

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق اردستان

ملیحه شاهزیدی*، محسن مؤید*، محسن مؤذن* و جمشید احمدیان**

* گروه زمین شناسی دانشگاه تبریز

** گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور اصفهان

چکیده

منطقه مورد بررسی، در ۱۱۰ کیلومتری شمال شرقی اردستان در استان اصفهان واقع شده و در تقسیم بندی ساختاری ایران در زون ایران مرکزی قرار دارد. این مجموعه شامل تناوبی از روانه‌های گدازه‌ای (آندزیت، بازالت، آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت) و نهشته‌های آذرآواری (توف، ایگنمبریت و آگلومرا) است. گدازه‌های این ناحیه از نظر کانی شناسی، شامل فنوکریست های پلازیوکلاز، کوارتز، ارتوز، بیوتیت، آمفیبول و کلینوپیروکسن است که در یک زمینه دانه ریز از همین کانی‌ها به همراه کانی‌های فرعی اپاک، آپاتیت و زیرکن قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی غنی شدگی از عناصر لیتوفیل با یون بزرگ (K, Rb, Ba) و تهی شدگی از عناصر با شدت میدان بالا HFSE مانند Eu, Nb, Ti, Ta در مقایسه با کندریت و گوشته اولیه نشان می‌دهند. بر اساس داده‌های زمین شیمیایی عناصر جزئی و کمیاب، ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد مطالعه از نوع کالک آلکان پتاسیم بالا تا شوشونیتی می‌باشد. الگوها و فراوانی عناصر نادر سنگ‌های این ناحیه شبیه به ماگماهای قوس آتشفشانی است. بدین ترتیب سنگ‌های ولکانیکی شمال شرقی اردستان محصول ماگماتیسم یک گوه گوشته لیتوسفری متاسوماتیزه شده، می‌باشند.

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، قوس آتشفشانی، پیروکلاستیک، اردستان، گوشته متاسوماتیزه شده.

Geochemistry and Petrogenesis of Volcanic Rocks in North-East of Ardestan

M. Shahzeydi*, M. Moayyed*, M. Moazzen* , J. Ahmadian**

* Geology Department, The University of Tabriz

** Geology Department, Payam-E-Noor University of Isfahan

Abstract

The studied area is located in 110 Km north-east of Ardestan in Isfahan province and, in Iran's geological classification, it lies in the central Iran zone. This collection

consists of intermittent of lava flows (mainly basaltic andesite, andesite, dacite, rhyodacite and rhyolite) and pyroclastics (tuff, ignimbrite and agglomerate). These lavas are composed essentially of quartz, plagioclase, kfeldspar, amphibole, biotite, clinopyroxene and olivine, set in a matrix of the same minerals associated with apatite, zircon and opaque mineral. The study of volcanic rocks shows a selective enrichment of large ion lithophile elements (eg., K, Rb, Ba) and a depletion in elements having high field strength (HFSE) as Nb, Ti, Ta compared to chondrites and primitive mantle. Based on the geochemical data, trace and REE element diagrams, these rocks are high potassium calc-alkaline and shoshonite. Trace element patterns show similarities with volcanic arc magma. Therefore, volcanic rocks of north-east of Ardestan are products of volcanism of metasomatized mantle.

Keywords: Geochemistry, Volcanic arc, Pyroclastics, Ardestan, Metasomatized mantle.

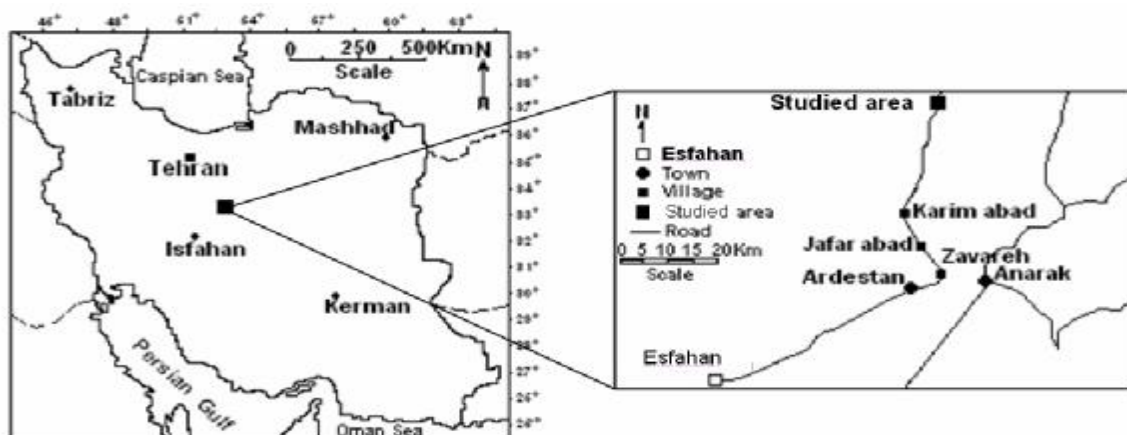
مقدمه

ماگمایی ایران مرکزی می‌باشند و بر اساس مطالعات انجام گرفته در این ناحیه توسط سازمان زمین‌شناسی ایران (تکنو اکسپورت، ۱۹۸۴ - نبوی و هوشمندزاده، ۱۳۶۳) سنی معادل ائوسن زیرین تا ائوسن فوقانی را به آنها نسبت داده شده است.

با توجه به موقعیت زمین‌شناسی این ناحیه، تعیین خاستگاه زمین‌ساختی - ماگمایی آن می‌تواند به شناخت چگونگی تکوین ساختاری زون ایران مرکزی کمک کند، لذا مطالعه سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرقی اردستان می‌تواند در این راستا راهگشا باشد.

منطقه مورد مطالعه در ۱۱۰ کیلومتری شمال شرقی اردستان و استان اصفهان (شکل ۱) بین طول‌های جغرافیایی شرقی ۵۰' ۵۲° الی ۵۳° و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۵۱' ۳۳° الی ۵۶' ۳۳° واقع شده است (شکل ۲). این منطقه به صورت مجموعه ای آتشفشانی - رسوبی است که در قاعده با یک سری سنگ‌های دگرگونی در رخساره شیست سبز در کنتاکت بوده و در بالا با ردیفی از کنگلومرا و ماسه سنگ قاعده ای پایان می‌پذیرد.

سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی جزئی از یک واحد تکتونو- ماگمایی مهم تحت عنوان مجموعه



شکل ۱: نقشه راه‌های دسترسی محدوده مورد مطالعه.

روش مطالعه

در مطالعه حاضر علاوه بر عناصر اصلی، طیف وسیعی از عناصر نادر سنگ های آتشفشانی شمال شرقی اردستان با دقت بسیار بالا مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته اند. تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش XRF در دانشگاه ناروتو ژاپن توسط دستگاه XRF(WD) مدل Rigaku RIX 2000 و عناصر نادر (Ba, Y, Pb, Zr, , Ce, Rb) و (Sr, Nb) و نادر خاکی به روش ICP-MS توسط شرکت ALS Chemx کانادا صورت پذیرفته است که نتایج این آنالیزها در جداول ۱ و ۲ آورده شده است.

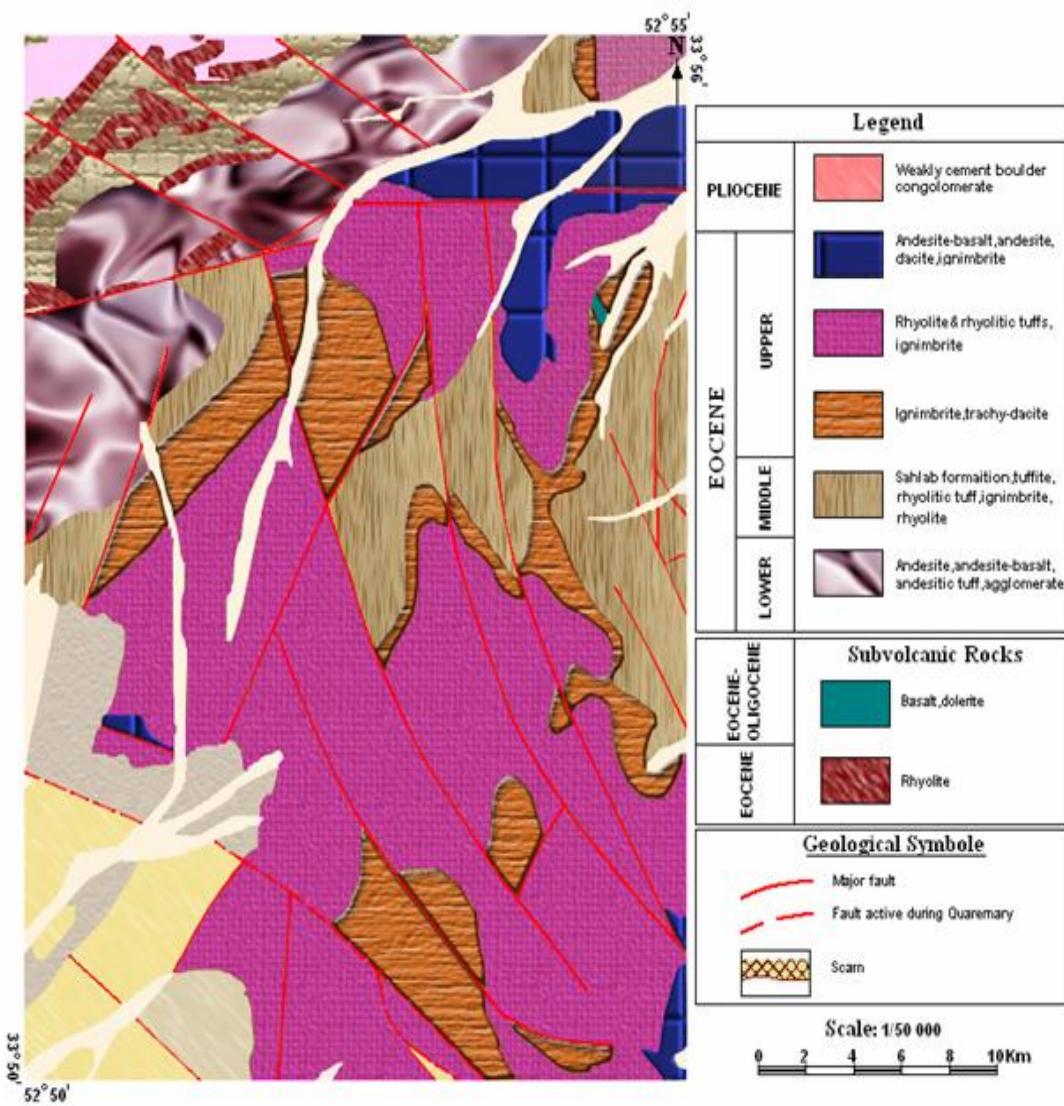
رخنمون هایی از شیل های خاکستری تا تیره رنگ، سیلت استون به همراه میان لایه های آهکی - شیلی و ماسه سنگ دانه ریز تا دانه متوسط است. رخنمون سنگ های کرتاسه گسترده تر بوده (تا ۴۰۰ متر) و شامل سنگ های کربناته است. سنگ های آتش فشانی ائوسن دربرگیرنده طیف گسترده ای با ترکیب آندزیت بازالتی، آندزیت تا داسیت، ریوداسیت و ریولیت می باشند (شکل ۲). سنگ های آذر آواری بیشتر از جنس توف و ایگنمبریت هستند که در میان روانه های گدازه ای قرار گرفته اند.

سنگ نگاری

به طور کلی، سنگ های آتش فشانی شمال شرق اردستان، بیشتر در قالب روانه های گدازه ای آندزیت بازالتی، آندزیت، داسیت، ریوداسیت و ریولیت به همراه توف و ایگنمبریت رخنمون یافته اند. این روانه ها، بیشتر نهان بلورین و بسیار ریز بلور بوده و از نظر کانی شناسی از پلاژیوکلاز، کوارتز، سانیدین، آمفیبول، بیوتیت، الیوین (شکل ۳H) و کانی های فرعی زیرکن، آپاتیت و کانی های تیره تشکیل شده اند. بافت شاخص سنگ ها هیالوپورفیریک، گلومروپورفیریک، آمیگدالوئیدال، اینترسرتال، ساب افیتیک، جریان (شکل ۳G) و حفره ای است و در فازهای دگرسانی گرمایی مجموعه ای از کانی های ثانویه نظیر کلریت، کلسیت، سریسیت در آنها تشکیل شده که گاهی حفره ها را نیز پر می کنند.

زمین شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی بصورت یک لنز بزرگ آتشفشانی است و حدود ۸۰ درصد از این محدوده توسط سنگ های آتشفشانی ائوسن پوشیده شده است. به طور کلی این منطقه دارای دو گونه سنگ شناسی مختلف شامل روانه های گدازه ای و سنگ های آذر آواری است. روانه های گدازه ای بیشتر به صورت توده ای بوده و حجم کلی آن ها حدود ۲۲۵۰۰ کیلومتر مکعب است. پی سنگ این منطقه دارای رخنمون هایی از پالئوزوئیک، ژوراسیک و کرتاسه است. نهشته های پالئوزوئیک (بیش از ۱۵۰۰ متر) بصورت یک سکانس به شدت چین خورده از سنگ های دگرگونی از رخساره شیست سبز با میان لایه - هایی از متا بازیت و سنگ آهک کریستالین (سنگ های دگرگونی کوه دم) است. در این منطقه ژوراسیک شامل



شکل ۲: نقشه زمین شناسی منطقه شمال شرق اردستان.

های غیر تعادلی مانند بافت غربالی (شکل ۳F) (همراه میانبارهای شیشه ای که گاهی به کلریت دگرسان شده اند) و گاهی زون بندی نوسانی نشان می دهند و نسل دوم میکرولیتی و فاقد هر گونه بافت غیر تعادلی بوده که زمینه سنگ را تشکیل می دهد.

کلینوپیروکسن در روانه‌های آندزیت بازالتی و تراکی آندزیتی به دو صورت درشت بلور و ریز بلور، از نوع دیوپسید-اوژیت است و دگرسانی اورالیتی و کربناتی

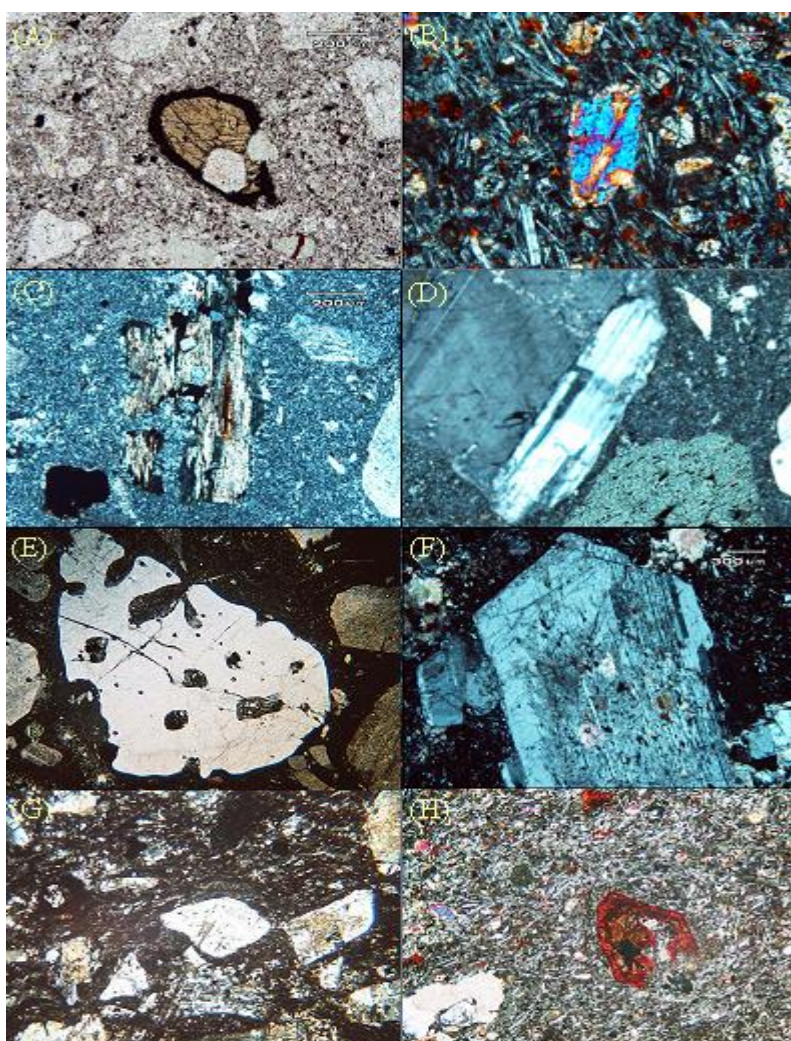
کوآرتزها دارای اندازه متوسط ۲ تا ۳ میلیمتر بوده که ۳۰ درصد حجم سنگ های اسیدی را به خود اختصاص می دهند. شکل آنها زینومورف بوده و به ندرت به صورت بلورهای ساب اتومورف دیده می شوند. همچنین اکثر آنها دارای حالت خوردگی خلیجی شکل می باشند (شکل ۳E).

پلاژیوکلازها به دو نسل تعلق دارند: نسل اول درشت بلورهایی با ابعاد ۳ تا ۴ میلیمتر که دارای بافت

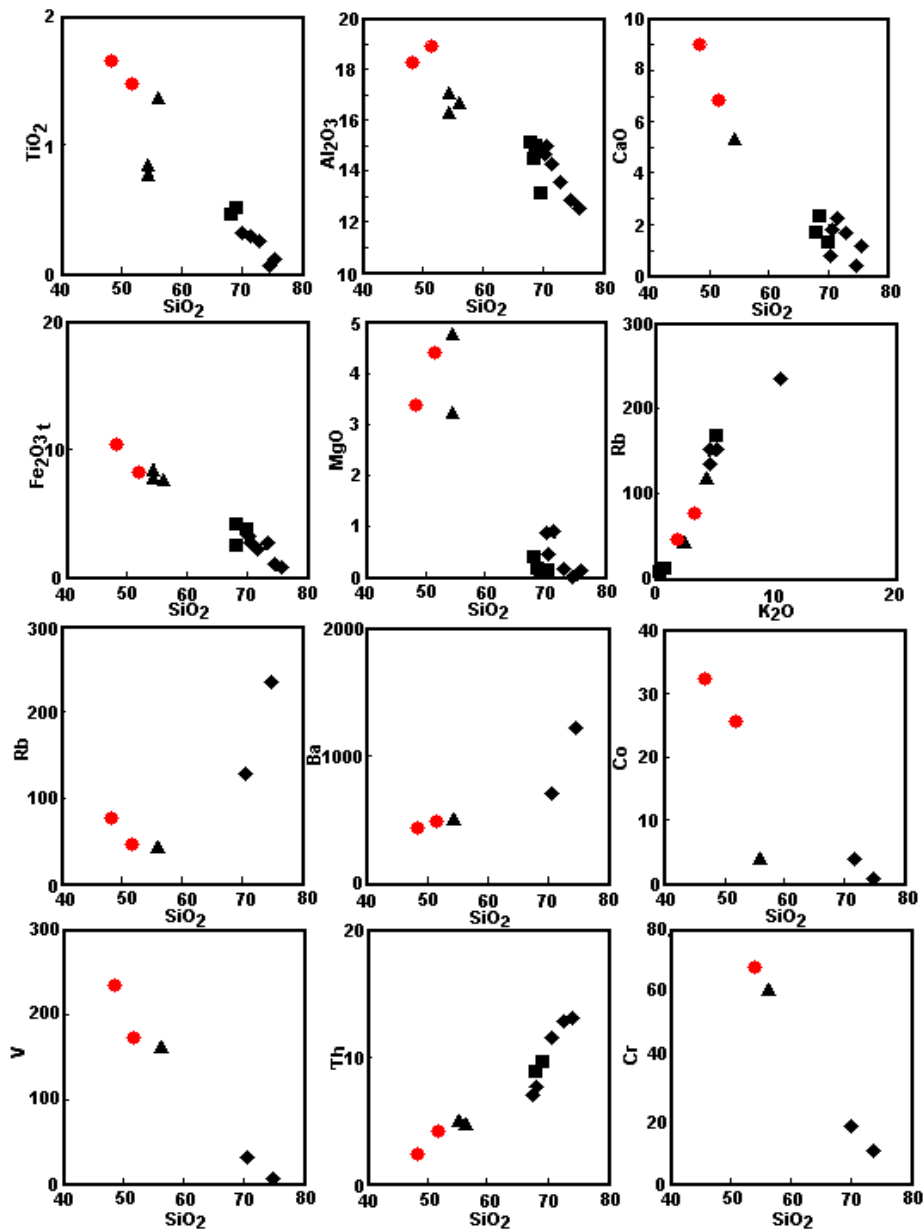
آنها ، کانی هایی همچون مگنتیت در حواشی رخها تولید شده است (شکل ۳C). آمفیبول به صورت بلورهای ساب اتومورف با ترکیب هورنبلند بازالتی دیده می شود (شکل ۳A). سنگهای آذرآواری شامل توف بلوری- قطعه سنگی و ایگنمبریت بوده و فراوانی کمی دارند. در این سنگها بلورها اغلب از جنس پلاژیوکلاز ، کوارتز و بیوتیت سوخته و قطعات سنگی نیز بیشتر دارای ترکیب آندزیتی و تراکی آندزیتی هستند.

شدن را تحمل کرده است (شکل ۳B). فلدسپارهای الکالن از نوع سانیدین می باشند (شکل ۳D).

این کانی نسبت به پلاژیوکلاز از فراوانی کمتری برخوردار است و بین ۱۰-۵٪ از این سنگ ها را تشکیل می دهد. فراوانترین کانی مافیک سنگ، بلورهای بیوتیت می باشد که بصورت پولک هایی به طول نیم میلی متر دیده می شوند. همچنین تعدادی از بیوتیت های موجود در گدازه های اسیدی، اپاسیتی شده اند و از اکسیداسیون



شکل ۳: (A) هورنبلند بازالتی در آندزیت (PPL, 10X). (B) بلور پیروکسن در آندزی بازالت (XPL, 20X). (C) نمای از یک بلور فلوگوپیت با انکلوزیون زیرکن (XPL, 10X). (D) کانی های پلاژیوکلاز، ارتوز و کوارتز در ریولیت (XPL, 40X). (E) کوارتز خلیجی در ریولیت (XPL, 25X). (F) بافت غربالی در پلاژیوکلاز (XPL, 40X). (G) بافت جریانانی در ایگنمبریت (XPL, 10X). (H) بلور الیون با تجزیه به ایدنگسیت در آندزیت بازالتی (بزرگنمایی 40X).



شکل ۴: نمودار تغییرات عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های مورد مطالعه در برابر تغییرات SiO_2 و جدول علائم بکار رفته شده در نمودارها.

| علائم | اسامی |
|-------------|----------------|
| ◆ بکار رفته | پتروگرافی |
| ■ | ریولیت |
| ▲ | داسیت |
| ● | آندزیت |
| | آندزیت بازالتی |

بحث

Sakuyama(1981) و Brophy(1987, 1990) پیشنهاد

کرده‌اند پلاژیوکلازهایی که با مقدار آنورتیت یکسان رشد پیدا کرده‌اند از یک سیال واحد از ماگمای مادر تشکیل شده‌اند و پلاژیوکلازهایی با طیف گسترده‌ای از آنورتیت با ماگمای زمینه در تعادل نیستند و شاید از اختلاط ماگمایی حاصل شده‌اند، لذا توجیه تشکیل بافت‌های غیر تعادلی در پلاژیوکلازها در قالب تاثیر کاهش فشار همراه با ناپایداری سازه‌های اضافی مانند کلینوپیروکسن مناسب است.

زمین شیمی

به منظور مطالعات زمین شیمیایی ، ۱۵ نمونه کمتر دگرسان شده از روانه‌های گدازه‌ای شمال شرق اردستان تحت آنالیز قرار گرفته‌اند. لازم به ذکر است که اکسید آهن کل به روش‌های پیشنهادی (Irvine 1971) and Baragar تفکیک شده است. بر اساس نمودار Winchester and Floyd(1977) سنگ‌های آتش فشانی ناحیه مورد مطالعه در قلمرو ریولیت، آندزیت ، تراکی آندزیت ، آندزیت بازالتی و بازالت آکالن قرار می‌گیرند(شکل ۵A).

بر اساس رده بندی Le Maitre et al(1989) که مورد توصیه IUGS نیز می‌باشد نمونه‌هایی که در محدوده تراکی آندزیت بازالتی قرار می‌گیرند در صورتی که رابطه $Na_2O-2 \leq K_2O$ در آنها برقرار باشد شوشونیت نامیده می‌شوند. این نکته در مورد نمونه‌های مورد مطالعه نیز صادق می‌باشد(شکل ۵C).

مطالعات پتروگرافی سنگ‌های آتشفشانی شمال شرقی اردستان نشان می‌دهد، این سنگ‌ها دارای دو مجموعه کانی‌شناسی مختلف شامل مجموعه کانی‌های آبدار و مجموعه کانی‌های بدون آب هستند. بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون (مجموعه کانی‌های بدون آب) سازنده اصلی آندزیت‌های بازالتی و تراکی آندزیت می‌باشند. در این مقاطع بافت‌های غیر تعادلی نظیر توسعه اکسیدهای آهن-تیتان در امتداد رخ‌ها و حواشی فنوکریست‌های پیروکسن‌ها درشت بلور دیده می‌شود.

تشکیل اکسیدهای اکسیدهای آهن-تیتان در امتداد رخ کلینوپیروکسن‌ها ، نشان از تحمل دست کم یک فاز ناپایداری و تحلیل رفتگی توسط این کانی‌ها است، همچنین حضور اکسیدهای آهن-تیتانیم در حواشی بلورهای کلینوپیروکسن به فروپاشی این کانی در ضمن صعود ماگما در ارتباط است که منجر به بی‌ثباتی کلینوپیروکسن شده است.

در سنگ‌های ریولیتی، ریوداسیتی و داسیتی کانیهای آبداری همچون آمفیبول، بیوتیت در کنار پلاژیوکلاز، کوارتز و آلکالی فلدسپار مشاهده می‌شوند. کریستال‌های شیمی مجموعه کانی‌های آبدار و بدون آب نشان می‌دهد که در هر مقطع از سنگ پلاژیوکلازهایی با مقادیر آنورتیت یکسان هم در زمینه و هم در بلورها دیده می‌شود.

و این فاز بعد از تبلور پلاژیوکلاز متبلور می‌شود. تبلور اکسیدهای آهن - تیتانیوم باعث ایجاد مقادیر پایین TiO_2 در بازالت های جزایر قوسی نسبت به بازالت های شکاف وسط اقیانوس و تولیت ها می‌شود. علاوه بر این Spulber and Rutherford (1983) بیان کردند که فوگاسیته پایین اکسیژن از ویژگی های محیط های کالک آلکالن است، اما در مورد ماهیت پتاسیک سنگ ها میتوان گفت که شاید از درجه پایین ذوب بخشی یک منبع لرزولیتی حاوی فلوگوپیت متاسوماتیزه شده در یک گوشته لیتوسفری ایجاد شده اند (Chung et al, 1995).

در زون‌های فرورانش واکنش بین سیالات حاصل از فرورانش با پریدوتیت گوشته تولید یک پیروکسنیت فلوگوپیت فقیر از الیون را می‌کند، که ذوب این گوشته هیبریدی به تشکیل یک مذاب شوشونیتی منجر می‌شود. این شوشونیت ها دارای ویژگی های زیر می‌باشند (Jiang et al., 2002):

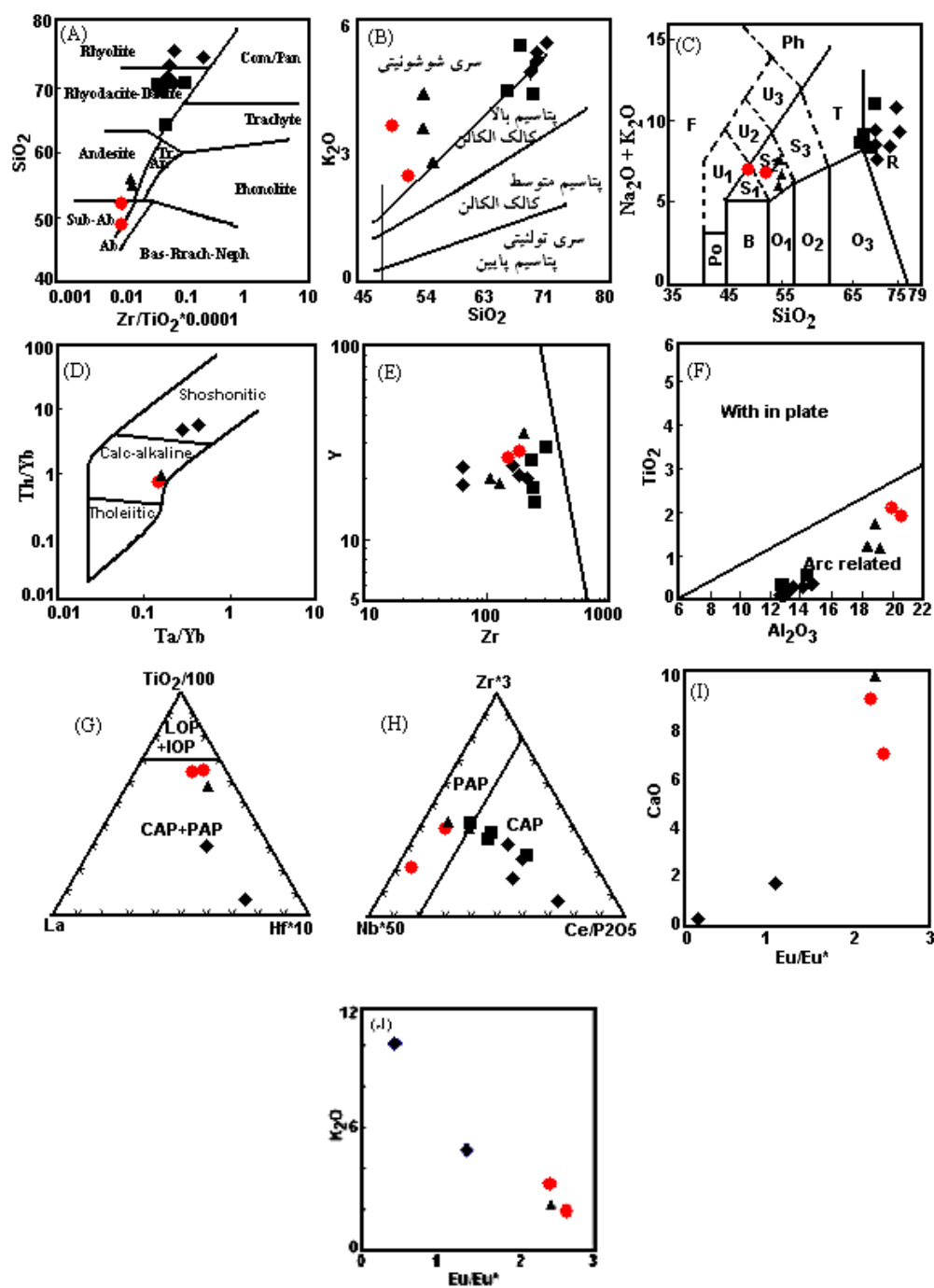
۱- شامل کانی های مافیک غنی از منیزیم مانند فلوگوپیت و پیروکسن های غنی از کلسیم مانند دیوپسید است (Turner et al, 1996).

۲- غنی شدگی از عناصر آلکالن، LILE, LREE و FeO / Fe_2O_3 بالا و TiO_2 پایین می‌باشند (Morrison, 1980). برای این سنگ ها دو رنز در نظر گرفته شده است: ۱- رسوبات پوسته اقیانوسی فرورانش یافته به درون گوشته و ۲- ذوب بخشی رسوبات پوسته اقیانوسی فرورانش یافته و یا متاسدیمنت های پوسته قاره ای با ضخامت پایین در یک فرایند کوهزایی.

در نمودارهای (1993 Muller and Groves) و (Le Maitre et al, 1989) سنگ های آتش فشانی کوه دم متعلق به سری کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی می‌باشند (شکل ۵B, D). ماهیت شوشونیتی ولکانیک های ناحیه با ویژگی هایی همچون حضور فلوگوپیت با $Mg\#$ بالا (حدود ۸۰) و کلینوپیروکسن های غنی از کلسیم نظیر اوژیت - دیوپسید - سالیس (Morrison, 1980) قابل انطباق است. در مورد چگونگی تشکیل ماگماهای شوشونیتی و کالک آلکالن نظریات متفاوتی وجود دارد.

Pearce et al (1990) بیان کرده اند که گوشته بالای یک زون فرورانش می‌تواند ماگمایی با خصوصیات کالک آلکالن ایجاد کند، درحالیکه ذوب لیتوسفر در زیر حواشی غیر فعال، ماگمای آلکالن ایجاد می‌کند که البته به مقدار آب موجود در محیط بستگی دارد. بطوری که در حضور آب کافی، از ذوب بخشی گوشته بالایی، ماگمای کالک آلکالن و در مقادیر کمتر آب یا درجه پایین ذوب بخشی گوه گوشته ای ماگمای آلکالن ایجاد می‌شود (Bonin, 1990).

در فشار آب حدود $1/3$ کیلو بار و فشار ۲ کیلو بار ماگمای حاصل از ذوب بخشی گوشته فوقانی ماهیت کالک الکان دارد. با تبلور الیون، اوژیت، مقدار Al موجود در مذاب به حداکثر می‌رسد. کلینوپیروکسن بعد از حدود ۱۰ درصد وزنی تبلور الیون پدیدار می‌شود. همچنین پلاژیوکلاز بعد از تبلور حدود ۲۵ درصد وزنی الیون و کلینوپیروکسن آشکار می‌شود. آمفیبول نقش زیادی در ایجاد ماهیت کالک آلکالن سنگ حاصل ندارد



شکل ۵: ترکیب سنگ های ولکانیکی مورد مطالعه در نمودارهای پیشنهادی (Winchester and Floyd A, 1977) در نمودار مزبور نمونه های مورد مطالعه در محدوده های رپولیت ، داسیت ، تراکی آندزیت ، آندزیت بازالتی و بازالت الکالین قرار می گیرند؛ (Le Maitre et al., 1989(C) (B) در این دیاگرام محدوده های R, S1 و S2 به ترتیب دارای ترکیب رپولیتی، تراکی آندزیت بازالتی و تراکی بازالت می باشند.) (Muller and Groves, 1992(D, E, F; Muller and Groves, 1993(I, J, G, H; Kleinhanns et al., 2003) تغییرات K2O, CaO در مقابل Eu/Eu^* که بیانگر تفریق بلوری است)

ژئوشیمی عناصر اصلی و کمیاب

سنگ های آتش فشانی مورد مطالعه در شکل ۴ بر روی نمودارهای هارکر به نمایش در آمده اند. روندهای خطی مشاهده شده در نمودارهای هارکر عناصر اصلی سنگ های آتش فشانی ناحیه مورد مطالعه دلالت بر نقش اصلی تبلور بخشی در شکل گیری این سنگ ها دارد. روندهای نزولی Fe, Mg, Al, Ca توام با افزایش سیلیس و آلکالی ها نشان از تبلور بخشی فشار پایین مجموعه کانی های پلاژیوکلاز + کلینوپیروکسن + الیوین + تیتانومگنتیت دارد. روند تغییرات برخی عناصر ناسازگار مانند Ba, Th, Rb, (شکل ۴) تطابق مثبتی با تغییرات SiO₂ نشان می دهد و مقادیر آنها به ترتیب از آندزیت بازالتی به سمت داسیت و ریولیت افزایش می یابد.

مقدار Ba در سنگ های آذرین مورد مطالعه از ۹۱۹ppm تا ۷۵ ppm تغییر کرده و روی هم رفته روندی افزایشی را در مقابل SiO₂ نشان می دهد. از آنجا که این عنصر در شبکه سیلیکات هایی همچون الیوین و پیروکسن شرکت نمی کند، بنابراین مقدار آن همواره طی تفریق ماگمایی افزایش می یابد و به همراه پتاسیم در فازهای پایانی وارد ساختمان آلکالی فلدسپار، بیوتیت و تا حدودی هورنبلند می شود (Philpotts, 1990). مقدار Rb از ۲۳۴ ppm تا ۴۲ ppm تغییر کرده و مانند Ba تطابق مثبت با SiO₂ نشان می دهد.

روند افزایشی Rb با K₂O می تواند نشان دهنده جانیشینی Rb در ساختمان آلکالی فلدسپار باشد. عناصر Cr, V, Co رفتار ژئوشیمیایی عناصر سازگار را از خود نشان داده و با SiO₂ یک تطابق منفی را نشان می

دهند که مؤید روند تفریق است (شکل ۴). تفریق فازهای فرومنیزین مانند الیوین و پیروکسن با کاهش عناصر سازگار مانند Ni, Cr و عناصر ناسازگار مانند La, Th, Nd همراه است.

اثر تبلور بخشی

نخستین فازهای بلورین که در جریان تبلور بخشی ماگمای بازیک بوجود می آید، شامل الیوین و کلینوپیروکسن می باشند. بر اساس مطالعات ترموبارومتري در دمای بالاتر از ۱۱۷۰ درجه سانتی گراد ابتدا مقادیر کمی از الیوین متبلور شده اند و سپس الیوین با مذاب باقیمانده واکنش داده و کلینوپیروکسن در دمای ۱۱۷۰-۱۱۶۰ درجه سانتی گراد متبلور می شود (شاهزیدی و همکاران، ۱۳۸۶).

الیوین و کلینوپیروکسن حاوی مقادیر بالایی از Cr, Ni, هستند، لذا سنگ حاصل از تبلور این کانی ها دارای مقادیر بالایی از این عناصر می باشد. از آنجا که الیوین و کلینوپیروکسن فاقد عناصری همچون Ba, Rb, K هستند، در نتیجه سنگ مذکور فقیر از این عناصر کمیاب است. این ویژگی تبلور بخشی، با اختصاصات زمین شناسی گدازه های آندزیت بازالتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی منطقه مورد مطالعه همخوانی دارد. با پیشرفت روند تفریق پلاژیوکلاز، بیوتیت و سانیدین در دمای ۸۰۰-۷۵۰ درجه سانتی گراد متبلور می شوند. با کاهش دما مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز و ارتوز آلکالی فلدسپار کاهش می یابد. در نهایت آپاتیت، آمفیبول و کوارتز از ماگما متبلور می شوند و کانی شناسی متشکل از کلینوپیروکسن +

سنگ ها جدایش پلاژیوکلاز در طول تفریق بلوری منجر به ظهور تهی شدگی Eu شده است (Drake and Weill , 1975) که مؤید این نکته است که فلدسپار یک فاز مهم بوده که در طول تفریق بلوری تکامل یافته است (Arslan et al., 2006).

محتوای بالای عناصر نادر خاکی سبک (LREE) در ماگمای اسیدی می تواند نشانه ای از تمرکز فازهای سیال در ماگمای اسیدی، در هنگام جدایش ماگما باشد (Keppler, 1996 و Kogiso et al, 1997). سنگ های حدواسط و حدواسط متمایل به بازیک منطقه با الگوی کم و بیش نزولی، ابتدا از عناصر نادر خاکی سبک غنی شده و میزان غنی شدگی از عناصر نادر خاکی سبک به طرف MREE و عناصر نادر خاکی سنگین کاهش می یابد که نشان دهنده فقیر شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین است (شکل ۶C).

این غنی شدگی از عناصر کمیاب سبک و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین و تهی شدگی Eu نسبت به کندریت از خصوصیات سنگ های کالک الکالن آتشفشان های حاشیه قاره ها است (Nagudi et al., 2003). در ضمن این ویژگی در ماگماهای مرتبط با زونهای فرورانش نیز قابل مشاهده است. بی هنجاری منفی Eu مشاهده شده در الگوی عناصر نادر سنگ های بازیک منطقه سازگار با فوگاسیته پایین اکسیژن و مقادیر بالای Ca, Eu_2+ است (Kemp and Hawkesworth, 2003, Drake, 1975).

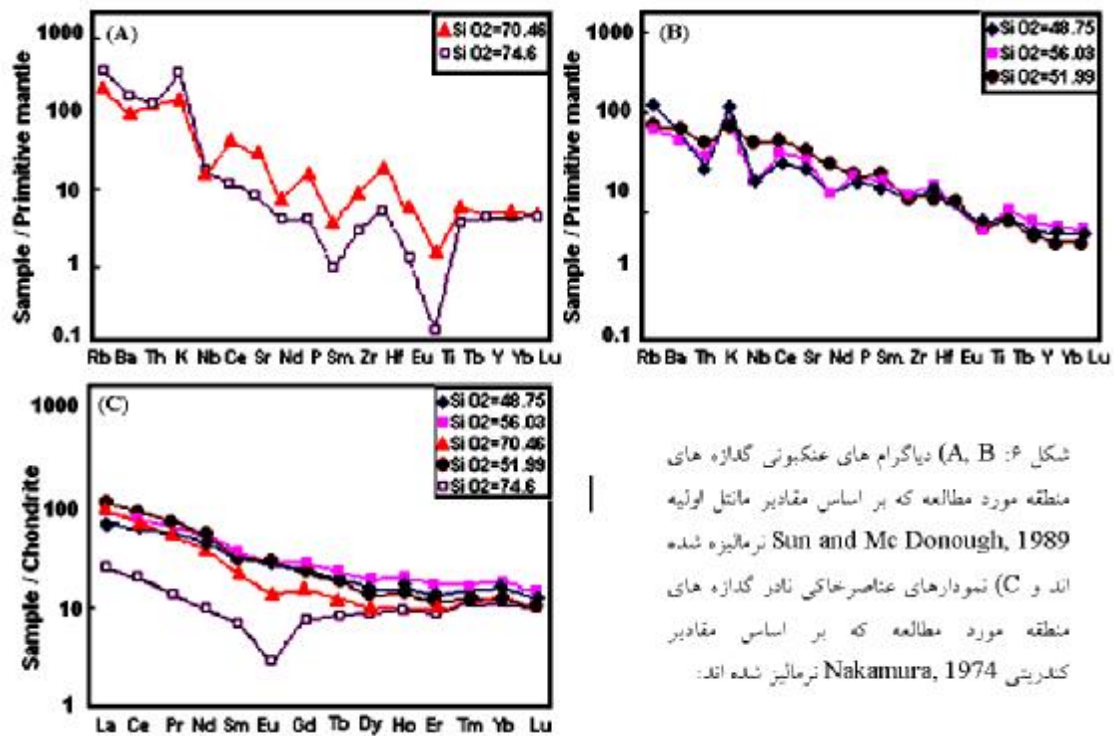
پلاژیوکلاز + ارتوز + بیوتیت + آمفیبول + کوارتز را ارایه می دهند که منطبق بر ترکیب کانی شناسی تراکی آندزیت و آندزیت است. این نکته مبین آن است که ویژگی های شیمیایی این سنگ ها توسط تبلور کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کنترل می شود (Kumral et al., 2006).

فراوانی و روند تغییرات عناصر اصلی و جزئی در نمونه سنگ های اسیدی، نشان می دهد که فاز اصلی که متحمل تبلور بخشی شده است، آلکالی فلدسپار است. این کانی دارای ضریب توزیع بالا برای K, Ba, Rb است (Nono et al., 1994).

بنابراین جدایش آلکالی فلدسپار در دمای حدود ۷۵۰-۸۰۰ درجه سانتی گراد، سبب کاهش این عناصر و همچنین Eu شده است. در واقع بی هنجاریهای منفی Eu در الگوی خاک های کمیاب اسیدی را می توان به تاثیر تبلور بخشی فلدسپار در تکوین این سنگ ها نسبت داد. زیرا در طول تبلور بخشی تمرکز کلی عناصر نادر خاکی افزایش می یابد و شکل الگوی عناصر نادر خاکی بجز برای Eu که دارای آنومالی منفی است، تغییر نمی کند (Haskin, 1984). با پیشرفت روند تفریق و با تبلور بیوتیت، آپاتیت، آمفیبول و کوارتز، کانی شناسی متشکل از ارتوز + پلاژیوکلاز + بیوتیت + آمفیبول + کوارتز را ارایه می دهند که منطبق بر ترکیب ریولیت و داسیت است.

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

الگوی عناصر نادر خاکی عادی شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) در سنگ های ریولیتی و داسیتی منطقه با آنومالی منفی Eu و غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک مشخص می گردد (شکل ۶C). در این



شکل ۶: (A, B) دیاگرام های عنکبوتی گذازه های منطقه مورد مطالعه که بر اساس مقادیر مانتل اولیه Sun and Mc Donough, 1989 نرمالیزه شده اند و (C) نمودارهای عناصر خاکی نادر گذازه های منطقه مورد مطالعه که بر اساس مقادیر کدریتی Nakamura, 1974 نرمالیزه شده اند.

کلیه سنگ های منطقه، آنومالی مثبت را برای پتاسیم و عناصر ناسازگار Rb, Ba (غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک)، آنومالی منفی را برای سه عنصر Ta, Nb, Ti (تهی شدگی در HFSE) و میانگین عناصر نادر را حدود ۱۰۰ برابر گوشته اولیه نشان می دهد (شکل ۶A, B) که شباهت چشمگیری با سنگ‌های آتشفشانی کالک الکالن قوس‌های آتشفشانی و نواحی کوهزایی قدیمی دارد. سنگ‌های آتش فشانی مورد مطالعه به مناسبت فراوانیهای پایین عناصر HFSE، متمایز می‌کردند.

فراوانی پایین عناصر HFSE نظیر Ta, Nb نسبت به عناصر لیتوفیل درشت یون (LILE با متناسب نمودن ماگما به یک منبع تغییر یافته بوسیله متاسوماتیسم هماهنگ است، که شامل ذوب آبدار گوه گوشته ای یا ذوب مجدد

موقعیت نمونه ها در روی نمودارهای Eu/Eu^* در مقابل K و Ca حاکی از تفریق بلوری است (Sun et al., 2003) که تولید پلاژیوکلازهایی با تهی شدگی در Ca, Na, Eu و غنی شدگی در K را کرده است (شکل I, Kleinhanns). در طول فرورانش عناصر ناسازگار و عناصر MREE توسط سیالات و ماگما به خارج منتقل می شوند (Kerrich and Wyman, 1996). همچنین مذاب حاصل از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش یافته، باقیمانده اکلوزیتی یا گارنت گرانولیتی را ترک می کند و باعث تهی شدگی آنها در عناصر نادر خاکی سنگین می شود (Rapp, 1995).

علاوه بر این الگوهای عناصر ناسازگار عادی شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) در

نمودارهای ژئوشیمیایی تشخیص محیط تکتونیکی-10*HF Nb*50-Ce/P2O5 -Zr*3 و TiO2/ 100-La Zr-Y, E, G, (اشکال ۵H) بازالت های قوس آتشفشانی واقع می شوند (شکال ۵H).

همچنین دیاگرام های عنکبوتی عناصر کمیاب خاکی و ناسازگار بیانگر غنی شدگی تمامی این عناصر نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) و گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) می باشد. بطوری که غنی شدگی در LILE نسبت HFSE با یک الگوی صاف بین Lu و Dy می تواند نشان دهنده ذوب یک منبع لرزولیتی باشد (Lin et al., 1989).

با توجه به نسبت های بالای Nb/U (۴/۲۵-۳۳/۸۵) و Nb/Th (۰/۶۲-۸/۴۷) در سنگ های منطقه و نزدیک بودن این نسبت ها به مقادیر گزارش شده در قوسهای آتشفشانی (به ترتیب ۱۱-۱/۶ و ۵/۲-۰/۳۶) می توان بیان کرد که ماگمای این سنگ ها شباهت زیادی به ماگمای قوس آتشفشانی همراه با مقادیر بالایی از این نسبت ها دارد (Sun, 1980). علاوه بر این Gill, 1981 بیان کرد که نسبت بالای Ba/Nb (>۲۸) معرف ماگماتیسیم قوس آتشفشانی است. به نظر ژوتو و موری (۱۹۹۸) ماگمای قوس های آتش فشانی را می توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته غنی شده و کمی غنی شده تقسیم کرد.

اگر این نسبت بیشتر از ۱۵ باشد ماگمای قوس از نوع غنی شده و چنانچه کمتر از ۱۵ باشد از نوع کمی غنی شده است. بعلاوه، در ماگماهای کمی غنی شده این

که منجر به وقوع یک حادثه ماگمایی شده است (and Kelemen et al., 1993 Turner et al., 1996). زیرا تمرکز عناصر HFSE HREE در مذاب های مشتق شده از گوشته فقط توسط ترکیب گوشته قبل از فرورانش کنترل می شود. اما عناصری همچون Be, Th, و عناصر نادر خاکی سبک فقط توسط مذاب های سیلیسی حاصل از ذوب رسوبات بالای پوسته اقیانوسی فرورانش یافته انتقال می یابند (Kent and Elliot, 2002) که گویای تاثیر ناچیز آلودگی پوسته ای در غنی شدگی این عناصر می باشد.

علاوه بر این می تواند نشانگر یک منبع متاسوماتیزه توسط سیالات تهی شده در Nb, Ta که از آبزدایی صفحه فرورانش یافته حاصل شده اند، باشد. همچنین رفتار مشابه عناصری همچون Ti با عناصر نادر خاکی سنگین نشانه هایی از نقش مهم گارنت در طول تفریق ماگمایی در تولید ماگماهای اولیه داراست.

تعیین خاستگاه تکتونیکی

به منظور مشخص نمودن محیط تکتونیکی توده ولکانیکی شمال شرقی اردستان از نمودارهای متمایز کننده محیط تکتونیکی Muller and Groves, 1993 استفاده شده است. برای این منظور نمونه ها در نمودار Al2O3 در مقابل TiO2 تصویر شده اند (شکل ۵F). همان گونه که در نمودار TiO2 - Al2O3 دیده می شود، نمونه های منطقه مورد مطالعه در محدوده بازالت های قوس آتش فشانی قرار می گیرند. سنگ های آتشفشانی منطقه در

دو عنصر با یکدیگر تغییر می‌کنند. اما در ماگماهای قوسی غنی شده مقدار این نسبت در واقع بیانگر نسبت این عناصر در محل منشاء، میزان ذوب بخشی، مشارکت رسوبات روی صفحه فرورونده در تولید مذاب و یا میزان واکنش متقابل بین مذاب گوشته ای و پوسته قاره ای است. میانگین این نسبت در سنگ های منطقه مورد مطالعه حدود ۱۸ می باشد که حاکی از مشابهت آنها به یک ماگمای قوسی غنی شده است.

این غنی شدگی می تواند ناشی از متاسوماتیسم شدید منبع گوشته ای و نرخ پایین ذوب بخشی محل منشاء باشد. همچنین سنگ های آذرین با مقادیر پایین تیتانیوم ($TiO_2 < 1$) و غنی شدگی از LILE با نسبت بالای $(Rb/Sr)_{0/19}$ و میانگین $(Th/U)_{4/9}$ (مشابه با نمونه های مورد مطالعه) شاید از فرورانش رسوبات به درون یک منبع ماگمایی ایجاد شده اند (Nelson, 1992)، حال آن که سنگ های آذرین غنی از Ti و نسبت پایین $(Rb/Sr)_{0/1}$ و $(Th/U)_{5-6}$ شاید در یک ریفت درون پلیتی تولید شده اند. میزان پایین نسبت $La/Yb = 9/228$ در نمونه های مورد مطالعه نیز با شکل گیری ماگمای مادر آن در اعماق پوسته هماهنگی ندارد. زیرا مذاب های تولید شده در اعماق پوسته، دارای مقادیر بسیار بالا و متغیری از $La/Yb > 40$ می باشند (Hawkesworth and Clarke, 1994).

نمونه های مورد مطالعه دارای نسبت بالایی از $(Rb/Sr)_{1/1}$ و نسبت پایین از $(Ba/Rb)_{4/4}$ می باشند. این ممکن است دلالت بر آن نماید که سنگ های مورد مطالعه از مذابی مشتق گردیده که در تعادل با فلوگوپیت

و نه آمفیبول شکل گرفته است (Furman and Graham, 1999). زیرا در ذوب بخشی یک منبع حاوی آمفیبول ماگمای اولیه دارای نسبت بالای $(Ba/Rb)_{45}$ نسبت به مقادیر پایین $(Rb/Sr)_{0.1}$ (< 0.1) می باشد. بر اساس نسبت Zr/Nb می توان مناطق مرتبط با فرورانش و کوهزایی را از مناطق غیرکوهزایی جدا کرد. به این ترتیب که اگر نسبت Zr/Nb در سنگ ها مورد بررسی بزرگتر از ۱۰ باشند نشان دهنده ماگماتیزم مرتبط با یک منبع تغییر یافته بوسیله فرورانش و اگر این نسبت کوچکتر از ۱۰ باشد نشان دهنده یک منبع غیر کوهزایی است (Sommer et al., 2006). میانگین این نسبت در سنگ های منطقه حدود $14/5$ و در اکثر نمونه ها بزرگتر از ۱۰ می باشد که بیانگر ارتباط سنگ های این منطقه با فرایند فرورانش است.

(Kelemen et al, 2003) اظهار کردند که ماگماهای اولیه قوس در زمان تشکیل دارای دمای بالاتر از ۱۱۰۰ درجه سانتی گراد می باشند. این دما در تطابق با دمای به دست آمده از ژئوترموتری کلینوپیروکسن آندزیت بازالت های منطقه (حدود ۱۱۷۰ درجه سانتی گراد) است (شاهزیدی و همکاران، ۱۳۸۵)، پس می توان بیان کرد که دمای ماگمای اولیه این سنگ ها بالاتر از ۱۱۷۰ درجه سانتی گراد بوده و ماگما از نوع قوس آتشفشانی بوده است.

همچنین میزان FeO , MgO در ماگماهای اولیه قوس ها و ماگماهای تکامل یافته قوس ها ($9/90$ - $MgO=7/5$ و $FeO=11-7/5$) است که ممکن است نشان

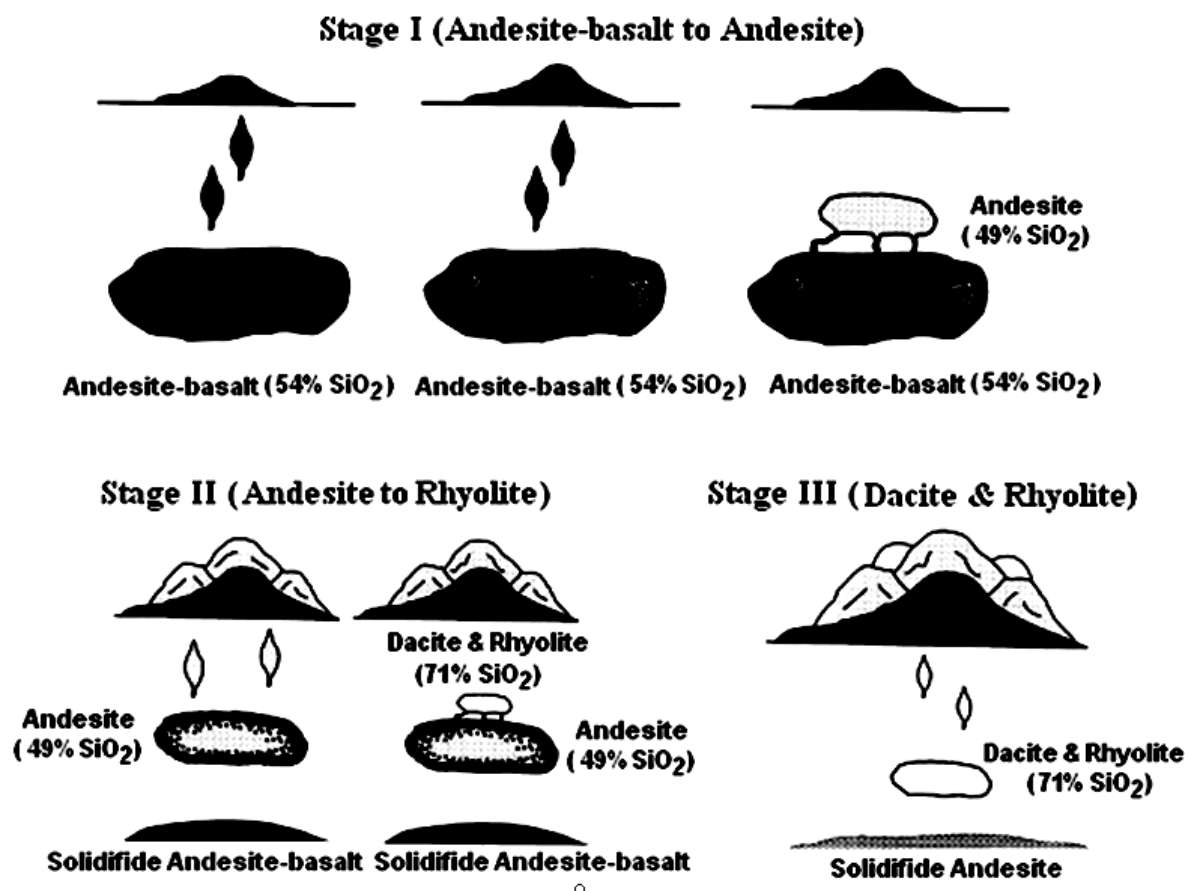
(1997). حضور نسبت بالای $Rb/Zr > 0.12$ در سنگ های مورد مطالعه نشان دهنده یک منبع گوشته ای متاسوماتیزه شده توسط سیالات (نه هیبرید شده توسط مذاب ها) است (Beate et al., 2001). حال آن که نسبت پایین Rb/Zr (< 0.5) در سنگ های منطقه نشان می دهد که آنها توسط نرخ پایین متاسوماتیزم گوه گوشته ای ایجاد شده اند (Conly et al., 2005). میزان بالاتر نسبت $Zr/Hf =$ 30-42 در سنگ های منطقه نسبت به کندریت با شکل گیری ماگمای مادر آنها از منبع اکلوزیتی هماهنگی دارد (Xiong et al, 2005).

علاوه بر این نسبت های $Sr/Y, (La/Yb)N$ به عنوان یک متمایز کننده به ویژه برای تشخیص مذاب های پوسته ای به کار می رود. به این ترتیب که اگر این نسبت ها به این صورت باشند $Sr/Y > 40, (La/Yb)N > 12$ نشان دهنده مذاب های مشتق شده از صفحه فرورنده می باشند (Drummond and Defant, 1990)؛ علاوه بر این Martin (1999) بیان کرد که این نسبت در مذاب های فلسیک حدواسط نشانگر وقوع ذوب بخشی در یک منبع حاوی آمفیبولیت همراه با گارنت باقیمانده و عدم حضور پلاژیوکلاز است، در حالی که سنگ های منطقه مورد مطالعه دارای نسبت های پایین تر از این مقادیر می باشند که بیانگر مشتق شدن آنها از ماگمای گوشته ای است.

اما در مورد چگونگی شکل گیری ماگمای مادر سنگ های مورد مطالعه می توان سه مرحله اصلی را در نظر گرفت (شکل ۷):

دهنده تفریق اکسیدهای آهن- تیتانیم و الیون در ماگمای قوس باشد. مقدار $P2O5$ در این سنگ ها مشابه با سنگ هایی با $0.4 < P2O5 < 1.4$ است که آلودگی پوسته قاره ای در این سنگ ها را غیر محتمل می کند (Fitton, 1987). نمونه های مورد مطالعه دارای نسبت بالای $Ba/Nb > 28$ می باشند که با شکل گیری ماگمای مادر آنها، در قوس آتشفشانی یا زون فرورانش هماهنگ می باشد (Gill, 1981). همچنین سنگ های آذرین مربوط به محیط های پس از کوهزایی با غنی شدگی در Ba و کانی های مافیک غنی از Mg مشخص می شوند. در حالی که انواع غیر کوهزایی با مجموعه کانی های مافیک غنی از Sr, Ba, Fe پایین مشخص می شوند. فراوانی های پایین عناصر نادری همچون Sr, Hf, Nb, Ti در سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه می تواند گواه بر تشکیل ماگما در یک قوس آتشفشانی باشد. علی الخصوص آنومالی منفی Nb که نشان دهنده ماگماتیسزم از نوع قوس آتشفشانی است (Pearce et al., 1984).

نمونه های مورد مطالعه دارای نسبت پایین Ba/La و غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک می باشند. این ممکن است دلالت بر آن نماید که ماگمای سنگ های مورد مطالعه در یک زون فرورانش یافته شکل گرفته اند. زیرا مقادیر بالای Ba/La در مذاب های بازالتی صفحه فرورانش یافته (Lin et al, 1990) و مقادیر پایین Ba/La همراه با آنومالی منفی Ce و غنی شدگی در عناصر نادر خاکی سبک به مشتق شدن از رسوبات فرورانش یافته به درون گوه گوشته ای نسبت داده می شود (Elliott et al,



شکل ۷: مدل تبلور بخشی ارایه شده برای سنگ‌های آتشفشانی شمال شرق اردستان.

از آن با ترکیب آندزیتی به سمت بالا حرکت می‌کند و بخشی از آن فوران می‌کند. بعد از فوران ماگمای آندزیتی، باقیمانده این ماگما در زیر پوسته تحت تبلور بخشی مشابه قرار گرفته و عصاره‌ای با ترکیب سیلیسی که کاملاً هم تکامل یافته، به سمت بالا صعود کرده و بخشی از آن فوران می‌یابد (شکل ۷). در اینجا تفریق بعنوان عامل اصلی تشکیل این سری سنگ‌ها در نظر گرفته می‌شود. با وجود این نسبت‌های $Zr/Hf(28-39)$ ، $Y/Ho(23-28)$ در سنگ‌های ریولیتی و داسیتی منطقه مشابه با سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی است (Forster 1999)، که این مقادیر به ترتیب در محدوده‌های ۲۴-۳۴ و ۲۶-۴۶ قرار می‌گیرند، که نشان‌دهنده هم ماگما بودن این سنگ‌ها است.

در مرحله اول بخشی از ماگمای آندزیت بازالتی که غنی در $(Al^{IV}/\text{Al}^{VI} = 18/75 - 18/80)$ (می‌باشد، به سمت بالا حرکت می‌کند، فوران کرده و به سرعت شروع به سرد شدن می‌کند. آندزیت بازالت‌های High-Al دارای $MgO < 6$ و $SiO_2 = 48-52$ و $Al_2O_3 > 18$ می‌باشند (Myers, 1988).

این ماگماها احتمالاً از سیالات اولیه مشتق شده از ذوب بخشی ۵۰-۶۰ درصد صفحه اکلوزیتی فورانش یافته در فشار بالاتر از ۱۸ کیلو بار (Myers, 1988) یا از سیالات High-Mg حاصل از تفریق بلوری الیوین و کلینوپیروکسن حاصل شده‌اند.

در طی فوران این ماگما، ماگمای آندزیت بازالتی موجود در مخزن ماگمایی دچار تبلور بخشی شده و عصاره‌ای

جدول شماره 1: نتایج آنالیز شیمیایی سنگ گل واحدهای مختلف نوره و لکانیکی شمال شرق اردستان ، عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمکی بر حسب پی پی ام می باشد.

| | | | | | | | | | | | | | | | |
|--------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sampl | M220 | M242 | M91 | M21 | M218 | M87 | M26 | M228 | M200 | M115 | M241 | M88 | M245 | M99 | M9 |
| SiO2 | ۵۶/۰۳ | ۶۹/۰۴ | ۷۱/۲۷ | ۷۵/۵۹ | ۶۸/۷۵ | ۵۲/۳۸ | ۷۳ | ۷۰/۷۷ | ۵۴/۴ | ۶۹/۰۳ | ۶۹/۳ | ۵۱/۹۹ | ۷۰/۴۶ | ۷۴/۶ | ۷۰/۳ |
| TiO2 | ۱/۳۶ | ۰/۴۷ | ۰/۲۹ | ۰/۰۹ | ۱/۶۴ | ۰/۷۹ | ۰/۲۶ | ۰/۳۱ | ۰/۸۴ | ۰/۴۸ | ۰/۴۸ | ۱/۴۸ | ۰/۳۲ | ۰/۰۳ | ۰/۳۲ |
| Al2O | ۱۶/۶۵ | ۱۴/۹۵ | ۱۴/۳ | ۱۷/۶۹ | ۱۸/۱۷ | ۱۷/۰۷ | ۱۳/۵۵ | ۱۳/۷۱ | ۱۶/۳۸ | ۱۷/۷۸ | ۱۴/۵۹ | ۱۸/۸ | ۱۴/۸۸ | ۱۲/۸۶ | ۱۴/۸۲ |
| Fe2O | ۸/۶۲ | ۴/۵۱ | ۷/۵۵ | ۰/۷۴ | ۱۱/۵۹ | ۹/۶۲ | ۷/۹۱ | ۷/۸۵ | ۸/۸۲ | ۷/۶۸ | ۴/۳۳ | ۹/۱۸ | ۳/۰۱ | ۱/۱۴ | ۳/۵۵ |
| MnO | ۰/۱۵ | ۰/۰۴ | ۰/۰۵ | ۰/۰۳ | ۰/۱۹ | ۰/۲۴ | ۰/۰۴ | ۰/۰۳ | ۰/۱۱ | ۰/۰۸ | ۰/۰۵ | ۰/۱۲ | ۰/۰۷ | ۰/۰۲ | ۰/۰۶ |
| MgO | ۰/۶۴ | ۰/۳۳ | ۰/۸ | ۰/۱۵ | ۳/۳۳ | ۴/۷۶ | ۰/۳ | ۰/۰۵ | ۳/۳۳ | ۰/۱۶ | ۰/۰۴ | ۴/۳۳ | ۰/۴۹ | ۰/۰۱ | ۰/۸۹ |
| CaO | ۹/۸۶ | ۱/۵۹ | ۷/۱۹ | ۱/۲ | ۸/۸۷ | ۵/۳۲ | ۱/۶۸ | ۱/۳۸ | ۹/۸۳ | ۴/۱۴ | ۷/۲۴ | ۶/۷ | ۱/۸۵ | ۰/۴۱ | ۰/۷۹ |
| Na2O | ۳/۸۲ | ۸/۶۷ | ۷/۹۹ | ۰/۱۹ | ۳/۶۴ | ۳/۳۱ | ۷/۸۲ | ۱/۵۸ | ۷/۷ | ۳/۱۶ | ۸/۷۵ | ۴/۷۸ | ۴/۳۸ | ۰/۳۳ | ۴/۳۲ |
| K2O | ۷/۴۱ | ۰/۲۶ | ۵/۱۹ | ۹/۲۹ | ۳/۴۵ | ۴/۲۵ | ۵/۴۷ | ۹/۳۸ | ۳/۳۴ | ۵/۳۷ | ۰/۱ | ۷/۱۱ | ۷/۵۷ | ۱۰/۴۸ | ۴/۸۷ |
| P2O5 | ۰/۴۴ | ۰/۱۳ | ۰/۰۶ | ۰/۰۳ | ۰/۳۷ | ۰/۲۷ | ۰/۰۶ | ۰/۰۴ | ۰/۳۵ | ۰/۱۲ | ۰/۱۳ | ۰/۵۱ | ۰/۰۸ | ۰/۰۲ | ۰/۰۸ |
| Total | 99.6 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| XRF trace element | | | | | | | | | | | | | | | |
| Rb | ۴۲/۸ | ۹/۱ | ۱۴۹ | ۲۱۰/۱ | ۷۳/۸ | ۱۱۶/۹ | ۱۷۷/۹ | ۲۴۸/۴ | ۸۶/۶ | ۱۵۹/۵ | ۴/۸ | ۴۴/۷ | ۱۳۰/۵ | ۲۳۲ | ۱۵۲/۸ |
| Ba | ۳۶۸ | ۷۵/۵ | ۴۷۲/۴ | ۷۰۹/۱ | ۴۴۰ | ۵۰۳ | ۴۸۶/۵ | ۹۱۹/۳ | ۶۵۴/۴ | ۷۲۹/۸ | ۵۴/۸ | ۴۷۸ | ۷۰۵ | ۱۲۲۰ | ۵۷۷/۴ |
| Sr | ۳۲۰ | ۱۳۷/۵ | ۵۷۷/۴ | ۳۲۲/۲ | ۳۱۶ | ۳۵۹/۴ | ۱۸۲ | ۱۰۱/۶ | ۶۱۸/۶ | ۱۱۹۰ | ۶۸/۴ | ۶۱۹ | ۱۵۶ | ۸۳/۳ | ۱۲۱/۳ |
| Nb | ۱۳/۸ | ۱۳/۱۷ | ۱۰/۲۲ | ۱۰/۸۳ | ۱۳/۸ | ۶/۶۲ | ۹/۶۳ | ۱۵/۹۳ | ۷/۹۹ | ۱۳/۱ | ۱۳/۱۱ | ۳۴/۳ | ۱۱/۵ | ۱۲/۵ | ۹/۶۲ |
| Zr | ۲۰۰ | ۲۴۵/۷ | ۱۶۴/۴ | ۶۲/۶ | ۱۸۴ | ۱۰۹/۷ | ۱۵۶/۷ | ۳۰۴/۶ | ۱۳۳/۷ | ۲۳۳/۴ | ۳۳۵/۱ | ۱۵۶ | ۲۱۳ | ۶۲ | ۱۸۲/۱ |
| Y | ۳۵/۷ | ۱۵/۶ | ۲۳/۷ | ۲۳/۷ | ۲۸/۷ | ۲۰/۹ | ۲۵/۱ | ۳۰/۳ | ۱۹/۶ | ۲۶/۵ | ۱۸/۵ | ۲۵/۳ | ۲۰/۸ | ۱۹ | ۲۲ |
| Th | ۳/۱۱ | ۱۲/۷۵ | ۱۵/۰۱ | ۱۶/۳۲ | ۷/۲۶ | ۵/۶۵ | ۱۵/۵۳ | ۱۳/۷۲ | ۴/۷۸ | ۱۷/۶۴ | ۱۱/۵۹ | ۴/۰۴ | ۱۱/۳ | ۱۱/۷ | ۱۲/۱۶ |
| Pb | ۲۵ | | ۱۲/۴ | ۱ | ۱۸/۲ | ۶/۴ | ۱۵/۵ | ۱۱ | ۵/۹ | ۸/۶ | | ۸ | ۸ | ۵ | ۸/۵ |

۲- شاهزیدی، م.، پترولوژی و پتروژنز توده ولکانیکی کوه دم واقع در اردستان، شمال شرقی استان اصفهان، پایان نامه کارشناسی ارشد، ص ۱۲۳، ۱۳۸۵.

۳- شاهزیدی، م.، کانی شناسی، ترموبارومتري و تعیین سری ماگمایی سنگ های آتشفشانی کوه دم، مقاله تحت داوری، ص ۲۵، ۱۳۸۶.

۴- نبوی، م. ح.، هوشمند زاده، ع.، نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ کوه دم، انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۱۳۵۴.

5- M., Arslan, Z., Aslan, Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*. 27, 177-193; (2006).

6- B., Beate, M., Monzier, R., Spikings, J., Cotton, J., Silva, E., Bourdon, J.-p. Eissen, Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 561-570; (2001).

7- B., Bonin, From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoids suites after a major orogenesis. *Geological Journal*. 25, 261-270; (1990).

8- J.G., Brophy, The Cold Bay Volcanic Center, Aleutian Volcanic Arc II: implication for fractionation and mixing mechanisms in calc-alkaline andesite genesis. *Contrib. Mineral. Petrol.* 97, 378-388; (1987).

9- J.G., Brophy, Andesites from northeastern Kanaga Island, Aleutians: implications for calc-alkaline fractionation mechanisms and magma chamber development. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104, 568-581; (1990).

10- S.L., Chung, S., Chen, B.M., Jahn, T., Lee, C.-H., Chen, Miocene basalts in northwestern Taiman: Evidence for EM-type mantle sources in the

در این فرایند ماگمای آندزی بازالتی پس از شکل گیری به سطح زمین صعود کرده، در حین صعود دچار تبلور بخشی شده و ماگمایی با ترکیب آندزیتی را ایجاد کرده است.

ماگمای آندزیتی حاصل تحت فرایند سرد شده مشابه قرار گرفته و عصاره‌ای از آن با ترکیب داسیتی و ریولیتی به صورت زبانه به سطح زمین رسیده است. همچنین نتایج حاصل از این پژوهش نشان می دهد که سنگ‌های آتشفشانی شمال شرقی اردستان شباهت‌هایی را با ماگماهای زون فرورانش و قوس‌های آتشفشانی دارند و در برخی عناصر جزئی و کمیاب غنی شدگی نشان می دهند.

بطوری که دیاگرام‌های بهنجار شده عناصر کمیاب سنگ‌های ولکانیکی نسبت به کندریت و گوشته اولیه، مبین غنی شدگی آنها از عناصر کمیاب سبک و عناصری همچون K, Rb, Ba و تهی شدگی از عناصر کمیاب سنگین است، که احتمالاً دلالت بر مشتق شدن آنها از یک گوشته متاسوماتیزه است. با توجه به این امر، فرورانش یک پوسته اقیانوسی به درون گوه گوشته‌ای برای تشکیل سنگ‌های آتشفشانی این منطقه نیز می‌تواند پیشنهاد شود.

در چنین محیطی، ماگمای حاصل، از لحاظ ترکیبی شباهت‌هایی با ماگماهای قوس آتشفشانی از خود نشان می دهد. به یقین مطالعات دقیقتر ایزوتوپی و عناصر نادر خاکی می‌تواند برای بررسی های دقیق تر رهگشا باشد.

منابع

۱- ژوتو، ت.، موری، ر.، زمین شناسی پوسته اقیانوسی و دینامیک درونی، ترجمه علی درویش زاده، انتشارات دانشگاه تهران، ص ۵۶۹، ۱۹۹۸.

- 20- L.A., Haskin, Petrogenetic modeling-Use of rare earth elements. In: Hendeerson, P.(Ed.), Rare earth element Geochemistry. Elsevier, Amsterdam. 115-148; (1984).
- 21- C.J., Hawkwsworth, C.B., Clarke, Partial melting in the lower crust: new constraints on crustal contamination processes in the Central Andes. In: Reutter, K.J., Scheuber, E., Wigger, P.J.(eds) Tectonics of the Southern Central Andes. Berlin: Springer-Verlag, 93-101; (1994).
- 22- T. N., Irvine, and W. R. A., Baragar, A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Jour. Earth Sci.* 8, 523 – 548; (1971).
- 23- Y-H., Jiang, S-Y., Jiang, H-F., Ling, X-R., Zhou, X-J., Rui, W-Z., Yang, Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun Orogenic belt, Xinjiang, noethwestern China: implications for granitoids geneses. *Lithos.* 63, 156-187; (2002).
- 24- P.B., Keleman, N., Shimizu, T., Dunn, Relative depletion of niobium in some arc magmas and continental crust: portioning of K, Nb, La and Ce during melt/rock reaction in the upper mantle. *Earth planet. Sci. Lett.* 120, 111-134; (1993).
- 25- P.B., Keleman, G.M., Yogodzinski, D.W., Scholl, Along strike variation in lavas of the Aleutian island arc: Implications for the genesis of high Mg# andesite and the continental crust, Chap. 11. In AGU Monograph. American Geophysica Union(ed. J. Eiler). American Geophysical Union; (2003).
- 26- A.I.S., Kemp, C.J., Hawkesworth, Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust, University of Bristol, Uk; (2003).
- 27- A.J.R., Kent, T.R., Elliot, Melt inclusions from Marianas arc lavas: implications for the composition and formations of island arc magmas. *Chem. Geol.* 183, 263-286; (2002).
- continental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 59, 549-555; (1995).
- 11- A.G., Conly, J.M., Bernan, H., Bellon, S.D., Scott, Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalia Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 142, 303-341; (2005).
- 12- M.J., Defant, M.S., Drummond, Derivation of some modern arc magmas by partial melting of young subducted lithosphere. *Nature.* 347, 662-665; (1990).
- 13- M.J., Drake, The oxidation state of europium as an indicator of oxygen fugacity. *Ceochemica et Cosmochemica Acta.* 39, 55-64; (1975).
- 14- M.J., Drake, D.F., Weill, Partitioning of Sr, Ba, Ca, Y, Eu+2, Eu+3 and other REE between plagioclase feldspar and magmatic liquid: an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 39, 689-712; (1975).
- 15- T., Elliott, T., Plank, A., Zindler, W., White, B., Bourdon, Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research.* 102(B7), 14991-15019; (1997).
- 16- J.G., Fitton, The Cameroon Line, Weat Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism. In: Eitton, J.G., Upton, B.C.G.(Eds.), *Alkaline Igneous Rocks.* Geol. Soc. London Spec. Publ. 30, 273-291; (1987).
- 17- H.J., Forster, G., Tischendorf, R.B., Trumbull, B., Gottesmann, Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirg, Gernany. *Journal of Petrology.* 40, 1613-1645; (1999).
- 18- T., Furman, D., Graham, Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos.* 48, 237-262; (1999).
- 19- J. B., Gill, *Andesites and Plate Tectonics*, Springer, Berlin, 390; (1981).

- Mariana and southern Volcano Arcs: implications from the origin of island arc melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 105, 381-392; (1990).
- 36- H., Martin, Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids. *Lithos*. 46, 411-429; (1999).
- 37- G.W., Morrison, Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97 – 108; (1980).
- 38- D., Muller, N.M.S., Rock, and D.I., Groves, Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting, a pilot study, *Mineral. Petrol*, 46, 256 – 289; (1992).
- 39- D., Mueller, and D. I., Groves, Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold – copper deposits. *Ore. Geol. Rev*, 8, 383 – 406; (1993).
- 40- J.D., Myers, Possible petrogenetic relations between low – and high- MgO Aleutian basalts. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1040-1053; (1988).
- 41- N., Nagudi, C., Kobrel, and G., Kurat, Petrography and geochemistry of the Singo granite, Uganda and implications for its origin, *Jour.African. Earth. Sci*, 36, 1 – 14; (2003).
- 42- N., Nakamura, Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K carbonaceous and ordinary chondrites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38, 757 – 775; (1974).
- 43- D.R., Nelson, Isotopic characteristics of potassic rocks: evidence for the involvement of subducted sediments in magma genesis. *Lithos*. 28, 403-420; (1992).
- 44- A., Nono, B., Deruelle, D., Demaiffe, R., Kambou, Tchabal Nganha volcano in Adamawa(Cameroon): petrology of a continental alkaline lava series. *J. Volacnol. Geotherm. Res*. 60, 147-178; (1994).
- 28- H., Keppler, Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction –zone fluids. *Nature*. 380, 237-240; (1996).
- 29- I.C., Kleinhanns, J.D., Kramers, B.S., Kamber, Importance of water for Archean granitoid petrology: a comparative study of TTG and potassic granitoids from Barberton Mountain Land, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol*. 145, 377-389; (2003).
- 30- R., Kerrich, D.A., Wyman, The trace element systematics of igneous rocks in mineral exploration: an overview. In: Wyman, D.A.(Ed.), *Trace element geochemistry of volcanic rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration*, Short Course Notes, 12. *Geology Association of Canada*, 1-50; (1996).
- 31- T., Kogiso, Y., Tatsumi, S., Nakano, Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts. *Earth Planet. Sci. Lett*. 148, 193-205; (1997).
- 32- M., Kumral, H., Coban, A., Gedikoglu, A., Kilinc, Petrology and geochemistry of augites trachytes and porphyritic trachytes from the GÖlcük volcanic region, Isparta, SW Turkey: A case study. *Jour. Asian Earth. Sci* 27, 707-716; (2006).
- 33- R. W., Le Maitre, P., Bateman, A., Dudek, J., Keller, M. J., Lebas, P.A., Sabin, H., Sorenen, A., Strekeisen, A. R., Woolley, and B. A., Zanettine, classification of igneous rocks and glossary of terms, *Black Well Publ*, 193; (1989).
- 34- P.-N., Lin, R.J., Stern, S.H., Bloomer, Shoshonitic volcanism in the northern Mariana Arc: 2. Large-ion lithophile and rare earth element abundances: evidence for the source of incompatible element enrichments in interoceanic arcs. *J. Geophys. Res*. 4497-4514,(1989).
- 35- P.-N., Lin, R.J., Stern, S.H., Bloomer, Nd- and Sr isotopic composition of lavas from the northern

- 52- S.J.D., Spulber, M.J., Rutherford, The origin of rhyolite and plagiogranite in oceanic crust: An experimental study. *J. Petrol.* 24, 1-25; (1983).
- 53- S. S., Sun, Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A* 297, 409-445; (1980).
- 54- S.S., Sun, and W.F., McDonough, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts, implications for mantle composition and processes, In: A.D., Saunders, and A.M., Norry, (eds.), magmatism in ocean basins, *Geol. Soc. London. Spec. Pub.* 42, 313 – 345; (1989).
- 55- Technoexport. "Geological of the Anarak area (CENTRAL IRAN)", Geological survey of Iran, Report. TE/NO 19, 143; (1984).
- 56- S.P., Turner, N., Arnaud, J., Liu, N., Rogers, C., Hawkesworth, N., Harris, S., Kelley, P., Van Calsteren, W., Deng, Post collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *J. Petrol.* 37, 45-71; (1996).
- 57- J. A., Winchester, and P. A., Floyd, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements, *Chem. Geol.* 20, 325 – 343; (1977).
- 58- X.L., Xiong, J., Adam, T.H., Green, Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial of hydrous basalt: implications for TTg ganasis. *Chemical Geology.* 218, 339-359; (2005).
- 45- J.A., Pearce N. B. W., Harris and A.G., Tindle Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.* 25, 956 – 983; (1984).
- 46- J.A., Pearce, J.F., Bender, S.E., De Long, W.S.F., Kidd, P.J., Low, Y., Guner, F., Saroglu, Y., Yilmaz, S., Moorbath, J.G., Mitchell, Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 44, 189-229; (1990).
- 47- M.R., Perfit, D.A., Gust, A.E., Bence, R.J., Arculus, and S.R., Taylor, Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources, *Chem. Geol.* 30, 227 – 256; (1980).
- 48- A.R., Philpottes, Principles of igneous and metamorphic petrology. 384-387; (1990).
- 49- R.P., Rapp, Amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over liquid fraction and composition, and source permeability. *J. Geophys. Res.* 100(B8), 15601-15610; (1995).
- 50- M., Sakuyama, Petrologic study of Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing. *J. Petrol.* 22, 553-583; (1981).
- 51- C.A., Sommer, E.F., Lima, L.V.S., Nardi, J.D., Liz, B.L., Waichel. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post collisional basins. *Anais da Academic Brasileira de Ciencias* 78, 573-589; (2006).