



Research Article

Petrography, geochemistry and Fractal analysis of Mafic Enclaves in the Alvand Plutonic to investigate magma mixing processes

Sara Shakiba, Ph.D. Student, Department of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran
sarashakiba25@gmail.com

Ali Asghar Sepahi-Gerow *, Professor, Department of Geology, Faculty of Science, Bu Ali Sina University, Hamadan, Iran
sepahi@basu.ac.ir

Abstract

The Alvand plutonic complex is located in Sanandaj- Sirjan Zone in south and west of Hamedan. Petrographic studies indicate that this body is composed of mafic intrusive rocks, porphyry granitoids and leucocratic granitoids with various enclaves such as surmicaceous, mafic microgranular and felsic microgranular enclaves. Field, petrography and geochemical studies show that the enclaves, the host and the mafic rocks have calc-alkaline affinity and aluminum saturation index of the host rock is peraluminous and mafic microgranular enclaves and mafic rocks are metaluminous and in the boundary between metaluminous and peraluminous fields. On the base of spider diagrams, all rocks are depleted in HFSE and enriched in LILE, which is particular of rocks of the subduction zones. The complexity of the morphology of the enclaves (fractal dimension) confirms the importance of magma mixing in this body. Fractal dimensions of the enclaves vary between 1.08 to 1.21 and the frequency of $D_{box}=1.1$ is the highest one in histogram. According to the fractal dimensions of enclaves, the logarithm of viscosity ratio of the host rock and the enclave ranges from 0.48 to 0.74 with most values clustering around 0.51. The different forms of the studied microgranular mafic enclaves suggest that the effect of magma mingling (mechanical mixing) on the enclaves and the host have been various in different parts of the Alvand body so that from the border of mafic body to the center of granitoid body enclaves become smaller, fewer; and their fractal dimensions decrease.

Key words: enclave, geochemistry, fractal analysis, magma mixing, the Alvand Plutonic Complex, Sanandaj – Sirjan

* Corresponding author



سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و تحلیل فرکتال انکلاوهای مافیک توده آذرین درونی الوند برای بررسی فرایند آمیختگی ماگمایی

سارا شکیبا، دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

sarashakiba25@gmail.com

علی اصغر سپاهی‌گرو*، استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

sepahi@basu.ac.ir

چکیده

مجموعه آذرین درونی الوند در پهنه سنج - سیرجان و در جنوب و باختر همدان جای دارد. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهند این توده از سنگ‌های آذرین درونی مافیک، گرانیتوئیدهای پورفیروئید و لوکوکرات همراه با انکلاوهای سورمیکاسه، میکروگرانولار مافیک و میکروگرانولار فلسیک و هورنفلسی تشکیل شده است. بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهند انکلاوها، سنگ میزبان و سنگ‌های مافیک سرشت کالک‌آلکان دارند و از دیدگاه شاخص اشباع از آلومین (ASI) سنگ میزبان در محدوده پراآلمین، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و سنگ‌های مافیک در محدوده متاآلمین و مرز متاآلمین و پراآلمین هستند. برپایه نمودارهای عنکبوتی، در همه سنگ‌ها تهی‌شدگی از عنصرهای HFSE و غنی‌شدگی از عنصرهای LILE دیده می‌شود که از ویژگی‌های سنگ‌های پهنه‌های فرورانس است. پیچیدگی ریخت‌شناسی انکلاوها نشان‌دهنده پدیدارشدن ساختارهای فرکتال در انکلاوهای الوند و نشانه‌ای از رویداد فرایند آمیختگی ماگمایی در این توده است. ابعاد فرکتال انکلاوها از 1/08 تا 1/21 متغیر است و در نمودار ستونی مد آن 1/1 است. برپایه بعد فرکتال انکلاوها، نسبت لگاریتم گرانروی سنگ میزبان به انکلاو، طیفی از 0/48 تا 0/74 را نشان می‌دهد و مد آن در نمودار ستونی 0/51 است. از آنجایی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده آذرین درونی الوند به شکل‌های مختلف دیده می‌شوند، این نکته پیشنهاد می‌دهد اثر آمیختگی ماگمایی (آمیختگی مکانیکی) روی انکلاوها و میزبان در بخش‌های مختلف شمال توده الوند متفاوت بوده است؛ به گونه‌ای که از مرز توده مافیک به سوی مرکز توده گرانیتوئیدی، اندازه انکلاوها کوچک‌تر، شمار آنها کمتر و بعد فرکتال در آنها کاهش می‌یابند.

واژه‌های کلیدی: انکلاو، زمین‌شیمی، تجزیه و تحلیل بعد فرکتال، آمیختگی ماگما، توده آذرین درونی الوند،

سنجد - سیرجان

مقدمه

مجموعه آذرین درونی الوند طیف گسترده‌ای از سنگ‌های مافیک تا فلسیک را دربر می‌گیرد. حجم اصلی توده آذرین درونی الوند ترکیب مونوزوگرانیت پورفیروئید دارد. بسیاری از پژوهشگران توده آذرین درونی الوند را از جنبه‌های گوناگون بررسی کرده‌اند. به باور Valizadeh (1976)، سنگ‌های گرانیتوئیدی کمپلکس الوند در دو مرحله نفوذ کرده‌اند. در مرحله نخست، گرانیتوئیدهای پورفیری نفوذ کرده و در مرحله بعدی که هنوز توده نفودی پیشین کاملاً منجمد نبوده است، گرانیتوئیدهای لوکوکرات نفوذ کرده‌اند. ایشان گرانیتوئیدهای اصلی کمپلکس الوند را از نوع همزمان با کوهزایی و حاصل آناکسی سنگ‌های قدیمی (گرانیتوئیدهای نوع S) دانسته‌اند. برپایه ویژگی‌های ترکیبی سه دسته سنگ‌های اصلی، این توده به سه سری از ماگماهای مختلف تعلق دارد که خاستگاه آنها با فرایندهای سنگ‌شناسی متفاوتی توضیح داده می‌شود. گابروها خاستگاه گوشته‌ای دارند. خاستگاه گرانیت‌ها پوسته قاره‌ای (گرانیت‌ها و ارتوگنایس‌های پروتروزوییک) است و گرانیتوئیدهای لوکوکرات حاصل ذوب پوسته‌ای غنی از پلاژیوکلاز، مانند تونالیت‌ها و رسوب‌های دگرگون‌شده هستند (Aliani et al., 2011). در مجموعه آذرین درونی الوند، در میان توده‌ها، ماگماتیسیم مافیک دوره زمانی طولانی‌تری دارد؛ اما در برخی دوره‌ها احتمال همپوشانی زمانی بین برخی فازهای فلسیک و مافیک وجود داشته است (Sepahi, 2008). به باور Sepahi (1999)، برپایه بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی، توده آذرین درونی الوند در پنج مرحله تزریق تشکیل شده است. در مرحله نخست، سنگ‌های بازیک و حد واسط با خاستگاه گوشته‌ای،

در دو مرحله بعدی گرانیتوئیدهای پورفیروئید با خاستگاه آناکسی پوسته‌ای (گرانیتوئیدهایی که با میگماتیت‌های منطقه ارتباط دارند) و در دو مرحله پایانی، گرانیتوئیدهای لوکوکرات که احتمالاً در پی ذوب‌بخشی سنگ‌های دیوریتی پوسته میانی تشکیل شده‌اند، کمپلکس الوند را پدید آورده‌اند. Sadeghian (1995) به بررسی سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین و دگرگونی منطقه چشمه‌قصابان همدان پرداخته است. به گفته وی، مجموعه دگرگونی همدان دست‌کم از یک مرحله دگرگونی ناحیه‌ای و چند مرحله دگرگونی مجاورتی تشکیل شده است. Sepahi (2008) با بررسی زینوکریست‌ها، انکلاوها و دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم در مجموعه آذرین درونی الوند، انکلاوهای گوناگون مجموعه آذرین درونی الوند را شناسایی کرده است. Alizadeh (2011) به بررسی انکلاوها و اهمیت آنها در تفسیر سنگ‌زایی مجموعه آذرین درونی الوند پرداخته است و برپایه شواهد سنگ‌نگاری، خاستگاه انکلاوهای میکروگرانولار مافیک را گوشته‌ای و میزبان گرانیتوئیدی را پوسته‌ای دانسته است. در توده آذرین درونی الوند، انکلاوهای مافیک با ساختار فیزیکی متمایز و توزیع فضایی ویژه نسبت به یکدیگر به‌فراوانی دیده می‌شوند. اصولاً آمیزش ماگمای سنگ‌های آذرین فلسیک و بازیک در توده‌های آذرین درونی و آتشفشانی که با نام پدیده آمیختگی (اختلاط) ماگمایی شناخته می‌شود، انکلاوهایی با ساختار فیزیکی و شیمیایی متفاوت را پدید می‌آورد. از دیدگاه ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی، انکلاوهای در توده آذرین درونی الوند شباهت‌ها و تفاوت‌هایی را با گرانیتوئید میزبان نشان می‌دهند. بررسی انکلاوهای درون گرانیت‌ها، از موضوعات مهم در بررسی گرانیت‌هاست که از سال‌ها پیش پژوهشگرانی

بیشتر ماگمای انکلاوها با ماگمای اسیدی به‌شمار می‌رود. پس هرچه سطح همبری میان انکلاو و میزبان نامنظم‌تر و یا به گفته دیگر، بعد فرکتال انکلاوها بیشتر باشد، میزان آمیزش میان ماگماهای مافیک و فلسیک کمتر بوده است. برعکس، هرچه سطح همبری میان انکلاو و میزبان منظم‌تر باشد، بعد فرکتال انکلاوها کاهش می‌یابد و نشان‌دهنده درجه بالای آمیختگی ماگمای مافیک و فلسیک خواهد بود. با این حال از آنجایی که به سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی انکلاوهای توده آذرین درونی الوند هنوز کمتر چندان پرداخته نشده است، در این نوشتار تلاش شده است با استناد به نتایج به‌دست‌آمده از ویژگی‌های صحرایی، بررسی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی انکلاوها و سنگ‌های گرانیتویدی میزبان، افزون‌بر بررسی بود یا نبود روابط زایشی میان انکلاوها و گرانیتویدهای میزبان، خاستگاه و چگونگی پیدایش آنها و ساختارهای فرکتال انکلاوها در توده آذرین درونی الوند بحث و بررسی شوند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده با مساحت نزدیک به 400 کیلومترمربع میان طول‌های خاوری $48^{\circ}13'$ تا $48^{\circ}35'$ و عرض‌های شمالی $34^{\circ}30'$ تا $34^{\circ}52'$ در باختر ایران و در استان همدان (بین شهرهای همدان، تویسرکان و اسدآباد) جای دارد (شکل 1). از دیدگاه زمین‌شناختی ساختاری Stöcklin (1968)، همه توده آذرین درونی الوند در بخش شمال‌باختری پهنه‌سندج-سیرجان جای گرفته است. به‌طور کلی، توده آذرین درونی الوند دربردارنده سه دسته سنگ‌های اصلی، شامل گابروها، گرانیت‌ها و گرانیتویدهای لوکوکرات

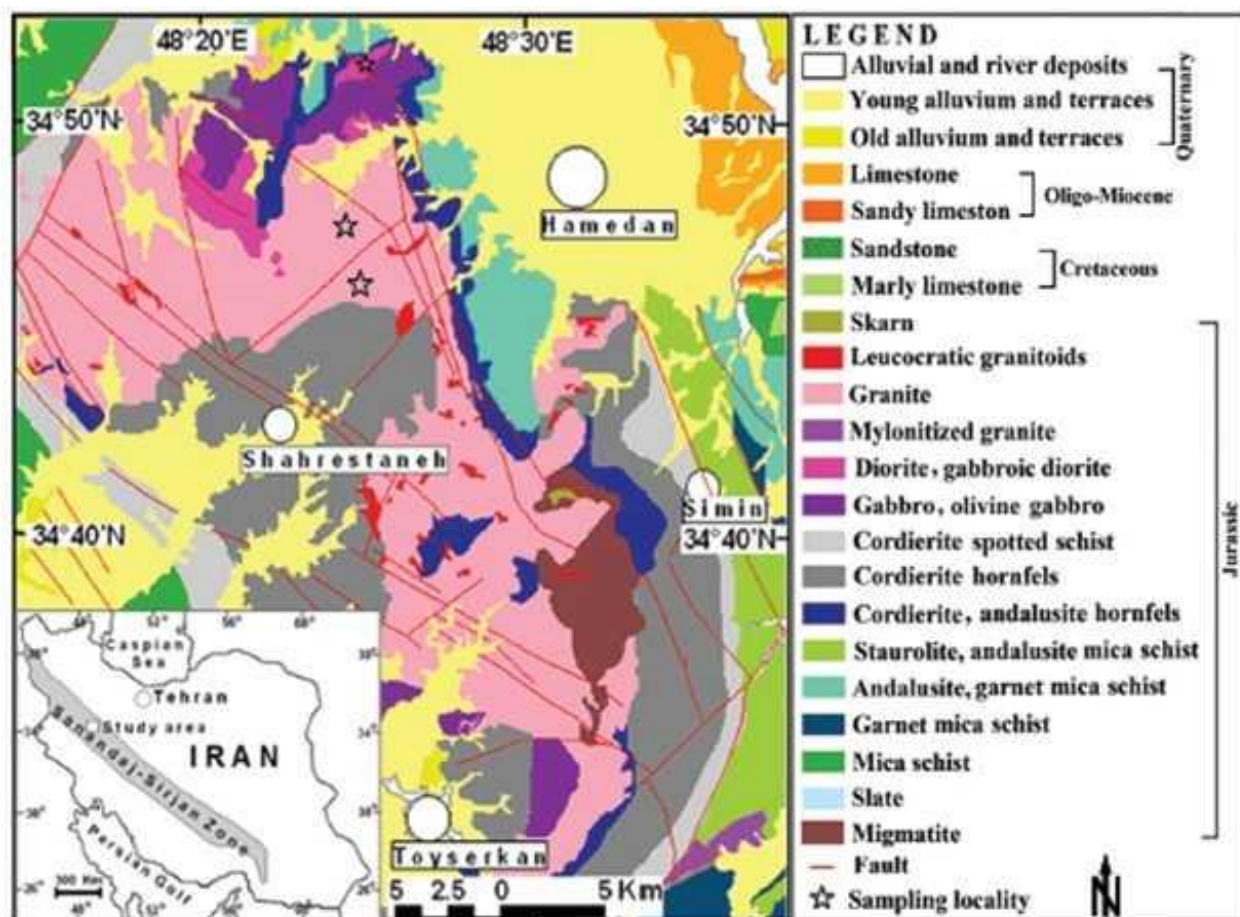
مانند Hutton (1795)، Lacroix (1893) و Barbarin و Didier (1991) به آن پرداخته‌اند. از این‌رو، بررسی انکلاوها اطلاعات ارزشمندی درباره خاستگاه و سرشت سنگ خاستگاه، تحولات ماگمای سازنده توده‌های آذرین درونی و بررسی آمیختگی ماگمایی در اختیار می‌گذارند. در هنگام آمیختگی ماگمایی دو منطقه ساکن و فعال پدید می‌آیند. از آنجایی که انکلاوهای ماگمایی در مناطق ساکنی پدید می‌آیند که تبدلات شیمیایی کمتری دارند، عناصرها به اندازه کافی میان ماگمای مافیک انکلاو و ماگمای اسیدی میزبان مبادله نمی‌شوند. از این‌رو، آنها نماینده ترکیب ماگمای مافیک نخستین هستند (Perugini et al., 2003). با گذشت زمان و در پی تبادل شیمیایی، ترکیب نخستین انکلاوها تغییر می‌کند. حضور بلورهای ماگمای میزبان (مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار و کوارتزهای چشمی) در ماگمای انکلاوها و همچنین، حضور بلورهای پتاسیم‌فلدسپاری که نیمی از آنها درون انکلاو و نیم دیگرشان در میزبان قرار دارند، نشان می‌دهد هنگام آمیختگی ماگمایی، سیال‌ها از ماگمای فلسیک میزبان به ماگمای مافیک مهاجرت کرده‌اند (Kumar, 2010). فاز سیال حاصل از ذوب‌بخشی یا ذوب کامل کانی‌های درون ماگمای فلسیک آلودگی و رقیق‌شدن ماگماهای انکلاو با ماگمای فلسیک را به‌دنبال دارد (Perugini and Poli, 2004). در حقیقت، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بخش‌هایی از ماگمای مافیک هستند که دستخوش درجات متفاوتی از آمیزش با ماگمای میزبان شده‌اند و با افزایش میزان آمیختگی ماگمایی از بعد فرکتال انکلاوها کاسته شده است. از این‌رو، کاهش بعد فرکتال انکلاوها همراه با کاهش پیچیدگی‌های ریخت‌شناسی آنها بازتابی از آلودگی

(لوکوتونالیت و لوکوگرانودیوریت) است. برپایه سن-سنجی با روش U-Pb روی کانی زیرکن، در زمان ژوراسیک میانی در نوار دگرگونی-آذرین درونی سندج-سیرجان جایگزین شده‌اند. بر این پایه، برای گابروهای الوند سن $166/5 \pm 1/8$ میلیون سال پیش، برای گرانیت‌های الوند سن‌های $161/0 \pm 7/6$ تا $163/5 \pm 0/9$ میلیون سال پیش و برای لوکوگرانیت‌های الوند سن $153/3 \pm 2/7$ تا $154/1 \pm 4/3$ میلیون سال پیش گزارش شده‌اند (Shahbazi et al., 2010). گرانیت‌های اصلی که بیشترین حجم توده آذرین درونی الوند را می‌سازند، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، میکروگرانولار فلسیک، هورنفلسی و رستیت‌های سورمیکاسه دارند که به شکل کروی، بیضوی و زاویه‌دار در صحرا دیده می‌شوند. اندازه انکلاوها از ابعاد سانتیمتر تا چند متری است. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک فراوان‌ترین نوع انکلاو در توده گرانیتویدی الوند هستند. این انکلاوها نسبت به میزبان گرانیتویدی تیره‌تر و دانه‌ریزتر هستند و بافت آذرین دارند. همچنین، از دیدگاه ریخت‌شناسی بیشتر آنها به صورت بیضوی و گرد هستند؛ اما گاه به شکل‌های دیگر نیز دیده می‌شوند. مرز میان انکلاو و میزبان غالباً واضح و مشخص است؛ اما گاه می‌تواند مبهم، تدریجی و گاهی مضرسی نیز باشد. انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک در حواشی توده موزوگرانیته و مناطق نزدیک به محل همبری با سنگ‌های اطراف دیده می‌شوند. ترکیب آنها تقریباً همانند موزوگرانیت است؛ اما دانه‌بندی ریزتری دارند. در حقیقت، آنها پیامد گسیخته‌شدن حاشیه سردشده اولیه توده‌های آذرین درونی هستند. انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک از انکلاوهای میکروگرانولار

مافیک دانه‌درشت‌تر هستند و مرز آنها با گرانیت میزبان تدریجی و نامنظم است. انکلاوهای سورمیکاسه معمولاً اندازه‌های یک تا ده سانتیمتر دارند و بیشترشان دوکی‌شکل، عدسی‌شکل، بیضوی و گاهی کم و بیش درازشده هستند. از دیدگاه ترکیب شیمیایی، به علت داشتن کانی‌های دیرگداز، مواد برجامانده از ذوب تفاوت چشمگیری با گرانیت میزبان‌شان نشان می‌دهند و خاستگاه پوسته‌ای دارند. انکلاوهای هورنفلسی نیز زینولیت‌هایی از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده هستند که اندازه درشت و توده‌ای دارند. سنگ‌های آذرین درونی بازیک نیز بیشتر در شمال توده الوند رخنمون دارند و درون شیست‌های ژوراسیک زیرین نفوذ کرده‌اند. گرانیتویدهای هولولوکوکرات بیشتر در بخش‌های مرکزی توده الوند دیده می‌شوند و بیشتر آنها به صورت رگه‌های کم ضخامت و پراکنده میان گرانیت‌های پورفیروئید الوند رخنمون دارند. همچنین، همبری گرانیتویدهای هولولوکوکرات با گرانیت‌های پورفیروئید به خوبی دیده می‌شود و تدریجی نیست و نسبت به آنها جوان‌تر و شامل انکلاوهای میکروگرانولار مافیک است. افزون‌براین، در پیرامون توده آذرین درونی الوند دو گروه اصلی سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای یا دیناموترمال و سنگ‌های دگرگونی همبری رخنمون دارند. درجه دگرگونی سنگ‌های دگرگونی دیناموترمال در حد رخساره شیست سبز و آمفیبولیت است و دگرگونی همبری در حد آلبیت-اپیدوت هورنفلس تا هورنبلند هورنفلس پیش رفته است. سنگ‌های متاپلیتی مهم‌ترین سنگ‌های مجموعه دگرگونی هستند؛ اما میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های متابازیت و متاکربنات نیز دیده می‌شوند. اسلیت، فیلیت،

سیلیمانیت، کیانیت و استارولیت یافت می‌شوند. بیشتر سنگ‌های دگرگونی همبری کردیریت-آندالوزیت هورنفلس هستند.

شیست و میگماتیت حجم اصلی مجموعه دگرگونی ناحیه‌ای را دربر گرفته‌اند. در شیست‌ها، کانی‌های فراوانی مانند میکاها، گارنت، آندالوزیت،



شکل 1 - نقشه زمین‌شناسی باتولیت الوند، برگرفته از Eshraghi و Mahmodi (2003) و Eghlimi (2000) با تغییرات

روش انجام پژوهش

برای انجام این پژوهش در بررسی‌های صحرایی نزدیک به 200 نمونه دستی برداشت شد. سپس برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی، از میان آنها شمار 24 نمونه بی دگرسانی، شامل 7 نمونه انکلاو و 10 نمونه میزبان گرانیتویدی و 7 نمونه سنگ مافیک برای انجام تجزیه ICP-MS برگزیده شدند. این نمونه‌ها پس از آماده‌سازی، در آزمایشگاه ونکوور کانادا ACME تجزیه شدند. داده‌های به‌دست‌آمده

از این تجزیه‌ها در جدول 1 آورده شده است. داده‌های زمین‌شیمیایی با نرم‌افزارهای تخصصی سنگ‌شناسی مانند Petrograph، Excel و GCDkit تحلیل و پردازش شدند. برای اندازه‌گیری بعد فرکتال انکلاوها 30 نمونه عکس از انکلاوها و سنگ میزبان برای بررسی مرز میان انکلاو و سنگ میزبان گرفته شد. تصویرها با نرم‌افزارهای Digimazer و ImageJ تجزیه و تحلیل شدند. نتایج تجزیه زمین‌شیمیایی سنگ میزبان و انکلاوها

مقادیر بعد فرکتال انکلاوها برای بررسی میزان
 آمیختگی انکلاوها و لگاریتم نسبت گرانروی میزبان
 فلسیک به انکلاوها به کار برده شدند که در ادامه به
 آنها پرداخته خواهد شد.

جدول 1- داده‌های تجزیه‌های شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایه wt.%) و عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب (برپایه ppm)
 سنگ‌های انکلاوهای مافیک توده آذرین درونی الوند

Rock Type	Mafic Enclaves						
Samples No.	Sh-D-E/1	Sh-D-E/2	Sh-D-E/3	Sh-D-E/4	Sh-D-E/5	Sh-D-E/6	Sh-D-E/7
SiO ₂	51.9	50.5	52.3	50.3	48.22	54.13	54.01
TiO ₂	1.31	1.65	1.38	1.78	1.21	1.4	1.35
Al ₂ O ₃	14.88	14.33	14.53	14.02	14.7	14.99	14.81
Cr ₂ O ₃	0.06	0.04	0.02	0.05	0.03	0.03	0.02
Fe ₂ O ₃	11.5	11.8	10.07	11.3	9.98	9.85	10.95
MnO	0.35	0.35	0.15	0.21	0.14	0.16	0.15
MgO	3.55	5.77	4.32	5.44	5.78	4.44	4.28
CaO	9.9	8.77	8.89	9.1	9.11	9.79	9.01
Na ₂ O	3.01	3.22	2.9	3.1	2.99	3.25	3.25
K ₂ O	2.61	2.44	2.78	2.4	2.65	2.23	2.32
P ₂ O ₅	0.15	0.13	0.39	0.16	0.25	0.31	0.44
LOI	0.87	0.79	1.24	1.05	0.94	0.2	0.44
Sum	100.09	99.79	98.97	98.91	96	100.78	101.03
Ni	100	98	77	75	63	75	73
Co	4	4	2	3	1	2	3
V	211	220	340	232	338	214	220
Cs	1.5	1.4	10.4	2.5	-	-	-
Rb	34.4	27.2	133	14.8	10	51	190
Sr	350	229	521	232	523	333	369
Ba	172	169	105	220	107	183	170
Th	9	8	1	1	2	1	3
U	1	1	1	1	1	1	1
Ta	0.6	0.5	2.2	0.5	0.5	0.6	0.6
Nb	11	11	40	11	11	11	11
La	32	17	24	11	22	25	16
Ce	19.3	17.4	76.2	20.3	55	22	40
Pr	2.56	2.35	8.66	2.73	2.77	3.21	2.16
Nd	11.6	10.7	32.2	13.1	11.9	12.98	13
Sm	3.5	3.2	5.2	3.2	3.3	3	3.5
Eu	1.41	1.43	1.43	1.44	1.43	1.39	1.42
Gd	3.95	9.16	4.95	4.41	4.39	3.88	4.1
Tb	0.65	0.64	0.77	0.64	0.6	0.71	0.62
Dy	3.61	3.86	4.71	3.95	-	-	-
Ho	0.73	0.6	0.88	0.71	0.8	0.71	0.85
Er	1.82	1.9	2.3	1.81	-	-	-
Tm	0.23	0.24	0.33	0.23	0.2	0.21	0.31
Yb	1.5	1.5	2.4	1.3	1	1.1	2.5
Lu	0.22	0.22	0.34	0.22	0.21	0.2	0.29
Y	22	62	47	20.4	48	53	60
Hf	2	2	3	3	2	2	2
Zr	67.1	162	84	71	88	215	91
Zn	139	138	88	192	72	87	194
Ga	21	21	20	20	20	20	20
Sn	7	7	4	4	4	4	4
W	<1	<1	<1	<1	<2	<3	<4

جدول 1- ادامه

Rock Type	Monzogranite				Granodiorite					
Samples No.	Sh-MG-H/1	Sh-MG-H/2	Sh-MG-H/3	Sh-MG-H/4	Sh-MG-H/5	Sh-MG-H/6	Sh-MG-H/7	Sh-MG-H/8	Sh-MG-H/9	Sh-MG-H/10
SiO ₂	71.2	70.01	70.76	71.3	66.43	66.39	68.23	67.76	67.98	66.3
TiO ₂	0.61	0.55	0.58	0.51	0.53	0.82	0.65	0.58	0.51	0.83
Al ₂ O ₃	14.5	15.24	14.09	14.33	14.87	15.63	15.8	15.09	16.33	15.21
Fe ₂ O ₃	4.77	4.07	4.99	4.92	5.32	5.93	4.51	4.99	4.92	6.33
MnO	0.08	0.06	0.08	0.1	0.1	0.11	0.05	0.08	0.1	0.13
MgO	1.06	1.31	1.3	1.02	2.03	1.1	1.15	1.3	1.02	1.5
CaO	1.6	1.33	1.78	1.35	4.09	1.6	2.29	1.78	1.55	2.23
Na ₂ O	2.72	2.93	2.42	2.74	2.11	2.74	2.15	2.62	2.74	2.52
K ₂ O	4.46	4.45	4.73	4.35	3.3	4.7	4.52	4.73	4.35	3.79
P ₂ O ₅	0.2	0.14	0.24	0.21	0.16	0.13	0.11	0.22	0.17	0.19
LOI	0.62	1.7	0.42	0.94	1.99	0.81	1.3	0.85	0.55	0.92
Sum	101.2	100.1	101	100.8	100.93	99.15	99.46	99.15	99.67	99.03
Ni	48	67	66	78	18.2	58	25	33	17	44
Co	11	11.2	11.1	7.5	11	4	11.9	3	7.7	5
V	65	128	53	77	85	80	101	50	129	79
Cs	9.3	11	8.8	-	14.5	-	-	-	-	-
Rb	215	190	217	177	125.02	130	129	192	213	176
Sr	181	150	103	101.5	173	113	151	153	150.5	104
Ba	430	350	361	429	288	365	441	388	526	364
Th	7	9.3	8.6	-	9.7	-	-	-	-	-
U	1	1	1	2.6	2.1	2.01	1	1	1	1
Ta	1.8	0.8	1.4	-	1	-	-	-	-	-
Nb	24	21	22	27	11.1	23	22	20	21	24
La	32	40	50.2	40.6	18.2	33	46	37	42	50.4
Ce	65	64	101	94.5	37	111.5	64	80.5	105	81
Pr	4.9	5.9	4.5	-	4.6	-	-	-	-	-
Nd	36	50	33	38	17.87	36	42	35	32	37
Sm	6	6	6	8	4.3	6	7	6	6	6
Eu	1	1	1	1	1.07	1	1	1	1	1
Gd	5.11	4.15	4.56	-	4.8	-	-	-	-	-
Tb	0.82	0.77	0.68	-	0.87	-	-	-	-	-
Dy	1.32	4.21	1.81	-	4.41	-	-	-	-	-
Ho	0.29	0.91	0.26	-	0.92	-	-	-	-	-
Er	0.51	2.52	0.78	-	2.8	-	-	-	-	-
Tm	0.15	0.36	0.1	-	0.4	-	-	-	-	-
Yb	2	4	4	2	2.9	3	2	4	4	4
Lu	0.09	0.38	0.08	-	0.39	-	-	-	-	-
Y	40	61	59	43	30.4	41	27	30	26	41
Pb	24	57	40	23	11.9	83	24	42	21	25
Cr	39	40	30	30	81.9	37	40	40	30	30
Hf	36	22	35	27	4.1	16	23	35	28	19
Zr	191	209	266	221	125	241	195	245	207	260
Zn	75	100	74	56	-	80	112	78	40	170
Ga	21	20	20.3	-	19.8	-	-	-	-	-
Cu	20	23	19	20	-	31	21	12	22	18
W	1	1	1	3	-	1	3	1	1	1

جدول 1- ادامه

Rock Type	Olivine gabbro						
Samples No.	Sh-N/1	Sh-N/2	Sh-N/3	Sh-N/4	Sh-N/5	Sh-N/6	Sh-N/7
SiO ₂	52.5	53.1	54.2	52.7	54.9	50.3	54.3
TiO ₂	0.93	0.92	1.28	1.06	1.03	1.38	1.1
Al ₂ O ₃	15.45	14.99	15.1	14.36	15.7	15.2	15
Cr ₂ O ₃	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01
Fe ₂ O ₃	8.4	9.63	9.34	8.76	8.94	9.57	9.87
MnO	0.13	0.16	0.14	0.14	0.14	0.15	0.15
MgO	5.98	6.05	4.88	4.76	4.13	7.43	4.68
CaO	10.13	10.63	10.02	10.01	10.78	10.4	10.11
Na ₂ O	3.5	2.5	3.1	2.7	3	2.5	2.6
K ₂ O	1.99	1.87	1.74	1.93	1.78	1.55	1.68
P ₂ O ₅	0.03	0.13	0.17	0.08	0.1	0.23	0.17
LOI	1.8	0.7	0.96	0.55	1.09	1.23	1.07
Sum	100.85	100.72	100.94	97.06	101.6	99.97	100.74
Ni	80	36	104	46	27	54	30
Co	32.2	40.6	30.2	34.2	34.9	41.1	33
V	212	239	207	193	250	176	246
Cs	9.4	3.9	5.5	3.7	5.5	15.4	3.7
Cu	43	88	65	42	31	97	72
Rb	60.2	56.5	76.8	46.1	50.6	42.7	82.7
Sn	2	2	2	2	2	2	2
Sr	280	230	250	260	260	320	260
Ba	90	170	142	90	72	190	270
Th	3.4	5.1	5.4	4.2	3.3	3.5	5.1
U	0.87	1.07	1.75	1.12	0.97	1.17	1.3
Ta	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	0.6	1.2	1.1
Nb	9	5	16	19	7	12	6
La	9.5	15.6	16.7	10.1	10.1	15.5	34.6
Ce	18.2	33.8	36.1	21.9	25	34.1	69.3
Pr	2.29	4.07	3.18	2.66	4.48	4.46	7.93
Nd	8.5	16.1	17.4	11.1	10.1	17.2	28.5
Sm	2.7	2.3	4.1	3.6	3.3	4.2	6.1
Eu	0.82	1.17	1.26	0.91	0.8	1.4	1.45
Gd	2.21	3.65	4.54	3.18	3.57	3.95	5.82
Tb	0.46	0.69	0.77	0.51	0.62	0.64	0.93
Dy	2.44	3.77	4.65	3.41	3.78	3.88	5.76
Ho	0.53	0.76	0.97	0.72	0.78	0.77	1.14
Er	1.53	2.1	2.57	1.91	2.13	2.07	3.27
Tm	0.32	0.21	0.28	0.34	0.32	0.38	0.46
Yb	1.3	2.1	2.1	1.7	1.7	1.7	3.2
Lu	0.24	0.4	0.35	0.27	0.24	0.27	0.44
Y	12.6	18.1	23.6	17.5	19.1	19.3	29
Ga	19	19	19	20	21	21	18
Hf	1	4	3	4	3	2	2
Zr	110	96.4	114	35.1	122	153	63.7
Zn	51	62	68	53	57	58	72
W	1	1	<1	1	2	1	2

سنگ‌نگاری

برپایه بررسی‌های سنگ‌نگاری، سنگ‌های منطقه شامل گرانیتوئیدهای پورفیروئید، گرانیتوئیدهای لوکوکرات، سنگ‌های آذرین درونی بازیک و انکلاوهای فلسیک، مافیک، هورنفلسی و سورمیکاسه هستند.

مونزوگرنایت: مونزوگرنایت‌ها با ساخت پورفیروئید بخش بزرگی از سنگ‌های آذرین درونی منطقه را تشکیل می‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. بافت اصلی آنها نیمه‌شکل‌دار گرانولار است؛ اما به علت فراوانی درشت‌بلورهای فلدسپار، بافت پورفیروئید نیز در بسیاری از این سنگ‌ها دیده می‌شود. بافت‌هایی مانند پورفیروئید، میکروپرتیت (شعله‌ای)، میرمکیت، زونینگ، پویی‌کیلیتیک و گرافیک از بافت‌های فرعی این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. کوارتز (نزدیک به 30 تا 35 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (نزدیک به 25 تا 30 درصد حجمی)، آلکالی‌فلدسپارهای (ارتوکلاز و میکروکلین) (نزدیک به 25 تا 30 درصد حجمی)، بیوتیت (نزدیک به 15 درصد حجمی) و گاهی مسکوویت از کانی‌های اصلی سازنده سنگ هستند (شکل 2-A). زیرکن، آپاتیت، تورمالین و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان سرسیت و کلریت را نام برد. زینوکریست‌های گارنت، کردیریت و آندالوزیت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود. مونزوگرنایت‌ها با همبری تدریجی با گرانودیوریت‌ها و با همبری مشخص با لوکوگرنایت‌ها قرار گرفته‌اند. همچنین، این سنگ‌ها انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، میکروگرانولار فلسیک (شکل 2-B)، سورمیکاسه و هورنفلسی دارند.

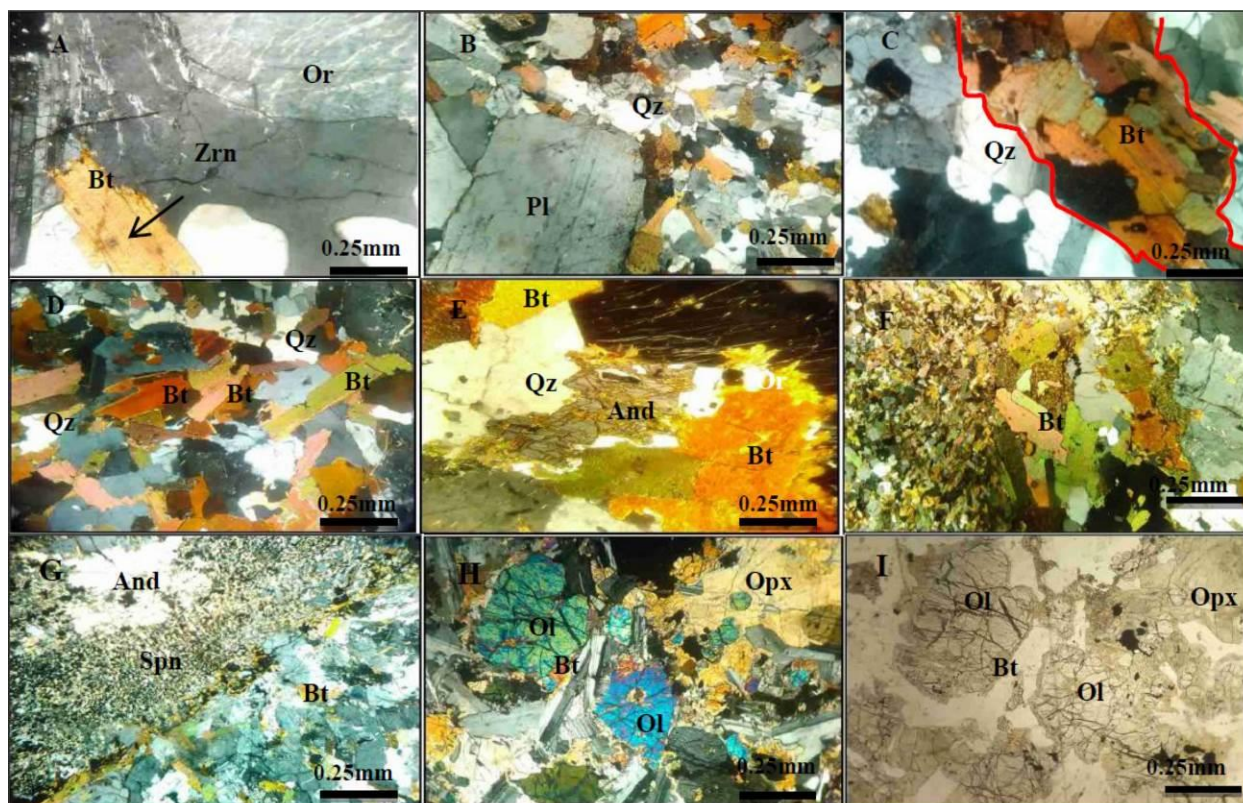
گرانودیوریت: این سنگ‌ها با ساختار توده‌ای با همبری تدریجی با مونزوگرنایت‌ها قرار

گرفته‌اند و انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک دارند (شکل 2-F). گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی دانه‌ریز تا دانه متوسط هستند و به رنگ خاکستری تیره دیده می‌شوند. بافت اصلی آنها گرانولار نیمه‌شکل‌دار است. میرمکیت، گرانوفیری، میکروپرتیت (شعله‌ای)، پورفیروئید، پویی‌کیلیتیک، زونینگ، میکروگرافیک و سمپلکیت آندالوزیت و اسپینل از بافت‌های فرعی آنها هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (نزدیک به 40 تا 45 درصد حجمی)، کوارتز (نزدیک به 20 تا 25 درصد حجمی)، فلدسپارهای آلکالن (ارتوکلاز و میکروکلین) (نزدیک به 10 درصد حجمی) و بیوتیت (نزدیک به 15 تا 20 درصد حجمی) هستند. بیوتیت گاه به صورت منفرد و گاه به صورت لخته‌های مافیک دیده می‌شود (شکل 2-C). برخی پژوهشگران حضور لخته‌های مافیک بیوتیت را از نشانه‌های آشکار روخداد آمیختگی ماگمایی می‌دانند (Barbarin and Didier, 1991). زیرکن، مسکوویت، آپاتیت، تورمالین، اسپینل، کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی هستند. همچنین، زینوکریست‌هایی مانند آندالوزیت، گارنت و سیلیمانیت (فیبرولیت) نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های 2-D تا 2-E و 2-G). سرسیت و کلریت از کانی‌های دگرسانی هستند.

الیون‌گابرو: این واحد با ساخت توده‌ای بیشتر در شمال‌خاوری توده الوند رخنمون دارد. این گروه سنگی در نمونه دستی دانه‌درشت و به رنگ خاکستری مایل به سیاه دیده می‌شود. بافت اصلی آن گرانولار و گرانولار نیمه‌شکل‌دار است و بافت کرونا نیز در آن دیده می‌شود. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز (30 تا 35 درصد حجمی)، ارتوپروکسن (20 تا 30)

پیروکسن به آمفیبول و پلاژیوکلاز به کلسیت و کانی‌های گروه اپیدوت است. آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی هستند (شکل‌های H-2 تا I-2).

درصد حجمی، الیوین (15 تا 20 درصد حجمی) و بیوتیت (10 تا 15 درصد حجمی) است. گاه الیوین‌ها حاشیه واکنشی دارند که با ارتوپیروکسن جایگزین شده‌اند. کانی‌های ثانویه شامل جایگزین یکنواخت



شکل 2- تصویر میکروسکوپی از: (A) مونزوگرانیت پورفیروئید (تصویر XPL)؛ (B) مرز مونزوگرانیت پورفیروئید و انکلاو فلیسیک (تصویر XPL)؛ (C) لخته‌های مافیک در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ (D) گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ (E) آندالوزیت در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ (F) مرز گرانودیوریت و مرز انکلاو فلیسیک (تصویر XPL)؛ (G) سمپلیکیت آندالوزیت و اسپینل در گرانودیوریت (تصویر XPL)؛ (H) الیوین گابرو (تصویر XPL)؛ (I) الیوین گابرو (تصویر XPL) (نام اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010): And: andalusite; Bt: biotite; Or: orthoclase; Ol: olivine; Opx: orthopyroxene; Pl: plagioclase; Qz: quartz; Spn: spinel; Zrn: zircon)

گرانیتوئیدهای لوکوکرات یا گرانیت‌های

سفید: این سنگ‌ها با ساخت توده‌ای و گاه پورفیروئید در نمونه دستی به رنگ سفید شیری تا خاکستری روشن و گاهی صورتی رنگ (به علت حضور سوزن‌های روتیل) هستند (Aliani et al., 2011). بافت غالب در این نوع سنگ پورفیروئید و گاه گرانولار بی‌شکل است. بافت‌های فرعی مانند

میکروپرتیت و گرانوفیری نیز در این واحد دیده می‌شوند. کوارتز (25-20 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز سدیک (60-35 درصد حجمی)، ارتوکلاز با بافت پرتیتی و میکروکلین با ماکل شطرنجی (25-15 درصد حجمی) از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. بیوتیت به ندرت و به صورت کانی نیمه‌شکل‌دار، میان‌روزنه‌ای و

کلریتی شده است که میانبارهایی از کانی زیرکن دارد. وجه تمایز لوکوگرانیت‌ها با مونزوگرانیت‌ها کمبود کانی بیوتیت در این واحد سنگی است. زیرکن، اسفن، زویزیت، کانی کدر و آپاتیت از کانی‌های فرعی آن هستند. مسکوویت، سرسیت و کلریت نیز از کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. این توده جوان‌ترین فاز آذرین درونی الوند و دربردارنده انکلاوهای مافیک است.

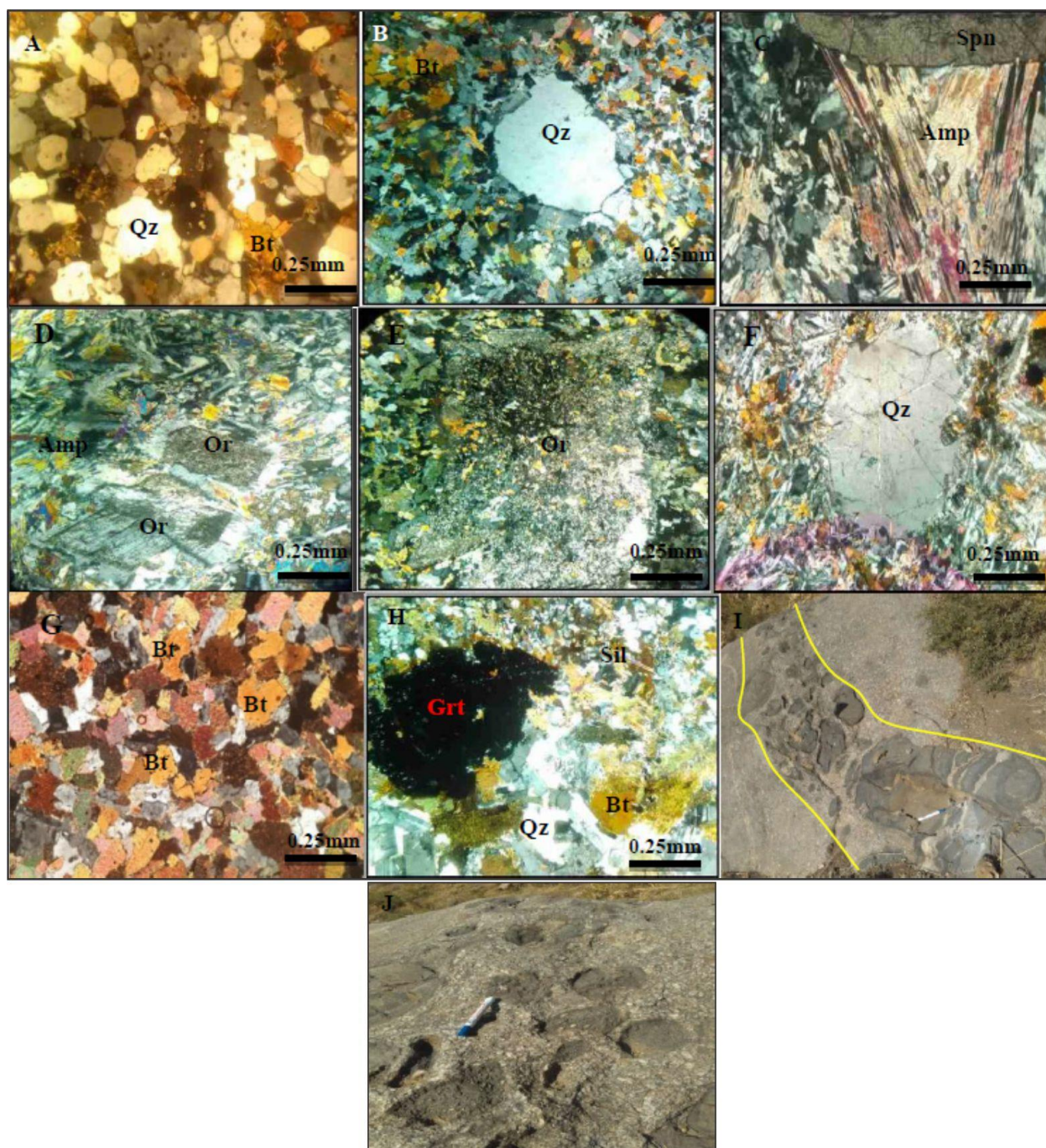
انکلاوهای میکروگرانولار فلسیک (FME): این

انکلاوها، دانه‌ریز هستند و با همبندی تدریجی درون گرانیت‌ها دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی آنها همانند سنگ میزبان گرانیتی‌شان است (شکل 3-A)؛ اما دانه‌ریزتر هستند و گاه کوارتزهای چشمی (زینوکریست کوارتز) در آنها دیده می‌شوند (شکل 3-B). این ویژگی نشان‌دهنده آمیختگی ماگمایی در منطقه است.

انکلاوهای میکروگرانولار مافیک (MME): این

انکلاوها در نمونه دستی سبز تیره متمایل به سیاه یا خاکستری تیره هستند و به‌صورت انکلاو و دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم گسیخته با مرز مشخص در توده آذرین درونی الوند گسترش دارند (شکل‌های 3-I تا 3-J). بافت اصلی آنها میکروگرانولار و بافت فرعی آنها پویی‌کیلیتی است. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک 50 تا 70 درصد حجمی پلاژیوکلاز، 25 تا 40 درصد حجمی بیوتیت و 5 تا 10 درصد حجمی هورنبلند (شکل 3-C) دارند. کانی‌های فرعی عبارتند از کوارتز، ارتوکلاز و میکروکلین، آپاتیت (گاهی به‌صورت سوزن‌های آپاتیت)، زیرکن، اسفن و کانی‌های تیره هستند. گاهی کانی‌های تیره در مرز میان انکلاو و

میزبان متمرکز شده‌اند. گاهی زینوکریست کوارتز و مگاکریست پتاسیم‌فلدسپار در این انکلاوها یافت می‌شوند که کانی‌های دما بالاتر ریزبلور مانند بیوتیت، پلاژیوکلاز و آمفیبول اطراف آنها را فراگرفته‌اند. در حقیقت، حاشیه‌ای نازک و دانه‌ریز دارند که نشان می‌دهد در این منطقه آمیختگی ماگمایی روی داده است (Perugini et al., 2003). با توجه به اینکه ترکیب شیمیایی بیشتر انکلاوها برای تبلور درشت بلور پتاسیم‌فلدسپار خوب نیست، پس مواد لازم برای تبلور مگاکریست‌های این کانی باید از خاستگاه خارجی فراهم شده باشد (Vernon, 1991). به باور Vernon (1991)، مگاکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار در انکلاو و سنگ میزبان از یک خاستگاه هستند. ماگمای سازنده سنگ میزبان خاستگاه عنصرهای مورد نیاز برای تبلور فنوکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار است. برپایه نظریه Castro و همکاران (1991)، بیشتر مگاکریست‌ها در انکلاوها، شاید زینوکریست‌های متبلور شده در ماگمای سیلیسی میزبان بوده‌اند که ماگمای سازنده انکلاو آنها را به‌دام انداخته است. Baxter و Feely (2002) وجود فنوکریست‌های پتاسیم‌فلدسپار را گواهی بر تبلور پتاسیم‌فلدسپار در هنگام انتقال مکانیکی شمرده‌اند. برپایه پیشنهاد Bussy (1990)، هنگامی که بلورهای پتاسیم‌فلدسپار در محیط جدیدی با دمای بیشتری قرار می‌گیرند ناپایدار و به‌طور موضعی از سطوح خارجی و به‌ندرت از درون دستخوش انحلال می‌شوند. در این حالت، حفره‌های حاصل از انحلال شاید با مواد زمینه انکلاو پر شوند. وی حضور درشت‌بلور پتاسیم‌فلدسپار با حاشیه انحلالی در انکلاو را علتی برای آمیختگی ماگمایی می‌داند (شکل‌های 3-D تا 3-F).



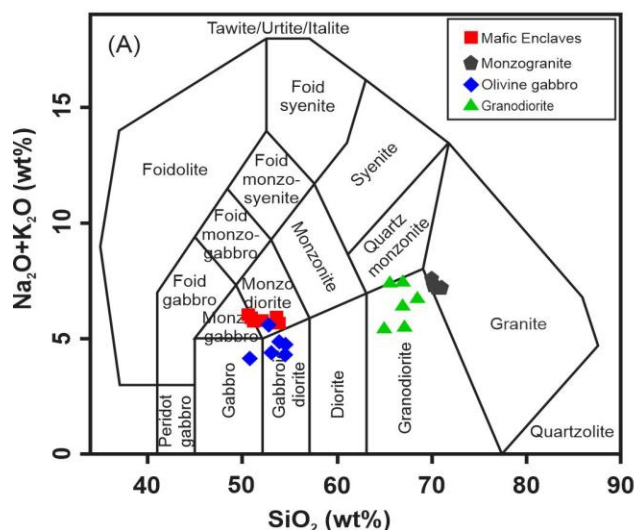
شکل 3- A) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از انکلاو میکروگرانولار فلسیک؛ B) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از کوارتز چشمی (زینوکریست کوارتز) در انکلاو میکروگرانولار فلسیک؛ C) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از انکلاو میکروگرانولار مافیک؛ D) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از مگاکریست پتاسیم فلدسپار در انکلاو میکروگرانولار مافیک؛ E) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از مگاکریست پتاسیم فلدسپار در انکلاو میکروگرانولار مافیک؛ F) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از کوارتز چشمی در انکلاو میکروگرانولار مافیک؛ G) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از انکلاو سورمیکاسه؛ H) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از انکلاو هورنفلسی؛ I) دورنمایی از رخنمون بخشی از یک دایک همزمان با پلوتونیسم که به انکلاوهای مافیک قطعه‌قطعه شده است؛ J) نمای نزدیک اجتماعی از انکلاوهای مافیک ریزدانه که از دایک‌های همزمان با پلوتونیسم منشعب شده‌اند (نام اختصاری کانی‌ها (Whitney and Evans, 2010): Amp: Amphibole; Bt: Biotite; Grt: Garnet; Or: Orthoclase; Qz: Quartz; Sil: Sillimanite)

هستند. بافت آنها گرانوبلاستیک و گاهی پورفیروبلاستیک است. کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و مسکوویت از کانی‌های اصلی و گارنت، تورمالین، آندالوزیت، فیبرولیت و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی هستند. گارنت شکستگی نشان می‌دهد و در حال دگرسانی است. همچنین، کانی مافیک بیوتیت در اطراف گارنت تجمع پیدا کرده است. گارنت و بیوتیت بیشتر در مرز میان انکلاو و گرانیت تجمع یافته‌اند (شکل 3-H).

زمین‌شیمی

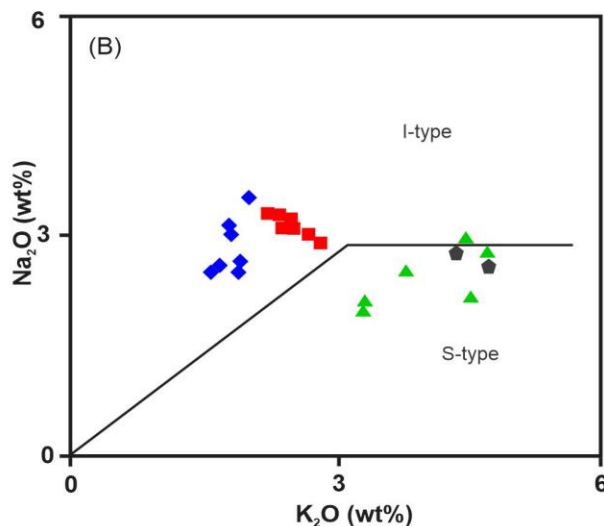
نام‌گذاری و رده‌بندی شیمیایی

برپایه نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ، نمونه‌های بررسی شده رده گستره گرانیت و گرانودیوریت (سنگ میزبان)، دیوریت (انکلاو مافیک) و الیوین گابرو جای می‌گیرند (شکل 4-A).



انکلاوهای سورمیکاسه (رستیتی): انکلاوهای سورمیکاسه بافت دگرگونی بارز، متورق و گاهی نیز چین‌خورده دارند. این انکلاوها در مونزوگرانیت الوند دیده می‌شوند و به علت داشتن پوسته بیوتیتی، به آسانی از گرانیتوئید میزبان جدا می‌شوند. انکلاوهای سورمیکاسه اساساً از بیوتیت ساخته شده‌اند (شکل 3-G). افزون‌براین، مسکوویت و گاه کانی‌های غنی از آلومینیم (سیلیمانیت، آندالوزیت و گارنت) نیز دارند.

انکلاوهای هورنفلسی: انکلاوهای هورنفلسی به صورت زینولیت‌هایی از سنگ‌های رسوبی دگرگون شده با ابعاد سانتیمتری تا چند متری و به صورت توده‌ای با شکل‌های زاویه‌دار و مرز مشخص درون گرانیت‌ها دیده می‌شوند. این انکلاوها به سختی از سنگ میزبان خود جدا می‌شوند. رنگ این انکلاوها در نمونه دستی خاکستری روشن و معمولاً دانه‌ریز

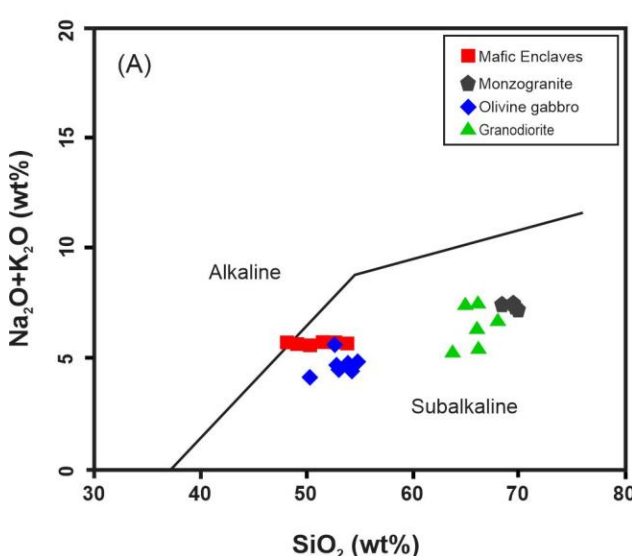


شکل 4- ترکیب انکلاوهای مافیک توده آذرین درونی الوند در: (A) نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (Middlemost, 1985); (B) نمودار Na_2O در برابر K_2O برای تعیین تیپ گرانیتوئیدهای الوند (Chappell and White, 2001)

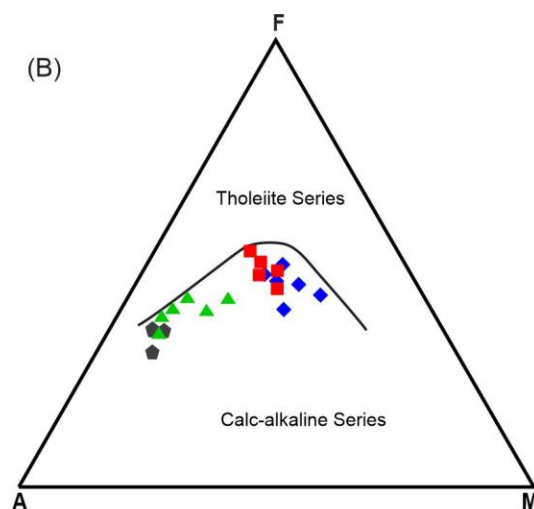
گابرو در تیپ I تصویر شده‌اند. از آنجایی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک بیشتر در گرانیت‌های تیپ I دیده می‌شوند، حضور این انکلاوها در گرانیت‌های میزبان (مونزوگرانیت پورفیروئید و گرانودیوریت)

برای تعیین تیپ سنگ‌ها نمودار Na_2O در برابر K_2O به کار برده شده است. همان‌گونه که در شکل 4-B دیده می‌شود، مونزوگرانیت‌ها و گرانودیوریت‌ها در تیپ S، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و الیوین

(شکل 5- A) انکلاوها و سنگ‌های میزبان و نوریت‌های مجموعه الوند در سری ساب‌آلکالن و برپایه نمودار AFM (شکل 5- B) نمونه‌ها در سری کالک‌آلکالن قرار دارند.



مجموعه الوند که تیپ S هستند نشان می‌دهد این انکلاوها قطعاتی از سنگ‌های قدیمی و یا دایک‌های همزمان با پلوتونیسیم هستند. برپایه نمودار پیشنهادی Rickwood (1989)



شکل 5- ترکیب انکلاوهای مافیک توده آذرین درونی الوند در: A) نمودار تعیین سری ماگمایی (Rickwood, 1989) برای نمونه‌های انکلاو و میزبان؛ B) نمودار AFM برای جدایی گستره‌های آهکی - قلیایی و تولیتی (Irvine and Baragar, 1971)

منطقه و نیز حضور کانی‌های غنی از آلومینیم (مانند گارنت و آندالوزیت) و نیز وجود انکلاوهای پوسته‌ای در گرانیتوئیدهای پورفیروئید الوند، سرشت پرآلومینوس این گرانیتوئیدها را می‌توان به فرایندهای هضم در بخش‌های میانی و بالایی پوسته قاره‌ای مرتبط دانست (Aliani, 2011).

زمین‌شیمی عنصرهای اصلی

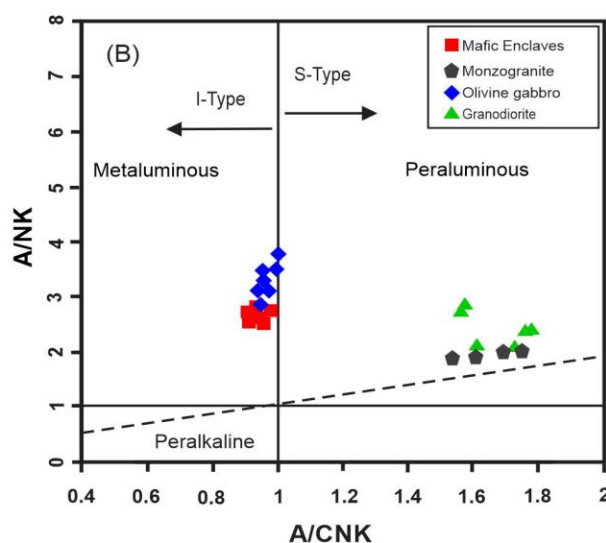
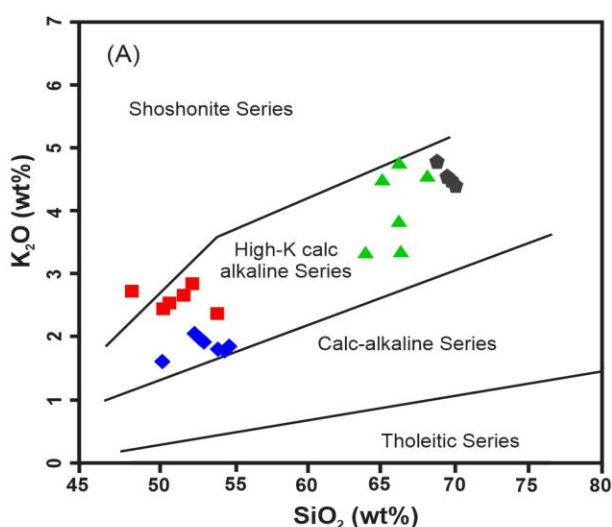
در نمودارهای Harker (1909)، روند تغییرات عنصرهای اصلی و فرعی در گرانیتوئیدها، الیوین‌گابرو و انکلاوهای مافیک بررسی شده است (شکل 7). روند ترکیبی انکلاوهای مافیک در نمودارها همانند الیوین‌گابرو است و این ویژگی نشان‌دهنده

برپایه نمودار SiO_2 در برابر K_2O (شکل 6- A) کسسه Peccerillo و Taylor (1976) آن را رسم کرده‌اند، سنگ‌های منطقه سرشت کالک‌آلکالن با پتاسیم بالا را نشان می‌دهند. در نمونه‌های الیوین‌گابرو و انکلاو میکروگرانولار مافیک، ارتوکلاز و بیوتیت کانی اصلی نیست. داشتن پتاسیم بالا در آنها کمی دور از انتظار است و احتمالاً در پی متاسوماتیسیم، پتاسیم در آنها بالا رفته است (Alizaadeh, 2011).

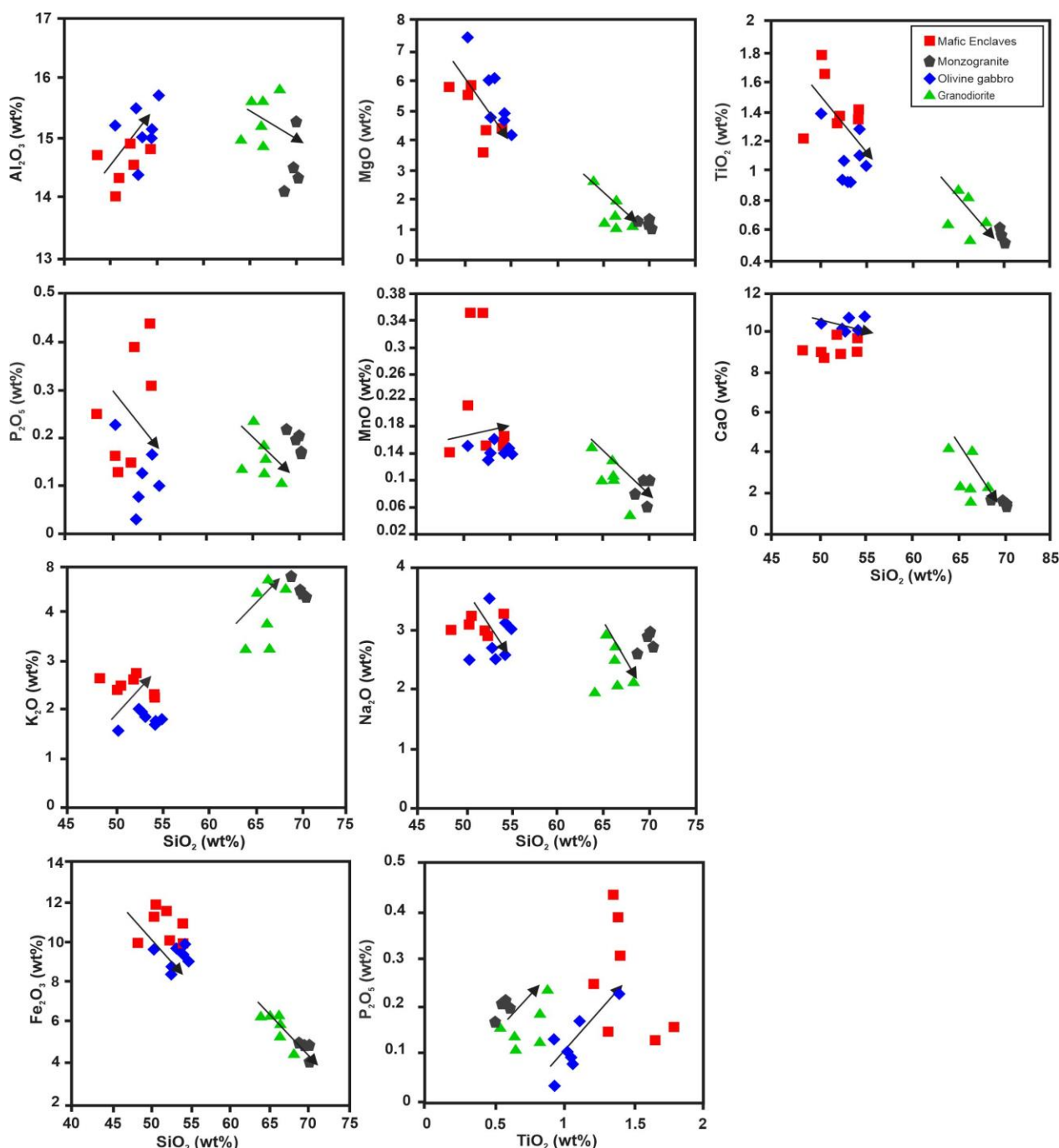
برپایه رده‌بندی Shand (1943)، گرانیتوئیدهای میزبان در محدوده پرآلومین و الیوین‌گابرو و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در محدوده متاآلومین تصویر شده‌اند (شکل 6- B). با توجه به حضور کانی‌های تیره (مانند بیوتیت و هورنبلند) در گرانیتوئیدهای مزوکرات

فرومنیزین می‌شود؛ ازاین‌رو، در الیون‌گابرو روند افزایشی دارد که این روند چندان محسوس نیست و در نمونه‌های گرانیتویدی روند کاهشی دارد. Na_2O نیز هنگام جدایش بلورین در ساختار پلاژیوکلاز سدیک و آمفیبول می‌شود. K_2O نیز در ساختار بیوتیت و آلکالی‌فلدسپار وارد می‌شود؛ ازاین‌رو، در مراحل پایانی جدایش بلورین مقدار آن افزایش می‌یابد؛ اما با توجه به متاسوماتیسم روی‌داده در منطقه، در نمودار Na_2O و K_2O روند منظمی دیده نمی‌شود. همچنین، برپایه شکل 7، همبستگی مثبت قوی میان TiO_2 و P_2O_5 و همبستگی منفی میان این اکسیدها با SiO_2 دیده می‌شود. این ویژگی‌ها از ویژگی‌های ماگماتیسیم کالک‌آلکالن به‌شمار می‌روند (Chappell and White, 1984). انکلاوهای مافیک دانه ریز خاستگاه گوشته‌ای دارند. ماگمای سازنده آنها درون پوسته تزریق شده و با ذوب سنگ‌های پوسته‌ای در ژرفای کم، ماگمای گرانیتی را پدید آورده است.

هم‌خاستگاه بودن احتمالی آنهاست. مقدار Al_2O_3 در میزبان گرانیتویدی روند کاهشی و در الیون‌گابرو روند افزایشی نشان می‌دهد. با افزایش SiO_2 مقدار MgO در میزبان گرانیتویدی و در الیون‌گابرو روند کاهشی دارد. این روند را می‌توان با مصرف این اکسید در کانی‌های آمفیبول و پیروکسن هنگام جدایش بلورین توجیه کرد. همچنین، برپایه نمودارها، با افزایش SiO_2 مقدار اکسید CaO در توده گرانیتویدی و الیون‌گابرو روند کاهشی دارد؛ اما در کل، به‌علت درصد بالاتر پلاژیوکلاز، مقدار CaO در انکلاوها نسبت به میزبان بیشتر است. FeO و TiO_2 ویژگی‌های زمین‌شیمیایی یکسانی دارند که در مراحل نخستین تبلور بخشی در ساختار کانی‌های فرومنیزین وارد می‌شوند. ازاین‌رو، مقدار آنها در الیون‌گابرو نسبت به نمونه‌های گرانیتویدی بیشتر است؛ اما در کل روند کاهشی دارند. همچنین، MnO در مراحل نخستین جدایش بلورین وارد کانی‌های



شکل 6- ترکیب انکلاوهای مافیک توده آذرین درونی الوند در: (A) نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Peccerilo and Taylor, 1976) برای تعیین سری ماگمایی سنگ‌های میزبان و انکلاوهای الوند؛ (B) نمودار A/CNK در برابر A/NK (Shand, 1943)



شکل 7- نمودار اکسیدهای اصلی در برابر سیلیس (Harker, 1909)، برای نمونه‌های گرانیتوئیدی، الیون گابرو و انکلایو میکروگرانولار مافیک

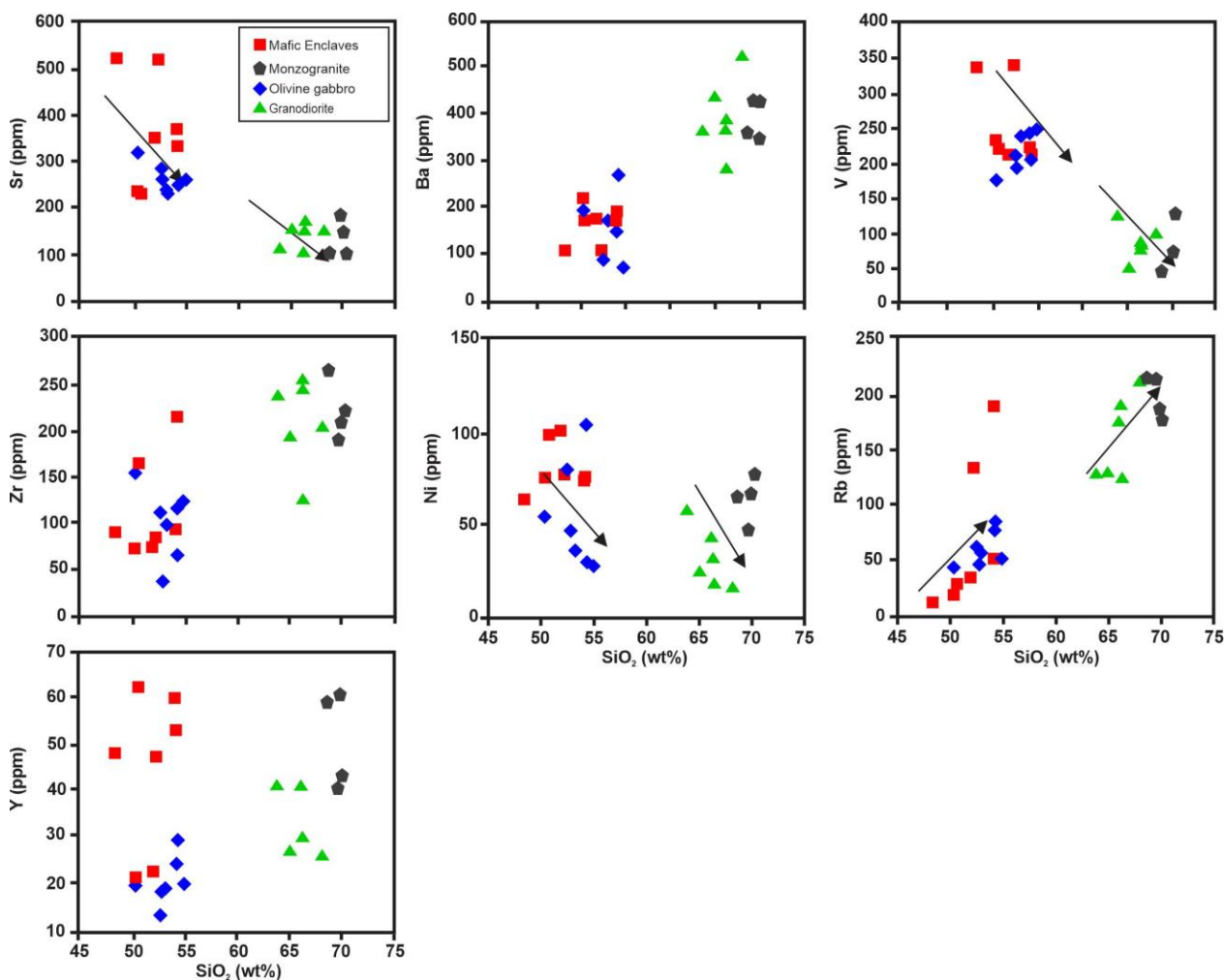
زمین‌شیمی عنصرهای کمیاب

در شکل 8، تغییرات عنصرهای کمیاب در برابر SiO_2 نشان داده شده است. بررسی عنصرهای کمیاب بخش اصلی از سنگ‌شناسی مدرن است؛ زیرا نسبت به عنصرهای

اصلی کارایی بهتری در شناخت فرایندهای سنگ‌شناسی دارد. برپایه نمودارهای تغییر با افزایش SiO_2 مقدار Sr در میزبان گرانیتوئیدی و الیون گابرو روند کاهشی نشان می‌دهد. عنصر Sr بیشتر در پلاژیوکلاز به صورت

کاهششی دارد. عنصر باریوم در ساختار کانی‌هایی مانند بیوتیت، پتاسیم‌فلدسپار، پلاژیوکلاز و هورنبلند وارد می‌شود. در حالت حاکم‌بودن تبلوربخشی، باریوم باید با سیلیس ارتباط مثبت نشان دهد. اگر میزان آن تغییر نکند و یا حتی کاهش یابد دلیل بر ذوب‌بخشی کانی‌های پتاسیم‌دار است (Alizadeh, 2011).

پذیرفته‌شده و در آلکالی‌فلدسپار به‌صورت اسیرشده حضور دارد. با توجه به حضور فراوان‌تر پلاژیوکلاز کلسیم‌دار در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و الیون‌گابرو، غنی‌شدگی این عنصر در آنها نسبت به میزبان گرانیتوئیدی توجیه‌شدنی است (Rollinson, 1993). با افزایش SiO_2 ، مقدار Ba در الیون‌گابرو و میزبان گرانیتوئیدی روند



شکل 8- نمودار عنصرهای فرعی در برابر سیلیس (Harker, 1909)، برای نمونه‌های گرانیتوئید، الیون‌گابرو و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

روند افزایشی در الیون‌گابرو و روند کاهششی در گرانیتوئید میزبان نشان می‌دهند که Y بیشتر در ساختار کانی‌هایی مانند گارنت، آمفیبول، پیروکسن و در فازهای فرعی مانند اسفن و آپاتیت وارد می‌شود. با افزایش مقدار SiO_2

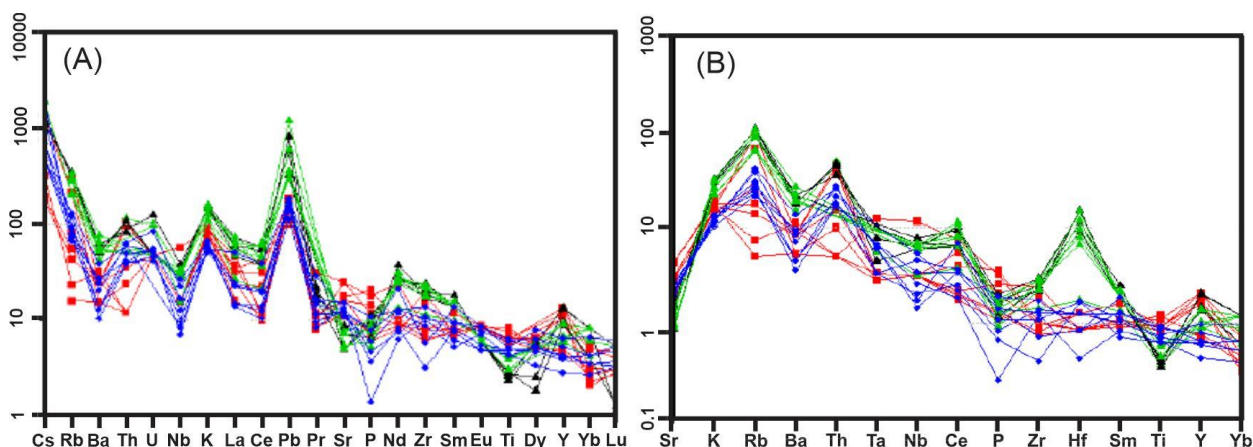
با افزایش SiO_2 ، مقدار V در نمونه‌های بررسی‌شده روند کاهششی نشان می‌دهد. به‌گونه‌ای که این عنصر در مراحل نخستین جدایش بلورین وارد کانی‌های پیروکسن، بیوتیت و آمفیبول می‌شود. با افزایش SiO_2 مقدار Y

مقدار Ni در همه نمونه‌های بررسی شده روند کاهشی نشان می‌دهد. این روند کاهشی را می‌توان پیامد (1) نقش تبلور بخشی الیومین و (2) آمیختگی ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک دانست. عنصر Zr در ماگمای مافیک و ماگمای فلسیک رفتار متفاوتی از خود نشان می‌دهد. در ماگمای مافیک به علت بالا بودن دما به صورت محلول باقی می‌ماند؛ اما با افزایش فرایند جدایش بلورین به صورت بلور زیرکن متبلور و جدا می‌شود. از این رو، با افزایش SiO_2 در الیومین گابرو Zr روند کاهشی نشان می‌دهد؛ اما در میزبان گرانیتوئیدی به علت شرکت در فاز زیرکن روند مثبت دارد. روند تغییرات Rb نسبت به SiO_2 تقریباً صعودی است. این عنصر به علت اختلاف چشم‌گیر در شعاع یونی و بار الکتریکی جانشین عنصرهای اصلی نمی‌شود؛ بلکه بر پایه غلظت کم در مرحله پایانی تبلور ماگمایی به صورت غنی شده در آبگون‌های بجامانده دیده می‌شود. بر پایه نمودارها مقدار Sr، V و Ni در انکلاوها نسبت به میزبان گرانیتوئیدی و مقدار Rb، Zr و Ba در میزبان گرانیتوئیدی نسبت به انکلاو بیشتر هستند. این پدیده را می‌توان پیامد فرایند آمیختگی ماگمایی دانست. پراکندگی عنصرهای اصلی و کمیاب در نمودارها نیز چه‌بسا پیامد آرایش ماگمایی است (Zorpi et al., 1991).

نمودارهای عنکبوتی

در این نوشتار از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده به ترکیب پیشنهادی Sun و McDonough (1989) برای گوشته اولیه و مورها بهره گرفته شده است (شکل 9). بر پایه نمودارها غنی‌شدگی K در سنگ‌های منطقه

نشان می‌دهد این عنصر در مراحل پایانی جدایش بلورین ماگمایی در سنگ‌های جدایش یافته تر و اسیدی وارد کانی‌هایی مانند آلکالی‌فلدسپار می‌شود. فراوانی پتاسیم چه‌بسا نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های منطقه است (Harris et al., 1986)؛ اما Lu آنومالی کم و تهی‌شدگی نیوبیم در سنگ‌های منطقه نشان‌دهنده پیدایش ماگما از گوشته متاسوماتیک در منطقه فرورانش است (Tepper et al., 1993). در سنگ‌های گرانیتی S-type منطقه، عنصر Ti اصولاً به صورت ایلمینیت حضور دارد. این عنصر می‌تواند جانشین Al در کوردیناسیون شش شود و به همین علت در پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت احتمالاً به صورت اسیر شده حضور دارد (Wilson, 2007). تیتانیم در مسکوویت دیده نمی‌شود (Wilson, 2007)؛ زیرا در ماگماهای شدیداً سیلیسی تیتانیم به صورت کانی تیتانیت از ماگما خارج می‌شود. در سنگ‌های این منطقه، تیتانیم آنومالی منفی از خود نشان می‌دهد؛ زیرا به صورت اسفن و بیوتیت در طول جدایش بلورین از مذاب جدایش یافته است. همچنین، این ویژگی نشان‌دهنده پیدایش این سنگ‌ها در محیط فرورانش است (Wilson, 2007). بر پایه الگوی پراکندگی عنصرهای ناسازگار، فراوانی عنصرهای Cs، U و K می‌تواند نشان‌دهنده دخالت پوسته قاره‌ای در پیدایش ماگمای مادر سنگ‌های منطقه باشد (Tepper et al., 1993). در این نمودارها، ناهنجاری منفی عنصرهای Ba و Nb دیده می‌شود که ویژگی توده‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکالن کمانی است (Tepper et al., 1993).



شکل 9- نمودارهای عنکبوتی برای نمونه‌های انکلاو در توده آذرین درونی الوند در: (A) نمودار بهنجارشده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) (B) نمودار بهنجارشده به ترکیب NMORB (Sun and McDonough, 1989)

فقدان و تحلیل Nb می‌شود. در نتیجه سنگ‌های این منطقه از عنصرهای LILE و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی شاخص سنگ‌های پدیدآمده در کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای است (Sajona et al., 1996). نتایج به‌دست‌آمده در این بخش با نتایج Alizadeh (2010) همخوانی دارند.

آمیختگی ماگمایی

پژوهشگرانی مانند Fenner (1926)، Bowen (1928) و Kuno (1936) فرضیه آمیختگی ماگمایی را بررسی کرده‌اند و پس از آنها این فرضیه رو به توسعه نهاد و سنگ‌شناسان به آن پرداختند. آمیختگی ماگمایی ساختارهای فرکتال را پدید می‌آورد (Perugini and Poli, 2012). پدیدارشدن ساختارهای فرکتال در انکلاوهای الوند تأییدی بر فرایند آمیختگی ماگمایی در این توده است. ازاین‌رو، انکلاوهای میکروگرانولار فرکتال‌های

در شکل‌های A-9 و B-9، عنصر Pb نسبت به دیگر عنصرها غنی‌شدگی نشان می‌دهد. سرب فراوان‌ترین عنصر سنگین در پوسته است و آنومالی مثبت Pb چه‌بسا نشان‌دهنده متاسوماتیسم گوشته‌ای با سیال‌های برخاسته از پوسته اقیانوسی-فرورو و یا آلاش ماگما با پوسته قاره‌ای است (Kamber et al., 2002). آنومالی نسبتاً منفی Ce نیز که در این نمودار (شکل 8) دیده می‌شود احتمالاً نشان‌دهنده وجود مقدار بسیار ناچیزی رسوب در هنگام فرورانش است (Avanzinelli et al., 2008).

ناهنجاری منفی Ba در شکل 9 از ویژگی‌های پوسته بالایی قاره‌ای است (Foley and Wheller, 1990). تهی‌شدگی P که در شکل 8 دیده می‌شود نیز شاید نشان‌دهنده تبلور فاز آپاتیت در طول کریستالیزاسیون است. آلاش با مواد پوسته‌ای در سنگ‌ها تأثیر بسیار بالایی در فراوانی عنصرهای فرعی (به‌ویژه عنصرهای ناسازگار) دارد. آلاش با مواد پوسته‌ای باعث افزایش میزان K و از سوی دیگر،

طبیعی دانسته می‌شوند (Ottino *et al.*, 1988).

اندازه‌گیری بعد فرکتال انکلاوها در توده آذرین درونی الوند

با به‌کارگیری روش بررسی هندسه فرکتال انکلاوها می‌توان پیچیدگی ریخت‌شناسی انکلاوها را بررسی کرد که به نام بعد فرکتال (D_{box}) شناخته می‌شود. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده آذرین درونی الوند با ریخت‌شناسی متفاوت از حالت بسیار نامنظم تا تقریباً گردشده و با اندازه‌های میلیمتری تا چندین متر دیده می‌شوند. بررسی هندسه فراکتال انکلاوها برای بررسی فرایندهای آمیختگی ماگمایی، پویایی آشیانه ماگمایی و فرایندهای انتشار (که هنگام آمیختگی ماگمایی روی می‌دهند) کاربرد دارد. ازاین‌رو، پیشنهاد می‌شود شکل انکلاوها به شدت تابع حرکت‌های خطی تا آشفته حاصل از برهم‌کنش ماگماهای مافیک و فلسیک در آشیانه‌های ماگمایی است (Kumar *et al.*, 2004). نیروهای همرفتی که سبب آمیختگی و آشفته‌گی پی‌درپی در آشیانه ماگمایی می‌شوند، عامل پراکنده شدن انکلاوها در ماگمای میزبان هستند (De Campos *et al.*, 2011). به‌طور کلی، مرز همبری انکلاوها و سنگ میزبان ناهمگن است. این ناهمگنی شکلی در مرز میان سنگ میزبان و انکلاو را می‌توان به‌عنوان ساختارهای فرکتال اندازه‌گیری کرد. ازاین‌رو، برای اندازه‌گیری بعد فرکتال انکلاوها، از سطح دو بعدی 30 نمونه انکلاو مافیک برای تصویرکردن سطح همبری میان انکلاوها و سنگ میزبان عکس گرفته شد. این تصویرها با نرم‌افزارهای ImageJ و Digimizer به باینری (Binary) تبدیل شدند. بعد

فرکتال انکلاوها به روش شمارش مربعی (Box-Counting) به‌دست می‌آید (D_{box})؛ بدین‌گونه که روی هر تصویر دوتایی سیاه و سفید، سکانسی از شبکه‌های مربعی شفاف با اندازه‌های متفاوت (r) قرار می‌گیرد و شمار مربع‌هایی (N) که در مرز میان دو محیط هستند شمارش می‌شود ($N=r^{-D_{box}}$). الگوهای فرکتال انکلاوها با به‌کارگیری فرمول زیر به‌دست می‌آیند (Mandelbrot, 1984):

$$\text{Log}(N) = -D_{box} + \text{Log}(r)$$

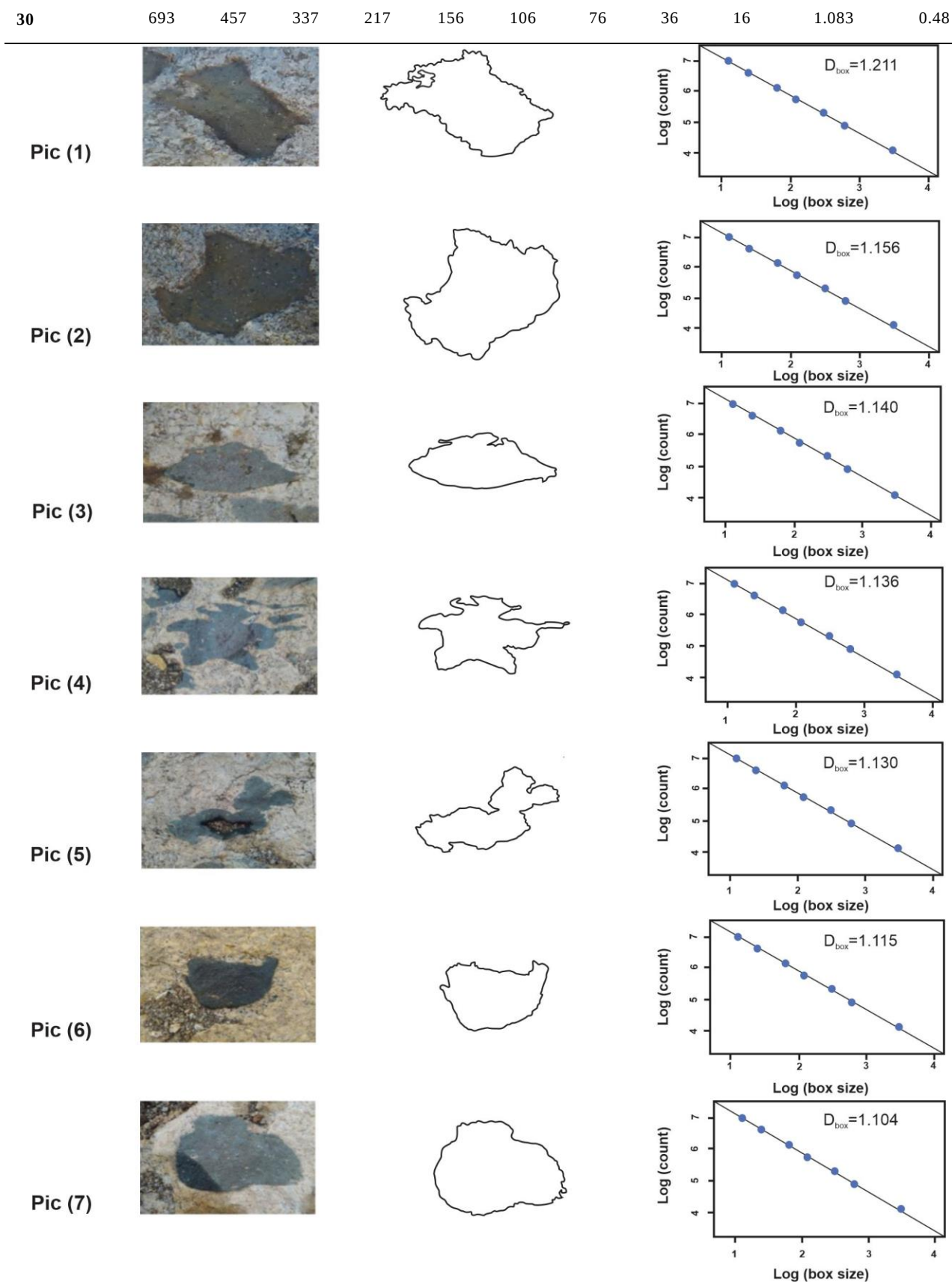
شیب خط نمودار $\text{Log}(N)$ برابر $-D_{box}$ است. همان‌گونه که در شکل 10 دیده می‌شود، نمودارهای 1 تا 12 به‌ترتیب مقادیرهای D_{box} انکلاوها کاهش می‌یابد. کاهش بعد فرکتال انکلاوها با کاهش پیچیدگی‌های ریخت‌شناسی انکلاوها همراه است. مقادیر D_{box} انکلاوها در 30 نمونه میان 1/08 تا 1/21 متغیر (جدول 2) و در نمودار ستونی (شکل 11-A) مد آن 1/1 است. همان‌گونه که در شکل 10 دیده می‌شود، افزایش پیچیدگی ریخت‌شناسی در انکلاوها، سبب افزایش بعد فرکتال می‌شود و نزدیک‌تربودن ترکیب آن به عضو پایانی مافیک (ماگماهای پدیدآمده از گوشته) را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه انکلاوها در توده آذرین درونی الوند طیف متغیری از ابعاد فرکتال بالا تا پایین را نشان می‌دهند، پس در شمال توده الوند، مناطق فعال و مناطق با فعالیت فیزیکی کمتری وجود دارد که در آنها میزان اختلاط متفاوت است؛ به‌گونه‌ای که هرچه از توده‌های مافیک به‌سوی مرکز توده گرانیتویدی نزدیک شویم شمار انکلاوها کم، اندازه آنها کوچک‌تر و بعد فرکتال آنها کمتر می‌شود.

توده آذرین درونی الوند به ترکیب گوشته گرایش دارند (Shahbazi *et al.*, 2010) و کمی آمیختگی با ماگمای میزبان را در سرگذشت خود ثبت کرده‌اند (Alizadeh, 2011).

ترکیب انکلاوها در توده آذرین درونی الوند به ترکیب گوشته نزدیک‌تر است و آمیختگی با ماگمای فلسیک میزبان را نشان می‌دهد (Shahbazi *et al.*, 2010). داده‌های زمین‌شیمیایی نیز تأیید می‌کنند انکلاوها در

جدول 2- داده‌های بعد فرکتال انکلاوها (D_{box}) و نسبت لگاریتم گرانیوز میزبان و انکلاوها ($\log VR$) در توده آذرین درونی الوند (این مقادارها با نرم‌افزار ImageJ به دست آمده‌اند. مقادارهای C_2 تا C_{64} معرف سکاس‌های مربعی با اندازه‌های متفاوت هستند)

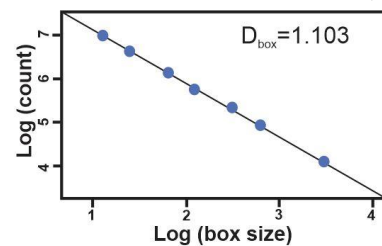
Sample No.	C2	C3	C4	C6	C8	C12	C32	C64	D	D_{box}	$\log VR$
1	1787	1084	764	479	318	215	139	61	27	1.211	0.74
2	1430	879	625	379	272	155	120	49	23	1.201	0.71
3	1814	1102	783	475	338	209	151	66	28	1.197	0.7
4	1496	904	645	394	284	174	126	54	24	1.19	0.69
5	1515	915	665	399	286	179	131	56	25	1.181	0.67
6	1464	889	637	394	280	165	121	52	26	1.177	0.66
7	1409	859	632	384	291	172	125	56	23	1.177	0.66
8	1459	900	642	398	271	169	120	51	27	1.173	0.65
9	1496	920	618	410	288	186	128	57	26	1.166	0.63
10	1125	701	500	298	231	138	102	47	19	1.164	0.63
11	1128	680	498	300	211	138	95	45	20	1.159	0.62
12	1737	1070	752	469	331	206	150	70	31	1.158	0.62
13	1494	910	632	401	279	178	128	58	27	1.156	0.61
14	1215	756	539	345	244	164	110	50	22	1.152	0.60
15	856	562	411	267	191	122	87	40	16	1.14	0.58
16	575	365	274	178	129	75	58	26	11	1.138	0.58
17	1174	789	568	371	265	175	123	57	22	1.136	0.57
18	805	532	392	258	184	116	80	37	16	1.135	0.57
19	1254	816	606	392	279	180	127	57	25	1.131	0.56
20	811	550	419	268	203	131	92	40	17	1.116	0.54
21	723	487	355	224	171	104	79	35	16	1.105	0.52
22	694	475	345	229	166	109	75	36	15	1.104	0.51
23	1113	770	544	371	263	173	117	56	25	1.103	0.51
24	659	434	321	207	156	96	68	31	15	1.103	0.51
25	1027	665	514	336	242	159	116	51	22	1.103	0.51
26	1005	608	432	271	207	126	94	44	22	1.101	0.51
27	840	559	416	270	197	127	90	41	19	1.1	0.51
28	1150	760	566	372	262	172	120	58	26	1.096	0.50
29	803	529	406	252	188	120	87	40	19	1.088	0.49



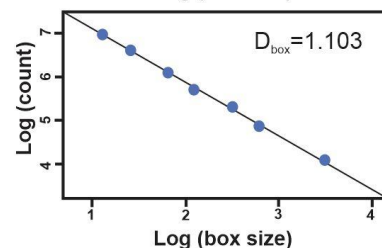
شکل 10- نمونه‌هایی از انکلاوهای مافیک و تصویرهایی از همبری آنها با سنگ میزبان که برای هر یک، مقدارهای بعد فرکتال با

نرم افزار ImageJ به دست آمده (D_{box}) و به صورت نمودارهای فرکتال ترسیم شده اند.

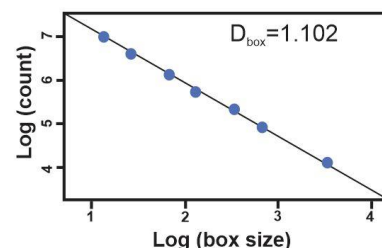
Pic (8)



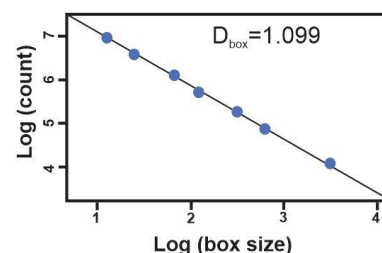
Pic (9)



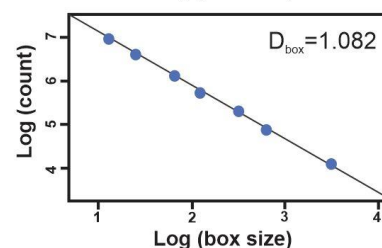
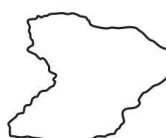
Pic (10)



Pic (11)



Pic (12)



شکل 10 - ادامه

گرانروی

نشان دادن ارتباط میان پیچیدگی ریخت شناسی همبری میان دو سیال با گرانروی سنگ میزبان و انکلاو $\text{Log}_{(VR)}$ رابطه تجربی زیر پیشنهاد شده است (Perugini and Poli, 2005):

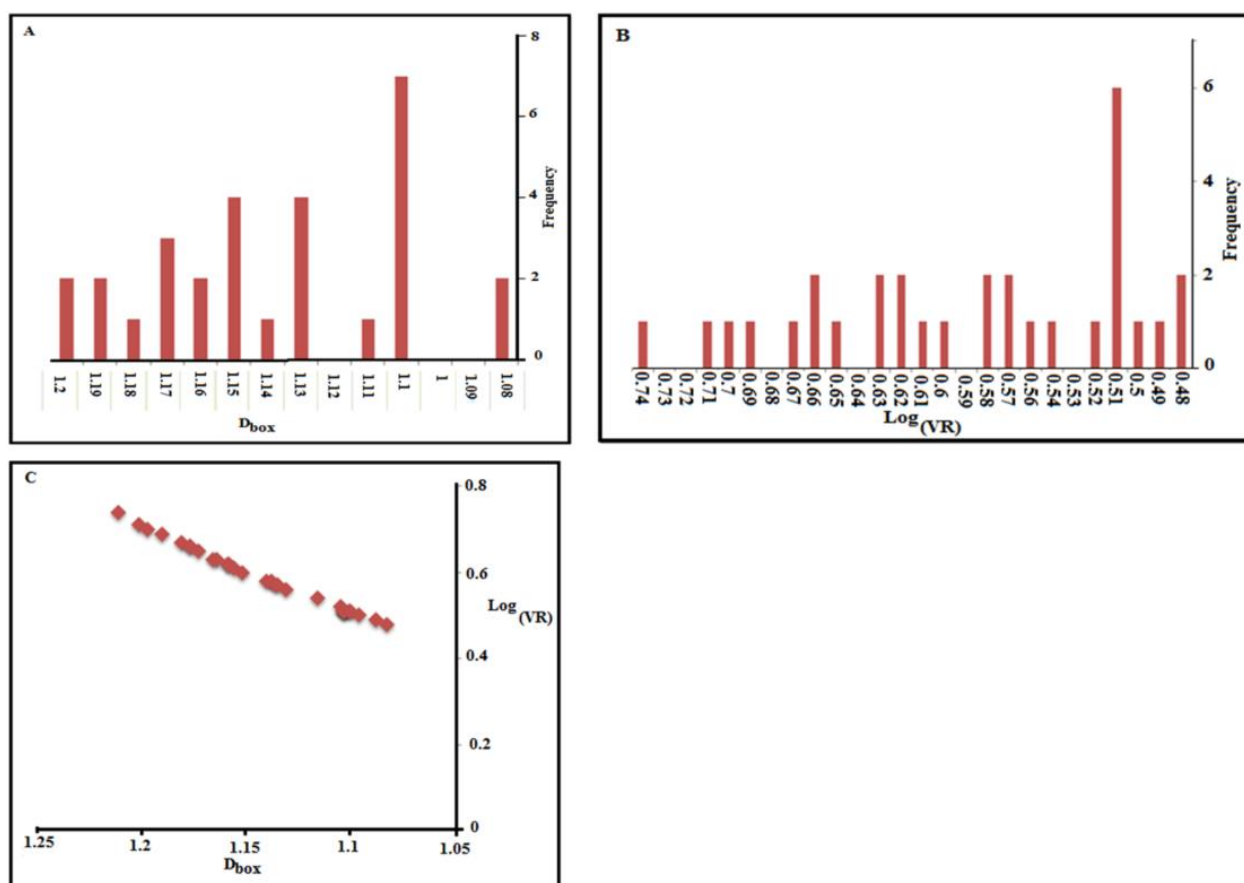
$$\text{Log}_{(VR)} = 0.013 * e^{3.34 * D_{box}}$$

برپایه این رابطه، هنگامی که دو سیال در

داده های تجزیه فرکتال و آزمایش های دینامیک سیال ها گویای این هستند که هرچه مرز میان دو مذب فلسیک و مافیک ناهمگن تر باشد (بعد فرکتال انکلاوها بیشتر باشد)، اختلاف گرانروی میان دو محیط بیشتر است. برای

آنها را سیال در نظر گرفت. در این پژوهش، برپایه رابطه بالا و برپایه بعد فرکتال ریخت‌شناسی انکلاوها، نسبت گرانروی میزبان به انکلاو، میان 0/48 تا 0/74 به دست آمده است (جدول 2) و همان گونه که در شکل 11-B دیده می‌شود، در نمودار ستونی، مد 0/51 را نشان می‌دهد.

فرایند آمیختگی کنار هم قرار می‌گیرند، افزایش پیچیدگی ریخت‌شناسی در محل همبری دو سیال نشان‌دهنده افزایش اختلاف گرانروی میان دو محیط است (Albert *et al.*, 2014). شرط استفاده از این رابطه اینست که هنگام آمیختگی، ماگماها تبلور چندانی را پشت سر نگذاشته باشند و بتوان



شکل 11 - A) نمودار ستونی فراوانی توزیع مقادیر ابعاد فرکتال انکلاوهای مافیک (D_{box}) در توده آذرین درونی الوند (رده $D_{box}=1/1$ بالاترین فراوانی را نشان می‌دهد)؛ B) نمودار ستونی فراوانی توزیع مقادیر لگاریتم گرانروی $Log(VR)$ سنگ میزبان و انکلاوها (رده 0/51 بالاترین فراوانی را نشان می‌دهد)؛ C) نمودار تغییرات ابعاد فرکتال انکلاوها (D_{box}) در برابر نسبت لگاریتم گرانروی $Log(VR)$ برای انکلاوهای مافیک در توده آذرین درونی الوند

اختلاط کمتر ماگمای مافیک با ماگمای فلسیک است و نشان می‌دهد ترکیب انکلاو به عضو پایانی مافیک نزدیک‌تر است. داده‌های زمین‌شیمیایی نیز نشان می‌دهند ترکیب انکلاوها در توده گرانیتویدی الوند به ترکیب مذاب‌های جداشده

برپایه شکل 11-C، ابعاد فرکتال انکلاوها و لگاریتم نسبت گرانروی رابطه مستقیم دارند. هنگامی که اختلاف گرانروی افزایش می‌یابد، پیچیدگی‌های سطح همبری نیز افزایش می‌یابد (افزایش بعد فرکتال) که این نکته نشان‌دهنده

از گوشته گرایش دارند و کمی آمیختگی با ماگمای میزبان در آنها روی داده است. البته اگر فرایند انتشار و آمیختگی ادامه پیدا کند، اختلاط همگن‌تر می‌شود و در پی آن لگاریتم اختلاف گرانیروی کاهش می‌یابد و انکلاوهایی با D_{box} کمتر تولید می‌شوند. با توجه به خاستگاه متفاوت گرانیته‌ها و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک و دانه‌ریز بودن انکلاوهای میکروگرانولار مافیک که خاستگاه گوشته‌ای دارند، ماگمای سازنده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک درون پوسته تزریق شده است و با ذوب سنگ‌های پوسته بالایی، ماگمای گرانیته‌ای را پدید آورده که سبب آمیختگی ماگمای مافیک و فلسیک در ژرفای کم پوسته (پوسته بالایی) شده است (Shahbazi et al., 2010; Alizadeh, 2011). از آنجایی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در توده آذرین درونی الوند به شکل‌های مختلف دیده می‌شوند، اثرات آمیختگی ماگمایی (اختلاط مکانیکی) روی انکلاوها و میزبان در بخش‌های گوناگون متفاوت بوده است؛ اما با توجه به گسترش انکلاوهای مافیک بیشتر در بخش شمال توده آذرین درونی الوند، امکان آمیختگی در این منطقه به علت حضور توده مافیک بیشتر است.

برداشت

توده آذرین درونی الوند از دیدگاه ترکیب سنگ‌نگاری شامل مونزوگرانیته، گرانودیوریت، لوکوگرانیته و الیوین گابرو همراه با انکلاوهای فلسیک، مافیک و سورمیکاسه است. انکلاوها، مونزوگرانیته و گرانودیوریت میزبان و الیوین گابرو در محدوده کالک‌آلکان جای دارند. از دیدگاه شاخص اشباع از آلومین گرانودیوریت و مونزوگرانیته در محدوده پیرآلومین و انکلاوهای

میکروگرانولار مافیک و الیوین گابرو در محدوده متآلومین و مرز متآلومین و پیرآلومین قرار دارند. برپایه نمودارهای تغییر گرانیته‌های الوند و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک تفاوت روند زمین‌شیمیایی عنصرهای اصلی در برابر سیلیس برای انکلاوها و گرانودیوریت و مونزوگرانیته میزبان نشان می‌دهد گرانیته‌ها از تبلور ماگمای پدیدآورنده انکلاوها پدید نیامده‌اند. ماگمای سازنده انکلاوهای میکروگرانولار مافیک درون پوسته زیرین تزریق شده است و با ذوب سنگ‌های پوسته‌ای (گرانیته‌ای و ارتوگنایس‌ها)، ماگمای گرانیته‌ای را پدید آورده‌اند. در نمودارهای عنکبوتی، سنگ‌های این منطقه از عنصرهای LILE و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این ویژگی‌ها شاخص سنگ‌های پدیدآمده در کمان‌های آتشفشانی پهنه‌های فروورانش و حواشی فعال قاره‌ای هستند. پدیدارشدن ساختارهای فرکتال در انکلاوهای الوند و بررسی‌های زمین‌شیمیایی تأییدی بر فرایند آمیختگی ماگمایی در این توده هستند. ابعاد فرکتال انکلاوها برابر با $1/08$ تا $1/21$ متغیر است و در نمودار ستونی مد آن $1/1$ است. برپایه بعد فرکتال انکلاوها، نسبت لگاریتم گرانیروی سنگ میزبان به انکلاو طیفی از $0/48$ تا $0/74$ را نشان می‌دهد و مد آن در نمودار ستونی $0/51$ است. مقدارهای کم بعد فرکتال انکلاوها در توده گرانیته‌ی الوند نشانه آمیختگی بالای ماگمای مافیک انکلاوها با ماگمای فلسیک میزبان و کاهش اختلاف گرانیروی میان ماگماهای میزبان و انکلاوهاست. مقدارهای بالای بعد فرکتال انکلاوها در توده گرانیته‌ی الوند نشانه آمیختگی کم ماگمای مافیک انکلاوها با ماگمای فلسیک میزبان است. از آنجایی که انکلاوهای میکروگرانولار مافیک

در توده آذرین درونی الوند به شکل‌های مختلف دیده می‌شوند، اثرات آمیختگی ماگمایی (اختلاط مکانیکی) روی انکلاوها و سنگ‌های گرانودیوریت و مونزوگرانیست میزبان در شمال توده آذرین درونی الوند متفاوت بوده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از پیشنهادهای ارزشمند داوران سپاس‌گزاری می‌کنند.

منابع

- Albert, H., Perugini, D. and Marti, J. (2014) Fractal analysis of enclaves as a new tool for estimating rheological properties of magmas during mixing: The Case of Montan a Reventada (Tenerife, Canary Islands). *Pure and Applied Geophysics* 172: 7.
- Aliani, F., Sabouri, Z. and Maanijou, M. (2011) Petrography and Geochemistry of Porphyroid Granitoid Rocks in the Alvand Intrusive Complex, Hamadan (Iran). *Australian Journal of Basic and Applied Sciences* 5(12): 2192-2199.
- Alizadeh, S. (2011) A study of enclaves and their importance in interpretation of petrogenesis of the Alvand plutonic complex. M. Sc. thesis, University of Bu-Ali Sina, Hamedan, Iran (in Persian).
- Avanzinelli, R., Elliott, T., Tommasini, S. and Contcelli, S. (2008) Constraints on the genesis of potassium-rich Italian volcanic rocks from U/Th disequilibrium. *Journal of Petrology* 49: 195-224.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1991) Enclaves and granite Petrology, *Elserier* 545-549.
- Baxter, S. and Feely, M. (2002) Magma mixing and mingling textures in granitoids: Examples from the Galway granite, Connemara, Ireland. *Mineralogy and Petrology* 76(1-2): 63-74.
- Barbarin, B. and Didier, J. (1991) Enclaves and granite petrology. *Elserier* 545-549.
- Bowen, N. L. (1928) The evolution of the igneous rocks. Princeton University Press, Princeton.
- Bussy, F. (1990) The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: A dissolution-recrystallization process? *Geological Journal* 25: 319-324.
- Castro, A., Moreno-Ventas, I. and La Rosa, Y. D. (1991) H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of granite – type classification and nomenclature. *Earth-Science Review* 31(3-4): 237-253.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1984) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: *Geology of granites and their metallogenic relations* (Eds. Keqin, X. and Guangchi, T.), 87-101. Science Press, Beijing.
- Chappell, B.W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types, 25 years later. *Australian Journal of Earth Science* 48: 489.
- De Campos, C. P., Perugini, D., Ertel-Ingrisch, W., Dingwell, D. B. and Poli, G. (2011) Enhancement of magma mixing efficiently by chaotic dynamics: an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 161: 863-881.
- Eghlimi, B. (2000) Hamedan Geological Map and Reporting. Geological Survey of Iran Series 1:100000, No. 5759, Tehran, Iran.
- Eshraghi, S. A. and Mohammadi Gharai, M. (2003) Geological Map of Tuyserkan 1/100000. Geological Survey and Mineral exploration of Iran, Tehran, Iran.
- Fenner, C. N. (1926) The Katmai magmatic province. *Geology* 34: 673-771.
- Foley, S. F. and Wheller, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites. *Chemical Geology* 85: 1-18.
- Harker, A. (1909) The natural history of igneous rocks. Methuen, London.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision – zone

- magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special publication 19: 67-81. Geological Society of London, London.
- Hutton, J. (1795) The theory of the earth. Edinburgh, Methuen Publication, London.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences 8: 523-545.
- Kamber, B. S., Ewart, A., Bruce, M. C. and Donald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implication of Archean crustal growth model. Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 38-56.
- Kumar, S. (2010) Mafic to hybrid microgranular enclaves in the Ladakh batholith, northwestern Himalaya: implications on calc-alkaline magma chamber processes. Journal of Geological Society of India 76: 5-25.
- Kumar, S., Rino, V. and Pal, A. B. (2004) Field evidence of magma mixing from microgranular enclaves hosted in Palaeoproterozoic Malanjkhand granitoids, Central India. Gondwana Research 7(2): 539-548.
- Kuno, H. (1936) Petrological notes on some pyroxene andesites from Hakone volcano, with special reference to some types with pigeonite phenocrysts. Japanese Journal of Geology. Geography 13: 107-140.
- Lacroix, A. (1893) Les enclaves des roches volcaniques. Protal Publication, Macon.
- Mandelbrot, B. B. (1984) The Fractal Geometry of Nature. The American Mathematical Monthly 91: 594-598.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology. Longman Group, UK.
- Ottino, J. M., Leong, C. W., Rising, H. and Swanson, P. D. (1988) Morphological structures produced by mixing in chaotic flows. Nature 333: 419-425.
- Peccerilo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc - alkan volcanic rocks from the Kashtamou area. Northern Turkey Mineralogy and Petrology 58: 63-81.
- Perugini, D. and Poli, G. (2004) Determination of the degree of compositional disorder in magmatic enclaves using SEM, X-ray element, maps. European Journal of Mineralogy 16: 431- 442.
- Perugini, D. and Poli, G. (2005) Viscous fingering during replenishment of felsic magma chambers by continuous inputs of mafic magmas: field evidence and fluid-mechanics experiments, Geology 33 (1): 5-8.
- Perugini, D. and Poli, G. (2012) The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences, Lithos 153: 261-277.
- Perugini, D., Poli, G., Christofides, G. and Eleftheriadis, G. (2003) Magma mixing in the Sithonia plutonic complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves. Mineralogy and Petrology 78(3- 4): 173-200.
- Rickwood, P. C. (1989) Boundary lines with in petrologic diagrams which use of major and minor elements. Lithos 22: 247-263.
- Rollinson, H. R. (1993) Using Geochemical data: Evaluation, Presentation, Interpretation. Longman Scientific and Technical, USA.
- Sadeghian, M. (1995) Petrological study of Igneous and metamorphic rocks of Cheshmeh Qasaban area of Hamedan. M. Sc. thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Sajona, F. G., Maury, R. C., Bellon, H., Cotton, J. and Defant, M. (1996) High field strength element enrichment of Pliocene-Pleistocene Island Arc basalts, Zamboanga Peninsula, Western Mindanao (Philippines). Journal of Petrology 37: 693-726.

- Sepahi, A. A. (2008) Typology and Petrogenesis of Granitic Rocks in the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran, with Emphasis on the Alvandplutonic Complex. *Neues Jahrbuch fur Geologie and Palaontologie, Abhandlungen* 247(3): 295-312.
- Sepahi, A. A. (1999) Petrology of Alvand Plutonic Complex With special reference on Granitoids. Ph. D. thesis, University of Tarbiat-Moallem, Tehran, Iran (in Persian).
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A., Shang, C. J. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683.
- Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks, their genesis, composition, classification and their relation to ore deposits. 3rd Edition, John Wiley and Sons.
- Stöcklin, J. (1968) Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in ocean basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society Publication of London.
- Tepper, J. H., Nelson, B. K., Bergantz G. W. and Irving, A. J. (1993) Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington, generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113: 333-351.
- Valizadeh, M. V. (1976) Primary study of geochemistry and radiometric of Igneous masses in Western Iran to find out the evolution of structure geology. *Proceedings of the Second Iranian Geological Symposium*. Oil Association 287-299 (in Persian).
- Vernon, R. H. (1991) Interpretation of microstructures of microgranitoid enclaves, In: *Enclaves and granite Petrology* (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.), Elsevier, 277-291.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals. *American Mineralogist* 95: 185-187.
- Wilson, M. (2007) *Igneous Petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Zorpi, M. J., Coulon, C. and Orsini, J. B. (1991) Hybridization between felsic and mafic magmas in calc-alkaline granitoids: a case study in northern Sardinia, Italy. In: *Geochemistry of granitoid rocks* (Ed. Peccerillo, A.) 92(1-3): 45-86. *Chemical Geology*.