

ویژگی ای ژئوشیمیایی نفوذی گرانیتوئیدی مزمان با برخورد در جنوب تیران مرضیه مهرانفر* - علی خان نصر اصفهانی

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 جواترسنگهای آتشفشانی - رسوبی ژوراسیک و قدیمی تر را قطع کرده است. ترکیب توده نفوذی از مونزوگرنیت تا تونالیت تغییر می کند. کانی های اصلی تشکیل دهنده این توده شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار آلکالن می باشد و کانی های فرومنیزین آن شامل بیوتیت و آمفیبول است، بخش زیادی از کانی های فرومنیزین به کانی های کلریتی تبدیل شده است. از ویژگی های این توده کشیدگی فیزیکی آن و جهت یافتگی کانیاپی در جهت شمال غرب - جنوب شرق به موازات روراندهگی 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, Ce 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.

Geochemical characteristics of syntectonic granitoid intrusive in S Tiran, W Esfahan

Abstract

The S Tiran granitoid is located in W Esfahan and is a part of Sanandaj- Sirjan zone structural in Central Iran. This pluton is probably of upper cretaceous and younger age and Jurassic and older rocks is the result of extensive magmatism which occurred during and after the Alpine Orogeny. Pluton composition is Monzogranite to Tonalite. The main minerals consist of quartz, plagioclase, alkali feldspar and ferromagnesian minerals are biotite and amphibole. In the most ferromagnesian mineral change to chlorite. S Tiran granitoid is similar to those of the subalkaline, calc-alkaline series, Peraluminous. The S Tiran granitoid has mineralogical field and geochemical characteristics typical of syntectonic granitoid.

مقدمه

نفوذی گرانیتوئیدی جنوب تیران در حدود ۶۵ کیلومتری غرب اصفهان و در محدوده طول جغرافیایی $4^{\circ} 51'$ تا $55^{\circ} 50'$ و عرضهای جغرافیایی $33^{\circ} 32'$ تا $32^{\circ} 40'$ قرار گرفته است. این توده، مجموعه های متابازیتی را قطع نموده است. مجموعه های متابازیتی شامل رخنمونهای شست 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 ۱۹۸۱). 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 ۱۹۷۸، ۱۹۹۲). توده نفوذی و رخنمونهای سنگی همراه، تحت تاثیر دگرگونی ناحیه ای در حد رخساره شیبست سبز قرار گرفته است (نصر اصفهانی ۱۳۷۱). روند کلی رخنمونهای منطقه از جمله توده نفوذی، شمال غرب- جنوب شرق، به موازات امتداد روراندگی زاگرس می باشد.

روش تحقیق:

طی بازدیدهای صحرایی از بخشهای دگرسان نشده از توده نفوذی متاگرانیتوئیدی، ۶۰ نمونه سنگی برداشت شد و پس از تهیه ۴۰ مقطع نازک و مطالعه آنها با میکروسکوپ پلاریزان، ۱۵ نمونه به روش MS-ICP در آزمایشگاه ALS Chemiex 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 آلبیت 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 (شکل ۱ a). کانی های فرومینزین عبارتند از آمفیبول و کلریت که با جهت یافتگی خاصی در سنگهای آذرین مشاهده می شود. از دیگر ویژگیهای این توده نفوذی حضور زئولیت های مافیکی و شیبستی است.

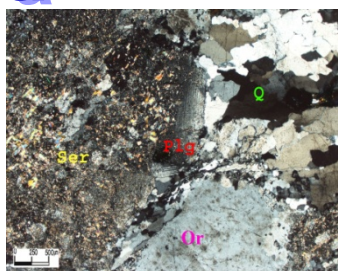
نام گذاری و ویژگیهای ژئوشیمیایی:

سنگهای توده نفوذی مورد مطالعه علاوه بر نامگذاری مدال، بر اساس نمودار ترکیب شیمیایی نامگذاری شده اند و ترکیب آن از مونوزوگرانیت تا تونالیت تغییر می کند (شکل ۲ a)، توده نفوذی از نظر ماهیت ساب آلکالن، کالکوآلکالن و پرآلومین می باشد (شکل ۲ - d,b,c)، گرانیتوئیدهای کالکوآلکالن می تواند حاصل اختلاط ماگمایی باشد (بربریان ۱۹۹۹).

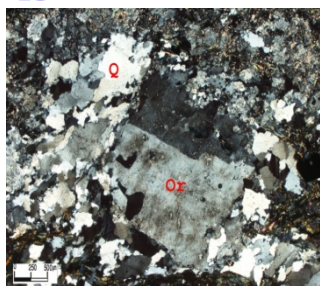
نمودارهای عنکبوتی:

برای بررسی الگوهای REEs معمولاً از نمودار نرمالایز شده نسبت به کندریت استفاده می شود (سان و همکاران ۱۹۸۹). این نمودار (شکل ۳ a) 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 ۱۹۸۹). در (شکل ۳ b) تغییرات عناصر کمیاب نسبت به فراوانی آنها در کندریت نرمالایز شده است (تامسون ۱۹۸۲). و آنومالی منفی و مشخصی از P, Ti, Nb, Sr, Ba، همچنین آنومالی مثبتی از Ce, K, La, Th را نشان می دهد که خاص گرانیتوئید های کالکوآلکالن 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.

a



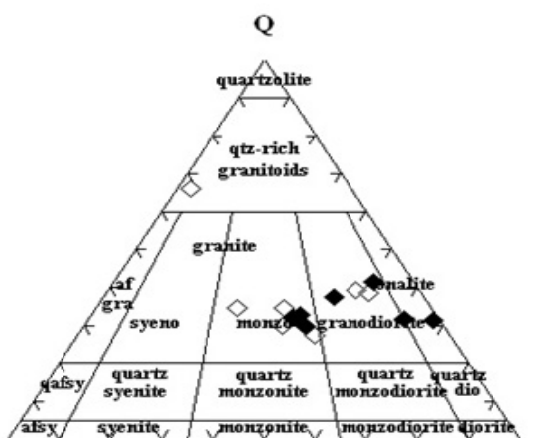
b



شکل 1) تصاویر میکروسکوپی از توده نفوذی a: کوارتز (Q) و بلورهای درشت ارتوکلاز (Or)، b: ماکل دوامی در

ارتوکلاز (Or) و کوارتز با خاموشی موجی، تصاویر در نور XPL برداشت شده است.

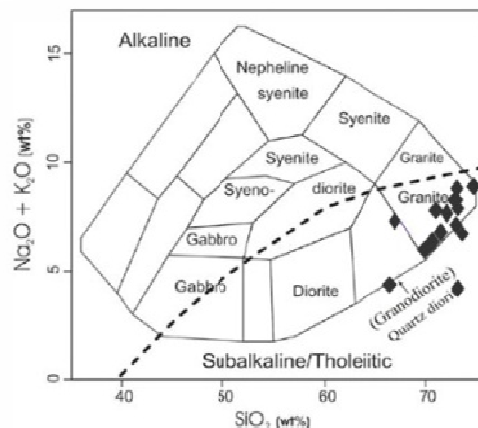
a



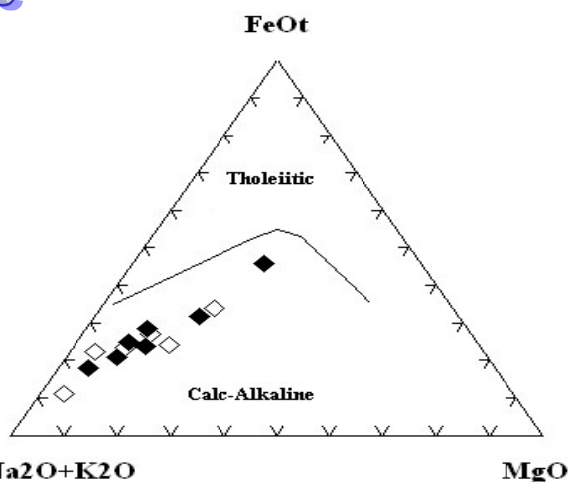
A

P

b



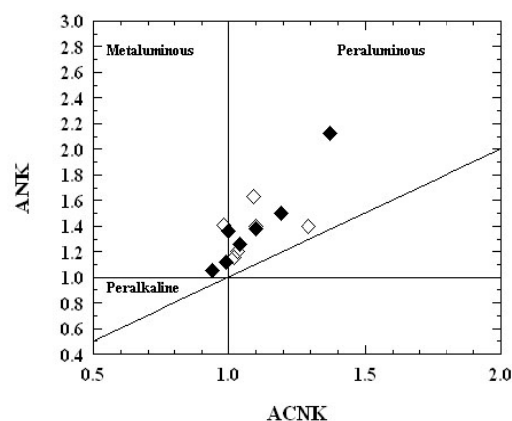
c



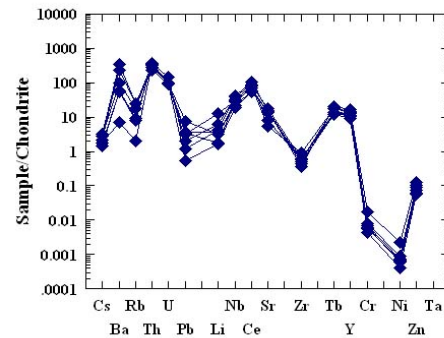
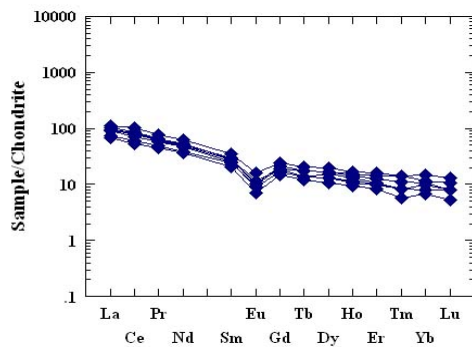
Na₂O+K₂O

MgO

d



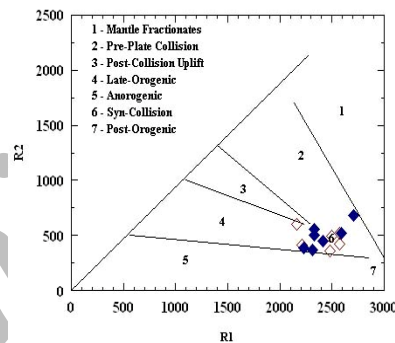
شکل 2) رده بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ های منطقه، a: نامگذاری سنگها با استفاده از نمودار QAP (لومتر ۱۹۸۹)، b: رده بندی ژئوشیمیایی با استفاده از نمودار TAS (کاکس و همکاران ۱۹۷۹)، c: نمودار مثلی AFM که در آن سری های کالک آلکان از تولیتی جدا شده اند (ایرون و باراگار، ۱۹۷۱)، d: نمودار A/CNK در مقابل A/NK و موقعیت نمونه های جنوب تیران (مانیر و پیکولی ۱۹۸۹).



شکل ۳) نمونه های چند عنصری گرانیتوئیدها نسبت به کندریت بر روی نمودار عنکبوتی، a: نمونه های عناصر نادر خاکی (سان و همکاران ۱۹۸۹). b: تغییرات عناصر کمیاب (تامسون ۱۹۸۲).

جایگاه تکتونوماگمایی

بتچلور و باودن (۱۹۸۵)، بر پایه تغییرات عناصر اصلی نمودار R1-R2 را به منظور تفکیک محیط های تکتونیکی گرانیتوئیدها ارائه نمودند. در این نمودار (شکل ۴) گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به گروه های، همزمان با برخورد (Syn-collision) محدوده ۶ قرار دارند.

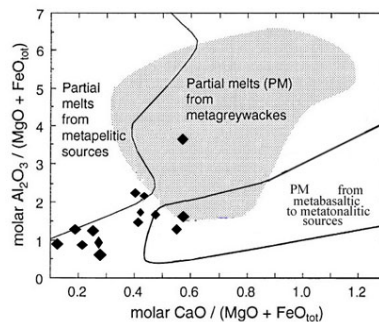


شکل ۴) نمودارهای تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها: نمودار R1-R2 تفکیک محیط های تکتونیکی گرانیتوئیدها؛ گرانیتوئیدهای مورد مطالعه به گروه های، همزمان با برخورد (Syn-collision) یعنی در محدوده ۶ قرار دارند (بتچلور و باودن ۱۹۸۵).

بحث

گرانیت ها می توانند از منشأهای مختلفی تشکیل شوند (بلون و همکاران ۱۹۹۰، هیلدرت و همکاران ۱۹۸۸). گرانیت های نوع S معمولاً از ذوب بخشی پوسته قاره ای تشکیل می گردند (براون ۱۹۸۴). در نمودار شماره ۵ منشأ این سنگ ها را بیشتر پوسته قاره ای در نظر گرفته است. مدل اول بدلیل حجم بودن توده گرانیتی جنوب تیران و اینکه ماگماهای فلسیک حجم نمی توانند از تفریق ماگماهای بازیک مشتق شده از گوشته حاصل شده باشد و فقدان ترکیب بازالتی در طیف سنگهای توده (همه نمونه ها دارای مقدار SiO_2 بیشتر از ۵۲ درصد هستند)، برای منطقه مورد مطالعه قادر نیست به تنهایی تشکیل این توده را توجیه کند (تایلور و همکاران ۱۹۸۵). از سوی دیگر توده گرانیتوئیدی جنوب تیران از نوع S، کالک آلکالن با میزان پتاسیم متوسط می باشد و غنی

شدگی عناصر ناسازگار (K, Th, La, Ce, Nd) و آتومالی منشی (Eu, Nb, Ta, P, Ti, Sr) در این بیشتر با منذابه‌های حاصل از پوسته قاره ای سازگار است (دورامونت و همکاران ۱۹۹۰، ریکو و د ۱۹۸۹)، البته تایید این احتمال نیاز به شواهد ایزوتوپی دارد.



شکل ۵) نمودار تشخیص خاستگاه ماگما، نمودار متمایز کننده سنگ منشاء آذرین (پاتینو ۱۹۹۳).

نتیجه گیری

از مطالعات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی، توده متاگرانیتوئیدی جنوب روستای آبیونه نتایج زیر حاصل شد:

۱- توده از نظر شیمیایی ساب آکالن بوده و بر روی نمودار AFM روند کالکوآکالن از خود نشان می دهد. نمونه های آنالیز شده این توده در محدوده گرانیت تا تونالیت قرار میگیرند. بر اساس مطالعات و مشاهدات صحرایی توده نفوذی تنها محدود به مجموعه های متابازیتی می باشد و بصورت پنجره تکنونیک در سطح زمین رخنمون یافته اند.

۲- این توده از نظر هندسی دارای کشیدگی در جهت شمال غرب- جنوب شرق بوده و یک فابریک گنایسی از خود نشان می دهد.

۳- حضور زئولیت های مافیک دلیل بر منشا آذرین و وجود زئولیت های شیبستی مؤید آرایش ماگمای گرانیتوئیدی با پوسته قاره ای است.

۴- توده متاگرانیتوئیدی بر روی نمودارهای تکنونوماگمایی در محدوده همزمان با برخورد قرار می گیرد.

۵- رشد فلدسپات بر روی فلدسپات های تخریب قدیمی، جهت یافتگی کانیه های 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 شیبست سبز را متحمل شده است.

۶- مجموعه های متابازیتی دو مرحله دگرگونی را تحمل نموده اند که جوانترین مرحله از نظر شیبستوزیته، منطبق بر جهت یافتگی توده نفوذی با امتداد شمال غرب- جنوب شرق است (نصر اصفهانی ۱۳۷۱).

۷- از ویژگی های زون سنندج- سیرجان در دورانهای مزوزوئیک و سنوزوئیک، حضور توده های نفوذی گرانیتی می باشد (سبزه ئی ۱۳۶۹، داوودزاده و دیفناخ ۱۹۸۷). در واقع زون سنندج- 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 ۲۰۰۰، علوی ۱۹۹۴). نفوذ توده های گرانیتوئیدی در طی تکوین این زون بر اثر ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی نتوتیس 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 ۲۰۰۰، ولی زاده و قاسمی ۱۳۷۲).



۸- از مهمترین توده های نفوذی در این زون می توان به دیوریت آلماقولاق، گرانودیوریت شمال گلپایگان، گرانیت کلاه قاضی اشاره نمود (زاهدی ۱۹۷۶). بنابر این این توده نفوذی مشابه دیگر توده ها در زون سنندج- سیرجان بسیار جوانتر از سنگهای درونگیر خود با سن متناسب به پراکامبرین هستند.

۹- فعالیتهای کوهزائی آلپی باعث دگرگونی، گسل خوردگی و جهت یافتگی ساختاری در مجموعه های سنگی منطقه شده است.

منابع

زاهدی، مصطفی - صمدیان، م - مهدی تاووسیان، ش، ۱۹۷۸، نقشه زمین شناسی اصفهان (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.

زاهدی، مصطفی - رحمتی ایلخچی، م - واعظی پور، ج، ۱۹۹۲، نقشه زمین شناسی شهرکرد (مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰)، سازمان زمین شناسی کشور.

نصر اصفهانی - علیخان، ۱۳۷۱، ذخیره یابی باقیمانده معدن روباز وجین بالا، گزارش داخلی شرکت معادن انجیره. سیزه ئی، مسیب، ۱۳۶۹، الگوی ژئودینامیکی دگرگونی زون سنندج-سیرجان و لبه خرد شده زاگرس، نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.

ولی زاده و قاسمی، ۱۳۷۲، بررسی گرانیتوئیدهای بوئین - میاندشت، مجله علوم زمین، سازمان زمین شناسی کشور.

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

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 Difenbach, 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. Geophy. 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., Batman P. A. Dudek, J. Keller, M. J. Lameyre Le Bas, P. A.

Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A.R. Wooley and B.

Zanettin (1989), A classification of igneous rocks and glossary of terms, Blackwell, Oxford.



Mohajjel, M., Fergussen, 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 Geol Ologists Bulletin, v.65, p.674-687.

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

Archive of SID