چهل و دومین گردهمایی (همایش) ملی
علوم زمین
The 42nd National Geosciences Congress
www.geoconf.ir

بررسی شرایط تبلور اپیدوت‌های ماگمایی: مثالی از دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه

معصومه آهنگری (نویسنده مسئول)[1]، منیژه اسدپور[2]

[1]دانشگاه ارومیه، ارومیه m.ahangari@urmia.ac.ir

[2] دانشگاه ارومیه، ارومیه m.asadpour@urmia.ac.ir

چکیده

دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه در درون سنگ‌های دگرگونی تزریق شده‌اند. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، مسکویت، گارنت، تورمالین و اپیدوت است. آثار دگرسانی و تجزیه‌شدگی به کانی‌های ثانویه به خصوص در پلاژیوکلاز مشاهده نشده است. روابط بافتی مشاهده شده برای کانی اپیدوت همچون خودشکل بودن، قراگیری به صورت ادخال درون کانی‌های دیگر همچون پلاژیوکلاز، مسکویت و گارنت و وجود شواهد خوردگی می‌تواند بیانگر خاستگاه ماگمایی برای این کانی باشد. حضور مجموعه کانیایی گارنت+ مسکویت+ اپیدوت با منشأ ماگمایی در ترکیب سنگ‌های مورد مطالعه می‌تواند نشاندهنده تبلور این سنگ‌ها تحت شرایط فشار بالا باشد.

واژه‌های کلیدی

اپیدوت ماگمایی، دایک گرانیتی، شمال ارومیه

۱. مقدمه

اپیدوت غالباً به عنوان کانی رایج است که در طی پدیده‌های دگرسانی، دگرگونی، اسکارن‌زایی و فرآیندهای هیدروترمال دمای متوسط در سنگ‌های مختلف از جمله سنگ‌های بازیک تشکیل می‌شود؛ مانند [۱]. این کانی به عنوان کانی شاخص و اولیه در سنگ‌های آذرین در نظر گرفته نمی‌شود. با این وجود، اپیدوت‌های ماگمایی در سنگ‌های آذرین از سراسر جهان و در ترکیب سنگ‌های مختلفی همچون گرانیتوئیدها [۲, ۳]، دیوریت‌ها [۴]، گابروها [۵] گزارش شده است.

مطالعه حاضر بر روی اپیدوت‌های موجود در ترکیب دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه متمرکز شده است. این دایک‌ها درون سنگ‌های دگرگونی تزریق شده و با توجه به تکتونیک فعال منطقه شواهد میلونیتی شدن از خود نشان می‌دهند [۶]. تعیین منشأ اپیدوت‌های موجود در دایک‌های گرانیتی با توجه به روابط بافتی موضوع اصلی تحقیق حاضر محسوب می‌شود.

۲. روابط بافتی

دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه دارای ترکیب کانی‌شناسی کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، مسکویت، تورمالین، گارنت و در مقادیر بسیار کم اپیدوت هستند. کانی‌ها سالم بوده و فاقد آثار دگرسانی هستند. در این سنگ‌ها شواهد میلونیتی شدن مشاهده می‌شود. در اثر میلونیتی شدن، بسیاری از کانی‌های اولیه سنگ همچون مسکویت و پلاژیوکلاز آثار دگرشکلی و کینک باند از خود نشان می‌دهند. کوارتز و پلاژیوکلاز دارای خاموشی موجی هستند. با توجه به مطالعات [۶] گارنت و تورمالین در این سنگ‌ها دارای منطقه‌بندی ترکیبی بوده و قسمت مرکزی این کانی‌ها دارای خاستگاه ماگمایی و بخش بیرونی در اثر دگرگونی دمای پایین تشکیل شده‌اند. اپیدوت‌های موجود در این سنگ‌ها اغلب در اندازه ریز و خودشکل ظاهر شده‌اند (شکل ۱). از لحاظ بافتی این کانی در متن سنگ (شکل ۱a، e، f، g و h) و به صورت ادخال در درون کانی‌های دیگر همچون پلاژیوکلاز (شکل ۱ b)، گارنت (شکل ۱c و d) و مسکویت (شکل ۱ i و j) تشکیل شده است.

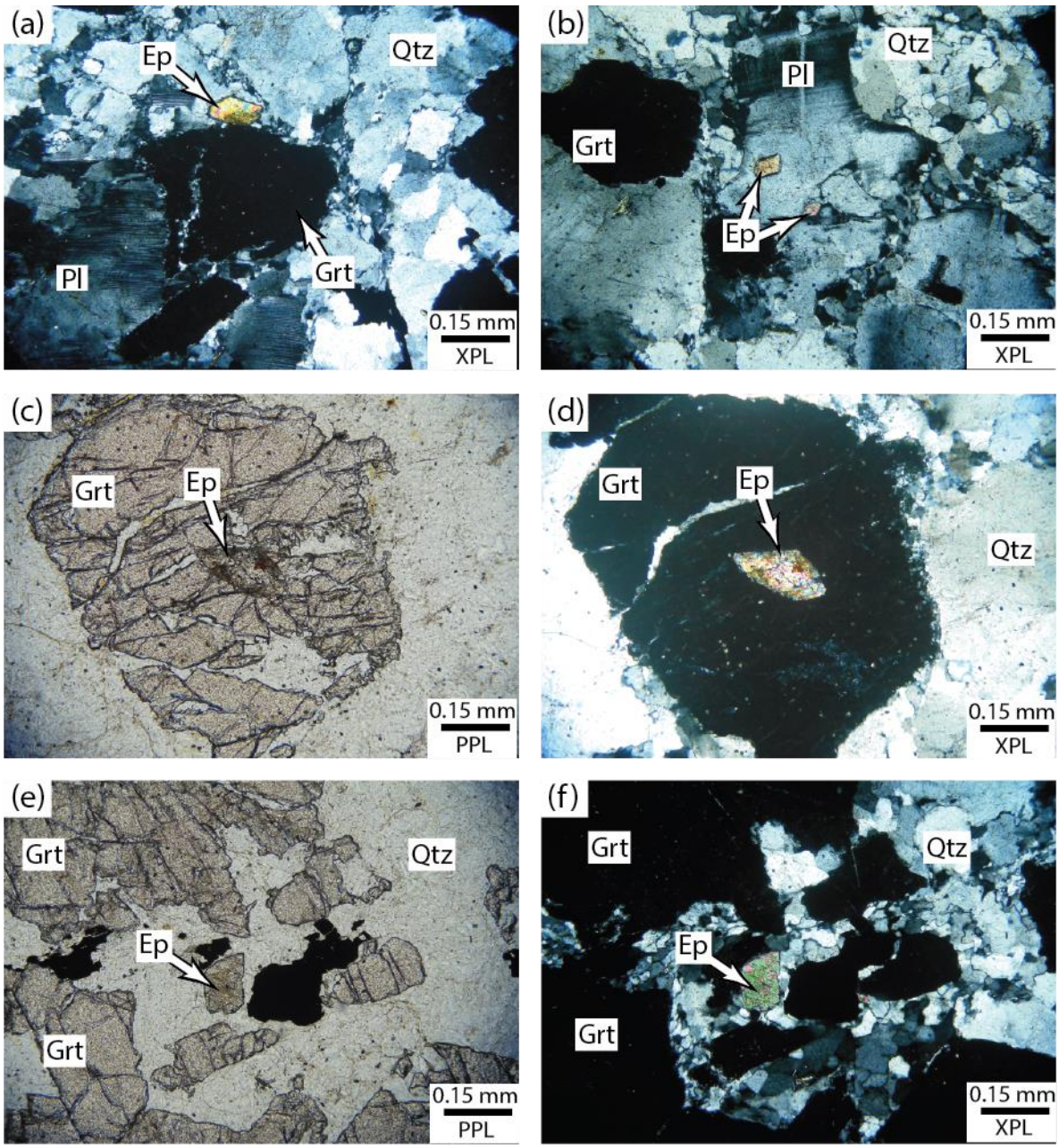
۳. شواهد ماگمایی بودن اپیدوت

اپیدوت‌های موجود در دایک‌های گرانیتی به طورت بلورهای ریز و خودشکل ظاهر شده‌اند (شکل ۱). همچنین این کانی در مواردی به صورت ادخال در درون کانی‌های دیگر مانند پلاژیوکلاز (شکل ۱ b) تشکیل شده است. باید توجه داشت که کانی‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه بویژه پلاژیوکلازها سالم بوده و فاقد آثار دگرسانی هستند. این ویژگی‌ها توسط محققان مختلف مانند [۴, ۷] به عنوان خصوصیات رایج برای اپیدوت‌های ماگمایی در نظر گرفته شده است. همچنین باید در نظر داشت که مرز بین اپیدوت و سایر کانی‌ها تیز و منظم بوده و خصوصیات کانی‌های ثانویه و حاصل از دگرسانی در آن‌ها دیده نمی‌شود. حضور اپیدوت‌های خودشکل و نیمه‌شکل به صورت ادخال در درون بیوتیت توسط [۸] به عنوان شاهدی مبنی بر ماگمایی بودن اپیدوت در نظر گرفته شده است. در دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه بیوتیت حضور ندارد. ولی اپیدوت‌های نیمه‌شکل در برخی موارد به صورت ادخال درون مسکویت‌های درشت و حاصل از تبلور ماگما قابل مشاهده هستند. قرار گرفتن اپیدوت در درون مسکویت اولیه توسط [۹] به عنوان یکی از شواهد ماگمایی بودن اپیدوت در نظر گرفته می‌شود. لذا با توجه به روابط بافتی و عدم وجود دگرسانی بویژه در پلاژیوکلازها، بنظر اپیدوت‌های موجود در سنگ‌های مورد مطالعه دارای منشأ ماگمایی هستند. وجود شواهدی از خوردگی در اپیدوت از جمله شواهد دیگری است که توسط محققان مختلف همچون [۷] برای اثبات خاستگاه ماگمایی اپیدوت استفاده می‌گردد. در اپیدوت‌های موجود در دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه بافت خوردگی در اپیدوت‌ها بویژه برای نمونه‌هایی که به صورت ادخال در دورن مسکویت و در مجاورت پلاژیوکلاز واقع شده‌اند قابل مشاهده است شکل ۱ i و j).

۴. شرایط تشکیل اپیدوت ماگمایی

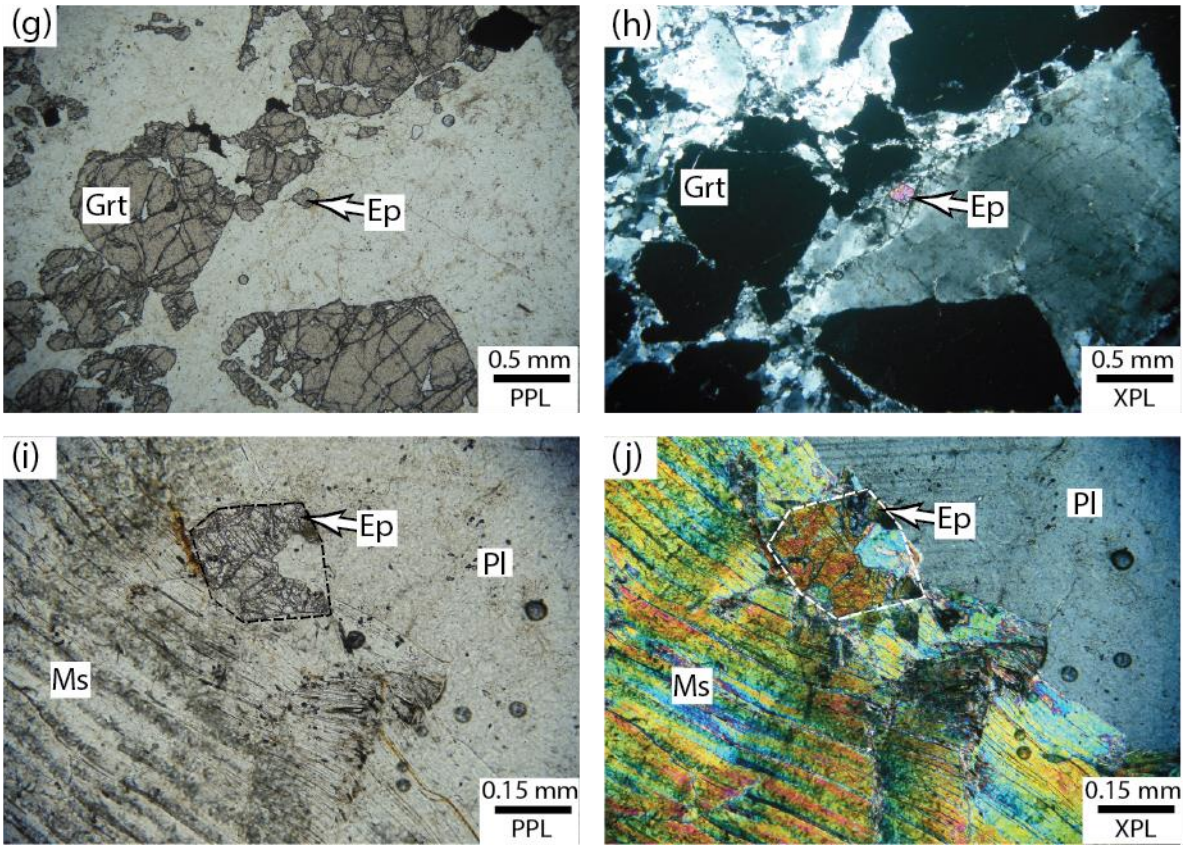
حضور اپیدوت ماگمایی در سنگ‌های گرانیتوئیدی، تونالیتی و ترونجمیتی معمولاً به عنوان شاهدی برای تبلور ماگما در محدوده فشاری ۶ تا ۸ کیلوبار در نظر گرفته می‌شود [۸, ۱۰, ۱۱]. بر اساس مطالعات تجربی محدوده پایداری اپیدوت اغلب بالاتر از فشار ۳۰۰ MPa در نظر گرفته می‌شود [۷]. هر چند با توجه به ترکیب و فوگاسیته اکسیژن ماگما، فشار کمینه برای تبلور اپیدوت می‌تواند تغییر یابد [۷].

بطوریکه اگر فوگاسیته اکسیژن در نزدیکی بافر هماتیت- مگنتیت قرار گیرد، اپیدوت می‌تواند در فشار پایین تقریباً معادل با ۳۰۰ MPa نیز متبلور گردد [۱۱, ۱۲]. در حالت کلی باید در نظر داشت که محدوده پایداری اپیدوت در شرایط با فوگاسیته اکسیژن بالا افزایش می‌یابد [۷, ۱۳].



شکل ۱. روابط بافتی مشاهده شده برای اپیدوت در دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه. (a) اپیدوت خودشکل در متن سنگ. (b) اپیدوت‌های ریز و خودشکل به صورت ادخال درون پلاژیوکلاز. (c) و (d) اپیدوت خودشکل به صورت ادخال درون گارنت. (e) و (f) اپیدوت خودشکل در متن سنگ و در مجاورت گارنت‌های ماگمایی.

با توجه به نتایج حاصل از مطالعات [۱۴] حضور گارنت با منشأ ماگمایی به همراه مسکویت و اپیدوت ماگمایی می‌تواند بیانگر تبلور ماگما در فشار بالاتر از ۰/۸ GPa و دمای کمتر از ۷۰۰ °C باشد. در این خصوص مطالعات تجربی که توسط [۱۵, ۱۶] انجام شده است نیز بیانگر تشکیل گارنت‌های ماگمایی در شرایط فشار بالا است.



ادامه شکل ۱. (g) و (h) اپیدوت ریز و خودشکل در متن سنگ و در مجاورت گارنت و فلدسپار. (i) و (j) اپیدوت با بافت خوردگی به صورت ادخال درون مسکویت و در مجاورت پلاژیوکلاز.

۵. نتیجه‌گیری

کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، مسکویت، گارنت، تورمالین و اپیدوت مجموعه کانیایی دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه را تشکیل می‌دهند. اپیدوت‌های موجود در این سنگ‌ها اغلب در ابعاد ریز بوده و به طور خودشکل ظاهر شده‌اند. این کانی‌ها عمدتاً در متن سنگ و در مواردی به صورت ادخال در داخل کانی‌های دیگر از جمله پلاژیوکلاز، گارنت و مسکویت تشکیل شده‌اند. مرز اپیدوت با دیگر کانی‌ها تیز بوده و با توجه به عدم وجود آثار دگرسانی در کانی‌های تشکیل دهنده سنگ به خصوص پلاژیوکلازها، خودشکل بودن اپیدوت‌ها و وجود خوردگی در برخی از ذرات، به عنوان اپیدوت‌های متبلور شده از ماگما در نظر گرفته شده‌اند.

بررسی شرایط تبلور اپیدوت‌های ماگمایی بیانگر وابستگی آن‌ها به فشار، ترکیب ماگما و فوگاسیته اکسیژن است. با توجه به شرایط مذکور معمولاً اپیدوت‌های ماگمایی در فشارهای نسبتاً بالا تشکیل می‌شوند. هر چند در شرایط فوگاسیته پایین اکسیژن در فشارهای کم نیز می‌توانند متبلور شوند. در این خصوص حضور مجموعه کانیایی گارنت+ مسکویت+ اپیدوت با خاستگاه ماگمایی می‌تواند به عنوان شاهدی

برای تبلور ماگمای مادر دایک‌های گرانیتی شمال ارومیه تحت شرایط فشار بالا (پوسته تحتانی) باشد. هرچند برای نتیجه‌گیری در این خصوص مطالعات شیمی کانی و شیمی سنگ کل ضروری است.

منابع

[1] Ahangari, M., Moazzen, M., 2014. Investigations on coexistence of zoisite- clinozoisite in metamorphic rocks; An example from Salmas epidote- amphibolites- NW of Iran, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 20, 27-36. (in Farsi with English abstract).

[2] da Cunha, I. R. V., Dall'Agnol, R., Scaillet, B., de Sousa, L. A. M., 2021. Magmatic epidote in Archean granitoids of the Carajás Province, Amazonian craton, and its stability during magma rise and emplacement: Journal of South American Earth Sciences, 112, 103570.

[3] Siqueira, R., Sial, A., Ferreira, V., 2021. Crystallization conditions of two adjacent epidote + diopside-bearing granitic stocks, northeastern Brazil, Anais da Academia Brasileira de Ciências, 93, e20210535.

[4] Chang, J. M., Andronicos, C. L., 2009. Constraints on the depth of generation and emplacement of a magmatic epidote-bearing quartz diorite pluton in the Coast Plutonic Complex, British Columbia, Terra Nova, 21 (6), 480-488

[5] Korinevskii, V.G.,2008. Magmatic epidote from gabbro. Russian Geology and Geophysics, 49(3), 159-164.

[6] Ahangari, M., 2018. Origin of tourmaline and garnet in west Qushchi mylonite granite (NW Iran); constrains on petrogenesis of parental rock, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 25(4), 697-710.

[7] Schmidt, M.W., Poli, S., 2004. Magmatic Epidote. Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 56(1), 399-430.

[8] Zen, E. -a., Hammarstrom, J. M., 1984. Magmatic epidote and its petrologic significance. Geology, 12(9), 515-518.

[9] Sial, A. N., Toselli, A. J., Saavedra, J., Ferreira, V. P., Rossi de Toselli, J. N., 1995. Magmatic epidote bearing granitoids from NW Argentina and NE Brazil, ThirdHutton Symposium. The Origin ofgranites and related rocks, Abstract, v. Univ. of Maryland.

[10] Brandon, A.D., Creaser, R.A., Chacko, T., 1996. Constraints on Rates of Granitic Magma Transport from Epidote Dissolution Kinetics, Science, 271(5257), 1845-1848.

[11] Naney, M.T., 1983. Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems, American Journal of Science, 283(10), 993-1033.

[12] Schmidt, M.W., Thompson, A.B., 1996. Epidote in calcalkaline magmas; an experimental study of stability, phase relationships, and the role of epidote in magmatic evolution, American Mineralogist, 81(3-4), 462-474.

[13] Poli, S., Schmidt, M.W., 2004. Experimental Subsolidus Studies on Epidote Minerals, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 56(1), 171-195.

[14] Narduzzi, F., Farina, F., Stevens, G., Lana, C., Nalini, H. A., 2017. Magmatic garnet in the Cordilleran-type Galiléia granitoids of the Araçuaí belt (Brazil): Evidence for crystallization in the lower crust, Lithos, 282-283, 82-97.

[15] Alonso-Perez, R., Müntener, O., Ulmer, P., 2009. Igneous garnet and amphibole fractionation in the roots of island arcs: experimental constraints on andesitic liquids, Contributions to Mineralogy and Petrology, 157 (4), 541-558.

[16] Green, T.H., 1992. Experimental phase equilibrium studies of garnet-bearing I-type volcanics and high-level intrusives from Northland, New Zealand. Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh, 83 (1-2), 429-438.