سال هجدهم، شمارهٔ ۳، پاییز ۸۹، از صفحهٔ ۴۹۷ تا ۵۱۲

شیمی کانی‌ها و شرایط فشار – دمای تبلور توده‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی رودخانه‌ی زاینده‌رود، پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد با نگرشی ویژه به حضور اپیدوت ماگمایی

علیرضا داودیان دهکردی

دانشگاه شهرکرد، دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین

(دریافت مقاله: ۸۸/۱۲/۲۵ ، نسخه نهایی: ۸۹/۳/۱)

چکیده: ناحیه مورد بررسی در پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد قرار دارد. در این منطقه تعداد زیادی پلوتون گرانیتوئیدی کوچک و متوسط به سن ژوراسیک میانی حضور دارند که در سنگ‌های دگرگون منطقه نفوذ کرده‌اند. این سنگ‌ها برگواره و خطواره میلونیتی بارزی را در نتیجه‌ی دگرشکلی شدید نشان می‌دهند. اغلب این پلوتون‌های گرانیتوئیدی دارای مجموعه‌ی کوارتز + فلدسپات پتاسیم + پلاژیوکلاز + بیوتیت + هورنبلند + آلانیت + تیتانیت + مگنیت + اپیدوت ماگمایی + آپاتیت + زیرکن ± گارنت در شرایط تعادل بافتی ظاهری قرار گرفته‌اند. ویژگی‌های بافتی و ترکیبی اپیدوت‌ها دلالت بر خاستگاه ماگمایی آن‌ها دارد. این پلوتون‌های گرانیتوئیدی حاوی اپیدوت ماگمایی، بایستی در فشارهای نسبتاً بالا تشکیل شده باشند. زمین فشارسنجی محتوای Al در هورنبلند مقادیر فشار ۷/۳ تا ۸/۱ کیلو بار (متوسط ۷/۷ کیلو بار) را ارایه می‌دهد که با عمق حدود ۲۸ کیلومتری پوسته همخوانی دارد. همچنین، زمین فشارسنجی آمفیبول – پلاژیوکلاز دماهایی از ۶۶۳ تا ۷۱۱ درجه‌ی سانتیگراد را به دست می‌دهد. این نتایج زمین دما - فشارسنجی با حضور اپیدوت ماگمایی در این سنگ‌های گرانیتوئیدی سازگار است.

واژه‌های کلیدی: *گرانیتوئید دگرشکل شده، ژوراسیک میانی، زمین‌دماسنجی- زمین‌فشارسنجی، اپیدوت ماگمایی، شمال شهرکرد.*

مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در استان چهارمحال و بختیاری، در حاشیه رودخانه‌ی زاینده‌رود و ۳۵ کیلومتری شمال شهرکرد قرار دارد و در نقشه چهارگوش زمین‌شناسی شهرکرد به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ قرار گرفته است [۱]. این منطقه در گستره‌ای بین طول‌های جغرافیایی ۵۰ درجه و ۵۴ دقیقه تا ۵۰ درجه و ۵۷ دقیقه شرقی و نیز بین عرض‌های جغرافیایی ۳۲ درجه و ۳۵ دقیقه تا ۳۲ درجه و ۴۰ دقیقه شمالی قرار دارد و از لحاظ زمین‌شناسی به عنوان بخشی از پهنه‌ی زمین‌ساختی سنندج – سیرجان محسوب می‌شود [۲]. این پهنه به صورت نواری بلند به موازات رشته کوه‌های زاگرس کشیده شده است و دارای روندی موازی با آن‌ها یعنی شمال غربی - جنوب شرقی است. در پهنه‌ی سنندج - سیرجان تعداد فراوانی از توده‌های نفوذی آذرین به‌ویژه گرانیتوئیدها گسترش یافته‌اند. جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی در پهنه سنندج - سیرجان نقش بارزی در تکامل ژئودینامیک این بخش از سرزمین ایران داشته است که به عنوان مثال می‌توان به توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد، ازنا، الیگودرز و گلپایگان اشاره کرد [۳، ۴].

توده‌های گرانیتوئیدی در گستره‌ی گسترده‌ای از محیط‌های ژئوتکتونیکی می‌توانند حضور پیدا کنند [۵]. به طور کلی

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۳۳۹۶۰۰۷ (۲۷۳) ۹۸+، پست الکترونیکی: alireza.davoudian@gmail.com

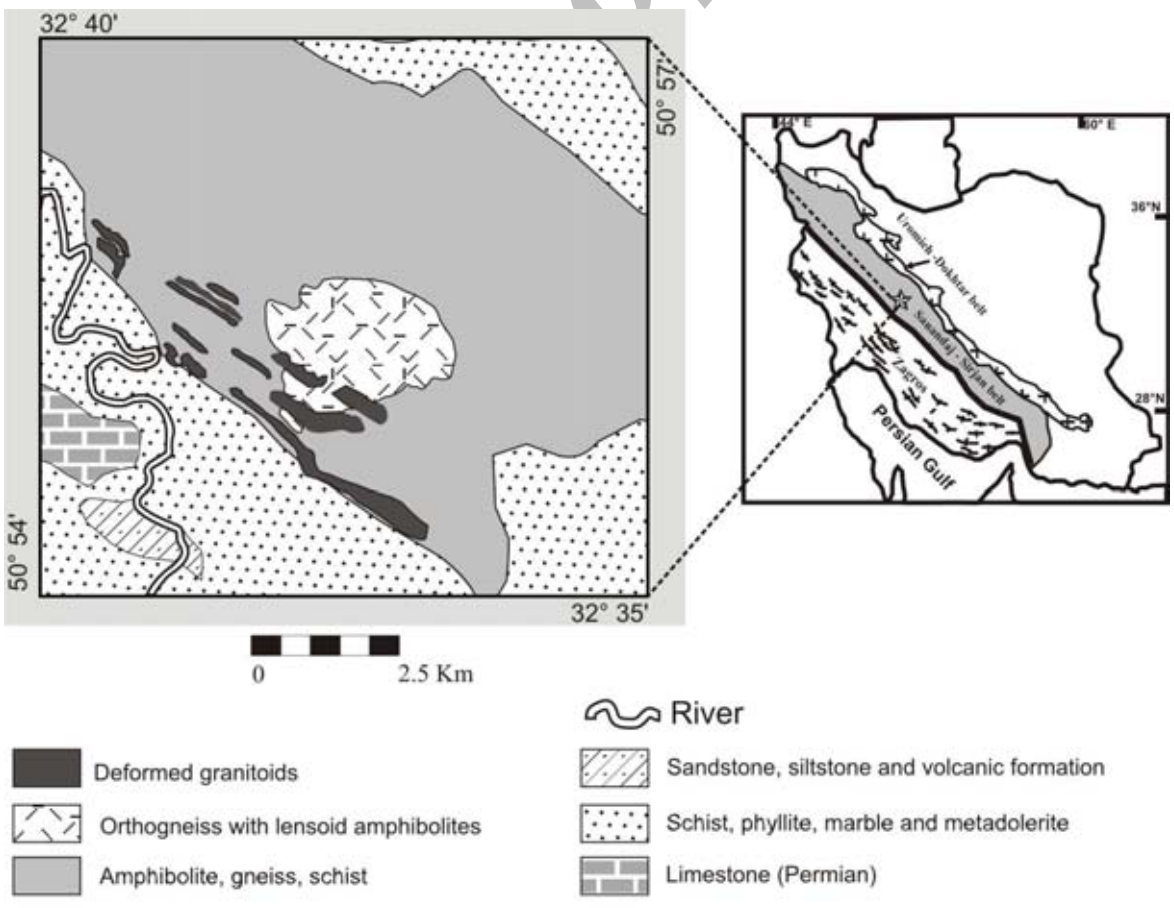
Archive of SID

www.SID.ir

توده‌های گرانیتوئیدی دارای ترکیب کانی‌شناسی متنوعی بوده که ترکیب کانی‌ها می‌تواند نماینده‌ی از شرایط تشکیل این توده‌ها باشد. امروزه با استفاده از آنالیزهای نقطه‌ای دقیق کانی‌ها و درجه‌بندی‌های متفاوت می‌توان دما، فشار و عمق جایگزینی گرانیتوئیدها را برآورد کرد [۶].

منطقه‌ی مورد بررسی در فاصله‌ی ۲۲ کیلومتری شمال غربی سامان قرار دارد و بخشی از یک مجموعه‌ی آذرین، دگرگونی و دگرشکلی است [۲]. این مجموعه از شمال شهرکرد تا شهر داران گسترش می‌یابد، و ساختارهای دگرگون و آذرین آن از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران [۷] به‌عنوان بخشی از پهنه‌ی زمین‌ساختی سنندج – سیرجان محسوب می‌شود.

توده‌های گرانیتوئیدی نفوذ کرده در کرانه‌ی زاینده رود نیز بخشی از این توده‌های واقع در پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد را تشکیل می‌دهند (شکل ۱). سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی شامل تعداد زیادی توده‌های کوچک و متوسط بوده که ابعاد آن‌ها کاملاً متنوع است و از توده‌های نفوذی بزرگ‌تر به طول ۱۵۰۰ متر و عرض ۳۶۰ متر تا توده‌های کوچکتر به طول ۷۰۰ متر و عرض حدود ۱۰۰ متر متغیر است، به علاوه تعداد زیادی توده‌های کوچک در حد چند ده متر تا چند صد متر نیز در این پهنه‌ی برشی نفوذ کرده‌اند (شکل ۲). پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد یک پهنه‌ی برشی شکل‌پذیر بزرگ با روند تقریباً موازی کوهزایی زاگرس بوده و در آن تنوع گسترده‌ای از سنگ‌های به شدت میلونیتی حضور دارند. منطقه‌ی شمال شهرکرد دارای مجموعه‌های متنوع سنگ‌شناسی و سنی با درجات متفاوتی از دگرگونی و دگرشکلی است که هریک از پدیده‌های دگرگونی و دگرشکلی خود را در چند مرحله تشکیل داده است. بدان معنی که منطقه‌ی، فازهای مختلف دگرگون و دگرشکل را به‌صورت دگرگونی و دگرشکلی چند مرحله‌ای پشت سر گذاشته است. به همین دلیل سنگ‌های دگرگون چندین مرحله‌ی دگرشکلی را به‌صورت خطواره، برگواره، چین‌خوردگی و گسل نشان می‌دهند [۲].



شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی به عنوان بخشی از پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد - اقتباس با تغییرات از [۸].

www.SID.ir

شکل ۲ نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی در سنگ‌های دگرگونی – دگرشکلی منطقه مورد بررسی شامل شیست، آمفیبولیت و گنایس .

سنگ‌های گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک میانی نسبت به سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده منطقه مورد بررسی جوانتر بوده و سنگ‌های قدیمی‌تر را قطع کرده‌اند. ولی آثار مشخص و بارزی از دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های میزبان به چشم نمی‌خورد (شکل ۳). این سنگ‌های گرانیتوئیدی گرچه به شدت دگرشکل بوده و برگواره واضحی را نشان می‌دهند ولی آثار و شواهدی از تاثیر یک دگرگونی شدید در آن‌ها دیده نمی‌شود. این گرانیتوئیدها دارای شواهد صحرایی و میکروسکوپی از ساختارهای بارز میلونیتی هستند. برگواره و نیز خطواره کششی به‌خوبی در این سنگ‌های گرانیتوئیدی گسترش یافته و از این جهت کاملاً به‌عنوان یک گرانیتوئید میلونیتی محسوب می‌شوند. خطواره کششی گرانیتوئیدها دارای روند کلی WNW-ESE بوده که کاملاً با روند پهنه‌ی برشی و خطواره‌ی اصلی سنگ‌های دگرگون – دگرشکل منطقه موازی و هم‌سویند (شکل ۴).

هدف از این پژوهش بررسی شیمی کانی‌ها و کاربرد جفت کانی مناسب پلاژیوکلاز و آمفیبول برای محاسبه‌ی دمای تبلور توده با استفاده از روش زمین دماسنجی همراه با زمین فشارسنجی آمفیبول برای محاسبه‌ی فشار حاکم در زمان جایگزینی توده‌های مورد بررسی است، همچنین با توجه به فشار تشکیل برای توده‌های نفوذی به اهمیت حضور اپیدوت ماگمایی در آن‌ها نیز پرداخته می‌شود.

شکل ۳ سطح تماس بین توده‌ی گرانیتوئیدی به رنگ روشن (بخش پایین تصویر) و سنگ‌های شیست به عنوان سنگ میزبان به رنگ تیره (بخش بالایی عکس)، نشان دهنده‌ی نفوذ توده‌ی گرانیتوئیدی در شیست‌ها.

Archive of SID

www.SID.ir

شکل ۴ گسترش خطواره ی کششی روی سطح برگواره‌ی یک سنگ گرانیتوئید به‌شدت دگرشکل شده، سکه به عنوان مقیاس با قطر ۲۸ میلیمتر، پیکان راستای شیب خطواره کششی را نشان می‌دهد.

روش بررسی

از نمونه‌های انتخاب شده، مقاطع نازک میکروسکپی استاندارد تهیه، (به ضخامت ۰/۰۲۵ میلی‌متر) پس از صیقل کاری کامل آن‌ها را با یک ریز پردازنده‌ی الکترونی مورد آنالیز نقطه‌ای قرار دادیم. آنالیزهای ریز پردازشی الکترونی در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ اطریش با یک سیستم JEOL-JX8600 (سه طیف‌سنج، بلورهای LiF, PET, TAP) در شرایط ۱۵ kv و زمان شمارش ۱۰ ثانیه برای قله و ۳ ثانیه برای زمینه انجام شد. دقت تجزیه‌ی نقطه‌ای برابر با یک صدم درصد برای اکسید عناصر اصلی بوده است. محاسبه‌ی فرمول کانی‌ها و محاسبات زمین‌دماسنجی و زمین‌فشارسنجی در این مقاله با استفاده از نرم افزار PET [۹] صورت گرفته است. محاسبه‌ی مقادیر Fe^{3+} کانی‌ها به استثنای آمفیبول‌ها بر مبنای ملاحظات عنصرسنجی ارایه شده توسط دروپ [۱۰]، و نیز محاسبه‌ی مقادیر Fe^{3+} برای آمفیبول‌ها بر اساس روش پیشنهادی هلند و بلوندی [۱۱] صورت گرفته است.

بحث و بررسی

سنگ‌شناسی

از نظر کانی‌شناسی گرانیتوئیدهای منطقه‌ی مورد بررسی تنوع گسترده‌ای را نشان می‌دهند. ولی از نظر مدی بخش بزرگ این سنگ‌ها را سه کانی فلسیک کوارتز، فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز تشکیل می‌دهند. فلدسپات پتاسیم به صورت میکروکلین، پرتیت، آنتی‌پرتیت و ارتوز دیده می‌شود. دیگر کانی‌های این سنگ‌ها عبارت است از بیوتیت، آمفیبول، آلانیت، گارنت، زیرکن، آپاتیت، اپیدوت ماگمایی، مگنتیت و تیتانیت. علاوه بر بیوتیت و آمفیبول کانی‌های دیگر نیز کم و بیش سمتگیری موازی برگواره‌ی اصلی سنگ را نشان می‌دهند. از نظر سنگ‌شناسی این گرانیتوئیدها بیشتر شامل گرانیت و به میزان کمتر گرانودیوریت هستند. بافت کلی آن‌ها بیشتر به صورت لیپدوگرانوبلاستیک است که دانه بندی‌ها از هم بعد گرفته تا سری‌ایت تغییر می‌کنند و اغلب بلورها به‌صورت بی‌شکل دیده می‌شوند. در برخی موارد کانی‌های آمفیبول، بیوتیت و گارنت به کلریت تجزیه شده‌اند و از طرف دیگر گاهی نیز دگرسانی سریسیتی و کائولینیتی شدن در فلدسپات‌ها مشاهده می‌گردد.

شیمی کانی‌ها

آمفیبول‌ها: ۲۱ نقطه از بلورهای آمفیبول سه توده‌ی گرانیتوئیدی منطقه‌ی مورد بررسی ریز پردازشی الکترونی قرار گرفتند که نتایج آنالیزها در جدول ۱ ارایه شده‌اند. داده‌های شیمی کانی آمفیبول‌ها در تعیین نوع آن‌ها و نیز محاسبات زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی به منظور براورد عمق نفوذ مورد استفاده قرار گرفته‌اند. فرمول ساختاری آن‌ها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شد. برای تعیین نام و تعیین فرمول بلورهای آمفیبول با استفاده از آنالیزهای نقطه‌ای ریز پردازنده‌ی الکترونی به، روش لیک و همکاران [۱۲] و نیز نرم‌افزار PET به کار گرفته شد. تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها بر مبنای مقادیر شیمیایی فرمول استاندارد آمفیبول به‌صورت $AB_2{}^{VI}C_5{}^{IV}T_8O_{22}(OH)_2$ صورت گرفت.

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۱ آنالیزهای ریز پردازشی الکترونی از آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه‌ی مورد بررسی.

label	Am2_21	Am2_13	Am2_8	Am2_2	Am3_9	Am3_7	Am3_5	Am1_12	Am1_8	Am1_6
SiO_2	۳۵٫۶۴	۳۶٫۴۹	۳۵٫۹۵	۳۵٫۹۴	۳۵٫۸۱	۳۶٫۷۲	۳۶٫۳۹	۳۶٫۳۲	۳۶٫۴	۳۶٫۷۱
TiO_2	۰٫۱۶	۰٫۰۹	۰٫۱	۰٫۴۶	۰٫۳۲	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۵۶	۰٫۷۲	۰٫۴۶
Al_2O_3	۱۳٫۲۳	۱۲٫۲۵	۱۲٫۷۱	۱۱٫۹	۱۳٫۴۶	۱۲٫۶۷	۱۲٫۶۹	۱۲٫۶۶	۱۲٫۸۵	۱۲٫۰۵
Cr_2O_3	۰٫۰۳	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۱	۰	۰
FeO	۳۲٫۰۷	۳۱٫۷۲	۳۲٫۱۱	۳۲٫۱۸	۳۱٫۹۳	۳۲٫۳۱	۳۲٫۴۷	۳۱٫۳۵	۳۱٫۳۲	۳۲٫۳۸
MnO	۰٫۸۵	۱٫۱۵	۰٫۹۱	۰٫۸۸	۰٫۹۹	۱٫۰۱	۱٫۰۲	۰٫۸۴	۰٫۸	۰٫۷۸
MgO	۰٫۱۹	۰٫۲	۰٫۳۲	۰٫۳۵	۰٫۲۸	۰٫۳۱	۰٫۳۶	۰٫۳۹	۰٫۳۶	۰٫۳۸
CaO	۱۰٫۳	۱۰٫۲۹	۱۰٫۶۸	۱۰٫۳۶	۱۰٫۴۴	۱۰٫۵۸	۱۰٫۵۱	۱۰٫۶	۱۰٫۳۶	۱۰٫۵
Na_2O	۱٫۸۲	۱٫۸۹	۱٫۳۵	۱٫۶۶	۱٫۹۵	۱٫۴۷	۱٫۵۲	۱٫۵۸	۱٫۶۷	۱٫۶۴
K_2O	۲٫۰۲	۱٫۹۲	۲	۲٫۱۳	۲	۲٫۰۳	۲٫۰۹	۲٫۱۵	۲٫۴۴	۲٫۱۹
Cl	۰٫۲۳	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۲۶	۰٫۲۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲۳
Total	۹۶٫۴۹	۹۶٫۱۹	۹۶٫۳۲	۹۶٫۰۴	۹۷٫۳۴	۹۷٫۵۱	۹۷٫۴۴	۹۶٫۶۲	۹۷٫۰۸	۹۷٫۲۷
تعداد یون‌ها بر مبنای ۲۳ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند										
Si	۵٫۸۱۵	۵٫۹۷۱	۵٫۸۵۶	۵٫۹۱	۵٫۷۹	۵٫۹۰۷	۵٫۸۶۷	۵٫۹۲	۵٫۹۲۱	۵٫۹۵۹
Ti	۰٫۰۲	۰٫۰۱۱	۰٫۰۱۲	۰٫۰۵۷	۰٫۰۳۹	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۸	۰٫۰۶۹	۰٫۰۸۸	۰٫۰۵۶
Al	۲٫۵۴۴	۲٫۳۶۳	۲٫۴۴	۲٫۳۰۶	۲٫۵۶۵	۲٫۴۰۲	۲٫۴۱۱	۲٫۴۳۲	۲٫۴۶۳	۲٫۳۰۵
Cr	۰٫۰۰۴	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۰۱	۰	۰
Fe^{3+}	۱٫۳۴۵	۱٫۲۷۶	۱٫۴۸۴	۱٫۳۲	۱٫۳۰۶	۱٫۴۲۴	۱٫۴۴۳	۱٫۱۲۷	۱٫۰۱۳	۱٫۲۱۵
Fe^{2+}	۳٫۰۳۱	۳٫۰۶۵	۲٫۸۹	۳٫۱۰۵	۳٫۰۱۲	۲٫۹۲۲	۲٫۹۳۶	۳٫۱۴۶	۳٫۲۴۸	۳٫۱۸
Mn	۰٫۱۱۷	۰٫۱۵۹	۰٫۱۲۶	۰٫۱۲۳	۰٫۱۳۶	۰٫۱۳۸	۰٫۱۳۹	۰٫۱۱۶	۰٫۱۱	۰٫۱۰۷
Mg	۰٫۰۴۶	۰٫۰۴۹	۰٫۰۷۸	۰٫۰۸۶	۰٫۰۶۷	۰٫۰۷۴	۰٫۰۸۷	۰٫۰۹۵	۰٫۰۸۷	۰٫۰۹۲
Ca	۱٫۸	۱٫۸۰۴	۱٫۸۶۴	۱٫۸۲۵	۱٫۸۰۹	۱٫۸۲۳	۱٫۸۱۶	۱٫۸۵۱	۱٫۸۰۶	۱٫۸۲۶
Na	۰٫۵۷۶	۰٫۶	۰٫۴۲۶	۰٫۵۲۹	۰٫۶۱۱	۰٫۴۵۸	۰٫۴۷۵	۰٫۴۹۹	۰٫۵۲۷	۰٫۵۱۶
K	۰٫۴۲	۰٫۴۰۱	۰٫۴۱۶	۰٫۴۴۷	۰٫۴۱۳	۰٫۴۱۵	۰٫۴۳	۰٫۴۴۷	۰٫۵۰۶	۰٫۴۵۳
Cl	۰٫۰۶۴	۰٫۰۶۹	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۴	۰٫۰۵۸	۰٫۰۷۱	۰٫۰۵۷	۰٫۰۵۵	۰٫۰۵۵	۰٫۰۶۳
sum_cat	۱۵٫۷۸۲	۱۵٫۷۶۸	۱۵٫۶۵۸	۱۵٫۷۷۲	۱۵٫۸۰۶	۱۵٫۶۶۱	۱۵٫۶۸۹	۱۵٫۷۵۸	۱۵٫۸۲۴	۱۵٫۷۷۲
Al(IV)	۲٫۱۸۵	۲٫۰۲۹	۲٫۱۴۴	۲٫۰۹	۲٫۲۱	۲٫۰۹۳	۲٫۱۳۳	۲٫۰۸	۲٫۰۷۹	۲٫۰۴۲
Al(VI)	۰٫۳۵۸	۰٫۳۳۴	۰٫۲۹۶	۰٫۲۱۶	۰٫۳۵۵	۰٫۳۰۹	۰٫۲۷۸	۰٫۳۵۲	۰٫۳۸۴	۰٫۲۶۴
$Mg/(Mg+Fe^{2+})Mg$	۰٫۰۱۵	۰٫۰۱۶	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۲	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۹	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۸
Fe#	۰٫۹۹	۰٫۹۸۹	۰٫۹۸۲	۰٫۹۸۱	۰٫۹۸۵	۰٫۹۸۳	۰٫۹۸۱	۰٫۹۷۸	۰٫۹۸	۰٫۹۷۹
XNaA	۰٫۲۹۳	۰٫۲۹۸	۰٫۱۷۵	۰٫۲۶۱	۰٫۳۳۵	۰٫۱۷۶	۰٫۲۰۱	۰٫۲۵۶	۰٫۲۶۳	۰٫۲۵۶
XKA	۰٫۴۲	۰٫۴۰۱	۰٫۴۱۶	۰٫۴۴۷	۰٫۴۱۳	۰٫۴۱۵	۰٫۴۳	۰٫۴۴۷	۰٫۵۰۶	۰٫۴۵۳
XVacA	۰٫۲۸۶	۰٫۳۰۱	۰٫۴۰۹	۰٫۲۹۲	۰٫۲۵۳	۰٫۴۱	۰٫۳۶۹	۰٫۲۹۷	۰٫۲۳۱	۰٫۲۹
XCaM4	۰٫۹	۰٫۹۰۲	۰٫۹۳۲	۰٫۹۱۳	۰٫۹۰۴	۰٫۹۱۲	۰٫۹۰۸	۰٫۹۲۶	۰٫۹۰۳	۰٫۹۱۳
XNaM4	۰٫۱۴۱	۰٫۱۵۱	۰٫۱۲۶	۰٫۱۳۴	۰٫۱۳۸	۰٫۱۴۱	۰٫۱۳۷	۰٫۱۲۲	۰٫۱۳۲	۰٫۱۳
XMgM3	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۶	۰٫۰۲۱	۰٫۰۲۴	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲۵	۰٫۰۲۷
XFeM3	۰٫۹۴۹	۰٫۹۳۶	۰٫۹۳۴	۰٫۹۳۷	۰٫۹۳۷	۰٫۹۳۲	۰٫۹۲۹	۰٫۹۳۷	۰٫۹۴۳	۰٫۹۴۱
XMgM2	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۷
XFeM2	۰٫۱۳۷	۰٫۱۸۷	۰٫۱۰۱	۰٫۱۹۸	۰٫۱۴۷	۰٫۱۱۷	۰٫۱۲۲	۰٫۲۱۹	۰٫۲۵۱	۰٫۲۲۶
XAlM2	۰٫۱۷۹	۰٫۱۶۷	۰٫۱۴۸	۰٫۱۰۸	۰٫۱۷۸	۰٫۱۵۴	۰٫۱۳۹	۰٫۱۷۶	۰٫۱۹۲	۰٫۱۳۲
XFe3M2	۰٫۶۷۲	۰٫۶۳۸	۰٫۷۴۲	۰٫۶۶	۰٫۶۵۳	۰٫۷۱۲	۰٫۷۲۱	۰٫۵۶۴	۰٫۵۰۷	۰٫۶۰۸
XSiT1	۰٫۴۵۴	۰٫۴۹۳	۰٫۴۶۴	۰٫۴۷۷	۰٫۴۴۸	۰٫۴۷۷	۰٫۴۶۷	۰٫۴۸	۰٫۴۸	۰٫۴۹
XAlT1	۰٫۵۴۶	۰٫۵۰۷	۰٫۵۳۶	۰٫۵۲۳	۰٫۵۵۲	۰٫۵۲۳	۰٫۵۳۳	۰٫۵۲	۰٫۵۲	۰٫۵۱

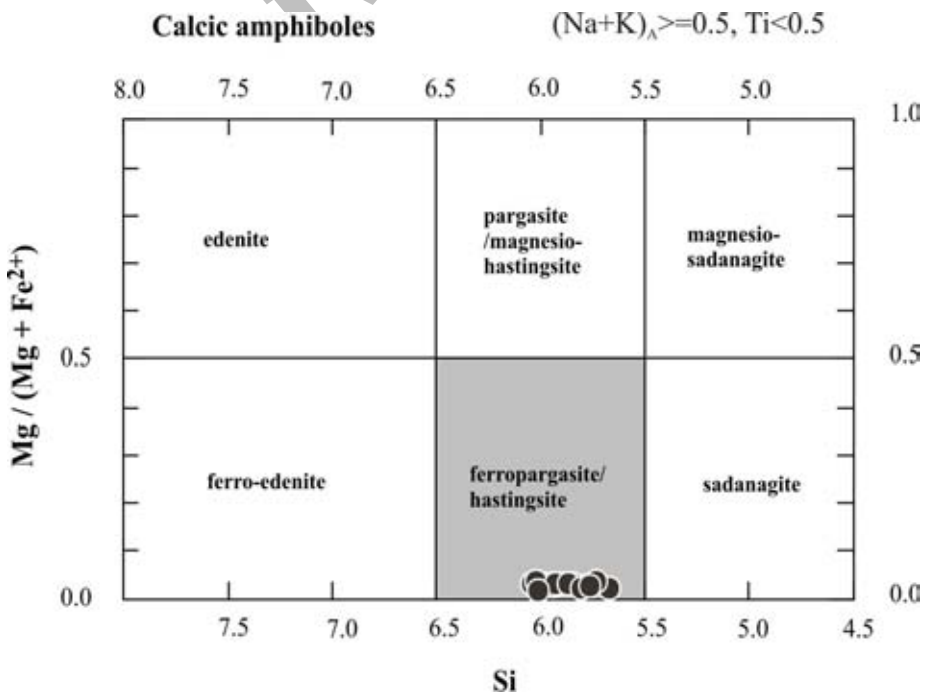
Archive of SID

www.SID.ir

از آنجا که در تمامی آمفیبول‌های مورد بررسی رابطه‌ی $(Ca + Na)_B \geq 1.00$ و $Na_B < 0.50$ برقرار است، بنابر این تمامی آمفیبول‌های آنالیز شده از این سنگ‌های گرانیتوئیدی جزء آمفیبول‌های کلسیک هستند. با توجه به اینکه $Ca_B \geq 1.5$ و $(Na + K)_A \geq 0.50$ و نیز $Ti<0.50$ است (جدول ۱)، آمفیبول‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی زاینده رود در شمال شهرکرد در نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌ها، در گستره‌ی کلسیک [۱۲] واقع می‌شوند. در تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک بر مبنای نمودار Si نسبت به $Mg/(Mg + Fe^{2+})$، نقاط آنالیز شده در گستره‌ی فروپارگازیت و هستنگزیت قرار می‌گیرند. از آنجا که میزان Fe^{3+} در این آمفیبول‌ها بیشتر از Al^{VI} است بنابراین تمامی نمونه‌های آمفیبول دارای ترکیب هستنگزیت هستند (شکل ۵). میزان MgO در این آمفیبول‌ها نسبت به *FeO بسیار پایین بوده و این بلورها به شدت غنی از Fe هستند. میزان Mg# $(Mg/Mg + Fe^{2+})$ حداکثر ۰/۰۲۹ است. اهمیت این مقدار در اینست که با توجه به حضور توده‌های گسترده‌ی آمفیبولیت در منطقه‌ی مورد بررسی در کنار و همراه توده‌های گرانیتوئیدی، ممکن است تصور شود که بلورهای آمفیبول در این گرانیتوئیدها بیگانه بلورهایی از آمفیبولیت‌ها باشند، ولی میزان بسیار کم Mg# در آمفیبول‌های گرانیتوئیدها نشان‌دهنده‌ی این است که هیچ قرابتی بین این آمفیبول‌های ماگمایی با آمفیبول‌های دگرگونی وابسته به آمفیبولیت‌های منطقه با Mg# بیش از ۰/۵ [۲] وجود ندارد.

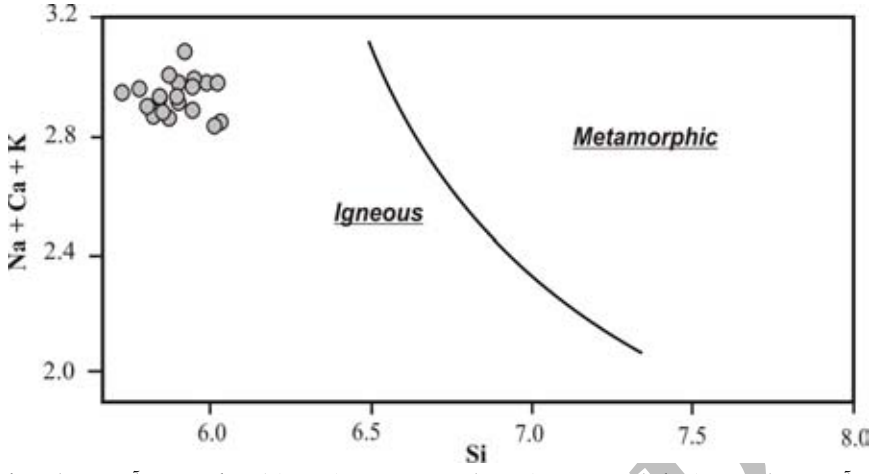
بلورهای آمفیبول در کنار بلورهای بیوتیت، کانی‌های اصلی سازنده‌ی برگواره‌ی میلونیتی در این سنگ‌های گرانیتوئیدی دگرشکل شده‌اند، حضور بلورهای آمفیبول در برگواره‌ی سنگ ممکن است این سوال را پیش آورد که آیا این آمفیبول‌ها، ماگمایی هستند و یا دگرگونی؟ اهمیت این موضوع بخصوص در زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی آمفیبول برای تعیین شرایط تبلور توده‌ی گرانیتوئیدی بیشتر روشن می‌شود. بر اساس نمودار $(Na + Ca + K)$ نسبت به Si ارایه شده توسط لیک [۱۳] تمامی نقاط آنالیز شده از آمفیبول‌های مورد بررسی در گستره‌ی آمفیبول‌های ماگمایی (آذرین) قرار می‌گیرند (شکل ۶).

در نمودار Al^{IV} نسبت به Al^{VI} [۱۴]، نسبت Al^{IV}/Al^{VI} در بلورهای آمفیبول مورد بررسی بین ۵/۴۱ تا ۹/۶۷ بوده و این نسبت در تمامی آمفیبول‌ها بیش از ۳/۳ است، بنابراین در قلمرو آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۷).

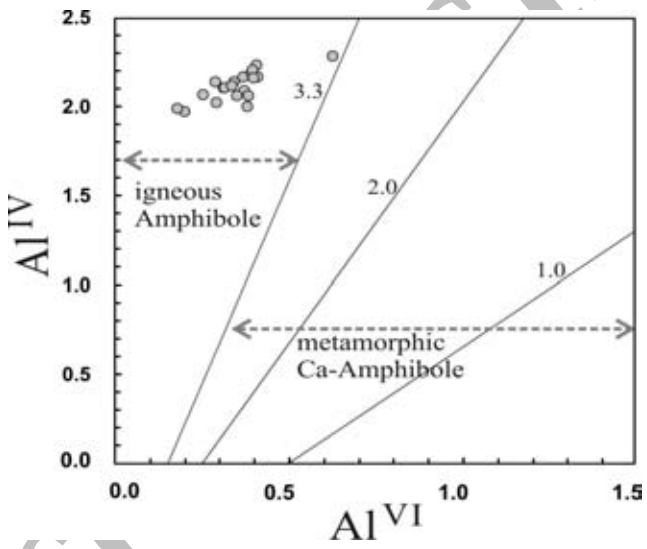


شکل ۵ نمایش موقعیت بلورهای آمفیبول انتخابی از گرانیتوئیدهای شمال شهرکرد روی نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیک (اقتباس از لیک و همکاران، [۱۳]).

www.SID.ir



شکل ۶ ترکیب بلورهای آمفیبول از توده‌های گرانیتوئیدی حاشیه زاینده رود که تمامی نقاط در گستره‌ی آذرین قرار می‌گیرند، نمودار اقتباس از لیک [۱۴].



شکل ۷ ترسیم بلورهای آمفیبول از توده‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی زاینده رود روی نمودار Al^{IV}/Al^{VI}، تمامی آن‌ها در گستره‌ی آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند، نمودار اقتباس از فلیت و بارنت [۱۵].

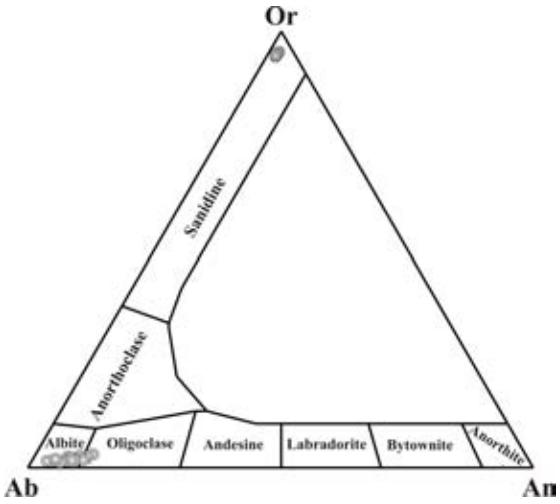
فلدسپات پتاسیم: آنالیزهای ریزپردازشی الکترونی این بلورها آشکار می‌سازد (جدول ۲) که محتوای آنورتیت فلدسپات پتاسیم بسیار پایین بوده و میزان آن بین ۰/۱ تا ۰/۳ درصد بوده و همچنین میزان آلبیت این فلدسپات‌ها نیز به میزان قابل توجهی کم است و از ۲/۹ تا حداکثر ۴/۲ درصد تغییر می‌کند. بنابراین محتوای ارتوز فلدسپات‌های پتاسیم این سنگ‌های گرانیتوئیدی کاملاً بالا بوده و ۹۵/۷ تا ۹۶/۸ درصد است (شکل ۸). فلدسپات‌های پتاسیم مورد بررسی در گستره‌ی ترکیب $An_{0.1}\ Ab_{4.2}\ Or_{95.7}$ تا $Ab_{2.9}\ Or_{96.8}An_{0.1}$ قرار می‌گیرند.

پلاژیوکلاز: برخی از نتایج انتخابی آنالیزهای ریز پردازشی الکترونی روی پلاژیوکلازهای نمونه سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در جدول ۲ ارایه شده‌اند. این آنالیزها نشان می‌دهند که بلورهای پلاژیوکلاز یا فاقد منطقه‌بندی بوده و یا اینکه منطقه‌بندی ترکیبی در آن‌ها ناچیز و ضعیف است. گستره‌ی ترکیبی پلاژیوکلازها از $An_{4.3}\ Ab_{95.0}\ Or_{0.7}$ تا $An_{11.5}\ Ab_{86.3}\ Or_{2.2}$ متغیر است. بیشتر ترکیب بلورهای پلاژیوکلازهای مورد بررسی دارای ترکیب آلبیت و به تعداد کمتری اولیگوکلاز هستند (شکل ۸). این گستره‌ی تغییرات ترکیبی جزیی در بلورهای پلاژیوکلاز از این جهت مهم است که در زمین فشارسنجی بر مبنای محتوای آلومینیوم بلورهای آمفیبول، جزیی بودن تغییرات ترکیبی در پلاژیوکلازها یک موضوع ضروری تلقی می‌شود [۱۵].

www.SID.ir

جدول ۲ آنالیزهای ریز پردازشی الکترونی کانی‌های فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز از توده‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی رودخانه زاینده‌رود، پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد.

label	G1_19	G1_20	G1_21	G3_22	G1_16	G1_17	G1_22	G2_10	G2_22
mineral	kf	kf	kf	kf	plag	plag	plag	plag	plag
SiO_2	۶۳٫۸۱	۶۳٫۹۷	۶۳٫۱۴	۶۳٫۴۷	۶۶٫۳۵	۶۶٫۱۶	۶۵٫۵۶	۶۴٫۸۳	۶۵٫۱۸
TiO_2	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Al_2O_3	۱۸٫۲۶	۱۸٫۴۲	۱۷٫۹۹	۱۸٫۱۶	۲۰٫۱۶	۲۱٫۵۱	۲۰٫۴۵	۲۰٫۲۱	۲۰٫۸۷
Cr_2O_3	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Fe_2O_3	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۱۵	۰٫۲۴	۰٫۰۷	۰٫۱۱	۰٫۱۲
FeO	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
MnO	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MgO	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
CaO	۰٫۰۳	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۹۷	۲٫۵۸	۱٫۵۵	۱٫۶۱	۱٫۹۲
Na_2O	۰٫۴۰	۰٫۴۷	۰٫۳۳	۰٫۴۰	۱۱٫۸۷	۱۰٫۷۱	۱۱٫۳۹	۱۱٫۵۸	۱۱٫۴۰
K_2O	۱۶٫۴۶	۱۶٫۴۳	۱۶٫۴۸	۱۶٫۲۶	۰٫۱۳	۰٫۴۲	۰٫۳۱	۰٫۱۵	۰٫۱۷
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۵	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Total	۹۹٫۲۰	۹۹٫۴۲	۹۸٫۱۵	۹۸٫۴۲	۹۹٫۶۵	۹۹٫۶۷	۹۹٫۳۶	۹۸٫۵۳	۹۹٫۶۶
تعداد یون‌ها بر مبنای ۸ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند									
Si	۲٫۹۸۷	۲٫۹۸۲	۲٫۹۸۷	۲٫۹۸۸	۲٫۹۳	۲٫۸۵۰	۲٫۹۰۹	۲٫۹۰۴	۲٫۸۸۷
Ti	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Al	۱٫۰۰۷	۱٫۰۱۲	۱٫۰۰۳	۱٫۰۰۸	۱٫۰۴۹	۱٫۱۲۶	۱٫۰۷۰	۱٫۰۶۷	۱٫۰۹۰
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Fe^{3+}	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴
Fe^{2+}	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Mn	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mg	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
Ca	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۴۶	۰٫۱۲۳	۰٫۰۷۴	۰٫۰۷۷	۰٫۰۹۱
Na	۰٫۰۳۶	۰٫۰۴۲	۰٫۰۳۰	۰٫۰۳۷	۱٫۰۱۶	۰٫۹۲۳	۰٫۹۸۰	۱٫۰۰۶	۰٫۹۷۹
K	۰٫۹۸۳	۰٫۹۷۷	۰٫۹۹۵	۰٫۹۷۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۸	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۰
Cl	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰
sum_cat	۵٫۰۱۷	۵٫۰۱۸	۵٫۰۲۶	۵٫۰۱۶	۵٫۰۵۴	۵٫۰۵۶	۵٫۰۵۴	۵٫۰۷۰	۵٫۰۶۱



شکل ۸ ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم از گرانیتوئیدهای مورد بررسی روی نمودار تقسیم‌بندی فلدسپات‌ها.

Archive of SID

www.SID.ir

تیتانیت: بلورهای تیتانیت نیز یکی دیگر از کانی‌های فرعی سازنده‌ی این توده‌های گرانیتوئیدی دگرشکل شده‌ی مورد بررسی هستند که نتایج برخی از آن‌ها در جدول ۳ ارایه شده‌اند. انامی و همکاران [۱۶] ترکیب تیتانیت را به فشار و دمای تشکیل وابسته دانسته‌اند. در سنگ‌های دگرگون متوسط محتوای ($Al+Fe^{3+}$) تیتانیت با افزایش دما و عمق کاهش می‌یابد. تیتانیت‌های از توده‌های نفوذی مورد بررسی دارای $Al + Fe^{3+}$ از ۱٫۲۸ تا ۱٫۳۸ در واحد فرمول ساختاری هستند. این موضوع نشان می‌دهند که دمای تشکیل این بلورها با توجه به نتایج [۱۶] بیش از ۷۰۰ °C نیست. از طرف دیگر بالا بودن میزان Al_2O_3 در این تیتانیت‌ها که بین ٪۷ تا ٪۸ است نشاندهنده‌ی اولیه بودن آنهاست، زیرا مقادیر پایین ۱-٪۲ بیانگر اینست که تیتانیت دارای خاستگاه حاصل از تجزیه است [۱۷].

جدول ۳ آنالیزهای ریز پردازشی الکترونی کانی‌های تیتانیت و اپیدوت از توده‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی رودخانه زاینده‌رود، پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد.

label	G1_14	G1_15	G1_30	G3_10	G3_12	G3_14	G3_15	G3_16	G2_14	G2_15	G2_18
mineral	Titanite	Titanite	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote	Epidote
SiO_2	۳۰٫۴۱	۳۰٫۸۰	۳۶۰٫۸۱	۳۵٫۶۶	۳۶٫۰۵	۳۶٫۸۹	۳۶٫۷۶	۳۶٫۳۴	۳۵٫۸۱	۳۵٫۴۴	۳۵٫۹۹
TiO_2	۲۶٫۴۶	۲۷٫۴۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۱۱	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Al_2O_3	۷٫۵۴	۷٫۸۲	۲۱٫۹۵	۲۱٫۹۱	۲۲٫۲۱	۲۱٫۹۹	۲۱٫۹۲	۲۰٫۹۷	۲۱٫۴۲	۲۱٫۰۲	۲۱٫۲۰
Cr_2O_3	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Fe_2O_3	۲٫۰۱	۰٫۸۰	۱۴٫۱۵	۱۳٫۲۴	۱۳٫۰۶	۱۴٫۳۶	۱۴٫۶۴	۱۵٫۲۴	۱۳٫۸۳	۱۳٫۹۳	۱۳٫۸۱
FeO	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۶	۰٫۳۰	۱٫۱۹	۰٫۷۳	۰٫۴۲	۰٫۴۴	۰٫۲۰	۰٫۴۹	۰٫۶۸	۰٫۴۸
MgO	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۲۷٫۴۷	۲۸٫۵۷	۲۱٫۹۷	۱۸٫۴۸	۱۹٫۹۹	۲۲٫۷۳	۲۲٫۴۴	۲۲٫۹۰	۲۱٫۳۴	۱۹٫۷۶	۲۱٫۴۲
Na_2O	۰٫۰۵	۰٫۰۰	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰
K_2O	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۶
Li_2O	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Cl	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Total	۹۴٫۰۸	۹۵٫۵۵	۹۵٫۴۲	۹۰٫۵۷	۹۲٫۱۲	۹۶٫۵۸	۹۶٫۳۰	۹۵٫۸۴	۹۲٫۹۷	۹۰٫۹۴	۹۳٫۰۳
	تعداد یون‌ها برای اپیدوت بر مبنای ۱۲ و برای تیتانیت بر مبنای ۵ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند										
Si	۴٫۰۳۸	۴٫۰۱۵	۳٫۰۱۸	۳٫۰۵۵	۳٫۰۴۰	۲٫۹۹۸	۲٫۹۹۷	۲٫۹۹۱	۳٫۰۱۵	۳٫۰۴۲	۳٫۰۲۹
Ti	۲٫۶۴۱	۲٫۶۹۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۴
Al	۱٫۱۸۱	۱٫۲۰۳	۲٫۱۲۱	۲٫۲۱۲	۱٫۲۰۸	۲٫۱۰۶	۲٫۱۰۶	۲٫۰۳۴	۲٫۱۲۵	۲٫۱۲۶	۲٫۱۰۳
Cr	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱
Fe^{3+}	۰٫۲۰۱	۰٫۰۷۷	۰٫۸۷۳	۰٫۸۵۴	۰٫۸۲۹	۰٫۸۷۸	۰٫۸۹۸	۰٫۹۴۴	۰٫۸۷۶	۰٫۹۰۰	۰٫۸۷۵
Fe^{2+}	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Mn	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۸	۰٫۰۲۱	۰٫۰۸۶	۰٫۰۵۲	۰٫۰۲۹	۰٫۰۳۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۳۵	۰٫۰۴۹	۰٫۰۳۴
Mg	۰٫۰۰۸	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Ca	۳٫۹۰۷	۳٫۹۹۲	۱٫۹۳۰	۱٫۶۹۶	۱٫۸۰۶	۱٫۹۷۹	۱٫۹۶۰	۲٫۰۱۹	۱٫۹۲۵	۱٫۸۱۷	۱٫۹۳۱
Na	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۰
K	۰٫۰۱۲	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۵	۰٫۰۰۶
Li	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
Cl	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰	۰٫۰۰۰
sum_cat	۱۲٫۰۰۳	۱۱٫۹۹۵	۷٫۹۸۷	۷٫۹۱۲	۷٫۹۴۳	۸٫۰۰۶	۸٫۰۰۱	۸٫۰۱۸	۷٫۹۸۳	۷٫۹۴۴	۷٫۹۸۳
$Al+Fe^{3+}$	۱٫۳۸۲	۱٫۲۸۰	۲٫۹۹۴	۳٫۰۶۶	۳٫۰۳۷	۲٫۹۸۴	۳٫۰۰۴	۲٫۹۷۸	۳٫۰۰۱	۳٫۰۲۶	۲٫۹۷۸
PS*			۰٫۲۹۲	۰٫۲۷۹	۰٫۲۷۳	۰٫۲۹۴	۰٫۲۹۹	۰٫۳۱۷	۰٫۲۹۲	۰٫۲۹۷	۰٫۲۹۴

*PS : محتوی پیستاسیت اپیدوت

Archive of SID

www.SID.ir

اپیدوت ماگمایی: کانی‌های گروه اپیدوت در طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها حضور می‌یابند، به طوری که از شرایط نزدیک به سطح زمین تا سنگ‌های دگرگون با فشار بالا یا خیلی فشار بالا و به عنوان فازهای لیکدوس [مبنای آبگونی] در سیستم‌های ماگمایی حضور دارند. این کانی یکی از مهم‌ترین کانی‌های حاوی Fe^{3+} است، بنابراین اطلاعات ارزشمندی در خصوص گریزندگی اکسیژن و شرایط اکسایش یک سنگ را ارایه می‌دهند. نقش اپیدوت طی تبلور ماگمایی تا حدودی بخوبی شناخته شده است، و نیز دماهای تبلور و دنباله‌های با دخالت اپیدوت در ماگماهای حدواسط (گرانودیوریت- تونالیت – ترونجمیت) به‌صورت تجربی از توده‌های نفوذی طبیعی تعیین و مشخص شده است [۱۸].

اپیدوت یک کانی ماگمایی عادی است و به مرحله‌ی انتهایی تبلور در همبافت‌های آهکی- قلیایی پلوتونیک با ترکیب حدواسط یا اسیدی است. هر چند اپیدوت ماگمایی در آغاز قرن بیستم شناخته شد ولی اهمیت پتروژنتیکی آن به عنوان یک کانی شاخص زمین فشارسنجی توسط نانی [۱۹] (۱۹۸۳) و نیز زن و هامرستروم [۲۰] (۱۹۸۴) شرح داده شد. پس از بحث‌های اولیه در خصوص حضور اپیدوت به عنوان یک فاز ماگمایی، در حال حاضر اپیدوت ماگمایی به شکل فراگیری به عنوان ابزاری برای براورد فشارهای تبلور ماگما پذیرفته شده است. بنابر پیشنهاد زن و هامرستروم [۲۰] اپیدوت ماگمایی می‌تواند صرفاً در توده‌های نفوذی با فشار متوسط تا بالا ظاهر شود. آن‌ها حداقل فشار را برای تبلور اپیدوت ماگمایی، بین ۶ و ۸ کیلوبار براورد کردند. قبلاً کراوفورد و هولیستر [۲۱] حداقل فشار حدود ۶ کیلوبار را برای اپیدوت ماگمایی بر مبنای تقاطع منحنی پایداری اپیدوت با منحنی ذوب گرانیت اشباع از آب را به‌دست آورده بودند. برخی از بررسی‌های تجربی اخیر نشان داده که اپیدوت ماگمایی نیازمند حداقل فشار تبلور حدود ۳ کیلوبار در گریزندگی اکسیژن نزدیک به بافر هماتیت – مگنتیت بوده و در مقادیر پایین‌تر گریزندگی اکسیژن این حداقل فشار به ۴٫۵ کیلو بار افزایش می‌یابد [۲۲]. باردون و همکاران [۲۳] نشان دادند که اپیدوت ماگمایی در ترازهای کم عمق نیز پایدار است، به‌طوری که در توده‌های گرانیتوئیدی وایت کریک آمریکا با استفاده از زمین فشارسنجی Al در آمفیبول، فشارهای جایگزینی در گستره‌های ۲٫۲ تا ۴٫۰ کیلو بار قرار می‌گیرد. باردون و همکاران [۲۳] اعتقاد دارند که پیدایش اپیدوت در این توده‌های آذرین از ترازهای کم عمق پوسته، بیانگر این است که اپیدوت بواسطه‌ی انتقال سریع ماگما از خاستگاه توانسته است محفوظ بماند. این گروه از اپیدوت‌های ماگمایی دارای شواهدی از انحلال بوده که در خصوص اپیدوت‌های حاضر در سنگ‌های گرانیتوئیدی حاشیه زاینده رود آثاری از پدیده‌های انحلال دیده نشد که نشان دهنده‌ی تشکیل این اپیدوت‌ها در فشارهای نسبتاً بالای پوسته است.

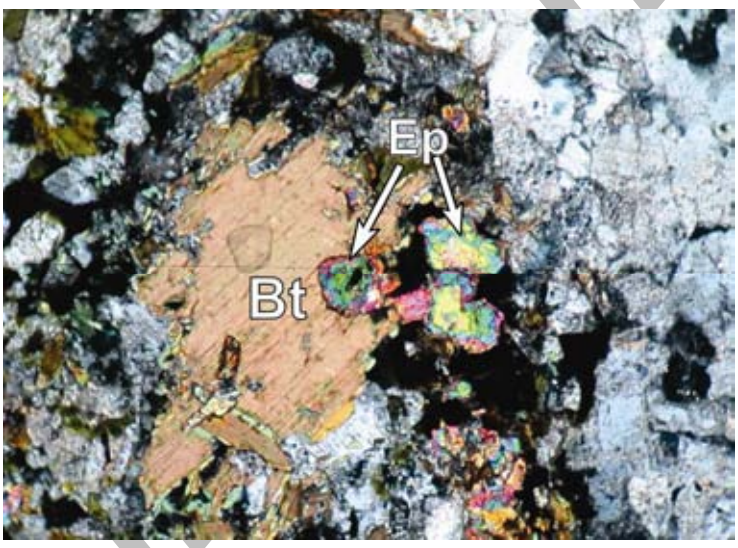
معیارهای ژئوشیمیایی نیز برای تشخیص اپیدوت ماگمایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی نیز پیشنهاد شده است. تولوچ [۲۴] گزارش کرده است که اپیدوت‌ها حاصل از دگرسانی پلاژیوکلاز دارای محتوای پیستاسیت($Ps = [Fe^{3+}/ Fe^{3+} + Al]$) بین صفر تا ۲۴ درصد بوده و آن‌هایی که از دگرسانی بیوتیت تشکیل شده‌اند، دارای Ps از ۳۶ تا ۴۸ درصدند، در حالی‌که اپیدوت‌های ماگمایی دارای Ps از ۲۲ تا ۲۹ درصد هستند. در برخی منابع میزان Ps در اپیدوت‌های ماگمایی بین ۲۵ تا ۳۳ درصد گزارش شده است [۲۵]. در این پژوهش روی گرانیتوئیدهای حاشیه‌ی زاینده‌رود، روشن شد که میزان Ps اپیدوت‌های آنالیز شده به استثنای یکی که ۳۲ درصد است، در کلیه موارد بین ۲۷ تا ۳۰ درصد تغییر می‌کند (جدول ۳). زن [۲۶] ترکیب اپیدوت ماگمایی را به گریزندگی اکسیژن (fo_2) وابسته می‌داند، منحنی‌های پایداری اپیدوت نشان می‌دهد که درون حد و مرزهای محتمل fo_2 برای ماگماهای مختلف، اپیدوت بایستی دارای دامنه‌ی تغییرات Ps از ۲۵ تا ۳۳ درصد باشد. بنابر این روشن است که اپیدوت‌های توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی در این پژوهش به روشنی اپیدوت‌هایی با خاستگاه ماگمایی هستند. دیگر ویژگی شیمی کانی که به شناخت اپیدوت ماگمایی کمک می‌کند میزان TiO_2 در این کانی است. به عقیده‌ی باردون و همکاران [۲۳]، در سیستم‌های ماگمایی میزان این اکسید در اپیدوت ماگمایی کمتر از ۰٫۱ درصد وزنی است. میزان TiO_2 در اپیدوت‌های مورد بررسی به طور متوسط حدود ۰٫۰۶ درصد وزنی بوده و بدین جهت این میزان موید ماگمایی بودن اپیدوت‌های مورد بررسی است. همچنین بررسی شیمی کانی اپیدوت ماگمایی می‌تواند به‌صورت موفقیت‌آمیزی در دنبال کردن فرایندهای

Archive of SID

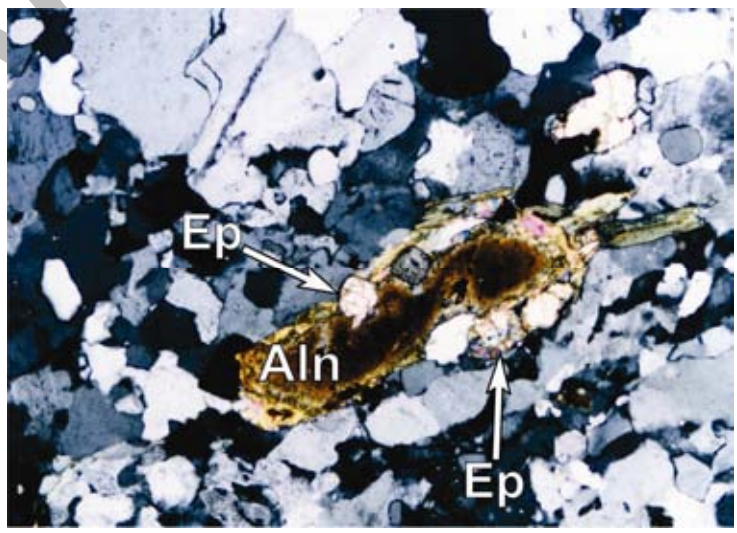
www.SID.ir

صعود و جایگزینی توده‌های گرانیتوئیدی واجد آن به کار برده شود [۲۷]. بنابر روایت تولوچ [۲۸] حضور اپیدوت با پلئوکروئیسم ضعیف درون بیوتیت، بیانگر اپیدوت ماگمایی است، دقیقاً این پدیده در مورد اپیدوت‌های سنگ‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی صدق می‌کند (شکل ۹). اصولاً بیوتیت یک کانی فقیر از عنصر Ca است در حالی‌که کانی اپیدوت کاملاً غنی از Ca بوده و درصد وزنی CaO همواره در آن بیش از ۲۰٪ است. بنابراین در اثر تجزیه‌ی بیوتیت، اپیدوت نمی‌تواند حاصل شده باشد و بلورهای اپیدوت که به‌وسیله بیوتیت در بر گرفته شده‌اند و در حاشیه‌ی بیوتیت حضور دارند، اولیه بوده و اپیدوت حاصل از تبلور ماگما هستند. برخی از این اپیدوت‌ها نسبتاً شکل‌دارند.

شاهد دیگر پوشیده شدن کانی نسبتاً کمیاب آلانیت به وسیله‌ی اپیدوت است و این بافت بیانگر ماگمایی بودن اپیدوت است [۲۵]. کانی آلانیت نیز خود یکی از اعضای گروه کانی‌های اپیدوت بوده و پیدایش بلورهای اپیدوت (پیستاسیت) در حاشیه‌ی آن نشانه‌ی دیگری از ماگمایی بودن اپیدوت‌های موجود در سنگ‌های گرانیتوئیدی حاشیه‌ی زاینده‌رود در شمال شهرکرد است (شکل ۱۰).



شکل ۹ حضور اپیدوت ماگمایی در کنار و درون بیوتیت در مرکز تصویر، پهنای میدان دید برابر با ۱٫۳ میلیمتر، نور XPL Bt: بیوتیت و Ep: اپیدوت.



شکل ۱۰ حضور اپیدوت ماگمایی در اطراف بلور کشیده آلانیت، پهنای میدان دید برابر با ۱٫۳ میلیمتر، نور XPL، Aln: آلانیت و Ep: اپیدوت.

Archive of SID

www.SID.ir

زمین فشارسنجی آمفیبول

چگونگی شکل‌گیری یک توده‌ی گرانیتوئیدی مستلزم شناخت و دانستن عمقی است که در آن متبلور شده است. جانشینی چرماک در آمفیبول‌ها با افزایش فشار بیشتر می‌شود (یعنی با افزایش فشار آمفیبول‌ها از Al غنی‌تر می‌شوند)، در حالی‌که جانشینی ادنیت با افزایش دما فزونی می‌یابد (آمفیبول‌ها با افزایش دما سدی‌تر، و آلومینیومی می‌شوند) [۲۹]. با توجه به این جانشینی‌ها این امکان فراهم می‌آید تا به‌توان بر مبنای محتوای Al در آمفیبول، فشار انجماد گرانیتوئیدها را محاسبه کرد. از آنجا که بلورهای آمفیبول از توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی همراه با کوارتز، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مگنیت و تیتانیت هستند، زمین فشارسنجی بر مبنای محتوای Al در آمفیبول (هورنبلند) قابل کاربرد بوده و از قابلیت اطمینان بالایی برخودار است [۳۰]. از طرف دیگر چنانچه در مبحث شیمی کانی پلاژیوکلاز اشاره شد، جزیی بودن دامنه‌ی تغییرات ترکیبی پلاژیوکلازها در سنگ‌های مورد بررسی دقت روش زمین فشارسنجی بالا فوق را قوت می‌بخشد.

در اینجا برای براورد فشار تبلور آمفیبول‌های انتخابی از چهار روش مرسوم (زمین فشارسنجی محتوای Al در هورنبلند) استفاده شده است [۳۱- ۳۳ و ۱۵] و نتایج به‌دست آمده همراه با فرمول‌های مربوط در جدول ۴ ارایه شده‌اند. در این چهار روش براورد فشار مستقل از دماست، چنانکه ملاحظه می‌شود متوسط فشارهای محاسبه شده بین ۸٫۳ تا ۹٫۰ کیلوبار است. به‌طور کلی میزان تغییرات با توجه به انحراف استاندارد به دست آمده برای هریک از روش‌ها، نسبتاً ناچیز است. روش دیگر برای محاسبه‌ی فشار تبلور توده‌های گرانیتوئیدی شمال شهرکرد، کاربرد روش آندرسون و اسمیت [۳۴] است که بر خلاف چهار روش قبلی محاسبه‌ی فشار در این روش تابعی از دما بوده و نتایج به‌دست آمده در دماهای ۵۰۰ تا ۸۰۰ درجه ی سانتیگراد در جدول ۵ ارایه شده‌اند. در یک دمای معین، فشارهای به‌دست آمده برای بلورهای مختلف آمفیبول دارای انحراف استاندارد کمی هستند.

جدول ۴ محاسبه‌ی فشار تشکیل بلورهای مختلف آمفیبول توده‌های گرانیتوئید با استفاده از چهار روش زمین فشارسنجی (مستقل از دما) بر مبنای Al – in – Hornblende.

Label	Ti	Al (total)	1	2	3	4
Am1_6	۰٫۰۵۶	۲٫۳۰۵	۷٫۷	۶٫۳	۷٫۸	۸٫۳
Am 1_8	۰٫۰۸۸	۲٫۴۶۳	۸٫۵	۷٫۰	۸٫۵	۹٫۲
Am 1_12	۰٫۰۶۹	۲٫۴۳۲	۸٫۳	۶٫۸	۸٫۳	۹٫۰
Am 3_5	۰٫۰۲۸	۲٫۴۱۱	۸٫۲	۶٫۷	۸٫۲	۸٫۹
Am 3_7	۰٫۰۲۷	۲٫۴۰۲	۸٫۲	۶٫۷	۸٫۲	۸٫۹
Am 3_9	۰٫۰۳۹	۲٫۵۶۵	۹٫۰	۷٫۴	۹٫۰	۹٫۸
Am 2_2	۰٫۰۵۷	۲٫۳۰۶	۷٫۷	۶٫۳	۷٫۸	۸٫۳
Am 2_8	۰٫۰۱۲	۲٫۴۴۰	۸٫۴	۶٫۹	۸٫۴	۹٫۱
Am 2_13	۰٫۰۱۱	۲٫۳۶۳	۸٫۰	۶٫۵	۸٫۰	۸٫۷
Am 2_21	۰٫۰۲۰	۲٫۵۴۴	۸٫۹	۷٫۳	۸٫۹	۹٫۷
میانگین kbar			۸٫۳	۸٫۶	۸٫۳	۹٫۰
انحراف استاندارد [معیار]			۰٫۴۴	۰٫۳۷	۰٫۴۱	۰٫۴۹

1. P (±3 kbar) = -3.92 + 5.03 Al (total), Hammarstrom and Zen (1986) [۳۱]

2. P (±0.5 kbar) = -3.46 + 4.23 Al (total), Johnson and Rutherford (1989) [۳۲]

3. P (±0.6 kbar) = -3.01 + 4.76 Al (total), Schmidt (1992) [۳۳]

4. P (±1.0 kbar) = -4.76 + 5.64 Al (total), Hollister et al. (1987) [۱۵]

Archive of SID

www.SID.ir

جدول ۵ محاسبه‌ی فشار تشکیل توده‌های نفوذی مورد بررسی بر مبنای روش زمین فشارسنجی آندرسون و اسمیت [۳۱].

label	T= ۵۰۰°C	T=۶۰۰ °C	T= ۷۰۰ °C	T= ۸۰۰ °C
Am1_6	۸/۶	۸/۷	۷/۶	۵/۲
Am 1_8	۹/۵	۹/۵	۸/۳	۵/۸
Am 1_12	۹/۳	۹/۴	۸/۱	۵/۷
Am 3_5	۹/۲	۹/۲	۸/۱	۵/۶
Am 3_7	۹/۱	۹/۲	۸/۰	۵/۶
Am 3_9	۱۰/۱	۱۰	۸/۸	۶/۲
Am 2_2	۸/۶	۸/۷	۷/۶	۵/۲
Am 2_8	۹/۴	۹/۴	۸/۲	۵/۷
Am 2_13	۸/۹	۹/۰	۷/۸	۵/۴
Am 2_21	۱۰/۰	۹/۹	۸/۷	۶/۱
Average	۹/۳	۹/۳	۸/۱	۵/۷
انحراف استاندارد [معیار]	۰/۵۱	۰/۴۶	۰/۴۰	۰/۳۵
میزان خطا	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۰۳
P kbar	۹/۳±۰/۰۵	۹/۳±۰/۰۵	۸/۳±۰/۰۴	۵/۷±۰/۰۳
$P(\pm 0.6\ \text{kbar}) = 4.76Al^{Tot} - 3.01 - \{[T(°C) - 675]/85\} \quad \{0.530Al^{Tot} + 0.005294\,[T(°C) - 675]\}$				

زمین دماسنجی هورنبلند – پلاژیوکلاز

مهمترین و شاید کاربردی‌ترین روش تعیین دمای توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی، روش زمین دماسنجی هورنبلند – پلاژیوکلاز با دو روش متفاوت است. ابتدا بلوندی و هلند [۳۵] سه واکنش جداگانه را ارایه کردند که واکنش ادنیت – ترمولیت برای سنگ‌های آذرین حاوی کوارتز با پلاژیوکلاز دارای محتوای آنورتیت کمتر از ۰/۹۲ قابل استفاده است. شرط دیگر اینکه میزان Si در بلور آمفیبول نیز کمتر یا مساوی ۷/۸ اتم در واحد فرمول (apfu) باشد. این زمین دماسنج برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ °C قابل استفاده است. هلند و بلوندی [۱۱] زمین دماسنج هورنبلند – پلاژیوکلاز را مجدداً زمینه‌بندی کردند. فرمول زیر برای تعیین دما (T °C) بر اساس روش بالا در سنگ‌های آذرین کوارتز دار به کار می‌رود:

$$T[\pm 40^{\circ}C] = \frac{-76.95 + 0.79P[kbar] + Y_{ab} + 39.4X_{Na}^{A} + 22.4X_{K}^{A} + (41.5 - 2.89P[kbar])X_{A1}^{M2}}{-0.0650 - RLn\left(\frac{27X_{vac}^{A}X_{Si}^{T1}X_{Ab}^{Plag}}{256X_{Na}^{A}X_{A1}^{T1}}\right)}$$

$$R = 0.0083144\ \text{kJ K}^{-1}\text{mol}^{-1},\ Y_{ab} = 0 \text{ for } X_{ab}^{plag} > 0.5,\ Y_{ab} = 12.0\left(1 - X_{ab}^{plag}\right)^2 - 3.0\ \text{kJ}$$

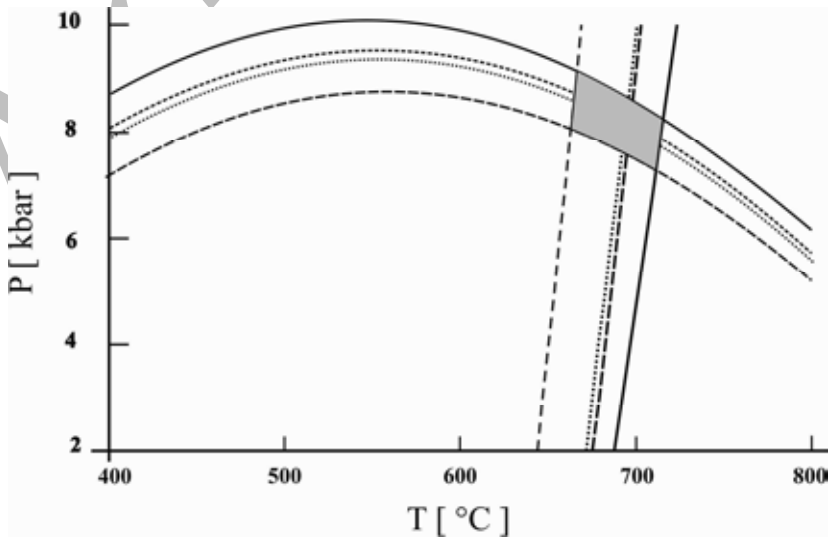
Archive of SID

www.SID.ir

از آنجا که محاسبه‌ی دما در این روش زمین دماسنجی تابعی از فشار است، لازم است تا فشار نیز محاسبه شود. به همین منظور چهار جفت آمفیبول (هستنگزیت) و پلاژیوکلاز همزیست را انتخاب کرده و محاسبات زمین دماسنجی و زمین فشارسنجی برای آن‌ها انجام دادیم که نتایج آن در جدول ۶ ارایه شده‌اند. برای این منظور نخست با استفاده از زمین فشارسنجی آندرسون و اسمیت [۳۴] در دماهای متفاوت، فشار را برای هر کدام از این چهار آمفیبول محاسبه شد که حاصل کار در نمودار P-T چهار خط نسبتاً خمیده به موازات محور T است (شکل ۱۱). از طرف دیگر با استفاده از زمین دماسنج هلند و بلوندی [۱۱] در فشارهای مختلف، دمای تبلور به‌دست آمد که حاصل آن چهار خط نسبتاً راست به موازات محور P است (شکل ۱۱). پیوندگاه این خطوط در نمودار P-T چهار نقطه بود که برای جفت آمفیبول و پلاژیوکلاز اول تا چهارم به ترتیب دمای ۶۶۳ °C در فشار ۸٫۱۲ کیلو بار، دمای ۶۹۵ °C در فشار ۷٫۶۵ کیلو بار، دمای ۶۹۲ °C در فشار ۷٫۶۹ کیلو بار و دمای ۷۱۱ °C در فشار ۷٫۳۱ کیلو بار به‌دست آمدند. گستره‌ی دما و فشار که از این محاسبات به‌دست می‌آید (شکل ۱۱) به ترتیب دمای کمینه و بیشینه‌ی ۶۶۳ تا ۷۱۱ °C و کمینه و بیشینه‌ی فشار بین ۷٫۳۱ تا ۸٫۱۲ کیلو بارند. بنابراین میانگین دمای تبلور این توده‌های نفوذی برابر با ۶۹۰ °C در فشار ۷٫۷ کیلو بار است.

جدول ۶ محاسبه‌ی دما و فشار تشکیل توده‌های نفوذی با تلفیق دو روش زمین دماسنجی هلند و بلوندی [۱۰] و زمین فشارسنجی آندرسون و اسمیت [۳۱].

label	mineral	P kbar	T °C
G3-4_1_6	amph	۸٫۱۲	۶۶۳
G3-4_1_16	plag		
G3-4_1_7	amph	۷٫۶۵	۶۹۵
G3-4_1_22	plag		
G3-4_2_8	amph	۷٫۶۹	۶۹۲
G3-4_2_10	plag		
G3-4_2_20	amph	۷٫۳۱	۷۱۱
G3-4_2_22	plag		
میانگین		۷٫۶۹	۶۹۰
انحراف استاندارد [معیار]		۰٫۳۳	۱۹٫۹۹



شکل ۱۱ نتایج زمین فشارسنجی آمفیبول [۳۱] و زمین دماسنجی آمفیبول – پلاژیوکلاز [۱۰] از سنگ‌های گرانیتوئیدی شمال شهرکرد، چهارگوش خاکستری گستره‌ی تغییرات دما و فشار را نشان می‌دهد. نمودار بر مبنای محاسبات زمین فشارسنجی و زمین دماسنجی و با استفاده از نرم افزار PET [۱۱] ترسیم شده است.

Archive of SID

www.SID.ir

برداشت

محاسبات فشارسنجی و دماسنجی آمفیبول – پلاژیوکلاز برای توده‌های گرانیتوئیدی همبافت دگرگونی، آذرین و دگرشکلی پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد نشان می‌دهد که این توده‌ها در فشارهای از ۷٫۳۱ تا ۸٫۱۲ کیلو بار و دماهای ۶۶۳ تا ۷۱۱ درجه سانتیگراد متبلور شده‌اند. این فشار با احتساب یک چگالی میانگین ۲٫۸ گرم بر سانتیمتر مکعب برای پوسته‌ی زمین بیانگر عمق‌های ۲۶ تا ۲۹ کیلومتری پوسته برای جایگزینی این توده‌های گرانیتوئیدی است. بنابراین می‌توان گفت که این توده‌های آذرین در یک پهنه‌ی برشی عمیق در پوسته‌ی قاره‌ای تحتانی نفوذ و جایگیر شده‌اند. از طرف دیگر این عمق آشکار می‌سازد که زون برشی بزرگ و شکل‌پذیر شمال شهرکرد در زمان جایگیری و نفوذ این توده‌های گرانیتوئیدی در یک عمق حدود ۲۸ کیلومتری پوسته قرار داشته است. از آنجا که این پهنه‌ی برشی دارای سنگ‌های با فشار بالای اکلوژیت وابسته به عمق زیاد ۷۵ کیلومتری است [۳۵]، بنابراین طبیعی است که پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد هنگام بالا آمدن در چنین عمق قابل توجهی، مواجه با نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی شده باشد.

حضور اپیدوت ماگمایی در این توده‌های گرانیتوئیدی یکی از شواهدی است که دلالت بر بالا بودن فشار در زمان تبلور دارد. اپیدوت ماگمایی در فشارهای بالای ۶ کیلوبار در ماگماهای گرانیتوئیدی پایدار است. بنابراین نتایج به دست آمده از محاسبات فشار تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی مورد بررسی کاملاً با حضور اپیدوت ماگمایی هماهنگ و سازگار است.

قدردانی

این مقاله بخشی از نتایج طرح پژوهشی شماره ۱۴۰٫۲۶۴ در دانشگاه شهرکرد است که بدین وسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه شهرکرد برای حمایت مالی از این طرح تشکر می‌شود.

مراجع

[۱]زاهدی م.، *"نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شهرکرد"*، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. ۱۳۷۱.

[۲]داودیان دهکردی ع.، *"تحول تکتونو متامورفیک و ماگماتیک در ناحیه شهرکرد – داران (زون سنندج – سیرجان، ایران)"*، پایان نامه دکتری دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۲۱۷ صفحه.

[3] Davoudian A. R., *"Petrological and geochemical constraints on the evolution of the Cheshmeh-Sefid granitoid complex of Golpayegan in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen 184 (2007) 117-129.

[4] Shabanian N., Khalili M., Davoudian A. R., Mohajjel M., *"Petrography and geochemistry of mylonitic granite from Ghaleh-Dezh, NW Azna, Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen 185 (2009) 233-248.

[5] Maniar P. D., Piccoli P. M., *"Tectonic discrimination of granitoids"*, Geological Society of American Bulletin 101 (1989) 635-643.

[6] Anderson J. L., *"Regional tilt of the Mount Stuart batholith, Washington, determined using aluminum-in-hornblende barometry: Implications for northward translation of Baja British Columbia: Discussion and Reply"*, Geological Society of America Bulletin 109 (1997) 1223-1227.

[7] Stöklin J., *"Structural history and tectonics of Iran; a review"*, American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968)1229-1258.

[8] Davoudian A. R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., *"Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan zone, Iran"*, Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393–413.

[9] Dachs E., *"PET: Petrological elementary tools for Mathematica: an update"*, Computers and Geoscience 30 (2004) 173-182.

[10] Droop G. T. R., *"A general equation for estimating Fe^{+3} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses، using stoichiometric criteria"*, Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[11] Holland T. J. B., Blundy J. D., *"Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 116 (1994) 433-447.

[12] Leake B. E., *"Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association on new minerals and mineral names"*, European Journal of Mineralogy 9 (1997) 623-651.

[13] Leake R., *"On aluminous and edenitic hornblendes"*, Mineralogical Magazine 38 (1971) 389 – 405.

[14] Fleet M. E., Barnett R. L., *"Partitioning in calciferous amphiboles from the Frood mine,*

Archive of SID

www.SID.ir

[26] Zen E-an., *"Tectonic significance of high-pressure plutonic rocks in the Western Cordillera of North America. In Ernst W.G., ed., Metamorphisrn and crustal evolution of the western United States"*, Rubey Volume VII: Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice Hall (1988) 41-67.

[27] Brasilino R. G., Sial A. N., Lafon J. M., *"Magmatic Epidote, Hornblende Barometric Estimates, and Emplacement of the Conceicao das Creoulas Pluton, Alto Pajeu Terrane, NE Brazil"*, Anais da Academia Brasileira de Ciências 71(1999) 1-16.

[28] Tulloch A. J., *"Secondary Ca-Al silicates as low-grade alteration products of granitoid biotite"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 69 (1979) 105-117.

[29] Pal N., Pal D. C., Mishra B., Meyer F. M., *" The evolution of the Palim granite in the Bastar tin province, Central India"*. Mineralogy and Petrology 72 (2001) 281-304.

[30] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali S.M, *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications",*. Journal of African Earth Sciences 38 (2004) 255-268.

[31] Anderson J. L., Smith. D. R., *"The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry"*, American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[32] Johnson M. C., Rutherford M. J., *"Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks"*, Geology 17 (1989) 837-841.

[33] 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.

[34] Anderson J. L., Smith. D. R., *"The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry"*, American Mineralogist 80 (1995) 549-559.

[35] Blundy J. D., Holland T. J. B., *"Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 104 (1990) 208-224.

Sudbury, Ontario", The Canadian Mineralogist 16 (1978)527 – 532.

[15] Hollister L. S., Grissom G. C., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. B., *"Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons"*, American Mineralogist 72 (1987) 231-239.

[16] Enami M., Suzuki K., Liou J. G., Bird D. K., *"Al – Fe^{3+} and F– OH substitutions in titanite and constrains on their P–T dependence"*, European Journal of Mineralogy 5 (1993) 231-291.

[17] Franz G., Spear F. S., *"Aluminous titanite (sphene) from the Eclogite Zone, South-Central Tauern Window, Austria"*, Chemical Geology 50 (1985) 33-46.

[18] Schmidt M.W., Poli S., *"Magmatic Epidote"*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry (2004).

[19] Naney, M. T., *"Phase equilibria of rock - forming ferromagnesian silicates in granitic systems"*, American Journal of Science 283 (1983) 993-1033.

[20] Zen, E-an, Hammarstrom M., *"Magmatic epidote and its petrologic significance"*, Geology 12 (1984) 515-518.

[21] Crawford M. L., Hollister L. S., *"Contrast of metamorphic and structural histories across the Work Channel lineament, Coast Plutonic Complex, British Columbia"*, Journal of Geophysical Research 87 (1982) 3849-3860.

[22] Schmidt M.W., Thompson A. B., *"Epidote in calc-alkaline magmas: an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution*", American Mineralogist 81 (1996) 462-474.

[23] Brandon A. D., Creaser R. A., Chacko T., *"Constraints on rates of granitic magma transport from epidote dissolution kinetics"*, Science 271 (1996)1845-1848.

[24] Tulloch A. J., *"Comment on "Implications of magmatic epidote - bearing plutons on crustal evolution in the accreted terranes of northwestem North America" and "Magmatic epidote and its petrologic significance"*. Geology 14 (1986) 186-187.

[25] Vyhnal C. R., McSween 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.

Archive of SID

www.SID.ir