

موقعیت تکتونیکی و ماگمایی رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان)

علیخان نصر اصفهانی* و بابک وهابی مقدم

گروه کارشناسی ارشد پتروولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

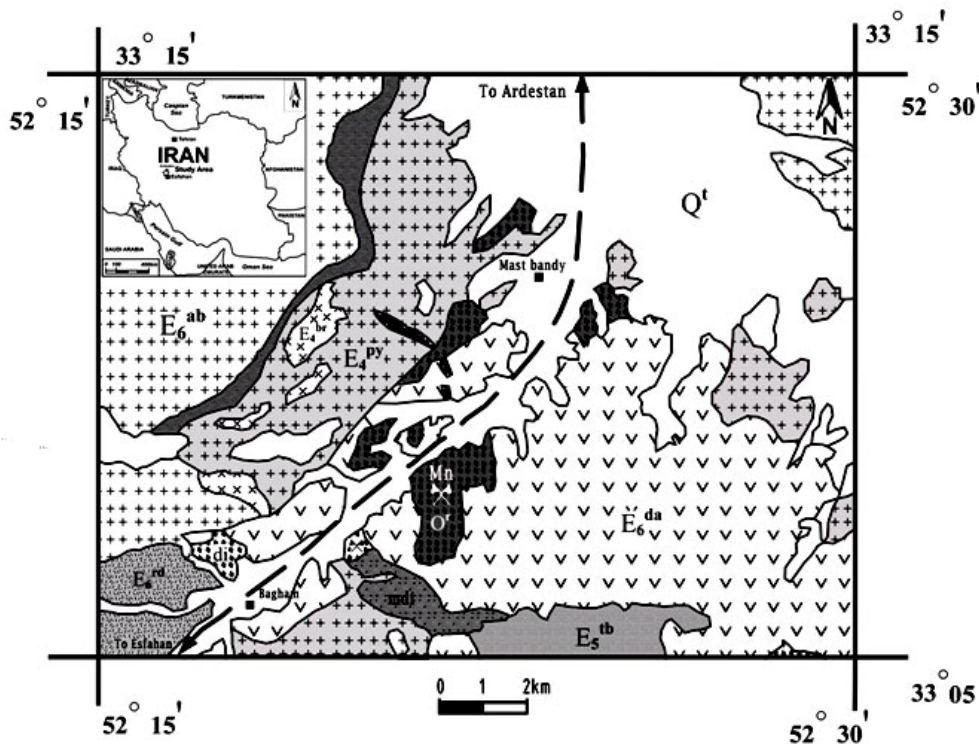
رخنمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب اردستان (شمال شرق اصفهان) قرار دارند. ناحیه اردستان بخشی از زون ساختاری ارومیه- دختر است. ترکیب این سنگ‌ها ریولیتی و ریوداسیتی است. از نظر ژئوشیمیایی، این سنگ‌ها ساب‌آلکان و کالک‌آلکان باپتاسم بالا و پرآلومینوس هستند. با اینکه ترکیب کلی سنگ‌های فلسیک شبیه گرانیتهای نوع S است (مثل بالابودن پتاسیم، آلومینیم، عناصر لیتوفیل بزرگ یون و پایین بودن مقدار کلسیم و استرانسیم) به‌طور مشخص منبع اولیه و آذرین دارد. داده‌های ژئوشیمیایی پیشنهاد یک گوه گوشته‌ای را می‌کند که به‌طور بخشی متاسوماتیزم با مواد حاصل از پوسته زیر رانده شده است. این شرایط احتمالاً ذوب‌بخشی درجه بسیار کم گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده را باعث شده که در نتیجه آن ماگمای ریولیتی حاصل شده است. علت ابتدایی برای فوران مستقیم این ریولیت‌های مشتق شده از گوشته می‌تواند شرایط کششی حاکم بر ناحیه اردستان در طی زمان اواخر ائوسن و الیگوسن باشد. اگر این ریولیت‌های مشتق شده از گوشته در یک پوسته قاره‌ای تحت فشار بالا بیاید، ماگما به‌راحتی با مواد پوسته‌ای واکنش داده، ماگمای فلسیکی ایجاد می‌شود که قابل تشخیص از ماگماهای با منشأ پوسته‌ای است. شواهد پترولوژیک، ژئوشیمیایی و نمودارهای تعیین‌کننده محیط تکتونیکی نشان می‌دهد که ماگما ریولیتی در یک کمان آتشفشانی تشکیل شده است. گمان می‌رود این سنگ‌ها در پیوند با پدیده ادامه ماگماتیسیم همراه با فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر ورقه قاره‌ای سکوی ایران حاصل شده است.

واژه‌های کلیدی: اردستان، ریولیت، سنگ‌های فلسیکی، کالک‌آلکان، کمان آتشفشانی، نئوتتیس

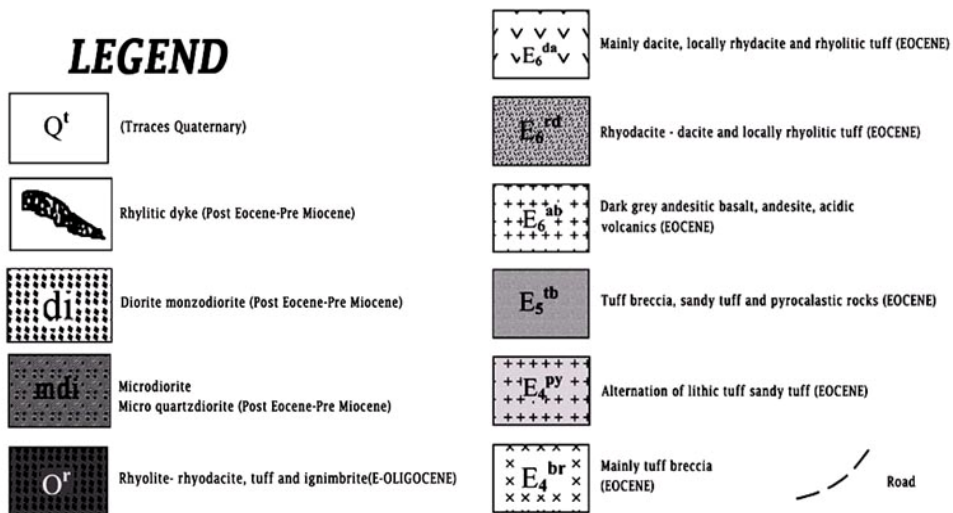
مقدمه

این زون به‌صورت کمربند آتشفشانی به‌طور مورب با روند شمال غرب، جنوب شرق از ناحیه دریاچه ارومیه در آذربایجان غربی تا آتشفشان‌های بزمان در بلوچستان کشیده شده است (معین‌وزیری، ۱۳۷۵؛ Shahabpour, 2005) و سن سنگ‌های آتشفشانی در آن از ائوسن و الیگوسن شروع و به آتشفشان‌های عهد حاضر ختم می‌شود (درویش‌زاده، ۱۳۶۳؛ قربانی، ۱۳۸۲).

رخنمون‌های فلسیک مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری جنوب شهر اردستان و ۹۵ کیلومتری شمال شرق شهر اصفهان قرار گرفته است. موقعیت جغرافیایی محدوده مورد مطالعه بین طول شرقی ۵۲° ۳۰' و ۵۲° ۱۵' و عرض شمالی ۳۳° ۱۵' و ۳۳° ۵' است (شکل ۱). ناحیه اردستان قسمتی از زون ساختاری ارومیه- دختر است،



LEGEND



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (ساده شده از رادفر، ۱۳۷۶).

رخمون‌های فلسیک الیگوسن در جنوب‌شرقی ظفرقند یا غرب روستای رنگان، همچنین در جنوب اردستان (شمال شرق روستای بغم) گزارش شده است (رادفر، ۱۳۷۶). فعالیت‌های آتشفشانی الیگوسن عمدتاً فلسیک است (امامی و همکاران، ۱۳۷۱).

سنگ‌های ولکانیک ائوسن از نظر ترکیب در محدوده بازالت تا داسیت است، اما آندزیت‌ها فراوانی بیشتری دارند (نصراصفهانی و احمدی، ۱۳۸۷). رخمون‌های فلسیک با سن الیگوسن به صورت توده‌های ساب‌ولکانیک سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده‌اند. این

سنگ‌های ائوسن تزریق شده‌اند و دارای حاشیه واکنشی کم وسعتی با این سنگ‌ها هستند. در متن سنگ فنوکریست‌هایی از کوارتز شکل‌دار با حاشیه خورده شده آکالی‌فلدسپار و پلاژیوکلاز، از نوع الیگوکلاز قابل مشاهده است. در برخی بخش‌ها، دایک‌های مافیکی توده فلسیک را قطع نموده است.

روش انجام پژوهش

طی بازدیدهای صحرایی تعداد ۵۳ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف محدوده مورد مطالعه برداشت شد. پس از انجام مطالعه نمونه‌های دستی، ۴۵ مقطع نازک تهیه و با کمک میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شد. تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های ریولیتی به روش XRF و ICP-MS در ایران و کانادا (ACME Labs) تجزیه شیمیایی شد (جدول‌های ۱ و ۲).

همچنین از نرم‌افزارهای تخصصی همچون Minpet، Iqpet و Petrograph برای تجزیه و تحلیل، محاسبه نورم و ترسیم نمودارها استفاده شد.

همراه با این گروه از سنگ‌ها ایگنیمبریت‌ها نیز در منطقه رخنمون دارند و از ویژگی‌های شاخص این سنگ‌ها می‌توان به حالت روانی و جریان‌های ماگما اشاره نمود. همچنین بافت اتاکسیت که خاص ایگنیمبریت‌ها است، در این مقاطع فراوان دیده می‌شود. رخنمون‌های فلسیکی در جنوب شهر اردستان از نظر همراهی با ذخایر معدنی رگه‌ای منگنز دارای اهمیت هستند (Watters and Etminan, 1973). این ماده معدنی به صورت پرکننده نواحی برشی در برخی از بخش‌ها دیده می‌شود (نصرافهانی و حاجیان، ۱۳۸۶).

در این پژوهش اختصاصات پترولوژیک و الگوی تکتونیک حاکم بر تشکیل رخنمون‌های فلسیکی الیگوسن در جنوب شهر اردستان (اطراف روستای بغم) بررسی می‌شود.

زمین‌شناسی عمومی

ترکیب سنگ‌شناسی آن عبارت است از ریولیت‌های سفید رنگ تا کرمی و صورتی با بافت پورفیری که در

جدول ۱ - نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای اصلی همراه با نسبت‌های پترولوژیک

	Unit	HBG8	HBG16	HBG18	HBG19	HBG20	HBG21	HBG2	HBG4	HBG11	HBG14	HBG15
	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite	Rhyolite
SiO ₂	%	70.56	68.14	69.51	70.79	70.8	68.68	70.58	66.32	69.7	70.4	68.57
Al ₂ O ₃	%	14.18	13.66	13	12.9	12.69	12.84	12.76	14.02	14.7	12.5	13.75
Fe ₂ O ₃	%	3.24	4.31	3.3	2.6	2.58	2.65	2.46	2.39	2.59	1.79	1.93
CaO	%	0.86	1.62	1.59	1.76	1.75	3.03	1.3	3.59	0.88	3.08	2.83
MgO	%	0.34	0.4	0.37	0.33	0.32	0.33	0.66	0.38	0.34	0.34	0.34
Na ₂ O	%	2.59	0.39	0.14	0.14	0.14	0.93	0.34	0.75	0.83	0.51	0.79
K ₂ O	%	5.92	8.16	8.33	8.26	8.19	7.25	8.88	8.94	8.97	7.81	8.82
Cr ₂ O ₃	%	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001					
TiO ₂	%	0.42	0.36	0.36	0.35	0.34	0.36	0.2	0.2	0.21	0.23	0.19
MnO	%	0.14	0.24	0.1	0.09	0.09	0.18	0.18	0.24	0.05	0.05	0.05
P ₂ O ₅	%	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06
(La/Yb)N	%	4.65	3.27	3.91	6.17	5.98	4.79					
(Gd/Yb)N	%	1.15	1	0.99	1.1	1.12	1.06					
LOI	%	1.5	2.3	2.9	2.3	2.6	3.4	2.23	2.8	1.26	2.77	2.4
Total	%	99.83	99.65	99.66	99.58	99.58	99.73	99.65	99.68	99.6	99.5	99.73
Mg#		17.37	15.68	18.3	20.23	19.87	19.96	34.9	24.12	20.8	27.6	26.12
A/CNK		1.51	1.34	1.29	1.27	1.26	1.14	1.21	1.05	1.37	1.1	1.1
K ₂ O/Na ₂ O		2.35	20.92	59.5	59	58.5	7.79	26.1	11.92	10.8	15.3	11.16
EU/EU*		0.658	0.645	0.583	0.619	0.63	0.631					

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر فرعی و نادر خاکی

	Unit	HGB8	HGB16	HGB18	HGB19	HGB20	HGB21	HGB2	HGB4	HGB11	HGB14	HGB15
Ag	ppm	<.1	<.1	<.1	0.3	0.3	<.1					
Ba	ppm	1522	2048	2012	2133	2015	1404	2676	2480	2388	2161	2598
Ce	ppm	51.7	27.4	38.7	48.1	46.6	44.4					
Co	ppm	2.5	4	3.1	2.8	2.8	2.9	1	1	1	1	1
Cs	ppm	13.1	19.2	16	5.5	5.4	11.1					
Cu	ppm	11.8	4.9	4.8	52	49.8	7.2	490	5	5	8	2
Dy	ppm	4.01	3.14	3.66	3.48	3.32	3.46					
Er	ppm	2.68	2.16	2.5	2.29	2.13	2.13					
Eu	ppm	0.89	0.61	0.89	0.73	0.75	0.68					
Ga	ppm	11.8	14.5	11.1	10.4	10.2	12.1					
Gd	ppm	4.03	2.82	3.39	3.37	3.34	3.13					
Hf	ppm	5.7	5.3	5	5	4.9	5					
Ho	ppm	0.82	0.68	0.76	0.69	0.69	0.69					
La	ppm	19.4	11	15.9	22.5	21.2	16.9					
Rb	ppm	229.5	347.2	354.2	288.5	290.1	282.9	263	327	316	294	308
Sr	ppm	183.2	67.4	40.1	49.2	48.7	72.4	41	59	40	35	50
Y	ppm	28.7	22.1	25	23.4	22.8	21.5	9	7	12	8	7
Zr	ppm	207.7	187.5	178.9	174.4	167.3	182.4	203	206	190	197	201
Nb	ppm	9.9	9.1	8.6	9.6	9.1	9.6	19	11	15	15	1
Th	ppm	12.3	11.4	10.7	11	10.5	11.4	4	14	9	6	3
Pb	ppm	31.5	20.1	11.6	210	208.9	6	958	22	29	25	31
Zn	ppm	43	32	34	405	404	15	868	74	56	80	88
Ni	ppm	4.6	2.3	2.8	2.2	2.1	1.9	31	30	38	30	32
V	ppm	26	28	31	36	36	17	38	39	43	47	37
Ta	ppm	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8					
U	ppm	2.4	3	3.2	2.5	2.4	3	1	8	1	2	1
W	ppm	4.6	16.9	7.9	3.8	4	1.8	8	3	7	4	4
Sn	ppm	2	1	1	1	1	1					
Mo	ppm	1.9	1.5	1.1	0.5	0.8	0.4	1	1	1	1	1
Pr	ppm	5.07	3.25	4.08	5.25	5.12	4.21					
Nd	ppm	20.9	13.6	16	19.3	19.2	15.8					
Sm	ppm	4.3	3	3.9	3.9	4	3.5					
Tb	ppm	0.74	0.56	0.67	0.63	0.6	0.59					
Tm	ppm	0.4	0.32	0.39	0.35	0.35	0.34					
Yb	ppm	2.78	2.24	2.71	2.43	2.36	2.35					
Lu	ppm	0.44	0.35	0.43	0.38	0.38	0.38					
Tl	ppm	0.1	0.2	0.2	0.1	<.1	<.1					

پتروگرافی

سیلیکا و فلدسپار آلکالی قابل تشخیص است. یکی از مهمترین علل به وجود آمدن این حاشیه‌ها را بالا آمدن سریع و کاهش ناگهانی فشار حاکم بر ماگمای ریولیتی می‌توان دانست (Shelly, 1993).

پلاژیوکلاز بعد از کوارتز فراوانترین فنوکریست در مقاطع است. پلاژیوکلازهای موجود در این سنگ‌ها شکل دار بوده، دارای ترکیب سدیک و از نظر ترکیبی آلبیت تا الیگوکلاز است. غالب پلاژیوکلازها دارای ماکل پلی‌سنتتیک بوده، بعضی از آنها دارای زونینگ نیز هست.

سنگ‌های فلسیک از نظر پتروگرافی ریولیت تا ریوداسیت بوده، ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل درشت بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالی است.

کوارتز به مقدار بسیار زیاد به صورت فنوکریست‌های درشت با بافت خوردگی خلیجی (Corrosion Gulf) در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بلورهای کوارتز به صورت شکل دار و نیمه‌شکل دار بوده، بیشترین مقدار کانی‌های تشکیل دهنده سنگ را تشکیل می‌دهد. در برخی فنوکریست‌های کوارتز، در اطراف آنها یک نوار ریزبلور از

جدول ۳- مقادیر آماری اکسیدهای اصلی

Oxide	Min(%wt)	Max (%wt)	Mean (%wt)	St.Deviation	Number of Cases
SiO ₂	66.32	70.80	69.46	1.41	11
Al ₂ O ₃	12.53	14.69	13.37	0.72	11
Fe ₂ O ₃ T	1.79	4.31	2.71	0.70	11
MgO	0.32	0.66	0.38	0.10	11
CaO	0.86	3.59	2.03	0.94	11
Na ₂ O	0.14	2.59	0.69	0.70	11
K ₂ O	5.92	8.97	8.14	0.91	11
TiO ₂	0.19	0.42	0.29	0.09	11
P ₂ O ₅	0.05	0.08	0.06	0.01	11
MnO	0.05	0.24	0.13	0.07	11
Lol	1.26	3.40	2.41	0.61	11

از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر LILE شبیه Rb (۲۲۹/۵ ppm) - همچنین Zr (۳۵۴/۲) و (۱۶۷/۳-۲۰۸) است. همچنین غنی‌بودن از عناصر متحرک همچون Cs و Ba است.

بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین بر حسب ترکیب شیمیایی کل سنگ، نمونه‌ها در محدوده ریولیت قرار می‌گیرد (شکل ۲- الف). در نمودار پیشنهادی Le Maitre و همکاران (۱۹۸۹) نمونه‌های منطقه رفتاری نیمه‌قلیایی یا ساب‌آلکان را نشان می‌دهند (شکل ۲- ب). پلات نمونه‌ها در نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) نشان‌دهنده ویژگی کالک‌آلکان آنها است (شکل ۲- پ). سنگ‌های فلسیک در نمودار An-B-Or (Irvine and Baragar, 1971) سری پتاسیک قرار دارند (شکل ۲- ت). موقعیت قرارگیری نمونه‌های فلسیک در نمودارهای A/CNK مقابل A/NK و ACF (شکل ۳) نشان‌دهنده پراآلومینوس بودن و تشابه آنها با گرانیت‌های S-type است. برای بررسی الگوهای عناصر فرعی و REE معمولاً از نمودارهای نرمالایزشده نسبت به گوشته اولیه و کندریت استفاده می‌شود. نمودار نرمالایزشده نسبت به کندریت (شکل ۴- الف) نشان‌دهنده روندی یکنواخت، مسطح و به‌طور کلی الگوی تفریق نیافته در توزیع عناصر HREE را عرضه می‌کند. در حالی که LREE غنی‌شدگی و تفریق یافتگی دارد (-3.27 (La/Yb)_N)

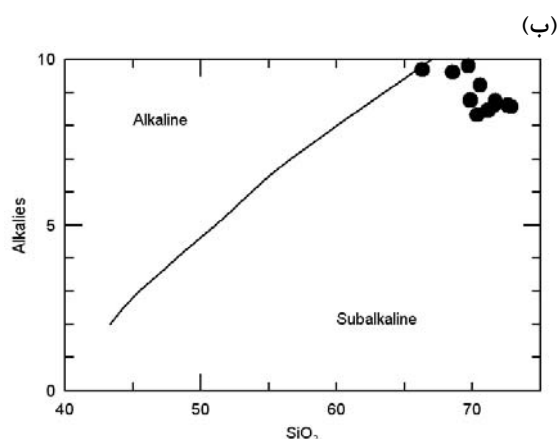
در اطراف بعضی از پلاژیوکلازها نوعی خوردگی ناشی از عدم تعادل شیمیایی دیده می‌شود. بیشتر پلاژیوکلازها به کانی‌های ثانویه تجزیه شده است. تعدادی از پلاژیوکلازها کلریتی شده‌اند. فلدسپارهای آلکالی بیشتر به‌صورت ریزبلور و میکروولیت در زمینه سنگ حضور دارند، البته، برخی نیز به‌صورت فنوکریست هستند و اغلب کائولینیتی شده‌اند. از مهمترین کانی‌های فرعی در مقاطع به آپاتیت، اسفن، کانی‌های کدر (احتمالاً مگنتیت) می‌توان اشاره نمود. بافت غالب در این سنگ‌ها بافت پورفیریتیک، به‌ویژه بافت فلستیک پورفیری است. در تعدادی از مقاطع میکروپیلوهای بازیک تشخیص داده شده که آمفیبول و بیوتیت معمولاً به‌طور کامل و به‌صورت سودومورف به اکسیدهای آهن تبدیل شده‌اند. تعدادی از محققان حضور این میکروپیلوهای بازیک را نشان‌دهنده اختلاط می‌دانند (Kumral et al., 2006).

ژئوشیمی

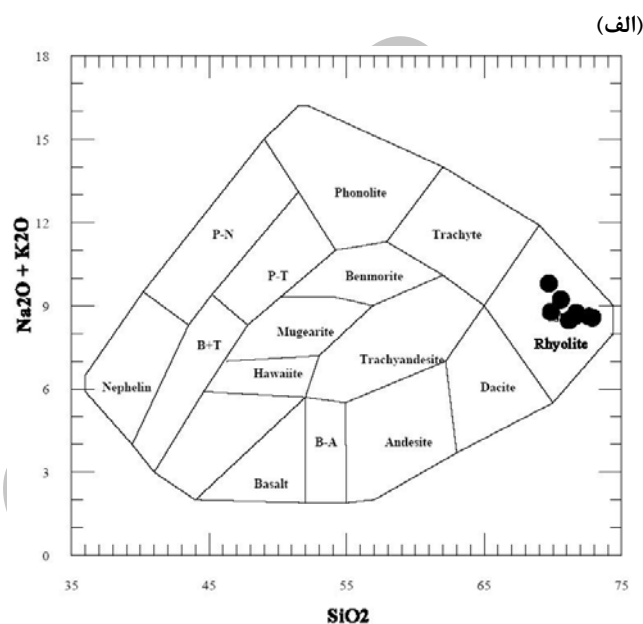
مقدار متوسط اکسیدهای اصلی در نمونه‌های فلسیک مورد مطالعه، تطابق زیادی با ترکیب عمومی سنگ‌های ریولیتی دارد (جدول ۳). این سنگ‌ها دارای مقدار بالایی از Al و K همچنین مقدار پایینی از Ca و Sr است. در این سنگ‌ها نسبت K₂O/Na₂O بیشتر از ۱ است (۲/۳۵-۵/۵۹ با مقدار متوسط ۲۵/۸) که نشان‌دهنده پتاسیک بودن ترکیب کلی ریولیت است. نسبت مولار A/CNK به‌طور کلی بالاتر از ۱/۱ است و نشان‌دهنده رفتار پراآلومینوم نمونه‌هاست. با مقدار متوسط ۲۲/۳ بین ۱۵/۷-۳۵ متغیر است. از لحاظ ژئوشیمیایی نسبت بالایی از عناصر قلیایی دارند (>5% Na₂O+K₂O). مقدار درصد TiO₂ در نمونه‌ها پایین و بین ۰/۱۹-۰/۴۲ با متوسط ۰/۲۹ است.

غنی‌شدگی و فراوانی عناصر LREE می‌تواند به علت ذوب‌بخشی کم این سنگ‌ها و یا منشأ نسبتاً غنی از عناصر قلیایی مرتبط با مناطق فرورانش باشد. غنی‌شدگی LREE به HREE شاید با وجود کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت در ارتباط باشد (Pearce *et al.*, 1984).

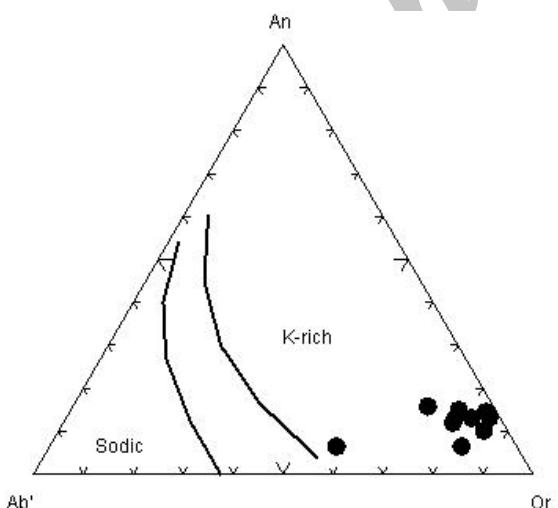
6.17. ولی $(Gd/Yb)_N = 0.99-1.12$ است. Eu آنومالی منفی از خود نشان می‌دهد ($Eu/Eu^* = 0.583-0.658$). جدایش فلدسپار از مذاب فلسیک موجب پیدایش آنومالی منفی Eu می‌گردد (Sun and McDonough, 1989). حضور آنومالی منفی Eu از ویژگی ریولیت است. Parada و همکاران (۱۹۹۹) بیان می‌کنند که



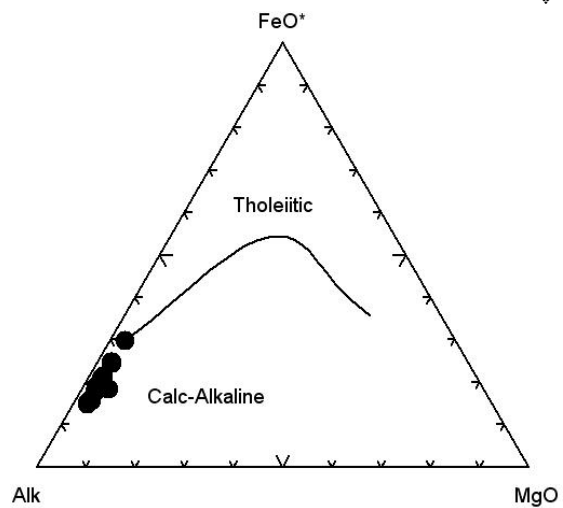
(ب)



(الف)



(ت)



(پ)

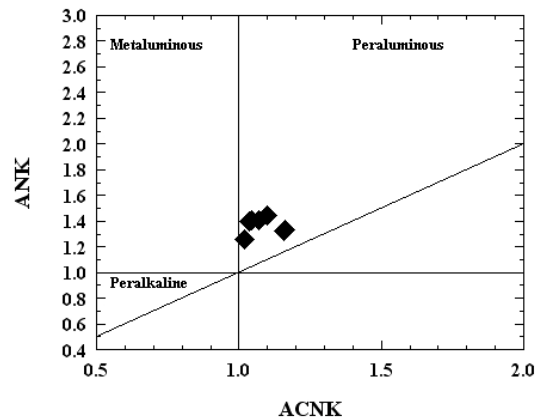
شکل ۲- الف) طبقه‌بندی Cox و همکاران (۱۹۷۹) برای سنگ‌های آتشفشانی، ب) نمودار قلیایی‌ها در مقابل سیلیس (Le Maitre *et al.*, 1989) جهت تفکیک قلمروی سری‌های قلیایی و ساب‌آلکان، پ) نمودار مثلثی AFM که در آن سری‌های کالک‌آلکان از تولیتی جدا شده‌اند (Irvine and Baragar, 1971) and Baragar, 1971) نمودار An-Ab'-Or.

ماگماهای فلسیک کالک‌آلکانل قوسی است. این وضعیت در نمودار نرمالایز شده نسبت به گوشته اولیه شرایطی مشابه کندریت دارد (شکل ۴- پ)، عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین، به‌طور کلی غنی‌شدگی زیادی را نشان می‌دهند. این حالت برای LILE نسبت به HFSE نیز صدق می‌کند.

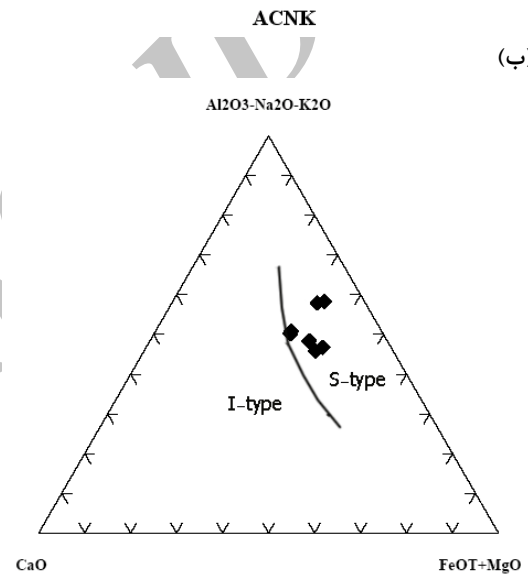
در این نمودار، آنومالی منفی عناصر Sr، Ta و Nb نسبت به کندریت عادی شده به‌خوبی در نمونه‌ها دیده می‌شود. عناصر فرعی دارای نقاط بیشینه و کمینه زیادی هستند که اختلاف بین آنها زیاد است. در نمونه‌ها آنومالی منفی بین Nb و Ta وجود دارد. نمودار توزیع عناصر فرعی نرمالایز شده نسبت به N-MORB نشان‌دهنده غنی‌شدگی نسبت به LREE و فقیرشدگی نسبت به HREE است. به‌علاوه، از نظر عناصر Rb، Pb، Cs و Ba بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰ برابر غنی‌شدگی دارد، غلظت عناصر LILE (Cs، Rb و Ba) به‌دلیل تحرک زیاد تابعی از نحوه رفتار فاز سیال در زون فرورانش است. این عناصر بیشتر در پوسته قاره‌ای تمرکز دارند و یک منشأ آلیش شدید پوسته‌ای را می‌توان پیشنهاد نمود.

در نمودار نرمالایز شده عناصر نادر خاکی نسبت به پوسته زیرین (شکل ۴- ت) سنگ‌های منطقه یک روند مشابه را نشان می‌دهند (به جز Eu). این مسأله می‌تواند دلیلی بر نقش بسیار مهم ژنتیکی پوسته زیرین در تشکیل ماگمای مادر سنگ‌های ریولیتی باشد (Nakamura, 1974). نکته جالب روند توزیع یکسان، یکنواخت و تقریباً موازی با خط یک HREE در نمودار نرمالایز شده عناصر نادر خاکی نسبت به گوشته اولیه و کندریت است. که می‌تواند به اهمیت نقش گوشته متاسوماتیک در محیط‌های زیر رانده در تشکیل ماگمای ریولیتی اشاره داشته باشد.

(الف)

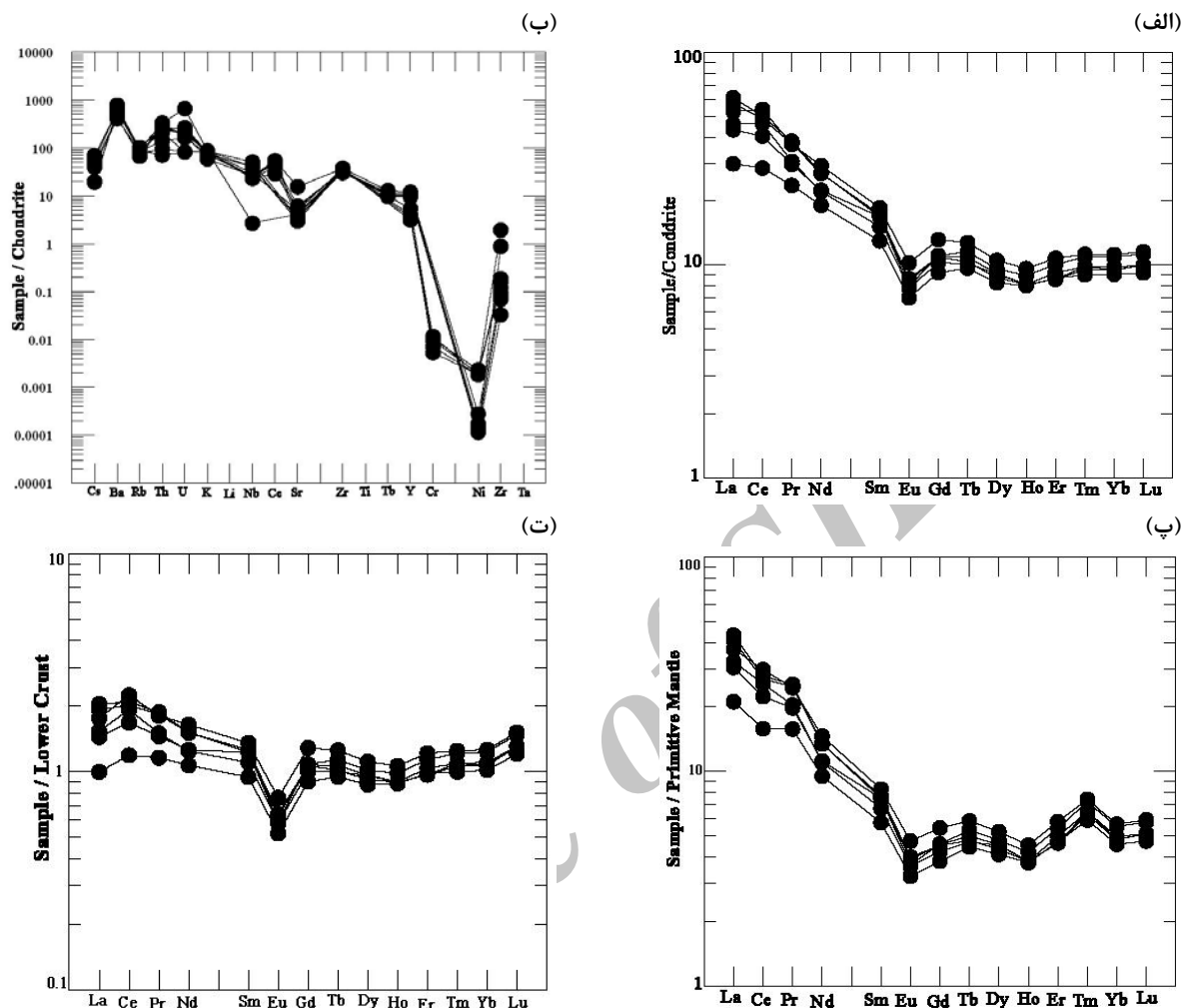


(ب)



شکل ۳- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی: الف) نمودار A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989)، ب) نمودار ACF. نمونه‌ها در محدوده گرانیتهای نوع S قرار می‌گیرند. محدوده جداکننده بین گروه‌های گرانیته از White and Chappell (۱۹۷۷).

در نمودار توزیع عناصر فرعی نرمالایز شده نسبت به کندریت (شکل ۴- ب)، عناصر U، Th، Ba، Rb و LILE شدیداً غنی‌شدگی نشان می‌دهند (برای مثال، در مورد Rb، ۱۰۰۰ برابر غنی‌شدگی وجود دارد). در عوض یک فروافتادگی نسبت به Ta و Nb همچنین Sr دیده می‌شود و این حالت نشان‌دهنده منشأ پوسته‌ای یا آلودگی شدید با پوسته است. این الگوی توزیع خاص

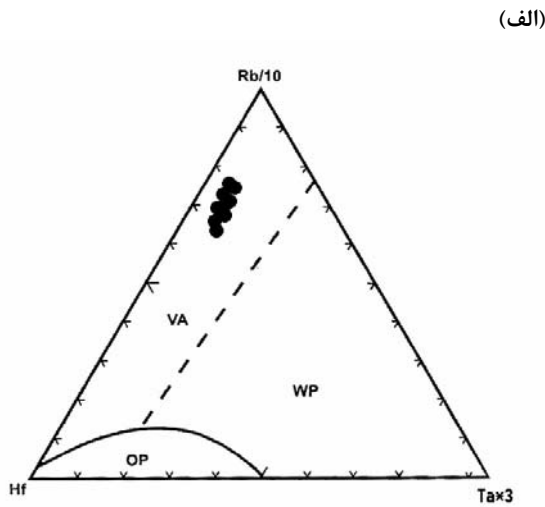


شکل ۴- نمودارهای عنکبوتی. الف) فراوانی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به کندریت، ب) فراوانی عناصر فرعی و کمیاب نرمالیز شده نسبت به کندریت، پ) فراوانی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به گوشته اولیه، ت) فراوانی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده نسبت به پوسته زیرین.

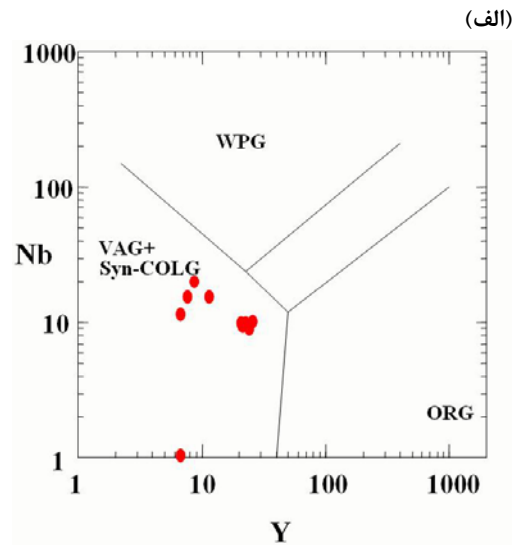
وجود شباهت با ماگماهای زون برخوردی، بیشتر ویژگی‌های کمان آتشفشانی (VAG) را از خود نشان می‌دهند (شکل ۵). Harris و همکاران (۱۹۸۶) با استفاده از عناصر فرعی ماگماهای گرانیتوئیدی را از لحاظ محیط زمین ساختی تقسیم‌بندی نمود. در این نمودارها، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ماگماهای کمان آتشفشانی (VA) قرار گرفته، در نتیجه فرورانش صفحات هستند (شکل ۶).

جایگاه زمین‌ساختی - ماگمایی

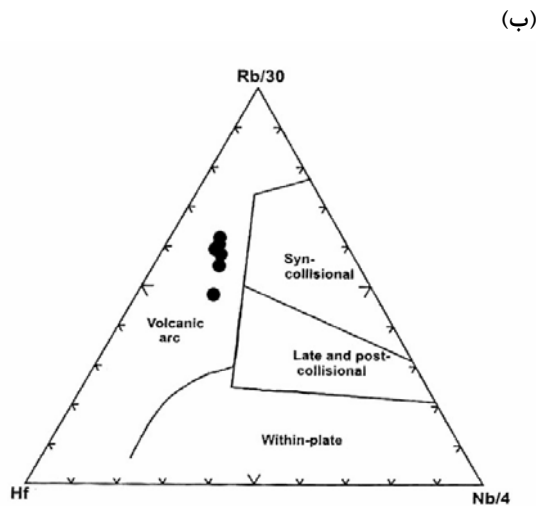
برای تعیین محیط زمین ساختی نمونه‌های ریولیتی، نمودارهای مختلفی بر اساس عناصر فرعی توسط محققان ارائه شده است. از رایجترین نمودارهای زمین‌ساختی-ماگمایی، نمودارهای ارائه شده توسط Pearce و همکاران (۱۹۸۴) و Pearce و Cann (۱۹۷۳) هستند. در این نمودارها، نمونه‌ها از نوع پشته‌های میان اقیانوسی (ORG) و درون صفحه‌ای (WPG) نبوده، با



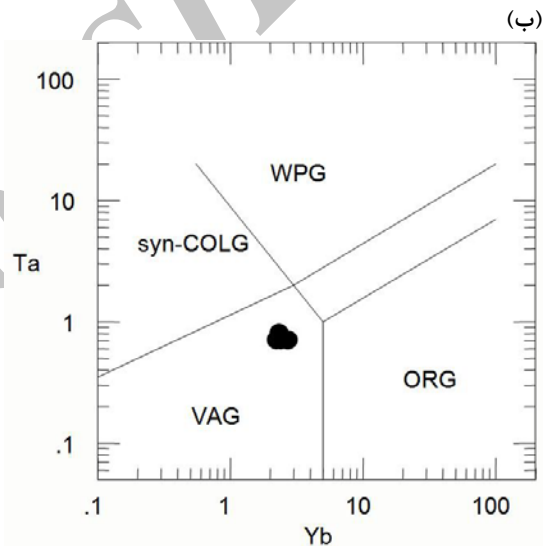
(الف)



(الف)



(ب)



(ب)

شکل ۶- نمودار متمایزکننده محیط تکتونیک ماگمای گرانیتی (Harris *et al.*, 1986). الف) بر اساس Hf-Rb/10-Ta*3. ب) Hf-Rb/30-Nb/4.

شکل ۵- نمودار متمایزکننده ماگماهای گرانیتی (اقتباس از Pearce و همکاران، ۱۹۸۴). الف) بر اساس Nb-Y. ب) بر اساس Ta-Yb.

شیمیایی، بالا آمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار در آن است. این مشاهدات نقش فرآیندهای آرایش پوسته‌ای یا اختلاط ماگمایی را مطرح می‌نماید (Raymond, 2002).

این سنگ‌های فلسیک از نظر ژئوشیمیایی ساب‌آلکالن با ماهیت کالک‌آلکالن، پرآلومینوس، نشان‌دهنده آنومالی منفی Eu، غنی از پتاسیم، و شبیه گرانیت‌های نوع S است. سنگ‌های مورد بررسی از نظر

بحث و نتیجه‌گیری

سنگ‌های ساب‌ولکانیک فلسیک در منطقه مورد مطالعه از نظر کانی‌شناسی و ترکیب شیمیایی در گروه سنگ‌های ریولیت دسته‌بندی می‌شود. وجود ویژگی‌های بافتی در فنوکریست‌ها همچون بافت خلیجی در کوارتز، کوارتزهای حاشیه‌دار و باز جذب، زون‌بندی در پلاژیوکلازها و در مواردی خوردگی در آنها و حضور میکروپیلوهای بازیک همگی نشان‌دهنده عدم تعادل

محیط کمان آتشفشانی فعال است (Thompson, 1982; Martin, 1993).

Tetsuichi و همکاران (۱۹۹۹) طی مطالعات بر روی منشأ ریولیت‌های هوکایدو (Hokkaido) بیان می‌کند با آنکه این ریولیت‌های شبیه گرانیت‌های نوع S هستند، اما در یک محیط زیر رانده با منشأ ذوب‌بخشی گوه گشته‌ای متاسوماتیزم تشکیل شده است (Antipin *et al.*, 2009).

نتایج کارهای آزمایشگاهی، مدل ذوب‌بخشی درجه خیلی پایین گوه‌های گشته‌ای در نتیجه حضور سیالات حاصل از فرآیند زیرراندگی پوسته اقیانوسی و ایجاد ماگمای ریولیتی را تأیید می‌کند (Abdalla *et al.*, 2008). دلیل فوران مستقیم ریولیت‌های با منشأ گشته‌ای می‌تواند در نتیجه ایجاد شرایط کششی پشت‌قوسی در رژیم‌های حاشیه فعال باشد (Zhu *et al.*, 2009). اگر ماگماهای ریولیتی با منشأ گشته‌ای در یک پوسته تحت فشار بالا بیایند، ماگما به راحتی با مواد پوسته‌ای واکنش می‌دهد و بنابراین ماگمای ریولیتی بالا آمده غیرقابل تفکیک و شناسایی از ماگماهای حاصل از ذوب‌بخشی پوسته قاره‌ای و تشکیل ماگمای ریولیت‌های شبیه گرانیت‌های نوع S می‌شود.

در ایران زمین بسیاری از محققان با نظریه حاشیه فعال قاره‌ای و زیرراندگی پوسته اقیانوسی تئیس به زیر ایران مرکزی از مزوزوئیک تا اواخر ائوسن موافق هستند (Ahmadian *et al.*, 2009; Berberian and Kindg, 1981). ضخامت زیاد پوسته قاره‌ای بعد از ائوسن نظریه ادامه فروخزش صفحه عربستان به زیر پوسته ایران را مطرح نموده که این کار سبب تداوم زیر راندگی بقایای پوسته اقیانوسی در گوشته شده است. در نتیجه ولکانیسم ضعیف و پلوتونیسم نئوزن در محور ارومیه - دختر و ایران مرکزی طی نئوزن شده است.

عناصر LREE و LILE غنی‌شدگی زیادی را نشان می‌دهد.

Wilson (۱۹۸۹) معتقد است ریولیت‌های مناطق سابداکشن، ساب‌آلکان هستند. پتاسیم بالا ($K > 4$) درصد وزنی، غنی بودن از آهن ($FeO/MgO > 4.5$) و سیلیس از نشانه‌های سنگ‌های آذرین در یک محیط زیرراندگی است.

از خصوصیات زون فرورانش غنی‌بودن از عناصر Ba, K, Rb و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE و HFSE همچنین آنومالی کاهشی Nb است (Sajona *et al.*, 1996). مقادیر Nb کمتر از ۷۰ ppm با زون فرورانش مرتبط است (Green, 2006). غنی‌شدگی عناصر ناسازگار در سنگ‌های فلسیک را با تأثیر و نقش مهم پوسته می‌توان توضیح داد.

مشخصه پتاسیم بالای این سنگ‌ها ممکن است به دلیل افزایش درجات آلیش پوسته‌ای در ماگمای حاشیه فعال قاره‌ای باشد (Wilson, 1989; Brown *et al.*, 1984). در محیط‌های حاشیه فعال قاره‌ای بین میزان افزایش پتاسیم با افزایش عمق صفحه بنیوف رابطه‌ای وجود دارد (Miskovic and Francis, 2006). محققان علت را ناشی از افزایش ضخامت پوسته قاره‌ای و افزایش تأثیر آن در تغییر ترکیب ماگمای اولیه می‌دانند (Schandl and Gorton, 2002).

در بیشتر موارد ایگنیمبریت همراه با آتشفشان‌های داخل صفحات قاره‌ای و در حاشیه قاره‌ها دیده می‌شود (Rollinson, 1993). وجود چنین نهشته‌های ایگنیمبریتی با ترکیب ریولیتی و ریوداسیتی می‌تواند نشان‌دهنده یک کمان بالغ باشد (Sun and McDonough, 1989; Condie, 1989).

نمودارهای تکتونیک - ماگمایی جداکننده محیط‌های تکتونیک مختلف تأییدی بر تشکیل در یک

مواد قلیایی) تحت تأثیر محلول‌های همراه با پوسته اقیانوسی هنگام زیرراندگی در ادامه فرآیندهای ماگمایی همراه با رژیم حاشیه فعال تکتونیکی را به ما می‌دهد. بالا آمدن ماگمای ریولیتی حاصله در امتدادهای شکستگی‌های موجود در یک محیط کششی مشابه پشت‌قوس آتشفشانی از اواخر ائوسن تا الیگوسن است. هرچند این مدل تکتونوماگمایی پیشنهادی نیاز به شواهد ژئوشیمیایی، صحرایی و داده‌های ایزوتوپی زیادی دارد، اما در عین حال که نتایج مطالعات امامی و همکاران (۱۳۷۱) را در این ناحیه به‌خوبی رد نمی‌کند، بلکه از آنها برای تأیید مدل رژیم فرورانش (معین‌وزیری، ۱۳۸۳) تحت تأثیر یک کمان آتشفشانی حداقل در ناحیه اردستان در زمان الیگوسن به‌بعد نیز استفاده می‌شود.

با اینکه امامی و همکاران (۱۳۷۱) معتقدند ریولیت‌های الیگوسن در اردستان به دنبال ادامه بسته‌شدن کافت ائوسن در امتداد شکستگی‌های الیگوسن بیرون ریخته‌اند، اما معین‌وزیری (۱۳۸۳) معتقد است ولکانیسم شدید و گسترده ائوسن و ادامه آن در یک رژیم فرورانش باعث ماگماتیسم خفیف‌تر در الیگوسن و به‌بعد شده است. وی منشأ این ماگماتیسم را تخلیه فشاری مخازن ماگمایی ژرف ائوسن می‌داند. مجموعه‌های فلسیک مورد بررسی نیز احتمالاً طی چنین فرآیندی ایجاد شده است. همه شواهد ذکر شده امکان ارائه پیشنهاد یک منشأ احتمالی رخنمون‌های فلسیک با منشأ ذوب درجه بسیار پایین گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم (غنی‌شده از سیلیکا و

منابع

- امامی، م. ه.، خلعت‌بری جعفری، م. و وثوقی‌عابدینی، م. (۱۳۷۱) پلوتونیزم ترشیاری منطقه اردستان و ایران مرکزی. فصل‌نامه ۴، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- درویش‌زاده، ع. (۱۳۶۳) اصول آتشفشان‌شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، تهران.
- رادفر، ج. (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ اردستان. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قربانی، م. (۱۳۸۲) مبانی آتشفشان‌شناسی با نگرشی بر آتشفشان‌های ایران. انتشارات آریز زمین.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۷۵) دیباچه‌ای بر ماگماتیسم در ایران. انتشارات دانشگاه تربیت‌معلم.
- معین‌وزیری، ح. (۱۳۸۳) چند نقطه عطف در تاریخچه تکتونوماگمایی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، فصل‌نامه ۵۰-۴۹: ۳۲-۳۹.
- نصر اصفهانی، ع. خ. و احمدی، م. (۱۳۸۷) سنگ‌شناسی گدازه‌های شوشونیتی در جنوب عشین (شرق اصفهان). مجله علمی پژوهشی علوم پایه دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران ۶۹: ۸۹-۹۸.
- نصر اصفهانی، ع. خ. و حاجیان، م. (۱۳۸۶) زمین‌شناسی کانسار منگنز بغم (جنوب اردستان) با تأکید بر ویژگی‌های پترولوژی سنگ میزبان آتشفشانی فلسیک. اولین کنگره زمین‌شناسی کاربردی ایران، مشهد.
- Abdalla, H. M., Matsued, H., Obeid, M. A. and Takahashi, R. (2008) Chemistry of cassiterite in rare metal granitoids and the associated rocks in the Eastern Desert, Egypt. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 103: 318-326.
- Ahmadian, J., Haschke, M., Mcdonald, I., Reglous, M., Rezaghorbani, M., Emami, M. H. and Murata, M. (2009) High magmatic flux during Alpine-Himalayan collision: Constraints from the Kal-e-Kafi complex, central Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 121: 857-868.
- Antipin, V. S., Andreeva, I. A., Kovalenko, V. I. and Kuznetsov, V. A. (2009) Geochemical specifics of ongonites in the Ary-Bulak Massif, Eastern Transbaikalia. *Petrology* 17: 558-569.
- Berberian, M. and King G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2): 210-265.

- Brown, G. C., Thorpe, R. S. and Webb, P. C. (1984) The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of Geological Society London* 141: 413-426.
- Condie, K. C. (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos* 23: 1-18.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin 45.
- Green, N. L. (2006) Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions. *Lithos* 87: 23- 49.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M. P. and Ries, A. C. (Eds.): *Collision Tectonics*. Geological Society London, Special publication 19: 67-81.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kumral, M., Coban, H., Gedikoglu, A. and Kilinc, A. (2006) Petrology and geochemistry of augite trachytes and porphyritic trachytes from the Golcuk volcanic region. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 707-716.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A. and Keller, J. (1989) *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell, Oxford.
- Maniar, P. D. and Piccoli P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids, *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. (1993) The Archaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K. C. (Eds.): *The Archaean Crustal Evolution*. Elsevier, Amsterdam 205-259.
- Miskovic, A. and Francis, D. (2006) Interaction between mantle – derived and crustal calcalkaline magmas in the petrogenesis alkaline of the Sifon Range. *Lithos* 87: 204-134.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Parada, M. A., Nystrom, J. O. and Levi, B. (1999) Multiple source for the Coastal Batholith of Central Chile: geochemical a Sr-Nd isotopic evidence and tectonic implication. *Lithos* 46: 505-521.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A., Harris, N. B. W., Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Raymond, L. A. (2002) *The Study of Igneous Sedimentary and Metamorphic Rocks*. McGraw Hill.
- Rollinson, H. R. (1993) *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. John Wiley and Sons.
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M. (1996) High field strength elements of Pliocene-Pleistocene island-arc basalts Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). *Journal of Petrology* 37: 693-726.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. *Economic Geology* 97: 629-642.
- Shahabpour, J. (2005) Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz. *Journal of Asian Earth Sciences* 24: 405-417.
- Shelly, D. (1993) *Microscopic Study of Igneous and Metamorphic rocks*, Chapman and Hall, London.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry M. J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London. Special Publication 42: 313-345.
- Tetsuichi, T., Yuji, O., Kazuki, N., Yasushi, W. (1999) Petrology of a mantle derived rhyolite, Hokkaido, Japan. *Chemical Geology* 160: 425-445.

- Thompson, A. B. (1982) Magmatic of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18: 50-107.
- Watter, S. W. A. and Etminan, H. (1973) Manganese in Iran from contribution to the Geology of mineral Resources in Iran Geological Survey of Iran.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics* 43: 7-22.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman and Hall, London.
- Zhu, X., Mo, X., White, N. C., Zhang, B., Sun, M., Wang, S., Zhao, S. and Yang, Y. (2009) Geology and metallogenetic setting of the habo porphyry Cu (Mo-Au) deposit, Yunnan. *Acta Geologica Sinica* 83: 1915-1928.

Archive of SID

Tectonic and magmatic settings of the Oligocene felsic outcrops in the south of Ardestan, NE of Isfahan

Ali Khan Nasr Esfahani * and Babak Vahabi Mogadam

Department of Petrology, Islamic Azad University, Khorasgan Branch, Isfahan, Iran.

Abstract

The Oligocene felsic outcrops are located in the south of Ardestan (NE of Isfahan). The area is a part of Uromieh –Dokhtar structural zone. These outcrops are composed of rhyolite and rhyodacite rocks. Geochemically, these rocks are sub-alkaline, calc-alkaline composition with high-K and peraluminous. Although the whole rock composition of the felsic rocks corresponds to S-type granites (i.e. high K, Al, large ion lithophile elements, and low Ca and Sr) but the studied rocks have remarkably primitive and igneous sources. The geochemical data suggest that mantle wedge is partly metasomatized with rhyolitic materials from subducted slabs; it is more likely that the rhyolite magma developed by very low degree partial melting of the metasomatized mantle wedge. The initial reason for direct eruption of the mantle-derived rhyolitic magmas would be a tensional condition of the Ardestan region during late Eocene-Oligocene time. If mantle-derived rhyolitic magmas ascended within a compression crust, the magmas should easily react with crustal materials and therefore it would be indistinguishable from felsic magmas produced by crustal fusion. The Petrological and geochemical evidences as well as the tectonic discrimination diagrams show that rhyolitic magma formed in an active volcanic arc. It seems that these rocks are formed following the subduction of Neo-Tethys oceanic crust beneath the central Iranian micro-continent.

Key words: Ardestan, Rhyolite, Felsic rocks, Calc-alkaline, Volcanic arc, Neo-Tethys

* nasr@khuisf.ac.ir