پتـــــرولوژی، سال دوم، شماره ششم، تابستان ۱۳۹۰، صفحه ۳۱- ۴۶
تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۴/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۱۰/۰۷

خصوصیات پتروگرافی و ژئوشیمیایی انکلاوهای منطقه آستانه (جنوب‌غرب اراک)

زهرا طهماسبی [۱]، محمود خلیلی [*۲] و احمد احمدی‌خلجی [۱]
[۱] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم آباد، ایران
[۲] گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده
توده گرانودیوریتی آستانه، واقع در جنوب‌غرب اراک، حاوی انکلاوهای میکروگرانولار کروی و به‌ندرت بیضوی با ترکیب میکروگابرو تا میکروگرانودیوریت و داسیت است. قطر این انکلاوها ازحدود چند میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر در تغییر است. اندازه کانی‌های تشکیل‌دهنده انکلاوها در قسمت خارجی، ریزتر از مرکز انکلاو است. دانه‌ریز بودن انکلاوها، حاکی از سرد شدن سریع مذاب سازنده آن در هنگام ورود به داخل ماگمای گرانیتوییدی میزبان است شواهد پتروگرافی، مانند: کوارتز چشمی، آپاتیت سوزنی، بیوتیت‌های تیغه چاقویی، بافت‌های پویی‌کلیتیک و آمفیبول پارگازیتی در انکلاوها، همگی بر اختلاط ماگمایی دلالت دارد. با توجه به غنی‌شدگی انکلاو از Cr، Ni، CO و HREE به‌نظر می‌رسد که انکلاوها گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که با ماگمای فلسیک اختلاط جزیی داشته‌اند.
واژه‌های کلیدی: آستانه، انکلاو، اختلاط جزیی، اختلاط ماگمایی کامل

مقدمه

توده گرانیتوییدی آستانه، واقع در غرب اراک، از لحاظ سنگ‌شناسی، عمدتاً از گرانودیوریت تشکیل شده است، ولی در برخی نواحی ترکیب آن به مونزوگرانیت متمایل می‌شود. مقادیر کمی دیوریت، کوارتزدیوریت نیز سنگ‌های اصلی را در حاشیه توده همراهی می‌کنند.

در توده نفوذی مورد نظر انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبتاً فراوان با ترکیب گابرو دیوریت، دیوریت و دیوریت کوارتزدار حضور دارند که از نظر اختصاصات کانی‌شناسی و بافتی، شباهت‌ها و تفاوت‌هایی را با گرانیتوییدهای میزبان نشان می‌دهند.

یکی از ویژگی‌های عمده در نوارهای کوهزایی مختلف، حضور انکلاوهای مافیک است (Vernon, 1983; Marshal and Sparks, 1986). از آن جایی‌که مطالعه انکلاوها در توده‌های گرانیتوییدی می‌تواند

* m.khalili@sci.ui.ac.ir

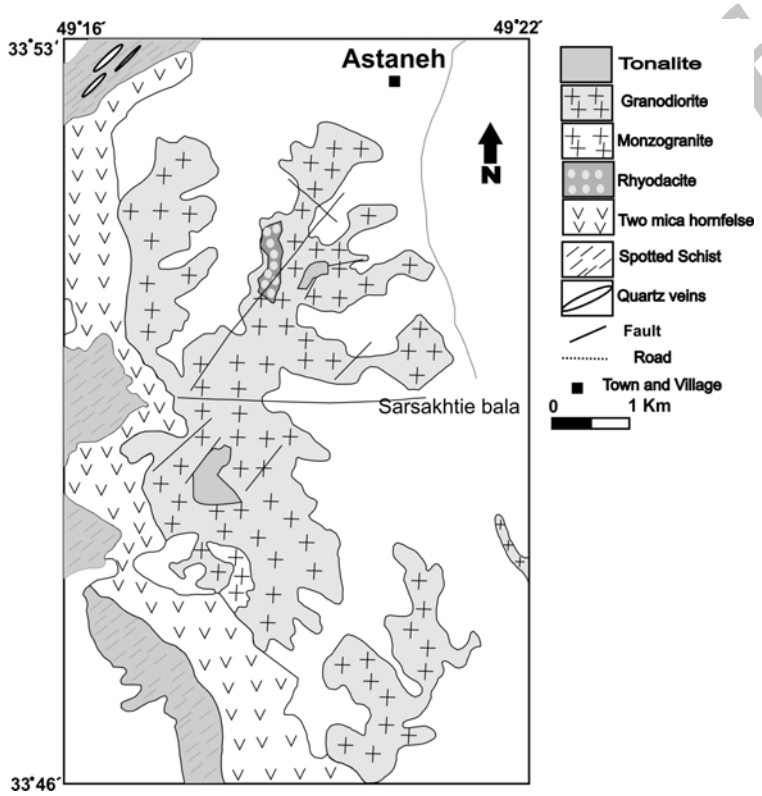
Archive of SID
www.SID.ir

اطلاعات مفیـدی در مـورد ژنـز و ماهیـت سـنگ منشأ، چگونگی تحول و تکامل ماگمای مولد توده‌های نفوذی و بررسـی احتمـال وقـوع اخـتلاط ماگمـایی در اختیـار پژوهشـگران قـرار دهـد (Frost and Mahood, 1987; Holden *et al.*, 1987; Eberz and Nicholls, 1988).

در این نوشـتار سـعی شـده اسـت بـا کمـک نتـایج حاصـل از مشـاهده روابـط صـحرایی، خصوصـیات پتروگرافـی، ژئوشـیمی انکلاوهـا و سـنگ‌هـای گرانیتوییـدی میزبـان، وجـود یـا عـدم ارتبـاط ژنتیکـی بـین گرانودیوریـت میزبـان و انکلاوهـا، منشأ و چگـونگی تشـکیل انکلاوهـای میکروگرانـولار آسـتانه مورد بحث و بررسی قرار گیرد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقـهٔ مـورد مطالعـه در غـرب و جنـوب‌غـرب شهرستان اراک بـه عـرض‌هـای جغرافیـایی ۴۵ ˚۳۳ تـا ´۵۵ ˚۳۳ شـمالی و طـول جغرافیـایی ´۱۵ ˚۴۹ تـا ´۲۵ ˚۴۹ شـرقی محـدود شـده اسـت (شـکل ۱). ایـن منطقـه پیکـره دگرگـونی را بـه خـود اختصـاص داده اسـت و در آن تـودهٔ گرانیتوییـدی آسـتانه بـا رونـد شـمال غـرب- جنـوب شـرق بـه طـول ۳ کیلـومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر رخنمون دارد.



شکل ۱- نقشهٔ ساده شده‌ای از زمین‌شناسی منطقهٔ مورد مطالعه با اندکی تغییرات (سهندی و همکاران، ۱۳۸۵)

از نظر زمین‌شناسی منطقهٔ مـورد مطالعـه، جزیـی از بخـش شـمال‌غربـی نـوار سـنندج-سـیرجان محسـوب می‌شود. قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقـه، که به تریاس متعلق‌اند، در جنوب منطقه رخنمون دارند و شامل متاولکانیک‌ها بـا درون لایـه‌هـایی از مرمرهـای نازک تا ضخیم لایه هستند. جدیدترین نهشته‌هـای آن، آبرفـت‌هـای عهـد حاضـر اسـت. مهـم‌تـرین حادثـه زمین‌شناسی که در پـی آن تـودهٔ گرانیتوییـدی آسـتانه شکل گرفتـه، در زمـان مزوزوییـک (ژوراسـیک میـانی) اتفاق افتاده است (Ahmadi-Khalaji *et al.*, 2007).

www.SID.ir

روش انجام پژوهش

پس از نمونه‌برداری از انکلاوهای منطقه، تهیه مقاطع نازک و مطالعات پتروگرافی از آن‌ها، ۱۱ نمونه برای آنالیز عناصر اصلی و کمیاب به روش‌های XRF و ICP-MS انتخاب شد. برای آنالیز عناصر اصلی ابتدا پودر و سپس قرص تهیه شد. عناصر کمیاب با استفاده از یک سری مراحل اسیدشویی با اسید نیتریک و اسید کلریدریک و مقایسه با استانداردهای خاص عناصر مورد نظر به‌دست آمد. نتایج به‌دست آمده (جدول ۱) با استفاده از نرم‌افزارهای Corel و NEWPET پردازش و بر روی نمودارهای مختلف منتقل شدند. همه این آنالیزها در کشور اسپانیا (دانشگاه هلوا) توسط نویسنده اول انجام گرفته است.

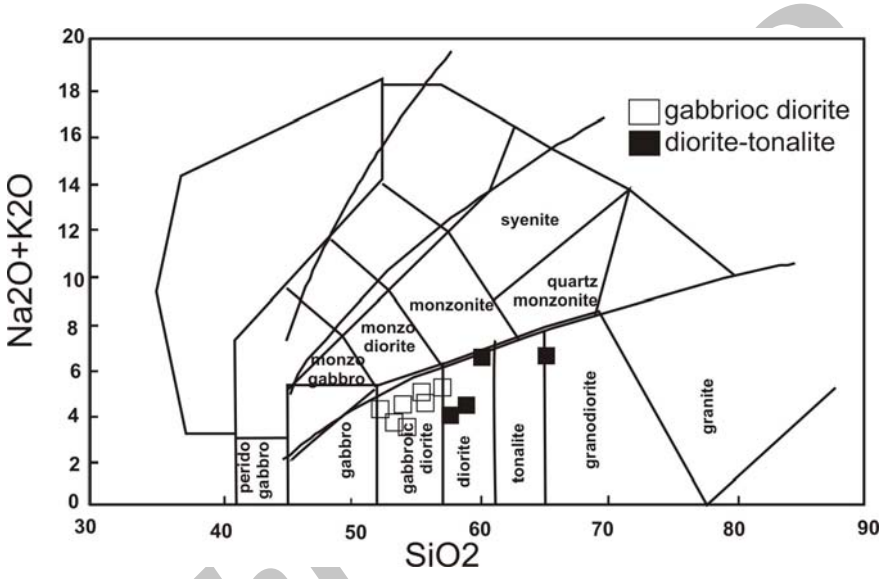
جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد مطالعه

Sample No.	EK4	E25	EPa1	CESa4	ESa10	E17	E19	E28	E29
(wt%)									
SiO_2	52.63	53.82	54.57	54.35	55.74	56.09	57.81	58.03	59.22
TiO_2	0.56	0.48	0.41	0.45	0.53	0.45	0.59	0.50	0.45
Al_2O_3	15.12	13.98	14.66	14.97	16.73	15.65	17.64	16.67	16.11
$Fe_2O_3^T$	10.52	10.24	10.34	9.06	8.61	7.84	7.70	8.66	8.94
FeO	9.56	9.31	9.40	8.24	7.83	7.12	7.00	7.87	8.12
MgO	7.08	7.83	7.28	6.98	5.17	6.33	4.05	4.55	4.64
MnO	0.25	0.23	0.27	0.23	0.19	0.17	0.15	0.18	0.21
CaO	8.95	9.49	8.12	8.53	7.03	8.02	5.66	6.99	5.86
Na_2O	2.75	2.91	2.84	2.92	3.02	2.72	2.60	2.85	3.10
K_2O	1.37	1.32	1.27	1.69	1.69	1.68	1.95	1.77	1.96
P_2O_5	0.09	0.07	0.06	0.06	0.08	0.06	0.09	0.07	0.07
P. F.	1.27	0.93	1.44	1.56	1.67	1.70	1.78	0.97	0.46
Total	100.51	100.53	100.61	100.57	100.58	100.70	100.47	100.40	100.26
(ppm)									
Li	27.32	25.37	44.15	23.87	46.22	38.66	55.68	25.34	35.25
Be	1.13	1.01	1.40	1.23	1.40	1.10	1.15	0.81	1.41
Sc	29.73	39.60	36.55	46.95	44.13	35.58	22.89	26.73	33.06
V	136.54	172.97	162.20	158.14	139.93	181.66	121.39	116.76	154.53
Cr	304.48	439.70	337.10	370.61	174.58	336.31	96.53	104.01	165.04
Co	25.45	45.38	32.82	27.18	23.81	41.99	16.92	19.38	24.56
Ni	66.84	70.64	88.76	78.95	28.39	41.04	17.88	17.66	25.17
Cu	86.88	50.74	66.20	90.40	63.76	25.71	11.20	38.61	15.28
Zn	67.31	100.89	83.94	90.17	81.05	7.95	65.41	60.26	72.68
Ga	16.36	52.67	19.30	22.25	22.65	51.05	20.27	18.56	23.37
As	11.53	5.15	37.46	4.32	3.80	8.31	7.86	6.27	7.54
Rb	47.01	52.66	60.56	55.03	131.60	60.24	80.01	49.10	79.51
Sr	130.61	155.97	144.07	156.92	147.32	166.36	143.01	141.26	164.77
Y	31.47	31.45	51.49	64.37	28.07	17.22	17.36	11.61	14.66
Zr	31.43	31.34	25.89	10.71	22.32	33.75	82.23	35.71	37.32
Nb	6.76	7.35	7.76	9.18	9.32	6.25	8.37	5.83	7.16
Cd	0.21	1.05	0.22	0.14	0.08	0.92	0.08	0.13	0.13
Cs	6.86	6.05	8.44	6.51	11.73	4.83	7.00	5.17	6.22
Ba	132.66	235.34	144.09	211.51	219.05	222.23	186.18	172.52	224.68
La	23.05	20.88	18.00	24.73	17.00	16.24	18.44	12.68	15.39
Ce	54.78	47.82	54.35	45.00	25.00	34.37	35.86	24.27	29.78
Pr	8.22	7.28	9.35	11.35	7.58	4.36	4.50	2.94	3.70
Nd	28.19	25.77	36.61	44.11	22.70	14.31	14.89	9.77	12.21
Sm	6.42	6.31	10.18	12.34	4.57	3.02	3.19	1.91	2.67
Eu	0.92	1.06	0.98	1.02	0.74	0.89	0.80	0.85	0.95
Gd	6.12	6.24	10.10	13.02	4.48	2.96	3.20	2.02	2.51
Tb	1.23	1.30	2.14	2.77	0.94	0.56	0.63	0.40	0.51
Dy	6.55	6.48	10.90	14.24	4.95	3.04	3.27	2.12	2.62
Ho	1.53	1.57	2.57	3.38	1.22	0.75	0.83	0.56	0.65
Er	3.87	3.82	6.20	7.99	3.27	1.98	2.06	1.48	1.79
Tm	0.62	0.62	0.99	1.26	0.56	0.32	0.36	0.26	0.30
Yb	3.47	3.30	5.24	6.27	3.15	2.20	2.03	2.10	3.20
Lu	0.58	0.57	0.89	1.06	0.56	0.31	0.35	0.30	0.33
Ta	0.79	1.95	2.02	0.88	1.46	0.61	1.10	1.56	0.68
W	1.44	2.15	2.18	3.48	16.22	3.39	3.58	4.86	5.70
Pb	14.08	32.02	16.29	19.87	13.18	30.47	16.67	14.36	11.54
Th	5.02	3.26	3.67	9.02	6.00	5.74	9.00	2.92	2.05
U	1.22	0.87	2.14	2.02	4.65	1.40	1.94	0.71	0.70

www.SID.ir

سنگ‌شناسی

حجـم اصـلی تـودهٔ گرانیتوییـدی آسـتانه ترکیـب گرانودیوریتی دارد و به‌صـورت یـک تـودهٔ نفـوذی چنـد شاخه‌ای و بدون کشـیدگی وکوچـک نمایـان مـی‌شـود (شـکل ۱). عـلاوه بـر گرانودیوریـت در حاشـیه تـوده کوارتزدیوریـت-تونالیـت نیـز رخنمـون دارد. درون ایـن توده، یک سری سنگ‌های سـاب ولکـانیکی بـا ترکیـب ریوداسیت به‌صورت آپـوفیز وجـود دارد کـه انکلاوهـای واقع در این سنگ‌های نیمه آتشفشانی، ترکیب داسـیتی دارنـد. تـودهٔ گرانیتوییـدی آسـتانه دارای انکلاوهـای متنـوعی اسـت؛ بـه‌طـوری کـه انکلاوهـای واقـع در گرانودیوریـت‌هـا ترکیـب گـابرو دیوریـت تـا تونالیـت-گرانودیوریت و انکلاوهای واقع در ریوداسیت‌ها، ترکیـب داسیتی دارد (شکل ۲).



شکل ۲- دیاگرام مجموع آلکالن ـ سیلیس (Middlemost, 1985) برای انکلاو موجود در سنگ‌های مورد مطالعه.

مشـاهدات صـحرایی نشـان مـی‌دهـد انکلاوهـا بیشـتر در فازهـای مافیـک‌تـر (کـوارتز دیوریـت-تونالیـت) و بـه‌خصـوص در قسـمت‌هـای حاشـیه‌ای مشاهده مـی‌شـوند و انـدازهٔ آن‌هـا از چنـد سـانتی‌متـر تا چند دسی‌متـر متغیـر اسـت و شـکل آن‌هـا از حالـت تقریباً زاویه‌دار تا کاملاً گردشـده تغییـر مـی‌کنـد، ولـی بـه‌طـورکلی اشـکال تقریبـاً بیضـوی غلبـه دارنـد (شکل‌های ۳- a و ۳- b).

در اینجـا بـه اختصـار ایـن تنـوع سـنگی را معرفـی می‌کنیم. روند عادی سنگ‌هـای آنـالیز شـده از گـابرو-دیوریت به سمت تونالیـت-گرانودیوریـت بیـانگر نشـات گرفتن ماگمای انکلاوها از یک ماگمای مافیک است.

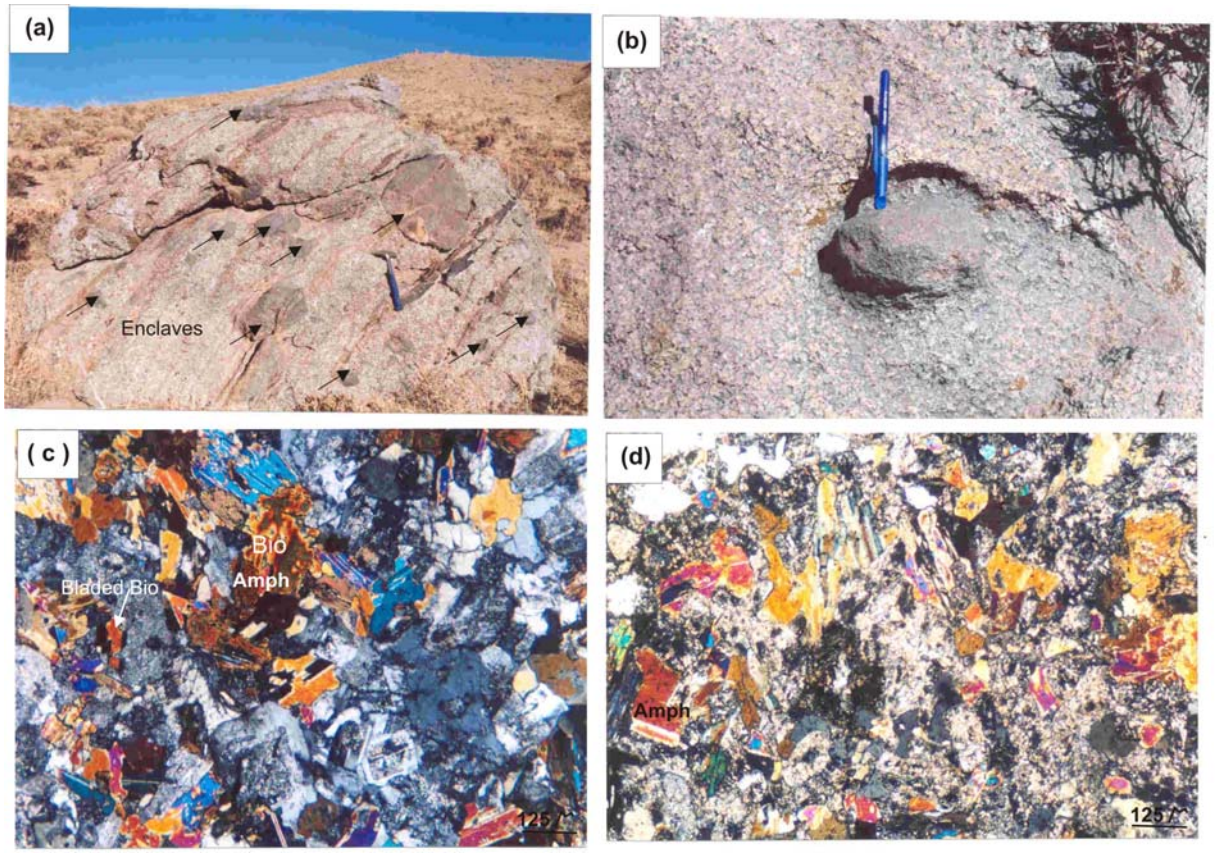
(۱) انکلاوهای گابرودیوریتی:

این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی غالباً به رنگ خاکستری هستند و به‌صورت مزوکراتی تا ملانوکراتی، دانه ریـز تـا دانه متوسط با بافت پورفیری دیده مـی‌شـوند و ترکیـب همگنـی از کـانی‌هـای ریـز بلـور آمفیبـول، پلاژیـوکلاز، بیوتیت، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز دارند. کانی‌هـای فرعـی آن‌ها شامل آپاتیت و زیرکن است (شکل‌هـای ۳-c و ۳-d). از ویژگی‌های بارز این سنگ‌هـا، وجـود بیوتیـت بـه شکل تیغه چاقویی یا Bladed Biotite اسـت. Hibbard (۱۹۹۱) معتقـد اسـت شـکل طویـل بیوتیـت بـه‌علـت

Archive of SID

www.SID.ir

ممانعت فیزیکی و یا رشد سریع آن در یک محیط ماگمایی مافیک است که این شرایط فیزیکی باعث رشد غیر معمول و طویل بیوتیت و مانع رشد ورقه‌ای معمول آن می‌شود؛ به‌طوری که اگر چگالی بلورهای اول متبلور شده در ماگمای فلسیک بالا باشد، هنگام اختلاط ماگمای فلسیک با ماگمای بازیک بلورهای اولیه باعث ممانعت فیزیکی در ماگمای مافیک می‌شوند و همین امر از رشد ورقه‌ای بیوتیت جلوگیری می‌کند.



شکل ۳- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از انکلاوهای میکروگابرویی: a) و b) تصاویر صحرایی، c) تجمع آمفیبول، بیوتیت تیغه چاقویی، d) تجمع دانه ریز از پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت

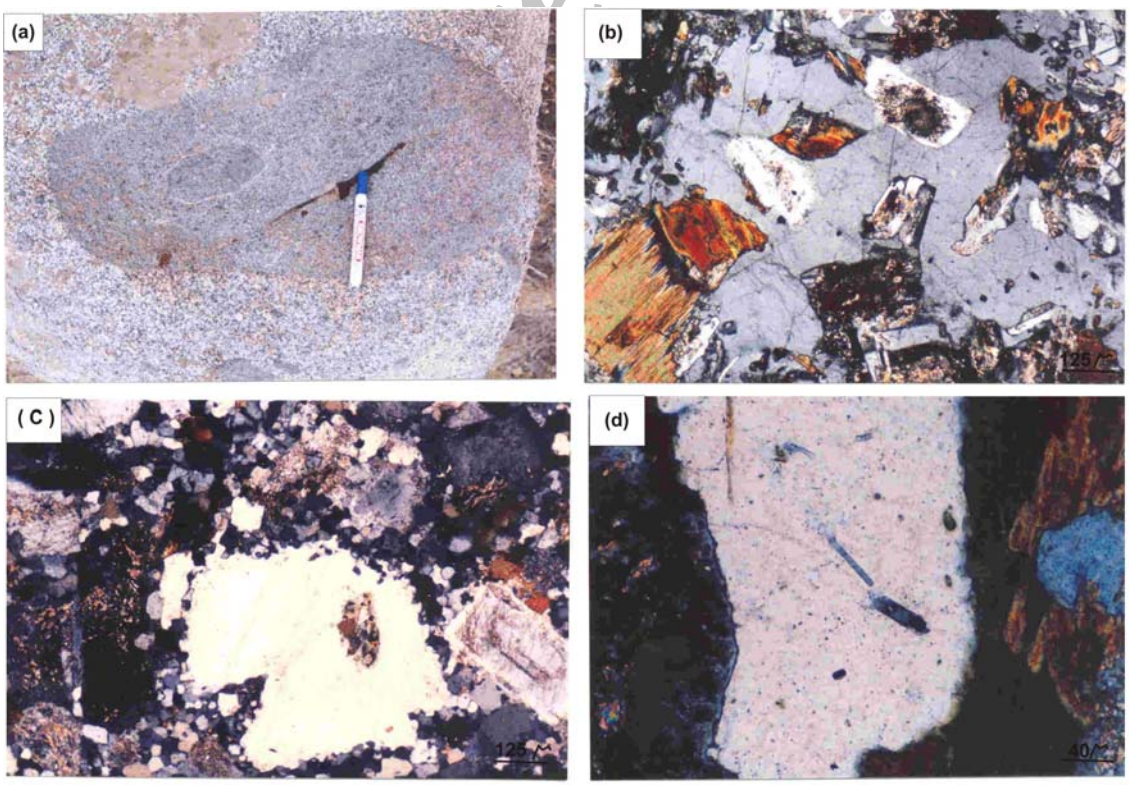
(۲) انکلاوهای دیوریت- تونالیتی:

این سنگ‌ها غالباً در نمونه دستی به‌صورت خاکستری روشن دیده می‌شوند. در رخنمون سطح زمین این انکلاوها به‌صورت مزدوج (دوتایی، انکلاو درون انکلاو دیگر) دیده می‌شوند (شکل ۴-a). خصوصیات میکروسکوپی نشان می‌دهد ترکیب غالب این انکلاوها، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است که در زمینه‌ای از آلکالی‌فلدسپار و کوارتز پراکنده‌اند و بافت پویی‌کلیتیک را به‌وجود می‌آورند (شکل‌های۴- b). این بافت معمولاً شامل زمینه‌ای از کوارتز وآلکالی‌فلدسپار درشت است که بلورهای اولیه پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت را محاط می‌کند. این بافت ممکن است به دو صورت دیده شود:

(۱) رشد فنوکریست‌های کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در طول تبلور بلورهای محاط شده اولیه رخ می‌دهد یعنی تاریخ تبلور هم‌زمانی دارند و در این حالت بلورهایی که اول تشکیل شده‌اند، جهت‌یابی منظمی دارند؛

www.SID.ir

(۲) تبلور مذاب‌های آلکالی‌فلدسپار و کـوارتز بعـد از بلورهـای محـاط شـده رخ مـی‌دهـد. در ایـن حالـت، جهت‌یابی بلورهای اول متبلورشده کاملاً اتفـاقی خواهـد بود. با توجه به نبود جهت‌یابی کـانی‌هـای محـاط شـده (شکل ۴- b) به‌نظر می‌رسد نظریـه دوم مـورد پـذیرش باشد. ترکیب سنگ‌شناسی این انکلاوها از میکروتونالیت تا میکروگرانودیوریت متغیر اسـت. آمفیبـول بـه‌صـورت بلورهای خودشـکل منیزیوهورنبلنـد و تجمـع بلورهـای اکتینولیت در بعضی از مقاطع دیده می‌شود (طهماسـبی و همکـاران، ۱۳۸۸). کـوارتز بـه‌صـورت چشـمی بـا حاشیه‌های فلسیک یا مافیک دیده می‌شـود (شـکل ۴- c). Bussy و Ayrton (۱۹۹۰) علـت تشـکیل کـوارتز چشـمی یـا اسـلی را ناشـی از انتقـال مکـانیکی زینوکریستال‌هـای کـوارتز از یـک سیسـتم اسـیدی بـه ماگمای بازیک می‌دانند که در طی اخـتلاط ناکامـل دو ماگمـا (magma mingling) و بـدون اخـتلاط کامـل شیمیایی و حرارتـی اسـت، صـورت مـی‌گیـرد. بـه‌علـت ناپایداری کوارتز در ماگمـای حـد واسـط و یـا بـازی در کناره‌های آن انحلال صورت مـی‌گیـرد. ایـن امـر سـبب افزایش سرعت سرد شدن و در پـی آن افـزایش سـرعت هسته‌زایی شده که به‌این ترتیب تجمعاتی از کـانی‌هـای ریز بلور بازیک در اطراف بلور کـوارتز متبلـور مـی‌شـود (Baxter and Feely, 1990; Hibbard, 1991; Vernon, 1991). همچنین Johannes و Holtz (۱۹۹۶) معتقدنـد که کوارتزهای چشمی درشـت بلـور نمـی‌تواننـد از یـک ماگمای مافیک، آن هم در مراحل اولیـه متبلـور شـوند. Hibbard (۱۹۹۱) نیز نشان می‌دهد زمانی که ماگمـای مافیک تزریق می‌شود، کوارتزهـای چشـمی از ماگمـای فلسیک متبلور شده‌اند. لذا این کـوارتزهـا فقـط انتقـال مکانیکی می‌یابند.



شکل ۴- تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از انکلاوهای میکروگابرویی: a) تصویرصحرایی از انکلاو مزدوج، b) بافت پویی‌کلیتیک آلکالی‌فلدسپار، c) کوارتز اسلی، d) آپاتیت سوزنی در آلکالی‌فلدسپار

www.SID.ir

بر اساس نظریه Vernon (۱۹۹۰)، Barbarin و Didier (۱۹۹۲) در رویارویی دو ماگما با همدیگر سه فرایند صورت می‌گیرد: حرارتی، مکانیکی و شیمیایی. شکل‌ها و بافت‌های متنوع یک انکلاو به درجات مختلف این سه واکنش بستگی دارد.

اختلاط جزیی یا Mingling زمانی رخ می‌دهد که واکنش مکانیکی فرایند غالب در سنگ باشد (Baxter and Feely, 2002). واکنش شیمیایی و حرارتی در درجات بعدی اهمیت قرار دارند. لذا تبلور کوارتز چشمی نشان‌دهنده انتقال مکانیکی کوارتز از ماگمای فلسیک به ماگمای مافیک (انکلاو) است و دلالت بر اختلاط جزیی و ناکامل ماگما دارد.

کلینوپیروکسن در این انکلاوها دیده نشد. فقدان کلینوپیروکسن در انکلاوهای دیوریتی ناشی از میدان پایداری آمفیبول و پلاژیوکلاز است که مانع از رشد هسته‌های کلینوپیروکسن می‌شود (Blundy and Spark, 1992).

کانی‌های فرعی این انکلاوها آپاتیت و زیرکن است که به‌صورت کشیده و سوزنی در سایر کانی‌ها، مانند: کوارتز، آلکالی‌فلدسپار و بیوتیت متبلور می‌شود. در مورد رشد آپاتیت سوزنی نظریات متعددی وجود دارد. Read و همکاران (۱۹۸۳) معتقدند آپاتیت سوزنی در انکلاوها ناشی از رشد سریع ماگماست، در حالی‌که Didier (۱۹۸۷) اعتقاد دارد علت شکل سوزنی آپاتیت اختلاط دو ماگمای مافیک و فلسیک است. تجارب آزمایشگاهی Wyllie و همکاران (۱۹۶۲) نیز بیانگر آن است که بلورهای سوزنی شکل آپاتیت بر اثر واکنش‌های سریع انجماد، متبلور شده‌اند.

(۳) انکلاوهای داسیتی:

انکلاوهای داسیتی صرفاً در سنگ‌های ریوداسیتی وجود دارند. درنمونه دستی این سنگ‌ها دارای بلورهای سوزنی آمفیبول و فنوکریست‌هایی از بلورهای فلدسپار در زمینه دانه‌ریز هستند.

مطالعه میکروسکوپی و آنالیزهای میکروپروب نشان می‌دهد مجموعه کانی‌شناسی آنها شامل آمفیبول‌های سوزنی با ترکیب پارگازیت، بیوتیت و پلاژیوکلاز است. پلاژیوکلاز به دو صورت ریز بلور در زمینه سنگ و فنوکریست با An_{86-92} دیده می‌شود (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۷؛ Tahmasbi *et al.*, 2009). آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی در این سنگ هاست که به‌صورت انکلوزیون در بیوتیت و پلاژیوکلاز متبلور می‌شود. وجود آمفیبول‌های پارگازیتی به‌صورت فنوکریست و همچنین دو نوع فلدسپار با An_{30} در زمینه و پلاژیوکلاز با An_{86-92} به‌صورت فنوکریست در انکلاوهای داسیتی دلالت بر دو نسل پلاژیوکلاز و در نهایت اختلاط دو ماگماست.

ژئوشیمی

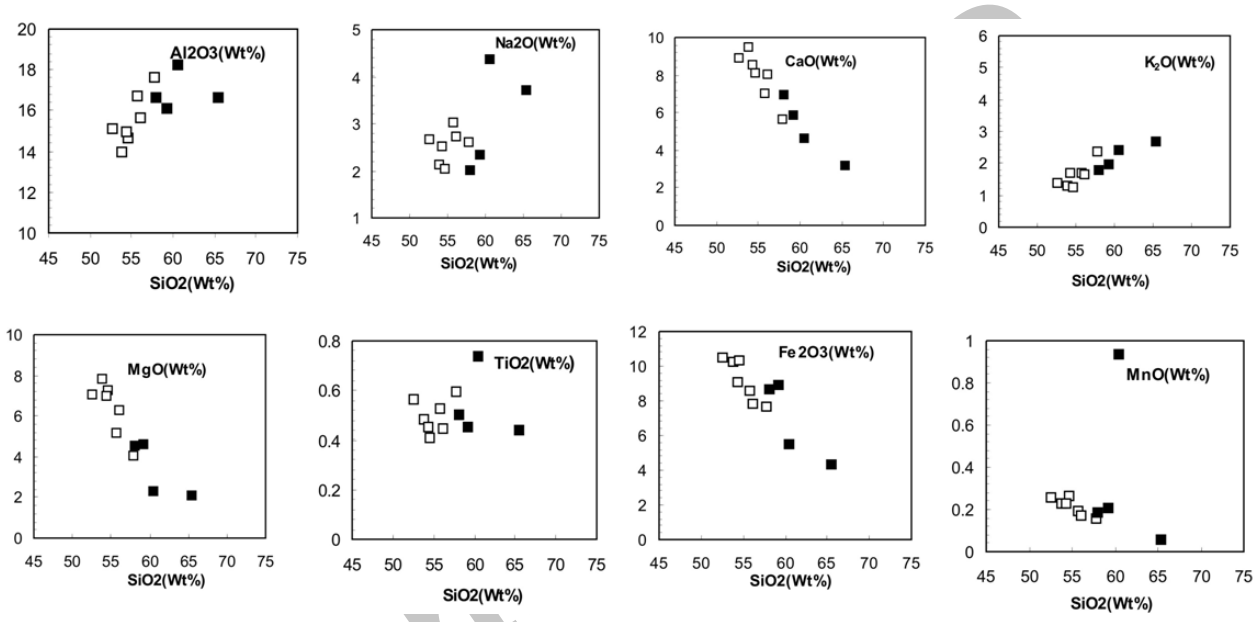
مطابق نتایج به‌دست آمده از آنالیزها، انکلاوهای مورد مطالعه طیف وسیعی از SiO_2 (۶۵-۵۲ درصد وزنی) را نشان می‌دهند. همچنین، تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 نشان می‌دهد (شکل ۵) که با افزایش SiO_2 مقدار اکسیدهای Al_2O_3، CaO، TiO_2، MnO، MgO و Fe_2O_3 کاهش می‌یابد. کاهش اکسیدهای TiO_2، MnO، MgO و Fe_2O_3 می‌تواند به‌علت جایگیری آن‌ها در ساختار کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) مراحل اولیه تبلور تفریقی ماگما باشد و کاهش اکسیدهای CaO و Al_2O_3 نیز به‌خاطر تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از آنورتیت بیشتر در انکلاوهای مافیک‌تر (گابرو دیوریتی) به سمت آلبیت بیشتر (انکلاوهای گرانودیوریتی) در طی مراحل نهایی تبلور باشد. تغییرات

Archive of SID

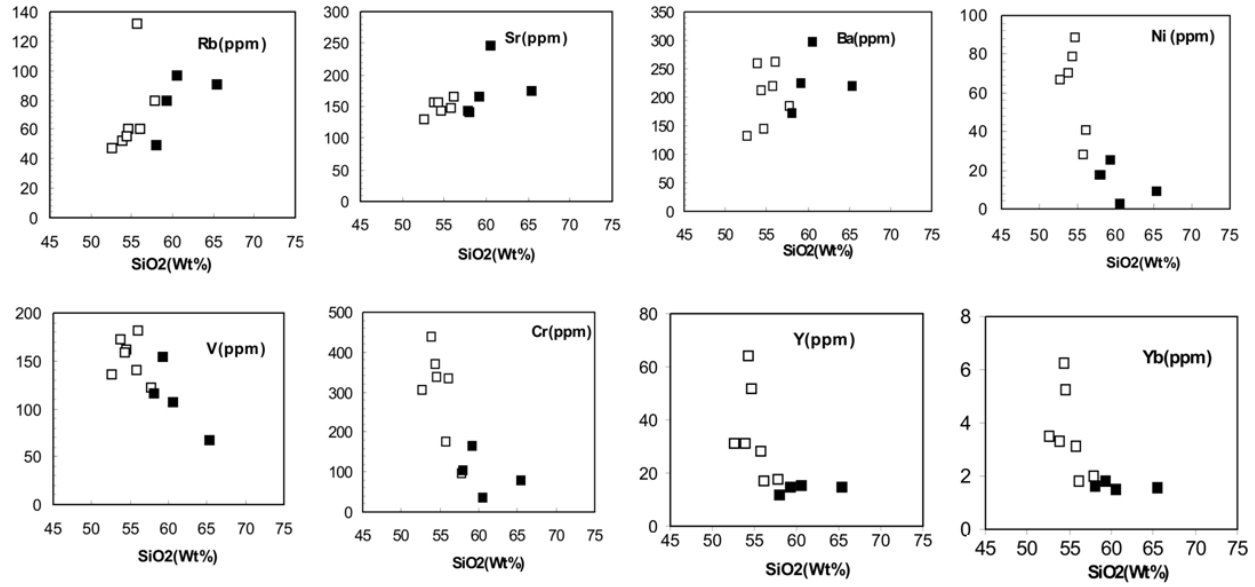
www.SID.ir

اکسیدهای Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 روندی افزایشی نشان می‌دهند، زیرا با پیشرفت تفریق، مقدار آن‌ها در مذاب باقیمانده افزایش می‌یابد تا در نهایت وارد ساختمان فلدسپارها می‌شوند.

در شکل ۶ تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 نشان داده شده است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، با افزایش SiO_2 مقدار Ni، V، Cr، Y و Sr کاهش می‌یابد، در حالی‌که مقدار Ba، Rb و Nb روندی افزایشی نشان می‌دهد. عناصر Ta، Hf، Zr، Yb، Nd، Ga، Ce و La روند خاصی را نشان نمی‌دهند. این تغییر روندها را می‌توان به فرآیندهای تفریق بلوری نسبت داد و پراکندگی عناصر اصلی و کمیاب در نمودارها را می‌توان ناشی از آلایش ماگمایی در نظر گرفت (Zorpi *et al.*, 1991).



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 (نمادها مانند شکل ۲ هستند).



شکل ۶- موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی نمودار تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 (نمادها مانند شکل ۲ هستند)

www.SID.ir

میزان بالای Yb و Y (شکل ۶) در انکلاوهای گابرو دیوریتی ناشی از فراوانی مدال آمفیبول، بیوتیت و کانی‌های فرعی اسفن و آپاتیت است که به‌طور ترجیحی پذیرای این دو عنصر هستند(Orsini *et al.*, 1991). به عقیده Sparks و همکاران (۱۹۷۷) در پی تزریق ماگمای حد واسط و ورود کانی‌های مافیک گلبول‌مانند از قبل متبلور شده به بخش تحتانی یک مخزن ماگمای گرانیتوییدی، تعادل حرارتی مخزن به‌هم خورده، فرآیند انتشار نقش مؤثری در تغییر ترکیب شیمیایی ماگما بازی می‌کند؛ به‌طوری که انکلاوهای مافیک‌تر نسبت به فلسیک‌تر از عناصری مانند Y، Yb و HREE غنی‌تر (جدول ۱) و از عناصر Ba و Rb تا حدودی تهی‌تر می‌شوند (Tindle, 1991).

گرانودیوریت آستانه با دارا بودن خصوصیت ژئوشیمیایی متاآلومین (A/CNK کمتر از ۱/۱)، تیپ I و کالک‌آلکالن دارای ترکیبات مافیک تا حدواسطی از جنس گابرودیوریت تا دیوریت است که این اعضای مافیک به‌صورت انکلاو در گرانودیوریت‌های آستانه دیده می‌شوند (طهماسبی، ۱۳۸۸).

به‌منظور بررسی تأثیر روابط هیبریداسیون بر روی انکلاوهای منطقه مورد مطالعه، دیاگرام عادی‌شده عناصر کمیاب و نادر خاکی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک نسبت به گرانودیوریت میزبان آن‌ها در شکل ۷ نشان داده شده است.

بر اساس نظریه Nardi و همکاران (۲۰۰۰)، آنومالی مثبت Eu در انکلاو نسبت به گرانودیوریت میزبان به‌علت بالاتر بودن پلاژیوکلاز در انکلاو و هیبریداسیون کمتر انکلاو است. اکثر نمونه‌های منطقه مورد مطالعه شکل مسطح REE دارند که این امر به‌علت از بین رفتن تأثیر فلدسپار است.

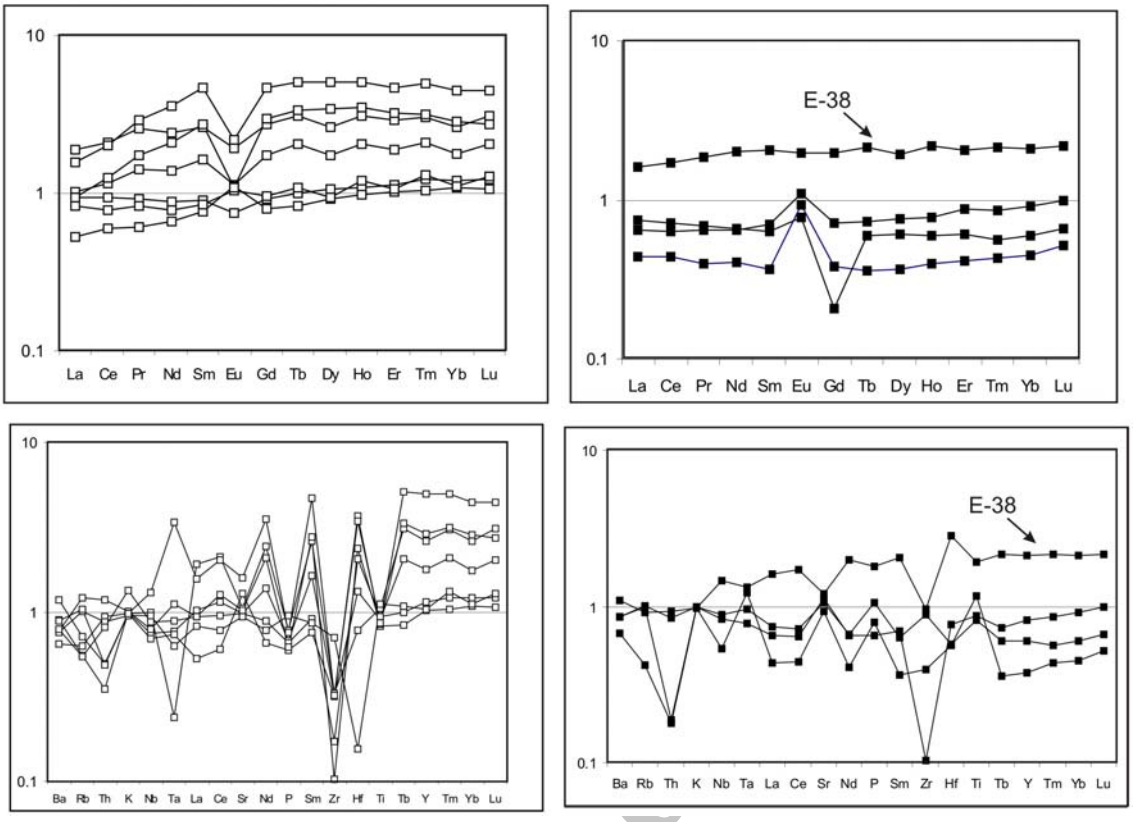
همچنین Nardi و همکاران، (۲۰۰۲) معتقدند این حالت در نمونه‌های با هیبریداسیون بیشتر رخ می‌دهد. در نمونه انکلاو داسیتی (شکل ۷) روند کاملاً مسطح عناصر نادر خاکی انکلاو نسبت به ریوداسیت میزبان (انکلاو داسیتی واقع در ریوداسیت) نشان‌دهندهٔ حداقل هیبریداسیون و اختلاط ماگمای داسیتی و ریوداسیتی است. خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ‌های ریوداسیتی نشان می‌دهد که ترکیب عناصر اصلی این سنگ‌ها کاملاً با گرانودیوریت‌های آستانه مشابه است و تنها تفاوت غنی‌شدگی بیشتر این سنگ‌ها از عناصر HREE است (طهماسبی، ۱۳۸۸).

همچنین، انکلاوهای واقع در این سنگ‌ها دارای آمفیبول‌های فشار بالای پارگازیت هستند که نشان‌دهندهٔ این است که ماگمای این انکلاوها گلبول هایی از ماگمای مافیک واقع در اعماق زیاد است که بدون تغییر ترکیب شیمیایی زیاد به سطح زمین رسیده است (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۸).Green (۱۹۹۵) در مورد نمونه‌های با این ویژگی اظهار می‌دارد که به‌علت سریع سرد شدن ماگمای انکلاوهای داسیتی در یک محیط ولکانیک یا ساب‌ولکانیک (با توجه به آمفیبول‌های سوزنی پارگازیت و فنوکریستال هایی از پلاژیوکلاز با An_{85-92}، با پلاژیوکلاز An_{35-40} در زمینه سنگ) احتمال هیبریداسیون دو ماگما بسیار کم است و به‌نظر می‌رسد ماگمای انکلاو داسیتی یک ماگمای کاملاً مستقل باشد.

بالاتر بودن میزان P در انکلاوهای دیوریتی نسبت به گابرویی به‌علت بالاتر بودن مگاکریستال‌های فلدسپار پتاسیک و کوارتز حاوی آپاتیت سوزنی است که این امر با شواهد پتروگرافی تایید می‌شود.

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۷- الگوهای REEs وکمیاب عادی‌شده به گرانودیوریت میزبان (نمادها مانند شکل ۲ هستند).

بحث

مطالعات اخیر نشان می‌دهد که انکلاوها به‌طور کلی به دو دسته تقسیم می‌شوند:

(۱) رستیت: بقایای ذوب‌نشده حاصل از آناتکسی سنگ‌های پوسته‌ای؛

(۲) ماگمایی (Chen *et al.*, 1991; Chapplle *et al.*, 1983).

بر اساس نظریه Vernon (۱۹۸۳)، Chappell و همکاران (۱۹۸۷)، انکلاوهای با منشأ رستیت در انکلاوهای بیوتیتی واقع گرانیت‌های تیپ S دیده می‌شود. انکلاوهای ماگمایی، شامل:

(الف) زینولیت‌هایی که بخشی از قطعات از سنگ‌های دیواره است که در طول بالا آمدن توسط ماگما به دام می‌افتند (Tindle and pearce, 1983; Maury and Didier, 1991)؛

(ب) جدایش ماگما که ناشی از تجمع کانی‌های مافیک در ضمن تبلور و بالا آمدن مذاب روی می‌دهد (Barbarin and Didier, 1991, 1991; Sparks and Blundy, 1992)؛

(پ) اختلاط ماگمایی به‌طور کامل (Mixing) و یا به‌طور جزیی (Mingling) که باعث تجمع قطعات حباب مانندی از ماگمای مافیک سرد شده در ماگمای فلسیک می‌شود (Ebrez and Nicholls, 1988; Poli and Tommasini, 1991; Dorais *et al.*, 1990).

به عقیده Vernon (۱۹۹۱) وجود بلورهای شکل‌دار فازهای مافیک و پلاژیوکلاز، بافت پورفیرویید، زونینگ پلاژیوکلازها، دانه ریز بودن انکلاو نسبت به سنگ میزبان (شکل‌های ۳- c و ۳- d) بافت پویی‌کلیتیک آلکالی‌فلدسپار یا پلاژیوکلاز (شکل ۴- b) تجمع آمفیبول یا زینوکریست‌های کوارتز (به‌صورت تجمعی از

Archive of SID

www.SID.ir

کوارتزهای با حاشیه مضرس)، شکل کشیده برخی از بلورها مانند آپاتیت و یا بیوتیت همگی شواهدی هستند (شکل‌های ۳- c و ۴- d) که دلالت بر منشأ ماگمایی انکلاوها دارند (Liankum, 2004; Vernon, 1991). تمایز نوع انکلاو صرفاً به انواع فوق و منحصر به یک عامل از عوامل فوق مشکل و تقریباً غیر ممکن است. برای مثال، در اکثر موارد جدایش با اختلاط ماگمایی هر دو با هم رخ می‌دهند. این امر در مورد انکلاوهای دوتایی (انکلاو درون انکلاو) مشهودتر است. تشخیص اینکه جدایش عامل تشکیل انکلاوهای دوتایی است، یا اختلاط دو ماگما، در این نوع انکلاوها مشکل است. با توجه به شکل ۴- a، تشخیص عامل تشکیل انکلاو مزدوج (دوتایی) امکان پذیر نیست (Waight *et al.*, 2001).

معمول‌ترین انکلاوها در منطقه مورد مطالعه، شامل سنگ‌های با بافت میکروگرانولار مافیک است که ترکیب این گونه انکلاوها عمدتاً میکرو گابرو- میکروکوارتز دیوریت است. دانه ریز بودن انکلاوها به‌عنوان شاهدی از سرد شدن سریع مذاب سازنده آن‌ها در مقایسه با ماگمای گرانیتوییدی میزبان تفسیر می‌شود (Donaire *et al.*, 2005). به عقیده Vernon (۱۹۸۳) ورود حباب‌های ماگمایی حد واسط دمای بالاتر به درون ماگمای فلسیک سردتر، باعث تسریع تبلور ماگمای حد واسط، افزایش میزان هسته‌سازی و به دنبال آن تشکیل بافت میکروگرانولار می‌شود. همین امر باعث می‌شود که با نزدیک شدن به محل همبری انکلاو- سنگ میزبان، به‌علت افزایش سرعت سردشدگی، اندازه بلورها نسبت به مرکز انکلاو، کوچک‌تر باشد (Kumar, 1995).

به‌نظر می‌رسد فرضیه ورود مذاب دیوریتی (ترکیب معمول انکلاو) به مخزن ماگمای سازنده گرانودیوریت‌ها محتمل‌ترین منشأ برای انکلاو باشد؛ به این صورت که ماگمای حدواسط- بازیک با دمای بالا به درون ماگمای اسیدی نسبتاً سردتر نفوذ کرده است و با از دست دادن دما به انکلاو تبدیل شده و در برابر مذاب پیرامون خود نفوذ ناپذیر باقی مانده است (Vernon, 1984; Stephens *et al.*, 1991).

در منطقه مورد مطالعه در تمامی انکلاوهایی که مقطع نازک گرفته شد، هیچ‌گونه شاهدی از دگرگونی و تجمع کانی‌های دیرگداز به‌صورت انکلاو دیده نشد. فقط بر روی ریوداسیت‌های واقع در مرز با گرانودیوریت‌ها تجمعی از کانی‌های بیوتیت، آندالوزیت، اسپینل و حتی کروندوم به‌صورت زینولیت (تجمعی از کانی‌های دیر گداز غنی از آلومینیم و سیلیس که از ذوب سنگ‌های متاپلیتی میزبان در حاشیه توده به‌وجود آمده است) مشاهده شد که شاید بتوان این دسته از تجمع کانی‌های دیرگداز را در زمره دسته اول انکلاوها شمرد. اکثریت انکلاوهای منطقه جزو گروه دوم و سوم هستند. البته، شایان ذکر است که گروه چهارم انکلاوها در منطقه به‌صورت محدود دیده شد. تجمع کانی‌های مافیک، مانند: آمفیبول و بیوتیت در انکلاوهای میکرودیوریتی دیده می‌شود. بر اساس نظریه Kadioğlu و Güleç (۱۹۹۹) این انکلاوها تک‌کانیایی هستند و این تجمع کانیایی به‌صورت بافت گلومروپورفیری دیده می‌شود که این امر به‌علت جدایش ماگما رخ می‌دهد.

شواهد بافتی در انکلاوهای میکروگرانولار، از قبیل: فلدسپارهای پتاسیک پویی‌کلیتیک، کوارتز چشمی محاط شده به‌وسیله کانی‌های مافیک یا فلسیک، بلورهای پلاژیوکلاز کوچک مجزای در پلاژیوکلازهای بزرگ و آپاتیت سوزنی همگی دال بر اختلاط ماگمای میزبان فلسیک و مافیک (انکلاو) هستند.

بر اساس مطالعات زمین‌شناسی، پتروگرافی و با توجه به حجم بسیار بالای گرانودیوریت آستانه در مقابل

Archive of SID

www.SID.ir

انکلاوهای مافیک، به‌نظر می‌رسد که بر اثر اختلاط ماگمای اسیدی با ماگمای مافیک، انکلاوها به‌صورت گلبول و یا قطراتی درون ماگمای فلسیک پراکنده شوند. به عقیده Barbarin (۲۰۰۵) در صورتی که ماگمای مافیک و حد واسط قبل از تبلور ماگمای فلسیک به درون آن نفوذ کند، اختلاط ماگمایی صورت می‌گیرد، در حالی‌که اگر بعد از تبلور بخشی ماگمای فلسیک با آن مواجه شود، به‌علت افزایش ویسکوزیته ماگمای میزبان، به شکل حباب‌هایی درون آن پراکنده می‌شود.

روابط ژئوشیمیایی انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با گرانودیوریت میزبان و دیاگرام عادی شده این انکلاوها نسبت به گرانودیوریت میزبان آنها، نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌های میزبان محصول ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی ماگمای بازیک است و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک گابرویی و دیوریتی گلبول‌ها یا قطراتی از ماگمای بازیک هستند که در ماگمای اسیدی (وجود گرانودیوریت اسیدی میزبان انکلاو، شکل ۳- b) به دام افتاده‌اند.

نتیجه گیری

مطالعات صحرایی، پتروگرافی، ژئوشیمیایی و بررسی اختصاصات شیمیایی کانی‌های تشکیل‌دهنده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و توده گرانیتوییدی میزبان آن‌ها در منطقه آستانه، بر شواهدی دلالت می‌کند که حاکی از آمیختگی ماگمایی است. در این منطقه، توده گرانیتوییدی آستانه با ترکیب گرانودیوریت و مونزوگرانیت، میزبان انکلاوهای میکروگرانولار مافیک گابرویی، دیوریتی و دیوریت کوارتزدار است. انکلاوها عمدتاً کروی بوده، اندازه آن‌ها از چند میلی‌متر تا ۴۰ سانتی‌متر متغیر است. مرز آن‌ها با گرانودیوریت‌های میزبان در مقیاس نمونه دستی غالباً مشخص است. وجود بافت میکروگرانولار مافیک، فنوکریست‌های خود شکل و یا زونینگ‌دار پلاژیوکلاز در داخل انکلاوها دلیلی بر منشأ ماگمایی آن‌هاست. شواهدی از قبیل حضور مگاکریست‌های فلدسپار پتاسیم که حاوی انکلوزیون‌هایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، آمفیبول و کانی‌های فرعی دیگر هستند؛ کوارتز اسلی که کانی‌های دما بالای ریز بلور پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول به‌طور زونه در حاشیه آن‌ها قرار گرفته‌اند؛ بافت پویی‌کیلیتیک کوارتز و فلدسپار پتاسیم، تجمعات مافیک متشکل از آمفیبول، بیوتیت، اسفن ؛ آپاتیت سوزنی؛ همگی دلالت بر فرآیند آمیختگی ماگمایی دارند. بر اساس شواهدی چون، غنی‌شدگی انکلاوها از عناصر HREE نسبت به LREE در الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی نرمالیز شده، غنی بودن از عناصر HREE، Cr، Ni و Co نسبت به گرانودیوریت میزبان، می‌توان پذیرفت که ماگمای سازنده انکلاوها، گلبول‌هایی از ماگمای مافیک هستند که با توجه به حجم نسبتاً کم آن‌ها در مقایسه با ماگمای حجیم گرانودیوریتی میزبان و به‌علت تفاوت‌های فیزیکی و شیمیایی قابل توجه نتوانسته‌اند به‌طور کامل با یکدیگر اختلاط پیدا کنند و از این رو، کانی‌های کم حجم مافیک به شکل حباب‌هایی درون ماگمای اصلی فلسیک پراکنده شده است.

منابع

سهندی، م.، رادفر، ج.، حسینی‌دوست، س. ج. و محجل، م. (۱۳۸۵) نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ شازند، برگ شماره ۵۸۵۷. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

Archive of SID

www.SID.ir

طهماسبی، ز. (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده گرانیتوییدی آستانه. پایان‌نامه دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.

طهماسبی، ز. خلیلی، م.، احمدی‌خلجی، ا. و مکی زاده، م. ع. (۱۳۸۸) مقایسه انواع آمفیبول و ژئوترموبارومتری توده نفوذی آستانه (زون سنندج سیرجان). مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۷(۲): ۲۷۹-۲۹۰.

Ahmadi-Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. and Rahimpour-Bonab, H. (2007) Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 29: 859-877.

Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. Lithos 80: 155-177.

Barbarin, B. and Didier, J. (1992) Genesis and evolution of mafic microgranular enclaves through various types of interaction between coexisting felsic and mafic magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh 83: 145-153.

Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite, Connemara, Ireland. Mineralogy and Petrology 76: 63-74.

Blundy, J, D. and Sparks, R. S. J. (1992) Petrogenesis of mafic inclusions in granitic rocks of the Adamello massif, Italy. Journal of Petrology 33: 1039-1104.

Bussy, F. and Ayrton, S. (1990) Quartz textures in dioritic rocks of hybrid origin. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen 70: 223-235.

Chappell, B. W. (1996) Magma mixing and the production of compositional variation within granite suites: Evidence from the granites of southeastern Australia. Journal of Petrology 37: 449-470.

Chappell, B. W., White, A. J. R. and Wyborn, D. (1987) The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. Journal of Petrology 28: 1111-1138.

Chen, Y., Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1991) Mafic enclaves of some of I-type granites of the Paleozoic Lachlan Fold belt, southeastern Australia. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and Granite Petrology. Elsevier Science Publishers, New York 113-124.

Didier, J. (1987) Contribution of enclave studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. Geologische Rundschau 76: 41-50.

Didier, J. and Barbarin, B. (1991) Enclaves and granite petrology. Elsevier Science.

Donaire, T., Pascual E., Pin C. and Duthou J. L. (2005) Microgranular enclave as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain. Contribution to Mineralogy and Petrology 149: 247-265.

Dorais, J. M., Whitney, J. A. and Roden, M. F. (1990) Origin of mafic enclaves in the Dineky Creek Pluton, Central Sierra Nevada Batholith, California. Journal of Petrology 34: 853-880.

Eberz, G. W., and Nicholls, I. A. (1988) Microgranitoids enclave from the Swift Creek Pluton SE-Australia: Textural and physical constraints on the nature of magma mingling processes in the plutonic environments. Geologische Rundschau 77: 713-736.

Frost, T. P. and Mahood, G. A. (1987) Field, chemical, and physical constraints on mafic-felsic magma interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. Geological Society of America Bulletin 99: 272-291.

Archive of SID

www.SID.ir

Green, T. H. (1995) Significance of Nb/Ta as an indicator of geochemical processes in the crust-mantle system. Chemical Geology 120: 347-359.

Hibbard, M. J. (1991) Textural anatomy of twelve magma-mixed granitic systems. In: J. Didier, and B. Barbarin (Eds): Enclaves and Granite Petrology. Elsevier Science, Amesterdam.

Hibbard, M. J. (1995) Petrography to Petrogenesis. Prentice- Hall.

Holden, P., Halliday, A. N. and Stephens, W. E. (1987) Neodymium and strontium isotope content of microdiorite enclaves points to mantle input to granitoid production. Nature 330: 53-56.

Johannes, W. and Holtz, F. (1996) Petrogenesis and experimental petrology of granitic rocks. Springer, New York.

Kadioğlu, Y. K. and Güleç, N. (1999) Types and genesis of the enclaves in Central Anatolian granitoids. Geological Journal 34: 243-256.

Liankun, S. and Kuirong, Y. (1991) A two-stage crust-mantle interaction model for mafic microgranular enclaves in the Doning granodiorite Pluton, Guangxi, China. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam.

Maury, R. and Didier, J. (1991) Xenoliths and the role of assimilation. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, New York.

Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology Longman Groupuk, 73-87.

Nardi, L. V. S. and Lima, E. F. (2000) Hybridisation of mafic microgranular enclaves in Lavras granite Complex, southern Brazil. Journal of South American Earth Sciences 13: 67-78.

Orsini, J.B., Cocirta, C. and Zorpi, M.J. (1991) Genesis of mafic microgranular enclaves through differentiation of basic magmas, mingling and chemical exchanges with their host granitoid magmas. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam.

Poli, G. E. and Tommasini, S. (1991) Model for the origin and significance of microgranular enclaves in calc-alkaline granitoids. Journal of Petrology 32: 657-666.

Reid, J. R., Evans, O. C. and Fates, D. G. (1983) magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California. Earth and Planetary Science Letters 66: 243-261.

Sparks, R. S. J. and Marshal, L. (1986) Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. Journal of Volcanology and Geochemical Research 29: 99-124.

Sparks, R. S. J., Sigurdsson H. and Wilson L. (1977) Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruptions. Nature 267: 315-318.

Stephens, W. E., Holden P. and Henny P. J. (1991) Microdioritic enclaves within the Scottish Caledonian granitoids and their significance for crustal magmatism. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam.

Thamasbi, Z., Castro, A., Khalili, M. and Ahmadi A. (2008) Petrography and geochemistry characteristic of enclaves in the Astaneh pluton (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran). Journal of Applied Sciences 8: 4251-4262.

Thamasbi, Z., Khalili, M. and Ahmadi, A. (2009) Thermobarometry of the Astaneh pluton and its related subvolcanic rocks (Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran). Journal of Applied of Sciences 9: 874-882.

Tindle, A. G. (1991) Trace element behaviour in microgranular enclaves from granitic rocks. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam.

Tindle, A. G. and Pearce, J. A. (1983) Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autholiths and xenoliths. Lithos 16: 185-202.

Archive of SID

www.SID.ir

Vernon, R. H. (1984) microgranitoid enclaves in granite-globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment. Nature 309: 438-439.

Vernon, R. H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. Journal of Geophysical Research 95(17): 849-859.

Vernon, R. H. (1991) Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves. In: J. Didier and B. Barbarin (Eds): Enclaves and granite petrology. Elsevier Science, Amsterdam

Vernon, R. H. and Restite, H. (1983) Xenoliths and microgranitoid enclave in granites. Journal and Proceeding of the Royal Society of New South Wales 116: 77-103.

Vernon, R.H. (2004) A practical guide to Rock Microstructural. Cambridge.

Waight, T. E., Maas, R. and Nichholls, I. A. (2001) Geochemical investigations of microgranitoids enclaves in the S-type Cowra Granodiorite, Lachlan Fold Belt, SE Australia. Lithos 56: 165-186.

Wyllie, P. J., Cox, K. G. and Biggar, G. M. (1962) The habite of apatite in synthetic systems and igneous rocks. Journal of Petrology 3: 238-243.

Zorpi, M. J., Coulon, C. and Orisini, J. B. (1991) Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids - a case study northern Sardina, Italy. In: A, Peccerillo (Ed.): Geochemistry of granitoid rocks. Chemical Geology 92: 42-86.

Archive of SID

www.SID.ir

Petrographical and geochemical characteristics of enclaves in Astaneh area (Southwest of Arak)

Zara Tahmasbi *[1], Mahmoud Khalili [2] and Ahmad Ahmadi Khalaji [1]

[1] Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khoram abad, Iran
[2] Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Abstract

The Astaneh granodiorite intrusion, located in the southwest of Arak, is characterized by rounded and rarely ellipsoid microgranular enclaves ranging in composition from gabbro to diorite and quartz diorite. The diameter of enclaves varies from a few millimeters to 40 centimeters. In the marginal part, the enclave forming-minerals are finer than that of the central parts. The fine grained enclaves are an evidence of rapid magma cooling which these rocks were surrounded by host felsic magma. Petrographical evidences such as ocellar quartz, acicular apatite, bladed biotite, poikilitic textures and pargasitic amphibole in all of the enclaves show that magma mingling occurred. The enrichment of the studied enclaves in CO, Ni, Cr and HREE display that these rocks are globules of mafic magmas mingling to felsic type.

Key words: Astaneh, Enclave, Magma mixing, Magma mingling

Archive of SID

* m.khalili@sci.ui.ac.ir

www.SID.ir