



دما و فشارسنجی توده گرانیتوبئیدی ممتاز و مفهوم زمین ساختی ماگمایی آن

اسماء نظری‌نیا^۱، محسن مرتضوی^{*۱}، محسن آروین^۲، محمد پوستی^۱

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس

۲- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۲/۷، نسخه نهایی: ۹۷/۴/۱۰)

چکیده: توده گرانیتوبئیدی ممتاز در استان کرمان قرار دارد و از نظر ساختاری در بخش جنوب‌شرقی کمان ماگمایی ارومیه‌دخته رخنمون یافته است. براساس بررسی‌های سنگنگاری، این توده از چهار واحد سنگی دیبوریت، تونالیت، گرانودیبوریت و مونزو-گرانیت تشکیل شده است. این سنگ‌ها بیشتر از کانی‌های پلازیوکلاز (آنذین)، فلدسپار قلیایی (ارتوكلاز)، کوارتز، آمفیبول (مگنزیو-هورنبلند)، بیوتیت و کلینوپیروکسن تشکیل شده‌اند. بررسی شیمی دو کانی پلازیوکلاز و آمفیبول نشان می‌دهد که ترکیب پلازیوکلاز با An_{33-47} از نوع آندزین و آمفیبول از نوع مگنزیو-هورنبلند (کلسیمی) است که با ماهیت I بودن ماگما همخوانی دارد. بیوتیتها نیز دارای نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) > 0.33$ بوده و از منیزیم غنی هستند. بر اساس نمودار $\text{TiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3$ ، ترکیب آمفیبول‌ها نمایانگر دخالت ماگمای گوشته‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌هاست. به کار گیری دما- فشارسنج‌های مختلف چون مقدار آلومینیوم در هورنبلند و زوج کانی پلازیوکلاز- هورنبلند نشانگر میانگین فشار حدود ۱/۱۴ کیلوبار و دمای ۶۶۰ تا ۷۲۰ درجه سانتی‌گراد برای توده نفوذی است. شیمی کانی‌های بیوتیت و آمفیبول بیانگر آن است که این توده گرانیتوبئیدی آهکی قلیایی بوده و در در عمق کمتر از ۸ کیلومتری سطح زمین تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: دما- فشارسنجی؛ شیمی کانی؛ گرانیتوبئید ممتاز؛ پهنه ارومیه دخته؛ کرمان.

پژوهش‌های پیشین در منطقه ممتاز توسط [۳] بر پایه زمین-شیمی سنگ کل بوده و دما- فشارسنجی و تعیین فشار بخشی اکسیژن با تولیت ممتاز تاکنون بررسی نشده است. بنابراین در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پلازیوکلاز به عنوان اصلی‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده، برای برآورد شرایط دما- فشارسنجی تشکیل گرانیتوبئید ممتاز و همچنین جایگاه زمین ساختی آن استفاده شده است.

زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوبئیدی ممتاز در ۶۵ کیلومتری جنوب رفسنجان در استان کرمان واقع است. منطقه مورد بررسی بین طول‌های

مقدمه

بر اساس تقسیم‌بندی ساختاری ایران [۱]، باتولیت ممتاز با سن الیگو-سن [۲] در کمریند ماگمایی ارومیه- دخته قرار دارد. مجموعه ماگمایی ارومیه دخته [۱] یک نوار ماگمایی به عرض ۱۵۰ کیلومتر است که از حجم قابل توجهی مواد ماگمایی وابسته به فرورانش، تشکیل شده و اوج فعالیت آن مربوط به ائوسن و الیگو-سن است [۱]. مجموعه ماگمایی ارومیه دخته شامل توالی‌های آتش‌شانی بازی تا اسیدی به همراه میان‌لایه-های رسوبی کرتاسه پسین- ائوسن است [۲]. گرانیتوبئیدهای الیگو-سن در این مجموعه ماگمایی به درون توالی‌هایی از سنگ‌های آتش‌شانی و گدازه‌های ائوسن نفوذ کرده‌اند [۲].

عنصری آن‌ها، تجزیه نقطه‌ای بر کانی‌های بیوتیت (۶ نقطه)، آمفیبول (۷ نقطه) و پلازیوکلارز (۱۱ نقطه) توسط دستگاه ریزپردازشگر الکترونی Cameca SX ۱۰۰ با ولتاژ شتاب دهنده ۲۵ kV و شدت جریان ۱۰ نانو آمپر در آزمایشگاه ژئوشیمی انجمن علوم چین انجام شد.

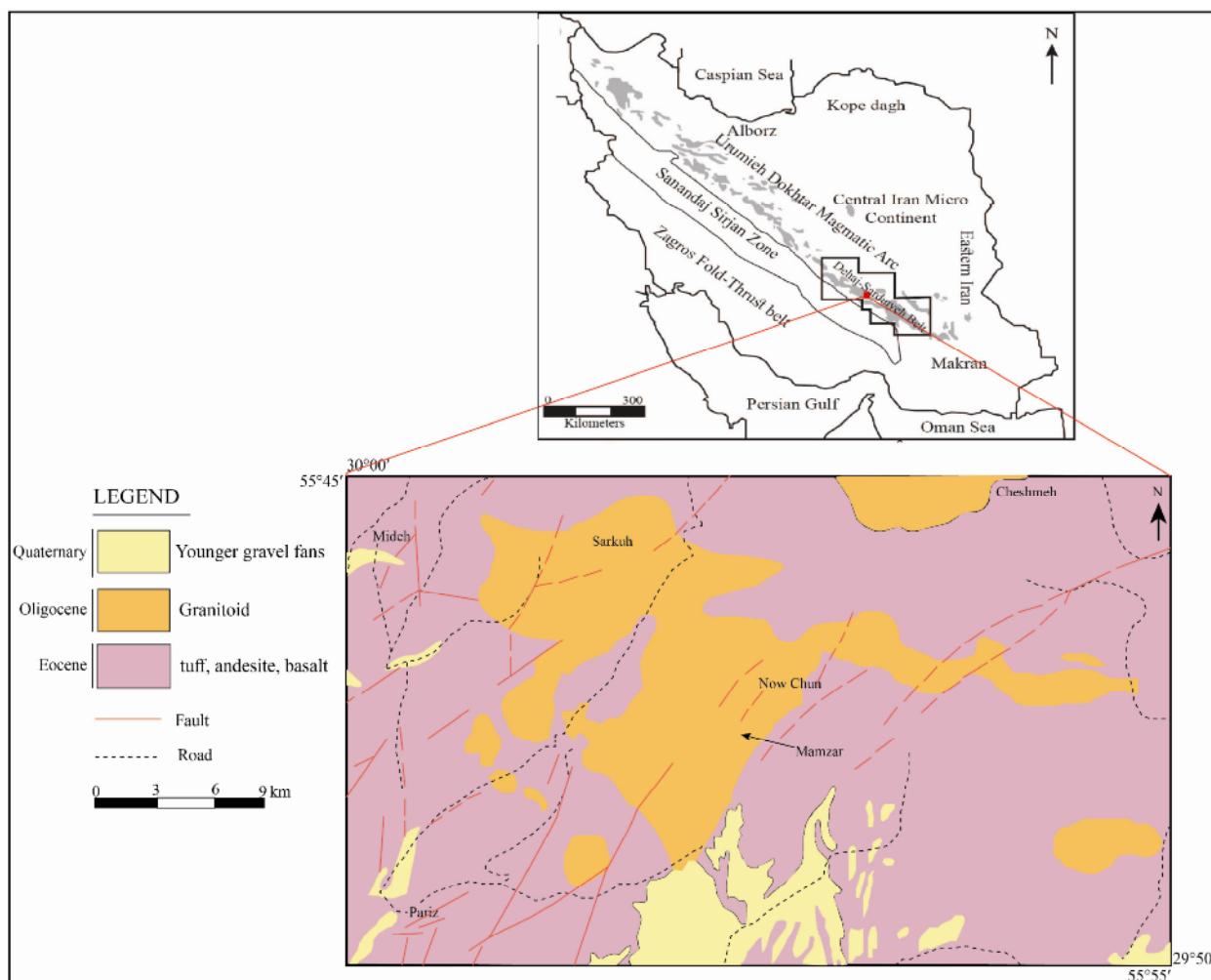
روابط صحرایی و سنگ‌نگاری

بخش عمده گرانیتوئید ممتاز را سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی تشکیل داده است که بیشتر در قسمت‌های مرکزی و غرب توده گرانیتوئیدی رخنمون دارند. ترکیب کلی سنگ‌ها به طرف لبه توده گرانیتوئیدی و سرانجام در نزدیکی همبری، در حد تونالیت و دیوریت می‌شود. از نظر بافتی، بافت غالب این توده گرانیتوئیدی، دانه‌ای است.

جغرافیایی $45^{\circ} 55'$ تا $55^{\circ} 55'$ و عرض‌های جغرافیایی $50^{\circ} 30'$ تا $30^{\circ} 00'$ در جنوب شرقی کمان ماگمایی ارومیه دختر قرار دارد (شکل ۱ الف). این توده گرانیتوئیدی بر پایه زیر تقسیمات ارائه شده در مرجع [۲] در نوار دهچ - ساردوئیه جای گرفته است. در شکل‌های ۱ الف و ب جایگاه جغرافیایی منطقه مورد بررسی نشان داده شده است.

روش پژوهش

پس از پیمایش‌های صحرایی و انتخاب نمونه‌های مناسب، تعداد ۱۰۰ مقطع نازک سنگی تهیه و زیر میکروسکوپ بررسی شد که از بین آن‌ها، نمونه‌های سنگی با کمترین دگرسانی برای تهیه مقطع صیقلی و بررسی شیمی کانی‌ها انتخاب شد. به نظور شناخت و بررسی دقیق کانی‌ها و مشخص نمودن ترکیب



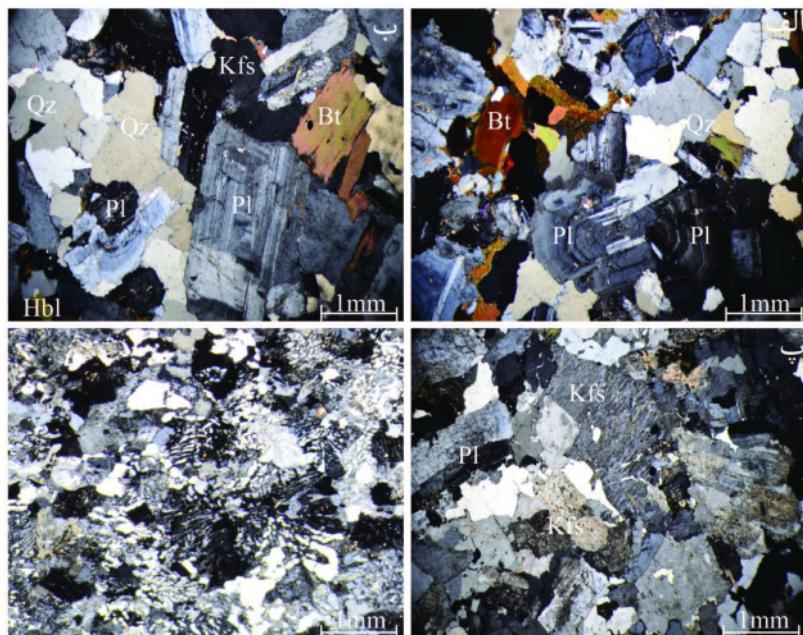
شکل ۱ (الف)- جایگاه توده گرانیتوئیدی ممتاز بر تقسیمات زمین شناسی ایران بر گرفته از مرجع [۱]. (ب)- نقشه ساده زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از مرجع [۲].

پلازیوکلازها دارای بافت غربالی و ماکل چندریخت هستند. بلورهای فلدسپار پتاسیم به صورت تخته‌ای، بی‌شکل و اندازه‌بیشتر ریز و گاه متوسط در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بلورهای کوارتز که در فضای بین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند، گاه خاموشی موجی نشان می‌دهند.

گرانودیوریت: این گروه سنگی حجم زیادی از توده نفوذی را دربرمی‌گیرد و از کانی‌های پلازیوکلاز (۴۵ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۲ درصد حجمی) و کوارتز (۲۰ تا ۲۳ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای تشکیل شده است. هورنبلند (۷ درصد حجمی) به حالت نیمه شکل‌دار و شکل‌دار و به صورت بلورهای درشت تا ریز دیده می‌شود. برخی از هورنبلندها شکل اولیه خود را از دست داده و به کلریت، اپیدوت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. بیوپتیت‌ها (۸ درصد حجمی) نیز به صورت شکل‌دار و نیمه شکل‌دار هستند و در برخی موارد کلریتی شده‌اند. کانی‌های فرعی آن‌ها شامل اسفن، آپاتیت و زیرکن هستند که بلورهای اسفن به طور پراکنده در نمونه‌ها حضور دارند؛ ولی بلورهای آپاتیت و زیرکن بیشتر به صورت میانیار درون دیگر کانی‌ها به ویژه پلازیوکلاز و بیوپتیت دیده می‌شوند. بافت پرتیتی از رایج ترین بافت‌های موجود در گرانودیوریت‌های منطقه مورد بررسی است (شکل ۲ پ).

دیوریت: دیوریت از کانی‌های اصلی پلازیوکلاز (۴۰-۴۵ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (۱۰-۹ درصد حجمی) و کوارتز (کمتر از ۹ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای تشکیل شده است. کانی‌های مافیک این سنگ‌ها هورنبلند (۲۱ درصد حجمی)، بیوپتیت (۶ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن (۴ درصد حجمی) هستند. اسفن و آپاتیت از جمله کانی‌های فرعی هستند. بلورهای پلازیوکلاز به صورت نیمه شکل‌دار تخته‌ای و دارای ماکل چندریخت و منطقه‌بندی هستند (شکل ۲ الف). هسته بعضی از پلازیوکلازها به سریسیت تبدیل شده است. فلدسپار پتاسیم (ارتوكلاز) در میان کانی‌های دیگر دیده می‌شود. ماکل کارلسپاد، پرتیتی و نیز بافت خال از عوارض موجود در فلدسپارهای پتاسیم است. بیوپتیت‌ها بیشتر رنگ سبز قهوه‌ای دارند و به صورت تخته‌ای و شکل‌دار هستند.

تونالیت: تونالیت از کانی‌های پلازیوکلاز (۶۷-۴۶ درصد حجمی)، کوارتز (۲۱ درصد حجمی)، فلدسپار پتاسیم (کمتر از ۳ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۱ درصد حجمی)، بیوپتیت (۱۰ درصد حجمی)، کلینوپیروکسن (۳ درصد حجمی) و کانی‌های کدر (حدود ۵ درصد حجمی) با بافت دانه‌ای نیمه‌شکل‌دار غیرهمسان‌دانه (شکل ۲ ب) تشکیل شده است. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن و اسقnen هستند. کلریت، اپیدوت و سریسیت کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند.



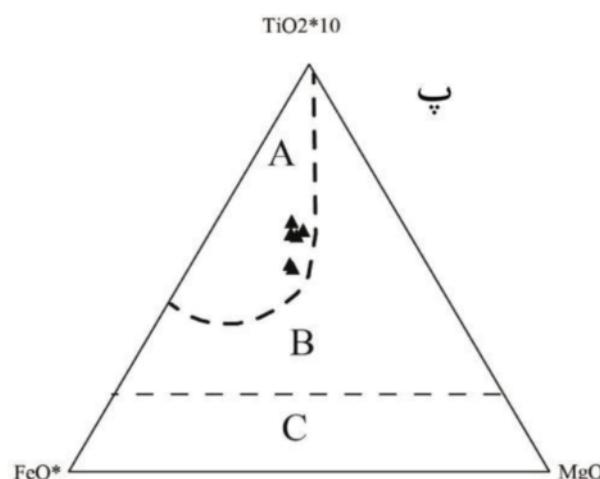
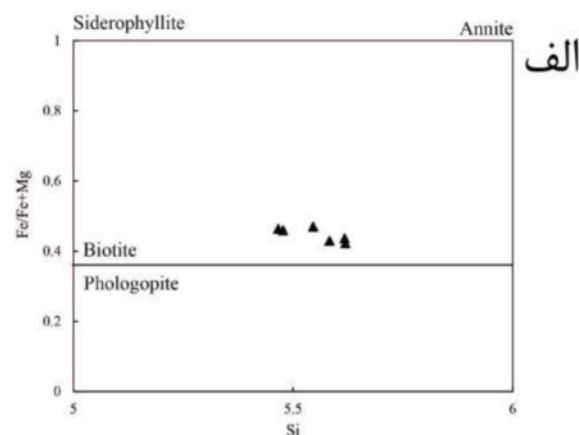
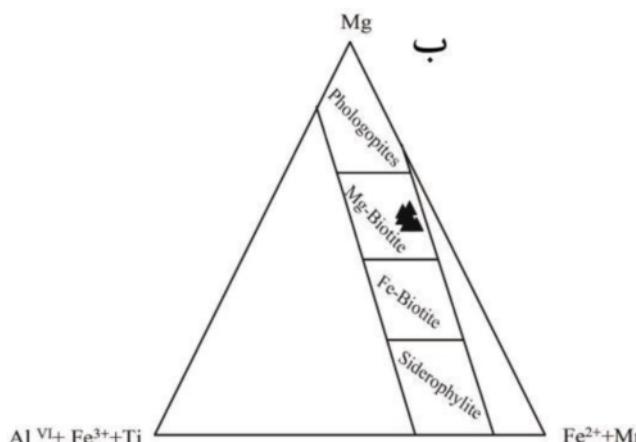
شکل ۲ (الف) منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلاز سنگ‌های دیوریتی منطقه؛ (ب) بافت دانه‌ای در تونالیت‌های ممتاز؛ (پ) رخداد پرتیتی شدن در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه؛ (ت) بافت هم‌رشدی از نوع گرانوفیری در مونزوگرانیت (نشانه‌های اختصاری عبارتند از: Pl = پلازیوکلاز، Kfs = کلینوپیروکسن، Bio = هورنبلند، برگرفته از مرجع [۴]). همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع XPL گرفته شده‌اند.

چهار گروه آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت تقسیم می‌شوند که در بین اعضای انتهایی این گروه‌ها تبادل کاتیونی $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} = 0.33$ است و نسبت $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} > 0.33$ رایج است [۵]. با توجه به جدا کننده میکاهای بیوتیتی از فلوگوپیتی است [۵]. با توجه به این موارد، میکاهای مورد بررسی با $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg} > 0.33$ در گستره بیوتیت [۵] قرار می‌گیرد (شکل ۳ الف؛ جدول ۱) و در نمودار رده‌بندی مرتع [۵] نیز در گستره بیوتیت منیزیم‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۳ ب). میکاهای مورد بررسی در نمودار سه تایی $(\text{Feo} + \text{MnO}) - \text{MgO} - \text{TiO}_2$ ، گستره بیوتیت‌های اولیه برآمده از تبلور مagma، بیوتیت‌های شکل گرفته از دگرسانی و بیوتیت‌های برآمده از باز تبلور را از هم متمایز کرده‌اند. با توجه به شکل ۳ پ، بیوتیت‌های توده گرانیتوئیدی ممتاز از نوع بیوتیت‌های اولیه و نتیجه تبلور magma هستند [۶].

مونزوگرانیت: پلاژیوکلازها (۲۲ درصد حجمی) به صورت تخته‌ای، نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل هستند. بلورهای کوارتز (۲۴ درصد حجمی) نیز با اندازه ریز تا متوسط در نمونه‌ها حضور دارند و گاه همرشدی گرانوفیر را نشان می‌دهند (شکل ۲ ت). بلورهای فلدسپارپاتاسیم (۳۶ درصد حجمی) در فضای بین بلورهای دیگر رشد کرده‌اند و گاه ماکل کارلسbad نشان می‌دهند. بافت اصلی آن دانه‌ای است. کانی‌های مافیک بیشتر شامل بیوتیت و هورنبلند هستند که گاهی آثاری از کلریتی شدن در آن‌ها دیده می‌شود. کانی‌های فرعی مونزوگرانیت‌ها اسفن، وزیرکن و کانی‌های کدر هستند.

بحث و بررسی شیمی کانی‌ها

بیوتیت: بر اساس مقادیر کاتیونی $\text{Al}/\text{Fe} + \text{Mg}$ و $\text{Al}/\text{Fe} + \text{Mg}$ ، میکاهای به



شکل ۳ رده بندی میکاهای باتولیت ممتاز براساس ترکیب شیمیایی آن‌ها (الف) با استفاده از نمودار مرجع [۵] و (ب)- [۵]، (پ)- [۶]- رده بندی انواع بیوتیت‌ها به سه گروه بیوتیت‌های اولیه (A)؛ بیوتیت‌های ثانویه (B)؛ بیوتیت‌های باز تبلور یافته (C) [۶].

جدول ۱ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی بیوتیت‌های توده گرانیت‌وئیدی ممزار.

شماره نمونه	MA11	MA12	MA13	MA14	MA15	MA16
SiO ₂	۳۶,۲	۳۶,۸۵	۳۷,۲	۳۸,۰۳	۳۷,۲۷	۳۷,۹۲
TiO ₂	۵,۰۳	۵,۸۳	۴,۹	۴,۴۲	۴,۲	۴,۲۴
Al ₂ O ₃	۱۳,۲۵	۱۳,۴۵	۱۳,۰۲	۱۲,۸۸	۱۲,۱۸	۱۲,۹۸
FeO	۱۸,۹۴	۱۸,۳۵	۱۹,۱۲	۱۷,۳۴	۱۸,۰۲	۱۷,۸۸
MnO	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۰۸	۰,۲	۰,۲	۰,۳۳
MgO	۱۲,۲۸	۱۲,۰۹	۱۲,۰۸	۱۳,۲۹	۱۳,۰۵	۱۳,۳
CaO	۰	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۷
Na ₂ O	۰,۱۲	۰,۱	۰,۰۶	۰,۱۸	۰,۱۵	۰,۱۲
K ₂ O	۹,۷	۹,۵	۹,۹۸	۹,۳۲	۱۰,۰۱	۹,۹۳
مجموع	۹۵,۷۳	۹۶,۳۹	۹۶,۴۸	۹۵,۷۴	۹۵,۱۳	۹۶,۷۷
Si	۵,۴۶	۵,۴۷۷	۵,۵۴۵	۵,۶۱۹	۵,۶۱۷	۵,۵۸۳
Al iv	۲,۳۵۸	۲,۳۵۶	۲,۲۸۸	۲,۲۴۳	۲,۱۶۴	۲,۲۵۳
Al vi	۰,۲۷	۰,۳	۰,۳۲	۰,۳۴	۰,۳۳	۰,۳۴
Ti	۰,۵۷	۰,۶۵	۰,۵۵	۰,۴۹	۰,۴۸	۰,۴۷
Fe	۲,۳۹	۲,۲۸	۲,۳۸	۲,۱۴	۲,۲۷	۲,۲۰
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴
Mg	۲,۷۶	۲,۶۸	۲,۶۸	۲,۹۳	۲,۹۳	۲,۹۲
Ca	۰	۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Na	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۳
K	۱,۸۷	۱,۸۰	۱,۹۰	۱,۷۶	۱,۹۲	۱,۸۶
Fe/Fe+Mg	۰,۴۶	۰,۴۶	۰,۴۷	۰,۴۲	۰,۴۴	۰,۴۳

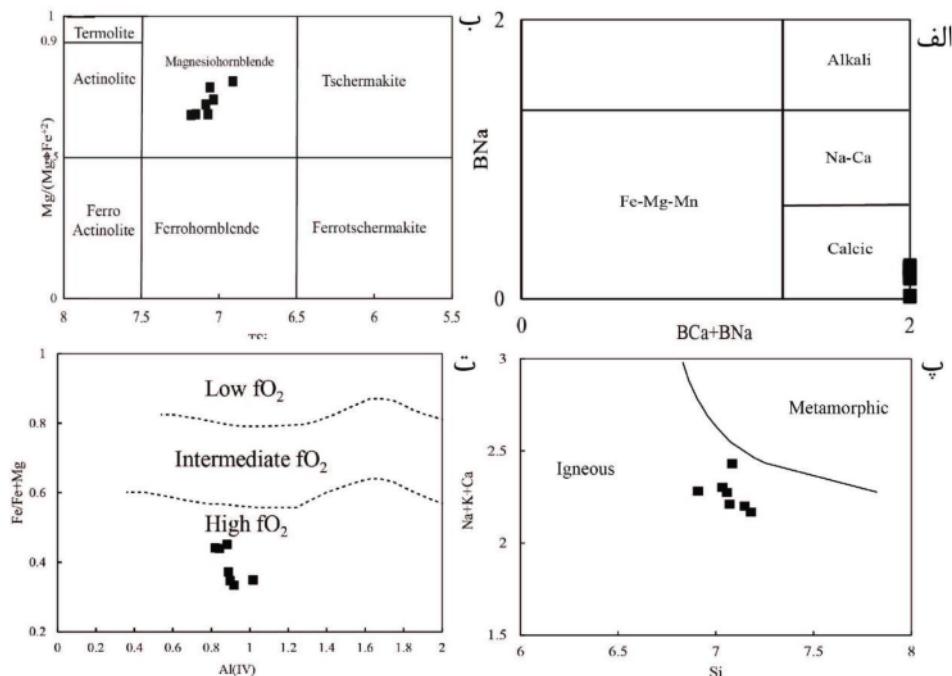
است (جدول ۲) که به ترتیب، نشان‌دهنده تبلور آمفیبیول در شرایط فشار پایین و گریزندگی بالای اکسیژن است [۱۱]، به طوری که بر اساس نمودار Fe/Fe+Mg نسبت به Al^{IV} [۱۲]، آمفیبیول‌های توده گرانیت‌وئیدی ممزار نیز در گستره گریزندگی بالای اکسیژن قرار می‌گیرند (شکل ۴ ت).

پلازیوکلاز: به منظور نامگذاری پلازیوکلازها از نمودار آلبیت-آنورتیت-اورتوکلاز استفاده شد [۱۳]. نتایج تجزیه این کانی‌ها در جدول ۳ ارائه شده است. ترکیب شیمیابی پلازیوکلازها در توده گرانیت‌وئیدی ممزار آندزین است (شکل ۵ الف). در برخی موارد، پلازیوکلازها دارای منطقه‌بندی عادی و نوسانی بوده و مقدار آلبیت در آن‌ها ۵۲,۲۹ تا ۶۳,۲۳ درصد است (جدول ۳). مقدار آلبیت در آن‌ها ۵۲,۲۹ تا ۶۳,۲۳ درصد است (جدول ۳). الگوبندی بلورهای پلازیوکلاز در شکل ۵ ب نشان داده شده است. آمیختگی ماگمایی [۱۴]، تغییر ترکیب شیمیابی ماگما [۱۵]، تغییرات فشار بخار آب [۱۶]، عدم تعادل شیمیابی [۱۷] و تغییر سرعت انتشار ترکیبات سازنده کانی نسبت به سطح بلور [۱۸] از دلایل منطقه‌بندی به ویژه منطقه‌بندی نوسانی در پلازیوکلازها هستند.

آمفیبیول: آمفیبیول‌ها شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند که برای ردبهندی آن‌ها و نیز سایر محاسبات از جمله فشارسنجی و دماسنجی تجزیه شده‌اند که نتایج آنها در جدول ۲ آورده شده است. گستره‌ی Si آمفیبیول نمونه‌های مورد بررسی، ۶/۹ تا ۰,۱۷ اتم در واحد فرمولی و مقدار Na₂O آن‌ها ۰,۰۶ تا ۰,۱۸ است (جدول ۲). بر اساس ردبهندی مرجع [۷]، همه آمفیبیول‌های تجزیه شده جزو گروه آمفیبیول‌های کلسیمی هستند و در زیرگروه منیزیو هورنبلند قرار می‌گیرند (شکل‌های ۴ الف و ب). آمفیبیول‌های آذرین و دگرگون برای نمودار تغییرات Si نسبت به مجموع کاتیون‌های Na⁺+Ca⁺K⁺ از هم جدا می‌شوند [۸]. به عقیده لیک و همکاران [۷]، آمفیبیول‌های ماگمایی کمتر از ۷/۳ سیلیس دارند، در حالی که آمفیبیول‌هایی با سیلیس بیش از ۷/۳ بر اثر فرایند زیر خط انجاماد تشکیل شده‌اند [۱۰,۹]. بنابراین با توجه به مقادیر سیلیس، نمونه‌های مورد بررسی در گستره آمفیبیول‌های برآمده از تبلور ماگما قرار گرفته [۸] و از انواع برآمده از فرایند دگرگونی جدا شده‌اند (شکل ۴ پ). درصد وزنی اکسیدهای Al₂O₃ و TiO₂ در مگنزیو‌هورنبلندها پایین

جدول ۲ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی آمفیبول‌های بررسی شده به همراه محاسبه فرمول ساختاری بر اساس ۲۳ اتم اکسیژن.

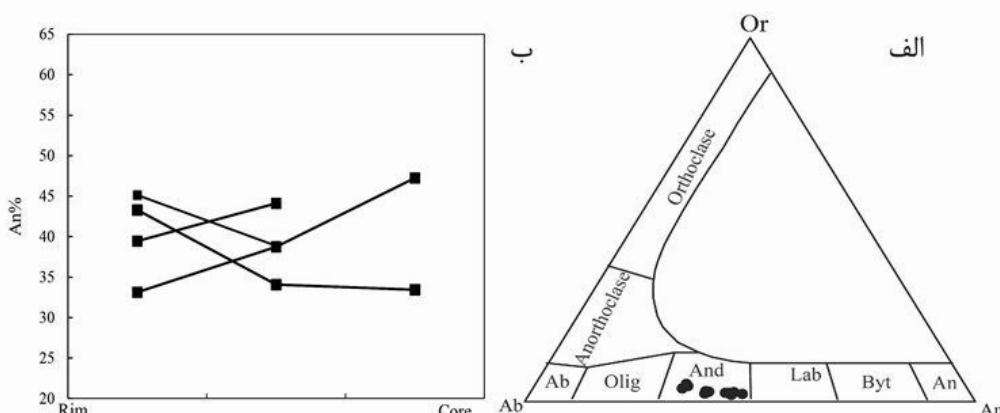
شماره نمونه	MA1	MA2	MA3	MA4	MA5	MA6	MA7
SiO_2	۴۹,۲۱	۴۹,۳۷	۴۸,۴۳	۴۸,۸۷	۴۸,۲۴	۴۸,۰۱	۴۸,۶۶
TiO_2	۰,۸۴	۰,۸۶	۰,۹۴	۱,۳۶	۱,۶۷	۱,۲۷	۱,۲۵
Al_2O_3	۴,۹۲	۴,۸۴	۵,۱۳	۵,۲۸	۵,۱۷	۶	۵,۷۶
FeO^*	۱۷,۵۸	۱۷,۵۴	۱۸,۰۱	۱۳,۸۹	۱۴,۷۵	۱۴,۱۷	۱۳,۰۷
MnO	۰,۵۲	۰,۵۳	۰,۵۷	۰,۵۰	۰,۴۶	۰,۴۱	۰,۲۳
MgO	۱۲,۵۷	۱۲,۴۵	۱۲,۲۹	۱۴,۶۷	۱۳,۹۸	۱۴,۸۳	۱۴,۶۱
CaO	۱۱,۴۹	۱۱,۳۳	۱۱,۳۶	۱۱,۶۱	۱۱,۸۰	۱۲,۰۲	۱۲,۷۰
Na_2O	۱,۰۶	۱,۰۲	۱,۱۱	۱,۳۳	۱,۲۰	۱,۲۱	۱,۲۷
K_2O	۰,۶۲	۰,۶۳	۰,۶۴	۰,۵۸	۰,۶۵	۰,۵۰	۰,۵۰
مجموع	۹۸,۸۰	۹۸,۵۶	۹۸,۴۹	۹۸,۱۱	۹۷,۹۳	۹۸,۴۱	۹۸,۰۶
Si	۷,۱۵	۷,۱۸	۷,۰۷	۷,۰۸	۷,۰۳	۶,۹۱	۷,۰۸
Ti	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۱۴	۰,۱۴
Al	۰,۸۴	۰,۸۳	۰,۸۸	۰,۹۰	۰,۸۹	۱,۰۲	۰,۹۹
Fe	۲,۱۴	۲,۱۳	۲,۲۰	۱,۶۸	۱,۸۰	۱,۷۱	۱,۵۹
Mn	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۳
Mg	۲,۷۲	۲,۷۰	۲,۶۷	۳,۱۶	۳,۰۴	۳,۱۸	۳,۱۷
Ca	۱,۷۹	۱,۷۷	۱,۷۸	۱,۸۰	۱,۸۴	۱,۸۵	۱,۹۸
Na	۰,۳۰	۰,۲۹	۰,۳۱	۰,۳۷	۰,۳۴	۰,۳۴	۰,۳۶
K	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۰۹	۰,۰۹
$(\text{Ca}+\text{Na})_B$	۲	۲	۲	۲	۲	۲	۲
Na_B	۰,۲۱	۰,۰۲۳	۰,۲۲	۰,۲۰	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۰۲
Mg/Mg+Fe^{+2}	۰,۶۵	۰,۶۵	۰,۶۵	۰,۷۵	۰,۷۱	۰,۷۷	۰,۶۹



شکل ۴ (الف) نمودار تقسیم بندی کلی آمفیبول‌ها؛ (ب) گستره ترکیبی آمفیبول‌های موجود در باтолیت ممتاز بر نمودار رده بندی آمفیبول‌ها [۷]؛ (پ) جداسازی آمفیبول‌های برآمده از فرایند آذرین و آمفیبول‌های شکل‌گرفته از دگرگونی به روشن شاری [۸]؛ (ت) نمودار $\text{Fe}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mg})$ نسبت به Al^{IV} و جایگاه آمفیبول‌های مورد بررسی بر آن [۱۲].

جدول ۳ نتایج تجزیه ریز کاو الکترونی پلازیوکلазهای توده گرانیتی ممتاز.

شماره نمونه	MA11	MA12	MA13	MA14	MA15	MA16	MA17	MA18	MA19	MA20	MA21
مونزوگرانیت	مونزوگرانیت	مونزوگرانیت	گرانوڈیبوریت	گرانوڈیبوریت	گرانوڈیبوریت	تونالیت	تونالیت	دیبوریت	دیبوریت	دیبوریت	دیبوریت
لبه		مرکز	لبه			مرکز	مرکز	لبه		مرکز	
SiO ₂	۶۱,۷۷	۶۰,۱۴	۵۸,۸۲	۵۸,۳۴	۶۰,۵۶	۶۱,۷۵	۶۰,۲۸	۵۸,۷۵	۵۸,۵۰	۵۸,۵۹	۵۹,۰۸
TiO ₂	۰,۰۱	۰,۰۱۴	۰,۰۱۷	۰,۰۳۶	۰,۰۲۳	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۴	۰	۰,۰۴۲	۰,۰۲۹
Al ₂ O ₃	۲۴,۳۰	۲۴,۵۴	۲۶,۳۲	۲۵,۶۷	۲۲,۷۸	۲۲,۴۷	۲۵,۴۰	۲۵,۹۲	۲۴,۹۸	۲۲,۱۵	۲۵,۵۲
FeO	۰,۲۵	۰,۲۴	۰,۲۲	۰,۲۷	۰,۲۶	۰,۲۸	۰,۱۶	۰,۲۸	۰,۲۱	۳,۴۴	۰,۱۹
MnO	۰	۰	۰	۰,۰۱۷	۰,۰۱۱	۰,۰۰۱	۰	۰,۰۰۵	۰,۰۱۴	۰,۱۱۷	۰
MgO	۰,۰۲۳	۰,۰۰۴	۰	۰	۰,۰۲	۰,۰۱۲	۰,۰۱۳	۰	۰,۰۲۱	۱,۱۹۴	۰
CaO	۷,۲۶	۸,۲۷	۹,۷۵	۹,۰۴	۷,۴۴	۷,۰۴	۸,۱۶	۹,۱۹	۹,۱۰	۹,۲۳	۸,۴۱
Na ₂ O	۶,۹۳	۶,۲۳	۵,۲۳	۵,۶۷	۶,۷۳	۶,۵۰	۵,۹۷	۵,۵۷	۵,۴۰	۵,۳۵	۶,۳۸
K ₂ O	۰,۴۰	۰,۳۱	۰,۲۲	۰,۲۵	۰,۴۶	۰,۵۱	۰,۲۹	۰,۲۵	۰,۱۹	۰,۲۶	۰,۲۴
Si	۲,۴۵	۲,۴۱	۲,۳۴	۲,۳۵	۲,۴۴	۲,۴۸	۲,۴۰	۲,۳۵	۲,۳۸	۲,۳۴	۲,۳۷
Al	۱,۲۸	۱,۳۱	۱,۴۰	۱,۳۸	۱,۲۸	۱,۲۶	۱,۳۵	۱,۳۸	۱,۳۵	۱,۱۸	۱,۳۶
Ti	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۲۷	۰,۰۲
Mn	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۱	۰
Mg	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۱۰	۰
Ca	۰,۵۸	۰,۶۶	۰,۷۸	۰,۷۳	۰,۶۰	۰,۵۷	۰,۶۵	۰,۷۳	۰,۷۴	۰,۷۴	۰,۶۷
Na	۱,۱۰	۱,۰۰	۰,۸۳	۰,۹۱	۱,۰۸	۱,۰۴	۰,۹۵	۰,۸۹	۰,۸۸	۰,۸۵	۱,۰۲
K	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۴
Or	۳,۶۳	۲,۸۹	۲,۱۲	۲,۴۱	۴,۲۵	۴,۸۵	۲,۷۷	۲,۴۳	۱,۸۳	۲,۵۸	۲,۱۹
Ab	۶۳,۲۴	۵۸,۳۷	۵۰,۶۴	۵۴,۳۰	۶۱,۶۷	۶۱,۷۲	۵۷,۷۸	۵۲,۴۶	۵۳,۲۷	۵۲,۲۹	۵۸,۹۶
An	۳۲,۱۳	۳۸,۷۴	۴۷,۲۴	۴۳,۳۰	۳۴,۰۸	۳۲,۴۳	۳۹,۴۵	۴۴,۱۱	۴۴,۹۰	۴۵,۱۲	۳۸,۸۵



شکل ۵ (الف) ردبندی پلازیوکلازهای باتولیت ممتاز؛ (ب) الگوی منطقه بندی بلورهای پلازیوکلاز از لبه به مرکز در دیبوریت، گرانوڈیبوریت و مونزوگرانیت‌های باتولیت ممتاز.

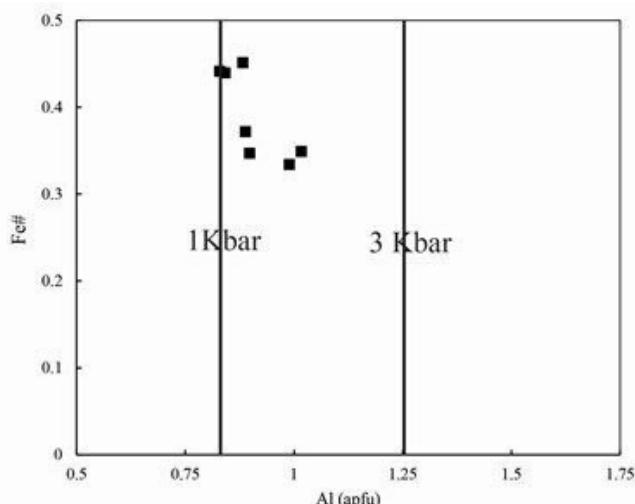
تا ۱۱۵۰ درجه سانتی‌گراد پایدارند [۱۹-۷]. به طور کلی روش‌های مختلفی وجود دارد که اساس آن‌ها ترکیب شیمیایی یک یا دو یا چند کانی باهم است. در این پژوهش از دو روش بر پایه مقدار Al در هورنبلند و بر پایه زوج هورنبلند-

زمین دما- فشارسنجی با توجه به این که آمفیبول‌ها قابل استفاده‌ترین کانی‌ها برای دما و فشارسنجی در سنگ‌های آهکی قلیایی هستند و در گستره وسیعی از فشارها از ۱ تا ۲۳ کیلو بار و در دماهای ۴۰۰

دماسنجدی برپایه روش زوج هورنبلند- پلازیوکلاز: پلازیوکلازها و هورنبلندهای در مجاور هم که شرایط تعادل آن‌ها برقرار باشد برای دماسنجدی مفید هستند. استفاده از این زوج کانی در سنگ‌های آذرین با حضور و بدون حضور کوارتز امکان پذیر است. بر اساس واسنجی مرجع [۲۵] که قابلیت استفاده در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیوبار را دارد، نتایج دماسنجدی با این روش در جدول ۴ ارائه شده است. برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلازیوکلاز از رابطه $P = ۶۵۴.۹ + ۲۵۳ T$ [۲۶]. بر اساس این رابطه دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلازیوکلاز، کمترین و بیشترین فشار برآورد شده بر اساس پارامتر Al_{total} در آمفیبول‌ها (جدول ۴)، ۶۶۰ تا ۷۰۱ درجه سانتی‌گراد و با در نظر گرفتن کمترین و بیشترین فشار بر اساس مقدار Al_{total} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ (۱ تا ۳ کیلوبار، شکل ۶) ۶۸۰ تا ۷۳۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود.

پلازیوکلاز استفاده شده است. که در ادامه شرح هر یک از روش‌ها به همراه نتایج دما- فشار سنجی آورده شده و سپس با استفاده از این نتایج، گریزندگی و عمق نفوذ و جایگیری توده تعیین می‌شود.

فشارسنجی بر پایه مقدار Al در هورنبلند: از آنجاکه مقدار $Fe/(Fe+Mg)$ برای آمفیبول‌های مورد بررسی ۰/۳۳ تا ۰/۴۵ در گستره صفر تا ۰/۶ (گریزندگی اکسیژن بالا) است که برای فشارسنجی مناسب هستند، از این کانی برای فشارسنجی بر اساس مقدار Al استفاده می‌شود [۱۹]. محاسبه مقادیر Al^{VI} و Al_{total}^{total} اساس سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است [۲۰-۲۲]. بر اساس پارامتر Al_{total} نسبت به $Fe/(Fe+Mg)$ ، گستره فشار ۱ تا ۳ کیلو بار متبلور شده‌اند (شکل ۶) و نتایج فشار سنجی با استفاده از روش‌های مختلف (جدول ۴) [۲۴] میانگین فشار را ۱/۱۴ کیلوبار برآورد می‌کنند.



شکل ۶ نمودار نسبت Al کل (در واحد فرمولی) بر عدد آهن [۲۲] که نشان‌دهنده تشکیل هورنبلندها در گستره فشاری بین ۱ تا ۳ کیلوبار است.

جدول ۴ محاسبه دما و فشار نمونه‌های باتولیت ممتاز به روش‌های مختلف.

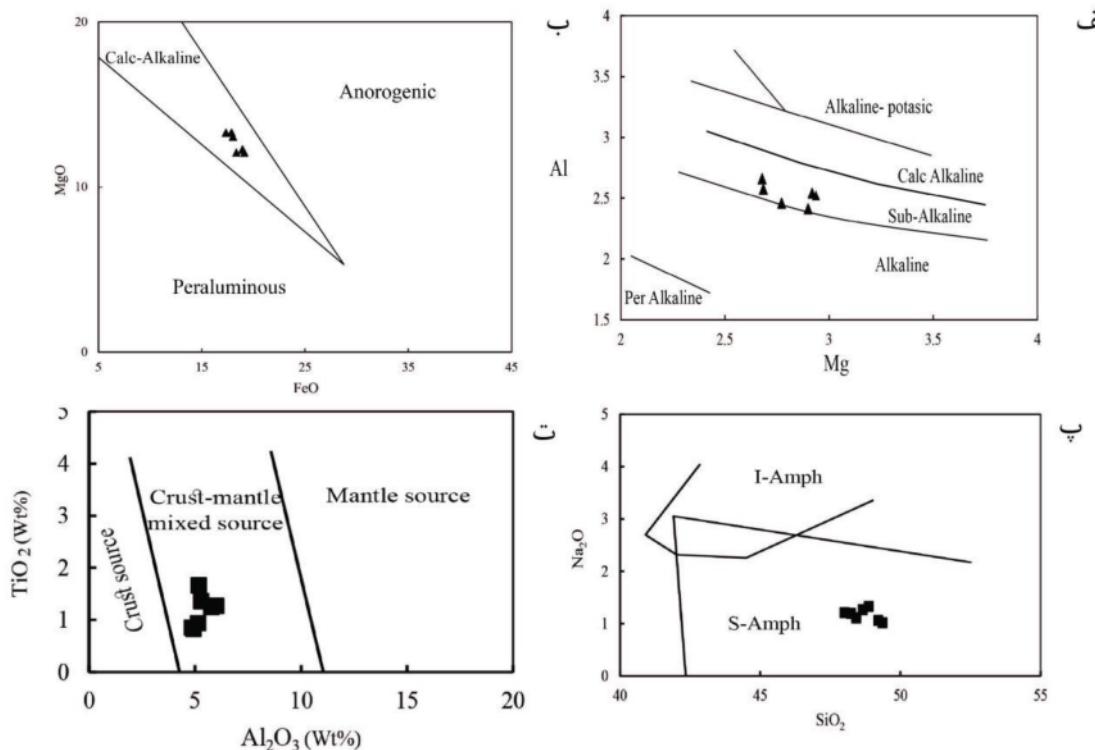
روش	فشار (کیلوبار)		
	کمینه	بیشینه	متوسط
براساس مقدار آلومینیوم در هورنبلند			
[۲۴]	۰/۴۴	۱/۱۹	۰/۸۱
[۲۳]	۰/۴۵	۱/۸۳	۱/۱۴
[۱۲]	۰/۶۹	۱/۶	۱/۱۴
دما (سانتی‌گراد)			
[۲۳]	۶۵۵/۶۷	۷۶۷/۴۸	۷۰۴/۴۱
بر پایه زوج کانی هورنبلند و پلازیوکلاز همزیست			
[۲۵]	۵۹۰	۷۶۴	۶۷۷

تعیین کرد. نمودار SiO_2 نسبت به Na_2O برای تفکیک محیط‌های بالای فروزانش و میان صفحه‌ای از هم ارائه شده است [۳۲]. بر این اساس، آمفیبول‌های مربوط به گوه گوشه‌ای در بالای پهنه فروزانش، Na_2O پایین‌تری نسبت به انواع میان‌صفحه‌ای دارند [۳۲]. بر پایه نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی-ماگمایی مرجع [۳۲]، آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط بالای فروزانش (ابرفروزانشی) قرار می‌گیرند (شکل ۷ پ). به عقیده بسیاری از پژوهشگران [۳۴، ۳۳] حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشانه وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است [۱۹]، زیرا مقدار CaO در گرانیتوئیدهای نوع I زیاد است و منجر به تبلور هورنبلند می‌شود. با استفاده از فراوانی اکسیدهای تیتانیوم و آلومینیوم موجود در آمفیبول، خاستگاه پوسته‌ای و گوشه‌ای تفکیک شده است [۳۵]. بر اساس نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (بر حسب درصد اکسید) ترکیب آمفیبول‌ها نمایان‌گر دخالت ماگمای گوشه‌ای و ترکیبات پوسته‌ای در تشکیل آن‌هاست (شکل ۷ ت).

تعیین محیط زمین‌ساختی

ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب مagma، گرینزندگی اکسیژن [۲۷] دمای مذاب [۲۸] و خاستگاه گرانیت-ها [۲۹-۶] است و براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها می‌توان موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی مورد بررسی را تعیین کرد. ترکیب بیوتیت‌ها در نمودار Al_T نسبت به Mg که برای تمایز سری‌های ماگمایی مختلف طراحی شده است [۶]، در گستره بیوتیت‌های وابسته به سنگ‌های نیمه قلیایی قرار می‌گیرد (شکل ۷ الف). عبدالرحمان [۲۹] عقیده دارد که مقدار Fe و Mg اولیه در ماگما، عاملی است که بر نسبت MgO ، Al_2O_3 و FeO بیوتیت‌های آذرین تاثیر به سزاپی دارد، به طوری که در نمودار تغییرات MgO نسبت به FeO [۲۹] همه نمونه‌ها در گستره گرانیت‌های آهکی قلیایی نواحی کوهزاری واقع شده‌اند (شکل ۷ ب).

با استفاده از ترکیب آمفیبول‌ها که با توجه به بررسی قطعات بیگانه سنگ‌های گوشه‌ای مشخص شده‌اند [۳۱، ۳۰] می‌توان محیط زمین‌ساختی ماگمایی سنگ‌های آذرین را



شکل ۷ تعیین ماهیت ماگمایی با ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های باتولیت ممزار در نمودار (الف)- MgO - FeO نسبت به Al_T [۶] و (ب) Al - Mg نسبت به MgO [۲۹]؛ (پ) رده بندی زمین‌ساختی ماگمایی آمفیبول‌ها که آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی در گستره آمفیبول‌های وابسته به محیط بالای پهنه فروزانش (S-Amph) قرار می‌گیرند [۳۲]. (آمفیبول‌های میان صفحه‌ای: I-Amph)؛ (ت) - TiO_2 - Al_2O_3 که بیانگر ترکیب ماگمای گوشه‌ای با مواد پوسته‌ای در تشکیل هورنبلندهاست [۳۵].

ترتیب ۶۶۰ و ۷۳۰ درجه سانتی گراد برآورد می‌کند. بررسی شیمی کانی‌ها بیانگر دخالت هر دو خاستگاه گوشه‌ای و پوسته‌ای در بوجود آمدن مagma مادر این توده است. بر اساس نتایج تجزیه کانی‌های پلازیوکلاز و آمفیبول، گریزندگی اکسیژن به نسبت بالا در زمان تبلور توده گرانیتوئیدی ممتاز مسلم است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی مجتمع مس سرچشمہ رفسنجان انجام شده است که بدین وسیله از همکاری ارزنده آن‌ها و همچنین از جناب آقای مهندس حسین تقی‌زاده و جناب آقای مهندس مجید خسروجردی قدردانی می‌شود.

مراجع

- [1] Alavi M., "Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations". *Tectonophysics* 229(1994)211-238.
- [2] Dimitrijevic M.D., "Sarduiyeh geological map: Iran Geological Survey", scale 1:0000000, 1sheet (1973).
- [3] Dargahi S., "Miocene post-collision magmatism in region between Sar Cheshmeh and Shahr Babak, southwestern Kerman: investigation of isotopic data petrogenetic analysis geodynamic model for granitoid bodies, and role of adakitic magmatism in development of copper mineralization", PhD thesis, Shahid Bahonar University of Kerman (2007).
- [4] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rocks- forming minerals", *American Mineralogist* 95(2010) 185-187.
- [5] Speer J. A., "Mica in igneous rocks. In: Micas (Ed. Bailey, S. W.) Mineralogy Society", American. 13(1984) 299-356.
- [6] Nachit H., "Contribution à l'étude analytique et expérimentale des biotite des granitoids Applications typologiques". PhD thesis, De L Université, De Bretagne, Occidentale (1986).
- [7] Leake B. E., Woolley A. R., Arps C. E. S., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice J. D., Hawthorne F. C., Kato A., Kisch H. J. Krivovichev V. G.,

عمق جایگزینی توده گرانیتوئیدی ممتاز

با توجه به نتایج فشارسنگی بر اساس مقدار Al در هورنبلند می‌توان عمق جایگزینی سنگ‌های آذرین نفوذی را نیز برآورد کرد. مجموعه کانی‌های همراه با هورنبلند در کنار مذاب و فاز سیال، بنابر بررسی‌های بلاندی و همکارش [۲۵]، در دمای نزدیک به دمای انجماد به تعادل می‌رسد. پس از انجماد و سرد شدن magma، سیر دستیابی به وضع تعادل با کانی‌های نام برده کند شده و سپس به طور کامل متوقف می‌شود. در این صورت، ترکیب هورنبلند بازتابی از عمق تشکیل این کانی است که در آن عمق، magma منجمد و جایگزین شده است [۲۵]. بنابر نتایج فشارسنگی، گرانیتوئید ممتاز در عمقی معادل با گرانیتوئیدهای کم عمق جایگزین شده است. عدم وجود دایکهای شعاعی، نبود رخسارهای دگرگونی ناحیه‌ای دما بالا، فقدان میگماتیت و نیز داده‌های فشارسنگی همه شواهدی بر این موضوع هستند که عمق تبلور و جایگزینی توده مورد بررسی بیش از ۸ کیلومتر نبوده است.

برداشت

توده گرانیتوئیدی ممتاز که در بخش جنوب‌شرقی کمان‌ماگمایی ارومیه‌دخته رخمنون دارد، شامل از چهار واحد سنگ‌شناختی، دیوریت، تونالیت، گرانوپیوریت و مونزوگرانیت است. این واحدها به سری سنگی آهکی قلیایی و گرانیتوئیدهای نوع I تعلق دارند. تجزیه‌های نقطه‌ای انجام شده بر کانی‌های بیوتیت، آمفیبول و پلازیوکلاز بیانگر این است که ترکیب بیوتیت از نوع منیزیم دار بوده و آمفیبول موجود در توده مورد بررسی، کلسیمی هستند و در زیر گروه منیزیبوهورنبلند قرار می‌گیرند. پلازیوکلازهای واحدهای مختلف سنگی در توده گرانیتوئیدی ممتاز از نوع آندزین هستند. تغییرات ترکیبی درصد آنورتیت پلازیوکلازها به سبب وجود تغییر در مقدار بخار آب طی تبلور magma، افت ناگهانی فشار در زمان تبلور یا آلایش مگمایی است. میانگین فشار محاسبه شده به روش‌های مختلف بر پایه مقدار Al موجود در هورنبلند ۱/۱۴ کیلوبار برآورد شد، که گویای جایگزینی این توده در عمق کمتر از ۸ کیلومتری پوسته است. دماسنگی به روش هورنبلند-پلازیوکلاز کمترین و بیشترین دمای به تعادل رسیدن این دو زوج کانی را به

- Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?", Contributions to Mineralogy and Petrology, 136(1999) 331-344.*
- [16] Bateman R., "The interplay between crystallization, replenishment and hybridization in large felsic magma chambers", Earth-Science Reviews, 39(1995) 91-106.
- [17] Haase C., "Oscillatory zoning in plagioclase feldspar" Science, 209(1980) 272-274.
- [18] Bottinga Y. A., Kudo D., Weill, "Some observations on oscillatory zoning and crystallization of magmatic plagioclase" , American Mineralogist, 51 (1966).
- [19] Stein E., Dietl E., "Hornblende thermobarometry of granitoids from the Central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald". Mineralogy and Petrology 72(2001) 185-207.
- [20] Rasouli J., Ghorbani M., Ahadnejad V., "Mineral chemistry, determine of temperature and pressure and study role of Al in biotite for Cu mineralization in Jebal Barez granitoid (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 71-84 (2017).
- [21] Honarmand M., Rashidnejad Omran N., Emami H., Nabatian Gh., "Using chemistry of amphibole and feldspar minerals in study of petrogenetic of Middle Miocene granitoid, west of Kashan (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 147-158 (2016).
- [22] Ghodsi M.H., Bomeri M., Bagheri S., "Using chemistry of amphibole mineral in study of thermobarometere of Bazman granitoid, NE of Iran (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 596-585 (2016).
- [23] Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer". Contributions to mineralogy and petrology 110(1992)304-310.
- [24] Hammarstrom J.M., Zen E.A., "Aluminum in hornblende: an empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.
- Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W. V., Nickel E. H., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson N. C. N., Ungaretti L., Whittaker E. J.W., and Youzhi G., Report. *Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names*. Mineralogical magazine 61(1997) 295-321.
- [8] Sial A. N., Ferreira V. P., Fallick A. E., Jeronimo M., Cruz M., "Amphibole-rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province, northeastern Brazil". Journal of South American Earth Sciences 11(1998) 457-471.
- [9] Agemar T., G., Wörner and A., Heumann "Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North Chilean Precordillera: a limited role for meteoric water?", Contributions to Mineralogy and Petrology, 136 (1999) 331-344.
- [10] Chivas A. R., "Geochemical evidence for magmatic fluids in porphyry copper mineralization". Contribution to Mineralogy and Petrology 78(1981) 389-403.
- [11] Soltani A., Carr P. F., "Thermobarometry of Ca-amphibole in a typical low- temperature I-type granite from Kashmar, Iran". Journal of Technology and Education 1(2007) 47-54.
- [12] Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and on the Al-in-hornblende barometer". American Mineralogist 80(1995) 549-559.
- [13] Deer W. A., Howie R. A., Zussman, J., "An introduction to the rock-forming minerals". Longman Scientific and Technical Hong Kong, (1992).
- [14] NBr S.T., A.M. soN, "Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", American Mineralogist, 77 (1992) 1242-1249.
- [15] Agemar T., G., Wörner, A., Heumann, "Stable isotopes and amphibole chemistry on hydrothermally altered granitoids in the North

- [31] Esmaeli D., Shabani A., Najjar H., Rezaei M., "Using of mineral chemistry to determine thermo-barometry of Save granitoid, central Iran (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 417-430 (2014) 3.
- [32] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S. Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle". Lithos 99 (2007) 68-84.
- [33] Chappell B. White A., "Two contrasting granite types". Pacific geology 8 (1974) 173-174.
- [34] Clemens J. D., Wall V. J., "Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics". Contribution to Mineralogy and Petrology 88 (1984) 354-371.
- [35] Jiang C., An S., "On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance". Journal of Mineralogy and Petrology 3 (1984) 1-19.
- [25] Blundy J. D., Holland T. J., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". Contributions to mineralogy and petrology 104(1990)208-224.
- [26] Vyhnenal C. R., Mc Sween H. Y., Speer J. A., "Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability". American Mineralogist 76(1991) 176-188.
- [27] Partin E., Hewitt D. A., Wones D. R., "Quantification of ferric iron in biotite". Geological Society American, American (1983).
- [28] Abbot R. N., Clarke, D. B., "Hypothetical liquidus relationships in the subsystem $Al_2O_3-FeO-MgO$ projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O) < 1$ ". Canadian Mineralogist 17(1979)549-560.
- [29] Abdel- Rahman A. M., "Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas". Journal of Petrology 35 (1994) 525-541
- [30] Jamshidi Badr M., Khademi Parsa M., Masudi F., "Thermo-barometry of Servian granitoid using mineral chemistry of amphibole and feldspare (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 819-830(2016) 4 .