

ویژگی‌های تکتونوماگمایی و ژئوکرونولوژی توده گرانیتوئیدی

منطقه گوشه (جنوب غرب اراک)

عباس عسگری

گروه زمین‌شناسی دانشگاه آزاد اسلامی واحد محلات

چکیده

توده گرانیتوئیدی گوشه به سن ائوسن بالایی (پریابونین) در زون ساختاری سنندج-سیرجان قرار دارد. این توده دارای ترکیب سنگ‌شناسی سینوگرانیت، مونزوگرانیت و آلکالی گرانیت می‌باشد. نمودارهای ژئوشیمیایی که برای تمایز گرانیتوئیدهای کوهزایی از غیر کوهزایی مورد استفاده قرار گرفته است، نشان می‌دهند که این توده مشخصه گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی را دارا می‌باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند افت شدید عناصر سازگار نظیر Ni و Cr و نسبت بالای Fe, Ti, Ga/Al, FeO/MgO و قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده پر آلومین حاکی از آن است که این توده متعلق به محیط تکتونوماگمایی غیر کوهزایی از نوع محیط گرانیتوئیدهای تیپ A می‌باشد. نسبت $I = 0.7055 + 0.045 \left(\frac{87sr}{86sr} \right)$ می‌باشد و سن سنجی به روش Rb-Sr سنی در حدود 41 ± 6 میلیون سال قبل در مورد توده گوشه را نشان می‌دهد.

واژگان کلیدی: گوشه، ائوسن بالایی، پریابونین، سنندج-سیرجان، سن سنجی.

مقدمه

فاز زمین‌ساختی در زمان تریاس میانی در مزوزوئیک در این منطقه رخ داده است که معادل فاز سیمیرین پیشین می‌باشد. دومین فاز کوهزایی مؤثر در این منطقه، قبل از باژوسین بالائی (ژوراسیک میانی) رخ داده است که سیمیرین میانی نام گرفته و در طی آن سنگ‌های منطقه به شدت چین خورده‌اند و سنگ‌های نفوذی در آن جای گرفته‌اند، بربریان [۴] این پدیده را به اواخر ژوراسیک و فاز کوهزایی حاصل از آن را سیمیرین پسین نامگذاری نموده است. بنابر عقیده وی [5,6] ایران در ژوراسیک و کرتاسه در آرامش نبوده

توده گرانیتوئیدی منطقه گوشه جزئی از بخش شمالی منطقه دگرگون شده سنندج-سیرجان است (شکل ۱). تکامل ژئوتکتونیک این توده احتمالاً مانند بخش‌های دیگر این پهنه در مرحله نهایی و مرتبط با زایش اقیانوس نئوتتیس است که در طی چهار مرحله انجام شده است [15]. در این بخش از زون سنندج-سیرجان فرآیندهای مختلف زمین‌ساختی اعم از ماگماتیسم و دگرگونی و کوهزایی در طی چندین مرحله حادث شده است و مهم‌ترین آنها رخدادهای مزوزوئیک می‌باشند. اولین

هستند که بین مالیر و تواندشت در نزدیکی روستای گوشه در حاشیه‌های شمالی و خاوری توده‌های گرانیتوئید رخمون دارند. این واحدها از سایر واحدها توسط گسل‌هایی متمایز می‌شود که عملکرد آنها باعث شده سنگ‌های پرکامبرین به صورت بخش‌های مجزا یا جزیره مانند در میان سنگ‌های جوانتر قرار گیرند. رخمون‌های تریاس شامل سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده و سنگ آهک‌های بلورین می‌باشد. واحدهای ژوراسیک در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های دگرگونی با رخساره شپست سبز می‌باشند که توده‌های آذرین از جمله گوشه در آن نفوذ کرده‌اند. تزریق توده‌های نفوذی کم و بیش تنها سبب ایجاد مرمرهای دانه درشت در اطراف این توده شده است.

سنگ‌شناسی

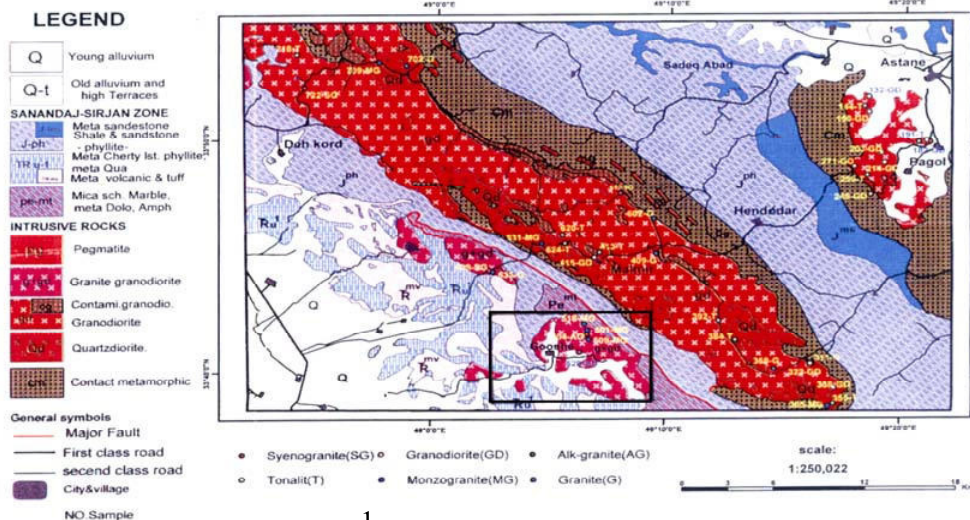
توده گرانیتوئیدی گوشه با وسعت حدود 30 Km^2 در جنوب باختری شهرستان اراک قرار دارد (شکل ۱).

است و نهایتاً آخرین فاز کوهزایی که در منطقه مورد مطالعه عمل نموده است، احتمالاً فاز پیرنثن بوده که منجر به تشکیل توده گوشه گردیده است.

توده گرانیتوئیدی گوشه با سن 6 ± 41 میلیون سال به روش روبیدیم- استرانسیم [۳] تعیین سن گردیده است و در قلمرو توده‌های نفوذی مرتبط با مرحله پایانی فاز کوهزایی پیرنه قرار می‌گیرد. در این تحقیق با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی، به بررسی محیط زمین‌ساختی و بررسی ژئوشیمی ایزوتوپی و سن‌نگاری توده گوشه پرداخته شده است.

زمین شناسی عمومی

در زون ساختاری سنندج- سیرجان عمده سنگ‌های دارای رخمون مربوط به دوره مزوزوئیک می‌باشند. رخمون‌های مربوط به پالئوزوئیک به صورت جزئی در قسمت شمال باختری و تا حدودی در قسمت جنوب خاوری گزارش شده‌اند [۲]. قدیمی‌ترین واحدهای سنگی رخمون یافته مربوط به پرکامبرین



شکل ۱- نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه (اقتباس از نقشه 1/250000 خرم آباد سازمان زمین شناسی کشور، سهیلی، م، ۱۳۷۱) با ترسیم مجدد، منطقه مورد بحث با علامت □ همراه با تنوع سنگ شناسی مشخص شده

فضای بین بقیه دانه‌ها را پر کرده است و در برخی نمونه‌ها خاموشی موجی نشان می‌دهند. پلاژیوکلاز به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بین کوارتزها و آلکالی فلدسپارها قرار گرفته است. بیوتیت غنی از آهن (لپیدوملان) به رنگ سبز و کلریتی شده در بعضی نمونه‌ها مشاهده می‌گردد.

جایگاه تکتونوماگمایی

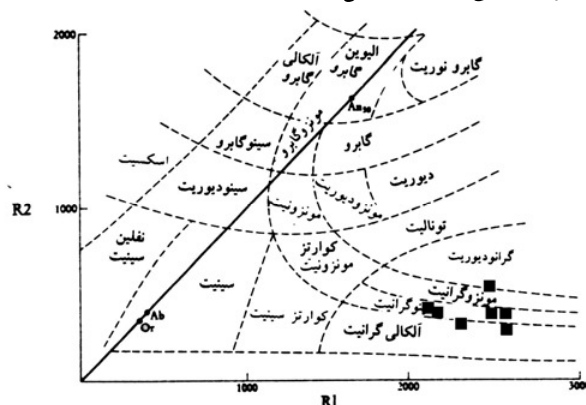
روش تحقیق

به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و تعیین جایگاه تکتونوماگمایی توده گرانیتوئیدی گوشه و به صورت جزئی توده توانداشت، تعداد ۸ نمونه از انواع سنگ‌های مورد مطالعه در آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی کشور (عناصر اصلی) به روش X.R.F و به منظور آنالیز عناصر جزئی همین نمونه‌ها در آزمایشگاه ALS Chemex کشور کانادا به روش ICP-MS مورد تجزیه قرار گرفتند (جدول ۱)، که با استفاده از نرم‌افزارهای MinPet پردازش گردید و نتایج بر روی نمودارهای مختلف منتقل شده‌اند. در اینجا سعی شده است تا با استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی، کوهزایی یا غیر کوهزایی بودن و نوع محیط زمین‌ساختی ماگمایی آن توده‌ها مشخص گردد.

استفاده از عناصر اصلی

برای تفکیک محیط تکتونوماگمایی، این توده گرانیتوئیدی در ابتدا باید مشخص شود که این توده‌ها مربوط به محیط‌های کوهزایی بوده یا غیر کوهزایی، بدین منظور از نمودارهای [14] استفاده شده است که محیط تکتونیک سنگ‌های گرانیتوئیدی را به هفت گروه تقسیم نموده‌اند که از میان آنها گروه‌های IAG و CAG و CCG و POG از نوع کوهزایی و سه گروه OP، CEUG، RRG از نوع غیر کوهزایی می‌باشند،

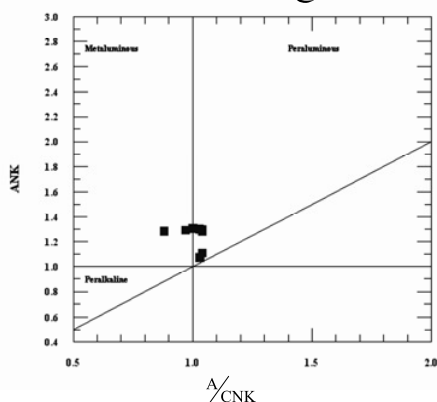
از نظر سنگ‌شناسی، توده گرانیتوئیدی گوشه ترکیبی از سنگ‌های مونزوگرانیت و سینوگرانیت و آلکالی گرانیت می‌باشند (شکل ۲) [7,13].



شکل ۲- نام گذاری سنگ‌های آذرین توده گوشه بر مبنای محاسبه نسبت‌های میلی کاتیونی (Dela Roche et al. 1980)

عمده‌ترین بخش توده گوشه را مونزوگرانیت تشکیل داده و همگی دارای بافت گرانولار متوسط دانه و در بعضی نمونه‌ها بافت درشت دانه و همگن مشاهده می‌گردد. کانی‌های فلدسپار آلکالن به صورت پرتیت و ارتوزهای درشت، پلاژیوکلازهای شکل‌دار و کوارتز، کانی‌های اصلی این سنگ‌ها می‌باشد. کوارتزها خاموشی موجی شدید نشان می‌دهند که نشان‌دهنده عملکرد فشارهای تکتونیک در هنگام تشکیل آنها می‌باشند. کانی‌های فرعی این توده بیوتیت است که زیرکن، به صورت ادخال در داخل آن با هاله رادیواکتیو سیاه دیده می‌شود. در توده گرانیتوئیدی گوشه آلکالی فلدسپار گرانیت بخشی از این توده را تشکیل می‌دهد که دارای بافت گرانولار دانه متوسط با دانه‌های مساوی (اکی گرانولار) می‌باشند، کانی‌های اصلی این توده شامل: آلکالی فلدسپار عمدتاً ارتوز و میکروکلین به صورت بی‌شکل و همچنین پرتیت‌های درشت می‌باشند، کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل

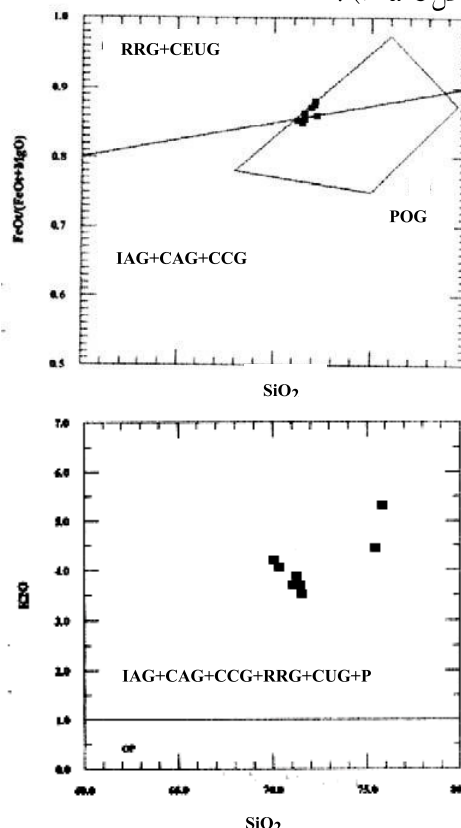
گرانیت‌های نوع A می‌باشند (شکل ۷). لویزل و ونز (۱۹۷۹)، [12] اعلام داشتند که گرانیت‌های نواحی غیر کوهزایی بی‌آب بوده و گروهی را به نام A تشکیل می‌دهند که از دو نوع I و S قابل تفکیک هستند. ایشان سه ویژگی آلکالن، پر آلومین و بی‌آب بودن را برای گرانیت‌های نوع A عنوان می‌نمایند.



شکل ۴- نمودار شاخص اشباع از آلومینیوم سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه (مانیار و پیکولی ۱۹۸۹).

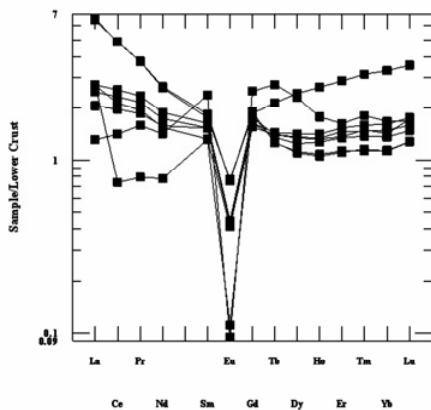
همچنین الگوی توزیع REE ها (به هنجار شده نسبت به کندریت) در گرانیت‌های نوع A مسطح و یکنواخت با آنومالی منفی و بزرگ Eu می‌باشد [11]، این الگودر نمودار ارائه شده (شکل ۵) مشخص می‌باشد، همچنین الگوی به هنجار شده نسبت به پوسته تحتانی تطابق خوبی با پوسته تحتانی دارد (شکل ۶) که گویای پوسته‌ای بودن منشأ این گرانیت‌ها می‌باشد. همچنین والن (۱۹۸۷) با مطالعه گرانیت‌های منطقه آپالاش ویژگی‌های گرانیت‌های نوع A را معرفی می‌نماید. او معتقد است که این نوع گرانیت‌های با مقادیر زیاد $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ ، Ga ، Sn ، REE^{+3} ، SiO_2 ، Zr ، Nb ، F ، Fe/Mg و مقادیر کم CaO و Sr یک گروه کاملاً مشخص از گرانیت‌ها را پدید می‌آورند، که بسیاری از این ویژگی‌ها در نمونه‌های توده گوشه به چشم می‌خورد (جدول ۱).

با بهره‌گیری از این نمودارها بیشتر نمونه‌ها در خارج از محدوده OP و در نمودار دیگر خارج از محدوده گرانیتوئیدهای غیر کوهزایی قرار گرفته‌اند. (شکل ۳-a-b).

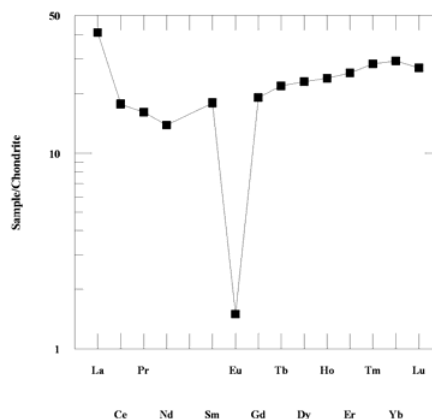


شکل ۳-a-b- تغییرات $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در مقابل SiO_2 و SiO_2 در مقابل K_2O جهت تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدهای گوشه (مانیار و پیکولی ۱۹۸۹).

با توجه به نمودارهای فوق و با توجه به ویژگی‌هایی نظیر داشتن بیوتیت‌های سبز رنگ (آهن دار)، بالا بودن نسبت Fe/Mg و Ga/Al (نمودار ۳-a-b و شکل ۷) و قرار گرفتن تقریباً تمامی نمونه‌ها در محدوده پرآلومین (شکل ۴) و ویژگی‌های پتروگرافی نظیر فراوانی فلدسپارهای آلکالن مانند پرتیت‌های درشت لکه‌ای، ارتوزهای درشت و میکروکلین فراوان و قرار گرفتن نمونه‌ها در محدوده مونزوگرانیت و سینوگرانیت و آلکالی فلدسپار گرانیت همگی نشان از تعلق احتمالی این توده‌های گرانیتوئیدی به



شکل ۶- الگوی عناصر REE به هنجار شده به پوسته تحتانی و برای سنگ‌های گرانیتی توده گوشه.



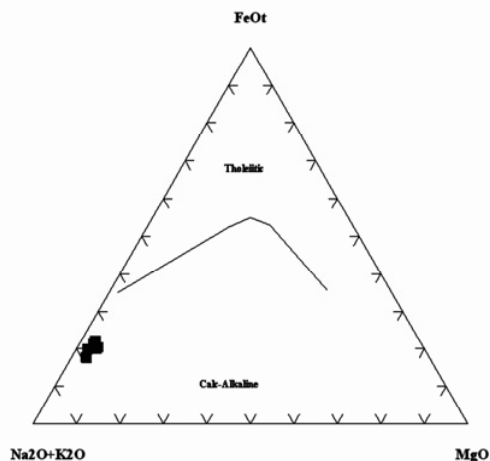
شکل ۵- نمودار عنکبوتی فراوانی میانگین عناصر REE بهنجار شده به کندریت برای گرانیتوئیدهای گوشه.

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب توده گرانیتوئیدی گوشه

Sample %w	A-A 501	A-A 504	A-A 509	A-A 516	A-A 518	A-A 520	A-A 635	A-A 638
Major Element								
SiO ₂	۷۲/۱۰	۷۱/۷۱	۷۵/۴۲	۷۱/۲۲	۷۵/۲۹	۷۱/۷۹	۷۰/۷۹	۷۱/۰۸
Al ₂ O ₃	۱۳/۵۲	۱۴/۶۵	۱۲/۹۸	۱۳/۷	۱۳/۶۳	۱۴/۳۰	۱۴/۳۲	۱۳/۶۹
Fe ₂ O ₃	۲/۵۳	۲/۳۴	۱/۰۹	۲/۵	٪۴۲	۲/۲۶	۲/۵۳	۲/۳۷
CaO	۱/۵	۱/۴۸	٪۴۲	۱/۷۳	٪۳۲	۱/۸	۱/۳۶	۱/۹۲
Na ₂ O	۳/۷۹	۴/۲۵	۳/۵۹	۳/۸۲	۴/۸۲	۳/۸۸	۳/۷۷	۳/۵۳
MgO	٪۳۳	٪۲۷	٪۶	٪۳۳	< ٪۱	٪۳۵	٪۵۳	٪۴۸
K ₂ O	۳/۸۶	۳/۹۸	۵/۳۶	۴/۰۷	۴/۴۱	۴/۲۱	۴/۵۸	۴/۴۳
TiO ₂	٪۲۲	٪۱۹	< ٪۱	٪۲۲	< ٪۱	٪۲۱	٪۳۷	٪۳۴
MnO	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱
P ₂ O ₅	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	< ٪۱	٪۱۱	٪۱
L.O.I	۱/۳۲	٪۶۹	٪۴۲	٪۸۷	٪۲۲	٪۸۷	٪۹۵	۱/۴
A/C.N.K	۱/۳	۱/۴	۱/۴	٪۸۸	۱/۳	۱	۱/۴	٪۹۷
A/N.K	۱/۳	۱/۲۹	۱/۱۱	۱/۳	۱/۸	۱/۳	۱/۲۷	۱/۲۹
Trace Element (ppm)								
Rb	۲۱۵/۸	۲۰۷/۸	۲۹۷/۱	۲۰۳/۷	۲۸۱/۱	۲۲۶/۴	۱۷۸/۹	۱۶۹/۲
Sr	۱۳۳/۳	۱۴۵/۲	۳۱/۵	۱۳۴/۹	۵۱	۱۳۶/۴	۳۷۱/۵	۳۸۸/۳
Y	۲۹/۵	۲۹/۳	۳۶/۳	۲۹/۲	۳۴/۸	۲۹/۵	۲۷/۵	۲۷/۴
Zr	۱۷/۹	۱۶۵/۸	۷۲/۳	۱۶۷	۲۳/۱	۱۶۴/۵		۲۹۶/۴

Mo	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰
Sn	۶/۵	۵/۹	۶/۲	۵/۸	۵/۸	۶/۹	۵/۹	۶
Cs	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰	< ۱۰
Ba	۴۲۰/۴	۳۸۷	۱۷۹	۳۷۲	۲۱۷	285	۱۰۵۹	۱۰۴۴
La	۱۷/۳	۳۰/۱	< ۱۰	۲۷/۷	۲۶/۹	۱۲/۱	۵۰/۱	۵۳/۶
Eu	۱/۵	۱/۵	۱/۲	۱/۵	۱/۱	۱/۴	۱/۳	۱/۴
Sc	۵/۷	۶/۱	۳/۲	۵/۹	۳/۹	۶/۴	۴/۶	۶
V	۱۲	۱۱/۸	< ۱	۱۱/۱	۲/۶	۱۲/۹	۲۲/۳	۱۸/۶
Cr	۸/۱	۷	۷/۲	۱۰/۹	۱۱/۴	۱۰/۷	۶/۹	۷/۱
Co	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱
Ni	۳۶	۳۷	۴۴	۳۷	۴۶/۷	۳۶	۳۵/۵	۳۴/۷
Cu	۱۶/۶	۱۵/۵	۱۴۶/۳	۱۴/۱	۱۷/۷	۹/۸	۸/۹	۹/۸
Zn	۵۵/۲	۵۰/۹	۲۵	۵۴/۳	۱۶/۴	۵۶/۲	۴۲/۳	۳۵/۱
Ga	۲۲/۹	۲۴/۲	۲۵/۹	۲۴/۲	۳۰/۳	۲۳/۱	۲۶/۷	۲۶/۶
W	۲	۱	۴	۱	۲	۱	۱	۱
Ce	۴۹	۵۸/۸	۱۷	۴۵/۴	۳۲/۵	۵۳/۶	۱۱۱/۵	۱۱۱/۵
Tb	< ۲	۰/۸۳	۱/۲۷	۰/۸۵	< ۲	۰/۸	۰/۷۴	۰/۷۵
Yb		۳/۲۸	۷/۲۸					
Hf	۹/۳	۸/۳	۹/۶	۱۰/۷	۸/۵	۹/۵	۸/۸	۶/۱
Pb		۲۷	۴۰	۲۶		۲/۳	۲/۱	۲/۷
Th	۹	۹	۱۰/۱	۸/۹	۷/۶	۸/۶	۱۰/۹	۱۰/۴
Ag	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱
Ho	۱/۰۲	۱/۰۳	۲/۰۴	۱/۰۹	۱/۳۷	۰/۹۸	۰/۸۳	۰/۸۱
Lu	٪۰۵	۰/۴۶	۱/۰۳	۰/۵۱	٪۰۴۹	۰/۴۳	۰/۳۷	۰/۳۷
Nd	۱۹/۶	۲۴	۹/۹	۲۰	۱۸	۲۲/۱	۳۳/۹	۳۳/۳
Nb	۱۴/۱	۱۲/۷	۱۸	۱۳/۵	۱۲/۸	۱۳/۳	۲۹	۲۸
Gd	۴/۸۵	۵/۴۹	۵/۸۳	۵/۱۲	۷/۸۶	۵/۱۳	۵/۹۴	۵/۷۲
Sm	۴/۱۹	۵/۱۹	۴/۱۶	۴/۸۹	۷/۵۵	۴/۸۷	۵/۸۴	۵/۵۹
Ta	۲	۱/۳	۴	۱/۴	۷/۴	۱/۳	۲/۱	۰/۷۴
Tb	٪۰۸۳	۰/۸۳	۱/۲۷	۰/۸۵	۱/۶۲	۰/۸	۰/۷۴	۰/۷۵

در نمودار AFM [10] همه نمونه‌ها در محدوده کالکوآلکان و نزدیک قطب عناصر آلکان واقع شده است.



شکل ۸- نمودار مثلثی AFM که در آن سری‌های کالکو آلکان از تولیتی تفکیک شده‌اند (Irvine and Bargar, 1971).

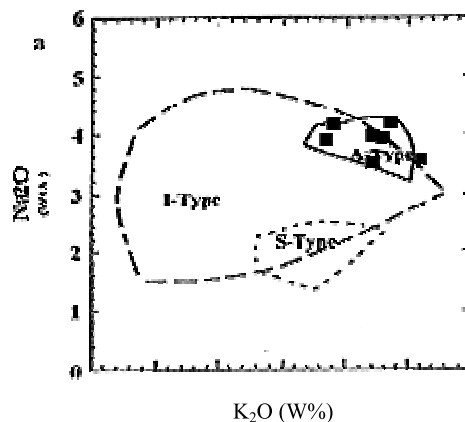
استفاده از عناصر فرعی

به منظور تعیین محیط ماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی بر اساس عناصر فرعی، یکی از رایج‌ترین نمودارهای مورد استفاده توسط محققین نمودارهای [16] می‌باشند که در آن‌ها گرانیتوئیدها از لحاظ زمین‌ساختی به چهار گروه: گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی (ORG)، گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی (VAG)، گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای (WPG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (Syn-COLG) تقسیم می‌شوند. همان‌طور که مشاهده می‌شود در نمودار Y در برابر Nb (شکل ۹-a) تعدادی از نمونه‌ها در محدوده WPG (غیر کوهزایی) و تعدادی هم در مرز مشترک محدوده WPG و Syn + VAG قرار می‌گیرند، در نمودار Yb+Nb در مقابل Rb شکل (۹-b) هم تعدادی از نمونه‌ها در محدوده WPG و تعدادی هم در محدوده مرز بین WPG و

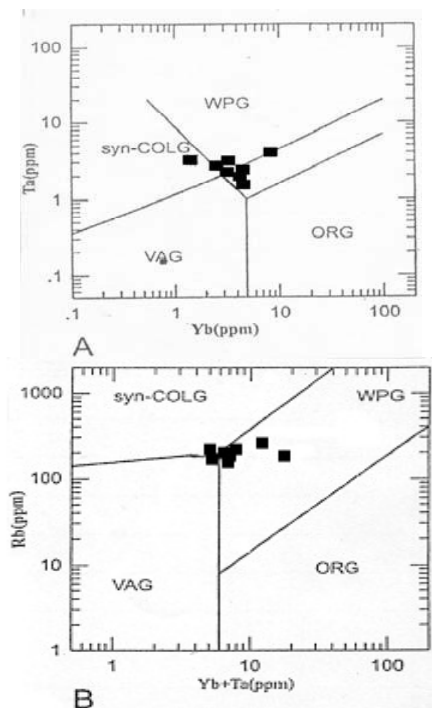
مجموعه‌های نوع A معمولاً حادثه نهایی پلوتونیک در کمرندهای کوهزایی یا فعالیت ماگمایی غیر کوهزایی وابسته به ریفت در نواحی سپری می‌باشند [11]. گرانیت‌های نوع A متا آلمین تا کمی پر آلمین را تحت نام گرانیت‌های نوع A پر آلمین نامگذاری نموده و آنها را از نظر خاستگاه مجزا از گرانیت‌های پر آلکان دانسته‌اند، وی گرانیت‌های نوع A را با مقادیر بالا $Fe/(Fe+Mg)$ ، عناصر Zn, Ga، REE^{+3}/HFS و از نظر کانی‌شناسی غنی از کانی‌های مافیک و آبدار غنی از آهن و ایلمنیت اولیه، عنوان نموده است. مطالعات سن‌سنجی گرانیت‌ها دو کمر بند چین خورده استرالیا نشان داده است، این نوع گرانیت‌ها در هر زمانی از فرآیند تکتونوماگمایی امکان تشکیل دارند.

در نمودار $FeO/(FeO+MgO)$ در مقابل SiO_2 (نمودار ۳-a) نمونه‌ها در محدوده غیر کوهزایی یا نزدیک به این محدوده قرار گرفته‌اند.

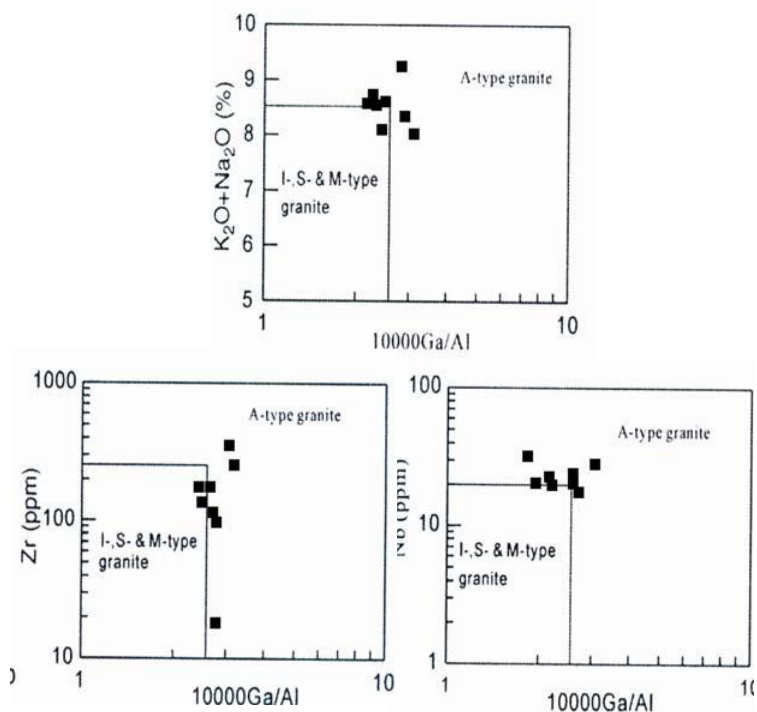
همچنین به منظور تشخیص نوع گرانیت از نمودار عناصر اصلی K_2O در مقابل Na_2O [4] استفاده نموده‌ایم که تقریباً تمامی نمونه‌ها در محدوده تیپ A قرار گرفته‌اند (شکل ۷).



شکل ۷- تعیین تیپ گرانیتوئیدهای نفوذی گوشه بر اساس نمودار Na_2O در مقابل K_2O چاپل و وایت (۲۰۰۱).

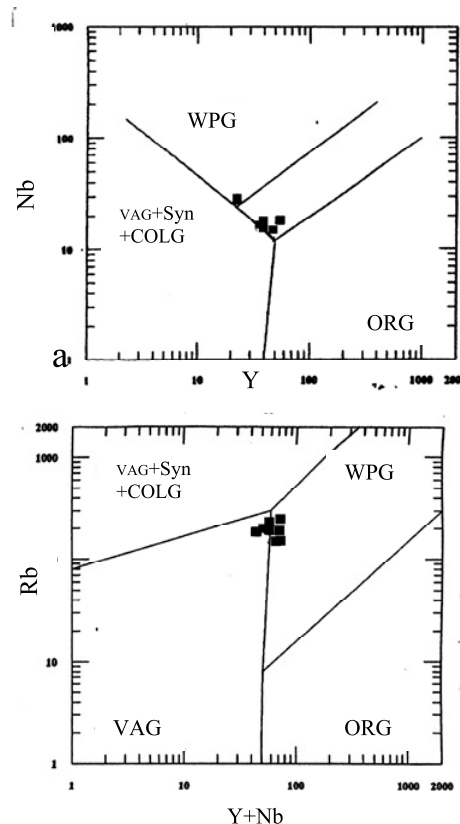


شکل (۱۰a-b) تغییرات Ta در مقابل Yb و Rb در مقابل Yb+Ta جهت تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها



شکل ۱۱- دیاگرامهای تفکیک گرانیت های کوهزایی از غیر کوهزایی برای سنگ های گرانیتوئیدی گوشه (والن و دیگران ۱۹۸۷).

VAG قرار می گیرند، در نمودار Yb در مقابل Ta تقریباً تمامی نمونه ها در محدوده WPG و مرز مشترک WPG و Syn - COLG قرار می گیرند (شکل ۱۰-a)، در نمودار Yb + Ta در مقابل Rb نیز تمامی نمونه ها در مرز WPG و مرز مشترک WPG و Syn- COLG واقع شده اند (شکل ۱۰-b)، همچنین در نمودارهای $10000 \times Al$ در مقابل Zr و $10000 \times \frac{Ga}{Al}$ در مقابل Nb و $10000 \times \frac{Ga}{Al}$ در مقابل $\{K_2O+Na_2O\}$ تقریباً تمامی نمونه های مورد مطالعه در محدوده گرانیت های تیپ A قرار می گیرند (شکل ۱۱).



شکل ۹- نمودار تغییرات Nb در مقابل Y و Rb در مقابل Y+Nb جهت تفکیک محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها (پیرس و همکاران ۱۹۸۴) و موقعیت نمونه های توده گرانیتوئیدی گوشه.

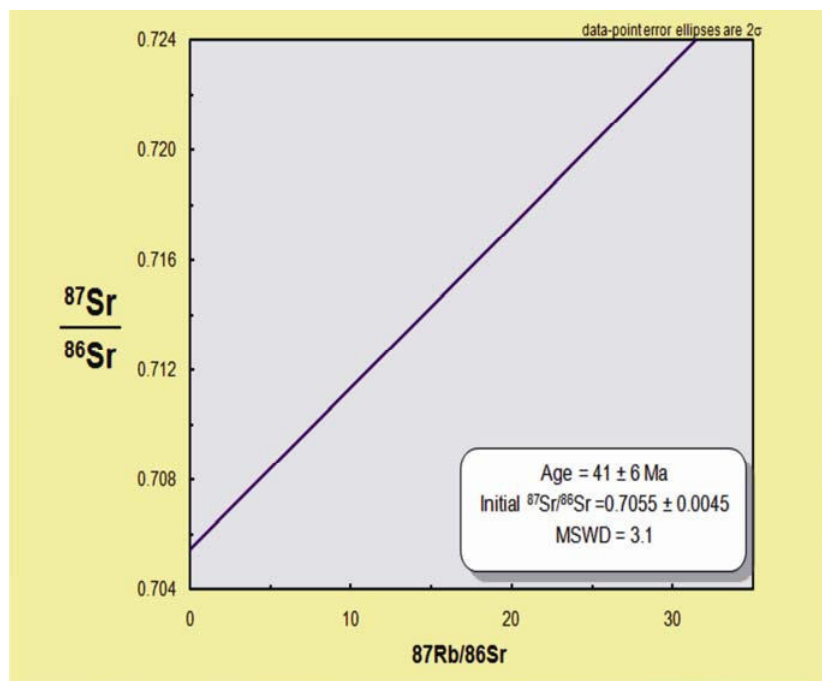
ژئوشیمی ایزوتوپی

به منظور تعیین سن رادیومتری توده نفوذی گوشه ۴ نمونه از قسمت‌های مختلف وابسته به این توده انتخاب گردیده که بعد از خردایش و نرمایش و آماده‌سازی نمونه‌ها به روش کل سنگ در آزمایشگاه دانشگاه قاره‌ای شمال غرب شهر زیان چین (Continental Dynamic, Northwest university) (Xian - China) با استفاده از دستگاه Nu پلاسما ICP-MS مقادیر $\frac{87sr}{86sr}$ اندازه‌گیری شدند و سپس با استفاده از نسبت‌های تصحیح و مقادیر Rb و Sr بدست آمده از آنالیز هر کدام از نمونه‌ها، مقدار $\frac{87Rb}{87sr}$ محاسبه گردید (جدول ۲) و ایزو کرون توده مذکور با استفاده از نرم‌افزار مخصوص پس از پردازش داده‌های بدست آمده از آزمایشگاه ترسیم گردید که بر اساس این نمودار (شکل ۱۲) سن توده گرانیتوئیدی گوشه $6 \pm 1 \text{ Ma}$ ± 0.0045 مشخص گردید.

با توجه به حضور گرانیت‌های با خصوصیات کوهزایی (توده‌های آستانه و بروجرد) در کنار گرانیت‌های نوع A پر آلومین (توده گوشه) اصطلاح غیر کوهزایی (Anorogenic) برای این نوع گرانیت‌ها (نوع A) نامفهوم است و نباید برای آنها بکار رود (کینگ و همکاران، ۱۹۹۷). با توجه به نزدیک بودن توده گوشه به توده‌های گرانیتوئیدی آستانه بروجرد که دارای ویژگی‌های تکتونوماگمایی نوع VAG و مربوط به محیط‌های کمان قاره‌ای هستند [۳ و ۱۶] و با توجه به اینکه بر پایه جدیدترین تحقیقات گرانیت نوع A پرآلومین حاصل فرآیندهای نهایی گرانیت‌زایی کمرندهای کوهزایی هستند [۹، ۱۴] و همچنین بر اساس جایگاه تکتونیک توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد و آستانه، توده گرانیتوئیدی گوشه مربوط به مرحله پایانی ماگماتیسم کمان قاره‌ای در این منطقه خواهند بود، این موضوع با شواهد ژئوکرونولوژی توده‌های موجود در منطقه نیز هماهنگی دارد. (توده گوشه دارای سن بسیار کمتری نسبت به آستانه و بروجرد است)

جدول ۲- نتایج ایزوتوپی Rb-Sr نمونه‌های توده گرانیتوئیدی گوشه

2S	$\frac{87sr}{86sr}$	$\frac{87rb}{86sr}$	$\frac{Rb}{Sr}$	نمونه Rb ppm	نمونه Sr ppm	شماره نمونه
0.000026	0.707832	4.680253563	1.6189047	215.8	133.3	A-A501
0.000034	0.720130	27.76717778	9.431746	297.1	31.5	A-A509
0.000013	0.717826	15.934511	5.5117647	281.1	51	A-A518
0.000053	0.707824	4.79855132	1.659824	226.4	136.4	A-A520



شکل ۱۲- ایزوکرون توده گرانیتوئیدی گوشه که بر اساس روش Rb- Sr ترسیم گردیده است

بحث

دو حاصل از فعالیت‌های کوهزایی می‌باشند [۱۳] و با توجه به جوان‌تر بودن توده گرانیتوئیدی گوشه نسبت به این توده (حدود ۵۰ میلیون سال جوان‌تر) برای این توده می‌توان مدل ژنز فرآیند نهایی گرانیت‌زایی کمرندهای کوهزایی را در نظر گرفت [9,11]، بدین ترتیب این توده بعد از تشکیل توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد و آستانه در منطقه کمان آتشفشانی و تحت تأثیر حرارت ماگمای مافیک و ذوب پوسته تحتانی تشکیل شده است. بر پایه آخرین تحقیقات سنگ‌های این توده می‌تواند حاصل ذوب بخشی مواد کوارتز- فلدسپاتی تفریق نیافته در پوسته پائینی باشد [11,18]، [9,17]. گرانیت‌های نوع A پرآلومین را به مراحل پایانی کوهزایی یا ماگماتیسیم حاشیه فعال قاره‌ای نسبت داده‌اند. لذا باید گفت سنگ‌های این توده گرانیتوئیدی (گوشه) احتمالاً در مراحل پایانی ماگماتیسیم کمان

در مورد ژنز گرانیت‌ها و منشأ و جایگاه تکتونو ماگمایی آنها نظریه‌های مختلفی توسط محققان ارائه گردیده است. مفیدترین مدل‌های ارائه شده به منظور تعیین محیط و فرآیندهای تشکیل گرانیت‌ها استفاده از ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب می‌باشد، البته در بسیاری موارد استفاده از این روش هم همراه با ابهاماتی است. بنابراین برای گرانیتوئیدهای شبیه توده‌های گرانیتوئیدی گوشه که دارای طبیعت نسبتاً آلکالن و پرآلومین بوده و دارای Na_2O و K_2O بالا و همچنین از Mg فقیر بوده و نسبت بالای $\text{FeO}/\text{MgO}+\text{FeO}$ و Ga/Al هستند و با توجه به الگوی توزیع عناصر کمیاب (الگوی نسبتاً مسطح با فقیر شدگی شدید Eu) می‌توان مدل گرانیت‌های تیپ A را ارائه نمود. با توجه به نزدیک بودن این توده‌ها به توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد و آستانه، هر

قاره‌ای به دلیل تغییر در میزان همگرایی صفحات و وقفه در فرورانش و کاهش فشار از ذوب بخشی پوسته پایینی پدید آمده است. هر چند احتمال تشکیل آنها در اثر ذوب بخشی پوسته تحت تأثیر حرارت ماگمای مافیک نیز وجود دارد.

چنین مکانیسمی با مدل عمومی محجل [15] مطابقت دارد که در طی کرتاسه حاشیه فعال ایران مرکزی (حاشیه شمال خاوری تتیس) یک کمان آتشفشانی (کمان ماگمایی کالک آلکالن سنندج-سیرجان) وجود داشته است. بنابراین توده گرانیتوئیدی گوشه به احتمال زیاد در مرحله نهایی فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتیتس به زیر پوسته قاره‌ای سکوی ایران و به صورت Post tectonic (پس از فرورانش) و در مرحله پس از فاز کوهزایی کرتاسه فوقانی (لارامید) و مرتبط با فاز پیرنئن (سن ۴۱ میلیون سال) حاصل گردیده است.

نتیجه‌گیری

بر مبنای مطالعات انجام شده در این تحقیق می‌توان نتایج زیر را ارائه کرد:

- داده‌های ژئوشیمیایی، کانی‌شناسی، سن سنجی و صحرایی نشان می‌دهند که تشکیل توده گرانیتوئیدی گوشه در مرحله نهایی فرورانش بوده و همچنین خصوصیات ژئوشیمیایی گرانیت‌های نوع A را دارا می‌باشد.

- نمودارهای تکتونوماگمایی [14] و [16] جهت تمایز گرانیتوئیدهای کوهزایی از غیر کوهزایی برای توده گرانیتوئیدی گوشه نشان می‌دهد که این توده

تقریباً مشخصات غیرکوهزایی دارد، همچنین بر اساس نمودارهای [18] این توده‌ها در محدوده گرانیتوئیدها تیپ A غیرکوهزایی جای می‌گیرند. - الگوی REE به هنجار شده به کندریت و پوسته قاره‌ای این توده‌ها روند الگوی گرانیت‌های غیرکوهزایی (تیپ A) و با ترکیب پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند.

- داده‌های ژئوشیمیایی ایزوتوپی به منظور سن سنجی به روش Rb-Sr سنی حدود 6 ± 41 میلیون سال قبل (اوسن فوقانی) را برای توده گرانیتوئیدی گوشه نشان می‌دهد.

با توجه به نتایج بدست آمده توده گرانیتوئیدی گوشه احتمالاً در اثر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتیتس به زیر پوسته قاره‌ای سکوی ایران و در مراحل تأخیری فاز کوهزایی لارامید قبل از فاز پیرنئن به گونه‌ی پس از مرحله فرورانش (Post tectonic) تشکیل گردیده است.

منابع :

- ۱- احمدی خلجی، ا.، اسماعیلی، ا.، و تیزاده، م (۱۳۸۵)، خاستگاه و ویژگی‌های زمین‌ساختی توده گرانیتوئیدی بروجرد (باختر ایران)، فصلنامه علوم زمین شماره ۶۰، صفحات ۴۷-۳۰.
- ۲- سبزه‌ای، م.، (۱۳۷۱)، نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰-حاجی آباد، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- ۳- عسگری، ع.، (۱۳۸۷)، پترولوژی توده گرانیتوئیدی آستانه و مقایسه آن با توده‌های آذرین مجاور، پایان نامه دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات، ۲۳۵ص.

- 4- Berberian, M. 1972, "A brief note on early Kimmerian Orogeny and high grade metamorphism in sanandaj-sirjan belt, Iran". Geological survey of Iran, internal report.
- 5- Berberian, M. & Nogol, M., 1974, "Preliminary explanatory text of the geology of De Sard and Khabr maps with some remarks on the metamorphic complex and the tectonic of the area (two geological maps 1:100000, from the Hajiabad quadrangle map). G.S. of Iran", internal report, 60p.
- 6- Berberian, M. & King G.C.P, 1981, "Toward a Paleogeography and tectonic evolution of Iran". Canadian journal of Earth science. vol.18, No.2. pp.210-265.
- 7- Chappell B.W. and White A.J.R., 2001, Two contrasting granite types: 25 years later. Australian Journal of Earth Science 48, 489-199.
- 8- De la roche, H., Leterreier, J., 1980. "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses- its relationships and current nomenclature". Chem. Geol. Vol. 29, pp: 183- 210.
- 9- Forster, H.J., Tischendorf, G. & Trumbull, R. B., 1997, "An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks". Lithos 40, pp.261-293.
- 10- Irvine, T.N. & Baragar, W. R. A, 1971, "A guide to the chemical classification of the Common Volcanic Rocks". Canadian Journal of Earth Science 8, 523 – 48.
- 11- King, P.L., White, A.J.R., Chappell, B.W., and Allen, C.M., 1997, Characterization and origin of aluminous A-type granite from the Lachlan fold belt, Southeastern Australia. Journal of petrology 38, 371-391.
- 12- Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979, Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America Abstracts 11(7), 468-
- 13- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M, 1989, "Tectonic discrimination of granitoids". Geological Society of American Bulletin 101, 635-643.
- 14- Miyashiro, A., 1978, "Nature of alkalic volcanic rock series, contrib.". Mineral. Petrol., 66, 91-104.
- 15- Mohajjel, M., Fergusson, C.L & Sahandi, M.R. 2003, "Cretaceous– Tertiary Convergence and Continental Collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran". Journal of Asian earth Science 21, 397-412.
- 16- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. AND Tindle, A.G., 1984, Trace element discrimination Diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. Journal of Petrology 25, 956-983.
- 17- Pearce, J., 1996, Source and setting of granitic rocks, EPISODE 19, 120-125.
- 18- Halen; J.B, Curri, K.L., Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contrib. Mineral. petrol. 95, 407-419.