گرانيتوئيدهاي حسن سالاران سقز مجموعه‌اي متشكل از دو تيپ گرانيتوئيد متنوع در نوار دگرگوني سنندج- سيرجان

سيد فخرالدين اطهري[*و]، علي اصغر سپاهي[**] و محسن موذن[***]**

[*] باشگاه پژوهشگران جوان كردستان

[**] گروه زمين شناسي دانشگاه بوعلي سينا همدان

[***] گروه زمين شناسي دانشگاه تبريز

چكيده

مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران متشكل از دو تيپ گرانيتوئيدي مجزا با ژنز متفاوت بوده كه در شمال غرب نوار دگرگوني سنندج- سيرجان واقع مي‌باشد. عمده ترين واحدهاي چينه‌اي در منطقه مورد مطالعه و مناطق اطراف آن شامل آهك‌هاي پرمين، گدازه‌هاي آندزيتي- بازالتي ژوراسيك و شيل، ماسه سنگ، آهك و سنگهاي آتشفشاني آندزيتي كرتاسه مي‌باشند. دو مجموعه گرانيتوئيد موجود در منطقه عبارتند از: ۱- توده گرانيتوئيدي G_1 كه بيشتر از آلكالي فلدسپار گرانيت، سينوگرانيت و كوارتز آلكالي فلدسپار سينيت تشكيل شده است. سنگهاي اين مجموعه از نظر ژئوشيمي آلكالي آهن دار تا آلكالي- كلسيك آهن دار، پرآلكالن و از تيپ A و زيرگروه A_2 مي‌باشند. اين توده از نظر كاني شناسي و ژئوشيميايي ويژگيهاي گرانيتهاي بعد از كوهزايي يا بعد از تصادم قاره‌اي (داخل ورقه‌هاي قاره اي) را نشان مي‌دهد. ويژگيهاي كاني شناسي و ژئوشيميايي، يک منشأ گوشته غني شده با دخالت پوسته را براي ماگماي سازنده اين گرانيتوئيدها نشان مي‌دهد. ۲- توده گرانيتوئيدي G_2 كه از مونزوگرانيت، گرانوديوريت و تونالیت تشكيل شده است. سنگهاي اين مجموعه از نظر ژئوشيمي كالك آلكالن، كلسيك منيزيم دار، متاآلومين و از تيپ I هستند. وجود انكلاوهاي دانه ريز مافيك فراوان دلالت بر اختلاط ناقص ماگماي مافيك و فلسيک جهت تشكيل ماگماي مولد گرانيتوئيد G_2 بوده است. اين توده از لحاظ ژئوتكتونيكي در يک محيط قوس آتشفشاني تشكيل شده است.

واژه‌هاي كليدي: مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران، تيپ A، تيپ I، سقز، نوار دگرگوني سنندج- سيرجان، زاگرس

Hasan Salaran Granitoids of Saqqez, a Complex of Two Various Granitoid Types in the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt

S. F. Athari[*,], A. A. Sepahi[**] and M. Moazzen[***]**

[*]The Young Researchers Club of Kurdistan
[**]Department of Geology, Bu Ali Sina University, Hamadan
[***]Department of Geology, Tabriz University

Abctract

The Hasan Salaran granitoid complex consists of two distinct granitoid types with various genesis. This complex is situated in NW of the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt. Major stratigraphic units of the study area and its adjacent areas are Permian limestones, andesitic-basaltic lavas of Jurassic age and shale, sandstone, limestone and andesitic volcanic rocks of Cretaceous period. Two granitoid plutons are distinguished: The first type is G_1 granitoid which is mainly composed of alkali-feldspar granite, syenogranite and alkali-feldspar quartz syenite. This complex displays geochemical characteristics of the ferroan alkalic to ferroan alkali-calcic, peralkaline, A-type and A_2 subtype. The intrusion under study shows mineralogical and geochemical characteristics of post-orogenic or post-collision (within plate) granites. Also the mineralogical and geochemical properties indicate an enriched mantle origin with contribution from the crust in generation of source magma of this intrusion. The second type is G_2 granitoid is composed of monzogranite, granodiorite and tonalite. The above mentioned complex has calc-alkaline, magnesian calcic, metaluminous with I-type geochemical characteristics. The presence of abundant mafic microgranular enclaves points to mingling of mafic and felsic magmas and is responsible for generation of G_2 granitoid magma, which may be formed in a volcanic arc environment.

Keywords: Hasan Salaran granitoid complex, A-type, I-type, Saqqez, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Zagros

مقدمه

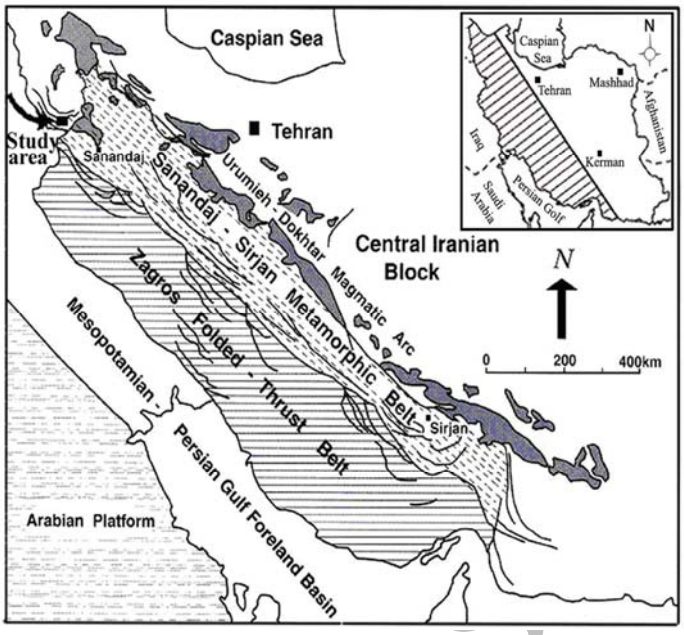
واژه تيپ I را براي اولـين بار جهت توصيف يكي از دو تيپ گرانيتوئيدي مجـزا در (Chappell & White, 1974) كمربند چين خورده لاچلان استراليا به كار برده اند. دامنه تغييرات تركيب گرانيتهـاي تيـپ I در محـدوده گرانيـت، گرانوديوريـت و تونالیـت مـي‌باشـد. از ويژگـي‌هـاي پتروگرافي بارز اين گرانيتهـا وجـود هورنبلنـد، مگنتيـت،

اسفن، زيركن و بيوتيت كمتر از ۱۵ درصد مودال مي‌باشد. از لحاظ ژئوشيميايي متاآلومين تا اندكي پرآلومين و كالک آلكالن بوده و داراي ديوپسيد در نورم مي‌باشند. فراواني پاييني از عناصر Ni، Cu، Zn، Ba، Rb، Th، La، Y، Ce، V، Co و Cr نشان مي‌دهند. از ويژگي‌هاي بارز ديگر اين گرانيتها وجود انكلاوهاي دانه ريز مافيک مي‌باشد. اين گرانيتها در زون‌هاي فرورانش حاشيه قاره‌ها يا جزاير قوسي فراوانتر هستند و معمولاً حاصل تفريق ماگماي كالک آلكالن مي‌باشند.

واژه گرانيت نوع A توسط Loisselle & Wones (1979)به كار رفته است و مفاهيم پترولوژي، ژئوشيميايي و تكتونيكي را در بر مي‌گيرد، به طوري كه مي‌تواند مخفف واژه‌هاي anorogenic، anhydrous، alkalic و alkali به حساب آيند (با تغيير از Bonin, 2005). از ويژگي‌هاي پتروگرافي اين گرانيتها وجود فلورين، بيوتيت غني از آنيت و آمفيبول‌ها و پيروكسن‌هاي سديک (مثل آرفدسونيت و اژيرين) مي‌باشد. بيشتر هيپرسولوس و پرتيتي بوده و تركيب شيميايي آنها محدود به گرانيت مي‌باشد. از لحاظ ژئوشيميايي پرآلكالن بوده و داراي آلكالي متاسيليكات همراه يا بدون آكميت در نورم مي‌باشند. از عناصر Nb، Hf، Zr، Ga، Rb، U، Th و REE غني شدگي نشان داده و از عناصر Co، Cr، V و Ni فقيرتر هستند. اين گرانيتها به گرانيتهاي غيركوهزايي معروف بوده و اغلب در مناطق پوسته قاره‌اي و ريفت‌هاي درون قاره‌اي تشكيل مي‌شوند. بخشي از ماگماي اين گرانيتها نتيجه ذوب بخشي سنگهاي پوسته قاره‌اي بوده و بيشتر كم آب مي‌باشند.

در اين مقاله مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران مورد بررسي قرار گرفته كه در جنوب شرق شهرستان سقز واقع گرديده و متشكل از دو تيپ گرانيتوئيدي مجزا با ژنز متفاوت از هم مي‌باشند. توده گرانيتوئيدي G_1 توده جنوبي منطقه را تشكيل داده و از گرانيتهاي تيپ A مي‌باشد. توده گرانيتوئيدي G_2 توده شمالي منطقه را تشكيل داده و از گرانيتهاي تيپ I مي‌باشد.

اماني (۱۳۷۹) توده‌هاي گرانيتوئيدي منطقه را به دو دسته تقسيم بندي نموده است: يكي توده گرانوديوريتي با تركيب متاآلومين و تيپ I كه آنومالي منفي Nb وابستگي اين سنگها را با زون‌هاي فرورانش نشان مي‌دهد و محيط تكتونيكي تعيين شده براي آنها كمان‌هاي آتشفشاني مي‌باشد. ديگري توده آلكالي گرانيت با مشخصات هيپرسولوس كه اشاره‌اي به تيپ و محيط تكتونيكي آن نشده است. رضايي (۱۳۸۰) نيز توده‌هاي گرانيتوئيدي حسن سالاران را به دو تيپ مختلف تقسيم بندي نموده است. توده شمالي يا « توده گرانيتوئيد حسن سالاري» اساساً يک گرانوديوريت تا تونالیت نوع I كردیلرن، با مشخصات ساب سولوس، كالكوآلكالن تفريق يافته، متاآلومين تا پرآلومين بوده و تشكيل آن را مرتبط با زون فرورانش حاشيه قاره‌ها دانسته است. توده جنوبي « توده گرانيتوئيد طاليجار» داراي طيف تركيبي سينوگرانيت، آلكالي فلدسپار گرانيت تا كوارتز آلكالي فلدسپار سينيت و با مشخصات هيپرسولوس، متاآلومين-پرآلومين تا پرآلكالن بوده كه مربوط به محيط غيركوهزايي و شايد مرتبط با ريفت زايي مي‌باشد.



شكل۱- سه واحد تكتونيكي اصلي زاگرس در غرب و جنوب غرب ايران (Mohajjel & Fergusson, 2003, Alavi, 1994 , 2004). منطقه مورد مطالعه با يك كادر و فلش نشان داده شده است.

در اين مقاله ضمن اشاره بـه ويژگـي‌هـاي صـحرايي، پتروگرافي و ژئوشيميايي انـواع گرانيتوئيـدها، پتروژنـز و جايگـاه تكتـونيكي آنهـا را بـه طـور دقيـق تـر بررسـي نموده‌ايم.

هدف و روش مطالعه

مجموعه گرانيتوئيدي حسن سـالاران بـه عنـوان يـک مجموعه پلوتونيک متنوع در جنوب شرق شهرستان سـقز واقع مي‌باشد. با توجه به اينكه ايـن مجموعـه متـشكل از گرانيتوئيدهاي مختلف بوده، لذا بررسي پتروگرافي، نحوه پيدايش و نيز فرآيندهاي مرتبط با تشكيل آنهـا از اهـداف اصلي اين تحقيق مي‌باشد. از گرانيتهاي منطقه طـي چنـد مرحله بازديد صحرايي، ۱۵۰ نمونه برداشت شـد. سـپس تعداد ۹۰ مقطع نازک از نمونه‌هاي برداشت شـده، جهـت انجام مطالعات پتروگرافي تهيـه گرديـد. پـس از بررسـي پتروگرافي نمونـه هـا، از تعـداد ۱۴ نمونـه از گرانيتهـاي منطقه كه متحمـل هـوازدگي و دگرسـاني كمتـري شـده بودند، آناليز به روش فلورسانس اشعه ايكـس (XRF) بـا دستگاه فيليپس PW 2400 در آزمايشگاه كانساران بينـالود انجام گرديد. سپس با استفاده از نـرم افزارهـاي Newpet، Minpet و Corel draw نمودارها و نقشه‌هـاي لازم ترسـيم گرديدند.

موقعيت زمين شناسي

كوهزاد زاگرس در ايران از شـمال غـرب بـه جنـوب شرق گسترش يافته كه از تصادم قاره آفروعربي و خـرده قاره ايران مركزي در كرتاسه پاياني تـا ترشـيري تـشكيل شـده اسـت (Berberian & King, 1981، Ricou, 1994، Şengör & Natalin, 1996، Mohajjel & Fergusson, 2000 and Mohajjel et al, 2003) (شكل۱). كوهزاد زاگـرس بـه سه واحد تكتونيكي اصلي در غرب و جنوب غرب ايـران تقسيم شده كه شامل قوس ماگمايي ارروميه- دختـر، نـوار

دگرگـوني سـنندج- سـيرجان و كمربنـد رورانـده چـين خورده زاگرس مي‌باشد (Mohajjel et al, 2003 and Alavi, 1994 and 2004).

منطقه مورد مطالعه از لحـاظ تقـسيم بنـدي زون‌هـاي ساختاري ايران جزيي از زون سنندج- سيرجان مي‌باشـد (نبـوي، ۱۳۵۵). Alavi (1994 and 2004) ايـن زون را بخشي از كمربند كوهزايي زاگـرس كـه خـود قـسمتي از كمربند آلپ- هيماليـا اسـت، دانـسته و آن را سـفره‌هـاي رانده شده‌اي مي‌داند كه طي بسته شدن نئوتتيس (كرتاسه پاياني) در جبهه جنوب غربي كمربنـد ولكـانو- پلوتـوني ارروميه- دختـر شـكل گرفتـه اسـت. محجـل و سـهندي (۱۳۷۸) زون سـنندج- سـيرجان را از جنـوب غربـي بـه شمال شرقي به ۵ زيرزون تقسيم نموده اند. منطقـه مـورد مطالعه جزيي از زيرزون با دگرشكلي پيچيده مي‌باشد كـه از خصوصيات آن مـي‌تـوان بـه وجـود سـنگهاي شـديداً دگرشكل يافته و همچنـين فراوانـي واحـدهاي شيـستي، فيليتي و سنگهاي آتشفشاني دگرگون شده اشاره كرد.

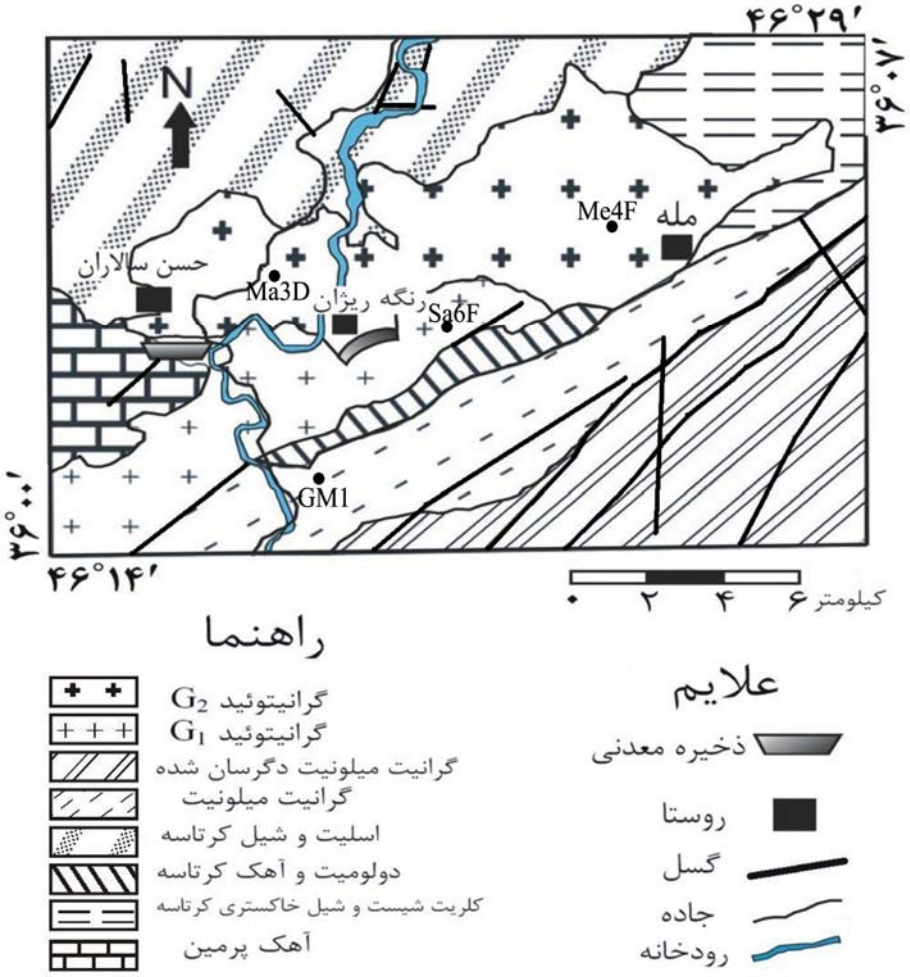
محـدوده ورقـه سـقز در حاشـيه شـمال غربـي نـوار دگرگوني سنندج- سيرجان و در واقع در محل تلاقي اين زون بـا زون‌هـاي سـاختاري خـوي- مهابـاد و البـرز- آذربايجان واقع شده است، لذا واحدهاي مختلف سـنگي موجود در ايـن ورقـه گـاهي ويژگيهـاي زون دگرگـوني سنندج- سـيرجان را داشـته و گـاهي نيـز تـشابه سـنگ شناسي با زون البرز- آذربايجان (واحدهاي كربناته آواري پركامبرين- كامبرين زيرين، پالئوزوئيك و مزوزوئيك) را نشان مي‌دهند (باباخاني و همكاران، ۱۳۸۲).

منطقه مورد مطالعه در فاصـله ۲۰ كيلـومتري جنـوب شرق سـقز در اسـتان كردسـتان و حدفاصـل طـول‌هـاي جغرافيـايي ′۱۴ °۴۶ تـا ′۲۹ °۴۶ شـرقي و عـرض‌هـاي جغرافيايي ′۰۰ °۳۶ تا ′۰۷ °۳۶ شمالي واقـع شـده اسـت (شكل۲). قديمي ترين واحدهاي چينه‌اي منطقه و منـاطق اطراف آن شامل آهك‌هاي پرمين، گـدازه‌هـاي آنـدزيتي- بازالتي ژوراسيك و شيل، ماسه سنگ، آهـك و سـنگهاي آتشفـشاني آنـدزيتي كرتاسـه مـي‌باشـند. مجموعـه گرانيتوئيدي حسن سالاران به صورت دو توده نفوذي بـا روند كلي شمال شرقي- جنـوب غربـي بـوده كـه داراي ژنزي مستقل از همديگر مي‌باشـند. تـوده جنـوبي را كـه قديمي تر است G_1 و توده شمالي را كه جوانتر اسـت G_2 نامگذاري نموده ايم.

پتروگرافي مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران

توده گرانيتوئيدي G_1

در نمونـه دسـتي دانـه درشـت و خاكـستري رنـگ مي‌باشند. مرز اين توده با واحدهاي مجاور گسله بوده كه بيانگر جايگيري تكتونيكي توده در اين محـل مـي‌باشـد. بنابراين هاله دگرگون شده برجـا در اطـراف تـوده ديـده نمي شود. اين توده با نفوذ در آهـك‌هـاي پـرمين باعـث تشكيل اسكارن در جنوب روستاي رنگه ريزان و جنـوب شرق روستاي حسن سالاران گرديده است (شكل۲). اين توده در بخش جنوبي با گرانيت ميلونيت مجاور مي‌باشد. نمونه‌هاي دستي آن منظره‌اي لايه‌اي متـشكل از نوارهـاي سبز اپيدوت و كلريت و همچنين باندهاي خاكـستري تـا سفيد كوارتز و فلدسپات مي‌باشند. در مقطـع نـازك ايـن سـنگها كـاني‌هـاي زيـر مـشاهده مـي‌شـود: پورفيروكلاست‌هـاي كـوارتز، پلاژيـوكلاز و ارتـوكلاز و كاني‌هاي ريز بلور كه شامل كوارتز، سريـسيت، اپيـدوت، كلريت و كاني‌هاي كـدر مـي‌باشـند (شـكل۳). نيروهـاي تكتونيكي حاكم بر منطقه باعـث ايجـاد درزه‌هـاي بـسيار فراوان در اطراف و درون توده شده كـه ايـن امـر سـبب

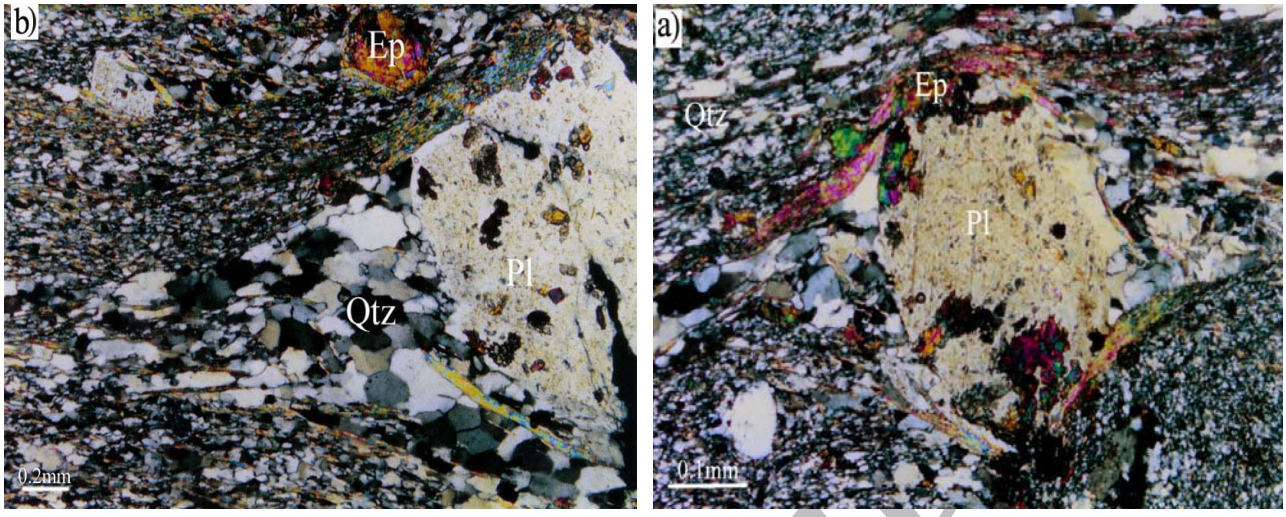


شکل۲- نقشه زمین شناسي ساده منطقه حسن سالاران در جنوب شرق سفز و موقعیت نمونه‌ها.

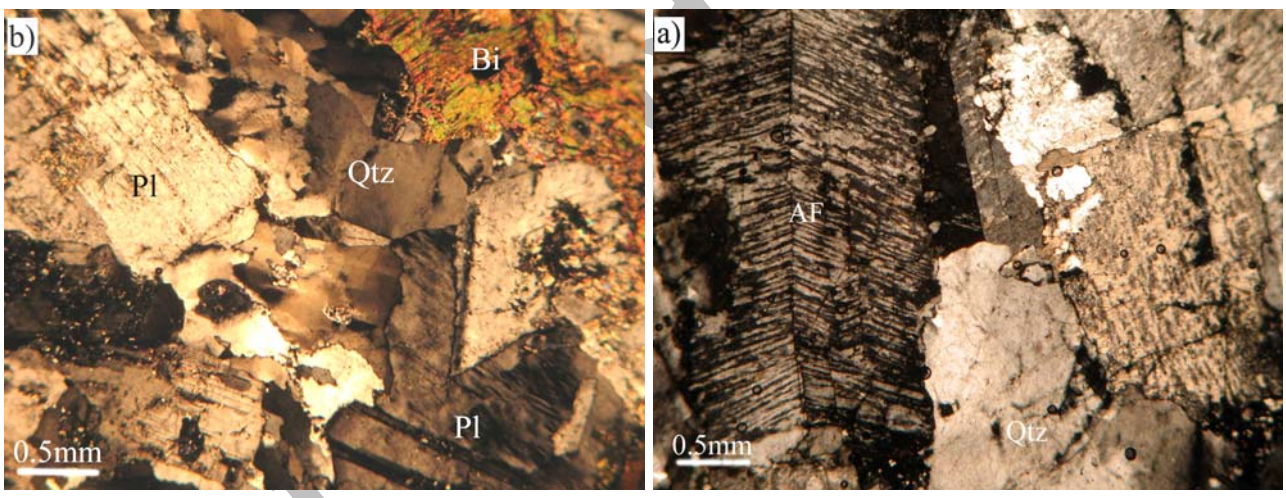
نفوذ رگه‌هاي سيليسي فراوان به صورت كوارتز شيري رنگ در آن شده است. در ميان رگه‌ها و رگچه‌هاي سيليسي فراوان، بلورهاي بنفش رنگي تشكيل شده است. افتخارنژاد (۱۳۵۲) با بررسي سنگهاي اين توده، كانيهاي بنفش رنگ را آمتيست تشخيص داده و اين توده را گرانيت آمتيست دار نامگذاري نموده است. باباخاني و همكاران (۱۳۸۲) با بررسي سنگهاي توده، كاني‌هاي بنفش رنگ را نوعي فلورين تشخيص داده و توده را گرانيت فلورين دار نامگذاري كرده اند.

تركيب سنگهاي اين توده از آلكالي فلدسپار گرانيت و سينوگرانيت تا كوارتز آلكالي فلدسپار سينيت متغير مي‌باشد (شكل ۴a). بافت اين سنگها ساب هدرال گرانولار و دانه درشت مي‌باشد. از جمله بافتهاي مشاهده شده ديگر مي‌توان به بافت پرتيتي اشاره نمود كه در اكثر نمونه‌ها مشاهده شده است. در بعضي از نمونه‌ها بافت كاتاكلاستيكي مشاهده شده كه به علت تأثيرپذيري از استرس‌هاي ثانويه بوده كه پس از انجماد ماگما در سنگ سبب ايجاد شكستگي، خرد شدگي وسيع و تبلور مجدد گرديده است.

آلكالي فلدسپار و كوارتز كاني‌هاي اصلي تشكيل دهنده اين سنگها بوده و پلاژيوكلاز، اكسيدهاي آهن و آرفدسونيت به مقدار كمتر در اين سنگها مشاهده



شكل۳- تصاوير ميكروسكوپي از گرانيت ميلونيت (نمونه GM_1 در شكل ۲). a) كوارتز پلي كريستالين كه توسط فولياسيون دور زده شده است، (Qtz) كوارتز، (Ep) اپيدوت و (Or) ارتوكلاز. b) سايه فشاري در اطراف پورفيروكلاست پلاژيوكلاز و تبلور كانيهاي كوارتز و سريسيت در اين منطقه به علت كم بودن مقدار استرس، (Pl) پلاژيوكلاز، (Qtz) كوارتز و (Ep) اپيدوت.



شكل۴- a) بافت پرتيتي در كوارتز آلكالي فلدسپار سينيت (نمونه Sa6F در شكل۲). (Qtz) كوارتز و (AF) آلكالي فلدسپار. b) (Pl) پلاژيوكلاز، (Qtz) كوارتز و (Bi) بيوتيت در تونالیت (نمونه Ma3D در شكل۲).

مي‌شوند. آلكالي فلدسپار فراوانترين كاني تشكيل دهنده اين سنگها بوده كه ۴۰ تا ۷۰ درصد حجم كل سنگ را تشكيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن ۲ تا ۷ ميليمتر و شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. آلكالي فلدسپار از نوع ارتوكلاز است. بافت پرتيتي در تمام نمونه‌هاي آلكالي فلدسپار توده ملاحظه مي‌شود. بعضي از بلورهاي ارتوكلاز داراي ادخال هايي از سوزن‌هاي آرفدسونيت مي‌باشند. گاهي محلول‌هاي هيدروترمال سبب دگرساني ارتوكلازهاي پرتيتي به كاني‌هاي رسي و سريسيت شده اند. بلورهاي ارتوكلاز به طور كامل توسط كوارتز احاطه شده اند كه نشانگر تقدم تبلور اين كاني نسبت به كوارتز مي‌باشد. فضاهاي خالي بين ارتوكلاز و

کوارتز توسط کاني‌هاي کدر ثانويه که بيشتر شامل مگنتيت و گاهي هماتيت بوده، پر شده اند. کوارتز ۱۵ تا ۲۵ درصد حجم کل سنگها را تشکيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن ۲ تا ۵ ميليمتر و بي شکل تا نيمه شکل دار مي‌باشند. در اثر فشارهاي تکتونيکي داراي خاموشي موجي و شکستگي‌هاي فراوان مي‌باشند. اين کاني به علت اينکه بعد از ارتوکلاز متبلور شده است، لذا اغلب به صورت پرکننده فضاهاي خالي بين ارتوکلازها مي‌باشد. در بعضي از نمونه‌ها در طول شکستگي ها، کوارتز با تبلور مجدد همراه با کاني‌هاي کلسيت، اپيدوت، کلريت و مگنتيت تشکيل شده که همگي داراي منشأ ثانويه مي‌باشند. پلاژيوکلاز ۱ تا ۱۰ درصد حجم کل سنگ را تشکيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن حداکثر تا ۲ ميليمتر مي‌باشند. بيشتر شکل دار بوده و گاهي نيمه شکل دار نيز مي‌باشند. در بعضي موارد تجزيه شده که کاني‌هاي رسي، اپيدوت و سريسيت محصول اين تجزيه مي‌باشند. اکسيدهاي آهن در تمام نمونه‌هاي سنگ مشاهده شده و ۲ تا ۵ درصد حجم کل سنگ را تشکيل مي‌دهند. اکسيدهاي آهن بيشتر مگنتيت بوده که به صورت تأخيري در طول شکستگي‌هاي کاني‌هاي اصلي ارتوکلاز و کوارتز همراه با آرفدسونيت و سريسيت تشکيل شده اند. آرفدسونيت در بعضي از مقاطع مشاهده شده که ۱ تا ۵ درصد حجم کل سنگ را تشکيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن حداکثر ۱ ميليمتر و نيمه شکل دار تا بي شکل مي‌باشند. وجود اين کانيها در سنگهاي اين توده قبلاً گزارش نگرديده است. اين کاني‌ها شايد حاصل دگرساني اژرين که يك پيروکسن قليايي بوده، مي‌باشند. اين کاني همراه با اکسيدهاي آهن پرکننده فضاهاي خالي بين ارتوکلازها مي‌باشند. همچنين به صورت ادخال‌هاي سوزني شکل در بعضي از ارتوکلازها مشاهده مي‌شوند.

ديگر کاني‌هاي تشکيل دهنده اين سنگها شامل اسفن، کلريت، سريسيت، اپيدوت، کلسيت و کاني‌هاي رسي بوده که همگي داراي منشأ ثانويه مي‌باشند.

توده گرانيتوئيدي G_2

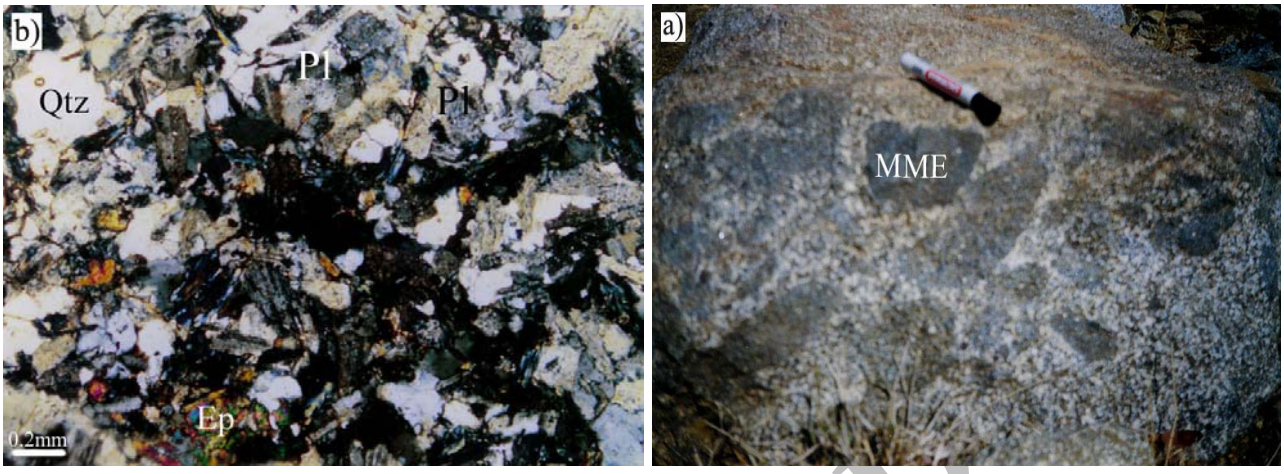
اين توده به صورت کشيده و بيضي شکل بوده و توده شمالي منطقه را تشکيل مي‌دهد. هاله دگرگوني مجاورتي اطراف آن به دليل گسل خوردگي‌هاي زياد در منطقه قابل زون بندي نبوده اما دگرگوني ناحيه‌اي درجه بسيار پايين تا درجه پايين (در حد رخساره شيست سبز) در منطقه قابل مشاهده مي‌باشد. اين توده داراي انکلاوهاي دانه ريز مافيك بوده که بعداً بررسي خواهند شد. نمونه‌هاي دستي سنگهاي اين توده داراي رنگ سفيد تا خاکستري روشن و کمي متمايل به سبز مي‌باشند. نمونه‌هاي هوازده رنگ کرم مايل به سبز دارند.

ترکيب اين سنگها از مونزوگرانيت و گرانوديوريت تا تونالیت تغيير مي‌کند (شکل۴b). بافت اين سنگها ان هدرال گرانولار تا ساب هدرال گرانولار مي‌باشد. در بعضي از نمونه‌ها بافت کاتاکلاستيکي مشاهده شده که آثار آن را مي‌توان در خميدگي بيوتيت‌ها و تبلور مجدد کوارتز مشاهده نمود.

کاني‌هاي اصلي تشکيل دهنده اين سنگها پلاژيوکلاز، کوارتز و ارتوکلاز بوده و به مقدار کمتري بيوتيت، آمفيبول و اپيدوت دارند. پلاژيوکلاز فراوانترين کاني اصلي تشکيل دهنده اين سنگها بوده و ۳۵ تا ۶۰ درصد حجم کل سنگ را تشکيل مي‌دهد که ترکيب آنها در حد اوليگوکلاز و آندزين مي‌باشد. اندازه بلورهاي آن ۲ تا ۷ ميليمتر و شکل دار تا نيمه شکل دار مي‌باشند. در بعضي از بلورهاي پلاژيوکلاز ساخت منطقه‌اي مشاهده شده که نشانگر تغيير فشار بخار آب ماگما در حين تبلور و عدم

تبادل بين ماگما و بلور در حال تشكيل مي‌باشد. در نمونه‌هاي برداشت شده از حاشيه توده و در مجاورت با شيل‌ها و ماسه سنگ ها، پلاژيوكلاز به شدت تجزيه شده كه كاني‌هاي سريسيت و مجموعه كاني‌هاي سوسوريتي محصول اين تجزيه مي‌باشند. كوارتز ۲۰ تا ۳۰ درصد حجم كل سنگ را تشكيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن ۲ تا ۶ ميليمتر و شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. به علت اعمال نيروهاي تكتونيكي بر منطقه، كوارتزها داراي خاموشي موجي مي‌باشند. در بعضي از نمونه‌ها كه دگرشكلي كاتاكلاستيكي را متحمل شده اند، كوارتزهاي دانه ريز با تبلور مجدد شكستگي‌ها را پر نموده اند. بعضي از بلورهاي كوارتز داراي ادخال هايي از زيركن مي‌باشند. آلكالي فلدسپار ۶ تا ۲۰ درصد حجم كل سنگ را تشكيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن ۲ تا ۳ ميليمتر و شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. آلكالي فلدسپار اين گرانيتها از نوع ارتوكلاز بوده ولي معمولاً برخلاف G_1 اين ارتوكلازها پرتيتي نيستند. بيوتيت ۵ تا ۱۵ درصد حجم كل سنگ را تشكيل داده كه به صورت تيغك‌هاي درشت با اندازه ۲ تا ۵ ميليمتر مي‌باشند. بعضي از بلورهاي بيوتيت سالم و بدون تجزيه بوده و بعضي ديگر به كلريت نوع پنين تجزيه شده اند. در بعضي از نمونه‌ها بيوتيت‌ها دچار خميدگي شده اند. بعضي از بلورهاي بيوتيت داراي ادخال هايي از زيركن مي‌باشند. آمفيبول ۴ تا ۱۳ درصد حجم كل سنگ را تشكيل مي‌دهد. آمفيبول‌ها از نوع هورنبلند سبز مي‌باشند. اندازه بلورهاي آن ۲ تا ۸ ميليمتر و شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. بعضي از بلورهاي آمفيبول داراي ماكل كارلسباد مي‌باشند. برخي از آمفيبول‌ها سالم و بدون تجزيه بوده و برخي ديگر به كلريت تجزيه شده اند. اپيدوت ۱ تا ۶ درصد حجم كل سنگ را تشكيل مي‌دهد. اندازه بلورهاي آن ۱ تا ۲ ميليمتر و شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. بعضي از بلورهاي اپيدوت منشأ اوليه و تأخيري داشته ولي بعضي ديگر از تجزيه پلاژيوكلازها حاصل شده اند. اسفن، زيركن، سريسيت، كلسيت و كاني‌هاي كدر، كاني‌هاي فرعي تشكيل دهنده اين سنگها مي‌باشند.

اين توده توسط رگه‌هاي سيليسي و دايك‌هاي آپليتي قطع گرديده است. رگه‌هاي سيليسي در چند جا گرانيتوئيدهاي G_2 را قطع كرده اند. يكي از اين رگه‌ها در شمال غرب روستاي مله مشاهده شده كه ضخامت آن حدود ۶۰ سانتيمتر مي‌باشد. دايك‌هاي آپليتي در شمال روستاي رنگريزان و درون توده گرانيتوئيدي G_2 تزريق شده اند. كوارتز كاني اصلي آپليتها است كه ۴۰ تا ۵۶ درصد حجم كل سنگ را شامل مي‌شود. بلورهاي كوارتز به علت اعمال استرس‌هاي بعد از تبلور داراي خاموشي موجي هستند. دومين كاني اصلي ارتوكلاز است كه ۳۵ تا ۴۵ درصد حجم كل سنگ را تشكيل مي‌دهد و به صورت بلورهاي نيمه شكل دار ديده مي‌شود. كاني اصلي ديگر، پلاژيوكلاز است كه ۷ تا ۱۲ درصد حجم كل سنگ را شامل مي‌شود. بلورهاي آن شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. بعضي از بلورهاي پلاژيوكلاز به شدت تجزيه شده اند كه كاني‌هاي سريسيت و مجموعه كاني‌هاي سوسوريتي محصول اين تجزيه مي‌باشند. از كاني‌هاي فرعي اين سنگها اپيدوت است كه ۲ تا ۷ درصد حجم كل سنگ را شامل مي‌شود. بلورهاي آن نيمه شكل دار بوده كه بعضي منشأ اوليه داشته و بعضي ديگر از تجزيه پلاژيوكلازها حاصل شده اند، پس منشأ ثانويه دارند. بافت آپليتها گاهي گرافيكي است كه از رشد همزمان ارتوكلاز و كوارتز حاصل شده است.



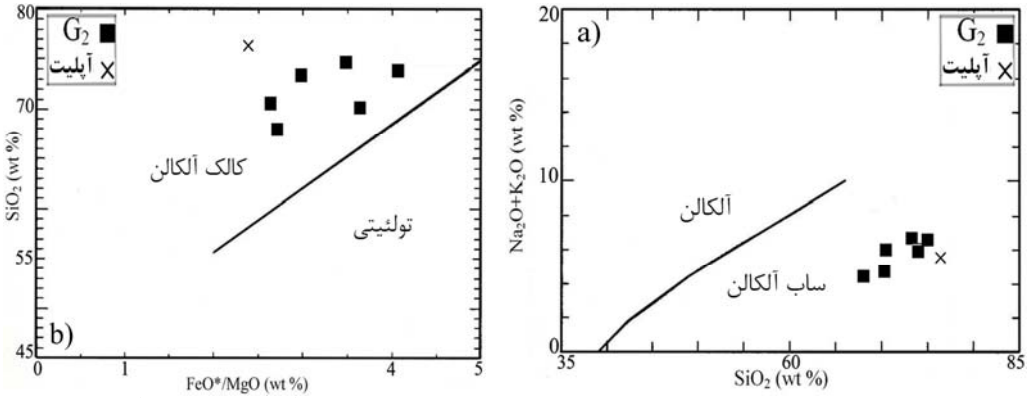
شكل۵- a) انكلاوهاي دانه ريز مافيك (MME) به ابعاد تا ۲۵cm در توده گرانيتوئيدي G_2. b) تصوير ميكروسكوپي از انكلاوهاي دانه ريز مافيك، (Pl) پلاژيوكلاز، (Qtz) كوارتز و (Ep) اپيدوت. تصاوير مربوط به نمونه Me4F در شكل۲.

مطالعه انكلاوها

واژه انكلاو اولين بار توسط Lacroix (1980) براي توصيف قطعات سنگي بيگانه موجود در داخل سنگهاي آذرين همگن پيشنهاد شد. مطالعه انكلاوها وسيله مهمي براي تحقيق در پترولوژي گرانيتها بوده و اطلاعات مفيدي درباره منشأ و تحول سنگهاي ماگمايي در اختيار قرار مي‌دهند. يكي از نكات جالب در مطالعه مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران عدم تنوع انكلاو در گرانيتوئيد G_1 در اين مجموعه بوده است. توده گرانيتوئيدي G_2 داراي انكلاوهاي دانه ريز مافيك مي‌باشد.

واژه انكلاوهاي دانه ريز مافيك به رنگ و اندازه دانه‌هاي سازنده انكلاوهاي مافيك اشاره دارد. اين انكلاوها همواره نسبت به سنگهاي گرانيتوئيدي در برگيرنده خود تيره تر و ريزدانه تر بوده و قطعاتي از حاشيه‌هاي گسيخته شده توده‌هاي نفوذي هستند (Bateman et al, 1963 and Hurlbut, 1935). منشأ انكلاوهاي دانه ريز مافيك اختلاط ناقص ماگماي فلسيک و مافيك مي‌باشد.

انكلاوهاي توده گرانيتوئيدي G_2 در صحرا داراي اشكال بيضوي و ندرتاً كروي بوده و با حداكثر قطر ۲۵ سانتيمتر در غرب روستاي ملّه مشاهده مي‌شوند (شكل۵a). تركيب اين انكلاوها از ميكروتونالیت تا ميكروكوارتزديوريت متغير مي‌باشد. پلاژيوكلاز كاني اصلي تشكيل دهنده اين انكلاوها مي‌باشد كه ۷۰ تا ۸۰ درصد حجم كل را شامل مي‌شود. بلورهاي آن دانه ريز و كاملاً تمام شكل مي‌باشند. پلاژيوكلازها دگرساني به سريسيت و اپيدوت را نشان مي‌دهند كه در مركز بلورهاي پلاژيوكلاز دگرساني بيشتر مي‌باشد. كوارتز دومين كاني اصلي تشكيل دهنده اين انكلاوها بوده كه ۱۰ تا ۲۲ درصد حجم كل را شامل مي‌شود. بلورهاي كوارتز پركننده فضاهاي خالي بين ساير بلورها مي‌باشند كه حجم آنها نسبت به سنگ در برگيرنده كمتر مي‌باشد. به علت تأثيرپذيري از نيروهاي تكتونيكي حاكم بر منطقه داراي خاموشي موجي مي‌باشند. كاني‌هاي مافيك انكلاوها شامل آمفيبول، بيوتيت و اپيدوت مي‌باشند. آمفيبول‌ها از نوع هورنبلند سبز بوده كه شكل دار تا نيمه شكل دار مي‌باشند. مقدار بيوتيت‌ها در مقايسه با



شكل۶- a) نمودار تغييرات ($K_2O + Na_2O$) در مقابل SiO_2 جهت تفكيك محدوده‌هاي آلكالن و ساب آلكالن (Irvine & Baragar, 1971). b) نمودار (FeO^{total}/MgO) در مقابل SiO_2 جهت تفكيك محدوده‌هاي كالك آلكالن و تولئيتي (Miashiro, 1974). گرانيتوئيدهاي G_2 در محدوده‌هاي ساب آلكالن و كالك آلكالن تصوير شده اند.

آمفيبول‌ها كمتر بوده و در بعضي موارد به كلريت تجزيه شده اند. اپيدوت كاني مافيك ديگر بوده كه هم منشأ اوليه داشته و هم محصول تجزيه پلاژيوكلازها مي‌باشند. كاني‌هاي فرعي انكلاوها شامل مگنتيت، اسفن، سريسيت و كاني‌هاي رسي مي‌باشند (شكل۵b).

ژئوشيمي و خصوصيات ماگمايي

به منظور بررسي خصوصيات ماگمايي مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران تعداد ۱۴ نمونه سنگ كه حداقل تأثيرات هوازدگي را متحمل شده بودند، جهت آناليزهاي شيميايي انتخاب گرديد. از اين ۱۴ نمونه، ۷ نمونه مربوط به گرانيتوئيد G_1، ۶ نمونه مربوط به گرانيتوئيد G_2 و يك نمونه آپليت بوده است. از اين نمونه‌ها به روش فلورسانس اشعه ايكس (XRF) جهت تعيين مقادير اكسيدهاي اصلي و همچنين عناصر كمياب سنگها آناليز انجام گرفت. جدول ۳-۱ نتايج آناليز شيميايي و جدول ۳-۲ تركيب كاني شناسي نورماتيو (CIPW) نمونه‌هاي تجزيه شده را نشان مي‌دهد. با توجه به اينكه اين روش آناليز قادر به تفكيك دقيق FeO و Fe_2O_3 از همديگر نبوده، لذا آهن كل تحت عنوان Fe_2O_3 در نظر گرفته شده است. تعيين تركيب كاني شناسي نورماتيو (CIPW) نمونه‌ها يك بار با FeO و بار ديگر با Fe_2O_3 انجام گرديده است. گرانيتوئيد G_1 داراي آكميت نورماتيو بوده اما گرانيتوئيد G_2 داراي ديوپسيد نورماتيو مي‌باشند. نمونه‌ها در نمودار مجموع آلكالي در مقابل سيليس (Irvine & Baragar, 1971) جهت تفكيك محدوده‌هاي آلكالن و ساب آلكالن (شكل۶a) و در نمودار (FeO^{total}/MgO) در مقابل SiO_2 (Miashiro, 1974) جهت تفكيك محدوده‌هاي كالك آلكالن و تولئيتي (شكل۶b) تصوير شده اند كه نمونه‌هاي گرانيتوئيد G_2 در محدوده ساب آلكالن و كالك آلكالن تصوير شده اند. نمونه‌ها همچنين در نمودارهاي تغييرات عناصر مختلف در مقابل سيليس در شكل۷ تصوير شده اند (نمودارهاي Harker, 1909). در گرانيتوئيدهاي G_1 مقادير اكسيدهاي Al_2O_3، CaO، TiO_2، MgO، Fe_2O_3 و P_2O_5 با افزايش مقدار سيليس روند نزولي نشان مي‌دهند. با توجه به پرآلكالن بودن اين گرانيتها توالي تبلور معكوس گشته و ترتيب تبلور توالي آگپائيتي جاي توالي باون را گرفته

جدول۱- مقادير اكسيدهاي اصلي و عناصر كمياب در گرانيتهاي منطقه مورد مطالعه (به روش XRF).

Samples	R4C1	Ma3D	R3H	R4D	Ma3E	H3B	T3I	R4C2	D6A1	D6A2	H5B	D6B1	Sa6F	R4C12
	گرانیتوئید G_2						آپلیت	گرانیتوئید G_1						
SiO_2	۷۰/۴۴	۷۰/۳۸	۷۴/۶۸	۶۸/۰۵	۷۳/۵۲	۷۳/۹۹	۷۶/۳۲	۷۴/۸۸	۷۱/۴۱	۷۰/۳۷	۷۶/۲۴	۷۱/۶۶	۷۱/۶۴	۶۸/۹۲
TiO_2	۰/۴۹	۰/۴۶	۰/۳۲	۰/۵۶	۰/۳۹	۰/۳۹	۰/۱۸	۰/۴۰	۰/۳۸	۰/۴۳	۰/۲۵	۰/۴۸	۰/۵۰	۰/۴۳
Al_2O_3	۱۱/۸۴	۱۱/۸۳	۱۱/۱۵	۱۳/۶۵	۱۱/۵۸	۱۱/۴۶	۱۲/۲۰	۱۰/۰۶	۱۱/۵۲	۱۲/۳۱	۸/۵۶	۱۱/۵۱	۱۰/۸۲	۱۲/۹۸
Fe_2O_3	۴/۸۰	۴/۶۷	۳/۰۲	۴/۹۷	۳/۵۷	۳/۲۴	۱/۳۸	۴/۹۷	۵/۳۲	۵/۷۶	۶/۷۹	۵/۶۴	۶/۱۹	۶/۵۵
MnO	۰/۰۷	۰/۱۰	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۳
MgO	۱/۱۹	۱/۵۹	۰/۷۸	۱/۶۶	۱/۰۸	۰/۷۲	۰/۵۲	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۷۵	۰/۰۹	۰/۱۳
CaO	۳/۶۴	۴/۶۱	۲/۶۳	۴/۶۲	۲/۰۸	۲/۵۶	۲/۸۹	۰/۴۳	۰/۲۸	۰/۳۳	۰/۱۶	۰/۱۵	۱/۰۳	۲/۱۵
Na_2O	۳/۱۹	۳/۵۱	۳/۰۹	۳/۷۴	۳/۳۹	۳/۲۰	۴/۹۲	۳/۰۸	۴/۱۴	۴/۴۶	۲/۵۸	۳/۷۸	۳/۸۴	۷/۸۲
K_2O	۲/۹۱	۱/۳۵	۳/۳۶	۰/۸۳	۳/۲۶	۳/۰۷	۰/۷۸	۵/۴۵	۵/۵۶	۵/۵۶	۵/۰۶	۵/۳۲	۵/۵۸	۰/۶۴
P_2O_5	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۶
LOI	۱/۳۰	۱/۳۶	۰/۸۶	۱/۷۰	۱/۰۰	۱/۲۵	۰/۷۴	۰/۵۷	۱/۲۷	۰/۶۷	۰/۲۶	۰/۶۲	۰/۱۶	۰/۱۹
Total	۹۹/۹۷	۹۹/۹۸	۹۹/۹۳	۹۹/۹۹	۹۹/۹۹	۹۹/۷۰	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۲	۹۹/۹۸	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۹	۱۰۰/۰۱
Trace Elements, ppm														
Ba	۵۸۳	۳۲۹	۶۱۴	۲۷۲	۶۱۶	۵۷۱	۲۰۴	۳۵	۱۲	۱۳	-	-	۸۲	-
Ce	-	-	۳۸	-	-	-	۲	۲۸۱	۳۴۳	۳۶۲	۲۳۱	۴۳۱	۲۷۴	۱۷۳۰
Co	۷	۵	۲	۵	۳	۶	۲	۶	-	۲	۵	۸	۶	۷
Cu	۳	۱	۷	۵	-	۵	۱۱	-	۶	۱۰	۵	۸	۶	۱
Nb	۵	۹	۶	۱۱	۹	۳	۵	۷۶	۱۱۹	۱۱۰	۱۱	۱۳۴	۸۴	۱۰۲
U	۲	۷	۳	-	۱	۴	۲	۳	۶	۱۰	۷	۱۵	۸	۱۱
Th	-	۳	۹	۱	۵	۷	۶	۱۸	۱۸	۱۸	۱۸	۳۲	۱۲	۳
Cl	۶۹	۴۵	۳۸	۳۵	۳۴	۵۹	۱۸	۹۵	۳۲	۲۸	۲۰	۲۹	۷۴	۱۹
Pb	۵	۱۰	۲	۹	۷	۹	۵	۳۳	۱۸	۱۵	۱۲	۱۰	۱۷	۱۴
Rb	۴۹	۲۳	۵۷	۲۴	۵۱	۵۹	۱۹	۱۵۵	۱۵۳	۱۴۶	۱۱۶	۱۲۲	۱۱۳	۱۴
Sr	۲۱۵	۲۷۴	۱۶۹	۲۹۵	۱۷۷	۱۶۱	۳۱۳	۲۵	۱۵	۱۵	۱۶	۱۴	۲۷	۳۸
V	۵۵	۵۵	۳۷	۶۲	۴۴	۴۵	۲۵	۳۲	۳۱	۳۰	۲۷	۳۲	۳۵	۳۳
W	-	-	۴	-	-	۳	۱	-	۸	۱۱	۲	۶	۱۷	-
Y	۱۳	۱۲	۱۳	۱۳	۱۴	۱۴	۱۰	۳۴	۴۵	۴۴	۴۱	۵۰	۳۶	۱۶
Zr	۸۱	۸۸	۹۵	۱۴۱	۱۰۱	۸۷	۸۵	۵۰۷	۱۰۹۲	۸۲۷	۹۴۳	۱۱۶۴	۵۹۶	۸۰۸
Zn	۳۴	۳۵	۲۶	۳۰	۲۶	۳۳	۱۹	۱۵۱	۱۳۸	۱۴۳	۱۵۱	۸۱	۱۲۳	۸۲

است. در نتيجه در ايـن گرانيتوئيـدها اكـسيدهاي K_2O و Na_2O نيز با افزايش مقـدار سـيليس رونـد نزولـي نـشان مي‌دهند. در گرانيتوئيدهاي G_2 نحوه قرارگيري نمونـه‌هـا بيانگر وجود همخواني بـين نمونـه‌هـاي تـوده نفـوذي و تشكيل شدن آنها از يك ماگما بوده و مقـادير اكـسيدهاي Al_2O_3، CaO، TiO_2، MgO، Fe_2O_3 و P_2O_5 بـــا افـــزايش مقدار سيليس روند نزولي نشان داده در صورتي كه مقدار اكسيد K_2O با افزايش مقـدار سـيليس رونـد صـعودي را نشان مي‌دهد. برخلاف انتظـار، Na_2O بـا افـزايش مقـدار سيليس روند نزولي خفيفي را نـشان مـي‌دهـد. نمونـه‌هـا جهت تعيين درجه اشـباع از آلومينـاي سـنگ در نمـودار A/CNK در مقابـــل A/NK (Maniar & Piccoli, 1989) تصوير شده اند (شكل۸). گرانيتوئيدهاي G_1 با توجـه بـه اينكه داراي آرفدسونيت مي‌باشند، در محـدوده پرآلكـالن

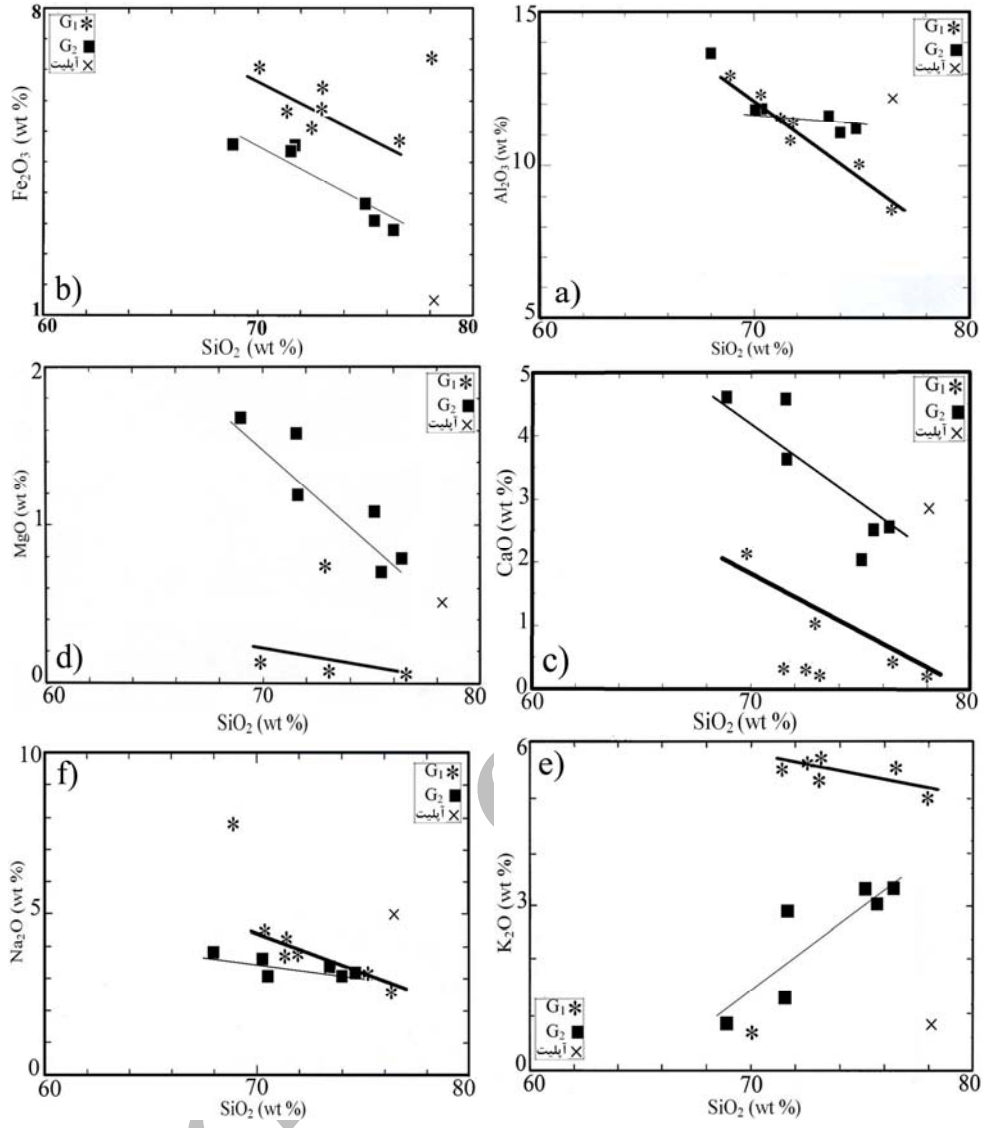
جدول۲- محاسبه نورم CI PW گرانيتهاي منطقه مورد مطالعه.

CIPW Norm (Fe_2O_3)														
samples	R4C1	Ma3D	R3H	R4D	Ma3E	H3B	T3I	R4C2	D6A1	D6A2	H5B	D6B1	Sa6F	R4C12
Qtz	۳۳/۲۳	۳۴/۹۸	۳۸/۵۲	۳۲/۰۲	۳۶/۱۶	۳۸/۴۱	۳۸/۹۸	۳۶/۷۰	۲۷/۳۴	۲۴/۰۸	۴۳/۱۱	۲۸/۶۵	۲۸/۶۲	۱۹/۲۵
Pl	۳۶/۳۹	۴۲/۲۰	۳۲/۷۸	۴۹/۶۵	۳۵/۴۴	۳۴/۱۰	۵۰/۵۳	۲۱/۴۰	۲۸/۳۰	۳۲/۳۶	۱۵/۸۶	۲۹/۵۸	۲۴/۵۹	۶۳/۲۰
Or	۱۷/۲۰	۷/۹۸	۱۹/۸۶	۴/۹۰	۱۹/۲۷	۱۸/۱۴	۴/۶۱	۳۲/۲۱	۳۲/۸۶	۳۲/۸۶	۲۹/۹۰	۳۱/۴۴	۳۲/۹۸	۳/۷۸
Di	۴/۹۷	۶/۳۹	۳/۹۸	۱/۷۳	۱/۴۱	۳/۱۱	۲/۷۹	۰/۲۱	–	–	–	–	۰/۴۸	۰/۷۰
Hyp	۰/۶۶	۱/۰۰	۰/۱۰	۳/۳۳	۲/۰۳	۰/۳۵	–	–	–	–	–	۱/۸۷	–	–
Wol	–	–	–	–	–	–	۰/۴۳	۰/۲۶	۰/۱۱	۰/۰۵	–	–	۱/۰۹	۳/۵۰
Acm	–	–	–	–	–	–	–	۴/۱۱	۵/۹۳	۴/۷۴	۵/۲۶	۲/۱۲	۶/۹۷	۲/۶۲
Ilm	۰/۱۵	۰/۲۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۴	۰/۱۹	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۰۹	۰/۱۷	۰/۲۸
Hem	۴/۸۰	۴/۶۷	۳/۰۲	۴/۹۷	۳/۵۷	۳/۲۴	۱/۳۸	۳/۵۵	۳/۲۷	۴/۱۲	۴/۹۷	۴/۹۱	۳/۷۸	۵/۶۵
Ap	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۱۴	۰/۳۵	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۴
Sph(Ttn)	۱/۰۱	۰/۸۵	۰/۶۵	۱/۲۱	۰/۸۲	۰/۸۲	۰/۳۹	۰/۷۳	۰/۶۶	۰/۸۹	۰/۴۲	۰/۲۹	۰/۰۱	۰/۷۰
Rt	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	۰/۳۲	–	–
Total	۹۸/۷۱	۹۸/۶۴	۹۹/۱۶	۹۸/۲۹	۹۹/۰۲	۹۸/۴۷	۹۹/۲۴	۹۹/۴۳	۹۸/۷۵	۹۹/۳۲	۹۹/۷۴	۹۹/۳۹	۹۹/۸۵	۹۹/۸۲
CIPW Norm (FeO)														
Qtz	۲۹/۵۲	۳۱/۳۳	۳۶/۱۹	۲۸/۲۳	۳۳/۴۲	۳۵/۹۵	۳۷/۹۴	۳۴/۳۷	۲۵/۴۰	۲۱/۳۹	۳۹/۶۱	۲۵/۰۹	۲۶/۴۷	۱۵/۰۱
Pl	۳۶/۳۹	۴۲/۲۴	۳۲/۷۸	۴۹/۶۵	۳۵/۴۴	۳۴/۱۰	۵۰/۵۳	۲۱/۴۰	۲۸/۳۰	۳۲/۳۶	۱۵/۸۶	۲۹/۵۸	۲۴/۵۹	۶۳/۲۰
Or	۱۷/۲۰	۷/۹۸	۱۹/۸۶	۴/۹۰	۱۹/۲۷	۱۸/۱۴	۴/۶۱	۳۲/۲۱	۳۲/۸۶	۳۲/۸۶	۲۹/۹۰	۳۱/۴۴	۳۲/۹۸	۳/۷۸
Di	۶/۶۸	۷/۹۸	۵/۱۵	۳/۳۳	۲/۵۳	۴/۴۲	۴/۳۶	۱/۷۲	۱/۰۶	۱/۲۳	۰/۵۳	۰/۳۶	۴/۱۳	۹/۱۲
Hyp	۷/۶۸	۷/۹۲	۴/۴۲	۱۰/۷۶	۷/۴۱	۴/۹۲	۱/۳۷	۷/۸۲	۸/۷۶	۹/۳۳	۱۱/۹۰	۱۱/۳۲	۸/۷۲	۷/۰۵
Na_2SiO_3	–	–	–	–	–	–	–	۱/۰۸	۱/۵۷	۱/۲۵	۱/۳۹	۰/۵۶	۱/۸۴	۰/۶۹
Ilm	۰/۹۳	۰/۸۷	۰/۶۱	۱/۰۶	۰/۷۴	۰/۷۴	۰/۳۴	۰/۷۶	۰/۷۲	۰/۸۲	۰/۴۷	۰/۹۱	۰/۹۵	۰/۸۲
Ap	۰/۳۰	۰/۳۲	۰/۱۴	۰/۳۵	۰/۲۱	۰/۱۹	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۱۴
Total	۹۸/۷۰	۹۸/۶۴	۹۹/۱۵	۹۸/۲۸	۹۹/۰۲	۹۸/۴۶	۹۹/۲۴	۹۹/۴۳	۹۸/۷۴	۹۹/۳۳	۹۹/۷۳	۹۹/۳۸	۹۹/۸۴	۹۹/۸۱

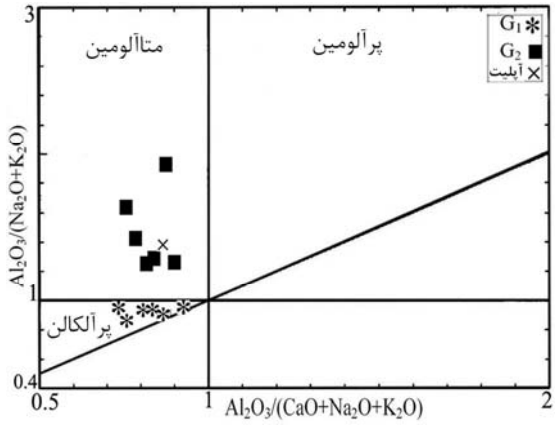
تصوير شده اند در صورتي كه گرانيتوئيدهاي G_2 در محدوده متاآلومين تصوير شده اند.

Eby (1992 گرانيتهاي تيپ A را براساس خصوصيات كاني شناسي و ژئوشيميايي به دو زير گروه پرآلكالن و آلومينوس تقسيم بندي نموده است. زير گروه پرآلكالن داراي كاني‌هاي مافيك آلكالي مانند ريبكيت، آرفدسونيت و اژيرين بوده در حالي كه زير گروه آلومينوس واجد آنيت و آمفيبول كلسيك- سديك يا كلسيك غني از آهن مي‌باشد. با توجه به اينكه گرانيتوئيد G_1 داراي آمفيبول‌هاي سديك (آرفدسونيت) بوده و همچنين داراي مقادير بالاي آلكالي، Fe، Ti، K، Zr، Rb، Nb و Y و نسبت بالاي FeO^{tot}/MgO و نيز مقادير پايين Mg، Ca و Sr مي‌باشد، در نتيجه جزئ زير گروه پرآلكالن مي‌باشد.

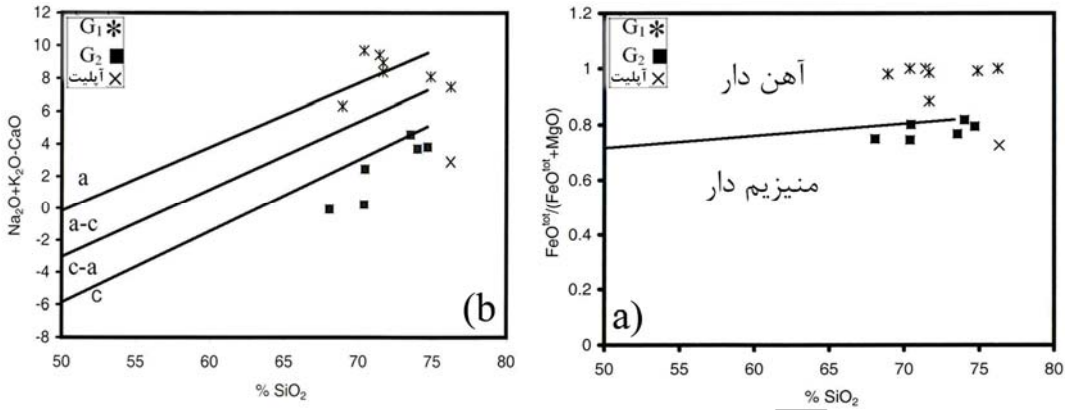
طبق تقسيم بندي ژئوشيميايي جديد سنگهاي گرانيتي كه توسط Frost et al (2001) پيشنهاد شده است، از لحاظ ضريب عدد آهن يا Fe-number در نمودار $FeO^{tot}/(FeO^{tot}$ +MgO) در مقابل SiO_2، گرانيتوئيدهاي G_1 در محدوده



شکل۷- نمودارهاي تغييرات اکسيدهاي اصلي در مقابل سيليس براي گرانيتوئيدهاي G_1 و G_2 مجموعه حسن سالاران(Harker, 1909).



شکل۸- نمودار تغييرات A/CNK در مقابل A/NK جهت تعيين درجه اشباع از آلومينا (Maniar & Piccoli, 1989). گرانيتوئيدهاي G_1 در محدوده پرآلکالن و گرانيتوئيدهاي G_2 در محدوده متاآلومين تصوير شده اند.



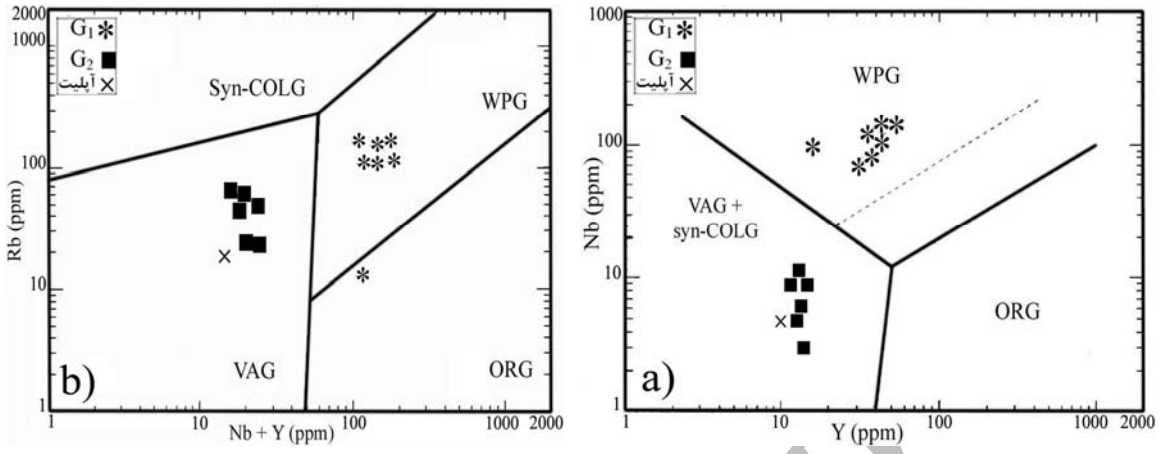
شكل۹- a) نمودار تغييرات $FeO^{tot}/(FeO^{tot} + MgO)$ در مقابل SiO_2 (Frost et al, 2001). b) نمودار $(K_2O + Na_2O – CaO)$ در مقابل SiO_2 جهت تعيين MALI (Frost et al, 2001). گرانيتوئيدهاي G_1 در محدوده آلكالي آهن دار و آلكالي- كلسيك آهن دار و گرانيتوئيدهاي G_2 در محدوده كلسيك منيزيم دار تصوير شده اند.

آهـن دار و گرانيتوئيـدهاي G_2 در محـدوده منيـزيم دار تصوير مي‌شوند (شكل۹a). از لحاظ ضـريب آلكـالي بـه آهك اصلاح شـده (MALI) در نمـودار $(K_2O + Na_2O – CaO)$ در مقابـل SiO_2، گرانيتوئيـدهاي G_1 در محـدوده آلكالي و آلكالي- كلسيك تصوير مي‌شوند در صورتي كه گرانيتوئيدهاي G_2 در محدوده كلسيك تـصوير شـده انـد (شكل۹b). همچنين ضريب اشـباع از آلـومين (ASI) كـه برابـر بـا $[Al/(Ca –1.67P + Na + K)]$ مـي‌باشـد، بـراي مجموعه گرانيتوئيدي حسن سـالاران محاسـبه شـده كـه گرانيتوئيدهاي G_1 داراي $ASI < 1$ بوده ولي چون مقدار $Al < Na + K$ بـوده، در نتيجـه از گرانيتهـاي پرآلكـالن بـه شمار مي‌رونـد. گرانيتوئيـدهاي G_2 داراي $ASI < 1$ بـوده ولي به علت دارا بودن مقدار $Al < Na + K$، در نتيجـه از گرانيتهاي متاآلومين به شمار مي‌روند.

گرانيتوئيدهاي G_1 با توجه به وجود آكميت و آلكـالي متاسـيليكات در نـورم، درجـه اشـباع از آلـومين در حـد پرآلكـالن، مقـدار Na_2O بيـشتر از ۳/۳ %، مقـادير بـالاي آلكـــالي، Zr، Rb، Nb، Y، Ce، Th و نـــسبت بـــالاي FeO/MgO و مقادير پايين Mg، Ca و Sr جزي گرانيتهـاي تيپ A محسوب مي‌شوند. گرانيتوئيدهاي G_2 با توجه بـه وجود ديوپسيد در نورم، درجه اشـباع از آلـومين در حـد متاآلومين، تعلق به سري ساب آلكالن و به طور دقيـق تـر كالـك آلكـالن، مقـدار Na_2O بيـشتر از ۳/۳ % و فراوانـي پايين عناصر Zn، Rb، Th و V جزي گرانيت‌هـاي تيـپ I محسوب مي‌شوند.

خاستگاه ماگمايي و محيط تكتونيكي

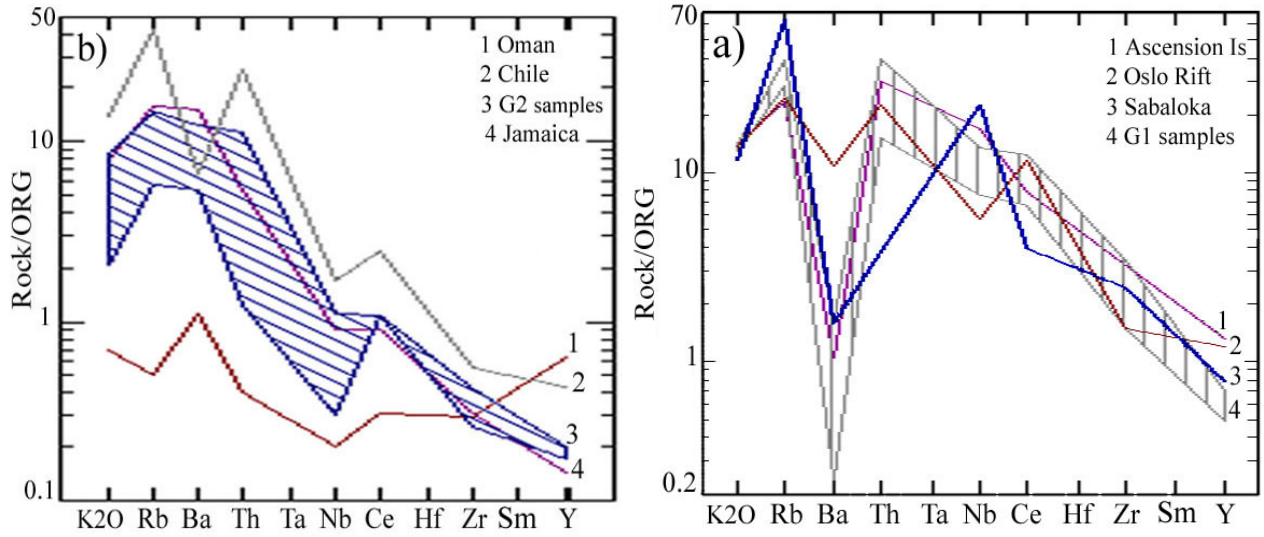
به منظور مشخص نمودن محيط تكتـونيكي مجموعـه گرانيتوئيدي حسن سالاران از نمودارهـاي متمـايز كننـده محيط تكتونيكي كه توسـط Pearce et al (1984) پيـشنهاد شده، استفاده شده است. بـراي ايـن منظـور نمونـه‌هـا در نمودار Nb در مقابـل Y تـصوير شـده انـد (شـكل۱۰a). گرانيتوئيدهاي G_1 در اين نمودار در محـدوده گرانيتهـاي داخل ورقه‌اي (WPG) و گرانيتوئيـدهاي G_2 در محـدوده گرانيتهاي همزمان با برخـورد (Syn-COLG) و گرانيتهـاي قوس‌هاي آتشفشاني (VAG) تصوير شده اند. بـه منظـور مشخص نمودن محيط اصلي تـشكيل گرانيتوئيـدهاي G_2، نمونه‌ها در نمودار $Y + Nb$ در مقابـل Rb تـصوير شـدند



شكل۱۰- a) نمودار تغييرات Nb در مقابل Y جهت تعيين خاستگاه تكتونيكي گرانيتها (Pearce et al, 1984). گرانيتوئيدهاي G_1 در محدوده گرانيتهاي داخل ورقه‌اي (WPG) و گرانيتوئيدهاي G_2 در محدوده گرانيتهاي فوس‌هاي آتشفشاني (VAG) و گرانيتهاي همزمان با برخورد (Syn-COLG) تصوير شده اند. a) نمودار تغييرات Y + Nb در مقابل Rb (Pearce et al, 1984). گرانيتوئيدهاي G_2 تنها در محدوده گرانيتهاي فوس‌هاي آتشفشاني (VAG) تصوير شده اند در صورتي كه گرانيتوئيدهاي G_1 در اينجا نيز در محدوده گرانيتهاي داخل ورقه‌اي (WPG) تصوير شده اند.

(شكل۱۰b) كه در اين نمودار گرانيتوئيدهاي G_2 تنها در محدوده گرانيتهاي قوس‌هاي آتشفشاني (VAG) تصوير شده، در صورتي كه گرانيتوئيدهاي G_1 دوباره در محدوده گرانيتهاي داخل ورقه‌اي (WPG) تصوير شده اند. توده گرانيتوئيد G_1 ويژگيهاي كاني شناسي گرانيتهاي بعد از كوهزايي يا بعد از تصادم (داخل ورقه‌هاي قاره اي) را نشان مي‌دهد. توده گرانيتوئيدي G_2 از لحاظ ژئوتكتونيكي به گرانيتهاي محيط قوس آتشفشاني شباهت دارد اما وقوع فرورانش مشكوك است. با توجه به اينكه در اين پژوهش تعيين سن انجام نشده است به استناد برنا و بدخشان (۱۳۷۶) سن كرتاسه فوقاني را براي توده گرانيتوئيدي G_1 در نظر گرفته ايم كه اگر اينگونه باشد پس از كوهزايي لارامين خواهد بود. اما در مورد توده گرانيتوئيدي G_2 همانگونه كه سالها مورد بحث بوده است كه آيا سيستم فرورانش نئوتتيس در ترشيري هم فعال بوده است يا اينكه مكانيسم ديگري گرانيتهاي با اين ويژگيها را ايجاد كرده است؟

رفتار ژئوشيميايي بعضي از عناصر در گرانيتوئيد G_1 با چند نمونه از گرانيتهاي داخل ورقه‌اي مقايسه شده است (شكل۱۱a). داده‌هاي شيميايي با گرانيتهاي پشته‌هاي اقيانوسي (ORG) نورماليزه شده اند (Pearce et al, 1984). در اين مقايسه گرانيتوئيدهاي داخل ورقه‌اي خود شامل دو گروه مي‌باشند. گروه اول كه گرانيتوئيدهاي جزيره آسنسيون و ريفت اسلو نمونه‌هاي شاخص اين گروه هستند، با فراواني بيشتر و يا به طور تقريباً مساوي عناصر Rb، Th، Ta و Nb مشخص مي‌شوند. غني شدگي اين عناصر در ارتباط با مشتق شدن اين گرانيتها از گوشته غني شده از عناصر ناسازگار مي‌باشد. با توجه به دخالت كم پوسته در ژنز (Weiss, 1983 and Jacobsen & Wasserburg, 1978)، اين گروه به عنوان گرانيتهاي با منشأ گوشته‌اي غالب ناميده مي‌شوند. گروه دوم كه توده نفوذي سابالوكا به عنوان شاخص گروه اخير مي‌باشد، غني شدگي مشخصي از عناصر Rb و Th را نسبت به Nb و Ta نشان مي‌دهند. همچنين عناصر Ce و Sm نسبت به



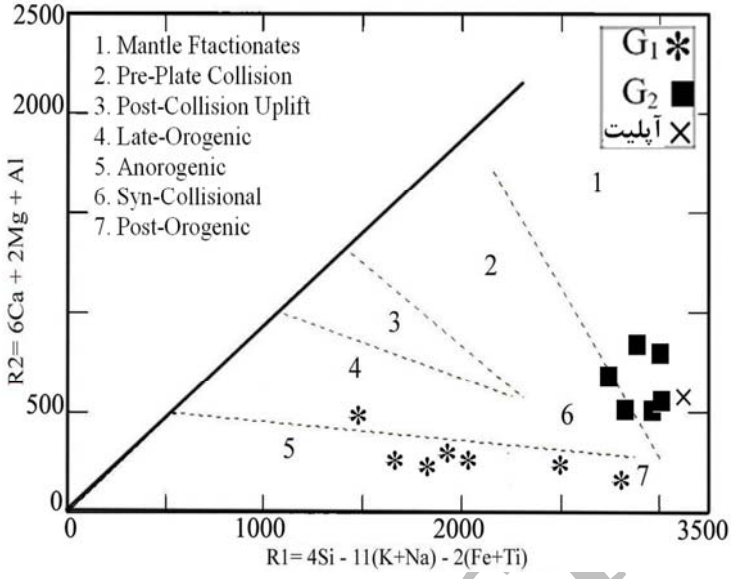
شكل ۱۱- a) مقايسه تمركز بعضي از عناصر در گرانيتوئيد G_1 با گرانيتوئيدهاي داخل ورقه‌اي تيپيك ساير نقاط دنيا. روند نمونه‌هاي گرانيتوئيد G_1 با گرانيتهاي سابالوكا مشابهت بيشتري نشان مي‌دهد (عناصر نسبت به (ORG) نورماليزه شده اند) (Pearce et al, 1984). b) مقايسه تمركز بعضي از عناصر در گرانيتوئيد G_2 با گرانيتوئيدهاي فوس‌هاي آتشفشاني تيپيك در ساير نقاط دنيا. روندهاي نمونه‌هاي گرانيتوئيد G_2 مشابه با گرانيتهاي فوس‌هاي آتشفشاني شيلي، عمان و جامائيكا مي‌باشد (عناصر نسبت به گرانيتهاي پشته‌هاي اقيانوسي (ORG) نورماليزه شده اند (Pearce et al, 1984).

عناصر مجاور خود غني شدگي را نشان مي‌دهند. چنين غني شدگي‌هاي انتخابي در ارتباط با دخالت پوسته بوده كه اين موضوع با شواهد ايزوتوپي تاييد شده است (Harris et al, 1983). اين گروه از گرانيتها به عنوان گرانيتهاي با منشأ گوشته‌اي و پوسته‌اي ناميده مي‌شوند. ويژگي بارز دو گروه فوق، مشاهده آنومالي منفي شديد Ba و نيز افزايش كلي در فراواني نورماليزه از Yb به Rb مي‌باشد. با مقايسه گرانيتوئيدهاي G_1 با دو گروه ذكر شده، مشخص است كه اين گرانيتوئيدها با گروه دوم يعني گرانيتهاي تيپ سابالوكا مشابهت بيشتري را نشان مي‌دهند. پس در تشكيل اين گرانيتوئيد منشأ گوشته‌اي و پوسته‌اي نقش ايفا نموده است.

همچنين رفتار ژئوشيميايي بعضي از عناصر در گرانيتوئيد G_2 با چند نمونه از گرانيتهاي فوس‌هاي آتشفشاني از عمان، شيلي و جامائيكا مقايسه شده است (شكل۱۱b). داده‌هاي شيميايي به دست آمده با گرانيتهاي پشته‌هاي اقيانوسي (ORG) نورماليزه شده اند (Pearce et al, 1984). در اين نمودار عناصر K، Rb، Ba، Th و Ce نسبت به عناصر Ta، Nb، Hf، Zr، Y و Yb غني شدگي را نشان مي‌دهند كه مشابه با ساير گرانيتهاي فوس‌هاي آتشفشاني مي‌باشد. ويژگي بارز اين گروه از گرانيتوئيدها مقادير كم عناصر Y و Yb نسبت به تركيب نورماليزه مي‌باشد.

نمونه‌ها همچنين در نمودار تغييرات R_1 در مقابل R_2 (Batchelor & Bowden, 1985) تصوير شده اند. گرانيتوئيد G_1 بيشتر در محدوده بعد از كوهزايي (post orogenic) تصوير شده در صورتي كه گرانيتوئيد G_2 در محدوده تفريق يافته‌هاي گوشته‌اي (mantle fractionated) تصوير شده است (شكل۱۲).

Eby (1992) گرانيتهاي تيپ A را با توجه به



شكل ۱۲- نمودار تغييرات R_1 در مقابل R_2 (Batchelor & Bowden,1985)، جهت تعيين خاستگاه تكتونيكي مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران. گرانيتوئيد G_1 بيشتر در محدوده بعد از كوهزايي (post orogenic) تصوير شده در صورتي كه گرانيتوئيد G_2 در محدوده تفريق يافته‌هاي گوشته‌اي (mantle fractionated) تصوير شده است.

خصوصيات شيميايي و محيط تكتونيكي به دو زير گروه A_1 (مرتبط با محيط غيركوهزايي) و A_2 (مرتبط با محيط بعد از كوهزايي) تقسيم بندي نموده است كه گرانيتوئيد G_1 جزيي از زير گروه A_2 يعني مرتبط با محيط بعد از كوهزايي يا بعد از تصادم قاره‌اي مي‌باشد.

معمولاً تحول سيستم‌هاي بعد از كوهزايي با زمان و پتروژنز ماگماتيسم گرانيتوئيدي مرتبط است (Pearce et al, 1984، Förster et al, 1997 and Harris et al, 1986). به طور كلي گرانيتوئيدهاي بعد از كوهزايي (بعد از برخورد قاره) به عنوان تيپ I كالك آلكالي يا هيبريد كوهزايي پاياني (H_{LO} ,Barbarin, 1990) توصيف مي‌شوند، اگرچه گرانيتوئيدهاي تيپ A از خاستگاه‌هاي بعد از برخوردي يا بعد از كوهزايي شناخته شده اند (Sylvester, 1989، Jung et al, 1998، Wu et al, 2002 and Bonin et al, 1998). منشأ ماگماهاي تيپ A در كمربندهاي كوهزايي به عنوان معمايي باقي مانده است. Collins et al (1982) پيشنهاد كردند كه گرانيتوئيدهاي تيپ A از ذوب بخشي يك منشأ گرانوليتي فلسيك كه بعد از تشكيل گرانيتوئيدهاي تيپ I باقي مانده، توليد شده اند. به طور مشابه Whalen et al (1987) پيشنهاد كردند كه ماگماهاي تيپ A ممكن است از ذوب مجدد بقاياي گرانوليتي و خشك غني از Cl و يا F باقيمانده در پوسته تحتاني بعد از خروج از يك گرانيت كوهزايي تشكيل شوند. در مقايسه با آن Creaser et al (1991) ذوب بخشي سنگهاي تونالیتي تا گرانوليتي غير تهي شده منتج به تشكيل گرانيتوئيدهاي تيپ A را مورد بررسي قرار مي‌دهند. ساير نويسندگان مذابهاي مشتق شده از گوشته را به عنوان منشأ احتمالي براي گرانيتوئيدهاي تيپ A در نظر مي‌گيرند. براي مثال Eby (1990 and 1992) و Turner et al (1992) ماگماهاي بازالتي آلكالي كه تبلور تفريقي شديدي را متحمل شده اند، به عنوان منشأ براى گرانيتوئيدهاي تيپ A در خاستگاه‌هاي بعد از كوهزايي در نظر

مي‌گيرند. Whalen et al (1996) بيان مي‌كنند كه مذابهاي تيپ A ممكن است از ذوب مجدد گوشته ليتوسفري هيبريد شده بعد از ورقه شدن در ارتباط با برخورد يا بريده شدن ناگهاني حاصل شوند. تركيب ذوب بخشي منشأهاي تونالیتي مشتق شده از گوشته، واكنش اين مذابها با سنگهاي پوسته‌اي در طي صعود ماگما و تفريق بلوري ممكن است در ژنز گرانيتوئيدهاي تيپ A كافي باشد (Jung et al, 1998). اين مطالعات نشان مي‌دهد كه گرانيتوئيدهاي تيپ A ممكن است كه در خاستگاه‌هاي مختلفي تشكيل شده و از محدوده وسيعي از منشأهاي مختلف ايجاد شوند (Wu et al, 2002).

نتيجه گيري

مجموعه گرانيتوئيدي حسن سالاران متشكل از دو تيپ گرانيتوئيدي مجزا با ژنز متفاوت از هم مي‌باشد. گرانيتوئيد G_1 كه توده جنوبي را شامل مي‌شود، از آلكالي فلدسپار گرانيت، سينوگرانيت و كوارتز آلكالي فلدسپار سينيت تشكيل شده است. تركيب كاني شناسي اصلي سنگهاي اين توده كوارتز و ارتوكلاز پرتيتي بوده كه به مقادير كمتري داراي كاني‌هاي آمفيبول سديك (نوع آرفدسونيت)، اكسيد آهن و پلاژيوكلاز مي‌باشند. كاني‌هاي فرعي شامل اسفن، كلريت، سريسيت، اپيدوت، كلسيت و كاني‌هاي رسي بوده كه همگي داراي منشأ ثانويه مي‌باشند. حضور فلدسپات از نوع ارتوكلاز و وجود پرتيت حاكي از ماهيت هيپرسولوس بودن گرانيتوئيد G_1 دارد. سنگهاي اين توده داراي مشخصات ماگمايي آلكالي تا آلكالي- كلسيك آهن دار، پرآلكالن و از تيپ A و زير گروه A_2 مي‌باشند.

نمودارهاي متمايزكننده خاستگاه تكتونيكي، محيط داخل ورقه‌اي را براي اين توده نشان مي‌دهند. توده گرانيتوئيد G_1 ويژگيهاي كاني شناسي گرانيتهاي داخل ورقه‌هاي قاره‌اي به ويژه گرانيتهاي بعد از برخورد قاره‌ها را نشان مي‌دهد. رفتار عناصر كمياب گرانيتوئيدهاي G_1 با گرانيتوئيدهاي داخل ورقه‌اي تيپ سابالوكا بسيار مشابه بوده كه نشانگر تشكيل اين گرانيتوئيدها از منشأ گوشته‌اي و پوسته‌اي مي‌باشد.

با توجه به اينكه گرانيتوئيد G_1 توالي سنگهاي رسوبي دگرگون شده متعلق به پالئوزوئيك فوقاني- مزوزوئيك را بريده است، سن آنها به احتمال زياد در زماني بين پرموتریاس تا اواخر مزوزوئيك قرار مي‌گيرد و به دليل اينكه جوانترين سنگهاي توالي فوق مربوط به كرتاسه زيرين مي‌باشند، لذا سن كرتاسه فوقاني براي آن محتمل تر به نظر مي‌رسد كه در اين صورت هم رديف توده‌هاي نفوذي ديگري مانند گرانيتهاي تيپ A بعد از كوهزايي آناتولي مركزي تركيه با سن كرتاسه فوقاني (Köksal et al, 2004) و گرانيتها و كوارتز سينيت‌هاي آلموقلاق واقع در زون سنندج- سيرجان ايران خواهند بود كه اين توده‌ها هم پيش تر به كرتاسه فوقاني (ولي زاده، ۱۳۵۵) نسبت داده شده اند. مشخصات كاني شناسي و ژئوشيميايي يك منشأ گوشته غني شده با دخالت پوسته را براي ماگماي سازنده گرانيتوئيدهاي G_1 پيشنهاد مي‌كند.

گرانيتوئيدهاي G_2 كه توده شمالي بوده، از مونزوگرانيت، گرانوديوريت و تونالیت تشكيل شده است. تركيب كاني شناسي اصلي اين سنگها پلاژيوكلاز + كوارتز + ارتوكلاز + بيوتيت + هورنبلند + اپيدوت مي‌باشد. كانيهاي فرعي اين سنگها شامل اسفن، زيركن، سريسيت، كلسيت و اكسيدهاي آهن مي‌باشند. سنگهاي گرانيتوئيد G_2 مشخصات ماگمايي كالك آلكالن، كلسيك

منیزیم دار، متاآلومین و از تیپ I می‌باشند. حضور دو نوع فلدسپات (پلاژیوکلاز و ارتوکلاز) و عدم وجود پرتیت دلالت بر ماهیت ساب سولوس بودن این گرانیتوئید دارد. این توده گرانیتوئیدی دارای انکلاوهای دانه ریز مافیک با ترکیب میکروتونالیت و میکروکوارتزدیوریت بوده که نشانگر اختلاط ناقص ماگمای مافیک و فلسیک جهت تشکیل ماگمای مولد این گرانیتوئید می‌باشد. نمودارهای متمایزکننده خاستگاه تکتونیکی، محیط قوس‌های آتشفشانی را برای گرانیتوئیدهای G_2 نشان می‌دهند. رفتار عناصر کمیاب این گرانیتوئید با گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی عمان، شیلی و جامائیکا بسیار مشابه می‌باشد.

مراجع

۱- افتخارنژاد، ج، ، "*نقشه زمین شناسی چهارگوش مهاباد با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰*"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۵۲.

۲- اماني هفشجاني، خ، "*بررسي پتروگرافي و پترولوژي توده‌هاي گرانيتوئيدي جنوب شرق سقز*"، پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تهران، ۱۳۷۹.

۳- باباخاني، ع، حريري، ع و فرجندي، ف، "*نقشه زمین شناسي ورقه سقز با مقياس ۱:۱۰۰۰۰۰*"، سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني كشور، ۱۳۸۲.

۴- برنا، ب و بدخشان، ق، "*گزارش عمليات چكشي ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سقز*"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدني كشور، ۱۳۷۶.

۵- رضايي، ح. ر، "*پتروگرافي و پتروژنز توده گرانيتي حسن سالاري (جنوب- جنوب شرق سقز)*"، پایان نامه کارشناسي ارشد زمين شناسي، دانشكده علوم زمين، دانشگاه شهيد بهشتي، ۱۳۸۰.

۶- محجل، م و سهندي، ر، "*تكامل تكتونيكي پهنه سنندج- سيرجان در نيمه شمال باختري و معرفي زيرپهنه‌هاي جديد در آن*"، فصلنامه علوم زمین شماره۳۱-۳۲، سازمان زمین شناسي و اكتشافات معدني كشور، ۱۳۷۸.

۷- نبوي، م. ح.، "*ديباچه‌اي بر زمين شناسي ايران*"، *سازمان زمين شناسي و اكتشافات معدني كشور*، ۱۳۵۵.

۸- ولي زاده، م و زرعيان، س، "*بررسي مقدماتي سنگ شناسي آلموقلاق*"، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد هشتم، شماره اول، ۱۳۵۵.

9- M., Alavi, Tectonics of Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretation, Tectonophysics, 229, pp. 211-238, (1994).

10- M., Alavi, Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution, Amerrican Journal of Science, 304, pp. 1-20 , (2004).

11- B. Barbarin, Granitoids: mineral petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting, Geol J, 25, pp. 227-238, (1990).

12- R. A. Batchelor, & P., Bowden, Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters, Chem. Geol, 48, pp. 43-55, (1985).

13- P. C., Bateman, L. D., Clark, N. K., Huber, J. G.

Moore, & C. D., Rinehart, The Siera Nevada Batholite- a synthesis of recent work across the central part, U. S. Geol. Surv., Prof. Pap., p.414, D_1-D_{46}, (1963).

14- M. Berberian, & G. C., King, Towards a palaeogeographical and tectonics evolution of Iran, Can. J. of Earth Sci, 18, 210-265, (1981).

15- B., Bonin, A., Azzouni-Sekkal. F. Bussy, & S., Ferrag, Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrological constraints and geodynamic setting, Lithos, 45, pp. 45-70, (1998).

16- B., Bonin, A-type granites: definitions, facts and speculations, Goldschmidt Conference Abstracts, Geochimica et Cosmochimica Acta, 69(10), A79, (2005).

17- B. W. Chappell, & A. J. R., White, Two constrasting granite types, Pacific Geol. 8, pp. 173-174, (1974).

18- W. J., Collins, S. D., Beams, A. J. R. White, & B. W., Chappell, Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia, Cont Mineral Petrol, 80, pp. 115-134, (1982).

19- R. A., Creaser, R. C. price, & R.J., Wormald, "A-type granites revisited: assessment of a residual-source model", Geology 19, pp. 63-166, (1991).

20- G. N., Eby, "The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis", Lithos, 26, pp. 115-134, (1990).

21- G. N., Eby, Chemical subdivision of the A- type granitoids: petrogenetic and tectonic implications, 20(7), 641-644, (1992).

22- B. R., Frost, G. G., Barnes, W. J., Collins, R. J., Arculus, D. J. Ellis, & C. D., Frost, "A geological classification for granitic rocks, J. Petrol, 42, pp. 2033-2048, (2001).

23- H. J., Förster, G., Tischendorf, and R. B., Trumbell, An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silisic igneous rocks, Lithos, 40, pp. 261-293, (1997).

24- A., Harker, The natural history of igneous rocks, Methuen, London, 384p, (1909).

25- N. B. W., Harris, H. J. Duyverman, & D. C., Almand, The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan, J. Geol. Soc. Lond, 140, pp. 245-256, (1983).

26- N. B. W., Harris, J. A. Pearce, & A. G., Tindle, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism: In: Coward, M. P. & Ries, A. C. (eds) Collision Tectonics. Geol Soc Spec Publ Lond, 19, pp. 67-81, (1986).

27- C. S., Hurlbut, Dark inclusions in a tonalite of southern California, Am. Mineral., 20, pp. 609-630, (1935).

28- T. N. Irvine, & W. R. A., Baragar, Guide to the

chemical classification of the common volcanics, Can. J. Earth Sci, 8, pp. 523-545, (1971).

29- S. B. Jacobsen, & G. J., Wasserburg, Nd and Sr isotopic study of the Permian Oslo Rift, 4th Int. Conf. Geochron. Cosmochron. Isotopic Geol. u. s Geol. Surv. Open- File Rept, 78-701, pp.194-196, (1987).

30- Jung, S., Mezger, K. & Hoernes, S., Petrology and gechemistry of syn- to post-collisional metaluminous A-type granites- a major and trace element ande Nd-Sr-Pb- O- isotope study from the Protrozoic Damara Belt, Namibia, Lithos, 45, pp. 147-175, (1998).

31- S., Köksal, R. L., Romer, M. C., Göncüoglu, R. L. Romer, & F., Toskoy-Köksal, Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb titanite ages from the Alpine Central Anatolian granitoids (Turkey). – Int J. Earth Sci. (Geol Rundsch). 93: 974-989, (2004).

32- A., Lacroix, Sur les enclaves acides des roches volcaniques d' Auvergne, Bull. Serv Carte Géol. Fr., 2, pp. 25-56, (1980).

33- M. C. Loisselle, and D. R., Wones, Geological Society of America Abstract with Programms, 11, p. 468, (1979).

34- P. D. Maniar, & P. M., Piccoli, Tectonic discrimination of granitoids, Geol Soc Am Bull, 101, pp. 635-643, (1989).

35- A., Miashiro, Volcanic rock series in island arcs and active continental margins, Am. J. Science, Vol. 274, pp. 321-355, (1974).

36- M. Mohajjel, & C. L., Fergusson, Dextral transpression in late Cretaceous continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran, J. of Struct. Geol, 22, pp. 1125-1139, (2000).

37- M. Mohajjel, & C. L. Fergusson, & M. R., Sahandi, Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran, J. Asian Earth Sci, 21, pp. 397-412, (2003).

38- J. A., Pearce, N. B. Harris, & A. G., Tindle, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, J. Petrol, 25, pp. 956-983, (1984).

39- L. E., Ricou, Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from central America to South-eastern Asia, Geodinamica Acta (Paris), 7 (4), pp.169-218, (1994).

40- A. M. C. Şengör, & B. A., Natalin, Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis. In: Yin, A. & Harrison, T. M. (eds.): The Tectonic Evolution of Asia, Cambridge University Press, Cambridge, pp. 486-640, (1996).

41- P. J., Sylvester, Post-collisional alkaline granites, J. Geol, 97, pp. 261-280, (1989).

42- S. P., Turner, M. Sandford, & J., Foden, Some geodynamics and compositional constrains

'postorogenic' magmatism, Geology, 20, pp. 931-934, (1992).

43- D., Weiss, Pb isotopes in Asension Island rocks: oceanic origin for the gabbroic to granitic plutonic xenoliths, Earth. Planet. Sci. Lett, 62, pp. 273-282, (1983).

44- J. B., Whalen, K. L. Currie, & W., Chappell, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis, Contrib Mineral Petrol, 95, pp. 407-419, (1987).

45- J. B., Whalen, G. A., Jenner, F. J., Longstaffe, F. Robert, & C., Gariety, Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians, J. Petrol, 37, pp. 1463-1489, (1996).

46- F. Y., Wu, D. Y., Sun, H. M., Li, B. M. John, & S., Wilde, A- type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis, Chemical Geology, 187(1-2), pp. 143-173, (2002).