

استفاده از شواهد صحرایی و ریز ساختمانی در تعیین منشأ انکلاوهای ماگمایی و بیگانه سنگ‌های متاپلیتی مجموعه پلوتونیک ملایر (باختر ایران)

رضا دیوسالار^{۱*} و محمودولی ولی زاده^۲

^۱ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی، تهران، ایران

^۲ دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی، تهران، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۱۱/۱۵

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۷/۰۹

چکیده

با توجه به نتایج بررسی‌های صحرایی (شکل، ابعاد، توزیع مکانی و وضعیت انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها در سنگ میزبان و در رخنمون‌های قابل دسترس) و آزمایشگاهی (بررسی‌های سنگ‌نگاری، ریز ساختمانی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی و شیمی سنگ کل انکلاوهای ماگمایی)، انکلاوهای ماگمایی از نوع مافیک و فلسیک و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی از نوع هورنفلسی هستند. طول شدگی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی در امتداد محور طولی ظاهری خود در بخش‌های حاشیه‌ای توده نفوذی به عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی در حالت مذاب یا نیمه جامد روی انکلاوها و حالت خمیری برای بیگانه‌سنگ‌ها و همچنین نیروی بالای جریان ماگمایی در منطقه تماس با سنگ‌های دگرگونی منطقه، نسبت داده شده و اشاره‌ای است به این که منشأ این بیگانه‌سنگ‌ها، سنگ‌های دگرگونی مجاور توده نفوذی است. انکلاوهای مافیک موجود در میزبان جهت یافته، افزون بر شواهد تغییر شکل پلاستیک (در مقیاس میکروسکوپی)، ریز ساختمانی جریان‌ها هم نشان می‌دهند که این حالت را می‌توان به تحمیل جریان حالت جامد (Solid-State Flow) بر جریان ماگمایی نسبت داد. اشکال کروی، بیضی، دوکی انکلاوهای ماگمایی مافیک، به دلیل عدم مشاهده شواهد تغییر شکل پلاستیک حالت جامد، وجود معیارهای جریان ماگمایی و مرز مشخص با سنگ میزبان در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی به حضور آنها به صورت گلوله‌ها یا بسته‌های ماگمایی در ماگمای فلسیک میزبان نسبت داده و با توجه به اختلاف ظاهری، نزدیکی کانی‌شناسی، بافتی و ژئوشیمیایی با سنگ میزبان، به منشأ متفاوت آنها و در واقع با وقوع آمیختگی ماگمایی مرتبط است. انکلاوهای ماگمایی فلسیک که به طور عمده شکل خاصی نداشته و قرابت کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی آشکاری با میزبان نشان می‌دهند و در بخش‌های حاشیه‌ای و سقف توده دیده می‌شوند به گسیختگی حاشیه‌ای در فازهای اولیه تزریق، در فشار ناشی از ضربان‌های تزریق بعدی و جایگزینی ماگمای جدید نسبت داده شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: ملایر، انکلاو ماگمایی، بیگانه‌سنگ، نسبت ظاهری، تغییر شکل حالت جامد، جریان ماگمایی، آمیختگی ماگمایی

Email: reza-dsalar@yahoo.com

* نویسنده مسئول: رضا دیوسالار

۱- مقدمه

به سه بخش: ۱- گرانودیوریتی؛ ۲- مونزو- سینوگرانییتی؛ ۳- دیوریتی تا گابرو- دیوریتی می‌توان تقسیم کرد (شکل ۱).

بیشترین بخش این مجموعه را گرانودیوریت‌ها تشکیل می‌دهند که ترکیب کانی‌شناسی به نسبت مشخصی مانند کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، اسفن و آلانیت داشته که نسبت حجمی هریک در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است. آندالوزیت و گارنت نیز در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی دیده می‌شوند که شواهدی بر هضم واحد دگرگونی توسط ماگما در افق جایگیری هستند. در این بخش بیوتیت یک فاز شاخص بوده و در نمونه‌های جهت یافته و میلونیتی، آرایش خطی ورقه‌های آن ظاهری ورقه‌ای به سنگ‌ها بخشیده است. در مشاهدات میکروسکوپی، بیوتیت به کلریت، اسفن، روتیل و اکسید آهن و پلاژیوکلازها به سریسیست و مسکوویت (اندک) و زوییزیت تجزیه شده‌اند. هم‌رشدی فلدسپار با کوارتز (میرمیکت)، پرتیت، میکروپرتیت و میکروکلین، رگه‌های کوارتزی دوباره تبلور یافته، محصول تغییر شکل حالت جامد در پاسخ به تنش‌های وارد شده (Vernon, 2004) و رگه‌های کوارتزی که مربوط به تزریق مایع سیلیسی مراحل نهایی تفریق ماگمایی است و قطعات ناشی از تخریب و دگرسانی بیوتیت و پلاژیوکلاز را در خود جمع کرده‌اند، در یک مجموعه با بافت دانه‌ای متوسط تا درشت بلور قابل مشاهده هستند (در مقیاس میکروسکوپی). میلونیتی شدن و تأثیر تنش‌های پس از سرد شدن در بخش‌هایی از گرانودیوریت‌های شمال شهر سامن، بویژه در حاشیه توده قابل دیدن است. مونزو- سینوگرانییت‌ها نسبت به بخش گرانودیوریتی، فلدسپار قلیایی (ارتو کلاز و میکروکلین) بیشتر، پلاژیوکلاز کمتر و نسبت حجمی کانی‌های مافیک همچون هورنبلند سبز و بیوتیت پایین‌تری داشته و حضور کانی تورمالین در برخی نمونه‌های

مجموعه نفوذی ملایر، قسمتی از بخش شمالی نوار دگرگونی سندانج - سیرجان (Eftekharnajad, 1981) است که در محدوده عرض جغرافیایی ۳۴°۱۸' - ۳۴°۰۰' و طول ۵۲° ۴۸' - ۴۸° ۳۰' واقع شده و همانند بیشتر توده‌های نفوذی تزریق شده در این نوار دگرگونی، ترکیبی از گرانیتوئیدها و رخنمون‌های کوچک مافیک که بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شناسی آن به عنوان حلقه‌ای از زنجیر مطالعاتی زون سندانج - سیرجان (SSZ در شکل ۱) و پیوند دهنده مطالعات پیشین روی توده‌های نفوذی بروجرد و همدان می‌باشد (گودرزی، ۱۳۷۴؛ صادقیان، ۱۳۷۴؛ سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸؛ احمدی خلجی، ۱۳۸۵). یکی از مسائلی که در بررسی‌های صحرایی منطقه جالب و مهم به نظر می‌رسد، حضور بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی و انکلاوهای ماگمایی با اشکال و ابعاد متفاوت و ویژگی‌های ظاهری متمایز نسبت به هم و نسبت به میزبان، با توزیع فضایی خاص و به طور تقریبی سامان‌مند است. لزوم بررسی انکلاوها به عنوان ابزاری در بررسی نحوه زایش و تحول مذاب‌های گرانیتی و در کل، مطالعه تاریخچه تحولی سنگ میزبان بسیار حیاتی است. حضور انکلاوها سال‌ها قبل برای اولین بار توسط Hutton (1795) مورد توجه قرار گرفت و (Lacroix 1893) مسیر این پژوهش را بر روی دیگران گشود و ژان دیدیه و برنارد باربارین در طی سال‌های بعد با انجام فعالیت‌های پی‌درپی در این زمینه، خود را به عنوان متخصصان جهانی انکلاو مطرح نمودند. بدین ترتیب و با وجود اهمیت مسئله و مطالعات گسترده انجام شده و در حال انجام، نباید از کنار انکلاوهای منطقه به راحتی گذشت و به همین دلیل سعی شد از جنبه‌های مختلف و در حد امکان به بررسی منشأ این انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی پرداخته شود.

۲- معرفی واحدهای آذرین نفوذی منطقه

بر اساس مشاهدات صحرایی و بررسی‌های میکروسکوپی مجموعه نفوذی ملایر را

زیرکن، اسفن است. در مشاهدات میکروسکوپی برخی از این نمونه‌ها مرز مشخصی بین انکلاو و سنگ میزبان وجود نداشته و نوعی آمیختگی بین آنها دیده شود که عدم وجود مرز قابل تشخیص در مشاهدات صحرایی، بازتاب وضعیت یاد شده در مقیاسی بزرگ‌تر است.

۳-۲. انکلاوهای ریزدانه مافیک

انکلاوها از لحاظ کانی‌های اصلی، تفاوت زیادی با میزبان خود نداشته و تنها نسبت حجمی متفاوتی از کانی‌های میزبان را در خود جای داده‌اند (Barbarin et al., 1989). کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز-میکروکلین)، بیوتیت، هورنبلند سبز، آپاتیت، زیرکن، کانی کدر در قالب مجموعه‌های دیوریتی، کوارتز دیوریتی، مونوزودیوریتی و کوارتز مونوزودیوریتی در این انکلاوها قابل دیدن هستند. انکلاوهای ریزدانه مافیک مرز مشخصی با میزبان داشته و در مشاهدات میکروسکوپی با حرکت از سمت انکلاو به میزبان، در محدوده میزبان اندازه کانی‌ها افزوده می‌شود. سوزن‌های آپاتیت به صورت میانبار در بیوتیت و فلدسپارها به فراوانی دیده می‌شوند و افزون بر آنها کانی‌های خود شکل و مستقل آپاتیت نیز در متن سنگ حضور دارند. فاز فرعی دیگری که به صورت میانبار، بیشتر در بیوتیت‌ها دیده شده، زیرکن است. ساختار پویکیلیتیک، بافت میرمیکیتی و حضور پرتیت، میکروپرتیت و کوارتزهای رگچه‌ای تجدید تبلور یافته، در آنها قابل تشخیص است. در بیشتر نمونه‌های انکلاوها، دگرسانی‌های پتاسیک و سدیک همگام با میزبان صورت پذیرفته است و تشکیل بیوتیت‌های ثانوی، کلریت، سریست، اسفن، اکسیدهای آهن و روتیل به وقوع این نوع دگرسانی‌ها در کانی‌های اولیه مانند هورنبلند سبز، بیوتیت، پلاژیوکلاز و ارتوکلاز و رهایی Na, K, Ca, Fe, Mg و انتقال برخی از آنها (عناصر متحرک) به وسیله سیال‌های ماگمایی یا جوی مربوط است.

۳-۳. بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی

این بیگانه‌سنگ‌ها ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی یکنواختی داشته و تفاوت‌های موجود، به تنوع کانی‌های دگرگونی در آنها مربوط است. بیگانه‌سنگ‌های یاد شده بافت ریز بلور، هم بعد، متراکم و درهم تنیده (هورنفلسی) داشته و کانی‌های دگرگونی شاخص آن سیلیمانیت (در مقطع نازک به صورت فیبرولیتی)، آندالوزیت (باگت مانند) و گارنت (بلورهای شش گوش) در زمینه ریزبلوری از کانی‌های کوارتز، بیوتیت، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی (ارتوکلاز) و به ندرت هورنبلند سبز (ترمولیت-اکتینولیت) هستند. البته کانی‌های دگرگونی یاد شده در همه نمونه‌ها دیده نمی‌شوند و مجموعه کانی‌شناسی معمول آنها، همان ترکیب ساده یک سنگ گرانیتی است. در واقع این بیگانه‌سنگ‌ها، فلدسپاری و سرشار از میکا هستند.

۴-۴. بحث

۴-۱. مشاهدات صحرایی و بررسی‌های آزمایشگاهی

همان‌طور که بیان شد، سنگ‌شناسی چیره، در میان رخنمون‌های توده‌های آذرین نفوذی ملایر، گرانودیوریت‌ها و مونزو-سینوگرانیت‌ها هستند. گستره رخنمون‌های گرانودیوریتی نسبت به مونزو-سینوگرانیت‌ها وسیع‌تر بوده و افزون بر این واحدها سنگ‌های تونالیتی به طور موضعی و به صورت سری‌های تحولی بدون هیچ گونه مرز مشخصی در کنار گرانودیوریت‌ها حضور دارند. بدون شک مهم‌ترین واحدهای آذرین منطقه یاد شده، توده گابرو-دیوریتی ارگس سفلی است زیرا تنها توده مافیک منطقه مورد مطالعه بوده و مهم‌ترین شاهد برای حضور ماگمای گوشته‌ای در جریان تحولات ماگمایی منطقه است که همان‌طور که پیش‌تر بیان شد با توجه به وضعیت بافتی، کانی‌شناسی و شواهد صحرایی همچون حضور دایک‌های دولریتی و لامپروفیری در پیرامون آن، به نظر می‌رسد پدیده آمیختگی بین ماگمای مافیک و فلسیک در تشکیل آن نقش داشته است. گرانودیوریت‌ها و مونزو-سینوگرانیت‌ها برخلاف توده گابرو-دیوریتی و دیوریت‌ها دارای انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی بوده و فراوانی، اندازه، شکل

آن چشمگیر است. فازهای فرعی آن سوزن‌های آپاتیت، به صورت میانبار در فلدسپار قلیایی و بیوتیت، زیرکن و اسفن هستند.

بخش‌های دیوریتی تا گابرو-دیوریتی به صورت چند توده با رخنمون طولی چند صدمتری و رنگ به طور کامل تیره و ظاهری شبیه به هورنفلس حضور دارند. مجموعه کانی‌شناسی دیده شده در آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، هورنبلند سبز، پروکسن (اوژیت)، آپاتیت، اسفن و زویزیت و افزون بر این، کانی‌های کدر و کلریت و سریست در دیوریت‌ها و اولوین، هورنبلند سبز، پروکسن، کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوز، آپاتیت و کانی کدر در گابرو-دیوریت است (شکل ۲-d,b,a). این سنگ‌ها بافت ریزدانه تا پورفیروید نشان می‌دهند و کانی‌ها در مقطع میکروسکوپی آنها، دانه‌ای نیمه خودشکل هستند. نکته قابل توجه در بررسی میکروسکوپی توده گابرو-دیوریتی، مجموعه کانی‌شناسی غیر معمول، اولوین‌هایی با هضم شدگی و گردش‌دهی مشخص و حاشیه واکنشی در تقابل با پلاژیوکلازهای غنی از کلسیم (تشکیل هورنبلند سبز و اسپینل) است (شکل ۲-c,e)، که نشان‌دهنده حضور آنها به صورت بیگانه‌بلور و ناپایداری آنها در محیط است. بررسی‌های سن‌یابی در گستره بخش شمالی زون سندج-سیرجان نشان داده است که رخنمون‌های مافیک سن بیشتری نسبت توده‌های فلسیک مجاور خود دارند (برای مثال: Valizadeh & Cantagral, 1975; Mazhari, 2008). توده مافیک یاد شده و دایک‌های دولریتی مجاور آن نیز احتمالاً همانند وضعیت توده‌های مافیک در مناطق مجاور در گستره زون سندج-سیرجان (همانند گرانیتوئید بوین-میاندشت: ولی‌زاده و قاسمی، ۱۳۷۲؛ باتولیت الوند: سپاهی‌گرو، ۱۳۷۸؛ گابروی چشمه قصابان: صادقیان، ۱۳۷۴) اولین فاز تزریقی بوده‌اند و تزریق گرانیته‌ها پس از آنها صورت گرفته است. اما وجود شواهد بافتی و کانی‌شناختی یاد شده، بیانگر تقابل بین مذاب مافیک و فلسیک قبل از پایان مراحل تکوین ماگمای مافیک (نیمه متبلور) و جایگزینی نهایی آن است. حضور اولوین‌های هضم شده در یک مجموعه کانی‌شناسی نامتجانس و مشاهده کانی‌های کدر (شکل ۲-e,f) در امتداد ترک‌های سطح اولوین و آپاتیت‌ها سوزنی شکل موجود در فلدسپار قلیایی بیانگر تداخل بین مذاب مافیک نیمه متبلور (با درجه حرارت بالا) و ماگمای فلسیک (با درجه حرارت کمتر) و رشد سریع و همچنین صعود ناگهانی یک مجموعه هیبرید است (D'Lemos, 1996; Yashikara & Yamawaki, 1999; Kumar, 1995; Kumar & Rino, 2000) که این مورد هیچ گونه تناقضی با سن جایگزینی توده‌های مافیک و فلسیک نداشته و افزون بر این شواهدی بر نقش ماگمای مافیک در تشکیل گرانیته‌های منطقه است و بهترین تحلیل برای نحوه تشکیل این توده تقابل بین حجم بالایی از مذاب مافیک نیمه متبلور در حال صعود با حجم ناچیزی از مذاب گرانیتی است (که خود محصول ذوب نهشته‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای مسیر صعود ماگمای مافیک هستند).

رگه‌های آپلیتی، پگماتیته، کوارتزی و کوارتز-تورمالین‌دار به فراوانی و با سترهای متنوع، از یک سانتی‌متر تا نزدیک به یک متر در هر سه بخش دیده شده است.

۳-۲. انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی

انکلاوهای ماگمایی بر اساس مطالعات کانی‌شناسی و شیمیایی، شکل، رنگ، بافت به دو نوع ریزدانه مافیک (با ترکیب کانی‌شناختی دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت و کوارتز مونزونیت) و فلسیک (گرانودیوریت، سینوگرانیت) تقسیم شده‌اند و وجه تمایز آنها از بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی، بافت هورنفلسی و غیرماگمایی بیگانه‌سنگ‌ها و حضور برخی کانی‌های خاص رخساره‌های دگرگونی در بیگانه‌سنگ‌ها است.

۳-۱. انکلاوهای ماگمایی فلسیک

از لحاظ مجموعه‌های کانی‌شناسی، انکلاوهای ماگمایی فلسیک با میزبان خود هماهنگ بوده و کانی‌های موجود در آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی، بیوتیت، آپاتیت،

و نحوه پراکندگی آنها در درون توده‌های یاد شده موجب شده تا ماهیت حضور و نحوه تشکیل آنها قابل تأمل باشد. در این مطالعه، منشأ انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی از طریق بررسی ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی (ریزساختاری)، شکل و توزیع مکانی آنها در توده، وضعیت شیمیایی (در مورد انکلاوهای ماگمایی)، بررسی شده است.

– بررسی‌های صحرایی

با انجام بررسی‌های صحرایی سامان‌مند و ثبت اطلاعات مربوط به انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها و ایجاد شبکه نمونه‌برداری برای رخنمون‌های قابل دسترسی (به منظور مقایسه فراوانی نسبی انکلاوها در رخنمون‌های مختلف و رسم نقشه پراکندگی نمونه‌برداری‌ها)، تهیه تعداد کافی مقاطع نازک از آنها برای بررسی‌های میکروسکوپی و انتخاب نمونه‌های مناسب، برای تجزیه شیمی سنگ کل و تحلیل اطلاعات به دست آمده نتایج زیر به دست آمد (شکل ۱).

بررسی‌ها نشان داده‌اند که رخنمون‌های گرانودیوریتی از لحاظ فراوانی نسبی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی بر مونزو-سینوگرانیتی‌ها برتری داشته و تنوع بالاتری از لحاظ شکل، کانی‌شناسی، شیمی انکلاوهای ماگمایی در آنها دیده شده است. بیشتر انکلاوهای فلسیک که کانی‌شناسی، رنگ و شیمی مشابهی با میزبان نشان می‌دهند، شکل خاصی ندارند و در حاشیه بخش‌های گرانودیوریتی و مونزو-سینوگرانیتی بیشتر دیده می‌شوند، اما برخلاف آنها، انکلاوهای ریزدانه مافیک، رنگ تیره‌تر، بافت ریزدانه‌تر، نسبت مدال کانی‌های مافیک بالاتر و شیمی متفاوتی نسبت به میزبان داشته و در بخش‌های حاشیه‌ای تا درونی‌تر میزبان‌های گرانودیوریتی و مونزو-سینوگرانیتی حضور دارند. با توجه به مرز مشخصی که انکلاوهای ریزدانه مافیک و میزبان را از هم جدا می‌نماید (در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی) می‌توان به این نتیجه رسید که ماگمای منشأ انکلاوهای ماگمایی مافیک از لحاظ گرانروی با ماگمای میزبان تفاوت قابل توجهی داشته است. این انکلاوها برخلاف انکلاوهای فلسیک، اشکال متنوع کروی، بیضوی، عدسی‌شکل دارند که این عدسی‌ها در بخش‌های حاشیه‌ای توده نسبت به بخش‌های درونی‌تر آن طولیل‌شدگی کمتری داشته و نسبت محور طولی ظاهری به محور عرضی ظاهری آنها از ۵ تجاوز نمی‌کند ($Aspect\ Axial\ Ratio < 5$). بیگانه‌سنگ‌های متايلیتی در بخش‌های حاشیه‌ای، به فراوانی یافت می‌شوند و بیشتر فاقد شکل مشخصی بوده و گاه به صورت عدسی‌های طولیل‌شده در امتداد محور طولی ظاهری خود (بررسی‌های یاد شده در دو بعد صورت گرفته است) با نسبت طولیل‌شدگی، ظاهری بیش از ۱۰ ($Aspect\ Axial\ Ratio > 10$) و طول نزدیک به نیم‌متر (و حتی بیشتر) دیده می‌شوند، اما در بخش‌های درونی‌تر توده از فراوانی آنها به شدت کم می‌شود و در واقع به ندرت حضور دارند (جدول ۱، شکل ۳). منطقه اصلی تمرکز انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی در حاشیه توده‌هاست، که افزون بر انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی، بیگانه‌بلورهای (به طور عمده آندالوزیت و گارنت) که محصول هضم واحدهای دگرگونی مجاور توسط ماگمای توده نفوذی میزبان هستند نیز دیده شده‌اند (شکل ۴-ا) و با حرکت به بخش‌های مرکزی‌تر توده از فراوانی آنها کاسته می‌شود.

– بررسی‌های آزمایشگاهی

مطالعه میکروسکوپی: با توجه به مشاهدات صحرایی و شواهد ریز ساختاری برای توجیه نسبت محوری ظاهری ($Aspect\ Axial\ Ratio$) بالای دیده شده در بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی دو عامل زیر در نظر گرفته شده است:

– با توجه به این که بیشتر آنها درون میزبان‌هایی وجود دارند که تحت تأثیر تنش‌های زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند، تا حدودی دگرریخت‌شده و برگ‌وارگی ظرفیتی نشان می‌دهند و محور طولی طولیل‌شدگی آنها و امتداد برگ‌وارگی سنگ میزبان هم‌جهت است. بررسی مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از این بیگانه‌سنگ‌ها با شواهدی همچون حضور کوارتزهای دوباره تبلور یافته با خاموشی موجی، خردشدگی مشخص در حاشیه بلورهای کوارتز و فلدسپار و ماکل تارتن در فلدسپار (میکروکلین) بیانگر وقوع تنش در حالت جامد بر این

مجموعه (بیگانه‌سنگ و میزبان) و نشانه‌طویل‌شدگی مرتبط با تنش‌های پس از انجماد است. – عدم مشاهده جهت یافتگی‌های مرتبط با تنش‌های پس از سرد شدن در بیگانه‌سنگ هورنفلسی و سنگ میزبان آنها (نبود شواهد ایجاد تغییر شکل پلاستیک و دگرشکلی حالت جامد) در مقیاس ماکروسکوپی و میکروسکوپی، همراه با نسبت ظاهری بالای آنها در حاشیه‌های توده و بویژه در محل تماس با واحدهای دگرگونی را می‌توان به جریان ماگمایی قوی در محل تماس مذاب گرانیتی با سنگ‌های دگرگونی و عدم مشاهده جهت یافتگی‌های موجود در سنگ دگرگونی منشأ را در آنها، می‌توان به از بین رفتن ساختارهای یاد شده تحت تأثیر حرارت ماگمای میزبان نسبت داد.

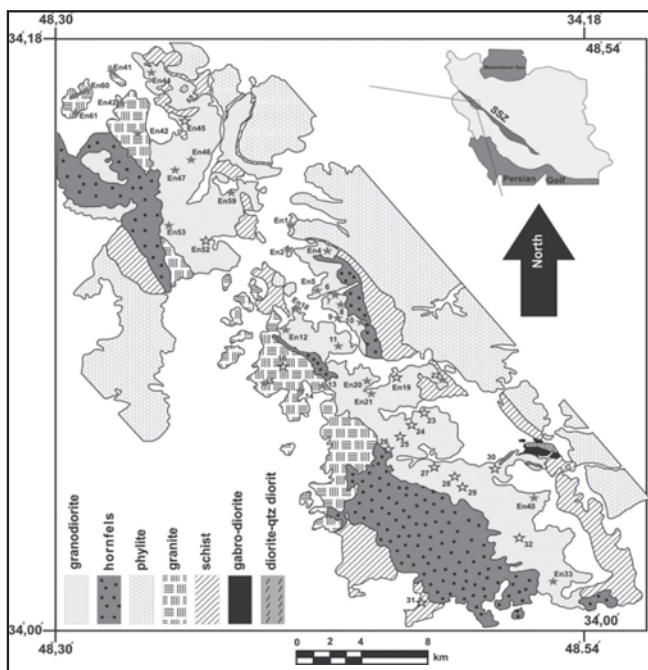
اشکال متنوع مشاهده شده در انکلاوهای ماگمایی مافیک را نیز بدین شکل می‌توان تحلیل نمود:

– انکلاوهایی که در سنگ‌های میزبان جهت یافته و دگرریخت حضور دارند و طولیل‌شدگی اندکی در جهت برگ‌وارگی میزبان نشان می‌دهند، با وجود این که در مقیاس ماکروسکوپی به دلیل ریز بلور بودن جهت یافتگی مشخصی نشان نمی‌دهند، در مقیاس میکروسکوپی شواهد تغییر شکل در حالت جامد و تأثیر تنش بر آنها آشکار است. کوارتزهای دوباره تبلور یافته منفرد و رگه‌ای با خاموشی موجی، خرد شدگی در حاشیه درشت‌بلورهای کوارتز و فلدسپار، ماکل مشبک (تارتن) در میکروکلین، هم‌رشدی میرمکتی در پلاژیوکلازها و تغییر شکل پلاستیک در هورنبلند سبز و بیوتیت (مثلاً) حالت خم‌شدگی (Kinking) یا کینگ باند (شکل ۵-۱k) بیانگر عملکرد تنش بر مجموعه انکلاو-میزبان و عامل ایجاد تغییر شکل در ابعاد ماکروسکوپی (طولیل‌شدگی) در انکلاوها همگام با ایجاد برگ‌وارگی در سنگ میزبان است (۴-۵). مشاهده شواهد تغییر شکل پلاستیک در انکلاوهای طولیل‌شده‌ای که در مقیاس میکروسکوپی شواهد جریان ماگمایی را نشان می‌دهند (فلدسپارهایی با آرایش خطی و ماکل میکروکلین و کوارتزهای طولیل‌شده با خاموشی موجی و حاشیه‌های خرد شده) و در میزبان جهت یافته حضور دارند (۴-۵c) را می‌توان به تحمیل تغییر شکل حالت جامد بر جریان ماگمایی نسبت داد که در مشاهدات صحرایی و در سنگ میزبان خود را به صورت برگ‌وارگی (فولیاسیون) و در انکلاو (مقیاس ماکروسکوپی) به صورت حاشیه‌های دندانه‌ای نشان می‌دهد (Vernon, 2000). وجود رگه‌های کوارتزی و کوارتزهای طولیل‌شده در این انکلاوها که بین بلورهای اولیه و درشت‌تر فلدسپار و هورنبلند سبز محصور شده‌اند بیانگر حضور سیال‌های ماگمایی در مراحل اولیه شروع دگرریختی بوده و نشانه حالت نیمه مذاب انکلاو در این زمان است (شکل ۵-۵).

۲- اشکال کروی، بیضوی، دوکی دیده شده در انکلاوهای ریزدانه مافیک در میزبانی که فاقد هر گونه جهت یافتگی و یا شواهد تأثیر تنش بر مجموعه انکلاو-میزبان در ابعاد نمونه دستی و رخنمون صحرایی هستند (شکل ۴-۵b) و علائم تغییر شکل پلاستیک حالت جامد در مقیاس بررسی‌های میکروسکوپی در آنها دیده نمی‌شود به جریان ماگمایی و تقابل دو مذاب با ماهیت شیمیایی و رئولوژیکی متفاوت نسبت داده شده است. به عقیده بسیاری از محققان (Silva et al., 2000; Kumar & Rino, 2000; Vernon, 2000) جهت‌یافتگی مشخص کانی‌هایی مثل بیوتیت و پلاژیوکلاز و چرخش، جدایش و کنده‌شدن برخی درشت‌بلورهای میزبان (پلاژیوکلاز) در مرز انکلاو-میزبان به حضور انکلاو و میزبان به صورت مذاب یا نیمه جامد در کنار هم و در واقع به حضور انکلاوها به صورت بسته‌ها یا گلبول‌هایی از ماگمای مافیک درون ماگمای فلسیک میزبان اشاره می‌کند (Kumar et al., 2004; Arvin et al., 2004; Silva et al., 2000). افزون بر این، آرایش خطی تجمعات پلاژیوکلاز و ورقه‌های بیوتیت (Paterson et al., 1989; Vernon, 2000) در مرز انکلاو-میزبان و درون انکلاو و انحراف و جدایش درشت‌بلورهای میزبان در منطقه مرزی و رشد پوششی کانی‌های سازنده انکلاو در کنار هم، شواهد جریان ماگمایی بوده (شکل ۵-۵i, h, f, g, b).

در حال سرد شدن است. وجود شواهد ماکروسکوپی (شکل انکلاو) و ریز ساختمانی جریان ماگمایی در انکلاوها همراه با تغییر شکل‌های پلاستیک حالت جامد بیان‌گر عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی در حضور ماده مذاب و یا پیش از انجماد کامل است. - اشکال کروی، بیضوی و دوکی شکل انکلاوهای ماگمایی مافیک با شواهد مشخص جریان ماگمایی در مقیاس میکروسکوپی و ریخت‌شناسی مرز انکلاو-میزبان در مشاهدات صحرایی و میکروسکوپی در کنار تفاوت‌های کانی‌شناختی و ژئوشیمیایی مطرح شده می‌تواند نتیجه حضور این انکلاوها به صورت بسته‌های ماگمایی مافیک تر نسبت به ماگمای میزبان، در آن باشد و نشانه‌ای بر آمیختگی ماگماهای فلسیک و مافیک است. - با توجه به شواهد موجود بیگانه‌سنگ‌های متاپلیتی سرشار از میکا و فلدسپار محصول هضم واحدهای شیستی و هورنفلسی مسیر تزریق و صعود مذاب گرانیته بوده اما بیشتر بیگانه‌سنگ‌ها فاقد جهت‌یافتگی‌های (شیستوزیته) مشاهده شده در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای منطقه و منشأ احتمالی خود هستند که این موضوع را می‌توان به تأثیر حرارتی ماگمای میزبان بر قطعات سنگ‌های دگرگونی فروافتاده و در بر گرفته شده توسط آن نسبت داد. حضور این بیگانه‌سنگ‌ها و بیگانه‌بلورهای که محصول ذوب شدن و هضم پیشرفته آنها هستند، بیانگر جایگزینی مذاب گرانیته در ترازهای بالای پوسته‌ای است. - حضور انکلاوهای ماگمایی فلسیک با ترکیب کانی‌شناختی مشابه میزبان و روند‌های ژئوشیمیایی مشابه با آن در بخش‌های حاشیه‌ای نشانه منشأ یکسان آنهاست. حضور این انکلاوها در توده نفوذی به گسیختگی‌های حاشیه‌ای در اثر ضربان‌های تزریقی پی در پی در فازهای اولیه و سقف توده نفوذی نسبت داده‌اند.

- مشاهده انکلاوهای ماگمایی فلسیک و مافیک (افزون بر وجود دایک‌های دولریتی و لامپروفیری و توده گابرو-دیوریتی) و بیگانه‌سنگ‌های هورنفلسی در توده‌های نفوذی گرانیته مجموعه نفوذی ملایر به ترتیب نشانه حاشیه‌های فلسیک تر توده نسبت به بخش‌های مرکزی‌تر، نقش مذاب مافیک گوشته‌ای در تشکیل ماگمای گرانیته و ژرفای جایگزینی کم مذاب گرانیته است.



شکل ۱- نقشه پراکندگی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی در واحدهای گرانیته منطقه ملایر. ستاره‌های توپر: حضور انکلاوهای ماگمایی و یا بیگانه‌سنگ هورنفلسی. ستاره‌های توخالی: عدم مشاهده انکلاو ماگمایی در رخمون (برگرفته از نقشه ۱:۱۰۰۰۰ ملایر، تهیه شده در سازمان زمین‌شناسی و اکتشاف معدنی کشور با اندکی تغییر)

وجود مرز مشخص و قدرتمند در مقیاس ماکروسکوپی نیز تأییدی بر اختلاف اساسی گرانروی مذاب منشأ آنها نسبت به هم است (Blake & Fink, 2000). موارد یاد شده در توجیه اشکال دیده شده از انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها تنها بخشی از عوامل تأثیرگذار بوده و می‌توان عواملی همانند مدت زمان همزیستی بین قطعات منشأ بیگانه‌سنگ‌ها با ماگمای میزبان و اختلاف دمایی بین بسته‌ها یا گلوله‌های ماگمای مافیک با مذاب فلسیک و وضعیت رئولوژیکی ماگمای هیبرید را نیز به آنها اضافه نمود.

شیمی انکلاوهای ماگمایی و سنگ میزبان: بررسی نتایج تجزیه شیمیایی و نمودارهای رسم شده بر اساس آنها نشان‌دهنده (نتیجه تجزیه XRF نمونه‌ها در جدول ۲) تمایز مشخص بین روند‌های مشاهده شده از انکلاوهای ماگمایی مافیک و سنگ‌های میزبان و شباهت‌های عمده بین انکلاوهای فلسیک و میزبان است. مقادیر بالاتر اکسیدهای FeO_{tot} , MgO , CaO , MnO , TiO_2 بالاتر SiO_2 در میزبان‌ها و همسان بودن تقریبی مقادیر اکسیدهای Na_2O و K_2O و بیشتر عناصر کمیاب بین میزبان و انکلاوهای ماگمایی، با توجه به روند‌های خطی دیده شده در الگوی تغییرات اکسیدهای FeO_{tot} , MgO , CaO و پراکندگی اکسیدهای K_2O و Na_2O در نمودارهای هارکر و همچنین شباهت الگوی نمودار عنکبوتی آنها به ترتیب به وقوع پدیده آمیختگی ماگمایی و همگن‌شدگی ترکیبی وسیع بین ماگمای میزبان و انکلاو ماگمایی نسبت داده شده است. افزون بر این در بررسی عناصر کمیاب (شکل ۶) بین عناصر Ni , Cr با FeO_{tot} و SiO_2 در انکلاوها همبستگی مناسبی وجود داشته و شیب تغییرات آنها منفی است و کاهش پیش‌رونده مقادیر Cr , V و Co از انکلاو به میزبان با افزایش SiO_2 ، نشانه‌ای برای منشأ مافیک انکلاوهای ماگمایی یاد شده است (برای مثال: Kumar & Rino, 2006). از جمله تفاوت‌های بین انکلاوهای مافیک و فلسیک، ماهیت متاآلمین و کلسیمی-قلیایی تا کلسیمی انکلاوهای مافیک در مقابل ماهیت پرآلمین انکلاوهای فلسیک است (شکل ۷ و ۸). بیشتر نمونه‌های سنگ‌های میزبان کلسیمی-قلیایی پتاسیم بالا بوده و بجز دو نمونه که در محدوده پرآلمین قرار گرفته‌اند، بقیه نمونه‌ها متاآلمین هستند. ماهیت کلسیمی-قلیایی نمونه‌های میزبان با حضور انکلاوهای ماگمایی مافیک در آنها سازگار است، زیرا تجربه نشان داده است که بیشتر توده‌های نفوذی کلسیمی-قلیایی دارای انکلاوهایی هستند که اختلاف ژئوشیمیایی مشخصی با سنگ میزبان خود نشان می‌دهند و محصول تقابل ماگمای گوشته‌ای و مذاب پوسته‌ای هستند (Arslan & Aslan, 2005; Bonin, 1990). هماهنگی الگوی تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۹) در انکلاوهای فلسیک و روند تغییرات مشاهده شده در سنگ‌های میزبان در برابر روند صعودی SiO_2 در کنار نزدیکی‌های کانی‌شناختی و توزیع مکانی آنها در توده میزبان موجب شده تا آنها به گسیختگی‌های احتمالی در بخش‌های حاشیه‌ای توده نفوذی در طی مراحل مختلف تزریق ماگمایی نسبت داده شوند (برای مثال: Donaire et al., 2005).

۵- نتیجه‌گیری

- بر مبنای مطالعات صحرایی و بررسی شکل، پراکندگی مکانی، فراوانی انکلاوهای ماگمایی و بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی مشخص شد که با حرکت از رخمون‌های حاشیه‌ای به سمت بخش‌های درونی تر توده از فراوانی، ابعاد، طول‌شدگی و تنوع آنها کاسته می‌شود. کاهش چشمگیر تعداد و ابعاد آنها در بخش‌های درونی توده را می‌توان به جهت افت حرارتی ماده مذاب از حاشیه به مرکز و در نتیجه تأثیر حرارتی طولانی‌تر مذاب در بخش‌های درونی توده بر بیگانه‌سنگ‌های دگرگونی و همچنین افزایش مدت زمان واکنش‌های دو جانبه بین بسته‌های ماگمایی مافیک و مذاب گرانیته نسبت داد. طول‌شدگی در بخش‌های حاشیه‌ای محصول عملکرد نیروهای زمین‌ساختی و همچنین جریان ماگمایی قوی در این بخش نسبت به بخش‌های درونی تر توده ماگمایی

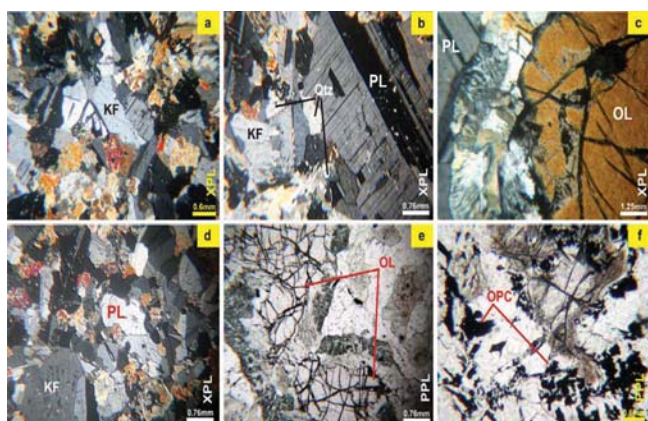
جدول ۱- کمترین و بیشترین نسبت طول ظاهری به عرض ظاهری، بالاترین و پایین ترین میزان اندازه گیری شده برای اندازه محور طولی ظاهری انکلاوهای ماگمایی (En) و بیگانه سنگ های دگرگونی (X)

Name of Stations	A.R(max)	A.R(min)	Longitudinal axis(cm)
EnS-59	3	2.4	10-75
EnS-46	5.58	4.1	10-75
EnS-42	6.5	5	10-75
EnS-47	9	18	10-75
EnS-4	2.73	1.57	2-20
EnS-22	1.45	1.1	2-20
EnS-15	3.5	1.05	2-20
EnS-1	3.71	1.2	2-20
EnS-2	1.8	1.2	2-20
EnS-18	1.3	1.1	2-20
EnS-5	5.4	1.47	2-20
EnS-41	3.42	2.5	2-20
EnS-50	5	1.1	2-20
XS-62	10	8	40-80
XS-48	7.5	2.73	40-80

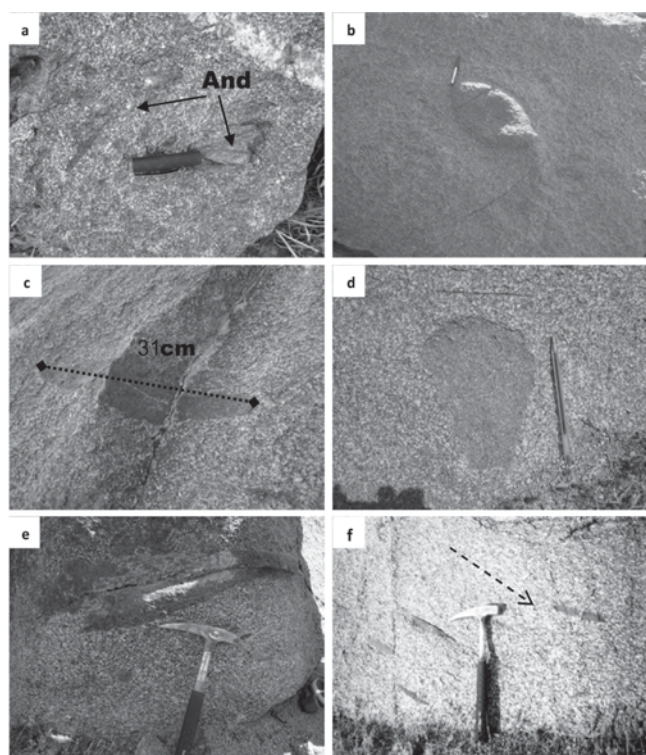
جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی (XRF) انکلاوها و میزان گرانیتویدی آنها (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب ppm)

	انکلاوهای ماپیک										میزان ها			
	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

ادامہ جدول ۲

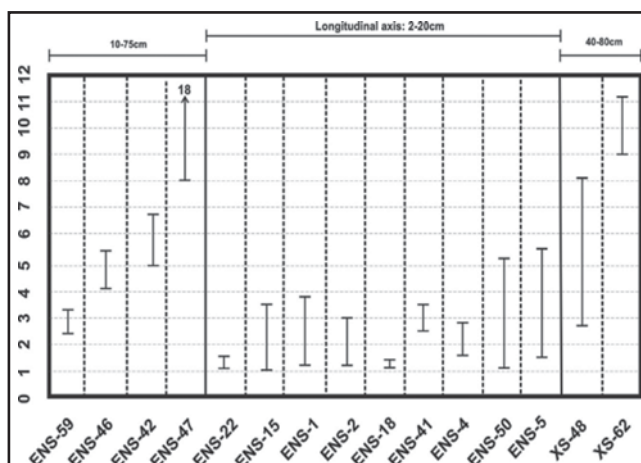


شکل ۲-۸، b) تصویری از مجموعه کانی‌شناسی توده گابرو-دیوریتی که افزون بر اولوین‌های تحلیل رفته، ارتوکلاز و پلاژیوکلاز و کوارتز نیز قابل مشاهده‌اند، c) تصویری از حاشیه واکنشی کانی اولوین، d) تصویری دیگر از نمونه یاد شده و مشاهده فلدسپار قلیایی درشت بلور (لازم به یادآوری است که به منظور تشخیص درست پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی از هم و پرهیز از اشتباهات احتمالی از روش رنگ‌آمیزی استفاده شده است)، e) تصویری دیگر از حاشیه واکنشی اولوین (نور عادی)، f) تشکیل کانی‌های کدر در ترک‌های سطح اولوین.

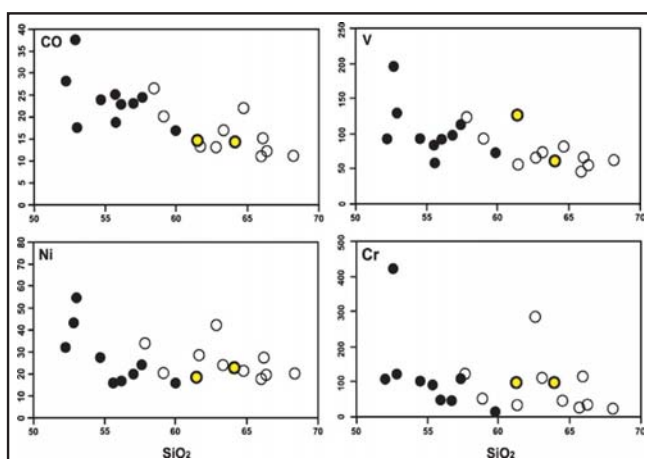


شکل ۴- وضعیت تعدادی از انکلاوها و بیگانه‌سنگ‌ها در مشاهدات صحرایی. (a) بیگانه بلور (زئوکریست) آندالوزیت (And) در گرانیته که شیت‌های آندالوزیت‌دار مسیر صعود خود را هضم نموده است (بقایای برگ‌وارگی شیت‌های یاد شده در سنگ میزبان بیگانه‌سنگ‌ها دیده شده است)، (b) انکلاو ماگمایی مافیک دوکی شکل (En_2) در میزبانی که جهت یافتگی نشان نمی‌دهد، (c) انکلاو ماگمایی مافیک دوکی شکل با طول‌شدگی مشخص (En_{57}) در میزبانی دگرریخت، (d) انکلاو ماگمایی فلیسک (En_{57})، (e) انکلاو ماگمایی مافیک طولی شده و انحنا یافته در میزبانی کاملاً جهت یافته (En_{42})، (f) بیگانه‌سنگ‌های به‌شدت جهت یافته در جهت برگ‌وارگی میزبان (XS_{48}).

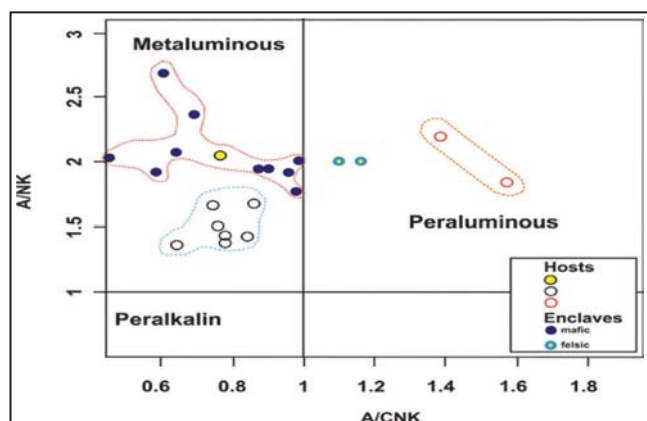
سنگ میزبان								انکلاوهاي فلزيک	
	G-1	G-33b	G-22	GX-40	X-22	G-33a	G-5	F1	F2
SiO ₂	62.76	68.23	57.76	64.68	60.39	59.07	63.22	64.2	62.3
Al ₂ O ₃	11.42	13.26	15.09	16.90	12.14	12.05	11.41	15.7	16.7
FeO*	7.34	4.86	13.61	5.06	10.57	10.61	7.46	6.0	6.2
MgO	4.51	1.35	3.82	11.75	3.83	4.31	4.49	1.8	2.4
CaO	4.98	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		



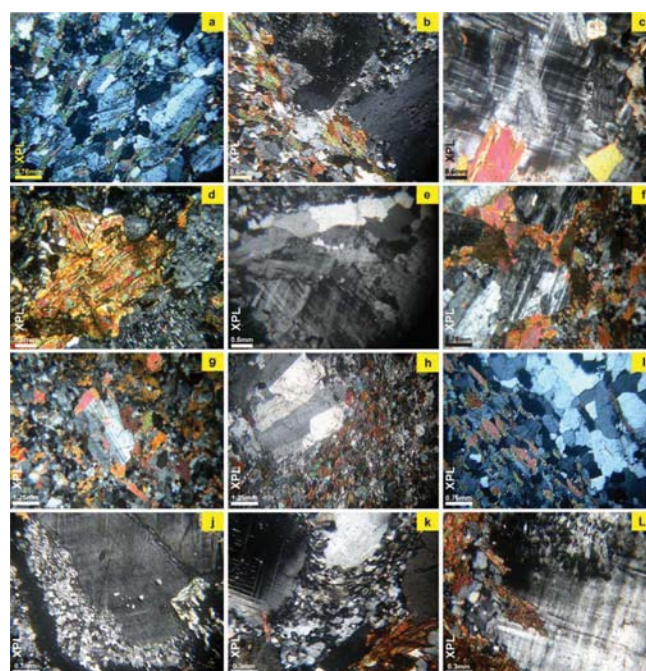
شکل ۳- نمایش ترسیمی مقادیر جدول ۱



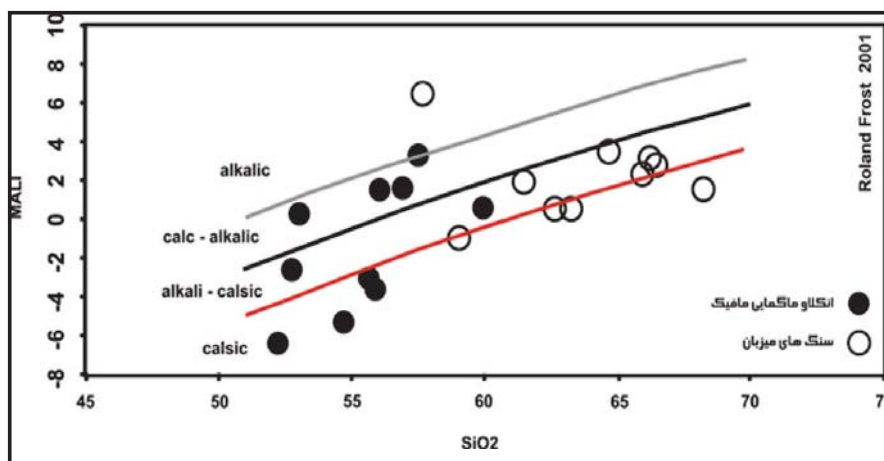
شکل ۶- نمودار روند تغییرات عناصر کمیاب یاد شده با افزایش SiO_2 (علائم: انکلاوهای مافیک (دایره توپر) و انکلاوهای فلسیک (حلقه ستبر) و میزبانها (حلقه نازک))



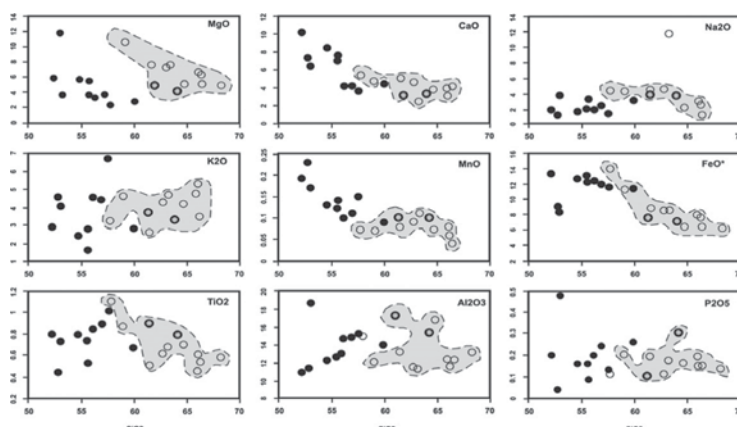
شکل ۷- وضعیت انکلاوهای مافیک (دایره توپر) و انکلاوهای فلسیک (حلقه ستبر) و میزبانها (حلقه نازک) در نمودار Shand (1943) همان طور که مشاهده می شود، انکلاوهای فلسیک در محدوده پرآلومین قرار گرفته اند. این انکلاوها که مربوط به سقف و حاشیه توده هستند، ماهیت فلسیک و پرآلومین دارند.



شکل ۸- تصاویری از مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه شده از انکلاوهای ماگمایی و سنگ میزبان. (a) جهت یافتگی مشخص بیوتیت و فلدسپار در انکلاو، (b) آرایش خطی منظم و جهت یافتگی بیوتیت و پلاژیوکلاز در مرز انکلاو و میزبان، معیاری برای وقوع جریان ماگمایی، (c) ماکل تارتن در میکروکلین، در سنگ میزبان تکنونیزه، (d) کینگ باند در بیوتیت انکلاو نشانه‌ی تغییر شکل حالت جامد است، (e) کوارتزهای دوباره تبلور یافته و طویل شده و تشکیل ماکل میکروکلین در فلدسپار در مجموعه‌ای که تحت تأثیر تغییر شکل حالت جامد قرار گرفته است، (f, g) مرز انکلاو و میزبان (بالای مرز، محدوده میزبان است)، که جهت یافتگی مشخص درشت بلورهای فلدسپار در میزبان بیان گر جهت جریان ماگمایی و حضور انکلاو و میزبان در حالت نیمه مذاب در کنار یکدیگر است، (h) رشد پوششی کانی های انکلاو روی هم و روی سطح درشت بلور پلاژیوکلاز نیز نشانه جریان ماگمایی است، (i) تصویری دیگر از مرز انکلاو ماگمایی مافیک و میزبان فلسیک، (j, k, l) تصاویری از خرد شدگی و کاهش ابعاد بلوری و تبلور دوباره در حاشیه فلدسپارها، همراه با تشکیل ماکل تارتن در میکروکلین در اثر عملکرد تنش بر آنها.



شکل ۹- ماهیت کلسیمی- قلیایی نمونه های میزبان و پراکندگی بالاتر انکلاوهای مافیک براساس شاخص $\text{MALI} = \text{CaO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Frost, 2001)



شکل ۹- نمودار روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی با افزایش SiO_2 در همه اکسیدها، انکلاوهای فلسیک در محدوده نمونه‌های میزبان قرار گرفته‌اند. به روند کاهش تغییرات برای اکسیدهای $\text{FeO}_{(0)}$, MgO , CaO , MnO , TiO_2 در انکلاوهای مافیک و مقادیر بالاتر اکسیدهای $\text{FeO}_{(0)}$, MgO , CaO , MnO , TiO_2 نسبت به میزبان توجه شود (علائم همانند شکل ۶).

کتابنگاری

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵- پترولوژی توده گرانیتیوییدی بروجرد. رساله دکتری. دانشکده علوم دانشگاه تهران.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۶۰- تقسیم‌بندی تکتونیکی ایران با توجه به حوضه‌های رسوبی، مجله انجمن نفت ایران، صفحه ۱۹-۲۸.
- سپاهی گرو، ع. ا.، ۱۳۷۸- پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها، رساله دکتری پترولوژی، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- صادقیان، م.، ۱۳۷۴- بررسی پترولوژی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- گودرزی، ج. ا.، ۱۳۷۴- ماگماتیسم و متامورفیسم منطقه ملایر- بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم.
- ولی‌زاده، م.، ۱۳۷۲- پترولژن توده گرانیتیوییدی بوبین-میاندشت (جنوب خاوری الیگودرز). فصلنامه علوم زمین، سال دوم، شماره ۷. ص ۷۴-۸۴.

References

- 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.
- 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*.
- 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. *Gelological journal* 25 :261-270.
- D'Lemos, R. S., 1996- Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Islands, UK. *Lithos* 38: 233–257.
- 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
- Frost, B. R., Barnes, C. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. & Frost, C. D., 2001- A Geochemical classification for Granitic Rocks, *Journal of Petrology*, 42: 2033-2048.
- Hutton, J., 1795-The theory of the earth. Edinburgh.
- 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 Malanjhand granitoids, central India: evidence of magma mixing, mingling, and chemical equilibration. *Contrib. Mineral. Petrol* (2006) 152:591–609
- Lacroix, A., 1893- Les enclaves des roches volcaniques. Protat, Mâcon, 770pp.
- Mazhari, S. A., Bea, F., Amini, S. & Ghalamghash, S., 2008- Estimation of pressure and temperature of intrusive rocks crystallization: A case study of Naqadeh, Pasveb and Delkeh plutons, W Iran. *S. Apphed Sci.*, 8: 934-945.
- Paterson, S. R., Vernon, R. H. & Tobisch, O. T., 1989- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.
- Shand, S. J., 1943- Eruptive Rocks. John Wiley & Sons.
- 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.
- Valizadeh, M.V. & Cantagrel, J. M., 1975b- premiers données radimétriques (K-Ar) et (Rb-Sr) sur les micas du complexe du Mount Alvand, C. R. Acad.Sc. Paris, t.281, serie D.
- 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., 2000- Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow. *Electronic Geosciences.* 5:2.
- Vernon, R. H., 2004- A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, 594 pp.
- 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, p. 41.

Application of Remote Sensing in Exploration Pumice Around Damavand Apex

S. M. Masoudi¹, F. Fereidoni^{2*} & A. A. Matkan¹

¹Earth Sciences Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran.

²Geography Faculty, University of Tehran, Tehran, Iran.

Received: 2009 January 18

Accepted: 2010 January 24

Abstract

In this study, for the first time, Pumices around Damavand Mountain is studied by IRS-1C, Aster and ETM+ images. For this purpose at first, all images are preprocessed. It means geometric corrections and registering images together and with topography maps (1:25000) are done. Then atmospheric corrections, calibration of radiance and reflectance and topographic correction with Minneart method are done too. Preprocessing, some techniques like PCA, IHS, OIF, FCC and SAM have been done. Pan image of IRS-1C satellite for data fusion in visible and near infrared of Aster at visual interpretation and recognizing of roads and mines is better than ETM images. After data preprocessing, some techniques like PCA, IHS, OIF, FCC and SAM have been done. Pan image of IRS-1C satellite for data fusion in visible and near infrared of Aster at visual interpretation and recognizing of roads and mines is better than ETM images. IHS and PCA methods equally have separated clearly Pumice mines and trachyandesites without vegetations and soils covers. With respect to VNIR of Aster has more intensity than other spectral areas. Also because of high topographic changes and pampas vegetation, visible bands and Very Near Infrared (VNIR) of Aster aren't too useful. These spectral areas are caused mixing classes together, especially limestones and pumice. Totally for most of stones and different ores, spectral area of Short Wave Infrared (SWIR) of Aster has the best ability. For categorizing and extracting pumices potential layers from images, sampling is done on pixel or pixels that contain Pumice mines. Because of less expansion of mines, samples are picked up on just one pixel or in maximum case ten pixels. According to that limitation, Spectral Angle Method (SAM) technique has more ability than the other methods. Use of DEM for separation flat or low dip lands whereas are placed for Pumices in northern, eastern and some southern parts of studied area is effective, but any worthwhile tracks of pumice weren't found in south-west of mountain. Finally mining hopeful areas in cast of mining potential map is prepared. By calculating the overlay of effective geology structure layer with pumice mines areas layer, which is extracted from PAN image, the amount of overlay is calculated ninety three percent.

Key words: SAM, Pumice, RS, Aster, DEM, ETM+.

For Persian Version see pages 3 to 8

*Corresponding author: F. Fereidoni; E-mail: sfereidoni@gmail.com

The Using of Field and Microstructural Evidences in Determination of the Origin of Magmatic Enclaves and Metapelitic Xenoliths in Malayer Plutonic Complex (West of IRAN)

R. Deevsalar^{1*} & M.V. Valizadeh²

¹ Tarbiat Modares University, Faculty of Basic Sciences, Dep. of Geology, Tehran, Iran

²University of Tehran, College of Science, Faculty of Geology, Tehran, Iran

Received: 2008 September 30

Accepted: 2009 February 03

Abstract

The results of field studies (i.e. shape, dimensions, spatial distribution, condition of enclaves and xenoliths in the host rocks at available outcrops) experimental observations (i.e. petrographical and microstructural study of enclaves and xenoliths and whole rock geochemistry of magmatic enclaves) show that magmatic enclaves are mafic and felsic types, while xenoliths are hornfelsic. Elongation of magmatic enclaves and hornfelsic xenoliths along their apparent longitude axis in the margin of intrusive body are attributed to influence of stress on enclaves in melt or semi-solid phases and xenoliths in plastic form. In addition, this is related to impact of high force of magmatic flow in contact with metamorphic wall rocks. This indicates that the origin of xenoliths is the metamorphic rocks which lie at the periphery of the intrusive body. Existing of aligned mafic enclaves in the host, in addition to, presence of signs of plastic deformations (in microscopic scale) in micro-scale fluid features can be attributed to superimposition of solid-state deformation on magmatic flow. Due to lack of solid-state

plastic deformation evidences, applicability of magmatic flow criteria and distinguishable interface of magmatic enclaves with host rocks in microscopic and macroscopic scales, spherical, globular, ellipsoidal and spindle shapes of mafic magmatic enclaves attributed to presence of theirs as mafic globule and packets in the host felsic magma, and also their similarity in superficial appearance, textural, mineralogy and geochemistry with the host rock, attributed to their different origin and magma mixing event. The formation of irregular shaped magmatic felsic enclaves with recognizable mineralogical and geochemical similarity to the host rocks, which are observed at the periphery or ceiling of the plutons, related to peripheral interruption in the primary phase of magmatic injection caused by the high pressure of consecutive injection pulse and replacement of new magmatic charge.

Key words: Malayer, Magmatic enclave, Xenoliths, Aspect ratio, Solid-State deformation, Flow deformation, Magma mixing

For Persian Version see pages 9 to 16

*Corresponding author: R. Deevsalar ; E-mail: Reza-dsalar@yahoo.com

A New Effective Approach for Enhancement of SAR Images Based on Extraction of Interscale Dependencies in the Wavelet Domain

M. Forouzanfar¹, H. Abrishami-Moghaddam^{1*} & M. Dehghani¹

¹ K.N. Toosi University of Technology, Tehran, Iran

Received: 2008 April 12

Accepted: 2008 November 30

Abstract

Despite the wide application of SAR images in lineaments extraction, DEM generation and displacements determination, their radiometric quality and interpretability is degraded due to the presence of a multiplicative noise called speckle. Therefore, the enhancement of SAR images is an important step before using them in any application. In this paper, a new image enhancement method tailored to SAR images is proposed. In this method, the logarithmically transformed SAR image is decomposed using the dual-tree complex wavelet transform (DTCWT). In order to effectively extract the wavelet interscale dependencies, the signal component of wavelet coefficients is modeled with an isotropic stable distribution, while the noise component is approximated using an isotropic Gaussian model. A bivariate Bayesian estimator is then designed to effectively remove speckle from noisy coefficients in the complex wavelet domain. Both quantitative and qualitative comparisons of the proposed method with new speckle reduction methods, demonstrate its higher performance in speckle reduction from SAR images

Keywords: Speckle Noise, SAR Images, Dual-Tree Complex Wavelet Transform (DTCWT), Bivariate Bayesian Estimator, Bivariate Isotropic Stable Distribution.

For Persian Version see pages 17 to 22

* Corresponding author: H.Abrishami_moghaddam; E_mail: moghadam@saba.kntu.ac.ir

Geochemistry of the Asmari Formation at the Tang-e-Sapou and Tang-e-Ban Outcrop Sections, Kohgiluyeh va Bouyer Ahmad Province

Z. K. Mossadegh^{1*}, M. H. Adabi¹ & A.Sadeghi¹

¹Department of Geology, Science Faculty, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Received: 2007 December 10

Accepted: 2009 February 02

Abstract

We studied the geochemistry of the Asmari Formation in two outcrop sections: Tang-e-Sapou a 260 m section near Dehdasht City (Kohgiluyeh va Bouyer Ahmad Province) and Tang-e-Ban a 214 m section near Behbahan City (Khuzestan Province). Sampling included the complete Asmari Formation and the top of the Pabdeh Formation. The Late Oligocene to Early Miocene Asmari Formation lies above the Pabdeh Formation and is overlain by the Gachsaran Formation. Elemental geochemistry (Fe, Mg, Na, Sr, Mn, Ca), and Oxygen and Carbon isotope analyses indicate that meteoric diagenesis affected carbonates of the Asmari Formation. The $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ data plots in an inverted J-trend suggesting that meteoric diagenesis occurred in a closed to semi-closed system. The geochemistry also