

مقایسه ژئوشیمیایی ماسه سنگ‌های سازند پادها در شمال بلوک‌های طبس و یزد: کاربرد برای جغرافیای دیرینه

فرج الله فردوست^۱، مهدی جعفرزاده^۱، حامد زند مقدم^{۲*}، فاطمه عابدینی مقانکی^۳

۱- استادیار دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر کرمان، کرمان، ایران

۳- کارشناس ارشد دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

*پست الکترونیک: Zand1883@uk.ac.ir

تاریخ پذیرش: ۹۶/۷/۵

تاریخ دریافت: ۹۶/۳/۷

چکیده

به منظور مقایسه سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی (مطالعات خاستگاه) ماسه سنگ‌های سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی در دو بلوک طبس و یزد، دو برش ازبک کوه (شمال بلوک طبس) و درونه (شمال بلوک یزد) انتخاب و نمونه‌برداری شده است. ضخامت سازند پادها در برش ازبک کوه ۴۹۲ متر اندازه‌گیری شده که اغلب از سنگ‌های سیلیسی آواری، دولومیتی و تبخیری تشکیل شده در حالی که در برش درونه، این سازند شامل ۳۱۰ متر سنگ‌های سیلیسی آواری و دولومیتی است. مطالعات پتروگرافی ماسه‌سنگ‌ها در برش ازبک کوه عمدتاً نشان‌دهنده پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایت و ساب لیت آرنایت (ساب چرت آرنایت) است در حالی که ماسه سنگ‌های برش درونه از دو پتروفاسیس کوارتز آرنایت و ساب آرنایت تشکیل شده است. داده‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی و نادر خاکی و مقایسه آن‌ها با پوسته بالایی همراه با نسبت‌های بین برخی از عناصر فرعی از قبیل Th/Sc، La/Co و La/Sc نشان می‌دهد که سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک کوه و درونه از نوع آذرین اسیدی است. همچنین استفاده از نمودار مثلثی Th-La-Sc و Th-La-Sc-Zr/10 نشان داده است که ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه، اکثراً در محدوده غیرفعال قاره‌ای و ماسه‌سنگ‌های برش درونه هم در محدوده فعال قاره‌ای و هم غیرفعال قاره‌ای قرار می‌گیرند. این مطالعات نشان می‌دهند که نهشته‌های مورد مطالعه به سن دونین پیشین - میانی به احتمال در راستای باز شدن اقیانوس پالئوتتیس و حد فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس نهشته شده‌اند.

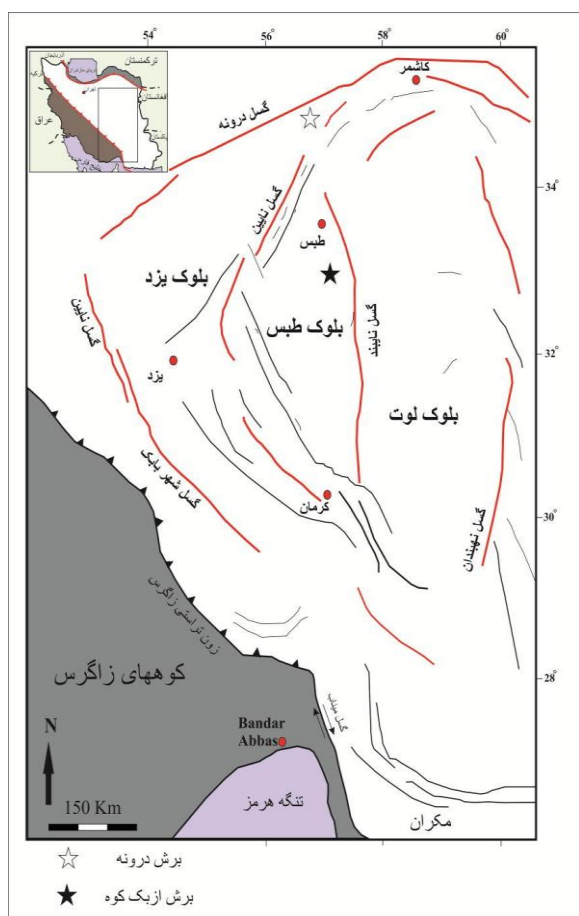
واژه‌های کلیدی: ماسه سنگ؛ ژئوشیمی؛ خاستگاه؛ سازند پادها؛ ازبک کوه؛ درونه.

مقدمه

با سنگ‌شناسی تقریباً مشابه و به صورت گسترده در اکثر نقاط ایران نهشته شده‌اند به طوری که رخنمون‌های این سازند از شمال غرب (البرز غربی و آذربایجان)، شمال شرق (البرز شرقی و بینالود)، مرکز و همچنین شرق و جنوب شرق (طبس و کرمان) ایران گزارش شده است (علوی نائینی، ۱۳۷۲). در بیشتر نقاط کشور، این سازند

در این پژوهش نهشته‌های منسوب به دونین تحت عنوان سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی واقع در ایران مرکزی مورد مطالعه قرار گرفته است (Ruttner *et al.*, 1968, 1970, 2002, 2005). وضعیت و موقعیت صفحه ایران در دوره دونین به گونه‌ای بوده است که رسوبات سازند پادها

مطالعه است که می‌تواند در بازسازی جغرافیای دیرینه حائز اهمیت باشد. کاربرد ژئوشیمی در مطالعات خاستگاه در ارتباط با تمامی عناصر اصلی و فرعی است، اما از آن جا که عناصر فرعی و نادر حاکی از تحرک پذیری و انحلال اندکی در طول فرآیندهای رسوبی برخوردار هستند (McLennan et al., 1993)، در این پژوهش نیز بر روی این عناصر تکیه شده است.



شکل ۱: موقعیت دو برش ازبک کوه و درونه از سازند پادها در دو بلوک طبس و یزد (برگرفته از Nadimi, 2007؛ همراه با تغییرات)

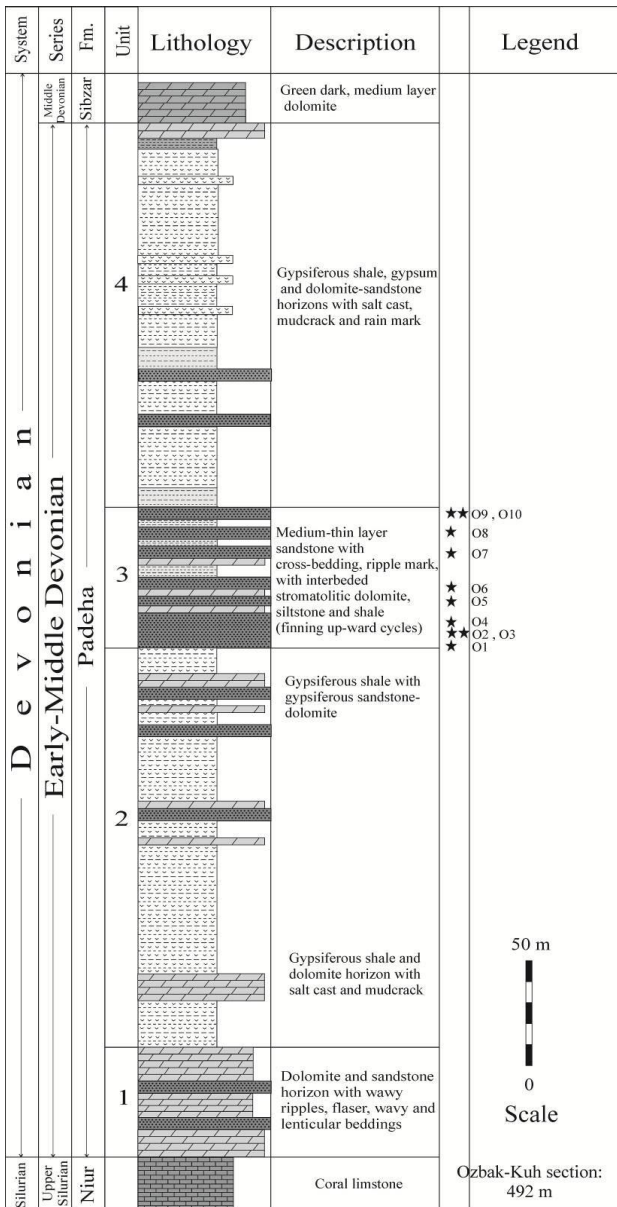
روش مطالعه

جهت مطالعه و مقایسه سازند پادها در دو بلوک طبس و یزد، دو برش ازبک کوه (شمال بلوک طبس) و درونه (شمال بلوک یزد) انتخاب و اندازه‌گیری شده است (شکل ۱). در این پژوهش ابتدا خصوصیات سنگ چینه‌ای این دو برش (شکل ۲ و ۳) با یک دیگر مقایسه شده و در

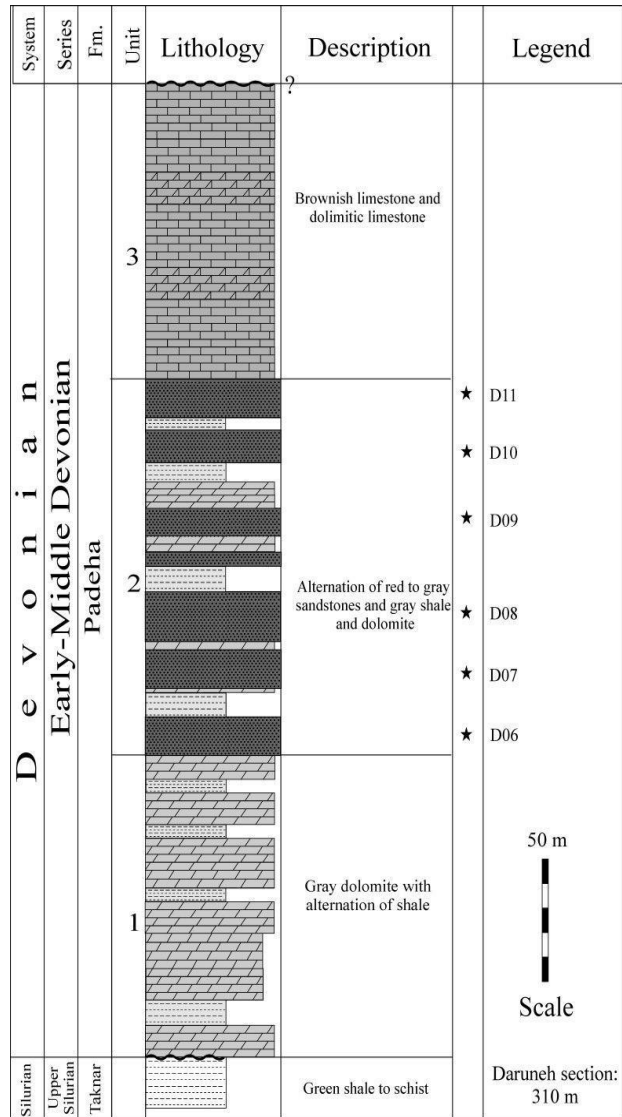
اغلب از ماسه سنگ تشکیل شده است، اما به طور محلی سایر نهشته‌های رسوبی مانند کنگلومرا، گل‌سنگ، دولومیت و تیخیری نیز مشاهده می‌شوند (Aharipour et al., 2010؛ Zand-Moghadam et al., 2013, 2014). بدیهی است که جایگاه تکتونیکی همراه با وضعیت حوضه رسوبی در قالب جغرافیای دیرینه زمان دونین می‌تواند به عنوان مهم‌ترین عوامل تأثیرگذار در تغییرات سنگ شناسی سازند پادها محسوب شوند لذا مطالعه و مقایسه نهشته‌های سازند پادها در سایر نقاط کشور می‌تواند در بازسازی جغرافیای دیرینه دوره دونین نقش به‌سزایی داشته باشد. خرد قاره شرق ایران مرکزی یکی از مناطقی است که در آن سازند پادها از گسترش و تنوع سنگ شناسی بالایی برخوردار است. تاریخچه تکتونیک - رسوب گذاری این ناحیه همراه با چرخش بلوک‌ها در امتداد گسل‌های راست‌گرد پیچیدگی هر چه بیشتر خرد قاره شرق ایران مرکزی نسبت به سایر نقاط ایران شده است. با توجه به تقسیم‌بندی Takin (1972)، خرد قاره شرق ایران مرکزی از شرق به غرب از سه بلوک لوت، طبس و یزد تشکیل شده است که توسط گسل‌هایی با روند شمالی - جنوبی تفکیک شده‌اند (شکل ۱). بعدها سایر محققین (Alavi, 1991؛ آقاباتی، ۱۳۸۵) این منطقه را به زیرپهنه‌ها و بلوک‌های بیشتری تقسیم کرده‌اند. در این پژوهش بر اساس تقسیم‌بندی Takin (1972)، سازند پادها در شمال بلوک‌های طبس (ازبک کوه) و یزد (درونه) مورد بررسی سنگ شناسی و ژئوشیمی در قالب مطالعات خاستگاه قرار گرفته است. خاستگاه رسوبات سیلیسی آواری شامل تمامی عوامل مؤثر در تولید رسوب همراه با فیزیوگرافی و آب و هوای ناحیه منشأ رسوبات است (Weltje & von Eynatten, 2004). در واقع مطالعات خاستگاه بازتاب دهنده تاریخچه تکتونیک - رسوب گذاری رسوبات سیلیسی آواری مورد

سیمان کربناته در آن‌ها مشاهده شده بود (۱۰ نمونه از برش ازبک کوه و ۶ نمونه از برش درونه) جهت انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی انتخاب شدند. برای تعیین ترکیب ژئوشیمی عناصر فرعی و نادر خاکی موجود در آن‌ها پس از خرد و پودر شدن با آسیاب، به آزمایشگاه Acme در ونکوور کانادا ارسال گردیدند.

ادامه ماسه سنگ‌های دو برش مورد مطالعه پتروگرافی و ژئوشیمی قرار گرفته‌اند. ۲۱ نمونه ماسه سنگی از برش ازبک کوه و ۱۵ نمونه ماسه سنگی از برش درونه انتخاب و توسط میکروسکپ پلاریزان مورد مطالعه پتروگرافی قرار گرفتند. با توجه به شمارش نقاط براساس روش گزی - دیکینسون (Ingersol et al., 1984)، اجزای اصلی و فرعی موجود در این ماسه سنگ‌ها شناسایی شده و نام‌گذاری آن‌ها نیز براساس طبقه‌بندی Folk (1980) انجام گردیده است (جدول ۱).



شکل ۲: ستون چینه شناسی سازند پادها در برش ازبک کوه (علامت ستاره محل نمونه‌های انتخابی جهت مطالعات ژئوشیمیایی را نشان می‌دهد)



شکل ۳: ستون چینه شناسی سازند پادها در برش درونه (علامت ستاره محل نمونه‌های انتخابی جهت مطالعات ژئوشیمیایی را نشان می‌دهد)
۱۶ نمونه از ماسه سنگ‌های متوسط دانه که کمترین میزان

جدول ۱: درصد اجزای تشکیل دهنده اصلی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه و درونه که بر اساس داده‌های نقطه شماری محاسبه شده‌اند.

Sample	SECTION	Q	F	RF	Sample	SECTION	Q	F	RF
O1	Ozbak-kuh	82	3	15	O30	Ozbak-kuh	98	2	0
O2	Ozbak-kuh	92	5	3	O31	Ozbak-kuh	96	4	0
O3	Ozbak-kuh	91	6	3	O34	Ozbak-kuh	95	5	0
O4	Ozbak-kuh	47	3	50	D01	Daruneh	95	5	0
O5	Ozbak-kuh	98	2	0	D02	Daruneh	98	2	0
O7	Ozbak-kuh	97	3	0	D03	Daruneh	91	9	0
O9	Ozbak-kuh	94	6	0	D04	Daruneh	96	4	0
O11	Ozbak-kuh	95	5	0	D05	Daruneh	95	5	0
O13	Ozbak-kuh	70	5	25	D06	Daruneh	97	3	0
O14	Ozbak-kuh	96	4	0	D07	Daruneh	94	6	0
O15	Ozbak-kuh	98	2	0	D08	Daruneh	96	4	0
O17	Ozbak-kuh	96	4	0	D09	Daruneh	89	11	0
O20	Ozbak-kuh	94	6	0	D10	Daruneh	91	9	0
O21	Ozbak-kuh	99	1	0	D11	Daruneh	97	3	0
O22	Ozbak-kuh	98	2	0	D12	Daruneh	90	10	0
O25	Ozbak-kuh	96	4	0	D13	Daruneh	92	8	0
O27	Ozbak-kuh	91	9	0	D14	Daruneh	95	5	0
O29	Ozbak-kuh	94	6	0	D15	Daruneh	99	1	0

تشکیل شده است که در این بین، نهشته‌های تبخیری فراوانی بیشتری دارند (شکل ۲). مرز زیرین سازند پادها بر روی نهشته‌های کربناته سازند نیور در نظر گرفته شده است، اما از آن جا که بخش زیرین سازند پادها و بخش انتهایی سازند نیور کاملاً دولومیتی است، تفکیک مرز دو سازند مشکل است. با توجه به مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی دولومیت‌ها، مرز زیرین سازند پادها در ابتدای دولومیت‌های اولیه و تیره رنگ در نظر گرفته شد. این مرز منطبق بر انتهای دولومیت‌های ثانویه سازند نیور است. مرز بالایی نیز به طور مشخص در انتهای مجموعه تبخیری سازند پادها و ابتدای دولومیت‌های تیره رنگ سازند سبزار مشخص شده است. مطالعات سنگ چینه نگاری سازند پادها در برش ازبک کوه سبب تفکیک این سازند به چهار بخش شده است. بخش اول عمدتاً از دولومیت‌های تیره رنگ که در تناوب با دولومیت‌های زرد رنگ هستند، تشکیل شده است که ضخامت آن ۴۸ متر اندازه گیری شده است. از ویژگی‌های این دولومیت‌ها می‌توان به لایه‌بندی موازی و بعضاً

لازم به ذکر است که عناصر فرعی و نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها به روش طیف سنج جرمی پلاسما^۱ مشخص شده است.

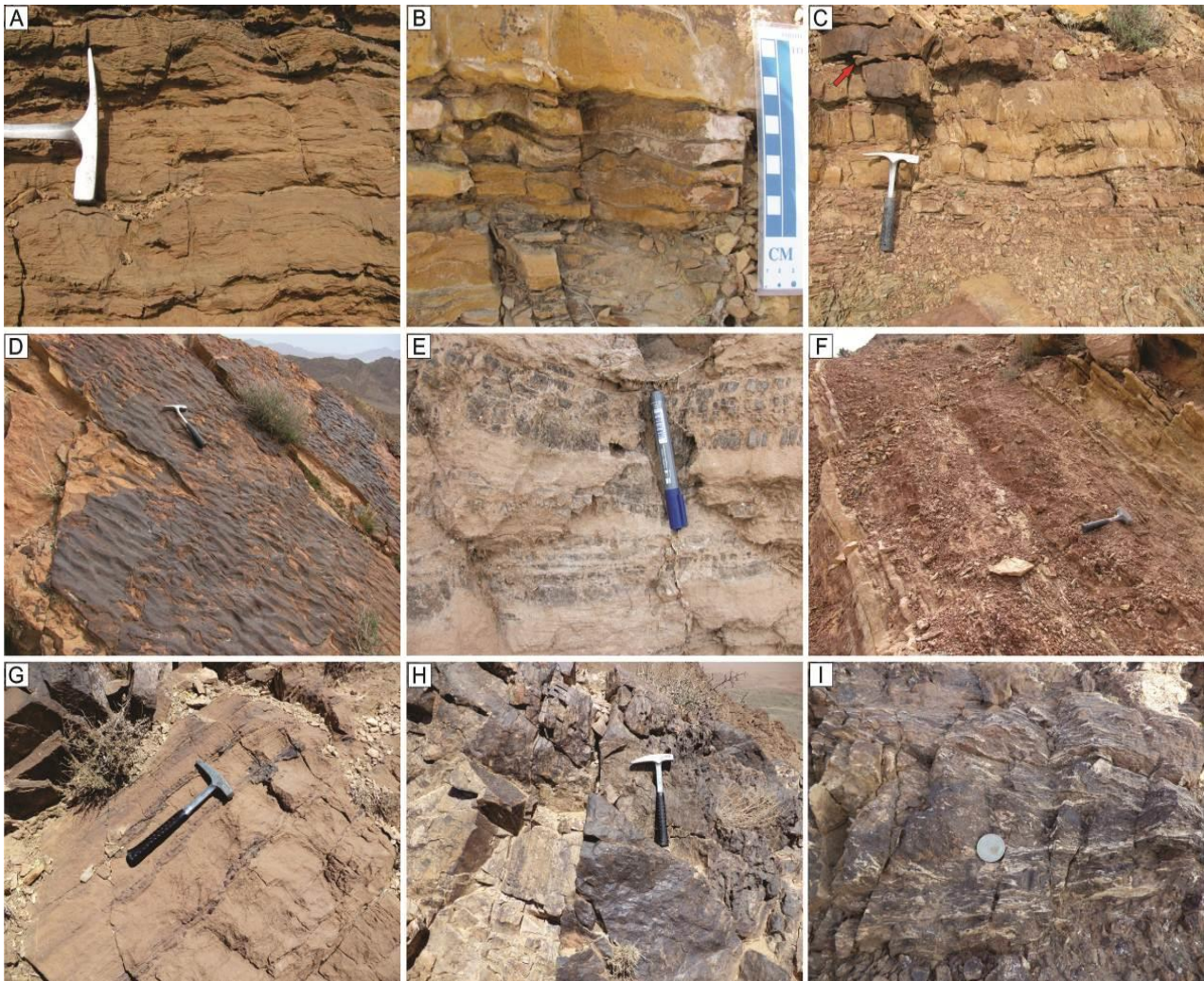
سنگ چینه نگاری

به طور کلی سازند پادها در اغلب نقاط کشور از رسوبات سیلیسی آواری تشکیل شده که در بین نهشته‌های اردوویسین - سیلورین (اغلب سازند نیور و هم ارزهای آن) و دونین میانی - پسین (اغلب دولومیت‌های سازند سبزار و سازند بهرام) قرار گرفته است (Wendt *et al.*, 2002, 2005). برش ازبک کوه از سازند پادها برای اولین بار توسط Ruttner *et al.* (1968, 1970) به عنوان برش الگوی این سازند معرفی شده است که در این پژوهش نیز به عنوان یکی از برش‌ها مورد مطالعه قرار گرفته است. سازند پادها در این برش ۴۹۲ متر اندازه گیری شده و اغلب از سنگ‌های سیلیسی آواری، دولومیتی و تبخیری

1. ICP-MS

نخودی مشاهده می‌شود که دارای طبقات فلاسر و موجی هستند (شکل ۴B).

ساخت‌های استروماتولیتی فرسایش یافته در آن‌ها اشاره کرد (شکل ۴A). در انتهای ترین قسمت این بخش نیز ماسه‌سنگ‌های کربناته و سیلت سنگ‌ها به رنگ زرد



شکل ۴: برخی از ویژگی‌های صحرایی سازند پادها در برش‌های مورد مطالعه؛ (A) دولومیت‌های استروماتولیتی در بخش ابتدایی سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (B) طبقات فلاسر و موجی در نهشته‌های سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (C) افق خاک قدیمه (نوک پیکان) که به رنگ قرمز و حاوی اکسید آهن فراوان بر روی لایه‌های دولومیتی قرار گرفته است، (D) ماسه سنگ‌های بخش سوم سازند پادها با ریپل مارک‌های موجی، (E) تناوب ژئوپس (لایه‌های سفید رنگ) و دولومیت (لایه‌های تیره) در بخش چهارم سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (F) تناوب شیل‌های قرمز و دولومیت‌های ماسه‌ای نازک لایه در بخش‌های انتهایی سازند پادها در برش ازبک‌کوه، (G) نمایی از دولومیت‌های چرتی سازند پادها در برش درونه. چرت‌ها به صورت نودول یا لایه‌ای مشاهده می‌شوند، (H) ماسه‌سنگ‌های کوارتزآرنایتی با لایه‌بندی موازی و مورب در برش درونه و (I) نمایی از سنگ آهک‌های دولومیتی توده‌ای دارای رگه‌های اکسید آهن و باریت که در بخش‌های انتهایی سازند پادها در برش درونه مشاهده می‌شود.

این بخش، شیل‌های ژئوپسی همراه با افق‌هایی از ژئوپس و دولومیت استروماتولیتی به رنگ زرد مشاهده می‌شود که به سمت بالا به دولومیت‌های ماسه‌ای، ماسه‌سنگ‌های

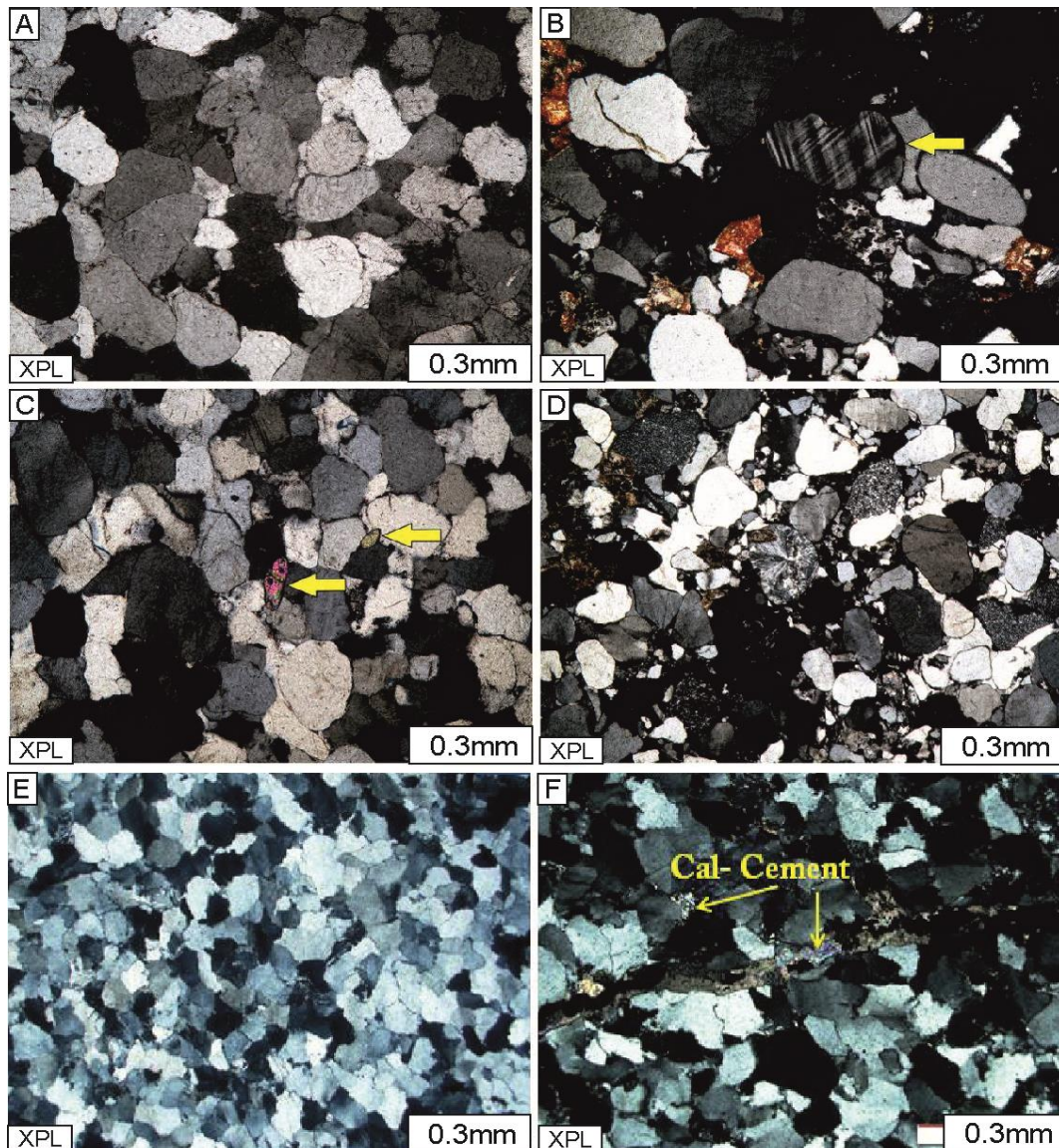
بخش دوم از نهشته‌های تبخیری (عمدتاً ژئوپس) و میان لایه‌های دولومیتی و ماسه سنگی تشکیل شده است و در مجموع ۱۹۴/۵ متر ضخامت دارد. در قسمت‌های ابتدایی

متشکل از سنگ آهک دولومیتی بلورین ضخیم لایه به رنگ خاکستری تیره تا نخودی به ضخامت ۱۰۰ متر است که حاوی رگچه‌های اکسید آهن، کلسیت و باریت می‌باشد (شکل ۴I). این واحد به دلیل فراوانی هماتیت، سنگ میزبان اصلی کانسار آهن زرد کوه در منطقه نیز است. قسمت بالایی سازند پادها در برش درونه به صورت فرسایشی و فاقد پوشش رسوبی است.

پتروگرافی

آنالیز مدال دانه‌ها در ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه (جدول ۱) نشان می‌دهد که این سنگ‌ها عمدتاً از کوارتز فلدسپات و خرده سنگ تشکیل شده‌اند. مطالعات پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش ازبک کوه بازتاب دهنده پتروفاسیس‌های کوارتز آرنایت و ساب لیت آرنایت (ساب چرت آرنایت) است که از بیشترین فراوانی برخوردار هستند. همچنین پتروفاسیس لیت آرنایت (چرت آرنایت و کالک لیتایت) نیز شناسایی شده است (کوارتز به طور متوسط ۹۱٪، فلدسپات به طور متوسط ۵٪ و خرده سنگ به طور متوسط ۴٪) (شکل ۵A-D). اگرچه ماسه سنگ‌ها در برش درونه اکثراً از کوارتز (به طور متوسط حدود ۹۴٪) و فلدسپات پتاسیم‌دار (به طور متوسط حدود ۶٪) تشکیل شده‌اند، اما در این ماسه سنگ‌ها هیچ گونه خرده سنگی مشاهده نشد. پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش درونه مشخص کننده دو پتروفاسیس کوارتز آرنایت و ساب آرنایت برای این نمونه‌ها می‌باشد (شکل ۵E-F). اندازه دانه‌ها در اغلب پتروفاسیس‌ها بین ۰/۱ تا ۰/۴ میلی‌متر در تغییر بوده و از جورشدگی خوبی نیز برخوردار هستند. از این رو مچوریتی بافتی این رسوبات عمدتاً در مرحله مچور است.

دولومیتی و ماسه سنگ‌های ژیبسی تبدیل می‌شوند. بخش سوم به ضخامت ۶۷ متر با یک لایه ماسه سنگ قرمز رنگ (خاک قدیمه) به ضخامت ۲/۵ متر شروع شده (شکل ۴C) و در ادامه شامل لایه‌های ماسه سنگ ریپلی است (شکل ۴D). همچنین چند لایه دولومیت استروماتولیتی زرد رنگ به ضخامت ۰/۵ تا ۳ متر نیز در بین ماسه سنگ‌ها به صورت متناوب وجود دارد. بخش چهارم به ضخامت ۱۸۲/۵ متر غالباً شامل شیل‌های ژیبسی، ژیبس - دولومیت و شیل است (شکل ۴F-E). این بخش با شیل‌های ژیبسی به رنگ سبز و سیاه شروع شده که به سمت بالا افق‌هایی از دولومیت زرد رنگ و ماسه سنگ‌های نازک لایه زرد و صورتی رنگ مشاهده می‌شود. این بخش به دولومیت تیره رنگ سازند سبزار ختم می‌شود. ضخامت سازند پادها در برش درونه ۳۱۰ متر اندازه‌گیری شده و عمدتاً از سنگ‌های سیلیسی آواری، سنگ آهک و دولومیت تشکیل شده است (شکل ۳). سازند پادها در برش درونه نیز از سه بخش تشکیل شده است. بخش اول از دولومیت‌های ضخیم لایه با مورفولوژی برجسته و صخره‌ساز به رنگ خاکستری با میان لایه‌های شیل خاکستری رنگ تشکیل شده است. این بخش ۹۰ متر ضخامت دارد. این دولومیت‌ها به صورت نودولی یا لایه‌ای، حاوی چرت نیز هستند (شکل ۴G) و براساس مطالعات میکروسکوپی هیچ گونه اثراتی از فسیل در آن‌ها یافت نمی‌شود. مرز زیرین این واحد با شیل‌های سبز و شیل‌های دگرگون شده سازند تکناز مشخص می‌شود. بخش دوم ۱۲۰ متر ضخامت دارد و واحد آواری اصلی مورد مطالعه است. این واحد از ماسه سنگ، شیل با میان لایه‌های دولومیت و سنگ آهک تشکیل شده است (شکل ۴H). قسمت ابتدایی این واحد با ماسه سنگ‌های خاکستری آغاز می‌شود، اما ماسه سنگ‌های بخش انتهایی این واحد دارای رنگ قرمز می‌باشند که ناشی از وجود هماتیت فراوان در این ماسه سنگ‌ها است. بخش سوم این سازند



شکل ۵: برخی از ویژگی‌های پتروگرافی ماسه سنگ‌های سازند پادها؛ (A) پتروفاسیس کوارتزآرنایتی که فراوان‌ترین پتروفاسیس شناسایی شده محسوب می‌شود. این پتروفاسیس اغلب از دانه‌های کوارتز تک بلور تشکیل شده است. (B) نمایی از پتروفاسیس ساب‌لیت‌آرنایت که در آن دانه‌های چرت و بعضاً فلدسپات (نوک پیکان) مشاهده شده است. (C) زیرکن (نوک پیکان) به عنوان مهم‌ترین کانی سنگین در انواع پتروفاسیس‌های ماسه سنگی در برش ازبک کوه به شمار می‌رود. (D) نمایی از پتروفاسیس چرت‌آرنایت که در آن انواع خرده‌های چرتی مشاهده می‌شود. (E) نمایی از پتروفاسیس کوارتزآرنایت در برش درونه؛ (F) رگه‌های کلسیتی در ماسه سنگ‌های برش درونه

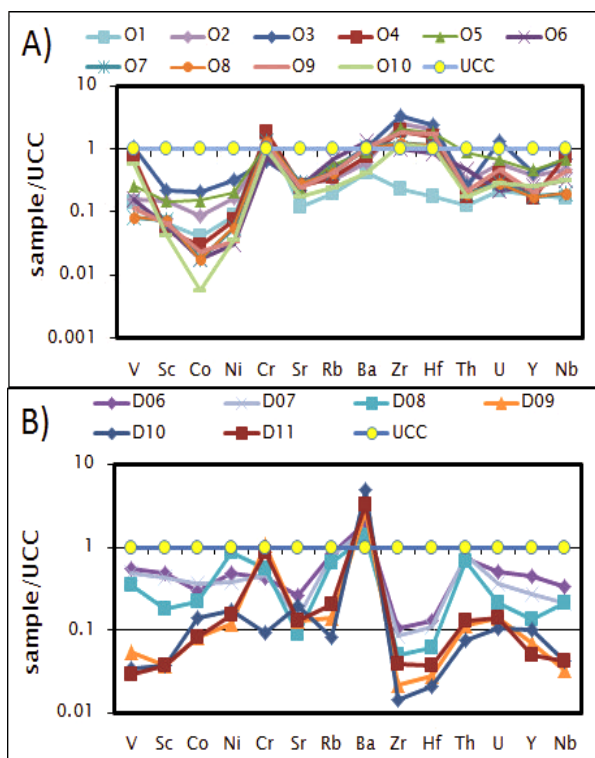
نتایج ژئوشیمی

عناصر فرعی: مقادیر عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه و درونه در جدول ۲ ارائه شده است. به منظور مشخص شدن میزان غنی‌شدگی و تهی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر مختلف، این مقادیر نسبت به میانگین پوسته قاره‌ای بالایی مقایسه شده‌اند

با توجه به نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی مشخص گردیده است که میزان عنصر زیر کونیم در نمونه‌های برش ازبک کوه از ۴۳/۶ تا ۶۳۱/۵ پی‌پی‌ام متغیر می‌باشد (میانگین ۲۹۸/۶۷ پی‌پی‌ام) و در برش درونه این عنصر از حدود ۲/۷ تا ۱۹/۷ پی‌پی‌ام در تغییر می‌باشد (میانگین ۹/۷ پی‌پی‌ام).

جدول ۲: مقادیر عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک کوه و درونه (بر حسب پی‌پی‌ام)

Sample	Ba	Rb	Sr	Zr	Nb	Co	Cr	La	Y	Th	U	Yb	Hf	Sc	Ni	V
برش ازبک کوه																
O1	230	22.0	43.1	43.6	2.0	0.7	143.68	0.7	4.1	1.4	0.6	0.40	1.0	0.9	3.9	15
O2	347	36.3	100.7	481.6	5.5	1.5	82.103	1.5	8.3	3.3	1.6	1.39	11.6	2	7.4	17
O3	576	55.4	99.4	631.5	8.3	3.6	54.73	3.6	9.2	2.7	3.6	0.99	13.9	3	14.1	113
O4	411	40.9	90.6	359.7	9.1	0.5	150.52	0.5	3.7	1.9	1.1	0.75	9.2	0.7	3.2	78
O5	488	63.0	87.2	399.2	8.3	2.6	102.63	2.6	10.2	9.4	1.9	1.03	10.5	2	8.9	28
O6	709	78.6	90.5	192.0	3.9	0.3	61.58	0.3	5.8	5.0	0.6	0.65	5.0	0.8	1.4	17
O7	548	40.4	109.9	80.4	2.3	0.6	109.47	0.6	3.5	2.1	0.7	0.28	2.1	0.9	2.3	15
O8	571	47.7	99.9	236.3	2.4	0.3	109.47	0.3	3.8	2.1	0.8	0.53	6.6	1	2.5	9
O9	594	46.8	87.1	339.7	5.3	0.4	95.79	0.4	4.6	2.3	1.3	1.03	9.8	0.9	1.5	12
O10	232	27.3	60.7	222.7	3.9	0.1	82.1	0.1	5.6	1.9	0.8	0.83	6.2	0.6	1.6	64
برش درونه																
D06	1086	93.5	89.7	19.7	4.0	5.0	34.9	16.0	9.9	7.8	1.4	1.0	0.76	6.7	21.8	58.4
D07	878	89.3	49.7	16.4	2.6	6.3	39.0	17.1	5.9	8.5	1.0	0.7	0.63	5.9	16.6	52.8
D08	744	72.0	30.6	9.4	2.6	3.7	45.1	11.7	3.0	7.2	0.6	0.5	0.35	2.4	38.1	37.7
D09	1510	15.8	45.1	4.2	0.4	1.4	87.2	11.9	1.5	1.2	0.4	0.2	0.16	0.5	5.2	5.8
D10	2688	9.1	69.7	2.7	0.5	2.4	7.7	5.2	2.2	0.8	0.3	0.2	0.12	0.5	7.5	3.7
D11	1778	23.1	44.8	7.4	0.5	1.4	71.9	10.0	1.1	1.4	0.4	0.2	0.22	0.5	6.8	3.1

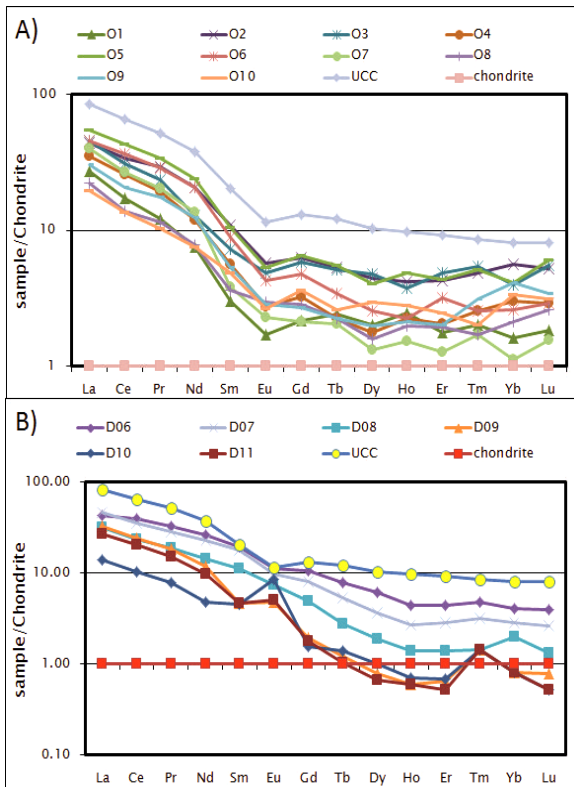


شکل ۶: نمودار بهنجار شده عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش مورد مطالعه (A: برش ازبک کوه، B: برش درونه) که نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor & McLennan, 1985) بهنجار شده‌اند.

میزان هافنیوم در برش ازبک کوه از ۱/۰ پی‌پی‌ام تا ۱۳/۹۶ پی‌پی‌ام و میانگین ۷/۵۹ پی‌پی‌ام و در برش درونه از ۰/۱۲ تا ۰/۷۶ پی‌پی‌ام و میانگین ۰/۳۷ پی‌پی‌ام تغییر می‌نماید. در مقایسه با پوسته قاره‌ای بالایی (UCC) که در شکل ۵ نشان داده شده است، ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش ازبک کوه نسبت به بعضی از عناصر گروه HSF، مثل زیرکونیم و هافنیوم تا حدی غنی‌شدگی نشان می‌دهند (به غیر از دو نمونه ۸۸ و ۱۱۶ که تهی‌شدگی نشان می‌دهند) (شکل ۶A)، اما نمونه‌های سازند پادها در برش درونه نسبت به زیرکونیم و هافنیوم پوسته قاره‌ای بالایی همگی تهی‌شدگی مشخصی نشان می‌دهند (شکل ۶B). تمامی نمونه‌ها در هر دو برش مورد مطالعه، نسبت به عناصر نیوبوم و ایتربیوم، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. مقادیر عناصر فرعی حد واسطه^۲ مانند وانادیوم، کبالت و نیکل در دو برش مورد مطالعه تفاوت زیادی نشان می‌دهد.

2. Transition Trace Elements

هر دو برش مشابه است به طوری که در برش ازبک کوه از ۳۲/۶۱ تا ۹۲/۱۶ پی پی ام (میانگین ۵۷/۳۳ پی پی ام) متغیر است و در برش درونه از ۲۲/۹۴ تا ۹۰/۹۹ پی پی ام و میانگین ۵۶/۸۳ پی پی ام می‌باشد (شکل ۸).



شکل ۷: نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش مورد مطالعه (A: برش ازبک کوه، B: برش درونه) که نسبت به کندریت (Taylor & McLennan, 1985) بهنجار شده‌اند.

بحث

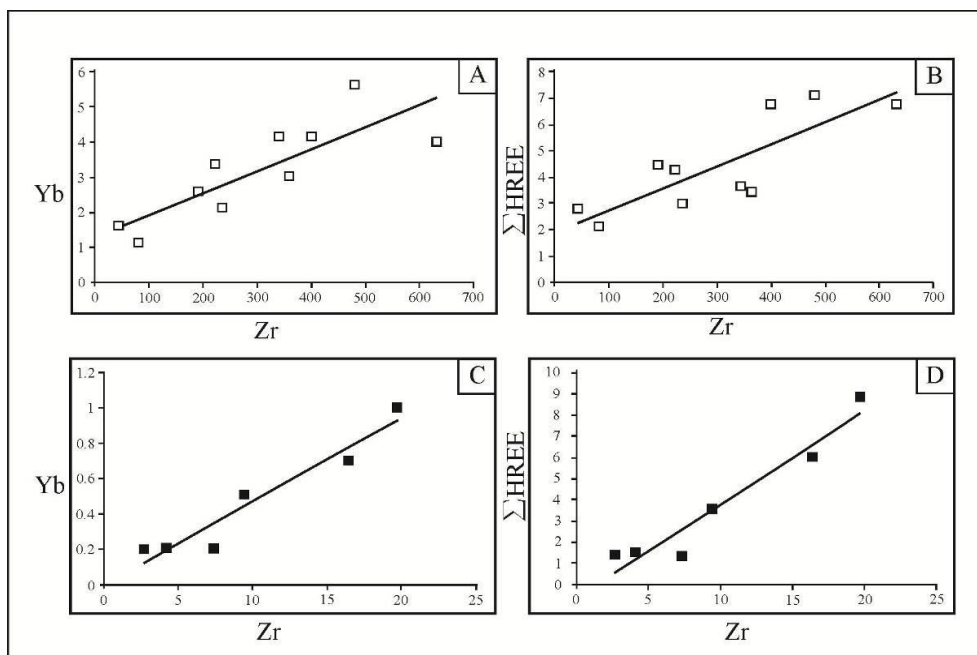
عناصر فرعی و نادر خاکی به علت تحرک پذیری کم در طی هوازدگی، دیاژنز و دگرگونی از اهمیت بیشتری نسبت به عناصر اصلی برخوردار بوده و به خوبی می‌توانند شرایط ناحیه خاستگاه و جایگاه تکنونیک را مشخص کنند (McLennan et al., 1993; Bathia & Crook, 1986). این مطالعه نیز به دلیل اهمیت عناصر فرعی و نادر خاکی، جهت تعیین خاستگاه و جایگاه تکنونیک ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک کوه و درونه، از این عناصر استفاده شده است.

به عنوان مثال وانادیوم در برش ازبک کوه از ۹ تا ۱۱۳ پی پی ام (میانگین ۳۶/۸۰ پی پی ام) متغیر است. در حالی که در برش درونه از ۳/۱ تا ۵۸/۴ پی پی ام (میانگین ۲۶/۹۲ پی پی ام) در تغییر است، اما عنصر اسکاندیوم در برش ازبک کوه از ۰/۷ تا ۳/۰ پی پی ام (میانگین ۱/۲۸ پی پی ام) متغیر است و در برش درونه مقادیری از ۰/۵ تا ۶/۷ پی پی ام (میانگین ۲/۷۵ پی پی ام) نشان می‌دهد که تفاوت خیلی زیادی در دو برش دیده نمی‌شود. با توجه به شکل ۵ در هر دو برش ازبک کوه و درونه، مقادیر وانادیوم، کبالت، نیکل و اسکاندیوم نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی تهی شدگی زیادی نشان می‌دهند، اما از بین عناصر فرعی حد واسط، مقادیر کروم تهی شدگی مشخصی را در هیچ کدام از برش‌ها نشان نمی‌دهد. عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE) مانند روبیدیوم، استرانسیوم و باریم همچنین دو عنصر اورانیوم و توریوم، در برش ازبک کوه نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی تهی شدگی نشان می‌دهند ولی باریم تهی شدگی مشخصی نشان نمی‌دهد (شکل ۵A). توریوم، روبیدیوم و استرانسیم در برش درونه نیز نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی تهی شدگی نشان می‌دهند، اما اورانیوم و باریم در این برش نسبت به پوسته قاره‌ای بالایی غنی شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵B).

عناصر نادر خاکی: مقادیر عناصر نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه و درونه در جدول ۳ آمده است. در شکل ۷ نیز نمودار بهنجار شده عناصر نادر خاکی موجود در ماسه سنگ‌های سازند پادها نسبت به کندریت، به منظور مشخص شدن میزان تهی شدگی و غنی شدگی عناصر نمونه‌های مورد مطالعه، ارائه شده است. همان‌طور که از شکل ۷ مشخص است نمونه‌های برش درونه نسبت به برش ازبک کوه میزان تهی شدگی بیشتری را در عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان می‌دهند. میزان مجموع عناصر نادر خاکی تقریباً در

جدول ۳: مقادیر عناصر نادر خاکی ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک‌کوه و درونه (بر حسب پی‌پی‌ام) (HREE مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی سنگین LREE مجموع مقادیر عناصر نادر خاکی سبک)

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	L REE	HREE
برش ازبک‌کوه																
O1	10.0	16.4	1.66	5.4	0.70	0.15	0.67	0.14	0.77	0.21	0.44	0.07	0.40	0.07	34.31	2.77
O2	16.0	32.6	3.99	14.6	2.53	0.50	1.92	0.31	1.69	0.36	1.06	0.17	1.39	0.20	70.22	7.10
O3	16.6	29.5	3.23	9.2	1.69	0.42	1.78	0.30	1.82	0.32	1.20	0.19	0.99	0.21	60.64	6.81
O4	12.9	24.4	2.63	8.5	1.31	0.24	0.99	0.13	0.67	0.19	0.51	0.09	0.75	0.11	49.98	3.44
O5	19.9	40.9	4.61	17.1	2.41	0.46	1.99	0.32	1.54	0.41	1.08	0.18	1.03	0.23	85.38	6.78
O6	16.7	35.0	3.91	14.7	2.04	0.37	1.47	0.20	0.97	0.19	0.80	0.09	0.65	0.11	72.72	4.48
O7	14.7	25.6	2.76	9.7	0.89	0.20	0.65	0.12	0.50	0.13	0.32	0.06	0.28	0.06	53.85	2.12
O8	8.1	13.3	1.58	5.6	0.84	0.26	0.88	0.13	0.61	0.17	0.48	0.06	0.53	0.10	29.68	2.96
O9	11.2	19.9	2.41	8.8	1.23	0.25	0.82	0.13	0.75	0.18	0.50	0.11	1.03	0.13	43.79	3.65
O10	7.2	13.0	1.42	5.4	1.12	0.23	1.10	0.15	1.12	0.24	0.61	0.07	0.83	0.12	28.37	4.24
برش درونه																
D06	16.0	37.2	4.50	18.6	4.44	0.99	3.24	0.46	2.35	0.38	1.11	0.17	1.0	0.15	82.13	8.86
D07	17.1	34.2	3.91	16.2	4.14	0.86	2.48	0.31	1.37	0.23	0.71	0.11	0.7	0.10	76.41	6.01
D08	11.7	22.8	2.59	10.3	2.59	0.65	1.50	0.16	0.72	0.12	0.35	0.05	0.5	0.05	50.63	3.45
D09	11.9	23.4	2.54	8.33	1.09	0.42	0.59	0.07	0.30	0.05	0.16	0.05	0.2	0.03	47.68	1.45
D10	5.2	9.99	1.08	3.44	1.05	0.74	0.48	0.08	0.38	0.06	0.17	0.05	0.2	0.02	21.50	1.44
D11	10.0	19.5	2.11	6.99	1.07	0.44	0.54	0.06	0.25	0.05	0.13	0.05	0.2	0.02	40.11	1.30



شکل ۸: انطباق مثبت بین مقادیر زیرکن (Zr) با عنصر ایتربوم (Yb) و مجموع عناصر نادر خاکی سبک (ΣHREE) در برش ازبک‌کوه (به ترتیب A و B) و در برش درونه (به ترتیب C و D)

عناصر نسبت به UCC می‌تواند به علت فقدان یا مقادیر اندک کانی‌های رسی در اکثر ماسه سنگ‌های آنالیز شده باشد (Jafarzadeh et al., 2010; Najafzadeh et al., 2010). از طرف دیگر، فراوانی عناصر گروه HFSE در

سنگ شناسی سنگ مادر
عناصر گروه لیتوفیل درشت یون (LILE) عمدتاً در ساختار و شبکه فیلسیلیکات‌ها و کانی‌های رسی حضور دارند (Caracciolo et al., 2011). از این رو، تهی‌شدگی این

داده‌های ژئوشیمیایی عناصر فرعی و مقایسه آن‌ها با پوسته بالایی بیانگر سنگ مادری فلسیک است (شکل ۶). علاوه بر موارد فوق، نسبت‌های بین برخی از عناصر فرعی از قبیل Th/Co ، La/Sc ، Th/Sc ، La/Co نیز در شناسایی سنگ مادر از اهمیت ویژه‌ای برخوردار هستند (Cullers *et al.*, 1988؛ Cullers & Podkovyrov, 2000).

با توجه به جدول ۴ مقادیر این نسبت‌ها نشان می‌دهد که سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های ازبک‌کوه و درونه از نوع آذرین فلسیک است. در مقایسه با پوسته بالایی، مقادیر بالای متوسط این نسبت‌ها (جدول ۴) نیز بازتاب دهنده خصوصیات فلسیک‌تر سنگ‌مادر و یا تأثیر چرخه‌های مجدد کوه‌زایی (به ویژه در برش ازبک‌کوه) در ماسه سنگ‌های مورد مطالعه می‌باشد.

جدول ۴: محدوده نسبت عناصر فرعی ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک‌کوه و درونه در مقایسه با نسبت این عناصر در پوسته قاره‌ای بالایی و ماسه‌سنگ‌های مشتق شده از سنگ منشأهای فلسیک و مافیک (مقادیر پوسته قاره‌ای بالایی: Taylor & McLennan, 1985) (مقادیر مربوط به سنگ‌های فلسیک و مافیک: Cullers *et al.*, 1988)

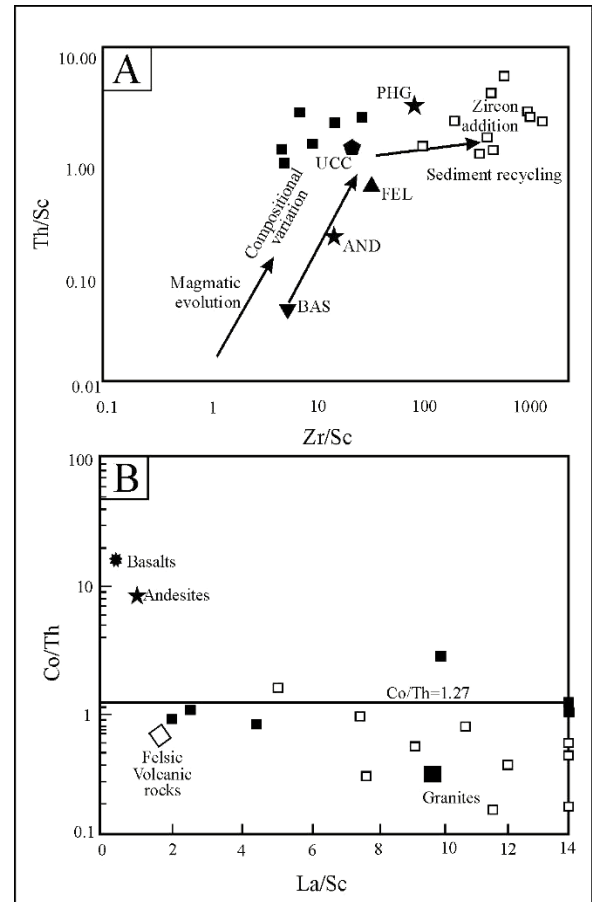
	Sands derived from felsic rocks	Sands derived from mafic rocks	UCC	Ozbak-kuh sandstones	Daruneh sandstones
La/Sc	2.5-16.3	0.43-0.86	2.21	5.53-20.87	2.4-23.8
Th/Sc	0.84-20.5	0.05-0.22	0.79	0.90-6.25	1.2-3.0
La/Co	1.80-13.8	0.14-0.38	1.76	4.61-72.00	2.2-8.5
Th/Co	0.27-19.4	0.04-1.4	0.63	0.75-19.00	0.3-1.6
Cr/Th	0.4-15	22-500	3.3	12.32-102.6	4.47-72.67
Co/Th	0.22-1.5	7.10-8.30	0.9	0.05-1.33	0.51-3.0

سازند پادها در برش درونه از سنگ مادر آذرین حد واسط تا اسیدی مشتق شده‌اند و چرخه مجدد رسوبی بر روی آن‌ها تأثیری نداشته است، اما نمونه‌های برش ازبک‌کوه اغلب بازتاب دهنده سنگ‌مادر گرانیتی است که در محدوده چرخه مجدد رسوبی با زیرکن فراوان قرار گرفته‌اند (شکل ۷).

سنگ‌های فلسیک بیشتر از سنگ‌های مافیک است (Taylor & McLennan, 1985؛ Bauluz *et al.*, 2000). از این رو، از این گروه عنصری می‌توان تا حدودی به سنگ مادر ماسه سنگ‌ها پی برد. در برابر عناصر گروه HFSE دقیقاً عناصر گروه فرومنیزیم قرار گرفته‌اند به طوری که این عناصر به فراوانی در سنگ‌های مافیک وجود دارند (Taylor & Sun *et al.*, 1985؛ Bauluz *et al.*, 2000؛ McLennan, 1985). عناصر گروه فرومنیزیم در مقایسه با میانگین آن‌ها در پوسته بالایی از تهی‌شدگی قابل توجهی برخوردار هستند و تنها مقدار عنصر کروم در تمامی آن‌ها افزایش نشان می‌دهد. افزایش کروم می‌تواند به تأثیر برخی از خرده‌سنگ‌های مافیکی و یا نرخ متفاوت اکسیداسیون مرتبط باشد (Najafzadeh *et al.*, 2010). بنابراین،

نسبت‌های Zr/Sc و Th/Sc نیز از نسبت‌هایی هستند که تفکیک سنگ منشأهای مختلف و تأثیر چرخه مجدد بر روی سنگ‌های رسوبی آواری توسط آن‌ها امکان پذیر است. نمودار دوتایی این دو نسبت در کنار یکدیگر (McLennan *et al.*, 1993) و مکان یابی داده‌های سازند پادها بر روی این نمودار نشان می‌دهد که این نمونه‌ها در برش درونه در نزدیکی پوسته قاره‌ای بالایی نمایه شده‌اند (شکل ۹A). این مسأله نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ‌های

مشخص می شود چرا که انطباق مثبتی بین مقادیر عنصر زیر کونیوم با ایتربیوم و همچنین انطباق مثبت زیر کونیوم با مجموع عناصر نادر خاکی سنگین وجود دارد (شکل ۷)، لذا مقادیر پایین این عناصر معمولاً به میزان کم کانی زیرکن در نمونه های برش درونه نسبت داده می شود. علاوه بر این، رفتار متقابل La/Sc در برابر Co/Th (Gu *et al.*, 2002) (شکل ۹B) نیز تأییدی بر سنگ مادر فلسیک تا گرانیتی رسوبات سازند پادها در هر دو برش است. الگوی پراکندگی عناصر REE و مقدار ناهنجاری Eu نیز در تشخیص سنگ مادر از اهمیت ویژه ای برخوردار است (Taylor & McLennan, 1985) به طوری که سنگ های آذرین فلسیک دارای نسبت بالای LREE/HREE و ناهنجاری منفی Eu و سنگ های آذرین مافیک دارای نسبت پایین LREE/HREE و فاقد ناهنجاری Eu هستند (Cullers *et al.*, 1987). مقادیر عناصر REE ماسه سنگ های سازند پادها با کندریت بهنجار شده است (شکل ۷). الگوی پراکندگی REE نمونه های مورد مطالعه در تعامل نزدیک با UCC است، لذا این الگو پیشنهاد می کند که رسوبات سازند پادها می توانند از پوسته قاره ای بالایی قدیمه^۳ با ترکیبی فلسیک مشتق شده باشند. با توجه به موارد ذکر شده در بالا، سنگ مادر غالب ماسه سنگ های سازند پادها می توانند سنگ های پلوتونیک فلسیک باشند که در برش ازبک کوه طی چرخه های مجدد رسوب گذاری قرار گرفته اند، اما در برش درونه چرخه مجدد رسوبی تأثیر چندانی نداشته است. با این وجود، در برش های مختلف می توان تأثیر سنگ های دگرگونی و آتش فشانی را نیز مشاهده کرد (Zand-Moghadam *et al.*, 2013) که ترکیب این سنگ ها نیز عمدتاً فلسیک است.

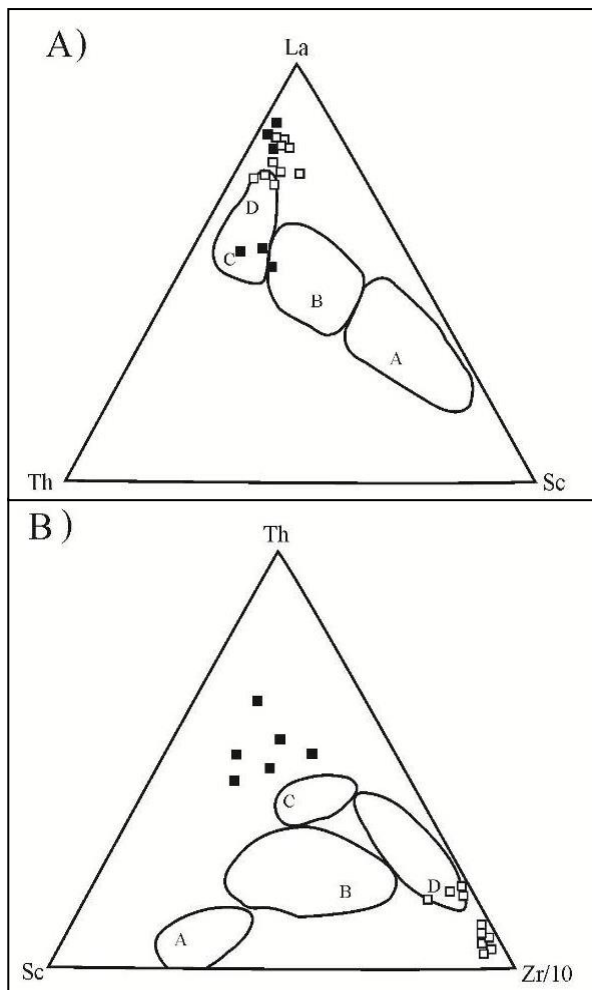


شکل ۹: A: نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc (برگرفته از McLennan *et al.*, 1993) برای ماسه سنگ های سازند پادها. همان طور که مشاهده می شود، نمونه های مورد مطالعه در برش ازبک کوه (مربع سفید) اکثراً در محدوده چرخه مجدد با زیرکن فراوان قرار گرفته اند، اما نمونه های برش درونه (مربع سیاه) در مجاورت ترکیب پوسته قاره ای بالایی قرار گرفته اند. B: نمودار Co/Th در برابر Zr/Sc (برگرفته از Gu *et al.*, 2002) برای ماسه سنگ های سازند پادها. این نمودار نشان دهنده سنگ مادر اسیدی یا سیلیسی برای نمونه های مورد مطالعه است.

تأثیر چرخه مجدد رسوبی در نمونه های ماسه سنگی برش ازبک کوه با غنی شدگی نمونه های برش ازبک کوه نسبت به زیر کونیوم و هافنیوم و تهی شدگی آنها در برش درونه که می تواند مرتبط با کانی سنگین زیرکن باشد، نیز مشخص می شود (شکل ۴C). وجود زیرکن در مطالعات پتروگرافی نیز در نمونه های برش ازبک کوه به فراوانی مشاهده شده است، اما در ماسه سنگ های برش درونه مشاهده نشده اند. عدم تأثیر چرخه مجدد رسوبی در برش درونه با تهی شدگی در میزان عناصر نادر خاکی سنگین در برش درونه نیز

3- Old Upper Continental Crust

که در بخش جغرافیای دیرینه مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت.



شکل ۱۰: نمودار مثلثی Th-La-Sc (A) و نمودار مثلثی Th-Sc-Zr/10 (B) نشان دهنده جایگاه تکتونیکی حاشیه غیرفعال قاره‌ای برای ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه و ترکیبی از حاشیه فعال و غیرفعال قاره‌ای برای ماسه سنگ‌های برش درونه. هر یک از محدوده‌ها به صورت زیر تعریف شده اند:

A: Oceanic island arc; B: Continental island arc; C: Active continental margin; D: Passive continental margin

جغرافیای دیرینه

صفحه ایران در زمان‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوئیک همراه بخش اعظمی از کشورهای همجوار متصل به صفحات آفریقا و عربی بوده و در شمال غربی ابرقاره گندوانا قرار داشته است (Berberian & King, 1981; Husseini, Ruban et al., Stampfli et al., 1991; 1989, 1991).

تعیین جایگاه تکتونیکی

عناصر فرعی و نادر خاکی معمولاً نسبت به داده‌های عناصر اصلی، داده‌های معتبرتری جهت تشخیص جایگاه تکتونیکی ارائه می‌نمایند. در واقع عدم تحرک و زمان اقامت کم این عناصر در آب اقیانوس و رودخانه باعث می‌شود این عناصر به بخش تخریبی رسوبات وارد شوند و در نتیجه در تفکیک مناطق منشأ و جایگاه‌های تکتونیکی نقش مهمی را ایفا نمایند (McLennan & Taylor, 1985). در این پژوهش از نمودارهای مثلثی Crook & Bhatia (1986) براساس عناصر فرعی، استفاده شده است که با توجه به این نمودارها، ماسه سنگ‌های برش ازبک کوه، اکثراً در محدوده غیرفعال قاره‌ای و ماسه سنگ‌های برش درونه هم در محدوده فعال قاره‌ای و هم غیرفعال قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰). مطالعات Bhatia (1985) همچنین نشان می‌دهد که رسوبات نهشته شده در مرزهای غیرفعال قاره‌ای دارای عناصر LREE بیشتری نسبت به HREE بهنجار شده با کندریت بوده و ناهنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند. این امر در الگوی REE بهنجار شده با کندریت ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش ازبک کوه به خوبی نشان داده شده است (شکل ۷A)، اما با توجه به شکل ۷B مشخص می‌شود که تفاوت بین عناصر LREE نسبت به HREE در مقایسه با برش ازبک کوه کم‌تر می‌باشد و ناهنجاری منفی را نیز به میزان بسیار کم‌تری نشان نمی‌دهد که می‌تواند از ویژگی‌های مرزهای غیرفعال و فعال باشد.

بنابراین، جایگاه تکتونیکی ماسه سنگ‌های سازند پادها براساس داده‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان از تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی و رسوب‌گذاری در شرایط غیرفعال قاره‌ای است، اما در برش درونه تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی در شرایط غیرفعال قاره‌ای مشاهده نمی‌گردد،

ریفت تشکیل شده‌اند (Berberian & King, 1981)؛
(Stampfli et al., 1999).

Stampfli (1978) و Boulin (1988, 1991) مراحل
تشکیل اقیانوس پالئوتتیس را به سه بخش تقسیم می‌کنند:

۱- بالا آمدگی حرارتی پوسته در پروتروزوئیک پسین

۲- ریفتینگ در پالئوزوئیک پیشین

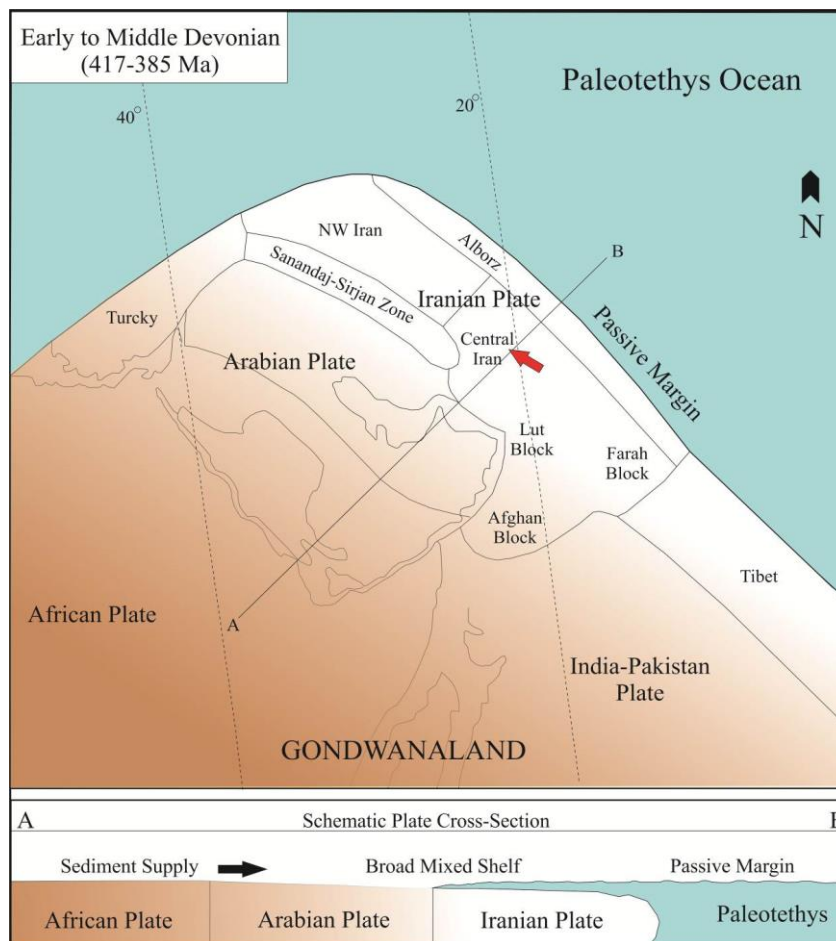
۳- فرونشینی حرارتی در دونین میانی و پسین

بنابراین، نهشته‌های سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی می‌توانند در حد فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتتیس تشکیل شده باشند. داده‌های ژئوشیمی برای تعیین جایگاه تکتونیک ماسه سنگ‌های سازند پادها به خوبی این امر را نشان می‌دهد به طوری که جایگاه تکتونیک سازند پادها در برش درونه بیانگر هر دو شرایط فعال و غیرفعال تکتونیک است، اما در برش ازبک کوه شرایط غیرفعال تکتونیک حاکم بوده است.

با توجه به فقدان کنترل دقیق سنی بر روی نهشته‌های مورد مطالعه، نمی‌توان به طور دقیق زمان تبدیل حاشیه فعال به غیرفعال تکتونیک را مشخص کرد، اما به نظر می‌رسد که به احتمال زیاد این تبدیل مرزها در اوایل دوره دونین اتفاق افتاده است. Stampfli et al. (1991) و به دنبال آن لاسمی (۱۳۷۹) برای رسوب‌گذاری نهشته‌های اواخر اردوئیسین - سیلورین مدل برشی ساده‌ای را پیشنهاد می‌کنند.

به عقیده لاسمی (۱۳۷۹)، افزایش ضخامت رخساره‌های رسوبی که بر روی رخساره‌های همزمان با ریفت قرار می‌گیرند و دریایی تر شدن آن‌ها از زاگرس به سوی شمال و شمال شرق ایران و جهت جریان قدیمی رو به شمال و شمال شرق بیانگر وجود یک حاشیه واگرا و یک حاشیه غیرفعال قاره‌ای در اواخر دونین تا تریاس است. گسترش پلاتفرم‌های کربناته در حاشیه واگرا شمال گندوانا باعث پدید آمدن سنگ‌های کربناته ضخیم در دونین تا تریاس شده است (شکل ۱۱).

در طی پالئوزوئیک خرد صفحه ایران همراه با قطعات مختلف کشورهای مجاور اغلب در عرض‌های جغرافیایی کمتر از ۳۰ درجه جنوبی قرار داشته‌اند. از این رو تاریخچه تکتونیک و رسوب‌گذاری صفحه ایران در این فواصل زمانی می‌تواند شباهت زیادی به کشورهای همجوار داشته باشد. بازسازی جغرافیای دیرینه زمان دونین پیشین در ایران و کشورهای همجوار به علت فقدان فسیل‌های شاخص و همچنین کمبود رخنمون‌های سطحی امری مشکل به نظر می‌رسد. با این وجود، الگوی پراکندگی رخساره‌ها در سازندهای دونین پیشین نشان می‌دهد با حرکت از سمت سرزمین‌های جنوبی به سمت سرزمین‌های شمالی، محیط رسوبی عمیق‌تر می‌شود به طوری که سازند طویل در عربستان و سایر کشورهای عربی اغلب در محیطی رودخانه‌ای تشکیل شده است در حالی که سازندهای موجود در ترکیه و بخش اعظمی از سازند پادها مربوط به محیط‌های کم عمق ساحلی هستند (Husseini, 1991). مطالعه سنگ چینه‌نگاری سازند پادها در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که مرز زیرین سازند پادها در برش درونه از نوع فرسایشی بوده و با نبوده‌های بلند مدت همراه است، اما در برش ازبک کوه به صورت تدریجی با سازند نیور مشاهده شده است. این مورد همراه با الگوی مختلف سنگ چینه‌ای در دو برش مورد مطالعه بازتاب دهنده تاریخچه تکتونیک متفاوت این نهشته‌ها در دو بلوک طیس و یزد است. آنالیز رخساره‌ها و محیط رسوبی نهشته‌های سازند پادها در سایر نقاط ایران نشان می‌دهد که این رسوبات عمدتاً در محیط کم عمق ساحلی و در حاشیه شمال غربی اقیانوس پالئوتتیس ته‌نشست شده‌اند (Aharipour et al., 2005; Wendt et al., 2010; Zand-Moghadam et al., 2014). بازشدگی اقیانوس پالئوتتیس از اوایل اردوئیسین شروع شده است و در فواصل زمانی اردوئیسین و سیلورین رسوبات همزمان با



شکل ۱۱: نقشه جغرافیای دیرینه بخش شمال شرقی ابرقاره گندوانا در زمان دونین پیشین - میانی (اقتباس با تغییراتی از Sharland *et al.*, 2001). با توجه به موقعیت ایران مرکزی (نوک پیکان) به احتمال زیاد، رسوبات سازند پادها از بخش‌های جنوبی صفحه ایران و بخش‌های شمالی صفحه عربی (ناحیه زاگرس) منشأ گرفته‌اند.

(زندمقدم، ۱۳۹۲)، بالا آمدگی و فرونشینی مکرر بلوک‌ها در حوضه ایران مرکزی امری مشخص و قطعی به نظر می‌رسد. حرکات تکتونیکی همزمان با رسوب گذاری سبب بالا آمدن بخشی از رسوبات پیش از دونین شده و از آن جایی که این فرآیند با پس روی دریاها در دونین پیشین نیز دنبال می‌شود (Vail *et al.*, 1977)، لذا ناپیوستگی‌های متعدد با نبوده‌های سنی متفاوت در زیر نهشته‌های سازند پادها تشکیل شده است. از این رو، هر قطعه بالا آمده می‌تواند نقش سنگ مادر را در رسوبات سازند پادها ایفا کند. فرسایش سنگ‌های پیش از دونین در طی چرخه‌های مجدد بالا آمدگی و به دنبال آن رسوب گذاری در حاشیه

به باور زند مقدم (۱۳۹۲) گسل‌های مختلف امتداد لغز نرمال^۴ که در حوضه ریفتی پالتوتیس در زمان‌های اردوویسین تا اوایل دونین ایجاد شده، سبب بالا آمدگی و فرورفتگی‌های مشخص و در فواصل نزدیک به یکدیگر شده است.^۵

هر چند که عواملی همچون چین خوردگی‌های تکتونیکی و چرخش بلوک‌های شرق ایران مرکزی نیز می‌توانند در نزدیک بودن این برش‌ها به یکدیگر مؤثر باشد، اما با توجه به دریایی شدن رخساره‌های سازند پادها از جنوب به سمت شمال همراه با روند جهت جریان جنوبی - شمالی

4. Strike-Slip

5- Block faulting

۱- مطالعات پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش ازبک کوه بازتاب دهنده پتروفاسیس‌های غالب کوارتزآرنایت و ساب چرت آرنایت است در حالی که پتروگرافی ماسه سنگ‌ها در برش درونه نشان می‌دهد که دو پتروفاسیس کوارتزآرنایت و ساب آرنایت غالب هستند.

۲- مطالعات ژئوشیمیایی به منظور تعیین سنگ مادر ماسه سنگ‌های سازند پادها نشان می‌دهد که سنگ مادر غالب ماسه سنگ‌های سازند پادها سنگ‌های پلوتونیک فلسیک هستند که در برش ازبک کوه طی چرخه‌های مجدد رسوب گذاری قرار گرفته‌اند، اما در برش درونه چرخه مجدد رسوبی تأثیر چندانی نداشته است. هرچند، در برش‌های مختلف تأثیر سنگ‌های دگرگونی و آتش فشانی فلسیک نیز مشاهده شده است.

۳- براساس مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمیایی جایگاه تکنونیک ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش ازبک کوه نشان از تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی و رسوب گذاری در شرایط غیرفعال قاره‌ای را دارد در حالی که در برش درونه تأثیر چرخه‌های مجدد رسوبی در شرایط غیرفعال قاره‌ای مشاهده نمی‌گردد.

۴- مطالعه حاضر با استفاده از نتایج پتروگرافی و ژئوشیمی و بررسی جغرافیای دیرینه نشان می‌دهد که نهشته‌های سازند پادها به سن دونین پیشین - میانی می‌توانند در حد فاصل تبدیل حاشیه ریفتی به حاشیه غیرفعال پالئوتیس تشکیل شده باشند.

پالئوتیس و تحت تأثیر محیط‌های ساحلی سبب تشکیل پتروفاسیس غالب کوارتزآرنایتی، ساب لیت آرنایتی و ساب آرنایتی در ماسه سنگ‌های سازند پادها شده است. آنالیز خاستگاه ماسه سنگ‌های سازند پادها در برش‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که سنگ مادر این رسوبات عمدتاً سنگ‌های پلوتونیک اسیدی هستند. پس از بسته شدن کامل اقیانوس پالئوتیس در زمان تریاس (Stampfli, 2000) و به دنبال آن باز شدن و سپس بسته شدن اقیانوس نئوتیس در جنوب ایران مرکزی (در فواصل زمانی کربنیفر پیشین تا کرتاسه پسین)، سیستم فشارشی در محدوده ایران مرکزی ایجاد شده است که تا عهد حاضر نیز ادامه دارد. بر اثر این سیستم فشارشی، دسته‌جات مختلف گسلی با راستای شمالی - جنوبی فعال شده و چرخش بلوک‌های ایران مرکزی را به همراه داشته است. از آن جایی که میزان چرخش در هر بلوک به خوبی مشخص نشده است لذا الگوی متفاوتی از پراکندگی رخساره‌های زمان پالئوزوئیک را شاهد هستیم. بدیهی است که تفسیر دقیق رخساره‌های رسوبی و بازسازی جغرافیای دیرینه مستلزم مطالعات گسترده‌تر زمین شناسی در این ناحیه است.

نتیجه گیری

نتایج حاصل از مقایسه ماسه سنگ‌های سازند پادها در دو برش ازبک کوه (شمال بلوک طبس) و درونه (شمال بلوک یزد) به صورت زیر است:

منابع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
- زندمقدم، ح.، ۱۳۹۲. آنالیز رخساره‌ها، برخاستگاه تکنونیک، ژئوشیمی، دیاژنز و چینه نگاری سکانسی سازند پادها در ایران مرکزی. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ۳۸۰ ص.
- علوی نائینی، م.، ۱۳۷۲. چینه شناسی پالئوزوئیک ایران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵: ۴۹۲ ص.

لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۷۸: ۱۸۰ ص.

- Aharipour, R., Moussavi, M.R., Mosaddegh, H., & 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.
- Alavi, M., 1991. Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. *Geological Society American Bulletin*, 103: 983-992.
- Bauluz, B., Mayayo, M.J., Fernandez-Nieto, C., & Gonzalez-Lopez, J.M., 2000. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting. *Chemical Geology*, 168: 135-150.
- Berberian, M., & King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal Earth Sciences*, 18: 210-265.
- Bhatia, M.R., 1985. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones: a reply. *Journal of Geology*, 93: 85-87.
- Bhatia, M.R., & 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.
- Boulin, J., 1988. Hercynian and Eocimmerian event in Afghanistan and adjoining regions. *Tectonophysics*, 148: 253-278.
- Boulin, J., 1991. Structures in southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics*, 196: 211-268.
- Caracciolo, L., Le Pera, E., Muto, F., & Perri, F., 2011. Sandstone petrology and mudstone geochemistry of the Peruc-Koryacany Formation (Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic). *International Geology Review*, 53: 1003-1031.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos*, 51 (3): 181-203.
- Cullers, R.L., Barret, T., Carlson, R., & 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.
- Cullers, R.L., Basu, A., & Suttner, L.J., 1988. Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA. *Chemical Geology*, 70 (4): 335-348.
- Cullers, R.L., & Podkovyrov, V.N., 2000. Geochemistry of the Mesoproterozoic Lakhanda shales in southeastern Yakutia, Russia: Implications for mineralogical and provenance control, and recycling. *Precambrian Research*, 104 (1-2): 77-93.
- Davoudzadeh, M., Soffel, H., & Schmidt, K., 1981. On the rotation of the Central-East-Iran microplate. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, Monatshefte für Chemie - Chemical Monthly. International Journal of Chemistry*, 3: 180-192
- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. *Hemphill Publishing Company*, Austin, Texas, 182 p.
- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X., & Qi, L., 2002. Provenance and tectonic setting of the proterozoic turbidites in Hunan, South China: geochemical evidence. *Journal of Sedimentary Research*, 72: 393-407.
- Husseini, M.I., 1989. Tectonic and depositional model for the Late Precambrian-Cambrian Arabian plate. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 73: 1117-1131.
- Husseini, M.I., 1991. Tectonic and depositional model of the Arabian and adjoining plates during the Silurian-Devonian. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 75: 108-120.
- Ingersoll, R.V., Bullard, T.F., Ford, R.L., Grimm, J.P., Pickle, J.D., & 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., Harami, R.M., Amini, A., Mahboubi, A., & Farzaneh, F., 2013. Geochemical constraints on the provenance of Oligocene-Miocene siliciclastic deposits (Zivah Formation) of NW Iran: implications for the tectonic evolution of the Caucasus. *Arabian Journal of Geosciences*, 7: 4245-4263.
- Nadimi, A., 2007. Evolution of the Central Iranian basement. *Gondwana Research* 12: 324-333.

- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., & Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics. In: Johnsson, M.J., & Basu, A., (eds.), Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of American Special Paper*, 285: 21-40.
- Najafzadeh, A., Jafarzadeh, M., & Moussavi-Harami, R., 2010. Provenance and tectonic setting of Upper Devonian sandstones from Ilanqareh Formation (NW Iran). *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27: 545-561.
- Odigi, M.I., & Amajor, L.C., 2009. Geochemical characterization of Cretaceous sandstones from the Southern Benue Trough, Nigeria. *Chinese Journal of Geochemistry*, 28: 44-54.
- Ruban, D.A., Al-Husseini, M., & Iwasaki, Y., 2007. Review of Middle East Paleo-zoic plate tectonics. *GeoArabia*, 12: 35-56.
- Ruttner, A., Nabavi, M.H., & Hajian, J., 1968. Geology of Shirgesht area (Tabas area, East Iran). *Geological Survey of Iran*, 4: 1-133.
- Ruttner, A.W., Nabavi, M.H., & Alavi, M., 1970. Geological Map of Ozbak-Kuh, 1:100,000 Series, *Geology Survey of Iran*, Tehran.
- Sharland, P.R., Archer, R., Casey, D.M., Davies, R.B., Hall, S.H., Hevard, A.P., Horbury, A.D., & Simmons, M.D., 2001. Arabian Plate Sequence Stratigraphy. *GeoArabian*, Special Publication, 2: 1-270.
- Soffel, H.C., Davoudzadeh, M., Rolf, C., & Schmidt, S., 1996. New palaeomagnetic data from Central Iran and a Triassic palaeoreconstruction. *Geologische Rundschau*, 85: 293-302.
- Stampfli, G., Marcoux, J., & Baud, A., 1991. Tethyan margins in space and time. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. *International Journal for the Geo-Science*, 87: 373-409.
- Stampfli, G.M., 1978. Etude geologic general de L Elburz oriental au sud de Gonbad-e Quabus, Iran N-E. *These, University of Geneva*, 328 p.
- Stampfli, G.M., 2000. Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J.A., & Piper, J.D.A., (eds.), Tectonics and magmatism in Turkey and the surrounding area. *Geological Society of London*, Special Publications, 173: 1-23.
- Stocklin, J., & Setudehnia, A. 1991. Stratigraphic Lexicon of Iran. *Geological Survey of Iran Report 18, third edition*, 1-376.
- Sun, L., Gui, H., & Chen, S., 2012. Geochemistry of sandstones from the Neoproterozoic Shijia Formation, northern Anhui Province, China: implications for provenance, weathering and tectonic setting. *Chemie Erde*, 72 (3): 253-260.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235: 147-150.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. *Blackwell Scientific Publications*, 1-312.
- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., & Thompson, S., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part four: global cycles of relative changes of sea level. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 26: 83-98.
- Weltje, G.J., & von Eynatten, H., 2004. Quantitative provenance analysis of sediment: review and outlook. *Sedimentary Geology*, 171: 1-11.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu Bavandpur, A., 2002. Devonian/Lower Carboniferous stratigraphy, facies patterns and palaeogeography of Iran. Part I. Southeastern Iran. *Acta Geologica Polonica*, 52 (2): 129-168.
- Wendt, J., Kaufmann, B., Belka, Z., Farsan, N., & Karimu Bavandpur, A., 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., & Bavi, H., 2013. Comparison of tidalites in siliciclastic, carbonate, and mixed siliciclastic-carbonate Systems: examples from Cambrian and Devonian deposits of East-Central Iran. *International Scholarly Research Notices Geology*, 1-21.
- Zand-Moghadam, H., Moussavi-Harami, R., & Mahboubi, A., 2014. Sequence stratigraphy of the Early-Middle Devonian succession (Padeha Formation) in Tabas Block, East-Central Iran: Implication for mixed tidal flat deposits. *Palaeoworld*, 23: 31-49.