رخساره‌های رسوبی و رخساره‌های رادار دون‌های ساحلی شرق بابلسر (جنوب دریای خزر)

سعید خدابخش[1*]، حسین باقری[2] و علی مهدی‌نسب سماکوش[3]

۱- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان
۲- مربی پژوهشی پژوهشگاه ملی اقیانوس شناسی و علوم جوی
۳- کارشناس ارشد رسوب‌شناسی و سنگ‌شناسی رسوبی

نویسنده مسئول: skhodabakhsh@yahoo.com

دریافت: ۹۴/۶/۲۱ پذیرش: ۹۵/۱/۱۷

چکیده

در این پژوهش چهار تپه ماسه‌ای در شرق بابلسر بررسی شده‌اند. این تپه‌ها جزء تپه‌های ماسه‌ای سهمی شکل (پارابولیک) از نوع هلالی می‌باشند. بافت رسوبات، ماسه‌ای و ماسه با کمی گراول است؛ این رسوبات دارای جورشدگی متوسط، کج‌شدگی مثبت و از نظر کشیدگی لپتوکورتیک هستند. از نظر ترکیب پتروگرافی بیش از ۶۰٪ نمونه‌ها از خرده‌های سنگی (عمدتا دگرگونی و آذرین) تشکیل شده‌اند. سه رخساره رسوبی A، B1 و B2 شناسایی شده است؛ ویژگی‌های دو رخساره A و B2 نمایانگر رسوب‌گذاری خارج از آب (تپه‌ها و پهنه ساحلی) و رخساره B1 بیانگر رسوب‌گذاری کم‌ژرفای ساحلی (منصقه سواش) است. نتایج سن‌سنجی از بخش‌های میانی و پایینی تپه‌ها نمایانگر سن ۱۴ تا ۲۵ هزار سال می‌باشد؛ بر این اساس بیشینه و کمینه سرعت رسوب‌گذاری به ترتیب ۰/۱۵ و ۰/۰۲ میلی‌متر در سال تخمین زده شده است. بررسی نیمرخ‌های رادار نفوذ کننده زمین نمایانگر چهار رخساره رادار است؛ ویژگی‌های آن‌ها نمایان‌گر تشکیل در بخش‌های جلویی و پرشدگی درون فرورفتگی‌های تپه ساحلی و منطقه سواش است.

واژه‌های کلیدی: رخساره‌های رسوبی، رخساره رادار، تپه ساحلی، بابلسر

مقدمه

دریای خزر به عنوان بزرگ‌ترین حوضه آبی داخل خشکی به حساب می‌آید که دارای ویژگی‌های منحصر به فرد زمین‌شناسی و اقیانوس‌شناسی می‌باشد. یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های این حوضه، نوسانات تراز آب دریا است که عمده‌ترین آن‌ها پس از پلیوسن رخ داده است؛ در طول این دوره، تراز آب دریا بیش از ۱۵۰ متر نوسان داشته است [۳۴]. رخساره‌های کرانه‌ای کنونی جنوب دریای خزر از نهشته‌های ریز دانه تا متوسط دانه ماسه‌ای تشکیل شده است، این نهشته ها از آستارا تا نکا، نواری به پهنای ۲۰۰-۳۰۰ متر را تشکیل می‌دهند [۹] که در قسمت شرقی بخش جنوبی دریای خزر در نزدیکی ناحیه گرگان رود از میان می‌رود.

بسیاری از مناطق ساحلی جهان دارای تپه‌های ماسه‌ای هستند. این تپه‌ها در سوی خشکی مرزهای آبی سواحل ماسه‌ای تحت تاثیر عوامل گسترده از کنترل‌های محیطی، از قبیل زمین‌ساخت، تغییرات سطح دریا، در دسترس بودن رسوبات، شرایط هیدرولیکی ساحلی تشکیل می‌شوند [۲۴]. تپه‌های ماسه‌ای ساحلی یکی از اشکال مهم ریخت‌شناسی مناطق ساحلی خزر به شمار می‌آید که متاثر از نوسانات سطح آب دریا و پوشش گیاهی هستند [۲ و ۳]. این تپه‌ها تحت تاثیر امواج، آورد رسوب، اقلیم، تاثیر امواج، باد، تغییرات سطح آب دریا و جریانات ساحلی ایجاد شده و توسعه می‌یابند [۴۲]. مجموعه این شرایط در بیش‌تر نقاط ساحلی دریای خزر فراهم است، ولی در بیش‌تر نقاط این تپه‌ها به دلیل فعالیت‌های بشری تخریب و از بین رفته‌اند [۱۴].

هدف اصلی این پژوهش بررسی رخساره‌های رسوبی، مورفولوژی، رخساره رادار و سرعت رسوب‌گذاری در تپه‌های ماسه‌ای ساحلی است. از جنبه‌های نوآوری این پژوهش می‌توان به استفاده از روش سال‌یابی ترمولومینسانس در تخمین سرعت رسوب‌گذاری این تپه‌ها اشاره کرد. این گونه اطلاعات در بررسی‌های کاربردی مانند چگونگی تشکیل رسوبات بادی در ساحل،

ساختار رسوبی تپه‌های ساحلی، زمان تشکیل، مکانیسم و عوامل موثر بر تشکیل آن‌ها، ارتباط این تپه‌های ماسه‌ای با پیشروی و پسروی آب دریا و شرایط آب و هوایی (از جمله سیستم باد منطقه) مورد استفاده قرار می‌گیرند.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه مورد مطالعه در فاصله ۵ کیلومتری شرق شهرستان بابلسر (کهنه محله میرود، استان مازندران) در سواحل جنوبی دریای خزر به طول‌جغرافیایی "۱۰ '۳۷ °۵۲ تا "۱۵ '۵۸ °۵۲ و عرض جغرافیایی "۳۰ '۳۹ °۳۶ تا "۳۰ '۴۶ °۳۶ واقع شده است. آب و هوای منطقه مطالعه از نوع مرطوب است [۱۴]. بادهای غربی جریان باد غالب منطقه در طول سال است [۵]. در این منطقه جهت جریان ساحلی در راستای باختری-خاوری است [۳]. از دیدگاه دانه‌بندی رسوبات [۱۵] و ساختار ریخت‌شناسی ساحلی [۱۳] منطقه مورد مطالعه در بخش ناحیه ساحلی با شیب بسیار ملایم در بخش خشک و کم ژرفای ساحلی با رسوبات ماسه‌ای و پوشش گیاهی پراکنده قرار دارد. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، این منطقه در زون البرز مرکزی واقع شده است. بخش بزرگی از این شمال این زون توسط رسوبات عهد حاضر (رودخانه‌ای، دلتایی و ساحلی) پوشیده شده است [۸]؛ تنوع رخساره‌های رسوبی در این بخش گواه این موضوع است: نهشته‌های دلتایی، بادرفتی، باتلاقی، مخروط افکنه، شوره‌زارها، آبرفت‌های دشت سیلابی و بستر رودخانه، تپه‌ها و نهشته‌های ساحلی و رسوبات دریایی قدیمی کواترنری [۶ و ۴۴].

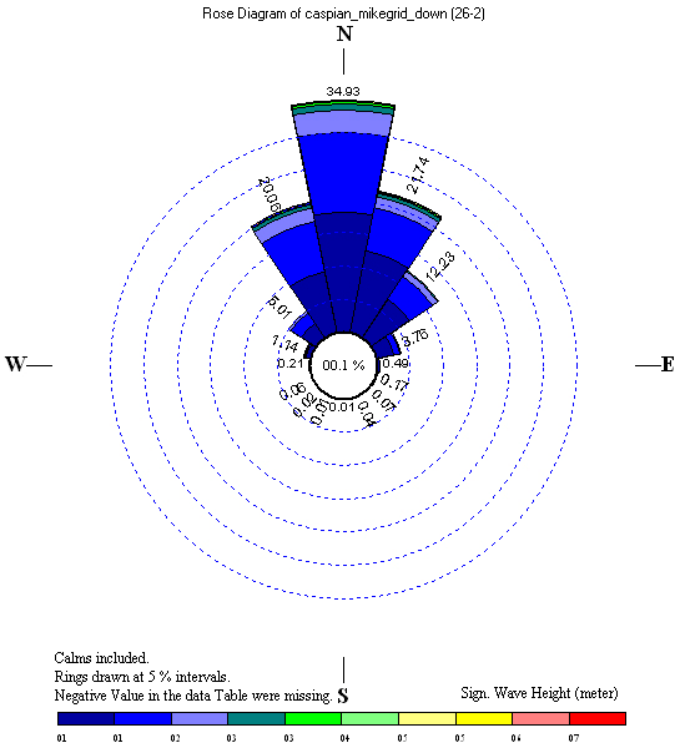
پیشینه پژوهش

فرایندهای هیدرودینامیکی (رودخانه، امواج و جریان سطحی)، اقلیمی و زمین‌شناسی مهم‌ترین عوامل شکل‌گیری سواحل هستند. علاوه بر این فرایندها، تغییرات تراز آب دریا، میزان رسوبات در دسترس و پوشش گیاهی نیز در شکل‌گیری تپه‌های ماسه‌ای در سواحل خزر موثر بوده‌اند [۳ و ۲]. بخش عمده‌ای از تحولات رسوبی در سواحل جنوبی دریای خزر مستقیما تابع الگوی انتشار امواج و برخورد آن‌ها به کرانه‌های ساحلی است؛ این الگو مستقیما تحت تاثیر سرعت و جهت باد است. در شکل‌زایی اشکال مورفولوژیکی ناشی از باد دو فرآیند در نواحی ساحلی به صورت مستقیم و غیرمستقیم تاثیر می‌گذارد که شامل از جا کندن و برخورد دانه‌ها در محیط خشکی و به وجود آوردن امواج و جریان‌های ساحلی در آب است. امواج تحت تاثیر جبهه‌های هوا ایجاد می‌شوند؛ در سواحل جنوبی خزر، سه توده هوایی در طول سال فعالیت دارند: توده هوایی مدیترانه‌ای، توده هوایی قطبی و توده هوایی قطبی سیبری. دو توده اول از سوی غرب و شمال‌غرب و توده سوم از شمال و شمال شرق به کشور وارد می‌شوند [۴]. اثر این توده‌ها در رژیم بادی و الگوی امواج منطقه مشخص است. جهت بادهای غالب منطقه در فصول مختلف به شرح زیر است (راستای امواج نیز از این الگو تبعیت می‌کند): در بهار و تابستان بادهای جهت غربی و پس از آن بادهای شمال غربی دارای اهمیت هستند. در پاییز جهت بادها متغیر (به جز جنوب‌شرقی) و در زمستان بادهای غربی و شرقی (به ترتیب اهمیت) غالب هستند [۴]. (شکل ۱).

نوسانات آب دریای خزر شامل سه دسته نوسانات موقت (تحت تاثیر باد و جریان‌های دریایی)، نوسانات فصلی (در اثر طغیان و یا کاهش آب ورودی رودخانه‌ها و تغییرات دمای آب) و نوسانات دراز مدت یا تغییرات به دهه‌ای یا قرنی (در اثر تغییرات اقلیمی) است [۳۲ و ۱۹]. اثر تغییرات اقلیمی بر تراز آب دریای خزر روندی متفاوت با دریاهای آزاد داشته است؛ به نحوی سطح آن در دوره‌های یخبندان (=دوره های بارانی در منطقه خزر) بالاآمدگی را تجربه می‌کرده است [۱۶].

کورننبرگ و همکاران [۳۴] و اسویتچ[1] [۴۸] و لاهیجانی و همکاران [۳۵]، نوسانات دریای خزر، سیستم‌های پیشروی و پسروی تراز آب و چگونگی تشکیل سدهای ساحلی را بررسی کردند. خوشروان و همکاران [۷]، سواحل جنوبی دریای خزر را بر اساس سیستم رسوبی ناحیه‌بندی کردند. لاهیجانی و همکاران [۱۲] و سپس فرج زاده و همکاران [۱۲]، با بهره‌گیری از روش‌های ژئوالکتریک و رسوب‌شناسی رسوبات زیر سطحی، تغییرات بافت و ترکیب رسوبات دشت و خلیج گرگان را بررسی کرده‌اند امینی و همکاران [۲]، با بررسی مورفودینامیکی و بافتی سیستم سدی ساحلی خلیج میانکاله دریافتند که به مرور قدرت حرکت ماسه‌های ساحلی کاهش یافته است و تپه‌های فعال به تپه‌های ساکن تبدیل شده‌اند.

[1] Svitoch



شکل ۱. گلباد سالیانه منطقه بابلسر بر اساس داده‌های سال‌های ۲۰۰۵ـ۲۰۱۱ ایستگاه هواشناسی بابلسر [۱]

مواد و روش‌ها

در این بخش نقشه‌های پایه، مطالعات کتابخانه‌ای، مطالعات میدانی، آزمایشات رسوب‌شناسی، سال‌یابی به روش ترمولومینسانس و روش برداشت نیمرخ‌های رادار به ترتیب شرح داده می‌شوند. داده‌ها و نقشه‌های پایه شامل این موارد است: نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ بابل [۳۳]، نقشه توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ جویبار [۸]، نقشه گلباد منطقه [۱] و تصویر ماهواره‌ای[1]، مطالعات کتابخانه‌ای شامل تفسیر نتایج پژوهش‌های مشابه در زمینه الگوی رسوب‌گذاری تپه‌های ماسه‌ای ساحلی، رخساره‌های رادار و تغییرات آب و هوایی کواترنری منطقه است. در مطالعات میدانی برداشت نیمرخ‌های رادار، نمونه‌برداری به منظور آزمایشات رسوب‌شناسی (بررسی بافت و ترکیب رسوبات) و سال‌یابی انجام گرفته است. نرم‌افزارهای استفاده شده در رابطه با کالیبراسیون نیمرخ‌های رادار بوده‌اند. نمونه‌برداری از ترانشه‌هایی پلکانی شکل به درازا و پهنای به ترتیب ۵ و ۰/۷ متر انجام گرفت (شکل ۲). بررسی بافت و ترکیب رسوبات (جدول ۲) بر روی ۲۲ نمونه انجام شده است که بر اساس تغییر رنگ، اندازه و ساختار رسوبی برداشت شده‌اند؛ میانگین وزن نمونه‌ها و فاصله نمونه‌برداری به ترتیب ۵۰۰ گرم و ۷۰ سانتی‌متر است (شکل۳). نمونه‌ها از یال در جهت باد[2] سه تپه برداشته شده‌اند. دانه‌سنجی نمونه‌ها به روش غربال خشک (با فواصل ۱ فی) انجام شد؛ شاخص‌های آماری با نرم‌افزار Gradistate محاسبه و رنگ رسوبات برمبنای کد رنگ مانسل[3] ثبت شده است. میزان مواد آلی به روش LOI [4] تخمین زده شده است؛ در این روش نمونه خشک، به مدت یک ساعت در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد در یک کوره الکتریکی سوزانده می‌شود؛ اختلاف وزن نمونه نمایانگر میزان مواد آلی و تغییرات شیمیایی دیگر نمونه است (به عنوان مثال از دست دادن آب کانی‌های رسی و اکسیداسیون کربنات‌ها و سولفیدها) تعداد ۳ نمونه برای بررسی پتروگرافی و

[1] Spot 2015, www.googleearth.com

[2] lee side
[3] Munsell soil colour chart
[4] Loss On Ignition

شکل (چارت مشاهده‌ای پاورز) دانه‌های تشکیل‌دهنده رخساره‌ها به وسیله میکروسکوپ پلاریزان مدل Axioscope 40 انتخاب شدند. سالیابی به روش ترمولومینسانس حرارتی بر روی ۴ نمونه از بزرگ‌ترین تپه ماسه‌ای (شماره ۳) به‌وسیله لوله‌های پلاستیکی و به دور از تاثیر نور برداشت شد؛ محل آزمایش در آزمایشگاه سازمان میراث فرهنگی و گردشگری، پژوهشکده مرمت و بازسازی آثار بوده است. در این روش ساطع شدن پرتوهای نوری آزاد شده از مواد در اثر حرارت مبنای تعیین سن نمونه قرار می‌گیرد [۲۳]. در واقع این انرژی از منابع رادیواکتیوی موجود در کانی‌های دیگر و یا درون نمونه و یا پرتوهای کیهانی تامین و در شبکه بلورین آن ذخیره می‌شود. مقدار انرژی شده آزاد شده در اثر حرارت رابطه مستقیم با انرژی دریافتی سالانه نمونه از این منابع دارد (هوت و راوکاس، ۱۹۹۵). نمونه‌های رسوبی با روش Fine Grain آماده‌سازی و با روش Additeve Dose (برگر، ۱۹۹۵) پرتودهی و اندازه‌گیری شد. سالیابی براساس اندازه‌گیری دز معادل[5] [۱۵] انجام گرفت. کالیبراسیون و صحت‌سنجی داده‌های ترمولومینسانس با استفاده از دوزیمتر انجام شد؛ به این منظور برای تعیین میزان انرژی عناصر پرتوزا در محیط اطراف نمونه در طی یکسال دو عدد دوزیمتر TLD400 (۱۰ عدد بلور کلسیم فلوراید (CaF_2) به مدت یک ماه در محل نصب گردید که اطلاعات به دست آمده در محاسبات سال‌یابی منظور شده است.

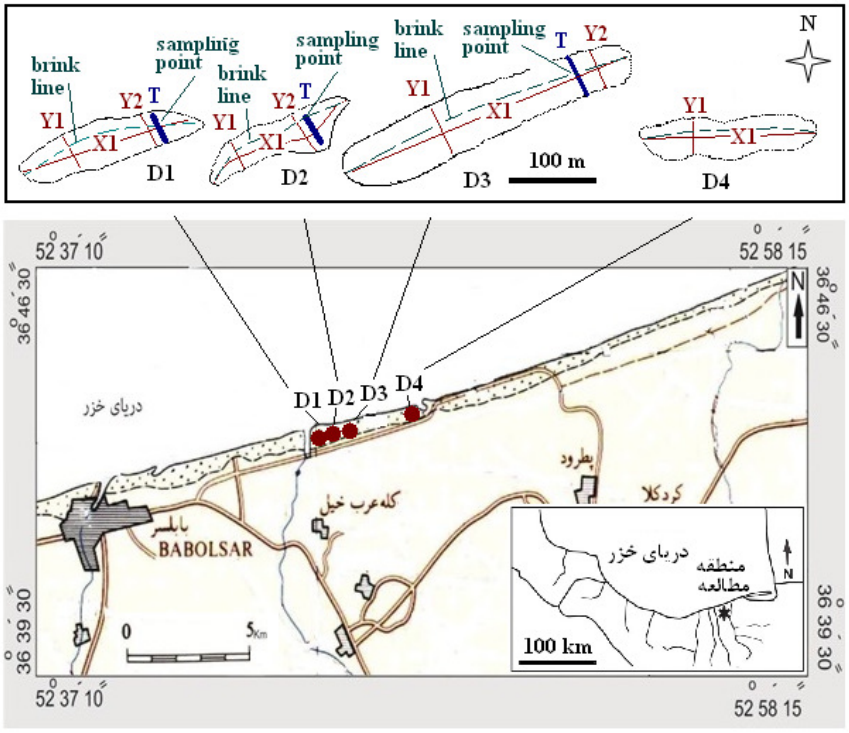
یکی از روش‌های تشخیص ساختار زیرسطحی و سطوح اصلی فرسایشی و رسوب‌گذاری با قدرت تفکیک بالای ژئوفیزیکی رادار نفوذ کننده زمین[6] GPR است [۴۹]. استفاده از این روش دارای چهار مزیت اساسی است: ۱ـ ساده، ۲ـ سریع، ۳ـ غیر مخرب و ۴ـ دقیق با کیفیت بالا. این روش در پژوهش‌های رسوب‌شناسی مدرن به ویژه در مناطق مجاور ساحلی بسیار حائز اهمیت است [۲]. با تلفیق رخساره‌های رادار نفوذ کننده زمین با مغزه‌ها، ترانشه‌ها و ارائه مدل‌های مفهومی می‌توان به تغییر خطوط ساحلی و درک فرایندهای رسوبی، محیط رسوبی دیرینه پی برد [۴۱]. محدوده تفکیک رادارهای نفوذکننده زمین بسته به فرکانس و ولتاژ (نوع آنتن‌های مورد استفاده) کمتر از سانتی‌متر تا متر و عمق نفوذ از کمتر از یک متر تا ده‌ها متر متفاوت است [۳۱]. برای شناخت ویژگی‌های رسوب‌شناختی، شکل هندسی ساختار داخلی و مکانیسم تشکیل تپه‌های مورد مطالعه از رادار نفوذ کننده نوع مالا، بدون پوشش ۱۰۰ مگاهرتز و عمق نفوذ ۷ متر استفاده شد. در این روش امواج الکترومغناطیسی از یک منبع قابل حمل تولید و بازتاب امواج از لایه‌های نزدیک سطح زمین دریافت می‌شود. بازتاب امواج در نیمرخ‌های رادار مبنای تفسیر شکل هندسی مجموعه‌های رسوبی و فرایند تشکیل آن‌ها قرار می‌گیرد. در مجموع، دوازده نیمرخ رادار نفوذی به طول ۲ کیلومتر و در دو راستای طولی و عرضی تهیه شد. تصحیح رخساره‌های رادار با استفاده از نرم‌افزار Reflex 2D و عملیات نقشه‌برداری به روش ترازیابی[7] از تپه‌های ماسه‌ای انجام شد. به منظور نفوذ بیش‌تر امواج رادار، این عملیات در شهریور ماه در شرایط پایین‌ترین سطح ایستابی و کمینه رطوبت انجام شد.

نتایج

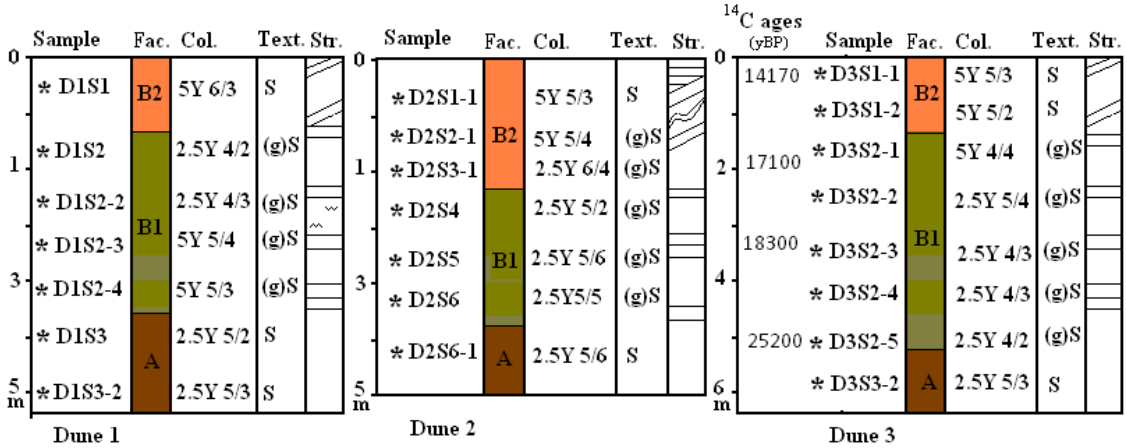
مورفولوژی: تپه‌های ماسه‌ای بر اساس مورفولوژی (در نمای افقی) به انواع عرضی، طولی، برخان، سهمی شکل (پارابولیک) و ستاره‌ای تقسیم می‌شوند [۱۳]. از دیدگاه مورفولوژیکی تپه‌های ماسه‌ای منطقه از نوع هلالی ساده (نوع از تپه‌های سهمی شکل) و مستقیم می‌باشند (جدول ۱ و شکل ۴) و حدود ۶۰۰ متر با خط ساحلی فاصله دارند. تپه‌های سهمی شکل بر اساس نسبت طول به عرض به چهار زیر رده هلالی (۰/۴>)، نیم دایره (۱ـ ۰/۴)، زبانه‌ای (۳ـ۱) و کشیده (۳>) تقسیم می‌شوند [۳۰] (شکل ۴). بنابراین، تپه‌های منطقه مورد مطالعه بر اساس نسبت طول به عرض از نوع سهمی شکل (زیر گروه هلالی با نسبت ۰/۴>) و بر اساس شکل هندسی

[5] Dose equivalent
[6] Ground Penetrating Radar
[7] Autoleveling

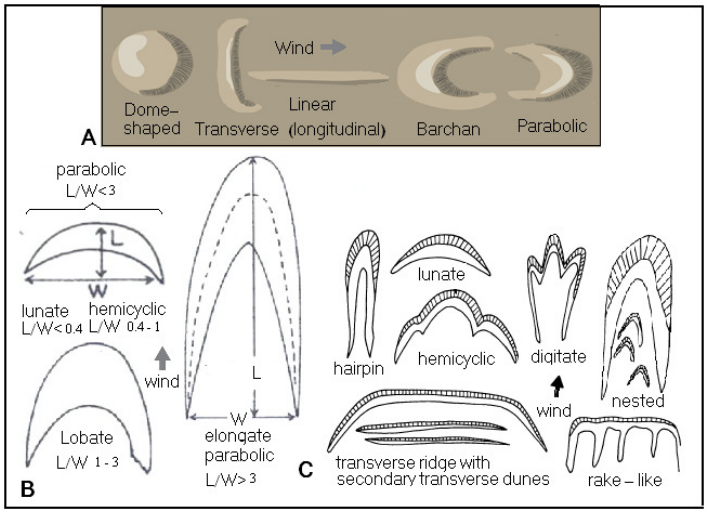
(فرم) نیز از نوع هلالی هستند (جدول ۱). این گونه تپه‌ها، از دیدگاه مارتینز و پسوتی [۲۹] جزو گروه تپه‌های حاره‌ای هستند. این نوع تپه‌ها متوسط مقیاس بوده و کوچک‌تر از تپه‌های ماسه‌ای قاره‌ای و صحرایی هستند. انحنای کوژ این نوع تپه‌ها در جهت خلاف باد امتداد یافته است که همانند برخان‌ها نیمرخ آن‌ها نیز نامتقارن می‌باشد و شیب تند آن‌ها در جهت موافق باد قرار دارد [۱۴]. این تپه‌ها به دلیل قدرت و جهت باد منطقه و نزدیک بودن به دریا و نیز در دسترس بودن رسوبات سست ساحلی از نوع فعال می‌باشند که بر سطح خود دارای ریپل مارک‌های نامتقارن در راستای جهت باد غالب می‌باشند. وجود دامنه‌های فرعی در تپه‌های منطقه (به ویژه تپه‌های ۱، ۲ و ۴؛ شکل ۲) احتمالا متاثر از تغییرات فصلی جهت باد است؛ فرایند مشابه توسط لنکستر [۲۷] نیز گزارش شده است.



شکل۲. نقشه منطقه مورد مطالعه (D = تپه ماسه‌ای ساحلی، X و Y = به ترتیب نیمرخ طولی و عرضی رادار، T = ترانشه، brink = خط لبه، و sampling point = محل نمونه برداری، wind rose =گلباد منطقه [۱]



شکل ۳. موقعیت، بافت و ساختمان رسوبی نمونه‌ها در تپه‌های ۱ تا ۳



شکل۴. A: انواع تپه‌های ماسه‌ای در نمای افقی، B و C: به ترتیب تقسیم بندی تپه‌های سهمی شکل (پارابولیک) بر اساس نسبت طول به عرض [۳۰] و شکل هندسی [۳۱]

جدول۱. مورفومتری تپه‌های ماسه‌ای منطقه مورد مطالعه

موقعیت جغرافیایی	شماره	بلندا (متر)	درازا/فاصله دو بازو (متر)	پهنا/امتداد (متر)	آزیموت خط قله	نوع
52° 44′ 57″ 36° 43′ 17″	D_1	۴	۲۴۰	۵۰	۸۵	هلالی
52° 45′ 16″ 36° 43′ 25″	D_2	۴/۲۰	۱۶۰	۲۰	۸۰	هلالی
52° 45′ 30″ 36° 43′ 37″	D_3	۵/۳۰	۳۵۴	۲۵	۷۳	مستقیم
52° 46′ 39″ 36° 43′ 49″	D_4	۳/۸۰	۲۰۰	۴۵	۷۸	هلالی

جدول ۲. درصد اجزای تشکیل دهنده رخساره‌های رسوبی

خرده صدف(٪)	فلدسپات(٪)	کانی اپک(٪)	بیوتیت(٪)	خرده سنگ (٪)	کوارتز (٪)	شماره نمونه	رخساره
۵	۵	۸	۷	۶۰(M.R.>V.R.>S.R.)	۱۵	$D_3 S_3$	B_2
۰	۵	۵	۵	۷۰(M.R.>V.R.>S.R.)	۱۵	$D_3 S_2$	B_1
۲	۸	۹	۵	۶۰ (S.R.>V.R.>M.R.)	۱۶	$D_3 S_1$	A

رخساره‌های رسوبی

سه رخساره رسوبی در تپه‌های مورد مطالعه شناخته شده است:

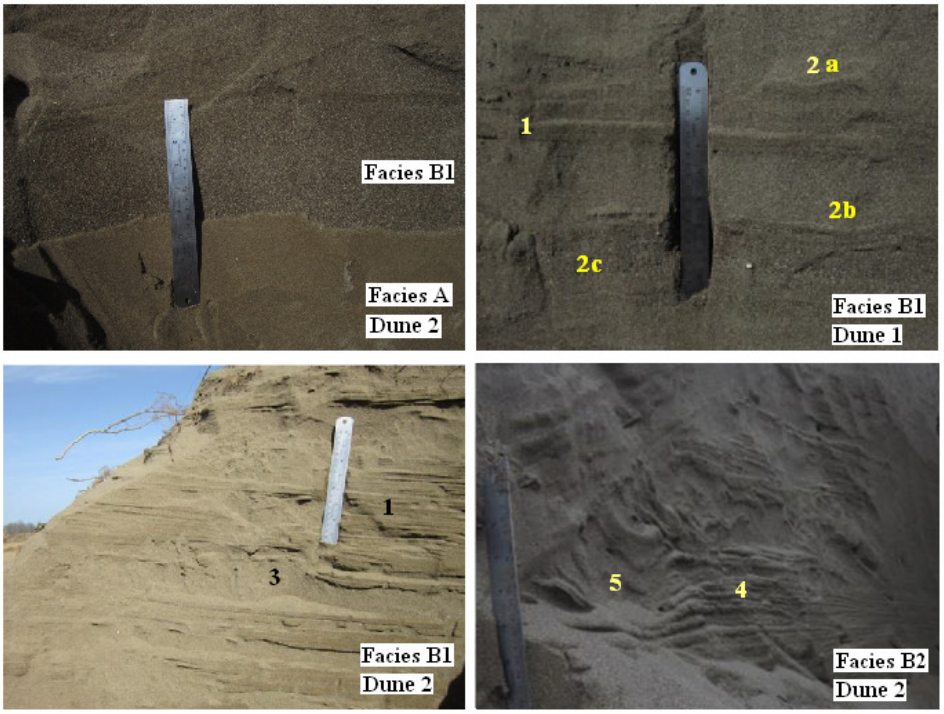
رخساره **A:** این رخساره در پایین‌ترین قسمت از ترانشه قرار داشته و مرز زیرین آن مشخص نمی‌باشد. رنگ آن قهوه‌ای روشن (شکل‌های ۳ و ۵)، بافت آن ماسه (کد بافتی S) و مقدار LOI ۱۷/۵ درصد وزنی است. میزان نسبتا بالای LOI (با وجود بافت دانه متوسط آن) احتمالا به دلیل مواد آلی فراوان نیست بلکه به دلیل وجود خرده‌های با ترکیب کربناته در این رخساره است. این رخساره توده‌ای و بدون ساختار رسوبی می‌باشد. این رخساره به سوی بالا با همبری ناگهانی به رخساره B1 تبدیل می‌شود. میانگین اندازه دانه‌ها و جورشدگی این رخساره به ترتیب ۲/۶۶ فی (ماسه ریز) و ۰/۷۱ فی (متوسط جور شده) و کج‌شدگی ۰/۱۲۵ (متقارن) و کشیدگی ۱/۲۵ فی (کشیده) است.

رخساره **B_1:** بافت این رخساره ماسه با کمی گراول (کد بافتی M (g)) است؛ رنگ آن زیتونی و مهم‌ترین ساختمان رسوبی آن لامیناسیون موازی است. گاهی لامیناسیون موجی[1]، نیمه موازی[2] و ناپیوسته و آثار فرسایشی به صورت قطع ناگهانی لامیناسیون‌ها نیز دیده می‌شود. میان‌لایه‌هایی با ضخامت ۱-۵ سانتی‌متر و اندازه دانه‌های

[1] Wavy
[2] Subparallel

درشت‌تر به همراه خرده‌های شکسته شده فسیل ۹/۵ درصد وزنی می‌باشد. این رخساره با همبری تدریجی در زیر رخساره B_2 قرار دارد. میانگین اندازه دانه‌ها ۲/۵۶ فی (ماسه ریز)، جورشدگی ۰/۷۴ فی (متوسط خوب جور شده)، کج شدگی ۰/۰۳ و کشیدگی این رخساره ۱/۳۱ فی (کشیده) است (شکل ۶).

رخساره **B_2** : همانند رخساره A، بافت این رخساره نیز ماسه است؛ رنگ نمونه‌ها در این رخساره از سبزه تیره و زیتونی تیره به صورت تدریجی به قهوه‌ای کم رنگ و صدف‌های دریایی وجود دارد. مقدار LOI در حدود قهوه‌ای روشن تبدیل می‌شود. مقدار LOI به ۱۵ درصد وزنی می‌رسد. این رخساره در بالاترین سطح تپه ماسه‌ای قرار دارد و مهم‌ترین ساختمان رسوبی آن لایه‌بندی مسطح مورب، لایه‌بندی موازی و ساختمان ریزشی است (شکل ۵). میانگین اندازه دانه‌ها ۲/۶۳ فی (ماسه ریز)، جورشدگی ۰/۸۳ فی (متوسط) و کج شدگی ۰/۰۸۳ (متقارن) و کشیدگی ۱/۲۵ فی (کشیده) است.

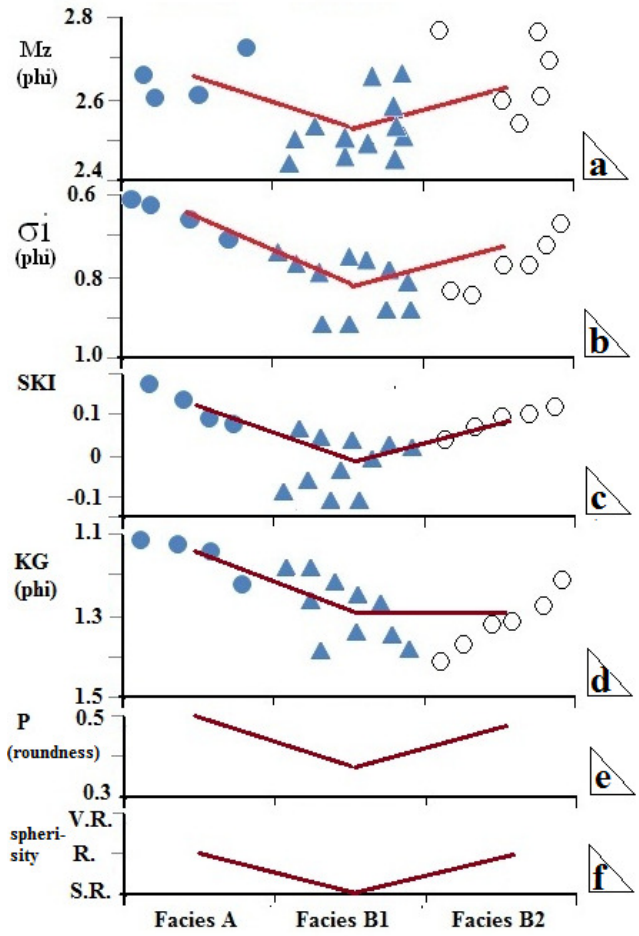


شکل ۵. ساختمان‌های رسوبی در تپه‌های ماسه‌ای منطقه: ۱= لامیناسیون موازی، ۲a= لامیناسیون موجی، ۲b= لامیناسیون نیمه موازی، ۳= آثار فرسایشی به صورت قطع لامیناسیون‌ها، ۴= لایه بندی مورب مسطح، ۵= ساختمان ریزشی. ساختمان‌های تغییر شکل یافته عبارتند از: لامیناسیون موجی، لامیناسیون موازی و ساختمان ریزشی.

رخساره‌های رادار: تفسیر و شناسایی رخساره‌های رادار[1] بر اساس سه ویژگی اساسی شامل مرز، شکل و رابطه بین بازتاب کننده‌ها [۴۰، ۲۲ و ۴۱] صورت می‌گیرد. بر این اساس سه رخساره در نیمرخ‌ها شناخته شده‌اند (از پایین به بالا):

RF_1: این رخساره نشان‌دهنده سطح ایستابی[2] آب زیرزمینی است و با بازتاب‌های افقی با دامنه مشخص و قوی و تداوم جانبی زیاد متمایز است. این رخساره به دلیل مقاومت ویژه و خاصیت دی الکتریکی بالا باعث قطع بازتابنده‌ها و عدم نفوذ امواج به لایه‌های داخلی‌تر تپه ماسه‌ای می‌شود؛ به این دلیل بازتاب‌ها در اعماق پایین‌تر از سطح ایستابی (عمق ۵/۵۰ - ۳/۶۰ متر) در نیمرخ‌ها محو می‌شوند.

[1] Radar Facies: RF
[2] Water table



شکل ۶. تغییرات برخی شاخص‌های آماری در رخساره‌های رسوبی مطالعه شده؛ a تا d = شاخص‌های آماری بافتی، e و f = به ترتیب گرد شدگی و کرویت دانه‌ها (خط قرمز = میانگین هر رده، V.R., R., S.R.= به ترتیب نیمه گرد شده (subrounded)، گرد شده (rounded) و بسیار گردشده (very rounded))، داده‌های گردشدگی و کرویت بر مبنای مورفوسکوپی ۱۰۰ دانه بوده است).

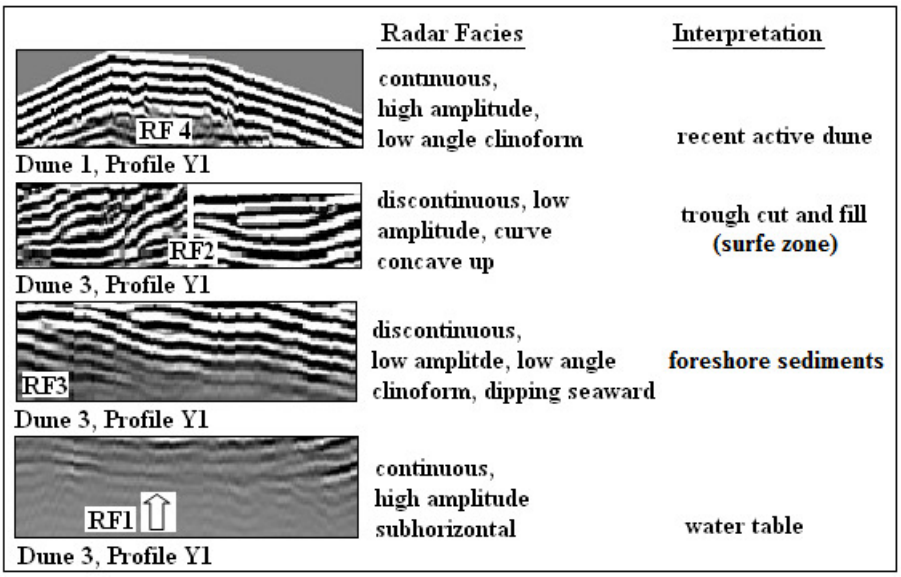
RF_2: دامنه بازتاب کننده در این رخساره کوتاه، به صورت فرورفتگی (سطح باز به سوی بالا)، بریده بریده و با درازای ۵ تا ۱۵ متر دیده می‌شود. زاویه بازتاب‌ها کم‌تر از ده درجه است (شکل‌های ۷ و ۸).

RF_3: بازتاب‌ها در این رخساره به صورت مورب[1] و گاهی اوقات پیچیده می‌باشد؛ شیب لایه‌ها به سوی دریا است؛ لایه‌ها به طور جانبی در حدود ۱۰ متر تداوم دارد. در نیمرخ‌های رادار دو رخساره RF_2 و RF_3 به صورت غیر قابل تفکیک دیده می‌شوند و ضخامت مجموع آن‌ها ۳/۴-۶/۳ متر است. این دو رخساره به سوی جانب با یکدیگر تداخل انگشتی دارند؛ بازتاب‌ها در این دو رخساره به شکل‌های نیمه موازی مقعر، گوه‌ای، موجی مورب و مورب مماسی دیده می‌شوند.

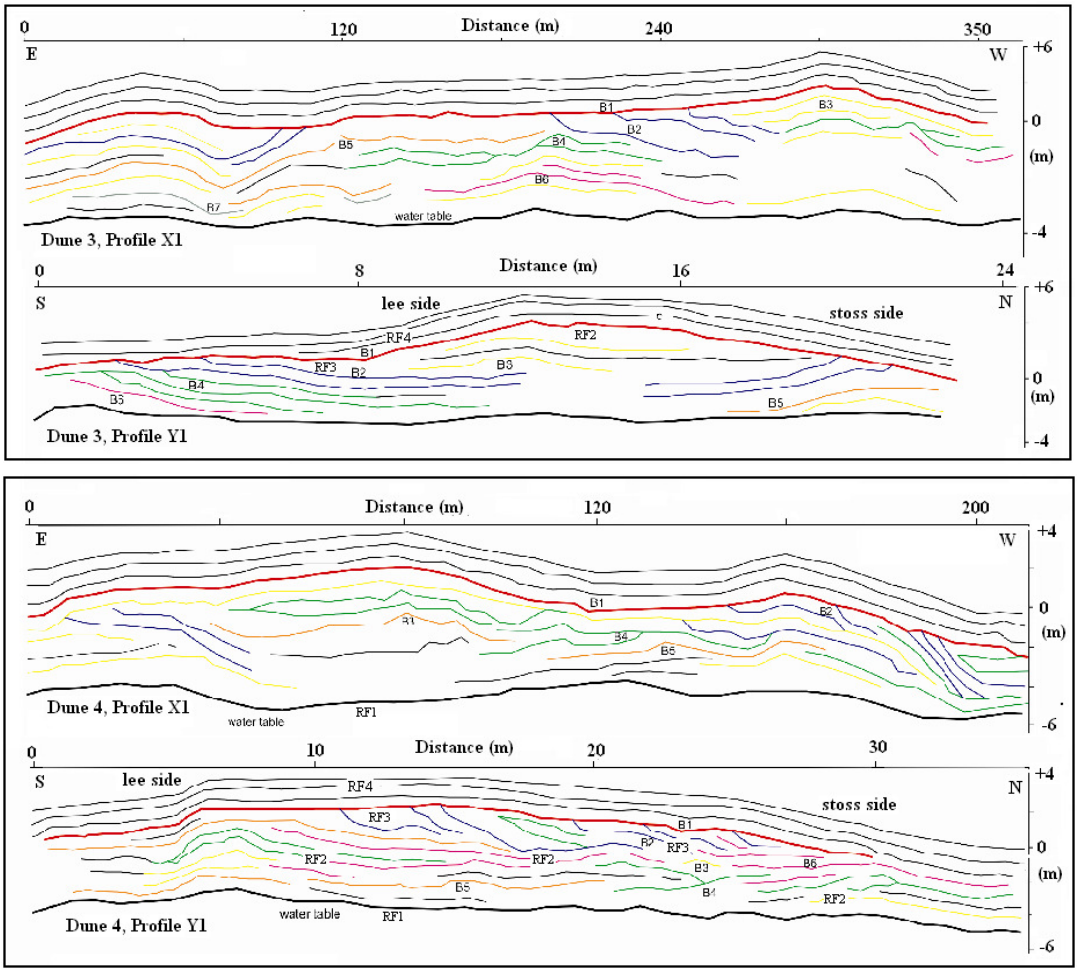
RF_4: این رخساره با ضخامت ۱/۴-۲ متر در بالاترین بخش نیمرخ‌ها (به ویژه نیمرخ‌های عرضی) دیده می‌شود. از ویژگی‌های آن بازتاب‌های قوی، مداوم و مورب (با زاویه ۵-۱۵ درجه) و هم‌شیب با یکدیگر[2] است. جهت زاویه بازتاب‌ها در دو سوی تپه ماسه‌ای متفاوت است. مرز این رخساره با رخساره‌های زیرین بیش‌تر فرسایشی و در برخی مناطق تاپ لپ (= قطع مرز بالایی بازتاب‌های یک توالی رسوبی) است.

[1] Clinoform

[2] Concordant



شکل ۷. ویژگی‌های رخساره‌های رادار نفوذ کننده زمین در تپه‌های ماسه‌ای منطقه مطالعه



شکل ۸. ترسیم مجدد نیمرخ های رادار نفوذکننده زمین در دو تپه شماره سه و چهار؛ **B1** = مرز فرسایشی، **B2** = مرز تاپ لپ، شکل هندسی خارجی رخساره‌های رادار و رابطه مجموعه بازتاب‌ها در آن‌ها: نیمه موازی مقعر (B_3)، گوه‌ای (B_4)، موجی (B_5)، مورب (B_6) و مورب مماسی (B_7).

بحث

تپه‌های ماسه‌ای، بر اساس محل تشکیل، به دو گروه قاره‌ای[1] و ساحلی[2] تقسیم می‌شوند؛ وجه مشترک این دو گروه نقش باد در جابه‌جایی و ته‌نشینی دانه‌های ماسه است. مواد تشکیل‌دهنده تپه‌های ماسه‌ای ساحلی توسط فرایندهای دریایی (موج، جریان‌های دریایی، جزرومد و توفان)، فرایندهای خشکی مانند رودخانه و یا هوازدگی رخنمون‌های سنگی تامین گشته و در پایان توسط باد جابه‌جا و ته‌نشین می‌شوند [۳۵]. از این رو فرایندهای هیدرودینامیکی، بدفرم‌ها و ساختمان‌های رسوبی مرتبط با آن‌ها نقش بسیار مهمی در تفکیک زیر محیط‌های رسوبی این نواحی ایفا می‌کنند [۲۸].

منطقه مطالعه در محدوده خشکی تا کم عمق ساحلی قرار دارد، عمق این گونه محیط‌ها بین صفر تا ده متر متغیر است [۴۷] و به ترتیب افزایش عمق شامل زیر محیط‌های زیر است:

پشت ساحل[3]: رسوبات تپه‌های ماسه‌ای در این منطقه توسط باد جابه‌جا و ته‌نشین شده‌اند؛ آن‌ها از ماسه ریز با جورشدگی نسبتا خوب تشکیل شده و میزان سیلت آن‌ها بیش از رسوبات ساحلی است [۱۳].

جلوی ساحل[4]: این منطقه شامل رسوبات ماسه‌ای با جورشدگی بسیار خوب است که نمایانگر یک محیط پرانرژی (تحت تاثیر موج) است در برخی مناطق، این محیط با جزایر سدی متمایز می‌شود. مهم‌ترین ساختمان رسوبی شامل دون و لامیناسیون مورب با شیبی به سوی دریا است [۲۸]؛ گاهی لامیناسیون مورب با شیبی به سوی خشکی نیز وجود دارد [۱۳]. سواش زون و سرف زون در این منطقه قرار دارد؛ عمق در این منطقه ۰-۳ متر است [۱۶].

حاشیه ساحل[5]: فرایند غالب در این محیط امواج و جریان‌های موازی ساحل است، رسوبات آن ماسه‌ای ریز نسبتا خوب جورشده است و ساختمان‌های رسوبی شامل ریپل‌مارک جریانی، طبقات و لامیناسیون‌های مورب چند جهته، طبقه‌بندی تدریجی و آثار فسیلی است [۱۳ و ۲۸]. عمق در این منطقه بیش از ۳ متر است [۱۶].

گلوشکو [۲۱]، تپه‌های ماسه‌ای بخش‌هایی از سواحل کشورهای حاشیه خزر را بر اساس ساختمان و شکل هندسی آن‌ها مورد مطالعه قرار داد. بر طبق این مطالعه تپه‌های ساحلی بخش‌های جنوبی و مرکزی خزر، در پی پایین رفتن آب به وسیله لاگون‌ها از خشکی اصلی جدا شده‌اند. بر این اساس تپه‌های ماسه‌ای منطقه مطالعه جزو بخش پایدار این سیستم هستند که در شرایط کنونی تحت تاثیر نوسانات سطح دریا نیستند.

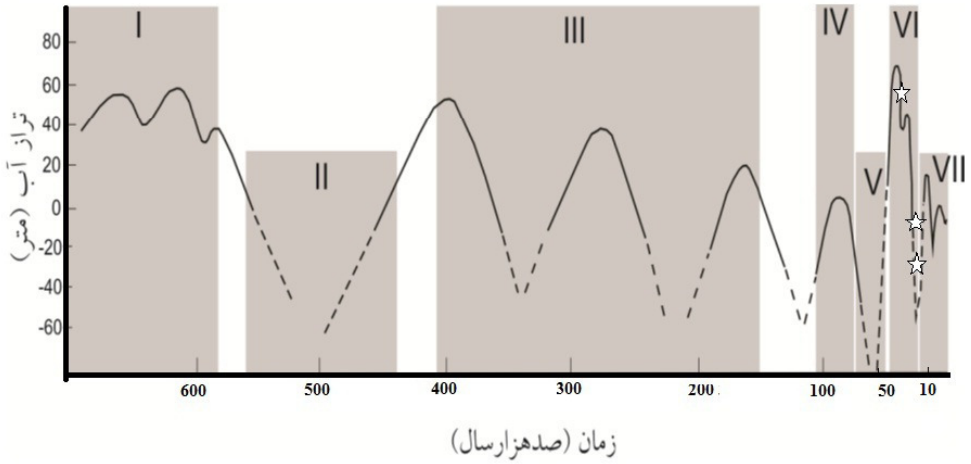
فرایندهای رسوبی در سواحل خزر تحت تاثیر تغییرات تراز آب بوده است؛ تنها در طی ۵۰۰۰۰ سال اخیر نزدیک ۱۰۰ متر تغییر تراز ثبت شده است [۲۴]؛ قابل اشاره است تغییرات تراز آب دریای خزر با تغییرات تراز جهانی آب دریا (آب های آزاد) متفاوت بوده است و علت آن را باید در وقوع دوره‌های بارانی در هنگام دوره‌های یخچالی در این ناحیه دانست [۹]. این موضوع با افت سطح آب در هولوسن و بالا آمدن مقطعی آن در آخرین دوره یخچالی قابل اثبات است (شکل ۹).

نوسانات تراز آب دریای خزر را می‌توان بر اساس طول دوره به دو دسته‌ی نوسانات کوتاه‌مدت و نوسانات بلندمدت تقسیم‌بندی کرد [۲۶]. نوسانات کوتاه مدت سالیانه‌ی خزر به صورت آهنگین رخ می‌دهد و وابسته به میزان آب ورودی رود ولگا است که خود متاثر از نوسانات آب‌وهوایی محیط پیرامون دریای خزر است. نوسانات بلند مدت نیز، به شکل چرخه‌های پیشروی- پسروی همراه بوده است (شکل۹)؛ میزان این نوسانات، پس از جداشدن دریای خزر از دریاهای آزاد در زمان پلیوسن، تا ۱۵۰ متر می‌رسد [۱۹]. بر اساس مطالعات ریچاگف و لیونتیف [۳۴] بزرگ‌ترین پیشروی خزر در کواترنری در زمان خوالین روی داد (خوالین آغازی=۷۰-۴۰ هزار سال و خوالین پسین= ۲۰-۱۰ سال پیش) و تراز آب در خوالین آغازی به بیش از ۵۰ متر رسید (شکل ۹).

مجموعه‌ای از داده‌های رسوب‌شناسی و رخساره‌های رادار، تا حدود زیادی محیط تشکیل رسوبات منطقه را روشن می‌کند. در برش‌های عرضی و طولی تپه‌های ماسه‌ای منطقه، مجموعه‌ای از طبقات[6] در جهات مختلف دیده می‌شوند که توسط مرز لایه‌ها[7] جدا شده‌اند. این مجموعه طبقات برای تفکیک واحدهای مورفولوژیکی بزرگ

[1] inland dunes
[2] coastal dunes
[3] Backshore-Dune
[4] Foreshore (nearshore)
[5] Shoreface/offshore
[6] coset
[7] bounding surface

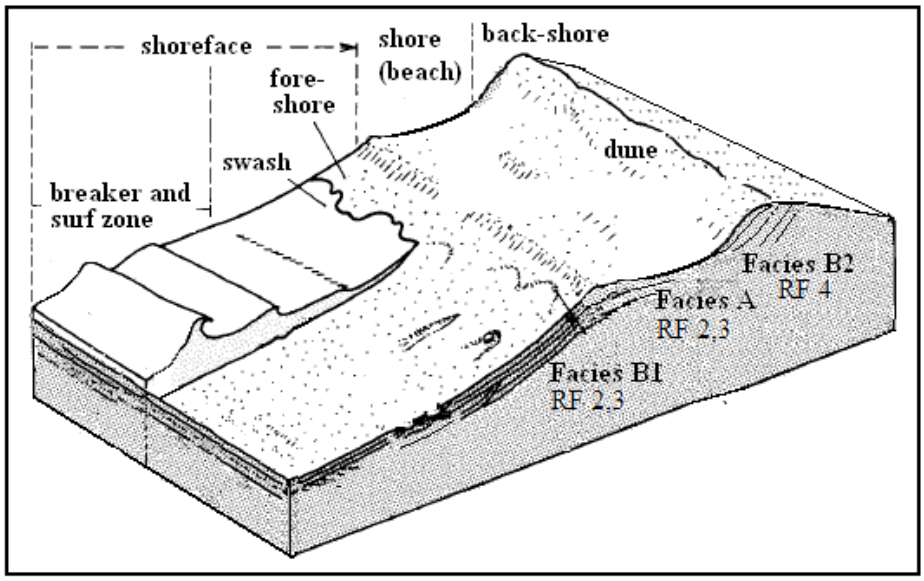
مـقیاس مناسب هسـتند. بر این مبنا دو واحـد در نیمرخ‌های رادار قابل شنـاسایی است: ۱- واحـد زیـرین (= عمق بیش از ۱/۵ متر) شامل رخساره‌های رادار ۲ و ۳، ۲- واحد رویین (=عمق ۰ تا ۱/۵ متر) شامل رخساره رادار ۴. این دو مجموعه با یک خط زمانی مشخص (time line= 17ka) از هم جدا می‌شوند. در واحد رویین، تغییر جهت شیب بازتاب کننده‌ها نمایانگر دو دامنه Lee/Stoss side تپه‌های ماسه‌ای فعال کنونی در پشت ساحل است. از طرف دیگر، مجموعه رخساره زیرین، ویژگی‌های رسوبات ساحلی [۲۰ و ۳۲] را نشان می‌دهند؛ مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: ۱- بازتاب‌های با پیوستگی و شدت متغیر که نمایانگر تداخل رسوبات با مکانیسم‌های مختلف است، ۲- شکل خارجی واحدهای لرزه‌ای به صورت‌های گوه‌ای، موجی، مورب و مقعر است. این شکل‌ها شاخص رسوبات جلوی ساحل (تحت نفوذ امواج) و پرشدگی فرورفتگی‌های رسوبات پهنه ساحلی (سواش زون) است. شیب غالب لایه‌های مورب در نیمرخ‌های رادار به سوی شمال و غرب است (شکل ۹) که هم‌خوانی با الگوی موج غالب (شکل ۱) منطقه دارد. ۳- مرز فرسایشی و تاپ لپ مجموعه بازتاب‌ها نمایانگر ته‌نشست آن‌ها در بخش‌های نزدیک به ساحل است؛ به عنوان مثال بازتاب کننده‌های رخساره RF_2 در آخرین بخش شمالی نیمرخ عرضی تپه شماره ۴، دارای مرز تاپ‌لپ است که به سوی جانبی به صورت تدریجی موازی می‌شود. چنین رابطه‌ای نمایانگر ناحیه سواش (swash zone، [۲۱]) است. ۴- توالی کم-عمق شونده به سوی بالا در نیمرخ‌ها دیده می‌شود؛ به عنوان مثال در نیمه جنوبی نیمرخ Y1 از تپه شماره ۴ (شکل ۸) رخساره‌های RF2، RF3 و RF4 (به ترتیب از پایین به بالا) نمایان‌گر کاهش عمق از منطقه سواش به سوی پهنه ساحلی و تپه ساحلی است.



شکل ۹. مهم‌ترین نوسانات تراز آب دریای خزر در طی هشتصد هزار سال اخیر: I= چرخهٔ پیشروی - پسروی باکو II = پسروی و نیز، III = چرخهٔ پیشروی –پسروی خزر آغازی IV = چرخهٔ پیشروی خزر پایانی، V = پسروی آتل، VI = چرخهٔ پیشروی – پسروی خوالین، VII = چرخهٔ پیشروی – پسروی نئوکاسپی، اقتباس از فدروف [۱۹]. علامت ستاره موقعیت نمونه‌های سن سنجی شده در این پژوهش (منطبق بر چرخهٔ پیشروی – پسروی خوالین/) را نشان می‌دهد.

در کنار نیمرخ‌های رادار، بررسی رخساره‌های رسوبی منطقه جزییات دیگری از محیط تشکیل آن‌ها را در اختیار قرار می‌دهد؛ از نظر بافتی، تفاوت ناچیزی بین اندازه و ترکیب دانه‌های تپه‌های ماسه‌ای ساحلی (رخساره رسوبی B2 و رخساره رادار ۴) و رسوبات ساحلی (رخساره‌های رسوبی B1, A و رخساره‌های رادار ۲ و ۳) دیده می‌شود. مشابه این مورد در مناطق دیگر نیز گزارش شده است [۱۸]؛ چنین وضعیتی در بررسی بافت رخساره‌های رسوبی منطقه قابل مشاهده است؛ ۱- فراوانی اجزای تشکیل دهنده هر سه رخساره بسیار مشابه یکدیگر است: کوارتز ۱۵ تا ۱۷ درصد، بیوتیت ۵ تا ۷ درصد، کانی‌های اوپک ۵ تا ۱۰ درصد، فلدسپات ۵ تا ۸ درصد و خرده‌های فسیلی ۲ تا ۵ درصد (گاستروپود، صدف دوکفه‌ای) و خرده‌های سنگی ۶۰ تا ۷۰ درصد (به

ترتیب فراوانی: دگرگونی، آذرین، رسوبی) است. ۲- هرچند میانگین اندازه دانه‌ها و دیگر شاخص‌های آماری هر سه رخساره بسیار به هم نزدیک هستند؛ با این وجود شباهت ویژگی‌های دو رخساره A و B2 از نظر گردشدگی و کرویت دانه‌ها و تا حدود زیادی از نظر شاخص‌های آماری بافتی در نمودارها دیده می‌شود (شکل ۶). بر این اساس می‌توان نوسانات هم‌راستا با یکدیگر در شاخص‌های بافتی و سرعت رسوب‌گذاری (جدول ۳) را مرتبط با نوسانات سطح آب دانست (شکل ۴). با در نظر گرفتن ویژگی‌های رخساره‌های رسوبی و رخساره‌های رادار، نتیجه گرفته می‌شود دو رخساره رسوبی A و B2 در منطقه خارج از تاثیر آب (به ترتیب پهنه ساحلی و دون) نهشته شده اند (شکل ۱۰)؛ شواهد آن عبارتند از ساختمان‌های ریزشی حاشیه دون و لایه‌بندی موازی و مورب بزرگ مقیاس. به دلیل کم بودن داده‌های سن سنجی و نداشتن نتایج مشابه در پیرامون منطقه مطالعه، با قطعیت نمی‌توان از ارتباط فرایندها و رخساره‌های رسوبی با تراز سطح آب (و نیز عمق محیط رسوبی) سخن گفت. به هر حال اثر نوسانات تراز آب در ویژگی‌های بافتی و سرعت رسوب‌گذاری رسوبات بارز است.



شکل ۱۰. مدل شماتیک محیط رسوبی برای رخساره‌های رسوبی (A، B1 و B2) و رخساره‌های رادار (RF2، RF3 و RF4) در منطقه مطالعه

جدول ۳. سرعت رسوب‌گذاری رخساره‌های مطالعه شده (سرعت رسوب‌گذاری بر اساس نسبت ضخامت رخساره به سن مرز بالایی و پایینی رخساره به دست آمده است؛ جزییات در شکل ۳).

رخساره	سرعت رسوب‌گذاری (میلی‌متر در سال)
B2	۰/۰۲
B1 (نیمه بالایی)	۰/۱۵
B1 (نیمه پایینی)	۰/۰۶

نتیجه‌گیری

نوسانات سطح آب و امواج مهم‌ترین عوامل کنترل کننده تغییرات زیر محیط‌های ساحلی در منطقه مطالعه بوده است. تغییرات مشاهده شده در ویژگی‌های بافتی، شکل دانه‌ها (گردشدگی، کرویت) و سرعت رسوب‌گذاری رخساره‌های رسوبی مرتبط با نوسانات سطح آب بوده است. سه رخساره رسوبی A، B1 و B2 شناسایی شد که رخساره B_1 در هنگام تشکیل در منطقه کم عمق ساحلی و رخساره‌های A و B_2 در منطقه بالای ساحلی و خارج از سطح آب قرار داشته‌اند. ویژگی‌های دو رخساره A و B2 نمایانگر رسوب‌گذاری خارج از آب (تپه‌ها و پهنه ساحلی) و رخساره B1 بیانگر رسوب‌گذاری کم‌ژرفای ساحلی (منطقه سواش) است. نتایج سن‌سنجی از بخش‌های میانی و پایینی تپه‌ها نمایانگر سن ۱۴ تا ۲۵ هزار سال

مـی‌باشد؛ بر این اساس بیشـینه و کمینه سـرعت رسوب‌گذاری به ترتیب ۰/۱۵ و ۰/۰۲ میلی‌متر در سال تخمین زده شد. هم‌چنین چهار رخساره رادار شناخته شد که این رخساره‌ها ویژگی‌های جلوی[1] تپه‌های ساحلی، پر شدگی فرورفتگی‌های پهنه ساحلی و منطقه سواش را نشان دادند و جهت غالب شیب لایه‌ها در رخـساره‌هـای رادار نـشان‌دهنده‌ی نقـش امـواج در شکل‌گیری آن‌ها بوده است.

منابع

[۱] اداره کل هواشناسی استان مازندران (۱۳۹۰) داده‌های هواشناسی ایستگاه بابلسر از سال‌های ۲۰۰۵ تا ۲۰۱۱.

[۲] امینی، آ (۱۳۹۱) رسوب‌شناسی و ژئوشیمی رسوبات هولوسن خلیج گرگان در جنوب‌شرق خزر، پایان‌نامه مقطع دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد،۲۸۱ ص.

[۳] پالوسکا، آ و دگنز، ا (۱۹۹۱، ترجمه: شهرابی، م، ۱۳۷۱) زمین‌شناسی کواترنر کرانه‌های دریای خزر. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۱۳ ص.

[۴] جهانبخش، س، هادیانی، ا، رضایی، م (۲۰۱۰) مدل‌سازی تغییر اقلیم در استان مازندران، مجموعه مقالات چهارمین کنگره جغرافیدانان جهان اسلام، ۱۳ ص.

[۵] حاجی‌بابایی، ن.، آزرم سا، ع (۱۳۸۲) ارزیابی مدل‌های پیش‌بینی امواج ناشی از باد و ارائه مدل مناسب برای سواحل شهرستان بابلسر، مجله علوم دریایی ایران، دوره ۳، شماره ۲، ۱۸ ص.

[۶] خسرو تهرانی، خ (۱۳۸۹) چینه‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه تهران، ۵۶۸ ص.

[۷] خوشروان، ه (۱۳۸۸) بررسی تغییرات مورفودینامیکی خزر در اثر فعالیت‌های انسانی، مجموعه مـقالات کنفرانس بین‌المللی بنیاد سواحل مدیترانه، روسیه.

[۸] دانشور، ش (۱۳۸۰) بررسی نقش مینرال‌های رسی در پاک‌سازی محیط‌های آبی آغشته به عناصر سنـگین. پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال. دانشکده علوم و فنون دریایی.

[۹] درویش‌زاده، ع (۱۳۸۵) زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر تهران، ۴۳۴ ص

[۱۰] سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (۱۳۸۲) فرهنگ جغرافیایی رودهای کشور، حوضه آبریز دریای خزر.

[۱۱] عزیزی، ق (۱۳۸۳) تغییر اقلیم، نشر قومس.

[۱۲] فرجزاده، ر.، فیاضی، ف.، نخعی، م.، صمدی، ل.، رضایی، خ (۱۳۸۹) تمایز رسوبات زیرسطحی و حدود نفوذ آب شور دریای خزر با استفاده از مطالعات رسوب‌شناسی و توموگرافی مقاومت الکتریکی، چهاردهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه ارومیه.

[۱۳] قانقرمه، ع (۱۳۸۷) مطالعه نوسانات سطح تراز آب دریای خزر، مرکز ملی مطالعات و تحقیقات دریای خزر، گزارش سالیانه، (سال آبی ۱۳۸۶-۱۳۸۷).

[۱۴] کرمی‌خانیکی، ع (۱۳۸۳) سواحل ایران، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری، ۴۱۱ ص.

[۱۵] لاهیجانی، ح (۱۳۸۱) گزارش نهایی طرح تحقیقات رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی خلیج گرگان، موسسه ملی اقیانوس‌شناسی، ۶۴ ص.

[۱۶] معتمد، ا (۱۳۷۶) رسوب‌شناسی، انتشارات دانشگاه تهران، ۴۵۱ ص.

[۱۷] موسوی‌حرمی، ر (۱۳۸۶) رسوب‌شناسی، انتشارات آستان قدس رضوی، ۴۷۴ ص.

[18] Amini, A., Moussavi- Harami, R., Lahijani, H., Mahboubi, A (2012) Sedimentological and Geomorghological Factor in Formation of Coastal Dune and Nebka in Miankaleh Coastal Barrier System (Southeast of Caspian Sea, North Iran), The Association of Korean Socities, P.P 139- 152.

[19] Arpe, K., Leroy, S. A. G (2007) The Caspian Sea level forced by the atmospheric circulation, as observed and modelled, Quaternary International. Vol, 173-174. 144-152.

[20] Berger, G.W (1995) Progress in Luminescence dating methods for Quaternary sediments, In: Rutter, N.W. and Catto, N.R. (Eds.), Dating methods for Quaternary sediments, Geological Assoc. Canada, Geotext2, 81-104.

[21] Bristow C. S., Bailey S. D.,Lancaster N (2000) The sedimentary structure of linear sand dunes. *Nature* 406:56–59.

[22] Bristow C. S., Chroston P. N., Bailey S. D (2000) The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: Insights from ground penetrating radar surveys, Norfolk, England. *Sedimentology* 47:923–944

[23] Clifton, H.E., Hunter, R.E. and Phillips, R.L (1971) Depositional structures and processes in the non-barred, high energy nearshore. J. Sed. Pet. 41, 651-670.

[24] Davis, R, A., Clifton, H (1987) Sea Level Change and the Preservation potential of wave dominated and tide dominated coastal sequence, SEPM, P.P 167- 178.

[1] foreslope

[25] Einsell, G (1992) Sedimentary basins, evolution, facies and sediment budget, Springer Verlag, 628p.
[26] Federov, P.V (1995) Modern geology of the Caspian Sea. Russian Academy of Science Bull. 65, 622-625.
[27] Fisher, W.L. and Brow, L.F (1983) Late Neogene-Quaternary seismic stratigraphy of the Ulleung Basin, East Sea (Sea of Japan), Marine Geology, 146, 205-224.
[28] Glushko, T (1996) Features of Landscape Structures of the Coastal Dunes of the East Caspian Sea, Landscape and Urban Planning, vol.34,p.p 183–188.
[29] Haggeman, SJ (2003) Paleoenvironmental Significance of Celleporaria(Bryozoa) from odern and Tertiary Cool-water Carbonates of Southern Australia, PALAIOS, V. 18, p. 510–527.
[30] Hutt, G.I and Raukas, A (1995) Thermoluminescence dating of sediments, In: Rutter, N.W. and Catto, N.R. (Eds.), Dating methods for Quaternary sediments, Geological Assoc. Canada, Geotext2, 73-79.
[31] Jol, H. M., D. G. Smith & R. A. Meyers (1996) Digital Ground Penetrating Radar (GPR): an improved and effective geophysical tool forstudying modern coastal barrier (examples for the Atlantic, Gulf and Pacific coasts, USA). Journal of Coastal Research, 729: 960–968.
[32] Kakroodi, A. A., Kroonenberg, S. B., Hoogendoorn, R. M., Mohammd Khani, H., Yamani, M.,Ghassemi, M. R., Lahijani, H. A. K (2012) Rapid Holocene sea level changes along the IranianCaspian coast, Quaternary International 263, 93-103.
[33] Knapp, C.C (2009) Apsheron Allochton: evidence for South Caspian seafloor deformation in response to climatically driven hydrate dissociation, 54th Annual Reports on Researche, Rep. AC8.
[34] Koorenenberg, s,. Storms, J., Kasimov, N (2000) A Full Sea Level Cycle in 65 Years: Barreir Dynamics Along Caspian Shores, Sedimentary Geology, Vol. 134, p.p 257-274.
[35] Lahijani, H. A. K., Rahimpour-Bonab, H., Tavakoli, V., Hosseindoost, M (2009) Evidence for Late Holocene high-stands in Central Gilān–East Mazanderan, South Caspian coast, Iran. Quaternary International 197, 55–71.
[36] Lancaster, N (1989) The dynamics of star dunes: an example from Gran Desierto of Mexico, Sedimentology, 39, 631-644.
[37] Leeder, M (2001) Sedimentology and sedimentary basins, from turbulence to tectonics, Blackwel Science.
[38] Martinez, M.L. & Psuty, N.P (2008) Coastal Dunes: Ecology and Conservation. Springer, Berlin, p.p 386.
[39] McKee, E (1979) Sedimentary Structures in Dunes, A Study of Global Sand Seas. United States Geological Survey, Washington D.C., p.p 429.
[40] Mitchum, R.M., Jr (1977) Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 11: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: C.E. Payton (Editor), Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration: Am. Assoc. Pet. Geol. Mem., 26: 205-212.
[41] Neal, A (2004) Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. Earth-Science Reviews, 66: 261–330.
[42] Pye, k. Tsoar, H (2009) Aeolian Sand and Sand Dunes, Springer, p.p 465.
[43] Reading, H.G. (1986) Seismic environments and facies, Blackwell Publ.
[44] Rezaeian., M (2008) Coupled Tectonics, Erosin and Climate in the Alborz Montains, Iran, PhD thesis, University of Cambridge, p.p 219.
[45] Rychagov GI. Leont'yev OK, Kaplin (1976) New evidence on Quaternaryhistory of the Caspian Sea. In: Kaplin PA, Ed. Kompleksnye isseledovaniya Kaspiiskogo morya (Complex studies of the CaspianSea), Moscow: Moscow University Press; pp. 49-63.
[46] Siever, R (1988) Sand, Freeman and Company, 237p.
[47] Sorenson, R.M., R.N. Weisman, and G.P. Lennon (1984) Control of Erosion, Inundation and Salinity Intrusion Caused by Sea Level Rise." Greenhouse Effect and Sea Level Rise. M.C. Barth and J.G. Titus, eds. Van Nostrand Reinhold Company, Inc., New York. pp 179-214.
[48] Svitoch, A.A (2007) About the nature of the Khvalynian transgression of the Caspian Sea. Oceanology 47 (2), 304-311
[49] Van Dam, R. L., and W. Schlager (2000) Identifying causes of ground-penetrating radar reflections using time-domain reflectometry and sedimentological analyses: Sedimentology, 47, 435–449