ژئوشيمي سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه سقز با تاكيد بر رفتار عناصر خاك‌هاي نادر(REE)

حسين عزيزي* و حسين معين وزيري*

* گروه معدن دانشگاه كردستان

** گروه زمين شناسي دانشگاه تربيت معلم تهران

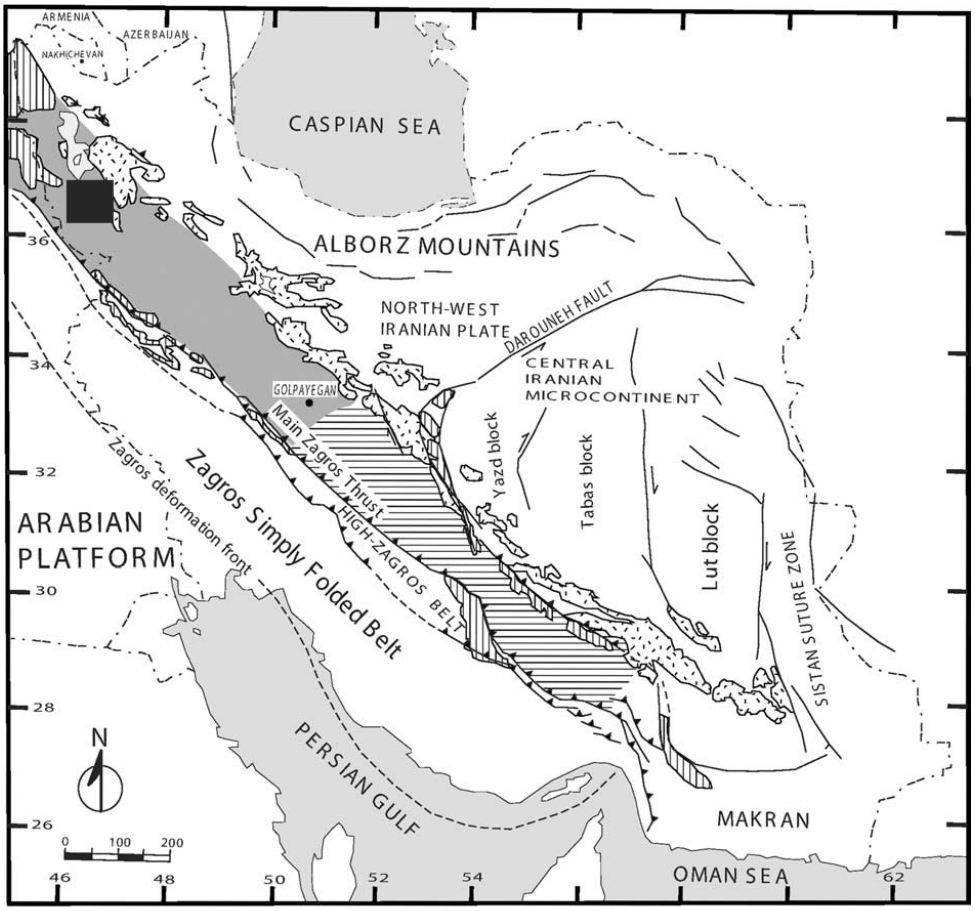
چكيده

منطقه مورد مطالعه بخشي از سرزمين‌هاي آتشفشاني كرتاسه است كه درانتهاي شمالي پهنه سنندج-سيرجان و در محدوده سقز قرار دارد. در اين منطقه سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه از لحاظ پتروگرافي وژئوشيمي دوگروه هستند؛گروه اول بازالت، بازالت آندزيتي و آندزيت و گروه دوم بيشتر تراكي آندزيت و داسيت مي‌باشند. مطالعات ژئوشيميايي عناصر نادر و خاك‌هاي كمياب نشان مي‌دهد كه اين سنگ‌ها بيشتردر قلمرو كالک آلكالن و تحولي كه بيشتر شاخص حاشيه‌هاي فعال قاره اي هستند قرار مي‌گيرند. در نمودارهاي عنكبوني آنومالي منفي Nb, Ti و آنومالي مثبت U, P, Th در مقايسه با مورب و كندريت‌ها از متاسوماتيسم منشاء گوشته اي حكايت مي‌كنند. همچنين پايين بودن نسبت‌هاي $\frac{Nb}{U}, \frac{Ce}{Pb}, \frac{Th}{Pb}$ بيانگر غني شدگي گوشته اوليه اين سنگ‌ها از عناصر Pb, U مي‌باشد كه خاص زون‌هاي فرورانش است.

واژه‌هاي كليدي: سنندج-سيرجان، كالک آلكالن،.حاشيه‌هاي فعال، كرتاسه ، ولكانيسم ايران.

مقدمه

در بخش شمالي زون سنندج-سيرجان توده‌هاي نفوذي بازيک و اسيدي متعدد با تركيب توله ايتي و كالكوآلكالن در دو مرحله، كرتاسه بالائي و اليگوسن به داخل سنگ‌هاي قديمي تر تزريق شده اند(معين وزيري، ۱۳۷۷؛Baharifar et al., 2004). علاوه بر توده‌هاي نفوذي، فعاليت‌هاي آتشفشاني بيشتر زير دريايي نيز به طور گسترده در كرتاسه صورت گرفته كه از نهاوند تا سقز گسترش دارند. چون اين سنگ‌ها بيشتردر آب فوران نموده اند، لذا متحمل دگرساني شديد شده بنابراين هيچگاه مورد مطالعه دقيق قرار نگرفته اند. مطالعاتي كه در چند سال اخير بر روي سنگ‌هاي آتشفشاني در منطقه

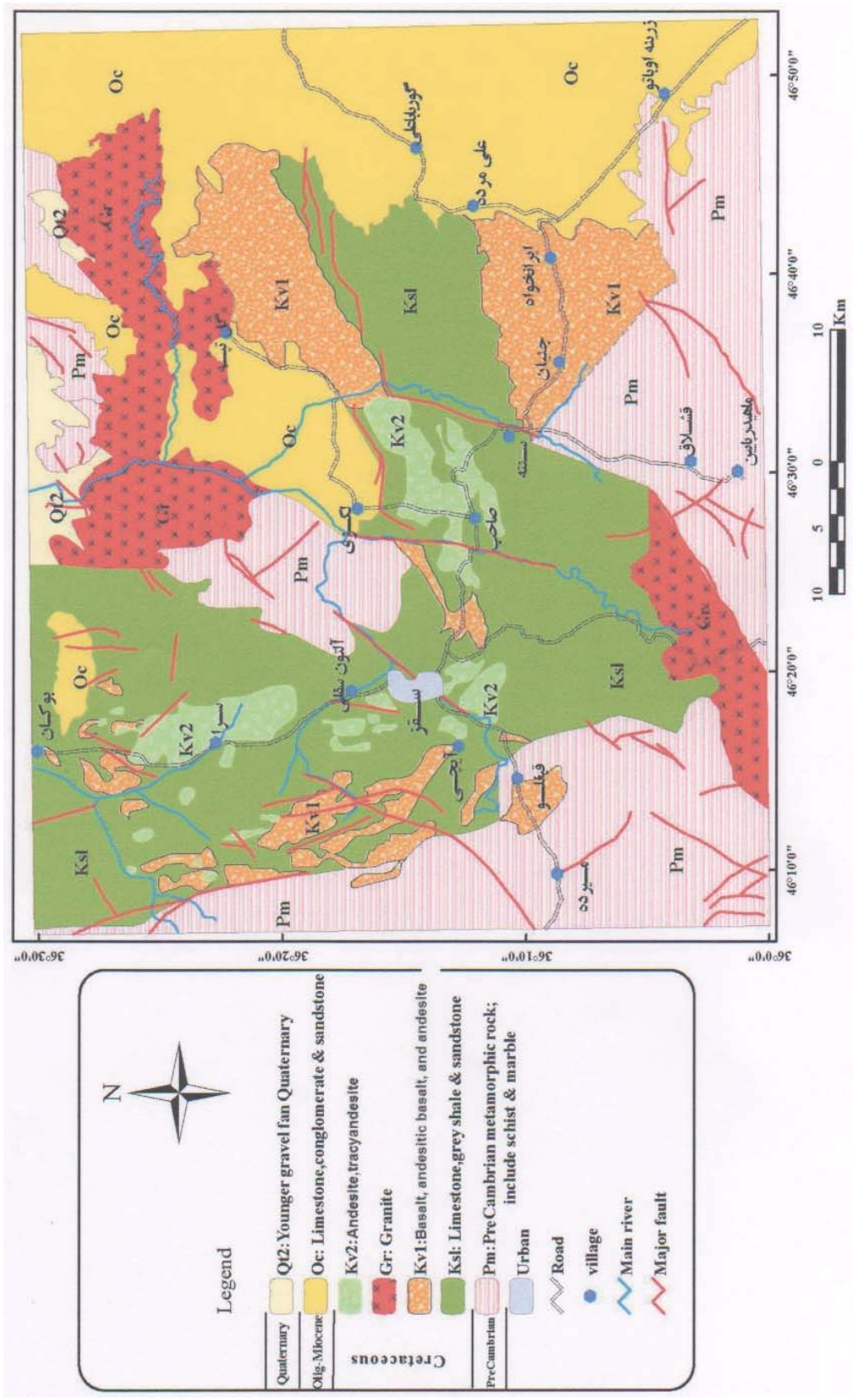


شکل ۱- نقشه زمین شناسی ایران که در آن موقعیت منطقه مورد مطالعه توسط چهارگوش سیاه رنگ مشخص شده است اقباس از قاسمی وتالبوت**(Ghasemi and Talbot, 2006)**.

نهاونـــد(يوســـف زاده، ۱۳۸۲)، شـــرق و شـــمال سنندج(عزيزي، ۱۳۸۳،۱۳۸٤) انجام گرفته نشان داده كـه سنگ‌هاي آتشفشاني اين منطقه به حاشيه‌هاي فعـال تعلـق دارند.در اين نوشتار پترولوژي ومحيط تكتونيكي فعاليتهاي آتشفشاني كرتاسه سقز واقع در شمال مناطق مطالعه شـده قبلي مورد بررسي قرار مي‌گيرد(شكل۱و۲).

زمين شناسي عمومي

منطقه سـقز درحاشـيه شـمال بـاختري پهنـه سـنندج-سيرجان و در حقيقت در محل تلاقي اين زون با زون‌هاي ساختاري خـوي-مهابـاد و البـرز-آذربايجـان واقـع شـده است(حريري وهمكـاران، ۱۳۸۲). بعـضي از واحـدهـاي سنگي مختلف موجود در اين ورقه(سـنگ‌هـاي دگرگونـه پركامبرين) خصوصيات زون سنندج-سيرجـان را داشتـه



شكل ۲- نقشه زمين‌شناسي منطقه مورد مطالعه (خسروي خلقي، ۱۳۷۸: حريري و همكاران، ۱۳۸۲).

وبرخـي ديگـر (واحـدهـاي كربناتـه آواري پركـامبرين-كامبرين زيرين، پالئوزوئيک و مزوزوئيک) بـا زون البـرز-آذربايجان مشابهت دارند. نهشته‌هاي مربوط به پالئوزوئيک زيرين تا ميـاني(اردوويـسين تـا كربنيفـر) در ايـن منطقـه رخنمون نداشته ونهشته‌هاي پرمين با مرز ناهمساز بر روي دولوميت‌هاي سازند ميلا ويا واحدهاي قـديمي تـر جـاي گرفته انـد. سـنگ‌هـاي آتشفـشاني ائوسـن و نهـشته‌هـاي آذرآواري وابسته به آن در ايـن منطقـه گـسترش چنـداني ندارند درحالي كـه نهـشته‌هـاي كربناتـه اليگـو- ميوسـن حضوري چشمگير داشته و بيشتر ويژگي‌هاي پهنه البـرز-آذربايجـان را نـشان مـي‌دهنـد(خـسروي خلقـي، ۱۳۷۸؛ حريري وهمكاران، ۱۳۸۲).

سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه در اطراف سـقز گـسترش قابل ملاحظه اي دارند. اين سنگ‌ها بـصورت پراكنـده در دوراستاي شمال شـرق-جنـوب غـرب و شـمال غـرب-جنوب شرق، در امتداد گسل‌هاي مهم منطقه رخنمون پيدا كـرده انـد. در ورقـه سـقز (حريـري وهمكـاران، ۱۳۸۲) سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه سـقز بـه صـورت دو گـروه اصلي با دورنگ متفاوت مشخص شده اند(شكل ۲). گروه اول كه به نظر مي‌رسد قديمي ترهستند بيشتر بـه صـورت بين لايه اي با شيل‌هاي كرتاسه فوقاني ديده مي‌شوند. اين سنگ‌ها غالبا" دگرسان شده، داراي رنگ سبز تا تيره بـوده وبيشتر بازالت، بازالت آندزيتي و آندزيت هـستند. گـروه دوم كه جوانتر به نظر مي‌رسند از آندريت، تراكي آندزيتي و داسيت تشكيل شده‌اند كه در بسياري از نقاط به صورت دگرشيب توسط نهشته‌هاي ماسه سنگي و آهكـي ائوسـن پوشيده مـي‌شـوند.شـواهد صـحرائي نـشان مـي‌دهـد كـه سـنگ‌هـاي گـروه اول بـه صـورت زينوليـت در داخـل سنگ‌هاي گروه دوم ديده مـي‌شـود(شـكل۳) و در برخـي مناطق سنگ‌هاي گروه دوم بـه صـورت دايـک در داخـل سنگ‌هاي گروه اول ديده مي‌شوند (شكل ٤).

پتروگرافي

مطالعات ميكروسـكوپي نيـز نـشان مـي‌دهـد كـه ايـن سنگ‌ها دو گروه متمايز مي‌باشند:

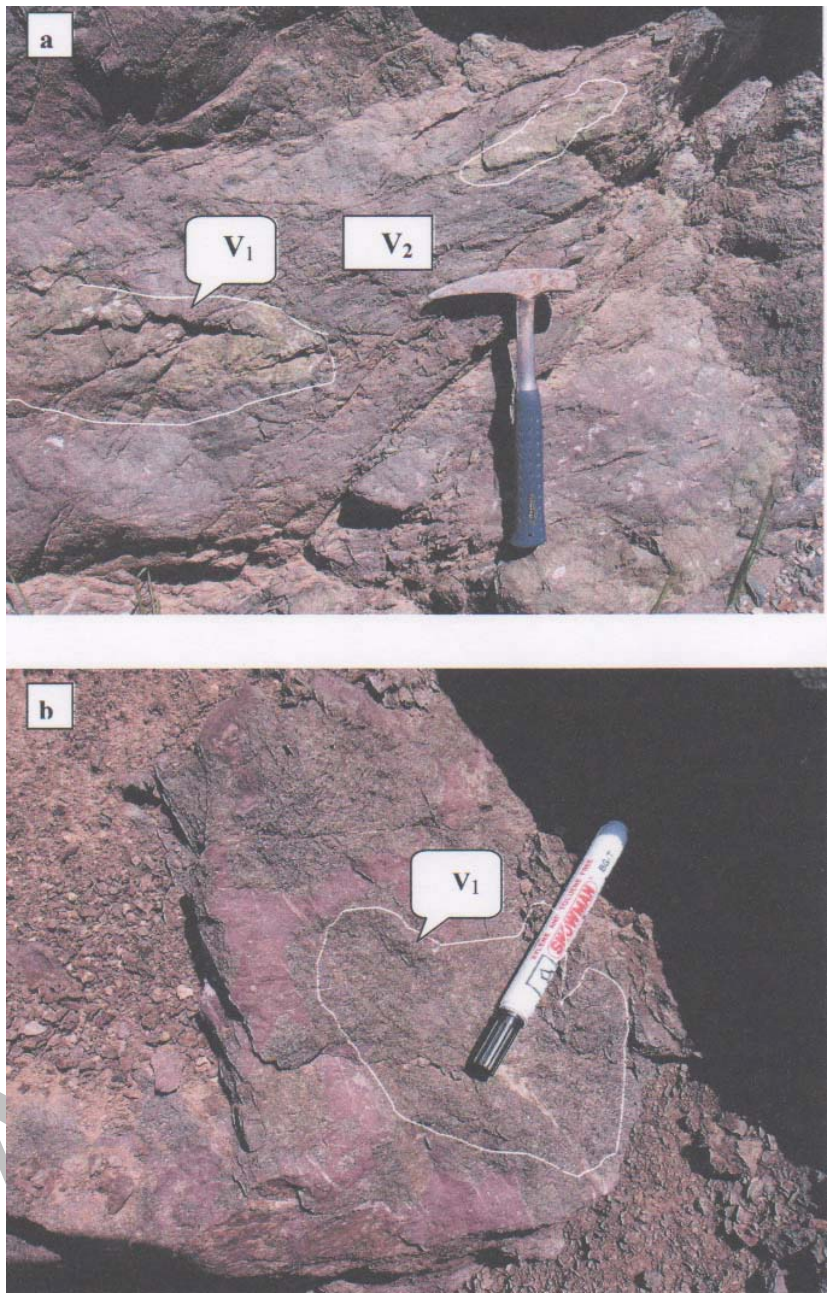
گروه اول شامل بازالت، بازالت آندزيتي و آنـدزيت بـا بافـــت پرفيريـــک (ميكروليتيـــک پرفيريـــک) هـــستند. فنوكريست‌هاي پلاژيوكلاز و كلينوپيروكسن در زمينـه اي متشكل از ميكروليت‌هاي پلاژيوكلاز قرار دارند(شكل ۵). اين گروه از سنگ‌ها به سنگ‌هاي كرتاسـه منطقـه سـنندج شباهت دارند.

گروه دوم سنگ‌هاي آتشفشاني جوانتراز گروه اول بوده ، بيشتر به صورت گدازه ديده مي‌شوند و در بعضي مناطق سـاخت تراكيتـي از خـود نـشان مـي‌دهنـد. در بعـضي از نمونه‌ها ساخت اوتاكسيتيک(سـاختار ايگنمبريتـي)ا مـشا هده مي‌گردد.

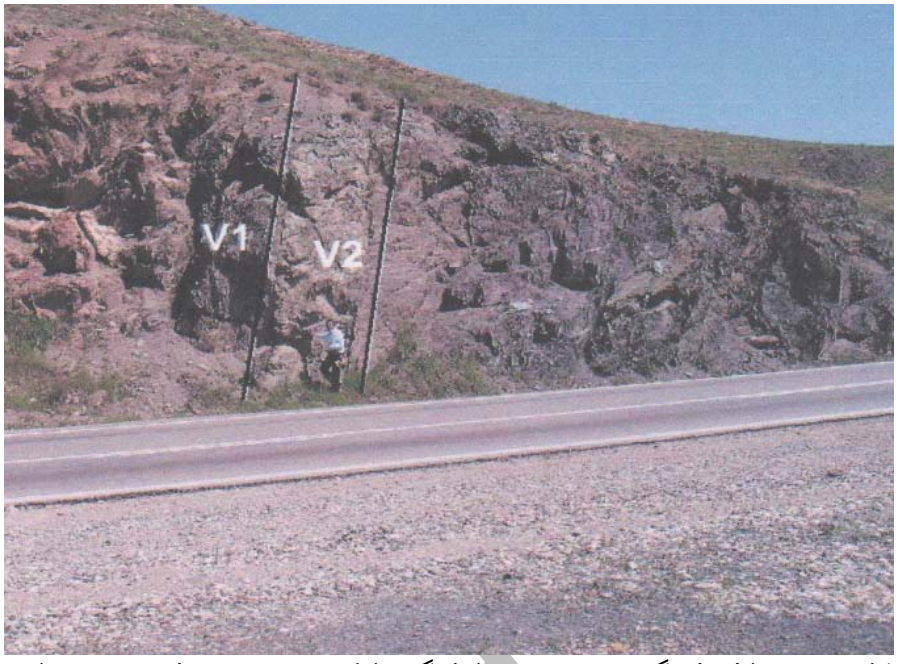
سنگ‌هاي آتشفشاني گروه دوم، بـر اسـاس كـاني‌هـاي موجود در فلمرو آندزيت، تراكي آندزيت و داسـيت قـرار مي‌گيرند (شكل٦). كاني‌هاي اصلي سنگ‌ها ي گـروه دوم پلاژيوكلاز و فلدسپات آلكالن است كـه هـم بـه صـورت خميره و هم به صورت فنوكريست ديده مي‌شوند.

ژئوشيمي سنگ‌هاي آتشفشاني

همچنانكه قبلاً گفتـه شـد سـنگهاي آتشفـشاني منطقـه مورد مطالعه كم و بيش دگرسان شده‌اند، بنابر اين تجزيـه شيميايي عناصر اصلي اين سنگ‌ها نمي توانـد بـه خـوبي بيانگر تركيب اوليه آنها باشد. در اين مطالعه تلاش بر ايـن است كه از عناصر كـم تحـرک ماننـد Ti, V, P, Zr, Y, Nb, Ni, و خاكهـاي نادر (REE) و نسبت‌هاي عناصري كـه در



شكل ۳- زينوليتهاي سنگ‌هاي آتشفشاني گروه اول (V_1) در داخل گروه دوم(V_2).



شکل ۴- نفوذ دايك‌هاي گروه دوم (V_2) به داخل گروه اول (V_1) در مسير جاده سقز به ديواندره.

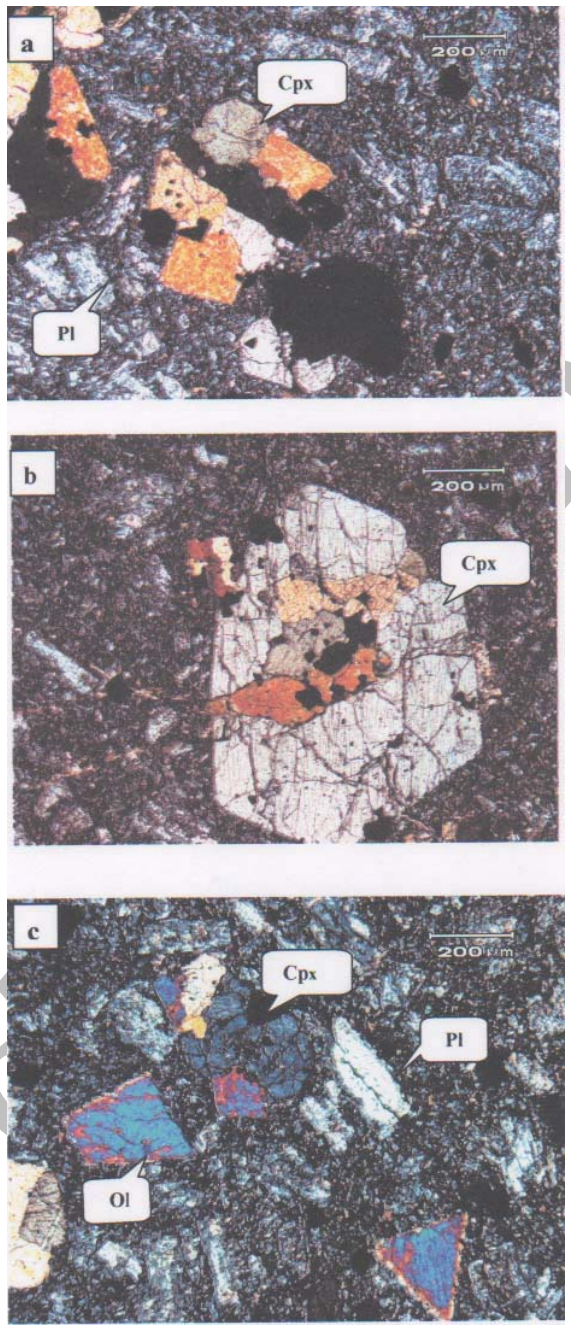
طي فرآيندهاي دگرساني تغيير چنداني نمي كنند، استفاده شود. به همين منظور تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه كه كمتر دگرسان شده‌اند مورد تجزيه شيميايي قرار گرفته اند. تجزيه شيميايي به روشXRF وICP، به ترتيب جهت تعيين مقدار اكسيدهاي عناصر اصلي و عناصر كمياب، توسط آزمايشگاه Amdel استراليا انجام شده است(جدول۱).

بر اساس نتايج تجزيه‌هاي شيميايي، اين سنگ‌ها درنمودارکاکس و همکاران(Cox et al., 1979) در دو گروه: يكي بازالت، بازالت آندزيتي و آندزيت و ديگري آندزيت، تراكي آندزيت وداسيت قرار مي‌گيرند (شكل ۷).

سري‌هاي آتشفشاني منطقه

براي مشخص شدن نوع ماگماي مادر اين سنگ‌ها از عناصر كم تحرک و بي تحركي مانند Yb, Zr, La, Th استفاده شده است. همچنين در اين رابطه از نسبت‌هاي $\frac{Th}{Yb}, \frac{La}{Yb}, \frac{Zr}{Y}$ نيز كمک گرفته ايم.

بر اساس مطالعات بارث و مكلن (Barrett and MacLean, 1999) نسبت $\frac{Zr}{Y}$ در سري‌هاي توله ايتي بين ۲ الي ٤/٥ و در سري تحولي بين ٤/٥ الي ۷ و در سري كالكوآلكالن بيش از ۷ است. بر اساس نسبت اين دو عنصر تمامي سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسه منطقه مورد مطالعه در دو قلمرو كالكوآلكالن وتحولي قرار مي‌گيرند(شكل ۸-a). طبق تحقيقات بارت ومكلن (Barrett and MacLean, 1999) ازنسبت‌هاي $\frac{La}{Yb}$ و $\frac{Th}{Yb}$ مي‌توان در تفسيرهاي پتروژنيتيک استفاده كرد. نسبت $\frac{Th}{Yb}$ در سنگ‌هاي كالكوآلكالن بيش از ۰/٦٥ ودر سنگ‌هاي توله ايتي كمتر از ۰/۲٥ مي‌باشد. براساس نسبتهاي عناصر فوق بيشتر سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه در

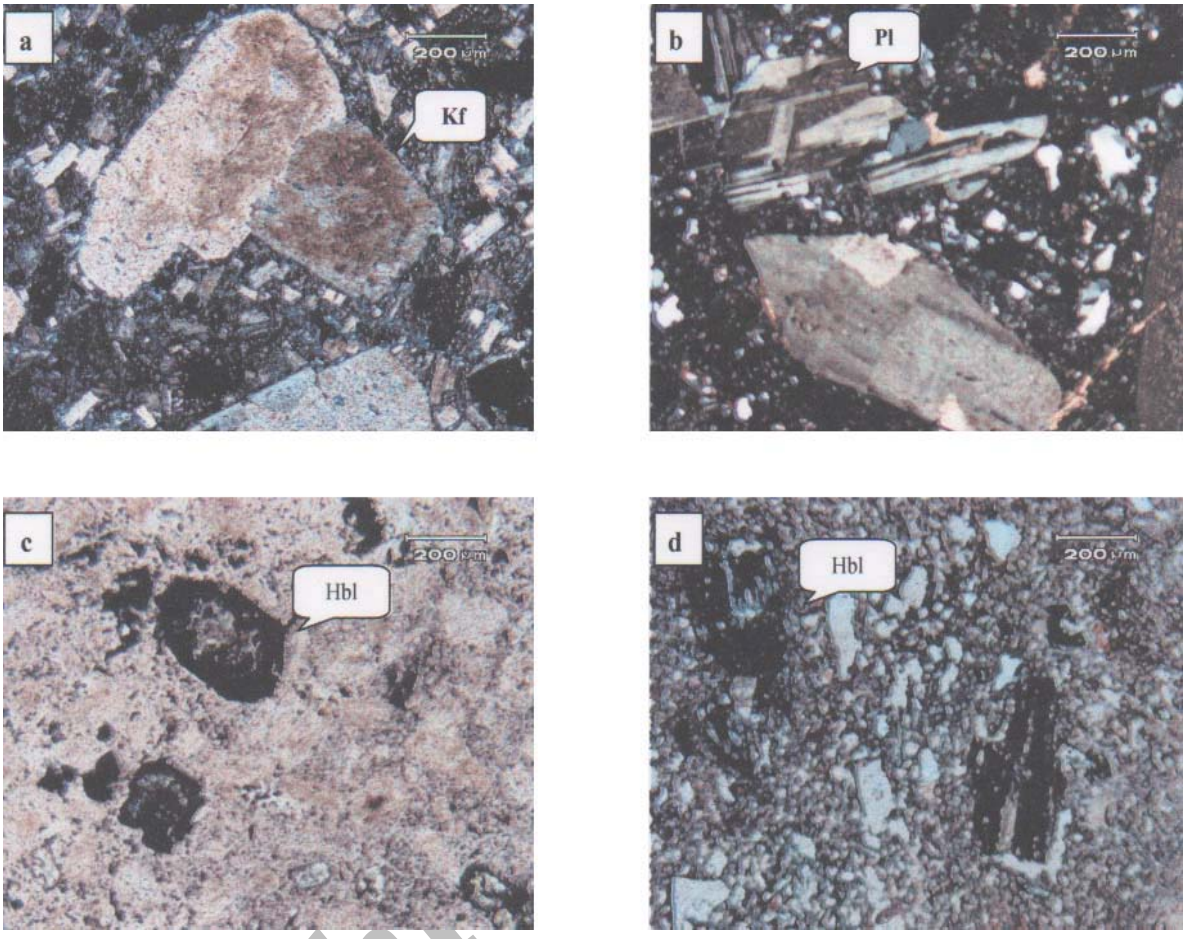


شكل ٥- نمونه‌هاي از مقاطع ميكروسكوپي سنگ‌هاي گروه اول.

a: فنوكريست‌هاي كلينوپيروكسن (**Cpx**) ويلاژيوكلاز (**PI**) در خميره ريز دانه.

b:فنوكريست كلينوپيروكسن در خميره ريز دانه.

c: پلورهاي فنوكريست كلينوپيروكسن واليوين (**IO**) و پلاژيوكلاز در خميره ريز دانه.



شکل ۶- نمونه‌هاي از مقاطع ميكروسكوپي سنگ‌هاي گروه دوم.

a: فوكريست‌هاي فلدسپات الكالن در يك خميره ريز دانه.

b: بلورهاي پلاژيوكلاز و كوارتز در يك خميره ريز دانه.

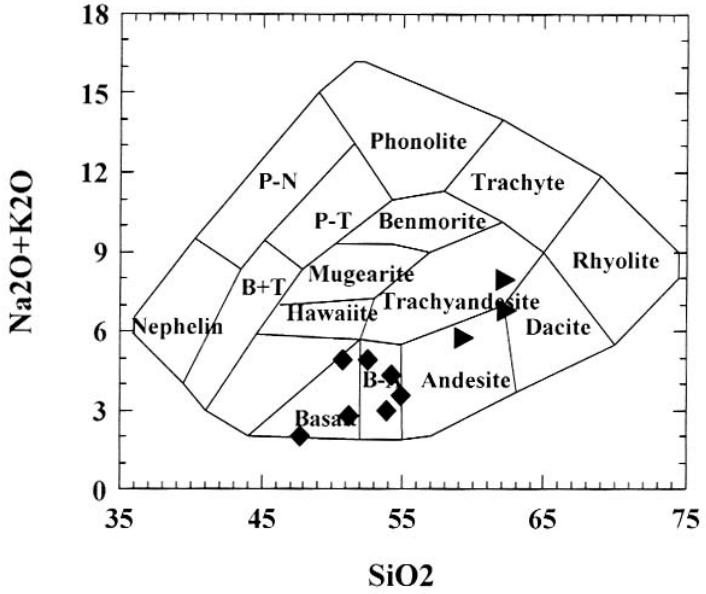
d،c: بلورهاي سوخته آمفيبول در خميره ريز دانه.

پلاژيوكلاز -= **Pl** فلدسپات آلكالن = **Kf** هرنبلند = **Hbl**

دو قلمروكالک آلكالن و تحولي قرار مي‌گيرند (شـكل ۸-b). همچنين در نمودار تغييرات $\frac{La_N}{Yb_N}$ برحسب Yb_N (Lentz, 1998) كه نسبت به كندريت‌ها نرمال شده اند (Sun and McDonough, 1989) اين سنگها به علت دارا بودن نـسبت $\frac{La_N}{Yb_N}$ بالاتر، از سنگ‌هاي سري توله ايتـي متمـايز شـده اند. به طوركلي باتوجه به نمودارهاي مقايسه اي شـكل ۸، ســنگهاي آتشفــشاني كرتــاسۀ منطــقۀ ســقز داراي خــصوصيات ســري‌هــاي كالــک آلكــالن و تحــولي مي‌باشند(شكل۸-c).

تكتونوژنز

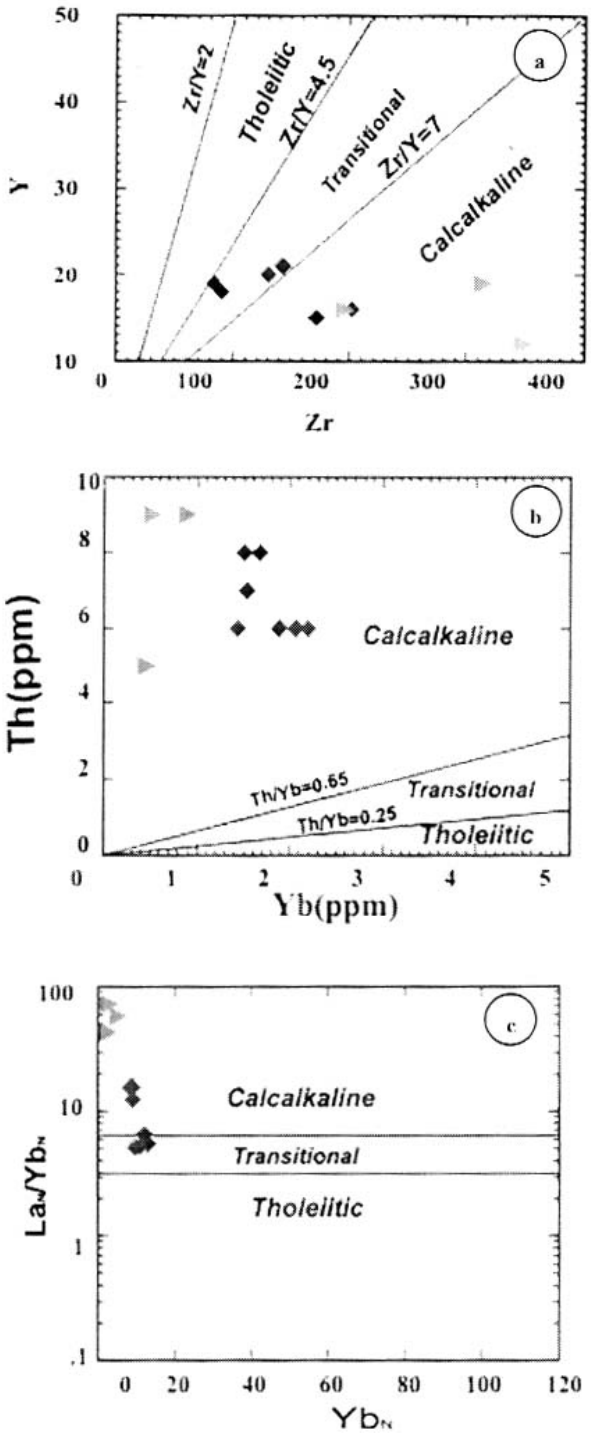
منظور از تكتونوژنز تشخيص محيط تكتونيكي و نحـوه تشكيل سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه است. به همين منظـور



شكل ۷- در نمودار كاكس و همكاران (**Cox et al., 1979**) سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه در دو فلمرو جدا قرار مي‌گيرند. علامت لوزي بيانگر سنگ‌هاي آتشفشاني گروه اول و مثلث‌هاي بيانگر سنگ‌هاي آتشفشاني گروه دوم هستند.

تركيب شيميايي سنگ‌هاي آتشفشاني كرتاسۀ منطقه سـقز را به ترتيب با پوسته اقيانوسـي، كنـدريت هـا، بازالـت‌هـا اقيانوسي(OIB) و پوسته قاره اي مقايسه نموده ايـم(شـكل ۹). در اين نمودارها سنگ‌هاي آتشفشاني مورد مطالعـه از عناصر گروه LILE غنـي شـدگي واز عناصـرگروه HFSE تهي شدگي نشان مي‌دهند. معمولاً شيب زياد منحني‌هـاي مقايسه شده باگوشته اوليه وكندريتها نـشانه ذوب بخـشي گوشته با نرخ پايين است. از طرف ديگر مي‌دانيم كه ذوب گوشته با نرخ پايين بـدون حـضور آب كـافي، بـه توليـد ماگماهاي آلكالن و تحـت اشـباع از سـيليس مـي‌انجامـد درحاليكه ماگماهاي منطقه كالـك آلكـالن اشـباع و يـا بـه ندرت فوق اشباع ازسيليس هستند. بنابراين طبيعت كالـك آلكـالن سـنگ‌هـاي منطقـه مـورد مطالعـه و شـيب زيـاد منحني‌هـا ي عنكبـوتي از ذوب گوشـته اي غنـي شـده از عناصرLILE و حضور آب حكايت مـي‌كنـد. شـيب زيـاد منحني تراكيت‌ها نسبت به آندزيت‌ها و بازالت‌ها به علـت تفريق اين سنگ‌ها ازماگماي بازيک منطقه مـي‌باشـد. ايـن سنگها، در مقايسه بـا پوسـته قـاره اي تحتـاني از عناصـر ناسازگار غنـي شـدگي و از عناصـر سـازگار فقيرشـدگي نشان مي‌دهند. معمولا مذاب‌هاي حاصـل از ذوب بخـشي ضعيف پوسته قاره اي تحتاني مي‌توانند چنين وضـعيتي را در نمودارها بـه نمـايش بگذارنـد، امـا ايـن بازالـت‌هـا و آندزيت‌ها به علت نداشتن آنومالي منفي Eu نمي توانند از ذوب يک سنگ داراي پلاژيوكلاز(پوسته قاره اي تحتاني) حاصل شده باشند.

نمودارهاي $\frac{Nb}{U}$ و $\frac{Ce}{Pb}$ نيز مـي‌تواننـد در دسـتيابي بـه اطلاعان پتروژنيتيكي كمک كننـد همچنانكـه نـسبت‌هـاي $\frac{Ba}{Rb}<14$ ، $\frac{Th}{Pb}<2$ ، $\frac{Ce}{Pb}<12$ ، $\frac{Nb}{U}<10$ در ايـــــن سنگ‌ها به طـــور قابل ملاحظـــه‌ا ي از متوسط پوسـتـــه



شكل ۸- منحني تغييرات Y برحسب Zr(a)، Th برحسب Yb(b) و تغييرات نسبت La_N/Yb_N برحسب Yb_N(c). در اين نمودارها سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه سفز در دو قلمرو كالك آلكالن و تحولي قرار مي‌گيرند. علايم همانند شكل ۷ مي‌باشد.

قـاره‌اي (Roudnik and Fountain, 1995, Taylor and McClennan, 1985) و متوسـط بازالـت‌هـاي اقيانوسـي و گوشـته مـورب (Hofmann, 1988) كمتـر هـستند و بـا قوس‌هاي آتشفشاني مطابقت بيشتري دارند(شكل ۱۰). بر اساس كارهاي تجربي كه بر روي تعادل فازسـيال- جامـد بـه طـور تجربـي صـورت گرفتـه (Bernan et al., 1995; Keppler, 1996; Ayers, 1998) يـک فازسـيال آزاد شـده از پوسته اقيانوسي فرورو مي‌تواند باعث اين غني شـدگي از عناصرLILE شده باشـد. در مـورد سـنگ‌هـاي آتشفـشاني كرتاسه اطراف سقز ايـن فـاز سـيال ممكـن اسـت ناشـي ازآبـدهي پوسـته اقيانوسـي نئـوتتيس در طـول يـک دوره فرورانش به زير زون سنندج-سيرجان در كرتاسه صورت گرفته باشد.

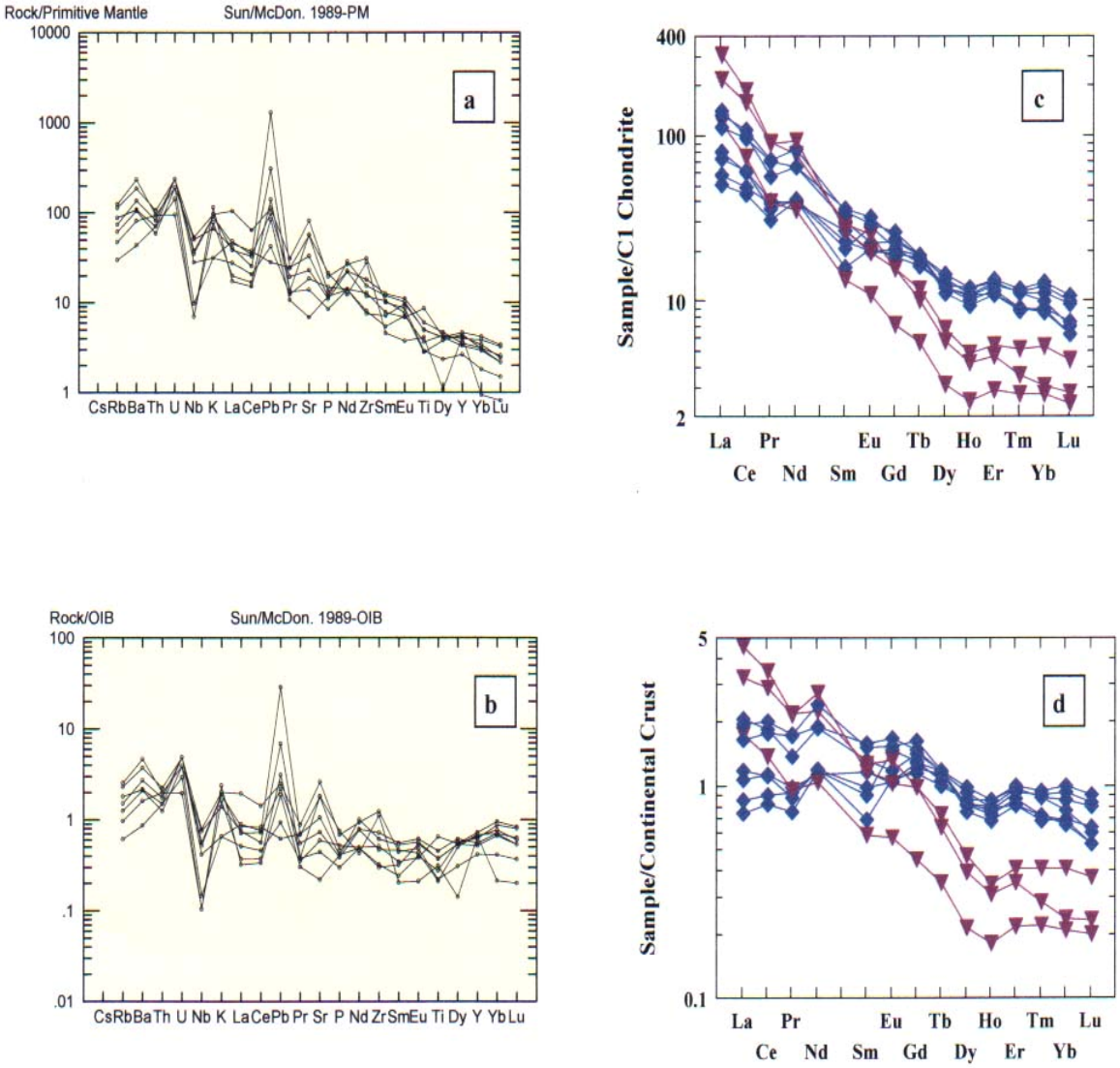
در بررسـي تغييـرات نـسبت $\frac{M}{Yb}$ برحـسب تغييـرات $\frac{Nb}{Y}$ (M به عنـوان يـک عنـصر ازخـانواده REE و HFSE مي‌باشد) چون عناصر Nb, Yb تحـت تـاثير محلـول‌هـاي ناشي از فرآيندهاي فرورانش قرار نمي گيرند، اما تغييرات نسبت $\frac{M}{Yb}$ مي‌تواند بيانگر تغييرات ناشي از اين فرآينـدها باشد ،لذا تغييرات نسبت $\frac{M}{Yb}$ نسبت به منحني گوشـته اي بستگي به درجه غني شدگي ويا تهي شدگي گوشته اوليـه دارد (Pearce, 1983;Pearce and Peate, 1995; Green, 2006). تخمين مقدار ناشي از اثر ورقه فرورانـده شـده بـر گوشته از روي فاصله نقـاط از خـط $MORB/OIB$ مـشخص مي‌شود(شكل۱۱). حد بالاي خط گوشته اي منطبق بـا ۲۰ الي ۳۰ درصد غني شدگي ناشي از محلول‌هاي آزادشده از پوسـته اقيانوسـي اسـت (Pearce et al., 1995). پراكنـدگي نقاط سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه سقز تقريباً موازي اما بالا تر از قلمرو $MORB/OIB$ مي‌باشد (شكل ۱۱).

طبق تجارب چونـگ وهمكـاران(Chung et al., 2001) نسبت $\frac{Nb}{U}<10$ (شكل ۱۰-a) و $\frac{Th}{U}<2$ بيـانگر غنـي شـدن گوشته اوليه از اورانيم به دليل ورود محلولهـاي آزاد شـده از ورقه فرورو بوده وخاص بسياري از قوس‌هاي ماگمايي است. اين نسبت در پوسته‌هاي اقيانوسي- مـورب حـدود ۵۰ (Hofmann et al., 1986) ، در كـل پوسـته زمـين ۳۲ (Rudnick and Fountain, 1995) و در پوسته قاره اي حدود ۹ (McDonough and Sun, 1995) است. لازم به ذكر اسـت كه نسبت $\frac{Nb}{U}$ سيالات ناشي از پوسـته اقيانوسـي فـرورو بين ۰/۱۵تـا ۳/. در تغييرمـي باشـد (Ayers, 1998; Kepler, 1996)كه بيانگر توانايي انتقـال زيـاد عناصـر گـروه LILE نـسبت بـه گـروه HFSE در زون‌هـاي فـرورانش اسـت. بسياري از عناصر گروه HFSE در كانيهائي مانند روتيـل و ايلمنيت و هورنبلند متمركز مي‌شـوند و ايـن كـاني‌هـا در زون‌هاي فرورانش در سنگ مادر پايـدار بـاقي مـي‌ماننـد. نسبت $\frac{Th}{U}$ و $\frac{Nb}{U}$ سنگهاي منطقه از يک محيط فـرورانش حكايت مي‌كند كه سيالات آزاد شده از پوستهٔ فرورو در ذوب بخشي سنگ منشاء آن دخالت داشته اند.

نتيجه گيري

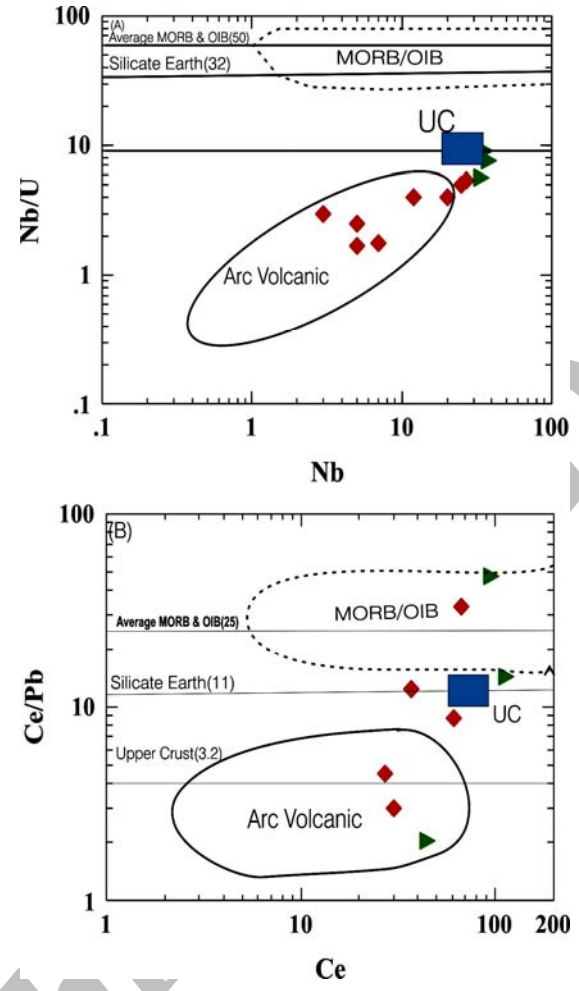
نتايج حاصل از مطالعه رفتار خاک‌هاي نادر سنگ‌هـاي آتشفشاني منطقه سقز نشان مي‌دهد كه ماگماي اوليـه ايـن سنگها بيشتر ازنوع كالک آلكالن وبعضي‌ها تحولي بوده كه معمولاً در حاشيه اي مخـرب شـكل گرفتـه انـد. آنومـالي منفي Nb, Ti وآنومـالي مثبـت Pb, U عناصـر گـروهLREE نـسبت بـه HREE در مقايـسه بـا پوسـته‌هـاي اقيانوسـي وكندريت دلالت بر تشكيل ماگماي اوليه ايـن سـنگها در يک زون فرورانش دارد كه در طي صعود، به طور مختصر

تحت تاثير فرآيندهاي تفريق ماگمـائي و بـه طـور نـاچيز آلايش(پوسته قاره اي) قرار گرفته اند. اين سنگ‌هـا متعلق



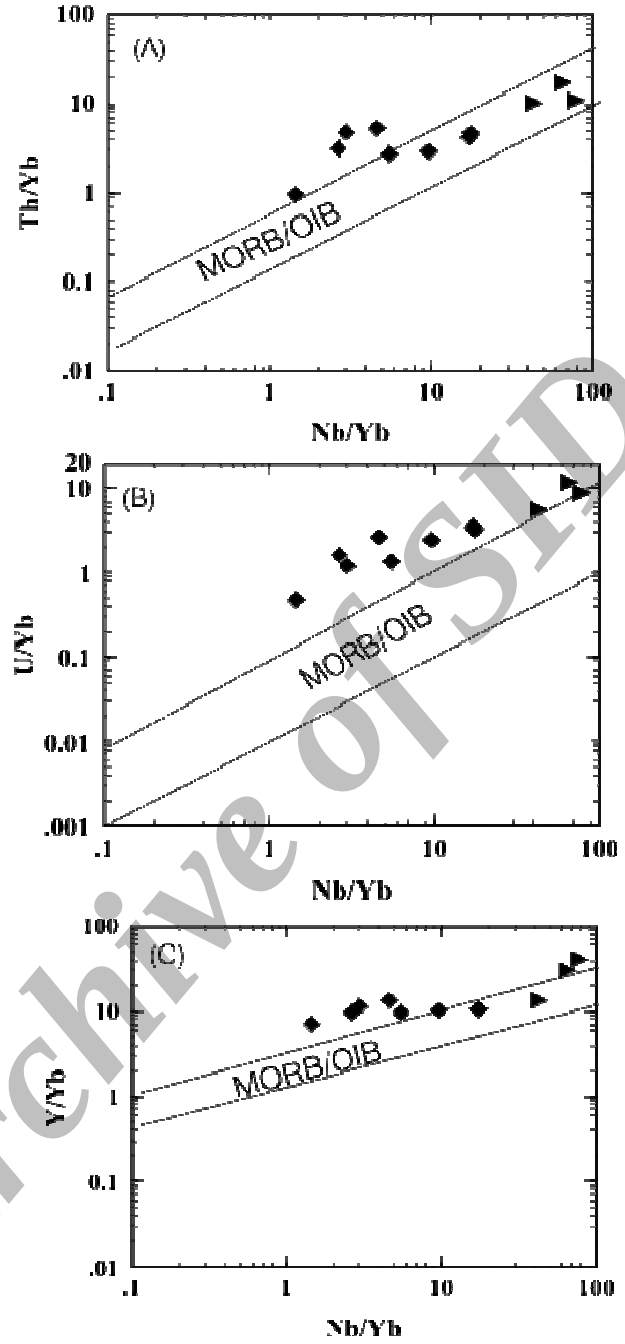
شكل ۹- نرمال كردن سنگ‌هاي آتشفشاني منطقه سقز به ترتيب با گوشته اوليه (a)، جزاير اقيانوسي (b) كندريتها (c) و پوسته قاره‌اي (d).

- عدم مشاهده آنومالي مثبت **Eu** نشانه اين است كه بازالتهاي منطقه از يك سنگ پلاژيوكلازدار (پوسته قاره‌اي) منشاء نگرفته بلكه داراي منشاء گوشته‌اي هستند.
- - آنومالي مثبت **Pb** و **Sr** و آنومالي منفي **Nb** حكايت از اين دارد كهدر ذوب گوشته بالايي سيالات آزاد شده از پوسته اقيانوسي دخالت داشته‌اند. شيب بيشتر منحني سنگ‌هاي تراكي آندزيتي و داسيتي (مثلث‌ها) نسبت به آندزيتها و بازالتها شايد نشانه تفريق اين سنگ‌ها از آندزيت و بازالت است.



شكل۱۰. نمودار تغی‌يرات **Nb/U** بر حسب **Nb (A)** و **Ce/Pb** بر حسب **Ce (B)**. در شكل **A** عمده اين

- سنگ ها در قلمرو قوس هاي ماگمائي و در شكل **B** بيشتر نمونه ها نزديک به پوسته قاره اي قرار مي گيرند. بالا بودن نسبت **Ce/Pb** شايد به علت ورود **Ce** به سنگ و يا شسته شدن **Pb** باشد.
- نسبت هاي**MORB/OIB** از**(Hofmann et al., 1986)** وكل پوسته سيليسي از **McDonough (et al. 1992)** و پوسته قاره اي فوقاني از **McDonough and Sun(1995)** و **Rudnick and Fountain(1995)** و قلمرو **MORB/OIB** و قوس هاي ماگمائي ازچونگ وهمكاران **(Chung et al. 2001)** اقتباس شده است.



شکل۱۱. تغییرات **M/Yb** بر حسب**Nb/Yb** . جهت توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

به دو فاز ماگماتیسم بوده که در بین آنها ارتباط ژنتیکي مشاهده نمي گردد زيرا هم از لحاظ کاني شناسي هم از لحاظ ترکيب شيميايي با هم متفاوتند. از طرف ديگر غني بودن اين سنگ‌ها از اورانيوم، توريوم، روبيديم وعناصر گروه LREE ، در مقايسه با گروه HREE نشان مي‌دهد که ماگماي مادر اين سنگ‌ها از ذوب بخشي گوشته اي که

قبل از ذوب بوسيله يک فاز سيال غني شده، حاصل شـده است.

تشكر وقدرداني

با توجه به اين كه تمامي هزينه‌هاي مربوط به اين طرح تحقيقـاتي توسـط معاونـت پژوهـشي دانـشگاه كردسـتان پرداخت شده است مراتب تـشكر و قـدرداني خـود را از آنان اعلام مي‌داريم.همچنـين از داوران ارجمنـدي كـه بـا دقت فراوان اين مقاله را مطالعه ونكات ارزشمندي را ارايه نمودند تشكر مي‌نماييم.

منابع

١- حريري،آ؛ فرج وند، ف؛ واعظي پور، م؛ صادقي، آ. *نقشه زمين شناسي ١/١٠٠٠٠٠ سقز*. سازمان زمين شناسي كشور،١٣٨٢ .

٢- خـسروي خلقـي،م.ح. *نقـشه زمـين شناسـي مقيـاس ١/١٠٠٠٠٠ /ايرانخواه*، سازمان زمين شناسي كشور، ١٣٧٨.

٣- عزيزي، ح. *ولكا نيک هاي ائوسن شرق سنندج*. دانـشگاه كردستان، ٧٠ صفحه،١٣٨٣.

٤- عزيزي، ح. *ولكانيک هاي كرتاسه شمال سنندج*، دانـشگاه كردسـتان، حـوزه معاونـت پژوهـشي، طـرح تحقيقـاتي، ٥٢صفحه،١٣٨٤ .

٥- عزيزي، ح ، معين وزيـري، ح، محجـل، م. *حوضـه هـاي رسـوبي Pull-aPart محلـي بـراي فعاليـت ولكانيهـاي كرتاسه دركردسـتان(شـمال سـنندج)*، گردهمـايي علـوم زمين، سازمان زمين شناسي كشور تهران،١٣٨٤.

٦- معين وزيري، ح. *ديباچه اي بر ماگماتيسم ايران*، دانـشگاه تربيت معلم تهران، ٤٤٠ صفحه،١٣٧٧.

٧- يوسـف زاده، م. *مطالعـه پتروگرافي،ژئوشـيمي ومحـيط تكتـونيكي سـنگهاي آتشفـشاني منطقـه نهاونـد*. رسـاله كارشناسي ارشد. دانشگاه تربيت معلم تهران، ١٣٢ صفحه ،١٣٨٢.

8- J., Ayers, Trace elements modeling of aqueous fluid-pridotite interaction in mantle wedge of subduction zones, Contribution to Mineralogy and Petrology, 132, 390-404; (1998).

9- A., Baharifar, H., Moinevaziri, H., Bellon, A., Pique, The crystalline complex of Hamadan (Sanandaj-Sirjan zone, Western Iran. Metasedimentary Mesozoic sequences affected by late Cretaceous tectono-metamorphic and plutonic events. C. R. Geosciences, 336, 1143-1452; (2004).

10- T. J., Barrett, and W. H., MacLean, Chemostratigraphy and hydrothermal alteration in exploration for VHMS deposits in greenstones and younger volcanic rocks, in Alteration and Alteration Process, Lentz, D. R. Ed: Geological Association of Canada, Short Course Note, 11, 433-467; (1999).

11- J. M, Bernan, H. F., Shaw, J. F., Ryerson, D. l., Phinney, Mineral-aqueous fluid partition of trace elements at 900º C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. Geochimica at Cosmochimica Acta 59, 3331-3350; (1995).

12- S. L., Chung, K. L., Wang, A. J., Crawford, V. S., Kamenetsky, C. H., Chen., C. Y., Lan, C. H. Chen,

High-Mg potassic rocks from Taiwan: implications for the genesis of orogenic potassic lavas. Lithos, 59, 153-157; (2001).

13- K. G., Cox, J.D., Bell, Pankhurst. The interpretation of igneous rocks, Allen and Unwin, London, 450; (1979).

14- A., Ghasemi, C.J., Talbot, A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26, 683-693; (2006).

15- N. L., Green, Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. Lithos, 87, 23-49; (2006).

16- A. W., Hofmann, Chemical differentiation of the earth: the relation between mantle, continental crust and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters, 90, 297-314; (1988).

17- A., Hofmann, W., Joachim, K. P., Suffer, M. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. Earth and Planetary Science Letters, 79, 33-45; (1986).

18- H., Keppler, Constraints from partitioning experiments on the composition of the subduction zone fluids. Nature, 380, 237-240; (1996).

19- D. R., Lentz, Petrogenetic evolution of felsic sequence associated with Phanerzoic volcanic-hosted massive sulfide system: the role of extensional geodynamics, Ore Geology Reviews, 12, 222-237; (1998).

20- W. F., McDonough, S. S., Sun, Composition of the Earth, Chemical Geology, 120, 223-253; (1995).

21- W. F., McDonough, S. S., Sun, A.E., Ringwood, E., Jagoutz, A.W., Hofmann, Potassium, Rubidium, and Cesium in the Earth and Moon and the evolution of the mantle of the Earh.Geochim.Cosmochim. Acta, 56, 1001-1012; (1992).

22- J. A., Pearce, Role of sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental argins. In: Hawkesworth, C. J., Norry, M. J. (Eds.), Continental Basalt and Mantle Xenoliths. Shiva Publishing Limited, Cheshire, U. K, 230-249; (1983).

23- J. A., Pearce, D. W., Peate, Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23, 1073-1109; (1995).

24- R. L, Rudnick, D.M., Fountain. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Rev. Geophysics, 32, 267-309; (1995).

25- S. S., Sun, and W. F., McDonough, Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: Sunders A.D. and Norry M.J. (eds.) magmatic in oceanic basins. Geol. Soc. London. Spec. Publication, 42, 313-345; (1989).

26- S. R., Taylor, S. M., McLennan, The Continental Crust: its composition and evolution. Blackwell, Cambridge, 312; (1985).