

مقایسه ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها در مطالعه شاخص‌های آب و هوایی: مثالی از سازند شوربچه

مهناز کشمیری^۱، محمد حسین محمودی قرائی^{۲*}، سید رضا موسوی حرمی^۳، اسداله محبوبی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد رسوب شناسی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۳- استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

*پست الکترونیک: mhmgharaie@um.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۹/۷/۱۷

تاریخ دریافت: ۹۹/۴/۶

چکیده

تحلیل ژئوشیمیایی اکسیدهای اصلی یکی از ابزارهای مهم در تعیین ویژگی‌های مختلف خاستگاه است. در این پژوهش ۱۳ نمونه سیلیسی - آواری از سازند شوربچه شامل ۷ نمونه ماسه‌سنگی و ۶ نمونه شیلی جهت بررسی و تحلیل ژئوشیمیایی عناصر اصلی، انتخاب شد. مطالعات خاستگاه معمولاً شامل هوازگی ناحیه منشأ، شرایط آب و هوایی دیرینه، تکتونیک منطقه، و سنگ شناسی سنگ منشأ می‌باشد. در این پژوهش، رفتار متفاوت ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌هایی که دارای کانی‌های رسی هستند، در مطالعات هوازگی ناحیه منشأ و شرایط آب و هوایی قدیمه مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند. نمودارهای دوتایی و مثلثی A-CN-K برای تفسیر شرایط آب و هوایی دیرینه رسوبات سیلیسی - آواری شامل ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها استفاده می‌شود. مطالعات انجام شده نشان داد استفاده از نمودار دوتایی برای نمونه‌های شیلی در بردارنده کانی‌های رسی نتایج درستی را ارائه نمی‌دهد و برای این منظور، بهتر است از نمودار مثلثی A-CN-K استفاده شود تا از بروز خطا در تجزیه و تحلیل داده‌ها جلوگیری شود. در مورد نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز بهتر است با مطالعه دقیق پتروگرافی و همچنین استفاده از تصاویر میکروسکپ الکترونی، نمونه‌هایی انتخاب شوند که کمترین تأثیرپذیری را از فرآیندهای دیاژنزی داشته باشند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی؛ کانی رسی؛ آب و هوای قدیمه؛ سازند شوربچه.

مقدمه

پتروگرافی و ژئوشیمی می‌توان شرایط آب و هوای دیرینه در سنگ‌های سیلیسی - آواری به ویژه ماسه‌سنگ‌ها را تعیین نمود. تعیین شرایط آب و هوای دیرینه، در بازسازی جغرافیای دیرینه تأثیر به سزایی دارد (Garzanti & Resentini, 2016). مطالعات دقیق میکروسکپی پلاریزان و کاتدولومینسانس بر روی دانه‌های کوارتز (Basu et al., 1975)، انواع فلدسپات (Pettijohn et al., 1987) و خرده‌سنگ‌ها (Pitman, 1970)

ارتباط بین ترکیب رسوبات سیلیسی - آواری، موقعیت تکتونیک و خاستگاه رسوبات توسط محققین زیادی بررسی شده است (Khazaei et al.; Shadan & Hosseini-Barzi, 2013). این رسوبات همواره (Popeko et al., 2020; al., 2018). تحت تأثیر عواملی مانند ترکیب سنگ منشأ، هوازگی شیمیایی، مسافت حمل و نقل و تغییرات دیاژنزی پس از رسوب گذاری هستند. با استفاده از روش‌های متفاوتی نظیر

از جمله روش‌های متداول هستند. از روش‌های دیگر می‌توان به استفاده از میکروسکپ الکترونی و نیز تعیین ترکیب شیمیایی ذرات با استفاده از EDX اشاره کرد (Asiedu *et al.*, 2000). اگرچه فرآیندهای دیاژنزی از جمله تبلور مجدد، آلیتی شدن فلدسپات‌ها و دگرسانی کانی‌های فرعی می‌توانند اختلالاتی در تفسیر خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها ایجاد کنند، اما با وجود این، از ژئوشیمی ماسه‌سنگ‌ها به عنوان یک ابزار قوی در مطالعات خاستگاه استفاده می‌شود (Zimmermann & Bahlburg, 2003). همچنین رسوبات شیلی به واسطه دانه ریز بودن و نفوذپذیری اندک، توانایی حفظ ترکیب کانی‌های سنگ منشأ در خود را دارند و از این رو در مطالعات خاستگاهی بسیار مورد توجه هستند (Khanehbad *et al.*, 2012). در این مطالعه، پراکنندگی عناصر اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های سازند شورجه با مقادیر تعریف شده استاندارد مقایسه شده و اطلاعاتی در خصوص شرایط آب و هوایی دیرینه با تأکید بر هوازگی شیمیایی این سنگ‌ها ارائه شده است. نتایج حاصل از آنالیز ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های مورد مطالعه، تفاوت‌های عمده‌ای دارد که در این پژوهش به بررسی این تفاوت‌ها پرداخته شده و امید است تا بتواند این نوع مقایسه‌ها در سایر نقاط مورد استفاده قرار گیرد.

زمین شناسی و چینه شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه بخشی از حوضه رسوبی کپه‌داغ است که در شمال شرقی ایران و در حاشیه جنوبی صفحه توران قرار دارد (افشارحرب، ۱۳۷۳). این حوضه رسوبی درون قاره‌ای بوده که از بسته شدن اقیانوس هرسی‌نین و پس از کوه‌زایی تریاس میانی شکل گرفته است (Ramazani Oomali *et al.*, 2008). گسترش سازند شورجه به سن کرتاسه پیشین از شرق تا غرب حوضه رسوبی کپه‌داغ را دربرمی‌گیرد. مطالعه رخساره‌های سنگی و تفسیر محیط رسوبی سازند شورجه به ویژه در

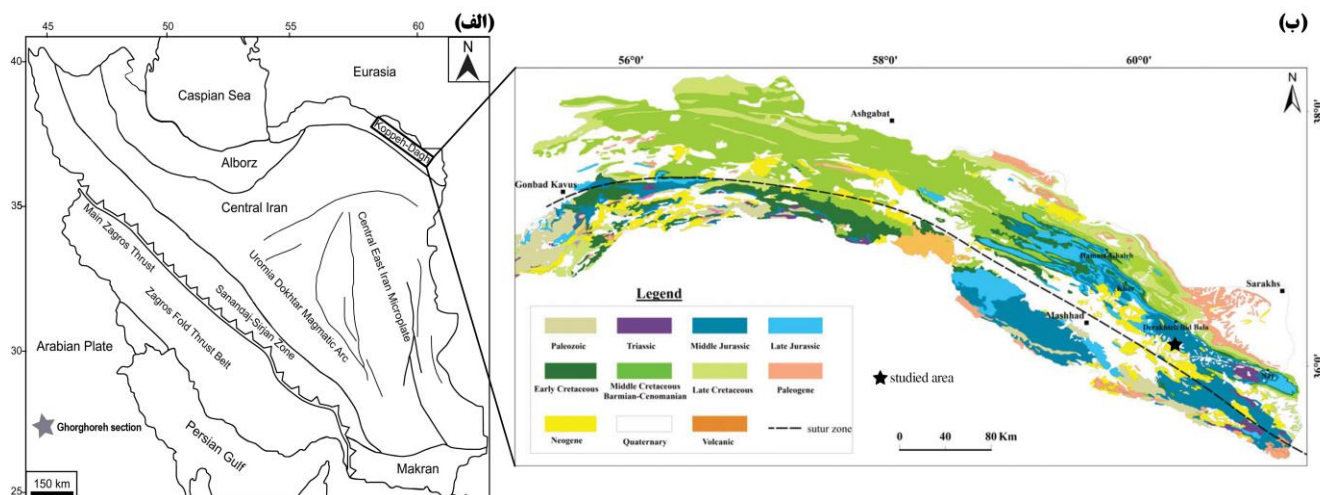
قسمت‌های شرقی و جنوب شرقی حوضه کپه‌داغ نشان دهنده این است که رسوبات این سازند در نواحی شرقی و جنوب شرقی حوضه، بیشتر در سیستم رودخانه‌ای بریده بریده با بستر گراولی نهشته شده‌اند، در حالی که به سمت نواحی مرکزی و غربی حوضه، تنوعی از سیستم‌های رودخانه‌ای مئاندری، دشت ساحلی، دریاچه‌های شور و محیط دلتایی را برای رسوبات این سازند پیشنهاد می‌کنند (Moussavi-Harami *et al.*, 2009).

برش قرقره در عرض جغرافیایی $36^{\circ} 13' 56''$ شمالی و طول جغرافیایی $60^{\circ} 27' 43''/2$ شرقی و در فاصله ۱۲۰۰ متری جنوب شرقی روستای قرقره واقع شده و ستبرای سازند شورجه در این برش ۲۸۶ متر است (شکل‌های ۱ و ۲). نهشته‌های سازند شورجه بیشتر ماسه‌سنگی و کنگلومرایی است که در یک محیط قاره‌ای رسوب‌گذاری کرده است (مرتضوی، ۱۳۹۲). این سازند بر روی سازند کربناته مزدوران با یک مرز فرسایشی و در زیر سازند کربناته تیرگان با تغییر رخساره تدریجی قرار گرفته است.

توالی چینه‌شناسی سازند شورجه در این مطالعه بر مبنای تغییرات سنگ شناختی به سه واحد تقسیم شده است (شکل ۳الف) که شامل واحد شیل و ماسه‌سنگ زیرین، واحد کنگلومرای میانی و واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی به شرح زیر می‌باشند:

واحد شیل و ماسه‌سنگ زیرین: این بخش حدود ۷۰ متر ستبرای دارد (شکل ۳ب) و شامل طبقات قرمز رنگ شیلی و ماسه‌ای است. طبقات نازک لایه شیلی، توده‌ای تا لامینه‌ای بوده و آثار لایه بندی افقی و طبقه بندی مورب مسطح در ماسه‌سنگ‌های متوسط لایه این بخش مشاهده می‌شود.

واحد کنگلومرای میانی: ستبرای این واحد حدود ۱۳۵ متر است (شکل ۳ج). این واحد در پایه یک واحد غنی از قطعات سنگ آهکی دارد که شامل کنگلومراهای نازک تا



شکل ۱: الف) نقشه ساختاری که منطقه مورد مطالعه و موقعیت مکانی برش چینه‌شناسی مورد مطالعه در آن نشان داده شده است (برگرفته از Agard et al., 2011؛ باندکی تغییرات). ب) موقعیت برش مورد مطالعه بر روی نقشه زمین شناسی کپه‌داغ، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰ (برگرفته از سهندی و سهیلی، ۱۳۹۳؛ با تغییرات).

انجام گرفت و پس از مطالعات دقیق پتروگرافی بر روی مقاطع نازک تهیه شده از ماسه‌سنگ‌ها، تعداد هفت نمونه متوسط دانه، با جورشدگی خوب و کمترین مقدار کربنات کلسیم و حداقل میزان هوازدهی انتخاب شد. همچنین تعداد شش نمونه شیلی با کمترین محتوای کربنات کلسیم انتخاب گردید. نمونه‌ها پس از پودر شدن و انجام مراحل اولیه آماده سازی، جهت انجام آنالیز عناصر اصلی به روش XRF به آزمایشگاه تابان گستر تهران ارسال شد و با استفاده از دستگاه فیلیپس مدل Panalytical مورد آنالیز قرار گرفت. دقت این دستگاه برای اکسیدهای اصلی شامل Al_2O_3 ، SiO_2 ، Fe_2O_3 ، CaO ، K_2O ، MgO ، P_2O_5 در ۰/۰۱ درصد و برای سه اکسید اصلی دیگر شامل MnO و TiO_2 در حدود ۰/۰۰۱ درصد است. به منظور شناسایی ترکیب کانی شناسی و شناسایی کانی‌های رسی، بر روی یک نمونه شیلی از برش مورد مطالعه آنالیز XRD در آزمایشگاه دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. همچنین دو نمونه ماسه‌سنگ در آزمایشگاه مرکزی دانشگاه فردوسی مشهد ابتدا در ابعاد کوچک شکسته و با روکش طلا پوشانیده شد و سپس با میکروسکپ الکترونی روبشی مدل LEO 1450 Vp مجهز به تجزیه گر

متوسط لایه غنی از پیل‌های سنگ آهکی (شکل ۳د) و کوارتز است، به طوری که در قسمت‌های بالایی این واحد به تدریج از فراوانی خرده‌های سنگ آهکی کاسته شده است.

واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی: این واحد حدود ۸۱ متر ستبراً دارد (شکل ۳ه) و از ماسه‌سنگ، شیل و انواع کالکریت‌های پودری و ندولی تشکیل شده است. ماسه‌سنگ‌های این واحد اغلب توده‌ای هستند. طبقات نازک لایه و قرمز رنگ شیلی دارای طبقه بندی توده‌ای و لامینه‌ای بوده و آثار فعالیت‌های زیستی در ماسه‌سنگ‌های این بخش دیده می‌شود. تبدیل این واحد به شیل‌های سازند تیرگان با تغییر رخساره‌ای مشخص همراه است.

روش مطالعه

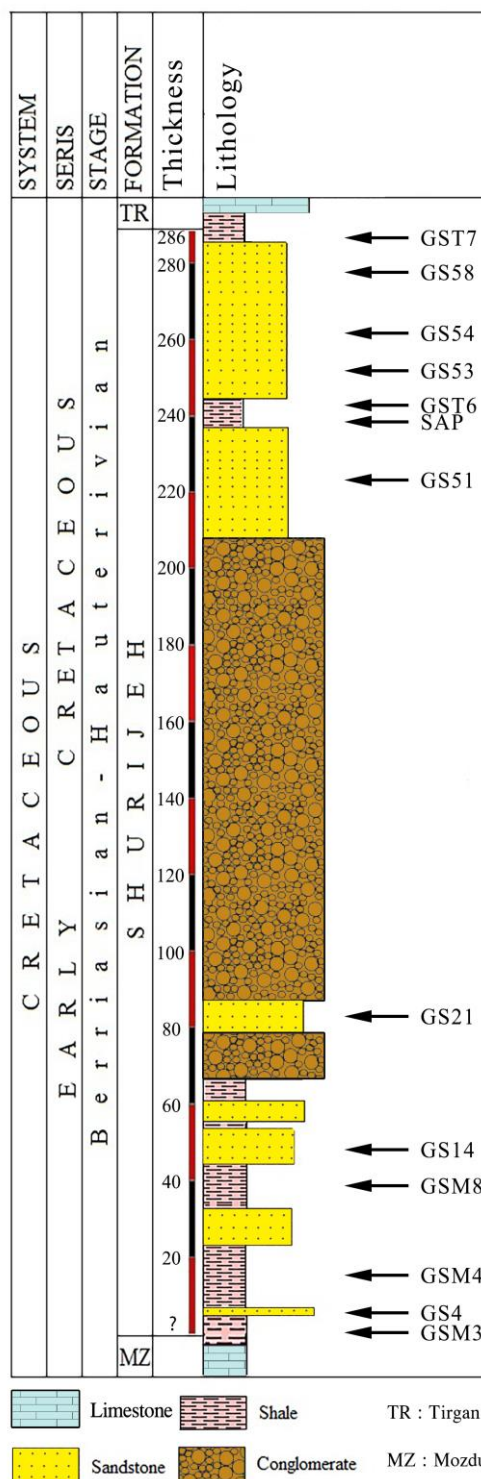
یکی از بهترین روش‌های اندازه‌گیری غلظت عناصر اصلی در رسوبات سیلیسی - آواری، استفاده از روش تجزیه XRF است (Rollinson, 1993). مطالعات میکروسکوپی توسط میکروسکپ پلاریزان انجام شد و ویژگی‌های بافتی و دیانزنی بر مبنای روش Pettijohn et al. (1987) و نام‌گذاری ماسه‌سنگ‌ها بر مبنای مطالعات Folk (1980)

پتروگرافی

بر اساس مطالعات میکروسکوپی، ماسه‌سنگ‌های سازند شوربجه در برش قرقره بیشتر متوسط تا ریز دانه بوده و از جورشدگی خوبی برخوردارند. به لحاظ ترکیبی، ذرات تشکیل دهنده این ماسه‌سنگ‌ها شامل کوارتز، مونو کریستالین، کوارتز پلی کریستالین (شکل ۴الف)، و خرده‌سنگ‌هایی از نوع چرتی (شکل ۴ب) و دگرگونی (شکل ۴ج) هستند. فلدسپات‌ها شامل ارتوکلاز و پلاژیوکلاز هستند، که ارتوکلاز فراوان‌تر بوده و بیشتر آنها نیز دگرسان شده‌اند. کانی‌های سنگین در نمونه‌های مورد مطالعه کمیاب است، اما زیرکن و تورمالین با فراوانی کمتر از ۱ درصد مشاهده شده است. تماس بین دانه‌ها عمدتاً از نوع محذب - مقعر (شکل ۴ه) و خطی (۴ه) است. ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه بر طبق طبقه بندی Folk (1980) شامل کوارتز آرنایت (۱۵ درصد) (شکل ۴د)، ساب‌لیت آرنایت (۷۵ درصد) (شکل ۴ه) و ساب‌آرکوز (۱۰ درصد) (شکل ۴و) هستند. بیشتر ماسه‌سنگ‌های سازند شوربجه در این برش، نیمه بالغ (جورشدگی خوب تا متوسط و نیمه زاویه‌دار، با زمینه رسی کمتر از ۵ درصد) همراه با سیمان سیلیسی و کلسیتی هستند.

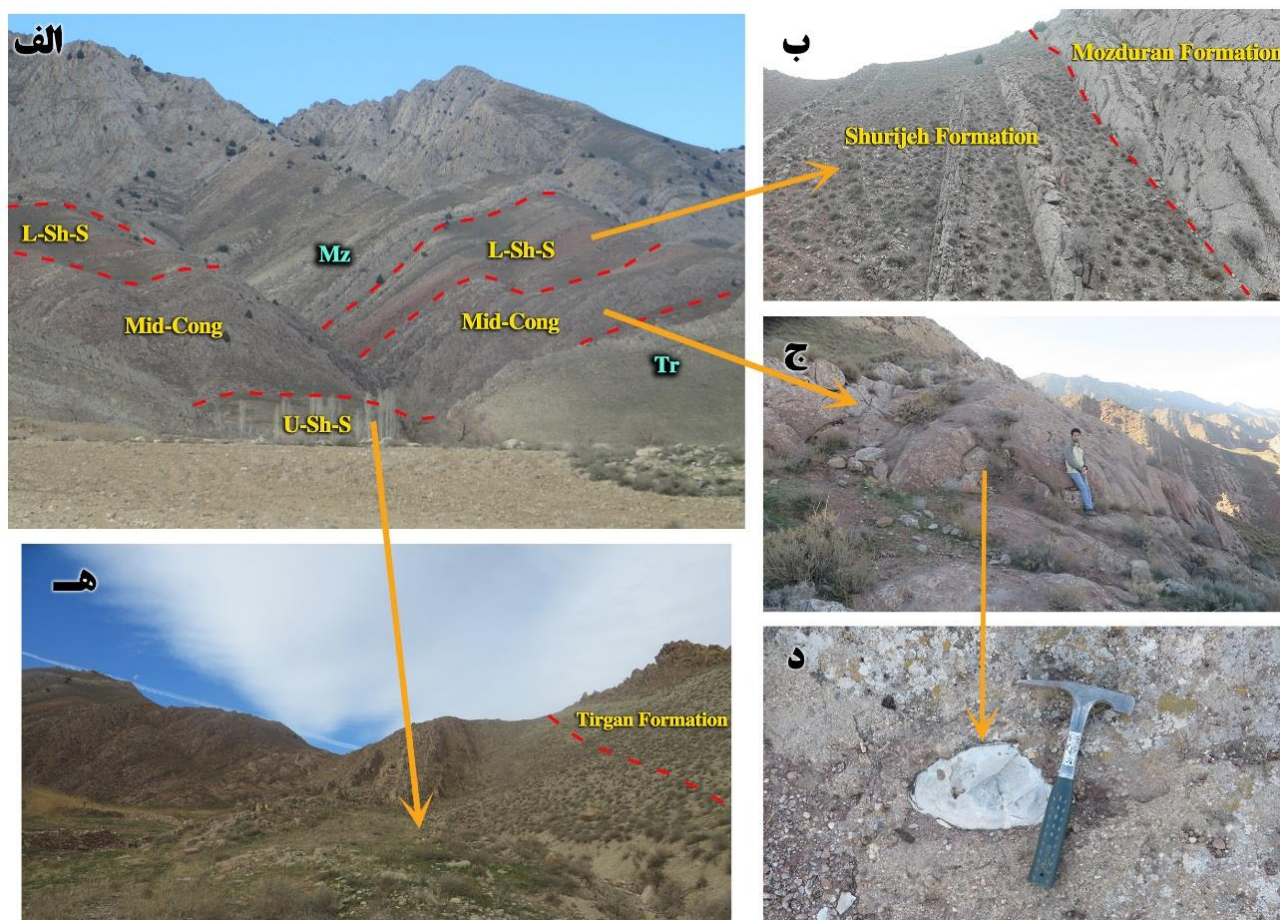
ژئوشیمی

نتایج حاصل از آنالیز XRF برای اکسیدهای اصلی در ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. مقدار اکسید سیلیسیوم در ماسه‌سنگ‌ها از ۷۹/۹۷ تا ۹۲/۴۵ (میانگین ۸۶/۰۸) و در شیل‌ها از ۴۲/۱۴ تا ۷۵/۹۸ (میانگین ۵۸/۹۵) در تغییر است. میزان اکسید آلومینیوم از ۳/۱۵ تا ۷/۲۳ (میانگین ۵/۳۸) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۷/۴۲ تا ۱۷/۵۳ (میانگین ۱۲/۵۳) در شیل‌ها، اکسید کلسیم از ۰/۱۹ تا ۰/۷۹ (میانگین ۰/۰۹) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۰/۹۴ تا ۰/۱۴۸ (میانگین ۰/۳۶) در شیل‌ها، اکسید سدیم از ۰/۱ تا ۱/۴۸



شکل ۲: ستون چینه‌شناسی سازند شوربجه (برش قرقره) که محل نمونه‌های مورد برداشت شده در آن نشان داده شده است.

EDX تصویربرداری شد. سپس این نمونه‌ها به منظور تحلیل و بررسی نمودارهای آب و هوایی (Suttner & Dutta, 1986) و نمودار A-CN-K مورد مطالعه قرار گرفتند.



شکل ۳: واحدهای سنگ شناسی سازند شوربجه در برش قرقره (جهت دید به سمت شمال غرب): (ب) واحد شیل و ماسه‌سنگ پایینی (جهت دید به سمت جنوب شرق); (ج) واحد کنگلومرای میانی (جهت دید به سمت شمال); (د) برخی دانه‌های پبلی واحد کنگلومرای میانی; (ه) واحد شیل و ماسه‌سنگ بالایی (جهت دید به سمت شمال).

مهمی در تفسیر شرایط آب و هوایی دارد (Dinis *et al.*, 2020). میزان هوازدگی سنگ‌های سیلیسی - آواری در منطقه منشأ به شرح زیر مورد بررسی قرار گرفته است:

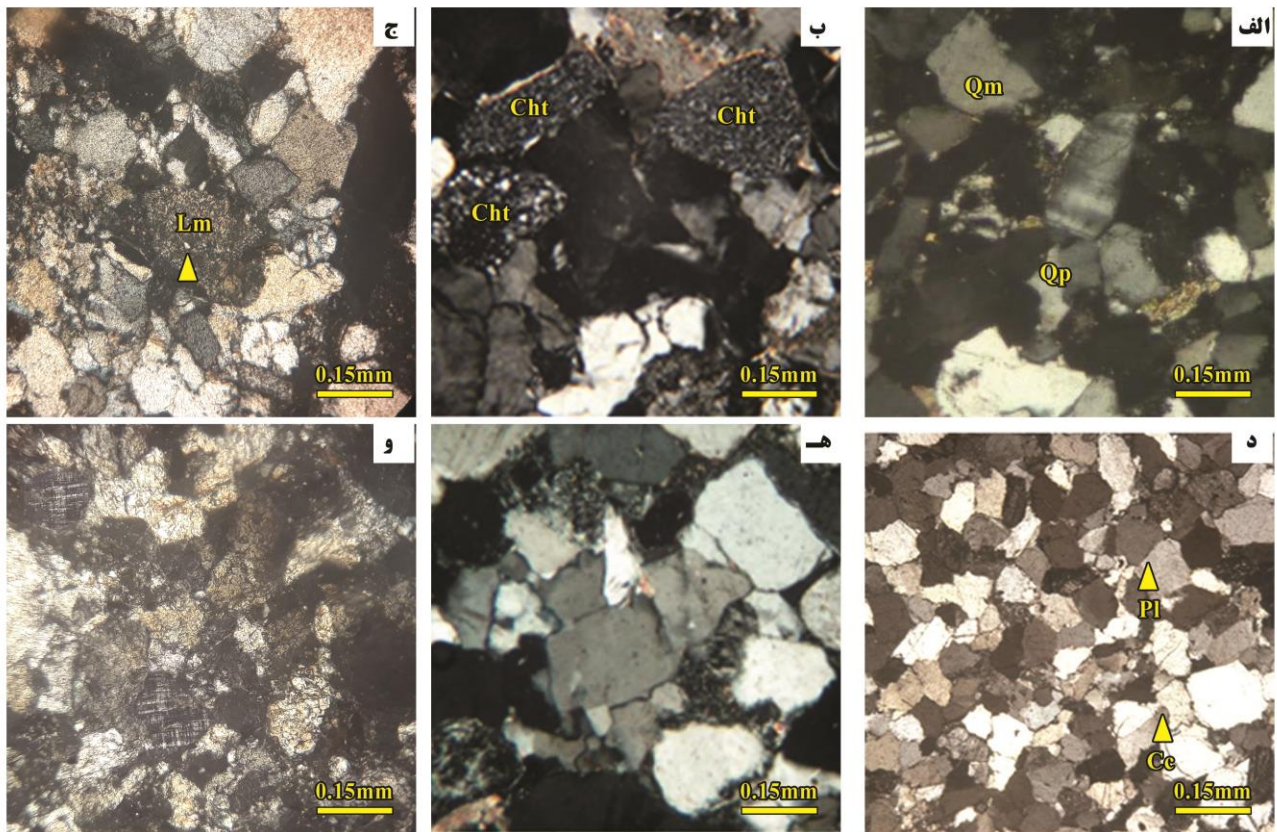
شاخص آب و هوای دیرینه

یکی از موضوعات مهم در تعیین شرایط آب و هوای دیرینه بررسی میزان دگرسانی ناشی از هوازدگی رسوبات است (McLennan *et al.*, 1993). بنابراین بررسی دقیق نقش هوازدگی ضروری است. در طول دوره هوازدگی، دگرسانی سنگ‌ها سبب تخلیه عناصر قلیایی و خاکی شده و از طرف دیگر سبب افزایش نسبی Al_2O_3 به ویژه در شیل‌ها می‌گردد (Garcia *et al.*, 2004). معمولاً میزان

(میانگین ۰/۹۲) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۰/۱۶ تا ۰/۷۹ (میانگین ۰/۹۲) در شیل‌ها و مقدار اکسید پتاسیم از ۰/۶۸ تا ۱/۶ (میانگین ۱/۱۲) در ماسه‌سنگ‌ها و از ۱/۹۶۹ تا ۴/۰۴۵ (میانگین ۱/۱۲) در تغییر هستند.

بحث

ویژگی ژئوشیمیایی سنگ‌های رسوبی تابع پیچیده‌ای از شدت هوازدگی، چرخه‌های رسوبی مجدد، جورشدگی، طبیعت سنگ مادر و دیاژنز است (Jin *et al.*, 2006). آب و هوای منطقه از طریق فرآیندهای هوازدگی بر ترکیب نهایی سنگ‌های سیلیسی - آواری تأثیر می‌گذارد (Cavazza & Ingersoll, 2005). نرخ هوازدگی نقش



شکل ۴: تصاویر میکروسکوپی (XPL) ماسه‌سنگ‌های سازند شوربجه: الف) کوارتز مونو کریستالین (Qm) با خاموشی مستقیم و کوارتز پلی کریستالین (Qp) با خاموشی موجی؛ ب) چرت (Cht)؛ ج) خرده سنگ دگرگونی (Lm)؛ د) پتروفاسیس کوارتز آرنایت که تماس محدب مقعر (Cc) و تماس خطی (Pl) در آن نشان داده شده است. ه) پتروفاسیس ساب‌لایت آرنایت؛ و) پتروفاسیس ساب‌آرکوز

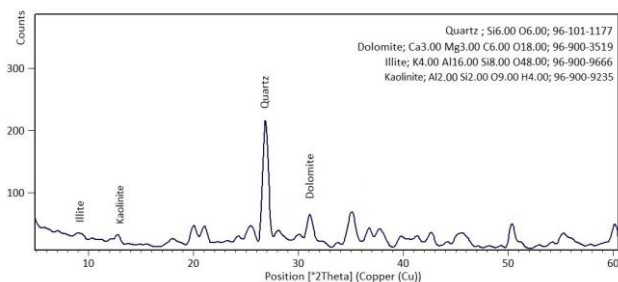
جدول ۱: درصد اکسیدهای اصلی در ماسه سنگ‌ها و LOI و مقدار CIA محاسبه شده

S.N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Total	CIA
GS4	86.67	4.66	2.2	0.19	0.19	1.18	0.9	0.6	0.021	0.063	1.68	96.7	74.68
GS14	88.04	4.96	2.04	0.11	0.1	1.5	0.91	0.4	0.019	0.039	1.38	98.12	74.18
GS21	84.45	7.23	1.77	0.08	1.32	1.6	0.86	0.2	0.019	0.03	1.23	97.62	70.59
GS51	92.45	3.15	0.83	0.05	0.64	0.79	0.39	0.2	0.015	0.015	0.58	98.51	67.77
GS53	79.97	6.98	2.98	0.06	1.5	1.21	1.41	0.5	0.021	0.036	4.05	94.72	71.44
GS54	91.05	3.74	1.3	0.03	1.27	0.68	0.39	0.4	0.017	0.024	N	98.89	65.22
GS58	79.99	6.94	1.99	0.17	1.48	0.93	1.28	0.5	0.021	0.078	2.68	93.39	72.82

جدول ۲: درصد اکسیدهای اصلی موجود در شیل‌ها و LOI و مقدار CIA محاسبه شده.

S.N	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	MgO	TiO ₂	MnO	P ₂ O ₅	LOI	Total	CIA
GSM3	75.98	10.7	2.73	0.106	0.16	1.969	1.61	0.528	0.019	0.022	5.16	98.99	82.72
GSM4	74.32	12.38	2.69	0.107	0.271	2.571	2.326	0.688	0.021	0.024	2.87	98.27	80.76
GSM8	52.99	11.27	3.77	0.094	0.778	2.649	1.846	0.718	0.02	0.026	19.39	93.55	76.19
SAP	51.2	17.53	5.73	0.79	0.452	4.045	4.719	0.731	0.038	0.033	10.66	95.93	76.83
GST6	42.14	7.42	1.31	0.642	0.554	1.986	1.262	0.506	0.018	0.022	32.18	90.04	58.88
GST7	57.1	15.91	5.43	0.462	0.614	3.832	4.108	0.778	0.033	0.035	8.11	96.41	76.43

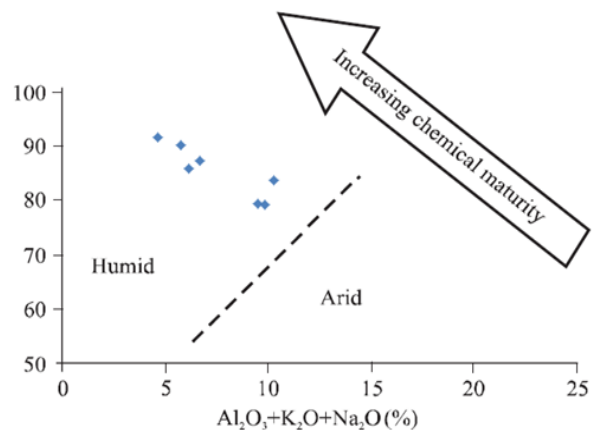
دلایل مختلفی را می‌توان برای این مغایرت در نظر گرفت. معمولاً نمونه‌های شیلی به دلیل حضور مقدار بیشتر کانی‌های رسی، دارای مقادیر K_2O و Al_2O_3 بیشتری نسبت به SiO_2 هستند. آنالیز XRD بر روی یک نمونه شیلی از برش مورد مطالعه، مؤید وجود کانی رسی ایلیت و کائولینیت در شیل‌های مورد مطالعه است (شکل ۷). در مقابل، ماسه‌سنگ‌ها به دلیل حضور کانی‌های کوارتز و چرت، میزان سیلیس بیشتری در مقایسه با نمونه‌های شیلی دارند (Gateneh, 2000).



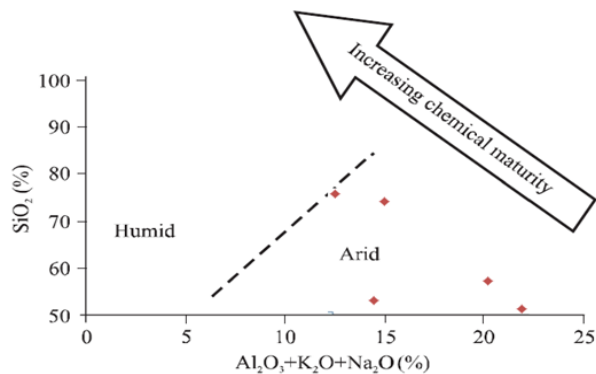
شکل ۷: آنالیز XRD نمونه شیلی برش مورد مطالعه که دربردارنده کانی‌های رسی کائولینیت و ایلیت است.

این تفاوت‌ها در مقادیر SiO_2 ، Al_2O_3 و K_2O سبب انحراف موقعیت ترسیمی نقاط مربوط به نمونه‌های شیلی در نمودار دوتایی (Suttner & Dutta, 1986) می‌گردد، بدین صورت که موقعیت نقاط به سمت محور افقی کشیده شده و از محور عمودی دور می‌شوند که خود سبب قرارگیری نقاط حاصل از ترسیم نمونه‌های شیلی در منطقه شرایط آب و هوایی نیمه خشک شده و تفاوت معناداری را موجب شده و در نهایت باعث ایجاد خطا در تفسیر داده‌ها می‌گردد. بنابراین استفاده از نمودار دوتایی برای هر دو گروه داده‌های ماسه‌سنگی و شیلی با شرایط سنی مشابه در یک سازند، نتایج یکسانی نداشته و قابل قبول نمی‌باشد. از مقایسه نتایج حاصل از این نمودار با نمودار سه‌تایی A-CN-K می‌توان به نتایج بهتری دست یافت (شکل ۸). نمودار A-CN-K به منظور مطالعه شرایط آب و هوایی ناحیه منشأ و میزان هوازدگی به کار می‌رود که در آن از

هوازدگی سنگ‌ها از طریق محاسبه درصد اکسید غیرمتحرک Al_2O_3 نسبت به اکسیدهای متحرک Na_2O ، CaO و K_2O تخمین زده می‌شود. جهت تعیین شرایط آب و هوایی دیرینه و هوازدگی ناحیه منشأ می‌توان از نمودار دوتایی (Suttner & Dutta, 1986) بر حسب درصد SiO_2 به عنوان مؤلفه عمودی در مقابل مجموع درصد Al_2O_3 ، K_2O ، Na_2O به عنوان مؤلفه افقی استفاده کرد. ترسیم مقادیر مربوط به نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند شوربچه در این نمودار، آب و هوای نیمه مرطوب را نشان می‌دهد (شکل ۵)، در حالی که ترسیم نمونه‌های شیلی در این نمودار نتایج متفاوتی را نشان داده و بیانگر شرایط آب و هوایی نیمه خشک است و لذا با نتایج حاصل از ترسیم نمونه‌های ماسه‌سنگی کاملاً متفاوت است (شکل ۶).



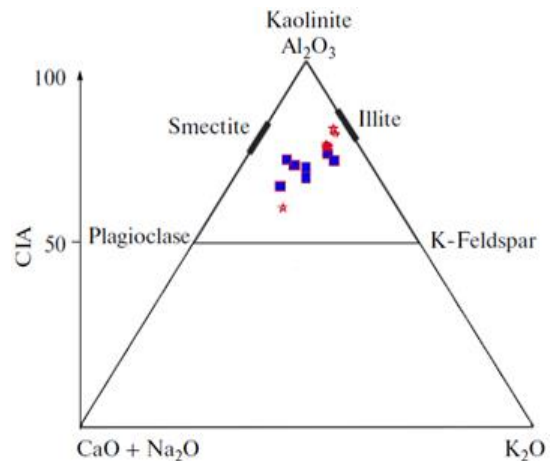
شکل ۵: جانمایی داده‌های ماسه‌سنگی بر روی نمودار دوتایی (Suttner and Dutta, 1986) نشان دهنده آب و هوای نیمه مرطوب برای منطقه منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند شوربچه است.



شکل ۶: جانمایی داده‌های شیلی بر روی نمودار (Suttner and Dutta, 1986) برای شیل‌های سازند شوربچه که نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه خشک است و با داده‌های ماسه‌سنگی مغایرت دارد.

ماسه‌سنگی و شیلی به ترتیب ۷۵/۳ و ۷۰/۹۶ می‌باشد. بالاتر بودن مقدار CIA در نمونه‌های شیلی در مقایسه با ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهد که تمرکز محصولات هوازگی به شکل کانی‌های رسی در شیل‌ها نسبت به ماسه‌سنگ‌ها بیشتر است (Paikaray *et al.*, 2008). با محاسبه نسبت‌های مولی عناصر و با استفاده از مثلث A-CN-K می‌توان روندهای هوازگی را به دست آورد (Fedo *et al.*, 1995). در این نمودار مراحل اولیه هوازگی، با یک روند موازی ضلع A-CN دیده می‌شود، زیرا در حین مراحل ابتدایی هوازگی بر اثر دگرسانی فلدسپات‌ها (پلاژیوکلازها)، یون‌های سدیم و کلسیم از آن خارج شده و با پیشرفت مراحل هوازگی و تجزیه فلدسپات پتاسیم‌دار به تدریج یون‌های پتاسیم نیز خارج شده و این روند به سمت افزایش نسبی Al_2O_3 تغییر جهت پیدا می‌کند (Paikaray *et al.*, 2008). بنابراین در هوازگی پیشرفته، مقدار K_2O نیز افت زیادی پیدا کرده و تغییر ترکیب این عناصر به سوی رأس A دیده می‌شود (Nesbitt & Young, 1984). در شکل ۸ روند هوازگی نمونه‌های مورد مطالعه نمایش داده شده است.

نقش کانی‌های رسی در میزان شاخص‌های آب و هوایی
در نمودار A-CN-K بیشتر نمونه‌های ماسه‌سنگی، در میانه مثلث بالایی جای گرفته‌اند که نشان دهنده میزان قابل توجه دگرسانی در این ماسه‌سنگ‌ها است. نمونه‌های شیلی قدری بالاتر و نزدیک به ترکیب ایلیت قرار گرفته‌اند. این امر نشان می‌دهد این نمونه‌ها در محدوده هوازگی پیشرفته و خروج بیشتر Ca و Na در مقایسه با K قرار دارند. به طور کلی این شواهد نشان دهنده آب و هوای نیمه مرطوب است که تأییدکننده نتایج حاصل از نمودار Suttner & Dutta (1986) برای نمونه‌های (فقط) ماسه‌سنگی است. نمونه‌های شیلی و ماسه‌سنگی بر روی نمودار A-CN-K



شکل ۸: محل قرارگیری نمونه‌ها در نمودار مثلثی A-CN-K (Paikaray *et al.*, 2008)؛ نمونه‌های شیلی در محدوده هوازگی شدید (نزدیک‌تر به رأس مثلث) قرار گرفته‌اند، اما نمونه‌های ماسه‌سنگی محدوده هوازگی کمتری را نشان می‌دهند و از قطب Al_2O_3 فاصله زیادتری داشته و به خط واصل فلدسپات‌ها نزدیک‌تر هستند (رنگ قرمز: نمونه‌های شیلی و رنگ آبی: نمونه‌های ماسه‌سنگی).

شاخص شیمیایی دگرسانی (CIA) نیز استفاده می‌شود (Nesbitt & Young, 1982). این شاخص از طریق معادله $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$ به دست می‌آید که اکسیدها در آن به صورت نسبت مولی بیان می‌شوند. در فرمول فوق، مقدار CaO نشانگر کلسیم موجود در بخش‌های سیلیکاتی سنگ است. مقدار CIA می‌تواند پایین، متوسط یا بالا و در محدوده ۵۰ تا ۱۰۰ باشد. تغییرات میزان CIA با درجه دگرسانی شیمیایی ارتباط دارد. به طوری که پایین بودن این مقدار بدین معناست که دگرسانی وجود نداشته، یا در صورت وجود خیلی کم بوده و لذا نشانه شرایط آب و هوایی سرد و خشک است. مقدار متوسط یا بالای CIA نشان دهنده انتقال عناصر کاتیونی متحرک همچون K^+ ، Na^+ و Ca^{2+} در شرایط هوازگی بیشتر و باقی ماندن یون‌های Ti^+ و Al^{3+} است که از تحرک کمتری برخوردارند (Nesbitt & Young, 1984). مقدار محاسبه شده CIA برای نمونه‌های ماسه‌سنگی مورد بررسی از ۶۵/۲۲ تا ۷۴/۶۸ و برای شیل‌های مورد مطالعه بین ۵۸/۱۸ تا ۸۲/۷۲ بوده و میانگین آن در واحدهای

قدری پراکنده‌اند که نشانه هوازدهی به میزان متفاوت در رسوبات آواری سازند شوربجه است. در آب و هوای گرم و مرطوب، دانه‌های کوارتز نسبت به دیگر اجزا همچون فلدسپات‌ها و خرده‌های سنگی پایدارتر بوده و افزایش نسبی نشان می‌دهند. لذا از نسبت SiO_2/Al_2O_3 می‌توان برای نشان دادن بلوغ ترکیبی رسوبات استفاده کرد. مقدار بالای این نسبت در رسوبات سازند شوربجه حاکی از بلوغ ترکیبی بالا در ماسه‌سنگ‌ها و حمل و نقل طولانی و شرایط آب و هوایی مرطوب است. با توجه به میانگین محاسبه شده CIA برای نمونه‌های مورد مطالعه، شیل‌های این سازند هوازدهی بیشتری را نسبت به ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهند. شرایط آب و هوایی مرطوب به انتقال کاتیون‌های متحرک Ca^{2+} ، Na^+ و K^+ و باقی ماندن کاتیون‌های غیرمتحرک Al^{3+} و Ti^+ می‌انجامد که این موضوع سبب افزایش کانی‌های رسی در نتیجه هوازدهی فلدسپات‌ها می‌شود (Nesbitt & Young, 1982). میزان فلدسپات‌ها و کانی‌های رسی توسط اکسیدهای اصلی CaO ، Na_2O و K_2O (فازهای متحرک) کنترل می‌شوند. علاوه بر شرایط آب و هوایی منطقه منشأ که باعث دگرسانی فلدسپات‌ها و تشکیل کانی‌های ثانویه از جمله رس‌ها می‌شود، شرایط پس از رسوب‌گذاری طی دیاژنوز ماسه‌سنگ‌ها نیز می‌تواند به کاهش تمرکز عناصر متحرک از قبیل Ca ، Na و K در نمونه‌های مورد مطالعه و تفسیر اشتباه در تحلیل داده‌های ماسه‌سنگ‌ها منجر شود.

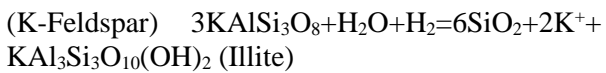
معمولاً از Al_2O_3 به عنوان معیاری جهت مقایسه بین داده‌های مختلف سنگ شناسی استفاده می‌شود، زیرا طی دیاژنوز و دگرسانی، مقدار Al_2O_3 تغییر چندانی نمی‌کند، در حالی که CaO ، Na_2O ، K_2O و SiO_2 از بیشترین اکسیدهای متغیر در ماسه‌سنگ‌ها به شمار می‌روند (Gateneh, 2000). داده‌های حاصل از آنالیز ژئوشیمیایی ماسه‌سنگ‌ها چنانچه تحت تأثیر شرایط دیاژنوزی هم قرار گرفته باشند در داخل

مثلاً بالایی نمودار A-CN-K جای می‌گیرند به طوری که بین رأس مثلث (Al_2O_3) که تغییرات اندکی دارد و قاعده مثلث در دو طرف، گاه دچار تغییرات معناداری می‌شوند. این موضوع می‌تواند خطای زیادی در تحلیل داده‌ها ایجاد کند چرا که الزاماً مربوط به شرایط رسوب‌گذاری و هوازدهی قبل از آن نبوده بلکه می‌تواند به شرایط دیاژنوزی از جمله دگرسانی کانی‌های فلدسپاتی و فرآیند رس‌زایی پس از رسوب‌گذاری و در طی دیاژنوز مرتبط باشد. عواملی مانند تبلور مجدد، دگرسانی فلدسپات‌ها و آب‌شویی کانی‌های فرعی می‌تواند بر روی داده‌های ژئوشیمیایی اثر بگذارد (Zimmerman & Bahlburg, 2003). ترکیب کانی‌های رسی به میزان هوازدهی و همچنین ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی رسوبات وابسته است (Ehrman *et al.*, 2005). دما و عمق تنها عوامل تشکیل دهنده رس در رسوبات تدفین شده نیستند بلکه فضاهای خالی موجود در ماسه‌سنگ‌ها و ترکیب سیالات وارده، از عوامل مهم در تشکیل کانی‌های رسی هستند. تکامل دیاژنوزی رس‌ها در ماسه‌سنگ‌های سیمانی شده و سیمانی نشده نیز متفاوت است. سیمان کلسیتی در ماسه‌سنگ‌ها از ورود سیالات جلوگیری می‌کند. بنابراین تخلخل و نفوذپذیری از عوامل مهم تشکیل کانی‌های رسی محسوب می‌شوند. در برش مورد مطالعه، کائولینیت و ایلیت اصلی‌ترین کانی‌های رسی حاصل از فرآیندهای دیاژنوزی در نمونه‌های ماسه‌سنگی سازند شوربجه به شمار می‌آیند.

کائولینیت ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$) از لایه‌هایی تشکیل شده که هر کدام از یک ورقه اکتائردری و یک ورقه تترائدري همراه با یک لایه مشترک از اتم‌های اکسیژن ساخته شده‌اند. این لایه‌ها توسط پیوندهای هیدروژنی به یکدیگر متصل شده‌اند، به گونه‌ای که مانع آبرگیری بین لایه‌های شده و ساختار بلوری زودوهرگزاگونال دارند (امجدی و همکاران، ۱۳۹۰). کائولینیت عمدتاً در عرض‌های

نهایی که با بالا آمدگی و به صورت نسبی با انحلال سنگ (تلوژنز) همراه است صورت می‌پذیرد.

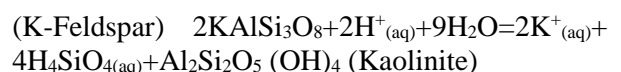
ایلیت $K(Al_4Si_9(OH)_3)$ دارای ساختار لایه‌ای سه ورقه‌ای شامل یک ورقه اکتاندری آلومینیم است که بین دو ورقه تتراندری سیلیسیم قرار گرفته است (امجدی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Galan & Ferrell, 2013). ایلیت معمولاً از هوازدگی سنگ‌های آذرین حاوی فلدسپات پتلسیم‌دار به وجود می‌آید (Nelson, 2006).



در شکل ۹ تصویر میکروسکپ الکترونی کانی ایلیت در نمونه ماسه‌سنگی برش مورد مطالعه نشان داده شده است که به صورت پولک‌های ظریف و گاه تبدیل شده به رشته‌های نازک سوزنی مشاهده می‌شود. شکل ۹ج نتیجه آنالیز EDX را نشان می‌دهد که به ترکیب کانی رسی ایلیت اشاره دارد.

چرخه رسوب‌گذاری مجدد همراه با هوازدگی شیمیایی هم به تشکیل ایلیت منجر می‌گردد (Worden & Barclay, 2003). در مطالعه خاستگاهی سازند شورجه چرخه‌های رسوب‌گذاری مجدد همراه با هوازدگی شیمیایی بالا عنوان شده است (Mortazavi *et al.*, 2013a). مطالعات نشان می‌دهد تأثیر همزمان این دو عامل باعث تشکیل کانی رسی ایلیت در برش مورد مطالعه شده است. از طرفی ایلیت دیاژنزی در اثر دگرسانی کائولینیت در محیط دریایی با نرخ رسوب‌گذاری پایین و تحت تأثیر برهم‌کنش طولانی مدت با آب دریا، یا در محیط تدفینی در حضور شورابه منفذی پتاسیم‌دار تشکیل می‌شود (Ehrenberg *et al.*, 1993؛ Lanson *et al.*, 1996). از دیگر فرآیندهای تشکیل کانی رسی ایلیت در نمونه‌های مورد مطالعه، می‌توان به دگرسانی کائولینیت در حضور ارتوکلاز اشاره کرد که در رابطه زیر نشان داده شده است (Worden & Morad, 2003):

جغرافیایی پایین و در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب تشکیل می‌شود و به عبارتی حاصل هوازدگی کانی‌های آلومینوسیلیکاته، به ویژه فلدسپات‌ها هستند. همچنین رسوباتی که تحت تأثیر بالا آمدگی و چرخه‌های مجدد رسوب‌گذاری قرار گرفته‌اند و متأثر از آب‌های جوی یا حتی دریایی هستند در تشکیل کانی رسی کائولینیت مؤثرند (امجدی و همکاران، ۱۳۹۰؛ Schnyder *et al.*, 2005). با وجود این و علاوه بر شرایط سطحی، شرایط تدفینی و دیاژنز نیز می‌توانند در تشکیل کانی‌های رسی نقش داشته باشند. بعد از تشکیل کائولینیت در مراحل اولیه دیاژنز، چنانچه سیمانی شدن کلسیتی اتفاق افتد، این سیمان باعث حفظ شدگی کائولینیت می‌شود، اما در ماسه‌سنگ‌های سیمانی نشده کائولینیت ممکن است با افزایش عملکرد دیاژنز به کانی رسی ایلیت تبدیل شود (Hassouta *et al.*, 1999). در شکل ۹الف تصویر میکروسکپ الکترونی کانی کائولینیت در یک نمونه ماسه‌سنگی (GS21) از برش مورد مطالعه نشان داده شده است که به شکل ورقه‌هایی از صفحات بر روی هم قرار گرفته‌اند. دگرسانی انواع فلدسپات‌های کلسیک، سدیک و پتاسیک می‌تواند به تشکیل کائولینیت در سنگ‌های آواری بی‌انجامد. کائولینیت موجود در ماسه‌سنگ‌های برش مورد مطالعه از دگرسانی فلدسپات‌های پتاسیک تشکیل شده است. معادله شیمیایی فرآیند تشکیل کائولینیت بر اثر دگرسانی فلدسپات‌های پتاسیک، در نمونه‌های مورد مطالعه، نشان داده شده است (Worden & Morad, 2003). معادلات شیمیایی فرآیندهای تشکیل ایلیت در بخش بعدی توضیح داده خواهد شد.



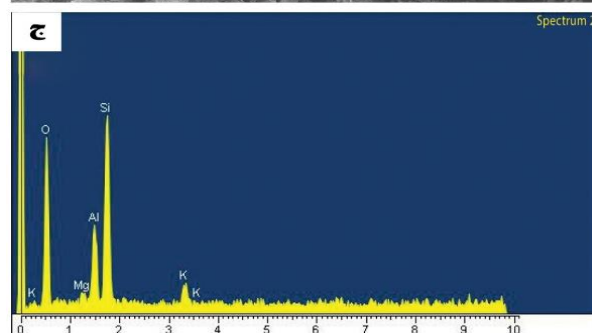
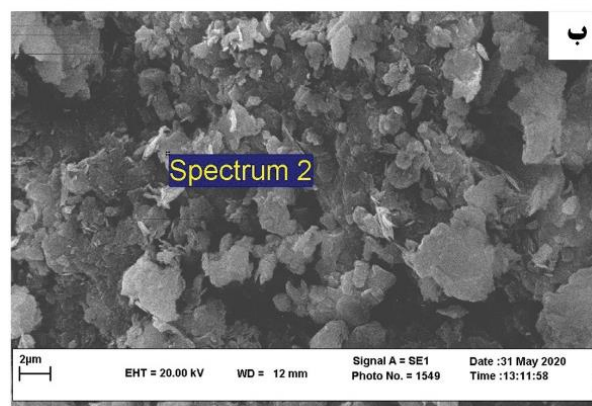
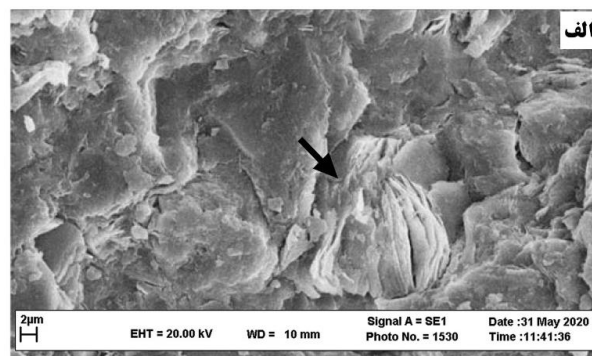
لازم به توضیح است که واکنش فوق عموماً در محیط دیاژنتیک باز از جمله مراحل اولیه تدفین (ائوژنز) یا مراحل

که تحت تأثیر و نفوذ آب‌های جوی قرار گرفته‌اند (Mortazavi *et al.*, 2013b)، خروج SiO_2 به صورت محلول اسید سیلیسیک (H_4SiO_4) باعث تغییر در محتوای SiO_2 ماسه‌سنگ شده و این مسأله سبب بروز خطا در تجزیه و تحلیل داده‌های مربوط به شاخص آب و هوایی می‌شود. اسید سیلیسیک آزاد شده در سیستم باز ممکن است سبب آب‌شویی برخی کانی‌ها شده و بر دیگر داده‌های ژئوشیمیایی از جمله مقادیر سدیم و پتاسیم اثر بگذارد. طرز تشکیل کانی رسی ایلیت در سیستم باز در رابطه زیر نشان داده شده است:

$\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{H}^+ + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_4\text{SiO}_4 + \text{KAl}_3\text{SiO}_{10}(\text{OH})_2$ (Illite) (Worden & Morad, 2003)

مجموعه این عوامل می‌تواند در مورد ماسه‌سنگ‌هایی که حاوی کانی‌های رسی دیاژنتیک باشند، نمودار دوتایی (Suttner & Dutta, 1986) را با خطا همراه کند چرا که مقادیر عناصر فوق در داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی پایین‌تر از مقادیر اصلی و اولیه بوده و تفسیر داده‌ها را دچار خطای تحلیلی می‌کند.

در مورد شیل موضوع کاملاً متفاوت است. از آن جا که کائولینیت و ایلیت از کانی‌های اصلی شیل‌ها و گل‌سنگ‌ها محسوب می‌شوند (Worden & Barclay, 2003) و این گروه از سنگ‌ها به دلیل ریزدانه بودن معمولاً کمتر تحت تأثیر تغییرات دیاژنتیکی قرار می‌گیرند، طبعاً با تغییرات زیاد دیاژنتیکی مشابه ماسه‌سنگ‌ها مواجه نیستند، اما باید توجه داشت که جورشدگی در شیل‌ها مرتبط با کاهش انرژی محیط است که به انباشت مقادیر زیاد کانی‌های رسی به فرم ماتریکس رسی انجامیده است. تفسیر شرایط آب و هوایی بر اساس داده‌های شیلی، یک روش ساده نبوده، چرا که ژئوشیمی ترکیبات رسی توسط عوامل بسیاری کنترل می‌شود و در طول زمان حمل و نقل، متأثر از شرایط هوازدگی نیز هست (Dinis *et al.*, 2020). مقادیر اکسید



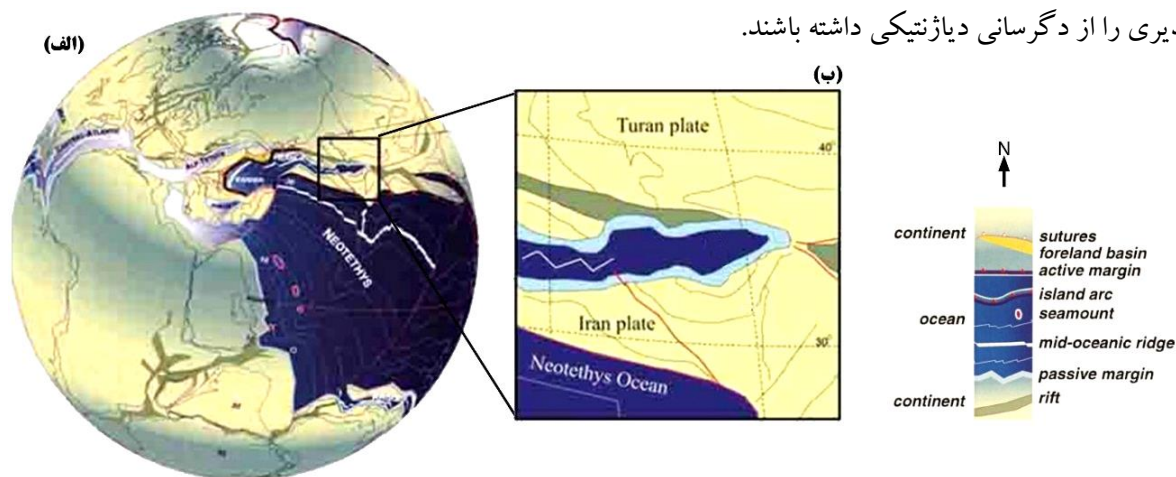
شکل ۹: الف) تصویر میکروسکپی الکترونی کانی کائولینیت در ماسه‌سنگ‌های برش مورد مطالعه؛ ب-ج) تصویر آنالیز EDX در قسمت مشخص شده که ترکیب کانی رسی کائولینیت را نشان می‌دهد.

$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_{4+0.75} \text{KAlSi}_3\text{O}_8 = \text{K}_{0.75}\text{Al}_2(\text{Si}_{3.25}\text{Al}_{0.75}\text{O}_{10})(\text{OH})_2 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$
Kaolinite + K- Feldspar = Illite + Quartz

کانی رسی ایلیت در برش مورد مطالعه، در اثر دگرسانی کائولینیت و برهم کنش این کانی با ارتوکلاز تشکیل شده است. در معادلات فوق SiO_2 در اثر انحلال پتاسیم فلدسپات و همچنین کائولینیت، تولید شده است و پتاسیم موجود در ایلیت نیز در اثر انحلال پتاسیم فلدسپات به دست آمده است. در سیستم باز دیاژنتزی نمونه‌های مورد مطالعه

مقایسه نتایج ژئوشیمیایی به دست آمده با جغرافیای دیرینه حوضه کپه‌داغ

در بازه زمانی ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین، پس‌روی گسترده‌ای در صفحه توران (حاشیه جنوبی حوضه رسوبی کپه‌داغ) رخ داده است. این پس‌روی آب دریا که با کوه‌زایی نئوسیمین هم‌زمان بوده است، به دلیل بالا آمدگی‌هایی در منطقه رخ داده که خود در اثر برخورد بلوک هلمند در افغانستان با حاشیه جنوبی اوراسیا اتفاق افتاده‌اند. این حرکات تکتونیک، حوضه کپه‌داغ را تحت تأثیر قرار داده و باعث پس‌روی آب دریا از بخش شرقی و مرکزی حوضه به سمت بخش‌های شمال غربی این حوضه شده است. سازند شوربچه نیز در همین زمان نهشته شده است. حوضه رسوبی کپه‌داغ در طول کرتاسه پیشین در عرض جغرافیایی دیرینه ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی قرار داشته است (Stampfli & Borel, 2002) (شکل ۱۰) که این امر نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب در این عرض جغرافیایی است.



شکل ۱۰: الف) مدل ژئودینامیکی کرتاسه (برگرفته از Stampfli & Borel, 2002)؛ ب) عرض جغرافیای دیرینه حوضه رسوبی کپه‌داغ در زمان ژوراسیک پسین - کرتاسه پیشین که بین عرض جغرافیایی ۳۰ تا ۴۰ درجه شمالی قرار گرفته است و با داده‌های به دست آمده از ماسه‌سنگها جهت تفسیر شرایط آب و هوایی دیرینه مطابقت داشته، اما با داده‌های ژئوشیمیایی به دست آمده از شیل‌ها تطابق زیادی نشان نمی‌دهد.

ناحیه سنگ منشأ با شرایط آب و هوای دیرینه نیمه مرطوب رخ داده است. استفاده از نمودار دوتایی برای نمونه‌های ماسه‌سنگی تأییدکننده این موضوع است. همچنین این نتایج

سیلیسیوم در نتایج آنالیز ژئوشیمیایی شیل‌ها پایین بوده و نتایج حاصل از مکان‌یابی داده‌ها بر روی نمودار شاخص آب و هوایی (Suttner & Dutta, 1986) همان‌طور که قبلاً اشاره شد کاملاً با داده‌های ماسه‌سنگی متفاوت بوده و قابل قبول نمی‌باشد. داده‌های شیلی نمایه شده بر روی نمودار A-CN-K با فاصله معنی‌داری نسبت به داده‌های ماسه‌سنگی قرار می‌گیرند که هر دو حاصل از یک سازند و هم سن بوده، اما نمونه‌های شیل مقادیر CIA بیشتری را نسبت به ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهند که نمی‌تواند قابل قبول باشد. باید توجه داشت که نمودارهای شاخص آب و هوایی بر اساس نمونه‌های ماسه‌سنگی تعیین و معرفی شده‌اند (Paikaray *et al.*, 2008; Suttner & Dutta, 1986). بنابراین استفاده از داده‌های نمونه‌های شیلی در این نمودارها غیرواقعی بوده و می‌تواند همراه با خطا باشد. با توجه به توضیحات فوق، در مطالعه شاخص‌های آب و هوایی می‌باید از نمونه‌های ماسه‌سنگی استفاده کرد؛ البته با مطالعه پتروگرافی دقیق، باید نمونه‌هایی انتخاب شوند که کمترین تأثیرپذیری را از دگرسانی دیاژنتیکی داشته باشند.

نتیجه‌گیری

محاسبه مقادیر شاخص CIA در نمونه‌های ماسه‌سنگی و شیلی مورد مطالعه، نشان می‌دهد که هوازدگی شدید در

با نتایج حاصل از بررسی نمودار مثلثی A-CN-K در نمونه‌های ماسه‌سنگی مطابقت دارد، اما در مورد نمونه‌های شیلی حاوی کانی‌های رسی، نمودار دوتایی نتایج کاملاً متفاوتی را نشان می‌دهد که به شرایط آب و هوایی سرد و خشک اشاره می‌نماید. از دلایل اصلی این اختلاف افزایش نسبت SiO_2/Al_2O_3 در نمونه‌های شیلی است. بنابراین استفاده از نمودار دوتایی برای شیل‌های دارای کانی‌های رسی توصیه نمی‌شود و به جای آن بهتر است که فقط از نمودار سه تایی A-CN-K استفاده شود. این نمودار، نشان دهنده شرایط آب و هوایی نیمه مرطوب با هوازدگی شدید در ناحیه منشأ بوده و با مطالعات مربوط به نمونه‌های ماسه‌سنگی نیز مطابقت دارد. تغییرات اندک مقدار Al_2O_3 در اثر دیاژنز از یک سو و تغییرات عمده مقادیر Na_2O ،

CaO، K_2O و SiO_2 در شرایط دیاژنزی از سوی دیگر حتی می‌تواند خطای استفاده از نمودار مثلثی A-CN-K را تشدید کند، چرا که مقادیر این عناصر در داده‌های آنالیز ژئوشیمیایی از مقادیر اصلی و اولیه کمتر بوده و باعث بروز خطای تحلیلی در تفسیر داده‌ها می‌شود. به همین دلیل پیشنهاد می‌گردد با انجام مطالعات دقیق پتروگرافی، نمونه‌های ماسه‌سنگی برای انجام آنالیز عنصری به گونه‌ای انتخاب شوند که کمترین تأثیرپذیری از فرآیندهای دیاژنزی را داشته باشند. همچنین، از آن جا که تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر نمونه‌های مورد بررسی توسط میکروسکپ الکترونی هم قابل مشاهده است، از این طریق نیز می‌توان نمونه‌هایی با اثرپذیری کمتر از فرآیندهای مذکور را انتخاب نمود.

منابع

- افشارحرب، ع.، ۱۳۷۳. زمین شناسی ایران: زمین شناسی کپه‌داغ. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۲۷۵ ص.
- امجدی، ص.، موسوی حریمی، ر.، محمودی قرائی، م. ح.، محبویی، ا.، علیزاده کتک لاهیجانی، ح.، ۱۳۹۰. کانی شناسی رس‌های موجود در رسوبات فلات قاره دریای عمان - ناحیه چابهار و ارتباط آن با خاستگاه رسوبات. اقیانوس شناسی، ۸: ۱-۱۰.
- سهندهی، س.، سهیلی، م.، ۱۳۹۳. نقشه زمین شناسی ایران، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مرتضوی، م.، ۱۳۹۲. بررسی رخساره‌های سنگی، تاریخچه رسوب گذاری و پس از رسوب گذاری و چینه نگاری سکاسی سازند شوریجه (کرتاسه تحتانی) در بخش مرکزی و غربی حوضه رسوبی کپه‌داغ. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۴۳۳ ص.

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B., & Wortel, R., 2011. Zagros orogeny: a subduction-dominated process. *Geological Magazine*, 148: 692-725.
- Asiedu, D. K., Suzui, S., & Shibata, T., 2000. Provenance of sandstones from the Lower Cretaceous Sasayama Group, inner zone of southwest Japan. *Sedimentary Geology*, 131: 9-24.
- Basu, A., Young, S., Suttner, L., James, W., & Mack, G., 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and crystallinity in detrital quartz for provenance interpretation. *Sedimentary Petrology*, 45: 873-882.
- Cavazza, W., & Ingersoll, R., 2005. Detrital modes of the Ionian forearc basin fill (Oligocene-Quaternary) reflects the tectonic evolution of the Calabria-Peloritani terrane (southern Italy). *Sedimentary Research*, 75: 268-279.
- Dinis, P.A., Garzanti, E., Hahn, A., Vermeesch, P., & Cabral-Pinto, M., 2020. Weathering indices as climate proxies: A step forward based on Congo and SW African river muds. *Earth-Science Reviews*, 201: 103-139.

- Ehrenberg, S.N., Aagaard, P., Wilson, M. J., Fraser, A.R., & Duthie, D. M.L., 1993. Depth-dependent transformation of Kaolinite to dickite in sandstones of the Norwegian continental shelf. *Clay Minerals*, 28: 325-352.
- Ehrmann, W., Setti, M., & Marinoni, L., 2005. Clay minerals in Cenozoic sediments off Cape Roberts (McMurdo Sound, Antarctica) reveal the paleoclimatic history. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 229: 187-211.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for weathering conditions and provenance. *Geology*, 23: 921-924.
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Press*, Austin, Texas, 182p.
- Galan, E., & Ferrell, R.E., 2013. Genesis of Clay Minerals. *Developements in Clay Science*, 5: 83-126.
- Garcia, D., Ravenne, C., Marechal, B., & Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. *Sedimentary Geology*, 171: 128-131.
- Garzanti, E., & Resentini, A., 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336: 81-95.
- Gateneh, W., 2000. Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 185-198.
- Hassouta, L., Buatier, M., Luc Potdevin, J., & Liewig, N., 1999. Clay Diagenesis in the Sandstone Reservoir of the Ellon Field (Alwyn, North Sea). *Clay and Clay Minerals*, 47: 269- 285.
- Jin, Z., Li, F., Cao, J., Wang, S., & Yu, J., 2006. Geochemistry of Daihai Lake sediments, Inner Mongolia, north China: Implications for provenance, sedimentary sorting and catchment weathering. *Geomorphology*, 80: 147-163.
- Khanehbad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Nadjafi, A., 2012. Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleooxygenation Conditions at a passive Continental Margin. *Geochemistry International*, 50: 777- 790.
- Khazaei, E., Mahmudy Gharai, M.H., Mahboubi, A., Moussavi-Harami, R., & Taheri, J., 2018. Petrography, Major and Trace Elemental Geochemistry of the Ordovician-Silurian Siliciclastics in North of Tabas Block, Central Iran: Implications for Provenance and Paleogeography. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 29: 129-142.
- Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Baradat, J., & Lacharpagne, J.C., 1996. Illitization of diagenetic kaolinite to dickite conversion series: late-stage diagenesis of the lower Permian Rotliegend sandstone reservoir, Offshore of the Netherlands. *Sedimentary Research*, 66: 501-518.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. In: Johnson, M.J. & Basu, A., (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America, Special Papers*, 284: 21-40.
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., & Mahboubi, A., 2013a. Detrital Mode and Geochemistry of the Shurijeh Formation (Late Jurassic-Early Cretaceous) in the Central and Western Parts of the Intracontinental Kopet-Dagh Basin, NE Iran: Implications for Provenance, Tectonic Setting and Weathering Processes. *Acta Geologica Sinica*, 89: 1058-1080.
- Mortazavi, M., Moussavi-Harami, R., Brenner, R.L., & Mahboubi, A., 2013b. Stable isotope record in pedogenic carbonates in northeast Iran: Implications for Early Cretaceous (Berriasian-Barremian) paleovegetation and paleoatmospheric P (CO₂) levels. *Geoderma*, 212: 85-97.
- Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., Nadjafi, M., Brenner, R.L., & Mortazavi, M., 2009. Mechanism of calcrete formation in the Lower Cretaceous (Neocomian) fluvial deposits northeastern Iran based on petrographic, geochemical data. *Cretaceous Research*, 305: 1146-1156.
- Nelson, S.A., 2006. Clay minerals. *Earth Materials*, 211pp.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 299: 715-717.
- Nesbitt, H.W., & Young, G.M., 1984. Predictions of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48: 1523-1534.
- Paikaray, S., Banerjee, S., Mukherji, S., 2008. Geochemistry of shales from the Paleoproterozoic to Neoproterozoic Vindhyan Supergroup: Implications on provenance, tectonic and paleoweathering. *Journal of Asian Earth Sciences*, 32: 34-48.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E., & Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. *Springer-Verlag*, New York, 533 p.
- Pittman, E. D., 1970. Plagioclase as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 40: 591-598.
- Popeko, L.I., Smirnova, Y.N., Zaika, V.A., Sorokin, A.A., & Dril, S.I., 2020. Provenance and Tectonic Implications of sedimentary rocks of the Paleozoic Chiron Basin, Eastern Transbaikalia, Russia, Based on whole- Rock Geochemistry and Detrital Zircon U- Pb Age and Hf Isotopic Data. *Minerals*, 279: 1-27.
- Ramazani Oomali, R., Shahriari, S., Hafezi Moghadas, N., Omid, P., & Efrkharnejhad, J., 2008. A model for Active tectonics in Kopet Dagh (North- East Iran). *World Applied Sciences Journal*, 3: 312-316.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical DATA: Evaluation, Presentation, Interpretation. *Longman Scientific and Technical*, New York. 352pp.
- Schnyder, J., Gorin, G., Soussi, M., Baudin, F., & Decinink, J.F., 2005. Enregistrement de la variation climatique au passage Jurassique/Cretace sur la marge sud de la Tethys: mineralogy des argies et palynofacies dr la coupe du Jebal Meloussi (Tunisie Central, Formation Sidi Karlif). *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 176: 171-182.
- Shadan, M., & Hosseini-Barzi, M., 2013. Petrography and geochemistry of the Ab-e-Haji Formation in central Iran: implications for provenance and tectonic setting in the southern part of the Tabasblock. *Revista Mexicana de Ciencias Geologicas*, 30:80–95.
- Stampfli, G., & Borel, G.D., 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Palentary science Letters*, 196: 17-33.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.
- Worden, R.H., & Barclay, S.A., 2003. The effect of oil emplacement on diagenetic clay mineralogy: the Upper Jurassic Magnus Sandstone Member, North Sea. In: Worden, R.H., & Morad, S., (ed.), Clay Mineral Cements in Sandstones. *International Association of Sedimentologists Special Publication 34*: 453-469.
- Worden, R.H., & Morad, S., 2003. Clay Minerals cements in sandstones. *Blackwell Publishing*, 508 p.
- Zimmermann, U., & Bahlburg, H., 2003. Provenance analysis and tectonic setting of Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. *Sedimentology*, 50: 1079- 1104.

Geochemical comparison of sandstone and shale in the study of Paleoclimate Indexes: An example from Shurijeh Formation in NE Iran

Keshmiri, M.¹, Mahmudy Gharai, M.H.^{2*}, Moussavi-Harami, S.R.³, Mahboubi, A.⁴

1- M.Sc. student in Sedimentology, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

1- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

2- Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

* Email: mhmgharaie@um.ac.ir

Introduction

The relationship between the composition of siliciclastic sediments, tectonic setting, and the source rocks has been studied by many researchers. The siliciclastic deposits are always affected by the composition of source rock, chemical weathering, transport distance, and diagenetic changes after deposition. It is possible to determine the paleoclimatic conditions of siliciclastic rocks, particularly sandstones, using different methods such as petrography and geochemistry. Interpretation of paleoclimatic conditions has a significant impact on the reconstruction of paleogeography (Garzanti & Resentini, 2016). Due to their fine-grain and low permeability, shale can preserve the composition of source rock minerals and, therefore, are very important in interpreting the source rocks (Khanehbad *et al.*, 2012). In this study, the distribution of the major elements in the sandstones and shales of the Shurijeh Formation is compared with the standard values, and the paleoclimatic conditions have been interpreted.

Material and Methods

One of the best techniques to major elements values in the siliciclastic sediments is the analysis of rock by the XRF method. Petrographic studies on seven samples of sandstones were done using a polarizing microscope and classified based on Folk's (1980) classification scheme. Also, six shale samples with the lowest calcium carbonate content are selected. Fresh shale and sandstone samples were chosen for geochemical analysis and then were powdered to the size of fewer than 63 microns using Agate mortar. The presence of calcium carbonate on cement can cause an error in Ca contents, so the samples were washed with 10% hydrochloric acid to remove the CaCO₃. The residual powders (IR) were analyzed using Philips Panalytical Model X-ray Fluorescence (XRF) to determine the major oxides and trace elements of siliciclastic particles in the Taban Gostar laboratory in Tehran.

Discussion and Conclusion

The Suttner & Dutta (1986) binary diagram determines the paleoclimatic conditions and paleoweathering at the source area. In this diagram, the plotted values of the Shurijeh Formation sandstone samples show the semi-humid climatic condition. In contrast, the plotted values of shale samples in this diagram show different results. They indicate the semi-arid climatic conditions, which are entirely different from the results of the sandstone samples. Various statements can be presented for this difference. First, shale samples usually have higher K₂O and Al₂O₃ than SiO₂ due to the presence of higher amounts of clay minerals. However, in the sandstones (due to the presence of quartz and chert minerals), silica is higher than the shale samples (Gateneh, 2000). Therefore, these differences in the values of SiO₂, Al₂O₃, and K₂O cause the differences in the shale and sandstone samples in the binary diagram (Suttner and Dutta, 1986). By comparing this chart with the "A-CN-K" ternary chart, better results can be obtained. This indicates that it is better to select the sandstone samples which are least affected by diagenetic processes based on detailed petrography studied.

Calculation of the CIA index values in the studied sandstone and shale samples shows high weathering conditions in the source rock area within the semi-humid climatic conditions. The use of binary diagrams for sandstone samples confirms this subject, and the results are the same as the triangular diagram "A-CN-K" for the sandstones. However, in the case of shale samples containing clay minerals, the binary diagram shows completely different results, indicating cold and dry climatic conditions. One of the main reasons for this difference is the increase of the SiO₂/Al₂O₃ ratio in shale samples. Therefore, binary diagram is not recommended for the shale samples, including clay minerals. Instead, it is better to use only the triangular

diagram "A-CN-K", which shows the wet conditions and semi-humid climate. Small changes in the amount of Al_2O_3 due to diagenesis, on the one hand, and large changes in the amounts of Na_2O , CaO , K_2O , and SiO_2 in the diagenetic condition, on the other hand, can even exacerbate the error of using the triangular diagram A-CN-K. Because the values of these elements, based on the geochemical analysis data, are less than the original values; therefore, it causes analytical errors in the interpretation of the data. For this reason, it is recommended to select the least affected sandstone samples by diagenetic processes after a detailed petrographic study.

Keywords: Geochemistry, Clay Mineral, Paleoclimate Index, Shurijeh Formation.

References

- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Press*, Austin, Texas, 182p.
- Garzanti, E., & Resentini, A., 2016. Provenance control on chemical indices of weathering (Taiwan river sands). *Sedimentary Geology*, 336: 81-95.
- Gateneh, W., 2000. Geochemistry provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 185-198.
- Khanehbad, M., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A., & Nadjafi, A., 2012. Geochemistry of Carboniferous Shales of the Sardar Formation, East Central Iran: Implication for Provenance, Paleoclimate and Paleooxygenation Conditions at a passive Continental Margin. *Geochemistry International*, 50: 777- 790.
- Suttner, L.J., & Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 329-345.