

بررسی کانی شناسی، ژئوشیمی و ایزوتوپ‌های استرانسیوم-نئودیمیم سنگ‌های آتشفشاری و دایک‌های واقع در واحدهای رسوی میوسن در ناحیه اسکر (شمال شرق بافت، استان کرمان) (زون ارومیه - دختر)

محسن چکنی مقدم^۱، زهرا طهماسبی^{*}، هادی شفاهی مقدم^۲، احمد احمدی خلجی^۱

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد

۲- دانشگاه دامغان، دانشکده علوم زمین، گروه زمین شناسی

(دریافت مقاله: ۹۵/۱/۲۰، نسخه نهایی: ۹۵/۶/۲۷)

چکیده: منطقه‌ی مورد بررسی در استان کرمان و در شمال شرق شهرستان بافت و نزدیک به رابر واقع شده است. این بخش که در تقسیمات ساختاری منطقه‌های ایران در نوار ماقمایی ارومیه-دختر قرار دارد در استان کرمان وابسته به نوار دهق-ساردوئیه است که به موازات کمان ماقمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. بیشتر دنباله‌های آتشفشاری این ناحیه شامل آندزیت بازالت، داسیت و به مقدار کمتر بازالت و تراکی آندزیت به سن اتوسن هستند که همراه با سنگ‌های آذرآواری و پیروکلاستیک شامل گذارهای روانه‌های ایگنیمیریتی قرار گرفته‌اند. از نظر کانی‌شناسی، این واحدها شامل کانی‌های پلازیوکلаз و هورنبلند و کلینوپیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی و کانی‌های بیوتیت، کوارتز و کانی‌های با فراوانی کمتر هستند. بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی، عناصر اصلی و کمیاب این سنگ‌ها در گستره انواع آهکی-قلیایی پتاسیم متوفسط قرار گرفته و دارای ماهیت شبه آلومین هستند. بنابر آنالیزهای ایزوتوپی انجام شده و رسم نمودار ایزوکرون‌های مربوطه سن $45/7 \pm 2/5$ میلیون سال (اتوسون زیرین) برای سنگ‌های آتشفشاری به دست آمده است. بر اساس داده‌های ایزوتوپی بدست آمده معلوم شد که نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ برای واحدهای مورد بررسی بین ۰/۷۰۴۷۸۵۹ تا ۰/۷۰۵۹۳۳ متغیر است و میزان نسبت و تغییرات Nd-Eu از ۰/۵۱۲۸۲۳ تا ۰/۵۱۲۷۱۱ و از ۲/۱۵ تا ۳/۸۲ متغیر است که از نظر ترکیبی نشانگر خاستگاه گوشه‌های است. بنابراین تغییرات مشاهده شده نسبت‌های ایزوتوپی در واحدهای مورد بررسی، اثر قابل توجه هضم مواد پوسته بالایی به همراه فرایند تبلور تفریقی در یک سیستم باز را ثابت می‌کند. وجود بیهنجاری منفی از Eu و غنی شدگی از LREE نسبت به HREE و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LIL نسبت به HFS به همراه بیهنجاری منفی شاخص Nb، Ti و P در واحدهای مود بررسی دلیلی بر غلبه رژیم وابسته به فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیسیس صفحه‌ی عربی به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی در حاشیه‌ی فعال قاره‌ای در منطقه است که نتایج حاصل با دیگر بررسی‌های انجام گرفته در منطقه‌ی ارومیه-دختر همخوانی و قابل قیاس است. ماقمای اولیه‌ی سنگ‌های آتشفشاری منطقه احتمالاً از ذوب بخشی گوسته که خود در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی در حال فرورانش است و از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته است.

واژه‌های کلیدی: کمان آتشفشاری؛ شهرستان بافت؛ آهکی-قلیایی؛ فرورانش؛ نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd؛ فرایند هضم؛ کمریند ارومیه-دختر.

خاستگاه پیدایش، همواره مورد توجه سنگ شناسان قرار گرفته است [۱]. آندزیت‌ها در تمام ادوار زمین‌شناسی از پرکامبرین تا کنون گزارش شده‌اند اگر چه این نوع سنگ‌ها در نوارهای

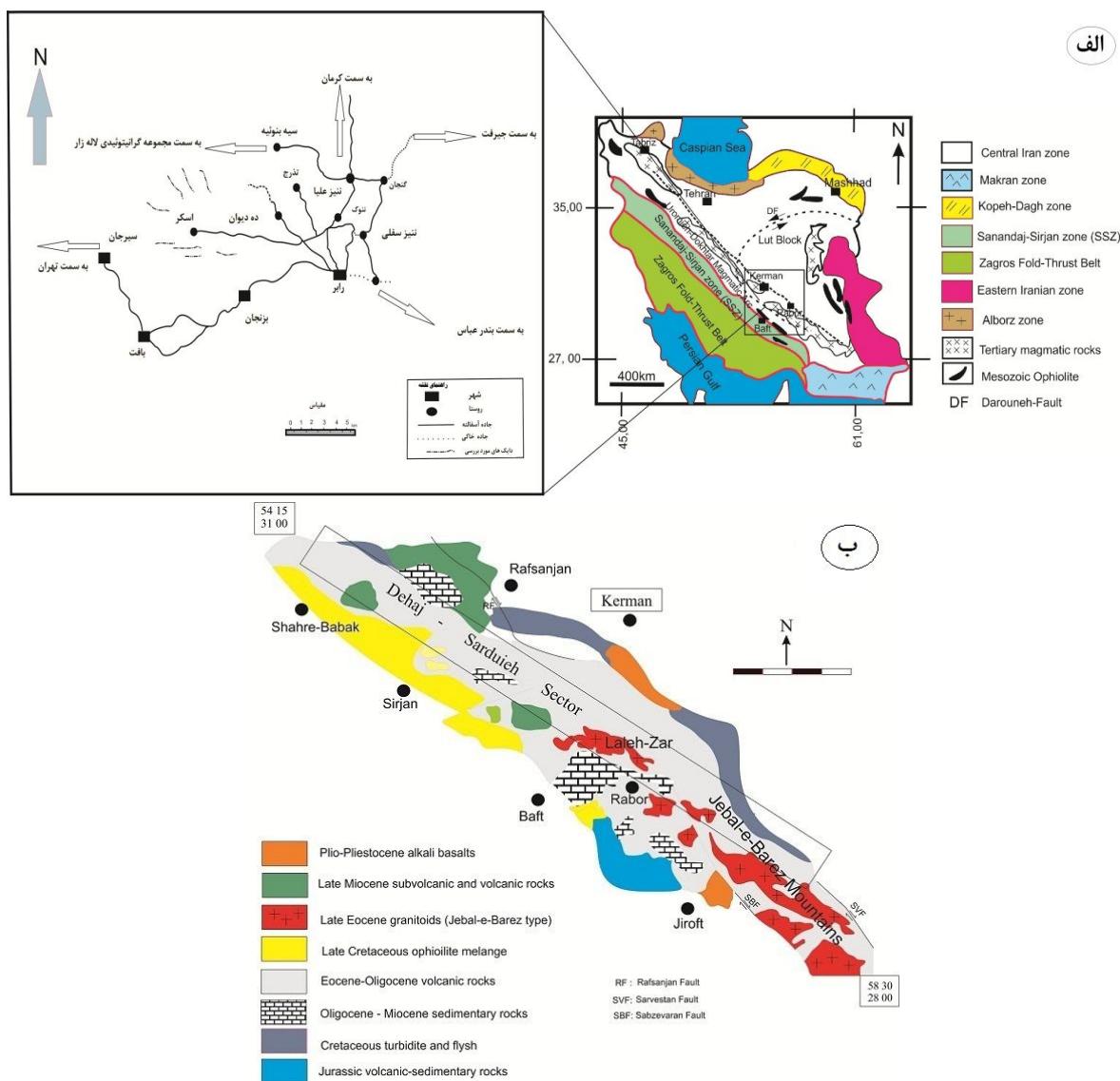
بررسی سنگ‌های حدواتسط که به رشتہ سنگ‌های خانواده‌ی آندزیت‌ها شهرت دارد، به دلیل پیچیدگی‌های موجود در

مقدمه

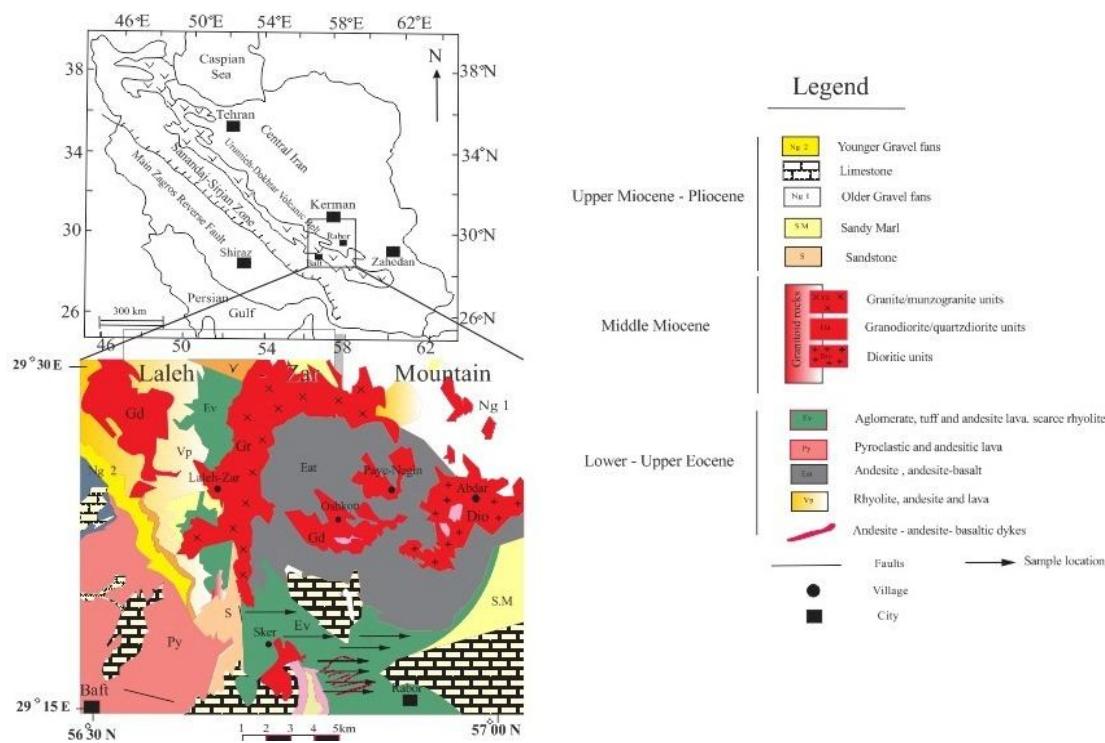
گذارهای آندزیتی غالب در بخش شمال تا شمال شرق شهرستان بافت (شکل ۱ الف) که جزئی از ایالت بزرگ آذربین جبال بارز محسوب می‌شوند برای بررسی‌های دقیق‌تر خاستگاه و ژئوشیمی به ویژه بررسی‌های ایزوتوپی انتخاب شدند. این دایک‌ها به همراه سنگ‌های آندزیتی مجاور خود از نظر زمین‌ساختی در کمریند آتشفسانی ارومیه- دختر و نوار دهچ- ساردوئیه در استان کرمان قرار دارند (شکل ۱ ب) [۲]، و در بخش شرقی نقشه‌ی ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت از درون واحدهای رسوبی- آتشفسانی به سن میوسن رخنمون کرده‌اند (شکل ۲) [۳].

کوهزادی‌ها اگر چه به صورت خروجی فراوانند، ولی در نواحی ناکوهزادی، جزایر قوسی و اقیانوسی نیز دیده می‌شوند.

آنذیت‌ها متعدد به صورت دایک رخنمون دارند که در این حالت داری بافت پورفیری تا ریزدانه‌ای پورفیری خواهند بود. گستره‌ی مورد بررسی در فاصله‌ی ۲ کیلومتری روستای اسکر در بخش شمالی شهرستان بافت، بین عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 20'$ - $29^{\circ} 29'$ و طول‌های $56^{\circ} 52'$ - $56^{\circ} 51'$ قرار گرفته است. از آنجاکه سنگ‌های خانواده‌ی آندزیت‌ها در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی به چشم می‌خورند دایک‌های رخنمون یافته و



شکل ۱ (الف) موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی روی نقشه‌ی منطقه‌های ساختاری ایران و راههای دسترسی به منطقه‌ی مورد بررسی (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بافت) [۳]، (ب) نقشه‌ی نوار مagmaی دهچ- ساردوئیه در استان کرمان [۲].



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (برگرفته از نقشه‌ی [۳] بافت) [۳].

در کمربند آتشفشاری ارومیه – دختر قرار گرفته است [۲] که از اوخر پالئوسن تا الیگومیوسن فعالیت‌های آتشفشاری در آن مشاهده شده که اوج فعالیت‌های آن در ائوسن میانی - فوقانی بوده است. آتشفشاری رخ داده در این موقعیت در قالب تنوع گسترهای از واحدهای سنگی آتشفشاری همچون ریولیت، آندزیت، داسیت و بازالت تشکیل شده است که در مراحل بعدی ماگماتیسم، این سنگ‌ها به وسیله‌ی واحدهای مختلف نفوذی و نیمه عمیق قطع شده‌اند [۴]. ماگماتیسم گستردۀ سنوزوئیک در ایران مرکزی که در نقشه‌ی ایران با روندی به موازات نوار سرندج سیرجان دیده می‌شود از سهند و سبلان در آذربایجان شروع و تا بزمان و تفتان در بلوچستان ادامه یافته است. کمربند آتشفشار عیق ارومیه – دختر را ادامه کمربند آلب - هیمالیا می‌دانند که از سنگ‌های مختلف آذرین درونی و بیرونی تشکیل یافته است. دایک‌های مورد بررسی در بخش شمالی شهرستان بافت و نزدیک به روستای اسکر بروزد یافته‌اند که سن مجموعه‌های رسوبی در این منطقه میوسن است.

این رسوب‌ها و بیشتر رخمنون‌های آتشفشاری منطقه را پوشانده‌اند که در اثر فرسایش و عوامل هوازدگی، این سنگ‌ها

روش بررسی

به منظور بررسی مورد نظر بر روی دایک‌ها و واحدهای آتشفشاری منطقه‌ی مورد نظر پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری تعداد ۵۰ مقطع نازک از این سنگ‌ها تهیه شدند و پس از بررسی مقاطع، نمونه‌های دگرسان نشده از انواع دگرسان شده جدا و تعداد ۸ نمونه سالم و مناسب برای آنالیزهای رُوشیمیابی اکسیدهای عنصر اصلی (جدول ۱) و آنالیز عنصر نادر (جدول ۲) به آزمایشگاه ACME Lab. کانادا ارسال شدند. نتایج حاصل از این آنالیزها به روش ICP-AES/MS در جدول‌های ۱ و ۲ آمده است. همچنین به منظور بررسی‌های ایزوتوبی روی واحدهای مورد بررسی ۲ نمونه پودر شده از نمونه‌های آنالیز شده در روش شیمی کل سنگ که حداقل سرشته‌های دگرسانی را نشان می‌دادند انتخاب و به آزمایشگاه رُوشیمی ایزوتوبی دانشگاه Aveiro در پرتغال برای تعیین نسبت‌های ایزوتوبی Sm-Nd و Rb-Sr ارسال شدند که نتایج آن در جدول‌های ۳ و ۴ آمده‌اند.

زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی
گستره‌ی مورد بررسی در رده‌بندی منطقه‌های ساختاری ایران

جدول ۱ نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی نمونه‌های آتشفشانی مورد بررسی به روش ICP-AES

Sample	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	MnO	L.O.I	total
DE1	55,84	18,05	7,27	2,48	7,06	3,08	1,73	0,76	0,13	0,12	2,3	99,81
DE2	55,92	18,18	6,80	2,51	7,37	3,07	1,73	0,68	0,13	0,18	2,2	99,80
ES49	57,81	18,37	7,92	1,96	4,46	4,21	1,24	0,70	0,12	0,12	1,00	99,87
ES76	54,24	18,50	8,23	3,99	7,71	3,25	0,76	0,66	0,12	0,18	2,21	99,81
ES20	48,20	17,95	10,26	4,58	10,30	2,12	0,09	0,77	0,08	0,16	5,3	99,82
AB18	56,51	16,18	7,47	3,92	6,41	2,24	2,39	0,40	0,13	0,08	1,5	99,83
AB58	61,49	17,74	5,90	2,10	5,65	3,87	1,31	0,56	0,10	0,14	1,2	99,83
AB 62	60,92	17,48	5,33	2,30	5,60	3,83	2,39	0,61	0,13	0,08	1,6	99,82

جدول ۲ نتایج بررسی عناصر نادر و کمیاب در نمونه‌های آتشفشانی مورد بررسی به روش ICP-MS

Sample	DE1	DE2	ES49	ES76	ES20	AB18	AB58	AB62
Sc	19	21	24	13	17	20	19	9
Ba	30.3	31.4	63	35.0	22.3	14.6	38.4	38.2
Co	20.3	20	23	13	11.4	20.8	13.8	12.9
Cs	2.7	2.8	1	12.2	1.2	2.5	4	4.12
Hf	2.9	3.2	1	5.5	1.8	1.7	2.40	2.7
Nb	2.8	3.5	0.5	6	1	1.5	4.20	4.21
Rb	5.0	49.5	4	14.7	30.7	22.1	48.50	48.51
Sr	42.4	42.5	48.6	29.7	48.9	45.0	60.2	61.3
Ta	0.2	0.2	0.05	0.1	0.1	0.1	0.20	0.20
Th	52.0	51.0	0.4	12.80	1.6	1.4	6	6.9
U	0.8	0.8	0.1	3.2	0.4	0.5	1.61	1.60
V	19.4	16.5	25.7	10.8	6.5	18.0	11.4	11.4
Zr	11.6	11.3	28.60	18.8	55.30	63	9.5	9.5
Y	2.0	2.0	12.51	22.50	19.80	16	8.20	8.28
La	13	13.7	3.70	2.0	6.60	7.20	19.20	19.33
Ce	26	26.80	7.60	4.90	17.50	15.10	30.21	31.29
Pr	2.37	3.54	1.14	4.90	2.39	2.00	3.74	3.74
Nd	14	15	5.6	19.71	12.3	8.90	12.71	12.77
Sm	21.9	23.6	1.72	4.16	2.94	2.42	2.44	2.47
Eu	0.94	0.88	0.68	0.92	1.23	0.83	0.71	0.71
Gd	2.55	3.78	2.03	4.29	3.43	2.57	1.90	1.99
Tb	0.61	0.64	0.38	0.71	0.56	0.45	0.28	0.28
Dy	2.33	3.61	2.25	4.03	3.87	2.84	1.48	1.51
Ho	0.68	0.76	0.48	0.71	0.75	0.65	0.48	0.48
Yb	1.88	2.22	1.33	2.33	2.14	1.74	0.66	0.65
Lu	0.31	0.36	0.21	0.36	0.33	0.26	0.11	0.14
Zr/Y	58.0	56.5	22.9	8.85	27.9	29.4	11.58	11.47
Zr/Nb	22.22	22.28	57.21	31.33	55.3	42	22.56	22.56
La/Nb	3.61	3.91	7.41	3.26	6.6	4.8	4.57	4.59
La/Sm	4.07	4.08	2.15	4.81	2.25	2.96	7.86	5.58
La/Yb	6.90	6.17	3.84	8.58	2.08	4.13	29.09	29.46
La/Ta	9.5	6.85	7.4	2.00	6.6	7.2	9.6	9.685
Ce/Yb	13.8	12.07	5.72	17.55	8.17	8.67	45.75	44.42
Ce/Y	13.0	11.34	0.6	1.82	0.88	0.95	2.68	2.68
Ba/Rb	6.06	6.28	15.75	3.41	7.27	6.61	7.92	7.87
Th/Zr	0.04	0.04	0.01	0.06	0.02	0.02	0.06	0.07
Eu/Eu *	0.84	0.75	1.18	0.99	0.58	1.3	0.97	0.98

جدول ۳ داده‌های ایزوتوبی استرانسیوم - رو بیدیوم نمونه های آندزیتی و آندزیت بازالتی منطقه‌ی مورد بررسی

Sample	Sr ppm	Rb ppm	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	Error(2s)	$(^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}) \text{ m}$	Error(2s)	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr} \text{ i}$	$\square \text{ Sr}$
AB 62	۵۹۱	۵۲۴	۰.۲۵۶	۰.۰۰۷	۰.۷۰۴۹۳۳	۰.۰۰۰۲۷	۰.۷۰۴۸۳۳	۵۰.۹
ES49	۴۹۰	۳۰.۷	۰.۱۸۱	۰.۰۰۵	۰.۷۰۴۷۵۹	۰.۰۰۰۲۳	۰.۷۰۴۶۸۱	۳۰.۷

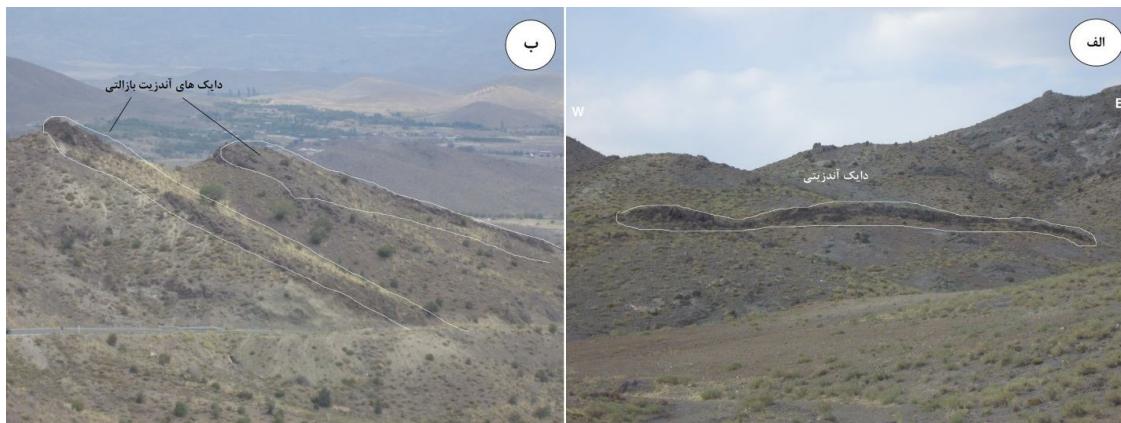
جدول ۴ داده‌های ایزوتوبی ساماریوم-نئودیمیوم نمونه های آندزیتی و آندزیت بازالتی منطقه‌ی مورد بررسی

Sample	Nd ppm	Sm ppm	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	Error(2s)	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd} \text{ m}$	Error(2s)	ε_{Nd}	$T_{\text{DM}}(\text{Ma})$
AB 62	۱۴.۵	۲.۵۶	۰.۱۰۷	۰.۰۰۶	۰.۵۱۲۷۳۱	۰.۰۰۰۱۷	۲/۱۵	۵۰.۸
ES49	۱۲.۳	۲.۹۴	۰.۱۴۵	۰.۰۰۸	۰.۵۱۲۸۲۳	۰.۰۰۰۲۴	۳/۸۲	۵۷۳

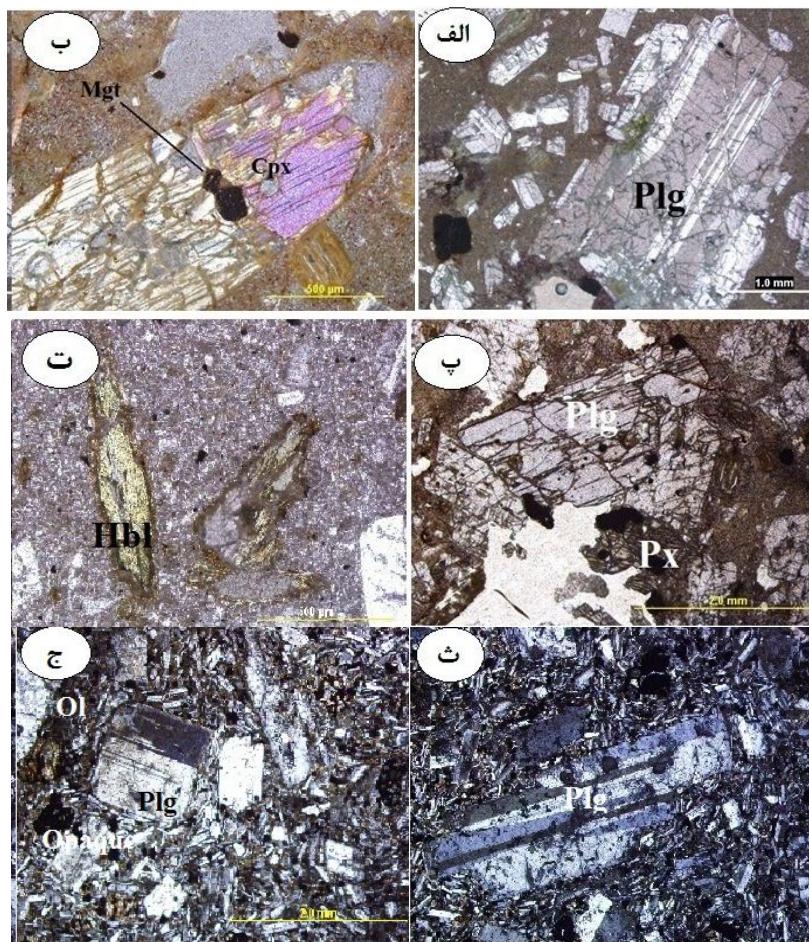
چشم می‌خورند که میان سنگ‌های آذرآواری و رسوبی رخنمون یافته‌اند (شکل ۳ الف) [۳]. در نمونه‌های دستی، این سنگ‌ها به رنگ خاکستری و گاهی متمایل به قهوه‌ای و سبز با بافت پورفیری و درشت بلورهای پلاژیوکلاز و هورنبلند به فراوانی دیده شده و قابل تشخیص‌اند. عموماً این قبیل سنگ‌ها به صورت کاملاً متبلور تا نیمه متبلور بوده و می‌توان زمینه‌ی شیشه‌ای را در آنها که سرد شدن سریع را نشان می‌دهد مشاهده کرد. بافت پورفیری در این سنگ‌ها از درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و یک زمینه‌ی ریزبلوری پلاژیوکلاز ایجاد شده است. دایک‌های مورد بررسی تنوع سنگ‌شناسی بالای ندارند و از جنس آندزیت بازالت (شکل ۳ ب)، آندزیت و به ندرت تراکی آندزیت و بازالت هستند. از نظر کانی‌شناسی کانی‌های پلاژیوکلاز و هورنبلند (کانی‌های اصلی) و پیروکسن و بیوتیت (کانی‌های فرعی) سازندگان مهم این واحدها هستند. سرنشی‌های کانی‌شناسی مشاهده شده دایک‌های منطقه به دو دسته از انواع آندزیتی و آندزیت‌بازالتی قابل رده‌بندی هستند.

به مرور از درون واحدهای رسوبی مشخص و متمایز شده‌اند. از نظر سنگ‌شناسی دایک‌های موجود در منطقه بیشتر حاوی پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن هستند و بافت غالب در آنها پورفیری بوده است (شکل ۲). ضخامت دایک‌های مورد نظر بین ۴-۱۴ متر متغیر است و به دلیل تحمل فرایندهای مختلف فرسایش، شکل‌ها و ریخت‌شناسی‌های خاصی را در طبیعت به وجود آورده‌اند. این دایک‌ها برونزدهای قهوه‌ای تا خاکستری هستند که احتمالاً این تفاوت در رنگ به دلیل اثرهای دگرسانی آنهاست. چینه‌شناسی گستره‌ی مورد بررسی از قدیم به جدید به ترتیب شامل جریان‌های گدازه‌ی آندزیتی، آندزیت بازالتی و پیروکلاستیک‌ها هستند که در بخش شرقی منطقه‌ی اسکر و شمال شرق شهرستان بافت مشاهده می‌شوند. ماسه سنگ‌های سرخ و رسوب‌های آهکی در جنوب روستای اسکر و ماسه سنگ و کنگلومرا در بخش غربی آن به سن میوسن مشاهده می‌شوند.

سنگ‌شناسی دایک‌های مورد بررسی
در منطقه‌ی مورد بررسی تعدادی از دایک‌های آندزیتی به



شکل ۳ تصاویری از رخنمون‌های دایک‌های مورد نظر در منطقه: (الف) رخنمون یک دایک آندزیتی در منطقه‌ی اسکر که روند شرقی-غربی دارد و (ب) رخنمون دو دایک آندزیت‌بازالتی در منطقه اسکر با روند شمالی-جنوبی برای دایک‌ها.



شکل ۴ تصاویر مختلف میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از واحدهای آندزیت‌بازالتی و بازالتی در منطقه: الف- تصویر از یک درشت بلور پلازیوکلاز به همراه بلورهای ریزتر پلازیوکلاز در متن یک بافت پورفیری (XPL). ب- تصویری از یک درشت بلور کلینوپیروکسن که در حال تجزیه شدن است و مشاهده ادخالی از کانی‌های تیره (مگنتیت) بر آن (XPL). پ- حضور پلازیوکلاز و پیروکسن کنار یکدیگر (PPL). ت- تصویری از درشت بلورهای هورنبلند در یک واحد آندزیتی (PPL). ث- تصویری از یک مقطع سنگ بازالتی که درشت بلور پلازیوکلاز در یک بافت ریزبلوری قرار گرفته است (XPL). ج) تصویری از تجزیه‌ی الیوین به ایدنگسیت (بخش بالا سمت چپ مقطع) و ایجاد کانی‌های تیره در اثر تجزیه پیروکسن‌ها (XPL).

بافت غربالی است و در برخی موارد به روشنی تجزیه آن به سریسیت مشاهده می‌شود (شکل ۴ الف).

پیروکسن نیز از دیگر کانی‌های مهم این قبیل دایک‌ها شناسایی شده است که عموماً به صورت درشتدانه در متن سنگ مشاهده می‌شود. پیروکسن با درصد حجمی تقریبی تا ۱۰ درصد به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار از نوع کلینوپیروکسن است و در اندازه‌های در حدود ۲ میلی متر دیده می‌شود.

پیروکسن‌ها در برخی از مقاطع دگرسان شده‌اند و به کانی‌های اپیدوت، کلریت و کانی‌های تیره تبدیل شدند (شکل ۴ ب)

دایک‌های آندزیت - بازالتی

این نوع از دایک‌ها که در کنار دایک‌های آندزیتی رخنمون یافته‌اند در نمونه‌ی دستی به رنگ قهوه‌ای متمایل به سیاه هستند و بافت آنها پورفیری و جریانی است. در مقطع میکروسکوپی این سنگ‌ها می‌توان کانی‌های پلازیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند و کانی‌های فرعی و ثانویه مثل کانی‌های تیره، اپیدوت و کلریت را مشاهده کرد. پلازیوکلاز در این قبیل سنگ‌ها به صورت انواع شکل‌دار و نیمه شکل‌دار قابل تشخیص هستند. این کانی در این دایک‌ها ماکل پلی سنتیک و

درجه آن، از نظر ترکیبی می‌توان آن را احتمالاً در حد آندزین معرفی کرد و به دو صورت درشت بلور و ریز بلور در زمینه قابل مشاهده است (شکل ۵ الف). برخی از آنها داری ردي آلبیتی هستند و در اغلب آن‌ها منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی که از شواهد عدم تعادل در سنگ هستند کاملاً به خوبی مشاهده می‌شود. درشت بلورهای پلازیوکلاز به صورت بخشی به کانی‌های از قبیل کلسیت، سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند (شکل ۵ ب). آمفیبول در این دایک‌ها با حجم تقریبی ۱۰-۲۰ درصد از نوع هورنبلند تشخیص داده شده است و با ابعاد ۰,۵ میلی متر مشخص شده‌اند. این کانی پس از پلازیوکلاز فراوانترین درشت بلور موجود در نمونه‌هاست که به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در اغلب سنگ‌ها قابل مشاهده است. این کانی در برخی مقاطع به کانی‌های ثانویه مثل کلریت و مگنتیت تجزیه شده است. (شکل ۵ پ). کانی‌های تیره همچون مگنتیت نیز جزء فراوانترین کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها تلقی می‌شوند که بیشتر به حالت شکل‌دار و در برخی موارد به حالت پر کننده‌ی فضاهای خالی مشاهده شده‌اند. کوارتز نیز از دیگر کانی‌های سازنده‌ی این دایک‌هاست. کوارتز با مقدار تقریبی ۱۰ درصد حجمی در نمونه‌های سنگی منطقه اغلب به صورت ریزدانه در متن مشاهده می‌شود ولی با این وجود در برخی موارد از مقاطع به دام افتادن کوارتز در متنه از پلازیوکلاز و یا به صورت طرح خلیجی زیبا کاملاً مشخص است (شکل ۵ ت). بیوپیت در این واحدها اغلب در اثر تأثیر گرمایی‌ها به اکسیدهای آهن و کلریت یا اپیدوت تبدیل شده است. بافت کلی در این دایک‌ها پورفیری، ولی بافت جریانی (تراکیتی) که حاصل قرارگیری به موازات میکرولیت‌های سنگ در نتیجه‌ی جریان‌های پلازیوکلازهای است نیز در برخی مقاطع مشاهده می‌شود (شکل ۵ الف).

نامگذاری رُوشیمیایی سنگ‌های منطقه

در این بخش نامگذاری سنگ‌ها با استفاده از داده‌های شیمیایی انجام گرفته است:

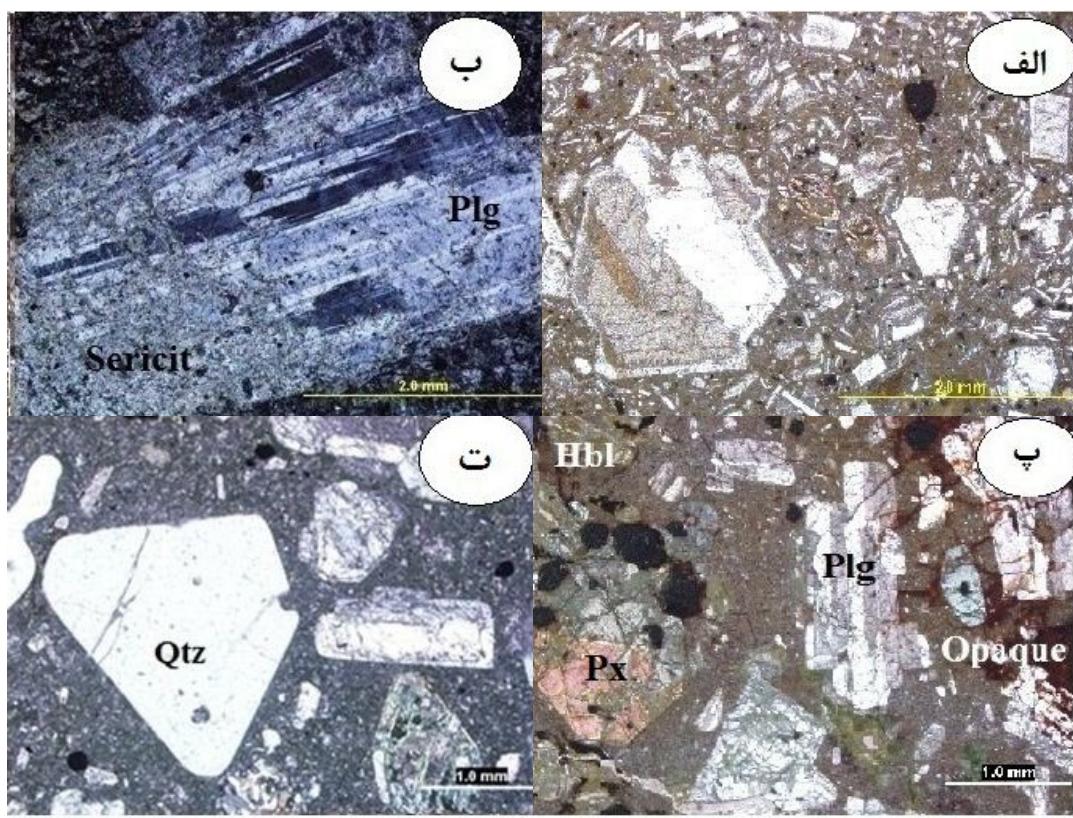
- ۱- نمودار Zr/TiO_2 در برابر SiO_2 [۵]: براساس این نمودار تمام نمونه‌های آتشفشاری منطقه در گستره‌ی سنگ‌های آندزیتی و آندزیت-بازالت قرار گرفته‌اند (شکل ۶ الف).
- ۲- نمودار درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 [۶]: در این نمودار تعداد ۴ نمونه از واحدهای مورد بررسی در گستره‌ی آندزیت، ۳ نمونه در گستره‌ی آندزیت-بازالت و یک مورد نیز در گستره‌ی بازالت قرار گرفته است (شکل ۶ ب).

و پ). هورنبلند با حجم تقریبی تا ۱۰ درصد نیز از دیگر کانی‌های مهم شناسایی شده در این سنگ‌های است. در برخی از مناطق بلورهای سوزنی یا میله‌ای شکل هورنبلند به راحتی قابل تشخیص است (شکل ۴ ت). این کانی در برخی از مقاطع آثاری از دگرسانی به کانی‌های ثانویه را از خود نشان می‌دهد. در برخی از نمونه‌های آندزیت بازالتی کانی الیوین مشاهده شده است که بسیار کم بوده و به دلیل دگرسانی و تغییر شکل تشخیص دقیق آنها بسیار مشکل است. کانی‌های کدر با فراوانی تا ۵ درصد حجمی، فراوان‌ترین و مهم‌ترین کانی فرعی هستند. این بلورها بیشتر به حالت نیمه شکل‌دار بوده و با اندازه‌ای متوسط فضای زمینه‌ی سنگ را پر کرده‌اند. این کانی‌ها به صورت ثانویه نیز پیرامون کانی‌های بیوپیت و هورنبلند را پر کرده‌اند.

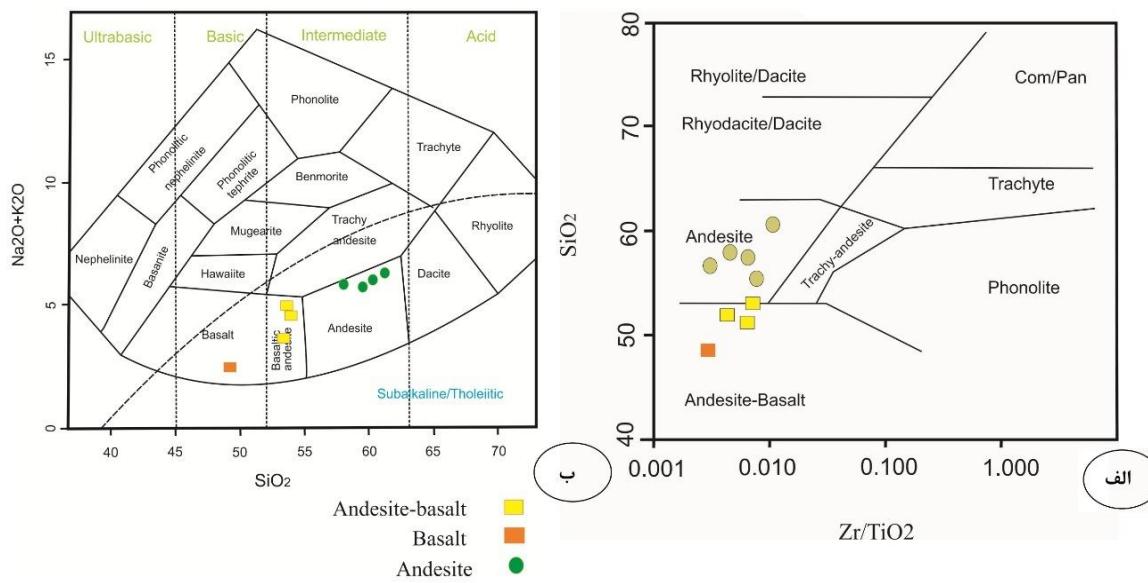
بازالت‌ها در منطقه‌ی شمال شرق بافت و در ناحیه‌ی مورد بررسی کمترین تنوع سنگ‌ها را به خود اختصاص داده‌اند و همراه با دنباله‌های آندزیت-بازالتی دیده شده‌اند. در نمونه‌ی دستی این سنگ‌ها به رنگ‌های خاکستری تیره و سیاه و اغلب بدون حفره مشاهده می‌شوند. در نمونه دستی الیوین‌ها به رنگ سرخ دیده می‌شوند که نشانی از آغشته‌ی ایدنگسیتی در آنهاست. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها را می‌توان پلازیوکلاز و پیروکسن و الیوین قلمداد کرد که الیوین‌ها به دلیل دگرسانی به ایدنگسیت تبدیل شده‌اند و شناسایی آنها دشوار است. بر پایه‌ی بررسی‌های ریزپردازشی، سنگ‌های بازالتی بیشتر آفانیتیک و دارای فنوکریست‌های پلازیوکلاز و پیروکسن هستند که در رده‌بندی بافتی، بافت‌های ریزسنگی پورفیریک را نشان می‌دهند (شکل ۴ ث). بافت گلومرومپورفیریک که ناشی از پدیده‌ی جدایشی ماقمایی است در این دنباله‌ها مشاهده شده است. پلازیوکلازها نیز به صورت درشت بلور و نیز به صورت کشیده و میله‌ای در متن سنگ مشاهده می‌شود. پیروکسن‌ها نیز با اندازه‌ای متوسط حدود ۱ میلی متر، پس از پلازیوکلاز مهم‌ترین کانی تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها هستند که در برخی از مقاطع آثار تجزیه‌ی آنها به کانی‌های تیره از جمله مگنتیت دیده شده‌اند (شکل ۴ ج).

دایک‌های آندزیتی

این دسته از سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری و کرم هستند و بافت آنها پورفیری و هیالوپورفیری می‌باشد. در مقاطع میکروسکوپی این نوع دایک‌ها در کانی‌های زیر مشاهده شده است: پلازیوکلاز فراوان‌ترین کانی با درصد حجمی حدود ۳۸-۴۰ درصد است که با توجه به زاویه‌ی خاموشی



شکل ۵ تصاویر مختلف میکروسکوپی از مقاطع نازک تهیه شده از دایک‌های آندزیتی در منطقه: الف- منطقه بندی نوسانی پلازیوکلاز و مشاهده‌های جریانی آندزیت‌ها (XPL)، ب- مقطعی واضح از تجزیه یک درشت بلور پلازیوکلاز به سریسیت (XPL)، پ- تصویری از حضور همزمان کانی‌های پلازیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و کانی‌های تیره در یک دایک آندزیتی (XPL)، ت- تصویری از خوردگی خلیجی شکل در کوارتزهای دایک‌های آندزیتی منطقه‌ی مورد بررسی (XPL).



شکل ۶ الف) نمودار [۵] که نشانگر ترکیب سنگ شناسی دایک‌های مورد بررسی است و ب) نمودار [۶] برای نامگذاری سنگ‌های منطقه.

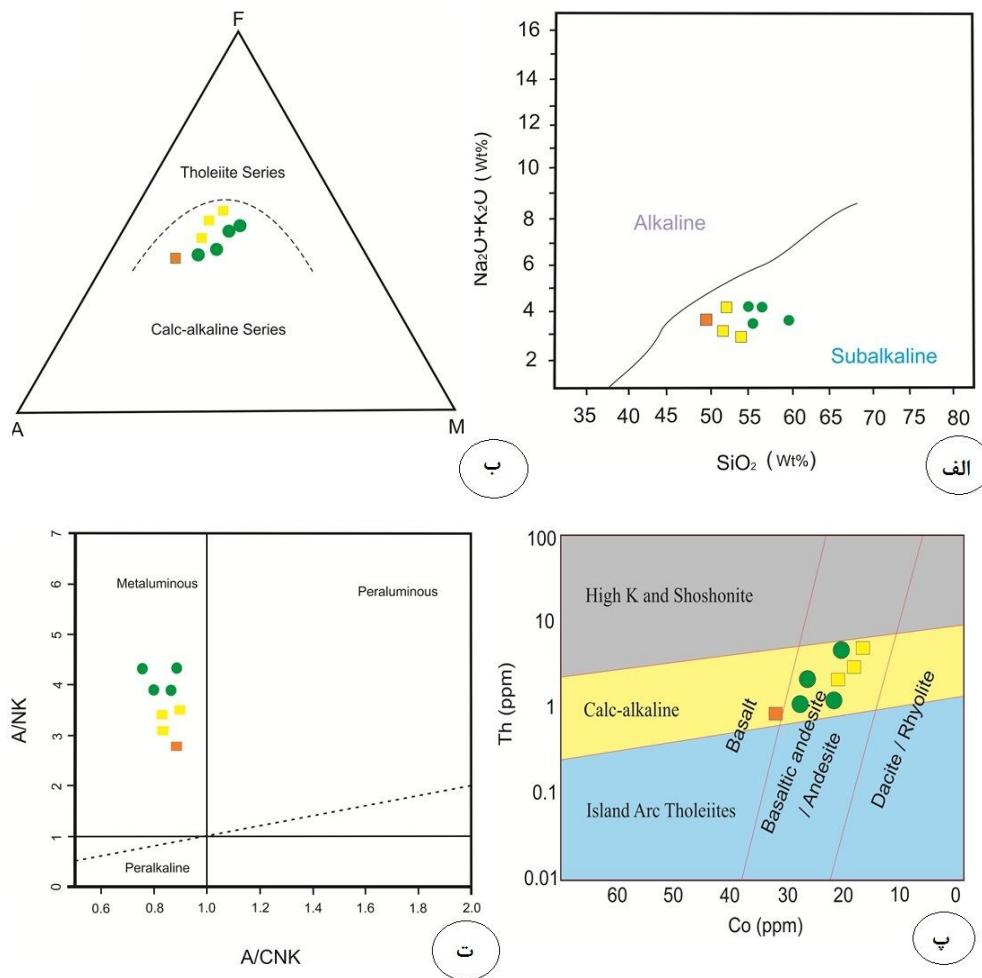
ردبندی سنگ‌های آتشفشاری براساس دو عنصر کبات و توریم است تمام نمونه‌های برداشت شده از منطقه، در گستره‌ی سنگ‌های آندزیتی، آندزیت بازالتی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ پ).

۴- نمودار A/NK در برابر A/CNK [۱۰] که برای تعیین ماهیت شبه آلومین، پرآلومین و یا شبه‌قلیایی بودن سنگ‌های آذرین استفاده شده است. بر مبنای این نمودار، تمام نمونه‌های آتشفشاری منطقه‌ی مورد نظر ماهیت شبه‌آلومین از خود نشان می‌دهند که با تشکیل آنها در نواحی کوهزایی سازگار است (شکل ۷ ت).

تعیین سری ماگمایی سنگ‌های منطقه

برای این منظور از نمودارهای مختلف زیر استفاده شد:

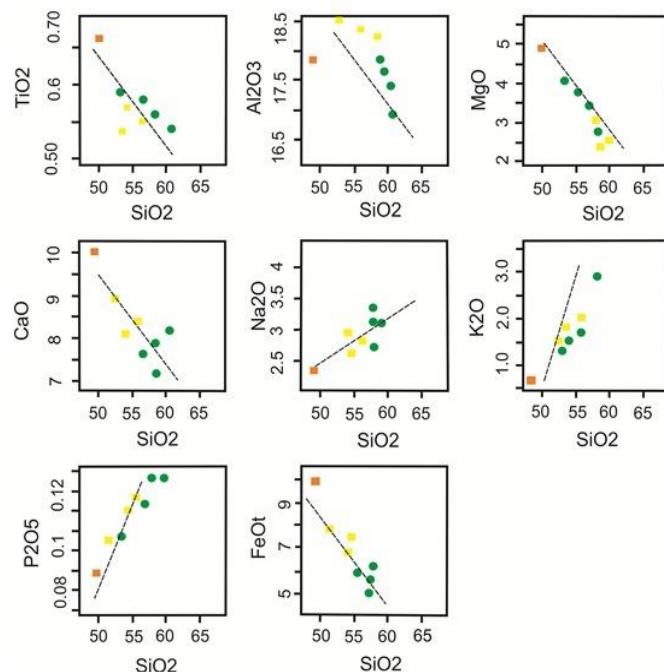
- ۱- نمودار درصد وزنی $Na_2O + K_2O$ در برابر SiO_2 [۷]: در این نمودار تمام سنگ‌های آتشفشاری مورد بررسی در بخش شبه‌قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ الف).
- ۲- نمودار AFM [۸]: بنابراین نمودار که بر اساس نسبت ترکیبات Al_2O_3 , MgO و FeO در سه رأس یک مثلث تعريف شده است تمام نمونه‌های مورد بررسی منطقه در گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار گرفته‌اند (شکل ۷ ب).
- ۳- نمودار Co در برابر Th [۹]: بنابراین نمودار که مختص



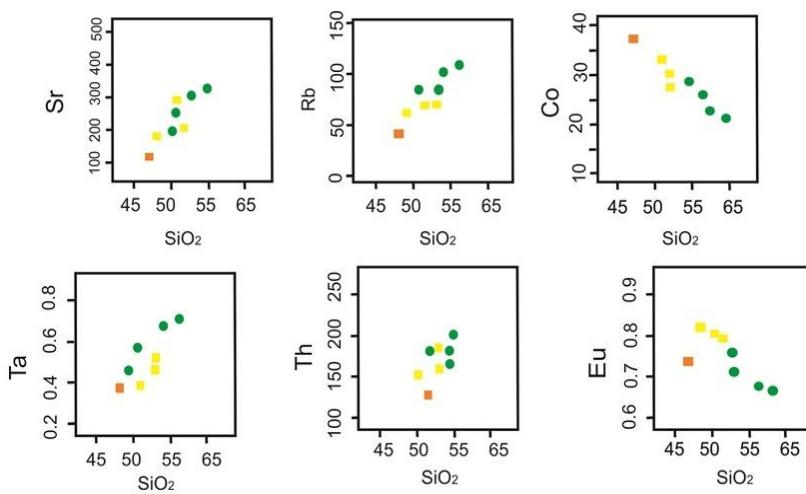
شکل ۷ (الف) نمودار مجموعه‌ی قلیایی در برابر سیلیس [۷] برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی که موقعیت آهکی-قلیایی آنها را نشان می‌دهد، (ب) نمودار AFM [۸]، (پ) نمودار کبات در برابر Th [۹] برای واحدهای مورد بررسی، (ت) موقعیت نمونه‌ها در نمودار A/NK در برابر A/CNK در برابر Th (ppm) vs Co (ppm) [۱۰] (عالم مشابه شکل ۶).

P_2O_5 با افزایش سیلیس روندی صعودی همراه با اندکی پراکندگی را نشان می‌دهد که می‌تواند ناشی از ناسازگار بودن فسفر در مراحل اولیه‌ی جدایی ماقمای بازی تبلور آپاتیت در مراحل تأخیری‌تر جدایی بلورین باشد [۱۱]. به عبارت دیگر چون میزان P_2O_5 رابطه مستقیمی با میزان تشکیل کانی‌های حامل فسفر مانند آپاتیت دارد، عدم تبلور و تشکیل این کانی‌ها در آغاز فرایند تفریق بلوری باعث انباست P_2O_5 در گدازه‌ی باقیمانده و سیر صعودی آن در نمودارهای هارکر می‌شود. با افزایش مقدار سیلیس مقدادر MnO , FeO , CaO , TiO_2 و نیز مقدادر پوروبیوم و کیالت کاهش یافته است. این روندها با جدایش ماقمایی همخوانی دارد. تغییرات در میزان Al_2O_3 کاملاً در ارتباط با تبلور پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه است. با این حال با حرکت به سمت بخش‌های آندزیتی مقدار آلومین افزایش می‌یابد که خود نشانه‌ای بر کوهزایی بودن محیط تشکیل این سنگ‌هاست [۱۲]. با افزایش مقدار سیلیس مقدادر اکسیدهای آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی کاهش می‌یابد که دلیلی بر تبلور و جدایش آغازین کانی‌های آهن دار در سری‌های آهکی قلیایی است. مقدادر روپیدیوم و استرانسیوم با افزایش سیلیس روندی صعودی از خود نشان می‌دهند که منطبق بر فرآیند جدایش بلوری است (نمودار ۹).

بررسی روند تغییر عناصر اصلی و فرعی نسبت به SiO_2 به منظور بررسی چگونگی رفتارهای ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه مورد بررسی، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به سیلیس استفاده شد (شکل ۸). کاهش اکسیدهای MgO , TiO_2 , Al_2O_3 و Fe_2O_3 می‌تواند بدلیل جایگیری آنها در ساختار کانی‌های فرومیزین مراحل آغازین تبلور تغییری در ماقما باشد و کاهش اکسیدهای CaO و Al_2O_3 نیز CaO و Al_2O_3 می‌تواند به دلیل تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از قطب آنورتیت کمتر به سمت آلبیت بیشتر و کاهش میزان آپاتیت در مراحل نهایی تبلور ماقما باشد. تغییرات اکسیدهای Na_2O و K_2O نیز با افزایش سیلیس روندی صعودی را نشان می‌دهد زیرا با پیشرفت تبلور، میزان آنها در گدازه باقی مانده بیشتر شده تا در نهایت وارد ساختار کانی‌های گروه فلدسپار شوند. گستره‌ی تغییرات میزان Al_2O_3 در نمونه‌ها از ۱۶/۹۵ تا ۱۸/۸۵ درصد وزنی متغیر است که با افزایش میزان SiO_2 روندی نزولی نشان داده و حالت پراکنده دارد که این مسئله می‌تواند ناشی از فرایند دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت، کلسیت و کلریت باشد. تغییرات SiO_2 و K_2O نسبت به SiO_2 روندی افزایشی را نشان می‌دهد (شکل ۸). میزان تغییرات و پراکندگی این اکسیدها را می‌توان ناشی از ناهمگن بودن سنگ در اثر وجود درشت بلورها و دگرسانی سریسیتی و رسی‌شدن باشد.



شکل ۸ نمودارهای هارکر (اکسیدهای عناصر اصلی) برای سنگ‌های منطقه. (علائم مشابه شکل ۶).



شکل ۹ نمودارهای هارکر (عناصر نادر) برای سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی (علاوه مشابه شکل ۶).

به این صورت که در درجات پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد بوده و عناصر LREE غنی‌شدگی بیشتری نسبت به عناصر HREE از خود نشان می‌دهند ولی با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش یافته و از غنی‌شدگی نسبت LREE به HREE کاسته می‌شود. بیهنجاری Eu برای نمونه‌های مورد بررسی منفی است که می‌تواند در نتیجه‌ی جدایش پلازیوکلаз یا فلدسپات پتابسیم‌دار باشد. بیهنجاری مثبت پلازیوکلاز در نتیجه‌ی انباشت فلدسپار حاصل می‌شود [۱۵]. نبود ناهنجاری در مورد Eu نیز نشان‌گر این است که تبلور پلازیوکلاز نقش مهمی در شکل‌گیری مagma ندارد و ممکن است فقط دستخوش تبلور فشار بالا قبل از جایگیری در سطوح بالاتر شده باشد [۱۶]. ترکیب شیمیایی سنگ‌های آندزیتی، آندزیتی - بازالتی شمال شرقی بافت نسبت به گوشه‌ی اولیه [۱۷] بهنجار شده است (شکل ۱۱ الف). بنابراین نمودار بیهنجاری منفی واضح از Ti/P و Nb/Ta مشاهده می‌شود و غنی‌شدگی از Sr/Zr ملاحظه می‌شود. بیهنجاری منفی Nb که در تمامی نمودارهای ترسیم شده در نمودارهای ۱۰ و ۱۱ زیر مشاهده می‌شوند شاخص سنگ‌های وابسته به فرورانش است و ممکن است شاهدی بر وقوع آلایش پوسته‌ای در فرایندهای magma باشد [۱۸]. سنگ‌های پوسته‌ای که تحت تأثیر آلودگی قرار گرفته باشند دارای نسبت‌های $\text{La}/\text{Nb} > 1.5$ و $\text{La}/\text{Ta} > 22$ در سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب در گستره‌ی ۶۵-۲۰۰ هاست [۱۹]. مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های مورد بررسی به ترتیب در گستره‌ی ۳۶-۷/۴ است که تأثیر آلودگی پوسته‌ای در منطقه را به خوبی

رُوشیمی و سنگ‌زایی

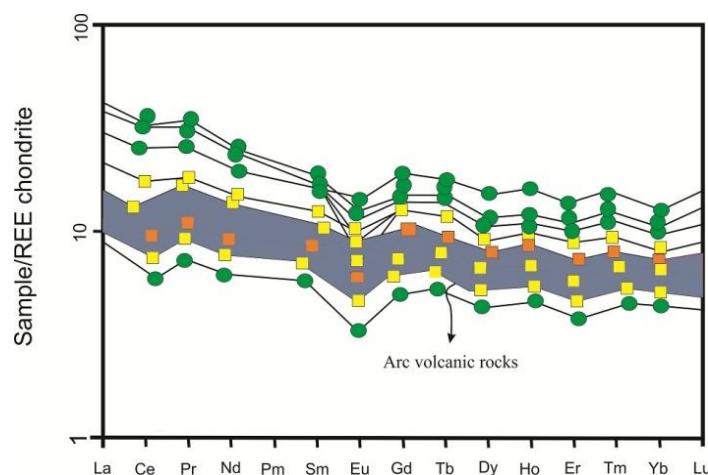
در الگوی عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به کندریت [۱۳] الگوی عناصر کمیاب سنگ‌های مورد بررسی تهی‌شدگی از Eu را نشان می‌دهند و برای دیگر عناصر روندی موازی و عادی دارند (شکل ۱۰). این نمودار نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) غنی‌شدگی نشان می‌دهند که این روند می‌تواند به دو دلیل باشد: ۱- آلایش با مواد پوسته‌ای، ۲- ذوب بخشی گوشتی غنی‌شده طی فرایندهای دگر نهادی تحت تأثیر شاره‌های مشتق شده از ورقه‌ی در حال فروزانش [۱۴]. همچنین بنابر روند ترسیم شده نسبت به E-N-MORB مشخص شد که واحدهای آتشفسانی منطقه و دایک-ها نسبت به آنها غنی‌شدگی نشان می‌دهند و منطبق و هماهنگ با سنگ‌های آتشفسانی کمانی هستند.

با استفاده از نسبت‌های La/Sm به همرا و La/Yb می‌توان درجه‌ی جدایش به ترتیب عناصر LREE و HREE را تعیین کرد. نسبت‌های فوق به ترتیب برای سنگ‌های آتشفسانی مورد بررسی در گستره‌ی ۳-۲۹، ۷۶۸ و ۲/۱۵ و ۵/۷-۴۵ تغییر کرده است. به اعتقاد [۱۴] با افزایش درجه‌ی ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد، از تمرکز REE به سرعت کاسته شده و در درجات بالاتر از ۳۰ درصد گدازه نمی‌تواند تغییرات مهمی در تمرکز عناصر نادر ایجاد کند. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان گفت که شیب الگوی عناصر کمیاب خاکی می‌تواند نشان دهنده‌ی میزان ذوب بخشی باشد

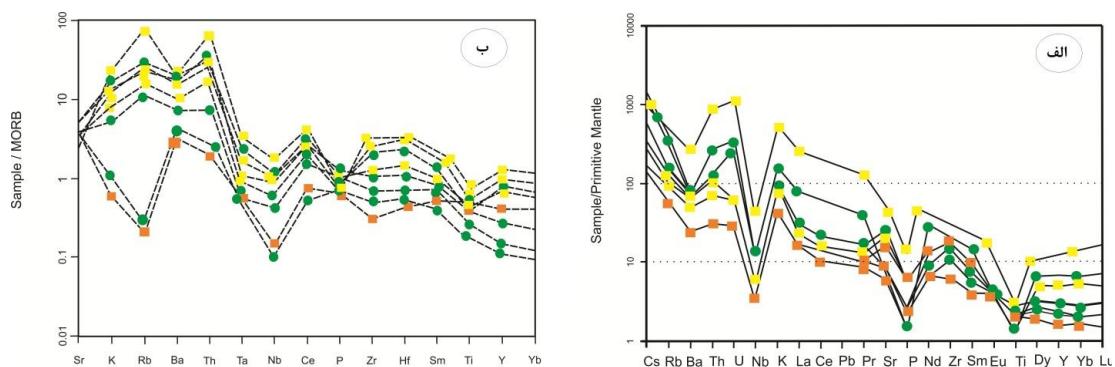
هستند و می‌توانند بیهنجاری این عناصر را در ماگماتیسم وابسته به فرورانش کنترل کنند [۲۲]. در الگوی عناصر کمیاب که نسبت به مورب و کندریت و گوشته‌ی اولیه ب亨جار شده است، وابستگی مشابهی بین تمام آنها مشاهده می‌شود، به خصوص اینکه عناصر LIL غنی‌شدگی و عناصری مانند Nb و Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند که میان محیط حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است. غنی‌شدگی عناصری مانند K و Th می‌تواند نتیجه‌ی آلایش پوسته‌ای باشد. وجود ناهنجاری منفی Nb می‌تواند در محیط‌های ماگمایی فروروانشی و یا آلودگی پوسته‌ی بالایی در سنگ‌های آتش‌شانی ایجاد شود. برای نمایش نقش آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه‌ی از نمودار Rb به Ba/Rb نیز استفاده شده است [۲۳]. این ادله‌ای مورد بررسی در منطقه‌ی شمال شرق بافت آلایش با مواد پوسته‌ی بالایی را نشان می‌دهند (شکل ۱۲ الف).

نشان می‌دهد. در نمودار بهنجار شده نسبت به مورب [۲۰] بیهنجاری منفی Ba در کنار بیهنجاری واضح منفی Ta و Nb می‌شود (شکل ۱۱ ب). عناصری مانند Th و Ta می‌توانند دیده شوند که گوشته را تحت تأثیر قرار می‌برای شناسایی فرآیندهایی که گوشته را در منطقه‌ی فروروانشی دهد بکار روند. در مناطق وابسته به محیط‌های گوشته‌ای که در بالای توریم تحرک بیشتری دارد و در گوهه گوشته‌ای که در بالای منطقه‌ی فرورانش قرار دارد غنی‌شدگی نشان می‌دهد [۲۱]. علاوه بر تأثیر آلایش پوسته‌ای در سنگ‌های منطقه که در بالا به آن اشاره شد، تهی‌شدگی Nb و Ta را می‌توان به حلال بودن بسیار کمتر آنها در حمل کننده‌های ناشی از لیتوسفر اقیانوسی فرورونده نسبت داد که باعث تمرکز آنها در پوسته‌ی اقیانوسی آبگیری شده می‌شود [۱۸].

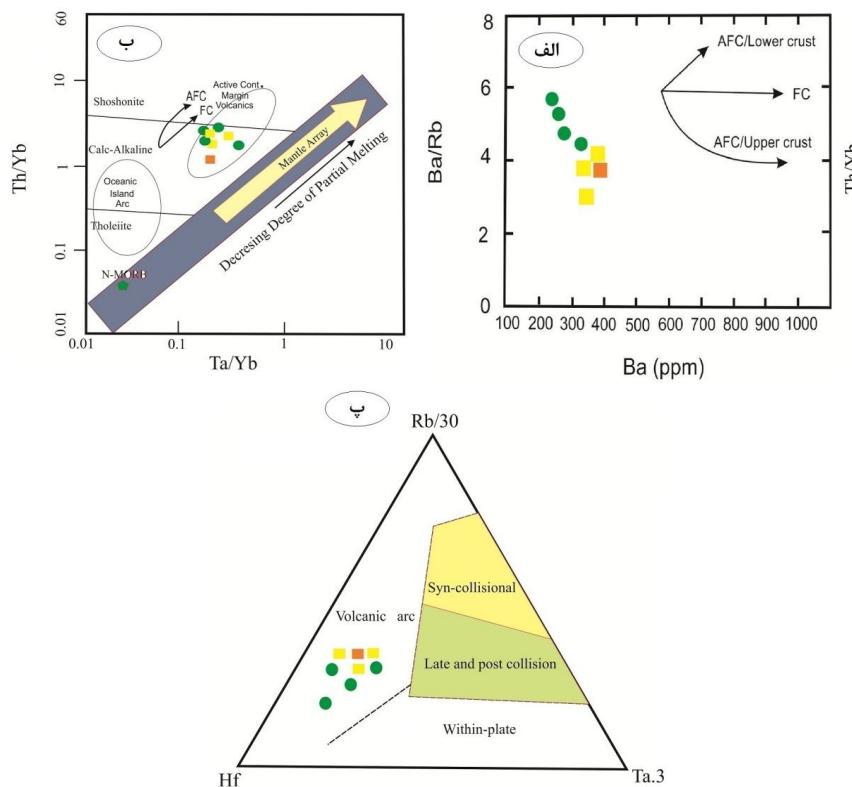
آمفیبول، آپاتیت، مونازیت و زیرکن از جمله کانی‌های میزان بسیار مهم برای عناصر موجود در گوشته‌ی فوقانی



شکل ۱۰ نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب ب亨جار شده نسبت به کندریت [۱۳] برای سنگ‌های مورد بررسی (علاوه مشابه شکل ۶).



شکل ۱۱ الگوی عناصر کمیاب به هنجار شده نسبت به (الف) گوشته اولیه [۲۰] و (ب) مورب [۱۷] برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی (علاوه مشابه شکل ۶).



شکل ۱۲ (الف) نمودار Rb/Ba در برابر Ba [۲۳]، (ب) نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb [۲۴]، (پ) نمودار Th/Yb در برابر Ba [۲۵] (علائم مشابه شکل ۶).

غنى شدگی با شبب نسبتاً ملایم و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) تهی شدگی نشان می‌دهند. این تهی شدگی به احتمال زیاد ناشی از وجود گارنت در سنگ خاستگاه اولیه آنهاست. البته جدایش هورنبلند نیز در مایع‌های فلزیک و حدواتر می‌تواند دلیل برای غنى شدگی شدید نمونه‌ها از عناصر LREE نسبت به HREE‌ها باشد [۲۴].

فقدان بیهنجاری منفی Eu نشانگر روند جدایش عادی و طبیعی ماده‌ی مذاب است. مگماهایی که دارای نسبت بالای HREE هستند را می‌توان به محیط‌های فرورانش نسبت داد [۲۱]. غنى شدگی سنگ‌های مورد بررسی از عناصر Pb, Th, Rb, U, Sr و B بدلیل ماهیت فرورانشی است زیرا بعلت تحرک بالای این عناصر جریان‌های مشتق شده از صفحه‌ی فروراندی غنى از این عناصر هستند [۳۰].

بیهنجاری‌های منفی از Nb, Yb, Ta و V در این سنگ‌ها به نظر می‌رسد بدلیل تبلور بخشی اکسیدهای Fe و Ti یا جدایش کانی‌های آهن و منیزیم‌دار باشد و نیز تاثیر پوسته می‌تواند دلیل اصلی بیهنجاری مشتب عناصری از قبیل La, Cs, Sr و Ce باشد. به عقیده اکثر زمین شناسان، بیهنجاری منفی

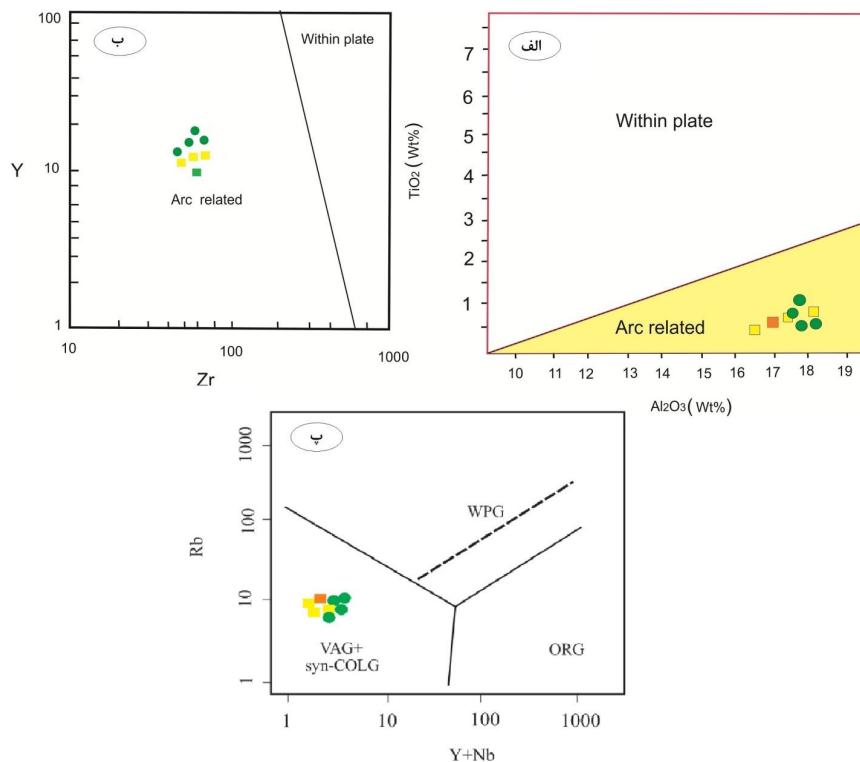
همچنین از بررسی‌های زمین شیمیایی برای تعیین محیط و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها استفاده شده است [۲۴]. برای تشخیص محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از محیط‌های دیگر می‌توان از نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb نسبت به [۲۵] استفاده کرد (شکل ۱۲ب). در این نمودار سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی حاشیه‌ی فعال قاره قرار گرفته‌اند. علاوه بر این از نمودار مثلثی $\text{Rb}-\text{Ta}-\text{Hf}$ نیز می‌توان برای جدایش سنگ‌های آتشفسانی با توجه به محیط زمین‌ساختی آنها استفاده کرد [۲۶]. بر اساس این نمودار بیشتر نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آتشفسانی جزایر کمانی آتشفسانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲پ).

برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ‌های حدواتر بازیک آتشفسانی منطقه از نمودارهای $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{TiO}_2$ [۲۷]، $\text{Nb} + \text{Y}-\text{Rb}$ (شکل ۱۳الف)، $\text{Y}-\text{Zr}$ (شکل ۱۳ب) و $\text{Ce} - \text{Pb}$ (شکل ۱۳پ) استفاده شده است که در این نمودارها وابستگی این سنگ‌ها به محیط‌های قوس آتشفسانی ثابت شده است. در نمودار $\text{Nb} + \text{Y}-\text{Rb}$ [۲۹] (شکل ۱۳پ) سنگ‌های مورد بررسی در گستره قوس‌های آتشفسانی و همزمان با برخورد قرار گرفته‌اند. عناصر خاکی نادر سبک (LREE) دارای

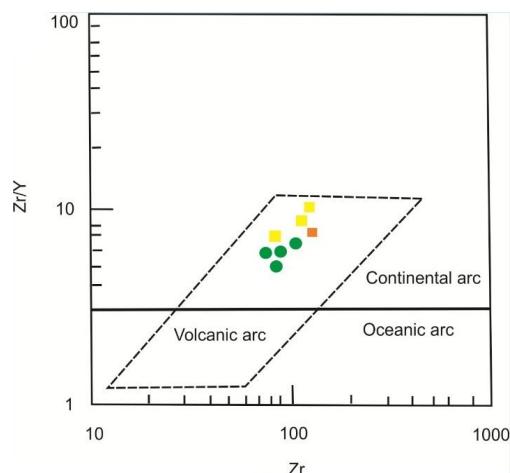
توان برای تشخیص محیط زمین‌ساختی بهره برد. به این صورت که اگر در گذارهای نسبت Zr/Y بزرگتر از ۳ باشد متعلق به کمان‌های آتشفسانی قاره‌ای وابسته‌اند و اگر در آنها این نسبت کمتر از ۳ باشد به کمان‌های آتشفسانی اقیانوسی تعلق دارند. دایک‌ها و سنگ‌های آتشفسانی مورد بررسی دارای نسبت Zr/Y بالاتر از ۳ هستند و در گروه کمان‌های آتشفسانی قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۴) [۲۲]. بنابر نمودار تمایزی [۳۳] معلوم شد که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی قلمرو سنگ‌های وابسته به محیط‌های حدواتسط فرورانشی و محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قرار می‌گیرند، بنابراین محیط تکتونوماگمایی دایک‌های مورد بررسی را می‌توان در ردیف محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای قلمداد کرد (شکل ۱۵) [۲۵]. ثابت بودن نسبت Zr/Nb همراه با افزایش نسبت Y/Zr در نمونه‌های تحت بررسی این نتیجه را می‌دهد که شاره‌های آزاد شده از صفحه فرورانده شده در دگنهادی گوشه در منطقه مورد بررسی نقش اساسی داشته است [۳۴] (شکل ۱۶).

عناصر نیوبیوم و تیتان که به مناطق فرورانش وابسته‌اند، می‌توانند نشانه‌ای از سیالات آزاد شده از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده باشد که به پیروی از آن، ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی و تشکیل ماقمای بازالتی و آندزیتی را به همراه خواهد داشت [۲۱].

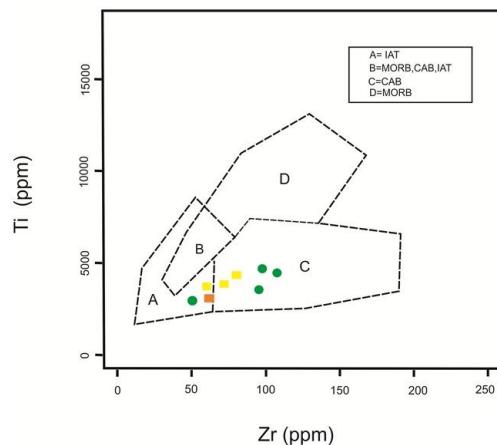
غنجشدنگی عناصر LILE در این محیط به علت ورود سیالات حاوی عناصر فوق به درون گوشته اقتضای است. نسبت پایین Y/Nb در این سنگ‌ها حاکی از آن است که این واحدهای آندزیتی از یک گوهی گوشته‌ای سرچشممه گرفته‌اند که در ذوب آنها سیالات مشتق شده از صفحه اقیانوسی دخالت داشته است [۳۰]. غنجشدنگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و مقادیر اندک Zr , TiO_2 و Nb وابستگی [۳۱] این سنگ‌ها را به سری‌های آهکی-قلیابی نشان می‌دهد و نیز می‌تواند نشانگر این باشد که سنگ مادر ماقما دارای گارنت و پپروکسن بوده و عناصر خاکی نادر سنگین را در خود نگه داشته و باعث تهی‌شدنگی نمونه‌های مورد بررسی از این عناصر شده است [۳۱]. از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز می-



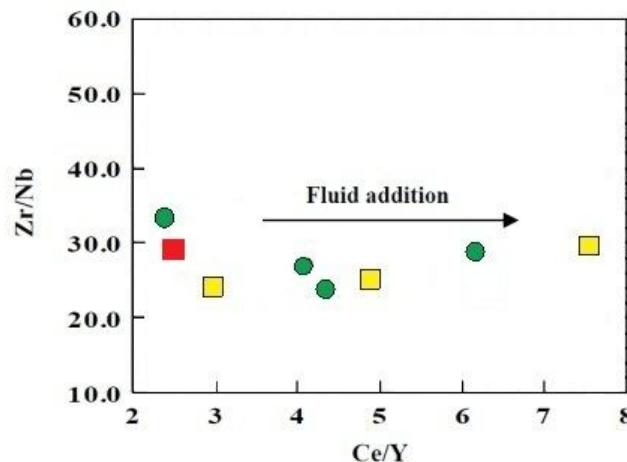
شکل ۱۳ موقعیت دایک‌ها و سنگ‌های آتشفسانی مورد بررسی روی نمودارهای جدایی محیط‌های زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی: (الف) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 [۲۷]، (ب) نمودار $Zr-Y$ [۲۸] و (پ) موقعیت سنگ‌های مورد بررسی در نمودار $Nb+Y-Rb$ [۲۹] (علام مشابه شکل ۶).



شکل ۱۴ چگونگی قرارگیری موقعیت نمونه‌های منطقه مورد بررسی روی نمودار Zr/Y - Zr [۳۲]. که تعلق این سنگ‌ها را به نواحی کمان‌های قاره‌ای آتشفشانی نشان می‌دهد (علاوه مشابه شکل ۶).



شکل ۱۵ تعیین موقعیت زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی همچون با نمودار Ti در برابر Zr [۳۲]. بنابراین نمودار سنگ‌های منطقه مورد بررسی به محیط کمان‌های آتشفشانی واپس‌هاند (علاوه مشابه شکل ۶).



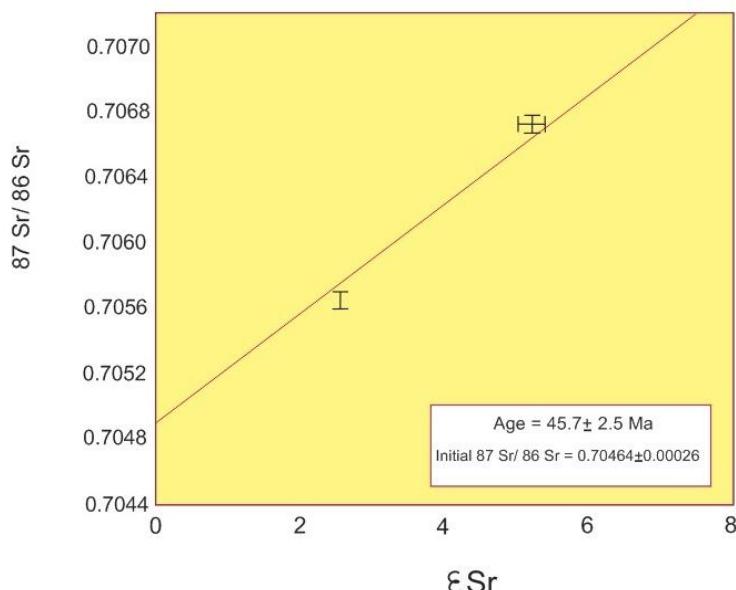
شکل ۱۶ موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار Zr/Nb - Ce/Y [۳۴] (علاوه مشابه شکل ۶).

ترکیب کل زمین همراه با هضم مواد پوسته‌ای مشاهده می‌شوند و در مرز بازالت‌های جراحت قوسی قرار می‌گیرند. قرارگیری نمونه‌ها در نزدیک آرایه گوشه‌ای نشانگر خاستگاه آنها از گوشه و خارج از پوسته قاره‌ای است [۲۴]. قرارگیری نمونه‌ها در سمت راست آرایه گوشه‌ای نشانگر شکل‌گیری ماقمای تهی شده از طریق اختلاطی از تبلور تفریقی یا هضم اجزای پوسته ای با میزان پایین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و میزان بالای $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ است [۳۷].

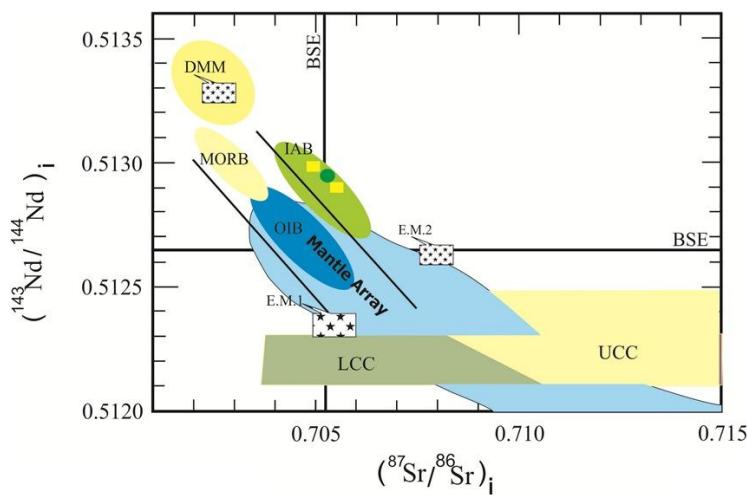
اثر هضم اجزای پوسته‌ای از طریق نمودار تغییرات نئودیمیم در برابر SiO_2 قابل بحث و تفسیر است (شکل ۱۹) [۳۸]. همخوانی میان نسبت‌های ایزوتوپی و افزایش سیلیس در سنگ‌های آندزیتی منطقه دلیلی روشن بر آنستگی پوسته‌ای در این واحده است [۳۹]. بنابراین تغییرات مشاهده شده در نسبت‌های ایزوتوپی در واحده‌ای مورد بررسی نشانگر اثر قابل توجه هضم مواد پوسته‌ای به همراه فرایند تبلور تفریقی در یک سیستم باز است [۳۷]. بعلاوه نمونه‌ها نیز اندکی دگرسانی نشان می‌دهند که چنین رخدادی می‌تواند روی نسبت‌های استرانسیوم تاثیر گذاشته بدون اینکه تغییری در نسبت‌های نئودیمیم حاصل کند [۴۰].

داده‌های ایزوتوپی Nd و Sr

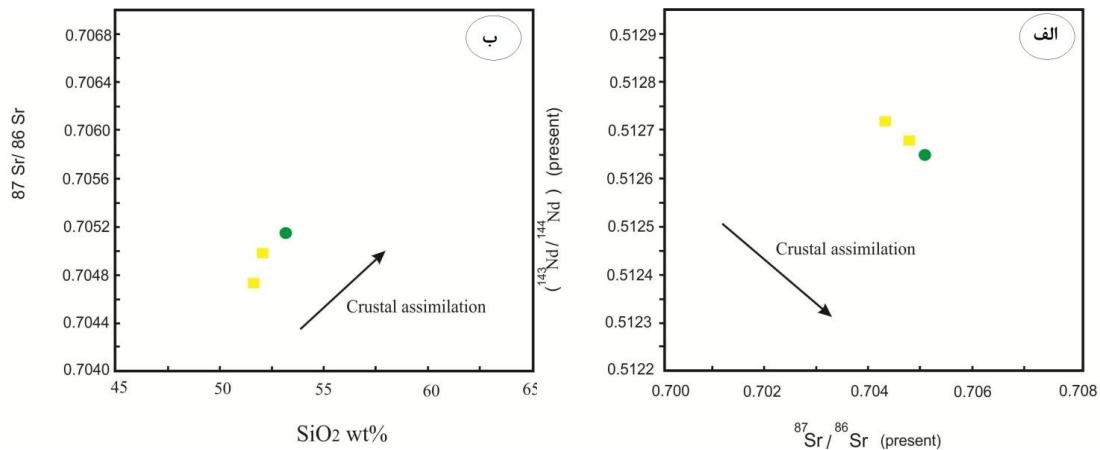
نسبت‌های ایزوتوپی اولیه استرانسیوم و نئودیمیوم نمونه‌های آتشفشاری مورد بررسی بر اساس سن تقریبی ائوسن - الیگوسن (۴۵/۷ میلیون سال) محاسبه شد (شکل ۱۷) (جدول ۳). تمام نمونه‌ها داری ترکیب ایزوتوپی تقریباً مشابهی هستند که میان خاستگاه یکسان آنهاست [۳۳]. همچنین میزان ترکیب ایزوتوپی تمام نمونه‌ها از CHURF بیشتر است. به طور کلی میزان نسبت و تغییرات Nd از ۰/۵۱۲۷۱۱ تا ۰/۵۱۲۸۲۳ و از ۱/۶۸ تا ۳/۸۲ متغیر است که از نظر ترکیبی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نشانگر گوشه‌ی تهی شده خاستگاهند [۳۵]. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در ماقماهای نوع I بین ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۶ است در حالیکه در انواع نوع S این مقدار بیشتر از ۰/۷۰۸ است [۳۶] که تأیید کننده ماهیت نوع I برای ماقمای تشکیل دهنده این واحده است. این نسبت برای واحده‌ای مورد بررسی بین ۰/۷۰۴۷۵۹ تا ۰/۷۰۵۵۶۱ تغییر می‌کند. مدل سنی بر اساس ایزوتوپ استرانسیوم حدود ۴۵/۷ میلیون سال است که یک خاستگاه با سن ائوسن زیرین را پیشنهاد می‌کند (شکل ۱۷). در نمودار $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$ اولیه نسبت به تغییرات Nd (شکل ۱۸) نمونه‌های منطقه در منطقه دوم نمودار و در بخش نزدیک به



شکل ۱۷ نمودار تغییرات استرانسیوم در برابر نسبت‌های استرانسیوم برای نمونه‌های آتشفشاری منطقه‌ی شمال شرق بافت که سن حدود ۴۵/۷ میلیون را نشان داده است.



شکل ۱۸ نمودار تغییرات ایزوتوبی Sr در برابر Nd برای نمونه‌های آتشفشاری منطقه‌ی شمال شرق بافت [۳۸] (علام مشابه شکل ۶)

شکل ۱۹ (الف) نمودار SiO_2 در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [۳۵] و (ب) نمودار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ [۳۸] (علام مشابه شکل ۶)

بيانگر شرایط تشکیل حدواتسط بین حاشیه قاره‌ای فعال و کمان آتشفشاری و حاکی از فوران این گدازه‌ها در یک کمان ماقمایی هستند. براساس مستندات زمین‌شناسی، ژئوشیمی و داده‌های استرانسیم و نئودیمیم، ماقمای مادر واحدهای آتشفشاری منطقه‌ی مورد بررسی از ذوب بخشی گوشه‌تی تهی شده حاصل شده است و آگشتگی قابل توجهی با پوسته‌ی قاره‌ای را نشان می‌دهد. نمودار تفکیک محیط‌های زمین‌ساختی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه‌ی شمال شرق بافت مشابه با دیگر واحدهای آتشفشاری موجود در ایران مرکزی، گرایش به ماقماییم کمانی داشته و در محیط کمان حاشیه قاره‌ای وابسته به فروروانش صفحه‌ی اقیانوسی عربی به زیر لیتوسفر

برداشت
بر اساس شواهد متعدد بدست آمده مشخص شده است که گدازه‌های منطقه‌ی شمال شرق شهرستان بافت و شمال شهرستان رابر محصول جدایش ماقمایی هستد که در آغاز از ذوب بخشی یک گوشه‌ی دگرنهاد در بخش بالای منطقه‌ی فرورانشی ایجاد شده‌اند. گوشه‌خاستگاه سری‌های سنگی منطقه به احتمال زیاد یک گوشه‌تی تهی شده بوده است. الگوی نمودارهای عنکبوتی نشانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر LREE و LIL و تهی شدگی از عناصر HFSE است. این الگو شاخص کمان‌های ماقمایی ناشی از فرورانش است. ژئوشیمی سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالی در منطقه که طیف غالب واحدهای سنگی را بخود اختصاص داده است،

- [10] Shand S.J., "Eruptive Rocks: *Their Genesis, Composition, Classification and Their Relation to Ore Deposits*", Hafner, New York, (1969) 488p
- [11] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannucci R., "The Finro phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism", Contribution to Mineralogy and Petrology, 134 (1999) 107-122.
- [12] Gill J. B., "Orogenic Andesites and plate tectonics", Springer, (1981) Verlag, Berlin,
- [13] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes: in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*", Geological Society Special Publications no. 42 (1989) p313-345.
- [14] Srivastava R.K., Singh R.K., "Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub alkaline mafic dykes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism", Jurnal of Asian Earth Sciences 23(2004) 373-389.
- [15] Jung S., Hoffer E., Hoernes S., "Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia) Geochemical and Nd-Sr-Pb-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis", Lithos, 96(2007) 415-435.
- [16] Ying J., Zhang H., Sun M., Tang Y., Zhou X., Liu X., "Petrology and Geochemistry of Zijinshan alkaline intrusive complex in Shanxi Province western North China Craton : Implication for magma mixing of different sources in an extensional regime". Lithos, 98(2007) 45-66.
- [17] Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrite", Geochim. Cosmochim. Acta, 38 (1974) 757-775.
- [18] Saunders A.D., Norry M.J., Tarney J., "Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas", philosophical transactions of the Royal Society of London 335 (1991) 377-392.
- [19] Abdel-Fattah M., Abdel-Rahman A.M., Nassar P.E., "Cenozoic Volcanism in the Middle East: Petrogenesis of alkali basalts from Northern Lebanon", Geology magazine. 141 (2004), 545-563.
- [20] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the

ایران مرکزی و بسته شدن نهایی اقیانوس نئوتیس در نتوزن تشکیل شده‌اند [۴۱]. بنابراین، دایک‌ها و دیگر سنگ‌های آتشفسانی منطقه‌ی مورد بررسی، نتیجه‌ی ماقمatissem آهکی-قلیایی وابسته به فروزانش هستند. بررسی‌های مشابه صورت گرفته در ایران مانند [۴۲] نیز بیانگر این است که غالب سنگ‌های منطقه در گستره‌ی کمان‌های ماقمایی جوان و نابالغ و یا در مراحل اولیه‌ی تکامل و گسترش کمان ماقمایی قرار گرفته‌اند.

مراجع

- [۱] معین وزیری ح، احمدی، ع، "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۷۱)، ۵۳۹ ص.
- [۲] نبوی م، "دبیاچه‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور"، (۱۳۵۵)، ۴۴۰ ص.
- [3] Dimitrijevic M. D., Srdic A., Dimitrijevic M. N., "Geological map of Iran 1:100000 series Sheet 7348- Baft". Geological survey of Iran. (1959).
- [4] Dimitrijevic M. D., Cvetic S., Djokovic I., "Geology of Kerman region: institute for geological and mining exploration and institution of nuclear and other mineral raw materials, Scale: 1: 500000", Geological survey of Iran, Report Yu/52, 334 pp. (1973).
- [5] Maire R. W. Le, "A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms", Backwell. Oxford, 193pp., (1989).
- [6] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", Chemical Geology, 20 (1977) 325-343
- [7] Kuno H., "Differentiation of basalt magmas. In: Hess, H.H., Poldervaart, A. (Eds.), Basalts", Vol. 2. John Wiley and Sons, (1968) pp 623–668.
- [8] Irvine T. W., Baragar W. R. A., "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences, (1977), Vol. 8, pp.523 – 548.
- [9] Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F., "Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements", development of the Th-Co discrimination diagram. Journal of Petrology 48(2007) 2341-2357.

- [31] Machado A., Lima E.F., Mortad., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., "Geochemistry constrains of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc, Antarctica ". *J. South American Earth Science.* 18 (2005) 407-425.
- [32] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In Hawkesworth C.J. and Norry, M.J., Shiva, Nantwich, (1983) 230-249.
- [33] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Earth Planet. Sciences Letter,* 19 (1973) 290-300.
- [34] He Y., Zhao G., Sun M., Wilde S.A., "Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China craton", *Lithos,* 102 (2007) 158-178.
- [35] Liu S., Hu R., Gao S., Feng Coulson I., Feng G., Qi Y., Yang Y., Yang C., Tang L., "U-Pb zircon age, geochemical and Sr-Nd isotopic data as constraints on the petrogenesis and emplacement time of the Precambrian mafic dyke swarms in the north china craton (NCC)", *Lithos,* Vol: 140-141 (2012) , p:35- 52.
- [36] Chappell B.J., White A.J.R., "Two Contrasting Granite Types", *Pac. Geology.,* Vol:8 (1974), p:173-174.
- [۳۷] کوهستانی ح.، قادری م.، امامی م.۵.، فره س.، کامنتسکی د.، مکفی ج.، زاو خ.، "رئوشنیمی سنگ کل و ایزوتوبی استرانسیم - نئودیمیم سنگ های آتششان میزبان کانسار نقره - طلای چاه زرد، کمریند ارومیه - دختر" ، *فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور،* سال بیست و سوم، شماره ۹۱ ، (۱۳۹۲) ص ۹ تا ۲۴.
- [38] Li J., Zhao X., Zhou M., Ma C., Souza Z., Vasconcelos P., "Late Mesozoic magmatism from the Daye region, eastern China: U-Pb ages, petrogenesis, and geodynamic implications", *Contributions to Mineralogy and Petrology,* Vol: 157 (2009), p: 383-409.
- [39] Ma L., Jiang S., Hou M., Dai B., Jiang Y., Yang T., Zhao K., Wie P., Zhu Z., Xu B., "Geochemistry of early Cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the tectonic interpretation of granitic rocks", *Journal of Petrology* 25 (1984) 956-983.
- [21] Xia Q.-X., Zheng Y-F., Zhou L. G., "Dehydration and melting during continental collision: constraints from element and isotope geochemistry of low-T/UHP granitic gneiss in the Dabie orogen", *Chemical Geology* 247(2008) 36-65.
- [22] Ionov D.A., Hofmann A.W., "Nb-Ta rich mantle amphiboles and mica: implication for subduction-related metasomatic trace element fractionations", *Earth and Planetary Science Letters,* 131(1995) 341-356.
- [23] Askren D. R., Roden M. F., Whitney J. A., "Petrogenesis of Tertiary Andesite Lava Flows Interlayered with Large-Volume Felsic Ash-Flow Tuffs of the Western USA", *Journal of Petrology,* 38(1999), 1021–1046.
- [24] Rollinson H.R., "Using geochemical data: evaluation" presentation, interpretation". Longman Group, UK 1st edition (1993) 352p.
- [25] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J., (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths.* Shiva, Nantwich, (1983) 230-249.
- [26] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A. G., "Geochemical characteristics of collision -zone Magmatism". In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics.* Geological Society of London, Special publication (1986) 19: 67-81.
- [27] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer Verlage, (1997), 241 p.
- [28] Wood D. A., Joron J. L., Treuil M., Norry M., Tarney J., "Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Island and the surrounding ocean floor", *Contrib. Mineral. Petrol.* 70 (1979a) 319-339.
- [29] Garsia T.S., Quesada C., Bellido F., Dunning G.R., Tanago J.G.D., "Two-step magma flooding of the upper crust during rifting: The early Paleozoic of the Ossa Morena zone (SW Iberia)", *Tectonophysics,* 461 (2008) 72-90.
- [30] Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng B., "Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implication", *Lithos,* 102 (2007) 358-373.

- [41] Berberian M., King G.C.P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian Journal of Earth Sciences (1981) 18,210-265.
- [42] Shahabpour J., "Island - arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt", Journal of Asian Earth Sciences. 30, (2007) 652-665.
- [40] Arjmandzadeh R., Santos J.F., "Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", Springer, International Journal of Earth Science (Geol Rundsch), Vol:103 (2014) , p: 123-140.