبات آبهای عمیق تشکیل شده است، تنوع و میزان بالای کانیهای رسی از ویژگیهای بارز رسوبات آن به شمار می رود (موسوی روح بخش، ۱۳۸۰). مجموعه کانیهای رسی موجود در نمونه های مورد مطالعه شامل کائولینیت، ایلیت، کلینوکلر، اسمکتیت و کانیهای رسی مختلط است که به همراه کوارتز، آلکالی فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، هماتیت و ژپس در رسوبات اعماق مختلف یافت می شوند (جدول ۳ و شکل ۸). حضور هماتیت و ژپس در نمونه های آبهای عمیق احتمالاً خطای آزمایش و یا در نتیجه فعل و انفعالات شیمیایی و تبدیل ترکیبات احیایی آهن به هماتیت در نتیجه قرارگیری در شرایط اکسیدی و از دست دادن آب پس از انتقال رسوبات به آزمایشگاه بوده است.

متوسط میزان ماده آلی و کربنات کلسیم در رسوبات مغزه BLS08 به ترتیب ۲٪ و ۱۹/۸٪ است. محتوی ماده آلی رسوبات مغزه BLS10 بین ۲/۶٪ تا ۳/۳٪ در طول مغزه در تغییر است (شکل ۷-a) و متوسط میزان آن در رسوبات ۳/۰۹٪ است. این رسوبات همچنین به طور متوسط حاوی ۲۰/۵٪ کربنات کلسیم هستند. این مقدار از رأس تا قاعده مغزه بین ۱۶/۷٪ تا ۲۴/۴٪ در تغییر است (شکل ۷-b). میزان ماده آلی موجود در رسوبات مغزه BLS11 بین ۲/۵٪ تا ۳/۷٪ تغییر می کند. ماده آلی موجود در توالی رسوبی دارای ۳ پیک ۳/۷٪ و یک پیک حداقل ۲/۵٪ است (شکل ۷-a). درصد کربنات کلسیم موجود در رسوبات این مغزه عمیق از حداقل ۱۸٪ تا حداکثر ۲۳/۳۸٪ در تغییر است (شکل ۷-b) و متوسط کربنات کلسیم آن ۲۰٪ است. میزان ماده آلی موجود در رسوبات مغزه BLS12 بین ۱/۶۷٪ تا ۲/۶٪ متغیر است. ماده آلی موجود در توالی رسوبی دارای سه پیک حداکثر ۲/۶٪ و پنج پیک حداقل ۰/۶۷٪ است (شکل ۷-a). درصد کربنات کلسیم موجود در رسوبات از حداقل ۱۴/۴۲٪ تا حداکثر ۲۲/۸۵٪ در تغییر است (شکل ۷-b). متوسط کربنات کلسیم در این توالی رسوبی در



شکل ۷: محتوی ماده آلی (a) کربنات کلسیم (b) در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه



شکل ۸: نتایج حاصل از آنالیز پراش اشعه ایکس. A- مغزه BLS08، b، c- مغزه BLS10، d- مغزه BLS11

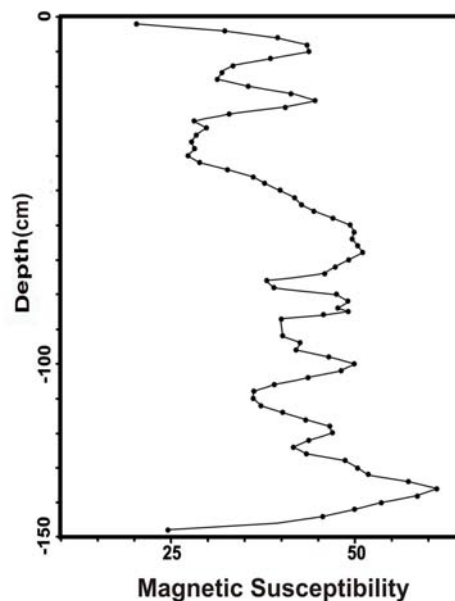
محدوده گل قرار می گیرند. اندازه این رسوبات به طور معمول از خط ساحلی به سمت نواحی عمیق تر به دلیل اُفت انرژی و کاسته شدن از قدرت حمل جریان، کاهش می یابد. این روند در همه ایستگاهها دیده می شود اگرچه در بخش شرقی، تغییر رخساره به دلیل تفاوت شیب بستر (شکل ۱۰) با سرعت متفاوتی صورت می گیرد. از این رو اندازه رسوبات دو مغزه BLS12 و BLS13 برخلاف قرارگیری در عمق یکسان، تفاوت قابل ملاحظه ای نشان می دهد (جدول ۴). البته پدیده هایی چون گل فشانها، توریدایت، رسوب گذاری سریع در دهانه رودخانه ها و شکست موج در سواحل بسیار کم شیب دریای خزر نیز می توانند روند معمول دانه بندی را تغییر دهند (کالدوف و لیسیتسینا، ۱۹۸۹).

از سوی دیگر افقهای حاوی دو کفه ایها و شکم پایان در رسوبات مغزه کم عمق تر، احتمالاً مربوط به دوره های افت تراز آب دریاست که ناحیه گسترش دو کفه ایها و شکم پایان را به طرف داخل دریا جابه جا کرده است (لاهیجانی، ۱۳۸۵).

میزان ماده آلی موجود در رسوبات حداکثر به ۳/۶٪ می رسد که این میزان ماده آلی در رسوبات مشخصه محیط رسوب گذاری با رسوبات ریز دانه است (پیرسون و روزنبرگ، ۱۹۷۸).

توزیع ماده آلی در رسوبات تطابق قابل ملاحظه ای با اندازه ذرات، ضریب جورشدگی رسوبات و میزان اکسیژن محلول در آب نشان می دهد و حاکی از اندکی افزایش در رسوبات دانه ریز تر و اعماق بیشتر می باشد (جدول ۴). افزایش مقدار ماده آلی با کاهش اندازه ذرات ناشی از قابلیت بالای ذرات دانه ریز در حفظ ماده آلی است (بیکر، ۱۹۹۱).

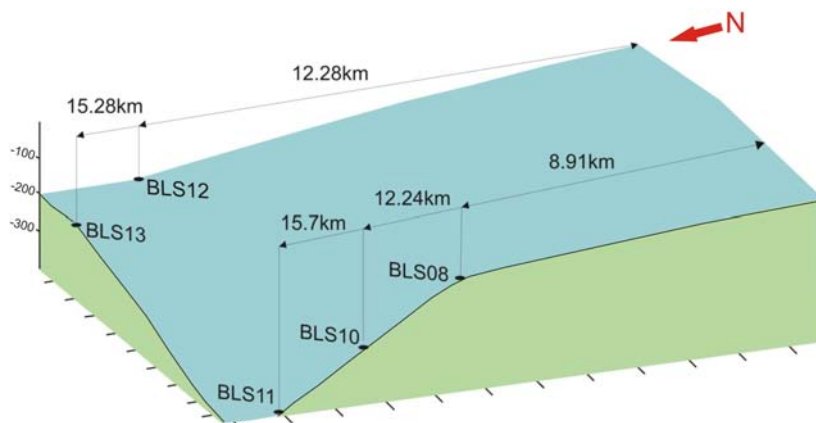
متوسط میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات مغزه BLS10 در حدود ۴۱ است. اگرچه در طول مغزه ناهنجاریهایی دیده می شود، به طوری که میزان این مؤلفه در برخی بازه ها به شدت کاهش یا افزایش می یابد. در بخش انتهایی مغزه و در بازه ۱۳۴-۱۳۸ سانتی متری، متوسط میزان آن به ۵۸/۹ می رسد که در مقایسه با سایر بخشها افزایش قابل توجهی نشان می دهد. از سوی دیگر در بخشهای کم عمق تر این پارامتر به شدت کاهش یافته و متوسط آن در بازه ۳۰-۴۲ سانتی متری به ۲۲ می رسد. در طول مغزه ۷ پیک افزایش و ۶ پیک کاهش به چشم می خورد (شکل ۹). به طور کلی میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات مغزه BLS10 از بالا به پایین افزایش می یابد.



شکل ۹: تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی در طول مغزه BLS10

بحث

بر اساس نتایج به دست آمده، نهشته های بستر در بخش جنوب شرقی گودال خزر جنوبی از نظر دانه بندی در



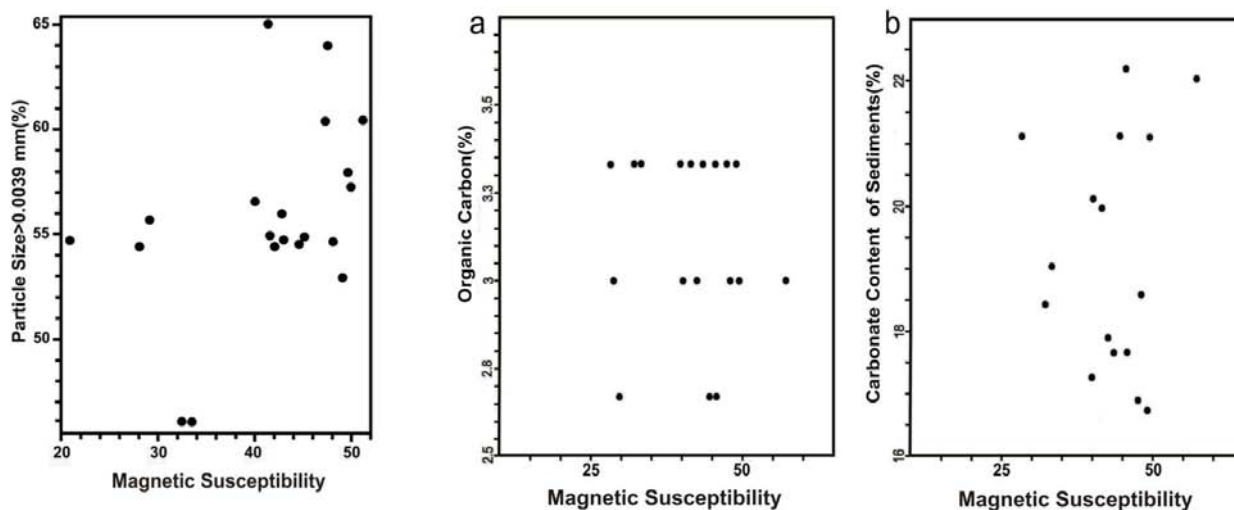
شکل ۱۰: توپوگرافی بستر دریای خزر در منطقه مورد مطالعه

کلوئیدی از شمال و غرب به دریای خزر میزان آن در رسوبات به هیچ وجه رابطه‌ای با عمق ندارد (رسولی، ۱۳۴۷). با وجود آن که عموماً افزایش میزان کربنات کلسیم و ترکیبات آلی در رسوبات عاملی در جهت کاهش مقدار پذیرفتاری مغناطیسی به شمار می‌آید (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b)، نتایج به دست آمده، همان گونه که در شکل (۱۱) مشاهده می‌شود، حاکی از نبود ارتباط مشخص بین تغییرات میزان کربنات کلسیم و ماده آلی با تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در توالی مورد مطالعه است. به عبارت دیگر مقدار کربنات کلسیم و ماده آلی عامل تعیین کننده‌ای برای تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات این بخش از دریا به حساب نمی‌آید. این در حالی است که تغییر اندازه ذرات در ارتباط نزدیک با تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات است، به طوری که بیشترین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی تا حدودی منطبق بر لایه‌های رسوبی حاوی مقادیر بالای سیلت و ماسه ریز است و رسوبات دانه ریزتر و با درصد بالای رس مسؤوول مقادیر پایین پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات می‌باشند (شکل ۱۲).

علاوه بر این، عامل مؤثر دیگر در غنی شدگی رسوبات از مواد آلی، حفاظت مواد آلی می‌باشد. با افزایش عمق آب میزان اکسیژن محلول تا حد زیادی کاهش می‌یابد، چنان که برای مثال در عمق ۵۰ متری اختلاط آب به خوبی انجام شده و میزان اکسیژن محلول به طور میانگین به ۹۴ میلی گرم در لیتر می‌رسد (موسوی روح بخش، ۱۳۸۰). بنابراین بخش اعظم مواد آلی تجزیه می‌شوند. در صورتی که در محیط‌های عمیق تر، کاهش سطح اکسیژن (جدول ۴) و شرایط بی‌اکسیژنی در کف بستر به حفظ شدگی و غنی سازی کربن کمک می‌کند و در نتیجه درصد ماده آلی در رسوبات با افزایش عمق افزایش می‌یابد (پار و همکاران، ۲۰۰۷).

نتایج به دست آمده از آنالیز XRD و کلسی متری رسوبات بخش جنوب شرقی دریای خزر حاکی از وجود خصوصیات مشترک منطقه‌ای و نبود ارتباط مشخص بین عمق آب دریا و تغییر در ترکیب کانی‌شناسی رسوبات است.

به باور عمومی توزیع کربنات در رسوبات دریای خزر در اعماق مختلف نسبتاً ثابت است و به علت ورود مواد معلق و



شکل ۱۱: ارتباط بین میزان ماده آلی (a) و کربنات کلسیم (b) موجود در رسوبات مغزه BLS10 با میزان پذیرفتاری مغناطیسی

شکل ۱۲: ارتباط بین فراوانی ذرات در اندازه سیلت و درشت‌تر با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات مغزه BLS10

به عنوان بزرگترین محیط دریاچه‌ای جهان با آبهای آزاد باور فوق در عموم بخشهای این دریا صدق نخواهد کرد، بدین معنا که به دلیل میزان بالای تغییرات سطح آب دریای مازندران در قیاس با آبهای آزاد (کرونبرگ، ۲۰۰۰؛ لروی و همکاران، ۲۰۰۷) فاصله زمانی مابین رسوب‌گذاری و فرسایش در سواحل دریا بسیار کوتاه است و تغییرات سریع تراز آب سبب شده است تا امکان تثبیت رسوبات در سواحل این دریا کم باشد. از این رو بر خلاف باورهای موجود در مورد مناطق اقیانوسی، در اکثر بخشهای دریای خزر شرایط فرسایشی همزمان با گسترش خط ساحلی در طول دوره‌های بالا آمدن سطح آب دریا به وقوع پیوسته و دوره‌های پایین آمدن سطح آب بیش از آن که مسؤول فرآیندهای فرسایش باشند، فرآیندهای رسوب‌گذاری را به دنبال داشته‌اند (کاپلین و سلوانف، ۱۹۹۵). بر همین اساس، تراز بالای آب دریای خزر با پدیده‌هایی همچون افزایش

همان‌گونه که ذکر شد فرآیندهای کنترل‌کننده ورود ذرات آواری عامل اصلی تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات دریایی هستند (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b).

دبی رسوب دریای خزر تابعی از تغییرات تراز آب، گل‌فشانها، فعالیتهای انسانی و بارش بر حوضه آبریز است (زکسر، ۱۹۹۴؛ میخایلیف، ۱۹۹۷؛ لاهیجانی و کراسناژون، ۱۹۹۸؛ کراسناژون و همکاران، ۱۹۹۹) و در این میان تغییر تراز آب دریا مهمترین عامل تعیین‌کننده دبی رسوب این دریا به شمار می‌آید (کلایگ و سلوانف، ۱۹۹۵).

اگرچه به طور کلی باور بر آن است که در طول دوره‌های پس‌روی، سطح اساس پایین‌تر می‌آید و افزایش در میزان فرسایش سبب انتقال رسوبات آواری بیشتری به محیطهای دریایی می‌شود و در زمان پیش‌روی، در نتیجه بالا آمدن سطح اساس، ورود مواد آواری به حوضه کاهش می‌یابد (الوود و همکاران، ۲۰۰۶b)، به دلیل تفاوت‌های حوضه خزر

شکل محسوسی کاهش می‌یابد به طوری که در نمونه ۵۰ سانتی متری به کمترین میزان خود (۲۷/۳) در طول توالی می‌رسد. این زمان منطبق با کاهش اندازه ذرات در رسوبات و همزمان با دور شدن خط ساحلی از منشأ ذرات آواری و کاهش ورودی ذرات آواری در نتیجه حداکثر پایین آمدن سطح آب دریا تفسیر می‌شود (کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳).

سپس و در طی یک بازه زمانی طولانی‌تر نسبت به مراحل قبل (۱۰۱-۵۰ سانتی متری) میزان پذیرفتاری مغناطیسی افزایش یافته و همچنین افزایش قابل توجه اندازه ذرات و حضور ذرات در اندازه ماسه (نمونه ۷۳، ۸۳ و ۸۵) (شکل ۳) در نتیجه افزایش ورود مواد آواری به درون حوضه دریایی مشاهده می‌شود. این روند حاکی از افزایش سرعت جریانهای کف بستر (Bottom Currents)، افزایش حجم آب حوضه و بالا رفتن سطح آب دریاست (کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳). اگرچه در مرحله بعد (بازه ۱۱۰-۱۰۱ سانتی متری) نسبت ذرات در اندازه سیلت به رس ثابت مانده و گاهی کاهش می‌یابد، حضور ذرات در اندازه ماسه به ویژه در بازه ۱۰۳-۱۰۱ سانتی متری مغزه (شکل ۳) افزایش نشان می‌دهد. این شرایط که با افزایش میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات نیز همراه است، شاخص تغییر رژیم دریا به سیستم پیش‌رونده (transgressive) می‌باشد (کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳). در قسمت انتهایی توالی (۱۵۶-۱۱۰ سانتی متری)، میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات به حداکثر میزان خود (۶۱) می‌رسد (شکل ۹). این افزایش که با افزایش اندازه ذرات در نتیجه افزایش نسبت سیلت به رس و کاهش حضور رسوبات کربناته در رسوبات

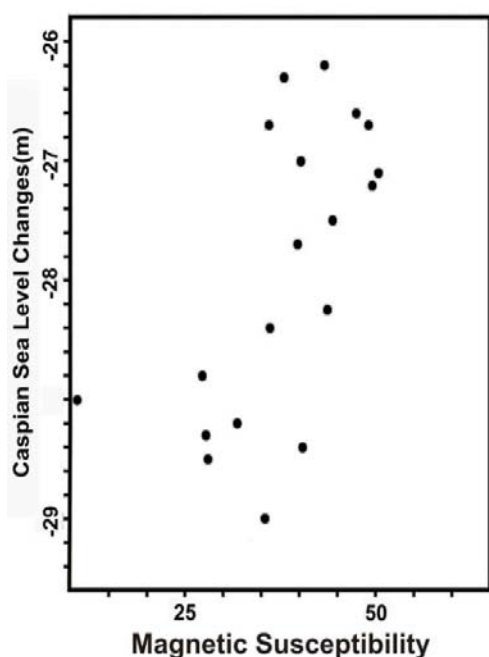
سطح آب حوضه، افزایش مساحت دریا، افزایش فرسایش دریایی و نزدیکی خط ساحلی به منشأ اصلی رسوبات آواری همراه می‌باشد که در نتیجه آن ورود (Influx) ذرات آواری به درون حوضه افزایش می‌یابد (رایچاگف، ۱۹۹۷؛ کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳).

با توجه به مجموع مطالب ذکر شده می‌توان گفت رسوبات در بازه‌هایی که افزایش همزمان در مقادیر اندازه ذرات و پذیرفتاری مغناطیسی مشاهده می‌شود، در دوره‌های بالارفتن سطح آب دریا و در نتیجه افزایش نرخ فرسایش دریایی و انتقال بیشتر رسوبات آواری به حوضه شکل گرفته‌اند (کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳) و رسوبات در بازه‌هایی که کاهش میزان پذیرفتاری مغناطیسی و اندازه ذرات دیده می‌شود در طی دوره‌های پایین آمدن سطح آب دریا نهشته شده‌اند (کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳).

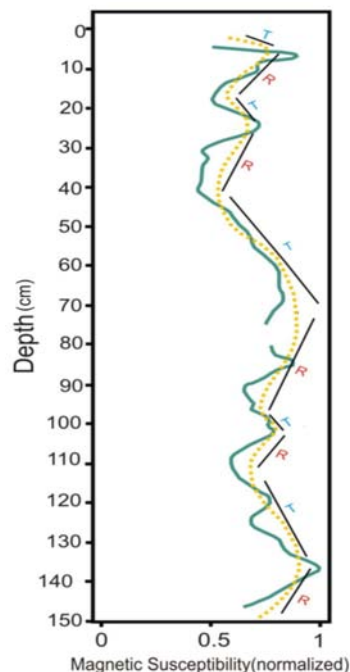
همان‌گونه که در شکل ۱۳ مشاهده می‌شود، در بازه صفر تا ۳۰ سانتی متری، توالی رسوبات تحت رژیم هیدرودینامیکی فعال نهشته شده‌اند، چنان که دو پیک افزایش در میزان پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات دیده می‌شود. این افزایش ناشی از ورود بیش از پیش مواد آواری به درون حوضه در نتیجه افزایش فرسایش دریایی در زمان بالا رفتن سطح آب دریا تفسیر می‌شود. پیک افزایش اندازه ذرات در بازه ۲۳-۲۵ سانتی متری مغزه همراه با حضور ذرات در اندازه ماسه شاهدی دیگر بر این مدعا است (شکل ۳). این افزایش همچنین با حضور کانیه‌های رسی همچون ایلیت، اسمکتیت و آمفیبول در رسوبات نمونه ۱۳ سانتی متری همراه است. در بازه ۵۲-۳۰ سانتی متری مغزه میزان پذیرفتاری مغناطیسی به

همزمان است، بیانگر افزایش سرعت جریانهای کف بستر و بالا رفتن سطح آب دریا در زمان نهشته شدن این رسوبات است. ویژگیهای ریختاری جنوب شرقی دریای خزر سبب میزان رسوب گذاری بالا در این ناحیه می شود. با توجه به عدم سن سنجی رسوبات مغزه ها و تنها با مقایسه محیطهای مشابه در این دریا (هوکندورن و همکاران، ۲۰۰۵؛ لاهیجانی، ۱۳۸۵؛ لاهیجانی و همکاران، ۲۰۰۷)، می توان فرض کرد میزان رسوب گذاری در این بخش از دریا در حدود

۰/۷-۰/۵ سانتیمتر در سال است. بر این اساس نیز بالاترین میزان پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات منطبق با زمان بالا بودن تراز آب دریای خزر به دست آمده است (شکل ۱۴). همچنین مطالعه مغزه های رسوبی عمیق در منطقه شرقی بخش جنوبی دریای خزر (کوپرین و همکاران، ۲۰۰۳) (مغزه ۱۷۵ سانتی متری SR-12) با شرایط سنی مشابه با مغزه BLS10 در کرانه های ساحلی کشورمان، نتایج مشابهی را نشان داده است.



شکل ۱۴: نمودار تغییرات میزان پذیرفتاری مغناطیسی نسبت به تغییرات سطح آب دریا در ۱۶۰ سال گذشته



شکل ۱۳: منحنی نرمال شده تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی رسوبات مغزه BLS10 بر حسب عمق

مرکز ملی اقیانوس شناسی برای مساعدتهای فراوان و تأمین امکانات لازم در تمامی مراحل مطالعه قدردانی می شود.

سپاس گذاری
این مقاله از نتایج طرح پژوهشی مصوب مرکز ملی اقیانوس شناسی تدوین شده است که توسط معاونت پژوهشی آن مرکز حمایت گردیده است. از مدیریت و کارکنان محترم

منابع

- بیرشتین، ی.ا.، وینوگرادف، ل.ج.، کونداکوف، ن.ن.، کوون، م.اس.، آستاخوف، ت.و.، رومانوف، ن.ن.، ۱۹۶۸. اطلس بی‌مهرگان دریای خزر. ترجمه دلیناد، ل.، نظری، ف.، ۱۳۷۹. انتشارات مؤسسه تحقیقات شیلات ایران و مدیریت اطلاعات علمی و روابط بین‌الملل، ۶۱۰ ص.
- رسولی، م.، ۱۳۴۷. بررسی رسوبهای عهد حاضر ساحل جنوبی دریای خزر ناحیه محمودآباد - چالوس. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۲۱ ص.
- لاهیجانی، ح.، ۱۳۸۳. مقدمه‌ای بر ویژگی‌های دریای خزر. انتشارات نوربخش، ۱۱۴ ص.
- لاهیجانی، ح.، ۱۳۸۵. مطالعه رسوبات هولوسن در جنوب دریای مازندران (نکا - بابلسر). مرکز ملی اقیانوس‌شناسی، ۱۰۴ ص.
- موسوی روح‌بخش، م.، ۱۳۸۰. زمین‌شناسی دریای خزر. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۱۵ ص.
- Baker, R.A., 1991. Organic Substance in Sediments and Water. *Biological.*, Lewis, Chelsea, MI, USA, vol. 3. 332 p.
- Chicherina, O.V., Leoov, A.V., & Fashchuk, D.Ya., 2004. Geographical and Ecological Characteristic of the Caspian Sea and Modern Tendencies in the Evolution of Its Ecosystem. *Water Resource*, 31: 271-289.
- Crick, R.E., Ellwood, B.B., Feist, R., El-Hassani, A., Hladil, J., Hroudá, F., & Chlupac, I., 2001. Magnetostratigraphy susceptibility of the Pridoli-Lochkovian (Silurian-Devonian) GSSP (Klonk, Czech Republic) and a coeval sequence in Anti-atlas Morocco. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167: 73-100.
- Ellwood, B.B., Balsam, W.L., & Roberts, H.H., 2006a. Gulf of Mexico sediment sources and sediment transport trend from magnetic susceptibility measurements of surface samples. *Marine geology*, 230: 237-248.
- Ellwood, B.B., Garcia-Alcalde, J.L., EL Hassani, A., Hladil, J., Soto, F.M., Truyols-Massoni, M., Weddige, K., & Koptikova, L., 2006b. Stratigraphy of the Middle Devonian boundary: formal definition of the susceptibility magnetostratotype in Germany with comparisons to sections in the Czech Republic, Morocco and Spain. *Tectonophysics*, 418: 31-49.
- Ellwood, B.B., Tomkin, J.H., Ratcliffe, K.T., Wright, M., & Kafafy, A.M., 2008. High-resolution magnetic susceptibility and geochemistry for the Cenomanian/Turonian boundary GSSP with correlation to time equivalent core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 261: 105-126.
- Febo, L.A., Elleood, B.B., & Watkins, D.K., 2007. Detrital control on magnetosusceptibility and cyclostratigraphy record. *Eos, Transaction of American Geophysical Union*, 82: 52p.
- Frolov, A.V., 2003. Modeling of the Long-Term Fluctuations of the Caspian Sea Level; Theory and Applications. *Moscow, GOES*, 172 p.
- Hansen., H.J., Lojen, S., Toft, P., Dolenc, T., Tong, J., Michaelsen, P., & Sarker, A., 2000. Magnetic susceptibility and organic carbon isotop of sediments across some marine and terrestrial Permo - Triassic boundaries. In: Yin, H., Dickins, J.M., Shi, G.R., & Tong, J., Permian- Triassic Evolution of Tethys and Western Circum- Pacific. *Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, 18: 271-289.
- Hoogendoorn, R.M., Boels, J.F., Kroonenberg, S.B., Simmond, M.D., Aliyeva, E., Babazadeh, A.D., & Huseynov, D., 2005. Develop of Kura delta, Azarbaijan; a record of Holocene Caspian sea-level changes. *Marine Geology*, 222-223: 359-380.
- Kaplin, P.A., & Selivanov, A.O., 1995. Recent coastal evolution of the Caspian Sea as a natural model of coastal responses to the possible acceleration of global Sea-Level rise. *Marine Geology*, 124: 161-175.
- Karpychev, Yu.A., 1989. Changes in the Caspian sea-level in the Holocene according to radiocarbon date. *Water Resources*, 1: 5-20.

- Kazanci, N., Golbabazade, T., Leroy, L.G.S., & Ileri, O., 2004. Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan-Mazandran plain, northern Iran: Influence of long - and short-term Caspian water level fluctuation on geomorphology. *Marine System*, 46: 145-168.
- Kholodov, V.N., & Lisitsina, N.A., 1989. The Caspian Sea: Sedimentology. *Moscow, Nauka*, 180 p.
- Khoshhravan, H., 2007. Beach Sediments, morphodynamics and risk assessment, Caspian Sea coast, Iran. *Quaternary International*, 167-168: 35-39.
- Klige, R.N., Selivanov, A.D., 1995. Budget of Sedimentary Material in the Caspian Sea Level. *Melioration and Water Economy*, 1: 1-10.
- Krasnozhan, G.F., Lahijani, H., & Voropeav, V., 1999. Evolution of the delta of the Sefidrud River, Iranian Caspian coast from space imagery. *Mapping Science and Remote sensing*, 1: 105-111.
- Kroonenberg, S.B., Rusakov, G.V., & Svitoch, A.A., 1997. The wandering Volga delta: a response to rapid Caspian sea-level change. *Sedimentary Geology*, 107: 189-209.
- Kroonenberg, S.B., Badyukova, E.N., Storms, J.E.A., Ignatov, E.I., & Kasimov N.S., 2000. A full sea-level cycle in 65 years: barrier dynamics along Caspian shores. *Sedimentary Geology*, 134: 257-274.
- Kuprin, P.N., Ferrondky, V.L., Popovchak, V.P., Shlykov, V.G., Zolotaya, L.A., & Kalisheva, M.V., 2003. Bottom Sediments of the Caspian Sea as an Indicator of Change in its Water Regime. *Water Resources*, 30: 136-153.
- Lahijani, H., 1997. Riverine Sediments and stability of Iranian coast of the Caspian Sea. *Ph.D thesis, Russian Academy of Science*, 120 p.
- Lahijani, H., & Krasnozhan, G.F., 1998. Riverine supply of Iranian Caspian coast. *Meteorology and hydrology*, 11: 100-103.
- Lahijani, H., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V., & Hosseindoost, M., 2007. Evidence for late Holocene highstand in Central Gilan - East Mazandaran, South Caspian coast, Iran. *Quaternary International*. doi:10.1016/j.quaint.2007.10.005.
- Lebedev, L.I., Maev, E.G., Bordovskaya, O.K., & Kulakov, L.S., 1973. Osadki kaspiskogo moray. *Nauka, Moscow*. 128 p.
- Leroy, S.A.G., Marret, F., Gibert, E., Chalie, F., Reyss, J.L., & Arpe, K., 2007. River inflow and salinity change in the Caspian Sea during the last 5500 years. *Quaternary Science Reviews*. 26: 3359-3383.
- Lewis, D.W., & McConchie, D., 1994. Analytical Sedimentology, *Chapman & Hall*, 197 p.
- Mamedov, A.V., 1997. The late Pleistocene-Holocene history of the Caspian Sea. *Quaternary International*. 41/42: 161-166.
- Mikhailov, V.N., 1997. River mouths of Russia and adjacent countries. *GEOC, Moscow*, 444 p.
- Nikolaeva, P.V., 1971. New morphometric characteristics of the Caspian Sea. *MOIP Bull., USSR 1*, 143 p.
- Parr, T.D., Tait, R.D., Maxon, C.L., Newton, F.C., & Hardin, J.L., 2007. A descriptive account of benthic macrofauna and sediment from an area of planned petroleum exploration in the southern Caspian sea. *Estuarine coastal and shelf science*, 71: 170-180.
- Pearson, T.H., & Roosenberg, R., 1978. Macrobenthic cussession in relation to organic enrichment and pollution of the marine environment. *Oceanography and Marine Biology: An Annual Review*, 16: 229-311.
- Reynolds, A.D., Simmons, M.D., Bowman, M.B.J., Henton, J., Brayshaw, A.C., Ali-Zade, A.A., Guliyev, I.S. Suleymanova, S.F., Ateava, E.Z., Mamedova, D.N., & Koshkarly, R.O., 1996. Implications of outcrop geology for reservoirs in the Neogene Productive Series, Apsheron Peninsula, Azerbaijan. *AAPG Bull.*, 821: 25-49.
- Rychagov, G.I., 1997. Holocene Oscillations of the Caspian Sea and forecasts based on paleogeographical reconstructions. *Quaternary International*, 41/42: 167-172.
- Schumacher, B.A., 2002. Method for determination of total organic carbon (TOC) in soils and sediments. *United states unvirinmental Protection Agency*, 25 p.
- Thoa., N.T.K., Huyen, D.T., Ellwood, B.B., Lan, L.T.P., & Truong, D.N., 2004. Determination of Permian-Terriassic boundary in limestone formation from Northeast of Vietnam by paleontological and MSEC methods. *Journal of Science of the Earth*, 26: 222-232.

- Varushchenko, S.I., Varushchenko, A.N., & Klige, R.K., 1987. Changes in the regime of the Caspian Sea and closed basins in time. *Moscow, Nauka*, 240 p.
- Voropaev, G.V., 1986. The Caspian Sea; Hydrology and Hydrochemistry. *Moscow, Nauka*, 262 p.
- Voropaev, G.V., Krasnozhon, G.E., & Lahijani, H., 1998. Riverine sediments and stability of the Iranian coast of the Caspian Sea. *Water Resources*, 25: 747-758.
- Westbrook, C., 2005. MRI in Practice. 3Ed. *Black well publishing*. 396 p.
- Zekster, I.S., Plemenov, V.A., Kasyanova, N.A., 1994. Role of Recent and Mud Volcanic Activity in the Water and Salt Balance of the Caspian Sea. *Water Resources*, 21: 438-444.
- Zenkovich, V.P., 1957. Structure of the South-East Coast of the Caspian Sea. *USSR Academy of Sciences, Oceanographic Commission Works*, 2: 4-1.

Sea level change interpretation of Caspian Sea by using magnetic susceptibility data of bottom sediments

^{1*}Shahkarami, S., ²Rahimpour-Bonab, H., ³Alizadeh-Ketek-Lahijani, H., ⁴Leroy, S., ⁵Shahhosseini, M.

1,2- Department of Geology, Faculty of Science, University of Tehran, Iran

3,5- Iranian National Center of Oceanography, Tehran, Iran

4- Institute for the Environment, Brunel University, West London, UK

*E-mail: setareh.shahkarami@gmail.com

Abstract

In this survey, in order to sedimentological studies and determine the Caspian Sea level fluctuations by variations in magnetic susceptibilities of the Caspian bottom sediments, 5 cores were taken from southeastern basin of the Caspian Sea. These samples have been analyzed for grain size, total organic carbon content, carbonate content, mineral composition and magnetic susceptibility. The results show a close relation between particle size distribution and MS magnitude due to variation in detrital influx, caused by sea-level fluctuations in different time. This process is reflected in increasing particle size and magnitude of MS simultaneously with sea-level rise and decreasing particle size and magnitude of MS simultaneously with sea-level fall. However such a relationship between magnitude of MS and carbonate and total organic carbon was not observed.

Key word: Caspian Sea, Bottom Sediments, Sea-level fluctuations, Magnetic Susceptibility.