

مطالعه انکلاوهای ماگمایی مجموعه پلوتونیک ملایر

رضا دیوسالار^{۱*}، محمدولی ولی زاده^۱، وحید احد نژاد^۲، داریوش اسماعیلی^۱

^۱دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲دانشگاه پیام نور، بیجار، ایران

*مسئول مکاتبات - آدرس الکترونیکی: Deevsalar@khayam.ut.ac.ir

(دریافت: ۸۷/۸/۱۵؛ پذیرش: ۸۸/۳/۲۴)

چکیده

سنگ‌های گرانیتی مجموعه پلوتونیک ملایر، که با روند شمال باختر-جنوب خاور با وسعت ۱۰×۳۵ کیلومتر در امتداد زون سندانج-سیرجان رخمون دارند، واجد انکلاوهای متنوعی هستند. انکلاوهای ماگمایی موجود در آنها بر اساس شکل، بافت، ترکیب کانی‌شناسی و ماهیت ژئوشیمیایی به دو گروه فلسیک و مافیک قابل تقسیم می‌باشند. انکلاوهای ماگمایی مافیک با اشکال کروی، بیضوی، عدسی‌های طویل شده و طویل‌نشده، قابل مشاهده بوده و اندازه آنها از کمتر از ۱۰ cm تا بیش از ۷۵ cm متغیر می‌باشد. انکلاوهای مذکور علیرغم رنگ تیره تر و بافت ریزدانه تر و شباهت‌های نسبی ترکیب کانی‌شناسی با میزبان، از لحاظ شیمی کل سنگ، تفاوت‌ها و شباهت‌های معنی‌داری با سنگ میزبان عرضه می‌کنند. محتوای بالاتر اکسیدهای FeO ، MgO ، MnO ، CaO ، TiO_2 و مقدار کمتر SiO_2 و شباهت تقریبی در مقادیر K_2O ، Na_2O با وضعیت کانی‌شناسی مشاهده شده و بالاتر بودن نسبت مدال کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و آمفیبول در آنها نسبت به سنگ میزبان سازگار است. بررسی تغییرات عناصر اصلی در برابر معیار پیشرفت تفریق‌ماگمایی (SiO_2) نشان دهنده درجه تفریق بالاتر در میزبان و نقش پدیده اختلاط ماگمایی در ایجاد روندهای خطی مشاهده شده است. پراکندگی‌های مشاهده شده در روند تغییرات برخی اکسیدها مثل K_2O و Na_2O در انکلاوها و میزبان، به آلیش ماگمایی و متاسوماتیسم آکالن مربوط است و هماهنگی الگوی تغییرات عناصر کمیاب نیز به قابلیت تحرک بالای عناصر تعدیل شده و به نقش همگن‌شدگی ترکیبی وابسته بوده و در عین حال هر دو مورد تأییدی بر نقش تأثیرگذار مواد فرار و سیالات ماگمایی در پیشرفت تبادلات شیمیایی مذکور بین انکلاو و سنگ میزبان بخصوص در ناحیه مرزی در حالت مذاب یا نیمه مذاب و حتی جامد می‌باشد. از شواهد برقراری تعادل در ترکیب شیمیایی از طریق واکنش‌های بینابینی در طی اختلاط ماگمایی، تشکیل گسترده بیوتیت در انکلاوها، به خصوص در مرز آنها با میزبان است، که می‌توان آن را به انتقال گسترده پتاسیم از سنگ میزبان (نمونه‌های میزبان ماهیت کالک‌آکالن پتاسیم بالا دارند) به انکلاو و ترکیب آن با آهن موجود در ماگمای انکلاو نسبت داد.

واژه‌های کلیدی: مجموعه پلوتونیک ملایر، انکلاوهای ماگمایی، شیمی کل سنگ، همگن شدن ترکیبی، اختلاط ماگمایی

مقدمه

کشیدگی به پهنای ظاهری انکلاوهای ماگمایی، به طور متوسط در بخش‌های حاشیه‌ای توده بالاتر است (جدول ۱) و گمان می‌رود عامل آن، نیروی بالاتر جریان در مرز با واحدهای در بر گیرنده باشد. علاوه بر انکلاوهای سرشار از بیوتیت (یا سورمیکاسه)، زینوکریست‌های آندالوزیت نیز که به همراه زینولیت‌های متاپلیتی، مصادیق تقابل بین مذاب گرانیتی و واحدهای دگرگونی منطقه هستند، نیز مشاهده شده‌اند. گرهک‌های تورمالین موجود در رگه‌های آپلیتی، پگماتیتی، کوارتزی که تشکیل آنها را می‌توان به تحولات متاسوماتیک در شرایط ساب-سولیدوس و رهایی عنصر B در اثر تبلور گرانیت نسبت داد (Le Fort 1973) نیز بخشی دیگر از مشاهدات است.

هر یک از انواع انکلاوهای ماگمایی اعم از میکروگرانولار فلسیک یا میکروگرانیتوئیدی یا اتولیت‌های فلسیک، میکروگرانولار مافیک، اتولیت مافیک و انکلاوهای سورمیکاسه شرایط تشکیل متفاوتی دارند

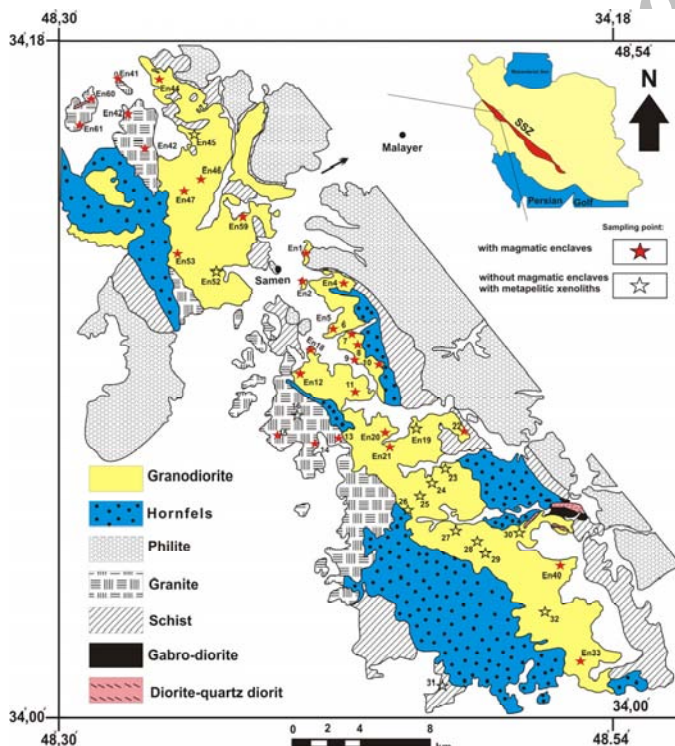
انکلاوهای (Enclaves) ماگمایی و زینولیت‌هایی از جنس دگرگونی در اندازه، بافت و کانی‌شناسی متفاوت در توده‌های نفوذی یافت می‌شوند. با توجه به نحوه تشکیل و چگونگی حضور آنها در توده‌های نفوذی و یا آتشفشانی، تعبیر و تفسیر پتروژنز توده میزبان متفاوت خواهد بود. در نقاط مختلف مجموعه پلوتونیک ملایر نیز انکلاوهای ماگمایی و زینولیت‌هایی از منشا توده‌های دگرگونی (متا پلیتی) محل تزریق گرانیت‌ها (فیلیت، شیست و هورنفلس) به چشم می‌خورند که از فراوانی آنها در بخش‌های مرکزی تر توده کاسته می‌شود. احتمالاً این حالت بیانگر شار حرارتی بالاتر در بخش‌های مرکزی توده و مدت زمان مناسب‌تر برای هضم کردن انکلاوهای ماگمایی و زینولیت‌های دگرگونی نسبت به حاشیه‌ها و در واقع نشانگر جهت سرد شدن توده ماگمایی از حاشیه به مرکز توده از حاشیه به مرکز است. نسبت

دگرگونی مجاورتی شامل هورنفلس ها و دگرگونی ناحیه‌ای شامل شیست‌ها، اسلیت و فیلیت همه جا در همبری با توده نفوذی مشاهده می‌شوند (شکل ۲). مجموعه پلوتونیک ملایر با طول تقریبی ۳۵ کیلومتر و عرض کمتر از ۱۰ کیلومتر از روند کلی شمال باختر- جنوب خاوری زون سنندج - سیرجان تبعیت می‌کند و بخشی از آن دارد. کانی‌های شاخص شیست‌ها و هورنفلس‌های لکه‌دار، آندالوزیت و گارنت است و هضم این سنگ‌های مذکور توسط ماگما منجر به تشکیل گرانیت‌هایی با زینوکریست‌های آندالوزیت و گارنت شده است. در (Berberian & King (1981)؛ Berberian (1981)؛ Hooper (1994) پدیده ماگماتیسیم بخش شمالی که مجموعه پلوتونیک ملایر هم جزئی از آن است و دگرگونی آن را به حرکات اواخر کرتاسه (ادامه فرورانش نفوتتیس که در اواخر ژوراسیک - اوایل کرتاسه شروع شده است) نسبت داده اند، البته در این مورد نظریات متفاوتی ارائه شده است.

پتروگرافی

۱- واحدهای آذرین نفوذی

براساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی مجموعه پلوتونیک ملایر را به سه بخش ۱- گرانودیوریتی، ۲- مونزوگرانیت-



شکل ۱- پراکنده‌ی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه مورد مطالعه (اقتباس از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ ملایر، تهیه شده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور، با اندکی تغییر).

جدول ۱- کمترین و بیشترین نسبت طول ظاهری به عرض ظاهری، بالاترین و پایین‌ترین میزان اندازه گیری شده برای اندازه محور طولی ظاهری انکلاوهای ماگمایی (En) و زینولیت‌های هورنفلسی (X).

En Station	A.R(min)	A.R(max)	Longitudinal axis (cm)
En S59	2.4	3	10 - 75 cm
En S46	4.1	5.58	10 - 75 cm
En S42	5	6.5	10 - 75 cm
En S4	1.57	2.73	2 - 20 cm
En S22	1.1	1.45	2 - 20 cm
En S15	1.05	3.5	2 - 20 cm
En S1	1.2	3.71	2 - 20 cm
En S2	1.2	1.8	2 - 20 cm
En S18	1.1	1.3	2 - 20 cm
En S5	1.47	5.4	2 - 20 cm
En S41	2.5	3.42	2 - 20 cm
En S50	1.1	5	2 - 20 cm
X S48	2.73	7.5	40 - 80 cm
X S62	8	10	40 - 80 cm

و حضور آنها، شرایط مساعدی را برای مطالعه دقیق‌تر تاریخچه تحولی توده میزبان فراهم می‌کند. لازم به ذکر است که واژه میکروگرانولار بیانگر بافت ریزبلورتر این انکلاوها نسبت به میزبان گرانیتوئیدی است (Pabst 1928; Didier & Roques 1958).

هدف از این نوشتار مطالعه و مقایسه ویژگی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، شامل مطالعات کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی، انکلاوهای ماگمایی و میزبان گرانیتی و نهایتاً دستیابی به درک درستی از رابطه بین آنهاست.

موقعیت زمین‌شناسی

هر یک از انواع انکلاوهای ماگمایی اعم از میکروگرانولارفلسیک یا میکروگرانیتوئیدی یا اتولیت‌های فلسیک، میکروگرانولار مافیک، اتولیت مافیک و انکلاوهای سورمیکاسه شرایط تشکیل متفاوتی دارند و حضور آنها، شرایط مساعدی را برای مطالعه دقیق‌تر تاریخچه تحولی توده میزبان فراهم می‌کند. لازم به ذکر است که واژه میکروگرانولار بیانگر بافت ریزبلورتر این انکلاوها نسبت به میزبان گرانیتوئیدی است (Pabst 1928; Didier & Roques, 1958).

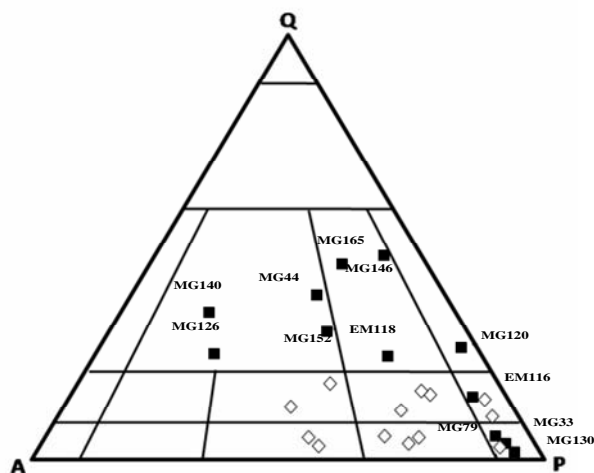
هدف از این نوشتار مطالعه و مقایسه ویژگی‌های صحرایی و آزمایشگاهی، شامل مطالعات کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی، انکلاوهای ماگمایی و میزبان گرانیتی و نهایتاً دستیابی به درک درستی از رابطه بین آنهاست.

مجموعه پلوتونیک ملایر در زیرزون شمالی زون سنندج - سیرجان، یعنی گلپایگان - سنندج قرار گرفته است (Eftekharnjad 1981). منطقه مورد مطالعه بین عرض‌های جغرافیایی $34^{\circ}18'$ - $34^{\circ}00'$ و طول‌های $48^{\circ}52'$ - $48^{\circ}30'$ واقع شده، به شکلی که سنگ‌های

مسکوویت (اندک) و زوئیزیت تجزیه شده‌اند. هم رشدی میرمکیت، پرتیت، میکروپرتیت و میکروکلین، رگه‌های کوارتزی تجدید تبلور یافته، محصول تغییرشکل حالت جامد در پاسخ به تنش‌های وارده (Vernon 2004) و رگچه‌های کوارتزی که مربوط به تزریق مایع سیلیسی مراحل نهایی تفریق ماگمایی است و قطعات ناشی از تخریب و دگرسانی کانی‌هایی از قبیل بیوتیت، پلاژیوکلاز را در خود جمع کرده‌اند، در یک مجموعه با بافت متوسط بلور تا درشت بلور قابل مشاهده هستند. میلیونیتی شدن و تاثیر استرس‌های بعد از سرد شدن در بخش‌هایی از گرانودیوریت‌های شمال شهر سامن، بخصوص در حاشیه توده قابل توجه است. علاوه بر این رخنمون‌های تونالیتی به صورت پراکنده در میان یا حاشیه بخش گرانودیوریتی مشاهده شده‌اند که به صورت سری تحولی و فاقد سطح تماس مشخص با آنها حضور دارند.

مونزوگرانیت و سینیوگرانیت‌ها نسبت به گرانودیوریت‌ها، رخنمون محدودتر و گسترش کمتری داشته (شکل ۱) و در چند نقطه محدود با آن سطح تماس مشخصی دارند. تفاوت‌های کانی‌شناسی آن با بخش گرانودیوریتی، وفور آلکالی فلدسپار (اورتوز، میکروکلین) نسبت به پلاژیوکلاز، کاهش نسبت حجمی کانی‌های مافیک از قبیل آمفیبول و بیوتیت و حضور کانی تورمالین در برخی از نمونه‌هاست. فازهای فرعی آن سوزن‌های آپاتیت، به صورت ادخال در ارتوکلاز و بیوتیت، زیرکن و اسفن می‌باشد.

قسمت‌های دیوریتی تا گابرو-دیوریتی در کوه تنگساران روستاهای ارگس سفلی و قلعه مهدی خان، به صورت چند توده با رخنمون طویل چند صدمتری و رنگ کاملاً تیره و ظاهری شبیه به هورنفلس برونزد دارند (شکل ۱ و ۳- تصاویر a, b). مجموعه کانی‌شناسی مشاهده شده در آنها شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول،

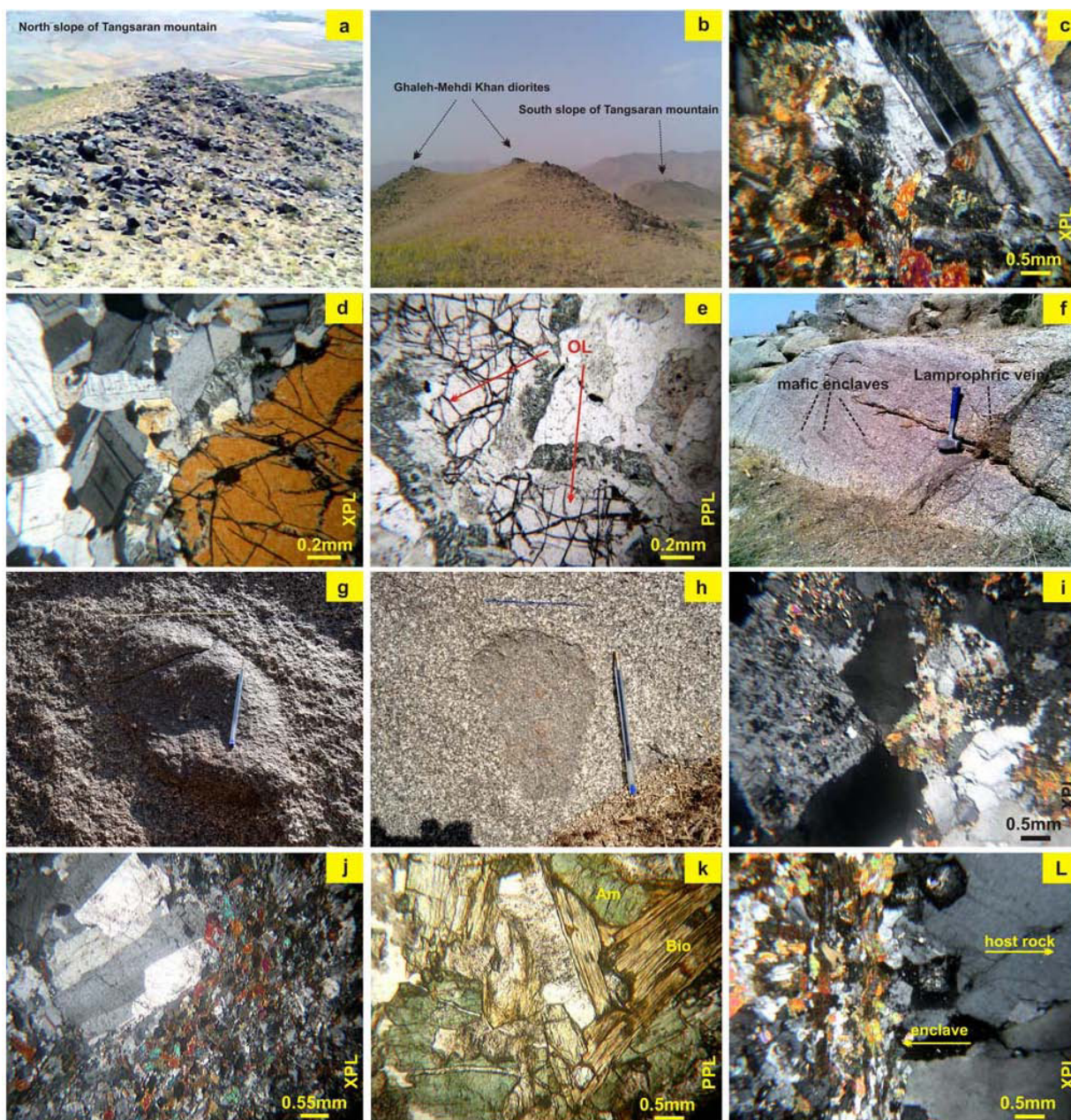


شکل ۲- نتایج حاصل از آنالیز مدال روی نمونه‌های رنگ آمیزی شده از مقاطع میکروسکوپی تیپ‌های سنگی منطقه. از هر نمونه سه -چهار مقطع میکروسکوپی تهیه و شمارش شده اند (تیپ‌های سنگی: مربع توپر/درسایر شکلها نماد میزبانهاست) - انکلاو: مربع توخالی).

سینیوگرانیتی، ۳- دیوریتی و گابرو- دیوریتی می‌توان تقسیم کرد (شکل ۱ و ۲، جدول ۲). قسمت عمده این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند، که ترکیب کانی‌شناسی تقریباً مشخصی از قبیل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار (اورتوز، میکروکلین)، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت داشته و نسبت حجمی هر یک از این کانی‌ها در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است. کانی‌های آندالوزیت و گارنت نیز در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی دیده می‌شوند که شاهدهی بر هضم واحد دگرگونی توسط ماگما در افق جایگیری هستند. در این بخش بیوتیت یک فاز شاخص بوده و در نمونه‌های جهت یافته و میلیونیتی با آرایش خطی و منظم خود ظاهری متورق به سنگ‌ها بخشیده‌اند. در مشاهدات میکروسکوپی، بیوتیت‌ها به کلریت، اسفن، روتیل، اکسیدهای آهن و پلاژیوکلازها به سیرسیت و

جدول ۲- نتایج آنالیز مدال تیپ‌های مختلف سنگی در منطقه مورد مطالعه

	MG146	EM118	MG44	ME 120	MG79	MG116	MG152	MG130	MG33	MG165	MG126	MG140
PL	28.5	42	34	28	61	52.26	31.36	88.7	52.35	31	30	22.8
KF (Or-Mic)	4.3	13	23.1	2	5.96	1.2	18.2	3.7	2.78	4.3	42	47.5
Q	30	18	36	5.2	3.3	19.4	20.4	2.1	2.41	37	15	21
Bio	35.2	0.7	5.3	36.65	10.1	17.25	23.37	3.25	1.95	24.5	11	5.4
Am	-	0.8	-	25.43	17.8	7.14	4.2	-	38.72	-	-	-
Ap	-	25	0.5	0.43	-	-	0.4	0.62	-	-	0.6	0.5
Tu	-	-	1.4	-	-	-	-	-	-	-	-	1.9
Opac	0.36	0.4	-	0.06	0.93	0.89	-	1.3	1.79	0.6	-	0.45
Zr	0.13	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6	0.3	0.1
Zo	-	-	-	0.85	-	-	-	-	-	-	-	-
Sph	-	-	-	1.22	-	1.01	1.7	-	-	-	1.5	0.4
Gr	0.28	-	-	-	-	-	-	-	-	1.8	-	-
And	1.04	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Cal	-	-	-	-	-	-	-	0.33	-	-	-	-
Zr andRt	-	-	-	-	-	-	0.35	-	-	-	-	-
ZoandSph and Ap	-	-	-	-	0.89	0.65	-	-	-	-	-	-



شکل ۳- تصاویر a و b- نمایشی از رخنمون‌های توده‌های گابرو-دیوریتی کوه تنگساران و دیوریتی پیروکسن دار قلعه نقد علی c- دیوریت‌های پیروکسن دار روستای قلعه نقد علی d- گردشگی و هضم شدگی البوین و تشکیل حاشیه واکنشی در مجاورت پلاژیوکلازهای کلسیک (تشکیل آمفیبول و اسپینل) e- تجمع کانی‌های اپک در امتداد ترک‌های سطح البوین f- انکلاوهای ماگمایی و رگه لامپروفیری سرشار از بیوتیت و آمفیبول در مجاورت هم g- انکلاو ماگمایی مافیک گلبول شکل h- انکلاو ماگمایی فلسیک i- تصویری از مقطع نازک انکلاو ماگمایی مافیک با آلکان فلدسپاری که بافت اسفنجی و پوئیکیلیتیک نشان می‌دهد j- تصویری از ناحیه مرزی انکلاو-میزبان و درشت بلور فلدسپار پلاژیوکلاز در حال چرخش k- دگرسانی آمفیبول به بیوتیت در یک نمونه انکلاو (En₄₆) l- تصویری دیگر از ناحیه مرزی انکلاو-میزبان که با حرکت به سمت میزبان اندازه کانی‌ها افزوده می‌شود. ضمناً به تبلور بیوتیت و آرایش موازی کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز در ناحیه مرزی توجه شود.

دانه‌ای نیمه خودشکل هستند. نکته قابل توجه در مطالعات میکروسکوپی گابرو-دیوریت‌ها، بافت کومولار و البوین‌هایی با هضم شدگی و گردشگی مشخص و حاشیه واکنشی در تقابل با پلاژیوکلازهای کلسیک (تشکیل آمفیبول یا اسپینل) است (شکل ۳-f)، که نشان‌دهنده حضور آنها به صورت زینوکریست و ناپایداری آنها در

پیروکسن، آپاتیت، اسفن و زوئیزیت بعلاوه کانی‌های اپک و کلریت و سرسیت در دیوریت‌ها (شکل ۳-c) و البوین، آمفیبول، پیروکسن، کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار (اورتوز، میکروکلین)، آپاتیت و کانی اپک در گابرو-دیوریت (شکل ۳-d و e) است. توده‌های مذکور بافت ریز دانه تا پرفیری نشان می‌دهند و کانی‌ها در مقاطع میکروسکوپی آنها،

حضور دارند. فاز فرعی دیگری که به صورت ادخال، بیشتر در بیوتیت‌ها دیده شده، زیرکن است. ساختار پوئیکیلیتی، بافت اسفنجی (شکل ۳-۱) و میرمکیتی و حضور پرتیت و میکروپرتیت و رگچه‌های کوارتزی تجدید تبلور یافته در آنها قابل تشخیص است. در اغلب نمونه‌های این انکلاوها، دگرسانی‌های پتاسیک و سدیک همگام با میزان صورت پذیرفته است و تشکیل بیوتیت‌های ثانویه (شکل ۳-۲)، کلریت، سریسیت، اسفن، اکسیدهای آهن و روتیل به وقوع این نوع دگرسانی‌ها در کانی‌های اولیه از قبیل آمفیبول، بیوتیت، پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و رهایی، Mg, Fe, Ca, K, Na و انتقال برخی از آنها (عناصر موبایل) به وسیله سیالات ماگمایی یا جوی مربوط می‌باشد. انکلاوهای ریزدانه مافیک مرز مشخصی با میزان داشته و در مشاهدات میکروسکوپی با حرکت از سمت انکلاو به میزان، در محدوده میزان اندازه بلورها افزوده می‌شود (شکل ۳-۲ و ۳-۳). در مرز بین انکلاو و میزان جهت یافتگی مشخص کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز و انحراف، جدایش و کنده شدن برخی درشت بلورهای میزان مانند پلاژیوکلاز و حضور آنها در داخل انکلاو شایان توجه است (شکل ۳-۱) که نشانگر حضور انکلاو و میزان به صورت مذاب یا نیمه مذاب در کنار هم دارد (Silva et al. 2000).

فرضیه پایه‌ای در بررسی منشا ماگمایی برای انکلاوها، حضور آنها به صورت گلبول، حباب یا بسته‌های ماگمایی هیبرید در ماگمای میزان است که ویژگی‌هایی همچون اشکال کروی یا اووئید شکل، آرایش موازی باگت‌ها و بلورهای کشیده کانی‌ها در مرز بین انکلاو و میزان، مرز کاملاً مشخص بین آنها در نمونه دستی (شکل ۳-۳) و مقاطع میکروسکوپی (شکل ۳-۱) تایید کننده این موضوع است (Kumar et al. 2004; Silva et al. 2000).

مشاهدات صحرایی و بررسی اشکال انکلاوها و مرز انکلاو-میزبان نشان می‌دهد که اختلاف گرانیوی مناسبی بین این دو وجود داشته و اشکال کروی و بیضوی و... محصول این اختلاف هستند. زیرا تشکیل مرز محذب بین انکلاو و میزان، نیازمند مقاومت مذاب منشا انکلاو در برابر تنش‌های هیدروستاتیک و همین‌طور جهت دار وارد شده از طرف ماگمای محاط کننده است و نیروی مقاوم، گرانیوی بالاتر مذاب انکلاو در سطح تماسی است که در اثر مجاورت با ماگمای میزان به طور ناگهانی سرد شده است و به این ترتیب پوسته‌ای مقاوم با ویسکوزیته‌ای بالاتر از جنس ماگمای انکلاو باعث ایجاد سطح تماس محذب می‌گردد.

بررسی شیمی کل سنگ

۱- شیمی عناصر اصلی

به منظور مقایسه انکلاو با مجموعه میزان و بررسی رابطه انکلاوهای مافیک و انکلاوهای فلسیک (میکروگرانیوتییدی) از اطلاعات پتروگرافی

محیط می‌باشد، الیون‌های مذکور در امتداد ترک‌های سطح خود دارای کانی‌های اپک هستند. علاوه بر این آپاتیت در این سنگ‌ها شکل سوزنی داشته و به صورت ادخال در آلکالی فلدسپار (اورتوز، میکروکلین) دیده می‌شوند. به عقیده D'Lemos (1996) و Yashikura & Yamawaki (1999) مجموعه این شواهد بیانگر تداخل بین مذاب‌های مافیک (با دمای بالا) و فلسیک (با دمای کمتر) و رشد سریع و همچنین صعود ناگهانی یک مجموعه ماگمایی هیبرید است (شکل ۳-۲).

۲- انکلاوهای ماگمایی

بر اساس مشاهدات صحرایی و مطالعات میکروسکوپی انکلاوهای ماگمایی در سنگ‌های میزان گرانیوی مجموعه پلوتونیک ملایر به دو نوع قابل تقسیم هستند: ۱. انکلاوهای ماگمایی فلسیک یا میکروگرانیوتییدی، ۲. انکلاوهای میکروگرانیولار مافیک.

در حالت کلی انکلاوهای ماگمایی منطقه مورد مطالعه، ابعاد کوچکی داشته و در بزرگ‌ترین حالت اندازه آنها از ۹۰-۸۵ سانتیمتر تجاوز نمی‌کند. انکلاوهای فلسیک بر خلاف انکلاوهای ریزدانه مافیک، ترکیب کانی‌شناختی (گرانودیوریتی تا مونزو-سینوگرانیتی)، شیمیایی (شکل ۳-۳) و بافتی هماهنگ با سنگ میزان داشته و اغلب آنها مرز کاملاً مشخصی با میزان نشان نمی‌دهند (شکل ۳-۲). تشکیل انکلاوهای فلسیک، به گسیختگی در حاشیه سریع متبلور شده توده گرانیوی (به عنوان مثال: Donaire et al. 2005) در اثر فشار ناشی از تریق‌های متوالی مذاب، نسبت داده شده است و در واقع اعتقاد بر این است که این انکلاوها به حالت جامد (زینولیت ماگمایی) در مذابی از جنس خود جای گرفته‌اند.

تمرکز اصلی بحث در این نوشتار روی انکلاوهای ماگمایی با ترکیب کانی‌شناسی دیوریتی است. این انکلاوها با اشکال کروی، بیضوی، دوکی و عدسی شکل (شکل ۳-۳) بیشتر در بخش‌های گرانودیوریتی و مونزو-سینوگرانیتی دیده می‌شوند.

اغلب این انکلاوها از لحاظ کانی‌های اصلی تفاوت چندانی با میزان خود نداشته و تنها نسبت حجمی متفاوتی از کانی‌های میزان را در خود جای داده‌اند و عموماً نسبت به گرانیتهای میزان از کانی‌های مافیک غنی‌ترند و این تفاوت اندک در ترکیب شیمیایی سنگ کل آنها کاملاً بازتاب دارد (به عنوان مثال: Barbarin et al. 1986, Barbarin et al. 1989, Barbarin 2005; Didier 1987; Noyes et al. 1983).

کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت، زیرکن، کانی اپک در قالب مجموعه‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی، مونزودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی این انکلاوها را می‌سازند. سوزن‌های آپاتیت به صورت ادخال در بیوتیت و فلدسپارها، به وفور دیده می‌شوند و علاوه بر آنها کانی‌های خود شکل و مستقل آپاتیت نیز

تبلور آنها از یک ماگمای آب دار است که به عقیده سیلوا و همکاران (۲۰۰۰) در اغلب موارد بیوتیت‌های بخش حاشیه‌ای نسبت به بیوتیت بخش‌های مرکزی‌تر انکلاو، با سنگ میزبان بیشتر به تعادل رسیده و در واقع تفاوت شیمیایی اندکی با هم نشان می‌دهند. علاوه بر این ماهیت کالک آلکانل پتاسیم بالای اکثر نمونه‌های میزبان، که حاکی از محتوای بالای آب و پتاسیم (عنصر پر تحرک در کنار ماده انتقال دهنده مناسب) در محیط تشکیل ماگمای منشا آنهاست (شکل-۵ الف)، با حضور انکلاوهای ماگمایی مافیک سرشار از بیوتیت (و آمفیبول) در آنها هماهنگ می‌باشد (Bonin 1990 ; Arslan & Aslan 2006).

مشاهده و بررسی روند تغییرات مقادیر عناصر اصلی از انکلاو به میزبان، بدون توجه به وضعیت کانی شناسی انکلاوها و اینکه در کدام گروه از انکلاوهای دیوریتی، کوارتز دیوریتی، کوارتز مونوزودیوریتی و

و شیمی سنگ کل کمک گرفته شده است. در این راستا تعداد بیست نمونه مناسب از انکلاوها و میزبان از نقاط مختلف توده انتخاب شده و پس از تهیه پودر در آزمایشگاه XRF دانشگاه تربیت معلم تهران مورد آنالیز شیمی سنگ کل قرار گرفتند (جدول ۳).

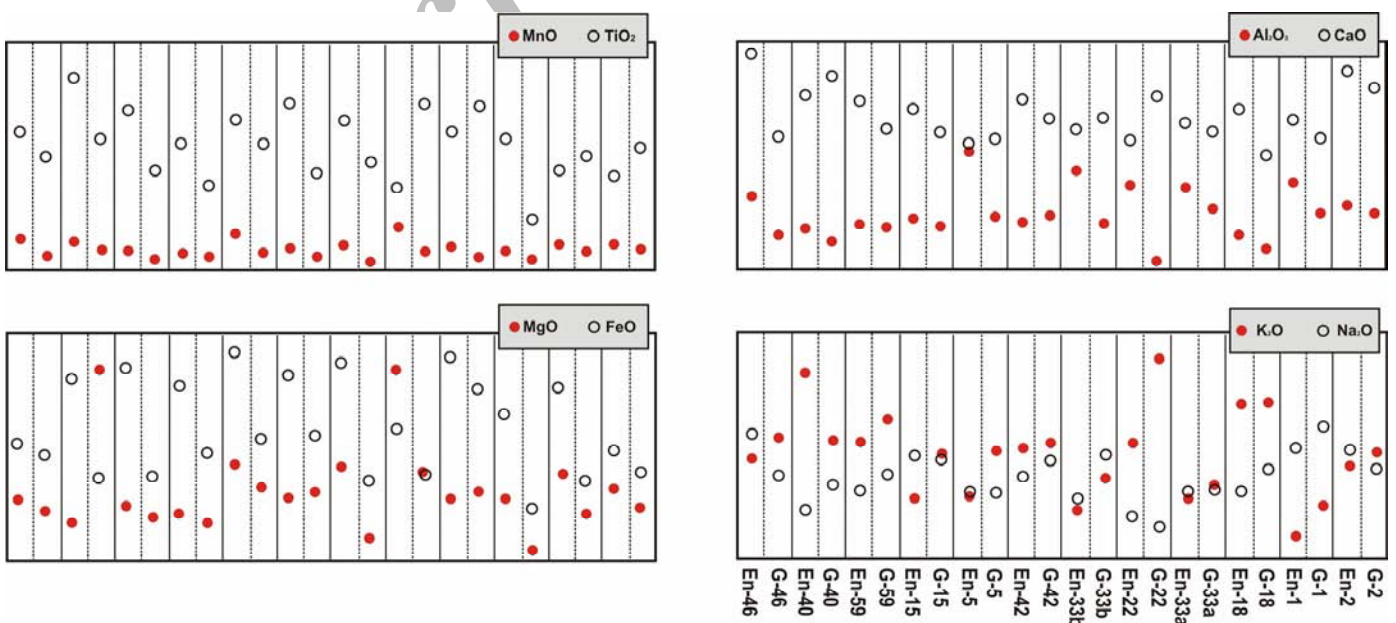
بررسی تغییرات مقادیر عناصر اصلی انکلاوهای ماگمایی مورد مطالعه نشان می‌دهد (شکل ۴) که برخی از آنها از روند تغییرات میزبان پیروی می‌کنند، بقیه آنها یا مقادیر بالاتری دارند و یا زیر روند مشاهده شده در میزبان قرار می‌گیرند. محتوای بالاتر MnO، MgO، TiO₂، CaO و FeO_۳ و پایینتر SiO_۲ در انکلاوهای ماگمایی مذکور نسبت به میزبان گرانی و نسبت حجمی بالاتر کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت و هورنبلند سازگار بوده و می‌تواند نشان دهنده غنی بودن ماگمای منشا از عناصر ذکر شده و محتوای مناسب آب و سایر مواد فرار باشد. حضور بیوتیت‌های اولیه فراوان در اغلب انکلاوها بیانگر

جدول ۳- داده های شیمی کل سنگ ؛ انکلاوها و میزبان گرانی‌نویسی آنها، عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب (ppm) می باشند.

	انکلاوهای مافیک										میزبانها			
	EN-46	EN-40	EN-59	EN-15	EN-5	EN-42	EN33-b	EN33a	EN-22	En-1	G-46	G-59	G-42	G-15
SiO ₂	53.00	57.56	56.11	59.90	52.21	56.92	54.67	55.59	52.80	55.66	66.1	66.3	61.5	66.0
Al ₂ O ₃	18.75	15.18	14.70	14.02	10.92	14.88	12.20	12.79	11.35	13.04	11.7	12.3	13.2	12.0
FeO*	7.22	11.23	11.92	10.81	12.86	11.54	12.14	12.55	8.11	11.88	6.5	5.2	7.7	6.7
MgO	3.73	2.32	3.36	2.87	5.94	3.86	5.78	3.77	11.80	5.58	3.0	2.7	4.3	2.3
CaO	6.42	3.69	4.02	4.53	10.24	4.19	8.51	7.12	7.41	7.64	3.1	3.8	4.7	3.8
Na ₂ O	3.85	1.49	2.09	3.19	2.01	2.51	1.81	2.10	1.27	3.41	2.5	2.6	3.0	3.0
K ₂ O	3.08	5.70	3.58	1.85	1.93	3.40	1.45	1.82	3.55	0.63	3.7	4.3	3.6	3.2
TiO ₂	0.73	1.01	0.84	0.67	0.79	0.88	0.79	0.73	0.44	0.53	1	1	1	0
MnO	0.17	0.15	0.10	0.09	0.19	0.11	0.13	0.12	0.23	0.14	0.1	0.1	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.47	0.13	0.20	0.26	0.20	0.24	0.16	0.16	0.04	0.09	0.2	0.2	0.2	0.2
Rb	118	192	180	142	96	182	72	84	171	53	153	152	138	149
Sr	406	147	237	292	248	237	335	322	150	197	269	291	471	298
Ni	19	24	17	16	32	20	27	16	263	43	27	19	28	18
Y	13.41	21.72	17.50	19.67	14.11	16.91	11.65	10.93	22.90	14.24	16.4	16.4	15.0	18.4
Cr	30	111	47	10	107	48	101	92	1060	423	115	32	33	26
Zr	218	209	164	232	149	162	149	139	59	178	218	214	258	219
Nb	17	23	18	23	13	16	11	10	5.90	11	15	15	20	18
Ba	899	2141	1732	1387	1640	1831	1632	1529	885	1068	1242	1082	1046	913
La	63.40	34.34	17.40	28.41	25.25	25.54	23.24	17.49	18.60	22.37	17.3	26.3	25.9	16.2
Ce	110.00	180.68	73.98	84.22	84.75	56.47	117.39	136.62	38.30	51.54	117.1	158.9	196.6	124.6
Nd	35	44	27	31	22	24	20	17	20.10	29	25	37	27	29
Sm	7.18	6.60	5.32	5.88	7.70	8.88	6.27	7.07	4.67	6.43	5.7	7.8	6.3	6.4
Tb	0.74	3.44	3.10	2.22	3.93	3.26	3.44	3.55	0.74	2.46	2.0	1.6	1.8	1.5
Yb	6.81	7.50	6.49	6.37	8.50	6.93	7.84	6.39	2.62	10.11	7.8	6.8	8.0	6.6
Hf	3.80	4	4	4	6	4	6	6	1.80	4	7	4	5	4
Ta	0.6	1.0	1.1	1.1	1.1	0.9	0.9	1.0	0.40	0.85	0.98	0.91	0.99	1.08
Eu	1.24	3	2	2	4	2	3	2	0.59	3	1.00	1.00	1.00	1.00
V	129	117	92	72	92	98	92	84	195	58	65	56	56	46
Pb	11	43	25	36	30	28	23	20	15	40	45	44	28	42
Cu	43	9	10	6	23	10	23	24	47	7	27	10	12	8
Co	18	25	23	17	28	23	24	25	37	19	15	12	14	11
Zn	63	107	78	71	84	76	77	80	93	73	72	63	69	65
Cs	2.67	47.50	19.54	14.05	27.76	23	16.47	20.62	10.25	15.51	13.5	8.0	9.7	3.9
Ga	5.99	21	22	23	22	22	21	21	14.40	26	23	24	23	24
Mo	2	3	4	3	4	4	4	4	2	3	3	3	3	3
Sn	1	6	6	6	6	6	6	6	2	6	6	6	6	6
Th	14.05	25	16	21	6	15	6	5	6.34	14	19	24	20	21
Sc	3	2	3	3	2	3	4	3	2	3	3	2	3	2

ادامه جدول ۳

	میزان							انکلاوهای فلسبیک	
	G-1	G-33b	G-22	GX-40	X-22	G-33a	G-5	F1	F2
SiO ₂	62.76	68.23	57.76	64.68	60.39	59.07	63.22	64.2	62.3
Al ₂ O ₃	11.42	13.26	15.09	16.90	12.14	12.05	11.41	15.7	16.7
FeO*	7.34	4.86	13.61	5.06	10.57	10.61	7.46	6.0	6.2
MgO	4.51	1.35	3.82	11.75	3.83	4.31	4.49	1.8	2.4
CaO	4.98	4.07	0.72	2.44	5.82	5.34	4.58	3.6	3.4
Na ₂ O	4.04	3.18	0.95	2.30	3.1	2.12	2.03	3.3	3.3
K ₂ O	1.64	2.46	6.18	3.64	2.4	2.23	3.28	2.2	2.7
TiO ₂	0.61	0.57	1.08	0.69	0.68	0.86	0.67	0.7	0.6
MnO	0.08	0.04	0.17	0.11	0.12	0.07	0.09	0.1	0.1
P ₂ O ₅	0.11	0.14	0.11	0.16	0.15	0.20	0.17	0.3	0.1
Rb	76	101	185	138	136	91	127	162.5	142.5
Sr	243	402	90	360	357	398	319	260.0	294.0
Ni	42	20	34	21	22	20	24	22.0	19.0
Y	14	11	19	18	18	9.62	15.63	27.2	17.1
Cr	284	22	121	48	63	51	110	100.0	100.0
Zr	218	294	197	109	130	206	213	235.0	145.5
Nb	14	13	19	19	17	11	14	19.0	12.0
Ba	1246	1184	2249	1502	1393	1793	1376	353.0	250.0
La	28.62	15.51	26.18	21.96	19.67	15.28	27.95	37.3	37.7
Ce	89.88	157.50	130.32	59.37	64.20	172.04	121.97	74.7	71.3
Nd	33	11	35	29	36	9	32	27.2	27.1
Sm	7.56	3.08	5.84	7.75	5	2.45	8.16	5.4	4.7
Tb	1.77	1.52	3.93	3.93	4	2.71	3.93	0.8	0.6
Yb	9.87	7.02	8.79	7.03	7	6.91	7.44	3.1	1.6
Hf	4.00	7.00	5.00	7.00	7	9	7	7.0	5.0
Ta	0.95	0.89	1.26	1.01	1	0.96	0.91	1.7	0.9
Eu	2	1	4	3	2	1	2	1.1	0.8
V	67	62	122	83	77	95	73	64.0	130.0
Pb	34	25	56	32	30	23	34	.	.
Cu	7	32	17	31	27	42	32	.	.
Co	13	11	26	22	20	20	17	14.2	14.2
Zn	70	75	98	77	75	79	75	56.0	53.0
Cs	16	16	38	20	18	21.91	20.70	9.5	7.0
Ga	24	25	21	22	22	22.00	22.00	24.0	20.0
Mo	3	3	3	4	4	3	3	.	.
Sn	6	6	6	6	6	6	6	2.0	2.0
Th	23	10	14	9	11	5	17	17.0	18.0
Sc	3	4	3	3	3	2	3	.	.



شکل ۴- مقایسه تغییرات مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی، بین انکلاوهای مافیک و سنگ میزبان

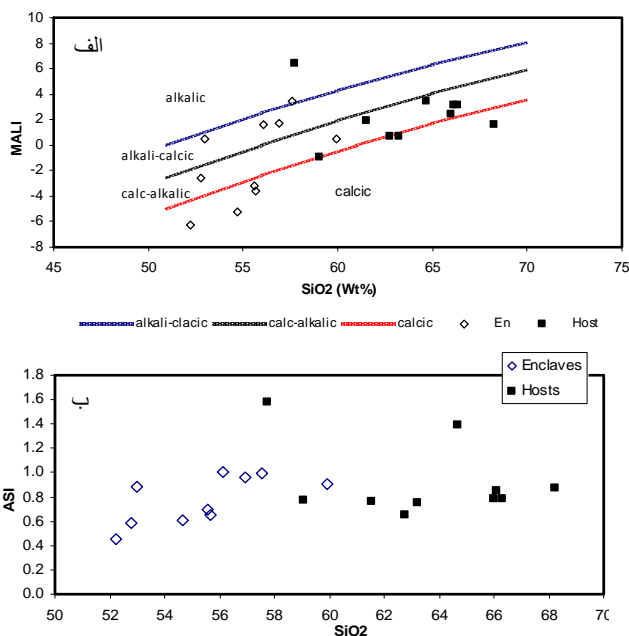
(Kumar & Rino, 2006). علاوه بر این کاهش نسبت حجمی کانی‌های روتیل، اسفن و ایلمنیت نیز در ایجاد روند نزولی مشاهده شده موثر هستند. K_2O و Na_2O همبستگی ضعیفی با SiO_2 داشته و روند مشخصی در برابر تغییرات SiO_2 در انکلاو و میزبان نشان نمی‌دهند، شباهت در مقادیر این دو اکسید شدیداً متحرک در انکلاو و سنگ میزبان و پراکندگی‌های مشاهده شده را می‌توان به آرایش ماگمایی و یا دگرسانی‌ها و در کل تحرک بالای این عناصر نسبت داد (Zorpi et al. 1991).

Al_2O_3 صرفاً در مورد انکلاوها، روندی با شیب مثبت و تطابق مناسبی با SiO_2 دارد که همبستگی نسبتاً مناسب و روند صعودی درجه اشباع از آلومینیم انکلاوها در برابر افزایش SiO_2 (شکل ۵-ب) و افزایش نسبت حجمی پلاژیوکلاز نیز تایید کننده این وضعیت است. Al_2O_3 به عنوان اکسیدی ناسازگار و کم تحرک، الگوی تغییرات یکسان و مقادیر مشابهی بین انکلاو و میزبان نشان نمی‌دهد. محتوای P_2O_5 موجود در نمونه En_{46} نیز با ادخال‌های آپاتیت سوزنی فراوان مشاهده شده در بیوتیت‌ها و فلدسپارهای آن قابل توجیه است. به عقیده کومار و رینو (۲۰۰۰) و کومار (۱۹۹۵) فراوانی سوزن‌های آپاتیت نشانه تبلور سریع آنها از مذابی است که به صورت موضعی از P_2O_5 اشباع شده است، این حالت توسط وایلی و همکاران (۱۹۶۲) به صورت تجربی ثابت شده است.

میزان P_2O_5 موجود در میزبان‌ها بین ۰/۱-۰/۲ درصد وزنی بوده و بر خلاف انکلاوها در این بازه کوچک، روند تقریبی یکنواختی نشان می‌دهند. کاهش مقدار CaO در انکلاوها همگام با افزایش SiO_2 و همبستگی پایین آنها با هم در میزبان‌ها تحت کنترل تغییرات نسبت حجمی (مدال) فازهایی از قبیل، پلاژیوکلازهای کلسیک و سدیک و آپاتیت در نمونه‌های مختلف است. اکسیدهای CaO ، MgO ، $FeO_{(t)}$ در میزبان همبستگی مناسب با SiO_2 داشته و روند نزولی محسوسی با افزایش آن نشان می‌دهند که نشانه پیشرفت تفریق ماگمایی و کاهش نسبت حجمی کانی‌های فرومنیزین و اپک اولیه است. ولی در مورد انکلاوها صرفاً اکسیدهای CaO ، MgO ، $FeO_{(t)}$ همبستگی مناسب و روندی نزولی با افزایش SiO_2 دارند، که این مساله با تغییرات نسبت حجمی بیوتیت و آمفیبول در آنها هماهنگ می‌باشد.

۲ - شیمی عناصر فرعی

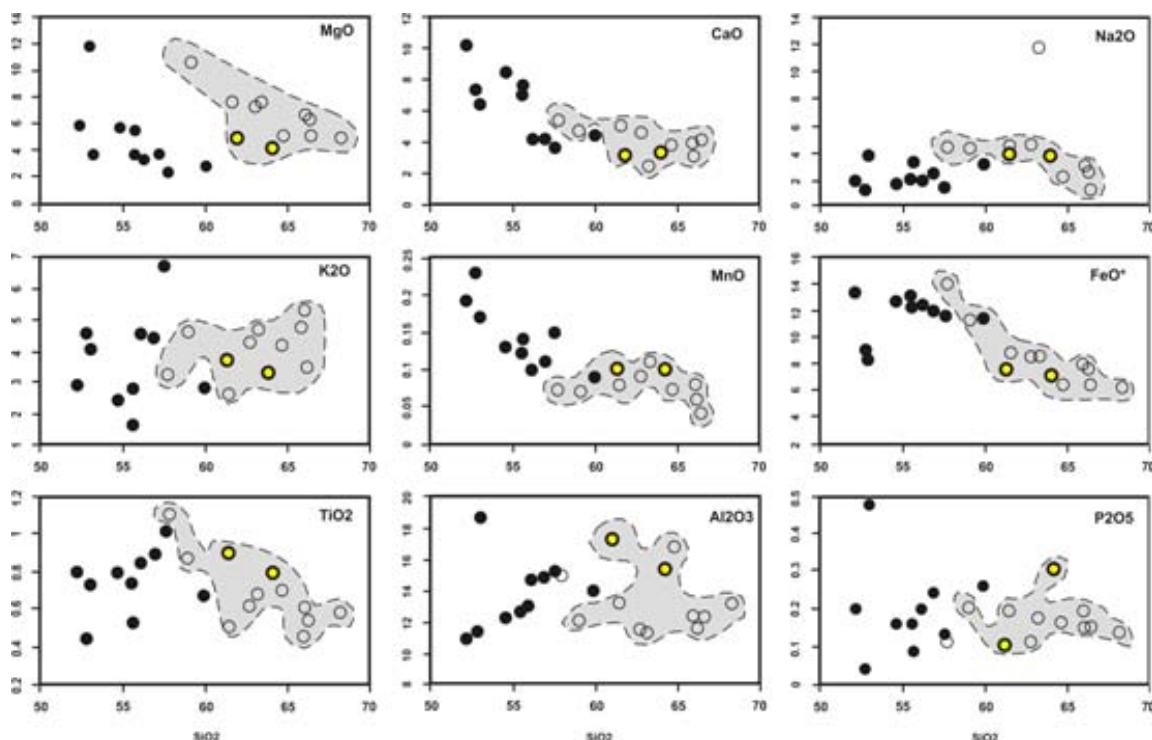
به منظور بررسی فرآیند مؤثر در ایجاد روندهای مشاهده شده در نمودارهای ژئوشیمیایی می‌توان از ژئوشیمی عناصر کمیاب بهره برد. کوشیری (۱۹۸۶) با قرار دادن دو عنصر کمیاب کاملاً سازگار و کاملاً ناسازگار (C_1 - C_2) در برابر هم و در یک نمودار دو متغیره سه فرآیند مهم تبلور بخشی، ذوب بخشی و آمیختگی ماگمایی را از روی شکل



شکل ۵ - الف - ماهیت کالک آلکان اکثر نمونه‌های میزبان در نمودار پیشنهادی ۲۰۰۱ Frost *et al.* $MALI = Na_2O + K_2O - CaO$. (علامت‌ها همانند شکل ۲). اغلب انکلاوها در محدوده کلسیک و کالک آلکان قرار گرفته‌اند ولی حضور تعدادی از آنها در محدوده آلکالی-آلکالی کلسیک بیانگر افزایش عناصر آلکالی در آنهاست. ب - روند صعودی درجه اشباع از آلومینیم در برابر افزایش SiO_2 در انکلاوها بر خلاف سنگ میزبان.

موزودیوریتی قرار می‌گیرند، نشان دهنده محتوای بالاتر عناصر $FeO_{(t)}$ ، MgO ، CaO ، TiO_2 و پایین‌تر SiO_2 و تشابه تقریبی Na_2O ، K_2O در اغلب آنها نسبت به میزبان است. مقادیر MgO در اغلب نمونه‌ها زیر $FeO_{(t)}$ قرار گرفته، بجز در G_{40} و EN_{22} که MgO بالاتر از $FeO_{(t)}$ است. TiO_2 در انکلاو و میزبان نسبت به هم تغییرات زیادی نشان نمی‌دهد زیرا اغلب کانی‌های تیتانیوم‌دار در نمونه‌ها ثانویه بوده و محصول دگرسانی بیوتیت و آمفیبول و آزاد شدن Ti آنهاست و از آنجایی که شدت دگرسانی‌های مشاهده شده در انکلاو و میزبان تقریباً برابر است، لذا روند مشاهده شده قابل توجیه است. الگوی تغییرات MnO مشابه MgO و $FeO_{(t)}$ بوده و مقادیر MnO نیز از انکلاو به میزبان کاهش نشان می‌دهند. بالاتر نسبتی Na_2O ، K_2O در اغلب نمونه‌های میزبان با مقادیر بالاتر نسبت مدال آلکالی فلدسپار (ارتوز، میکروکلین) در آنها قابل توجیه است و ضمناً فلدسپاتزایی و بیوتیت‌زایی در اثر متاسوماتیم پتاسیک نیز عاملی برای افزایش K_2O و Na_2O در آنهاست.

کاهش مقادیر $FeO_{(t)}$ ، TiO_2 و MgO با افزایش مقدار SiO_2 (شکل ۶) می‌تواند به وسیله جدایش بیوتیت در خلال تفریق درونی ماگمای انکلاو و میزبان همراه با فرآیندهای اختلاط ماگمایی ایجاد شود

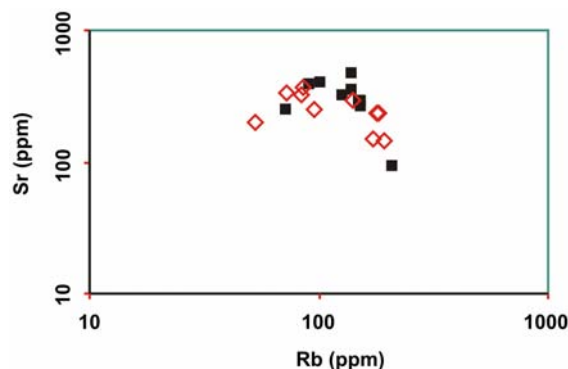


شکل ۶- نمودارهای دو متغیره تغییرات مقادیر عناصر اصلی در برابر افزایش SiO_2 در انکلاوها و میزبان همانطور که در روند تغییرات تمامی اکسیدها دیده می‌شود. روند متمایز تغییرات برای انکلاوهای مافیک (دایره توپر) و قرارگیری نمونه‌های انکلاوهای فلسیک (دایره توخالی ضخیم) در بین روند نمونه‌های میزبان (دایره توخالی) بیانگر تفاوت‌های انکلاوهای مافیک و قرابت انواع فلسیک به سنگ میزبان است.

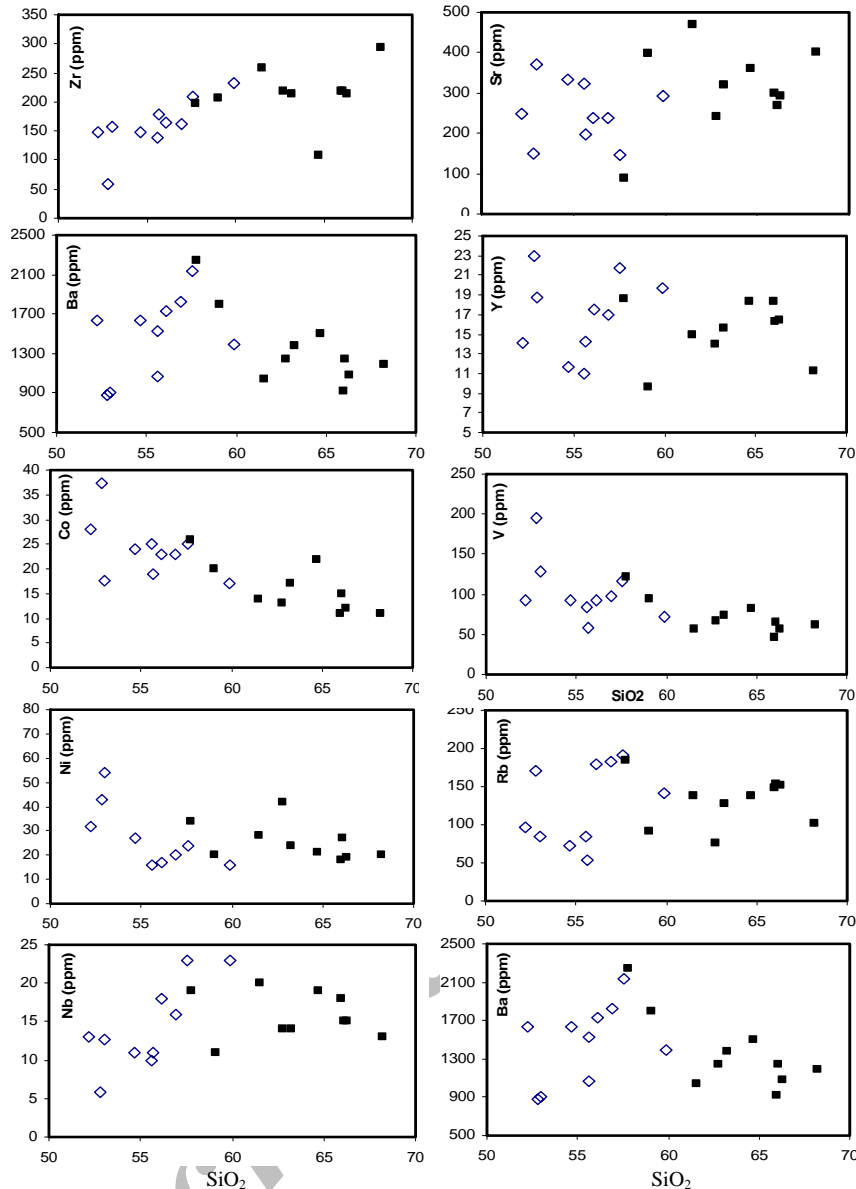
بین عناصر Cr , Ni و $\text{FeO}_{(t)}$ و SiO_2 در انکلاوها همبستگی مناسبی وجود داشته و شیب تغییرات آنها منفی است (شکل ۸). کاهش پیشرونده مقادیر Cr و Co از انکلاو به سنگ میزبان با افزایش SiO_2 ، نشانه‌ای برای منشأ مافیک‌تر انکلاوهای ماگمایی است (Kumar, Rino, 2006). مقادیر وانادیوم میزبان همبستگی منفی با SiO_2 دارند، که می‌توان آنرا به جدایش کانی‌های آهن منیزیوم دار و کاهش نسبت حجمی آنها در نمونه‌های تفریق یافته‌تر نسبت داد. روند نزولی تغییرات وانادیوم همراه با افزایش Nb در برابر تغییرات SiO_2 در انکلاوها بیانگر روند عمومی تفریق ماگمایی است (Arvin et al., 2004). Sr و Rb همبستگی ضعیفی با SiO_2 و پراکندگی بالایی نشان می‌دهند که آنرا می‌توان به واکنش با ترکیبات پوسته‌ای نسبت داد (Kumar & Rino, 2006). با وجود همبستگی بالای مشاهده شده بین مقادیر Ba و SiO_2 در میزبان‌ها، شیب نزولی تغییرات آن با توجه به سازگاری Ba با K در ساختار آلکالی فلدسپارهای پتاسیک و بیوتیت، غیرعادی بوده و می‌توان آنرا به برقراری تعادل شیمیایی با انکلاو در حالت مذاب یا نیمه مذاب و روند نامشخص تغییرات Ba در انکلاوها را به حجم‌های متفاوت مبادله شده از این عنصر بین انکلاوها و میزبان‌ها مربوط دانست.

عناصر Y و Yb تطابق ضعیف و روندی پراکنده با افزایش میزان

منحنی بدست آمده در این نمودار از هم تفکیک کرد، بدین شکل که روند منحنی شکل تغییرات این دو عنصر نشانه آمیختگی ماگمایی و روندهای خطی مربوط به دو فرآیند دیگر است. شکل (۷) نتیجه حاصل از ترسیم دو عنصر کمیاب سازگار (Sr) و ناسازگار (Rb) را در برابر هم نشان می‌دهد که در یک مسیر منحنی شکل قرار گرفته‌اند. بهترین تحلیل از این حالت عدم وجود رابطه تفریق ماگمایی و ذوب بخشی بین دو مجموعه فوق است. از بررسی عناصر کمیاب انکلاو و سنگ میزبان به موارد زیر می‌توان پی برد:



شکل ۷- مهمترین نتیجه قابل استنباط از آرایش منحنی شکل نقاط در نمودار $\text{C}_1\text{-C}_2$ کوشیری (۱۹۸۶)، عدم تأثیر فرآیندهای تبلور تفریقی و ذوب بخشی بین انکلاو و سنگ میزبان می‌باشد.

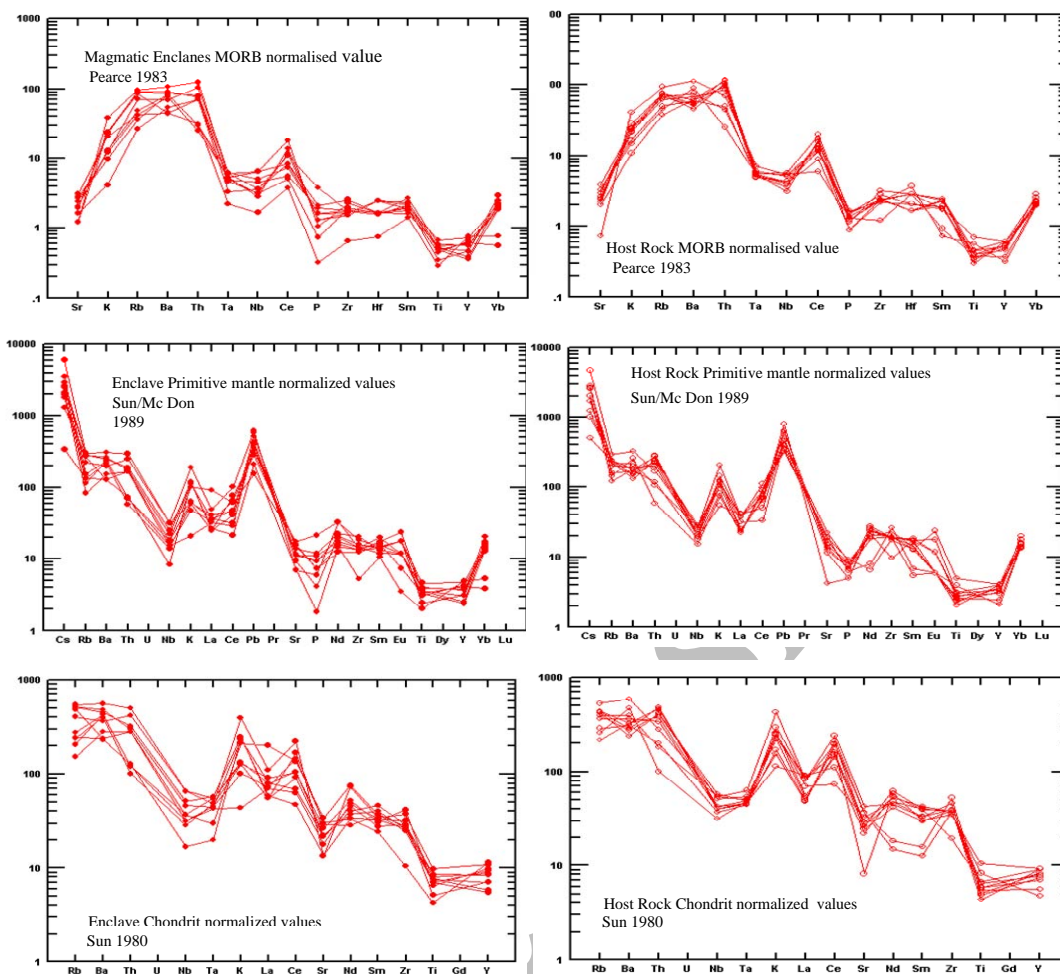


شکل ۸- نمودارهای نشان دهنده تغییرات عناصر کمیاب در برابر افزایش SiO_2 در انکلاوها و میزبان (علامت ها همانند شکل ۲) روند نزولی تغییرات عناصر وانادیم و کوبالت همراه با شیب منفی تغییرات اکسیدهای $\text{FeO}_{(t)}$ ، CaO ، MgO ، TiO_2 در نمودارهای هارکر ناشی از وقوع پدیده اختلاط ماگمایی بین دو قطب فلسیک و بازیک است (Donaire 2005; Yilmaz 2005).

داد (شکل ۸). بررسی نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی که بر مبنای گوشته قدیمی، کندریت و مورب بهنجار شده است (شکل ۹) بیانگر شباهت الگوهای مذکور بوده و به نظر می‌رسد که در مقیاس عناصر کمیاب تعادل گسترده‌ای بین انکلاوها و میزبان‌ها ایجاد شده است.

در یک نمای کلی افت مقادیر عناصر Sr، Ta، Nb و Ti و غنی‌شدگی عناصر بزرگ یون (LILEs) شامل Rb، Th، K و Ba صورت گرفته است و عناصر (HFSEs) شامل Ta، Nb، Zr، Y، Yb نسبت به La، Ce و Nd مقادیر پایین تری نشان می‌دهند. مقادیر بالای عناصر Rb، Ba، Th و K و افت مقادیر Sr و Ti با مقادیر مربوط به مذاب‌های پوسته‌ای سازگار است و نشان دهنده مقداری آلیش پوسته‌ای در جریان تحولات

SiO_2 نشان می‌دهند، این روند نامنظم وابسته به حضور مقادیر متفاوتی از کانی آپاتیت بوده و در نتیجه همانند P_2O_5 در انکلاوها نظم خاصی در تغییرات دیده نمی‌شود، چون حضور کانی آپاتیت در آنها از نظم خاصی پیروی نمی‌کند. Zr و Th در ترکیب کانی‌هایی مثل آلانیت و منازیت و زیرکن حاضر هستند و مقدار آنها تابعی از فراوانی این فازها در نمونه‌هاست و با توجه به حضور پراکنده این کانی‌ها در نمونه‌های میزبان و همبستگی پایین تغییرات Zr و Th و روند نامشخص تغییرات آنها در برابر SiO_2 ، مشخصاً وابسته به تفریق ماگمایی نیست. تطابق بالا و روند صعودی تغییرات Zr و Th در انکلاوها با افزایش SiO_2 را می‌توان به حضور ادخال‌های زیرکن در بیوتیت‌ها و فلدسپارهای آلکان نسبت



شکل ۹ - نمودار عنکبوتی تغییرات عناصر فرعی بهنجار شده بر اساس مقادیر گوشته قدیمی، کندریت، مورب - به منظور مقایسه محتوای عناصر کمیاب در انکلاوها و میزبان.

در مذاب سیلیکاته، سه تا پنج برابر بزرگتر از انتشار شیمیایی است (Fernandez & Barbarin 1991; Barbarin & Didier 1992). تبادل دو طرفه عناصر اصلی از طریق انتشار، به مهاجرت ترجیحی کلیه عناصر در هر دو جهت سطح تماس منجر می‌شود و قابلیت این انتشار دو طرفه در حضور سیال (خصوصاً آب) افزایش پیدا می‌کند (Barbarin & Didier 1992).

گفتنی است که عمده ترین مورد انتقال عناصر از مذاب فلسیک به مافیک، آلکالی‌ها (K و Na) هستند زیرا ذراتی با حجم بالا بوده و چندین مرتبه سریع تر نسبت به عناصر تعدیل کننده و سازنده شبکه ساختاری کانی‌ها انتشار می‌یابند (Watson & Barker 1991, Barker 1992). محتوای بالای K_2O در سنگ‌های میزبان و روند پراکنده مشاهده شده در مورد آنها (که می‌تواند محصول آرایش ماگمایی و یا متاسوماتیسم پتاسیک باشد) و تطابق نسبی بین مقادیر آن با انکلاو و حضور گسترده بیوتیت‌های اولیه مخصوصاً در مرز بین انکلاو و میزبان، نشانه و تأکیدی است بر مهاجرت این عنصر (Alibert & Delbove

Harris *et al.* 1986; Chapell & white 1992;) است (Ahmadi *et al.* 2007). به عقیده بسیاری از محققین نزدیکی و شباهت زیاد بین الگوی تغییرات عناصر اصلی و فرعی به تبادلات واکنش‌های متقابل بین انکلاوها و میزبان در حالت مذاب یا نیمه مذاب مربوط است (به عنوان مثال؛ Wiebe, 1973; Leterrier & Debon 1978; Gamble 1979; Vernon 1983; Marmottans *et al.* 1977; Fonteilles 1978; Orsini 1979; Debon 1991; Barbarin, 2005; Yilmaz, 2005). بر طبق یک قاعده اساسی K, Si و Na از جزء فلسیک به مافیک و Ca, Mg, Ti, Fe, Al, در جهت مقابل منتقل می‌شوند (Debon, 1991; Best, 1982)، چون عناصری از قبیل K, Na, Ca, Cs, Rb, Mg, Sr, Fe, Ba پتانسیل یونی ضعیفی داشته و به صورت کاتیون در مذاب‌های سیلیکاته انحلال می‌یابند (Yilmaz, 2005). انتشار عناصر متحرک در نتیجه واکنش‌های متقابل شیمیایی، حرارتی و مکانیکی بین انکلاوها و میزبان همزیست شان و بعد از برقراری تعادل حرارتی صورت می‌پذیرد زیرا نرخ انتشار حرارتی

دیوریتی، کوارتز دیوریتی، مونزودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی دارای تباین شیمیایی مشخصی با سنگ میزبان خود بوده و با داشتن مقادیر بالاتری از اکسیدهای CaO ، MgO ، $\text{FeO}_{(t)}$ و TiO_2 و مقادیر پایین تر SiO_2 از آن متمایز می‌شوند. اکسیدهای K_2O و Na_2O روند نامشخص و مقادیر تقریباً همسانی در انکلاوها و میزبان‌ها نشان می‌دهند که با توجه به تحرک بالای آنها می‌بایست تبادل گسترده‌ای از این عناصر بین انکلاو و میزبان صورت گرفته باشد. روند خطی مشاهده شده در تغییرات برخی از اکسیدهای عناصر اصلی (CaO ، TiO_2 ، MgO ، FeO) بین انکلاو و میزبان به احتمال زیاد وقوع پدیده اختلاط ماگمایی بین یک قطب فلسیک با یک قطب مافیک مؤثر بوده و هماهنگی وسیع در مقیاس عناصر کمیاب را نیز می‌توان به همگن شدگی گسترده بین آنها نسبت داد. با استناد به شواهد ارائه شده، انکلاوهای فلسیک گرانیتهای ملایر به گسیختگی بخش‌های سطحی و پوسته ایجاد شده در مراحل اولیه تزریق، در اثر تزریق‌های بعدی نسبت داده می‌شود و با توجه به حضور آنها در کنار انکلاوهای مافیک، می‌توان به نوعی منطقه‌بندی با حاشیه‌های فلسیک‌تر در توده پی‌برد و بدین ترتیب به این نتیجه رسید که انکلاوهای ماگمایی مافیک، محصول گسیختگی حاشیه‌ای نیستند و محتمل‌ترین منشأ برای آنها، تقابل ماگمای مافیک و فلسیک و ایجاد ترکیب حدواسط دیوریتی است. علاوه بر این حضور توده گابرو-دیوریتی با شواهدی از وقوع اختلاط ماگمایی و رگه‌های مافیک با قرابت کانی‌شناسی به انکلاوها، فرضیه ماگمای منشأ هیبرید (محصول اختلاط ماگمایی) را برای انکلاوها تقویت می‌نماید.

۱۹۸۰)، زیرا غنی شدگی ماگمای منشأ از پتاسیم و ترکیب آن با آهن موجود در مذاب (Johnston & Wyllie 1988; Fonteilles *et al.* 1978) موجب تبلور بیوتیت و قاعدتاً افزایش نسبت حجمی آن می‌گردد. غنی شدگی عناصر LILEs در انکلاوهای ماگمایی مافیک همانند سنگ میزبان و شباهت‌های مشاهده شده بین عناصر فرعی بین آنها از یک طرف، تایید کننده تبادلات صورت گرفته می‌باشد و از طرفی دیگر نشان دهنده نرخ و سرعت بالای رسیدن به تعادل در مقایسه با HFSEs است. مهاجرت مواد فرار از قطب اسیدی به قطب ماگمایی بازیک با انتقال عناصر مختلف مثل K ، Cs ، Rb ، Zr ، P ، Si و غنی شدگی قطب بازیک از آنها همراه است، علاوه بر این مهاجرت سیالات از سنگ‌های میزبان به قطب ماگمایی بازیک نرخ انتشار را افزایش می‌دهد (Zorpi, 1988). بنابراین نتیجه اساسی در تأیید همگن شدگی وسیع ترکیبی بین انکلاو و میزبان در مقیاس عناصر کمیاب وقوع پدیده اختلاط ماگمایی بین دو قطب اسیدی و بازیک است که علاوه بر این توجیه کننده روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای هارکر عناصر اصلی نیز هست.

نتیجه‌گیری

بر مبنای نتایج بدست آمده از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمی سنگ کل، انکلاوهای ماگمایی موجود در گرانیتهای مجموعه پلوتونیک ملایر را می‌توان به دو نوع فلسیک و مافیک تقسیم کرد. در این بین انکلاوهای ماگمایی مافیک با ترکیب کانی‌شناختی

منابع:

- Ahmadi Khalaji A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., 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.
- Alibert C., Delbove F. 1980. Données preliminaries sur le rôle de l'eau dans la diffusion chimique entre rhyolite et phonolite a' 900°C sous une pression d' eau de 4 KBar. *C.R.Acad.Sci.Paris*. **291**: 789-792.
- Arslan M., Aslan Z. 2006: Mineralogy, Petrography and whole - rock geochemistry of the tertiary granitic intrusion in Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, **27**: 177-193
- Arvin M., Dargahi S., Babaei A.A. 2004: Petrogenesis and origin of the chenar granitoid stock, NW of Kerman, IRAN: Evidence of neotectonic subduction related arc magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences*. **24**: 105-113.
- Baker D.R. 1992: Estimation of diffusion coefficients during interdiffusion of geologic melts. Application of transition state theory. *Chem. Geol.* **98**: 11-21.
- 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., Bateman P.C. 1986: Origin and evolution of mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada. 14th International Mineralogical Association Meeting, Stanford, California, 1986, Abstracts with Programs. 50.
- Barbarin B., 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. *Earth Sciences*. **83**: 145-153.
- Barbarin B., Dodge F.C.W., Kistler R.W., Bateman P.C. 1989: Mafic inclusions and associated aggregates and dikes in granitoid rocks, central Sierra Nevada Batholith. Analytic Data, U.S. Geological Survey Bulletin.
- Berberian F., Berberian M. 1981: Tectono-Plutonic Episodes in Iran. In: *Geological Survey of Iran, Report*. **52**: 566-593.
- Berberian M., King G.C.P. 1981: Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*. **18**: 210-265.
- Best, M. 1982: Igneous and Metamorphic Petrology. Freeman, San Francisco 630pp.

- Blake S., Fink J.H. 2000: On the deformation and freezing of enclaves during magma mixing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. **95**:1–8.
- Bonin B. 1990: From orogenic and anorogenic setting :evolution of granitoid suites after a major orogenesis.*Geological journal*. **25**:261-270.
- Chappell B.W., White A.J.R. 1992: I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* **83**: 1–26.
- Cocherie A.1986: systematic use of trace element distribution pattern in log-log diagrams for plutonic suite. *Geochemical et cosmochemica acta*. **50**:25217-2522 .
- D'Lemos R.S. 1996: Mixing between granitic and dioritic crystal mushes,Guernsey, Channel Islands, UK. *Lithos*. **38**: 233–257.
- Debon F. 1991: Comparative major element chemistry in various ‘‘microgranular enclave–plutonic host’’ pairs. In: Didier, J., Barbarin B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology, Developments in Petrology. Elsevier, Amsterdam*, pp. **13**.293–312.
- Didier J and Roques M.1959: Sur les Enclaves des granites du Massif Central Francais. *C.R. Acad.Sci.paris*, **228**: 1830-1841.
- Didier J. 1987: Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granitic magmas. *Geol Rundschau* **76**:41–50
- Donaire T., Pascual E., Pin C., Duthou J.L. 2005: Microgranular enclaves as evidence of rapid cooling in granitoid rocks: the case of the Los Pedroches granodiorite, Iberian Massif, Spain,. *Contrib Mineral Petrol*. **149**: 247–265.
- Eftekharijad J. 1981: Tectonic division of Iran with respect to sedimentary basins. *Journal of Iranian Petroleum Society* **82**. 19–28 (in Farsi).
- Fernandez A.N., Barbarin B. 1991: Relative rheology of coeval mafic and felsic magmas: nature of resulting interaction processes and shape and mineral fabrics of mafic microgranular enclaves. In: Didier J, Barbarin B (eds). *Enclaves and granite petrology. Developments in petrology, Elsevier, Amsterdam*. **13**: 263–275.
- Fonteilles M. 1978: Les mecanismes de la metasomatose.*Bull.Mineral*. **101**: 166-194.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., and Frost C.D. 2001:A Geochemical classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology*. **42**, 2033-2048.
- Gamble J.A. 1979: Some Relations between coexisting granitic and basaltic magma and the genesis of hybrid rocks in the tertiary central complex of Slieve Gullion , northeast Ireland .*J.Volcanol.Geochem.Res.* **5**:297-316 .
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. 1986: Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds.), *Collision Tectonics. Geological Society London, Special Publication*. **19**. 67–81 .
- Hooper R.J., Baron I.R., Agah S., Hatcher J.r. 1994: The Cenomanian to recent development of the southern Tethyan margin in Iran. *The Middle East Petroleum Geoscience (GEO'94)*. **2**: 505–516.
- Johnston A.D.,Wyllie P.J. 1988: Interaction of granitic and basic magmas:experimental observation on contamination processes at 10Kbar with H₂O.*Contrib.Mineral.Petrol*.**98**: 352-362.
- Kumar S. 1995: Microstructural evidence of magma quenching inferred from enclaves hosted in the Hodrus'a granodiorites, Western Carpathians. *Geol.Carpath*. **46**: 379–382.
- Kumar S., Rino V. 2006: Mineralogy and geochemistry of microgranular enclaves in Palaeoproterozoic Malanjkhhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration. *Contrib.Mineral.Petrol*. **152**:591–609.
- Kumar S., Rino V., Pal A.B. 2004: Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Le Fort P. 1991: Enclaves of the Miocene Himalayan leucogranites , In Didier, J and Barbarin, B(eds.). *Enclaves and granit petrology, Elsevier*. 35-46.
- Leterrier J. 1972: Etude prtrographique et geochemique du massif granitique de Querigut (Ariege).*Mem.Sci.Trre,Nancy*,23:320.
- Leterrier J., and Debon F. 1978: Caracteres chimiques compares des roches granitoides et de leurs enclaves microgrenues .Implication genetiques .*Bull.Soc.Geol.Fr*.**7**: 3-10.
- Malanjkhhand granitoids, Central India. *Gondwana Res*. **7**: 539–548.
- Marmottans M., Dupuy C., Orsini J.B.,Brumenton P. 1977: Les enclaves microgenues basiques du massif de Budduso (sardaigne nord-orientale).*Repartition des alcalins et des alkalino – terreux entraces :interpretation.C.R Acad.Sci.Paris*. **284**: 337-339.
- Noyes H.J., Wones D.R., Frey F.A. 1983b: A tale of two plutons: Petrographic and mineralogic constraints on the petrogenesis of the Red Lake and Eagle Peak plutons, central Sierra Nevada, California. *Journal of Geology*. **91**: 353– 379.
- Orsini J.B. 1979: Contribution `a la connaissance des granitoides tradi – orogenniques du batholite Corsosarde.Les enclaves sombres de l'association plutonique calco – alkaline .*Trav. Lab.Sci.Trre,Univ.Marseilli-Saint Jerome,C*. **3**: 104.
- Pabst A.1928: Observation on inclusion on the granitic Rocks of the Sierra Nevada.*Univ.Calif.publ.Dep.Geol.Sci*. **17**: 325-386.
- Silva M.M.V.G., Neiva A.M.R., Whitehouse M.J. 2000: Geochemistry of enclaves and host granites from the Nelas area, Central Portugal. *Lithos*. **50**: 153–170.
- Vernon R.H. 1983: Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites (Clarke Memorial Lecture). *Journal and Proceedings of the Royal Society of New South Wales*, **116**: 77-103.
- Vernon R.H. 2004: *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, 594 pp.
- Watson E.B., Baker D.R. 1991: Chemical diffusion in magmas: an overview of experimental results and geochemical applications. *Advances in Physical Geochemistry, Perchuk, L.L., Kushiro, I. (Eds.), New York: Springer*, **6**: 120–151.
- Wiebe R.A. 1973: Relation between coexisting basaltic and granitic magma in acomposite dike.*Am.J.Sci*. **273**: 130-151
- Wyllie P.J., Cox K.G., Biggar G.M. 1962: The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J Petrol*. **3**:238–243
- Yashikura S., Yamawaki Y. 1999: Mafic-felsic magma interactions in the A-type granitoids of the Cape Ashizuri Complex, southwest Japan. In: Barbarin, B., (Ed.), *The Origin of Granites and Related Rocks, Fourth Hutton Symposium abstracts*,

- Clermont-Ferrand, France. 41.
- Yilmaz S.S. 2005: Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere Quartz Monzonite, south of Dereli/Giresun, Eastern Pontides, Turkey. *Chemie der Erde*. in press.
- Zorpi M.J. 1988: Me'lange magmatiques dans les granitoïdes de Sardaigne septentrionale : Implication sur l' hybridation, la zonation et la mise en place des pluton calco – alcalins. Thesis Univ. Aix. Marseille III ,Marseille, 364 pp .
- Zorpi M.J., Coulon C., Orsini J.B. 1991: Hybridization between mafic and felsic magma in calc – alkanin granitoids – a case study northern Sardina, Italy. In: A, Peccerillo (Guest – Editor) Geochemistry of granitoid rocks. *chem. Geol.* **92**: 42-86.

Archive of SID