

آلایش ماگمایی به وسیله بیگانه‌سنگ‌های رسی شیستی فرو افتاده در باتولیت تله-پهلوانی، شهر بابک، ایران

عبدالناصر فضل‌نیا*

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۴/۰۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۰۸/۲۰

چکیده

تزیق توده ماگمایی غیر کوهزایی لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی تله‌پهلوانی به بخش شمال باختر کمپلکس دگرگونی قوری (جنوب باختر زون سنندج-سیرجان) در حدود ۱۷۰ میلیون سال پیش، باعث شد تا قطعاتی از سنگ‌های رسی دگرگون شده (که به طور عمده کیانیت شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای هستند) از این کمپلکس، خرد شوند و درون این توده ماگمایی سقوط نمایند. توده ماگمایی اولیه بی‌آب و بسیار پر حرارت بوده است؛ در نتیجه، باعث شده تا قطعات فرو افتاده، دگرگونی مجاورتی شدیدی (در حد دگرگونی‌های رخساره پیرومتامرفیسم) را تحمل نمایند. آبدار بودن قطعات رسی شیستی دگرگون شده ناحیه‌ای (به دلیل فراوانی مسکوویت+بیوتیت) باعث شد تا شرایط ذوب بخشی فراهم شود؛ در نتیجه، برخی از این بیگانه‌سنگ‌ها به دلیل ذوب بخشی، سست شده و در نتیجه همرفتی در توده، در سرتاسر ماگمای اصلی پراکنده و باعث آلایش گسترده در ماگما شدند.

کلیدواژه‌ها: باتولیت تله‌پهلوانی، لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت، ذوب بخشی، بیگانه‌سنگ رسی (شیست)، آلایش ماگمایی

E-mail: a.fazlnia@mail.urmia.ac.ir

*نویسنده مسئول: عبدالناصر فضل‌نیا

۱- مقدمه

بخش‌های مختلف سرزمین ایران در اواخر پالئوزوئیک جزئی از بخش‌های شمال باختری سرزمین گندوانا بوده است (Golonka, 2004). سرزمین گندوانا، شکستگی و کافت‌شدگی شدیدی در انتهای پرمین، تریاس و همچنین ژوراسیک تا ابتدای کرتاسه، تحمل کرده است و در نتیجه آن ماگماتیسم غیر کوهزایی در این زمان‌ها متداول شده است (Sears et al., 2005). نفوذ چنین ماگماهایی به بخش‌هایی از پوسته میانی و بالایی می‌تواند باعث انتقال حرارت شده و دگرگونی‌های مجاورتی و در صورت فراوانی نفوذی‌ها، دگرگونی‌های ناحیه‌ای کم‌فشاری از نوع باکان را ایجاد نمایند. با توجه به این که این ماگماها بیشتر منشأ گوشته‌ای یا قاعده پوسته قاره‌ای دارند، پرحرارت هستند (Bédard, 2001; Ashwal, 1993). بنابراین نفوذ توده‌های حجیمی از آنها به بخش‌های بالایی پوسته قاره‌ای، می‌تواند باعث افزایش گردیدن زمین‌گرایی و در نتیجه دگرگونی‌های ناحیه‌ای و یا مجاورتی شدید شوند.

در سرزمین‌هایی که توده‌های نفوذی به درون مجموعه‌های دگرگونی ناحیه‌ای کهن، که اختلاف سنی وقایع سنگ‌شناختی آنها زیاد نیست، به صورت قدرتمند (powerful) نفوذ نموده‌اند. در این مناطق فرو افتادن قطعات دگرگونی به درون این توده‌ها می‌تواند منجر به واپاشی بیگانه‌سنگ‌ها (زنولیت‌ها؛ قطعاتی از شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای) و آلایش گسترده در آنها شود. گاه بیگانه‌سنگ‌های فروافتاده که خود حاوی بلورهای میکای فراوان هستند (بیگانه‌سنگ‌های رسی: شیست‌های ناحیه‌ای)، درجات شدید دگرگونی مجاورتی را تحت شرایط آبدار تحمل کرده‌اند. تحت این شرایط، فرایند ذوب بخشی بیگانه‌سنگ‌ها نه تنها می‌تواند مجموعه‌های کوچکی از گرانیتهای نوع S ایجاد نماید (فضل‌نیا، ۱۳۸۸)، بلکه واپاشی آنها می‌تواند باعث آلایش گسترده در توده‌های نفوذی شود (برای مثال Bateman, 1995; فضل‌نیا، ۱۳۷۹; Arvin et al., 2007; Kadioğlu and Güleç, 1999; Perugini et al., 2003; Kumar & Rino, 2006; Kocak, 2006; entura et al., 2006).

در برخی از بررسی‌ها بر روی توده‌های نفوذی بزرگ، ذوب بخشی بیگانه‌سنگ‌ها بویژه از نوع رسی (قطعاتی از شیست‌های ناحیه‌ای) و آغشته شدن این مذاب با مذاب مادر (توده نفوذی بزرگ)، باعث آلایش گسترده شده است (Petford et al., 1996; Perugini et al., 2003; فضل‌نیا، ۱۳۸۸). یک واقعه دگرگونی ناحیه‌ای از نوع باروین حاصل از ستر شدن پوسته

قاره‌ای در طول توآرسین (پایان ژوراسیک ابتدایی) باعث شد تا بخش جنوب باختری زون سنندج - سیرجان (کمپلکس دگرگونی قوری؛ شکل ۱) دچار دگرشکلی و دگرگونی شود (Fazlnia et al., 2007; Fazlnia et al., 2009). پس از واقعه دگرگونی ناحیه‌ای، عملکرد سیستم کافت در سرزمین ابرقاره گندوانا (Sears et al., 2005; Glonka, 2004)، دست کم در بخش جنوبی زون دگرگونی سنندج-سیرجان، باعث جدایش آن از این ابرقاره شد. در نتیجه این حادثه، ماگماتیسم غیر کوهزایی، رخداد چیره در محدوده مورد بررسی شد. توده‌های نفوذی کوچک مافییک-اولترامافییک تله‌پهلوانی (فضل‌نیا، ۱۳۸۸) و باتولیت ناهمگن تله‌پهلوانی با قطری حدود ۴۰ کیلومتر حاصل از این رویداد سنگ‌شناختی غیر کوهزایی هستند. این توده‌ها در سنگ‌های رسی دگرگون‌شده شمال خاور کمپلکس دگرگونی قوری نفوذ کرده‌اند (شکل ۱). باتولیت تله‌پهلوانی ترکیب اولیه لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی دارد (فضل‌نیا، ۱۳۸۸; Fazlnia et al., 2007; Fazlnia et al., 2009). این باتولیت از سنگ‌های لوکو کوارتز دیوریتی-آنورتوزیتی و انواع آلایش‌یافته‌ای از آنها، بیگانه‌سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (قطعاتی از شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای)، بیگانه‌سنگ‌های گابرویی نامتعادل و گرانیتهای پرآلومینوس تشکیل شده است. قطعات فرو افتاده (بیگانه‌سنگ‌ها) در این ماگما، به طور عمده سنگ‌های رسی شیستی دگرگون‌شده هستند. بنابراین بیگانه‌سنگ‌های حاضر، غنی از کانی‌های آلومینیم‌دار هستند. عدسی‌های کوچکی از گرانیتهای پرآلومینوس نوع S در باتولیت تله‌پهلوانی رخنمون دارند. تمامی مطالعات پیشین (برای مثال سبزه‌بی و همکاران، ۱۳۷۲; جمشیدی، ۱۳۸۲; Sheikholeslami et al., 2003, 2008) باتولیت یادشده را یک توده گرانیتیویدی با طبیعت کلسیمی-قلیایی (کالکوآلکانن) معرفی کرده‌اند.

(شکل‌های ۴- الف و ۴- ب). مرز این سنگ‌ها با سنگ‌های اصلی باتولیت یادشده آشکار بوده و اندازه دانه‌ها در بخش‌های درونی و حاشیه‌ای یک میانبار لوکوگرانییتی تغییر نمی‌یابد. در برخی بخش‌ها، رگه‌های روشن موجود در بیگانه‌سنگ‌های با ساختار میگماتییتی (لوکوسوم) به میانبارهای لوکوگرانییتی ختم می‌شوند (شکل‌های ۳- الف و ۳- ج). فضل‌نیا (۱۳۸۸) ناآمیخته شدن مذاب‌های بخشی جدا شده از این بیگانه‌سنگ‌ها با ماگمای اصلی را به واسطه ترکیب و حرارت مختلف عامل تشکیل میانبارهای لوکوگرانییتی می‌داند.

بخش‌هایی که کمترین مقدار مودال کانی‌های تیره را (مانند بیوتیت، گارنت و کردیریت) دارند، از پلاژیوکلاز همراه با مقادیر کمی از کوارتز، تیتانیت و اپیدوت با بافت گرانولار تشکیل شده‌اند (شکل‌های ۵- الف و ۵- ب). برخی از نمونه‌ها فقط از پلاژیوکلاز با آنورتیت ۴۷-۴۲ درصد تشکیل شده‌اند. این بخش‌ها به طور عمده در شمال خاور، جنوب خاور باتولیت و جنوب تله‌پهلوانی دیده می‌شوند. در بقیه بخش‌های توده نفوذی، درصد این کانی‌های تیره متفاوت و با نزدیک شدن به مجموعه دگرگونی قوری در جنوب باختر، بر درصد آن افزوده می‌شود. عمده‌ترین بلورهای تیره بیوتیت و مسکوویت و کمتر گارنت و کردیریت هستند. این چهار کانی، بلورهای اصلی بیگانه‌سنگ‌های رسی شیستی دگرگون شده فرو افتاده در این باتولیت هستند (شکل‌های ۵- ج و ۵- د). این احتمال وجود دارد که واپاشی این بیگانه‌سنگ‌ها باعث شده است تا سنگی با ویژگی‌های یک گرانودیوریت و تونالیت ایجاد شود. اما با توجه به ترکیب هسته پلاژیوکلازها که غنی در آنورتیت هستند (بخش شیمی کانی) و شواهد واپاشی، این سنگ‌ها همان لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت‌ها هستند که آرایش یافته و سنگ‌هایی همگن یا نامگن از نظر کانی‌شناسی ایجاد کرده‌اند.

بیگانه‌سنگ‌های رسی شیستی فرو افتاده بسته به ژرفای سقوطشان در ماگمای باتولیت، ویژگی‌های متفاوتی را نشان می‌دهند. انواعی که احتمالاً نزدیک به دیواره و سقف سقوط کرده‌اند، تنها یک دگرگونی مجاورتی حرارت متوسط را تحمل نموده‌اند. این بیگانه‌سنگ‌ها آثار واپاشی از خود نشان نمی‌دهند؛ زیرا به احتمال، در بخش‌هایی که سقوط کرده‌اند نه دما چندان بالا بوده و نه جریان همرفتی قوی وجود داشته است که آنها را متلاشی نماید. انواع دیگر آنها هم هستند که درجات دگرگونی شدیدی را تحمل نموده‌اند و در آنها ساختارهای میگماتییتی به‌خوبی توسعه یافته است (شکل‌های ۳- الف تا ۳- د). این نوع از بیگانه‌سنگ‌های شیستی احتمالاً به بخش‌های ژرف باتولیت سقوط کرده‌اند. شواهد ذوب بخشی در مقاطع نازک به خوبی دیده شده است و به طور خلاصه شامل دربرگرفته شدن کردیریت، گارنت و بیوتیت در درون پلاژیوکلازهای با مشخصه زون‌بندی نوسانی، بافت غربالی بیوتیت در حضور کردیریت + سیلمینت منشوری + اسپینل + گارنت و فلدسپارهای ارتوز کلاز با بافت پرتیتی که ماکل کارلسباد را قطع کرده‌اند (فضل‌نیا، ۱۳۸۸). برخی از این بیگانه‌سنگ‌های شیستی که به‌شدت میگماتییتی شده‌اند، مساعد برای واپاشی در اثر جریان همرفتی در بخش‌های ژرف بوده‌اند (شکل ۳- د). وجود فلدسپارهای پتاسیم پرتیتی و تشابه ترکیبی بلورهای بیوتیت، مسکوویت و گارنت بیگانه‌سنگ‌های میگماتییتی شده با بیگانه بلورهای (زنوکریست) موجود در بخش‌های آرایش یافته (بخش‌های از توده که غنی در کانی‌های تیره هستند) به احتمال، دلایل منطقی برای واپاشی این بیگانه‌سنگ‌ها هستند.

۴- شیمی کانی

کلیه تجزیه‌های نقطه‌ای کانی‌ها به‌وسیله دستگاه الکترون میکروپروب Jeol GX 8900 در دانشگاه کریستین آلبرت (کیل) آلمان انجام شد. برای تجزیه فازهای اصلی و سنگ‌ساز جریان پروب ۱۵ nA با پتانسیل شتاب‌دهنده ۱۵ kV استفاده شد. زمان تجزیه هر نقطه بسته به نوع کانی و عناصر مورد نیاز برای تجزیه از

میلیون سال پیش است. سن‌های به‌دست آمده برای میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس بر اساس روش SHRIMP (بر روی زیرکن) و CHIME (بر روی مونازیت) به ترتیب $164/3 \pm 8/1$ و 171 ± 10 میلیون سال پیش است. همچنین سن توده ماگمایی غیر کوهزایی اصلی بر اساس روش SHRIMP (بر روی زیرکن) $170/5 \pm 1/9$ میلیون سال پیش است. این روابط سنی نشان می‌دهد که احتمالاً انواع سنگ‌های موجود در این باتولیت با هم در ارتباط هستند.

هدف از این پژوهش بررسی فرایند آرایش ماگمایی همراه با تبلور تفریقی در باتولیت تله‌پهلوانی با ترکیب اولیه لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت است. این مطالعه می‌تواند مقدمه‌ای بر بررسی آرایش ماگمای باتولیت‌ها با بیگانه‌سنگ‌های رسی دگرگون شده (قطعاتی از شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای) در زون سندج-سیرجان باشد.

۲- روش مطالعه و پژوهش

به منظور مطالعه آرایش ماگمایی، نمونه‌ها در صحرا بر اساس روابط میان بیگانه‌سنگ‌ها و سنگ‌های میزبان برداشت شدند و از آنها مقاطع نازک تهیه و روابط سنگ‌نگاری و پتروفاوریک با مشاهدات صحرایی منطبق شد. سپس مطالعات شیمی کانی برای بررسی تغییرات در روند ترکیبی کانی‌های سنگ‌های مختلف صورت گرفت.

۳- شواهد صحرایی و سنگ‌نگاری

بررسی دقیق صحرایی رخنمون‌های سنگی مختلف در باتولیت تله‌پهلوانی نشان می‌دهد که چندین نوع رخنمون سنگی مختلف در محدوده مورد مطالعه وجود دارد. سنگ‌های اصلی موجود در باتولیت یادشده بخش‌های هستند که اکنون ویژگی یک گرانودیوریت-تونالیت بیوتیت‌دار را دارند. لکه‌هایی از تجمعات پلاژیوکلازی-کوارتزی در این سنگ‌ها فراوان است (شکل‌های ۲- ب و ۲- د). ترکیب این لکه‌ها لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت هستند. برخی از لکه‌های یادشده حجیم هستند و گاه تا چندین ده سانتی‌متر می‌رسند (شکل ۲- الف). بخش‌های تیره‌تر سنگ‌های اصلی را بیوتیت، مسکوویت، گارنت، کوارتز و کردیریت تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۲- د و ۲- ه). گاه درصد این بلورها تا ۴۰ درصد حجم سنگ می‌رسد (شکل‌های ۲- ج و ۲- ه). بقیه درصد حجمی این سنگ‌ها را پلاژیوکلاز با ۴۰-۴۵ درصد آنورتیت (بخش شیمی کانی) و ۵ تا ۱۰ درصد را هم کوارتز تشکیل داده است.

برخی از بیگانه‌سنگ‌ها (قطعاتی از شیست‌های دگرگونی ناحیه‌ای) ساختارهای میگماتییتی را نشان می‌دهند که احتمالاً نشانگر ذوب بخشی در آنها است (شکل‌های ۳- الف، ۳- ب، ۳- ج و ۳- د). این ساختارها بیشتر در بخش‌های مرکزی و جنوب باختری توده نفوذی دیده می‌شوند. بیگانه‌سنگ‌های با ساختار میگماتییتی در بخش‌هایی که لوکوگرانیتهای پرآلومینوس و پگماتیت‌ها حضور دارند گسترش زیادی یافته‌اند. در این بیگانه‌سنگ‌ها بخش‌های روشن به صورت رگه‌ای (شکل‌های ۳- الف و ۳- ب)، عدسی، تدریجی (شکل ۳- ج) و لکه‌ای مانند (شکل ۳- د) در درون بخش‌های تیره گسترش دارند. در نمونه دستی این بیگانه‌سنگ‌ها، بخش‌های تیره‌تر (ملانوسوم) به‌طور عمده از بیوتیت، مسکوویت و گارنت و بخش‌های روشن (لوکوسوم) از کوارتز و فلدسپار پتاسیم تشکیل یافته‌اند. در بسیاری از این ساختارها مرز میان بخش‌های روشن و تیره تدریجی (شکل‌های ۳- الف تا ۳- د) است که نشانگر خروج بخش روشن از درون بخش‌های تیره است.

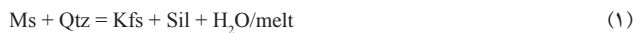
میانبارهایی از لوکوگرانیته‌ها دیده می‌شود که در بخش‌های مرکزی و جنوب باختری توده نفوذی تله‌پهلوانی گسترش دارند. قطر آنها از چندین سانتی‌متر تا چندین ده متر و به‌ندرت تا ۵۰ متر می‌رسد. رنگ کاملاً روشنی دارند و از کوارتز، فلدسپار پتاسیم و مسکوویت (همراه با کمی گارنت و کردیریت) تشکیل شده‌اند

۵- بحث و نتیجه‌گیری

در نتیجه کافتی شدن سرزمین گندوانا ماگماتیسم غیر کوهزایی مهم‌ترین واقعیه سنگ‌شناختی در طول این وقایع بوده است (Sears et al., 2005). جدایش زون دگرگونی سندیج- سیرجان در اثر کافتی شدن باعث تشکیل ماگما غیر کوهزایی تله‌پهلوانی (شکل ۱) با ترکیب لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت و گابروهای آپاتیت‌دار- پیروکسنیت (کمپلکس مافیک- اولترامافیک) در بخش جنوبی این زون شد (فضل‌نیا، ۱۳۸۶؛ Fazlnia et al., 2007؛ فضل‌نیا، ۱۳۸۸). در طول تزریق اولیه ماگمای اصلی (لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت) به بخش جنوب باختری کمپلکس دگرگونی ناحیه‌ای قوری، سنگ میزبان که به طور عمده رسی دگرگون شده است، شکسته شده و بنابراین ماگمای یادشده به صورت قدرتمند (Powerful) و در اثر عملکرد احتمالی گسل‌های اصلی منطقه (شکل ۱) نفوذ کرده است.

قطعات فرو افتاده (بیگانه‌سنگ‌ها) در این ماگما، به طور عمده سنگ‌های رسی دگرگون‌شده (قطعاتی از شیبست‌های دگرگونی ناحیه‌ای) هستند. بنابراین بیگانه‌سنگ‌های حاضر، غنی از کانی‌های آلومینیم‌دار هستند. بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی دگرگون‌شده، دگرگونی مجاورتی دما بالایی را تحمل کرده‌اند. حرارت و فشار اوج دگرگونی مجاورتی این بیگانه‌سنگ‌ها 760 ± 27 درجه سانتی‌گراد و $5/1 \pm 1/2$ کیلوبار (فضل‌نیا، ۱۳۸۸)، نشانگر محدوده ذوب بخشی سنگ‌های اشباع از آب است. در اثر این شرایط دگرگونی، برخی بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی، ذوب بخشی گسترده‌ای را تحمل کرده‌اند به گونه‌ای که به خوبی آثار ذوب بخشی و رگه‌های ذوب (لوکوسوم) در بیگانه‌سنگ‌ها مشخص می‌باشد (شکل ۳؛ فضل‌نیا، ۱۳۸۸). خلاصه‌ای از واکنش‌های ذوب بخشی برخی از بیگانه‌سنگ‌های شیبستی را می‌توان به صورت زیر بیان کرد.

(الف) در بیگانه‌سنگ‌هایی که دانه‌های مسکوویت به شدت تحلیل رفته‌اند می‌توان واکنش زیر را نوشت:



(ب) در بیگانه‌سنگ‌هایی که مسکوویت حضور ندارد و رگه‌های ذوب در آن همراه با گردهمایی کانیایی بیوتیت + فلدسپارتاسیم + سیلیمانیت + کاردیریت + گارنت + کوارتز + پلاژیوکلاز دیده می‌شود، واکنش‌های زیر را می‌توان نوشت:



(ج) در نمونه‌های بیگانه‌سنگی که دانه‌های گارنت در حال تحلیل هستند و بلورهای اسپینل در کنار کاردیریت، فلدسپارتاسیم پرتیتی و سیلیمانیت حضور دارند. درصد مودال بیوتیت در این نمونه‌ها کاهش چشمگیری یافته است. واکنش زیر را می‌توان برای چنین نمونه‌هایی نوشت:



غلبه بر نیروهای پیوستگی مذاب- بلور باعث شده است تا بخشی از مذاب تولید شده قابلیت جدایش از بیگانه‌سنگ را به دست آورد. احتمالاً در بخش‌های ژرف‌تر که این بیگانه‌سنگ‌ها تجمع بیشتری داشته‌اند، در اثر اجتماع بخشی از مذاب‌های تولید شده و ناآمیختگی آنها با ماگمای میزبان (به علت دما و ترکیب شیمیایی مختلف)، عدسی‌های کوچکی از گرانیت‌های پراآلومینوس غنی از پتاسیم در باتولیت تله‌پهلوانی تشکیل شده است. در مقابل، برخی دیگر از بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی، به علت تحمل دگرگونی مجاورتی دما بالا و جریانات همرفتی درون ماگمای اولیه در طول ضربان‌های بعدی تزریق ماگمای میزبان، خرد شده و به صورت مکانیکی بلورهای جامدشان باعث آرایش گسترده‌ای در باتولیت تله‌پهلوانی شده است (شکل ۸؛ Fazlnia et al., 2007).

وجود رگه‌هایی از پگماتیت در درون این باتولیت، که به طور عمده در نزدیکی تجمع

۳۰ ثانیه تا ۶۰ ثانیه متغیر بود. ترکیبات عناصر اصلی کانی‌ها در نمونه‌های انتخاب شده از باتولیت تله‌پهلوانی، در جدول ۱ آورده شده است. در این پژوهش از شیمی کانی بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز، برای بررسی‌های آرایش سود برده شده است.

۴-۱. بیوتیت

ترکیب بیوتیت‌ها در بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی فرو افتاده در این باتولیت کم و بیش مشابه با بیوتیت‌های موجود در متن سنگ‌های اصلی است (برخی از نقاط تجزیه شده بیوتیت به دلیل خروج تیتانیم در اثر فشار یا عوامل دگرسانی Ti کمتری دارند). چنین ویژگی نشان می‌دهد که منشأ آنها یکی است (شکل ۶-الف) و نشانگر واپاشی بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی و ورود بلورهای سنگ دیواره به ماگما است. اگر بیوتیت‌ها از منشأ ماگمایی متبلور می‌شدند، محدوده ترکیبی آنها در محلی دورتر از محدوده‌های توصیفی قرار می‌گرفت و احتمالاً غنی‌تر از FeO می‌شدند. به طور معمول بیوتیت‌های ماگمایی با سهولت بیشتری قابلیت جذب آهن را دارند و در صورتی که منیزیم در مذاب زیاد باشد، احتمال جذب آن به وسیله تشکیل آمفیبول فراهم شده و بنابراین بیوتیت‌ها غنی از آهن می‌شوند. اما در فرایند دگرگونی منیزیم یک عنصر است که با افزایش درجه دگرگونی در بیوتیت افزایش می‌یابد.

۴-۲. مسکوویت

مسکوویت در کلیه انواع سنگی کم و بیش ترکیب یکنواختی دارد و در محدوده زون گارنت و یا نزدیک به محدوده زون استاورولیت و آندالوزیت قرار می‌گیرد (شکل ۶-ب). به طور کلی مسکوویت‌ها در بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی و در انواعی که لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت‌ها را آلوده کرده‌اند، ترکیب مشابهی دارند.

۴-۳. پلاژیوکلاز

پلاژیوکلازها در انواع سنگ‌های مختلف یک محدوده ترکیبی گسترده از Ca و Na دارند (شکل ۷). نیمرخ پلاژیوکلاز لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت‌ها (شکل ۷-الف) غنی از Ca (میان ۴۹ و ۳۸ درصد آنورتیت) است. بلورهای پلاژیوکلاز در این نوع از سنگ‌ها تغییرات Ca کمی را به سوی حاشیه نشان می‌دهند. مقدار Ca به سوی حاشیه کاهش جزئی می‌یابد. نیمرخ ترکیبی (شیمیایی) آنها کم و بیش مسطح و صاف است.

نیمرخ پلاژیوکلاز در گرانودیوریت-تونالیت‌ها (لوکو کوارتز دیوریت-آنورتوزیت‌های آرایش یافته) هسته‌های یکنواخت و مسطح با متوسط ترکیبی ۴۵-۴۸ درصد آنورتیت (اشکال ۷-ب و ۷-ج) دارند، اما در نزدیکی حواشی به ناگاه مقدار Ca (جزء آنورتیت) کاهش و Na (جزء آلپیت) افزایش می‌یابد. چنین نیمرخ‌هایی در اثر آرایش یا آمیختگی ماگمایی و یا نوسانات در مقدار آب ایجاد می‌شوند (Tsuchiyama, 1985؛ مرادیان و فضل‌نیا، ۱۳۸۳). با توجه به این که هیچ شاهدهی برای نوسانات در مقدار آب ماگما وجود ندارد (برای مثال، پلاژیوکلاز با بافت اسفنجی در متن بلور یا در حاشیه و بیوتیتی با بافت اسفنجی یا حواشی اکسید شده)، بنابراین احتمالاً نیمرخ شکل ۷-ج پلاژیوکلازی را نشان می‌دهد که در اثر تزریق دوباره ماگما، Ca دوباره به سوی حاشیه آن افزایش یافته است. هسته‌ها همگی کلسیمی‌تر از حواشی هستند، به همین علت در اثر آرایش یا آمیختگی ماگمایی بافت غربالی (یا همان اسفنجی) در بلورهای پلاژیوکلاز ایجاد نشده است. اگر مذاب جدید کلسیمی‌تر از پلاژیوکلاز متبلور شده پیشین ماگمای میزبان باشد، بلور پلاژیوکلاز در حاشیه بافت شبه‌غربالی پیدا می‌کند (Tsuchiyama, 1985؛ مرادیان و فضل‌نیا، ۱۳۸۳).

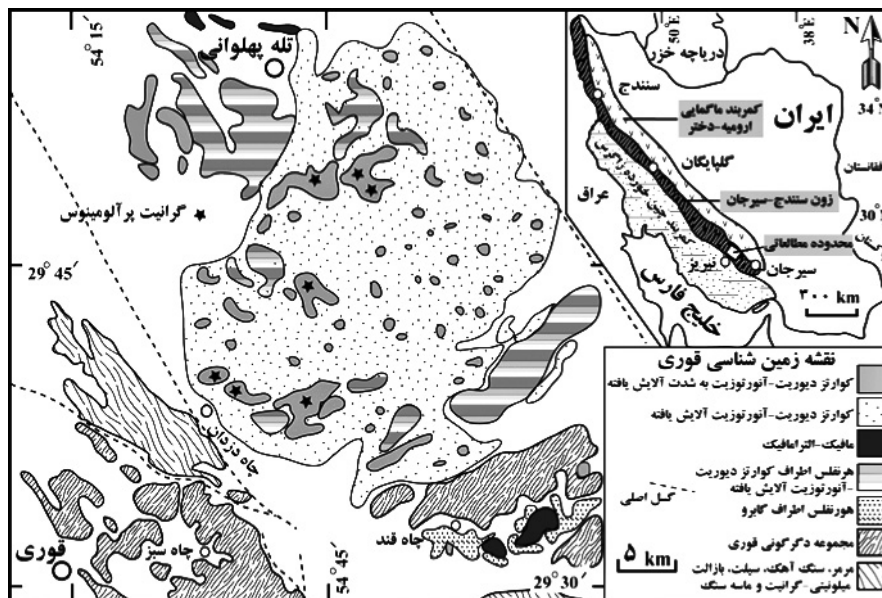
در بیگانه‌سنگ‌های رسی شیبستی غنی از کاردیریت، Ca پلاژیوکلاز از هسته به سوی حاشیه کاهش می‌یابد (شکل ۷-د). این پلاژیوکلاز زون‌بندی نوسانی ماگمایی دارد و کاردیریت و بیوتیت را به صورت دربرداری در حاشیه خود گرفته است. بنابراین احتمالاً حواشی این بلورها در اثر تبلور مذاب به وجود آمده‌اند (فضل‌نیا، ۱۳۸۸).

به ایجاد ساختارهای میگماتیته و میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس و واپاشی برخی بیگانه‌سنگ‌ها شده، در نتیجه آلایش گسترده در این باتولیت رخ داده است.

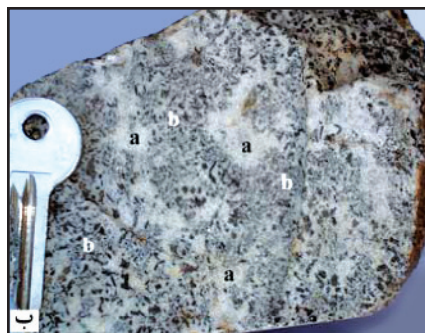
سیاسگزاری

به این وسیله از پروفیسور دکتر فولکر شنک که شرایط لازم برای انجام آزمایش‌های مختلف را در دانشگاه کیل آلمان برای نگارنده فراهم نمودند تشکر می‌شود. از تکنسین‌های آزمایشگاه الکترون میکروپروپو جناب آقای دکتر پیتر اپل و سرکار خانم باربارا مادر بواسطه راهنمایی و انتخاب استانداردهای مناسب برای تجزیه نقطه‌ای و آندریاس فیلر بواسطه تهیه مقاطع نازک مخصوص الکترون میکروپروپو تشکر می‌شود. از آقایان دکتر محسن موذن، دکتر عباس مرادیان و دکتر صمد علیپور که ایده‌های مناسبی را در نگارش مقاله ارائه نمودند تشکر می‌شود. از جناب آقای دکتر علیرضا شاکر اردکانی و جناب آقای مهندس سید جواد یوسفی که در نمونه برداری صحرایی کمک‌های فراوانی به نویسنده مبدول داشتند سپاسگزاری می‌شود. از وزارت علوم، تحقیقات و فناوری جمهوری اسلامی ایران، دانشگاه‌های ارومیه و شهید باهنر کرمان و دولت آلمان که همکاری لازم را برای این پژوهش مبدول داشتند تشکر می‌شود

بیگانه‌سنگ‌های با ساختار میگماتیته و گرانیت‌های پرآلومینوس رخ داده‌اند، نشان می‌دهد که احتمالاً واکنش‌های ذوب بی‌آب شدن کانی‌های آبداری مانند مسکوویت و بیوتیت موجب آزاد شدن فازهای آبگین غنی در عناصر ناسازگار شده است. سپس این فاز آبگین توانسته است رگه‌های پگماتیته را درون این باتولیت ایجاد نماید. تشابه سنی بیگانه‌سنگ‌های با ساختار میگماتیته، گرانیت‌های پرآلومینوس و توده ماگمایی اصلی گویای این مطلب است که کلیه وقایع سنگ‌شناختی در این توده در زمانی مشابه انجام شده است. بنابراین، نفوذ ماگمای غیر کوهزایی به ژرفای پوسته میانی که پیش‌تر یک واقعه دگرگونی ناحیه‌ای را در توآرسین تحمل کرده‌اند، باعث ایجاد یک باتولیت به شدت ناهمگنی را به واسطه آلایش در بخش شمال خاور کمپلکس دگرگونی قوری نموده است. اختلاف سنی کم واقعه دگرگونی ناحیه‌ای و نفوذ باتولیت مورد مطالعه نشان می‌دهد که هنگام نفوذ این توده ماگمایی، سنگ میزبان دگرگونی، دماهای بالایی داشته است. این وضعیت باعث شده است که اولاً توده ماگمایی، حرارت و حالت مذاب خود را سریع از دست ندهد؛ ثانیاً اتلاف دما برای افزایش حرارت بیگانه‌سنگ‌ها تا نقطه ذوب به کمینه برسد. این عامل باعث شده است که سقوط بخش‌های از سنگ میزبان خرد شده به بخش‌های ژرف باتولیت (شکل ۸ در: Fazlania et al., 2007)، راحت‌تر صورت گیرد و در نهایت فرایندهای دگرگونی و ذوب در این بیگانه‌سنگ‌ها، در ژرفای بیشتر باتولیت، منجر



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده محدود شمال خاور نیریز (سزه‌ای و همکاران، ۱۳۷۲).



شکل ۲- عکس‌های نمونه دستی از انواع سنگ‌های رخنمون یافته در باتولیت تله پهلوانی (الف) لوکوکوارتز دیوریت، (ب) بخش‌های آلایش یافته از باتولیت، (a) بخش‌های غنی در پلاژیوکلاز با آلایش بسیار کم، (b) آثار بیگانه‌سنگ‌های رسی شیستی در حال واپاشی.

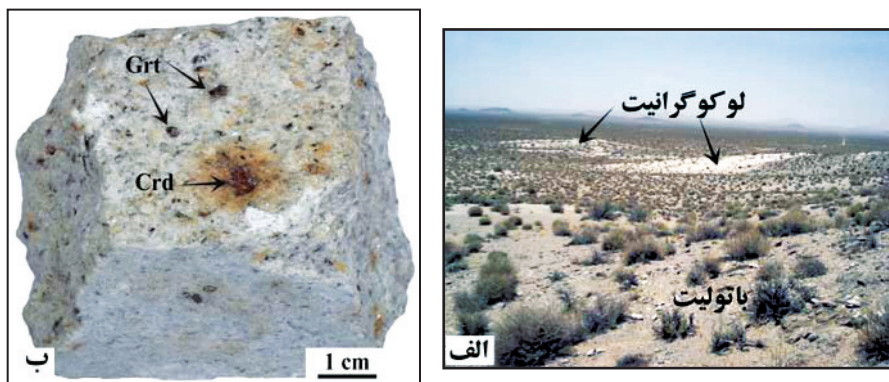


ادامه شکل ۲

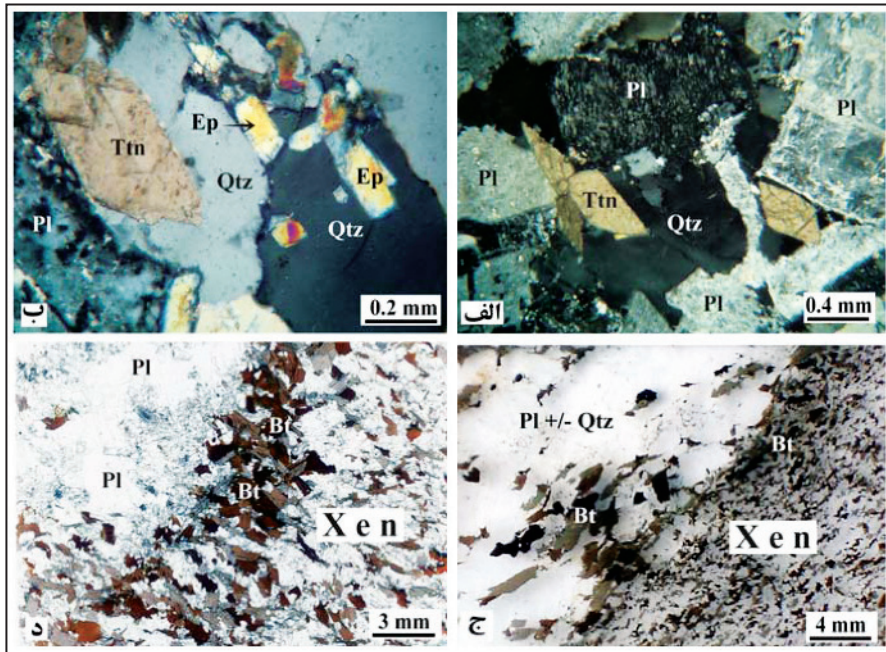
ج) آثار بیگانه سنگ‌های رسی که هنوز از بین نرفته‌اند. بسیاری از بیگانه سنگ‌ها کشیده هستند، د) شکلی به مانند ب. در این شکل نیز ناهمگنی توزیع کانی‌ها آشکارا مشخص است. ه) یکنواخت شدن پراکنندگی انواع کانی‌ها که به سنگ منظره یک گرانودیوریت- تونالیت داده است.



شکل ۳- اشکال صحرایی ذوب بخشی و گسترش ساختارهای میگماتی در بیگانه سنگ‌های رسی شیبی. الف) رگه روشن که گرانیت پرآلومینوس است (لوکوسوم: Leu) با بیگانه سنگ (ملانوسوم: Mel) مرز تدریجی دارد، ب) مرز تدریجی بیگانه سنگ‌ها (ملانوسوم) با رگه‌های ذوب بخشی (لوکوسوم)، ج) مرز کاملاً تدریجی بیگانه سنگ (ملانوسوم) و رگه ذوب بخشی (لوکوسوم). به متن مراجعه نمایید.

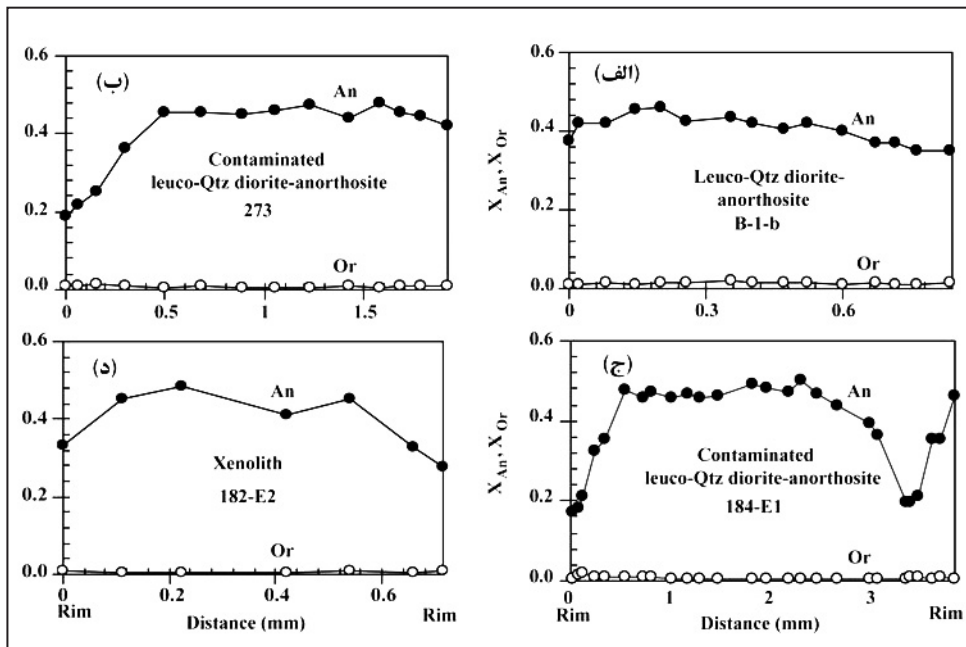
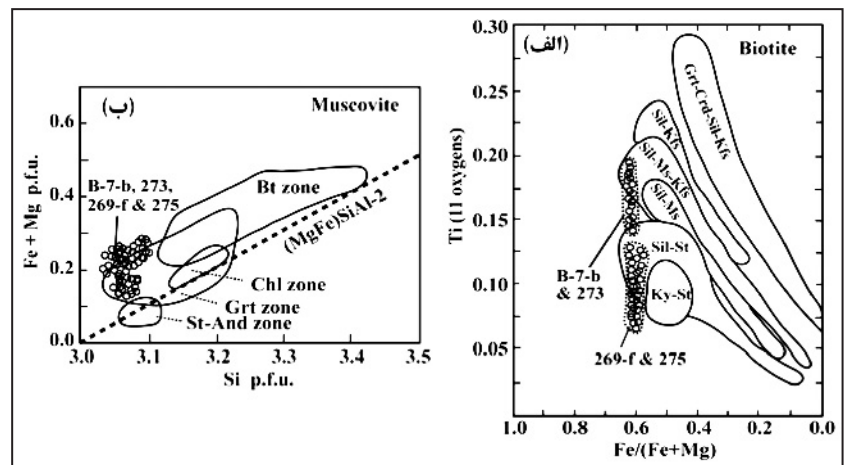


شکل ۴- شکل‌های میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس. الف) رخنمون صحرایی از میانبار گرانیتی به صورت عدسی شکل در درون باتولیت. ب) نمونه دستی گرانیت پرآلومینوس. کلمات مخفف از Kretz(1983) است.



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی بخش‌هایی از باتولیت با آرایش کمینه و آرایش شدید. الف و ب) تصاویری از لوکو-کوارتز دیوریت با بلورهای ماگمایی اسفن و اپیدوت، ج و د) نمایش میکروسکوپی بخش‌های آرایش یافته در اثر واپاشی بیگانه‌سنگ‌های رسی شیستی (Zex: بیگانه‌سنگ رسی شیستی).

شکل ۶- نمایش ترکیب شیمیایی بیوتیت و مسکوویت. الف)- ترکیب بیوتیت‌هایی از انواع سنگ‌ها در نمودار Ti در برابر $(Fe/Fe+Mg)$ (Robinson, 1991). ب) ترکیب مسکوویت‌هایی از انواع سنگ‌ها در نمودار $(Fe+Mg)$ (در فرمول شیمیایی بلور) در برابر $(Fe/Fe+Mg)$ (در فرمول شیمیایی بلور) (Larid, 1988). شماره‌ها: ۲۷۳، ۲۷۵ نمونه‌های آرایش یافته؛ شماره: B-7-b و B-7-f و ۲۶۹- بیگانه سنگ رسی شیستی فرو افتاده.



شکل ۷- نمایش ترکیب شیمیایی بلورهای پلاژیوکلاز. الف) یک نمونه سنگ که ترکیب لوکو کوارتز دیوریت دارد. همچنین نمونه‌هایی از انواع آنورتوزیتی که تقریباً فاقد کوارتز هستند نیز همین روندها را نشان می‌دهند، دیوریت و آنورتوزیت. هسته غنی در جزء آنورتیت است و به سوی حاشیه به سرعت از مقدار آن کم می‌شود. همچنین تصویر احتمال ضریبان‌های تزریقی دوباره ماگمای اصلی را نشان می‌دهد. د) یک پلاژیوکلاز از بیگانه سنگ‌های رسی شیستی فرو افتاده با گردهمایی اوج دگرگونی و ساختار میگماتیته. کاهش جزء آنورتیت به سوی حاشیه، احتمالاً به دلیل رشد بلور در طول یا پس از فرایند میگماتیته شدن است.

جدول ۱- تجزیه نقطه‌ای بیوتیت، مسکوویت و پلاژیوکلاز از انواع سنگ‌های موجود در باتولیت تله پهلوانی.

Sample	269- f	B- 7- b	182- E2	187	189- E2	264	272	273	269- f	B- 7- b	187	189- E	264	272	273
Mineral	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms
Type of rock	Xeno	Xeno	Xeno	Granite	Granite	Granite	Granite	Cont	Xeno	Xeno	Granite	Granite	Granite	Granite	Cont
	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	Mat	in Kfs	Mat	Mat	Mat
SiO ₂	34.61	35.03	34.18	34.04	34.91	34.68	34.28	35.36	46.22	45.23	46.02	46.35	46.53	46.23	45.82
TiO ₂	1.96	2.93	3.03	2.98	2.98	4.30	3.77	2.65	0.43	0.41	0.14	0.05	0.00	0.02	0.03
Al ₂ O ₃	19.62	19.41	19.80	18.95	17.70	18.01	18.29	18.18	36.21	35.83	36.76	35.85	35.77	34.97	36.05
FeO	22.05	20.43	23.57	26.71	24.18	25.59	23.64	22.96	0.76	0.92	0.96	0.95	0.96	1.23	0.84
MgO	7.35	7.14	6.49	3.39	5.88	3.58	3.65	0.43	0.42	0.55	0.22	0.41	0.49	0.60	0.04
MnO	0.12	0.34	0.19	0.41	0.45	0.43	0.68	7.35	0.03	0.00	0.00	0.03	0.04	0.09	0.54
Na ₂ O	0.11	0.18	0.10	0.12	0.09	0.10	0.10	0.08	1.22	0.71	0.60	0.62	0.79	0.75	0.56
K ₂ O	9.36	9.74	9.65	9.52	9.91	9.49	9.61	9.90	9.86	11.09	11.04	10.83	10.46	10.51	11.30
Total	95.18	95.19	97.00	96.11	96.10	96.18	94.02	96.91	95.15	94.74	95.73	95.09	95.04	94.39	95.17
Structural formulae on a basis of 22 oxygens															
Si	5.35	5.38	5.23	5.35	5.43	5.41	5.44	5.41	6.13	6.08	6.10	6.18	6.19	6.21	6.12
Al ^{IV}	2.66	2.62	2.77	2.65	2.57	2.59	2.56	2.59	1.87	1.92	1.90	1.82	1.81	1.79	1.88
Al ^{VI}	0.92	0.90	0.81	0.86	0.68	0.73	0.86	0.69	3.79	3.75	3.84	3.81	3.80	3.75	3.80
Ti	0.23	0.34	0.35	0.35	0.35	0.51	0.45	0.31	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.85	2.63	3.02	3.51	3.15	3.34	3.14	2.94	0.08	0.10	0.11	0.11	0.11	0.14	0.09
Mg	1.69	1.64	1.48	0.79	1.36	0.83	0.86	0.06	0.08	0.11	0.04	0.08	0.10	0.12	0.11
Mn	0.02	0.04	0.02	0.05	0.06	0.06	0.09	1.68	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.03	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.31	0.18	0.15	0.16	0.20	0.19	0.14
K	1.85	1.91	1.88	1.91	1.97	1.89	1.95	1.93	1.67	1.90	1.87	1.84	1.78	1.80	1.93
Total	15.58	15.50	15.59	15.52	15.59	15.39	15.39	15.62	13.99	14.09	14.03	14.01	13.99	14.02	14.07
X _{Fe}	0.63	0.62	0.67	0.82	0.70	0.80	0.78	0.64	0.50	0.49	0.71	0.57	0.53	0.54	0.47

Notes: Granite: Per-aluminous granite; Xeno: xenolith; Inn R: Inner rim; Out R: Outer rim; Anor: anorthosite; Cont: contaminated leuco-quartz diorite-anorthosite; Mat: matrix

Sample	269- f	269- f	B- 7- b	B- 7- b	187	264	264	272	272	272	273	273	B- 1- b	B- 1- b
Mineral	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl	Pl
Type of rock	Xeno	Xeno	Xeno	Xeno	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Granite	Cont	Cont	Anor	Anor
	Rim	Core	Rim	Core	Mat	Rim	Core	Out r	Inn r	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO ₂	64.56	59.74	59.56	55.09	60.92	66.92	60.50	62.49	66.33	61.17	63.65	56.42	58.33	55.96
Al ₂ O ₃	22.66	25.90	25.63	28.37	25.19	20.95	25.59	23.42	20.43	24.09	23.25	28.47	25.92	27.32
Fe ₂ O ₃	0.09	0.09	0.17	0.04	0.13	0.04	0.05	0.04	0.00	0.00	0.18	0.00	0.11	0.06
CaO	3.11	6.75	6.37	9.83	6.02	1.16	6.50	4.50	1.36	5.76	3.99	9.83	7.78	10.01
Na ₂ O	9.72	7.54	7.72	5.82	8.08	10.93	7.77	8.78	10.82	8.23	9.46	5.96	6.99	5.79
K ₂ O	0.08	0.08	0.17	0.09	0.16	0.07	0.34	0.32	0.15	0.25	0.18	0.12	0.20	0.12
BaO	0.03	0.02	0.04	0.00	0.06	0.05	0.04	0.00	0.01	0.05	0.02	0.02	0.00	0.00
Total	100.25	100.13	99.66	99.24	100.57	100.11	100.80	99.55	99.10	99.55	100.73	100.82	99.33	99.25
Structural formulae on a basis of 8 oxygens														
Si	2.84	2.66	2.66	2.50	2.69	2.93	2.67	2.78	2.94	2.73	2.80	2.51	2.62	2.53
Al ^{IV}	1.17	1.36	1.35	1.52	1.31	1.08	1.33	1.23	1.07	1.27	1.20	1.50	1.37	1.46
Total	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.01	4.00	4.00	4.00	4.01	4.00	3.99
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.15	0.32	0.31	0.48	0.29	0.05	0.31	0.21	0.06	0.28	0.19	0.47	0.38	0.49
Na	0.83	0.65	0.67	0.51	0.69	0.93	0.67	0.76	0.93	0.71	0.81	0.52	0.61	0.51
K	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	0.98	0.98	0.99	0.99	0.99	0.99	1.00	0.99	1.00	1.00	1.01	0.99	1.00	1.00
An	0.15	0.33	0.31	0.48	0.29	0.06	0.31	0.22	0.06	0.28	0.19	0.47	0.38	0.48
Ab	0.85	0.67	0.68	0.51	0.70	0.94	0.67	0.77	0.93	0.71	0.80	0.52	0.61	0.51
Kfs	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01

کتابخانه

- جمشیدی، ف.، ۱۳۸۲- مطالعه پترولوژی و پتروژنز سنگ‌های گرانیتویدی چاه‌دزدان واقع در جنوب غرب شهر بابک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید باهنر، دانشکده علوم. سبزه‌ای، م.، نوازی، م.، قوردل، م.، حمدی، س. ب.، روشن‌روان، ج. و اشراقی، س. ا.، ۱۳۷۲- "نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ نیریز"، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- فضل‌نیا، ع. ن.، ۱۳۸۶- مطالعه باتولیت جنوب غرب شهر بابک و ارتباط آن با سنگ‌های دگرگونی شمال شرق نیریز، پایان‌نامه دکترای، دانشگاه شهید باهنر، دانشکده علوم.
- فضل‌نیا، ع. ن.، ۱۳۸۸- ذوب بخشی زئولیت‌های رسی فرو افتاده در باتولیت تله‌پهلوانی، شهر بابک: دلایل تشکیل میانبارهای گرانیتی پرآلومینوس، مجله علوم دانشگاه شهید چمران، شماره ۲۳ (قسمت ب): ۶۱-۷۸.
- فضل‌نیا، ع. ن.، ۱۳۷۹- پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز گرانیتویدهای چهارگنبد، پایان‌نامه کارشناسی، دانشگاه شهید باهنر کرمان، دانشکده علوم.
- مرادیان، ع. و فضل‌نیا، ع. ن.، ۱۳۸۳- آلاینش و کاهش فشار آدیاباتیک بر اساس شواهد صحرائی و میکروسکوپی در دایک‌های میکرودیوریت پورفیری کوارتزار، چهارگنبد، سیرجان، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان.

References

- Arvin, M., Pan, Y., Dargahi, S., Malekizadeh, A. & Babaei A., 2007- Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction, *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 474-489.
- Ashwal, L. D., 1993- *Anorthosite*, 2nd edition. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 422 p.
- Bateman, R., 1995- The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers, *Earth-Science Reviews*, 39: 91-106.
- Bédard, J. H., 2001- Parental magmas of the Nain Plutonic Suite anorthosites and mafic cumulates: a trace element modelling approach, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 141: 474-771.
- Fazlnia, A. N., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. & Alipour, S., 2007- Synchronous Activity of Anorthositic and S-type Granitic magmas in Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: Evidence of Zircon SHRIMP and Monazite CHIME Dating, *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 18: 221-237.
- Fazlnia, A. N., Schenk, V., Van der Straaten, F. & Mirmohammadi, M. S., 2009- Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Trondhjemites from the Qori Complex, Neyriz, Iran, *Lithos*, 112: 413-433.
- Golonka, J., 2004- Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic, *Tectonophysics*, 381: 235-273.
- Kadioğlu, Y. K., & Güleç, L. N., 1999- Types and genesis of the enclaves in Central Anatolian granitoids, *Geological Journal*, 34: 243-256.
- Kocak, K., 2006- Hybridization of mafic microgranular enclaves: mineral and whole-rock chemistry evidence from the Karamadazı Granitoid, Central Turkey Kerim Kocak, *International Journal of Earth Sciences*, 95:587-607.
- Kretz, R., 1983- Symbols for rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 68: 277-279.
- 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, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152:591-609.
- Larid, J., 1988- Chlorites: metamorphic petrology. in: Bailey S.W. (eds.) *Hydrous phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*. 19: 405-453.
- Perugini, D. Poli, G. Christofides, G. & Eleftheriadis, G., 2003- Magma mixing in the Sithonia Plutonic Complex, Greece: evidence from mafic microgranular enclaves, *Mineralogy and Petrology*, 78: 173-200.
- Petford, N., Paterson, B., McCaffrey, K. & Pugliese, S., 1996- Melt infiltration and advection in microdioritic enclaves, *European Journal of Mineralogy*, 8: 405-412.
- Robinson, P., 1991- The eye of the petrographer, the mind of the petrologist. *American Mineralogist*, 76: 1781-1810.
- Sears, J. W., George, G. M. S. & Winne, J. C., 2005- Continental rift systems and anorogenic magmatism, *Lithos*, 80: 147-154.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, P., Sabzehei, M., Bellon, H. & Emami, M., 2008- Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 31: 504-521.
- Sheikholeslami, R., Bellon, H., Emami, H., Sabzehei, M. & Pique, I., 2003- Nouvelles données structurales et datations ^{40}K - ^{40}Ar sur roches métamorphiques de la région de Neyriz (Zone de Sanandaj-Sirjan, Iran méridionale), *Leur tethysien du Moyen-Orient*, J. C. R. Geosciences, 335: 981-991.
- Tsuchiyama, A., 1985- Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesite, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89: 1-16.
- Ventura, G., Gaudio, P. D. & Iezzi, G., 2006- Enclaves provide new insights on the dynamics of magma mingling: A case study from Salina Island (Southern Tyrrhenian Sea, Italy), *Earth and Planetary Science Letters*, 243: 128-140.