

ویژگی های ژئوشیمیایی نفوذی گرانیتوئیدی همزمان با برخورد در جنوب تیران ، غرب اصفهان

مرضیه مهرانفر*، علی خان نصر اصفهانی، بابک وهابی مقدم

گروه کارشناسی ارشد پترولوژی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد خوراسگان، اصفهان، ایران

چکیده

توده نفوذی گرانیتوئیدی جنوب تیران، در غرب اصفهان واقع شده است و بخشی از زون ساختاری سندج - سیرجان می باشد. این پلوتون با سن احتمالی ژوراسیک میانی یا جوانتر سنگهای آتشفشانی - رسوبی ژوراسیک و قدیمی تر را قطع کرده است. ترکیب توده نفوذی از مونزوگرانیت تا تونالیت تغییر می کند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این توده شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن می باشد و کانی های فرومنین آن شامل بیوتیت و آمفیبول است، بخش زیادی از کانی های فرومنین به کانی های کلریتی تبدیل شده است. از ویژگی های این توده کشیدگی فیزیکی آن و جهت یافتگی کانیایی در جهت شمال غرب - جنوب شرق به موازات روراندهای زاگرس می باشد. بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی، سنگهای این توده در محدوده ساب آلکالن، کالکوآلکالن، پرآلومین قرار گرفته اند. توده نفوذی جنوب تیران با غنی شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ (LILE) همچون Rb, Ba, K, و تهی شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) همچون Zr, Y, Nb مشخص می شود. الگوهای REEs نرمالایز شده نسبت به کندریت نشانگر غنی شدگی متوسط تا زیاد از LREEs و الگوی نسبتاً تفریق نیافته در توزیع عناصر HREEs را عرضه می کند. Eu آنومالی منفی را از خود نشان می دهد که نشانگر خروج پلاژیوکلاز طی تفریق یا فرایند ذوب می باشد. این ماگما می تواند از ذوب بخشی پوسته ای حاصل شده باشد که ویژگی های ژئوشیمیایی و ترکیبات کانی شناسی نفوذی جنوب تیران نشانگر تعلق آن به همزمان با برخورد باشد.

واژگان کلیدی: گرانیتوئید جنوب تیران، کالکوآلکالن.

مقدمه

نفوذی گرانیتوئیدی جنوب تیران در حدود 65 کیلومتری غرب اصفهان و در محدوده طول جغرافیایی 4° 51° تا 55° 50° و عرضهای جغرافیایی 33° 32° تا 40° 32° قرار گرفته است. این توده، مجموعه های متابازیتی را قطع نموده است. مجموعه های متابازیتی شامل رخنمونهای شیست سبز و آمفیبولیت می باشد. ناحیه مورد بررسی در کمان زاینده رود قرار دارد و بخش گسل خورده ای در حاشیه جنوبی زون ساختاری سندج -

سیرجان بوده که نسبت به بلوکهای اطراف بالا آمده است (تیلمن 1981). این کمان بیشتر از تناوبهای دگرگون شده ژوراسیک و قدیمی تر تشکیل گردیده که توسط سنگهای رسوبی پالئوزوئیک و جوانتر پوشیده شده است (زاهدی و همکاران 1978، 1992). توده نفوذی و رخنمونهای سنگی همراه، تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز قرار گرفته است (نصر اصفهانی 1371). روند کلی رخنمونهای منطقه از جمله توده نفوذی، شمال غرب- جنوب شرق، به موازات امتداد رورانگی زاگرس می باشد.

روش تحقیق

طی بازدیدهای صحرایی از بخشهای دگرسان نشده از توده نفوذی متاگرنیوئیدی، 60 نمونه سنگی برداشت شد و پس از تهیه 40 مقطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، 15 نمونه به روش ICP-MS در آزمایشگاه Chemiex ALS کانادا، مورد تجزیه عناصر اصلی و فرعی قرار گرفت (نتایج تجزیه های شیمیایی قابل ارائه می باشد).

پتروگرافی

توده عموماً دانه متوسط بوده و دارای بافت گرانوبلاستیک (بقایای بافت گرانولار) می باشد. درشت بلورهای فلدسپات آلکالن با ترکیب پرتیت و میکروکلین به همراه کوارتز فراوانترین کانیهای موجود در سنگهای منطقه هستند. این بلورها تا حدودی به کانیهای رسی دگرسان شده اند. در مقطع نازک، کوارتز با بلورهای بی شکل، حواشی مضرس و خاموشی موجی قابل تشخیص می باشد که شدیداً خرد شده است. پلاژیوکلاز با ترکیب آلیت و الیگوکلاز دارای ماکل دگرشکلی به مقدار کمتر نسبت به فلدسپات آلکالن در سنگ وجود دارند. این کانیها، شدیداً سریستی شده اند بصورتی که بسختی می توان ترکیب آنها را تشخیص داد. کانیهای فرومنیزین عبارتند از آمفیبول و کلریت که با جهت یافتگی خاصی در سنگهای آذرین مشاهده می شود. از دیگر ویژگیهای این توده نفوذی حضور زئولیت‌های مافیکی و شیستی است.

نام گذاری و ویژگیهای ژئوشیمیایی

سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه علاوه بر نامگذاری مدال، بر اساس نمودار ترکیب شیمیایی نامگذاری شده اند و ترکیب آن از مونزوگرانیت تا تونالیت تغییر می کند، توده نفوذی از نظر ماهیت ساب آلکالن، کالکوآلکالن و پرآلومین می باشد، گرانیتوئیدهای کالکوآلکالن می تواند حاصل اختلاط ماگمایی باشد (بربریان 1999).

نمودارهای عنکبوتی

برای بررسی الگوهای REEs معمولاً از نمودار نرمالایز شده نسبت به کندریت استفاده می شود (سان و همکاران 1989). این نمودار (شکل 3a) نشانگر روندی یکنواخت، مسطح و بطور کلی الگوی تفریق نیافته در توزیع عناصر HREEs را عرضه می کند، در حالی که LREEs غنی شدگی و تفریق یافتگی از خود نشان می دهند. Eu آنومالی منفی را از خود نشان می دهد. جدایش فلدسپار از مذاب فلسیک موجب پیدایش آنومالی منفی Eu می گردد (سان و همکاران 1989). در (شکل 3b) تغییرات عناصر کمیاب نسبت به فراوانی آنها در کندریت نرمالایز شده است (تامسون 1982). و آنومالی منفی و مشخصی از P, Ti, Nb, Sr, Ba و همچنین آنومالی مثبتی از Ce, K, La, Th را نشان می دهد که خاص گرانیوئیدهای کالکوالکالن قوسی است و می تواند با مذاب حاصل از پوسته زیرین سازگار باشد. غنی شدگی از عناصر LREEs و تهی شدگی از HFSE بیانگر ماگماتیسم در قوسهای آتشفشانی (VAG) است.

جایگاه تکتونوماگمایی

بتچلور و باودن (1985)، بر پایه تغییرات عناصر اصلی نمودار R1-R2 را به منظور تفکیک محیط های تکتونیکی گرانیوئیدها ارائه نمودند. در این نمودار گرانیوئیدهای مورد مطالعه به گروه های، همزمان با برخورد (Syn-collision) محدوده 6 قرار دارند.

بحث

گرانیت ها می توانند از منشأهای مختلفی تشکیل شوند (بلون و همکاران 1990، هیلدرت و همکاران 1988). گرانیت های نوع S معمولاً از ذوب بخشی پوسته قاره ای تشکیل می گردند (براون 1984). منشأ این سنگ ها را بیشتر پوسته قاره ای در نظر گرفته است. مدل اول بدلیل حجیم بودن توده گرانیتی جنوب تیران و اینکه ماگماهای فلسیک حجیم نمی توانند از تفریق ماگماهای بازیگ مشتق شده از گوشته حاصل شده باشد و فقدان ترکیب بازالتی در طیف سنگهای توده (همه نمونه ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از 52 درصد هستند)، برای منطقه مورد مطالعه قادر نیست به تنهایی تشکیل این توده را توجیه کند (تایلور و همکاران 1985). از سوی دیگر توده گرانیوئیدی جنوب تیران از نوع S، کالک آلکالن با میزان پتاسیم متوسط می باشد و غنی شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, La, Ce, Nd) و آنومالی منفی (Eu, Nb, Ta, P, Ti, Sr) در این بیشتر با مذابهای حاصل از پوسته قاره ای سازگار است (دورامونت و همکاران 1990، ریکوود 1989)، البته تایید این احتمال نیاز به شواهد ایزوتوپی دارد.

نتیجه گیری

از مطالعات صحرائی، پتروگرافی و ژئوشیمیائی، توده متاگرانیوئیدی جنوب روستای آبیونه نتایج زیر حاصل شد:

- 1- توده از نظر شیمیائی ساب آلکالن بوده و بر روی نمودار AFM روند کالکوآلکالن از خود نشان می دهد. نمونه های آنالیز شده این توده در محدوده گرانیات تا توانالیت قرار میگیرند. بر اساس مطالعات و مشاهدات صحرائی توده نفوذی تنها محدود به مجموعه های متبازیتی می باشد و بصورت پنجره تکتونیک در سطح زمین رخنمون یافته اند.
- 2 - این توده از نظر هندسی دارای کشیدگی در جهت شمال غرب- جنوب شرق بوده و یک فابریک گنایسی از خود نشان می دهد.
- 3- حضور زئولیت های مافیک دلیل بر منشا آذرین و وجود زئولیت های شیستی مؤید آرایش ماگمای گرانیتوئیدی با پوسته قاره ای است.
- 4- توده متاگرانیتوئیدی بر روی نمودارهای تکتونوماگمایی در محدوده همزمان با برخورد قرار می گیرد.
- 5- رشد فلدسپات بر روی فلدسپات های تخریب قدیمی، جهت یافتگی کانیهای تیره و کشیدگی کلی توده به موازات امتداد مجموعه های دگرگونی شواهدی بر این مطلب است که توده متاگرانیتوئیدی، دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیست سبز را متحمل شده است.
- 6- مجموعه های متبازیتی دو مرحله دگرگونی را تحمل نموده اند که جوانترین مرحله از نظر شیستوزیته، منطبق بر جهت یافتگی توده نفوذی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق است (نصر اصفهانی 1371).
- 7- از ویژگی های زون سندج- سیرجان در دورانهای مزوزوئیک و سنوزوئیک، حضور توده های نفوذی گرانیتی می باشد (سبزه ئی 1369، داوودزاده و دیفناخ 1987). در واقع زون سندج- سیرجان قسمت داخلی دگرگون شده کوهزائی زاگرس در غرب ایران می باشد که به هنگام بسته شدن اقیانوس تتیس جوان در کرتاسه پسین در اثر برخورد پلیت عربی با ایران ایجاد شده است (محجل و همکار 2000، علوی 1994). نفوذ توده های گرانیتوئیدی در طی تکوین این زون بر اثر ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی نئوتتیس انجام گرفته و سپس با پوسته آرایش نموده است. بیشترین سنگهای نفوذی با سن ژوراسیک میانی- پالئوسن در این زون، در نواحی بروجرد تا همدان نفوذ کرده اند. از ویژگی همه این گرانیتوئیدها کشیدگی آنها در امتداد شمال غرب- جنوب شرق است (محجل و همکار 2000، ولی زاده و قاسمی 1372).
- 8- از مهمترین توده های نفوذی در این زون می توان به دیوریت آلماقولاق، گرانودیوریت شمال گلپایگان، گرانیات کلاه قاضی اشاره نمود (زاهدی 1976). بنابر این این توده نفوذی مشابه دیگر توده ها در زون سندج- سیرجان بسیار جوانتر از سنگهای درونگیر خود با سن منتسب به پرکامبرین هستند.
- 9- فعالیتهای کوهزائی آلپی باعث دگرگونی، گسل خوردگی و جهت یافتگی ساختاری در مجموعه های سنگی منطقه شده است.

زاهدی، مصطفی- صمدیان، م- مهدی تاووسیان، ش، 1978، نقشه زمین شناسی اصفهان (مقیاس 1:250000)، سازمان زمین شناسی کشور.

زاهدی، مصطفی- رحمتی ایلخچی، م- واعظی پور، ج، 1992، نقشه زمین شناسی شهرکرد (مقیاس 1:250000)، سازمان زمین شناسی کشور.

نصر اصفهانی- علیخان، 1371، ذخیره یابی باقیمانده معدن روباز وجین بالا، گزارش داخلی شرکت معادن انجیره.

سبزه ئی، مسیب، 1369، الگوی ژئودینامیکی دگرگونی زون سندج-سیرجان و لبه خرد شده زاگرس، نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.

ولی زاده و قاسمی، 1372، بررسی گرانیتهای بوئین - میاندشت، مجله علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.

Alavi, M., (1994), Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: New Data & Interpretations, Tectonophysics, v.229, p.211-238.

Batchelor, R.A., and Bowden, P. (1985), "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series uses multicationic parameters", Chem. Geo., 48-55.

Bullen T.D. and Clyne, M.A. 1990. Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center. J. Geoph. Res., 95, 19671-19691.

Barbarin, B. (1999), A review of the relationship between granitoid types, their origins and geodynamic environments, Lithos, 46, 605-626.

Brown, G.C., Thorpe, Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments in magma sources. J. Geol. Soc. London. 141, 413-426.

COX, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, 450p.

Davoodzadeh, M., and Diefenbach, K., (1987), Contribution to the Paleogeography of upper Paleozoic of Iran. Stuttgart 175, P, 121-146.

Drummond, M.S., Defant M., 1990. A model for trondhjemite – tonalite – dacite genesis and crustal growth via slab melting : Archean to modern comparison. J. Geoph. Res. 95:21503-21521

Hilderth, E.W., Moorbath, S., 1988. Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. Contrib Mineral. Petrol. 76, 177-195.

Irvine T.N. and W. R. A. Baragar (1971), A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks, Can. J. Earth Sci., 8, 523-548.

Le Maitre R.W., Bateman P. A. Dudek, J. Keller, M. J. Lameyre Le Bas, P. A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A.R. Wooley and B. Zanetti (1989), A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L., (2000), Dextral transpression in Late Cretaceous Continental Collision, Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. *Journal of structural Geology*, No. 22, P, 1125-1139.

Patino D.A.E,(1993) "Titanium substitution in biotite: An empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability, *chemical Geology*, 108, 133-162.

Rickwood, P.C.,1989.Boundary lines within petrologic diagrams which use of major and minor elements. *Lithos* 22,247-263.

Sun S.S. and McDonough W.F.,(1989), "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts "implications for mantle composition and processes. In: Saunders A. D. and Norry M.J. (eds.), *Magmatism in ocean basins*. Geol. Soc. London. Spec. Pub., 42, 313-345.

Taylor S. R.and McLennan S. M.(1985), *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford.

Thompson, A.B.,1982 *Magmatism of the British Tertiary volcanic province*. *Scott. J. Geol.*, 18 , 50-107.

Tillman, J.E., Poosti, A., Rossello, S. & Eckert, A. (1981). Structural evolution of Sanandaj-Sirjan ranges near Esfahan, Iran., *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v.65, p.674-687.

Zahedi, M.(1976). Explanatory text of the Esfahan Quadrangle map:1:250000, *Geol,Surv. Iran*. p.49.