

خاستگاه رسوبات سیلیسی آواری سازند باقروق در ایران مرکزی براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی: ارتباط آن با وضعیت تکتونیکی حاشیه فعال جنوب اوراسیا

سیده حلیمه هاشمی عزیزی، دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، ایران*

پیمان رضایی، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، ایران

سید رضا موسوی حرمی، استاد گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران

مهدی جعفرزاده، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

مهدی مسعودی، استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه هرمزگان، ایران

چکیده

توالی مختلط سیلیسی آواری - کربناته با محتوای عمدتاً آذرآواری گروه نخلک در ایران مرکزی از نظر سنگ‌شناسی در تریاس ایران منحصربه‌فرد بوده است و شباهت‌هایی را تنها با توالی آق‌دربند در شمال شرق ایران نشان می‌دهد. گروه نخلک مرکب از سه سازند الم، باقروق و اشین است. شواهد پتروگرافیکی سازند باقروق نشان می‌دهد وجود دانه‌های گراولی کربناته با احتمال زیاد از منشأ سازند الم، گراول‌های دگرگونی درجه ضعیف با منشأ احتمالی از مجموعه دگرگونی انارک (۹) و گراول‌های آذرآواری حاصل فعالیت‌های آتش‌فشانی همزمان با رسوب‌گذاری است. رخساره‌های ماسه‌سنگی این سازند، لیتارنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت و لیتیک آرکوز را شامل می‌شود. محاسبه شاخص دگرسانی شیمیایی با اکسیدهای عناصر اصلی، نشان‌دهنده هوازگی درجه متوسط است. نتایج ژئوشیمی نمونه‌های سازند باقروق، وجود سنگ‌مادر آتش‌فشانی از نوع فلسیک با جایگاه تکتونیک دیرینه کمان آتش‌فشانی و حاشیه فعال قاره‌ای را تأیید می‌کند که احتمالاً با فعالیت‌های آتش‌فشانی در حاشیه جنوبی فعال اوراسیا مرتبط بوده است. رسوب‌گذاری گروه نخلک در حوضه پشت‌کمانی آق‌دربند در حاشیه فعال جنوب اوراسیا انجام شده است که در ادامه از جایگاه اصلی خود در صفحه توران جدا شده است و به بلوک سیمین ملحق شده و با چرخش خرد قاره ایران مرکزی به موقعیت کنونی خود انتقال یافته است.

کلیدواژه‌ها: باقروق، تریاس، ایران مرکزی، ژئوشیمی، خاستگاه

مقدمه

مطالعه خاستگاه سنگ‌های رسوبی سیلیسی‌آواری، بیشتر برای بررسی ترکیب و تکامل زمین‌شناسی منطقه منشأ رسوبات و همچنین بازسازی جایگاه تکتونیکی حوضه ته‌نشستی رسوبات استفاده می‌شود. براساس این، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ‌ها و رسوبات سیلیسی‌آواری در این بررسی‌ها نقش مهمی را انجام می‌دهند. با وجود مطالعات پراکنده‌ای که بر وضعیت دیرینه‌شناسی، چینه‌شناسی و جغرافیای دیرینه توالی تریاس زیرین و میانی منطقه نخلک در ایران مرکزی انجام شده است (e.g. Davoudzadeh and Seyed-Emami 1972; Tozer 1972; Alavi et al. 1997; Vaziri 2001; Balini et al. 2009)، تا امروز، درزمینه وضعیت جغرافیای دیرینه و خاستگاه این توالی منحصربه‌فرد در زمان رسوب‌گذاری و پس از آن در بین متخصصان اتفاق نظری حاصل نشده است. در این پژوهش با مطالعه دقیق سنگ‌شناسی و تلفیق آن با داده‌های ژئوشیمی سنگ‌های سیلیسی‌آواری سازند باقروق در منطقه نخلک، خاستگاه توالی مدنظر بررسی شده است.

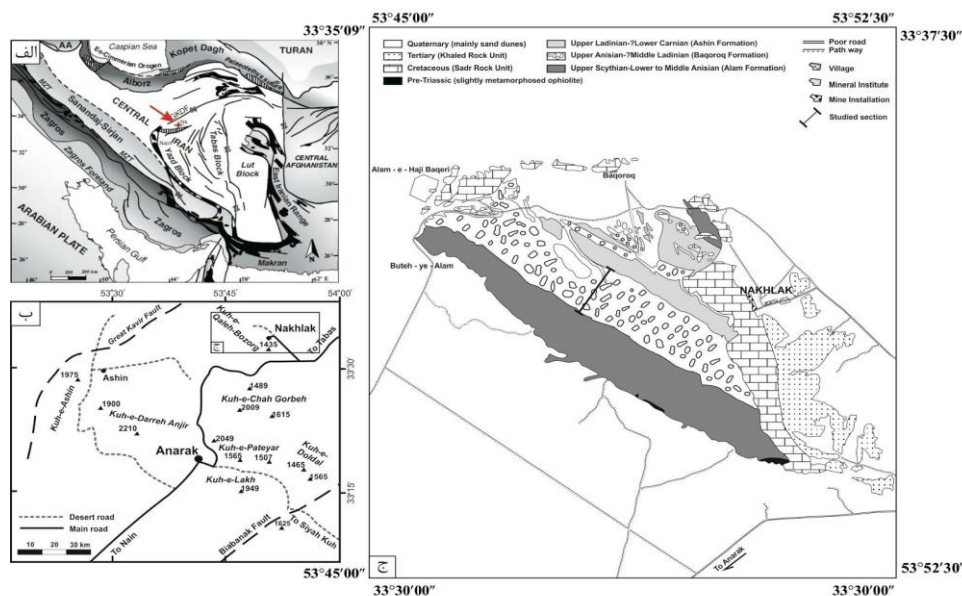
زمین‌شناسی منطقه مطالعه‌شده

توالی‌های رسوبی تریاس در شمال‌غربی ایران مرکزی به‌صورت محدود و کاملاً متفاوت از سایر توالی‌های هم‌سن و با محتوای آذرآواری فراوان، کربناته و دگرگونی در منطقه نخلک واقع شده است که تنها با گروه آق‌دربند در شمال‌شرق ایران شباهت‌هایی را نشان می‌دهد (Davoudzadeh and Seyed-Emami 1972; Alavi et al. 1997; Vaziri 2001). داوودزاده و سیدامامی (1972)، این توالی را به‌نام گروه نخلک نام‌گذاری کرده‌اند که از سه سازند الم، باقروق و اشین تشکیل شده است. (۱) سازند الم، توالی کربناته و سیلیسی‌آواری دریایی مرکب از طبقات ضخیم اوئید گریستون در بخش پایینی و نیز طبقات سنگ‌آهک پرفسیل نودولار و سودو - نودولار رایج در سرتاسر توالی همراه با تناوب شیل و ماسه‌سنگ با محتوای آذرآواری عمدتاً با ماهیت توربیدیتی و طبقات شیلی آمونوئیددار است. داوودزاده و سیدامامی (1972)، این سازند

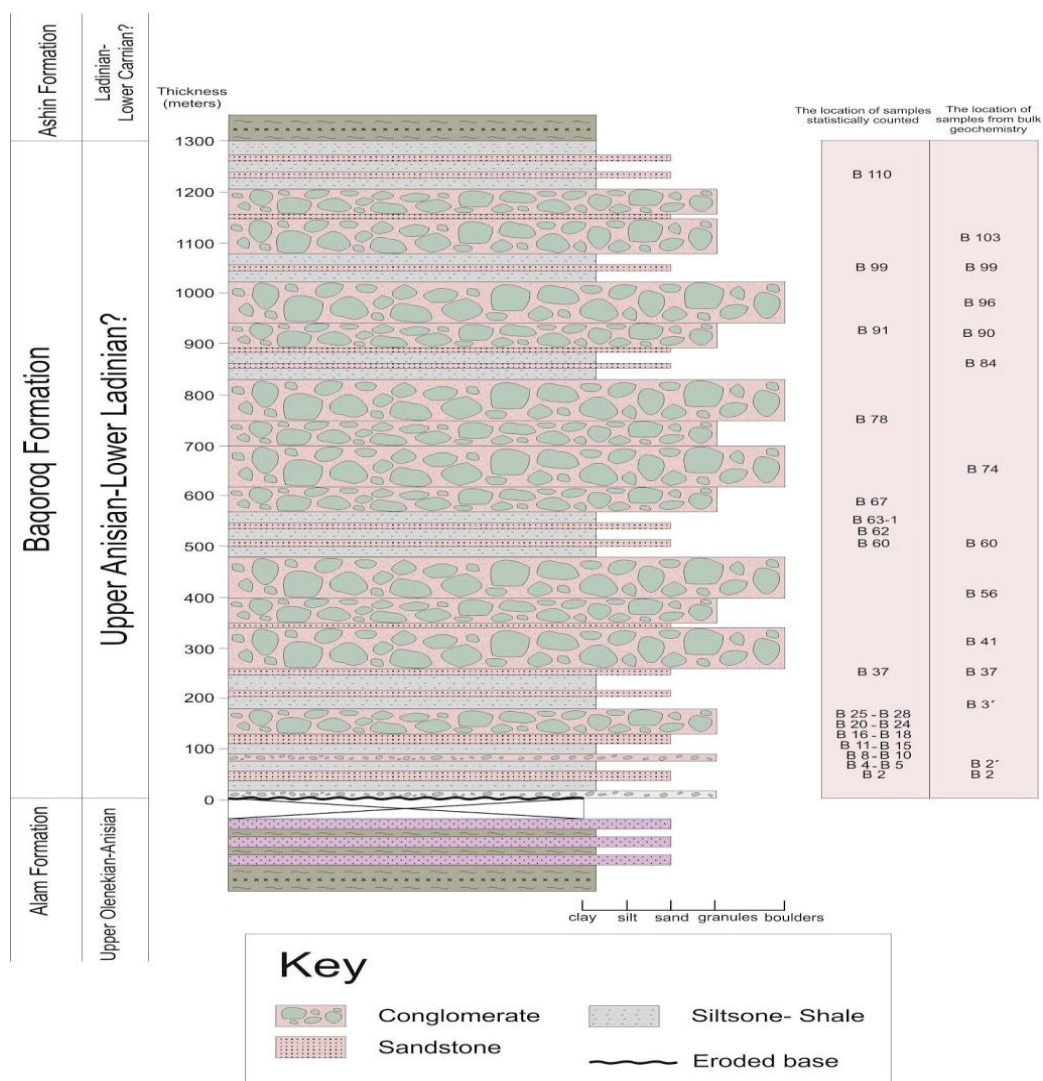
را به شش عضو و بالینی و همکاران (2009) آن را به هفت عضو تقسیم کرده‌اند؛ همچنین، بالینی و همکاران (2009) برای نخستین‌بار چینه‌شناسی سازند الم را براساس مطالعه کنودونت‌های آن انجام دادند. پژوهشگران مختلف (Tozer 1972; Vaziri and Fürsich 2007; Balini et al. 2009; Vaziri 2011) با چینه‌شناسی و تعیین سن این توالی برمبنای آمونوئیدها، سن اولنکین پسین و آنیزین میانی را پیشنهاد می‌کنند. باتوجه‌به نظر علوی و همکاران (1997)، این سازند در بخش پیش‌کمان یک گوه برافزایشی رسوب‌گذاری شده است. (۲) سازند باقروق، یک توالی ضخیم مرکب از کنگلومرای پلی‌میکت با جورشدگی ضعیف دانه‌ها در اندازه گرانول تا بولدر و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ همراه با میان لایه‌های شیلی است (شکل ۳) که رخنمون ناهموار و بسیار شاخصی دارد (Hashemi Azizi and Rezaee 2014). ساختمان‌های رسوبی این توالی نشان‌دهنده نهشته‌شدن آن در یک محیط قاره‌ای رودخانه‌ای از نوع بریده بریده هستند. این توالی با لایه شاخص کنگلومرای خاکستری‌رنگ متشکل از پیل‌های خوب گردشده و نیمه کروی آغاز می‌شود که از جنس اوئید گریستون هستند و با اوئید گریستون موجود در ابتدای سازند الم شباهت زیادی را نشان می‌دهد. در ادامه، توالی کنگلومرای ماسه‌سنگی و شیلی، بیشتر از مواد آذرآواری همراه با کوارتزیت و میکاشیست تشکیل شده که با دورشدن از قسمت ابتدایی سازند از میزان مواد آذرآواری، کاسته و به میزان مواد دگرگونی افزوده شده است. باتوجه‌به نظر داوودزاده و سیدامامی (1972) و زانچی و همکاران (2009)، این گراول‌های دگرگونه از مجموعه دگرگونی انارک منشأ گرفته‌اند. گراول‌های کربناته، گردشگی خوبی را از خود نشان می‌دهند که باتوجه به ناپایداری آن، حمل از منشأ نزدیک را محتمل می‌کنند؛ گراول‌های دگرگونه و آذرین، گردشگی ضعیفی دارند که می‌توانند حمل از منشأ نزدیک به حوضه رسوبی را نشان دهند. (۳) سازند اشین، توالی نازک تا متوسط لایه شیل‌های سبزرنگ و ماسه‌سنگ‌های ارغوانی‌رنگ با محتوای آذرآواری غنی همراه با میان لایه‌های آهکی است

مرتبط با کوهزایی سیمیرین، توسط گسل امتداد لغز با روند شمالی - جنوبی، صدها متر به طور عمودی جابجا شده و افزایش ارتفاع یافته است (Zanchi et al. 2009). منطقه مطالعه شده در نزدیکی معدن نخلک در محدوده ساختاری ایران مرکزی (شمال بلوک یزد) (شکل ۱، الف) با مختصات جغرافیایی $53^{\circ} 45'$ تا $53^{\circ} 52' 30''$ طول شرقی و $33^{\circ} 30'$ تا $33^{\circ} 37' 30''$ عرض شمالی قرار دارد. این گستره در فاصله ۴۲ کیلومتری شمال شرق انارک واقع شده است. در «شکل ۱، ب» راه‌های دسترسی به برش‌های مطالعه شده به تصویر کشیده شده است. قاعده برش انتخاب شده (شکل ۱، ج) در سازند باقروق، مختصات جغرافیایی $53^{\circ} 33' 33''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 49' 49''$ تا $53^{\circ} 47' 47''$ طول شرقی و رأس آن نیز مختصات $53^{\circ} 34' 12''$ عرض شمالی و $53^{\circ} 48' 29''$ طول شرقی دارد. ضخامت سازند، ۱۲۹۴ متر اندازه‌گیری شده است. شکل ۲، نمای خلاصه شده‌ای از نوع لایه‌بندی و لیتولوژی سازند باقروق را در میان سازندهای الم و اشین نشان می‌دهد.

که این لایه‌های آهکی حاوی اثر فسیل‌های فراوان و پلسی‌پود هستند و در نزدیکی رأس سازند حاوی کرینوئید فراوان است. وزیری و فورزش (Vaziri and Fürsich 2007) اثر فسیل‌های این سازند را به گروه اثر فسیلی نرایتس *Nereites* نسبت دادند. تنوع آمونوئیدی این سازند کم است و سن آن براساس آمونوئیدها، لادینین پسین - کارنین پیشین (؟) (Tozer 1972; Vaziri and Fürsich 2007; Vaziri 2011) پیشنهاد شده است که بالینی و همکاران (2009) باتوجه به اینکه پلسی‌پودای *Daonella lomelli* در زمان لادینین رایج بوده و به زمان کارنین نیز متعلق است، سن کارنین پیشین را برای این سازند با ابهام همراه می‌دانند. قاعده گروه نخلک به یک پهنه برشی امتداد لغز نزدیک به قائم با سازوکار راست‌لغز راست‌بر ختم می‌شود. در راستای این پهنه برشی، پی‌سنگ دگرگونی میلوئیتی شده در چندین نقطه رخنمون یافته است. توالی کربناته به سن کرتاسه پسین در قسمت شمال شرقی کوه نخلک با ناپیوستگی زاویه‌دار روی هر سه سازند از گروه نخلک قرار گرفته است که با تأثیر از تحولات تکتونیکی



شکل ۱- الف) محل قرارگیری منطقه مطالعه شده در نقشه زیر تقسیم‌بندی‌های ساختاری اصلی ایران. بخش‌های سفیدرنگ بلوک سیمیرین و بخش‌های سیاه‌رنگ افیولیت‌های مزوزوئیک در راستای زون برخوردی اصلی زاگرس و سایر زون‌های برخوردی است (Angiolini et al. 2007)؛ ب) راه دسترسی به منطقه مدنظر و ج) نقشه زمین‌شناسی گروه نخلک با تفکیک سازندها برگرفته از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ معدن نخلک (Vaziri 2012). برش بررسی شده، روی نقشه علامت‌گذاری شده است.



شکل ۲- ستون سنگی سازند باقروق همراه با محل قرارگیری تقریبی نمونه‌های منتخب برای نقطه‌شماری و آنالیز ژئوشیمیایی.

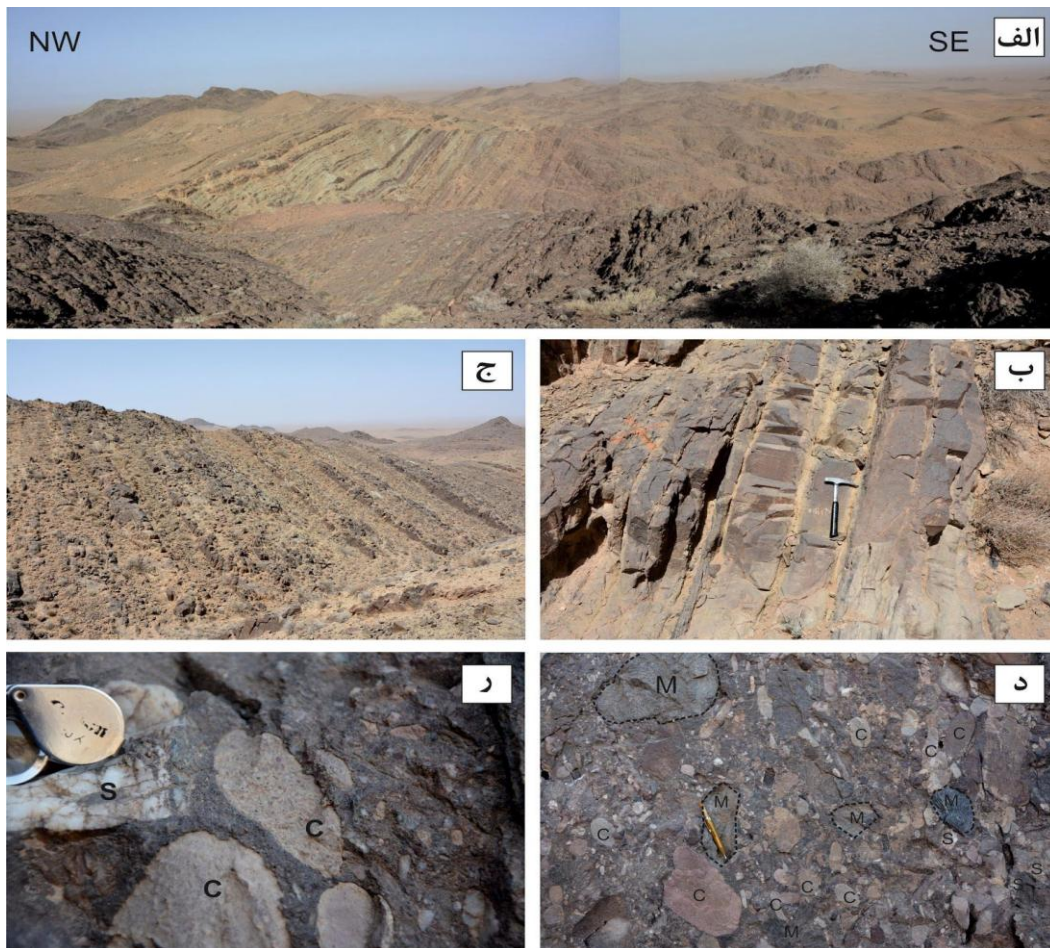
روش مطالعه

نمونه‌برداری در بهترین رخنمون باتوجه به تغییرات در لایه‌بندی و سنگ‌شناسی از توالی سیلیسی‌آواری باقروق انجام شد که کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل را شامل می‌شود. حدود ۱۴۰ مقطع نازک میکروسکوپی از پیل‌های کنگلومرا، کنگلومرای ریزدانه و ماسه‌سنگ برای بررسی دقیق سنگ‌شناسی، تهیه و با میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. تعداد ۲۲ مقطع نازک ماسه‌سنگی با میکروسکوپ پلاریزان مجهز به دستگاه نقطه‌شمار در گروه رسوب‌شناسی دانشگاه گوتینگن با استفاده از روش گزی - دیکینسون (Dickinson 1970; Ingersoll et al. 1984;)

و با شمارش تعداد سیصد نقطه در هر مقطع نازک نقطه‌شماری شد که نتایج آن در جدول شماره ۱ ذکر شده است. مجموعه‌ای از ۲ نمونه شیلی و ۱۱ نمونه ماسه‌سنگی هوازدده‌نشده با میزان کم سیمان کلسیتی برای آنالیز ژئوشیمی استفاده شد. قطعات تازه هر نمونه بدون رگه‌های کلسیتی، انتخاب و خرد شده است و سپس با استفاده از agate planetary ball-mill در اندازه کمتر از ۶۳ میکرون پودر شد. مواد فرار (loss on ignition-LOI) در یک گرم از هر نمونه با قرارگرفتن به مدت یک شب در کوره مخصوص در دمای ۱۰۵۰°C اندازه‌گیری شد. برای آنالیز XRF نمونه‌های پودر شده،

پلاسمای مضاعف القایی (ICP-MS) با استفاده از دستگاه Perkin Elmer DCR II در دانشگاه گوتینگن اندازه‌گیری شد. محتوای کربن کل (ارگانیک و غیرارگانیک) ۱۳ نمونه با دستگاه آنالیزور عنصری LECO، برای تفکیک میزان اکسیدکلسیم (CaO*) حاصل از آلومینوسیلیکات‌ها از کربنات کلسیم اندازه‌گیری شد. اصلاح میزان کلسیم در نمونه‌ها به‌خصوص برای محاسبه شاخص شیمیایی فرسایش (Chemical Index of Alteration/CIA) اهمیت دارد.

در دستگاه Merck Spectromelt A12 ذوب شدند و به شکل دیسک‌های شیشه‌ای بوراته درآمدند. عناصر اصلی و فرعی (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, Pb, Y) با دستگاه طیف‌سنج اشعه ایکس PANalytical AXIOS در دانشگاه گوتینگن اندازه‌گیری شد. تعیین میزان عناصر فرعی با دقت نسبی ۱-۲٪ انجام شده است. کلیه محتوای آهن به شکل Fe_2O_3 گزارش شده است. غلظت برخی از عناصر فرعی همراه با عناصر نادر خاکی (REE)، به‌وسیله طیف‌سنجی جرمی با



شکل ۳- تصاویر منتخب از رخنمون سازند باقروق. الف) نمای کلی بخشی از توالی باقروق با روند شمال‌غربی - جنوب‌شرقی. توالی سبز شیلی با میان لایه‌های ارغوانی ماسه‌سنگی به سمت جنوب شرق با لایه‌های ضخیم کنگلومرای قرمز رنگ جایگزین شده‌اند؛ ب) توالی ماسه‌سنگ متوسط لایه ارغوانی‌رنگ و میان لایه‌های نازک شیلی به رنگ زرد؛ ج) نمای کلی از توالی ماسه‌سنگ ارغوانی و شیل‌های ضخیم لایه زرد و سبز؛ د) نمای نزدیک از کنگلومرای پلی‌میکتیک. M: قطعات دگرگونی از جنس کوارتز - مسکویت شیست، S: کوارتزیت، C: قطعات کربناته از جنس اوئید گرینستون، برخی قطعات ریزدانه به رنگ قرمز تیره از جنس آتشفشانی هستند؛ ر) نمای نزدیک از کنگلومرای پلی‌میکتیک. S: کوارتزیت، C: قطعات کربناته از جنس اوئید گرینستون.

نتایج

پتروگرافی

سازند باقروق، توالی از سنگ‌های سیلیسی‌آواری از قبیل کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل را شامل می‌شود (شکل ۳). طبقات کنگلومرایی بیشتر از نوع زمینه‌پشتیبان با مخلوطی از انواع گراول‌های آذرین، دگرگونی درجه پایین و رسوبی برون‌سازندی است (شکل ۳، د، ر) که ماتریکس ماسه‌ای نابالغ و آهن‌دار به‌رنگ قرمز دارد و در برخی موارد همراه سیمان کلسیتی فراوان است. اندازه گراول‌ها در بازه‌ای از گرانول تا بولدر است که بیشتر خوب گردشده تا نیمه زاویه‌دار هستند. مطالعه میکروسکوپی انجام‌گرفته روی ۱۰ نمونه پبل و ۳۰ نمونه کنگلومرای ریزدانه نشان می‌دهد گراول‌ها مرکب از سه جنس دگرگونی درجه ضعیف (کوارتزیت و میکاشیست)، آذرین و کربناته هستند (Balini et al. 2009; Hashemi Azizi and Rezaee 2014) (شکل ۴). گراول‌های کربناته از نوع آئید گرینستون و وکستون همراه با شبح‌هایی از بقایای دوکفه‌ای است (شکل ۴، الف، ب) که شباهت زیادی به نمونه‌های کربناته سازند الم دارد. میزان کوارتز در این سازند از قاعده به رأس افزایش می‌یابد. مشاهدات حاضر با نتایج به‌دست‌آمده در کارهای پیشین (Balini et al. 2009) هم‌خوانی زیادی دارد. مطالعه میکروسکوپی مقاطع ماسه‌سنگی و آنالیز نقطه شماری ماسه‌سنگ‌ها برحسب درصد (جدول ۱)، پتروفاسیسی‌هایی را نشان می‌دهد که براساس طبقه‌بندی فولک (Folk 1974) در سه دسته لیتارنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت و لیتیک آرکوز قرار می‌گیرند (شکل ۶). در زیر هر یک از پتروفاسیسی‌ها به تفصیل آمده است. گفتنی است در شمارش دانه‌ها بخش‌هایی از کانی پتاسیم فلدسپار که با سرسیت یا کلسیت جایگزین شده بود به‌عنوان پتاسیم فلدسپار شمارش شد و همچنین سیمان از کل نمونه حذف شد. با این روش دیاژنز از چهره سنگ حذف شد.

پتروفاسیسی لیتارنایت: مقاطع میکروسکوپی مرتبط با این

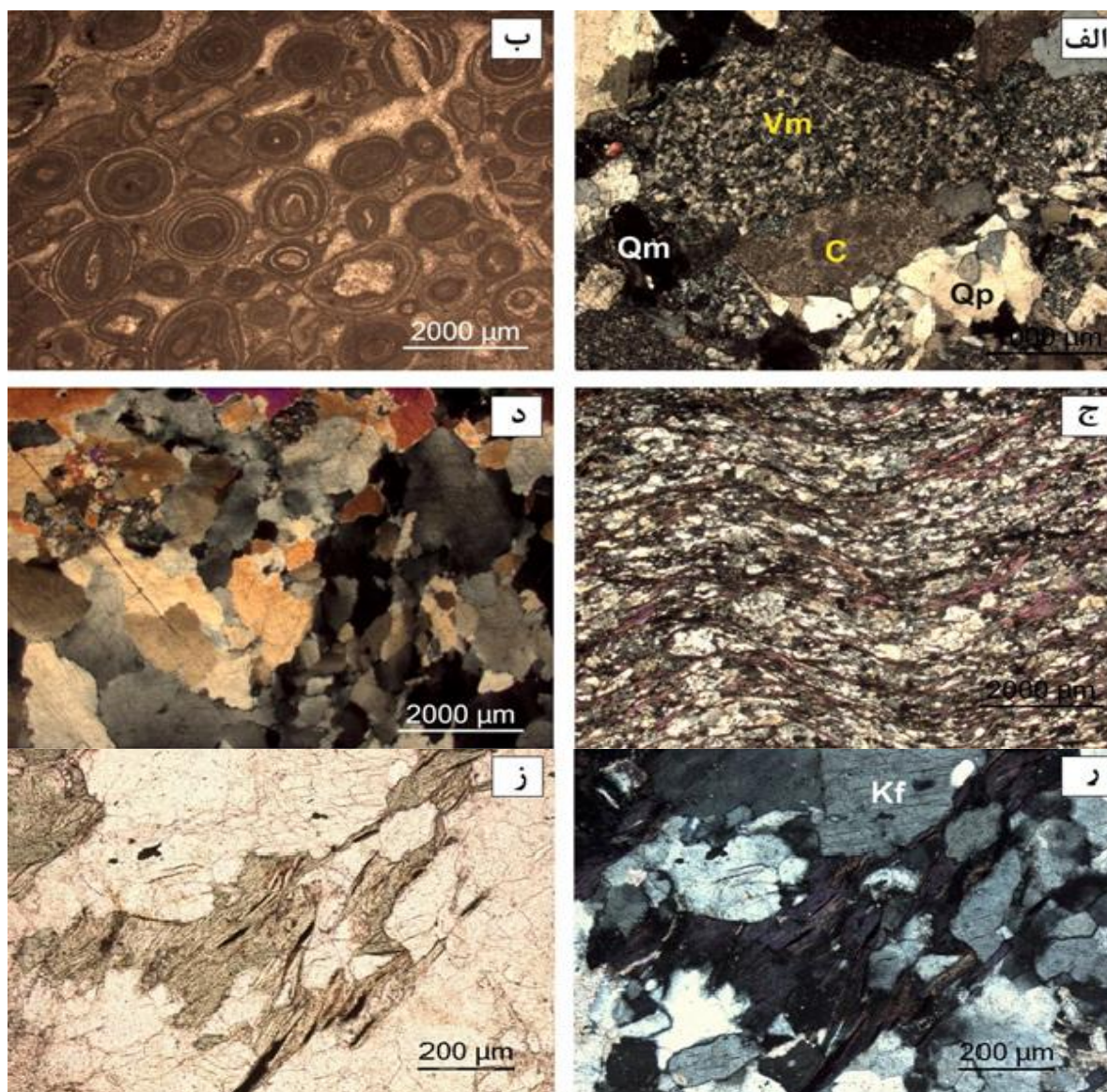
رخساره حاوی ۲۳-۱۵٪ کوارتز تک‌بلوری و ۱۸-۱۳٪ کوارتز چندبلوری است که ۴۶٪ کوارتزهای تک‌بلوری از نوع شفاف و بدون هرگونه ادخال و با خاموشی مستقیم هستند. مقدار پلاژیوکلاز ۵-۲٪ و فلدسپات پتاسیم‌دار ۱۱-۷٪ است. میزان خرده‌سنگ آتش‌فشانی، ۵۴-۴۳٪ و خرده‌سنگ دگرگونی ۴-۲٪ است. محتوای چرت حدود ۵/۰٪ شمارش شده است. میزان مسکویت ۱/۳٪ در کل سیصد نقطه شمارش‌شده در هر مقطع بوده است. کانی‌های فرعی موجود در این پتروفاسیسی از نوع اسپینل، زیرکن، هماتیت، گوئیت و پیریت است. پلاژیوکلازها بیشتر دوقلویی آلپیتی (پلی‌سنتیک) (شکل ۵، الف) و فلدسپات‌های پتاسیم دوقلویی کارلسباد و نیز رخ دوجهتی نشان می‌دهند (شکل ۵، ر، ز). خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی بیشتر از نوع میکرولیتی دانه‌ریز هستند (شکل ۴، الف و شکل ۵، الف، ب، د) و مقدار خرده‌های میکروگرانولار و توفالی بسیار ناچیز است. خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی از نوع بازالتی تیره‌رنگ با بافت همگن نیز معمول است (شکل ۵، ب). خوردگی خلیجی و بلور منفی در برخی نمونه‌ها درخور توجه است (شکل ۵، د) این رخساره در ۴۰۰ متری ابتدای سازند مشاهده شده است؛ به‌طوری‌که بعد از آن، جای خود را به دو رخساره فلدسپاتیک لیتارنایت و لیتیک آرکوز می‌دهد. در مجموع این رخساره حدود ۴۰٪ از مقاطع میکروسکوپی را شامل می‌شود.

پتروفاسیسی فلدسپاتیک لیتارنایت: این رخساره، ۳۲-۵٪

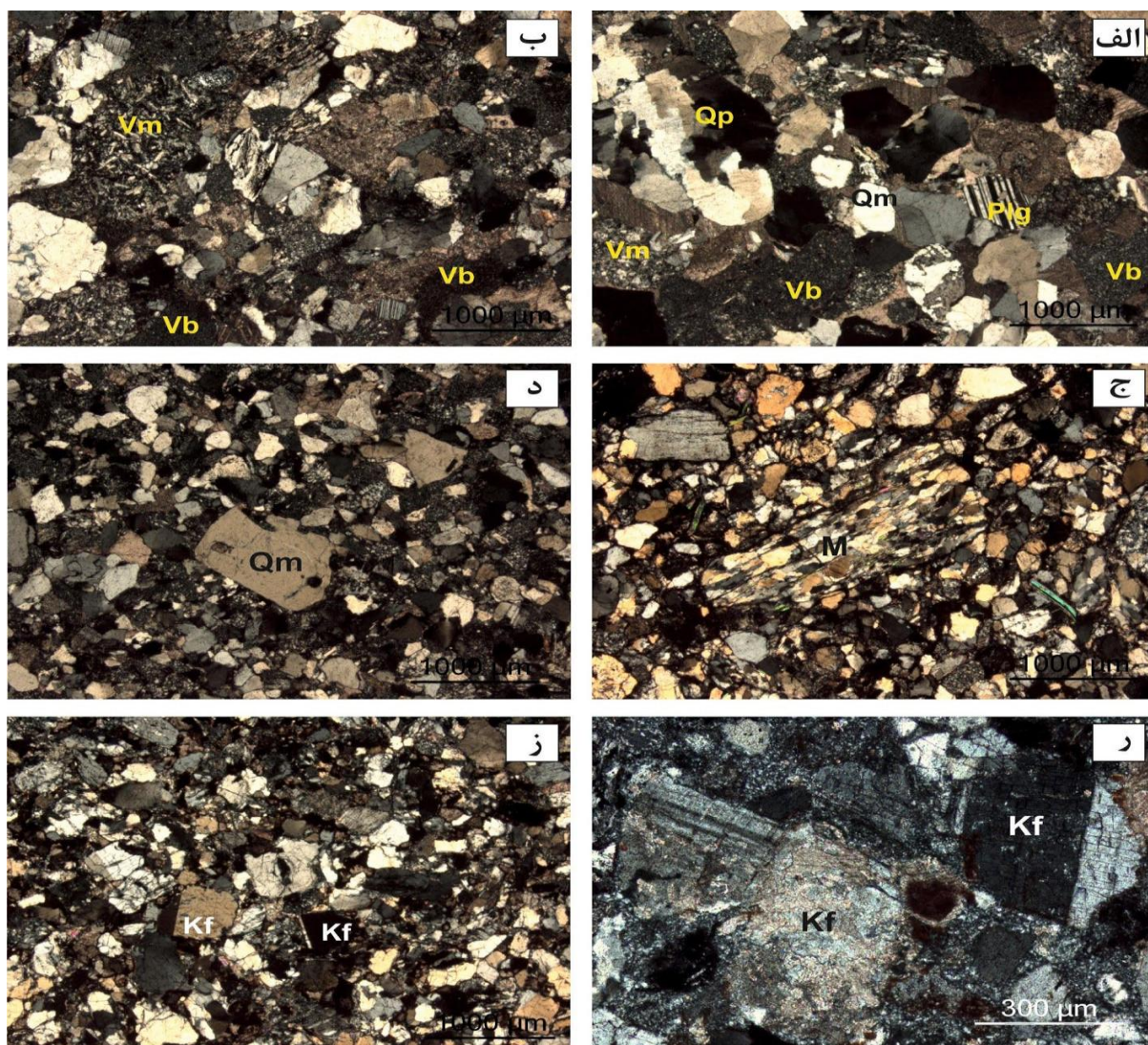
کوارتز تک‌بلوری و ۴۸-۳٪ کوارتز چندبلوری دارد. میزان پلاژیوکلاز ۶-۵٪ و فلدسپات پتاسیم‌دار ۲۶-۱۰٪ است. محتوای خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی در آن ۶۰-۳٪ و دگرگونی ۴۲-۰٪ بوده است. مقادیر چرت ناچیز بوده و حدود ۳/۳-۲/۶٪ است. میزان میکا (مسکویت و کلریت) ۶/۶-۰٪ در سیصد نقطه شمارش‌شده در هر مقطع است. کانی‌های فرعی از نوع اسپینل، زیرکن، هماتیت، گوئیت و پیریت بوده است. کوارتزهای تک‌بلوری با خاموشی مستقیم،

خوردگی خلیجی و بلور منفی دارند. کوارتزهای چندبلوری در سه نوع بلورهای هم‌اندازه با سطح تماس تقریباً مستقیم، بلورهای کشیده با جهت‌یافتگی ترجیحی و بلورهای درشت به‌مانند موزائیک‌های درهم قفل شده است (Pettijohn et al. 1987) (شکل ۴، الف، د؛ شکل ۵، الف). خرده‌های کوارتز شیست درشت‌بلور با مسکویت و کلریت به فراوانی مشاهده شده است که نشان‌دهنده منشأ دگرگونی درجه پایین بوده است (شکل ۴، ج، ر، ز؛ شکل ۵، ج). پلاژیوکلازها در بیشتر موارد، دوقلویی آلبیتی (پلی‌سنستیک) (شکل ۵، الف) و فلدسپات‌های پتاسیم‌دار دوقلویی کارلسباد و نیز رخ دوجتهی نشان می‌دهند (شکل ۵، ر، ز). خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی از دو نوع میکرولیتی ریزدانه و نیز دانه‌های با بافت همگن و تیره‌رنگ تشکیل شده است که احتمالاً خرده‌های بازالتی هستند (شکل ۴، الف؛ شکل ۵، الف، ب، د). اندازه دانه‌ها از متوسط تا بسیار درشت بوده است که بیشتر نیمه گردشده تا بسیار خوب گردشده هستند. باتوجه‌به میزان رس آهن‌دار، این رخساره از نظر بلوغ بافتی در بیشتر موارد ساب‌مچور یا نیمه بالغ است. با فاصله حدود ۴۰۰ متری از قاعده به سمت رأس سازند رخساره لیتیک آرکوز همراه رخساره فلدسپاتیک لیتارنایت مشاهده می‌شود. در مجموع این رخساره حدود ۴۰٪ از مقاطع میکروسکوپی را شامل می‌شود.

پتروفاسیس لیتیک آرکوز: این رخساره، ۲۷-۱۲٪ کوارتز تک‌بلوری و ۵۰-۲۲٪ کوارتز چندبلوری دارد. میزان پلاژیوکلاز ۲-۳۰٪ و فلدسپات پتاسیم‌دار ۳۰-۱۸٪ است که فلدسپات‌های پتاسیم‌دار به‌طور جزئی دگرسانی به کلسیت و سریسیت را نشان می‌دهند (شکل ۵، ر). محتوای خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی در آن ۱/۷-۳/۰٪ و دگرگونی ۲۲-۱۶٪ بوده است. میزان میکا (مسکویت و کلریت) ۸-۲٪ در سیصد نقطه شمارش شده در هر مقطع است. کانی‌های فرعی از نوع اسپینل، زیرکن، همتایت، گوئیت و پیریت بوده است. اندازه دانه‌ها نیز از متوسط تا بسیار درشت بوده است که بیشتر نیمه گردشده تا بسیار خوب گردشده هستند. باتوجه‌به میزان رس آهن‌دار، این رخساره از نظر بلوغ بافتی در بیشتر موارد ساب‌مچور یا نیمه بالغ است. با فاصله حدود ۴۰۰ متری از قاعده به سمت رأس سازند رخساره لیتیک آرکوز همراه رخساره فلدسپاتیک لیتارنایت مشاهده می‌شود. در مجموع این رخساره حدود ۴۰٪ از مقاطع میکروسکوپی را شامل می‌شود.



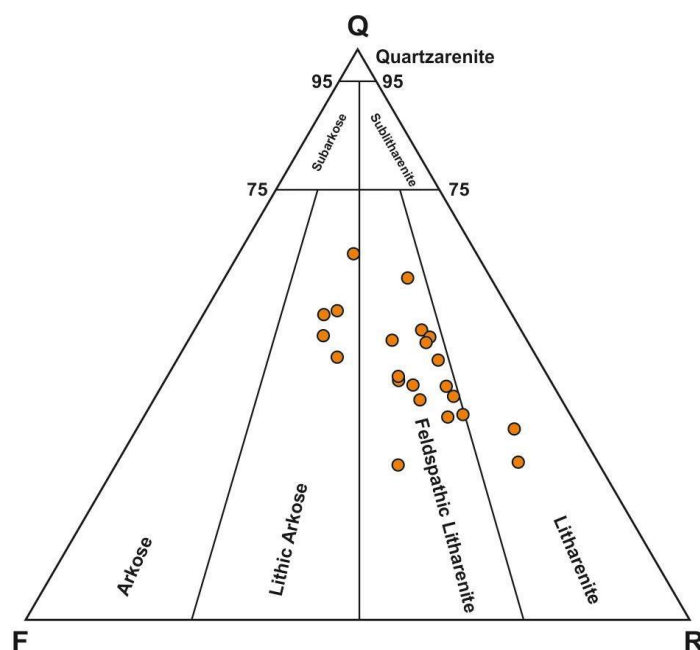
شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی مربوط به گراول‌های کنگلومرا و کنگلومراهای ریزدانه؛ الف) کنگلومرای ریزدانه حاوی گرانول آتش‌فشانی از نوع میکرولیتی (Vm)، همراه یک قطعه کربناته با شج‌هایی از آئید در مرکز تصویر (C)، کوارتز چندبلوری (Qp) و تک‌بلوری (Qm)؛ ب) گراول کربناته از نوع آئید گرینستون. دگرشکلی آئیدها تحت تنش‌های تکنونیکي نمایان است؛ ج) گراول دگرگونی از جنس مسکویت - کوارتز شیبست با فابریک شدید میلونیتی؛ د) گراول سیلیسی از نوع کوارتزیت با سطح تماس مضرسی بین دانه‌ها؛ ر) و (ز) گراول دگرگونی از نوع کلریت شیبست با فابریک ضعیف میلونیتی همراه پتاسیم فلدسپارهای درشت دانه (Kf). تصاویر (ب) و (ز) در نور موازی و سایر تصاویر در نور متقاطع گرفته شده است.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی مربوط به مقاطع ماسه‌سنگی از رخساره‌های مختلف نشان‌دهنده اجزای سازنده آنها؛ الف) رخساره لیتارنایت حاوی پلاژیوکلاز با دوقلویی آلبیتی (Plg)، خرده‌سنگ آتشفشانی از نوع بازالتی (Vb) و میکروکلینی (Vm)، همراه کوارتز چندبلوری (Qp) و تک‌بلوری (Qm) در زمینه‌ای از سیمان کلسیتی؛ ب) رخساره لیتارنایت با خرده‌سنگ آتشفشانی از نوع میکروکلینی (Vm) و خرده‌سنگ آتشفشانی از نوع بازالتی (Vb)، همراه کوارتز چندبلوری و تک‌بلوری و فلدسپات‌ها؛ ج) رخساره لیتارنایت با خرده‌سنگ دگرگونی کوارتز - مسکویت شیبست (M) در مرکز تصویر و ورقه‌های مسکویت؛ د) رخساره لیتارنایت نشان‌دهنده کوارتز (Qm) با خوردگی خلیجی و بلورمندی در زمینه‌ای از انواع خرده‌سنگ آتشفشانی و کوارتز؛ ر) رخساره لیتیک آرکوز نشان‌دهنده فلدسپات‌های (Kf) فراوان که تا حدی به کلسیت و سریسیت دگرسان شده است؛ ز) رخساره فلدسپاتیک لیتارنایت دارای فلدسپات پتاسیم با دوقلویی کارلسباد (Kf). کلیه تصاویر در نور متقاطع گرفته شده‌اند.

جدول ۱- داده‌های حاصل از نقطه‌شماری نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند باقروق براساس روش گزی - دیکینسون (Ingersoll et al. 1984) برای استفاده در دیاگرام‌های خاستگاه. (Qm کوارتز منوکریستالین، Qp کوارتز پلی کریستالین، Kf فلدسپات پتاسیم‌دار، Plg پلاژیوکلاز، Chert چرت، SS-SH خرده‌سنگ ماسه‌سنگی و شیلی، Carb خرده‌سنگ کربناته، VRF خرده‌سنگ آتش‌فشانی، MRF خرده‌سنگ دگرگونی).

Sample No.	Quartz%		Felspar%			Lithic Fragment%			
	Qm	Qp	Kf	Plg	Chert	SRF		VRF	MRF
						SS-SH	Carb		
B2	24.4	3.3	10	2	0.6	0	0	59.5	0
B4	26.5	14.5	11.2	4.9	0	0	0	42.7	0
B5	15.2	18.3	7.2	2.4	0.6	0	0	54.3	1.7
B8	5.4	43.8	18	2.3	0	0	0	1	29.2
B10	28	10.8	18.5	2.7	2.3	0	0	37.1	0.3
B11	20	7.2	26.8	3.4	1.7	0	0	40	0.6
B15	23.4	12.7	11.4	4.6	0.3	0	0	43.6	3.6
B16	25.6	16.6	19.3	3.6	0.3	0	0	32	2.3
B18	32	17.7	11.9	2.3	1	0	0	26.9	7.8
B20	20	30.7	14.3	0.6	1.0	0	0	29	4
B24	17.6	28.1	13.8	1.3	0	0	0	36.6	2.3
B25	15.1	24.1	14	2	0.6	0	0	41.6	2.3
B28	29.3	19.5	14.5	0.6	0	0	0	35.1	0.6
B37	19.8	22.8	21.8	0.6	0	0	0	3.7	30.9
B60	11	30.3	20	1	0	0	0	1.3	36.2
B62	22	24.1	29.9	0.3	0	0	0	1	22.3
B63-1	27.6	22.5	28.6	1.7	0	0	0	1.3	18
B67	7.5	28.1	17.8	0.6	0	0	0	3	42.6
B78	18	36.4	23.8	2.1	0	0	0	0.3	19.1
B91	11.5	48.6	10.8	1.7	0	0	0	0.3	26.9
B99	11.9	41.8	27.2	1.3	0	0	0	1.7	15.9
B110	14.1	50	18.4	0.3	0	0	0	0.3	16.6

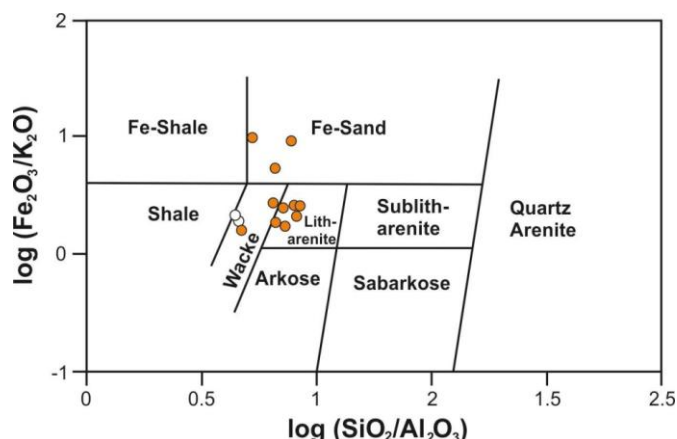


شکل ۶- موقعیت نمونه‌های نقطه‌شماری شده سازند باقروق در نمودار مثلثی فولک (۱۹۷۴). قطب Q شامل کوارتز و متاکوارتزیت، قطب F شامل فلدسپات‌ها، گنیس و گرانیت (سنگ‌های پلوتونیک) و قطب R شامل کلیه خرده‌سنگ‌های ریزدانه از قبیل چرت، اسلیت، شیست، خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی، سنگ آهک‌ها، ماسه‌سنگ‌ها و شیل است.

ژئوشیمی

نتایج حاصل از ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند باقروق در جداول ۲ و ۳ آورده شده است. همان‌طور که در جدول ۲ مشخص شده است میزان اکسید سیلیسیم در ماسه‌سنگ‌های مطالعه‌شده از سازند باقروق از ۷۲/۵۹٪ تا ۸۲/۷۰٪ (میانگین ۷۸/۶۲٪) و در شیل‌های سازند باقروق از ۷۱/۶۹٪ تا ۷۱/۷۸٪ (متغیر است). میزان اکسید آلومینیوم در ماسه‌سنگ‌ها از ۹/۷۶٪ تا ۱۵/۲۴٪ (میانگین ۱۱/۴۴٪) و در شیل‌ها از ۱۵/۶۸٪ تا ۱۵/۸۷٪ (میانگین ۱۵/۷۷٪) متغیر است. میزان اکسید پتاسیم در ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق بین ۰/۳٪ تا ۲/۹٪ و در شیل‌ها با تغییر بسیار کم بین ۲/۳۰٪ تا ۲/۶۱٪ متغیر است. میزان اکسید آهن در ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق بین ۲/۳ تا ۵/۸ و در شیل‌ها بین

۴/۹ تا ۵/۱ متغیر است. برای زدودن اثر دیاژنز از ترکیب کل سنگ، میزان اکسید کلسیم حاصل از کربنات‌ها از درصد اکسید کلسیم کل کسر شد. استفاده از نسبت اکسیدهای اصلی مانند اکسید سیلیسیم به اکسید آلومینیوم در مقابل اکسید آهن به اکسید پتاسیم به تفکیک انواع مختلفی از سنگ‌های رسوبی در دیاگرام هرون (Herron 1988) منجر می‌شود. براساس این دیاگرام، بیشتر ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق در محدوده سنگ‌های لیتارنایتی و وکی قرار می‌گیرند. تنها سه نمونه در محدوده ماسه‌های آهن‌دار قرار گرفته است که احتمالاً در اثر وجود سیمان آهن‌دار، کانی‌های آهن‌دار و کلریت است. نمونه‌های شیلی در نزدیکی مرز محدوده شیل‌ها و وک‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۷).



شکل ۷- دیاگرام هرون (Herron 1988) برای تعیین تیپ سنگ‌شناسی نمونه‌های ماسه‌سنگی و شیلی سازند باقروق براساس اکسیدهای اصلی.

سیلیسی‌آواری برای تفکیک لیتولوژی ناحیه منشأ، جایگاه تکتونیکی و تعیین میزان هوازدگی سنگ‌های سیلیسی‌آواری در منطقه منشأ استفاده می‌شود (برای مثال: Roser and Korsch 1986).

خاستگاه رسوبات و سنگ‌های سیلیسی‌آواری براساس ترکیب روش‌های مختلف پتروگرافی و ژئوشیمی در سال‌های اخیر بسیار استفاده شده است (برای مثال: Dickinson et al. 1993; McLennan et al. 1983). از ژئوشیمی سنگ‌های

جدول ۲- ترکیب عناصر اصلی کل سنگ، همراه میزان دی‌اکسیدکربن، مواد فرار (LOI) و شاخص شیمیایی فرسایش (CIA): کلیه ارقام مربوط به عناصر اصلی با تغییر پس از محاسبه و اصلاح محتوای مواد فرار و اکسید کلسیم منتج از کربنات کلسیم ارائه شده‌اند. **CaO**، میزان کل اکسید کلسیم (کربنات کلسیم + سیلیکات‌ها) موجود در نمونه است؛ **CaO*** میزان اکسید کلسیم حاصل از سیلیکات‌ها است.

Sample No.	SiO ₂ (%)	TiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	MnO (%)	MgO (%)	CaO* (%)	CaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	P ₂ O ₅ (%)	Fe ₂ O ₃ (Tot) (%)	CO ₂ (%)	LOI	CIA	Petrofacies
B2	76.8	0.38	11.5	0.079	1.89	0.24	0.7	2.09	1.05	0.03	5.82	0.3	2.7	69.65	Litharenite
B37	80.4	0.78	10.2	0.053	0.71	0.17	2.22	4.24	0.31	0.04	2.97	1.6	2.7	57.32	Feldspathic litharenite
B41	72.5	0.59	15.2	0.066	1.41	0.36	6.66	1.89	2.94	0.08	4.80	4.9	7.3	68.61	Feldspathic litharenite
B56	78.5	0.56	11.5	0.066	1.16	0.17	2.54	2.84	1.71	0.07	3.26	1.8	3.4	62.86	Feldspathic litharenite
B60	79.2	0.56	10.9	0.103	0.99	0	4.55	3.04	1.41	0.08	3.54	3.6	5	63.52	Feldspathic litharenite
B74	77.8	0.71	11.8	0.041	1.12	0.04	0.79	3.21	1.34	0.08	3.67	0.5	2.2	63.48	Feldspathic litharenite
B84	80.4	0.58	10.9	0.059	0.81	0	1.6	3.26	1.35	0.09	2.38	1.2	2.6	61.82	Litharenite
B90	80.7	0.43	9.9	0.127	0.90	0	5.82	3.07	1.26	0.06	3.36	5	6.1	65.54	Litharenite
B96	82.5	0.49	10	0.042	0.13	0	1.68	3.05	1.14	0.07	2.45	1.3	2.5	61.51	Lithic arkose
B99	82.7	0.47	9.7	0.063	0.18	0	0.71	3.20	0.97	0.07	2.56	0.6	1.9	61.30	Lithic arkose
B103	72.7	0.64	13.6	0.114	1.80	0.80	4.29	5.04	0.44	0.16	4.52	2.7	4.4	57.17	Feldspathic litharenite
B2'	71.7	0.57	15.8	0.350	2.08	0	24.35	1.91	2.30	0.14	4.94	19.1	21	73.99	Shale
B3'	71.6	0.58	15.6	0.090	2.15	0.30	8.33	1.61	2.61	0.08	5.16	6.3	9.2	72.15	Shale

* برای محاسبه CIA طبق فرمول ارائه‌شده فدو و همکاران (1995) از اکسید کلسیم کل نمونه **CaO** استفاده شده که با توجه به میزان دی‌اکسیدکربن، مقدار آن اصلاح شده است.

جدول ۳- عناصر فرعی سازند باقروق. کلیه عناصر برحسب ppm (بخش در میلیون) بیان شده‌اند. نوع رخساره سنگی مشابه با جدول شماره ۲.

Sample No.	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	Ba	Ni	Co	Cr	V	Cs	Hf	Sc	Th	U	Ta
B2	7	125	16	206	38	163	21	11	23	40	1.9	3	9.9	5.5	1.6	0.3
B37	9	212	16	144	10	73	10	3	52	43	0.4	3.4	6.8	6.3	2.1	0.4
B41	11	180	29	239	87	496	23	7	32	53	4.1	4.4	12	7.1	1.8	0.5
B56	10	130	21	71	53	287	20	7	33	60	2.5	2.5	8.5	6.5	1.8	0.5
B60	9	117	17	122	43	190	20	4	31	51	1.6	2	8.8	5.8	1.2	0.5
B74	11	147	22	73	44	186	25	6	35	58	1.5	2.8	13.7	9.3	2	0.8
B84	10	127	15	90	44	220	14	5	28	55	2	2.7	9.7	7.5	1.8	0.7
B90	7	92	16	148	38	154	12	3	23	44	1.2	1.8	6.8	5.1	0.9	0.4
B96	9	111	18	63	38	154	15	4	32	49	1.4	2.1	7.8	5.8	1.2	0.5
B99	9	109	19	61	33	150	26	5	33	47	1.3	2.2	8.6	5.7	1.2	0.5
B103	8	193	34	548	11	104	15	4	11	31	1	5.2	14.4	4.6	1.3	0.4
B2'	7	111	24	850	43	190	14	5	21	44	1.9	3	9.4	5.1	1.6	0.3
B3'	10	170	27	463	72	489	23	9	33	62	3.3	4.6	11.9	7.5	2.1	0.5

هوازدگی منطقه منشأ

آب‌وهوا با فرایندهای هوازدگی، نقش مهمی در ترکیب نهایی ماسه‌سنگ‌ها و در نتیجه بر تفسیرهای خاستگاه دارد (Suttner and Dutta 1986; Cavazza and Ingersoll 2005). آب‌وهوای گرم و مرطوب، توسعه دگرسانی و تخریب کانی‌های ناپایدار و خرده‌سنگ‌ها را باعث می‌شود؛ اما آب‌وهوای سرد و خشک، حفظ شدن این اجزای ناپایدار را سبب می‌شود (Cecil and Edgar 2003). برای تعیین درجه هوازدگی منطقه منشأ رسوبات براساس ژئوشیمی، شاخص‌های متفاوتی برپایه نسبت‌های ملکولی اکسیدهای عناصر مختلف به‌خصوص عناصر متحرک (Na₂O, K₂O, CaO, MgO) نسبت به اکسیدهای عناصر غیرمتحرک مانند Al₂O₃, ZrO₂ و TiO₂ پیشنهاد شده است (برای مثال: Nesbitt and Young 1982; Harnois 1988; Fedo et al. 1995; von Eynatten et al. 2003). یکی از این شاخص‌ها، شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) است و از زمانی که برای نخستین بار ارائه شد (Young 1982) تاکنون، بیشتر برای تعیین شدت هوازدگی‌های شیمیایی استفاده شده است (برای مثال: Grantham and Velbel 1988; McLennan et al. 1993; Buggle et al. 2011). CIA از حدود ۵۰ یا کمتر برای بیشتر سنگ‌های آذرین و

دگرگونی غیرهوازده و تا حدود ۱۰۰ برای باقیمانده‌های آلومینوسیلیکات خالص از قبیل کائولن در نتیجه هوازدگی شدید در تغییر است؛ بنابراین، CIA، مقیاس عددی مقادیر کانی‌های موجود در یک رسوب سیلیسی آواری در نظر گرفته می‌شود که دستخوش هوازدگی شیمیایی شده است. برای محاسبه این اندیس از فرمول زیر استفاده می‌شود (اکسیدها به‌صورت نسبت ملکولی در نظر گرفته می‌شوند):

$$CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)] \times 100$$

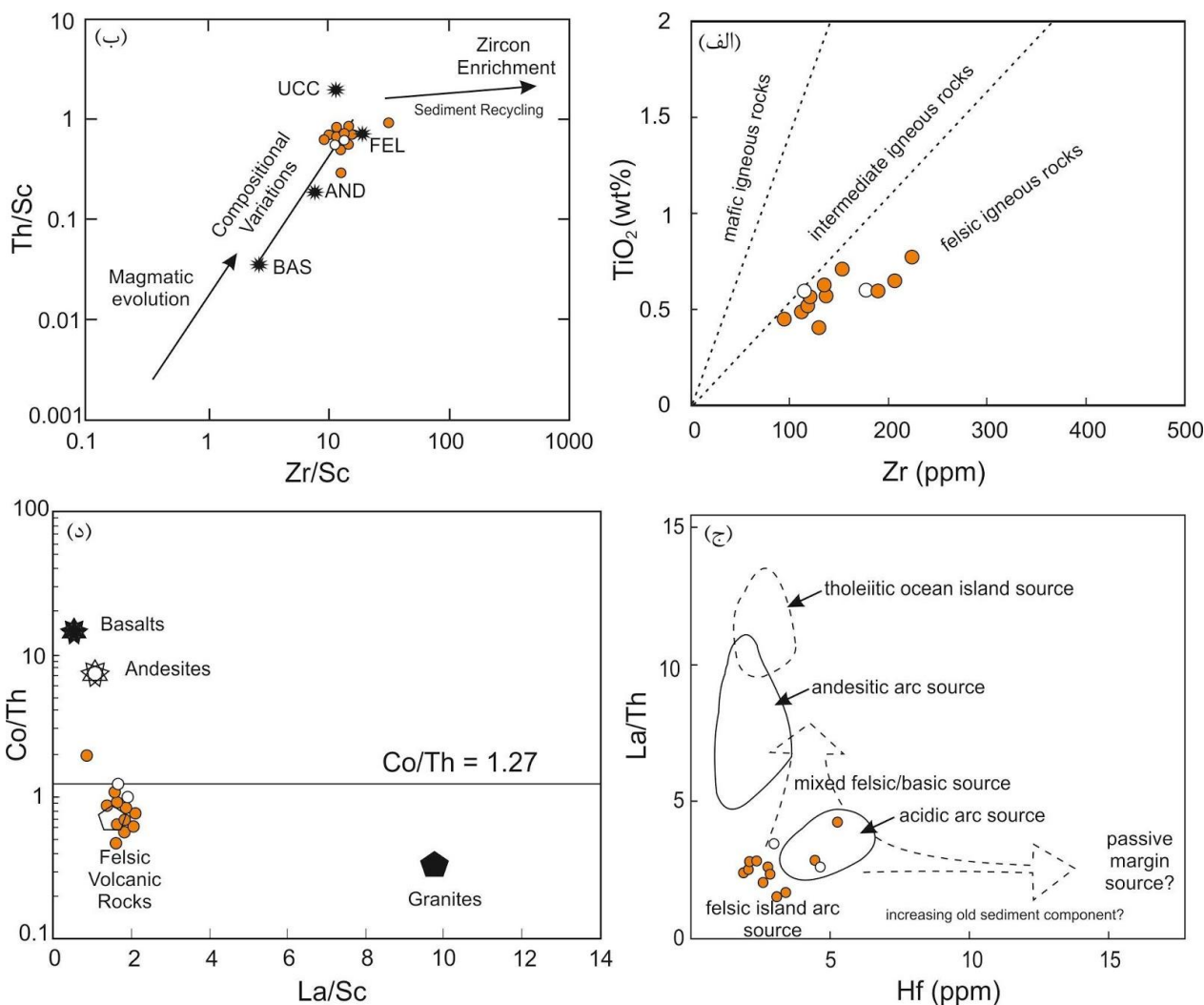
باید توجه داشت CaO* میزان اکسید کلسیم در بخش سیلیکاته نمونه بوده است و میزان اکسید کلسیم در کربنات و آپاتیت نبایستی در نظر گرفته شوند (Fedo et al. 1995)؛ بنابراین در نمونه‌های با میزان اکسید کلسیم زیاد که مشتق شدن آن از سیمان یا ماتریکس کربناته احتمال می‌رود، این مقدار باید تصحیح شود (McLennan et al. 1993; Bock et al. 1998). میزان CIA برای نمونه‌های سازند باقروق در جدول (۲) نشان داده شده است. بدین ترتیب، میزان CIA برای ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق به‌طور متوسط ۶۳ و برای شیل‌های سازند باقروق به‌طور متوسط ۷۳ به دست آمده است. این اعداد، میزان هوازدگی متوسط را به ترتیب برای این ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها نشان می‌دهد. بر این اساس، آب‌وهوای

نیمه‌خشک تا نیمه‌مرطوب برای منطقه منشأ ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند باقروق در نظر گرفته می‌شود (Nesbitt and Young 1982; Nesbitt 2003). شواهد، هوازگی متوسط را در مطالعات پتروگرافی فلدسپات‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق نیز نشان می‌دهد.

لیتولوژی ناحیه منشأ

یکی از کاربردهای ژئوشیمی سنگ‌های سیلیسی‌آواری، تعیین ترکیب لیتولوژی منطقه منشأ رسوبات است (McLennan et al. 1993; Jafarzadeh and Hosseini-Barzi 2008). عناصر فرعی در سنگ‌های آواری از عناصر بسیار مهم در تعیین لیتولوژی سنگ منشأ هستند؛ زیرا عناصر ناسازگار معمولاً در سنگ‌های فلسیک، عناصر لیتوفیل یون بزرگ (LILE) در پوسته قاره‌ای و عناصر سازگار معمولاً در سنگ‌های مافیک و الترامافیک فراوان هستند (McLennan et al. 1990). نسبت اکسید تیتانیوم به عنصر زیرکنیوم (TiO_2/Zr) در سنگ‌های مافیک بیش از ۲۰۰، در سنگ‌های حدواسط بین ۱۹۹ تا ۵۵ و در سنگ‌های فلسیک کمتر از ۵۵ است (Hayashi et al. 1997). باتوجه‌به دیاگرام هایاشی و همکاران (شکل ۸، الف)، مشخص می‌شود نمونه‌های سازند باقروق در محدوده سنگ‌های فلسیک قرار گرفته‌اند. توزیع عنصری REE و همچنین Sc, Th, Co و Cr در طول فرایندهای رسوبی از جمله دیاژنز و هوازگی، کمتر تحت تأثیر قرار می‌گیرند (Cullers et al. 1987; McLennan et al. 2004; Armstrong-Altrin et al. 1993)؛ بنابراین، نسبت این عناصر از جمله La/Sc, La/Co, Th/Sc یکی از موثرترین فاکتورها در تفکیک سنگ منشأهای فلسیک از مافیک است (Fralick 2003). La و Th فراوانی بیشتری در سنگ‌های فلسیک دارند؛ درحالی‌که Sc, Co و همچنین Cr در سنگ‌های مافیک فراوانی بیشتری را نشان می‌دهند؛ البته میزان زیاد کروم یکی از نشانه‌های وجود منشأ افیولیتی نیز است (برای مثال: Yan et al. 2012; Armstrong-Altrin 2009). مکلنن و همکاران (1993) نیز دیاگرامی را بر مبنای نسبت زیرکنیوم به

اسکاندیوم در مقابل توریم به اسکاندیوم مطرح کردند تا بر مبنای آن، تا حدی لیتولوژی‌های منطقه منشأ رسوبات از یکدیگر تفکیک شوند. در این دیاگرام، توریم به‌عنوان عنصر معمول ناسازگار و اسکاندیوم، عنصر معمول سازگار در سیستم تفریقی آذرین و زیرکنیوم (غنی در کانی زیرکن)، عنصر مرتبط با چرخه مجدد عمل می‌کند. باتوجه‌به این دیاگرام، برای بررسی لیتولوژی سنگ منشأ رسوبات سازند باقروق، نمونه‌های سازند باقروق در محدوده بین سنگ منشأهای آندزیتی و فلسیک و نزدیک‌تر به فلسیک قرار گرفتند (شکل ۸، ب). عنصر هافنیوم در مقابل نسبت لانتانیوم به توریم را فلوید و لوریج (Floyd and Leveridge 1987) استفاده کردند تا بدین ترتیب نوع لیتولوژی سنگ منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق مشخص شوند و نیز نشان می‌دهند نمونه‌های سازند باقروق در محدوده منشأ جزایر کماتی فلسیک قرار گرفتند (شکل ۸، ج). نسبت کبالت به توریم $1/27$ معمولاً تفکیک‌کننده سنگ منشأهای حدواسط و فلسیک هستند. با استفاده از نسبت کبالت به توریم در مقابل لانتانیوم به اسکاندیوم، سنگ منشأهای بازالتی و آندزیتی از سنگ منشأهای فلسیک و گرانیتی تفکیک‌پذیر خواهند بود (Gu et al. 2002). در این دیاگرام نیز نمونه‌های سازند باقروق در محدوده نزدیک به سنگ‌های آتشفشانی فلسیک قرار گرفته‌اند (شکل ۸، د). بدین ترتیب، تمامی دیاگرام‌های مطالعه‌شده، یک سنگ منشأ فلسیک برای نمونه‌های سازند باقروق را تأیید می‌کنند. وجود قطعات کوارتزیتی و میکاشیستی در داخل کنگلومراهای سازند باقروق، علاوه‌بر میزان بالای انواع کوارتز تک‌بلوری و چندبلوری، میزان بالای فلدسپات‌های پتاسیم‌دار به‌عنوان اجزای اصلی و مسکویت به‌عنوان اجزای فرعی در نتایج نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق ممکن است از نشانه‌های مشتق‌شدن اجزای سازند باقروق از یک سنگ‌مادر آذرین فلسیک و سنگ‌مادر آذرین فلسیک دگرگون‌شده مانند شیست فلسیک باشد.



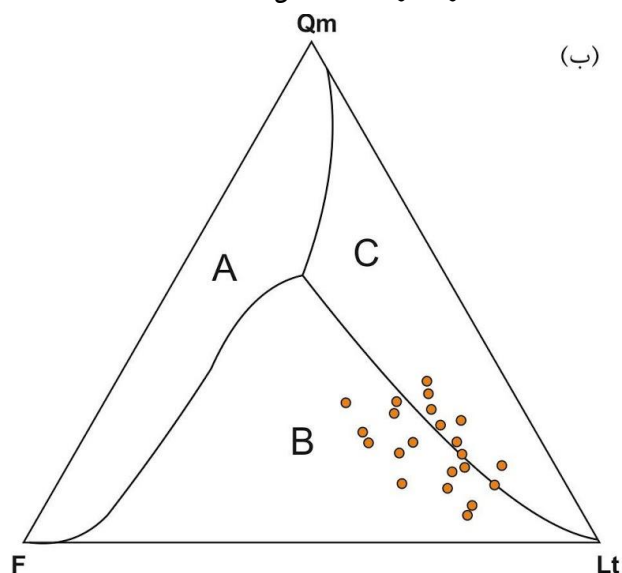
شکل ۸- الف) دیاگرام اکسید تیتانیوم در مقابل عنصر زیرکنیوم برای تفکیک انواع سنگ‌های منشأ فلسیک، حدواسط و مافیک (Hayashi et al. 1997)؛ ب) دیاگرام زیرکنیوم به اسکاندیوم در مقابل توریم به اسکاندیوم (McLennan et al. 1993) برای نمونه‌های سازند باقروق؛ ج) دیاگرام هانیوم در مقابل نسبت لانتانیوم به توریم (Floyd and Leveridge 1987) برای تفکیک سنگ منشأ نمونه‌های سازند باقروق؛ د) دیاگرام نسبت لانتانیوم به اسکاندیوم در مقابل نسبت کبالت به توریم (Gu et al. 2002) که ترکیب نمونه‌های سازند باقروق را در نزدیکی سنگ منشأهای فلسیک نشان می‌دهد.

جایگاه تکتونیکی

خرده‌سنگ‌ها، اجزای اصلی ماسه‌سنگ‌ها، به صورت بالقوه منعکس‌کننده نواحی خاستگاهی (شامل بلوک‌های قاره‌ای، سیستم کمان‌های ماگمایی، کمربندهای تصادمی و نوع مرز بین صفحات) هستند (Dickinson and Suczek 1979). به طور معمول دیاگرام‌های زیادی برای بررسی وضعیت جایگاه تکتونیکی ماسه‌سنگ‌ها استفاده می‌شوند (برای مثال: Dickinson et al. 1983; Dickinson and Suczek 1979)؛ اما در مطالعه حاضر، برای بررسی جایگاه تکتونیکی رسوبات سازند

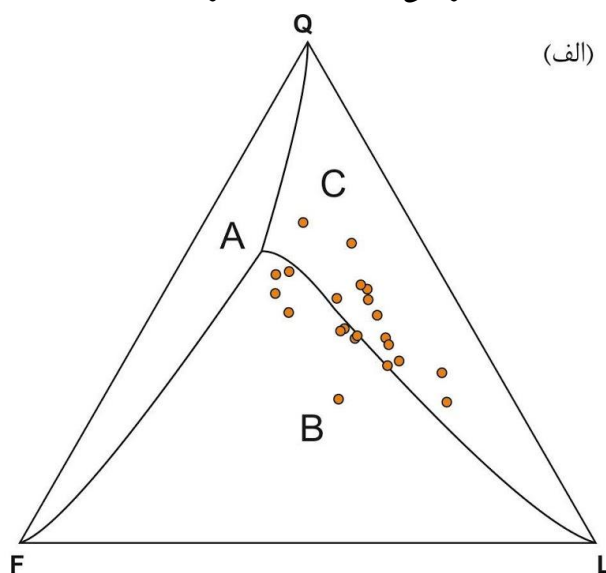
جایگاه تکتونیکی، دو ویژگی بررسی نواحی خاستگاهی (شامل بلوک‌های قاره‌ای، سیستم کمان‌های آتشفشانی و کمربندهای تصادمی) و بررسی نوع مرز بین صفحات (شامل حاشیه قاره‌ای غیرفعال یا ریفتی، حاشیه‌های قاره‌ای فعال یا کوهزایی، حاشیه‌های گسلی امتداد لغز) را شامل می‌شود (Dickinson and Suczek 1979; Dickinson et al. 1983; Garzanti et al. 2002; Garzanti et al. 2007). کوارتز، فلدسپات و انواع

می‌شود (شکل ۱۰ الف). گفتنی است براساس آزمون سنجش میزان درستی این دیاگرام که ورما و آرمسترانگ - آلتترین (2016) انجام داده‌اند، نمونه‌های مربوط به حاشیه فعال تا ۷۱/۷٪ صحیح و معتبر هستند. براساس این دیاگرام، نمونه‌های سازند باقروق در محدوده جایگاه تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند. به‌تازگی، ورما و آرمسترانگ - آلتترین (Verma and Armstrong-Altrin 2013) براساس ژئوشیمی، عناصر اصلی دیاگرامی را طراحی کردند که براساس دو تابع تفکیکی، جایگاه‌های تکتونیکی سه‌گانه (کمان، ریفت قاره‌ای و جایگاه برخوردی) را از هم تفکیک می‌کند (شکل ۱۰ ب). بر این اساس، نمونه‌های بررسی شده از سازند باقروق در محدوده کمان قرار می‌گیرند و دو نمونه نیز در محدوده ریفت‌های قاره‌ای قرار گرفته‌اند. همچنین براساس دیاگرام جدیدی که ورما و آرمسترانگ - آلتترین (2016) با استفاده از عناصر اصلی و تلفیق عناصر اصلی و فرعی برای تفکیک جایگاه تکتونیکی فعال از غیرفعال طراحی کرده‌اند، نمونه‌های سازند باقروق در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۱۱).

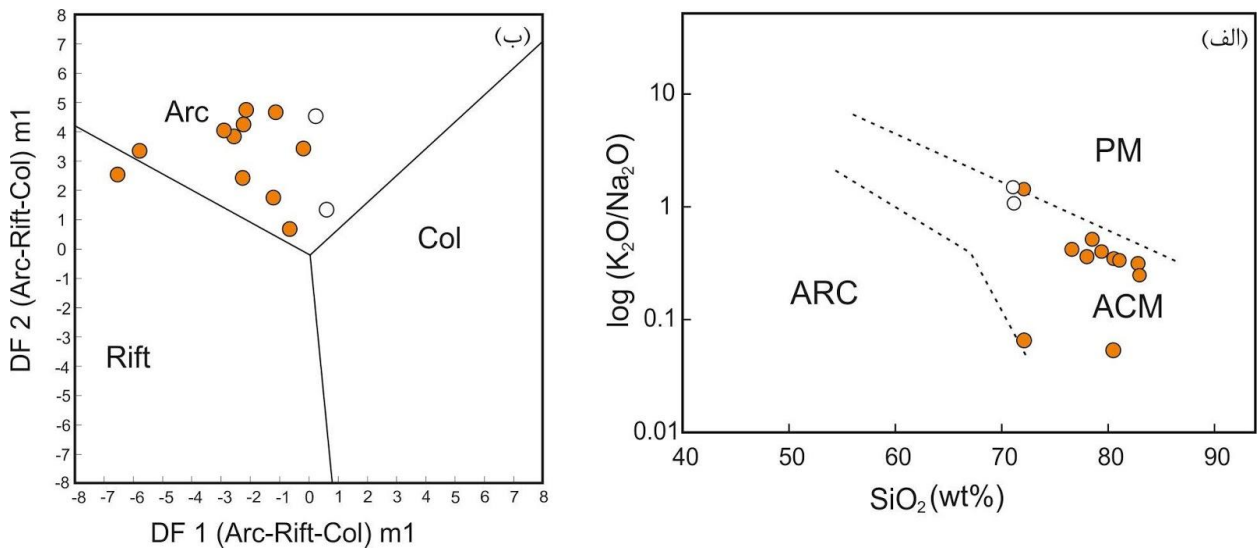


باقروق از دیاگرام‌های ولتجه (Weltje 2006) استفاده شده است و نتایج حاصل از نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های این سازند در دیاگرام‌های سه‌گانه ولتجه (Weltje 2006) پلات شده‌اند؛ زیرا در این دیاگرام‌ها مشکلات و خطاهای دیاگرام‌های قدیمی اصلاح شده است (شکل ۹). همان‌طور که در شکل ۹ مشخص است، هر دو نمودار QFL و QmFLt، نشان‌دهنده نواحی خاستگاهی کمان‌های ماگمایی و چرخه مجدد برای ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق هستند که فراوانی خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی و دگرگونی در این ماسه‌سنگ‌ها این نتیجه را تأیید می‌کند.

جایگاه تکتونیکی صفحه‌ای نیز یک فاکتور اساسی در کنترل ترکیب شیمیایی سنگ‌های رسوبی سیلیسی‌آواری است (Bhatia 1983) و سنگ‌های آواری مرتبط با جایگاه‌های تکتونیکی صفحه‌ای متفاوت، ترکیب ژئوشیمیایی متفاوتی دارند (Roser and Korsch 1988). درصد عناصر اصلی ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق برای تعیین جایگاه‌های تکتونیکی براساس دیاگرام روسر و کورش (Roser and Korsch 1986) بررسی شده است که امروزه بسیار استفاده



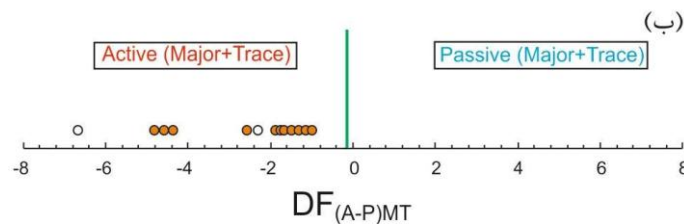
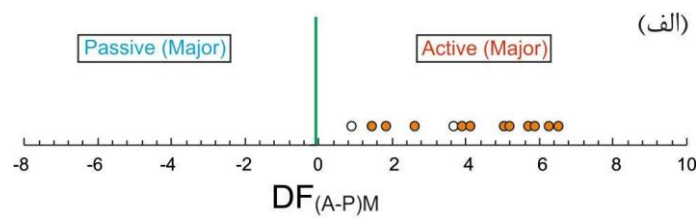
شکل ۹- نمودارهای سه‌تایی مربوط به شناسایی جایگاه تکتونیکی (Weltje 2006). Q مجموع کل دانه‌های کوآرتزی (Qm+Qp)؛ Qm کوآرتز تک‌بلوری؛ Qp کوآرتز چند بلوری؛ F مجموع کل دانه‌های فلدسپات؛ L مجموع کل خرده‌سنگ‌های ناپایدار (Lv+Ls)؛ Lt مجموع کل خرده‌سنگ‌ها (L+Qp)؛ گروه‌های خاستگاهی: A بلوک قاره‌ای، B کمان ماگمایی، C چرخه مجدد. نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند باقروق در هر دو دیاگرام در محدوده‌های کمان ماگمایی و چرخه مجدد قرار گرفته‌اند.



شکل ۱۰- الف) دیاگرام تعیین جایگاه تکتونیکی نمونه‌های ماسه‌سنگی و شیلی سازند باقروق براساس عناصر اصلی (Roser and Korsch 1986):
 ب) دیاگرام دو تابعی برای رسوبات با کوارتز بالا از سه جایگاه تکتونیکی (کمان، ریفت و برخوردی) (Verma and Armstrong-Altrin 2013). معادله توابع تفکیکی برای نمونه‌های با اکسید سیلیسیوم بالا (95% ≥ 63%) عبارتند از:

$$DF1_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-0.263 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (0.604 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (-1.725 \times \ln(Fe_2O_3^I/SiO_2)_{adj}) + (0.660 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (2.191 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (0.144 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (-1.304 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (0.054 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.330 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) + 1.588$$

$$DF2_{(Arc-Rift-Col)m1} = (-1.196 \times \ln(TiO_2/SiO_2)_{adj}) + (1.064 \times \ln(Al_2O_3/SiO_2)_{adj}) + (0.303 \times \ln(Fe_2O_3^I/SiO_2)_{adj}) + (0.436 \times \ln(MnO/SiO_2)_{adj}) + (0.838 \times \ln(MgO/SiO_2)_{adj}) + (-0.407 \times \ln(CaO/SiO_2)_{adj}) + (1.021 \times \ln(Na_2O/SiO_2)_{adj}) + (-1.706 \times \ln(K_2O/SiO_2)_{adj}) + (-0.126 \times \ln(P_2O_5/SiO_2)_{adj}) - 1.068$$



شکل ۱۱- دیاگرام تفکیکی جایگاه‌های تکتونیکی براساس عناصر اصلی الف) و عناصر اصلی و فرعی ب) (Verma and Armstrong-Altrin 2016).

بحث

ممکن است تأثیر گرفته از حرکات تکتونیکی باشد که به بسته شدن حوضه ریفتی نوظهور و رخنمون پی سنگ دگرگونی منجر شده است. آثار فعالیت ماگمایی و فرسایش پی سنگ دگرگونی درجه ضعیف باتوجه به ترکیب سنگ‌شناسی نمونه‌های ماسه‌سنگی به‌ویژه نوع کوارتزها و خرده‌سنگ‌های موجود در ماسه‌سنگ‌ها و نیز گراول‌های کنگلومرا در سازند باقروق روشن است. شواهد نشان می‌دهد حوضه اقیانوسی، مجدد فرونشست کرده است و محیط رسوبی، مجدد به حوضه اقیانوسی تغییر کرده و سازند اشین بر جای گذاشته شده است. براساس نظر بالینی و همکاران (2009)، تغییر ژرفا در چنین ضخامت کمی نشان‌دهنده بالآمدگی نسبی سطح دریا به میزان صدها متر است که با یوستازی به‌تنهایی قابل توضیح نیست؛ البته باتوجه به اینکه زمان لادینین با بالآمدگی یوستاتیکی سطح آب‌دریا شناخته شده است، یوستازی ممکن است کنترلی را بر تغییر رخساره اعمال کرده باشد؛ اما بیشتر تغییرات نسبی بایستی با یک افزایش سریع در فرورانش روشن شود. افزایش فعالیت‌های ولکانیکی که در لایه‌های سازند اشین به ثبت رسیده است نیز تأییدکننده افزایش ناگهانی فرورانش در منطقه در طول لادینین پسین است.

پژوهشگران بسیاری در طی بیش از ۴۰ سال اخیر، باتوجه به شباهت سنگ‌شناسی و محتوای فسیلی توالی آق‌دربند و نخلک، فرضیه‌ها و نظراتی را مبنی بر نهشت این دو در فاصله مکانی مرتبط و نزدیک به یکدیگر در زمان تریاس ارائه دادند (برای مثال: Seyed-Emami 1971; Davoudzadeh et al. 1981; Schmidt and Soffel 1983; Alavi et al. 1997). مطالعات مغناطیس دیرینه گسترده‌ای که پژوهشگران مختلف انجام دادند (برای مثال: Soffel et al. 1996; Muttoni et al. 2009; Mattei et al. 2012; 2014; 2015) و نیز شواهد وجود پهنه برشی امتداد لغز ساعت‌گرد در مرز جنوبی سازند الم، جدایش توالی نخلک از محل اصلی آن در حاشیه جنوبی اوراسیا و به‌عبارت‌دیگر منتهی‌الیه شمال‌شرقی ایران

در یک نگاه کلی، نتایج حاصل از مطالعه پتروگرافی در کنار ژئوشیمی نشان‌دهنده سنگ‌مادر آتش‌فشانی از نوع فلسیک تا فلسیک - حدواسط در جایگاه حاشیه فعال قاره‌ای و در ارتباط نزدیکی با فرایند آتش‌فشانی است که با مواد حاصل از فرسایش سنگ‌مادر، دگرگونی درجه ضعیف رخنمون یافته در نتیجه بالآمدگی پی سنگ در زمان رسوب‌گذاری تلفیق شده است. باتوجه به نظر اشتامفلی (Stampfli 2000)، در ۲۴۸ میلیون سال قبل (که اشتامفلی از آن به‌عنوان مرز پرمین - تریاس نام برده است؛ درحالی‌که باتوجه به اصلاحات و تغییرات جدید در زمان زمین‌شناسی، این سن به اولنکین پسین در تریاس پیشین اطلاق می‌شود)، در حین فرورانش پوسته اقیانوس پالئوتتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا (حاشیه فعال قاره‌ای)، عقب‌نشینی در پوسته درحال فرورانش رخ داده است که به القای فرایند ریفت‌زایی در حاشیه جنوبی ورق اوراسیا در مناطق ملیاتا و کاراکایا در ترکیه و آق‌دربند در ایران و سپس بازشدن حوضه پشت کمانی منجر شده است. این زمان با ته‌نشینی سازند الم در حوضه ریفتی درحال گسترش مصادف بوده است که شواهد مربوط به فعالیت‌های ماگمایی در حاشیه فعال قاره‌ای، هم‌زمان با ریفت‌زایی در سازند الم مشاهده شده است. شواهد نشان می‌دهد سرعت تأمین رسوب از طریق فعالیت‌های آتش‌فشانی مرتبط با کمان‌های حاشیه جنوبی اوراسیا و نیز ریفت‌زایی در حوضه نوظهور بیش از سرعت فرونشینی حوضه بوده و به پرشدن سریع آن منجر شده است؛ در نتیجه، شرایط محیط رسوبی از اقیانوسی به قاره‌ای تغییر یافته و سازند باقروق به شکل یک توالی متشکل از رسوبات عمدتاً درشت دانه در قالب محیط رسوبی یک رودخانه پر انرژی از نوع بریده‌بریده ته‌نشین شده است (Alavi et al. 1997; Balini et al. 2009). مواد آتش‌فشانی فراوان و تازه در این توالی، نشان‌دهنده ادامه فعالیت ماگمایی مرتبط با حاشیه فعال قاره‌ای است. تغییر شرایط رسوب‌گذاری از اقیانوسی به قاره‌ای علاوه بر سرعت بالای تأمین رسوب،

طبقه‌بندی معروف فولک (Folk 1974) منجر شده است. نتایج حاصل از نقطه‌شماری ماسه‌سنگ‌های این سازند در دیگرام‌های QFL و QmFLt، نشان‌دهنده نواحی خاستگاهی کمان‌های ماگمایی و چرخه مجدد برای ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق هستند که فراوانی خرده‌سنگ‌های آتش‌فشانی و دگرگونی در این ماسه‌سنگ‌ها این نتیجه را تأیید می‌کند. ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های این سازند نیز یک سنگ منشأ فلسیک را برای آن مشخص می‌کند. وجود قطعات کوارتزی و میکاشیستی در داخل کنگلومراهای سازند باقروق به‌علاوه میزان بالای انواع کوارتز تک‌بلوری و چندبلوری، میزان بالای فلدسپات‌های پتاسیم‌دار به‌عنوان اجزای اصلی و مسکویت به‌عنوان اجزای فرعی در این ماسه‌سنگ‌ها ممکن است تأییدکننده یک سنگ‌مادر آذرین فلسیک و سنگ‌مادر آذرین فلسیک دگرگون‌شده مانند شیست فلسیک برای آن باشد. براساس مطالعات ژئوشیمیایی، میزان CIA برای ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق به‌طور متوسط ۶۳ و برای شیل‌های آن به‌طور متوسط ۷۳ است. این اعداد، میزان هوازگی متوسط را به‌ترتیب برای این ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها نشان می‌دهد. بر این اساس، آب‌وهوای نیمه‌خشک تا نیمه‌مرطوب برای منطقه منشأ سازند باقروق در نظر گرفته می‌شود که با مطالعات پتروگرافی فلدسپات‌های موجود در ماسه‌سنگ‌های سازند باقروق نیز اثبات می‌شود. براساس مطالعات ژئوشیمیایی نمونه‌های سازند باقروق، بیشتر در محدوده کمان ماگمایی و حاشیه فعال قاره‌ای قرار گرفته‌اند. این نتایج، تأییدکننده آثار فعالیت ماگمایی و فرسایش پی‌سنگ دگرگونی درجه ضعیف و در نهایت رسوب‌گذاری سازند باقروق در جایگاه تکتونیکی حاشیه فعال قاره‌ای است.

منابع

Alavi M. Vaziri H. Seyed Emami K. and Lasemi Y. 1997. The Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband areas in central and northeastern Iran as remnants of the southern Turanian active continental margin.

(آق‌دربند) و اتصال آن به بلوک سیمین و چرخش و جابجایی آن تا رسیدن به موقعیت کنونی را اثبات می‌کند. باتوجه‌به نظر باود و اشتامفلی (Baud and Stampfli 1989)، براساس مطالعاتی که روی توالی آق‌دربند انجام دادند، فعالیت آتش‌فشانی تریاس میانی و پسین را در این حوضه از نوع آندزیتی و تراکیتی می‌دانند و نیز جایگاه تکتونیکی این توالی را به رسوبات آتش‌فشانی نهشته‌شده در حوضه پشت‌کمانی نسبت می‌دهند. این شواهد، رسوب‌گذاری توالی نخلک را در ارتباط مکانی نزدیک با توالی آق‌دربند تأیید می‌کند. فرضیه ته‌نشینی گروه نخلک در یک حوضه پشت‌کمانی براساس نتایج ژئوشیمیایی و ترکیب خرده‌های ولکانیکی موجود در مطالعه حاضر و نیز نظر باود و اشتامفلی (1989) و اشتامفلی (2000) در تناقض با فرضیه پیش‌کمان‌بودن حوضه رسوب‌گذاری است که برخی از پژوهشگران بیان کردند (Alavi et al. 1997; Bagheri and Stampfli 2008; Balini et al. 2009). گفتنی است فرضیه پیش‌کمان‌بودن حوضه رسوبی نخلک در کنار آق‌دربند با شواهد کافی همراه نبوده و به اثبات نرسیده است. نهشته‌شدن توالی رسوبی منظم، ضخیم و بیشتر توریدیتی نخلک در محل ناآرام حوضه تکتونیکی پیش‌کمان بعید به نظر می‌رسد؛ همچنین، اثری از آمیخته‌شدن با رسوبات موجود در گوه برافزایشی وجود ندارد. هدف ما این است با فراهم‌آوردن شواهد بیشتر، فرضیه پشت‌کمان‌بودن حوضه رسوبی را در آینده‌ای نزدیک به اثبات رسانیم.

نتیجه

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی روی سنگ‌های سیلیسی آواری سازند باقروق نشان داده است کنگلومراهای این سازند از سه جنس دگرگونی درجه ضعیف، کربناته و آتش‌فشانی تشکیل شده‌اند. همچنین، مطالعات نقطه‌شماری روی ماسه‌سنگ‌های این سازند به شناسایی پتروفاسیس‌های لیتارنایت، فلدسپاتیک لیتارنایت و لیتیک آرکوز براساس

- Cullers R.L. Barret T. Carlson R. and Robinson B. 1987. Rare earth element and mineralogical changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA. *Chemical Geology*, 63: 275-295.
- Davoudzadeh M. and Seyed-Emami K. 1972. Stratigraphy of the Triassic Naxhlak Group, Anarak region, Central Iran. *Geological Survey of Iran, Report 28*; 28 p.
- Davoudzadeh M. Soffel H. and Schmidt K. 1981. On the rotation of Central-East-Iran microplate. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie Monatshefte*, 3: 180-192.
- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 695-707.
- Dickinson W.R. and Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologist, Bulletin* 63: 2164-2182.
- Dickinson W.R. Beard L.S. Brakenridge G.R. Evjavec J.L. Ferguson R.C. Inman K.F. Knepp R.A. Lindberg F.A. and Ryberg P.T. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 222-235.
- Fedo C.M. Nesbitt H.W. and G.M. Young 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Floyd P.A. and Leveridge B.E. 1987. Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Geological Society of London*, 144: 531-542.
- Folk R.L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Hemphill, Austin, Texas, 159 p.
- Fralick P.W. 2003. Geochemistry of clastic sedimentary rocks: ratio techniques. In: Lentz D.R. (Eds.), *Geochemistry of sediments and sedimentary rocks: evolutionary considerations to mineral-deposit forming environments*. Geological Association of Canada, 4: 85-103.
- Garzanti E. Vezzoli G. and Andò S. 2002. Modern sand from obducted ophiolite belts (Sultanate of Oman and United Arab Emirates). *Geology*, 110(4): 371-391.
- Garzanti E. Vezzoli G. Andò S. Lavé J. Attal M. France-Lanord C. and DeCelles P. 2007. Quantifying sand provenance and erosion (Marsyandi River, Nepal Himalaya). *Earth Geological Society of America, Bulletin* 109: 1563-1575.
- Angiolini L. Gaetani M. Muttoni G. Stephenson M. and Zanchi A. 2007. Tethyan oceanic currents and climate gradients 300 m.y. ago. *Geology*, 35:1071-1074.
- Armstrong-Altrin J.S. 2009. Provenance of sands from Czones, Acapulco, and Bahía Kino beaches, México. *Revista Mexicana Ciencias Geologicas*, 26: 764-782.
- Armstrong-Altrin J.S. Lee Y.I Verma S.P. and Ramasamy S. 2004. Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for provenance, weathering, and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, 74(2): 285-297.
- Balini M. Nicora A. Berra F. Garzanti E. Levera M. Mattei M. Muttoni M. Zanchi A. Bollati I. Larghi C. Zanchetta S. Salamati R. and Mossavvari F. 2009. The Triassic stratigraphic succession of Naxhlak (Central Iran), a record from an active margin. In: Brunet M.F. Wilmsen, M. and Granath J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins. Special Publications-Geological Society of London*, 312: 287-321.
- Baud A. and Stampfli G.M. 1989. Tectonogenesis and evolution of a segment of the Cimmerides: the volcano-sedimentary Triassic of Aghdarban (Kopet-Dagh, North-East Iran). In: Şengör A.M.C. (Eds.), *Tectonic Evolution of the Tethyan region*. Kluwer: 265-275.
- Bhatia M.R. 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. *Journal of Geology*, 91: 611-627.
- Bock B. McLennan S.M. and Hanson G.N. 1998. Geochemistry and provenance of the Middle Ordovician Austin Glen Mb. (Normanskill Formation) and the Taconian Orogeny in New England. *Sedimentology*, 45: 635-655.
- Buggle B. Glaser B. Hambach U. Gerasimenko N. and Markovi S. 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess e paleosol studies. *Quaternary International*, 240: 12-21.
- Cavazza W. and Ingersoll R. 2005. Detrital modes of the Ionian forearc basin fill (Oligocene-Quaternary) reflect the tectonic evolution of the Calabria-Peloritani terrane (southern Italy). *Journal of Sedimentary Research*, 75(2): 268-279.
- Cecil C.B. and Edgar N.T. 2003. Climate controls on stratigraphy. Tulsa, Oklahoma, *Special Publications-SEPM*, 77, 275 p.

- Mattei M. Cifelli F. Muttoni M. and Rashid R 2015. Post-Cimmerian (Jurassic-Cenozoic) paleogeography and vertical axis tectonic rotations of Central Iran and the Alborz Mountains. *Journal of Asian Earth Sciences*, 102: 92-101.
- McLennan S.M. Taylor S.R. McCulloch M.T. and Maynard J.B. 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54: 2015-2050.
- McLennan S.M. Hemming S. McDaniel D.K. and Hanson G.N. 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson M.J. and Basu A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*. Special Paper-Geological Society of America, 284: 21-40.
- Muttoni G. Mattei M. Balini M. Zanchi A. Gaetani M. and Berra F. 2009. The drift history of Iran from the Ordovician to the Triassic. In: Brunet M.F. Wilmsen M. and Granath J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Special Publications-Geological Society of London, 312: 7-29.
- Nesbitt H.W. 2003. Petrogenesis of siliciclastic sediments and sedimentary rocks. In: Lenz D.R. (Eds.), *Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks*, Geological Association of Canada, Newfoundland, 39-51.
- Nesbitt H.W. and Young G.M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Pettijohn F.J. Potter P.E. and Siever R. 1987. *Sand and Sandstone* (2nd Ed). Springer-Verlag, New York, 553 p.
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Geology*, 94: 635-650.
- Roser B.P. and Korsch R.J. 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. *Chemical Geology*, 67: 119-139.
- Schmidt K. Soffel H.C. 1983. Mesozoic-Cenozoic geological events in Central-East-Iran and their relation to palaeomagnetic results. *Geological Survey of Iran, Report 51*; 27-35.
- Seyed-Emami K. 1971. A summary of the Triassic in Iran. *Geological Survey of Iran, Report 20*; 41-53.
- Seyed-Emami K. 2003. Triassic of Iran. *Facies*, 48: 91-106.
- and *Planetary Science Letters*, 258(3): 500-515.
- Grantham J.H. and Velbel M.A. 1988. The influence of climate and topography on rock-fragment abundance in modern fluvial sands of the southern Blue Ridge Mountains, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 219-227.
- Gu X.X. Liu J.M. Zheng M.H. Tang J.X. and Qi L. 2002. Provenance and tectonic setting of the proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 393-407.
- Harnois L. 1988. The CIW index: a new Chemical Index of Weathering. *Sedimentary Geology*, 55: 319-322.
- Hashemi Azizi S.H. and Rezaee P. 2014. Lithostratigraphy and lithofacies of the siliciclastic Baqoroq Formation (Middle Triassic), Nakhlak area, Central Iran. In: Rocha R. Pais J. Kullberg J.C. and Finney S. (Eds.), *Strati 2013, First international congress on stratigraphy at the cutting edge of stratigraphy*, Springer, 463-468.
- Hayashi K. Fujisawa H. Holland H.D. and Ohmoto H. 1997. Geochemistry of ~1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61: 4115-4137.
- Herron M.M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58: 820-829.
- Ingersoll R.V. Bullard R.F. Ford R.L. Grimm J.P. Pickle J.D. and Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54: 103-116.
- Jafarzadeh M. and Hosseini-Barzi M. 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25: 247-260.
- Mattei M. Cifelli F. Muttoni G. Zanchi A. Berra F. Mossavvari F. and Eshraghi S.A. 2012. Neogene block-rotation in Central Iran: evidence from paleomagnetic data. *Geological Society of America, Bulletin* 124(5-6): 943-956.
- Mattei M. Muttoni G. and Cifelli F. 2014. A record of the Jurassic massive plate shift from the Garedu Formation of central Iran. *Geology*, 42(6): 555-558.

- Iran. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran, 18: 263-268.
- Verma S.P. and Armstrong-Altrin J.S. 2013. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins. *Chemical Geology*, 355: 117-180.
- Verma S.P. and Armstrong-Altrin J.S. 2016. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings. *Sedimentary Geology*, 332: 1-12.
- von Eynatten H. Barceló-Vidal C. and Pawlowsky-Glahn V. 2003. Modelling compositional change: the example of chemical weathering of granitoid rocks. *Mathematical Geology*, 35: 231-251.
- Weltje G.J. 2006. Ternary sandstone composition and provenance: an evaluation of the Dickinson model. In: Bucciatti A. Mateu-Figueras G. and Pawlowsky-Glahn V. (Eds.), *Compositional Data Analysis in the Geosciences: From Theory to Practice*. Geological Society of London Special Publications, 264: 79-99.
- Yan Z. Wang Z. Yan Q. Wang T. and Guo X. 2012. Geochemical constraints on the provenance and depositional setting of the Devonian Liuling Group, East Qinling mountains, central China: implications for the tectonic evolution of the Qinling Orogenic Belt. *Journal of Sedimentary Research*, 82: 9-24.
- Zanchi A. Zanchetta S. Garzanti E. Balini M. Berra F. Mattei M. and Muttoni G. 2009. The Cimmerian evolution of the Nakhlak-Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. In: Brunet M.F. Wilmsen M. Granath J.W. (Eds.), *South Caspian to Central Iran Basins*. Geological Society of London Special Publications, 312: 261-286.
- Zuffa G.G. 1985. Optical analyses of arenites: influence of methodology on compositional results. In: Zuffa G.G. (Eds.), *Provenance of Arenites*. NATO-ASI Series, 148: 165-189.
- Soffel H.C. Davoudzadeh M. Rolf C. and Schmidt S. 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85: 293-302.
- Stampfli G.M. 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt E. Winchester J.A. and Piper J.D.A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding Area*. Special Publications-Geological Society of London, 173: 1-23.
- Stöcklin J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 52: 1229-1258.
- Stöcklin J. Eftekhari-Nezhad J. and Hushmandzadeh A. 1965. Geology of the Shotori Range (Tabas area, East Iran). Geological Survey of Iran, Report 3; 69 p.
- Suttner L.J. and Dutta P.K. 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.
- Tozer E.T. 1972. Triassic ammonoids and *Daonella* from the Nakhlak Group, Anarak region, Central Iran. Geological Survey of Iran, Report 28; 29-69.
- Vaziri S.H. 2001. The Triassic Nakhlak Group, an exotic succession in Central Iran. In: Akinci Ö.T. Görmüş M. Kuşçu M. Karagüzel R. and Bozcu M. (Eds.), *Proceedings of the 4th International Symposium on Eastern Mediterranean Geology*, Isparta, Turkey, 53-68.
- Vaziri S.H. 2011. Sedimentary structures and depositional environment of the Ashin Formation in Nakhlak area, Central Iran. *Iranian Journal of Earth Sciences (IJES)*, Islamic Azad University, Mashhad Branch, 3: 253-263.
- Vaziri S.H. 2012. Geological map of Iran, Nakhlak mine, 1:25,000: Geological Survey and Mineral Exploration of Iran.
- Vaziri S.H. and Fürsich F.T. 2007. Middle to Upper Triassic deep-water trace fossils from the Ashin Formation, Nakhlak Area, Central