

خاستگاه نهشته‌های سیلیسی آواری سازند ایلانقره در برش پیر اسحاق، جنوب جلفا؛ بر اساس روش‌های پتروگرافی، ژئوشیمی و مجموعه کانی‌های سنگین

جواد انجودی^۱، مهدی جعفرزاده^۲، عادل نجف‌زاده^۲ و رحیم مهاری^۲

^۱دانشجوی دکترا، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، تبریز، ایران

^۲استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳استادیار، گروه زمین شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۲۱

چکیده

در این تحقیق، ترکیبی از روش‌های پتروگرافی، ژئوشیمی و مجموعه کانی‌های سنگین در ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی و ساب آركوزی و شیل‌های سازند ایلانقره در برش پیراسحاق در جنوب جلفا جهت بررسی خاستگاه مورد بررسی قرار گرفته است. بررسی انواع کوارتزها در این ماسه‌سنگ‌ها و ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها از جمله نسبت Al_2O_3/TiO_2 و نسبت La/Sc مقابل Co/Th ، سنگ مادر غالب این نهشته‌ها را سنگ‌های آذرین گرانیتی نشان داده است. وجود این نوع سنگ مادر به همراه حضور زیرکن و تورمالین شکل دار در بین دانه‌های بسیار گرد شده، نشان از فرسایش قطعات بالاآمده پی سنگ ایران در حوضه ریفتی پالتوتیس به عنوان یکی از عوامل موثر در تأمین رسوبات در زمان دونین آذربایجان دارد. با اینحال مطالعات ژئوشیمیایی و بررسی مجموعه کانی‌های سنگین در ماسه‌سنگ‌ها، چرخه مجدد رسوبات از سازندهای قدیمی تر را نیز به عنوان یکی دیگر از خاستگاه‌های رسوبات سازند ایلانقره اثبات نموده است. داده‌های ترکیبی پتروگرافی، ژئوشیمی و کانی‌های سنگین همچنین نشان دهنده خاستگاه کراتونی برای این رسوبات می‌باشد. بر اساس مطالعات صورت گرفته می‌توان ترکیبی از منشأ پی سنگ بالاآمده (کادمین) و چرخه مجدد رسوبی را به عنوان منشأهای اصلی و ورود رسوب از کراتون عربی را به عنوان منشأ فرعی در تأمین رسوبات سازند ایلانقره در نظر گرفت.

کلیدواژه‌ها: ایلانقره، ژئوشیمی، کانی سنگین، خاستگاه، جایگاه تکنیکی.

***نویسنده مسئول:** مهدی جعفرزاده

E-mail: m_jafarzadeh@shahroodut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

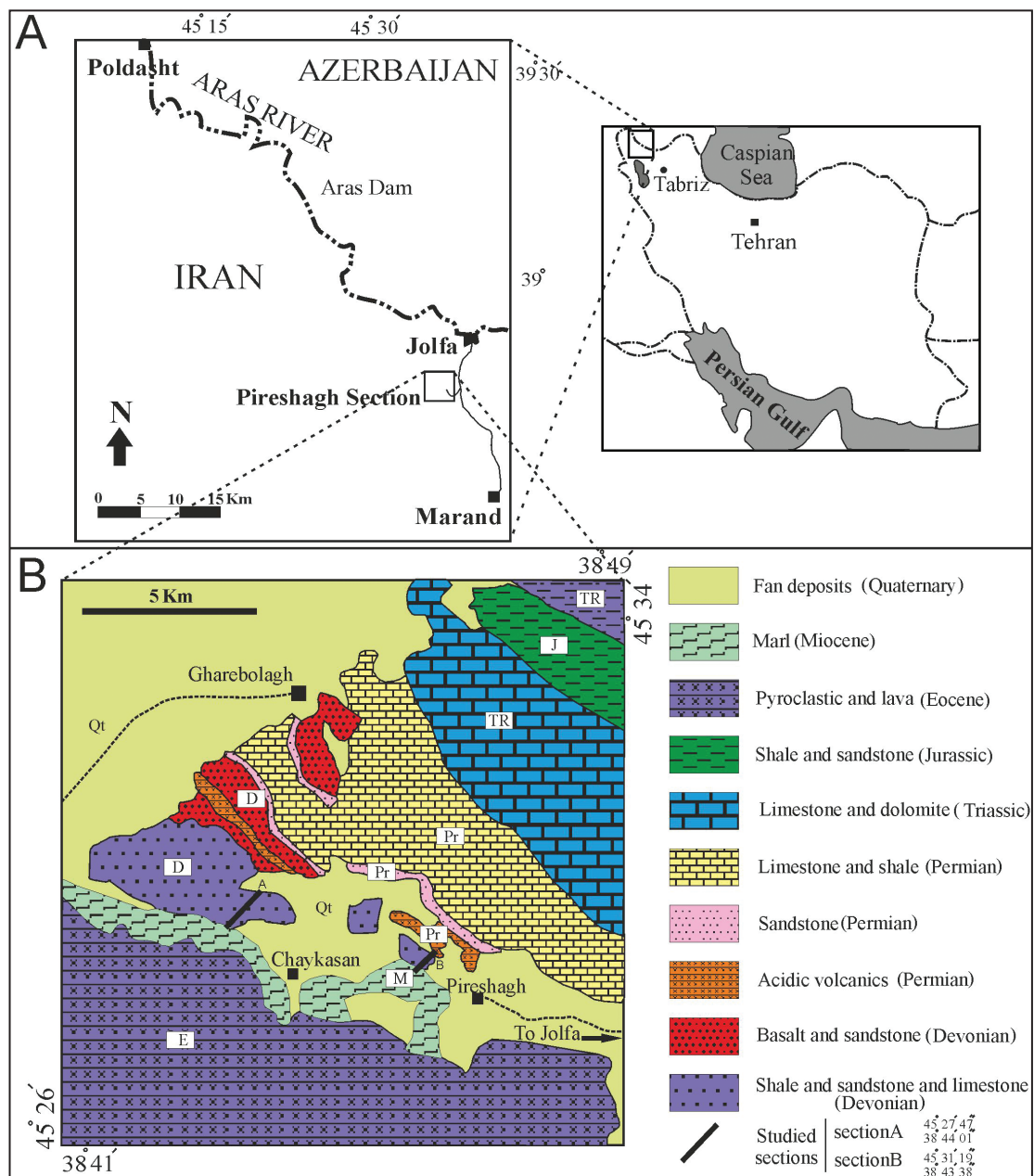
بر اساس شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیایی در رسوبات و سنگ‌های رسوبی سیلیسی-آواری می‌توان اطلاعاتی در مورد خاستگاه، جایگاه تکنیکی و شرایط هوازگی آنها در منطقه منشأ به دست آورد (McLennan et al., 2003). پتروگرافی و آنالیز مدال دانه‌های شبکه‌ای در ماسه‌سنگ‌ها معمولاً به عنوان داده اصلی و ژئوشیمی عموماً به عنوان داده مکمل در تعیین خاستگاه استفاده می‌گردد. به دلیل وجود تنوع بسیار زیاد کانی‌های سنگین در رسوبات و سنگ‌های رسوبی سیلیسی-آواری، مطالعه تنوع کانی‌های سنگین نیز امروزه یکی از مهم‌ترین شاخص‌های تعیین خاستگاه ماسه‌سنگ‌ها به شمار می‌آید (Morton et al., 2011). رسوبات دونین بالایی در اغلب زون‌های ساختمانی ایران شناسایی شده است. (Wendt et al., 2005) نهشته‌های سیلیسی-آواری دونین بالایی در آذربایجان را تحت عنوان سازند ایلانقره معرفی نموده‌اند. تا کنون مطالعه نهشته‌های سیلیسی-آواری با سن دونین بویژه از دیدگاه مطالعات خاستگاه در البرز و ایران مرکزی مورد توجه بسیاری قرار گرفته است (حجازی و همکاران، ۱۳۹۰؛ زندمقدم و همکاران، ۱۳۹۳؛ شرفی و همکاران، ۱۳۹۷؛ حسینی و همکاران، ۱۳۹۸). از جمله این مطالعات، Zand-Moghadam et al. (2013) سازند پادها در ناحیه کرمان را بررسی نموده و سنگ مادر اسیدی را برای این رسوبات در نظر گرفته‌اند است که در حاشیه غیر فعال اقیانوس پالتوتیس رسوب گذاری نموده‌اند. با این حال در منطقه آذربایجان، تنها موارد معدودی از مطالعات بر روی این نهشته‌ها را می‌توان مشاهده نمود (به عنوان مثال Najafzadeh et al., 2010). با توجه به مطالعات محدود صورت گرفته بر روی این نهشته‌ها، در این پژوهش سعی شده است تا به بررسی خاستگاه نهشته‌های سیلیسی-آواری (ماسه‌سنگ و شیل) سازند ایلانقره در برش پیراسحاق توسط ترکیبی از روش‌های پتروگرافی، ژئوشیمی (عناصر اصلی و کمیاب) و بررسی مجموعه کانی‌های سنگین پرداخته شود. نتایج این مطالعه می‌تواند به شناخت بیشتر در زمینه جغرافیای قدیمه دونین در منطقه مورد مطالعه منتج گردد.

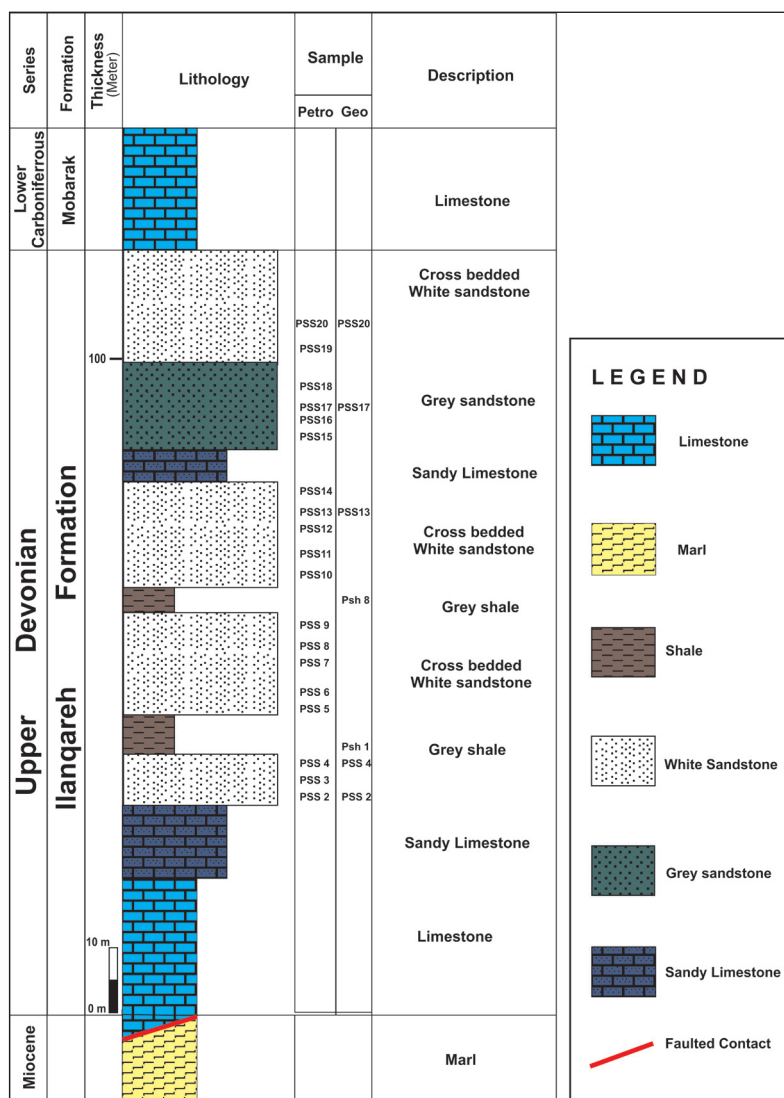
۲- موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی منطقه

برش پیر اسحاق در محدوده طول‌های جغرافیایی $31^{\circ} 30'$ تا $45^{\circ} 31'$ و عرض‌های $38^{\circ} 44' 10''$ تا $38^{\circ} 43' 70''$ در جنوب شهر جلفا در استان آذربایجان شرقی قرار گرفته است. دسترسی به برش مورد نظر از طریق مسیر مرند-جلفا و پس از عبور از روستاهای پیراسحاق و چایکسن، میسر می‌گردد (شکل ۱). رخنمون‌های رسوبات دونین در اغلب زون‌های ساختمانی ایران شامل البرز غربی-آذربایجان-البرز میانی-البرز شرقی و کپه داغ و ایران مرکزی و حتی در زاگرس شناسایی شده است. اولین مطالعات در مورد رسوبات پالتوژئیک آذربایجان به مطالعات (Grewingk (1853 برمی‌گردد که نشان داده است که ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومراها و سنگ‌های آهکی پرفسیل دونین بر روی یک پی سنگ متبلور پرکامبرین پیشروی کرده‌اند. (Alavi and Bolourchi (1973 نشان دادند که رسوبات دونین بالایی و زیرین بر روی پی سنگ پرکامبرین و دولومیت‌های پالتوژئیک زیرین پیشروی نموده‌اند که در نهایت توسط رسوبات پلتفرمی پرمین و در انتها با رسوبات سازند روتنه پوشیده شده است. پر تداوم‌ترین و کامل‌ترین مقطع این رسوبات در ماکو در کنار رود ارس به نام ایلانلو رخنمون یافته است (Wendt et al., 2005). در اکثر مناطق آذربایجان که رسوبات دونین رخنمون دارند، این رسوبات با سازند مولی آغاز می‌شوند که در مرز پایینی با ده‌ها متر ماسه‌سنگ کوارتزیتی روی سطح فرسایشی دگرگونی‌های پرکامبرین قرار گرفته‌اند و در ادامه به سمت بالا به دولومیت‌های میکروبیال و ضخیم لایه همراه با میان لایه‌های آهکی تیره تبدیل می‌شوند. رسوبات مولی با دارا بودن مرجان‌های تامنوپورید-استروماتوپورئید و روگوز قابل مقایسه با میان لایه‌های آهکی البرز و کرمان هستند و سن ژئوتین را برای این رسوبات ثابت می‌کنند. بخش‌های زیرین واحدهای سنگی دونین در محل‌های مختلف توسط واحدهای جوان تر پوشیده شده است. بطور کلی ضخامت سازند ایلانقره در برش پیر اسحاق که یک برش مرکب به حساب می‌آید ۱۲۴ متر است و با توجه به مختصات (Wendt et al., 2005) ارائه داده‌اند انتخاب شده است. سازند ایلانقره در این

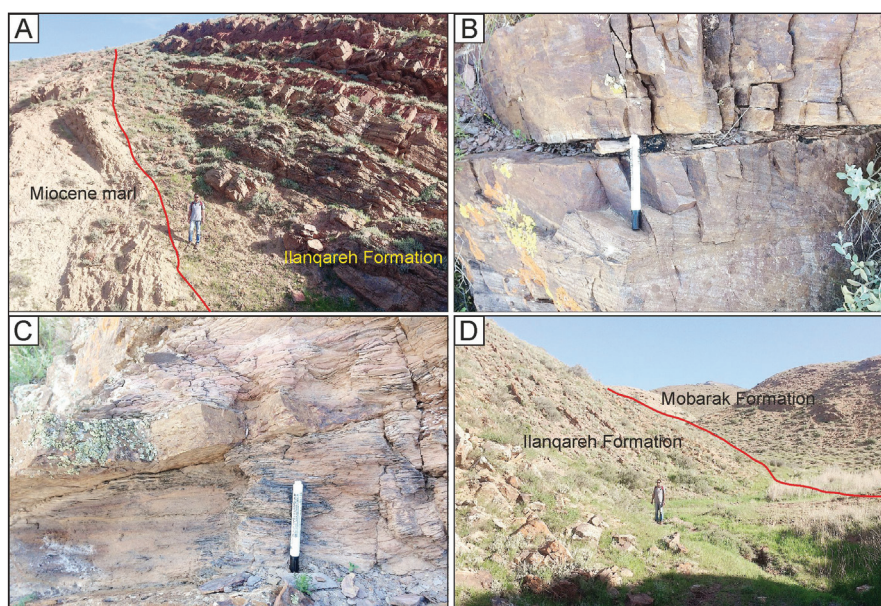
میان لایه‌های آهکی با ضخامت تقریبی ۸۸ متر (B) تقسیم‌بندی کرد (شکل ۲). عمده ضخامت این برش را ماسه‌سنگ‌های کوارتزی و شیل (شکل ۳) به خود اختصاص داده‌است. در این ماسه‌سنگ‌ها ساختارهای رسوبی طبقه‌بندی مورب مسطح و تراف و هوموکی قابل مشاهده هستند که نشانگر وجود انرژی بالا در محیط تشکیل این ماسه‌سنگ‌ها می‌باشد. به طور کلی تکامل رخساره‌ای و مجموعه فسیل‌های براکیوپود، تانتاکولیتیده و مرجان در برش‌های مختلف نشان می‌دهد که در زمان دونین پسین - کربنیفر پیشین، شمال غرب ایران بخشی از یک دریای فلات قاره‌ای (Shelf-sea) وسیع تحت نفوذ مواد تخریبی و آواری بوده است (Gedik, 1988).

برش در مرز زیرین خود به صورت گسله با مارن‌های آغشته به ژیس میوسن و در مرز فوقانی به صورت پیوسته به آهک‌های ویزئن کربنیفر زیرین ختم می‌شود. (Wendt et al. (2005 با مطالعه آهک‌های حاوی براکیوپود بخش پایینی برش، سن اواخر فامنین را برای بخش‌های پایینی سازند در نظر گرفته‌اند و با مطالعه کنودونت‌های موجود در آهک‌های بالایی این برش سن کربنیفر زیرین (سازند مبارک) را برای رسوبات فوقانی سازند ایلاتقره در برش پیر اسحاق در نظر گرفته‌اند. از لحاظ سنگ‌شناسی، این برش را می‌توان در حالت کلی به ۲ واحد کربناته با ضخامت تقریبی ۳۶ متر (A) و واحد تخریبی با تناوب ماسه سنگ و شیل همراه با





شکل ۲- ستون چینه شناسی نهشته‌های دونین بالایی سازند ایلانقره در برش پیراسحاق.



شکل ۳- تصاویر صحرایی از نهشته‌های دونین بالایی در برش پیراسحاق. (A) مرز زیرین سازند ایلانقره با مارن‌های میوسن؛ (B) طبقه بندی مورب گوه‌ای در ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره در برش پیراسحاق؛ (C) تناوب شیل با میان لایه‌های ماسه سنگ کوارتز آرنایتی در بخش‌های میانی برش پیراسحاق؛ (D) مرز بالایی ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره با آهک‌های کربنفر زیرین.

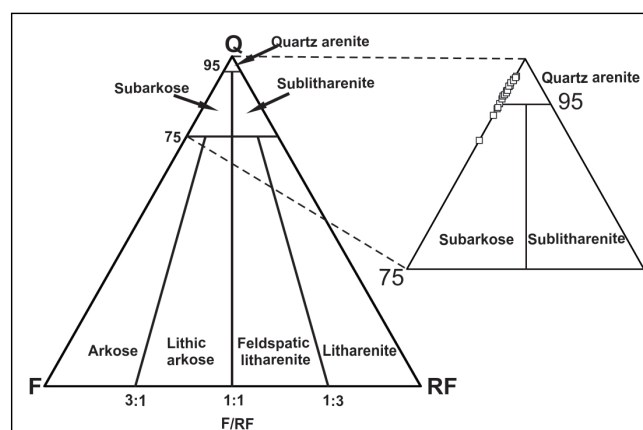
۳- روش‌ها

آنالیزها در جدول ۲ آورده شده است. برای بررسی کانی‌های سنگین، ۴ نمونه یک کیلو گرمی از ماسه سنگ‌ها انتخاب گردید که محل نمونه‌ها در شکل ۲ نشان داده شده است. نمونه‌های انتخاب شده خردایش شده و به مدت ۳ روز در اسید استیک ۱۰ درصد قرار داده شدند، تا سیمان بین دانه‌ها از بین برود. توسط روش دانه بندی، رسوبات با اندازه ۶۳ تا ۱۲۵ میکرون (Morton and Hallsworth, 1999) انتخاب گردیدند و در مرحله بعد کانی‌های سنگین از سایر کانی‌ها توسط مایع سنگین جدا شدند. مقاطع تهیه شده از کانی‌های سنگین بررسی و فراوانی هر کانی به روش نقطه شماری نواری (جدول ۳) (Mange and Maurer, 1992) تعیین شد.

پس از مطالعات صحرایی، تعداد ۱۹ نمونه از ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره به صورتی که کل توالی را شامل شوند (شکل ۲) جهت مطالعات پتروگرافی انتخاب گردیدند و پس از شمارش ۳۰۰ نقطه در هر نمونه بر اساس روش گزی-دیکینسون (Ingersoll et al., 1984)، اجزای مختلف موجود در این ماسه سنگ‌ها شناسایی، درصد اجزایی که در مطالعات خاستگاه مورد نیاز هستند مجدداً محاسبه (جدول ۱) و نام گذاری آنها بر اساس طبقه بندی فولک (Folk, 1980) انجام گردید (شکل ۴). در ادامه، تعداد ۵ نمونه از ماسه سنگ‌های دانه ریزتر که میزان سیمان کربناته کمتری داشتند و ۲ نمونه شیل، برای مطالعات ژئوشیمی انتخاب شده و برای تعیین عناصر اصلی و کمیاب به روش ICP-MS به آزمایشگاه اکی کانادا ارسال گردید. نتایج

جدول ۱- داده‌های مجدداً محاسبه شده از شمارش نقاط در ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره بر حسب درصد. تعریف اجزای موجود.
(Qm: کوارتز تک بلور؛ F: مجموع پلاژیوکلانز و فلدسپات پتاسیم؛ Lt: خرده‌های سنگی دانه ریز و کوارتز چند بلور؛ Qt: مجموع کوارتز تک بلور، کوارتز چند بلور و چرت؛ L: خرده‌های سنگی دانه ریز؛ Q: مجموع کوارتز تک بلور و کوارتز چند بلور؛ Rf: خرده‌های سنگی دانه ریز).

Sample	Qt F L (%)			Qm F Lt (%)			Q F Rf (%)		
	Qt	F	L	Qm	F	Lt	Q	F	Rf
PS2	95	5	0.0	89	5	6	95	5	0.0
PS3	97	4	0.0	95	3	2	97	4	0.0
PS4	95	6	0.0	91	6	3	95	6	0.0
PS5	96	4	0.0	93	4	3	96	4	0.0
PS6	94	6	0.0	92	6	2	94	6	0.0
PS7	93	7	0.0	92	7	1	93	7	0.0
PS8	91	9	0.0	91	9	0	91	9	0.0
PS9	94	6	0.0	92	6	2	94	6	0.0
PS10	95	5	0.0	89	6	5	95	5	0.0
PS11	96	4	0.0	92	4	4	96	4	0.0
PS12	96	4	0.0	92	4	4	96	4	0.0
PS13	95	5	0.0	90	5	5	95	5	0.0
PS14	97	3	0.0	92	3	5	97	3	0.0
PS15	97	3	0.0	93	3	4	97	3	0.0
PS16	94	6	0.0	93	5	2	94	6	0.0
PS17	97	3	0.0	94	3	3	97	3	0.0
PS18	95	5	0.0	93	5	2	95	5	0.0
PS19	95	5	0.0	93	5	2	95	5	0.0
PS20	96	4	0.0	94	4	2	96	4	0.0



شکل ۴- طبقه بندی نمونه‌های ماسه سنگی سازند ایلاتقره در برش پیراسحاق بر اساس نمودار متلنی (Folk, 1980).

جدول ۲- مقادیر اکسیدهای اصلی (مقادیر بر حسب درصد) و عناصر کمیاب در ماسه سنگ ها و شیل های سازند ایلانقره (مقادیر بر حسب پی پی ام).

Sample	PS2	PS4	PS13	PS17	PS20	PSH1	PSH8
	SS	SS	SS	SS	SS	SH	SH
SiO ₂	98.33	85.06	93.13	90.27	65.86	58.18	44.81
Al ₂ O ₃	0.36	1.37	3.57	4.56	3.8	24.42	17.58
Fe ₂ O ₃	0.5	2.9	0.87	2.01	23.97	4.18	4.77
MgO	0.02	1.27	0.13	0.08	0.25	0.34	1.03
CaO	3.62	0.1	0.45	0.07	0.91	0.19	10.83
Na ₂ O	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.06	0.07
K ₂ O	0.09	0.33	0.61	0.83	0.9	2.11	4.57
TiO ₂	0.25	0.15	0.38	0.41	0.55	1.26	0.79
P ₂ O ₅	0.02	0.02	0.04	0.04	0.77	0.12	0.17
MnO	0.01	0.09	0.01	0.01	0.13	0.01	0.06
Ba	28	29	32	47	2026	174	213
Ni	20	20	20	20	60	23	20
Sc	1	1	1	2	8	16	11
Co	0.4	4.7	1.4	1.4	23.8	6.4	5.3
Cs	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	4.8	9.4
Ga	0.5	1.4	3.1	4.8	5.9	32	22.3
Hf	6.2	3.4	8.1	9.5	19.2	11.7	7.9
Nb	3.6	2.4	6.1	7.1	10.2	24.3	18.6
Rb	1.6	7.2	13.8	19.9	23.9	77.6	178.9
Sr	15	58	44	104	1546	243	302
Th	3.6	4	9.3	10	26.7	20.2	17.1
U	0.9	1.1	2.1	2.3	5.7	6.4	2.6
V	8	16	17	16	156	117	91
Zr	246.8	128.8	314.8	363.9	757.1	413.3	303.2

جدول ۳- نتایج نقطه شماری کانی های سنگین شفاف ماسه سنگ های انتخابی سازند ایلانقره که به درصد تبدیل شده اند.

Formation	Section	Sample	Tourmaline	Rutile	Zircon	Others	Total	RZi	ZTR
Ilanqareh	PIRESHAGH	PS3	59	25	14	2	100	64.1	98
	PIRESHAGH	PS7	63	24	10	3	100	70.5	97
	PIRESHAGH	PS10	55	28	16	1	100	63.6	99
	PIRESHAGH	PS16	70	11	17	2	100	39.2	98

۴- پتروگرافی

با استفاده از داده های نقطه شماری و بر اساس دیاگرام Folk (1980)، نمونه های مورد مطالعه اغلب در محدوده کوارتز آرنایت (۶۰ درصد نمونه ها) و ساب آركوز (۴۰ درصد نمونه ها) قرار گرفته اند (شکل ۴). از لحاظ بافتی نمونه های مورد مطالعه اغلب دانه متوسط هستند و جورشدگی متوسط تا خوب نشان می دهند. میزان کوارتز در نمونه ها از ۹۰ تا ۹۷ درصد (به طور متوسط ۹۵ درصد) کل دانه ها را شامل می شود. کوارتز تک بلوری با خاموشی مستقیم بیشتر از کوارتزهای با خاموشی موجی هستند (شکل ۵). کوارتزهای چند بلوری نیز به میزان اندک در نمونه ها مشاهده شده است (شکل ۵- A). فلدسپات ها تماماً از نوع فلدسپات پتاسیم دار ارتوز و میکروکلین (شکل ۵- B) هستند و از ۳ تا ۹ درصد متغیر هستند (میانگین ۵ درصد). بر اساس مطالعات صورت گرفته هیچ گونه خرده سنگی نیز در ماسه سنگ ها مشاهده نشده است. اجزای فرعی مشخص شده در ماسه سنگ های مورد مطالعه نیز به میزان کم

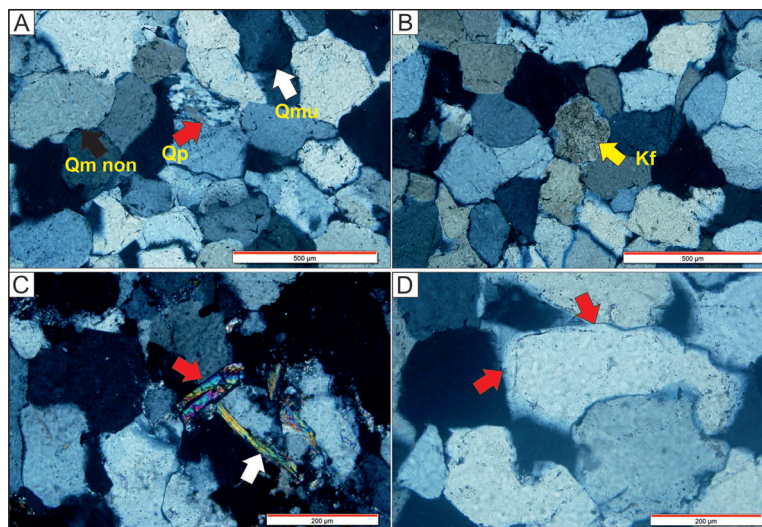
مسکوویت و کانی های سنگین زیرکن و تورمالین می باشد (شکل ۵- C). سیمان در ماسه سنگ ها، اکثراً از نوع سیمان رورشدی کوارتز (شکل ۵- D) و سیمان کلسیتی و در موارد معدود سیمان دولومیتی می باشد.

۵- ژئوشیمی

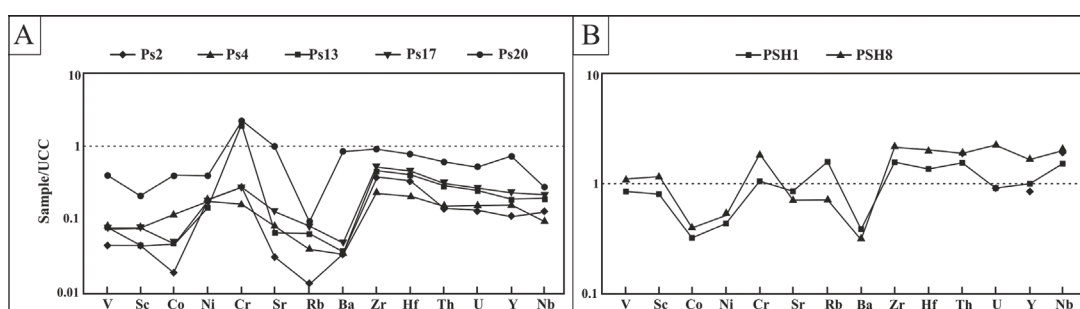
نتایج حاصل از آنالیز عناصر اصلی و کمیاب در جدول ۲ نشان داده شده است. همان طور که در جدول ۲ مشاهده می شود میزان SiO₂ در ماسه سنگ های مورد مطالعه از ۶۵/۸۶ تا ۹۸/۳۳ درصد و در شیل های مورد مطالعه از ۴۴/۸۱ تا ۵۸/۱۸ درصد تغییر می نماید. Al₂O₃ در ماسه سنگ ها از ۰/۳۶ تا ۴/۵۶ درصد و در شیل های مورد مطالعه از ۱۷/۵۸ تا ۲۴/۴۲ درصد در تغییر است. میزان Fe₂O₃ در ماسه سنگ ها از ۰/۵ تا ۲/۰۱ درصد تغییر می کند به جز در نمونه PS20 که مقدار این اکسید ۲۳/۹۷ می باشد و در شیل ها

۶۰ پی پی ام است حال آنکه در شیل‌ها مقادیر بالاتری از ۲۰ تا ۲۳ پی پی ام نشان می‌دهد. از میان عناصر لیتوفیل درشت یون مانند روییدیم، استرانسیم و باریم، عنصر استرانسیم در ماسه‌سنگ‌های برش مورد مطالعه از ۱۵ تا ۱۰۴ پی پی ام (به استثناء نمونه ps20 با مقدار نیکل ۱۵۴۷ پی پی ام) و در شیل‌ها از ۲۴۳ تا ۳۰۲ پی پی ام در تغییر است. برای مقایسه میزان عناصر کمیاب در نمونه‌های سازند ایلانقره با پوسته قاره‌ای بالایی، از نمودارهای عنکبوتی استفاده شده است (شکل ۶). زیرکنیم، هافنیم و توریم در ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه مقادیر نسبتاً کمتری را در مقایسه با مقادیر پوسته قاره‌ای بالایی نشان می‌دهند حال آنکه مقدار این عناصر در شیل‌ها بیشتر از مقادیر پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1985) است. کبالت و نیکل در تمامی نمونه‌های مورد مطالعه تهی‌شدگی نشان می‌دهند. اسکاندیم و وانادیم در ماسه‌سنگ‌های آنالیز شده تهی‌شدگی نشان می‌دهند حال آنکه در شیل‌های مورد مطالعه مقادیری مشابه پوسته قاره‌ای بالایی نشان می‌دهند.

از ۴/۱۸ تا ۴/۷۷ متغیر است. ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه از لحاظ K_2O مقادیری از ۰/۰۹ تا ۰/۹ درصد را شامل می‌شوند حال آنکه این اکسید در شیل‌های مورد مطالعه از ۲/۱۱ تا ۴/۵۷ درصد متغیر است. سایر اکسیدها در نمونه‌های ماسه سنگی و شیلی از مقادیر کمتری برخوردار هستند. بررسی نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که از میان عناصر کمیاب با قدرت میدان بالا (High Field Strength Elements)، عنصر زیرکنیم در نمونه‌های ماسه سنگی مورد مطالعه از ۱۲۸ تا ۷۵۷ پی پی ام در تغییر می‌باشد و در شیل‌های مورد مطالعه از ۳۰۳ تا ۴۱۳ پی پی ام در تغییر است. میزان هافنیم نیز در ماسه سنگ‌ها از ۳/۴ پی پی ام تا ۱۹/۲ پی پی ام و در شیل‌های مورد مطالعه از ۷/۹ پی پی ام تا ۱۱/۷ پی پی ام تغییر می‌نماید. از میان عناصر فرعی حدواسط، عنصر وانادیم در برش مورد مطالعه از ۸ تا ۱۷ پی پی ام (به جز در نمونه Ps20 که مقدار این عنصر ۱۵۶ پی پی ام می‌باشد) و در شیل‌ها از ۹۱ تا ۱۱۷ پی پی ام در تغییر است و نیکل در ماسه‌سنگ‌های برش پیراسحاق دارای مقادیری از ۲۰ تا



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپ پلاریزان از ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره. (A) کوارتزهای تک بلوری با خاموشی مستقیم (پیکان سیاه رنگ) و موجی (پیکان سفید رنگ). پیکان قرمز رنگ نیز یک نمونه از کوارتزهای چند بلوری را در این ماسه‌سنگ‌ها نشان می‌دهد؛ (B) نمونه‌ای از فلدسپات‌های پتاسیم دار موجود در ماسه‌سنگ‌های سازند ایلانقره؛ (C) نمونه‌ای از اجزای فرعی ماسه‌سنگ‌های سازند ایلانقره، مسکوویت (پیکان سفید رنگ) و کانی سنگین (پیکان قرمز رنگ)؛ (D) سیمان رورشدی کوارتز در اطراف کوارتزهای سازند ایلانقره (تمامی تصاویر در نور xpl).

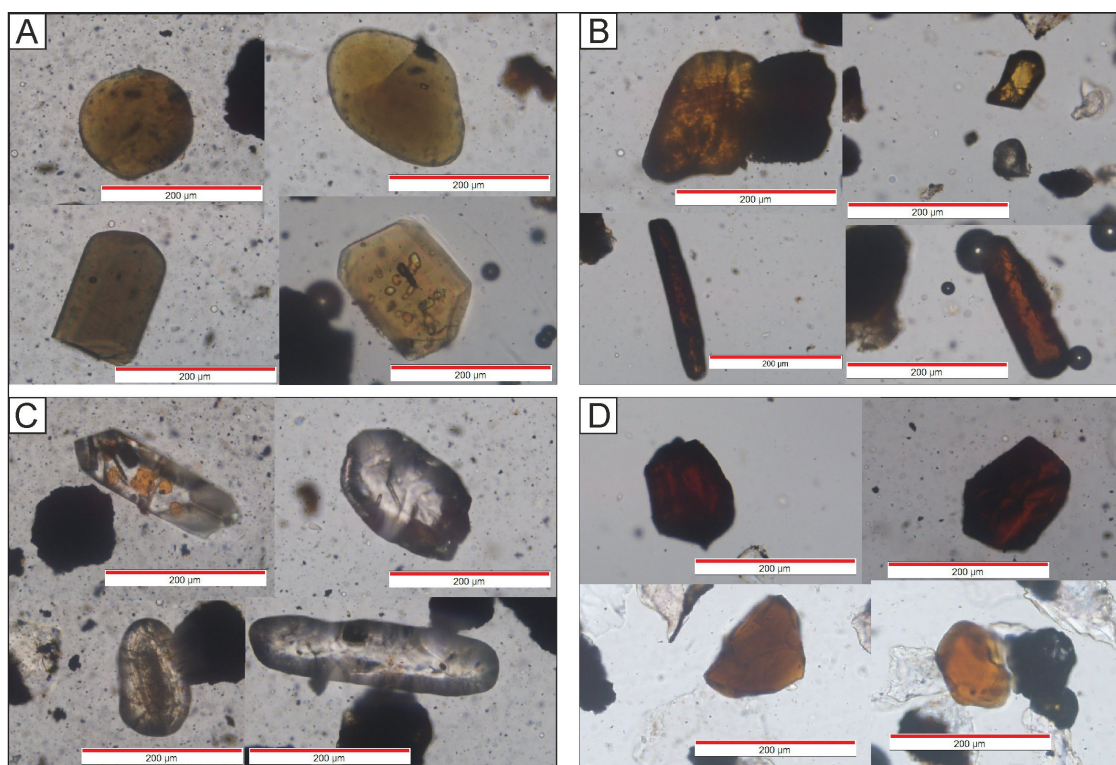


شکل ۶- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب: (A) ماسه سنگ‌ها و (B) شیل‌های سازند ایلانقره در برش پیر اسحاق که نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی به‌نجار شده‌اند.

۶- مجموعه کانی سنگین

مقادیر درصدی کانی‌های سنگین شمارش شده در ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره در جدول ۳ نشان داده شده است. بر این اساس مشخص شده است که کانی‌های سنگین موجود در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه از نوع تورمالین، روتیل و زیرکن هستند که کانی‌های سنگین بسیار پایدار به شمار می‌روند (شکل‌های A-۷ تا C). از سایر کانی‌هایی که به میزان بسیار کم در ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره مشاهده شده‌اند می‌توان به کروم اسپینل و بیوتیت اشاره نمود (شکل‌های D-۷). در بین کانی‌های سنگین غالب در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه، تورمالین مقادیر بیشتری را شامل می‌شود و روتیل و زیرکن به ترتیب فراوانی بعدی را دارا هستند (جدول ۳). اکثر کانی‌های سنگین (تورمالین، روتیل و زیرکن) مورد مطالعه، گرد شده هستند اما در بین تورمالین‌ها نمونه‌های منشوری نیز مشاهده شده است و همچنین زیرکن‌های شکل‌دار نیز به میزان کم مشاهده شده‌اند (شکل ۷). فرایندهایی همچون هوازدگی شیمیایی، جورشدگی هیدرولیکی در طی حمل و نقل، و دیاژنز

مقادیر درصدی کانی‌های سنگین شمارش شده در ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره در جدول ۳ نشان داده شده است. بر این اساس مشخص شده است که کانی‌های سنگین موجود در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه از نوع تورمالین، روتیل و زیرکن هستند که کانی‌های سنگین بسیار پایدار به شمار می‌روند (شکل‌های A-۷ تا C). از سایر کانی‌هایی که به میزان بسیار کم در ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره مشاهده شده‌اند می‌توان به کروم اسپینل و بیوتیت اشاره نمود (شکل‌های D-۷). در بین کانی‌های سنگین غالب در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه، تورمالین مقادیر بیشتری را شامل می‌شود و روتیل و زیرکن به ترتیب فراوانی بعدی را دارا هستند (جدول ۳). اکثر کانی‌های سنگین (تورمالین، روتیل و زیرکن) مورد مطالعه، گرد شده هستند اما در بین تورمالین‌ها نمونه‌های منشوری نیز مشاهده شده است و همچنین زیرکن‌های شکل‌دار نیز به میزان کم مشاهده شده‌اند (شکل ۷). فرایندهایی همچون هوازدگی شیمیایی، جورشدگی هیدرولیکی در طی حمل و نقل، و دیاژنز



شکل ۷- تصاویر میکروسکوپ پلاریزان از کانی‌های سنگین مطالعه شده. A) تورمالین‌های گرد شده (دو تصویر بالا) و نمونه‌هایی از تورمالین‌های نیمه گرد شده تا منشوری (دو تصویر پایین)؛ B) نمونه‌هایی از روتیل‌های گرد شده (بالا سمت چپ)، روتیل نیمه منشوری تا نیمه گرد شده (بالا سمت چپ) و دو نمونه از روتیل‌های میله‌ای نیمه گرد شده (دو نمونه پایین)؛ C) نمونه زیرکن منشوری (بالا سمت چپ) و نمونه زیرکن نیمه گرد شده (بالا سمت راست)، دو نمونه زیرکن گرد شده (دو تصویر پایین)؛ D) دو نمونه از کروم اسپینل‌های مشاهده شده (بالا) و دو نمونه بیوتیت (پایین) در ماسه سنگ‌های مطالعه شده (تمامی تصاویر در نور ppl).

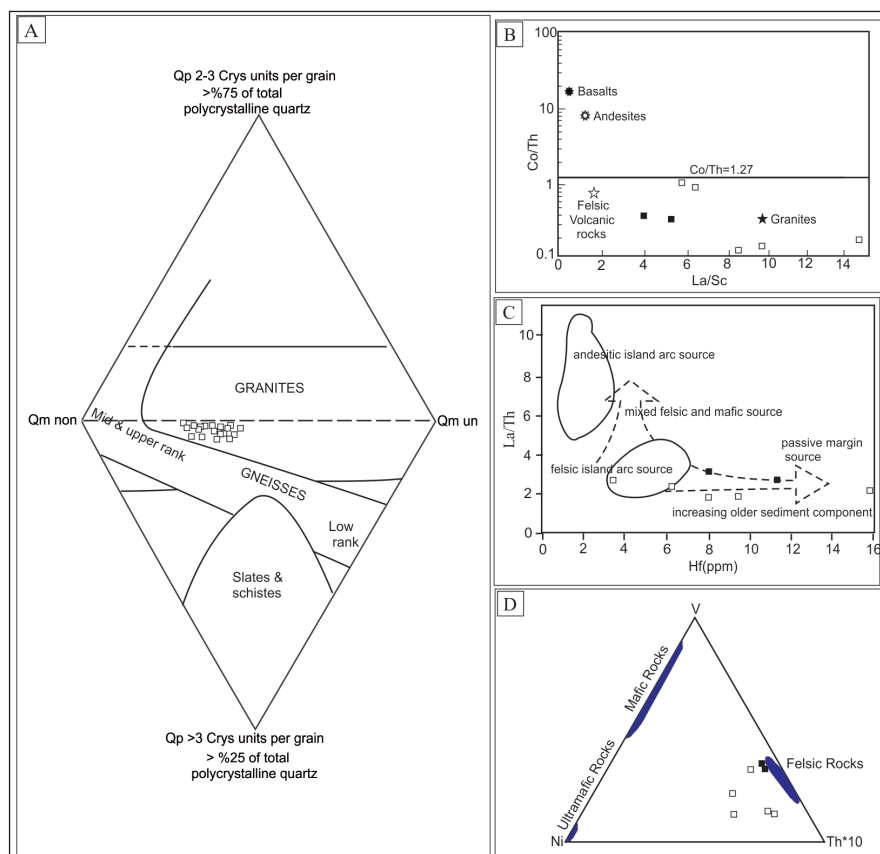
۷- تعیین سنگ مادر

اساس نمودار Tortosa et al. (1991) سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره از نوع آذرین پلوتونیک تعیین شده است (شکل ۸- A). ژئوشیمی عناصر کمیاب از جمله عناصری همانند Cr، Sc، Th و Co به دلیل اینکه در طول فرایندهای رسوبی از جمله دیاژنز و هوازدگی، کمتر تحت تاثیر قرار می‌گیرند برای تعیین سنگ مادر رسوبات بسیار مهم هستند (McLennan et al., 2003; Armstrong-Altrin et al., 2004).

با توجه به بلوغ بالای ماسه سنگ‌های سازند ایلاتقره، در نظر گرفتن خصوصیات دانه‌های کوارتز می‌تواند یکی از مهم‌ترین فاکتورهای تعیین کننده خاستگاه برای نمونه‌های مورد مطالعه باشد. در این پژوهش، از نمودار چهارتایی Tortosa et al. (1991) به منظور بررسی نوع سنگ مادر این ماسه سنگ‌ها استفاده گردیده است. با توجه به فراوانی بودن میزان کوارتزهای تک بلوری در نمونه‌ها و بر

در محدوده منشأهای جزایر کماتی فلسیک تا رسوبات چرخه مجدد قرار می‌گیرند (شکل ۸-۱۰). علاوه بر این، پلات داده‌های V, Ni و Th*10 در دیاگرام مثلی (Bracciali et al., 2007) نیز تأییدی بر سنگ مادر فلسیک رسوبات سازند ایلاتقره است (شکل ۸-۱۰). فراوانی کانی‌های زیرکن، تورمالین و روتیل بسیار گرد شده در نمونه‌های مورد مطالعه می‌تواند در ارتباط با وجود سنگ‌های آذرین اسیدی در منطقه منشأ این ماسه‌سنگ‌ها باشد هر چند چرخه مجدد رسوبی را نیز تداعی می‌نماید. با اینحال وجود مقادیر کمتری از زیرکن و تورمالین‌های شکل‌دار نیز می‌تواند ورود آواری‌ها را از یک سنگ بستر تازه به عنوان سنگ مادر این ماسه‌سنگ‌ها نشان دهد.

عناصر Th و La فراوانی بیشتری در سنگ‌های فلسیک دارند حال آنکه Co و Sc و همچنین Cr در سنگ‌های مافیک فراوانی بیشتری نشان می‌دهند (Armstrong-Altrin et al., 2004). با استفاده از دیاگرام La/Sc در مقابل Co/Th (Gu et al., 2002)، بیشتر نمونه‌های ماسه سنگی و شیلی سازند ایلاتقره مقادیر کم Co/Th بین ۰/۱ تا ۱/۲ را نشان می‌دهند که مربوط به سنگ مادرهای اسیدی می‌باشد (شکل ۸-۱۰). نسبت بالای La/Th و مقادیر کم Hf نشان‌دهنده سنگ مادرهای مافیک و حدواسط می‌باشد (Floyd and Leveridge, 1987). با توجه به میزان نسبت La/Th و مقدار Hf مشخص می‌شود که نمونه‌های سازند ایلاتقره اکثراً



شکل ۸-۱۰ (A) نمودار (Tortosa et al., 1991) به منظور تعیین سنگ مادر ماسه‌سنگ‌های سازند ایلاتقره؛ (B) دیاگرام دوتایی (Gu et al., 2002) بر اساس نسبت La/Sc در مقابل Co/Th نمونه‌های مورد مطالعه در نزدیکی سنگ‌مادرهای اسیدی قرار گرفته‌اند؛ (C) دیاگرام دوتایی (Floyd and Leveridge, 1987) بر اساس نسبت La/Th در مقابل Hf نمونه‌های سازند ایلاتقره در محدوده سنگ مادرهای فلسیک تا رسوبات چرخه مجدد قرار گرفته‌اند؛ (D) دیاگرام مثلی V-Ni-Th*10 (Bracciali et al., 2007) نشان‌دهنده سنگ مادر اسیدی برای نمونه‌های سازند ایلاتقره می‌باشد.

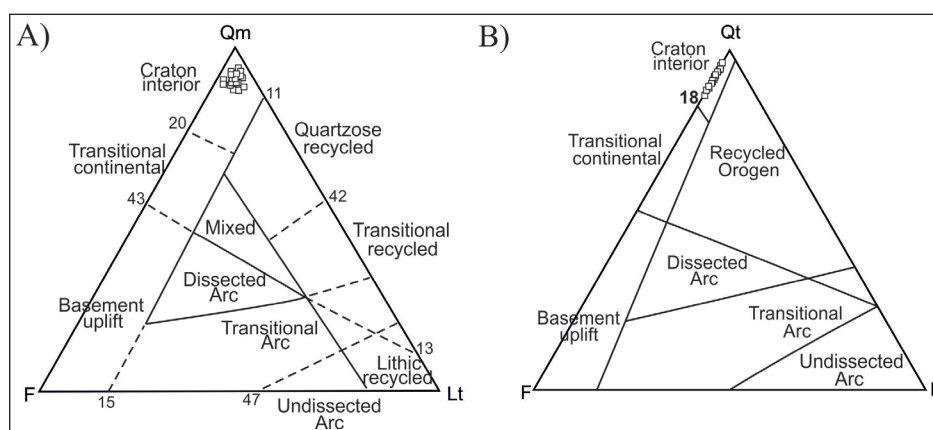
۸- جایگاه تکتونیکی

برای تفسیر در مورد تفکیک تکتونیکی مناطق منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند ایلاتقره، نتایج حاصل از نقطه شماری آنها بر روی دیاگرام‌های QtFL و QmFLt (Dickinson et al., 1983) پلات شده‌اند. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کراتون‌های پایدار قرار گرفته‌اند (شکل ۹). چنین مناطق کراتونی، منعکس کننده ماسه‌سنگ‌های بسیار بالغ مشتق شده از مناطق منشأ گرانیتوئیدی و گنایسی کم ارتفاع می‌باشند. در این مطالعه همچنین درصد عناصر اصلی به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی مورد استفاده قرار گرفته است (Roser and Korsch, 1986).

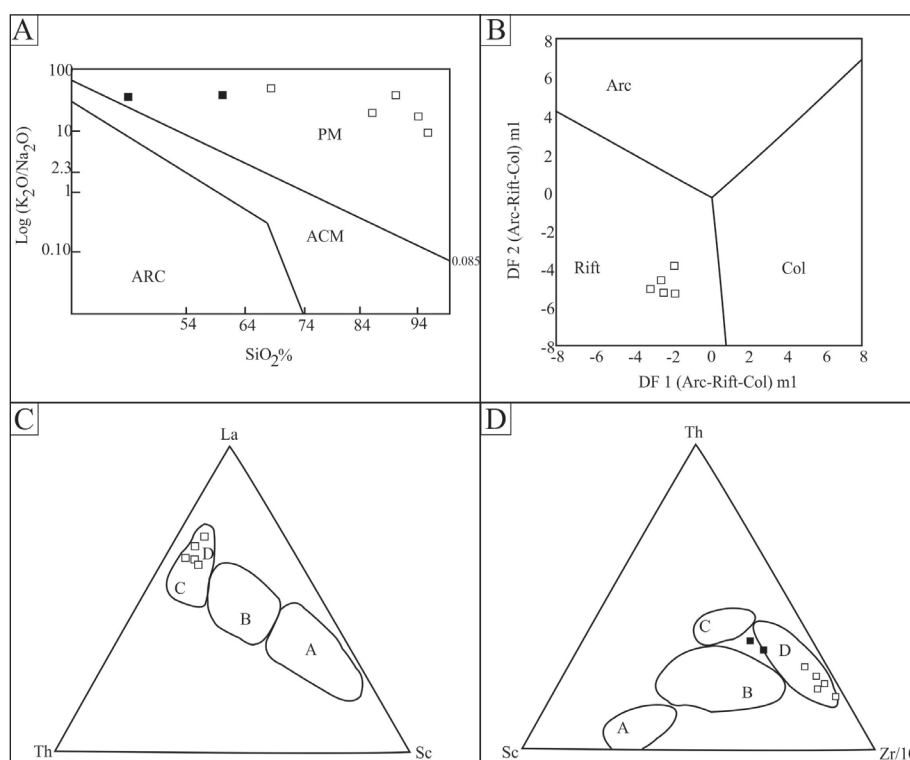
برای تفسیر در مورد تفکیک تکتونیکی مناطق منشأ ماسه‌سنگ‌های سازند ایلاتقره، نتایج حاصل از نقطه شماری آنها بر روی دیاگرام‌های QtFL و QmFLt (Dickinson et al., 1983) پلات شده‌اند. بر این اساس نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کراتون‌های پایدار قرار گرفته‌اند (شکل ۹). چنین مناطق کراتونی، منعکس کننده ماسه‌سنگ‌های بسیار بالغ مشتق شده از مناطق منشأ گرانیتوئیدی و گنایسی کم ارتفاع می‌باشند. در این مطالعه همچنین درصد عناصر اصلی به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی مورد استفاده قرار گرفته است (Roser and Korsch, 1986).

مشخص گردیده است. بر اساس دیاگرام‌های نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ریفتی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۰- B). عناصر کمیاب به جهت عدم تحرکشان در تفکیک مناطق منشأ و جایگاه‌های تکتونیکی نقش مهمی را ایفا می‌نمایند (McLennan et al., 2003). Bhatia and Crook (1986) از لانتانیم، توریم، اسکاندیم و زیرکیم در قالب دیاگرام‌های مثلثی به منظور تفکیک جایگاه‌های تکتونیکی استفاده کردند. در دیاگرام‌های مثلثی La-Th-Sc و Th-Sc-Zr/10 با توجه به مقادیر این عناصر در ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره، این نمونه‌ها اکثراً در محدوده حاشیه قاره‌ای غیر فعال قرار می‌گیرند (شکل‌های ۱۰- C و D).

سنگین موجود در ماسه سنگ‌ها نیز می‌توان جایگاه‌های تکتونیکی را از هم تفکیک نمود. بر این اساس کانی‌های سنگین گروه (MF) شامل الیون، تمامی پیروکسن‌ها و هورنبلندها مربوط به جزایر کمائی، گروه (MT) شامل آمفیبول، گروه اپیدوت و گارنت مربوط به حاشیه فعال قاره‌ای و گروه (GM) شامل زیرکن، تورمالین، مونازیت و روتیل مربوط به حاشیه غیر فعال قاره‌ای می‌باشند. با توجه به درصد بالای تورمالین، زیرکن و روتیل در ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره مشخص می‌شود که این ماسه سنگ‌ها اکثراً از گروه GM تشکیل شده‌اند و ویژگی‌های حاشیه‌های غیر فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.



شکل ۹- تعیین خاستگاه تکتونیکی ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره بر اساس نمودارهای (Dickinson et al. (1983).



شکل ۱۰- نمودار (A) در مقابل نسبت لگاریتمی K_2O/Na_2O (Roser and Korsch (1986) که نشان دهنده جایگاه تکتونیکی غیر فعال قاره‌ای برای ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره می‌باشد؛ (B) نمودار تفکیکی (Verma and Armstrong-Altrin (2013 جهت تفکیک جایگاه‌های تکتونیکی ریفتی، برخوردی و کمان ولکانیکی؛ (C) دیاگرام مثلثی La-Th-Sc (Bhatia and Crook, 1986)؛ (D) دیاگرام مثلثی Th-Sc-Zr/10 (Bhatia and Crook, 1986) که نشان دهنده جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره در محدوده حاشیه‌های قاره‌ای غیر فعال می‌باشد.

۹- کاربرد در جغرافیای قدیمه

مطالعات اخیر در مناطق مختلف زون‌های رسوبی ساختاری ایران بر روی نهشته‌های دونین (Zand-Moghadam et al., 2013; Aharipour et al., 2010) و موقعیت جغرافیای قدیمه ایران در پالتوزونیک (Stampfli and Borel, 2003) و فراوانی گرانیتهای نوپروتروزونیک تا اوایل کامبرین (کادومین) در ایران و سایر مناطق مثل توراید و ایریا (Shafaii Moghaddam et al., 2017) نشان می‌دهد که سرزمین ایران و منطقه آذربایجان به همراه صفحه ترکیه و بخش اعظمی از کشورهای خاور میانه در حاشیه شمال غربی ابرقاره گندوانا و متصل به صفحه آفریقا-عربی در ساحل جنوبی اقیانوس پالتوتیس و در عرض نزدیک به ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته است. بیشتر مطالعاتی که تاکنون انجام گرفته است رسوب گذاری در دریاهای کم عمق ساحلی و در جایگاه حاشیه غیر فعال قاره‌ای را برای رسوبات دونین ایران و خاورمیانه نشان داده است (Berberian and King, 1981; Al-Juboury and Al-Hadidy, 2009). اکثر ماسه سنگ‌های مطالعه شده در مناطق مختلف خاورمیانه و بخش‌های مختلف ایران نشان دهنده ترکیب غالب کوارتزآرنایتی برای ماسه سنگ‌های دونین می‌باشد (Zand-Moghadam et al., 2013; Zoleikhaei et al., 2015; Bassis et al., 2016). نتایج مطالعه حاضر بر اساس داده‌های پتروگرافی، ژئوشیمی و مجموعه کانی‌های سنگین ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره در برش پیراسحاق، وجود یک سنگ مادر آذرین فلسیک و جایگاه تکتونیکی ریفتی را برای این ماسه سنگ‌ها تأیید نموده است. مطالعات ژئوشیمیایی همچنین تأثیر چرخه مجدد رسوبی را در این ماسه سنگ‌ها تأیید نموده است. چنین نتایجی در مطالعات صورت گرفته بر روی نهشته‌های دونین در سایر نقاط ایران از جمله البرز (حسینی و همکاران، ۱۳۹۸) و ایران مرکزی (Zand-Moghadam et al., 2013) نیز مشاهده شده است. وجود چرخه مجدد رسوبی در تأمین رسوبات سازند ایلانقره به‌ویژه با مطالعه کانی‌های سنگین موجود در این ماسه سنگ‌ها (زیرکن، تورمالین و روتیل بسیار گردشده و اندیس ZTR بالا) تأیید شده است. مطالعات ژئوشیمیایی کل سنگ و بررسی کانی‌های سنگین (زیرکن، تورمالین و روتیل بسیار گردشده) در سازندهای با سن دونین مانند سازند پادها در البرز، ایران مرکزی و سازند زاگین در نیز وجود چرخه مجدد رسوبی از سازندهای قدیمی تر مانند سازند میلادر اثر کوهزایی هرسی نین را در تأمین رسوبات اثبات نموده است (Zand-Moghadam et al., 2013; Zoleikhaei et al., 2015). سن سنجی دانه‌های زیرکن آواری ماسه سنگ‌های دونین سازند پادها (Shafaii Moghaddam et al., 2017) نیز ورود رسوبات از طریق چرخه مجدد رسوبی سازندهای قدیمی تر را در تأمین رسوبات سازند پادها موثر می‌داند. با وجود اینکه کانی‌های سنگین زیرکن، تورمالین و روتیل بسیار گردشده یکی از دلایل وجود چرخه مجدد رسوبی در ماسه سنگ‌ها می‌تواند در نظر گرفته شود با این حال هوازنگی شدید در منطقه منشأ و حمل طولانی و حمل مجدد در طی ته نشست نیز می‌تواند از دلایل وجود چنین کانی‌هایی در ماسه سنگ‌ها باشد (Bassis et al., 2016). بدین ترتیب نمی‌توان به‌طور قطع این ترکیب بسیار پایدار کانی سنگین را تنها به چرخه مجدد رسوبی در زمان دونین برای تأمین آواری‌های سازند ایلانقره ارتباط داد و حمل و نقل طولانی و حمل مجدد در طی ته نشست را نیز بایستی برای ایجاد چنین ترکیبی موثر دانست (Zand-Moghadam et al., 2013). وجود گسل‌های مختلف مورب لغز نرمال (strike-slip) در حوضه ریفتی پالتوتیس در زمان‌های اردوویسین تا دونین را سبب بالاآمدگی و فرورفتگی‌های مشخص نزدیک به یکدیگر (block faulting) می‌داند و فرسایش هر قطعه بالا آمده (با ترکیب آذرین فلسیک) از عوامل موثر در تأمین رسوبات در زمان دونین در ایران مرکزی و البرز در نظر گرفته می‌شود که سن سنجی زیرکن‌های آواری در ماسه سنگ‌های سازند پادها در البرز شرقی و وجود مقادیر زیادی زیرکن‌های با سن ۵۰۰ میلیون سال در این ماسه سنگ‌ها، فرسایش بستر گرانیتهی کادومین را در تأمین رسوبات سازند پادها در دونین البرز اثبات نموده است. لذا وجود سنگ مادر

آذرین فلسیک و حضور دانه‌های زیرکن و تورمالین آواری شکل دار در بین دانه‌های بسیار گرد شده موجود در ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره نیز می‌تواند به دلیل وجود خاستگاه مشترک پی سنگ بالاآمده کادومین و چرخه مجدد رسوبی سازندهای قدیمی تر مانند سازند میلا برای سازند ایلانقره باشد. با توجه به مطالعات پتروگرافی و نقطه شماری صورت گرفته در این پژوهش و استفاده از دیاگرام‌های QtFt و QmFt (Dickinson et al., 1983)، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کراتون‌های پایدار قرار گرفته‌اند که عموماً منعکس کننده ماسه سنگ‌های بسیار بالغ مشتق شده از مناطق منشأ گرانیتهی و یا گنایسی کم ارتفاع می‌باشند (Dickinson et al., 1983). پتروگرافی کوارتزهای مورد مطالعه نیز یک سنگ منشأ گرانیتهی را اثبات نموده است که با نتایج مطالعات ژئوشیمی کل سنگ نیز همخوانی دارد. این که آیا ورود رسوب از منشأ کراتون‌های پایدار را نیز می‌توان به عنوان منشأ سوم برای رسوبات سازند ایلانقره در نظر گرفت کمی نیاز به مطالعات بیشتر دارد به‌خصوص با توجه به محیط رسوبی ساحلی رسوبات سازند ایلانقره (Wendt et al., 2005) که امکان تغییر داده‌های نقطه شماری را از محدوده چرخه مجدد و پی سنگ بالاآمده به محدوده کراتون‌های پایدار را ممکن می‌نموده است. با اینحال پاسخ دقیق به این پرسش نیازمند وجود داده‌های سن سنجی زیرکن‌های آواری در ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره است. اما بررسی داده‌های سن سنجی دانه‌های زیرکن آواری ماسه سنگ‌های دونین زیرین-میانی سازند پادها (Shafaii Moghaddam et al., 2017) در البرز وجود مقادیر کمتری از زیرکن‌هایی با سن ۶۰۰ میلیون سال مربوط به سنگ‌های گرانیتهی کراتون عربستان را نیز به عنوان یکی از خاستگاه‌های فرعی تر سازند پادها در زمان دونین تأیید نموده است. با توجه به پیوستگی ایران، البرز و منطقه آذربایجان در زمان دونین در حاشیه شمالی ابر قاره گندوانا و با توجه به جغرافیای قدیمه منطقه مورد مطالعه در زمان دونین، می‌توان کراتون عربی را نیز به عنوان یک منشأ فرعی برای ورود رسوبات سازند ایلانقره در نظر گرفت. در نهایت با وجود مطالعات ترکیبی پتروگرافی، ژئوشیمی و کانی‌های سنگین بر روی ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره، ترکیبی از یک خاستگاه پی سنگ بالاآمده در فاصله نزدیک، چرخه مجدد رسوبی از سازندهای قدیمی تر و به‌صورت جزئی تر ورود رسوب از کراتون عربی را در تأمین آواری‌های سازند ایلانقره در نظر گرفت. با اینحال مطالعات سن سنجی زیرکن در این ماسه سنگ‌ها به همراه ژئوشیمی کانی‌های سنگین تورمالین و روتیل می‌تواند شواهد دقیق تری را از وضعیت خاستگاه ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره به‌دست دهد.

۱۰- نتیجه گیری

بررسی‌های پتروگرافی، ژئوشیمی عناصر کمیاب و مجموعه کانی‌های سنگین بر روی ماسه سنگ‌ها و شیل‌های سازند ایلانقره در برش پیراسحاق نشان دهنده این است که این نهشته‌ها احتمالاً از یک سنگ مادر آذرین فلسیک مشتق شده‌اند. وجود سنگ مادر آذرین فلسیک و حضور دانه‌های زیرکن و تورمالین آواری شکل دار در بین دانه‌های بسیار گرد شده موجود در ماسه سنگ‌های سازند ایلانقره نشان از فرسایش قطعات بالاآمده پی سنگ ایران (کادومین) در حوضه ریفتی پالتوتیس در زمان‌های اردوویسین تا دونین (با ترکیب آذرین فلسیک) به عنوان یکی از عوامل موثر در تأمین رسوبات سازند ایلانقره دارد و چرخه مجدد رسوبات احتمالاً در اثر کوهزایی هرستین به عنوان منشأ دیگر این رسوبات بوده است. این موضوع با مجموعه کانی‌های سنگین زیرکن، تورمالین و روتیل بسیار گرد شده موجود در این ماسه سنگ‌ها نیز تأیید می‌گردد. داده‌های ترکیبی پتروگرافی، ژئوشیمی و کانی‌های سنگین همچنین تأیید کننده خاستگاه کراتونی برای این ماسه سنگ‌ها می‌باشد. بر اساس این مطالعات، می‌توان ترکیبی از یک خاستگاه پی سنگ بالاآمده در فاصله نزدیک و چرخه مجدد رسوبی از سازندهای قدیمی تر را به عنوان منشأ اصلی و ورود رسوب از کراتون عربی را به عنوان منشأ فرعی تر در تأمین رسوبات سازند ایلانقره در نظر گرفت.

کتابنگاری

- اسکویی، ا. و حاج علیلو، ب.، ۱۳۷۴- نقشه زمین شناسی برش قره ضیالددین، مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین شناسی کشور.
- حجازی، ح.، آدابی، م. ح. و موسوی حرمی، ر.، ۱۳۹۰- برخاستگاه ماسه سنگ های ژئوتین-فرازین در مقطع موه تیزی (شمال خاور کرمان)، ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، شماره ۷۹، صفحه ۱۵۷-۱۶۴.
- حسینی، م.، جعفرزاده، م.، طاهری، ع. و زندمقدم، ح.، ۱۳۹۸- پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ های رسوبی سیلیسی- آواری سازند پادها در برش خوش ییلاق، البرز شرقی، کاربردی برای تحلیل خاستگاه، مجله پژوهش های چینه نگاری و رسوب شناسی، دوره ۳۵، شماره ۲، صفحه ۱-۲۴.
- زندمقدم، ح.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و باوی، ه.، ۱۳۹۳- کاربرد کاندولومینسانس، ایزوتوپ های پایدار و سیالات در گیر برای شناسایی و تفسیر انواع دولومیت های سازند پادها واقع در بلوک طبس، ایران مرکزی، مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران، شماره ۴، صفحه ۶۳۱-۶۴۶.
- شرقی، م.، موسوی حرمی، ر.، محبوبی، ا. و جعفرزاده، م.، ۱۳۹۷- پتروگرافی و ژئوشیمی ماسه سنگ های سازند جیرو در البرز مرکزی، کاربرد در تعیین خاستگاه و جایگاه زمین ساختی، دو فصلنامه رسوب شناسی کاربردی، دوره ۶، شماره ۱۲، صفحه ۱-۲۴. <http://dx.doi.org/10.22071/GSJ.2017.78582.1047>

References

- Aharipour, R., Moussavi, M. R., Mosaddegh, H. and Mistiaen, B., 2010- Facies features and paleoenvironmental reconstruction of the Early to Middle Devonian syn-rift volcano-sedimentary succession (Padeha Formation) in the Eastern-Alborz Mountains, NE Iran. *Facies* 56: 279-294, <https://doi.org/10.1007/s10347-009-0200-x>.
- Alavi, M. and Bolourchi, M. H., 1973- Explanatory text of the Maku Quadrangle map, Geological Survey of Iran, No.
- Al-Juboury, A. I. and Al-Hadidy, A. H., 2009- Petrology and depositional evolution of the Paleozoic rocks of Iraq. *Marine and Petroleum Geology* 26(2): 208-231, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.11.001>.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1007/s11631-013-0611-9>.
- Bassis, A., Hinderer, M. and Meinhold, G., 2016- New insights into the provenance of Saudi Arabian Palaeozoic sandstones from heavy mineral analysis and single-grain geochemistry. *Sedimentary Geology* 333: 100-114, <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.12.009>.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences* 18: 210-265, <http://dx.doi.org/10.1139/e81-019>.
- Bhatia, M. R. and Crook, K. A. W., 1986- Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 92: 181-193, <http://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>.
- Bracciali, L., Marroni, M., Pandolfi, L., Rocchi, S., Arribas, J., Critelli, S. and Johnsson, M. J., 2007- Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins. In: Arribas, J., Johnsson, M. J., and Critelli, S. (eds.) *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*. Geological Society of America, Special Papers: 420, 73, [http://dx.doi.org/10.1130/2006.2420\(06\)](http://dx.doi.org/10.1130/2006.2420(06)).
- 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, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<222:PONAPS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<222:PONAPS>2.0.CO;2)
- Floyd, P. A. and Leveridge, B. E., 1987- Tectonic environment of the Devonian mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones. *Journal of Geological Society of London* 144: 531-542, <https://doi.org/10.1144/gsjgs.144.4.0531>.
- Folk, R. L., 1980- *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Co, Austin, Texas, 182p.
- Gedik, I., 1988- A paleogeographic approach to the Devonian of Turkey. In: Mc Millan, N. J., Embry, A. F. and Glass, D. J. (eds.) *Devonian of the World*, Memoirs of the Canadian Society of Petroleum Geologists 14(1): 557-567.
- Grewingk, C., 1853- Die geognostischen und orographischen Verhaeltniss des noerdlichen Persiens, *Verhandlungen derrussisch-kaiserlichen: St. Petersburg, Mineralogischen Gesellschaft zu St. Petersburg, 1852-1853*.
- 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, <https://doi.org/10.1306/081601720393>
- Hubert, J. F., 1962- A zircon-tourmaline-rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journal of Sedimentary Research* 32(3): 440-450, <https://doi.org/10.1306/74D70CE5-2B21-11D7-8648000102C1865D>
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. 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 pointcounting method. *Journal of Sedimentary Petrology* 54: 103-116, <https://doi.org/10.1306/212F8783-2B24-11D7-8648000102C1865D>.
- Mange, M. A. and Maurer, H. F. W., 1992- *Heavy minerals in colour*, London, Chapman and Hall, 147. <http://dx.doi.org/10.1007/978-94-011-2308-2>.

- McLennan, S. M., Bock, B., Hemming, S. R., Hurowitz, J. A., Lev, S. M. and McDaniel, D. K., 2003- The role of provenance and sedimentary processes in the geochemistry of sedimentary rocks. In: Lentz, D. R. (eds.) *Geochemistry of Sediment and Sedimentary Rocks, Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments*, Geological Association of Canada, Geo text4: 7-31.
- Morton, A. C. and Hallsworth, C. R., 1999- Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. *Sedimentary Geology* 124: 3–29, [http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738\(98\)00118-3](http://dx.doi.org/10.1016/S0037-0738(98)00118-3).
- Morton, A. C., Meinhold, G., Howard, J. P., Phillips, R. J., Strogen, D., Abutarruma, Y., Elgadry, M., Thusu, B. and Whitham, A. G., 2011- A heavy mineral study of sandstones from the eastern Murzuq Basin, Libya: constraints on provenance and stratigraphic correlation. *Journal of African Earth Sciences* 61: 308–330, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2011.08.005>.
- Najafzadeh, A., Jafarzadeh, M. and Moussavi-Harami, R., 2010- Provenance and tectonic setting of Upper Devonian sandstones from Ilanqareh Formation (NW Iran). *Revista mexicana de ciencias geológicas* 27(3): 545-561.
- Nechaev, V. P. and Isphording, W. P., 1993- Heavy mineral assemblages of continental margin as indicators of plate tectonic environments. *Journal of Sedimentary Petrology* 63: 1110–1117, <https://doi.org/10.1306/D4267CB7-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986- Determination of tectonic setting of sandstone–mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. *Journal of Geology* 94: 635–650, <http://dx.doi.org/10.1086/629071>.
- Shafaii Moghaddam, H. S., Li, X. H., Griffin, W. L., Stern, R. J., Thomsen, T. B., Meinhold, G., Aharipour, R. and O'Reilly, S. Y., 2017- Early Paleozoic tectonic reconstruction of Iran, Tales from detrital zircon geochronology. *Lithos* 268: 87-101, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2016.09.008>.
- Stampfli, G. M. and Borel, G. D., 2003- A revised plate tectonic model for the western Tethys from Paleozoic to Cretaceous, In EGS-AGU-EUG Joint Assembly.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 1985- *The Continental Crust, Its Composition and Evolution*. Oxford, Blackwell, 312 p, <https://doi.org/10.1002/gj.3350210116>.
- Tortosa, A., Palomares, M. and Arribas, J., 1991- Quartz grain types in Holocene deposits from the Spanish Central System, some problems in provenance analysis. In: Haughton, P. D. W., Todd, S. P. and Morton, A. C. (eds.) *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society, London, Special Publication 57: 47– 54, <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1991.057.01.05>.
- Verma, S. P. and Armstrong-Altrin, J. S., 2013- New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Pre-Cambrian basins. *Chemical Geology* 355: 117-180, <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.07.014>.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N. and Bavandpurs, A. K., 2005- Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran Part II, Northern and central Iran. *Acta geologica polonica* 55(1): 31-97.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., Mahboubi, A. and Rahimi, B., 2013- Petrography and geochemistry of the Early-Middle Devonian sandstones of the Padeha Formation the north of Kerman, SE Iran, Implication for provenance. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 83: 1-14, <http://hdl.handle.net/2133/4863>.
- Zoleikhaei, Y., Amini, A. and Zamanzadeh, S. M., 2015- Integrated provenance analysis of Zakeen (Devonian) and Faraghan (early Permian) sandstones in the Zagros belt, SW Iran. *Journal of African Earth Sciences* 101: 148-161, <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.09.012>.

Provenance of the siliciclastic deposits of Ilanqareh Formation in the Piresagh section, south of Jolfa, based on the petrography, geochemistry and heavy mineral assemblage

J. Anjerdi¹, M. Jafarzadeh^{2*}, A. Najafzadeh³ and R. Mahari³

¹Ph.D. Student, Department of Geology, Islamic Azad University, Tabriz Branch, Tabriz, Iran

²Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³Assistant Professor, Department of Geology, Islamic Azad University, Tabriz Branch, Tabriz, Iran

Received: 2019 October 26

Accepted: 2020 March 11

Abstract

In this research, a combination of petrography, geochemistry and heavy minerals analysis methods are implemented for investigating the provenance of quartzarenitic and subarkosic sandstones and shale samples of Ilanqareh Formation with Late Devonian age in Azerbaijan, south of Jolfa. Investigation of the quartz types in the studied sandstones, geochemical characteristics of sandstones and shales of Ilanqareh Formation including Al_2O_3/TiO_2 ratio and La/Sc against Co/Th ratios, illustrates that the dominant parent rocks of most of these deposits are granitic igneous ones. The presence of granitic parent rock along with the presence of euhedral zircon and tourmaline among the well-rounded grains indicate the erosion of uplifted blocks of Iranian basement in the rifted basin of Paleotethys as effective factor in providing sediments. However, geochemistry and heavy mineral assemblages confirm the recycling of sediments from older formations as another source of sediment. The petrography, geochemistry and heavy minerals also indicate the craton provenance and passive margin tectonic setting at the deposition time of the Ilanqareh sediments. According to the present study, one can consider a combination of uplifted source rock (Cadomian basement) and sedimentary recycling of older formations as main sources and Arabian craton as a subsidiary source in the supply of detritus of Ilanqareh Formation.

Keywords: Ilanqareh, geochemistry, heavy mineral, provenance, tectonic setting

For Persian Version see pages 205 to 216

*Corresponding author: M. Jafarzadeh; E-mail: m_jafarzadeh@shahroodut.ac.ir