

بررسی سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و جایگاه زمین‌شناسی ولکانیک‌های منطقه کاسیان شمال شرق خرم‌آباد

علیرضا زراسوندی*، هوشنگ پورکاسب، عادل ساکی و محمد کاروانی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید چمران اهواز، اهواز، ایران

چکیده

توده‌های ولکانیکی منطقه کاسیان با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی در پهنه خرد شده زاگرس قرار دارند که در واقع محل برخورد دو ایالت زمین‌ساختی سنندج-سیرجان و زاگرس رورانده است. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در این منطقه شامل: آندزیت‌بازالت و آندزیت هستند. بافت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها شامل: بافت هیپوکریستالین پورفیریتیک، پورفیریتیک و هیالوپورفیریتیک است. پدیده‌ای که در منطقه در خور توجه و حائز اهمیت است، دگرسانی شدید و وسیعی است که باعث شده تغییرات بسیار زیادی در سنگ‌های منطقه و به ویژه انواعی که استعداد بیشتری برای دگرسانی داشته‌اند، پدید آید. دگرسانی، سه پهنه سرسیتیک، پروپلیتیک و دگرسانی آرژلیتیک را در این سنگ‌های آندزیتی به وجود آورده است. بررسی‌های زمین‌شیمیایی، میزان کم تا متوسط پتاسیم در این ولکانیک‌ها را نشان می‌دهد که بیانگر ترکیب توله‌ایت‌های جزایر کمانی است. تهی‌شدگی عنصر Nb و غنی‌شدگی عناصر Sr و Ba در نمودار عناصر ردیاب نرمالیز شده با ترکیب گوشته اولیه، بیانگر فرورانش و همچنین، این نتایج به همراه غنی‌شدگی LREEها در نمودار عناصر ردیاب نرمالیز شده با ترکیب کندریت، خاستگاه جزایر کمانی را برای سنگ‌های بررسی شده پیشنهاد می‌کند. فقدان بی‌هنجاری مشخص Eu در الگوی عناصر نادر خاکی، نشان‌دهنده شرایط اکسایش ماگما طی تبلور است. این ویژگی‌های سنگ‌هایی است که در یک محیط کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی کاسیان در گستره کمان‌های آتشفشانی جوان و نابالغ یا مراحل آغازین کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند. که این خاستگاه با تاریخچه زمین‌شیمیایی پهنه سنندج-سیرجان در ژوراسیک تا کرتاسه کاملاً هم‌خوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: سری توله‌ایت، کمان نابالغ، فرورانش، ولکانیک کاسیان، خرم‌آباد

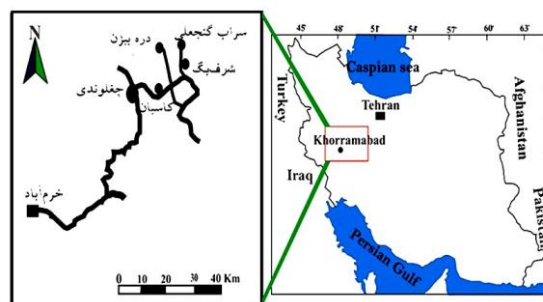
مقدمه

روستای کاسیان، در استان لرستان واقع شده است (شکل ۱). ولکانیک‌های بررسی شده در منطقه خرد شده واقع در محل برخورد دو ایالت

محدوده مورد بررسی در ۷۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان خرم‌آباد، ۷ کیلومتری

واحدهای موجود دگرریخته بوده، روندهای دگرشکلی آن همسو با گسل رورانده زاگرس دیده می‌شود که در واقع، منطقه بررسی شده در این قسمت قرار دارد. منطقه خرد شده، محل برخورد دو ایالت زمین‌ساختی سنندج-سیرجان و زاگرس است. منطقه نابرجا از دو پیکره متفاوت تشکیل شده که یکی پیکره چغلونندی و دیگری واحد گرین است و منطقه بررسی شده در پیکره چغلونندی قرار دارد. واحد چغلونندی سنگ‌های نابرجای رسوبی-آتشفشانی هستند که بر روی نهشته‌های میوسن رانده شده‌اند. زمان نسبت داده شده به آنها به ترتیب ژوراسیک برای ولکانیک‌ها و کرتاسه برای کربنات‌ها و واحدهای وابسته به آن است (Hajmollaali *et al.*, 1991) (شکل ۲). در این منطقه و اطراف آن، ولکانیسم، دگرگونی، ماگمایی و کوهزایی، تحت تأثیر چندین فاز زمین‌ساختی قرار داشته‌اند که از میان آنها، رویدادهای زمین‌ساختی مرتبط با زمان مزوزوئیک، اهمیت بیشتری دارند. نخستین رویداد زمین‌ساختی مزوزوئیک در پهنه سنندج-سیرجان که از آن به عنوان سیمیرین پیشین یاد می‌شود، در اواخر تریاس میانی رخ داده است. دومین رویداد زمین‌ساختی، پیش از باژوسین بالایی (ژوراسیک بالایی) رخ داده که مانند رویداد نخست از نوع کوهزایی بوده و سیمیرین میانی نام گرفته است. این رویداد با ولکانیسم، چین‌خوردگی، جایگیری توده‌های نفوذی و دگرگونی همراه بوده است (Ahmadi Khalaji, 2006). در شمال ولکانیک‌های کاسیان، گرانیتهای بروجرد و سنگ‌های دگرگونی به فاصله نزدیک وجود دارد که جزیی از پهنه سنندج-سیرجان به حساب می‌آیند و به عقیده

زمین‌ساختی سنندج-سیرجان و زاگرس رورانده قرار دارند که تکامل زمین‌ساختی آن به تبعیت از پهنه سنندج-سیرجان، مرتبط با زایش اقیانوس نئوتتیس و طی چهار مرحله انجام گرفته است (Mohajjel *et al.*, 2003). ولکانیک‌های منطقه کاسیان به صورت غیر همگون با سایر فعالیت‌های ماگمایی منطقه، از دیرباز مد نظر زمین‌شناسان بوده است. با وجود این، ویژگی‌های ژئوشیمیایی، خاستگاه ژئودینامیکی و کانه‌زایی این ولکانیک‌ها کمتر بررسی شده است. بنابراین، در پژوهش حاضر، با داده‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌شناسی به تعیین محیط زمین‌ساختی این ولکانیک‌ها پرداخته شده است.



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی محدوده بررسی شده

زمین‌شناسی عمومی

محدوده مورد بررسی در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ بروجرد، از نظر ساختارهای زمین‌شناسی دارای سه منطقه است. یک واحد برجا و دو واحد نابرجا است که در زاگرس خرد شده (رورانده) این ناحیه واقع شده است. واحد برجا که معمولاً زاگرس چین‌خورده است و دیگری منطقه نابرجا و بخش شمال شرقی که شامل: ایالت زمین‌ساختی سنندج-سیرجان و توده نفوذی بروجرد و فرآورده‌های وابسته به آن است. به دلیل قرارگیری این پهنه در لبه زاگرس و در نزدیکی محل برخورد دو پلیت ایرانی و عربی، تمامی

هیالوپورفیریتیک هستند. در مجموع، بافت پورفیریتیک در آنها گسترش بالاتری دارد، زیرا یکی از ویژگی‌های سنگ‌های ولکانیکی جزایر کمانی بافت پورفیریتیک است (Siddiqui *et al.*, 2010).

در برخی از مقاطع بررسی شده کلینوپروکسن‌های گدازه‌های آندزیت‌بازالتی مورد بررسی در حال تبدیل شدن به کانی‌های ثانویه هستند. در این نمونه، بافت سنگ هیالومیکرولیتی پورفیریک است (شکل ۴-۴). فراوان‌ترین کانی در آندزیت و آندزیت‌بازالت‌ها پلاژیوکلاز است که در آنها ویژگی‌هایی مانند پهنه‌بندی، بافت غربالی و آثار خلیج‌خوردگی مشاهده می‌شود. بافت غربالی در برخی پلاژیوکلازها و کانی‌های فلزی همراه آنها ممکن است به طور فراگیر در تمام بلور (شکل ۴-۵) مشاهده شود. برخی از پژوهشگران تشکیل بافت غربالی در پلاژیوکلازها را به افت سریع فشار (Nelson and Montana, 1992) آمیختگی ماگمایی و تغذیه مخزن ماگمایی ارتباط داده‌اند (Tsuchiyama, 1985). مطابق شکل ۴-۴ بلورهای پلاژیوکلاز با بافت گلومروپورفیری مشاهده می‌شود که نوعی بافت پورفیریتیک است که در آن فنوکریست‌ها در یک قسمت از سنگ تجمع یافته‌اند. این بافت به دلیل وجود اغتشاش در ماگما به وجود می‌آید. این مقطع تقریباً به طور کامل از بلورهای پلاژیوکلاز تشکیل شده است. در این سنگ‌ها درصد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نسبت به کلینوپروکسن‌ها، افزایش چشمگیری دارد که نشان از یک ماگمای آندزیتی تفریق و تکامل یافته است. بلورهای این کانی‌ها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند.

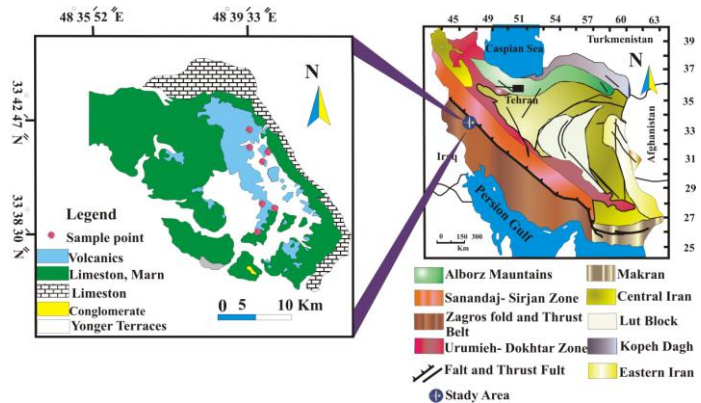
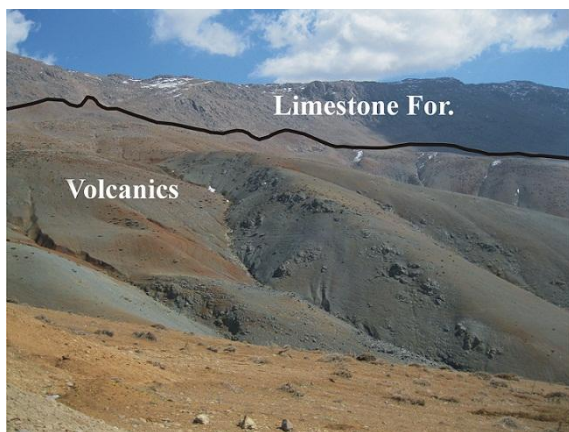
Berberian و King (۱۹۸۱) این بخش از پهنه سنج-سیرجان بیش از نقاط دیگر تحت تأثیر عملکرد کوهزایی سیمین قرار گرفته است به گونه‌ای که در اواخر ژوراسیک، باعث دگرگونی شدیدی شده است. اگر چه، رویداد کوهزایی سیمین پسین را به اواخر ژوراسیک نسبت می‌دهند، ولی پژوهش‌های اخیر بیانگر حرکتی است که طی ژوراسیک میانی در ایران رخ داده و باید خاطر نشان کرد که روی هم رفته، ایران در تمام ژوراسیک از آرامش برخوردار نبوده است (Berberian and King, 1981).

روش بررسی

برای دستیابی به اهداف این پژوهش که در قسمت‌های قبل توضیح داده شد، پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری، ۲۰ نمونه برداشت و از این میزان، ۱۴ نمونه برای تهیه مقطع نازک، ۱۲ نمونه برای تهیه مقاطع ضخیم و ۷ نمونه برای انجام تحلیل XRD انتخاب و به کانسازان بینالود ارسال شد. پس از پایان بررسی‌های سنگ‌شناسی، تعداد ۹ نمونه سنگی برای بررسی عناصر اصلی و کمیاب به آزمایشگاه ACME کانادا فرستاده، نتایج حاصل از این تحلیل‌ها با روش ICP-MS در جدول ۱ آمده‌اند.

سنگ‌شناسی

بررسی ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌های این منطقه نشان می‌دهد که این سنگ‌ها بیشتر از نوع آندزیت و آندزیت‌بازالت هستند (شکل ۳ نمایی از رخنمون منطقه بررسی شده). بررسی‌های سنگ‌شناختی گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالتی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها دارای بافت پورفیریتیک، هیپوکریستالین پورفیریتیک و



شکل ۳- رخنمون توده‌های آتشفشانی، کاسیان (دید به سمت شرق)

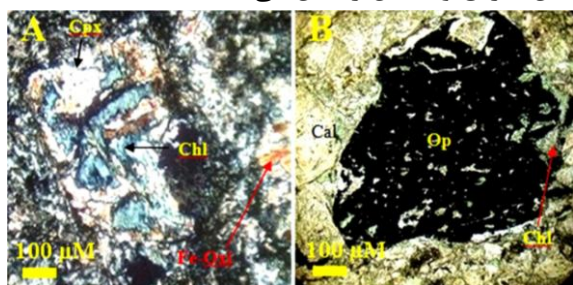
شکل ۲- نقشه ایران و موقعیت واحدهای ساختاری اصلی (برگرفته از Stocklin و Setudinia (۱۹۷۲)). نقشه زمین‌شناسی منطقه بررسی شده، ساده شده نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ بروجرد (Hajmollaali *et al.*, 1991)

جدول ۱- مقادیر عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) و عناصر کمیاب (بر حسب ppm) در نمونه‌های بررسی شده

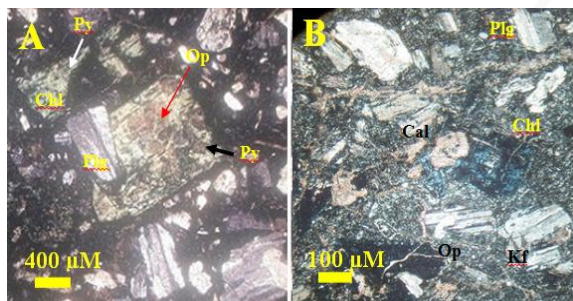
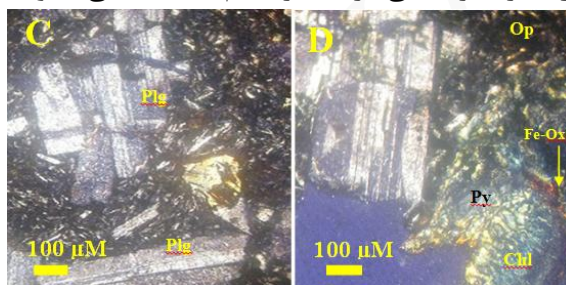
Sample No	AK1A	AK1B	AK2A	AK2B	AK3	AK4	3CH	4MD-6	5EK-7
Type	Andesite	Andesite Basaltic	Andesite Basaltic	Andesite	Andesite	Andesite	Andesite Basaltic	Andesite	Andesite Basaltic
Major oxide (wt%)									
SiO ₂	50.57	61	53.42	67.91	60.08	61.77	52.26	55.16	43.42
Al ₂ O ₃	16.16	15.71	15.95	15.49	14.9	14.63	16.33	16.04	16.34
Fe ₂ O ₃	8.18	10.24	7.8	4.58	6.23	5.29	7.33	6.96	8.57
MgO	4.12	1.69	2.09	0.48	2.02	2.02	3.39	2.63	2.44
CaO	6.68	0.85	7.08	1.07	10.86	7.69	6.2	5.91	19.12
Na ₂ O	4.25	5.16	5.54	8.35	1.51	3.17	6.32	3.81	1.53
K ₂ O	0.82	0.65	0.58	0.36	0.05	0.41	0.14	0.56	1.05
TiO ₂	0.51	0.47	0.53	0.66	0.47	0.54	0.47	0.56	1.05
P ₂ O ₅	0.1	0.11	0.1	0.16	0.1	0.1	0.06	0.15	0.14
MnO	0.16	0.11	0.16	0.03	0.12	0.1	0.11	0.13	0.12
Cr ₂ O ₃	0.025	0.022	0.01	0.051	0.008	0.04	0.041	0.003	0.37
FeO	3.68	4.6	3.5	2.06	2.803	2.38	3.298	3.315	3.85
Mg#	0.545	0.268	0.373	0.188	0.418	0.459	0.506	0.442	0.387
L.O.I	8	3.9	6.6	0.8	3.5	4.1	7.2	8	7
Total (%)	99.88	99.94	99.88	99.9	99.9	99.9	99.9	99.87	99.78
Trace elements (ppm)									
Ba	73	56	87	57	12	111	50	368	2
Cs	1.1	0.3	0.3	0.1	0.1	0.4	0.2	0.7	0.1
Ga	13.8	11.7	12	17.2	10.7	10.2	12.9	15.5	17.4
Hf	1.3	1.4	1.1	13.3	1.1	1.2	1	1.6	2.1
Nb	1.4	1	1.7	14.7	1	1.4	1	3.7	2.7
Rb	20.7	1.29	1.3	2.2	0.4	6.2	2.7	12.6	0.2
Sn	1	1	1	3	1	1	1	1	1
Sr	151.9	83.5	247.9	80.5	374.4	163.3	92.6	253.3	1113
Ta	0.1	0.1	0.1	0.9	0.1	0.1	0.1	0.3	0.2
Th	0.4	0.7	0.6	6.5	0.7	0.6	0.7	2	0.5
U	0.2	0.3	0.1	2	0.2	0.1	0.2	0.4	0.1
V	191	161	208	34	183	174	194	113	212
Zr	32.7	29.3	31.1	509.8	35.9	31	32.3	58.4	85.8
Y	17.6	11.9	11.8	57.6	15.8	13.9	12.1	16.9	22.4
Rare earth elements (ppm)									
La	2.6	2.4	3.8	24.6	3.1	2.6	2.7	7	4.3
Ce	6.9	6.6	9.3	62.5	7	6.5	5.6	15.7	13
Pr	1.09	0.93	1.1	7.98	1.04	0.9	0.86	1.09	1.87
Nd	5.9	4.2	6	36	5.9	5.6	3.8	7.9	9.8
Sm	1.7	1.2	1.5	7.64	1.49	1.35	1.23	1.96	2.82
Eu	0.59	0.47	0.59	1.8	0.5	0.53	0.53	0.78	1.05
Gd	2.34	1.64	1.78	8.3	2.02	1.89	1.83	2.73	3.6
Tb	0.44	0.33	0.32	1.48	0.39	0.35	0.33	0.44	0.65
Dy	2.81	1.89	2.07	9.1	2.4	2.2	2.2	2.63	3.82
Ho	0.6	0.4	0.44	1.93	0.56	0.46	0.42	0.58	0.87
Er	2.1	1.32	1.4	6.76	1.8	1.6	1.52	1.99	2.73
Tm	0.3	0.18	0.2	0.99	0.27	0.23	0.21	0.31	0.41
Yb	1.94	1.31	1.34	6.85	1.74	1.45	1.39	2.06	2.52
Lu	0.31	0.21	0.2	1.05	0.27	0.22	0.23	0.32	0.38

Mg# = (MgO/MgO+Fe)

پلاژیوکلازهای موجود در سنگ تا حدی سوسوریتی شده به نحوی که پلاژیوکلازها به کلسیت و کلریت تجزیه شده‌اند. بررسی سنگ‌شناختی روی سنگ‌های آندزیتی منطقه بررسی شده، بیانگر آن است که فرآیند تفریق در آنها انجام شده است. شیمی سنگ‌های مورد بررسی که به آن اشاره خواهد شد، به خوبی روند این تفریق و تکامل را بیان می‌کند.



شکل ۴- A) کلینوپیروکسن دارای حاشیه واکنشی و در حال تبدیل شدن به کلریت است. بافت سنگ: هیالومیکرولیتی پورفیریک، B) کانی فلزی دارای بافت غربالی، کانی فلزی در زمینه است و کانی‌هایی مانند: پلاژیوکلاز و کلریت در زمینه آن دیده می‌شود، C) بلورهای پلاژیوکلاز با بافت گلوبروپورفیری، D) بافت پورفیریتیک، خوردگی خلیجی در پیروکسن. (پلاژیوکلاز = Plg، پیروکسن = Py، کلینوپیروکسن = Cpx، کلریت = Chl، کلسیت = Cal، پتاسیم فلدسپار = Kf، کانی‌های فلزی = Op، اکسید آهن = Fe-Oxi).



شکل ۵- A) بافت پورفیریتیک، رشد پلاژیوکلاز و پیروکسن، که در بعضی قسمت‌ها تبدیل به کانی‌های ثانویه شده است، B) بافت پورفیریتیک؛ رشد کلسیت و کلریت در کنار هم بر اثر دگرسانی.

طی عملیات صحرائی و بررسی‌های میکروسکوپی، دگرسانی‌های منطقه به صورت زیر در ارتباط با کانی‌سازی‌های سنگ‌های آندزیتی منطقه مشاهده می‌شود: دگرسانی سریستیک، پروپلیتیک، آرژیلیک.

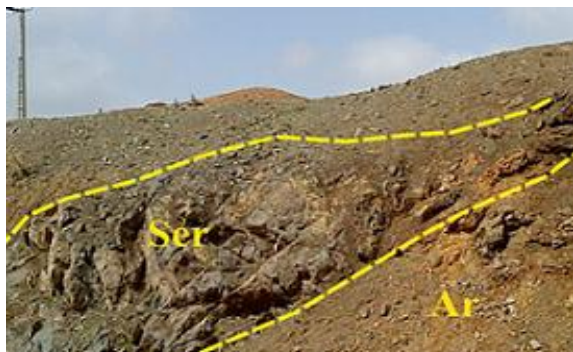
دگرسانی سریستیک

دگرسانی سریستیک با شسته شدن سدیم و کلسیم از کانی‌های آلومینوسیلیکاتی و منیزیم‌دار به وجود می‌آید (Beane and Titley, 1981). این دگرسانی با حضور کوارتز، سریست و پیریت و

دگرسانی

گدازه‌های آندزیتی و آندزیت‌بازالت در تمام ناحیه گسترش دارند. از ویژگی‌های آنها نسبت به سنگ‌های رسوبی منطقه، دگرسانی شدید تحت تأثیر آب‌های جوی و فراوانی رگه‌ها و رگچه‌ها که توسط کلسیت، کلریت و کانی‌های رسی پر شده‌اند، است. افزون بر این، در خمیره سنگ، کلریت (حاصل از دگرسانی) نیز حضور دارد که به صورت ثانویه و بر اثر دگرسانی پیروکسن شکل گرفته است.

سیلیکات‌های ورقه‌ای، به ویژه ایلیت تشکیل شده است (شکل ۶).



شکل ۶- رخنمونی از واحدهای آندزیتی در منطقه که تحت تأثیر دگرسانی سربیسیتیک و آرژیلیک قرار گرفته‌اند. دید به سمت شمال غرب (سربیسیت: Ser، آرژیلیک: Ar)

کانه‌زایی

بر اساس بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناختی و تحلیل‌های XRD انجام گرفته، کانه‌سازی در منطقه کاسیان، به دو صورت درون‌زاد و بیرون‌زاد رخ داده است. در آندزیت‌های بررسی شده، کانی‌سازی اولیه شامل دو فاز اکسیدی و سولفیدی است. کانی‌های هماتیت، گوتیت و کولیت، حاصل دگرسانی کانی‌های مگنتیت، پیریت و کالکوپیریت است.

فاز اکسیدی

تنها کانی این فاز، مگنتیت است. در ابتدای مراحل کانی‌سازی به دلیل بالا بودن غلظت اکسیژن، فازهای اکسیدی از ماگما جدا شده است. مگنتیت‌های منطقه، در نخستین فاز و تقریباً به صورت اتومورف و بافت توده‌ای و دانه‌ای هستند و با رنگ خاکستری متمایل به سیاه دارای جلای فلزی و پراکنده در زمینه سیلیکاتی دیده می‌شوند (شکل ۷-A).

فاز سولفیدی

کالکوپیریت ($CuFeS_2$) از کانی‌های سولفیدی مس به شمار می‌رود. کالکوپیریت به شکل‌های نامنظم و پُر کننده فضاهای خالی، در شکستگی‌هایی که مگنتیت و پیریت است، حضور

مقدار جزئی کائولن مشخص می‌شود. مقدار سربیسیت در این پهنه از همه بیشتر است. رخنمون‌های این دگرسانی در منطقه به رنگ زرد آجری دیده می‌شود. دلیل این امر، تبدیل پیریت‌های این پهنه به لیمونیت است. در تشکیل و گسترش این پهنه دگرسانی، سیستم درزه‌های منطقه بسیار مؤثر بوده است. درزه‌ها، مکان‌های مناسبی برای حرکت محلول‌های گرمابی ایجاد و این امر، سبب گسترش این پهنه دگرسانی شده است. در اغلب نمونه‌ها، فلدسپارها به ویژه پلاژیوکلازها به طور بخشی به سربیسیت تبدیل شده‌اند (شکل ۶).

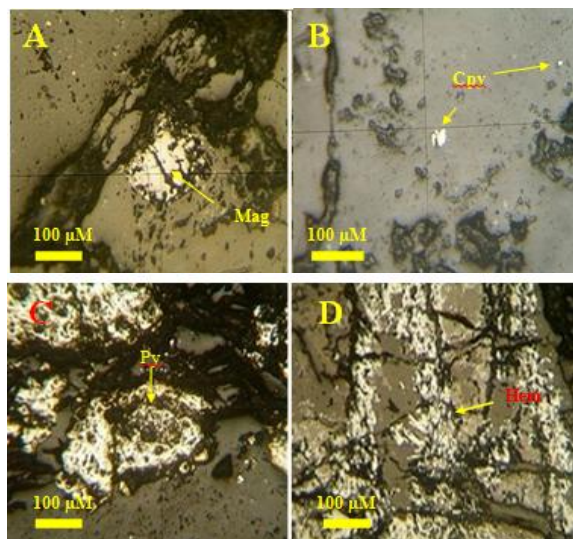
دگرسانی پروپلیتیک

در هنگام ایجاد آلتراسیون پروپلیتیک، معمولاً دمای محلول گرمابی پایین‌تر از آرژیلیک و pH بیشتر قلیایی است. در این دگرسانی، کانی‌های مافییک به کلریت، کلسیت، پیریت و درشت بلورهای پلاژیوکلاز به سربیسیت و کلریت تبدیل شده‌اند. حضور نداشتن اپیدوت در پهنه پروپلیتیک منطقه، بیانگر شرایط احیایی محلول کانی‌ساز است. کانی اصلی این پهنه، کلریت با بیرفرنزانس آبی است که از دگرسانی پیروکسن و کانی‌های مافییک تشکیل شده و مقدار آن از ۵ تا ۲۰ درصد در بخش‌های مختلف متغیر است. کلریت، علاوه بر متن سنگ، به صورت رگچه‌ای و گاهی به همراه کلسیت مشاهده می‌شود.

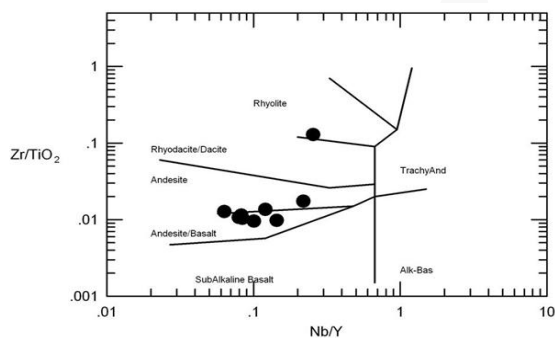
دگرسانی آرژیلیک

دگرسانی آرژیلیک تحت تأثیر محلول‌های گرمابی اولیه به وجود نمی‌آید و بیشتر در اثر فرآیندهای سوپرژن پدید می‌آید. در این دگرسانی، برخی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آندزیتی منطقه بررسی شده، به طور کامل به کانی‌های رسی، هماتیت و لیمونیت تبدیل شده‌اند. بر اساس تجزیه‌های XRD علاوه بر این کانی‌ها،

محدوده آندزیت‌بازالت، آندزیت و ریولیت (نمونه AK2B) قرار می‌گیرند (شکل ۸).



شکل ۷- A) مگنتیت اتومورف که از اطراف در حال تجزیه به دانه‌های ریز و پراکنده هماتیت است. B) کالکوپیریت که به صورت پراکنده دیده می‌شود. C) تشکیل پیریت به صورت رگچه‌ای. در این رگچه‌ها ابعاد پیریت از ۱۰ میکرون تا ۱ میلی‌متر در نوسان است. D) فراوانی هماتیت، هماتیت حدود ۳-۴ درصد است که از تجزیه مگنتیت به وجود آمده است (مگنتیت = Mag، پیریت = Py، کالکوپیریت = Cpy، هماتیت = Hem).



شکل ۸- نمودار نسبت Nb/Y به Zr/TiO₂ از نمونه‌های بررسی شده (Winchester and Floyd, 1977).

عناصر اصلی

در شکل ۹ نمودار تغییرات بعضی عناصر اصلی در مقابل SiO₂ برای سنگ‌های آتشفشانی نمایش داده شده است. مقادیر عناصر اصلی (بر حسب درصد وزنی) سنگ‌های منطقه بررسی شده که با روش ICP-MS تحلیل شده‌اند، در جدول ۱ آورده

دارد. این کانی در مواردی به کوولیت تبدیل شده است (شکل ۷-B). پیریت (FeS₂) دارای سیستم تبلور مکعبی و از کانی‌های سولفیدی آهن محسوب می‌شود. پیریت در مقاطع صیقلی بررسی شده، به شکل بلورهای کوچک، با حاشیه مدور و اغلب در پهنه دگرسانی سرسیستیک و رگچه‌های سولفیدی به همراه کانی‌های باطله مشاهده می‌شود. پیریت‌ها طی دگرسانی باعث تشکیل گوتیت شده‌اند (شکل ۷-C).

کانی‌سازی ثانویه

فرآیندهای غنی‌سازی ثانویه در آندزیت‌های کاسیان، باعث تشکیل کانی‌های ثانویه هماتیت، کوولیت و گوتیت شده است. هماتیت در بخش‌هایی که آندزیت‌ها در سطح زمین رخنمون دارند و مگنتیت در معرض هوازدگی قرار گرفته، تشکیل شده است. تمامی هماتیت‌های تشکیل شده در این منطقه از نوع ثانویه هستند و طی فرآیند مارتیتی شدن از اکسایش مگنتیت به وجود آمده‌اند (شکل ۷-D). گوتیت و کوولیت به ترتیب محصول دگرسانی مگنتیت، پیریت و کانی‌های سولفیدی (کالکوپیریت) هستند.

ژئوشیمی

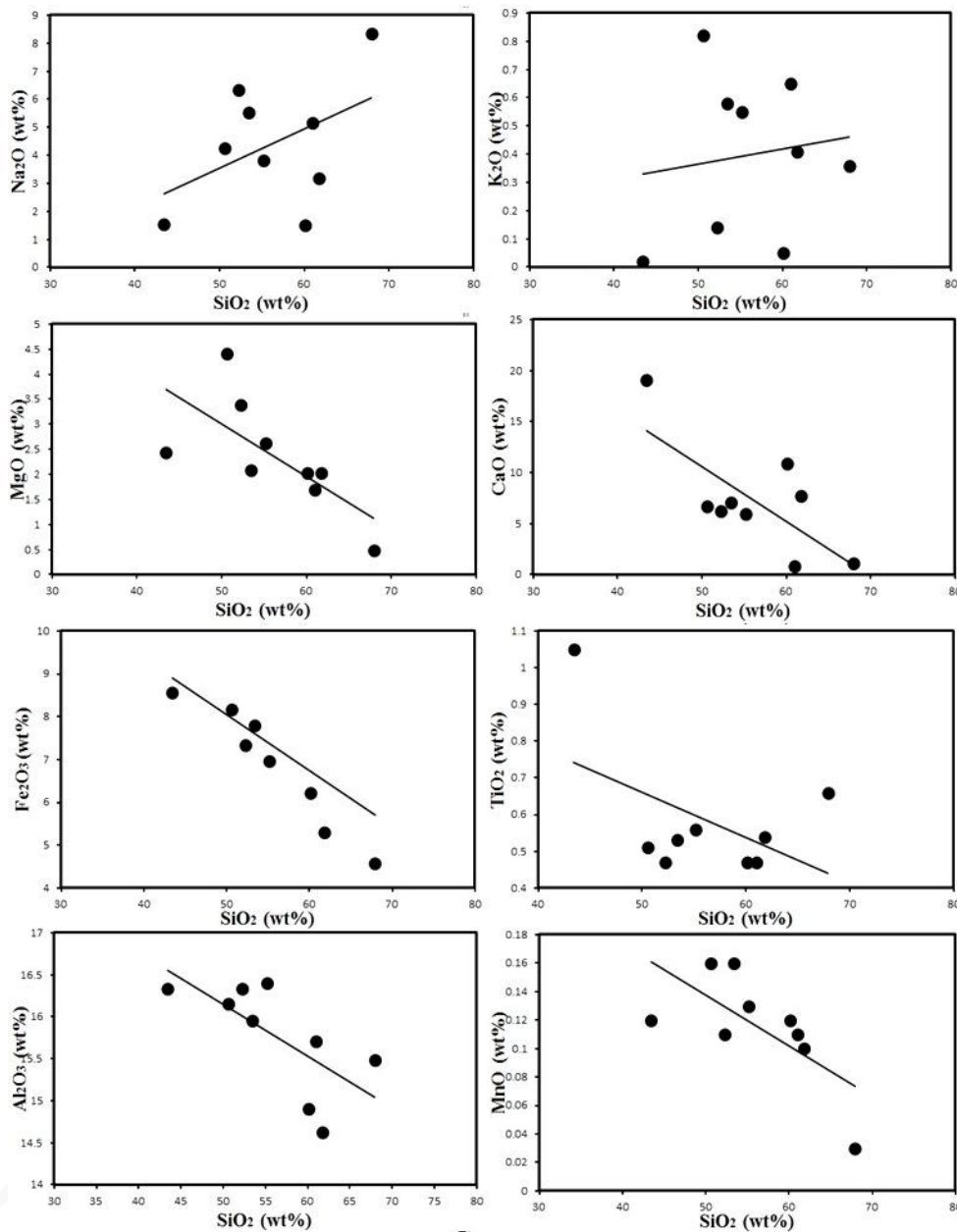
به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فرآیندهای پترولوژیکی مربوط به سنگ‌های آتشفشانی کاسیان، از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است. برای نامگذاری سنگ‌های مورد بررسی، از عناصر کم تحرک مانند: Nb, P, Ti, Y و Zr که طی دگرسانی تغییر چندانی نمی‌کنند و قابل اعتمادتر هستند، استفاده شده است. برای تعیین سنگ‌زایی و شناخت محیط تکتونوماگمایی، از نمودارهای چند عنصری استفاده شده است. به این منظور، از نمودار Zr/TiO₂-Nb/Y ارائه شده توسط Winchester و Floyd (۱۹۷۷) نمونه‌های مورد بررسی در

مافیک طی تبلور ماگما باشد (Gourgaud and Vincent, 2003). Fe_2O_3 نیز مانند MgO با افزایش میزان سیلیس، روند کاهشی دارد. دلیل آن، سازگار بودن عنصر Fe در طول جدایش ماگمایی است. این عنصر در طول جدایش در کانی‌های مافیک همچون پیروکسن جای می‌گیرد. بنابراین، با افزایش میزان SiO_2 در ماگما، Fe_2O_3 روندی کاهشی از خود نشان می‌دهد. به طور کلی، روند عناصر اصلی نسبت به SiO_2 در نمودارهای هارکر بیانگر فرآیند جدایش از طریق تبلور بخشی است (شکل ۹).

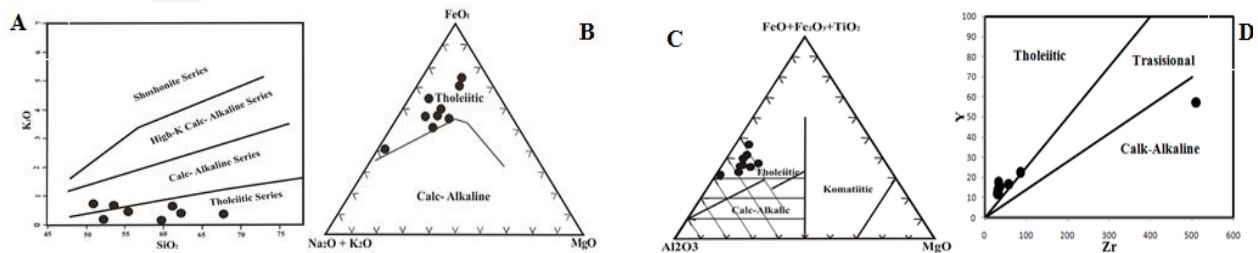
تعیین سری ماگمایی

برای تعیین و تشخیص سری‌های ماگمایی از ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین کمک گرفته می‌شود. سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده بر اساس نمودار تمایزی SiO_2 - K_2O (Rickwood, 1989) در میدان حدواسط و بازیک پتاسیک اندک قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده این است که توده‌های آتشفشانی مورد بررسی، آغشتگی زیادی با پوسته قاره‌ای نداشته‌اند (شکل ۱۰-A) (Laznicka, 2006). میزان اندک تا متوسط پتاسیم در سنگ‌های آتشفشانی از ویژگی‌های ترکیب توله‌ایتهای جزایر کمانی است (Siddiqui et al., 2010). طبق نمودارهای تمایزی، نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971) و نمودار Zr/Y (Maclean and Barrett, 1976) و نمودارهای آتشفشانی ناحیه مورد بررسی در میدان توله‌ایتهای قرار می‌گیرند. نسب توله‌ایتهای بودن که از ویژگی‌های بارز جزایر کمانی است با دیگرام‌های متنوع تأیید شد (شکل ۱۰-B, C, D). شایان ذکر است که تنها نمونه AK2B به دلیل متحمل شدگی دگرسانی شدید، رفتاری متمایز از سایر نمونه‌ها نشان می‌دهد.

شده است. میزان تغییرات SiO_2 نمونه‌ها از ۴۳/۴۲ تا ۶۷/۹۱ در نوسان است. نمونه‌ها با توجه به نسبت $Na_2O/K_2O > 1$ سرشت سدیک دارند. از نظر ژئوشیمی عناصر اصلی Na_2O و K_2O که هر دو جزو اکسیدهای عناصر ناسازگارند، به طور کلی، با افزایش سیلیس در نمودارها، روندی افزایشی از خود نشان می‌دهند. زیرا با پیشرفت تفریق مقدار آنها در مذاب باقی‌مانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌شوند. در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 این روند افزایشی خیلی واضح نیست و نمونه‌ها پراکندگی نشان می‌دهند. در حالی که، صعودی و منسجم بودن روند تغییرات سدیم نسبت به سیلیس به صورت کاملاً مشخص در شکل نمایان است. با توجه به بررسی‌های Kelemen و همکاران (۲۰۰۴) میزان K_2O بیشتر تحت تأثیر فرآیندهای جدایش ماگمایی است که ماگما در حین صعود، دچار آن شده است. از جمله این فرآیندها می‌توان به تبلور بخشی، اختلاط ماگمایی و هضم اشاره نمود. به عبارت دیگر، می‌توان گفت این فرآیندها موجب پراکندگی توزیع K_2O شده‌اند. این در حالی است که میزان Na_2O خیلی کمتر تحت تأثیر این فرآیندها قرار می‌گیرد. Al_2O_3 با افزایش سیلیس روندی کاهشی نشان می‌دهد. روند کاهشی مقدار Al_2O_3 با SiO_2 بیانگر تبلور هر چه بیشتر فلدسپارها در طول فرآیند تبلور ماگما است. CaO با افزایش SiO_2 روندی کاهشی دارد. روند کاهشی CaO در سنگ‌های منطقه را مرتبط با تحول ترکیب پلاژیوکلازها از کلسیک به سدیک در حین تبلور ماگما می‌توان نسبت داد که طی آن با تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک در مراحل اولیه تبلور، میزان کلسیم ماگما رو به کاهش گذاشته و با ادامه روند تبلور، بلورهای آلبیت متبلور شده‌اند (Morata and Aguirre, 2003). MgO با افزایش SiO_2 روند کاهشی دارد، این امر می‌تواند نشانه تبلور کانی‌های



شکل ۹- نمودار تغییرات میزان اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 برای سنگ‌های منطقه مورد بررسی، اکسیدها بر حسب درصد وزنی ترسیم شده‌اند.



شکل ۱۰- دیاگرام‌های سری ماگمایی برای ولکانیک‌های منطقه کاسیان. (A) نمودار SiO_2 - K_2O (Rickwood, 1989)، (B) نمودار مثلثی AFM (Irvine and Baragar, 1971)، (C) نمودار سنگ‌های آذرین بیرونی Jensen (۱۹۷۶)، (D) نمودار Zr/Y (Maclean and Barrett, 1933)

عناصر نادر خاکی (REE)

همان‌طور که در شکل ۱۱ - A و B مشاهده می‌شود، الگوی عناصر نادر خاکی نرمالیز شده به کندریت و گوشته اولیه برای آندزیت‌های ناحیه بررسی شده دارای روندی تقریباً مسطح، بیانگر منشأ گوشته‌ای و مشابه روند موجود در الگوی عناصر REE برای بازالت و آندزیت‌بازالت‌های جزایر قوسی است (Wilson, 1989). همچنان که مشاهده می‌شود، نمونه AK2B رفتاری متفاوت با سایر نمونه‌ها نشان می‌دهد که ناشی از آلتراسیون شدید اثرگذار بر این نمونه است. با نمودارهای شکل ۱۱ از لحاظ سری ماگمایی، می‌توان مقایسه‌ای بین سری توله‌ایتی و کالک‌آلکان جزایر قوسی انجام داد. طبق این شکل، الگوی REE منطقه کاسیان تشابه زیادی به نمودارهای REE توله‌ایتی جزایر قوسی دارد. در سری کالک‌آلکان به ویژه سری غنی از پتاسیم، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک در مقایسه با سنگین بسیار زیاد است که دلیل آن وجود کانی گارنت در سنگ منشأ است. بنابراین، ماگمای کالک‌آلکان در مقایسه با نوع توله‌ایتی از اعماق بیشتری منشأ گرفته و این موضوع، برای سنگ‌های بررسی شده در منطقه کاسیان، مشخص‌کننده عمق کم و خاص تشکیل ماگما است. فقدان بی‌هنجاری مشخص Eu در این نمودارها، نشانگر روند جدایش عادی ماگما و یا شرایط اکسایشی ماگمای تشکیل‌دهنده آنهاست (Rollinson, 1996). شکل ۱۲ نمودار عناصر ردیاب (trace) بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه نشان داده شده است. همان‌طور که در این نمودار دیده می‌شود، غنی‌شدگی عناصر LILE مانند: U، Ba، Pb و Cs و نیز تهی‌شدگی عناصر HFSE مانند: Nb و Ti نشان‌دهنده ارتباط ولکانیسم منطقه با فرورانش است.

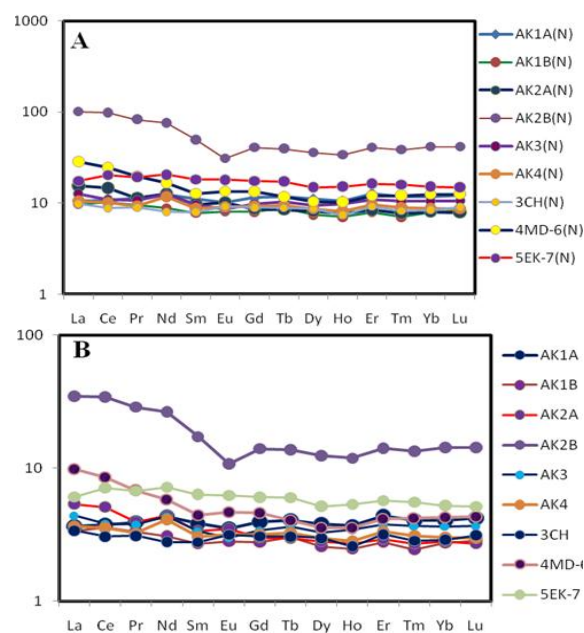
تهی‌شدگی نسبی از Ce بیانگر این است که ماگمای به وجود آورنده این توده‌های آتشفشانی با پوسته آلودگی نداشته است (Wilson, 1989). همچنین، تهی‌شدگی نسبی از Th نقش نداشتن رسوبات موجود بر روی پوسته اقیانوسی فرورونده در تولید ماگما را بیان می‌کند (Turner *et al.*, 2006). از سوی دیگر، غنی‌شدگی LREEها نسبت به HREEها بیانگر منشأ فرورانشی و سنگ‌های مرتبط با کمان است (Wilson, 1989; Stolz *et al.*, 1996; Jahangiri, 2007).

جایگاه تکتونیکی

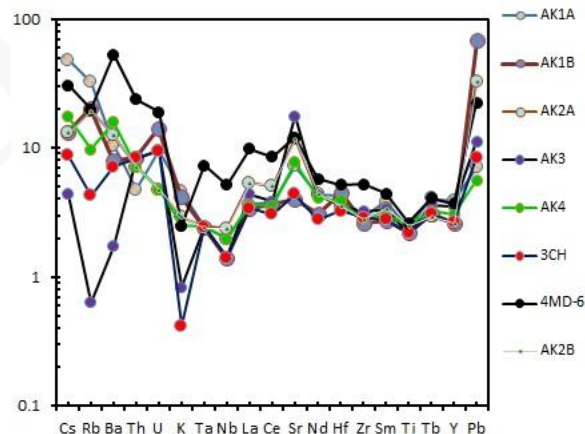
در نمودارهای مشخص‌کننده محیط تکتونیکی مطابق شکل ۱۳ (A, B, C, D) نمونه‌های بررسی شده، در محدوده جزایر کمانی (IAT) واقع می‌شوند به استثنای دو نمونه AK2B و 5EK-7 که به دلیل دگرسان بودن، موقعیت و رفتاری متفاوت نسبت به سایر نمونه‌ها نشان می‌دهند. برای شناخت و جدایش گوه گوشته و پوسته فرورونده و رسوب‌ها از یکدیگر با به‌کارگیری نسبت‌های عناصر نادر Th/Yb-Ta/Yb دو نکته مد نظر قرار می‌گیرد (Pearce, 1983). نخست آنکه، با قرار دادن Yb در مخرج کسر برای هر دو محور قائم و افقی نمودار، اثرهای ذوب بخشی و تبلوربخشی در شکل‌گیری ماگما به حداقل می‌رسد و در مرحله دوم، استفاده از دو عنصر بسیار ناسازگار در صورت کسر برای هر دو محور قائم و افقی نمودار، می‌توان نتایج خوبی را در مورد این که آیا سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده به گوشته غنی‌شده و یا گوشته تهی‌شده مربوط هستند، ارائه داد.

نسبت داد. به طور کلی، ماگماهای جزایر قوسی در مقایسه با حواشی فعال قاره‌ای، درجات پایین‌تری از غنی‌شدگی عناصر کمیاب ناسازگار را نشان می‌دهند که خود بازتابی از آلوده نشدن با پوسته قاره‌ای است. طبق نمودار Ti در مقابل V (Shervais, 1982) شکل ۱۳-D توله‌ایتهای جزایر کمانی و پشته‌های میان اقیانوسی از هم مجزا می‌شوند که بر اساس این نمودار سنگ‌های آتشفشانی بررسی شده در محدوده توله‌ایتهای قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند. همچنین، یکی از نمونه‌ها (آلتیره AK2B) در محدوده آلکالی‌بازالتهای جزایر اقیانوسی قرار می‌گیرد. تفاوت دیگر توله‌ایتهای جزایر قوسی با پشته‌های میان اقیانوسی، در مقدار پتاسیم آنهاست. به طوری که توله‌ایتهای جزایر کمانی، پتاسیم کمتری نسبت به کف اقیانوس دارند (شکل ۱۳-D).

مطابق دیاگرام Zr-Zr/Y از Pearce (۱۹۸۳) که تأکیدی بر دیاگرام‌های قبلی است، محیط‌های جزایر کمانی اقیانوسی از حاشیه فعال قاره‌ای تفکیک می‌شوند. با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی و همچنین، در نظر گرفتن موقعیت زمانی و مکانی سنگ‌های آتشفشانی کاسیان، به نظر می‌رسد این سنگ‌ها با ماگماتیسیم ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در ارتباط و در یک محیط کمان ماگمایی (magmatic arc) تشکیل شده‌اند. تقریباً بیشتر نمونه‌ها در محدوده جزایر کمانی اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۱۴). از نسبت عناصر کمیاب Zr/Y نیز برای تشخیص رژیم تکتونیکی می‌توان استفاده کرد (Pearce and Norry, 1979). به این صورت که مقادیر $Zr/Y > 3$ ، به کمان‌های آتشفشانی قاره‌ای و مقادیر $Zr/Y < 3$ ، به کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی تعلق دارند. سنگ‌های آتشفشانی منطقه بررسی شده، دارای نسبت $Zr/Y < 3$ هستند و در



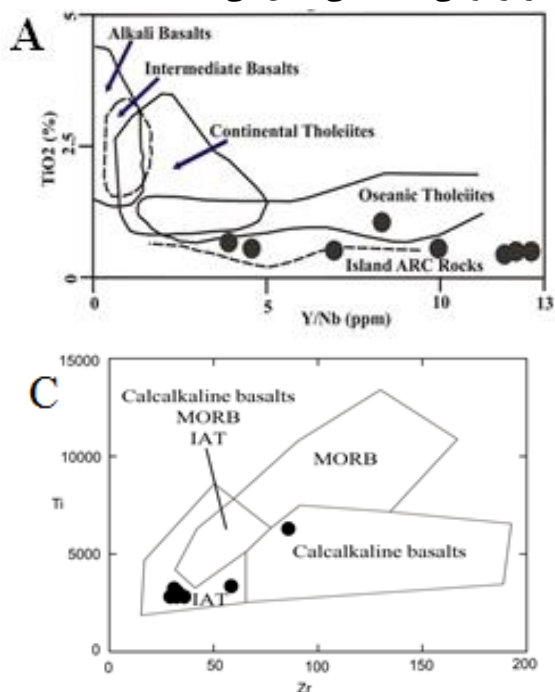
شکل ۱۱- A) نمودار عناصر REE نرمالیز شده با ترکیب کندریت، میانگین کندریت‌های C1 (Evensen *et al.*, 1978)، B) نمودار عناصر REE نرمالیز شده با ترکیب گوشته اولیه (McDonough *et al.*, 1992)



شکل ۱۲- نمودار عناصر ردياب نرمالیز شده با گوشته اولیه (McDonough *et al.*, 1992)

به طوری که ملاحظه می‌شود (شکل ۱۳-B) نمونه سنگ‌های آندزیتی کاسیان تقریباً در گستره گوشته تهی شده به سمت غنی‌شدگی قرار می‌گیرند. مقادیر پایین Th در این توده‌های آتشفشانی را مرتبط با آلوده نبودن منطقه با پوسته قاره‌ای می‌توان در نظر گرفت (پیکان C) و دوم آنکه، آلودگی اندکی از آبگون‌های آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده (پیکان S) را به آن می‌توان

می‌گیرند (شکل ۱۵-B). بر خلاف شباهت‌های کمان‌های ماگمایی در چگونگی ماگماتیسم، تفاوت‌های سنگ‌شناسی خاصی بین فرورانش به زیر پوسته اقیانوسی و فرورانش به زیر پوسته وجود دارد. کمان‌های آتشفشانی که روی پوسته ضخیم فوران می‌کنند، دارای ویژگی‌های مخصوص به خود هستند. از جمله این که: بیشتر سیلیسی و به ازای میزان مشخص SiO_2 ، تحول یافته‌تر هستند. همچنین، از عناصر LILE (به ویژه K, Rb, Ra, U و HREE) غنی‌ترند. ماگماها در حواشی قاره‌ای فعال از میزان SiO_2 بیشتری برخوردار هستند و عموماً دارای ترکیبی آندزیتی-داسیتی و میزان پتاسیم بالاتری هستند. ولی ماگماهای جزایر قوسی بیشتر ترکیب آندزیت‌بازالتی دارند و دارای میزان پتاسیم کمتری هستند (Stern, 2002). با توجه به این امر، آندزیت‌های کاسیان، همبستگی بالایی با جزایر قوسی آتشفشانی نشان می‌دهند.

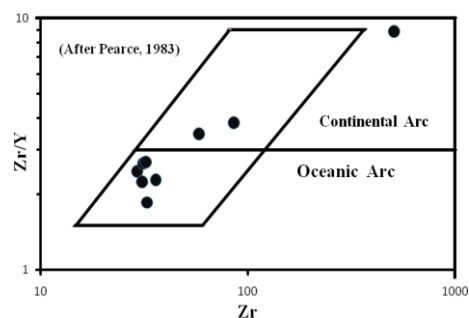


شکل ۱۳- دیاگرام‌های تمایز محیط تکتونیکی متفاوت برای سنگ‌های آتشفشانی. (A) نمودار Y/Nb-TiO₂ (De Albuquerque, 1979)، (B) نمودار تمایزی Ta/Yb-Th/Yb (Pearce, 1983)، (C) نمودار تمایزی Ti-Zr (Pearce and Cann, 1973)، (D) نمودار تمایزی V-Ti/1000 از Shervais (۱۹۸۲).

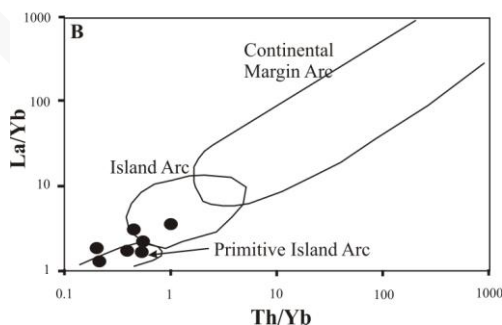
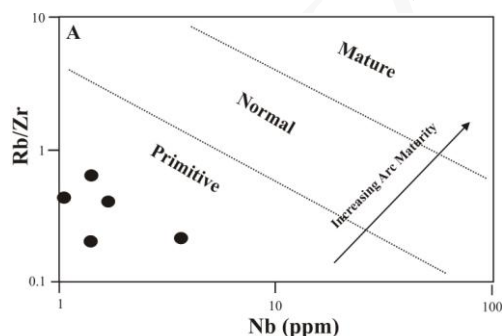
گروه قوس‌های آتشفشانی اقیانوسی قرار می‌گیرد. بنابراین، محیط تکتونوماگمایی منطقه بررسی شده را می‌توان جزو محیط‌های کمان‌های آتشفشانی اقیانوسی به شمار آورد. شایان ذکر است که دو نمونه AK2B و 5EK-7 که از رگه‌های کاملاً دگرسان، جهت کانه‌زایی منطقه برداشت شده‌اند در این نمودار موقعیت و رفتاری متفاوت نسبت به سایر نمونه‌ها نشان می‌دهند.

بر اساس نمودار Brown و همکاران (۱۹۸۴) که در آن نسبت لگاریتمی Rb/Zr نسبت به لگاریتم Nb آورده شده است سنگ‌های آندزیتی کاسیان در گستره کمان‌های آتشفشانی جوان و نابالغ (immature arc) یا مراحل آغازین کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند (شکل ۱۵-A). در نمودار زمین‌ساختی La/Yb نسبت به Th/Yb (Condie, 1989; Erkiül *et al.*, 2008) نیز نمونه‌های بررسی شده در قلمرو کمان‌های جوان و نابالغ قرار

منطقه بررسی شده بیانگر آن است که پیش از رسیدن ماگمای مادر آنها به سطح زمین، فرآیند تفریق در آنها صورت پذیرفته است. پدیده‌ای که در منطقه در خور توجه و دارای اهمیت است، دگرسانی شدید و وسیعی است که باعث شده تغییرات بسیار زیادی در سنگ‌های منطقه و به ویژه انواعی که قابلیت بیشتری برای دگرسانی داشته‌اند، رخ دهد. دگرسانی، سه پهنه سریسیتیک، پروپلئیتیک و دگرسانی آرژلیک را در این سنگ‌های آندزیتی به وجود آورده است. کانی‌سازی که در منطقه نمود بیشتری دارد کانه‌زایی سوپرژن، که به صورت اکسید آهن و هماتیت و همراه آنها، کانه‌های مگنتیت، پیریت، گوتیت، کالکوپیریت و کولیت حضور دارد. بر اساس بررسی‌های پتروژنتیکی این توده‌ها، منشأ ماگمایی سنگ‌های منطقه، توله ایتی به سمت کالک‌آلکان و میزان پتاسیم آنها اندک تا متوسط است. با دیگرام‌های متنوعی که استفاده شد، روند این آندزیت و آندزیت‌بازالت‌ها بیانگر ترکیب توله ایت‌های جزایر کمانی است. نسبت Zr/Y نشان می‌دهد که سنگ‌های یاد شده تقریباً به جزایر کمانی اقیانوسی مربوط است. پایین بودن مقدار عدد $Mg\#$ در نمونه‌ها نشانه نقش فرآیندهای تحول ماگمایی در شکل‌گیری گدازه‌های این ناحیه است. روند عناصر اصلی نسبت به SiO_2 در نمودارهای هارکر بیانگر فرآیند جدایشی از طریق تبلور بخشی و در دیگرام‌های عناصر کمیاب نرمالیز شده نسبت به ترکیب گوشته اولیه، عناصر Pb ، Ti و Nb دارای آنومالی منفی هستند. اما Pb آنومالی مثبت نشان می‌دهد. این شواهد از ویژگی‌های سنگ‌های مناطق فرورانش است و همچنین، وجود آنومالی منفی Ti و Nb در منطقه بررسی شده را به سنگ‌های مرتبط با قوس آتشفشانی می‌توان نسبت داد. نبود بی‌هنجاری



شکل ۱۴- نمودار $Zr-Zr/Y$ برای نمونه‌های بررسی شده (Pearce, 1983)



شکل ۱۵- نمودار Rb/Zr نسبت به Nb (A-15) (Brown et al., 1984). نمودار La/Yb نسبت به BTh/Yb (Erkül et al., 2008) در هر دو نمودار اکثر نمونه‌ها در مراحل آغازین کمان آتشفشانی قرار می‌گیرند.

نتیجه‌گیری

با توجه به آنچه بحث شد، می‌توان دریافت که توده‌های ولکانیکی کاسیان شامل آندزیت و آندزیت‌بازالت هستند. نمونه‌های بررسی شده بافت هیپوکریستالین-پورفیریتیک، پورفیریتیک و هیالوپورفیریتیک دارند و بافت پورفیریتیک در آنها گسترش زیادی دارد. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های ولکانیکی جزایر کمانی بافت پورفیریتیک است. بررسی سنگ‌شناختی روی سنگ‌های آندزیتی

مشخص Eu در نمودارهای عنکبوتی، مبین شرایط اکسایش ماگمای تشکیل دهنده آنهاست. سنگ‌های آندزیتی کاسیان طبق نمودارهایی که در مورد آنها بحث شد، در گستره کمان‌های آتشفشانی جوان و نابالغ یا مراحل آغازین کمان آتشفشانی قرار گرفته‌اند. به طور کلی، ژئوشیمی این سنگ‌های آتشفشانی بیانگر شرایط تشکیل جزایر قوسی اقیانوسی است.

منابع

- Ahmadi Khalaji, A. (2006) Petrology of the granitoid rocks of the Boroujerd area. PhD thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Beane, R. E. and Titley, S. R. (1981) Porphyry copper deposits, part II: hydrothermal alteration and mineralization. *Economic Geology* 75: 235-269.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 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.
- De Albuquerque, C. A. R. (1979) Origin of plutonic rocks of southern Nova Scotia. *Geological Society of America Bulletin* 90: 719-731.
- Erkül, S. T., Sözbilir, R. R. H., Erkül, F. T., Helvacı, C., Ersoy, Y. and Sümer, O. (2008) Geochemistry of I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys. *Island Arc Journal* 17: 394-418.
- Evensen, N. M., Hamilton, P. J. and O'Nions, R. K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42: 1199-1212.
- Gourgaud, A. and Vincent, P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 261-290.
- 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.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Hajmollaali, A., Hosseini, M., Farhadian, M. B. and Sedaghat, E. (1991) Explanatory text of Boroujerd. Geological quadrangle map 1: 100000, No. D7, Geological Survey of Iran, Tehran, (in Persian).
- Jensen, L. S. (1976) A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Publications of the Ontario Division of Mines, Toronto, Ontario.
- Kelemen, P. B., Hanghoj, K. and Greene, A. R. (2004) One view of the geochemistry of subduction magmatic arcs, with an emphasis on primitive andesite and lower crust. *Treatise on Geochemistry* 3: 593-659.
- Laznicka, P. (2006) Giant metallic deposit (future sources of industrial metals). Verlag Berlin Heidelberg, Berlin.
- MacLean, W. H. and Barrett, T. J. (1993) Lithochemical techniques using immobile elements. *Journal of Geochemical Exploration* 48: 109-133.

- McDonough, W. F., Sun, S., Ringwood, A. F., Jagoutz, E. and Hofmann, A. W. (1992) Rb and Cs in the earth and moon and evolution of the earth's mantle. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 56: 1001-1012.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of Asian earth Sciences* 21: 397-412.
- Morata, D. and Aguirre, L. (2003) Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20' - 30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 459-476.
- Nelson, T. S. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogy* 77: 1242-1249.
- Pearce, J. A. (1983) Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Nurry, M. L.) 230-249. Nantwich Shiva, Cheshire.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth and Planetary Science Letters* 19: 290-300.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J. (1979) Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variation in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos* 22: 247-263.
- Rollinson, H. R. (1996) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. 1st edition, Longman Publishing Group, Singapore.
- Siddiqui, R. H., Khan, M. A., Jan, M. Q. and Brohi, I. A. (2010) Paleocene tholeiitic volcanism and oceanic island arc affinities of the Chagai Arc, Balochistan, Pakistan. *Sindh University Research Journal (Science Series)* 42: 83-98.
- Shervais, J. W. (1982) Ti versus V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 101-108.
- Stocklin, J. and Setudinia, A. (1972) *Lexique stratigraphique international volume III ASIE*. Centre National de la Recherche Scientifique, Quai Anatole, Paris.
- Stern, R. J. (2002) Subduction zones. *Reviews of Geophysics* 40(4): 1012-1054.
- Stolz, A. J., Jochum, K. P., Spettel, B. and Hofmann, A. W. (1996) Fluid and melt related enrichment in the sub arc mantle: evidence from Nb/Ta variations in island arc basalts. *Geology* 24: 587-590.
- Tsuchiyama, A. (1985) Dissolution kinetics of plagioclase in the melt system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89: 1-16.
- Turner, S., Regelous, M., Hawkesworth, C. and Rostami, K. (2006) Partial melting processes above subducting plates: constraints from ²³¹Pa-²³⁵U disequilibria. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 70: 480-503.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20:50-60.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Cambridge University Press, London.

Investigation of petrology and geochemistry of volcanic rocks in the Kasian area, Northeast of Khorramabad

Alireza Zarasvandi *, Houshang Pourkaseb, Adel Saki and Mohammad Karevani

Department of Geology, Faculty of Sciences, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran

Abstract

The volcanic masses in Kasian area with northwest-southeast trending, lie in Zagros crushed zone, between Sanandaj-Sirjan and Zagros thrust zones. Based on the microscopic studies, the studied volcanic rocks are: andesite- basalt and andesite. The main textures exhibited in these rocks consist of porphyritic hypocrysaline, porphyritic and hialoporphyritic. The important feature in this region is the severe and intense alteration caused the great changes in the studied rocks, especially in those susceptible to alteration. Three alteration zones including: sericitic, argillitic and propylitic zones developed in this region. The geochemical data indicate that these rocks are low to medium K oceanic island arc tholeiites. Nb depletion and Ba and Sr enrichment in the primitive mantle normalized diagram point to subduction setting. These results, in accompany with LREE enrichment in the chondrite normalized trace element, represent the island arc setting for these rocks. The lack of significant Eu anomaly in REE pattern is representing oxidation condition during magma crystallization proposing volcanic arc environment for the studied rocks. The Kasian volcanic rocks lie in young and immature volcanic arcs or in the initial stages of volcanic arc formation. This situation is consistent with geological history of Sanandaj-Sirjan zone in the Jurrasic to Cretaceous age.

Key words: Tholeiite series, Immature arc, Subduction, Kasian, Khorramabad

* zarasvandi_a@scu.ac.ir