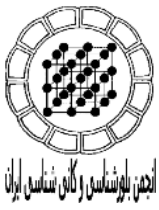
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیستم، شمارهٔ ۳، پاییز ۹۱، از صفحهٔ ۳۸۹ تا ۴۰۲



کاربرد کانی‌های سنگین در تفسیر خاستگاه رسوب‌های آواری فلات قاره‌ی دریای عمان- ناحیه چابهار تا جاسک

صدیقه امجدی[۱]، محمدحسین محمودی‌قرائی[۱*]، رضا موسوی‌حرمی[۱]، اسداله‌محبوبی[۱]، حمید علیزاده‌کتک لاهیجانی[۲]

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- مرکز ملی اقیانوس‌شناسی ایران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۰/۵/۲)

چکیده: هدف از این بررسی، شناسایی کانی‌های سنگین در رسوب‌های دریائی فلات قاره دریای عمان و بکارگیری آن‌ها در تفسیر خاستگاه آن‌ها است. هفت نمونه از یک مغزه از کف دریا و سه نمونه از رسوب‌های پهنه‌های جزر و مدی برای این کار انتخاب شدند. برای جداسازی کانی‌های سنگین از محلول بروموفورم و نیز شناسایی آن‌ها از میکروسکوپ بینوکولار و آنالیز SEM مجهز به EDS استفاده شد. مهم‌ترین کانی‌های سنگین نمونه‌های مورد بررسی عبارتند از زیرکن، آپاتیت، هورنبلند، گارنت، تورمالین، روتیل، ایلمینیت و باریت. فراوانی بالای زیرکن، آپاتیت و تورمالین مؤید وجود سنگ‌های آذرین فلسیک در خاستگاه است. با توجه به سنگ‌های آتشفشانی مناطق فرورانش می‌توان سری تولئیتی کوارتزدار در کمان‌های جوان و حوضه‌های پشت کمانی را به‌عنوان خاستگاه اصلی این رسوب‌ها در نظر گرفت. حضور هورنبلند در نمونه‌ها نیز نشان دهنده‌ی بالاآمدگی زمین‌ساختی و تشکیل افیولیت در منطقه است.

واژه‌های کلیدی: *کانی‌های سنگین؛ سنگ خاستگاه؛ هورنبلند؛ زیرکن؛ آپاتیت؛ تورمالین.*

مقدمه

کانی‌های سنگین در رسوب‌های آواری، ذرات ریز و با چگالی بالائی هستند که چگالی بیشتری نسبت به کانی‌های دیگر دارند. اگر چه تنوع و فراوانی این کانی‌ها زیاد است ولی معمولاً تعداد معدودی از آن‌ها نظیر کیانیت، گارنت، تورمالین، ایلمینیت، زیرکن و آپاتیت در نهشته‌های رسوبی مشاهده می‌شوند [۱]. یکی از کاربردهای کانی‌های سنگین بکارگیری آن‌ها به‌عنوان راهنما برای تعیین خاستگاه رسوب‌ها است [۲]. تشکیل کانی‌های سنگین در یک منطقه به عوامل مختلفی نظیر تنوع کانی‌ها در سنگ، خاستگاه ریخت‌شناسی محیط ته‌نشست و چگونگی حمل و نقل و ته‌نشینی آن‌ها در محیط رسوبی بستگی دارد [۱]. همچنین شرایط هیدرولیکی وابسته به جورشدگی ذرات و چگالی کانی‌ها می‌تواند در تمرکز کانی های سنگین نقش داشته باشد [۳].

منطقه‌ی مورد بررسی در جنوب شرقی ایران و در منتهی الیه جنوب مکران ساحلی واقع شده که بخشی از گستره‌ی شهرستان چابهار تا جاسک را در بر می‌گیرد. منطقه‌ی مورد بررسی دارای آب و هوای نیمه بیابانی، گرم و خشک و نیز رودخانه‌های فصلی است. منطقه چابهار - جاسک از جمله مناطقی از ایران است که به دلیل شرایط خاص اقلیمی و زمین‌شناسی نظیر نوسان‌های سطح آب دریا طی زمان‌های مختلف، تاثیر فرآیندهای زمین‌ساختی و تشدید فرسایش در نواحی بالا آمده‌ی (uplift) ناشی از فرورانش، ساختار و پدیده‌های منحصر به فردی دارد و از رسوب‌های آواری تشکیل شده است که خاستگاه این رسوب‌ها می‌تواند سنگ‌های مختلف موجود در منطقه باشد که پس از فرسایش از طریق رودخانه‌های فصلی همچون وشنام و ماجرو به مناطق ساحلی و دریای عمان حمل شده‌اند [۴].

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۸۷۹۷۲۷۵ (۰۵۱۱)، پست الکترونیکی: gharaie2000@ yahoo.com

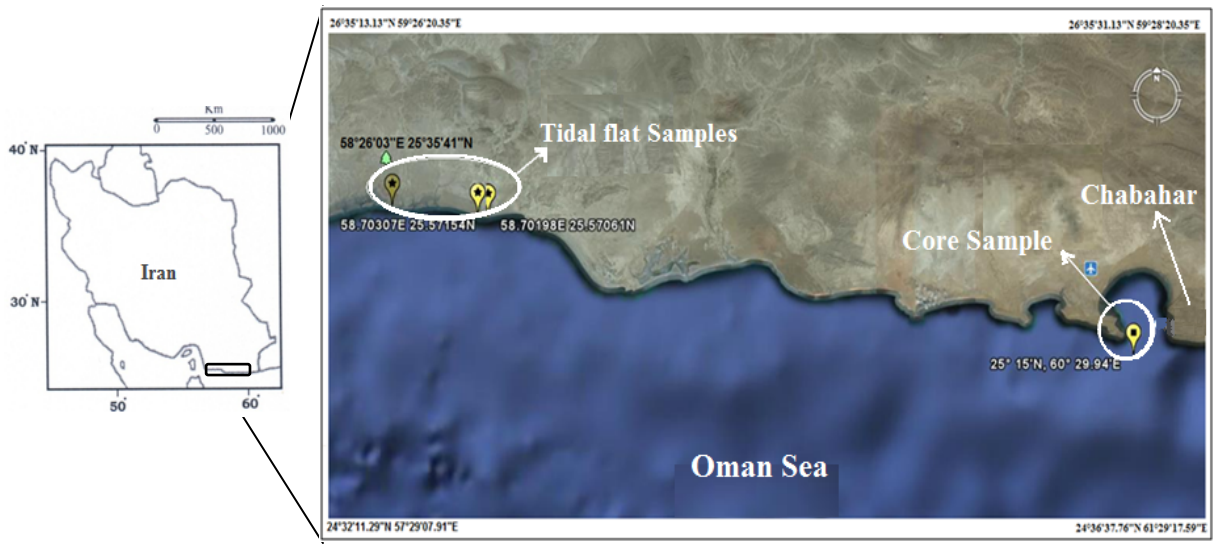
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

روش بررسی

نمونه‌برداری به دو صورت انجام شد. روش اول، نمونه‌برداری از رسوب‌های دریائی به شیوه‌ی مغزه‌گیر گرانشی (Gravity core) است که توسط مرکز ملی اقیانوس‌شناسی تهران انجام شده است. نمونه‌های مورد بررسی از مغزه‌ای با بیشترین ذرات ماسه در گستره‌ی خلیج چابهار، با عرض جغرافیایی ۱۵' ۲۵° شمالی و طول جغرافیایی ۵" ۲۹' ۶۰° برداشت شده‌اند (شکل ۱). فاصله‌ی این مغزه تا ساحل شمالی ۴۴۶۰ متر بوده و طول مغزه ۳۳ سانتی‌متر است که از عمق ۲۰ متری نسبت به سطح دریای عمان گرفته شده است. از این مغزه، ۷ نمونه با فاصله-های ۴ سانتی‌متر برای بررسی کانی‌های سنگین انتخاب شده-اند. روش دوم، نمونه برداری از رسوب‌های ساحلی و پهنه بالای کشندی دریای عمان است. تعداد ۳ نمونه به مختصات ۱۴" ۳۴' ۲۵° درجه‌ی شمالی و ۶" ۴۲' ۵۸° درجه‌ی شرقی (Gheshmi-T01)، ۱" ۳۴' ۲۵° درجه‌ی شمالی و ۱" ۴۲' ۵۸° درجه‌ی شرقی (Gheshmi-T03) و نیز ۴۰" ۳۵' ۲۵° درجه-ی شمالی و ۱" ۴۲' ۵۸° درجه‌ی شرقی (KhGB-03) برداشت شده‌اند (شکل ۱). دلیل انتخاب این نمونه‌ها فراوانی بالای ذرات ماسه‌ای در آن‌هاست. دانه‌سنجی نمونه‌ها به روش لیزری با استفاده از Laser particle sizer در آزمایشگاه مرکز ملی اقیانوس‌شناسی تهران انجام شد. ذرات ماسه براساس چگالی و با استفاده از محلول برومومفرم ($CHBr_3$) تفکیک شدند. از میکروسکوپ دوچشمی، برای شناسایی اولیه کانی‌های سنگین و از میکروسکوپ الکترونی (SEM مدل LEO 1450 VP) مجهز به EDS آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی برای آنالیز دقیق این کانی‌ها استفاده شده است.

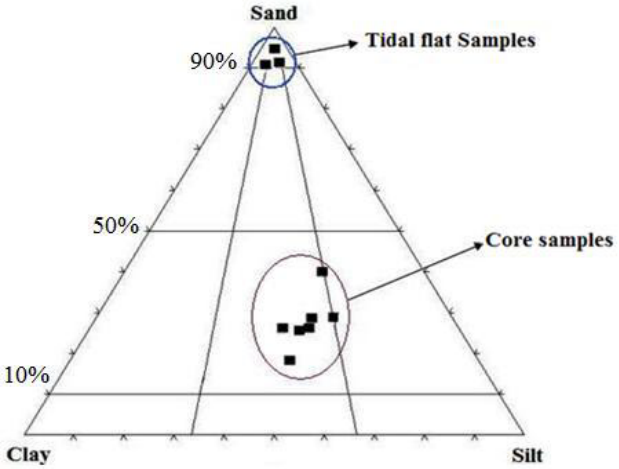
بحث و بررسی

آنالیز دانه‌سنجی نمونه‌های مغزه و رسوب‌های روی پهنه کشندی در شکل ۲ نشان داده شده است. چنانکه در نمودار مثلثی مشاهده می‌شود رسوب‌های پهنه‌ی کشندی بیشتر ماسه‌ای و از اندازه بزرگتری نسبت به نمونه‌های مغزه برخوردارند. کانی‌های سنگین موجود در این نمونه‌ها شامل هورنبلند، مگنتیت، ایلمینیت، آپاتیت، گارنت، تورمالین و باریت است (شکل ۳). فراوانی کانی‌های سنگین در نمونه‌های مغزه شامل هورنبلند ۱۳-۱۶٪، زیرکن ۱۱-۱۳٪ ، گارنت در حدود ۱۲٪، تورمالین ۲۶٪، آپاتیت ۱۶-۱۸٪، مگنتیت و ایلمینیت ۱۱-۱۳ ٪، روتیل ۳-۵٪ و باریت ۲-۴٪ است (جدول ۱). در نمونه‌های روی پهنه‌ی کشندی کانی‌های سنگین شامل زیرکن ۱۱ – ۱۴٪، تورمالین ۲۲ – ۲۴ ٪، گارنت ۱۷ - ۲۰٪، هورنبلند ۱۳٪ و آپاتیت ۱۴-۱۶٪ با بیشترین فراوانی بوده و ایلمینیت و مگنتیت ۹-۱۱٪، روتیل ۴-۷٪ و باریت ۲-۳٪ فراوانی کمتری دارند (جدول ۱). از نظر پایداری این کانی‌ها جزء کانی‌های نیمه پایدار و بسیار پایدار محسوب می‌شوند [۲].

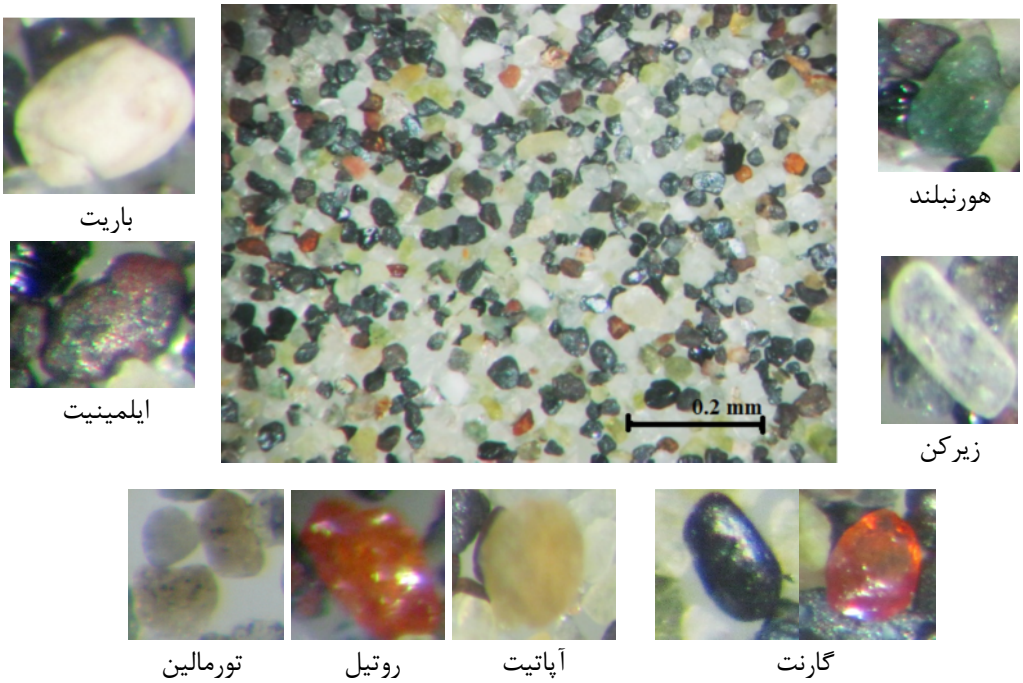


شکل ۱ محل برداشت نمونه‌ها از فلات قاره دریای عمان، نمونه‌های ساحلی Gheshmi-T01 , Gheshmi-T03، KhGB-03 و مغزه در گستره‌ی خلیج چابهار.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



شکل ۲ درصد فراوانی ماسه، سیلت و رس در مغزه و نمونه‌های رسوبات ساحلی در فلات قاره دریای عمان (منطقه چابهار تا جاسک) براساس دیاگرام مثلثی فولک (۱۹۷۴) [۵].



شکل ۳ انواع کانی‌های سنگین در نمونه‌های رسوب‌های ساحلی و فلات قاره‌ی دریای عمان (چابهار- جاسک).

جدول ۱ درصد فراوانی انواع کانی‌های سنگین در نمونه‌های مورد بررسی.

شماره نمونه	زیرکن	گارنت	هورنبلند	تورمالین	آپاتیت	ایلمینیت و مگنتیت	روتیل	باریت	درصد کلی
مغزه	۱۳	۱۲	۱۳	۲۶	۱۶	۱۱	۵	۴	۱۰۰
	۱۱	۱۱	۱۶	۲۶	۱۷	۱۳	۳	۳	۱۰۰
	۱۲	۱۱	۱۵	۲۵	۱۸	۱۳	۳	۳	۱۰۰
	۱۳	۱۲	۱۴	۲۶	۱۶	۱۲	۴	۳	۱۰۰
	۱۱	۱۲	۱۵	۲۵	۱۸	۱۴	۳	۲	۱۰۰
	۱۲	۱۲	۱۴	۲۶	۱۷	۱۳	۳	۳	۱۰۰
	۱۳	۱۲	۱۳	۲۶	۱۶	۱۱	۵	۴	۱۰۰
KhGB-03	۱۱	۱۸	۱۴	۲۴	۱۴	۱۰	۷	۲	۱۰۰
Gheshmi-T01	۱۴	۱۷	۱۳	۲۲	۱۵	۱۱	۴	۳	۱۰۰
Gheshmi-T03	۱۲	۲۰	۱۳	۲۲	۱۶	۹	۵	۳	۱۰۰

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

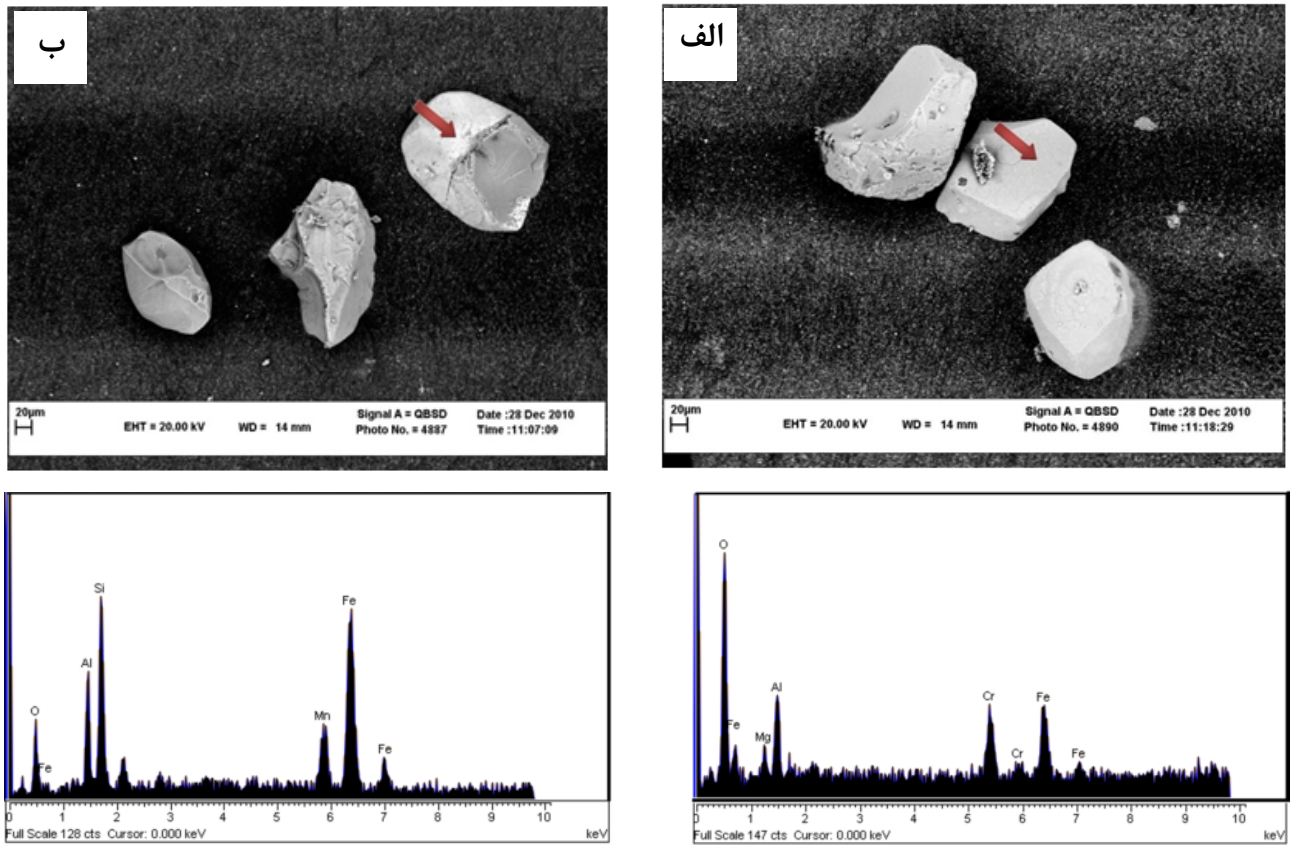
کانی‌شناسی کانی‌های سنگین

مقایسه‌ی کانی‌های سنگین در نمونه‌های مغزه و نمونه‌های روی پهنه‌ی کشندی نشان می‌دهدکه تنوع کانی‌شناسی همه نمونه-ها کم وبیش یکسان بوده و مشابه یکدیگرند. چنین شرایطی معمولاً نشان دهنده‌ی خاستگاه نزدیک به ساحل آنهاست [۶] نتایج بررسی این نمونه‌ها با SEM و آنالیز EDS منجر به شناسایی کانی‌های زیر شده است:

گارنت

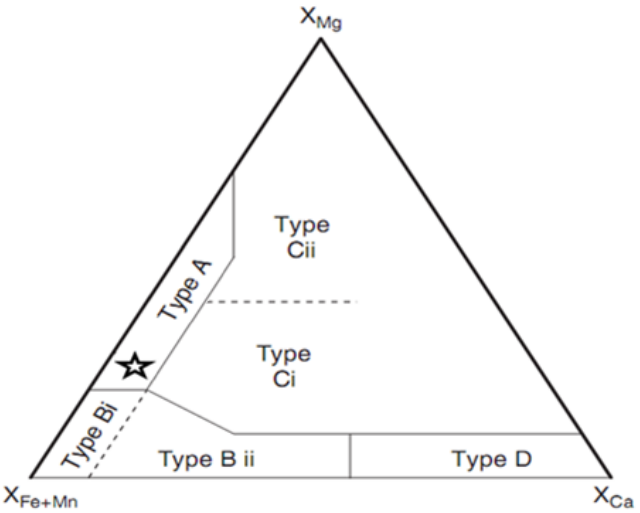
ژئوشیمی کانی گارنت روشی دقیق برای تعیین خاستگاه ته نشست‌هاست. فرمول کلی گارنت $(Al,Cr,Ti,Fe^{3+})\ Si_3O_{12}$ $(Mg,Fe^{2+},Mn,Ca)_3$ است و چندین جانشینی عنصری می-تواند در شبکه وجود داشته باشد [۸،۷] آنالیز EDS گارنت در نمونه‌های مورد بررسی تنوع عناصر موجود در شبکه‌ی گارنت را نشان می‌دهد (شکل۴ الف و ب).

مورتون و همکاران [۲] از طریق آنالیز، چهار نوع گارنت D, C, B, A را براساس ترکیب شیمیایی و خاستگاه از یکدیگر تفکیک کردند: گارنت نوع A با مقادیر بالای Mg و مقدار کم Ca از سنگ‌های دگرگونی با درجه‌ی بالا [۹،۲] و در فازهای پیدا بلور از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط ریشه گرفته است [۱۱،۱۰]. در گارنت نوع B میزان Mg کم و مقدار Ca متغیر بوده و از رخساره‌های آمفیبولیتی و رسوب‌های آواری دگرگونی ریشه می‌گیرد. گارنت نوع C با Ca زیاد و Mg بسیار زیاد از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک با درجه‌ی دگرگونی بالا ریشه گرفته‌اند [۲]. در گارنت نوع D میزان Mg خیلی کم و Ca بسیار زیاد است و از سنگ‌های متابازی با درجه‌ی دگرگونی خیلی پایین، یا از سنگ‌های فرادگرگونی گرانولیت، کلسی - سیلیکات و اسکارن ریشه می‌گیرد. گارنت‌های ناحیه مورد بررسی با توجه به تصاویر SEM و آنالیز EDS (شکل ۴) و براساس رده‌بندی مورتون و همکاران (۲۰۰۴) از نوع A است (شکل ۵) که می‌تواند حاصل از سنگ‌های با درجه‌ی دگرگونی بالا (رخساره‌ی گرانولیت) و یا از سنگ‌های آذرین اسیدی تا حدواسط باشد [۲].



شکل ۴ تصاویر SEM و آنالیز EDS گارنت در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه چابهار تا جاسک.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



شکل ۵ نمودار مثلثی رده‌بندی گارنت بر اساس Fe + Mn – Mg - Ca [۲]. گارنت‌های ناحیه مورد بررسی از نوع A با علامت ستاره نشان داده شده است.

ایلمینیت و مگنتیت

ایلمینیت ($FeTiO_3$) و مگنتیت (Fe_3O_4) از مهم‌ترین کانی‌های اقتصادی هستند که در بررسی‌های تعیین خاستگاه می‌توان از آنها استفاده کرد [۱۳،۱۲]. به عقیده باسو و مولیناروِلی (۱۹۹۱)، کانی ایلمینیت با ۵۰ تا ۶۰ درصد TiO_2 از سنگ‌های دگرگونی و با حدود ۴۰ تا ۵۰ درصد TiO_2 از سنگ‌های آذرین ریشه می‌گیرد [۱۴]. بنابراین ایلمینیت موجود در سنگ‌های دگرگونی از نظر مقدار TiO_2 غنی‌تر از سنگ‌های آذرین است [۱۵]. ایلمینیت حاصل از توده‌های گرانیتی غنی از Mn بوده ولی در شیست‌ها مقدار Mn کم است [۱۳،۱۲]. آنالیز EDS نمونه‌های مورد بررسی، وجود Mn در کانی ایلمینت را نشان می‌دهد (شکل ۶ الف). شرودر و همکاران (۲۰۰۲) نشان دادند که کانی ایلمینیت در شیست به صورت بی‌شکل و در سنگ‌های گرانیتی به‌صورت شکل‌دار است [۱۶]. تصاویر SEM کانی ایلمینیت در نمونه‌های مورد بررسی نشان‌دهنده شکل‌دار بودن این کانی است (شکل ۶ الف)، بنابراین شکل‌دار بودن کانی ایلمینیت و حضور Mn در شبکه‌ی ساختاری آن می‌تواند نشان دهنده‌ی ریشه‌گیری این کانی از سنگ‌های آذرین فلسیک و حد واسط باشد.

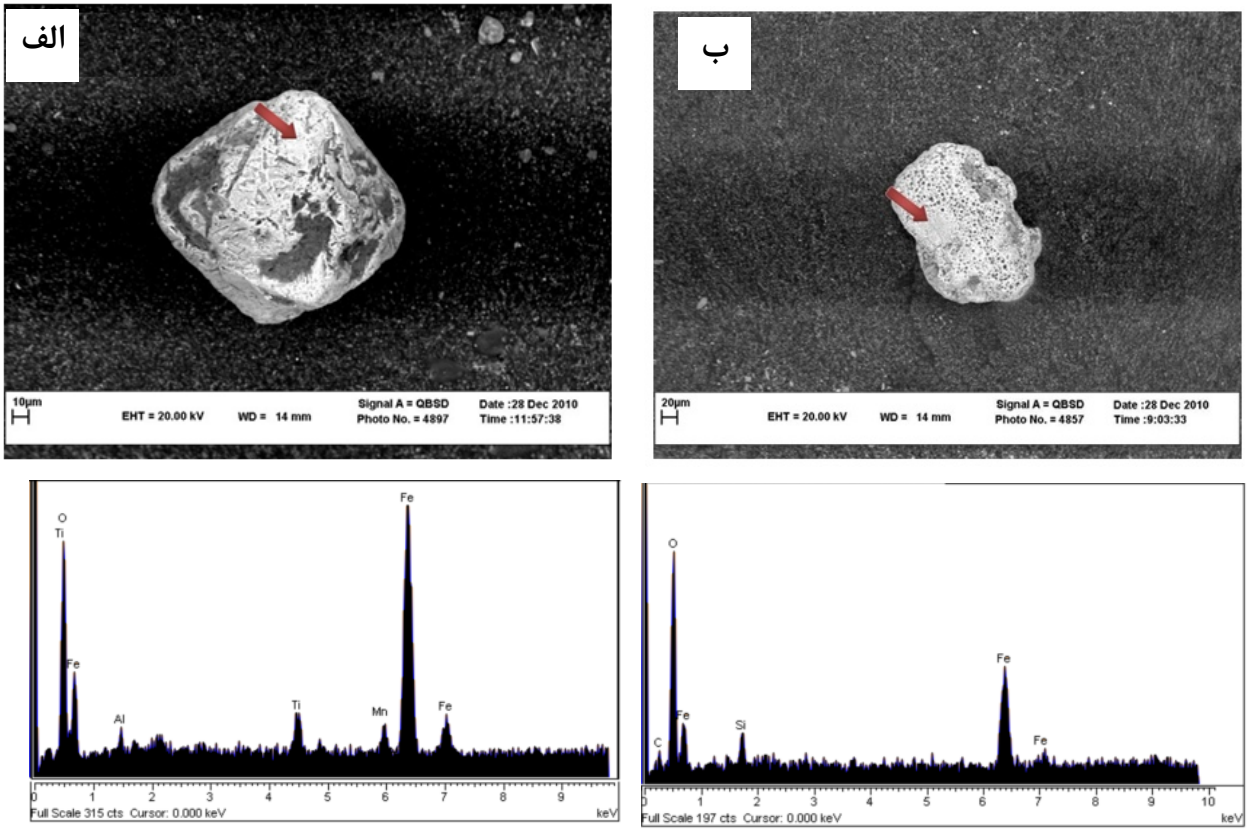
مگنتیت یکی از کانی‌های فرعی سنگ‌های آذرین است و نیز در اثر دگرگون شدن سنگ‌های آهکی و سنگ‌های حاوی لیمونیت و سیدریت به وجود می‌آید. این کانی در شیست‌ها، به ویژه در کلریت شیست، و گاهی در رگه‌های گرمابی و پنوماتولیتیک نیز دیده می‌شود که در این صورت حضور Si در شبکه‌ی کانی مگنتیت قابل تشخیص است [۱۷]. آنالیز EDS نمونه‌های مورد بررسی حضور Si در کانی مگنتیت را نشان می‌دهد (شکل ۶ ب). با توجه به تصویر SEM کانی مگنتیت، حفره‌هایی در سطح کانی دیده می‌شود (شکل ۶ ب) که می‌تواند در نتیجه‌ی فرایندهای فرسایش و انحلال ایجاد شده باشد [۱۷].

زیرکن

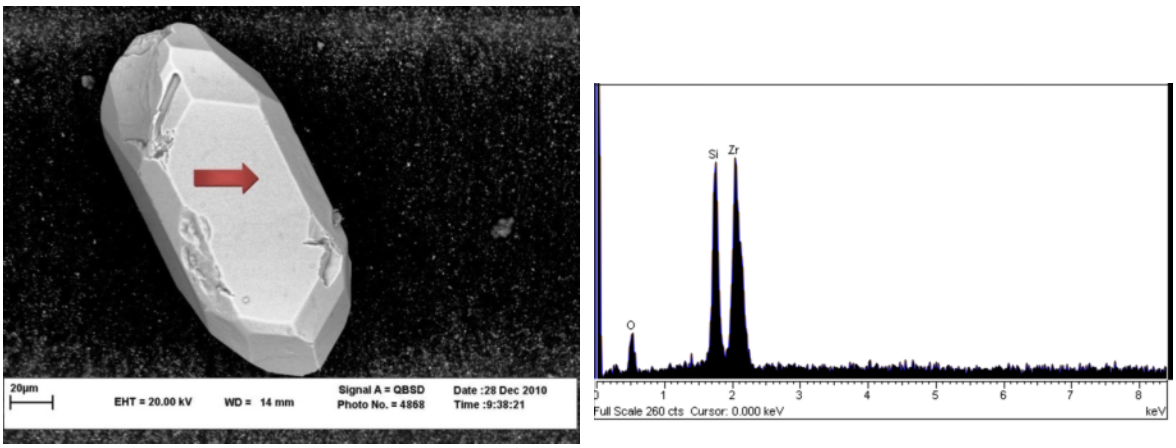
زیرکن ($ZrSiO_4$) در سنگ‌های آذرین و دگرگونی تشکیل می‌شود. فراوانی این کانی در سنگ‌های آذرین سیلیسی از قبیل گرانیتوئیدها بیشتر است. به عبارتی این کانی در سنگ‌های پلوتونیک اسیدی سدیم‌دار فراوان تر بوده، بنابراین در گرانیت‌ها و سینیت‌ها و احیاناً در دیوریت‌ها قابل مشاهده است [۱۷]. مقدار آن در بعضی سینیت‌ها ممکن است بقدری زیاد باشد که آنرا سینیت زیرکن‌دار نامند. در برخی موارد این کانی به‌صورت بلورهای درشت در پگماتیت‌های گرانیتی و مخصوصاً در پگماتیت سینیت‌های نفلین‌دار دیده می‌شود. این کانی در سنگ‌های دگرگونی از قبیل گنیس و میکاشیست نیز مشاهده می‌شود که در این‌صورت در شبکه‌ی بلوری زیرکن علاوه بر عناصر اصلی (Si, Zr)، عناصر دیگری از قبیل Nb, Ta و Sn به صورت ناخالصی وجود دارند [۱۸]. از طرفی زیرکن کانی عمومی و فرعی تعداد زیادی از سنگ‌های رسوبی تخریبی است

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

که معمولاً می‌تواند در بیش از یک دوره‌ی رسوب‌گذاری پایدار بماند. زیرکن دارای عناصر کمیاب مختلفی است که بازتاب دهنده‌ی ترکیب سنگ خاستگاه هستند [۲۰،۱۹]. در شکل ۷ تصویر SEM و آنالیز EDS زیرکن در نمونه‌های مورد بررسی نشان داده شده‌اند. کانی زیرکن در این نمونه‌ها به شکل منشور با سطوح بلوری مشخص است. در نمونه‌های مورد بررسی به‌دلیل ریخت‌شناسی مشخص، وجود عناصر اصلی (Zr) و نبود عناصر دیگر در شبکه‌ی این کانی، می‌توان نتیجه گرفت که سنگ‌های با ترکیب متمایل به اسیدی خاستگاه احتمالی زیرکن هستند [۲۰،۱۹].



شکل ۶ تصاویر SEM و آنالیز EDS ایلمینیت (الف) و مگنتیت (ب) در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.



شکل ۷ تصویر SEM و آنالیز EDS زیرکن در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

روتیل

روتیل (TiO_2) یک کانی بسیار پایدار است که در همه‌ی رسوب‌های آواری قدیمی و این زمان وجود دارد. این کانی در پاراژنزهای ماگماتیکی سنگ‌های آذرین و دگرگونی پراکنده است. روتیل به‌صورت کانی فرعی در گرانیت‌ها و پگماتیت‌های گرانیتی یافت شده و در رگه‌های کوارتزی از خاستگاه پنوماتولیتیک تا گرمابی به وجود می‌آید [۱۷]. این کانی همچنین در اثر دگرگونی سنگ‌های رسی و یا سنگ‌های آهکی و دولومیتی رس‌دار تشکیل می‌شود. از طرفی در میکاشیست، گنیس و دیگر سنگ‌های دگرگونی از قبیل اکلوژیت، آمفیبولیت و گرانولیت نیز وجود دارند [۲۱]. به‌دلیل پایداری بالای روتیل می‌توان اطلاعات مهمی به ویژه در مورد رشد رسوب‌ها از روی این کانی به‌دست آورد [۲۲]. بافت سطحی کانی روتیل در نمونه‌های مورد بررسی حالت مدور دارد (شکل ۸) که احتمالاً نشان دهنده‌ی فرایند جابه جایی در دوره‌های رسوب‌گذاری دوباره است. در ترکیب روتیل ۶۰ درصد تیتانیوم و ۴۰ درصد اکسیژن وجود دارد و ممکن است مقداری آهن یا نیوبیوم (Nb)، تالیم (Ta)، وانادیوم (V) و کروم (Cr) جایگزین تیتانیوم شود. حضور Cr در ساختار روتیل نشان دهنده‌ی سنگ خاستگاه مافیک و نبود این عنصر در روتیل نشان دهنده‌ی سنگ خاستگاه فلسیک است [۱۷]. آنالیز EDS کانی روتیل در نمونه‌های مورد بررسی با نبود Cr همراه بوده (شکل ۸)، بنابراین نشان دهنده سنگ‌های با خاستگاه فلسیک است.

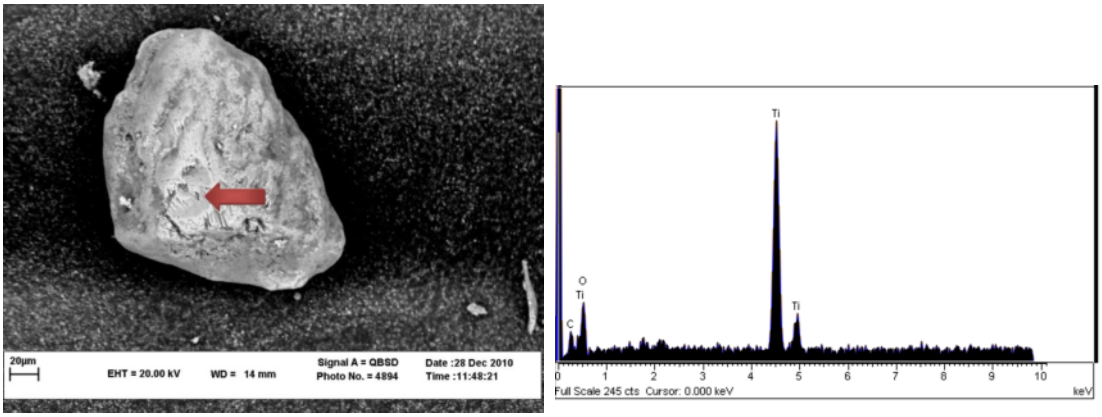
آپاتیت

آپاتیت ($Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$ یک کانی مهم در تمام سنگ-های آذرین و بعضی سنگ‌های دگرگونی است و نشان دهنده‌ی خاستگاه خاصی نیست [۲۳،۲۴]. آنالیز EDS آپاتیت در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان عناصر مختلفی را در ترکیب آن نشان می‌دهد (شکل ۹). کانی آپاتیت حاصل از رگه‌های پگماتیتی و کوارتزی و رگه‌های گرمابی معمولاً به رنگ زرد مایل به سبز دیده می‌شود. از طرفی توزیع آپاتیت در ماسه سنگ‌ها معمولاً در اثر شدت فرسایش در طول چرخه رسوبی کنترل می‌شود [۷]. در نمونه‌های مورد بررسی کانی آپاتیت در زیر میکروسکوپ دوچشمی با رنگ‌های مختلف (بیشتر به رنگ زرد مایل به سبز و زرد مایل به نارنجی) و به شکل‌های منشوری با لبه‌های گردشده دیده می‌شود (شکل ۳). با توجه به فعال بودن زمین‌ساختی و برافزایی (uplift) ناشی از فرورانش در منطقه مکران، چرخه‌های رسوب‌گذاری متعددی را می‌توان در منطقه انتظار داشت که باعث فرسایش بیشتر و گردشدگی در کانی‌های سنگین از جمله آپاتیت می‌شود.

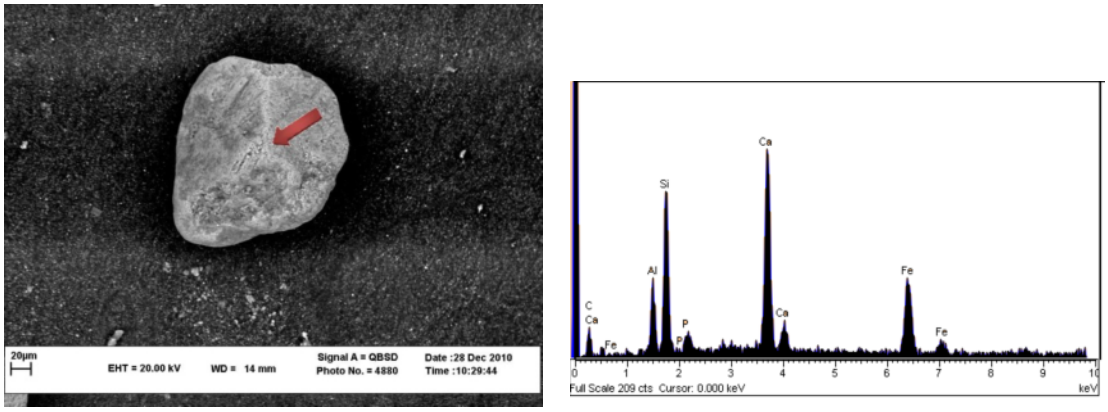
آمفیبول

آمفیبول‌ها گروه بزرگی از کانی‌ها را تشکیل می‌دهند که در انواع سنگ‌های آذرین و دگرگونی وجود دارند. در ترکیب آنها علاوه بر بنیان SiO_4 عناصری از قبیل منیزیم، آهن و کلسیم شرکت می‌کنند که ممکن است با سیلیکات‌های مضاعف سدیم، آلومینیم و آهن فریک همراه باشد. از نظر ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها را می‌توان به سه دسته‌ی آهن و منیزیم‌دار (آنتوفیلیت-کومنگتونیت)، منیزیم و کلسیم‌دار (آمفیبول‌های کلسیم دار Na<Ca) و سدیم‌دار تقسیم کرد [۲۵]. در نمونه-های مورد بررسی دو گروه آمفیبول شامل کومنگتونیت (شکل ۱۰ الف) و آمفیبول کلسیم‌دار (شکل ۱۰ ب) دیده می‌شوند. در سنگ‌های دگرگونی، این کانی‌ها گسترش فراوانی داشته و در شرایط دما و فشار متفاوت وجود دارند. به همین جهت آن‌ها را از رخساره شیست‌های سبز (دگرگونی ضعیف) تا رخساره‌ی گرانولیت (دگرگونی بسیار قوی) می‌توان دید. بلورهای کانی آمفیبول، در شرایط فیزیکی و شیمیایی مختلف همراه با شرایط دما و فشار، جانشینی‌های مختلف عناصر را نشان می‌دهند [۲۵]. بررسی آمفیبول‌ها سری‌های فرواکتینوت- ترمولیت، و هورنبلند با رنگ‌های مختلف، از قبیل اکسی - هورنبلند سبز-قهوه‌ای، آبی - سبز، قهوه‌ای و ساختار رشته‌ای را نشان می-دهند (شکل ۳). ترمولیت و اکتینوت اصولاً کانی‌های دگرگونی هستند. در صورتیکه شدت دگرگونی بالا رود، مقدار آلومینیم آکتینوت زیاد شده و این کانی بوسیله‌ی هورنبلند جانشین می‌شود. این نوع آمفیبول غالباً در سنگ‌های دگرگونی (افیولیت‌ها) دیده می‌شود که معرف شرایط فشار بالا/دمای کم و محیط‌های فرورانشی (سابداکشن) است. نوع دوم آمفیبول در نمونه‌های مورد برسی و منگتونیت $(MgFe^{2+})_7(Si_8O_{22})(OH)_2$ است بلورهای این کانی به‌صورت انباشت رشته‌ای یا سوزنی بوده (شکل ۱۰ الف)، و این کانی در سنگ‌های دگرگونی همراه آمفیبول هورنبلند دیده می‌شود.

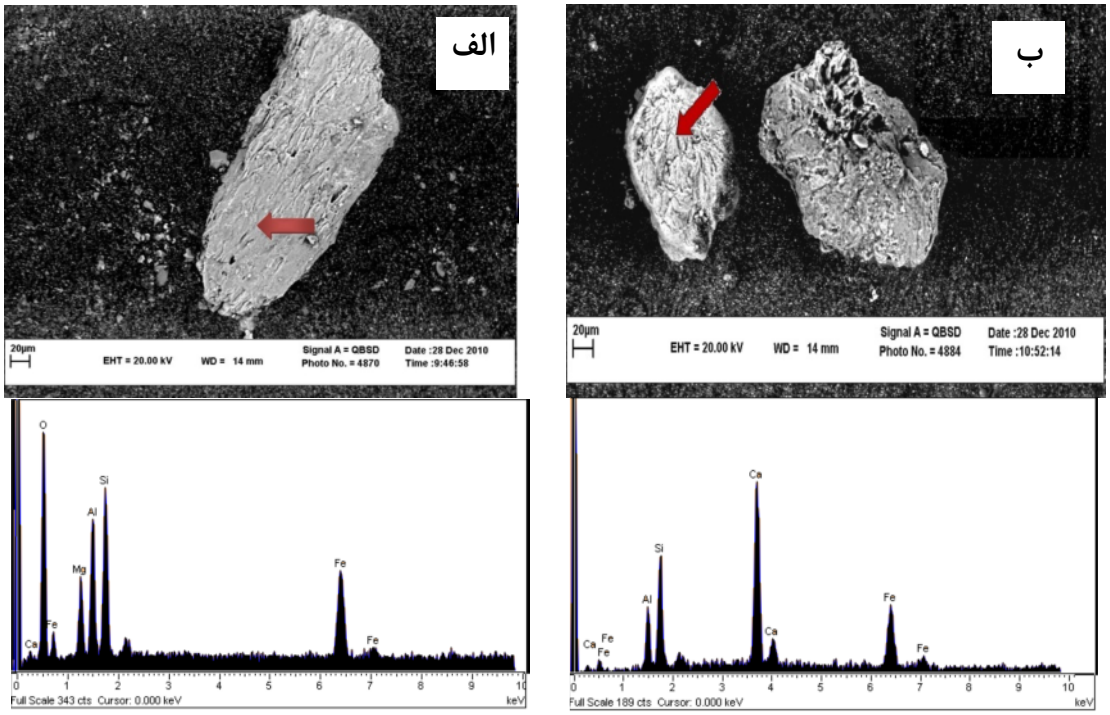
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



شکل ۸ تصویر SEM و آنالیز EDS روتیل در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.



شکل ۹ تصویر SEM و آنالیز EDS آپاتیت در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.



شکل ۱۰ تصاویر SEM و آنالیز EDS آمفیبول، الف) کومنگتونیت و ب) هورنبلند، رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.

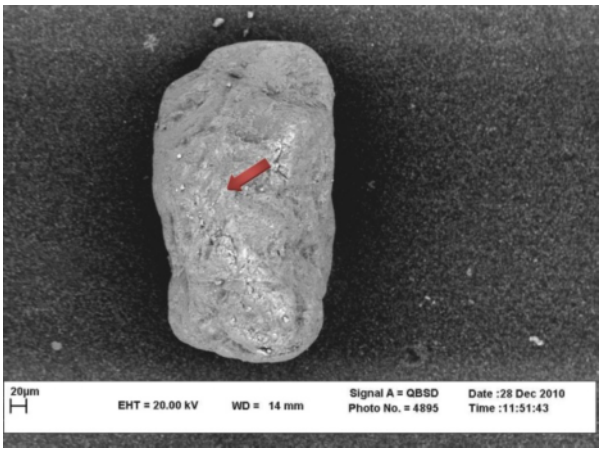
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

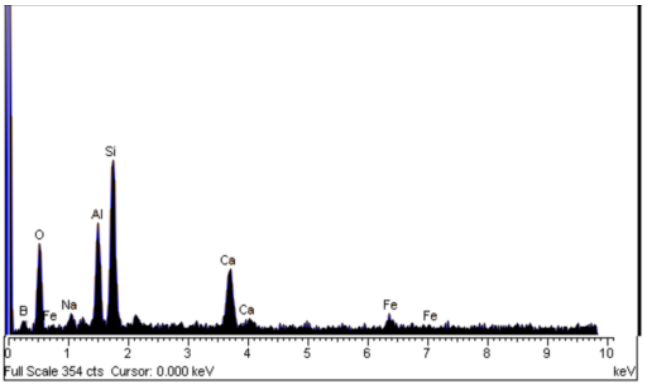
تورمالین

تورمالین از کانی‌های عمومی رسوب‌های تخریبی بوده و انواع مختلف آن که بستگی به خاستگاه اولیه‌ی کانی دارد، در سنگ-های رسوبی قابل مشاهده است. خاستگاه اصلی تورمالین سنگ‌های اسیدی است. تورمالین طی فرآیندهای هوازدگی و دیاژنز پایدار بوده [۸]، بنابراین ژئوشیمی تورمالین برای آنالیزهای تعیین خاستگاه کاربرد دارد. تورمالین دارای ترکیب پیچیده‌ای از بوروسیلیکات‌هاست که از لحاظ تغییرات ترکیب شیمیائی قابل توجه است. تصویر SEM و آنالیز EDS از یک نمونه کانی تورمالین بررسی شده در شکل ۱۱ نشان داده شده است. فرمول کلی این کانی $[XY_3(T_6O_{18})(BO_3)_3V_3W]$ است [۲۶]. جایگاه X ممکن است با عناصر Na, Ca, K اشغال شود یا خالی بماند و به جای Y عناصر Li^{1+} Mg^{2+}, Fe^{2+}, Mn^{2+}, Al^{3+}, Cr^{3+} V^{3+}, Fe^{3+}, Ti^{4+} قرار گرفته و به جای T نیز عنصر Si و در مواردی Al قرار گیرد. همچنین به جای V عناصر OH^{1-}, O^{2-} و به جای W، F^{1-}, OH^{1-}, O^{2-} قرار می-گیرند. از ترکیب‌های مختلف تورمالین برای تشخیص خاستگاه آن استفاده می‌شود. در واقع با استفاده از یک نمودار سه مؤلفه-ای می‌توان تورمالین‌های حاصل از انواع سنگ‌ها را مشخص کرد [۲۷]. پرستون و همکاران (۲۰۰۲) برای ترکیب شیمیایی تورمالین، با توجه به عناصر Ca, Fe و Mg شش ناحیه و خاستگاه مختلف معرفی کرده‌اند که می‌تواند به‌عنوان خاستگاه تورمالین در نظر گرفته شود [۲۸] (شکل ۱۲). آنالیز EDS کانی تورمالین در نمونه‌های مورد بررسی با استفاده از رده‌بندی پرستون و همکاران (۲۰۰۲) ناحیه‌ی ۱ را نشان داده و به خاستگاه گرانیتوئیدها، پگماتیت‌ها و اپلیت‌های غنی از Li دلالت می‌کند [۲۸] (شکل ۱۲). کرینین (۱۹۴۶) نیز پنج خاستگاه گرانیتی، پگماتیتی، دگرگونی تزریقی، درجازای رسوبی و سنگ‌های رسوبی تورمالین داری را که دوباره تحت تاثیر تخریب قرار گرفته‌اند معرفی کرده‌اند و در تشخیص خاستگاه تورمالین از شکل، انکلوزیون‌ها، رنگ و خواص دیگر آن استفاده کرده است [۲۹]. کانی تورمالین در زیر میکروسکوپ دوچشمی به رنگ‌های سیاه تا سبز تیره، آبی، سبزروشن و صورتی دیده می‌شود که این رنگ‌ها براساس بررسی‌های کرینین [۲۸] شواهدی از تورمالین‌های حاصل از پگماتیت‌های لیتیوم‌دار است.

باریت

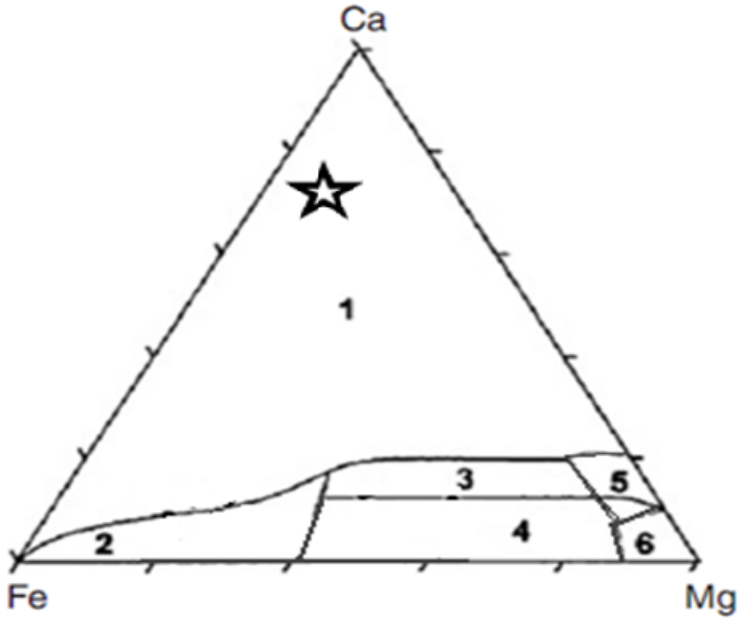
تصویر SEM و آنالیز EDS باریت ($BaSO_4$) در نمونه‌های مورد بررسی، در شکل ۱۳ ارائه شده است. درصد باریت در نمونه‌های مورد بررسی، حدود ۳٪ است. در واقع شکل‌های پیدایش باریت به‌صورت رگه‌ای و رسوبی آتشفشانی بوده و یکی از کانی‌های معمول در رگه‌هاست که از محلول‌های گرمابی با دمای پایین تشکیل شده، و معمولاً همراه کوارتز و کلسیت ظاهر می‌شود. سنگ‌های با خاستگاه فلسیک معمولاً دارای مقادیر بالایی از Ba نسبت به سنگ‌های با خاستگاه مافیک هستند [۱۷]. بنابراین حضور این کانی در رسوب‌ها می‌تواند بر خاستگاه فلسیکی آن‌ها دلالت داشته باشد.



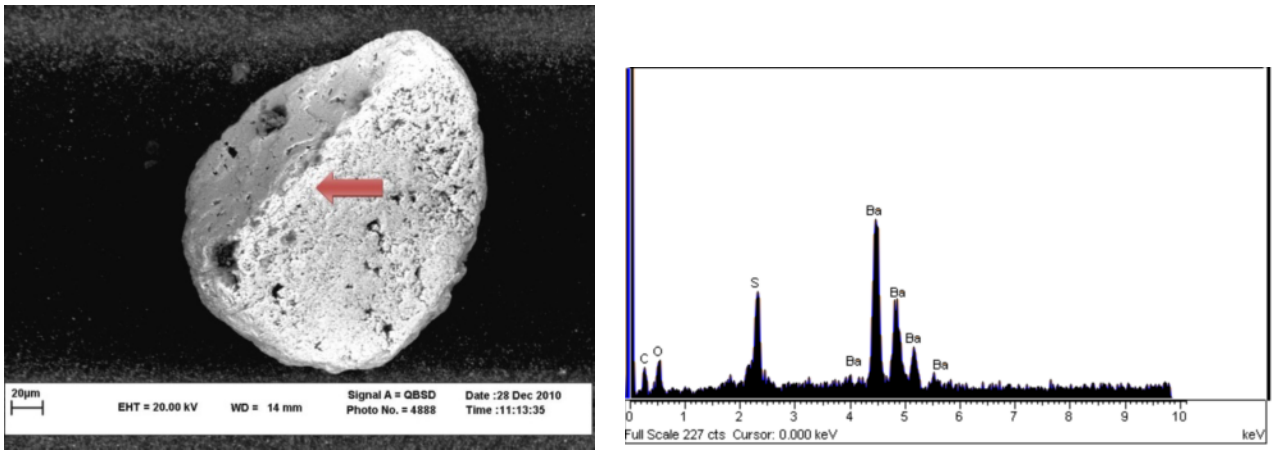


شکل ۱۱ تصویر SEM و EDS تورمالین در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]



شکل ۱۲ تشخیص خاستگاه تورمالین براساس نمودار مثلثی پرستون و همکاران (۲۰۰۲) [۲۸] ، ستاره موقعیت تورمالین‌های ناحیه‌ی مورد بررسی را نشان می‌دهد. (ناحیه‌ی ۱، گرانیتوئیدها، پگماتیت‌ها و اپلیت‌های غنی از Li. ناحیه‌ی ۲، گرانیتوئیدها، پگماتیت‌ها و اپلیت‌های فقیر از Li. ناحیه‌ی ۳، متاپسامیت، متاپلیت‌ها و کلسی سیلیکات‌های غنی از Ca. ناحیه‌ی ۴، متاپسامیت،، متاپلیت‌ها و سنگ‌های تورمالین کوارتزی فقیر از Ca. ناحیه‌ی ۵، متاکربنات‌ها و ناحیه‌ی ۶، متاپیروکسینیت‌ها).



شکل ۱۳ تصویر SEM و آنالیز EDS باریت در رسوب‌های ساحلی و فلات قاره دریای عمان ناحیه‌ی چابهار تا جاسک.

بحث

با توجه به خاستگاه مختلف کانی‌های سنگین، آن‌ها را می‌توان از نظر مناطق پتروژنتیکی به سه دسته تقسیم کرد: ۱)کانی‌های با پایداری بالا از قبیل زیرکن، تورمالین، روتیل، آپاتیت، و باریت که از رسوب‌ها و سنگ‌های آذرین فلسیک حاصل شده‌اند، ۲) کانی‌هایی که بیشتر از سنگ‌های دگرگونی با درجه پایین شامل اپیدوت، کلینوزوئیزیت، زوئیزیت، الانیت، لاوسونیت، کلریتوئید، پامپلی‌نیت، پرهنیت، پیه مونتیت و کارفولیت، حاصل شده‌اند ۳) کانی‌هایی که در درجه‌ی دگرگونی بالا تشکیل شده و شامل: استارولیت، آندالوزیت، کیانیت، و سیلیمانیت هستند. همچنین می‌توان به آمفیبول‌ها (Hb)، پیروکسن‌ها (CPX, OPX)، الیوین و اسپینل (OS)

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

اشاره کرد که به مقدار فراوان از سنگ خاستگاه آذرین اولترامافیک، مافیک و حدواسط حاصل می‌شوند [۳۰].

گرچه کانی‌های سنگین معمولاً به‌صورت مجموعه‌های باهم یافت می‌شوند ولی هر کانی از نظر مکان ژئودینامیکی ممکن است متفاوت باشد [۳۱،۳۲]. به‌عنوان مثال وجود هورنبلند نشان دهنده‌ی پی‌سنگ خاستگاه در طول شکاف‌ها و صفحه‌های کراتونی است. از طرفی افزایش نسبت هورنبلند سبز دلیلی بر فرسایش کمان‌های بازی درون هسته باتولیتی است [۳۱،۳۲]. خاستگاه اوروژنیکی رسوب‌ها با ماسه‌های حاوی خرده‌های کوارتزی، آمفیبول، اپیدوت و گارنت مشخص می‌شود. کانی‌های سنگین ممکن است چندین بار در مرحله‌ی چرخه‌ی رسوبی قرار گیرند. کانی‌هایی با پایداری ضعیف به شکل مدور بوده و گوشه‌های آن‌ها کمتر زاویه دارند.

در دریای عمان فراوانی کانی‌های سنگین که نشان دهنده‌ی برافزایی و فرسایش پوسته‌ی اقیانوسی است بوسیله کانی‌های مافیک و اولترامافیک از قبیل هورنبلند سبز حاصل از بالاآمدگی و فرسایش افیولیت‌ها مشخص می‌شود. رخنمون‌های افیولیتی نیز در منطقه‌ی مکران گزارش شده است [۳۴]. بررسی کمربندهای افیولیتی در شمال شرقی دریای عمان نشان دهنده‌ی کمربند رورانده‌ای است که در نتیجه فرورانش صفحه‌ی عمان به زیر زون مکران ایجاد شده است [۳۳]. هورنبلند از سنگ‌های گابرویی با بلورهای ناپایدار در مکان‌هایی که فرورانش زیاد باشد حاصل می‌شود [۳۵]. بنابراین وجود هورنبلند در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند نشان دهنده‌ی بالاآمدگی زمین ساختی و ایجاد افیولیت در منطقه باشد [۳۶]. از طرفی فراوانی بالای زیرکن، کوارتز، آپاتیت، تورمالین و گارنت نوع A در نمونه‌های مورد بررسی مشخص کننده‌ی این است که کانی‌های سنگین از رسوب‌ها و سنگ‌های آذرین فلسیک حاصل شده‌اند. نوع کانی‌های سنگین در نمونه‌های حاصل از مغزه و رسوبات بالای پهنه جزرومدی مشابه است. زمانی‌که نمونه‌ها از لحاظ نوع کانی‌های سنگین کم و بیش مشابه باشند، نشان دهنده‌ی این است که خاستگاه رسوب‌ها، از مناطق مجاور و مشرف به ساحل بوده است [۶]. با توجه به ویژگی‌های زمین‌ساختی فعال و وجود زون فرورانش در منطقه‌ی مکران سنگ‌های آتشفشانی حاصل از آن می‌تواند تاثیر زیادی بر توزیع کانی‌های سنگین داشته باشد.

بطور کلی چهار دسته از سنگ‌های آتشفشانی وابسته به مناطق فرورانش عبارتند از [۳۷] : الف) سری تولئیتی کوارتز دار که در کمان‌های جوان و در حوضه‌های پشت کمانی مشاهده شده و شامل بازالت تولئیتی، سنگ‌های حدواسط و اسیدی است، ب) دسته‌ی آهکی- قلیایی یا دسته‌ی هیپرستن که مانند دسته‌ی تولئیتی غنی از سیلیس است و درصد Al_2O_3 آن بیش از ۱۷٪ بوده و در مناطق فرورانش دیده می‌شود، ج) دسته‌ی قلیایی فقیر از سیلیس، عناصر قلیایی، عناصر نادر خاکی، مواد فرار، ارتوپیروکسن و پیژونیت و حاوی الیوین پایدار و دارای فلدسپاتوئید (نفلین – آنالیسم، لوسیت) بوده و در داخل صفحات قاره‌ای و اقیانوسی دیده می‌شوند، د) دسته‌ی شوشونیتی داخلی که در سلسله جبال آند اهمیت زیادی دارند و دارای پتاسیم زیاد و نسبت K_2O/Na_2O = ۱ بوده و در مناطق در حال فرورانش فراوان است ولی مانند گروه آهکی- قلیایی نمی‌تواند شاخص خوبی برای این مناطق باشد، زیرا دسته‌ی شوشونیتی در صفحات قاره‌ای نیز دیده می‌شود.

وجود دسته سنگ‌های وابسته با ماگماتیسم و ولکانیسم حاصل از فرورانش زون مکران در نقشه‌های زمین‌شناسی تفتان و بزمان در شمال منطقه‌ی مورد بررسی گزارش شده است [۳۸]، بنابراین می‌تواند به عنوان سنگ خاستگاه رسوب‌های مورد بررسی در نظر گرفته شود. بررسی کانی‌های سنگین در رسوب‌های مورد بررسی نشان دهنده‌ی این است که بیشتر این کانی‌ها از سنگ‌های آذرین فلسیک حاصل شده‌اند. با توجه به داده‌های وابسته به کانی‌های سنگین و سری سنگ‌های موجود در منطقه‌ی فرورانش زون مکران (نقشه‌ی زمین‌شناسی تفتان و بزمان) می‌توان سری تولئیتی کوارتز دار را که در کمان‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

جوان (جزایر قوسی قاره‌ای) و در حوضه‌های پشت کمانی وجود داشته و دربردارنده‌ی سنگ‌های اسیدی و حدواسط است، به عنوان خاستگاه اصلی رسوب‌های مورد بررسی فلات قاره دریای عمان در نظر گرفت. از طرفی وجود آمفیبول‌های از قبیل هورنبلند و کومنگتونیت به وجود سنگ‌های افیولیتی به عنوان خاستگاه فرعی و با اهمیت کمتر در تشکیل رسوب‌ها اشاره می‌کند.

جمع‌بندی

آنالیز کانی‌های سنگین روشی مناسب برای بررسی خاستگاه ماسه سنگ‌ها است. کانی‌های سنگین در ناحیه مورد بررسی شامل زیرکن، گارنت، آپاتیت، هورنبلند سبز و تورمالین با بیشترین درصد فراوانی و روتیل، باریت و ایلمینیت و مگنتیت با کمترین فراوانی دیده می‌شوند. وجود هورنبلند سبز در نمونه‌ها نشان دهنده‌ی بالاآمدگی زمین‌ساخت و فرسایش رسوب‌هاست. با افزایش هورنبلند، کانی‌های آهن‌دار (مگنتیت و ایلمینیت)، بیشتر شده بنابراین بالاآمدگی و فرسایش افیولیت-ها، دلالت بر این دارد که کانی‌های مافیک و اولترامافیک (آمفیبول‌ها) از آن‌ها حاصل شده‌اند. کانی‌های سنگین شناسایی شده‌ی دیگر بیشتر از رسوب‌ها و سنگ‌های آذرین فلسیک حاصل شده‌اند. از آنجا که نوع کانی‌های سنگین در تمام نمونه‌ها (نمونه‌های انتخاب شده از مغزه و رسوب‌های ساحلی) شبیه یکدیگرند نشان می‌دهد که سنگ خاستگاه کانی‌ها به ساحل نزدیک است.

بنابراین با بررسی کانی‌های سنگین و با توجه به سنگ‌های آتشفشانی مناطق فرورانش، می‌توان آن دسته از سنگ‌های سری تولئیتی کوارتزدار را که در قوس‌های جوان و در حوضه-های پشت قوسی وجود دارند به عنوان خاستگاه رسوب‌های مورد بررسی در فلات قاره دریای عمان در نظر گرفت.

قدردانی

بدین‌وسیله مراتب تشکر از گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد به‌دلیل در اختیار قرار دادن امکانات و استفاده از آزمایشگاه، و همچنین معاونت پژوهشی دانشکده به‌دلیل پرداخت هزینه‌های استفاده از میکروسکوپ الکترونی و آنالیز EDS داریم، و از خانم مهندس هاشمیان نیز به خاطر همکاری موثر در تهیه‌ی تصاویر SEM و آنالیز EDS قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., *"Sand and Sandstone"*, New York: Springer-Verlag, (1987).

[2] Morton A.C., Hallsworth C.R., Chalton B., *"Garnet compositions in Scottish and Norwegian basement terrains: a framework for interpretation of North Sea sandstone provenance",* Marine and Petroleum Geology 21 (2004), 393–410.

[3] Mange Maria A., Heinz F. W. Maurer, *"Heavy Minerals in Colour",* London: Chapman and Hall, (1992).

[۴] افشار الف.، *"چابهار و دریای پارس"*، انتشارات صدیقی، چاپ اول، (۱۳۷۲) ص ۳۰ - ۱۰۵.

[5] Folk R.L., *"Petrology of sedimentary rocks",* Hemphill, Austin, Texas (1974), 159 pp.

[6] Chris P., Phillips R., *"Rocks, Minerals, and Fossils of the world",* Boston: Little, Brown and Company (1990).

[7] Morton A.C., Hallsworth C.R., *"Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones",* Sedimentary Geology 124 (1999), 3–29.

[8] Morton A.C., Hallsworth C.R., *"Stability of detrital heavy minerals during burial diagenesis",* In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology (this volume) (2007).

[9] Sabeen H.M., Ramanujam N., Morton A.C., *"The provenance of garnet: constraints provided by studies of coastal sediments from Southern India",* Sedimentary Geology 152 (2002), 279–287.

[10] Green T.H., Ringwood A.E., *"Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks",* Contributions to Mineralogy and Petrology 16 (1968), 59–67.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

[11] Fitton J.G., *"The genetic significance of almandine-pyrope phenocrysts in the calcalkaline Borrowdale Volcanic Group, northern England",* Contributions to Mineralogy and Petrology 36 (1972), 231–248.

[12] Asiedu D.K., Suzuki S., Shibata T., *"Provenance of sandstones from the Wakino Subgroup of the Lower Cretaceous Kanmon Group, northern Kyushu, Japan"*, The Island Arc 9 (2000a), 128–144.

[13] Asiedu D.K., Suzuki S., Shibata T., *"Provenance of sandstones from the Lower Cretaceous Sasayama Group, Inner Zone of Southwest Japan"*, Sedimentary Geology 131 (2000b), 9–24.

[14] Basu B., Molinaroli E., *"Reliability and application of detrital opaque Fe-Ti oxide minerals in provenance determination"*, In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), Developments in Sedimentary Provenance Studies, vol. 57. Geological Society of London Special Publication (1991), pp. 55–65.

[15] Schneiderman J.S., *"Detrital opaque oxides as provenance indicators in River Nile sediments",* Journal Sabeen of Sedimentary Research 65 (1995), 668–674.

[16] Schroeder P.A., Le Govan J.F., Roden M.F., *"Weathering of ilmenite from granite and chlorite schist in the Georgia Piedmont",* American Mineralogist 87 (2002), 1616–1625.

[17] Maria A. Mange, David T., *"Wright, Heavy minerals in use",* Universityn of California, Davis, CA USA, University of Leicester UK, (2007).

[۱۸] فرقانی ع.، *"کانی شناسی"*، جلد اول، (۱۳۷۶) ۷۷ – ۹۰.

[19] Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I., *"Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type",* Contributions to Mineralogy and Petrology 143 (2002a), 602–622.

[20] Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I., *"Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type"*, Journal of Geochemical Exploration 76 (2002b), 45–69.

[21] Zack T., Von Eynatten H., Kronz A., *"Rutile geochemistry and its potential use in quantitative provenance studies"*, Sedimentary Geology 171 (2004), 37–58.

[22] Zack T., Kronz A., Foley S., Rivers T., *"Trace element abundances in rutiles from eclogites and associated garnet mica schists"*, Chemical Geology 184 (2002), 97–122.

[23] McConnell D., *"Apatite—its crystal chemistry, mineralogy, utilization and geologic and biologic occurrences",* Springer-Verlag, New York (1973), 111 pp.

[24] Chang L.L.Y., Howie R.A., Zussman J., *"Rock-forming minerals, volume 5B: Nonsilicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates and Halides, 2nd ed"*, Geological Society, London (1998), 383pp.

[25] Leake B.E., *"Nomenclature of amphiboles",* Mineralogical Magazine 42 (1978), 533–563.

[26] Hawthorne F.C., Henry D.J., *"Classification of the minerals of the tourmaline group"*, European Journal of Mineralogy 11 (1999), 201–215.

[27] Henry D.J., Guidotti C.V., *"Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine",* American Mineralogist 70 (1985), 1–15.

[28] Preston J., Hartley A., Mange-Rajetzky M., Hole M., May G., Buck S., Vaughan L., *"The provenance of Triassic continental sandstones from the Beryl Field, northern North Sea: mineralogical, geochemical, and sedimentological constraints"*, Journal of Sedimentary Research 72 (2002), 18–29.

[29] Krynine P.D., *"The tourmaline group in sediments",* Journal of Geology 54 (1946), 65–87.

[30] Garzanti E., Ando S., *"Heavy mineral concentration in modern sands: implications for provenance interpretation"*, In: Mange, M.A., Wright, D.T. (Eds.), Heavy Minerals in Use. Developments in Sedimentology , 1283 p. (2007).

[31] Dickinson W.R., *"Composition of sandstones in Circum-Pacific subduction complexes and fore-arc basins",* American Association of Petroleum Geologists Bulletin 66 (1982), 121–137.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]

[32] Dickinson W.R., *"Plate tectonics and sedimentation"*, In: Dickinson, W.R. (Ed.), Tectonics and Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 22 (1974), 1–27.

[33] Searle M.P., Stevens R.K., *"Obduction processes in ancient, modern and future ophiolites",* In: Gass, I.G., Lippard, S.J., Shelton, A.W. (Eds.), Ophiolites and Oceanic Lithosphere. In: Geological Society of London Special Publication, vol. 13 (1984), pp. 303–319.

[34] Ravaut P., Bayer R., Hassani R., Rousset D., Al Yahya'ey A., *"Structure and evolution of the northern Oman margin: gravity and seismic constraints over the Zagros-Makran-Oman collision zone",* Tectonophysics 279 (1997), 253-280.

[35] Lachize M., Lorand J.P., Juteau T., *"Calc-alkaline differentiation trend in the plutonic sequence of the Wadi Haymiliyah section, Haylayn massif, Semail ophiolite, Oman",* Lithos 38 (1996), 207–232.

[36] Garzanti E., Canclini S., Moretti Foggia F., Petrella N., *"Unraveling magmatic and orogenic provenances in modern sands: the back-arc side of the Apennine thrust-belt (Italy)",* Journal of Sedimentary Research 72 (2002), 2–17.

[۳۷] علیمردانی م.، *"پدیده های درونی زمین و پیوند آنها با زمین‌شناسی ساختمانی صفحه‌ای"*، چاپ اول، (۱۳۷۸) ص۲۴۷ -۲۸۹.

[۳۸] سهندی م.ر.، پاداشی م.، *"نقشه زمین‌شناسی بزمان و تفتان"*، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی‌کشور (۲۰۰۵).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-11]