

سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی – ماگمایی توده آذرین نفوذی سیلیجرده، شمال باختر ساوه

نوشته: حبیب‌الله قاسمی*، اکبر رضانی* و علیرضا خانعلی زاده*

* دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

Petrology, Geochemistry and Tectonomagmatic Setting of the Silijerd Intrusion, Northwest Saveh

By: H. Ghasemi*, A. Ramazani* & A. Khanalizadeh*

* Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۴/۰۱/۱۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۶/۰۱/۲۱

چکیده

توده آذرین نفوذی سیلیجرده در شمال باختر ساوه به سن ائوسن بالایی - الیگوسن (39.2 ± 3.2 میلیون سال) در کمان ماگمایی ارومیه- دختر از زون ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. این توده دارای طیف ترکیب سنگ‌شناختی پیوسته مشتمل بر آلکالی فلدسپار گرانیت، سینو تا مونزو گرانیت (گرانیت‌های معمولی)، گرانودیوریت و دیوریت/گابرو بوده، در سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تزریق شده است. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی، کمیاب و کمیاب خاکی نمونه‌های بخشهای مختلف این توده حاکی از پیوستگی طیف ترکیب سنگی و خویشاوندی آنهاست. روندهای تغییرات در نمودارهای عناصر سازگار و ناسازگار در برابر یکدیگر نشان می‌دهند که این ارتباط از نوع تبلور تفریقی است. تمامی نمونه‌ها دارای ماهیت متآلومین و ماهیت کلسیمی-قلیایی پتاسیم متوسط-بالا هستند. مقادیر بالای عناصر Ba، Zr، Th، U، K، Sr، Rb، Nb، Ta، Cs، Ti و غنی‌شدگی آنها از عناصر P، Nb، Ta، Ti و غنی‌شدگی آنها از عناصر Cs، Rb، Sr، K می‌باشد. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و تهی‌شدگی آنها از HFSE بیانگر ماگماتیسم متآلومین نوع I کمانهای آتشفشانی (VAG) است. مقادیر نسبتهای ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ کل نمونه‌های این توده از 0.704759 تا 0.705166 متغیر بوده با مقادیر این نسبت در سنگ منشأ گوشته‌ای و پوسته زیرین و مقادیر اندک آرایش ماگمای آنها با پوسته بالایی مطابقت دارد. وجود درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم و میانبرهای میکروگرانیتوبیدی مافیک در این توده، فراوانی بالای La و Ce، غنی‌شدگی از عنصر V در نمونه‌های مافیک و نسبت پایین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ سنگ کل این توده گویای آن است که ماگمای این توده از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای، پوسته اقیانوسی فرورونده (بازالت دگرگون شده) یا پوسته قاره‌ای زیرین (تونالیت دگرگون شده) حاصل شده است. نمودارهای مختلف تمایز محیط زمین‌ساختی نیز حاکی از وابستگی این توده به ماگماتیسم نوع I کمانهای آتشفشانی حاشیه قاره‌هاست.

کلیدواژه‌ها: سنگ‌شناسی، ژئوشیمی، توده آذرین نفوذی، ساوه، ایران

Abstract

Silijerd intrusion with an age of Late Eocene – Oligocene (39.2 ± 3.2 Ma) is located in Uromeyeh-Dokhtar magmatic arc, central Iran structural zone, northwest Saveh. This intrusion is composed of a continuous compositional range including: diorite/gabbro, granodiorite, syeno-monzogranite and alkali granite intruded into the Eocene volcanic and pyroclastic rocks. Variation diagrams showing trends of major and trace elements indicate a continuous compositional range and a comagmatic origin for these rocks. Trends of compatible- incompatible elements indicate the important role of fractional crystallization in the genesis of these rocks. All samples are metaluminous with medium-high K with calc-alkaline nature. High values of Rb, Sr, K, U, Th, Zr and Ba and



high ratios of K₂O/Rb and FeO/MgO indicate the similarity of the rocks of this intrusion with the rocks of continental margin magmatic arc intrusions. Depletion in Nb, P, Ta and Ti and enrichment in K, Sr, Rb, Cs and Ba are obvious in the spider diagrams of these samples. The enrichment in LILE and depletion in HFSE reveal the I-type metaluminous magmatism of volcanic arcs (VGA). Whole rock ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of this intrusion range from 0.704759 to 0.705166 and it can be correlated with the values of these ratios in the mantle and lower crust sources and low contamination of their magmas with upper crust.

Existence of K-feldspar megacrysts and mafic microgranitoid inclusions in this intrusion, high abundances of La and Ce, V enrichment in mafic terms and low whole rock ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios of this body, suggested a partial melting of mantle wedge, subducted oceanic crust (metabasaltic sources) or lower continental crust (metatonalitic sources) origins for it. The discrimination tectonic setting diagrams also indicate an I-type continental volcanic arc magmatism for this intrusion.

Keywords: Petrology, Geochemistry, Intrusion, Saveh, Iran.

مقدمه

رسوبی - آتشفشانی ائوسن میانی - بالایی (سازند معادل کرج)، واحدهای رسوبی الیگوسن - میوسن و پلیوسن - کواترنر شامل سازندهای سرخ زیرین، قم، سرخ بالایی، معادل هزاردره و آبرفت‌های کواترنری هستند. پیکره آذرین مشتمل بر سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن میانی - بالایی و میان‌لایه‌های گدازه‌های بازالتی درون سازند سرخ زیرین (الیگوسن)، توده آذرین نفوذی ائوسن بالایی - الیگوسن و گنبد‌های نیمه‌ژرف داسیتی - آندزیتی پس از الیگوسن - میوسن و دایک‌های بازی و اسیدی جوان‌تر هستند. از آنجا که این مطالعه بر روی توده آذرین نفوذی منطقه صورت گرفته است، در اینجا به بررسی بیشتر این توده پرداخته می‌شود. توده آذرین نفوذی منطقه اهمیت زیادی داشته و مساحتی حدود ۲۵۰ کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد. این توده در محدوده دهکده‌های چرمک، نشوه، خلخاب، نیوشت و سیلیجر در شمال باختر ساوه برونزد دارد (شکل ۱) و تماماً در سنگهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن تزریق شده است.

Caillat et al. (1978) با استفاده از روش سن‌سنجی ایزوتوپی به روش پتاسیم - آرگون، سنی در حدود $3/2 \pm 39/2$ میلیون سال (ائوسن پسین - الیگوسن) را به این توده نسبت داده‌اند. البته به کارگیری سن‌سنجی ایزوتوپی به روش روبیدیم - استرانسیم کل سنگ در این تحقیق و پردازش اولیه داده‌های آن، سنی حدود ۵۰ میلیون سال را برای این توده نشان می‌دهد که با همان ماگماتیسیم سراسری ائوسن ایران مرکزی مطابقت دارد. با این حال به منظور بررسی دقیق‌تر این توده، نمونه‌های دیگری برای انجام آزمایشهای تکمیلی به آزمایشگاه ارسال شده است که پس از انجام تجزیه و پردازش داده‌ها نتایج آن انتشار خواهد یافت.

مطالعات صحرائی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نشان می‌دهند که این توده دارای طیف ترکیب سنگ‌شناسی متنوع و به هم پیوسته متشکل از چهار

منطقه سیلیجر در محدوده طولهای جغرافیایی $50^{\circ}00'$ تا $50^{\circ}17'$ خاوری و عرضهای جغرافیایی $35^{\circ}07'$ تا $35^{\circ}12'$ شمالی در ۲۰ کیلومتری شمال باختری ساوه در استان مرکزی قرار دارد. در این منطقه طیف وسیعی از سنگهای آذرین متشکل از انواع خروجی و نفوذی به سن ترشیری وجود دارند. اگرچه محققان مختلفی به بررسی سنگهای آذرین این منطقه پرداخته‌اند (Caillat et al., 1978)؛ حلمی، ۱۳۷۰؛ اشراقی، ۱۳۷۴؛ اصفهانی‌نژاد، ۱۳۷۷؛ قربانی، ۱۳۸۴) اما به دلیل نبود یا کمبود داده‌های ژئوشیمیایی عناصر جزئی، کمیاب خاکی و بویژه ایزوتوپی، سنگ‌زایی این سنگها بویژه توده آذرین نفوذی منطقه، به‌طور دقیق معلوم نشده است. در این تحقیق صرفاً به مطالعه توده آذرین نفوذی منطقه، پرداخته شده است. در همین راستا و پس از انجام مطالعات دقیق صحرائی و سنگ‌نگاری، ۱۳ نمونه از واحدهای مختلف سنگی منطقه انتخاب و در آزمایشگاه ژئوشیمی Actlab کانادا به روش ICP-MS برای عناصر اصلی، جزئی و کمیاب‌خاکی تجزیه‌شیمیایی شده است (جدول ۱). همچنین ۳ نمونه در آزمایشگاه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه کارلتون کانادا به روش Rb-Sr کل سنگ برای اهداف سن‌سنجی و سنگ‌زایی تجزیه ایزوتوپی شده است (جدول ۲).

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در ۲۰ کیلومتری شمال باختری ساوه قرار دارد و بخشی از زون ساختاری ایران مرکزی است که اساساً از سنگهای آذرین (خروجی و نفوذی) ترشیری زون ارومیه - دختر تشکیل شده است. بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش ساوه (قلمقاش و فنودی، ۱۳۷۷)، پیکره‌های سنگی اصلی منطقه را دو پیکره رسوبی و آذرین تشکیل می‌دهند (شکل ۱). این پیکره‌ها همگی به پالئوسن - ائوسن و بعد از آن تعلق دارند. پیکره رسوبی مشتمل بر کنگلومرای معادل فجن، بخشهای رسوبی و

و ریخت‌شناسی کلی آنها شامل تپه‌هایی است که ارتفاع بیشتری نسبت به تپه‌های آلكالی فلدسپار گرانیتی دارند. دارای دو نوع میانبار مشخص هستند. یکی از جنس خود توده که در واقع بخش پیش رس و حاشیه انجماد سریع آن است و به میانبارهای هم‌منشأ معروفند و دیگری از جنس سنگهای آتشفشانی ائوسن (سنگ میزبان) که عمدتاً آندزیتی است. این سنگها نیز دانه متوسط تا دانه درشت بوده، قطر بعضی از فلدسپارهای آنها به چندین میلی‌متر می‌رسد. در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و درشت بلور هستند.

آلكالی فلدسپار گرانیتها که ارتباط نزدیکی با سینوگرانیتها و رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی دارند، بخش بسیار کوچکی از گرانیتوئیدهای منطقه را تشکیل می‌دهند و فقط در منطقه نیوشت در باختر سیلیچرد قابل مشاهده‌اند. این توده‌ها، بلورین دانه متوسط و دارای ارتوکلزهای گوشتی تا خاکستری رنگ چند میلی‌متری هستند.

در محدوده روستای باغ شاهی و شمال نیوشت، رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی متعدد اما کم‌ستبری مشاهده می‌شود. آپلیت‌ها حاوی آمفیبول و کانی‌سازی آهن (هماتیت - مگنتیت) هستند. شواهد صحرایی حاکی از حضور آپلیت‌ها در سقف توده گرانیتی و درون آتشفشانیهای ائوسن است. در محل تماس آنها با آتشفشانیهای ائوسن باعث ایجاد دگرسانیهای مختلف بویژه اپیدوتی و ایجاد کانی‌زایی مس شده‌اند.

به طور کلی، شواهد صحرایی حاکی از نفوذ یک باتولیت بزرگ کم‌ژرفا با طیف ترکیبی متنوع از دیوریت/گابرو تا گرانیت قلیایی در سنگهای ائوسن منطقه است. با توجه به نفوذ این توده در زمان ائوسن پسین - الیگوسن در مجموعه آتشفشانی و آذرآواری ائوسن، ستبرای نهشته‌های ائوسن در آن زمان و وجود بافتهای گرانوفیری و دانه‌ریز در سنگها، به احتمال قوی این توده در ژرفای حدود ۲ کیلومتری و در فشاری معادل ۰/۵ کیلو بار متوقف و تبلور نهایی یافته است. بخشهای مختلف این توده در یک رخداد ماگمایی و توسط فرایند تفریق تشکیل شده‌اند. اولین نفوذها از جنس دیوریت/گابرو و آخرین بازمانده‌های تفریقی از نوع گرانیت قلیایی و حتی رگه‌های آپلیتی و پگماتیتی هستند.

سنگ‌نگاری

همان‌گونه که اشاره شد سنگهای این توده شامل چهار گروه عمده دیوریت/گابروها، گرانودیوریتها، سینو تا مونزوگرانیتها و آلكالی فلدسپار گرانیتها هستند.

دیوریت/گابروها در مقاطع میکروسکوپی دارای بافت دانه‌ای ریز تا متوسط دانه بوده به‌گونه‌ای که اغلب بلورها، دارای قطری در حدود چند دهم

گروه عمده دیوریت/گابروها، گرانودیوریتها، سینو تا مونزوگرانیتها و آلكالی فلدسپار گرانیتهاست (Caillat et al., 1978؛ حلمی، ۱۳۷۱؛ قلمقاش و فنودی، ۱۳۷۷؛ رمضانی، ۱۳۸۳) که همانند دیگر مجموعه‌های نفوذی مشابه در دنیا، همگی را می‌توان تحت عنوان یک باتولیت گرانیتوئیدی معرفی کرد. بین جایگزینی این توده و شکستگیهای اصلی منطقه ارتباط مشخصی وجود دارد. به اعتقاد حلمی (۱۳۷۱) کلیه توده‌های نفوذی حوالی ساوه در حاشیه و کنار گسلها و شکستگیهایی چون گسل آوج و کوشک نصرت واقع شده‌اند و همه آنها به یک باتولیت بزرگ تعلق دارند. وی تغییرات محلی در ترکیب توده‌ها را ناشی از فرایندهای هضم، تفریق و حاشیه انجماد سریع می‌داند. همچنین، وجود رگه‌های باریت و مس، ورقه‌های همتایت، دانه‌های مگنتیت، پیریت و آثار دگرسانی در شکستگیها و حفره‌های سنگهای آتشفشانی میزبان و خود توده نفوذی حاکی از رخداد دگرگونی گرمایی (دگرسانی) در بخشهای بالایی و هاله پیرامونی توده است.

دیوریت/گابروها، به عنوان ترکیب ماگمای اولیه، غالباً در حاشیه باتولیت اصلی دیده می‌شوند و همچنین توده‌های نفوذی کوچکی را غالباً با حاشیه‌های انجماد سریع و مرزهای تدریجی با دیگر محصولات تفریقی در سراسر منطقه و بویژه در نشوه در خاور سیلیچرد تشکیل می‌دهند. آنها، قدیمی‌ترین بخش توده اصلی به شمار می‌آیند. این توده‌ها که به وضوح واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن را قطع می‌کنند، در حقیقت، شامل طیف تفریقی نسبتاً وسیعی از سنگهای غالباً حدواسط مشتمل بر دیوریت/گابرو، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزونیت، کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت هستند که توسط توده گرانودیوریتی - گرانیتی در برگرفته شده‌اند و قطعاتی از آنها به صورت میانبار در این گرانیتها و گرانودیوریتها دیده می‌شود. در آنها غالباً آتاری از کانی‌زایی مس دیده می‌شود. در نمونه‌های دستی به صورت دانه‌ریز تا بلورین و به رنگ تیره تا سبز تیره (ناشی از دگرسانیهای اورالیتی و سوسوریتی)، گاه با درشت‌بلورهای پلاژیوکلز (بافت پورفیری) دیده می‌شوند.

گرانودیوریتها به عنوان محصول تفریقی دیوریت/گابروها، بیشترین حجم توده گرانیتوئیدی منطقه را تشکیل می‌دهند و به‌طور کلی، مشخصات و روابط صحرایی مشابه و بسیار نزدیکی با دیوریت/گابروها دارند. مجموعه شواهد صحرایی حاکی از نفوذ گرانودیوریتها به درون دیوریت/گابروها و در برگرفته شدن آنها توسط گرانیتها معمولی و آلكالی فلدسپار گرانیتهاست. در نمونه‌های دستی بلورین و به رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند.

سینو تا مونزوگرانیتها از گرانودیوریتها کم‌حجم‌ترند اما نسبت به آلكالی فلدسپار گرانیتها حجیم‌ترند. هوازدگی و فرسودگی کمتری را نشان می‌دهند



هستند.

آلکالی فلدسپار گرانیتها، بلورین، دارای ارتوکلزهای گوشتی تا خاکستری چند میلی متری و بافت نیمه‌وجه‌دار دانه‌ای تا بی‌شکل دانه‌ای هستند. پورفیرها اغلب شامل ارتوکلز بوده که حالت میکروپریتی آنها فقط در مقاطع میکروسکوپی قابل مشاهده است. کانیهای تشکیل دهنده آنها شامل کوارتز (۲۲ تا ۲۵ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۰ تا ۱۵ درصد)، فلدسپارهای قلیایی (حدود ۵۰ درصد)، آمفیبول، بیوتیت (حدود ۵ درصد) کانیهای کدر (عمدتاً مگنتیت شکل دار و پیریت)، اسفن، آپاتیت، تورمالین (نوع شورل)، سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کانیهای رسی هستند.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه ژئوشیمیایی و مقادیر نورماتیو کانیهای سازنده نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۱ آورده شده است. در رده‌بندی نورماتیو Strecheisen and Le Maitre (1979) نمونه‌ها در محدوده‌های گابرو، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت و در رده‌بندی شیمیایی De la Roche and Leterrier (1980) در محدوده‌های گرانیت، گرانیت نیمه‌قلیایی، گرانودیوریت، آداملیت، دیوریت، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گابرو، مونزو گابرو و در رده‌بندی شیمیایی Frost (2001) در زمره گرانیتوئیدهای آهن دار قرار می‌گیرند (شکل ۲).

روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی (شکل ۳) و کمیاب (شکل ۴) در نمودارهای هارکر، حاکی از افزایش مقادیر Ba, Rb, K₂O, Na₂O و Zr و کاهش مقادیر Sr, V, Al₂O₃, CaO, MgO, FeO₄ و Sc در برابر سیلیس است. در نمودار نسبت K₂O/Rb در برابر Rb (شکل ۵)، روند کاهشی ناگهانی مشاهده می‌شود. در نمودارهای K₂O-Rb, Ba-Rb و K₂O-Ba روندهای خطی با شیب مثبت و در نمودارهای Sc-Zr, Sc-Hf, V-Ba نیز روندهای خطی و غیرخطی با شیب منفی دیده می‌شود (شکل ۶).

نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای تعیین سری ماگمایی Sylvester (1989) و Rickwood (1989) در قلمرو سنگهای کلسیمی - قلیایی پتاسیم متوسط - بالا (شکل ۷) و در نمودارهای تعیین درجه اشباعی از آلومین Maniar & Piccoli (1989) و Chappell & White (1974) در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۸).

این نمونه‌ها در نمودار عنکبوتی چند عنصری هنجار شده به گوشته (شکل ۹) از عناصر HFS مانند P, Zr, Hf, Nb, Ta, Th, U, Ti و REE نهی شدگی نسبی و از عناصر LFS (LIL) مانند Ba, Sr, Cs, Rb, K و Pb غنی شدگی نسبی نشان می‌دهند.

میلی متر تا ۲ میلی متر هستند. بعضی نیز دارای بافت پویکیلیتیک هستند و در آنها یک درشت بلور پیروکسن، بلورهای ریزتری از پلاژیوکلاز را در بر گرفته است و برعکس. اگرچه عمدتاً در زمره سنگهای اشباع هستند اما بعضی از آنها به سمت سریهای ابر اشباع میل کرده، دارای کوارتز شده و به کوارتز دیوریتها پیوسته‌اند. نمونه‌های بازی تر همیشه دارای پیروکسن بوده، به وضوح از گابروها قابل تفکیک نیستند مگر آنکه ترکیب پلاژیوکلازها تعیین شود. وجود حاشیه‌های شیشه‌ای با بافت ریز بلور و وجود رخساره‌های نیمه‌آتشفشانی و بافت گرانوفیری آنها حاکی از نفوذ توده ماگمایی در ژرفای کم و تبلور سریع است. این سنگها از پلاژیوکلاز (به‌طور میانگین ۴۵ درصد) با ترکیب آندزین تا لابرادور، فلدسپار قلیایی (۱۰ تا ۱۵ درصد)، آمفیبول کلسیم (هورنبلند سبز، کمتر از ۱۰ درصد)، کلینوپروکسن تیتان اوژیتی (۵ تا ۱۰ درصد)، بیوتیت با چندرنگی گاهی تا شکلاتی (۵ تا ۱۰ درصد) و کانیهای فرعی، عارضه‌ای و ثانویه آپاتیت، اسفن، کلریت، سریسیت، کانیهای کدر (به‌طور مگنتیت شکل دار و پیریت)، کلسیت، اپیدوت و کانیهای رسی تشکیل شده‌اند.

گرانودیوریتها نیز در مقاطع میکروسکوپی اغلب دارای بافت دانه‌ای بوده، گاه بافتهای گرافیکی و پویکیلیتیک نیز نشان می‌دهند. کانیهای آنها را کوارتز (۲۵ تا ۳۰ درصد) به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌خودریخت، پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۴۵ درصد) با ترکیب الیگو کلاز - آندزین، زون‌بندی عادی و نوسانی، دوقلویی پلی سنتتیک و حالت خودریخت تا نیمه‌خودریخت، فلدسپار قلیایی (حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد) عمدتاً از نوع ارتو کلاز، گاهی دارای بافتهای هم‌رشدی میکروپگماتیستی و گرافیکی با کوارتز و بی‌شکل تا نیمه‌خودریخت، آمفیبول (کمتر از ۱۰ درصد)، کلینوپروکسن (۴ تا ۸ درصد)، بیوتیت با چندریختی گاهی تا شکلاتی (۱۰ تا ۱۵ درصد)، آپاتیت، اسفن، کانیهای کدر (بیشتر مگنتیت شکل دار و پیریت)، کلریت، سریسیت و کانیهای رسی تشکیل می‌دهند.

سینو تا مونزوگرانیتها غالباً دارای بافت نیمه‌وجه‌دار دانه‌ای یا نیمه‌خودریخت دانه‌ای هستند. اما بافت گرافیکی نیز در بعضی نمونه‌ها قابل مشاهده است. این بافت تبلور اوتکتیک، همزمان و آرام کوارتز و فلدسپار پتاسیک را از یک مذاب در حال سرد شدن در ژرفای کم و تحت فشار آب پایین نشان می‌دهد (Clarke, 1992). پورفیرها یا درشت‌بلورها اغلب شامل ارتو کلاز و کوارتز هستند. کانیهای موجود در این سنگها شامل کوارتز (۲۵ تا ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۱۵ تا ۲۵ درصد)، فلدسپارهای قلیایی (۴۰ تا ۴۵ درصد)، آمفیبول، کانیهای کدر (عمدتاً مگنتیت و پیریت)، اسفن، آپاتیت، سریسیت، اپیدوت، کلسیت و کانیهای رسی می‌باشند. اغلب مگنتیتها شکل دار

در واحدهای بازی و حدواسط است (جدول ۱) که استرانسیم را در خود به همراه داشته است. کاهش نسبت K_2O/Rb در برابر Rb (شکل ۵) نیز نشانه تفریق فلدسپار پتاسیم‌دار در این سنگهاست (Opiyo & Spath, 2000). کاهش P_2O_5, TiO_2 و V از دیوریت/گابروها به سمت گرانیت‌های قلیایی و رفتار پیچیده عناصر جزئی نامتحرک در جریان تفریق ممکن است وابسته به کاهش تفریق فازهای فرعی همچون آپاتیت، روتیل و زیرکن از مذاب در خلال تفریق باشد (Nagudi et al., 2003).

از آنجا که فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی هر دو منجر به ایجاد اثرات نهایی مشابهی در تکوین سنگهای ماگمایی می‌شوند، بنابراین با مشاهده ارتباط خویشاوندی نمونه‌ها، باید دید که کدام یک از این فرایندها مسبب این ارتباط هستند؟ برای پاسخ به این سؤال لازم است از نمودارهای خاصی استفاده شود. در این نمودارها تغییرات دو عنصر ناسازگار یا یک عنصر سازگار با یک عنصر ناسازگار در برابر یکدیگر رسم می‌شود. اگر دو عنصر ناسازگار روند خطی مثبتی که از مبدأ مختصات نیز بگذرد، نشان دهند، همچنین نمودار عنصر سازگار با عنصر ناسازگار نیز روندی خطی و منفی نشان دهد، در این صورت فرایند اصلی ارتباط بین سنگها تبلور تفریقی است. در غیر این صورت ذوب بخشی متعادل با منشأ، عامل اصلی ارتباط است (Rogers et al., 1984). براین اساس، سنگهای منطقه مورد مطالعه در نمودارهای K_2O-Rb , $Ba-Rb$, K_2O-Ba و نمودارهای $V-Ba$, $Sc-Hf$, $Sc-Zr$ شیب مثبت و در نمودارهای $V-Ba$, $Sc-Hf$, $Sc-Zr$ نیز روندی خطی و غیرخطی با شیب منفی نشان می‌دهند (شکل ۶) که همگی بیانگر نقش اساسی تبلور تفریقی در تحول سنگهای منطقه هستند. به علاوه، برای اثبات منشأ تفریقی سنگهای این توده از نمودارهای تغییرات Y در برابر Zr (Abdallah et al., 1997) و La/Sm در برابر La (Cheng et al., 2001) نیز استفاده شده است (شکل ۱۰-الف و ب). این نمودارها نیز نقش مهم پدیده تفریق را در تشکیل این توده به خوبی نشان می‌دهند. حلمی (۱۳۷۱) به وجود یک ماگماتیسیم دوگانه بازی و اسیدی در منطقه اشاره می‌کند. وی، نوع بازی را به منشأ گوشته‌ای و نوع اسیدی را به منشأ پوسته‌ای نسبت می‌دهد. به علاوه، ماگمای توده‌های نفوذی را ناشی از ذوب بخشی پوسته می‌داند. Caillat et al. (1978) نیز ماگمای این توده‌ها را کلسیمی-قلیایی و از تفریق یک ماگمای گابرویی و آغشتگی همزمان آن با یک ماگمای ریولیتی پالیزتیکی می‌دانند. اما مسعودی (۱۳۶۹) و قربانی (۱۳۸۴) با مطالعه سنگهای آتشفشانی اسیدی منطقه (ریولیت‌های ائوسن)، آنها را عمدتاً ناشی از تفریق ماگمایی از طریق تبلور بخشی دانسته‌اند. مطالعات صحرائی، نمونه‌برداری کامل از طیف سنگی توده نفوذی و تجزیه‌های ژئوشیمیایی دقیق از نمونه‌ها

مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ سه نمونه سنگ کل از این توده در جدول ۲ آمده است. این تجزیه‌ها برای انجام سن‌سنجی به روش ایزوکرون سنگ کل انجام شده‌اند. در این روش به داده‌های ایزوتوپی دست کم سه نمونه هم ماگمای با نسبت‌های روبیدیم مختلف نیاز است. از آنجا که مقادیر Rb و نسبت‌های $^{87}Rb/^{86}Sr$ یکی از نمونه‌ها از این مقادیر در دو نمونه دیگر بسیار متفاوت و رسم ایزوکرون برای آنها امکان‌پذیر نشد لذا تصمیم گرفته شد چند نمونه دیگر به آزمایشگاه ارسال شود. همان‌گونه که مشاهده می‌شود مقادیر این نسبت‌ها از ۰/۷۰۴۷۵۹ تا ۰/۷۰۵۱۶۶ متغیر است.

بحث

مطالعات صحرائی و سنگ‌نگاری نشان می‌دهند که توده نفوذی مورد نظر یک باتولیت بزرگ را با طیف سنگ‌شناسی تقریباً کامل مشتمل بر دیوریت/گابرو، کوارتز دیوریت، کوارتز مونزودیوریت، گرانودیوریت، مونزو تا سینوگرانیت و گرانیت قلیایی تشکیل می‌دهد. بخش‌های بازی دیوریت/گابرویی ابتدا نفوذ کرده‌اند و بخش‌های روشن گرانودیوریتی و گرانیتی از تفریق آنها و در ادامه بالا آمده‌اند. در بخش‌های روشن گرانودیوریتی و گرانیتی، میانبراهایی از بخش‌های پیش رس و تیره دیوریت/گابرویی و همچنین سنگ میزبان آندزیتی دیده می‌شود. در این منطقه سنگهای دگرگونی مرتبط با توده دیده نمی‌شوند و همچنین در هیچ کدام از نمونه‌ها، میانبار دگرگونی (سورمیکاسه)، کانیه‌های شاخص سنگهای دگرگونی (گارنت، سیلیکات‌های آلومین و ...) و به طور کلی هیچ اثر و نشانه‌ای حاکی از منشأ دگرگونی (نوع S) برای این توده، دیده نشده است. به علاوه، وجود مگنتیت‌های شکل‌دار و رنگ صورتی ارتوکلاز حاکی از شرایط اکسیدی و فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگها و در نتیجه گویای منشأ ماگمایی (I) برای این سنگهاست (Clarke, 1992; Chappell and White, 2001).

ماگمای تشکیل‌دهنده توده، دارای گرایش کلسیمی-قلیایی پتاسیم متوسط-بالا و ماهیت متآلومین بوده است. حلمی (۱۳۷۱) و امامی (۱۳۷۹) نیز به دلیل وجود رخساره گرانوفیری، این توده را نیمه‌ژرف دانسته و از نظر ژئوشیمیایی آن را کلسیمی-قلیایی معرفی کرده‌اند. روندهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی در برابر سیلیس، حاکی از خویشاوندی و پیوستگی نمونه‌ها و نقش مهم فرایند تفریق ماگمایی در تشکیل و تکوین آنهاست. البته پراکنده‌گیهای جزئی نقاط را در برخی نمودارها می‌توان به آلابش اندک پوسته‌ای و دگرسانی خفیف نمونه‌ها نسبت داد. افزایش نسبت Rb/Sr ، کاهش نسبت CaO/Y و کاهش مقدار Sr از دیوریت/گابروها به سمت گرانیت‌های قلیایی، حاکی از تفریق پلاژیو کلاز به عنوان یک فاز اولیه



آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. در این محیطها ماگماها می‌توانند از دو خاستگاه اصلی پوسته بالایی و پوسته زیرین - گوشته بالایی و یک خاستگاه مرکب پوسته‌ای - گوشته‌ای (اختلاطی) حاصل شوند. همان گونه که ملاحظه شد در مورد این منطقه هیچ شاهد و مدرکی دال بر وجود خاستگاههای پوسته بالایی و مرکب وجود ندارد و تمامی شواهد و مدارک حاکی از یک منبع پوسته زیرین - گوشته بالایی برای ماگمای سازنده توده نفوذی یاد شده است. در زونهای فرورانش، ماگماهای با خاستگاه گوشته‌ای می‌توانند از دو منطقه مشتمل بر صفحه اقیانوسی فرورونده (متابازالت) و گوه گوشته‌ای روی آن (سست کره) سرچشمه بگیرند. اگرچه معمولاً در این مناطق سیالهای حاصل از آزدایی صفحه اقیانوسی فرورونده با ورود به گوه گوشته‌ای آن را متاسوماتیزه، غنی شده از عناصر ناسازگار و متحمل ذوب بخشی و ایجاد ماگما می‌کنند اما در این موارد غالباً بخشی از پوسته اقیانوسی نیز ذوب می‌شود و در تشکیل ماگماهای برخاسته از این مناطق مشارکت می‌کند. اثبات نقش و میزان مشارکت هر کدام از این مناطق در تولید ماگما نیازمند انجام مطالعات جامع و دقیق بویژه بهره‌گیری از روشهای ایزوتوپی ترکیبی است.

نتیجه‌گیری

توده باتولیتی سیلیچرد در شمال باختر ساوه، طیف ترکیبی پیوسته‌ای را مشتمل بر دیوریت/گابرو، کوارتز دیوریت، گرانودیوریت، سینو تا مونزو گرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت تشکیل می‌دهد. روابط صحرایی، سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی نمونه‌ها حاکی از وابستگی و تعلق آنها به یک ماگمای واحد و منشأ تقریبی نمونه‌ها از راه تبلور بخشی فازهای کانیها بویژه پلاژیوکلاز است. نبود میانبارهای دگرگونی و سورمیکاسه، کانیهای شاخص دگرگونی، رنگ صورتی کانی ارتوکلاز (که حاکی از شرایط اکسیدی و فوگاسیته بالای اکسیژن است) و شواهد سنگ‌نگاری همچون وجود هورنبلندسبز، مگنتیت شکل‌دار (نشانه فوگاسیته بالای اکسیژن)، چندرنگی کاهی تا شکلاتی بیوتیت، میانبارهای همخون با سنگ میزبان، درصد بالای سدیم، متالومین بودن نمونه‌ها، کاهش P_2O_5 در گرانیت‌های قلیایی، افت Ti و تشکیل قله Y ، غنی‌شدگی از عناصر LIL و تهی‌شدگی از $HFSE$ در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری و داده‌های ایزوتوپی نمونه‌های سنگ کل همگی حاکی از منشأ ماگمایی I این توده است. وجود درشت بلورهای فلدسپار پتاسیم‌دار و میانبارهای میکروگرانیتی‌بیدی مافیک در نمونه‌ها، فراوانی بالای La و Ce و غنی‌شدگی از عنصر V در واحدهای مافیک و موقعیت نمونه‌ها در نمودارهای مختلف زایشی و تعیین محیط زمین‌ساختی، حاکی از آن است که ماگمای سازنده این توده از ذوب بخشی یک منشأ گوشته‌ای مشتمل بر پوسته

بویژه عناصر جزئی و ایزوتوپی در این تحقیق نیز، با نظریه وجود یک ماگمای اصلی بازیک، تفریق آن از طریق تبلور بخشی و آرایش پوسته‌ای خفیف آن سازگار است.

غنی‌شدگی نمونه‌ها از عناصر LIL ، تهی‌شدگی آنها از عناصر $HFSE$ به همراه نسبت‌های بالای K_2O/Rb و FeO/MgO در نمونه‌ها، بیانگر ماگماتیسم نفوذی متالومین نوع I کمانهای آتشفشانی (VAG) حاشیه قاره‌هاست که توسط فرایندهای مربوط به فرورانش تشکیل شده است (Wilson, 1989; Chappell, 1999; Pearce et al., 1984; Mohamed, 2000). افزون بر این، بی‌هنجاریهای منفی Nb از ویژگیهای آشکار سنگهای قاره‌ای است. بنابراین، بی‌هنجاری منفی ماگماهای گوشته‌ای از این عنصر می‌تواند ناشی از آرایش این ماگماها با مواد پوسته‌ای در خلال صعود و جایگزینی باشد. همچنین، در محیطهای فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته قاره‌ای، فازهای فرعی دیرگداز مانند ایلمنیت و روتیل در پوسته اقیانوسی دگرگونی فرورونده پایدار بوده، عناصر $HFSE$ مانند Nb و Ta را در خود نگه می‌دارند و با جلوگیری از مشارکت آنها در ماگماهای حاصل از این منابع، سبب ایجاد بی‌هنجاری منفی آنها در ماگما می‌شوند (Nagudi et al., 2002; Rollinson, 1993; Bogoch et al., 2003). نمودارهای سنگ‌زایی نیز گویای منشأ ماگمایی نوع I این توده است (Chappell & White, 2001) (شکل ۱۱ - الف و ب) که از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورونده (متابازالت) یا پوسته قاره‌ای زیرین (متاتولیت) حاصل شده است (Altherr et al., 2002) (شکل ۱۲). نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی (Harris et al., 1986; Pearce et al., 1984) نیز وابستگی این توده به کمانهای آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای را تأیید می‌کنند (شکل ۱۳).

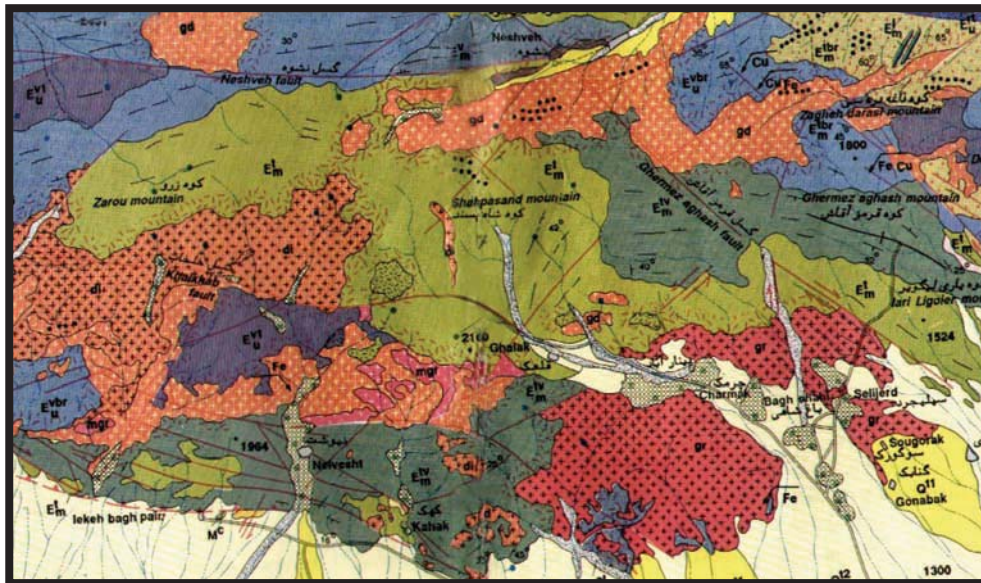
داده‌های ایزوتوپی مربوط به سه نمونه از این توده در آزمایشگاه ژئوشیمی ایزوتوپی دانشگاه کارلتون کانادا به هر دو روش رقیق‌سازی ایزوتوپی و XRF اندازه‌گیری شده‌اند. متأسفانه داده‌های مربوط به یکی از نمونه‌ها بسیار متفاوت از دو نمونه دیگر بوده و ترسیم ایزوکرون ممکن نیست. به همین منظور و برای تکمیل اطلاعات ایزوتوپی توده، تعداد دیگری نمونه برای انجام تجزیه به آزمایشگاه یادشده ارسال شده‌است. اما از داده‌های موجود می‌توان نتیجه گرفت که این نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ پایین در نمونه‌های سنگ کل این توده با یک منشأ ماگمایی نوع I (گوشته‌ای یا پوسته زیرین) و آرایش اندک ماگمای آن با سنگهای پوسته‌ای مسیر و میزبان مطابقت دارد. به‌طور کلی، داده‌های ژئوشیمیایی موجود نشان می‌دهند که ماگماتیسم نفوذی منطقه از نوع ماگماتیسم کلسیمی - قلیایی پتاسیم متوسط - بالای کمانهای

Actlab و دانشگاه کارلتون کانادا به‌خاطر انجام تجزیه‌های شیمیایی و آقای دکتر حسن میرنژاد به‌خاطر انجام هماهنگی‌های لازم با آن آزمایشگاهها تشکر می‌نمایند.

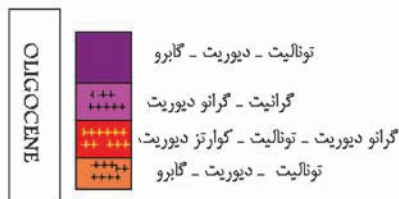
اقیانوسی فرورونده یا گوه‌گوشته‌ای روی آن و یا محل منبع پوسته قاره‌ای زیرین در یک محیط فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای به وجود آمده است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از دانشگاه صنعتی شاهرود و سازمان مدیریت و برنامه‌ریزی کشور به‌خاطر تأمین بخشی از هزینه‌ها، مسئولین آزمایشگاههای ژئوشیمی



سنگهای نفوذی



شکل ۱- بخشی از نقشه زمین شناسی منطقه ساوه (قلمقاش و فنودی، ۱۳۷۷) مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰



جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، جزئی، کمیاب خاکی نمونه‌های توده آذرین نفوذی سیلیچرد، شمال باختر ساوه.

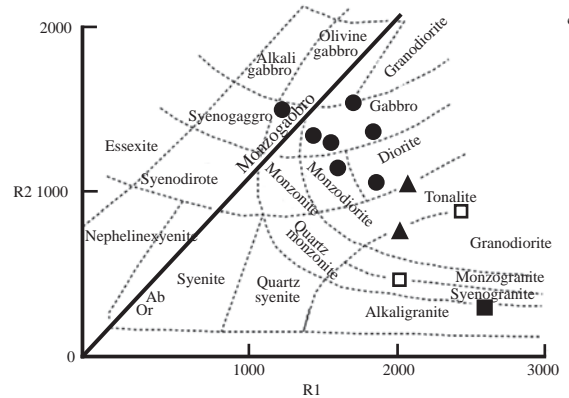
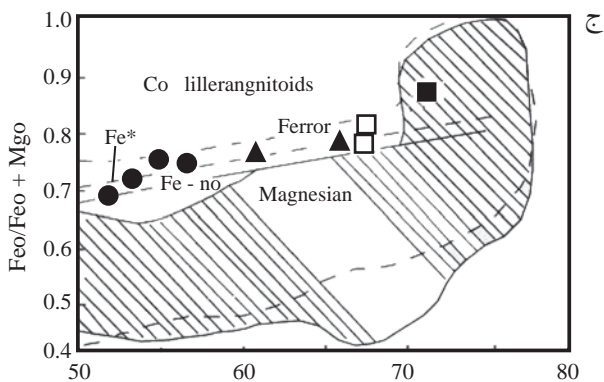
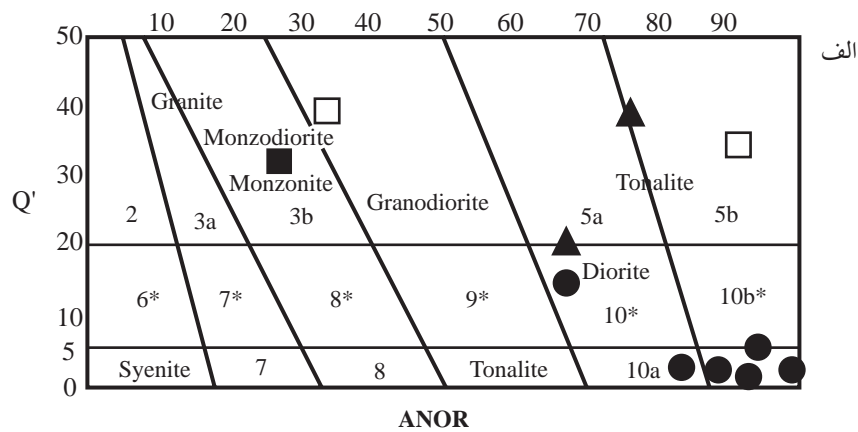
Sample No.	R-1A	R-1B	R-9	R-11	R-12	R-15	R-21	R-21B	R-16	R-7	R-5	R-14	R-2-24
Name	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Diorite	Granodiorite	Granodiorite	Syeno-granite	Syeno-granite	Alkali-granite
SiO ₂	49.09	57.56	45.84	46.4	53.94	50.76	52.67	50.29	60.45	65.51	66.21	67.2	71.48
Al ₂ O ₃	20.3	16.84	22.18	25.33	16.46	20.73	20.22	17.52	17.26	15.31	15.41	15.3	15.15
FeO(t)	7.71	7.21	9	10.38	10.12	1.66	8.11	11.01	6.77	5.34	5.64	3.97	2.83
Fe ₂ O ₃	1.25	1.18	1.46	1.72	1.7	0.39	1.35	1.79	1.12	0.91	0.95	0.66	0.49
FeO	5.81	5.43	6.79	7.79	5.78	1.14	6.08	8.3	5.09	3.99	4.22	2.98	2.11
MnO	0.17	0.15	0.16	0.19	0.22	0.26	0.15	0.19	0.13	0.11	0.09	0.06	0.08
MgO	4.79	2.73	5.28	3.2	2.83	5.28	2.86	5.1	2.47	1.78	1.61	1.06	0.5
CaO	11.62	5.97	11.96	7.03	7.7	13	8.49	8.39	5.82	5.09	4.69	2.93	1.85
Na ₂ O	2.83	3.46	2.13	3.27	3.8	3.76	3.9	2.85	3.2	4.23	4.43	3.15	4.17
K ₂ O	0.69	2.08	0.73	0.72	0.8	0.77	1.31	1.76	2.29	1.09	0.6	4.72	3.18
TiO ₂	0.64	0.66	0.72	1.11	1.21	0.93	0.9	0.9	0.68	0.71	0.72	0.42	0.4
P ₂ O ₅	0.06	0.2	0.04	0.1	0.17	0.02	0.24	0.31	0.2	0.17	0.17	0.12	0.08
LOI	1.52	2.5	1.63	1.09	2.02	2.8	1.35	1.54	0.7	0.36	0.42	0.94	0.33
TOTAL	99.41	99.37	99.66	98.8	99.25	99.97	100.2	99.86	99.98	99.7	99.98	99.87	99.96
Q	0	11.86	0	0.91	7.46	0	1.83	0	15.78	23.8	25.47	23.04	30.71
or	4.19	12.76	4.43	4.39	4.9	4.68	7.88	10.67	13.7	6.51	3.57	28.26	18.88
ab	24.6	30.39	18.51	28.54	33.32	27.88	33.58	24.74	27.4	36.15	37.78	27	35.45
an	41.76	25.2	50.13	35.3	26.42	38.5	34.39	30.59	26.28	19.76	20.55	13.85	8.69
di	13.86	3.44	8.6	0	10	19.81	5.66	8.27	1.33	3.74	1.45	0.07	0
hy	7.35	11.32	1.44	17.7	11.05	0	10.83	17.75	10.55	5.04	6.17	3.89	1.25
ol	3.66	0	12.09	0	0	3.05	0	1.9	0	0	0	0	0
mt	3.19	3.25	3.3	3.91	4.07	0	3.54	3.57	3.2	3.24	3.24	2.82	1.74
il	1.25	1.3	1.4	2.18	2.37	0.58	1.73	1.76	1.3	1.37	1.37	0.8	0.76
ap	0.14	0.48	0.1	0.24	0.41	0.05	0.57	0.74	0.47	0.4	0.4	0.28	0.19
%AN	62.93	45.33	73.03	55.29	44.22	58	50.6	55.28	48.96	35.35	35.23	33.9	19.7
V	257	136	508	336	298	199	208	263	135	123	83	63	11
Cr	35	-20	57	-20	-20	27	-20	24	-20	-20	-20	-20	-20
Co	15	16	19	19	16	3	16	28	15	8	5	7	2
Ni	-20	-20	22	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20	-20
Cu	-10	-10	-10	225	-10	-10	-10	123	33	-10	-10	-10	-10
Zn	51	41	40	70	45	172	36	76	60	-30	-30	-30	-30

ادامه جدول ۱

Ga	19	17	19	21	20	18	20	19	18	17	17	15	16
Ge	1.6	1.5	1.5	1.6	1.7	1.7	1.3	1.6	1.3	1.5	1.5	1.5	1.3
As	9	6	7	7	9	32	-5	24	9	-5	-5	6	-5
Sc	36	21	39	40	39	37	26	34	18	22	19	10	11
Rb	12	43	14	13	18	19	24	35	57	11	6	125	67
Sr	375	379	341	244	218	446	438	489	431	216	218	221	171
Y	8.9	20.3	7.2	18.1	24.7	17.3	22.1	22.2	21.4	38.5	34.4	24.8	38.4
Zr	18	101	17	39	64	29	33	53	86	77	97	175	204
Nb	1.6	6.6	1.2	3	4.1	2.3	4.2	3.6	5.3	5.7	7.9	11.2	10.7
Mo	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2	-2
Ag	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
In	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.2
Sn	10	9	8	9	9	10	8	10	9	8	10	12	10
Sb	0.5	0.5	0.4	0.4	0.4	1.6	-0.2	1	0.6	-0.2	-0.2	0.5	-0.2
Cs	3	1.3	1.9	1.1	0.9	3.4	1.1	1.5	2.4	0.1	0.1	1.3	1
Be	1	2	-1	-1	-1	1	1	1	2	2	2	2	2
Ba	138	582	173	152	118	208	296	425	573	386	208	617	820
La	2.45	14.9	2.16	5.06	6.16	5.7	11.2	13	16.6	18.2	9.47	32.4	21.7
Ce	5.04	30.3	4.64	11.5	14.7	13.6	23	28.7	33.3	35.5	23.9	61.3	44.8
Pr	0.64	3.57	0.57	1.52	2.01	1.79	2.78	3.83	3.86	4.44	3.2	6.39	5.2
Nd	2.93	14.7	2.5	6.93	9.71	8.49	12.4	17.1	15.7	18.3	14.5	22.4	21.2
Sm	0.96	3.64	0.8	2.18	3.03	2.55	3.42	4.48	3.69	4.7	4.25	4.66	5.35
Eu	0.621	1.08	0.47	1.07	1.11	0.981	1.12	1.39	1.03	1.25	1.22	0.724	1.32
Gd	1.3	3.61	0.97	2.75	3.75	2.8	3.78	4.44	3.67	6.02	4.92	4.04	5.41
Tb	0.27	0.66	0.21	0.56	0.75	0.55	0.7	0.78	0.68	1.16	0.96	0.77	1.06
Dy	1.65	3.85	1.32	3.42	4.51	3.33	4.28	4.37	3.92	6.85	6.12	4.44	6.68
Ho	0.33	0.76	0.27	0.71	0.92	0.66	0.86	0.84	0.77	1.44	1.26	0.9	1.4
Er	1.03	2.3	0.83	2.16	2.88	1.92	2.56	2.52	2.37	4.46	3.91	2.88	4.43
Tm	0.157	0.363	0.123	0.325	0.433	0.288	0.377	0.365	0.364	0.659	0.618	0.459	0.674
Yb	1	2.3	0.8	1.98	2.65	1.7	2.34	2.29	2.25	3.9	3.79	2.98	4.38
Lu	0.152	0.335	0.117	0.309	0.397	0.247	0.349	0.334	0.343	0.65	0.577	0.459	0.69
Hf	0.6	2.9	0.6	1.3	2	1	1.3	1.6	2.7	2.7	3.2	5.4	5.9
Ta	0.08	0.39	0.07	0.17	0.23	0.1	0.24	0.16	0.37	0.37	0.49	0.9	0.64
W	-0.5	0.6	-0.5	0.5	-0.5	-0.5	0.6	0.5	2.1	1	1.8	-0.5	0.5
Tl	0.11	0.29	0.17	0.12	0.13	0.21	0.23	0.3	0.3	-0.05	-0.05	0.31	0.22
Pb	9	8	11	37	9	75	16	16	10	6	6	-5	5
Bi	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	2.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1
Th	0.37	3.75	0.28	1.54	1.24	1.23	4.31	1.69	5.04	3.72	2.45	16.4	5.58
U	0.22	0.9	0.17	0.35	0.31	0.3	0.75	0.5	1.47	1.29	0.5	4.67	1.37
CaO/Y	1.31	0.29	1.66	0.39	0.31	0.75	0.38	0.38	0.27	0.13	0.14	0.12	0.05
Rb/Sr	0.03	0.11	0.04	0.05	0.08	0.04	0.05	0.07	0.13	0.05	0.03	0.57	0.39

جدول ۲- نتایج تجزیه شیمیایی ایزوتوپی سه نمونه سنگ کل از توده آذرین نفوذی منطقه ساوه.

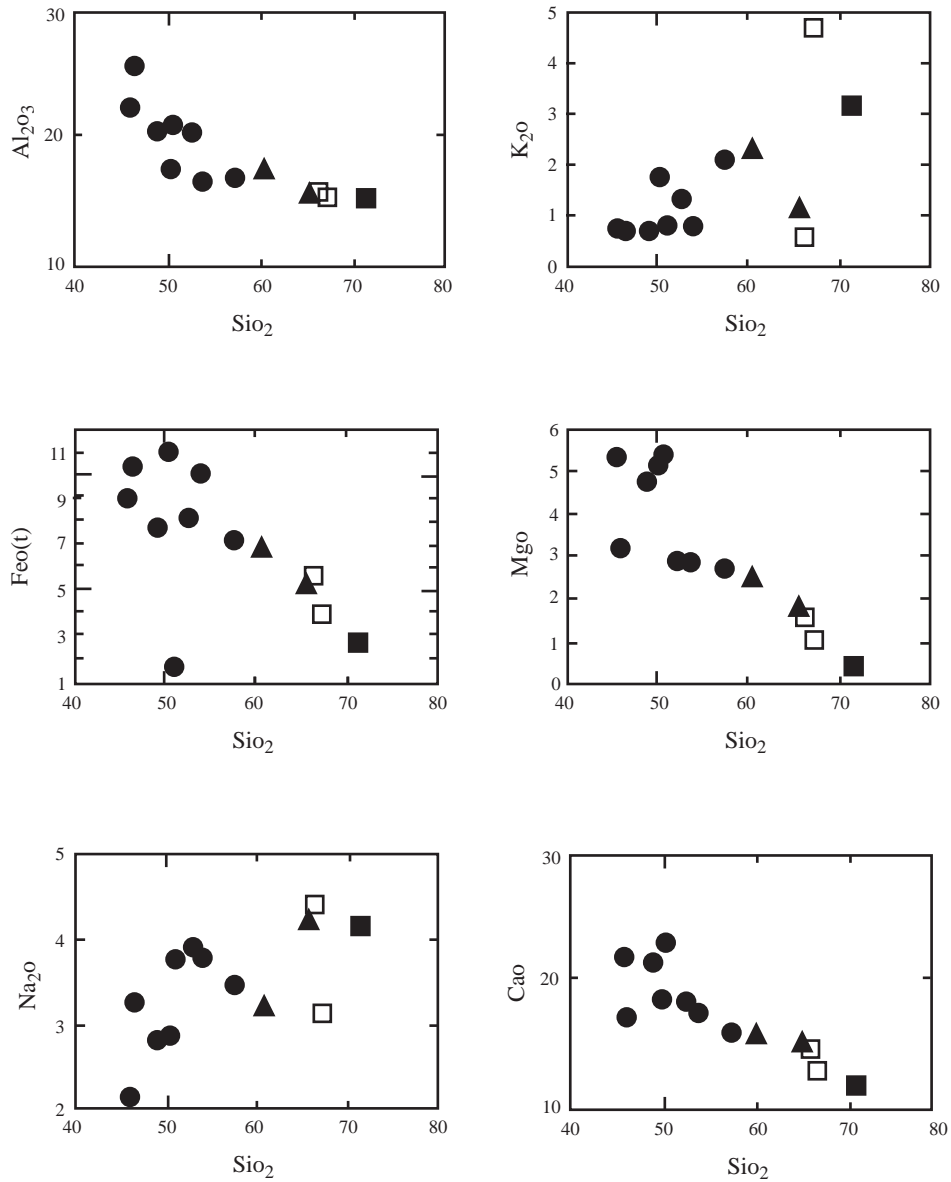
شماره نمونه	R.2.1	R.2.21	R.2.18
نام سنگ	دیوریت	دیوریت	سینوگرانیت
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.704759	0.705166	0.704955
2-sig	0.000016	0.000011	0.000012
Sr(ppm)	401.27	398.65	430.62
Rb(ppm)	3.68	31.36	125.86
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0266	0.2275	0.8454



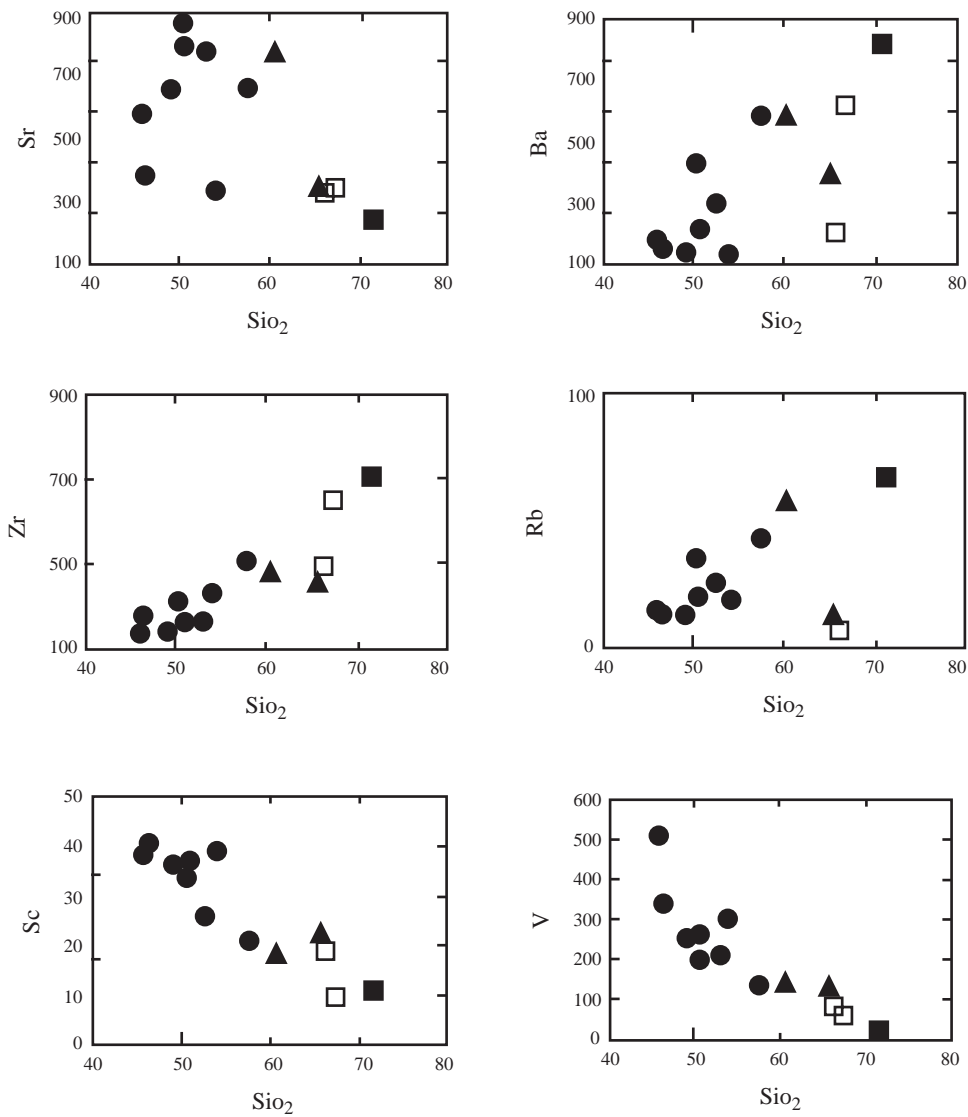
شکل ۲- الف) نامگذاری سنگهای نفوذی منطقه ساوه با استفاده از نمودار (Streckeisen & Le Maitre (1979)

ب- نامگذاری سنگهای نفوذی منطقه ساوه با استفاده از نمودار (De la roche & Leterrier(1980) ج- رده‌بندی شیمیایی (Frost(2001)

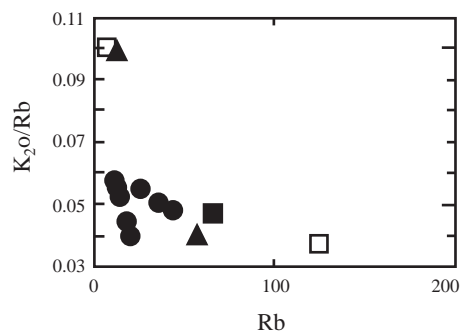
در این نمودارها دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.



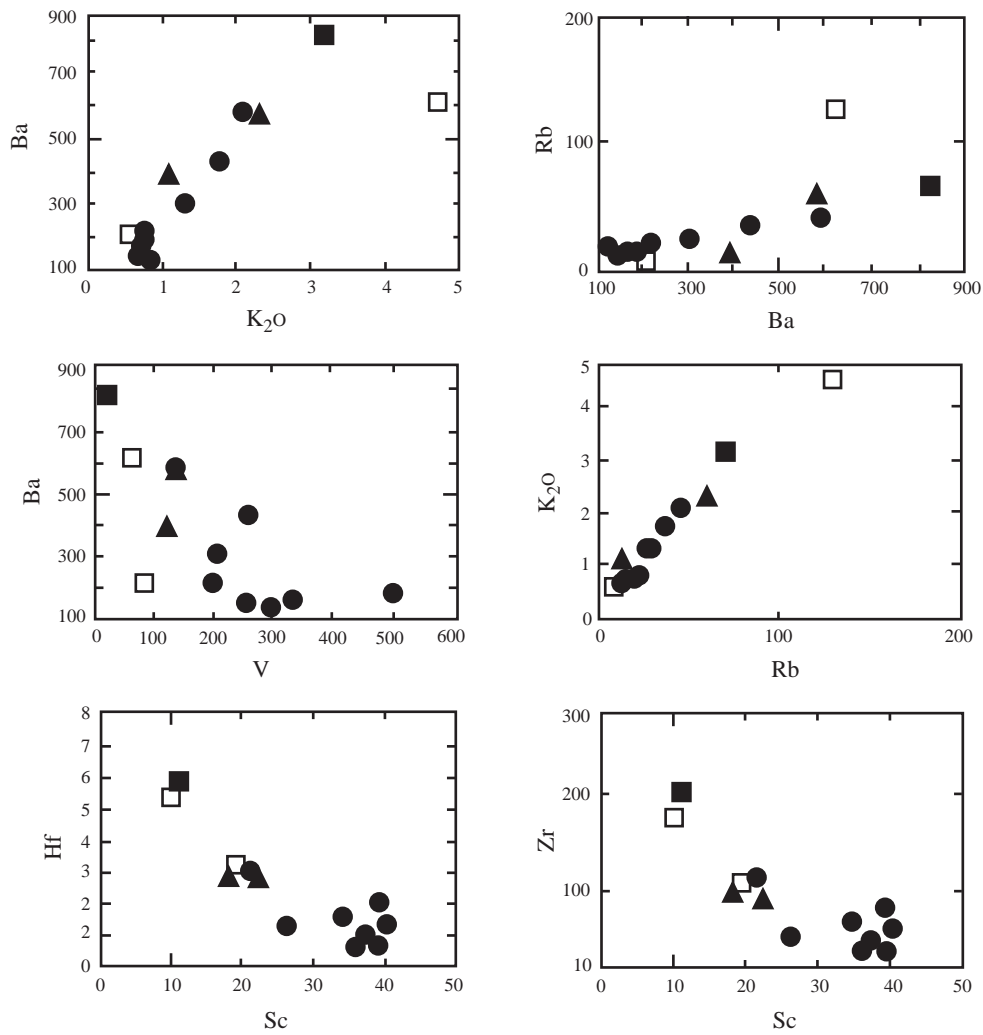
شکل ۳- نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس برای سنگهای نفوذی منطقه ساوه. در این نمودارها دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند. نمونه‌ها دارای طیف ترکیبی پیوسته هستند.



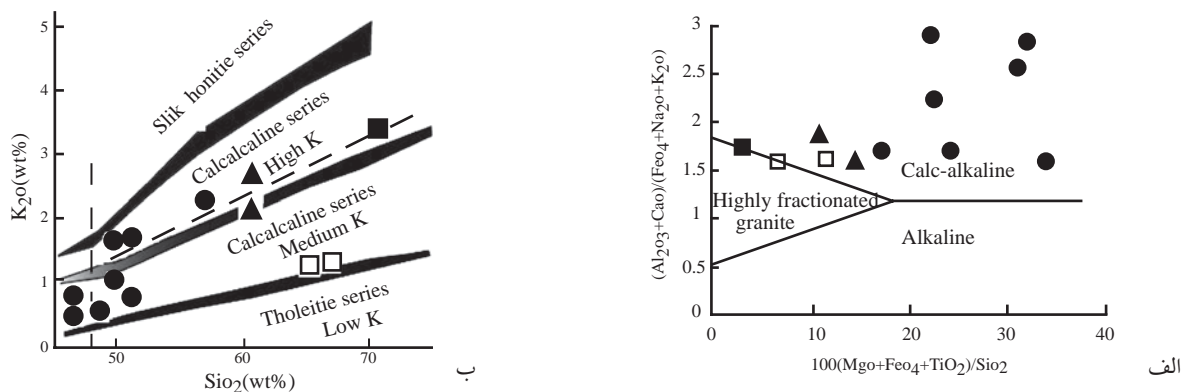
شکل ۴- نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب در برابر سیلیس مربوط به سنگهای نفوذی منطقه ساوه. در این نمودارها دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند. نمونه‌ها دارای طیف ترکیبی پیوسته هستند.



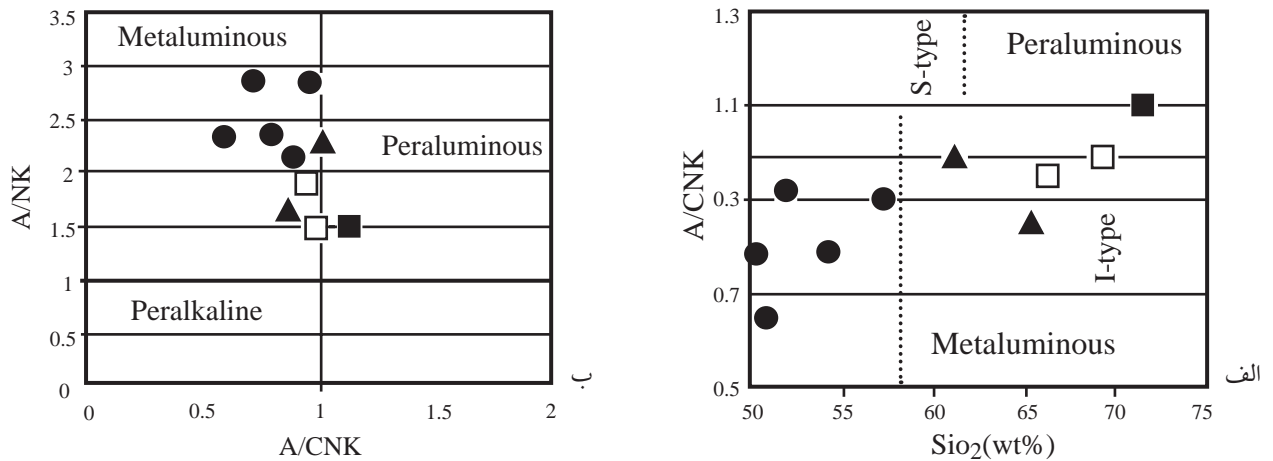
شکل ۵- نمودار K₂O/Rb در برابر Rb برای سنگهای نفوذی منطقه ساوه که نشانه تفریق فلدسپار پتاسیم در نمونه‌های مورد مطالعه است.



شکل ۶- نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار- ناسازگار و سازگار- ناسازگار در برابر یکدیگر در سنگهای نفوذی منطقه ساوه. در این نمودارها دیوریت/گابروها با نشانه ●، گرانودیوریتها با نشانه ▲، سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۷- تعیین سری ماگمایی توده نفوذی منطقه ساوه با بهره‌گیری از نمودارهای: الف- Sylvester (1989). ب- Rickwood (1989). همان‌طور که مشاهده می‌شود همه نمونه‌ها در قلمرو کلسیمی- قلیایی پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. در این نمودارها دیوریت/گابروها با نشانه ●، گرانودیوریتها با نشانه ▲، سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.

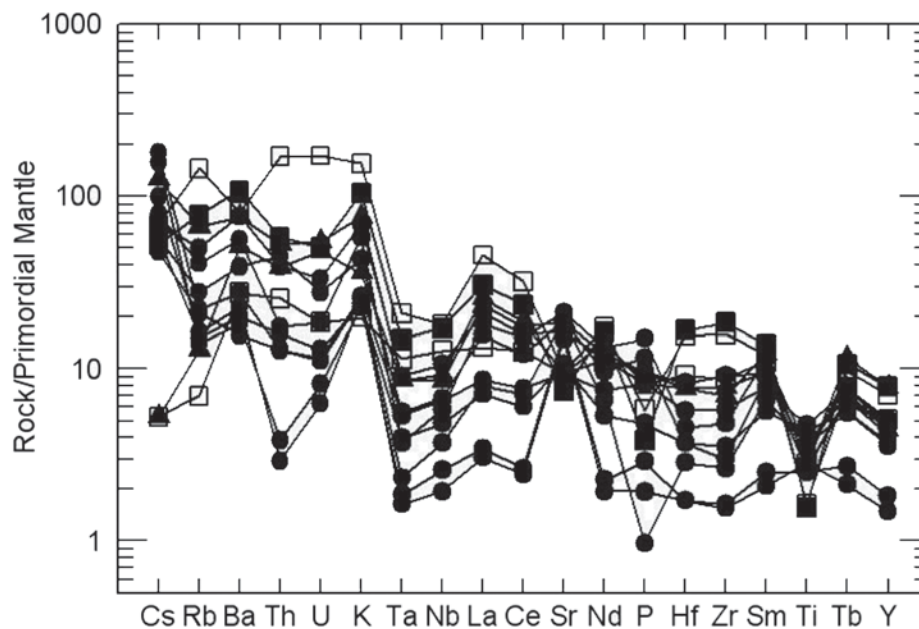


شکل ۸- تعیین درجه اشباع آلومین (ASI) توده نفوذی منطقه ساوه با بهره‌گیری از نمودارهای

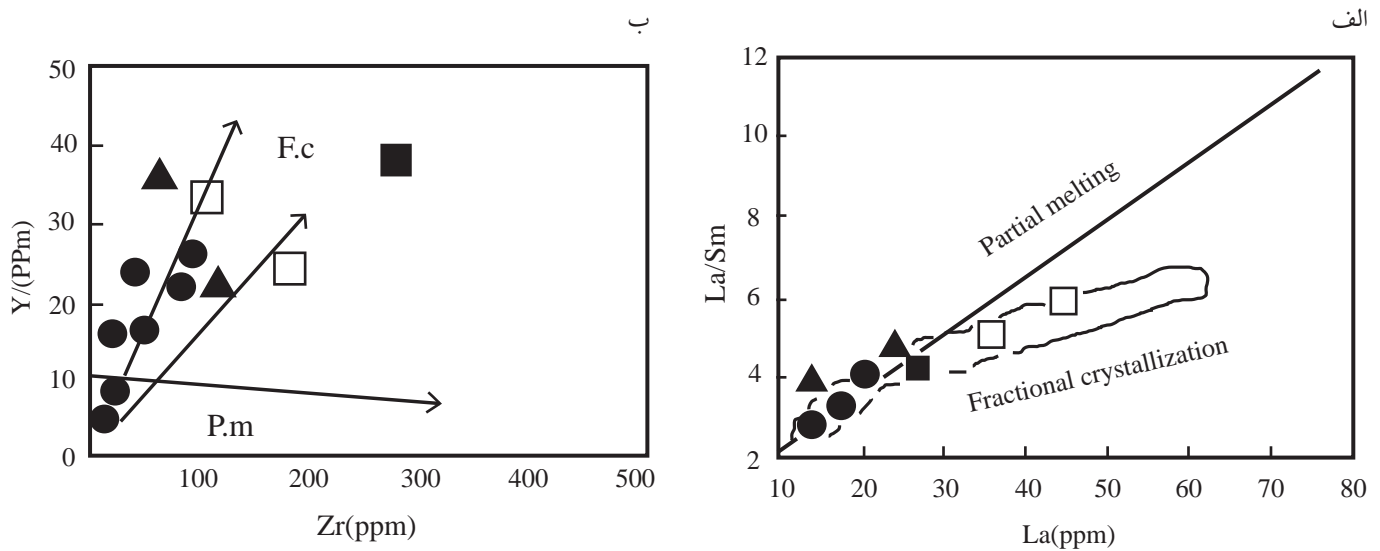
الف- (Chappell and White, 1974) $A/CNK-SiO_2$

ب- (Maniar and Piccoli, 1989) $A/CNK-A/NK$

همان‌طور که مشاهده می‌شود در این نمودارها نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده متاآلومین قرار می‌گیرند. در این نمودارها دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.

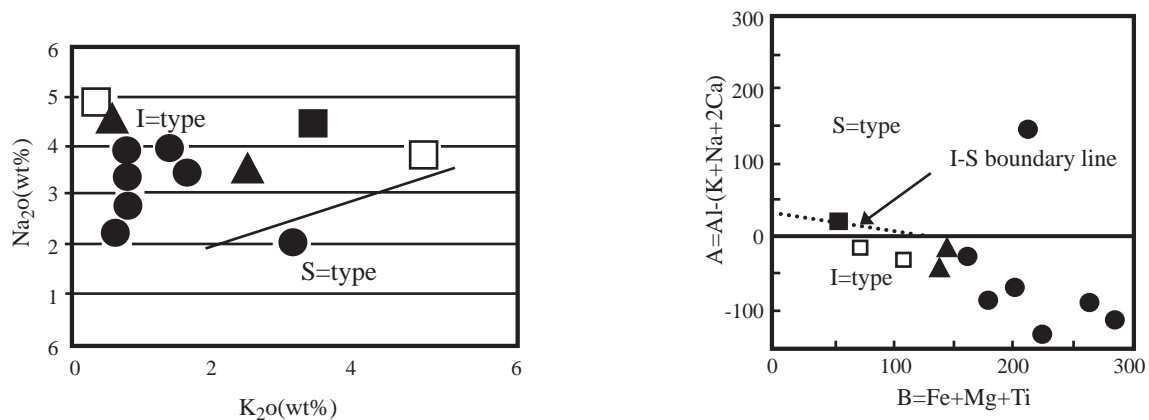


شکل ۹- نمودار چند عنصری بهنجار شده به مقادیر گوشته (sun & mcdonough, 1989) برای سنگهای نفوذی منطقه ساوه.

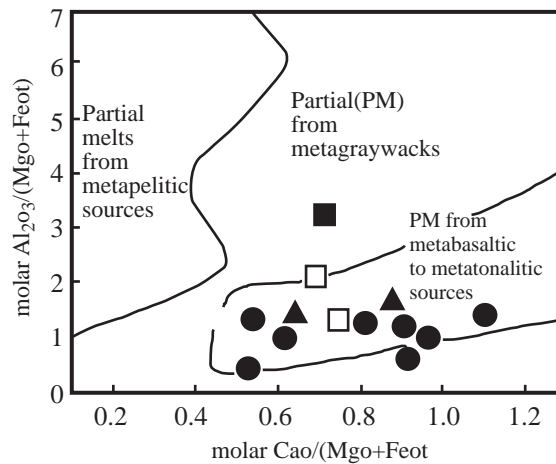


شکل ۱۰-الف) نمودار (cheng et al., 2001) برای La-la/sm و موقعت نمودار (ب) نمودار (Abdollah et al., 1997) برای Y-Zr و موقعت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. بخشی در ایجاد سنگهای گرانیتویدی و موقعت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن. بخشی در ایجاد سنگهای گرانیتویدی و موقعت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

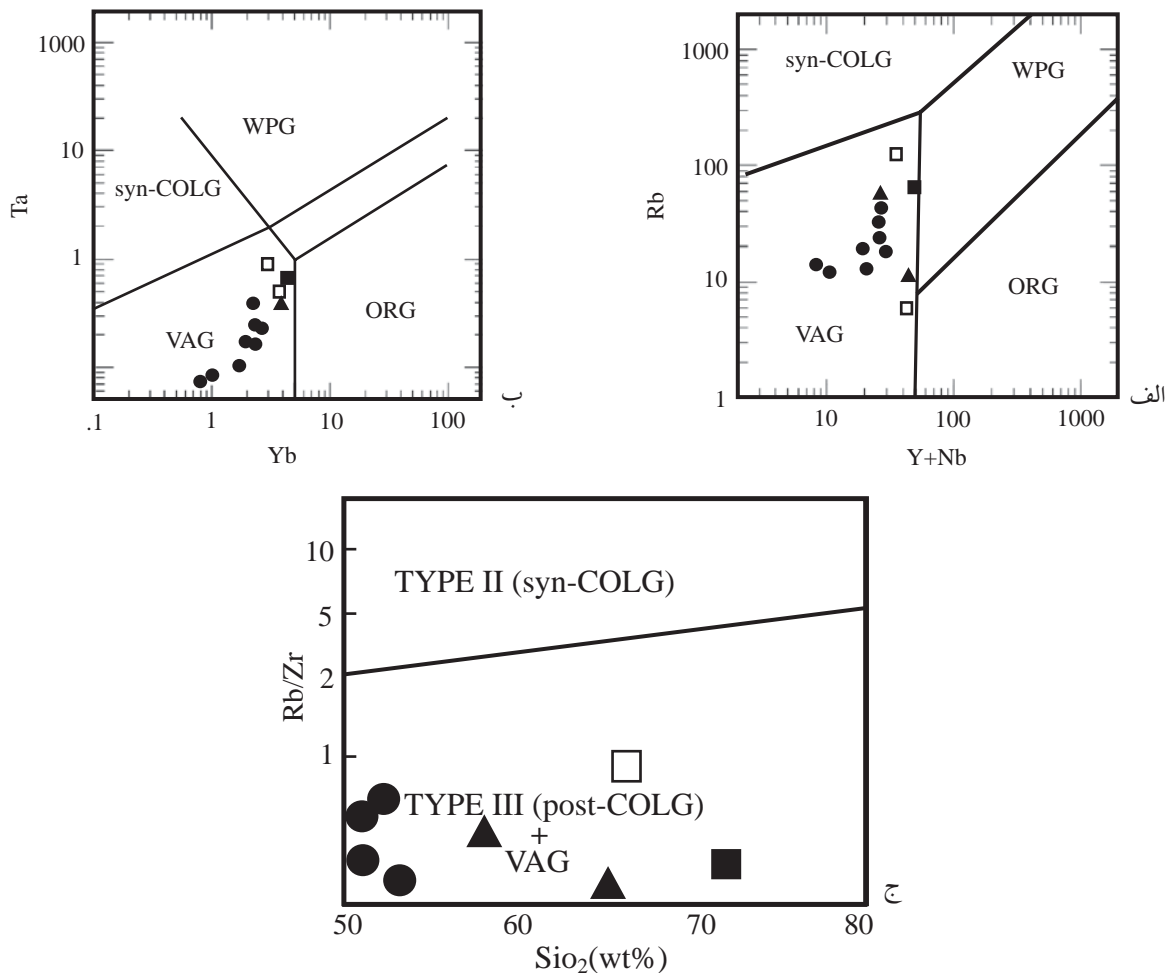
دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۱۱- تعیین نوع سنگهای نفوذی منطقه ساوه با بهره‌گیری از نمودارهای (Chappell & White (2001)



شکل ۱۲- تعیین نوع سنگ منشأ سنگهای نفوذی منطقه ساوه با بهره‌گیری از نمودار مولار $Al_2O_3/MgO+FeO_t$ در برابر $CaO/MgO+FeO_t$ (Altherr et al., 2002). در این نمودار دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.



شکل ۱۳- تعیین محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگهای نفوذی منطقه ساوه با استفاده از نمودارهای (Pearce et al. (1984) و Harris et al. (1984). در این نمودار دیوریت/گابروها با نشانه ● گرانودیوریتها با نشانه ▲ سینوگرانیتها با نشانه □ و آلکالی فلدسپار گرانیتها با نشانه ■ نمایش داده شده‌اند.

کتابنگاری

- اشراقی، م.، ۱۳۷۴- پترولوژی توده‌های نفوذی نویس و کاسوا واقع در جنوب غربی ساوه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- اصفهانی نژاد، م.، ۱۳۷۷- پترولوژی و زمین‌ساخت گدازه‌های اولترامافیک ناحیه غرب ساوه پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- امامی، م.، ه.، ۱۳۷۹- ماگماتیسیم در ایران. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران. ۶۰۸ صفحه.
- حلمی، ف.، ۱۳۷۱- مروری بر سنگ‌شناسی و ژئوشیمی سنگهای آذرین شمال غرب ساوه. فصلنامه علوم زمین، تابستان ۱۳۷۱، سال اول، شماره ۴. صفحات ۴۶ تا ۵۵.
- حلمی، ف.، ۱۳۷۰- پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین منطقه نیوشت (شمال غرب ساوه). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- رمضانی، الف.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی، پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای گرانیتی منطقه سیلیجرد، شمال غرب ساوه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود. ۱۷۰ صفحه.
- قربانی، م.، ر.، ۱۳۸۴- نقش تفریق ماگمایی و ذوب بخشی پوسته در تکوین سنگهای آتشفشانی اسیدی، جنوب داسنجهان. فصلنامه علوم زمین، بهار ۱۳۸۴، سال دوازدهم، شماره ۵۵. صفحات ۱۱۴ تا ۱۱۹.
- قلمقاش، ج.، ف.، ۱۳۷۷- گزارش زمین‌شناسی ورقه یکصد هزارم ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- مسعودی، ف.، ۱۳۶۹- چینه‌شناسی، پتروگرافی، ژئوشیمی و پترولوژی سنگهای آتشفشانی جنوب بوئین زهرا. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم.

References

- Abdallah, J. A., Said, A., Visona, D., 1997- New geochemical and petrographic data on the gabbro-syenite suite between Hargeysa and Berbera-Shiikh (Northern Somalia). Jour. of African earth sciences. Vol. 23, No. 3, pp: 363-373.
- Abdell Rahman, A. M., 1990- Petrogenesis of early-orogenic diorites, tonalities and post-orogenic trondhjemites in the Nubian shield. Jour. Petrol. Vol. 31, pp: 1285-1312.
- Altherr, R., Hall, A., Henger, E., Langer, Kreuzer, H., 2002- Highpotassium, calc-alkaline I-type plutonism the Euro peanvariscides Northern Vosges (France) and Northern Schwarzwald (Germany). Lithos, 50, pp: 51-73.
- Barbarin, B., 1999- A review of the relationships between granitoid types, their geodynamic environments. Lithos, Vol, 46, PP: 605-626.
- Bogoch, R., Avigad, D., Weissbrod, T., 2002- Geochemistry of the Quartz diorite - granite association, Roded area, southern Israel. Journal of African earth sciences. Vol, 35, pp: 51-59.
- Caillat, C., Dehlavi, P., Martel Jantin, B., 1978- Geologie de la region de Saveh (Iran). Contribution a l'etude du volcanism et du plutonism tertiaires de la zone de l'Iran central (These de doctorat de specialities).
- Chappell, B. W., White, A. J. R., 2001- Two contrasting granite types: 25 years later, austramin. Journal of earth sciences. Vol, 48, pp: 489-499.
- Cheng, H. et al., 2001- Petrology and geochemistry of neogene continental basaltic and related rocks in Northern Taiwan. Western Pacific earth sciences. Vol. 1, No., 1. pp: 19-46.
- Clarke, D. B., 1992- granitoid rocks. Chapman & Hall. Pub.
- Cox, K. G., Bell J. D., 1989- The interpretation of igneous rocks. W.H. Freeman and company pub.
- De la roche, H., Leterrier, J., 1980- A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses- its relationships and current nomenclature. Chem. Geol. Vol. 29, pp: 183-210.
- Frost, P., 2001- A geochemical classification for granitic rocks. Journal of petrology. Vol, 42. pp: 19 - 41.
- Harris, N. B., Andrew, G. T., 1986- Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Jour. Petrol. Vol. 25, pp: 956-983.
- Irvin, I. C., Baragar, W. R. A., 1971- A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. Can. J. Earth Sci. Vol, 8. pp: 523-548.
- Kuno, H., 1966- Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. Bull. Volcanology. Vol, 29. pp: 195-222.
- Kuscu, I., Meinert, L., Floyd, P., 2002- Tectonic setting and petrogenesis of the celebi granitoid and comparison with world skarn granitoids. Journal of geochemical exploration. Vol, 76, pp: 175-194.



- Moghazi, A. M., Hassanen, M. A., Mohamed, F. H., Ali, S., 2004- late Neoproterozoic strongly peraluminous leucogranites, south eastern desert. Egypt-petrogenesis and geodynamic significance. *Mineralogy and Petrology*. 81. pp: 19-41.
- Mohamed, M., El-Sayed, 2000- Petrogenesis and evolution of the Dineibit El-Qulieb hyperaluminous leucogranite, Southern Desert, Egypt: petrological and geochemical constraints. *Journal of African earth sciences*. Vol, 28. pp: 703-720.
- Nagudi, N. O., Koberl, CH., Kurat, G., 2003- Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin. *Journal of African earth sciences*. Vol, 35, pp: 51-59.
- Opiyo Akech, N., Spath, A., 2000- plume lithosphere interaction and the origin of continental rift related alkaline volcanism the chyulu Hills volcanic. Province, sothern Kenya. *Jour. petrol*. Vol, 42, pp: 765-787.
- Pearce, J. A., Harris, B. W., Tindle, A. G., 1984- Ttrace element of iseriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*. Vol, 25, pp: 956-983.
- Rickwood, P. C., 1989- Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. *Lithos*. Vol, 22, pp: 247-263.
- Rogers, J. J. W., Suayah, I. B., Edwards, J. M., 1984- Trace elements in continental margine magmatism. Part IV. *Geol. Soc. Am. Bull*, 95, 1437-1445.
- Rollinson, H., 1993- Using geochemical data: evalution, presentation, interpretation, Longman.
- Streckeisen, A., Le Maitre, R. W., 1979- A chemical approximate to the modal QAPF classification of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abh*. Vol., 136, pp: 169-206.
- Sylvester, P. J., 1989- Post collisional alkaline granites. *Jour. Geology*. Vol, 97, pp: 261-280.
- Wilson, M., 1990- Igneous petrogenesis: a global tectonic approach, unwin hyman land.pub..