

خاستگاه زمین ساختی ماسه‌سنگ های سازند بایندور (نئوپروتروزوئیک پسین) در برش چپقلو، شمال غرب ایران

نجمه اعتمادسعید*^۱، محبوبه حسینی برزی^۲

۱- استادیار زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.

۲- دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۱/۲۴

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۵/۷/۱۸

چکیده

جایگاه زمین ساختی ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین به خوبی شناخته شده نیست و پیشنهادهای از حاشیه غیرفعال (ایران به‌عنوان بخشی از پلاتفرم آفرو-عربی) تا حاشیه فعال (ایران به‌عنوان بخشی از زمین‌های پیرامونی گندوانا) وجود دارد. خاستگاه زمین ساختی سازند بایندور که طی این زمان نهشته شده است، می‌تواند اطلاعات ارزشمندی از تکامل زمین ساختی ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین را فراهم کند. سازند بایندور در برش چپقلو به‌طور غالب از سنگ‌های سیلیسی آواری ارغوانی تیره تا قرمز رنگ، بیشتر گلسنگ و به میزان کم‌تر ماسه‌سنگ و سنگ‌های کربناته، تشکیل شده است (۴۰۰m). ماسه‌سنگ‌ها حاوی مقادیر فراوانی کوارتز، فلدسپار و قطعات سنگی ولکانیکی (اغلب آندزیتی و ریولیتی) هستند و ترکیب $Q_{44}F_{30}RF_{26}$ (لیتیک آرکوز تا آرکوزیک لیتارنایت)، $Q_{m37}F_{30}Lt_{33}$ و $Qt_{47}F_{30}L_{23}$ دارند. این داده‌ها به روشنی نشان می‌دهد که ماسه‌سنگ های سازند بایندور از منشا کمان ماگمایی با ترکیب سنگ‌های ولکانیکی فلسیک/حدواسط و سنگ‌های نفوذی گرانودیوریتی رخنمون یافته، منشا گرفته‌اند. بلوغ نیافتگی بافتی و ترکیبی رسوبات سازند بایندور در کنار شکل نسبتاً زاویه‌دار تا زاویه‌دار دانه‌های ناپایدار همانند قطعات سنگی ولکانیکی، نشان دهنده منشا گرفتن محلی از سنگ‌های رخنمون یافته اطراف (منشاهای نزدیک) و نهشت در یک حاشیه قاره‌ای فعال است. این نتایج شواهد جدیدی از نقش فرورانش در این دوره زمانی در ایران، به‌عنوان بخشی از زمین‌های پیرامونی گندوانا را فراهم می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: چپقلو، خاستگاه زمین ساختی، سازند بایندور، کمان ماگمایی، نئوپروتروزوئیک پسین.

مقدمه

هدف اصلی از این مطالعه، روشن ساختن شرایط زمین ساختی ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین است که در بازسازی حاشیه شرقی ابرقاره گندوانا در این زمان دارای اهمیت زیادی است. این موضوع در سال‌های اخیر مورد بحث‌های زیادی قرار گرفته است و در میان پژوهشگران اختلاف نظرهایی در رابطه با شرایط زمین ساختی مرتبط با ریفت (حاشیه غیرفعال قاره‌ای) و یا کمان (حاشیه فعال قاره‌ای) وجود دارد (برای مثال: لاسمی، ۱۳۷۹؛ رضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸؛ شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۵). با این حال، مطالعات انجام گرفته پیشین بیشتر بر روی مطالعه سنگ‌های آذرین متمرکز بوده و مطالعه سکنس‌های رسوبی همراه آن‌ها کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است (برای مثال: اعتمادسعید و همکاران، ۲۰۱۵). این مطالعه، گامی آغازین در شناسایی خاستگاه سنگ‌های سیلیسی آواری سازند بایندور است.

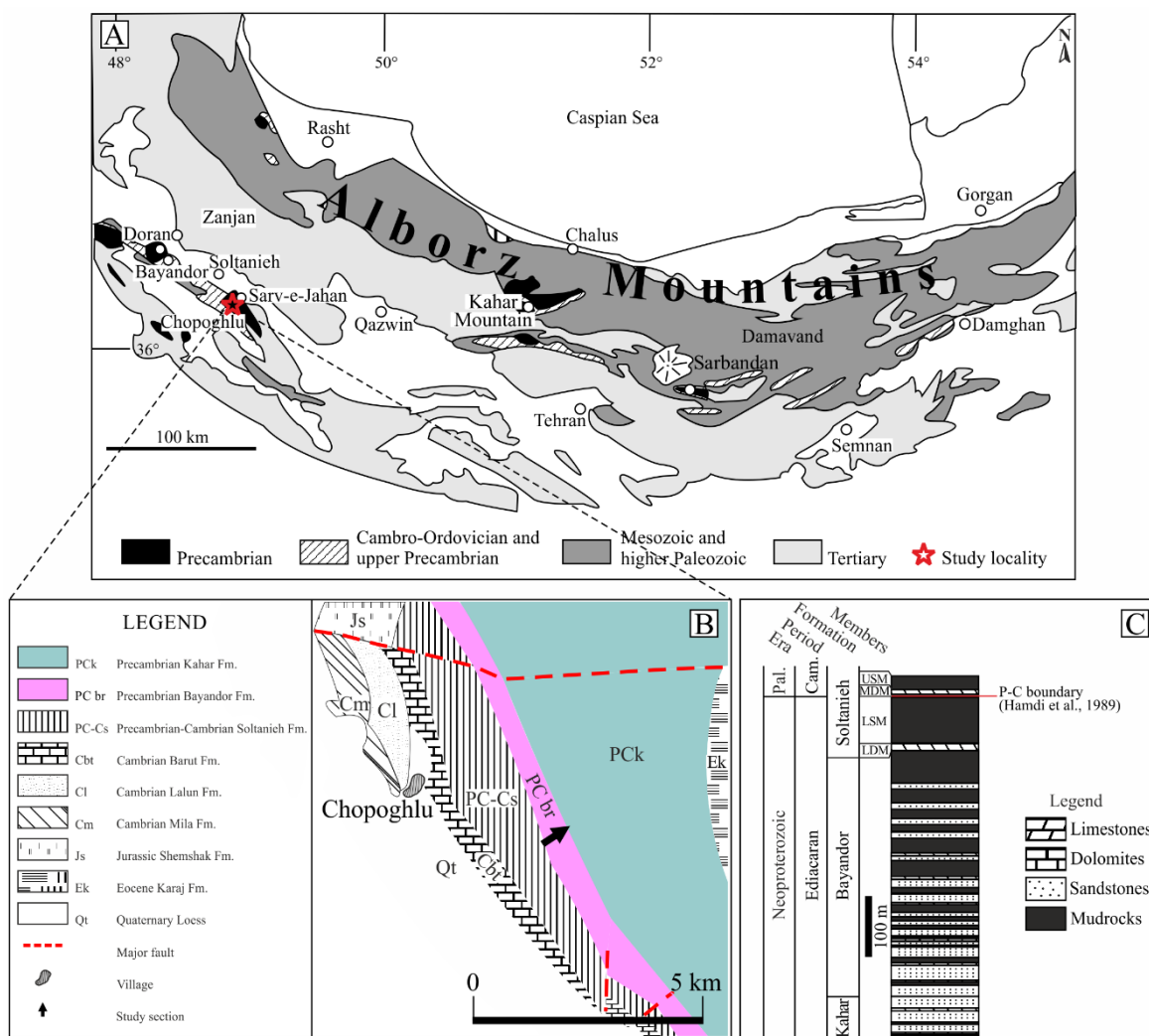
مواد و روش‌ها

ناحیه مورد مطالعه، در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی (آقانباتی، ۱۳۸۳) و در منطقه البرز غربی قرار دارد (شکل ۱). برش انتخاب شده در دره‌ای در شمال شرق روستای چپقلو واقع شده است (N ۳۶° ۱۱' ۳۶" و E ۴۸° ۵۵' ۲۹"). سازند بایندور در این برش از حدود ۴۰۰ متر گلسنگ با میان لایه‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌های کربناتی اغلب استروماتولیتی تشکیل شده و در میان سازندهای کاهار و سلطانیه (حاوی مرز پرکامبرین-کامبرین) قرار گرفته است (شکل E-۲A). مرز زیرین آن با سازند کاهار ظاهراً به صورت پیوسته و تدریجی، همراه با تغییر رنگ از سبز-خاکستری به ارغوانی است. مرز بالایی آن نیز به صورت پیوسته و هم

سنگ‌های رسوبی سیلیسی آواری دارای اهمیت زیادی در مطالعه خاستگاه و جایگاه زمین ساختی حوضه‌های رسوبی هستند و حافظه پنهانی برای بازسازی تاریخ زمین دارند (دیکینسون، ۱۹۷۰، ۱۹۸۵؛ باتیا، ۱۹۸۳، ۱۹۸۵؛ روزر و کورش، ۱۹۸۶، ۱۹۸۸؛ کندی و همکاران، ۲۰۰۱). بهترین شیوه استفاده از این سنگ‌ها جهت انجام مطالعات خاستگاهی، استفاده از مجموعه‌ای از مطالعات سنگ‌شناسی (به‌ویژه برای ماسه‌سنگ‌ها)، روش-های ژئوشیمیایی و همین‌طور آنالیز اورانیوم-سرب زیرکن‌های تخریبی است (مک لنان و همکاران، ۱۹۹۰؛ آرمسترانگ-آلترین و همکاران، ۲۰۱۳، ۲۰۱۵؛ اعتمادسعید و همکاران، ۲۰۱۵). در این کار جهت مطالعه خاستگاه زمین ساختی سازند بایندور در برش چپقلو، از روش‌های سنگ‌شناسی و آنالیز مودال ماسه‌سنگ‌ها استفاده شده است. سازند بایندور که برای اولین بار توسط اشتوکلین و همکاران (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴) در کوه بایندور معرفی شد، نماینده جوان‌ترین سنگ‌های پرکامبرین در شمال غرب ایران است (Ma ۵۵۹±۲۸؛ هورتون و همکاران، ۲۰۰۸). این سازند تنها در نواحی شمال غربی ایران برونزد دارد و به طور معمول در بین دو سازند کاهار و سلطانیه (حاوی مرز پرکامبرین-کامبرین) مشاهده می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). با وجود مطالعاتی که اغلب جهت روشن سازی جایگاه چینه‌شناسی سازند بایندور انجام شده است (همانند: قویدل سیوکی، ۱۳۷۴)، خاستگاه سنگ‌های سیلیسی آواری این سازند و استفاده از آن در بازسازی جغرافیای دیرینه کم‌تر مورد توجه قرار گرفته است. در این مطالعه، برای نخستین بار خاستگاه زمین ساختی ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور با استفاده از پتروگرافی و آنالیز مودال ماسه‌سنگ‌ها، مورد بررسی قرار گرفته است.

بر این، مطالعه پالینولوژیکی انجام گرفته بر روی این سازند در نزدیکی برش مورد مطالعه و در برش الگوی آن، واقع در شمال دهکده دوران در جنوب زنجان، سن ریفتن بالایی را نشان داده است (قویدل سیوکی، ۱۳۷۴).

شیب با دولومیت های سازند سلطانیه است (شکل ۲E). اگرچه سن سازند بایندور در این برش مورد مطالعه قرار نگرفته است اما موقعیت چینه شناسی آن در بین سازندهای کاهار و سلطانیه، سن نئوپروتروزوئیک پسین را پیشنهاد می دهد. علاوه



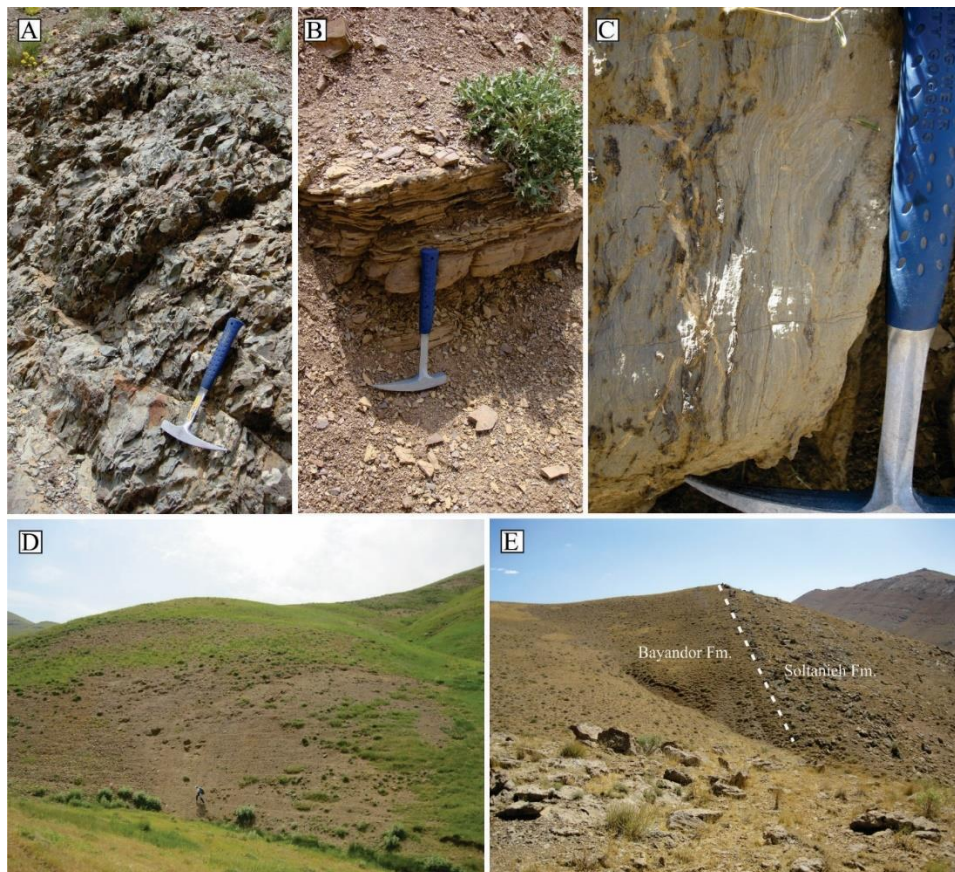
شکل ۱: (A) موقعیت ناحیه مورد مطالعه (ستاره) در نقشه زمین شناسی کلی کوه های البرز (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴). (B) نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ مرزن آباد (اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹). (C) ستون چینه شناسی سازند بایندور در برش مورد مطالعه.

کونچی، ۱۹۹۴؛ کو، ۲۰۱۰). استراتژی نمونه برداری و فواصل نمونه برداری سیستماتیک، بسته به شرایط برش مورد مطالعه و با هدف برداشت واحدهای لیتواستراتیگرافیکی ماسه سنگی

پس از بازدیدهای صحرایی و با تعیین حدود برش مورد مطالعه، ۷۰ نمونه به صورت سیستماتیک (جهت پوشش کامل برش) و هدفدار برداشت شد (روش های نمونه برداری براساس: لویز و مک

بودن اغلب ماسه‌سنگ ها، ۳۸ نمونه ماسه‌سنگی مناسب برای این کار انتخاب گردید. سپس ۴۰۰-۳۰۰ دانه در این نمونه‌ها توسط نقطه شمار مکانیکی و با روش گزی-دیکینسون^۲ (اینگرسول و همکاران، ۱۹۸۴) شمارش گردیدند. متغیرهای شمارش شده در جدول ۱ و نتایج به دست آمده از نقطه شماری ماسه‌سنگ های سازند بایندور در جدول ۲ نشان داده شده است.

بوده است. از نمونه‌های برداشت شده مناسب، مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه گردید. مطالعات میکروسکوپی و پتروگرافی بر روی مقاطع نازک ماسه‌سنگی در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان انجام گرفت. پس از مطالعات پتروگرافی، نمونه‌های ماسه‌سنگی دانه متوسط خوب جور شده جهت آنالیز مودال و نقطه شماری انتخاب گردیدند. با توجه به ریز دانه



شکل ۲: ماسه‌سنگ های خاکستری-سبز سازند کاهار (A) در مقایسه با ماسه‌سنگ های ارغوانی رنگ سازند بایندور (B)، کربنات‌های استروماتولیتی که به صورت میان لایه با سیلیسی آواری‌ها قرار گرفته‌اند (C)، گل‌سنگ‌های ارغوانی، اصلی‌ترین تشکیل دهنده‌های سازند بایندور (D)، مرز بالایی سازند بایندور با دولومیت‌های سازند سلطانیه (E).

بحث و نتایج

ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور در برش مورد مطالعه اغلب ریز تا متوسط دانه، حاوی دانه‌های نیمه گرد شده تا نیمه زاویه‌دار با جورشدگی متوسط تا خوب و از نظر بافتی نابالغ هستند (شکل ۳A-C). البته توجه به این نکته ضروری است که هرچند براساس نتایج به دست آمده از نقطه شماری، ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور حاوی ۳ تا ۲۲ درصد (به طور میانگین ۱۱٪) ماتریکس هستند، با این حال طبق طبقه‌بندی دیکینسون (۱۹۷۰) برای ماتریکس‌ها، بخش زیادی از رس‌های موجود در ترکیب این ماسه سنگ‌ها دیاژنزی هستند. این ذرات ریزدانه ناپیوسته از طریق فشار و جریان یافتن دانه‌های آواری ضعیف همانند قطعات سنگی ریزدانه در فضاهای خالی مجاور شکل گرفته‌اند. بخشی از آن‌ها نیز محصولات هوازگی فلدسپارها و قطعات سنگی ولکانیکی هستند. توزیع نامنظم، ساختارهای شعله مانند و محصور شدن توسط دانه‌های سخت‌تر، از شواهد شناسایی این نوع ماتریکس هستند (شکل ۳A). با این حال نمی‌توان تمامی این ماتریکس را به ماتریکس دروغین نسبت داد و سهمی برای ماتریکس اولیه (پروتوماتریکس) در نظر نگرفت. علاوه بر این، سیمان کوارتزی رورشدی هم محور، اصلی‌ترین سیمان مشاهده شده در ترکیب ماسه-سنگ‌های بایندور است (شکل ۳B). اصلی‌ترین

تشکیل دهنده‌های ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه به ترتیب فراوانی شامل کوارتز، فلدسپار و قطعات سنگی ولکانیکی و به میزان کم‌تر مسکویت و کانی-های سنگین اپک و شفاف هستند. کوارتزها به طور غالب مونو کریستال، با نسبت کوارتز مونو کریستال به پلی کریستال (Qm/Qp) معادل ۸/۸۷ و خاموشی مستقیم تا موجی خفیف هستند (کوارتزهای پلوتونیک؛ شکل ۳A). فلدسپارها نیز هم به صورت فلدسپارهای پتاسیم‌دار (اغلب ارتوکلاز) و هم به صورت پلاژیوکلاز، با نسبت پلاژیوکلاز به فلدسپارهای پتاسیم (P/K) معادل ۰/۹۸ مشاهده می‌شوند (شکل ۳B). با این تفاوت که پلاژیوکلازها اغلب درشت، زاویه‌دار و تازه اما فلدسپارهای پتاسیم‌دار اغلب نیمه گرد شده تا گرد شده و آتره هستند (شکل ۳B). اصلی‌ترین قطعات سنگی مشاهده شده در ترکیب این ماسه‌سنگ‌ها نیز قطعات سنگی ولکانیکی با ترکیب حدواسط تا اسیدی (اغلب آندزیتی و ریولیتی) و با بافت میکروولیتی و فلسیک هستند (شکل ۳C). قطعات سنگی چرتی نیز با فراوانی اندک مشاهده می‌شوند. علاوه بر این، کانی‌های فرعی شامل میکاها (اغلب مسکویت)، کانی‌های سنگین اپک و کانی‌های سنگین شفاف (اغلب زیرکن)، ۲٪ تا ۲۲٪ (به طور میانگین ۱۱٪) ماسه‌سنگ‌های مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند.

جدول ۱: پارامترهای شمارش شده در ماسه‌سنگ های مورد مطالعه (دیکینسون، ۱۹۸۵).

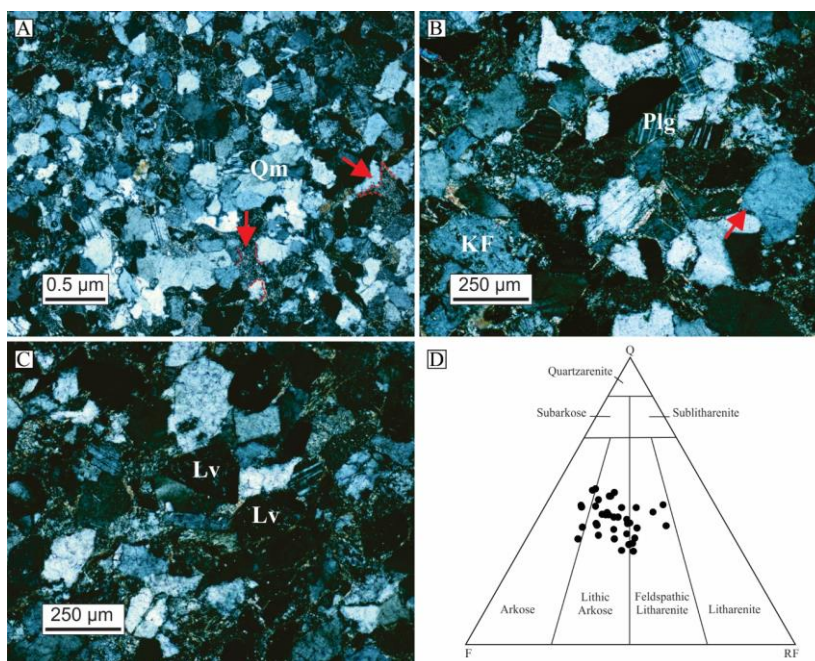
Symbol	Definition	
Point-counting categories		
Qm	Qm non	Non undulose monocrystalline quartz
	Qm un	Undulose monocrystalline quartz
Qpq	Qp 2-3	Polycrystalline quartz (2-3 subgrains)
	Qp >3	Polycrystalline quartz (more than 3 subgrains)
Cht	Chert	
Plg	Plagioclase feldspar	
KF	K-feldspar	
Lv	Volcanic lithic fragment	
Ls	Sedimentary lithic fragment	
Lm	Metamorphic lithic fragment	
Acc	Accessory minerals	
Recalculated parameters		
Qp	Polycrystalline quartz including chert	
Qt	Total quartzose grains (Qm+Qp)	
F	Total feldspar grains (P+K)	
L	Total unstable lithic fragments (Lv+Ls+Lms)	
Lt	Total lithic fragments (L+Qp)	
Lvm	Total volcanic/meta-volcanic lithic grains	
Lsm	Total sedimentary/meta-sedimentary lithic grains	

جدول ۲: داده‌های حاصل از نقطه شماری ۳۰۰ تا ۴۰۰ دانه در ماسه‌سنگ های سازند بایندور. به اسامی خلاصه شده در جدول ۱ اشاره شده است.

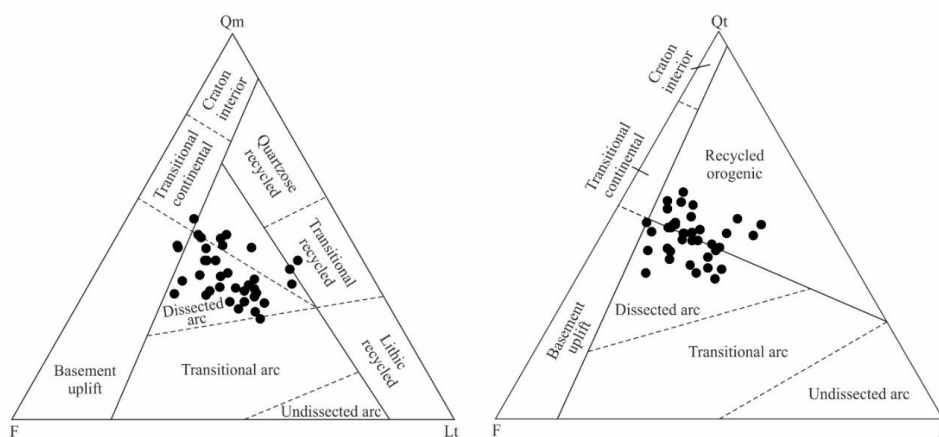
Sample no.	Qm non	Qm un	Qp 2-3	Qp >3	KF	Plg	Cht	Ls	Lsm	Lv	Acc	S cem	C cem	Matrix	Sum	MIA
BCh8	56	18	1	5	59	23	12	0	0	69	20	39	0	48	350	49
BCh10	61	15	0	2	38	30	9	4	1	63	24	49	0	43	339	53
BCh11	60	19	1	5	48	30	7	1	2	57	32	34	0	53	349	52
BCh13	71	25	4	8	46	27	4	5	1	42	16	31	0	23	303	60
BCh14	62	17	0	11	49	29	4	4	0	36	16	29	9	35	301	54
BCh15	71	16	0	16	47	25	2	1	3	31	37	21	0	34	304	59
BCh16	58	21	3	6	47	17	7	1	4	28	26	33	0	54	305	58
BCh17	76	38	0	7	52	24	0	3	0	38	17	28	0	24	307	61
BCh19	53	14	2	11	57	22	6	0	0	43	35	21	0	38	302	50
BCh20	79	19	1	7	52	32	1	0	1	28	13	31	5	34	303	56
BCh21	84	24	1	3	49	29	11	1	0	42	16	31	0	26	317	59
BCh22	94	20	2	8	56	41	5	1	0	27	5	33	0	8	300	56
BCh23	66	33	3	15	56	30	5	1	2	102	27	37	0	44	421	58
BCh24	81	49	3	10	37	62	8	2	0	63	20	34	0	59	428	59
BCh25	79	15	4	33	40	59	32	0	0	76	6	31	0	50	425	57
BCh26	82	53	2	5	32	48	5	0	0	33	26	40	0	20	346	64
BCh27	89	35	3	11	41	32	1	0	0	53	9	24	3	22	323	65
BCh28	60	27	2	11	41	60	6	0	1	35	2	32	0	25	302	50
BCh29	90	41	1	19	42	47	1	0	0	38	16	25	0	35	355	63
BCh30	80	35	4	14	34	37	10	0	1	40	8	28	0	34	325	65
BCh31	62	28	1	12	52	73	2	0	0	48	23	36	15	85	437	45
BCh32	87	31	0	41	64	32	4	0	0	102	11	46	0	41	459	62
BCh33	76	31	0	8	71	35	12	1	0	116	14	40	0	46	450	52
BCh34	106	16	2	13	37	47	12	0	0	102	9	58	16	69	487	62
BCh35	116	17	3	26	33	71	25	0	0	91	40	50	0	71	543	61
BCh36	82	48	0	23	67	37	6	2	0	78	9	49	0	64	465	60
BCh37	91	46	0	31	44	76	4	0	0	78	25	44	0	62	501	58
BCh38	75	36	4	35	36	61	5	0	0	83	8	35	0	22	400	61
BCh39	63	22	5	26	49	46	21	0	0	95	22	35	0	17	401	55
BCh40	57	27	7	43	49	24	30	0	0	42	9	36	9	94	427	65
BCh41	57	52	3	32	16	38	17	0	0	95	11	58	27	24	430	73
BCh42	67	50	9	22	63	66	5	8	0	62	11	34	0	57	454	53
BCh43	90	76	5	15	53	36	7	0	0	66	35	27	0	64	474	68
BCh44	56	39	1	38	66	42	33	2	4	51	15	38	0	42	427	55
BCh45	81	19	0	8	29	20	0	5	0	63	16	33	0	27	301	69
BCh46	63	16	9	12	20	42	2	5	0	65	10	31	0	27	302	62
BCh47	78	19	2	5	24	16	15	11	0	80	27	36	0	51	364	72
BCh48	81	18	3	16	13	18	3	0	1	87	19	34	0	38	331	79

می‌گیرند. ویژگی اصلی ماسه‌های مشتق شده از کمان ماگمایی، ترکیب فلدسپاتولیتیک تا لیتوفلدسپاتیک با نسبت بالای P/K و Lv/Ls (نسبت قطعه سنگ ولکانیکی به قطعه سنگ رسوبی) است (دیکینسون، ۱۹۸۵). پایین آمدن نسبت P/K در ماسه‌سنگ‌های این خاستگاه زمین‌ساختی، همانند ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور، به فرسایش عمیق^۴ مجموعه‌های کمانی نسبت داده می‌شود (دیکینسون، ۱۹۸۵).

به‌طور کلی ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور در برش چپ‌قلو ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیتارنایت و به میزان کم‌تر آرکوز دارند (براساس طبقه‌بندی فولک (۱۹۸۰)؛ شکل ۳D). با استفاده از دیاگرام-های مثلثی تفکیک خاستگاه دیکینسون (۱۹۸۵)، میانگین ترکیب مودال ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور $Qt_{47}F_{30}L_{23}$ و $Qm_{37}F_{30}L_{t33}$ است (شکل ۴). برای اساس ماسه‌سنگ‌های گری و کی سازند بایندور در هر دو مثلث، درون یا در مجاورت محدوده منشا کمان ماگمایی فرسایش یافته^۳ قرار



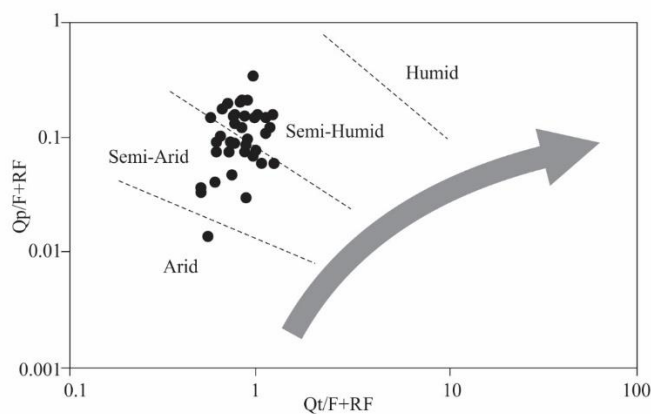
شکل ۳: تصاویر میکروسکوپی از ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور. کانی‌های کوارتز تک بلور و ماتریکس‌های دیاژنزی نشان داده شده با فلش (A)، پلاژیوکلاز و سیمان‌های رورشدی کوارتزی مشخص شده با فلش (B) و قطعات سنگی ولکانیکی (C) در این تصاویر مشاهده می‌شوند. براساس طبقه‌بندی فولک (۱۹۸۰) اغلب ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیتارنایت نشان می‌دهند.



شکل ۴: نتایج آنالیز مودال در ماسه‌سنگ های سازند بایندور بر روی دیاگرام‌های تفکیک کننده خاستگاه زمین ساختی دیکینسون (۱۹۸۵).

بر این، اندیس آلتراسیون مینرالوژیکی^۵ (جانسون، ۱۹۹۳) که از محاسبه نسبت کوارتز به مجموع دانه‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار به دست می‌آید، در ماسه‌سنگ های بایندور از ۴۵٪ تا ۷۹ و به طور میانگین ۵۹٪ است (جدول ۲). این مقادیر نشان دهنده هوازدگی متوسط ناحیه منشأ رسوبات است.

به منظور بررسی اثر آب و هوا بر ترکیب ماسه‌سنگ های سازند بایندور در برش مورد مطالعه، داده‌های به دست آمده از نقطه شماری، در نمودار ساتنر و دوتا (۱۹۸۶) وارد شدند (شکل ۵). نتایج به دست آمده نشان دهنده شرایط آب و هوایی خشک تا نسبتاً مرطوب در زمان نهشت رسوبات است. علاوه



شکل ۵: وارد نمودن داده‌های حاصل از نقطه شماری در نمودار ساتنر و دوتا (۱۹۸۶).

ساخت و لیتولوژی سنگ‌های منشأ رسوبات اشاره کرد (باگزر، ۲۰۰۹). هرچند، فرآیندهایی از قبیل هوازدگی و چرخه مجدد رسوبی نیز می‌توانند بر

بحث

ترکیب رسوبات سیلیسی آواری تحت‌تاثیر عوامل مختلفی است که از مهم‌ترین آن‌ها می‌توان به زمین

5-MIA: Mineralogical Index of Alteration

هنرمند و همکاران، ۲۰۱۶) نشان داده‌اند که سازند بایندور سن نئوپروتروزوئیک پسین و معادل زمان مورد بحث را دارد. به همین دلیل، خاستگاه زمین ساختی سازند بایندور می‌تواند اهمیت زیادی در تعیین شرایط زمین ساخت حاکم بر زمان شکل-گیری پی سنگ رسوبی ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین داشته باشد. استفاده از روش‌های کلاسیک در تعیین خاستگاه زمین ساختی این ماسه‌سنگ‌ها (آنالیز مودال)، نشان دهنده خاستگاه زمین ساختی کمان ماگمایی فرسایش یافته برای آن‌ها است. این نتایج نشان دهنده شرایط همراه با زمین ساخت مرتبط با فرورانش در این دوره زمانی (نئوپروتروزوئیک پسین) در ایران و مطابق با مدل حاشیه فعال قاره‌ای و نه ریفتینگ است. در این مدل، بلوک‌های ایران همانند زمین‌های کماتی آوالونیا^۶ (۶۴۰-۵۴۰ Ma) و کادومیا^۷ (۶۱۶-۵۴۰ Ma) بخش‌هایی از زمین‌های حاشیه‌ای گندوانا^۸ بوده‌اند که در طول حاشیه قاره‌ای گندوانا قرار داشته‌اند (حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸؛ ساکی، ۲۰۱۰؛ عزیزی و همکاران، ۲۰۱۱؛ شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۵). علاوه بر این، شواهد بافتی این ماسه‌سنگ‌ها و تازه و زاویه‌دار بودن قطعات ناپایدار (همانند پلاژیوکلازها و قطعات سنگی ولکانیکی) نشان می‌دهند که حداقل بخشی از رسوبات حوضه نهشتی سازند بایندور از منشاهای نزدیک تامین شده‌اند. بر این اساس، قسمتی از رسوبات سازند بایندور از منشاهای ولکانیکی (اغلب آندزیتی و ریولیتی) و پلوتونیک مشتق شده و احتمالاً در حوضه‌های مرتبط با کمان نهشته شده‌اند. هرچند الگوی توزیع زیرکن‌های تخریبی این ماسه‌سنگ‌ها (هورتون و همکاران، ۲۰۰۸)، کوهزایی شرق آفریقا را نیز به عنوان منبع رسوب مهم دیگری برای

روی ترکیب نهایی رسوبات اثر بگذارند. تاثیر این فرآیندها تا حد زیادی به آب و هوا (شدت هوازدگی) و زمان سپری شده بین فرسایش و نهشت (مدت هوازدگی) بستگی دارد. این فرآیندها با حذف انتخابی کانی‌های با پایداری کم، سبب تفسیر نادرست خاستگاهی از روی مجموعه کانی‌های باقیمانده در رسوبات می‌شوند و به همین علت نیز باید پیش از هرگونه نتیجه‌گیری خاستگاهی، مورد بررسی قرار گیرند (هاگتون و همکاران، ۱۹۹۱). نتایج به دست آمده از این مطالعه نشان می‌دهند که ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور، از نظر ترکیبی سیلیسی آواری‌های نابالغ هستند و ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیتارنایت دارند. حفظ کانی‌ها و قطعات سنگی ناپایدار و مستعد هوازدگی شیمیایی در ترکیب این ماسه‌سنگ‌ها نشان دهنده شرایط خاصی همانند سرد یا خشک بودن آب و هوا و بالا آمدن سریع ناحیه منشا است (فولک، ۱۹۸۰). به این ترتیب شواهد سنگ‌شناسی نشان می‌دهند که ترکیب اولیه رسوبات بایندور تغییرات زیادی را تحمل نکرده است و تفسیر خاستگاهی آن‌ها تا حد زیادی قابل اعتماد است. همان‌طور که در طرح مسئله عنوان گردید، شرایط زمین ساختی ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین، مورد بحث‌های زیادی قرار گرفته است. در بین محققین اختلاف نظرهایی در رابطه با ماگماتیسیم‌های مرتبط با ریفت و یا کمان و به تبع آن شرایط حاشیه غیرفعال و یا فعال قاره‌ای در این زمان وجود دارد (رمضانی و تاکر، ۲۰۰۳؛ حسن زاده و همکاران، ۲۰۰۸؛ هورتون و همکاران، ۲۰۰۸؛ شفایی مقدم و همکاران، ۲۰۱۵). از طرف دیگر، مطالعات پالینولوژیکی (قویدل و همکاران، ۱۳۷۴) و سن سنجی اورانیوم-سرب زیرکن‌های تخریبی (هورتون و همکاران، ۲۰۰۸؛

8-Peri-Gondwanan Terranes

6-Avalonia

7-Cadomia

کاهار را از طریق مطالعات آنالیز مودال، آنالیز کانی-های سنگین، ژئوشیمی گلسنگ‌ها و سن سنجی زیرکن‌های تخریبی، در برش‌هایی همانند برش نمونه (کوه کاهار) در البرز مرکزی و شرقی مورد مطالعه قرار دادند و نتایج مشابهی با این مطالعه گزارش نمودند. این محققین میانگین ترکیبی $Qm_{32}F_{40}Lt_{28}$ و $Qt_{39}F_{40}L_{21}$ را برای ماسه‌سنگ های لیتیک آرکوزی کاهار در برش نمونه (کوه کاهار) گزارش کردند که شباهت زیادی به میانگین ترکیبی ماسه‌سنگ های بایندور در این مطالعه دارد ($Qm_{37}F_{30}Lt_{33}$ و $Qt_{47}F_{30}L_{23}$). هم‌چنین، جایگاه زمین ساختی کمان ماگمایی فرسوده و منشأ نزدیک به حوضه (اغلب آندزیتی و ریولیتی) برای رسوبات کاهار نیز همخوانی زیادی با نتایج به دست آمده در این مطالعه دارد. علاوه بر این که این همخوانی شاهدهی دیگر بر جایگاه زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای برای ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین است، نشان دهنده شباهت بسیار زیاد دو سازند است. نکته جالب توجه این است که میان لایه‌های ماسه‌سنگی و گلسنگی قرمز رنگ که تنها شاهد جداسازی سازند کاهار از سازند سلطانیه هستند، در سازند کاهار نیز مشاهده می‌شوند که البته بر روی رنگ کلی سازند تاثیر زیادی نگذاشته‌اند. بر این اساس به احتمال زیاد سازند بایندور، بخش بالایی سازند کاهار در ناحیه مورد مطالعه است، که البته تایید این فرضیه نیازمند مطالعات جامع ژئوشیمیایی است.

نتیجه‌گیری

ماسه‌سنگ های سازند بایندور در برش چپقلو از نظر بافتی و ترکیبی نابالغ هستند و ترکیب آن‌ها نشان دهنده هوازگی متوسط ناحیه منشأ رسوبات است. کوارتزهای مونوکریستال، فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز و قطعات سنگی ولکانیکی آندزیتی و ریولیتی اصلی‌ترین تشکیل دهنده‌های

نهشته‌های بایندور معرفی می‌کند. لازم به ذکر است که ماهیت سازند بایندور و ارتباط آن با سازند کاهار هنوز به روشنی مشخص نیست و این عقیده نیز وجود دارد که این سازند تنها بخش بالایی سازند کاهار است. به غیر از رخنمون‌های موجود در کوه-های سلطانیه زنجان، تاکنون سازند بایندور از بخش‌های مرکزی و یا شرقی البرز گزارش نشده است و در این نواحی سازند کاهار به طور مستقیم و با مرزی پیوسته با سازند سلطانیه پوشیده می‌شود (آقانباتی، ۱۳۸۳). اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴) عقیده دارند که وجود نداشتن سازند بایندور در این نواحی به دلیل نازک شدن تدریجی و حذف جانبی این سازند است. در ناحیه زنجان سازند بایندور به طور مستقیم بر روی سیلیسی آواری‌های سازند کاهار و یا گرانیته دوران قرار دارد و توسط سازند سلطانیه پوشیده می‌شود. اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۴) عقیده دارند که به جز یک تفاوت رنگ واضح از رنگ‌های به طور غالب سبز در پایین و رنگ‌های به طور غالب قرمز در بالا، جدا کردن سازندهای کاهار و بایندور در این نواحی بسیار دشوار است، چرا که ویژگی‌های سنگی این دو سازند بسیار مشابه است. این محققین، این تغییر رنگ را نشان دهنده یک هیاتوس رسوبی بزرگ یا ناپیوستگی می‌دانند (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴). با این حال، در ناحیه مورد مطالعه مرز ناپیوسته‌ای میان سیلیسی آواری‌های غالباً سبز رنگ منتسب به سازند کاهار و سیلیسی آواری‌های غالباً قرمز رنگ منتسب به سازند بایندور مشاهده نمی‌شود. نکته جالب توجه این است که ماسه‌سنگ های سازند بایندور فاقد قطعات سیلیسی آواری گلسنگی، ماسه‌سنگی و یا کربناته سازند کاهار هستند که وجود ناپیوستگی با نبود زمانی بین دو سازند را پررشد آیز می‌کند. علاوه بر این، اعتمادسعید و همکاران (۱۳۹۲، ۱۳۹۳، ۲۰۱۵) خاستگاه سازند

کاهار و بایندور، عدم وجود قطعات سازند کاهار در ماسه‌سنگ‌های بایندور و عدم وجود مرز فرسایشی مشخص در مطالعات صحرایی، نشان می‌دهند که سازند سرخ رنگ بایندور در برش مورد مطالعه، به احتمال فراوان بخش بالایی سازند کاهار است.

سپاسگزاری

از همفکری‌های فراوان دکتر هوشمندزاده و هم-چنین از همراهی دکتر لیلی بسطامی، دکتر مهتاب افلاکی و مهندس حسن مجلل در عملیات‌های صحرایی سپاسگزاری می‌شود. از مسئولین دانشکده علوم زمین دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان برای فراهم آوردن امکانات آزمایشگاهی و مالی جهت انجام این مطالعه سپاسگزاری می‌گردد.

-قویدل سیوکی، م.، ۱۳۷۴. مطالعه پالینولوژیکی مقدماتی سازند بایندور در برش الگو واقع در شمال دهکده دوران، جنوب زنجان، مجله علوم زمین، شماره ۱۷ و ۱۸، ص ۲۹-۲۴.

-لاسمی، ی.، ۱۳۷۹. رخساره‌ها، محیط‌های رسوبی و چینه‌نگاری سکانسی نهشته سنگ‌های پرکامبرین بالایی و پالئوزوئیک ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، شماره ۷۸، ۱۸۰ ص.

این ماسه‌سنگ‌ها هستند. ماسه‌سنگ‌های سازند بایندور ترکیب لیتیک آرکوز تا فلدسپاتیک لیتارنایت دارند. حفظ کانی‌ها و قطعات سنگی ناپایدار و مستعد هوازدگی شیمیایی در ترکیب این ماسه‌سنگ‌ها نشان دهنده شرایط خاصی همانند سرد یا خشک بودن آب و هوا و بالا آمدن سریع ناحیه منشا است. خاستگاه زمین ساختی ماسه-سنگ‌های سازند بایندور کمان ماگمایی فرسایش یافته است که اصلی‌ترین منشا رسوبات در آن پوشش‌های ولکانیکی و ریشه‌های پلوتونیکي رخمون یافته هستند. این خاستگاه با مدل زمین ساختی حاشیه فعال قاره‌ای برای ایران طی نئوپروتروزوئیک پسین همخوان است. شباهت ترکیبی و خاستگاهی ماسه‌سنگ‌های سازندهای

منابع

-آقانباتی، س.ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.

-اعتمادسعید، ن.، حسینی برزی، م.، آدابی، م.ح. و صادقی، ع.، ۱۳۹۲. خاستگاه زمین‌ساختی سازند کاهار (نئوپروتروزوئیک پسین) با استفاده از داده‌های آنالیز مودال و کانی‌های سنگین در برش نمونه، کوه کاهار، البرز مرکزی، مجله علوم زمین، شماره ۸۸، ص ۳-۱۲.

-Armstrong-Altrin, J.S., Machain-Castillo, M.L., Rosales-Hoz, L., Carranza-Edwards, A., Sanchez-Cabeza, J.A. and Ruíz-Fernández, A.C., 2015. Provenance and depositional history of continental slope sediments in the Southwestern Gulf of Mexico unraveled by geochemical analysis, *Continental Shelf Research*, v. 95, p. 15-26.

-Armstrong-Altrin, J.S., Nagarajan, R., Madhavaraju, J., Rosales-Hoz, L., Lee, Y.I., Ba- laram, V., Cruz-Martinez, A.

and Avila-Ramirez, G., 2013. Geochemistry of the Jurassic and upper Cretaceous shales from the Molango Region, Hidalgo, Eastern Mexico: implications of source area weathering, provenance, and tectonic setting. *Comptes Rendus Geoscience*, v. 345, p. 185-202.

-Azizi, H., Chung, S.L., Tanaka, T. and Asahara, Y., 2011. Isotopic dating of the Khoy metamorphic complex (KMC), northwestern Iran: a significant revision

- of the formation age and magma source. *Precambrian Research*, v. 185, p. 87-94.
- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones, *Geology*, v. 91, p. 611-627.
- Bhatia, M.R., 1985. Rare Earth Element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control, *Sedimentary Geology*, v. 45, p. 97-113.
- Boggs, Jr. S., 2009. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Cambridge University Press, 600 p.
- Coe, A.L., 2010. Sampling, In: Coe A.L. (Eds.), *Geological Field Techniques*, Wiley-Blackwell, p. 250-257.
- Condie, K.C., Lee, D. and Lang Farmer, G., 2001. Tectonic setting and provenance of the Neoproterozoic Unita Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes and detrital modes. *Sedimentary Geology*, v. 141-142, p. 443-464.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose, *Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 695-707.
- Dickinson, W.R., 1985. Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones, In: Zuffa, G.G. (Eds.), *Provenance of arenites*, Dordrecht, Reidel Publication, p. 333-361.
- Etemad-Saeed, N., Hosseini-Barzi, M., Adabi, M.H., Sadeghi, A. and Houshmandzadeh, A., 2015. Provenance of Neoproterozoic sedimentary basement of northern Iran, Kahar Formation, *Journal of African Earth Sciences*, v. 111, p. 54-75.
- Folk, R.L., 1980. *Petrology of Sedimentary Rocks*, Hemphill Publishing Company, Austin, Texas, 184 p.
- Hamdi, B., Brasier, M.D. and Zhiwen, J., 1989. Earliest skeletal fossils from Precambrian–Cambrian boundary strata, Elburz Mountains, Iran, *Geological Magazine*, v.126(03), p. 283-289.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K. and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism and exhumation history of Iranian basement, *Tectonophysics*, v. 451, p. 71-96.
- Haughton, P.D.W., Todd, S.P. and Morton, A.C., 1991. Sedimentary provenance studies, In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), *Developments in Sedimentary Provenance Studies*, Geological Society of London, pp. 1e13, Special Publication 57.
- Horton, B.K., Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Axen, G.J., Gillis, R.J., Guest, B., Amini, A.H., Fakhari, M., Zamanzadeh, S.M. and Grove, M., 2008. Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics, *Tectonophysics*, v. 451, p. 97-122.
- Honarmand, M., Li, X.H., Nabatian, G., Rezaeian, M. and Etemad-Saeed, N., 2016. Neoproterozoic–Early Cambrian tectono-magmatic evolution of the Central Iranian terrane, northern margin of Gondwana: Constraints from detrital zircon U–Pb and Hf–O isotope studies, *Gondwana Research*, v. 37, p. 285-300.
- 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 point-counting method, *Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 103-116.
- Johnsson, M.J., 1993. The system controlling the composition of clastic sediments, In: Johnsson, M.J., Basu, A. (Eds.), *Processes controlling the composition of clastic sediments*,

Geological Society of America Special Paper 285, p.1-19.

-Lewis, D.W. and McConchie, D., 1994. Practical sedimentology, Chapman and Hall Press, 213 p.

-McLennan, S.M., Taylor, S.R., McCulloch, M.T. and Maynard, J.B., 1990. Geochemical and Nd-Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: crustal evolution and plate tectonic associations, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, p. 2015-2050.

-Ramezani, J. and Tucker, R., 2003. The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics, *American Journal of Science*, v. 303, p. 622-665.

-Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio, *Geology*, v. 94, p. 635-650.

-Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-

mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data, *Chemical Geology*, v. 67, p. 119-139.

-Saki, A., 2010. Proto-Tethyan remnants in northwest Iran: Geochemistry of the gneisses and metapelitic rocks, *Gondwana Research*, v. 17, p. 704-714.

-Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F. and Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran-Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana, *Gondwana Research*, v. 27, p. 439-452.

-Stöcklin, J., Ruttner, A. and Nabavi, M., 1964. New data on the lower Paleozoic and Pre-Cambrian of North Iran, *Geological Survey of Iran Report No. 1*.

-Stöcklin, J. and Eftekharneshad, J., 1969. Geological map of Zanjan, *Geological Survey of Iran*, scale 1: 250,000.