

کانی‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های آلکالن آنالسیم‌دار رشته کوه صلوات، پهنه ماگمایی آذربایجان، شمال غرب ایران

اعظم سلطان محمدی و محمد رهگشای *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

چکیده

پهنه ماگمایی آذربایجان-البرز در شمال غرب ایران یکی از پهنه‌های مهم فعالیت ماگمایی آلکالن در سنوزوئیک محسوب می‌شود. رشته کوه صلوات در بخش شرقی پهنه ماگمایی یاد شده، با شبکه وسیعی از گدازه‌ها و دایک‌های آلکالن رخنمون یافته است. بر اساس مطالعات صحرایی، شیمی‌کانی و داده‌های ژئوشیمی سنگ کل، سنگ‌های آلکالن در رشته کوه صلوات به دو گروه تقسیم می‌شوند که شامل: الف) گدازه‌های با ترکیب آنالسیمیتم، برش‌های آنالسیم‌دار و گدازه‌های بالشی تفریتی آنالسیم‌دار و ب) دایک‌های تفریتی، فونو-تفریتی و لامپروفیری است. این سنگ‌ها در محدوده وسیعی از سری‌های سدیک تا انتقالی سدیک-پتاسیک و پتاسیک گسترش یافته‌اند و تمامی سری‌های یاد شده دارای ویژگی پتاسیم بالا هستند. بر پایه شیمی سنگ کل، سنگ‌های آلکالن رشته کوه صلوات، حضور یک منبع پریدوتیتی آمفیبول/فلوگوپیت‌دار در پهنه انتقالی لرزولیت‌گارت-اسپینل را ارائه می‌دهند که تحت تأثیر فرآیند متاسوماتیسم بوده است. داده‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که ذوب بخشی یک منبع لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای، در تشکیل و تکامل سنگ‌های رشته کوه صلوات نقش داشته است. این درحالی است که، نقش آلودگی پوسته‌ای بسیار اندک بوده است. ماگمای رشته کوه صلوات در یک محیط کششی مرتبط با برخورد در پی بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در دوران سنوزوئیک تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌های آلکالن آنالسیم‌دار، متاسوماتیسم، لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای، پهنه ماگمایی آذربایجان-البرز

مقدمه

Alavi, 1994؛ Şengör *et al.*, 2003؛ Alavi, 2004).

بر پایه مطالعات Alberti و همکاران (۱۹۸۰) پهنه ماگمایی جوانی بین دریای خزر از یک سو و دریای سیاه از سوی دیگر محصور می‌شود که تا آناتولی مرکزی گسترش پیدا کرده است. این

ایران به عنوان بخشی از سیستم کوهزایی آلپ-همالیا، دارای تاریخچه تکتونیکی پیچیده‌ای است که مهم‌ترین ساختارهای تکتونوماگمایی آن طی بسته شدن شاخه‌هایی از اقیانوس نئوتتیس در دوران مزوزوئیک-سنوزوئیک شکل گرفته‌اند

پتاسیک-ولترپتاسیک، به ویژه سنگ‌های لوسیت نرماتیو (Foley, 1992) دارای مگاکریستال‌هایی تمام شکل‌دار از کانی آنالسیم یا پسدمورف‌های لوسیت هستند. رخنمون سنگ‌های آلکالن آنالسیم‌دار دوران سنوزوئیک، علاوه بر رخنمون‌های شمال‌غرب ایران (Comin- Ahmadi, 1979)؛ در البرز (Chiaramonti *et al.*, 1979)؛ ایران مرکزی (Torabi, 2011)؛ and Ghorbani, 2011) و په‌نه ماگمایی ارومیه-دختر (Moradian, 2011) نیز گزارش شده‌اند. از دیدگاه پترولوژی این گروه از گدازه‌های آنالسیم‌دار همواره یکی از مباحث بحث برانگیز در مطالعات علوم زمین بوده‌اند (Pearce, 1970؛ Dostal *et al.*, 2003). در این پژوهش، سعی بر آن است که ضمن کانی‌شناسی سنگ‌های آلکالن آنالسیم‌دار رشته کوه صلوات در شرق بلوک البرز-آذربایجان، به بررسی ویژگی‌های ژئوشیمی و پترولوژی این سنگ‌ها نیز پرداخته شود و محیط ژئودینامیکی آنها بحث شود.

زمین‌شناسی منطقه

رشته کوه صلوات در ایالت ماگمایی آذربایجان (Alberti *et al.*, 1980) در فاصله ۲۰ کیلومتری آتشفشان پلیوکواترن سبلان، شمال‌غرب ایران واقع شده است.

در نتیجه برخورد قاره-قاره بین دو صفحه عربی-اوراسیا، کوتاه و ضخیم شدگی پوسته در آناتولی شرق و شمال‌غرب ایران، په‌نه ماگمایی آناتولی-آذربایجان با وسعت تقریبی ۱۵۰۰۰۰ کیلومتر مربع و ارتفاع متوسط دو کیلومتر از سطح دریا شکل می‌گیرد (Dewey *et al.*, 1986) که در شمال-شمال‌شرق توسط زمین‌درز پالتوتیس قفقاز بزرگ و در جنوب توسط زمین‌درز نئوتیس زاگرس محصور می‌شود (Decourt *et al.*, 1986)؛

بخش تحت عنوان ایالت ماگمایی آذربایجان (Azerbaijan Magmatic Plateau) معرفی شده است. در مطالعات بعدی نیز تحت عنوان بلوک البرز-آذربایجان (شامل: البرز غربی و شمال‌غرب ایران) (Azizi *et al.*, 2006) یا په‌نه ایران-ترکیه (شامل: آناتولی شرق-مرکزی و شمال‌غرب ایران) (Guest *et al.*, 2007؛ Dilek *et al.*, 2010)؛ Shafaii Moghadam *et al.*, 2013) نام برده شده است.

مطالعاتی که بر روی گروهی از سنگ‌های آلکالن پتاسیک با سن سنوزوئیک در مدیترانه شرقی انجام شده است، بیانگر ارتباط بین سنگ‌های آلکالن پتاسیک در نواحی مدیترانه شرقی و رخداد کوهزایی ناشی از برخورد دو صفحه عربی-اوراسیا است (Aydin *et al.*, 2008)؛ Ersoy *et al.*, 2010)؛ 2013)؛ Prelevic *et al.*, 2008)؛ Karsli *et al.*, 2014). این در حالی است که در ایران، مطالعات ارزشمندی از گذشته تا کنون به منظور حل مسائل زمین‌شناختی، تفکیک و شناسایی واحدهای سنگی در شمال‌غرب ایران و شناخت بیشتر لیتوسفر تحت قاره‌ای شمال‌غرب ایران و تکامل ژئودینامیکی ماگماتیسیم آلکالن سنوزوئیک توسط پژوهشگران انجام شده است (Stöcklin, 1974a)؛ Lescuyer and Riou, 1976)؛ Moinevaziri, 1985)؛ Alberti *et al.*, 1980)؛ Alavi, 1996)؛ Babakhani *et al.*, 1990)؛ Shafaii Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011)؛ Castro *et al.*, 2013)؛ Moghadam *et al.*, 2013)؛ Pang *et al.*, 2013) که خود بیانگر اهمیت مطالعه این دسته از سنگ‌ها به عنوان بخشی از ماگماتیسیم آلکالن سنوزوئیک در په‌نه ماگمایی ایران-ترکیه است.

علاوه بر اهمیت اشاره شده، گروهی از سنگ‌های آلکالن تحت اشباع از سیلیس با تمایل

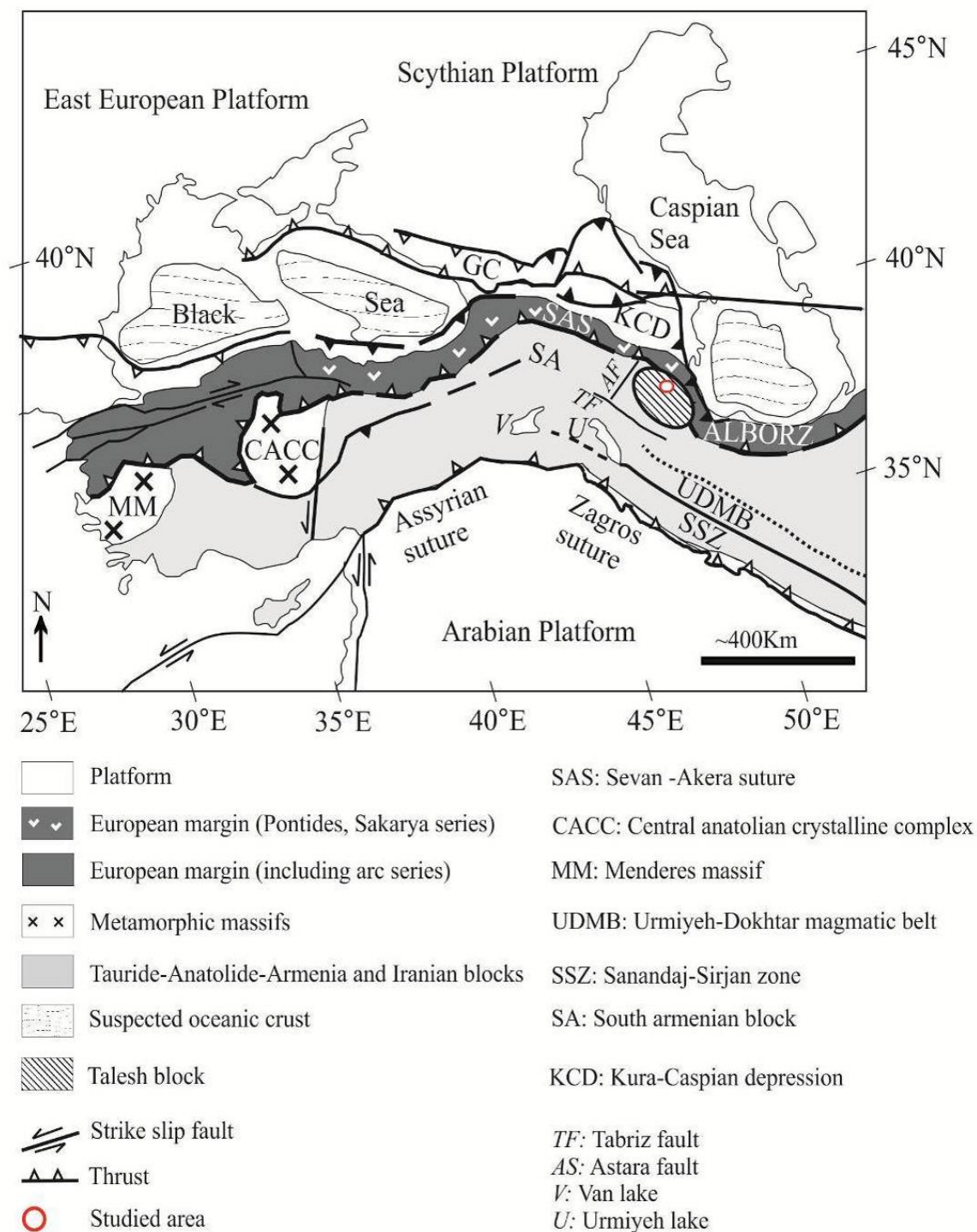
(Dilek *et al.*, 2010) (شکل ۱).

با توجه به رخنمون سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی با ترکیبات و سن‌های مختلف در شمال غرب ایران، ماگماتیسم شمال غرب ایران تحت عنوان‌های پهنه تکتونوماگمایی ارومیه-دختر، البرز غربی (تالش) و ارسباران معرفی شده‌اند (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1996; Moinevaziri *et al.*, 1991; Aghazadeh *et al.*, 2010; Jahangiri, 2007; Castro *et al.*, 2013; Aghazadeh *et al.*, 2011).

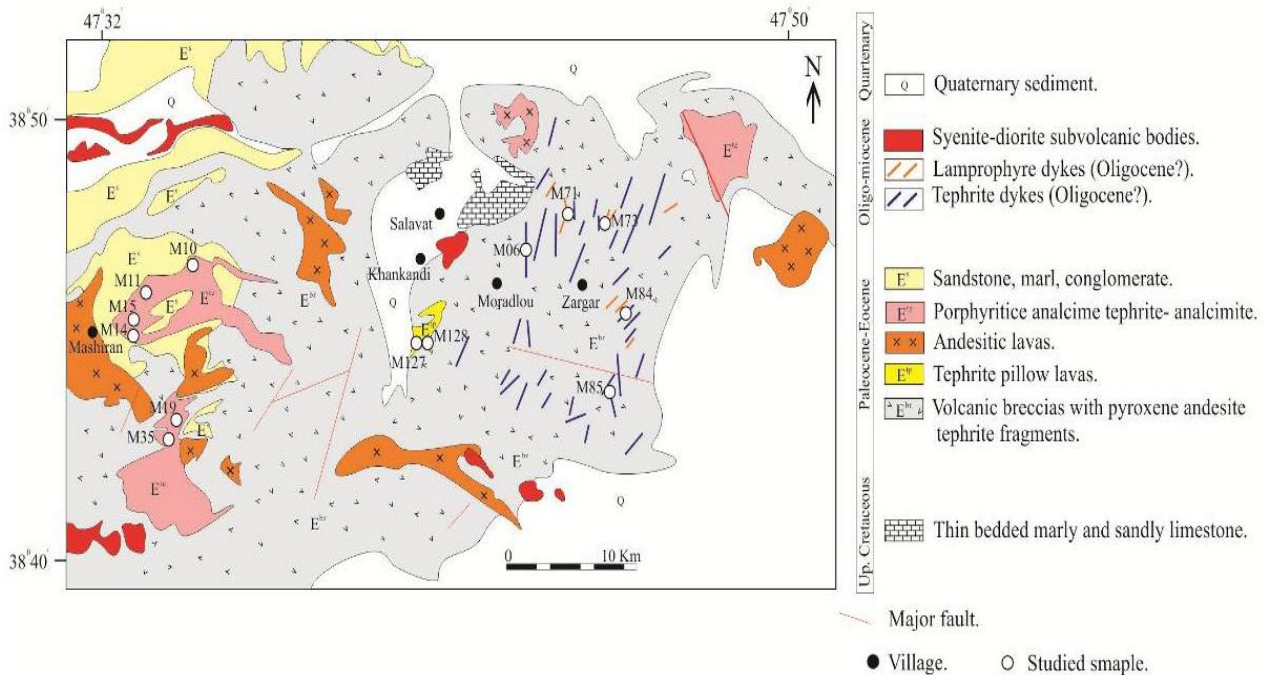
بنابر نظر Stampfli و همکاران (۱۹۹۱) طی اردویسین-سیلورین بلوک البرز از گندوانا جدا شده است و اواخر تریاس با بلوک اوراسیا (Şengör *et al.*, 1988; Alavi, 1994) برخورد کرده است. در نهایت سکانس ضخیم رسوبی-آتشفشانی کرتاسه پایانی البرز طی حرکات کوهزایی کرتاسه پایانی-سنوزوئیک چین‌خورده است (Eftekharneshad, 1975). البرز غربی (پهنه تالش) شامل: سنگ‌های آتشفشانی و رسوبات تخریبی دریایی عمیق به سن پالئوسن و همچنین، توالی‌های رسوبی نئوژن است (Allen *et al.*, 2003) که به سمت طارم ماگماتیسم سنوزوئیک شامل: گدازه‌ها و نهشته‌های پیروکلاستیک به طور عمده با ترکیب بازالتی تا آندیتی متغیر است (Asiabanha and Foden, 2012). ظهور توده‌های نفوذی الیگوسن-میوسن در واحدهای ائوسن از ویژگی‌های ماگماتیسم این مناطق است (Stöcklin, Berberian and Berberian, 1981; Aghazadeh *et al.*, 1974a, 2010, 2011; Castro *et al.*, 2013). در انتهای شمال غربی کمربند کوهزایی البرز، پهنه ماگمایی ارسباران در محدوده گسل‌های ارس، تبریز و تالش محصور شده است که بنابر نظر Masson و همکاران (۲۰۰۶) تحت عنوان بلوک تالش نیز معرفی شده

است (شکل ۱). در این پهنه سنگ‌های آتشفشانی-نفوذی کرتاسه فوقانی-سنوزوئیک رخنمون دارد.

شبکه وسیعی از دایک‌ها، گدازه‌ها و توده‌های پراکنده نفوذی بخشی از ماگماتیسم سنوزوئیک را در شمال غرب ایران تشکیل می‌دهد که تحت عنوان رشته کوه صلوات گزارش شده است (Babakhani *et al.*, 1990). در بخش‌های شمالی رشته کوه صلوات توالی‌های رسوبی-آتشفشانی مزوزوئیک وجود دارد که در شمال خط‌درز سوان-اکرا رخنمون یافته‌اند. به علاوه، بقایایی از افیولیت‌های کرتاسه پایانی دیده می‌شود (کمپلکس الله‌یارلو) که توسط آهک‌های ریفی کرتاسه پایانی و آهک‌های ماسه‌ای به طور ناپیوسته پوشیده می‌شود. این افیولیت‌ها بقایایی از افیولیت‌های خط‌درز سوان-اکرا (Galoyan *et al.*, 2009) (شکل ۱) هستند که توسط رسوبات فلیش مانند کرتاسه فوقانی-الیگوسن دشت مغان محصور می‌شود. در این بخش تاقدیس‌های باریک با روند شرق-غرب شکل گرفته‌اند. نوار چین‌خورده در دشت مغان، مرز میان فرورفتگی کورا-خزر و نوار ماگمایی البرز غربی-ایالت آذربایجان است (Babakhani *et al.*, 1990). توالی‌های پالئوسن-ائوسن بخش اصلی سنگ‌های میزبان را در رشته کوه صلوات تشکیل می‌دهند (Babakhani *et al.*, 1990). در بخش‌های جنوبی رشته کوه صلوات، میزبان تفریتی توسط گدازه‌های با ترکیب آندزیت، آندزی‌بازالت و لاتیت با ویژگی ماگمای شوشونیتی پوشیده می‌شود (Shafai Moghadam and Shahbazi, 2010). در نهایت، رشته کوه صلوات در دامنه‌های جنوبی و غربی به مجموعه فعالیت‌های ماگمایی جوان‌تر نئوژن-کواترنر (مانند سبلان) منتهی می‌شود.



شکل ۱- نقشه تکتونیکی ساده شده از ترکیه، ایران و حوزه رسوبی-ماگمایی قفقاز با تغییرات (Avagyan *et al.*, 2005). در این نقشه موقعیت بلوک تالش در شمال غرب ایران و همچنین، مهم ترین ساختارهای تکتونوماگمایی در ایران، شرق و مرکز ترکیه و حوزه قفقاز مشخص شده اند. موقعیت بلوک تالش بر اساس Masson و همکاران (۲۰۰۶) است.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده شده رشته کوه صلوات. در این نقشه پراکندگی واحدهای مختلف ماگمایی سنوزوئیک به تفکیک سنگ‌شناسی مشخص شده‌اند (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اهر) (Babakhani et al., 1990).

گدازه‌ها با ترکیب تفریت (E^{br}) حجم اصلی ماگماتیسم در رشته کوه صلوات را تشکیل داده‌اند. این واحد با سن ائوسن (Babakhani et al., 1990) حجم اصلی ماگماتیسم آتشفشانی را در این محدوده تشکیل می‌دهد. گدازه‌های یاد شده در برخی مناطق برشی شده‌اند و دارای قطعات آندزیتی، تفریتی و تراکی‌آندزیتی هستند. گدازه‌های تفریتی میزبان اصلی دایک‌ها در رشته کوه صلوات است. شبکه وسیعی از دایک‌ها با روندهای N-S و E-W و NNE-SSW در برش‌های آتشفشانی میزبان تزریق شده‌اند. ترکیب دایک‌ها در بیشتر موارد تفریت و فنوتفریت است. با این وجود، دایک‌هایی با ترکیب تراکی‌آندزیتی، هورنبلندآندزیت نیز تزریق شده‌اند. از نظر حجمی دایک‌های تفریت-فنوتفریت فراوان‌تر هستند و با ضخامت سه تا پنج متر و طول متغیر یک تا هفت کیلومتر وسعت بسیار زیادی را تشکیل می‌دهند.

مشاهدات صحرایی: گدازه‌ها و دایک‌های مافیک همراه با توده‌های نیمه عمیق دیوریت-مونزونیت بخش اصلی ماگماتیسم رشته کوه صلوات را تشکیل می‌دهند. مطالعه بر روی سنگ‌های آتشفشانی آنالسیم‌دار از مقاطع زمین‌شناسی در موقعیت‌های جغرافیایی مختلف مرادلو، خان‌کندی و مشیران انجام شده است (شکل ۲). به علاوه، تنوع سنگ‌شناسی و پراکندگی آنالسیم در مجموعه همراهان کنیایی مختلف رعایت شده است. این تنوع شامل: الف) بلورهای شکل‌دار آنالسیم در گدازه بالشی رخنمون خان‌کندی، ب) بلورهای شکل‌دار گدازه آنالسیمیت رخنمون مشیران و ج) بلورهای شکل‌دار آنالسیم در دایک تفریتی رخنمون مرادلو است که بر اساس روابط صحرایی ساختارهای ماگمایی میزبان کانی‌های آنالسیم به: الف) گدازه‌ها (گروه اول) و ب) دایک‌ها (گروه دوم) تقسیم می‌شوند.

دایک‌های تفریتی بلورهای شکل‌دار آنالسیم دارند که همراه با کانی‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از تشکیل‌دهندگان اصلی این دسته از سنگ‌ها هستند. علاوه بر آن، دایک‌هایی با روند غالب شرق-غرب به صورت زاویه‌دار نسبت به دایک‌های فنوتفریتی در برش‌های میزبان ائوسن تزریق شده‌اند (شکل ۳-D). ترکیب این دایک‌ها لامپروفیری است. با توجه به عدم شواهد صحرایی کافی، تعیین ارتباط زمانی دایک‌های یاد شده نسبت به یکدیگر امکان‌پذیر نیست. با توجه به تزریق دایک‌های فنوتفریتی در واحدهای میزبان ائوسن، سن نسبی الیگوسن را برای آنها می‌توان در نظر گرفت (Babakhani et al., 1990). دایک‌های لامپروفیری، با فراوانی فنوکریست‌های میکا و پیروکسن تفکیک می‌شوند. دایک‌های لامپروفیری محتوی انباشته‌های مافیک با مجموعه کانی‌های کلینوپیروکسن و زئولیت هستند (شکل ۴-A). انباشته‌های اشاره شده با ابعاد ماکروسکوپی سه تا پنج سانتی‌متر، به صورت مدور تا نیمه زاویه‌دار است. توده‌های نیمه عمیق دیوریت-مونزونیت به صورت پراکنده در واحدهای E^{br} نفوذ کرده‌اند. با توجه به مطالعات سن-سنجی که در جنوب محدوده مورد مطالعه بر روی توده‌های نفوذی با ترکیب سنگ‌شناختی مشابه انجام شده است (Aghazadeh et al., 2010, 2011) سن الیگوسن تا میوسن برای توده‌های نیمه عمیق احتمال می‌رود.

میزبان ساده‌تر می‌کند. بر خلاف بخش میزبان تفریتی، دایک‌های با ترکیب تفریتی در این گروه از گدازه‌ها مشاهده نمی‌شود. بر اساس گزارش‌های زمین‌شناسی سن ائوسن نیز برای گدازه‌های یاد شده در نظر گرفته شده است و بر اساس روابط استراتیگرافی نسبت به واحدهای میزبان E^{br} جوان‌تر هستند (Babakhani et al., 1990). گدازه‌های آنالسیم‌دار (E^{te}) در دامنه‌های غربی رشته کوه صلوات و دره قره‌چای با ترکیب به طور عمده آنالسیمیت و بازالت‌های آنالسیم‌دار رخنمون دارند. ترکیب این گدازه‌ها در بخش‌های مختلف یکسان نیست. در بخش قاعده با ترکیب آنالسیمیتی و در بخش فوقانی منشورهای آنالسیم‌دار تفریتی حضور دارد. منشورهای تفریتی با رخنمون وسیع در این مناطق، علاوه بر ساختارهای منشوری عمودی، در مواردی ساختارهای منشوری افقی (Horizontal Columnar Joints) و شعاعی (Radial Columnar Joints) را نیز به نمایش می‌گذارند (شکل ۳-B). بر پایه مطالعات چینه‌شناسی، واحدهای آنالسیم‌دار بخش غربی نسبت به واحدهای سنگی میزبان E^{br} و E^{tp} جوان‌تر هستند. در نهایت واحدهای سنگی آنالسیم‌دار بخش غربی توسط ستونی از واحدهای رسوبی کنگلومرا (E^s) با قطعات آتشفشانی مشابه سنگ‌شناختی گدازه‌های آنالسیم‌دار پوشیده می‌شوند (شکل ۳-A).

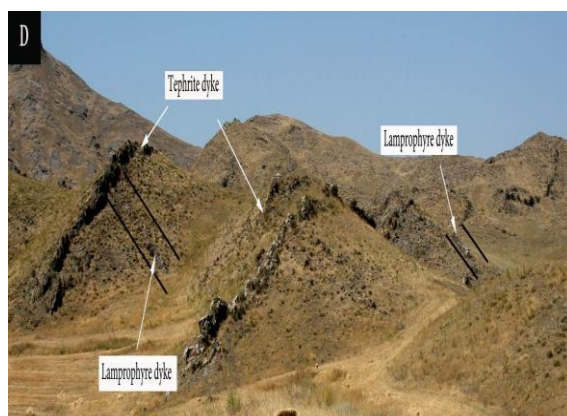
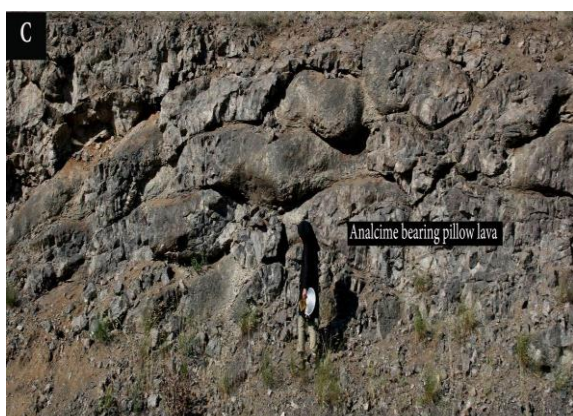
روش انجام پژوهش

گدازه‌های تفریتی فاقد دگرسانی (E^{tp}) که قابل تفکیک از بخش میزبان تفریتی‌اند با ساختارهای بالشی مشخص می‌شوند (شکل ۳-C). کانی‌های تشکیل‌دهنده گدازه‌های تفریتی بالشی فاقد آثار دگرسانی هستند. علاوه بر ساختارهای بالشی، فراوانی کانی آنالسیم در خمیره این گدازه‌ها تفکیک آنها را نسبت به گدازه‌های بخش

با کمک نتایج حاصل از داده‌های دورسنجی و نقشه‌های زمین‌شناسی، برداشت‌های صحرایی از دایک‌های لامپروفیری و تفریتی، گدازه‌های آنالسیمیتی و تفریتی در محدوده چهار گوش ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی لاهرود انجام شد. در این راستا بیش از ۲۰۰ نمونه سنگی برداشت شده

نمونه به منظور تجزیه سنگ کل انتخاب شد. مرحله پودر کردن نمونه‌ها طی دو مرحله توسط هاون آگات دستی و گلوله‌ای تا ابعاد ۲۵۰ مش انجام شده است. عناصر اصلی با روش XRF و عناصر کمیاب با روش ICP-MS (آماده‌سازی با روش محلول‌سازی با اسید HF و HNO₃) در آزمایشگاه علوم زمین و محیطی در دانشگاه تولوز فرانسه انجام شده است. با نتایج حاصل از تجزیه شیمی سنگ کل، سنگ‌ها به چهار گروه سنگ‌شناختی تقسیم می‌شوند.

است. مطالعات سنگ‌شناسی میکروسکوپی در آزمایشگاه‌های دانشگاه‌های شهید بهشتی (ایران) و تولوز (فرانسه) انجام شده است. ۱۰ عدد مقطع صیقل خورده برای تجزیه‌های شیمی‌کانی از نمونه‌های آنالسیم‌دار تهیه شد. مطالعات شیمی‌کانی در آزمایشگاه بخش علوم زمین و محیطی دانشگاه تولوز توسط دستگاه Cameca X50 با تجزیه نقطه‌ای ولتاژ ۱۲ کیلو ولت و جریان اشعه ۲۰ نانو آنگستروم و زمان ۳۰ ثانیه در پیک‌ها انجام شده است. از تعداد نمونه‌های آنالسیم‌دار ۳۰



شکل ۳- A) ارتباط واحدهای رسوبی با گدازه‌های آنالسیم‌دار که به صورت استراتیگرافی در بخش فوقانی واحدهای آتشفشانی آنالسیم‌دار قرار دارند؛ B) رخنمون گدازه‌های تفریتی منشوری-شعاعی در بخش فوقانی و برش‌های آنالسیمی در بخش قاعده، رخنمون در روستای مشیران؛ C) رخنمون گدازه‌های بالشی تفریتی آنالسیم‌دار در ابعاد یک تا سه متر، شمال روستای مرادلو؛ D) رخنمون دایک‌های تفریتی و لامپروفیری که به صورت زاویه‌دار نسبت به یکدیگر در سنگ‌های میزبان آتشفشانی برشی شده با ترکیب تفریت تزریق شده‌اند.

پتروگرافی

سنگ‌های آلکالن دوران سنوزوئیک در دامنه‌های رشته کوه صلوات، که در این پژوهش معرفی می‌شوند از تنوع سنگ‌شناختی تفریت، فونوتفریت، آنالسیمیت و لامپروفیبر تشکیل شده‌اند. همان طور که در بخش صحرایی نیز اشاره شد، تنوع سنگ‌شناسی معرفی شده در ساختارهای دایک، روانه، گدازه‌های بالشی و برش‌های آتشفشانی رخنمون دارند. سنگ‌های آلکالن مطالعه شده در رشته کوه صلوات، از ترکیب کانی‌شناسی ساده و کم‌وبیش مشابهی تشکیل شده‌اند. به استثنای نمونه‌های لامپروفیبر که محتوی مقادیر در خور توجهی از فنوکریست‌های میکا هستند. بافت پورفیریتیک با زمینه کریستالین بافت رایج در بیشتر نمونه‌های سنگی است.

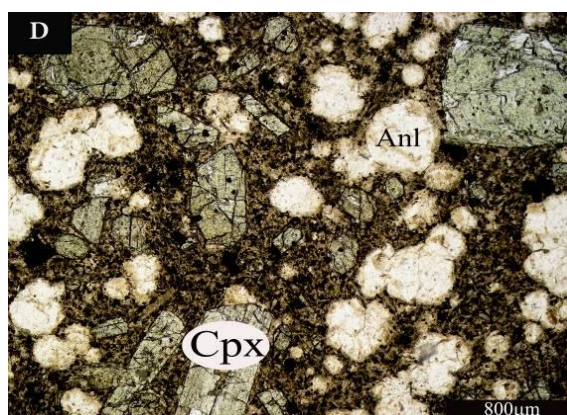
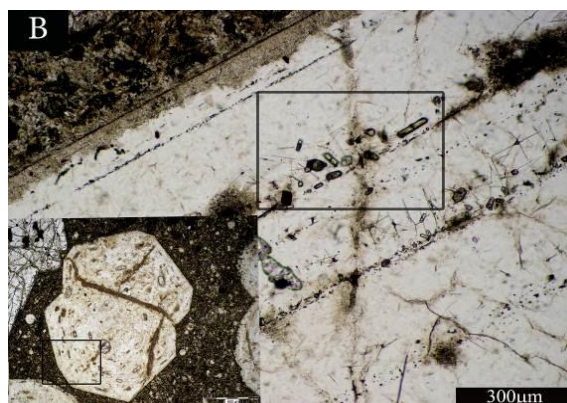
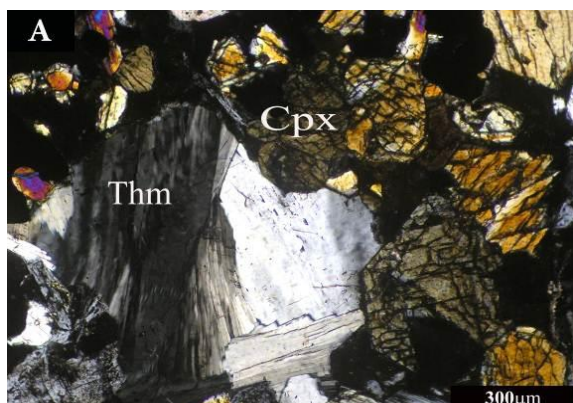
لامپروفیبر: بر پایه مطالعات پتروگرافی، لامپروفیبر با حضور کانی‌های آب‌دار مافیک مانند: بیوتیت یا آمفیبول با بافت پانیدیومورفیک تا پورفیریتیک مشخص می‌شود. به علاوه، ویژگی اصلی پتروگرافی لامپروفیبرها عدم حضور کانی‌های فلدسپار و اورتوپروکسن در ابعاد فنوکریست نیز است (Rock, 1991; Woolley *et al.*, 1996; Maitre, 2002). لامپروفیبرهای رشته کوه صلوات، با ترکیب سنگ‌شناسی مینت، به شدت پورفیریتیک هستند (>۵۰ درصد فنوکریست) و بافت رایج لامپروفیبرها (پانیدیومورفیک) را نیز دارند. کانی‌های شکل‌دار کلینوپروکسن و میکا فراوان‌ترین فنوکریست‌های مافیک (با سایز متوسط سه میلی‌متر) هستند (شکل ۴-C). تجمع‌های کانیاپی مافیک به صورت زنولیت تا ابعاد بزرگتر پنج سانتی‌متر در دایک‌های لامپروفیبری مشاهده می‌شود که در نمونه‌های

مورد مطالعه از کانی کلینوپروکسن و زنولیت تشکیل شده‌اند (شکل ۴-A).

تفریت: در نمونه‌های تفریتی مورد مطالعه، بافت پورفیریک با خمیره کریستالین (در نمونه دایک‌ها) تا خمیره هیالین-میکروکریستالین (در نمونه گدازه‌های بالشی) بافت رایج است. بلورهای شکل‌دار کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز با ساختمان نوسانی ترکیبی کانی‌های غالب در این گروه سنگی هستند. بلورهای مدور آنالسیم با حاشیه‌های کاملاً تحلیل یافته در ابعاد میکروفنوکریست دیده می‌شود و توسط بلورهای پلاژیوکلاز با فرم‌های دم‌چلچله‌ای و کلینوپروکسن‌های تاج‌خروسی، از فرم‌های رایج در گدازه‌های بالشی، در بخش خمیره احاطه شده‌اند. بلورهای سوزنی آپاتیت و چند وجهی تیتانومگنیتت به صورت پراکنده یا ادخال تنها کانی‌های جزئی این گروه سنگی است.

فونو-تفریت: فنوکریست‌های خودشکل کلینوپروکسن و آنالسیم فراوان‌ترین فاز کانیاپی در این دسته از سنگ‌ها هستند (>۵۰ درصد) (شکل ۴-D). درشت‌بلورهای آنالسیم اغلب دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و کلینوپروکسن است. سانیدین از دیگر فازهای کانیاپی در این گروه سنگی است (۱۰ تا ۱۵ درصد) و اغلب به صورت ستونک‌های خودشکل در ابعاد میکروفنوکریست (یک تا سه میلی‌متر) در فضای بین بلورهای کلینوپروکسن و آنالسیم قرار گرفته است.

آنالسیمیت: فنوکریست‌های شکل‌دار آنالسیم از ویژگی‌های اصلی این دسته از سنگ‌ها است که تا ۷۵ درصد حجمی را تشکیل می‌دهند. وجود ترک‌های نامنظم و هم‌چنین، انکلوژیون‌هایی از کلینوپروکسن، فلدسپار، تیتانومگنیتت و آپاتیت از ویژگی آنالسیم در این دسته از سنگ‌ها است (شکل ۴-B).



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آکالان رشته کوه صلوات. (A) تصویر میکروسکوپی انباشته مافیک در میزان لامپروفیری، کانی تامسونیت با شکل‌های بادبزی در فضای بین کلینوپیروکسن تشکیل شده است؛ (B) فنوکریست‌های شکل‌دار آنالسیم که حاوی انکلوزیون‌هایی از فلدسپار، کلینوپیروکسن و آپاتیت هستند. انکلوزیون‌ها به صورت منظم در راستای رشد بلور قرار گرفته‌اند؛ (C) تصویر میکروسکوپی از نمونه دایک لامپروفیری که از فنوکریست‌های میکا و کلینوپیروکسن در خمیره مشابه با فنوکریست، به همراه میکرولیت‌های فلدسپار تشکیل شده است؛ (D) تصویر میکروسکوپی از دایک‌های فونوتفریتی آنالسیم‌دار که درصد در خور توجهی از بافت سنگ حاوی کلینوپیروکسن و آنالسیم در ابعاد فنوکریست است. علایم اختصاری کانی‌ها بر اساس Evans و Whitney (۲۰۱۰) است.

شیمی کانی

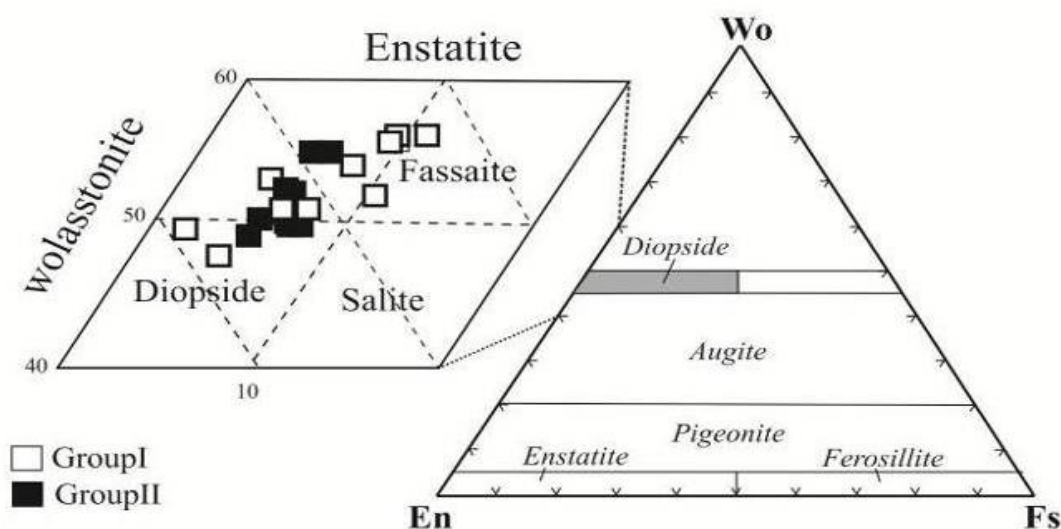
پیروکسن: کلینوپیروکسن‌های غنی از کلسیم، از رایج‌ترین کانی‌های فرومنیزین در سنگ‌های آکالان سدیک و پتاسیک هستند که در سنگ‌های آکالان رشته کوه صلوات نیز در تمامی گروه‌های سنگ‌شناسی به فراوانی مشاهده می‌شوند. بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی کلینوپیروکسن (Morimoto, 1989) این کانی‌ها در سنگ‌های آکالان رشته کوه صلوات اغلب ترکیب دیوپسیدی دارد (شکل ۵). بر پایه این نمودار ترکیب

کلینوپیروکسن در گدازه‌های آنالسیمیت و تفریت‌های آنالسیم‌دار (گروه اول) متمایل به ترکیب دیوپسید است و کمی بالاتر از محدوده تقسیم ولاستونیت متمرکز شده‌اند. در حالی که در انواع دایک‌های فنوتفریتی و لامپروفیر (گروه دوم) با مقادیر MgO (۱۲ تا ۱۶ درصد) بالا نسبت به گروه اول (۹ تا ۱۷ درصد) متمایل به ترکیب دیوپسید-فاسائیت هستند. میزان Al_2O_3 و TiO_2 در کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های گروه اول بالاتر (۰/۱۵ تا ۲/۴ درصد) و (۱/۸ تا ۸/۷ درصد) از

تا Or_{13} در محدوده فلدسپارهای پتاسیک قرار دارد. در حالی که در انواع دایک‌های تفریتی و گدازه‌های آنالسیم‌دار، فلدسپارها از نوع پلاژیوکلاز کلسیم‌دار هستند و در محدوده لابرادوریت-بیوتونیت قرار می‌گیرند ($An_{47-79} Ab_{18-49} Or_{0.7-}$) (8.7). پلاژیوکلاز در انواع گدازه‌های آنالسیم‌دار حاوی مقدار 0.1 تا 0.9 Fe_2O_3 است.

مقدار آن در سنگ‌های گروه دوم (0.4 تا 1.4 درصد) و (0.6 تا 6.9 درصد) است (جدول ۱).

فلدسپار: ترکیب فلدسپار در سنگ‌های آلکان مورد مطالعه تغییرات وسیعی دارد و با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی، متفاوت است. در لامپروفیرها، ترکیب فلدسپارها به طور عمده از انواع آلکالی فلدسپار بوده و با تغییرات وسیع Or_{95}



شکل ۵- ترکیب کانی کلینوپیروکسن در انواع سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات که بر اساس نمودار سه‌تایی En-Fs-Wo (Morimoto, 1989) مشخص شده است. بر پایه این نمودار، کلینوپیروکسن در گروه اول با دامنه تغییرات وسیع‌تری با ترکیب دیوپسید و متمایل به ترکیب فاسایت است. در حالی که در گروه دوم به طور عمده در محدوده تقسیم دیوپسید ۵۰ درصد قرار می‌گیرد.

جدول ۱- درصد اکسیدهای اصلی کانی کلینوپیروکسن در انواع سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات

	GroupII tephrite dikes							GroupII lamprophyre dikes				
SiO ₂	51.03	51.04	48.22	49.44	49.54	49.15	48.89	46.17	53.04	53.65	48.53	47.23
TiO ₂	0.54	0.58	1.04	0.77	0.71	0.92	0.78	0.86	0.04	0.15	0.76	0.84
Al ₂ O ₃	3.8	3.84	6.5	5.55	4.62	6.07	5.38	6.99	0.66	0.93	5.6	5.13
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0	0.09	0.05	0.03	0	0.02	0.16	0.2	0	0
Fe ₂ O ₃	3.72	3.31	5.71	5.21	4.66	4.76	5.59	5.84	2.28	1.63	4.97	6.12
FeO	4.41	4.75	3.65	3.7	3.79	4.5	3.65	3.27	3.56	3.49	3.38	3.88
MnO	0.19	0.35	0.21	0.31	0.25	0.22	0.19	0.09	0.17	0.22	0.3	0.43
MgO	14.31	14.11	13.12	13.78	13.81	13.13	13.54	11.96	15.26	16.01	13.35	11.59
CaO	23.25	23.17	22.94	22.92	22.84	22.68	22.63	23.48	24.24	24.31	23.43	23.39
Na ₂ O	0.35	0.34	0.42	0.4	0.42	0.52	0.46	0.25	0.32	0.19	0.26	0.49

Group II tephrite dikes							Group II lamprophyre dikes					
ادامه جدول ۱-۱....												
K ₂ O	0	0.01	0	0.01	0	0	0.02	0.02	0	0	0	0
Sum Ox%	101	101	101	102	100	101	101	98.	100	100.	100.	99.
En(Mg)	42.72	42.21	41.44	42.62	42.69	41.081	42.515	38.99	44.01	45.17	41.61	37.91
Fs(Fe ²⁺)	7.39	7.97	6.46	6.43	6.58	7.90	6.43	5.98	5.75	5.53	5.91	7.11
Wo(Ca)	49.89	49.82	52.10	50.95	50.73	51.02	51.06	55.03	50.24	49.30	52.49	54.98
#Mg	0.77	0.77	0.73	0.75	0.76	0.73	0.74	0.71	0.83	0.85	0.75	0.69

Group I tephrite pillow lavas					Group I analcime and analcime bearing lavas				
ادامه جدول ۱-۱....									
SiO ₂	53.16	47.9	53.62	49.13	46.42	44.46	47.69	44.95	
TiO ₂	0.17	0.75	0.15	1.64	1.32	2.48	1.17	2.14	
Al ₂ O ₃	1.82	6.17	2.22	5.2	5.47	8.52	6.56	8.72	
Cr ₂ O ₃	0.18	0.02	0.04	0.08	0	0.01	0	0.04	
Fe ₂ O ₃	3.32	6.14	1.44	4.84	5.76	6.1	5.72	6.1	
FeO	1.31	2.64	3.02	5.92	5.32	6.02	4.81	5.29	
MnO	0.15	0.24	0.12	0.6	0.5	0.51	0.46	0.4	
MgO	17.14	13.31	16.76	11.18	10.35	9.32	11.45	10.03	
CaO	24.45	23.4	23.48	21.76	23.39	22.6	23.18	23.19	
Na ₂ O	0.08	0.29	0.24	1.12	0.48	0.67	0.58	0.52	
K ₂ O	0	0	0	0.23	0.08	0.06	0	0	
Sum Ox%	101.	100.	101.	101.	99.	100	101	101	
En(Mg)	48.35	42.10	47.44	37.10	34.33	32.20	37.17	33.81	
Fs(Fe ²⁺)	2.07	4.68	4.80	11.02	9.90	11.67	8.76	10.00	
Wo(Ca)	49.58	53.22	47.76	51.88	55.77	56.13	54.07	56.19	
#Mg	0.88	0.74	0.87	0.66	0.64	0.59	0.67	0.62	

آنالسیم از کانی‌های آلومینوسیلیکات‌های سدیم‌دار آبدار است که با سیستم تبلور کوبیک به صورت اولیه یا ثانویه در سنگ‌های آذرین آلکان گزارش شده است.

در سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات این کانی با فرم‌های تروپزوهدرال تا ابعاد دو سانتی‌متر تشکیل شده است. به طور کلی، ترکیب شیمیایی آنالسیم‌های طبیعی ثابت بوده و تنها تفاوت در جانشینی سدیم توسط عناصری مانند: پتاسیم یا کلسیم است. در مقابل، ژئولیت‌های موجود در حفرات و فضای بین کلینوپیروکسن در

ژئولیت: ژئولیت از کانی‌های معمول در انواع سنگ‌های آلکان است. در سنگ‌های رشته کوه صلوات دو گروه از ژئولیت‌های سدیم‌دار و کلسیم‌دار شناسایی شد. درصد عناصر اصلی ژئولیت‌های رشته کوه صلوات در جدول ۲ آورده شده است. ژئولیت‌های کاملاً شکل‌دار در ابعاد فنوکریست با SiO₂ ۵۸ تا ۶۰ درصد، میزان Al₂O₃ ۲۱ درصد و Na₂O ۱۲ درصد، بیانگر نوع سدیم‌دار و آنالسیم هستند. کانی آنالسیم در سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات دارای مقادیر جزئی Fe₂O₃ (۰/۰۷ تا ۰/۲۲ درصد) است.

Na₂O بیانگر ترکیب انواع کلسیم‌دار تامسونیت هستند (جدول ۲).

انباشته‌های مافیک با میزان ۴۰ درصد SiO₂، ۲۸ درصد Al₂O₃، ۱۱/۸ درصد CaO و ۳/۱۵ درصد

جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی اکسیدهای اصلی (Wt%) انواع زئولیت در سنگ‌های آلکانل رشته کوه صلوات. ترکیب انواع مختلف آنالسیم (Luhr and Kyser, 1989) به منظور مقایسه آورده است.

Studied samples						Type of analcime					
analcime						thomsonite		P-type	L-type	H-type	S-type
SiO ₂	59.64	60.08	58.38	58.33	57.05	40.05	39.89	55.28	56.37	54.06	57.10
Al ₂ O ₃	21.27	21.91	21.43	21.34	22.57	28.4	29.37	21.04	22.12	22.49	19.41
Fe ₂ O ₃	0.07	0.19	0.22	0.15	0.26	0.07	0.12	0.98	0.27	0.03	0.10
CaO	0.1	0.05	0.06	0.1	0.13	11.84	11.41	0.26	0.09	0.18	0.02
Na ₂ O	12.13	12.41	12.51	11.24	13.21	3.15	2.91	11.58	11.46	13.20	11.47
K ₂ O	0.02	0.04	0.04	0.13	0.02	0	0.01	0.38	1.03	0.05	0.15
Total	93.23	94.68	92.64	91.29	93.24	83.51	83.71	89.52	91.34	90.01	88.25

گرفته است (L-type)، ج) طی فرآیند شیشه‌زایی در سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده است (S-type)، د) در اثر فرآیندهای هیدروترمال (H-type)، یا و) طی رخداد دگرگونی شکل گرفته است (M-type). در جدول ۲ درصد عناصر اصلی آنالسیم‌های رشته کوه صلوات و نیز ترکیب عناصر اصلی انواع آنالسیم با منشأهای مختلف به منظور مقایسه ارایه شده است.

بر پایه مطالعاتی که در سنگ‌های آذرین آلکانل آنالسیم‌دار در شمال‌غرب ایران انجام شده است منشأهای متفاوتی برای این گروه از آنالسیم‌ها در نظر گرفته شده است (Didon and Comin-Chiaromonti *et al.*, 1976؛ Gemain, 1979). بنابر عقیده Didon و Gemain (۱۹۷۶) منشأ فنوکریست‌های آنالسیم سنگ‌های آلکانل شمال‌غرب ایران، تبلور مستقیم از یک مذاب سیلیکاته (P-type) بیان شده است. در حالی که سنگ‌های آلکانل رشته کوه صلوات از کانی‌های پیروکسن کلسیک، آنالسیم و فلدسپار تشکیل شده‌اند و به غیر از استثنائاتی در مورد دایک‌های لامپروفیری و انباشته‌های همراه، حضور فازهای

منشأ کانی‌های گروه زئولیت: زئولیت‌ها در سنگ‌های رشته کوه صلوات در دو گروه زئولیت‌های سدیم و کلسیم‌دار از دیدگاه نحوه تشکیل مورد بحث قرار می‌گیرند.

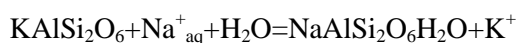
آنالسیم (Na₁₆[Al₁₆Si₃₂O₉₆]16H₂O): با وجود این که حضور کانی آنالسیم در سنگ‌های آذرین معمول است، اما وجود آن به صورت فنوکریست‌های شکل‌دار در سنگ‌های آلکانل آتشفشانی مانند: فنولیت و لامپروفیر مستمر است. طی دو قرن اخیر منشأ این نوع آنالسیم‌های کاملاً شکل‌دار در سنگ‌های آذرین بحث برانگیز بوده است (Putnis *et al.*, 1991؛ Karlsson and Clayton, 2007). به طور کلی، دیدگاه‌های متفاوتی در مورد نحوه تشکیل آنالسیم، به عنوان سیلیکات آبدار سدیم‌دار در سنگ‌های آذرین وجود دارد. بر این اساس، انواع مختلف آنالسیم دسته‌بندی شده است (Luhr and Kyser, 1989). الف) آنالسیم اولیه در فرآیند تبلور مستقیم از ماگمای سیلیکاته و بدون تشکیل یک مرحله کانی واسطه تشکیل شده است (P-type، ب) به صورت پس‌دومورف از فازهای اولیه نظیر لوسیت شکل

(Fyfe, 1975). مطالعات تجربی Taylor و Mackenzie (۱۹۷۵) نیز دیدگاه جانیشینی یونی را تأیید می‌کند. بر اساس این مطالعات، عنصر سدیم در پلاژیوکلاز توسط پتاسیم جانشین می‌شود و سری‌های فلدسپارهای پتاسیم-کلسیم‌دار ناپایدار را تشکیل می‌دهد.

واکنش‌های تبادل یونی حاصل از فازهای سدیم‌دار اولیه: فازهای سدیم‌دار مانند: نفلین، فلدسپار و شیشه در دمای ساب‌سالیدوس در حضور فازهای سیال قابلیت تبدیل به آنالسیم را دارند (Wilkinson and Hensel, 1994).

دلایل مختلفی وجود دارد که نشان می‌دهد آنالسیم می‌تواند طی واکنش جانیشینی از فاز اولیه لوسیت تشکیل شده باشد. به عنوان مثال: آنالسیم و لوسیت هیچگاه به صورت اولیه در سنگ‌های آذرین با هم دیده نشده‌اند. از طرفی، ساختمان بلورین لوسیت (KAlSi_2O_6) و آنالسیم ($\text{Na}_{16}[\text{Al}_{16}\text{Si}_{32}\text{O}_{96}]16\text{H}_2\text{O}$) بسیار مشابه است. با توجه به ترکیب اولیه غنی از پتاسیم در سنگ‌های مورد مطالعه و فلدسپارهای پتاسیک احتمال تشکیل فاز اولیه پتاسیم‌دار از فازهای اولیه سدیم‌دار بیشتر است. به علاوه، مطالعات پتروگرافی بیانگر وجود ترک‌های نامنظم در بلور و حاشیه فنوکریست‌های آنالسیم است که احتمال جانیشینی یونی را قوت می‌بخشد. زیرا جانیشینی یاد شده باعث افزایش ۱۰ درصدی حجم بلور و در نهایت ایجاد ترک‌های نامنظم در سطح و اطراف بلور می‌شود (Putnis *et al.*, 2007). بنابر شواهد اشاره شده، بلورهای شکل‌دار آنالسیم مورد مطالعه، طی تبادل یونی (رابطه ۱) از بلورهای لوسیت اولیه تشکیل شده‌اند و در نوع L-type طبقه‌بندی می‌شوند.

رابطه ۱)



آبدار در این دسته از سنگ‌ها غالب نیست. در نمونه‌های دارای آنالسیم‌های ماگمایی به دلیل فراوانی یون سدیم، انتظار می‌رود کلینوپیروکسن‌های سدیک تشکیل شوند. ترکیب پیروکسن در نمونه‌های مورد مطالعه رشته کوه صلوات، دیوپسیدی است. از طرفی، باید توجه داشت وجود بلورهای آنالسیم ترکیب شیمیایی به نسبت همگنی دارند و بیانگر این است که منشأ بلور از فرآیندهایی نظیر: جانیشینی یا هیدروترمال ممکن است باشد نسبت به این که به طور مستقیم از مذاب تشکیل شده باشد (Luhr and Kyser, 1989). از طرفی، سنگ‌های آلکان مورد مطالعه فاقد دگرسانی و سایر فازهای آلتراسیون است و محتوی انکلوزیون‌هایی از آپاتیت، کلینوپیروکسن و تیتانومگنیت هستند. بنابراین، احتمال منشأ مرتبط با فرآیند هیدروترمال (S-type) از بین می‌رود (Luhr and Kyser, 1989). بر پایه ترکیب شیمی‌کانی نیز در آنالسیم‌های با منشأ هیدروترمالی، میزان Al_2O_3 (۱۹/۵۰ درصد) کمتر و SiO_2 (۶۱/۶ درصد) به مراتب بالاتر است.

مطالعات Comin-Chiaramonti و همکاران (۱۹۷۹) احتمال فرآیندهای جانیشینی یونی را برای تشکیل فنوکریست‌های آنالسیم شمال غرب ایران در نظر گرفته‌اند. با توجه به مطالعات تجربی انجام شده توسط Saha و Gupta (۱۹۵۹)، Fyfe و Mackenzie (۱۹۷۵) لوسیت، نفلین، آلیت طی واکنش با فازهای سیال در درجه حرارت‌های پایین به سرعت به آنالسیم تبدیل می‌شوند.

به طور کلی، انواع فرآیندهایی که منجر به جانیشینی می‌شوند عبارتند از:

تبادل یونی در لوسیت: اگر سیالات غنی از سدیم وجود داشته باشد تبدیل لوسیت به آنالسیم حتی در شرایط درجه حرارت‌های سطحی به صورت انتشار یونی اتفاق می‌افتد (Gupta and

فونوتفریتی و لامپروفیری بوده که در مرز سری کالک‌آلکان تا شوشونیتی قرار می‌گیرند.

بر اساس نمودار Na_2O در مقابل K_2O ، گروه اول در محدود سنگ‌های آلکان سدیک تا انتقالی پتاسیک قرار می‌گیرند. تمرکز آنها در این محدوده‌ها می‌تواند به دلیل تجمع کانی آنالسیم در این دسته از سنگ‌ها باشد. در حالی که سنگ‌های گروه دوم در مرز تقسیم سنگ‌های پتاسیک تا اولتراپتاسیک قرار می‌گیرند. سنگ‌های گروه اول با نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ۰/۸۹ تا ۰/۲۵ درصد و SiO_2 ۴۷ تا ۵۴ درصد مشخص می‌شوند. در مقابل، گروه دوم با مقادیر بالاتر $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (۰/۸ تا ۱/۹ درصد)، مقدار کمتر SiO_2 (۴۷ تا ۴۹ درصد)، مقدار MgO بالاتر (۳/۵ تا ۵/۷ درصد) و Al_2O_3 کمتر (۱۴/۳ تا ۱۷/۸ درصد) از مقدار آن در گروه اول با MgO ۱ تا ۳/۹ درصد و Al_2O_3 ۱۷/۱۵ تا ۲۰/۲ تفکیک پذیر است. مقدار TiO_2 در سنگ‌های رشته کوه صلوات از ۰/۵ تا ۰/۸۹ درصد متغیر است. نمودار مجموع آلکالی‌ها در مقابل اکسید سیلیسیوم به منظور طبقه‌بندی سنگ‌های آتشفشانی رشته کوه صلوات استفاده شده است. بر پایه این نمودار سنگ‌های گروه اول در محدوده فونوتفریت تا تفری فونولیت و گروه دوم در محدوده تفریت-بازانیت قرار می‌گیرند (شکل ۶).

سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات در نمودارهای چند عنصری بر اساس مقادیر گوشته اولیه و کندریت بهنجار شده‌اند. الگوهای بهنجار شده نسبت به مقادیر بیان شده گویای تشابه الگوی عناصر در نمودارهای چند عنصری و سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات است. بر پایه الگوی بهنجار شده عناصر کمیاب به گوشته اولیه، عناصر کمیاب شعاع یونی بزرگ (LILE) و عناصر نادر خاکی سبک (REE) در سنگ‌های رشته کوه صلوات دارای غنی‌شدگی بارزی نسبت به عناصر

تامسونیت $(\text{Ca}_2\text{Na}[\text{Al}_5\text{Si}_5\text{O}_{20}]6\text{H}_2\text{O})$:

تامسونیت معمولاً در حفرات سنگ‌های بازالتی یافت می‌شود. به علاوه، در سنگ‌های آذرین آلکان نظیر: نفلین‌بازالت یا به صورت پسدومورف در نفلین‌بازانیت گزارش شده است. در سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات، کانی تامسونیت به فراوانی کانی آنالسیم نیست. تنها به صورت محلی در انباشته‌های مافیک دایک‌های لامپروفیری دیده می‌شود. تامسونیت‌های مورد مطالعه، به رنگ سفید و در شکل‌های بلوکی، منشورهای سوزنی، آگرگات‌های بادبزی و بی‌شکل تشکیل شده است. اندازه آن تا پنج سانتی‌متر نیز می‌رسد. اما بیشتر آنها کمتر از سه سانتی‌متر هستند.

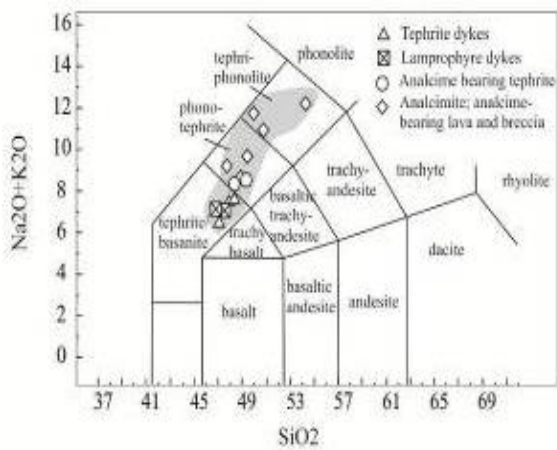
ترکیب پیروکسن‌های انباشته‌های مافیک و فلدسپارهای پتاسیم‌دار در میزبان لامپروفیر احتمال تشکیل از فازهای جانشینی توسط فازهای سیال غنی از کلسیم و سدیم را قوت می‌بخشد که در درجه حرارت‌های اندک به واسطه جانشینی یونی سدیم و شرایط غنی از کلسیم، تامسونیت به صورت فازهای ناشی از فرآیندهای هیدروترمال تشکیل شده باشد.

ژئوشیمی

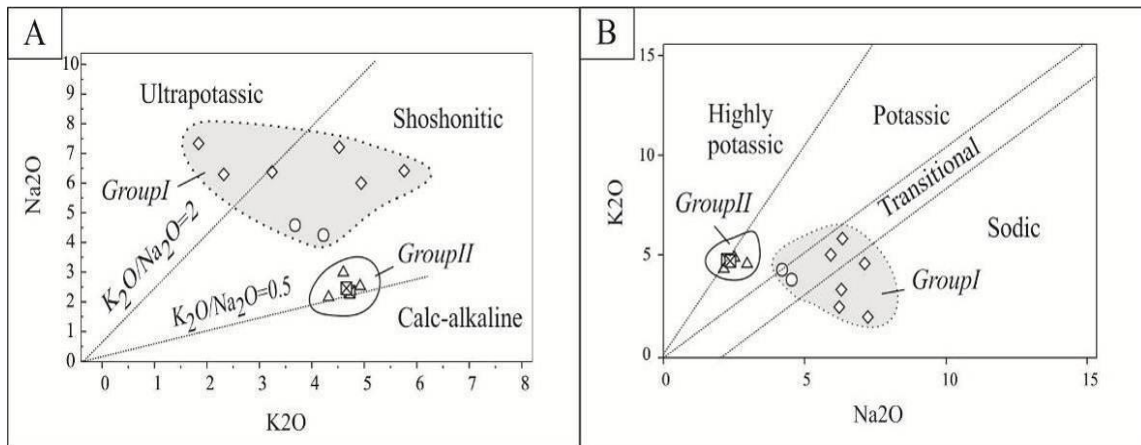
ترکیب متوسط عناصر اصلی حاصل از تجزیه سنگ کل چهار گروه سنگی معرفی شده، در جدول ۳ خلاصه شده است. بر پایه مطالعات شیمی سنگ، سنگ‌های رشته کوه صلوات به دو گروه سنگ‌های آلکان پتاسیم‌دار سدیم بالا (گروه اول) و سدیم پایین (گروه دوم) تقسیم می‌شوند (شکل ۷- A و B) بر اساس نمودار K_2O در مقابل Na_2O (Middlemost, 1975) نمونه‌های گروه اول شامل: آنالسیمیت و گدازه‌های تفریتی آنالسیم‌دار است. تمرکز اصلی آنها در محدوده شوشونیتی- اولتراپتاسیک است. گروه دوم شامل: دایک‌های

نادر خاکی سنگین (HREE) هستند (شکل ۸). این غنی‌شدگی از LILE مانند: Rb, K, Cs, Ba, Th و U نسبت به HFSE مانند: Ti, Ta, Nb, Hf است. Zr و Y نمودارهای عناصر نادر خاکی نیز در هر دو گروه سنگی بیانگر غنی‌شدگی نسبی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و میانه (MREE) است. غنی‌شدگی LREE/HREE با مقادیر کمتر

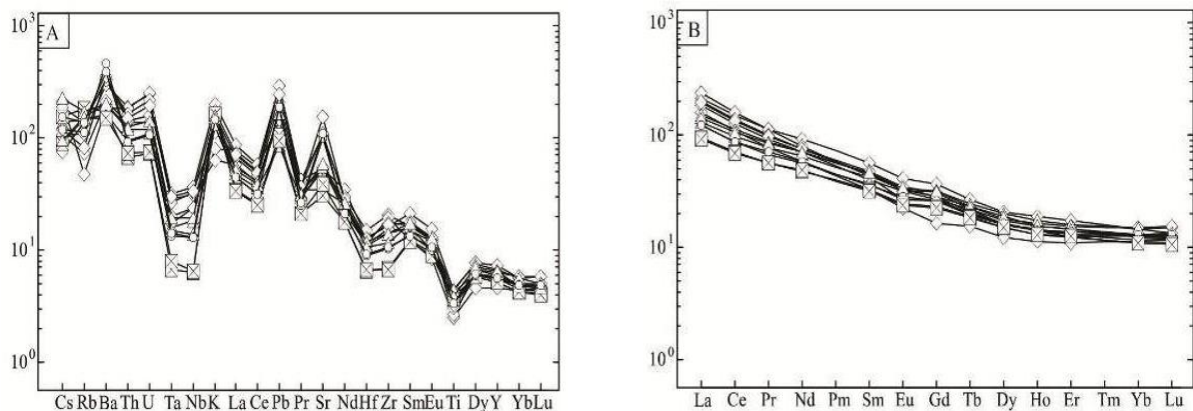
در گروه دوم و بالاتر (۹/۴ تا ۱۱/۳) La_N/Yb_N در گروه اول مشخص است. هر دو گروه معرفی شده دارای الگوی بسیار جزیی از ناهنجاری یوروپیم (Eu/Eu^*) (۰/۷۹ تا ۰/۹۷) هستند. ناهنجاری منفی در عناصر HFSE و نسبت‌های بالای عنصری Ba/Nb , Ba/Th و Ba/Ta در نمونه‌های مورد مطالعه مشابه ویژگی‌های ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است (Pearce, 1983).



شکل ۶- نمودار مجموع درصد آلوکالی‌ها در مقابل SiO_2 (Le Bas et al., 1986) به منظور طبقه‌بندی سنگ‌های آلوکالین رشته کوه صلوات. نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازائیت‌های تفریتی تا فونولیت‌های تفریتی قرار دارند.



شکل ۷- A) نمودار Na_2O در مقابل K_2O و B) نمودار K_2O در مقابل Na_2O به منظور تفکیک سری‌های شوشونیتی و اولتراپتاسیک انواع سنگ‌های آلوکالین، سدیک و پتاسیک در انواع سنگی آلوکالین رشته کوه صلوات. بر پایه این نمودارها دایک‌های تفریتی و لامپروفیری در محدوده مرز سری‌های کالک‌آلوکالین-شوشونیتی و همچنین، مرز سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک قرار دارند. گدازه‌های آنالسیم‌دار به دلیل تمرکز بالای آنالسیم در محدوده سری‌های سدیک تا انتقالی پتاسیک قرار دارند. بر اساس نمودار A این سنگ‌ها با تمرکز بالای سدیم و پتاسیم در محدوده سری‌های اولتراپتاسیک-شوشونیتی نیز متمرکز شده‌اند (علامه همانند شکل ۶ است).



شکل ۸- A و B) الگوی چند عنصری بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه و کندریت در سنگ‌های آلکان آنالسیم‌دار رشته کوه صلوات. مقادیر گوشته اولیه و کندریت با توجه به داده‌های (Sun and Macdonough, 1989) است. علایم همانند شکل ۶ است.

جدول ۳- ترکیب عناصر اصلی (Wt%) و عناصر کمیاب (ppm) کل سنگ در انواع گدازه و دایک‌های آلکان رشته کوه صلوات. نتایج بر اساس تفکیک تنوع سنگ‌شناسی و تقسیم‌بندی اشاره شده در متن است.

(n.d: below detection limit)

	Group I							Group II					
	Analcime bearing tephrite pillow lavas		Analcimite, Analcime bearing lavas					Analcime bearing tephrite dykes			Lamprophyre dykes		
SiO ₂	48.4	49.4	48.9	54.3	47.8	50	50.8	49.5	47.9	48.4	47.1	47.6	46.9
Al ₂ O ₃	17.2	17.8	17.15	21.1	19.1	19.75	20.2	19.3	14.85	15.2	14.3	13.5	13.25
Fe ₂ O ₃	7.86	7.83	7.58	3.27	4.37	4.17	4.88	5.8	10.7	9.83	10.25	10.45	9.93
CaO	6.7	6.39	4.7	2.75	4.43	2.89	4.57	5.82	8.9	8.45	10.05	9.01	8.93
MgO	3.61	3.87	3.92	1.07	1.61	2.61	1.72	1.58	5.36	4.34	5.72	7.3	6.58
Na ₂ O	4.58	4.24	6.29	6.41	7.3	7.17	5.99	6.37	2.56	3.01	2.19	2.3	2.43
K ₂ O	3.69	4.23	2.32	5.76	1.84	4.52	4.94	3.25	4.92	4.6	4.33	4.73	4.66
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02
TiO ₂	0.67	0.68	0.86	0.51	0.5	0.54	0.62	0.65	0.84	0.89	0.78	0.77	0.74
MnO	0.19	0.2	0.19	0.21	0.12	0.19	0.19	0.2	0.18	0.16	0.18	0.17	0.16
P ₂ O ₅	0.56	0.56	0.69	0.17	0.38	0.28	0.43	0.42	0.57	0.45	0.54	0.31	0.3
SrO	0.23	0.25	0.13	0.25	0.14	0.09	0.39	0.25	0.14	0.12	0.13	0.07	0.09
BaO	0.35	0.29	0.17	0.23	0.15	0.26	0.24	0.26	0.17	0.15	0.14	0.13	0.11
LOI	4.83	4.88	6.8	4.95	9.33	8.56	5.31	4.3	2.5	1.93	3.42	4.41	4.52
Total	98.79	100.67	99.69	100.99	97.09	100.98	100.25	97.96	99.57	97.49	99.11	100.76	98.59
Sc	14.69	14.00	11.44	0.807	2.745	3.344	5.308	7.029	29.74	26.10	37.78	42.58	41.86
Ti	4272.	4282.	4856.	3295.	3152.	3242.	3947.	4314.	5881.	5829.	5055.	5078.	4788.
V	268.7	254.4	292.5	123.2	111.4	161.8	217.3	210.0	326.8	270.0	279.5	301.2	289.4
Cr	16.19	15.43	11.81	3.324	4.846	3.615	6.294	13.32	53.60	27.37	57.39	121.4	135.1
Mn	1491	1503	1391	1545	865	1418	1423	1504	1215	1315	1454	1378	1222
Co	22.57	22.39	16.63	5.355	8.612	8.358	10.97	12.86	29.67	29.41	31.75	34.42	33.48
Ni	6.887	6.764	6.663	0.383	1.995	1.984	2.482	3.213	22.39	13.40	21.65	25.92	28.17
Cu	116.1	122.6	211.3	28.18	45.84	65.63	159.4	153.8	101.4	123.5	121.5	110.5	124.2
Zn	89.87	92.96	150.1	102.5	70.74	89.57	99.14	95.60	77.58	87.90	87.21	72.23	64.26

	Group I							Group II					
	Analcime bearing tephrite pillow lavas		Analcimite, Anamcime bearing lavas					Analcime bearing tephrite dykes			Lamprophyre dykes		
	ادامه جدول ۳-...												
Ga	16.59	16.21	16.82	18.17	49.09	17.34	18.19	18.84	44.77	17.68	15.65	13.65	13.86
Rb	67.63	81.86	44.24	65.02	28.57	81.51	82.06	49.11	86.90	103.0	91.34	109.1	90.32
Sr	1990	2191	1045	2121	1082	682.6	3038	2163	1038	1088	1171	617.3	780.4
Y	24.10	24.42	31.22	26.97	19.56	23.65	24.92	25.61	24.43	28.69	27.86	22.05	22.09
Zr	107.2	110.4	172.8	215.0	206.0	160.6	181.3	176.5	147.1	147.5	121.1	72.55	71.05
Nb	8.434	8.553	15.77	23.93	20.08	15.47	21.58	21.85	11.93	12.72	9.077	4.134	4.294
Mo	1.170	0.678	0.843	0.983	0.741	0.372	1.186	1.874	1.868	1.861	0.889	0.388	1.418
Sn	0.922	0.920	1.167	1.250	nd	1.110	0.984	1.208	nd	1.900	1.409	0.997	1.360
Cs	2.528	3.259	2.234	2.244	4.481	3.948	1.592	2.490	2.852	4.729	1.984	3.214	1.858
Ba	3074.	2532.	1395.	1978.	1194.	2198.	2128.	2313.	1083.	1316.	1327.	1155.	996.4
La	28.64	28.97	49.44	55.52	37.71	43.83	47.73	46.42	30.66	35.74	33.32	22.38	21.82
Ce	52.46	53.59	91.42	97.73	65.89	78.08	84.22	82.35	59.99	68.90	64.01	43.24	42.49
Pr	6.370	6.680	10.80	10.57	7.344	8.742	9.382	9.362	7.379	8.213	7.967	5.335	5.360
Nd	26.23	26.69	43.13	37.11	27.04	32.61	35.05	35.41	30.49	32.61	32.63	22.31	22.44
Sm	5.560	5.487	8.648	6.636	4.932	6.077	6.901	7.218	6.378	7.116	7.097	4.975	4.873
Eu	1.546	1.635	2.351	1.906	1.302	1.838	1.934	2.018	1.538	1.836	1.952	1.435	1.389
Gd	5.280	5.351	7.553	5.836	3.363	5.438	5.710	6.241	5.446	6.568	6.497	4.770	4.595
Tb	0.731	0.725	0.988	0.850	0.568	0.740	0.774	0.807	0.809	0.909	0.852	0.701	0.690
Dy	4.002	4.128	5.190	4.466	3.118	4.021	4.184	4.447	4.076	5.047	4.730	3.845	3.852
Ho	0.809	0.791	1.051	0.912	0.626	0.788	0.809	0.861	0.816	0.987	0.880	0.743	0.739
Er	2.292	2.280	2.882	2.530	1.821	2.032	2.150	2.405	2.116	2.632	2.386	2.051	2.059
Yb	2.163	2.174	2.490	2.543	1.889	2.133	2.176	2.199	1.943	2.491	2.106	1.833	1.837
Lu	0.324	0.329	0.385	0.392	0.296	0.321	0.305	0.334	0.298	0.339	0.310	0.277	0.271
Hf	2.490	2.621	3.615	4.280	3.185	3.203	3.422	3.558	3.129	3.362	2.993	1.813	1.875
Ta	0.494	0.518	0.631	1.171	1.059	0.740	0.982	1.098	0.590	0.716	0.551	0.249	0.295
W	1.311	1.136	0.475	1.302	2.478	1.637	0.775	1.127	2.453	1.818	0.976	0.367	2.060
Pb	27.34	28.13	20.62	43.32	21.69	30.93	42.99	36.95	12.66	25.12	25.01	15.93	14.24
Th	7.365	7.396	10.76	15.04	14.42	11.25	13.11	12.02	7.537	9.960	9.497	5.303	5.810
U	2.194	2.170	2.789	4.891	5.134	3.250	4.444	3.891	2.218	2.874	2.379	1.488	1.540

دارای درجه تغییرات به نسبت وسیعی از MgO (۱ تا ۵/۷) هستند. تعریف ماگمای اولیه تعریف نسبی است و به طور کلی، ترکیب معادل ppm ۰/۶۵ تا ۰/۸ Mg#، ppm ۹۰ تا Ni=۷۰۰ ppm ۲۵ تا Co=۸۰ ppm، ppm ۲۰۰ تا Cr=۵۰۰ و ppm ۱۵ تا Sc=۳۰ برای ماگمای اولیه در نظر گرفته شده است (Smith et al., 1997; Rock, 1991). بیشترین مقدار MgO در سنگ‌های آکالن رشته

پتروژنز

به طور کلی، ویژگی‌های ماگما تحت تأثیر شاخص‌های متعددی نظیر: روند تبلور، آلودگی‌های پوسته‌ای، ماهیت منبع اولیه و درجات ذوب بخشی است. در ادامه به تأثیر هر یک از این شاخص‌ها در تشکیل سنگ‌های آکالن رشته کوه صلوات اشاره می‌شود:

روند تبلور بخشی: سنگ‌های رشته کوه صلوات

ماگمایی است که ماهیت آن تحت تأثیر فرآیندهای فرورانش بوده یا فرآیندهایی نظیر آلودگی پوسته قاره‌ای را متحمل شده است (Pearce, 1983; Fitton *et al.*, 1991; Green, 2006). سنگ‌های رشته کوه صلوات حاوی مقادیر اندک Ce/Pb (۱/۹ تا ۴/۷) در مقایسه با MORB و OIB (به ترتیب ۲۷ و ۴۷) است (Hofmann *et al.*, 1986). بنابراین، احتمال نقش منشأ استنوسفری را از بین می‌برد. به علاوه، تهی‌شدگی از عناصری مانند: Nb و Ta می‌تواند به دلیل آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای در حین صعود باشد (Hofmann *et al.*, 1986). مقدار Th (۷/۳ تا ۱۵) و U (۱ ppm تا ۵/۱) در سنگ‌های آکالن رشته کوه صلوات که می‌تواند ناشی از آلودگی جزیی با مواد پوسته‌ای باشد. از طرفی، مقدار Ba (۳۰۷۴ ppm تا ۳۰۳۸ ppm) در سنگ‌های رشته کوه صلوات از مقادیر متوسط این عناصر در پوسته (به ترتیب ۳۹۰ ppm و ۳۲۵) به مراتب بالاتر است. بنابراین، بیانگر نقش شاخص دیگری در تشکیل این سنگ‌ها است و شاخص آلودگی پوسته‌ای نقش اساسی در تشکیل این دسته از سنگ‌ها نداشته است.

نمونه‌های رشته کوه صلوات در نمودارهای دوتایی Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) ترسیم شده‌اند (شکل ۹). بر اساس این نمودار، اگر ماگمای بازالتی از ذوب بخشی منبع استنوسفری تشکیل شود، در راستای اعضای انتهایی N-MORB و OIB قرار می‌گیرد. نسبت‌های یاد شده در سنگ‌های آکالن در راستای متفاوت و در محدوده‌های تعریف شده سری‌های شوشونیتی ترکیبات قاره‌ای و مرتبط با محیط‌های فرورانش قرار می‌گیرند. نسبت Th/Yb در نمونه‌های مورد مطالعه از مقادیر اعضای انتهایی تعریف شده بیشتر

کوه صلوات به سنگ‌های گروه دوم، دایک‌های فنونوتفریتی (۴/۳ تا ۵/۷ درصد) و لامپروفیری (۶/۵ تا ۷/۳ درصد) متعلق بوده و کمترین مقدار آن در گروه اول (۱ تا ۳/۹ درصد) است. میزان عناصر Cr، Co و Ni به ترتیب در سنگ‌های گروه دوم ۴ ppm تا ۱۵/۳ ppm، ۲۲ تا ۳۱ ppm و ۶/۷ تا ۲۲ ppm است. بنابراین، نسبت این عناصر نسبت به ترکیب ماگمای اولیه کمتر بوده و نشان می‌دهد ماگمای سازنده سنگ‌های گروه دوم در رشته کوه صلوات متحمل درجاتی از فرآیند تبلور بخشی شده‌اند. از طرفی، تمرکز CaO، Cr، Co، Fe₂O₃ و Ni با نسبت MgO ارتباط مستقیم و با Al₂O₃ نسبت عکس دارد (نشان داده نشده است). تبلور و تجمع کلینوپیروکسن منجر به تمرکز بیشتر کلسیم و عناصر سازگاری نظیر: Ni و Cr در گروه دوم شده است که با توجه به حضور انباشت‌های مافیک غنی از کلینوپیروکسن، می‌تواند به عنوان شاخص مهمی در ترکیب نهایی لامپروفیرها محسوب شود (Rock, 1991). بنابراین، در سنگ‌های گروه دوم تبلور کانی کلینوپیروکسن می‌تواند به عنوان یک شاخص در تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها نقش داشته باشد. از طرفی، در گروه دوم میزان تمرکز TiO₂ و P₂O₅ اندک است. با توجه به مطالعات پتروگرافی، تمرکز این عناصر می‌تواند در ارتباط با تبلور تیتانومگنیت و آپاتیت باشد. این در حالی است که در سنگ‌های گروه اول ارتباط معناداری از نظر تمرکز عناصر مشاهده نشد.

فرآیند متاسوماتیسم و آلودگی پوسته‌ای: همان طور که اشاره شد سنگ‌های رشته کوه صلوات با تمایل آکالن ویژگی سنگ‌های پتاسیک تا انتقالی سدیک-پتاسیک را نشان می‌دهند. غنی‌شدگی در عناصر Ba، Rb، Pb و Th و تهی‌شدگی در Nb، Ta و Ti از ویژگی‌های

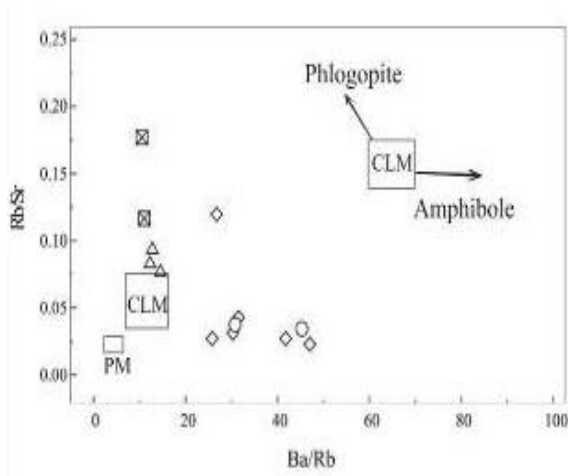
نواحی مدیترانه نیز در نظر گرفته‌اند، ذوب بخشی از یک منبع پریدوتیتی آمفیبول/فلوگوپیت‌دار است که از فازهای آبدار تحت تأثیر واکنش گوشته و مذاب سیلیکاته آبدار شکل گرفته است (Prelevic *et al.*, 2013).

درجه غنی‌شدگی LREE/HREE و نسبت‌های La/Yb (۱۳/۲ تا ۲۱/۸) و Ti/Y (۱۳۷ تا ۲۴۰) در سنگ‌های رشته کوه صلوات گویای حضور فازهای برج مانده مانند: اسپینل است و نسبت به میزان درجه غنی‌شدگی، حضور فاز گارنت‌دار به مراتب کمتر است. مطالعات Duggen و همکاران (۲۰۰۵) نشان داده است که ذوب بخشی مذاب‌هایی که در محدوده پایداری گارنت تشکیل می‌شوند دارای نسبت بالای Dy/Yb ($> 2/5$) و مذاب‌هایی که در محدوده پایداری اسپینل تشکیل می‌شوند مذاب‌هایی با نسبت پایین Dy/Yb ($< 1/5$) هستند. این نسبت در سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات ۱/۶ تا ۲/۰۹ متغیر است. از طرفی، نسبت La/Sm (۴/۶ تا ۸/۳) در سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات به مراتب بیشتر از ذوب بخشی گوشته تهی شده حتی در شرایط ذوب بخشی کم است (شکل ۱۱). همان‌طور که در شکل ۱۱ نیز دیده می‌شود سنگ‌های آلکان رشته کوه صلوات در محدوده پایداری ذوب رخساره گارنت و اسپینل‌لرزلولیت قرار می‌گیرند و این احتمال را می‌دهد که ذوب بخشی در محدوده انتقالی اسپینل-گارنت رخ داده باشد. عمق محدوده انتقالی اسپینل-گارنت در گوشته بالایی ۷۵ کیلومتر تخمین زده شده است (Mckenzie and O’Nions, 1991). داده‌های تجربی نیز اعماق ۸۰ تا ۸۵ کیلومتر را برای محدوده انتقالی اسپینل-گارنت تخمین زده است (Klemme and Robinson and Wood, 1998) (O’Neill, 2000).

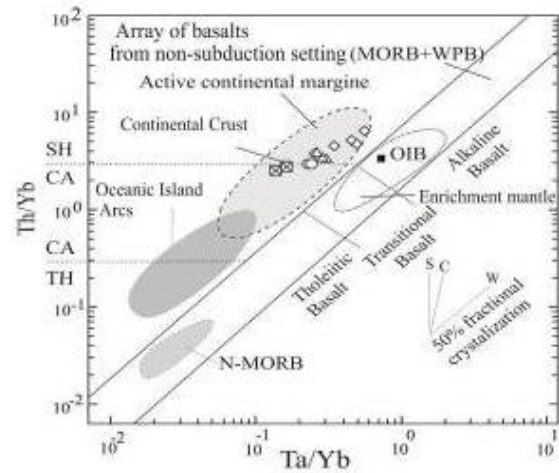
است. مقدار بالای این نسبت می‌تواند تحت تأثیر مشتقات (مذاب/سیال) فرورانش بوده باشد که منجر به متاسوماتیسم منبع سازنده سنگ‌های رشته کوه صلوات شده است (شکل ۹).

ماهیت منبع: مقدار بالای K_2O و غنی‌شدگی در LILE و LREE و تهی‌شدگی در HFSE معرف منشأ گوشته لیتوسفری است تا یک منبع گوشته‌ای تهی شده مانند استنوسفر (Turner *et al.*, 1996). وجود کانی‌های غنی از مواد فرار مانند: فلوگوپیت و آمفیبول از مهم‌ترین شاخص‌های تمرکز LILE در لیتوسفر گوشته‌ای هستند (Foley *et al.*, 1996); Sr و Rb، Ba، تأثیر فازهای پتاسیم‌دار (Ionov *et al.*, 1997). به ویژه، تمرکز عناصری مانند: Sr و Rb، Ba، تأثیر فازهای پتاسیم‌دار آمفیبول یا فلوگوپیت در منشأ اولیه را نشان می‌دهد (Turner *et al.*, 1996). درصد این عناصر اهمیت ویژه‌ای دارد. زیرا علاوه بر بیان فرآیند متاسوماتیسم در منبع اولیه، بیانگر عمق فرآیند ذوب نیز است (La Tourette *et al.*, 1995). مذاب‌هایی که در تعادل با یک منبع آمفیبول‌دار باشند دارای مقادیر بالاتر Ba/Rb هستند. در مقابل، مذاب‌هایی که در تعادل با یک منبع فلوگوپیت‌دار باشند دارای نسبت‌های بالاتر Rb/Sr هستند (Furman and Yang *et al.*, 2002; Graham, 1999). ویژگی پتاسیک سنگ‌های رشته کوه صلوات و نسبت بالای Rb/Sr (۰/۰۲ تا ۰/۱ ppm) گویای حضور فازهای غنی از پتاسیم (آمفیبول/فلوگوپیت) در منبع گوشته‌ای این دسته از سنگ‌ها است. تمرکز نسبت‌های بالای Ba/Rb و Rb/Sr در سنگ‌های غنی از پتاسیم رشته کوه صلوات بیانگر حضور فازهای آمفیبول پتاسیک در منشأ سری‌های گروه اول و فلوگوپیت‌دار در گروه دوم است (شکل ۱۰).

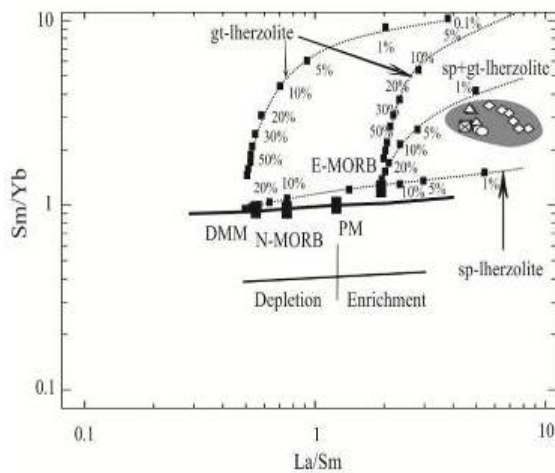
مدلی که برای منشأ ماگمای غنی از پتاسیم در



شکل ۱۰- مقدار نسبت‌های Rb/Sr و Ba/Rb رشته کوه سلوات با تأکید بر کانی‌شناسی منبع اولیه، (Furman and Graham, 1999). بر اساس این نمودار، هر دو کانی آمفیبول و فلوگوپیت در کانی‌شناسی منبع اولیه تشکیل‌دهنده سنگ‌های آلتان رشته کوه سلوات نقش داشته‌اند.



شکل ۹- نمودار نسبت‌های Th/Yb در مقابل Ta/Yb (Pearce, 1983) سنگ‌های آلتان مورد مطالعه در رشته کوه سلوات. مقدار متوسط OIB و N-MORB (Sun and McDonough, 1989) و پوسته قاره‌ای (Taylor and McLennan, 1985) نشان داده شده است.



شکل ۱۱- نمودار دوتایی نسبت‌های عناصر کمیاب خاکی به منظور تشخیص ویژگی منبع ماگمای آلتان رشته کوه سلوات با توجه به تمرکز عناصر نادر خاکی، کانی‌شناسی منبع و درجه ذوب بخشی (Aldanmaz et al., 2000). منحنی‌های ذوب بر گرفته از Shaw (۱۹۷۰) است.

مدیترانه گویای این است که رخداد ماگماتیسم آلتان پتاسیک در ارتباط با رخدادهای بعد از برخورد بوده (Prelevic et al., 2008؛ Ersoy et al., 2010؛ Aghazadeh et al., 2011؛ Castro et al., 2013؛ Pang et al., 2013) که ماگماهای تشکیل‌دهنده این دسته از سنگ‌ها تحت تأثیر فرآیند فرورانش و مشتقات آن قرار گرفته‌اند.

اواخر مزوزوئیک-سنوزوئیک صفحه ماگمایی آذربایجان-ترکیه تحت تأثیر فرآیندهای تکتونیکی

تکامل ژئودینامیکی: سری‌های ماگمایی شوشونیتی و اولتراپتاسیک در محیط‌های تکتونیکی متنوعی می‌توانند تشکیل شوند. این محیط‌ها شامل: کمان‌های آتشفشانی درون اقیانوسی و حوزه‌های پشت کمان (Gill and Whelan, 1989؛ Sun and Stern, 2001)، ریف‌ها و کمان‌های قاره‌ای (Bacon, 1990؛ Davis et al., 1993) و مناطق کوهزایی بعد از برخورد (Turner et al., 1996) است. پژوهش‌ها در نواحی

برخورد نسبت می‌دهد. بر این اساس، با فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس در اواخر مزوزوئیک-سنوزوئیک حوضه پشت قوسی در حد فاصل البرز و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر به وجود می‌آید و در نتیجه بسته شدن حوضه پشت قوس یاد شده، ماگماتیسم سنوزوئیک در البرز غربی تشکیل شده است. در حالی که Innocenti و همکاران (۱۹۸۲) ماگماتیسم آتشفشانی تالش و البرز غربی را ناشی از تغییرات ژئومتری فرورانش می‌دانند که در نتیجه افزایش سرعت صفحه عربی و کاهش شیب صفحه فرورانش در میوسن میانی رخ داده است. از طرفی، Azizi و Jahangiri (۲۰۰۸) و Azizi و Moinevaziri (۲۰۰۹) با مطالعه ماگماتیسم در بخش شمالی سنندج-سیرجان و شمال غرب ایران معتقدند علاوه بر پوسته اقیانوسی نئوتتیس که بقایای آن تحت عنوان افیولیت کرمانشاه مشهود است شاخه دیگری از اقیانوس نئوتتیس (خوی-زنگان) به موازات شاخه اصلی نئوتتیس در حوضه کششی (پشت کمان؟) تشکیل شده است. بر این اساس، افیولیت‌های خوی و برخی از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک در امتداد گسل تبریز را بقایای پوسته اقیانوس جدید می‌دانند. به عقیده ایشان همزمان با بسته شدن اقیانوس نئوتتیس بین صفحه عربی-ایرانی در اواخر مزوزوئیک-سنوزوئیک، شاخه دیگر اقیانوس نئوتتیس، اقیانوس خوی-زنگان، حد فاصل بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان و پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان شکل می‌گیرد که در ابتدای ائوسن شروع به فرورانش به زیر پهنه البرز-آذربایجان کرده است. در نهایت، ماگماتیسم سنوزوئیک البرز-آذربایجان طی بسته شدن اقیانوس خوی-زنگان در این نواحی تشکیل شده است. مطالعات متعددی که در سال‌های اخیر با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسم سنوزوئیک در

پیچیده‌ای بوده است و در نهایت منجر به رخداد ماگماتیسم در این مناطق شده است (Berberian Dilek *et al.*, Keskin, 2003 and King, 1981) Castro *et al.*, Aghazadeh *et al.*, 2011؛ 2010 (Shafaii Moghadam *et al.*, 2013؛ 2013).

ماگماتیسم سنوزوئیک در صفحه ماگمایی ایران و ترکیه با شباهت‌هایی در تنوع سری‌های ماگمایی همراه است. شباهت به ویژه در رخدادهای ماگمایی آلکان سنوزوئیک آذربایجان با بلوک آناتولی شرقی و پونتیدس شرقی بیشتر است (Karsli *et al.*, 2007؛ Moinevaziri, 1985؛ Castro *et al.*, 2013؛ Kheirikhah *et al.*, 2009؛ Shafaii Moghadam *et al.*, 2013). مدل‌های تکتونیکی مختلفی برای شکل‌گیری ماگماتیسم آذربایجان-ترکیه ارائه شده است که همگی بیانگر نقش فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس در پی نزدیک شدن دو صفحه عربی و اوراسیا است. اگر چه اختلاف نظرهای بی‌شماری در مورد زمان برخورد دو صفحه ایرانی-عربی وجود دارد مانند: کرتاسه پایانی (Alavi, Stöcklin, 1974 a, b)؛ 1994 (Berberian and King, 1981)؛ ائوسن (Aghazadeh *et al.*؛ Ghasemi and Talbot, 2006)؛ 2011 (Horton *et al.*، ائوسن-الیگوسن، 2008)؛ 2003 (McQuarrie *et al.*، ائوسن-میوسن، 2003)؛ 2003 (Mohajjel *et al.*، و پلیوسن (Philip *et al.*, 1989). اما در نهایت ماگماتیسم سنوزوئیک شمال غرب ایران را در ارتباط با محیط‌های کششی پشت کمان یا بعد از برخورد نسبت می‌دهند (Alavi, Innocenti *et al.*, 1982)؛ 1996 (Sengör *et al.*، 2003؛ Keskin, 2003)؛ 2008 (Dilek *et al.*، Azizi and Jahangiri, 2008)؛ 2010 (Aghazadeh *et al.*، به عنوان مثال: Alavi (۱۹۹۶) ظهور گدازه‌های بعد از پالئوسن-ائوسن را در البرز غربی به ماگماتیسم بعد از

استنوسفری و تأثیر حرارتی آن در این مناطق نظیر: شکست صفحه فرورونده یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر، لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیسم شده متحمل درجات ذوب بخشی شده است. در نهایت، ماگمای حاصله در محیط تکتونیکی کششی متأثر از رخدادهای کوهزایی برخوردی یا همزمان با برخورد جایگزین شده است.

نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات پتروگرافی، داده‌های شیمی‌کانی و سنگ کل، سنگ‌های رشته کوه صلوات به دو گروه گدازه‌های تفریتی آنالسیم‌دار، گدازه و برش‌های آنالسیمی (پتاسیم‌دار سدیم بالا) و دایک‌های لامپروفیری، دایک‌های فونوتفریت آنالسیم‌دار و دایک‌های تفریتی (پتاسیم‌دار سدیم پایین) تقسیم می‌شوند. ویژگی هر دو سری یاد شده غنی‌شدگی از LREE، LILE و تهی‌شدگی از HFSE بدون ناهنجاری محسوسی در Eu است که بیانگر ماگمای مادر مشابه و پتروژنتیک مشابه برای آنها است. الگوهای ژئوشیمیایی بیانگر وجود یک منبع پریدوتیتی آمفیبول/فلوگوپیت‌دار است که در محدوده پایداری انتقالی گارنت-اسپینل منجر به تشکیل ماگمای آلکالن در لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای آذربایجان شده است. با توجه به الگوهای ژئودینامیکی ارائه شده در شمال غرب ایران، درجات اندک ذوب بخشی منجر به تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آلکالن این منطقه شده است که در اثر فازهای حرارتی ناشی از شکست صفحه فرورونده یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر تشکیل شده است. در نهایت، ماگماهای آلکالن یاد شده در محیط کششی ناشی از رخدادهای برخوردی یا پس از برخورد در زمان سنوزوئیک در صفحه ماگمایی آذربایجان تزریق شده‌اند.

پهنه ماگمایی ایران-ترکیه انجام شده است، گویای این است که این دسته از سنگ‌ها دارای شواهد متاسوماتیسم و غنی‌شدگی در منبع (ناشی از رخدادهای فرورانش قبلی؟) هستند (Karsli *et al.*, 2007, 2013; Prelevic *et al.*, 2008, 2010, 2011; Ersoy *et al.*, Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011; Shafaii Castro *et al.*, 2013; Moghadam *et al.*, 2013). از طرفی، ذوب بخشی لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای تحت تأثیر شکست صفحه فرورونده (Slab Breakoff) یا جدایش لایه‌ای لیتوسفر (Delaminated Lithosphere) می‌تواند پارامتر مؤثری در تشکیل ماگماتیسیم آلکالن در پهنه ماگمایی ایران-ترکیه با ویژگی‌های ژئوشیمی مناطق فرورانش باشد (Karsli *et al.*, Şengör *et al.*, 2003; Keskin, 2003; Dilek *et al.*, Aydin *et al.*, 2008; Shafaii Castro *et al.*, 2010, 2013; Moghadam *et al.*, 2013).

با توجه به مطالعاتی که در صفحه ماگمایی آذربایجان-ترکیه انجام شده است، مدلی که برای تشکیل سنگ‌های آلکالن رشته کوه صلوات می‌توان در نظر گرفت چنین است که بخش لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای صفحه آذربایجان (Azarbayjan Subcontinental Lithospheric Mantle)، تحت تأثیر عوامل فرورانش ناشی از فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس متاسوماتیسم شده است. بررسی‌های سری‌های پتاسیک در صفحه ماگمایی آذربایجان نیز گویای رخداد متاسوماتیسم گوشته‌ای در یک لیتوسفر گوشته‌ای تحت قاره‌ای است که متأثر از مشتقات فرورانش قبلی بوده‌اند (Aghazadeh *et al.*, 2010, 2011; Castro *et al.*, Ahmadzadeh *et al.*, 2010; Shafaii Moghadam *et al.*, 2013).

در اثر فرآیندهایی نظیر: بالا آمدگی منبع

سپاسگزاری

تهران اجرا شده است. در راستای انجام این پژوهش، نگارندگان از آزمایشگاه علوم زمین و محیطی دانشگاه تولوز فرانسه به دلیل انجام آزمایش‌های شیمی‌کانی و سنگ کل تشکر می‌نمایند.

پژوهش حاضر بخشی از رساله دکتری نویسنده اول است که با حمایت‌های مالی و معنوی وزارت علوم، تحقیقات و فناوری ایران، مرکز تحقیقات علوم فرانسه و بخش فرهنگی سفارت فرانسه در

منابع

- Aghazadeh, M., Castro, A., Omrani, N. R., Emami, M. H., Moinevaziri, H. and Badrzadeh, Z. (2010) The gabbro (shoshonitic)-monzonite-granodiorite association of Khankandi pluton, Alborz mountains, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 38: 199-219.
- Aghazadeh, M., Castro, A., Badrzadeh, Z. and Vogt, K. (2011) Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland. the Shaivar-Dagh plutonic complex Alborz belt, Iran. *Geological Magazine* 148: 980-1008.
- Ahmadi, A. R. and Ghorbani M. R. (2011) The origin and tectonomagmatic setting of Teleghan Tertiary volcanic rocks. *Iranian Journal of Geology* 4: 74-96.
- Ahmadzadeh., G., Jahangiri, A., Lentz, D. and Mojtahedi, M. (2010) Petrogenesis of Plio-Quaternary post collisional ultrapotassic volcanism in NW of Marand, NW Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 37-50.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-238.
- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran. *Journal of Geodynamics* 21: 1-33.
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304: 1-20.
- Alberti, A. A., Comin-Chiaramonti, P., Sinigoi, S., Trieste, M., Nicoletti, B. and Petrucciani, C. (1980) Neogene and Quaternary volcanism in eastern Azerbaijan (Iran): some K-Ar age determinations and geodynamic implications. *Geologische Rundschau* 69: 216-225.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2000) Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102: 67-95.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003) Accomodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25: 659-672.
- Asiabanha, A. and Foden, J. (2012) Post-collisional transition from an extensional volcanosedimentary basin to a continental arc in the Alborz ranges, N-Iran. *Lithos* 148: 98-111.
- Avagyan, A., Sosson, M., Philip, M. H., Karakhanian, A., Rolland, Y., Melkonyan, R., Rebai, S. and Davtyan, V. (2005) Neogene to Quaternary stress field evolution in Lesser Caucasus and adjacent regions using fault kinematics analysis and volcanic cluster data. *Geodinamica Acta* 18: 401-416.
- Aydin, F., Karsli, O. and Chen, B. (2008) Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post collisional lithospheric thinning of the eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos* 104: 249-266.
- Azizi, H., Moinevaziri, H., Mohajjel, M. and Yagobpoor, A. (2006) P-T path in metamorphic rocks of the

- Khoy region (northwest Iran) and their tectonic significance for Cretaceous-Tertiary continental collision. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 1-9.
- Azizi, H. and Jahangiri, A. (2008) Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal Geodynamic* 45: 178-190.
- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal Geodynamic*. 47: 167-179.
- Babakhani, A. R., Lesquyer, J. L. and Rico, R. (1990) Geological map of Ahaz Quadrangle 1:250000, No. 388, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Bacon, C. R. (1990) Calc-alkaline, shoshonitic and primitive tholeiitic lavas from monogenetic volcanoes near Crater lake, Oregon. *Journal of Petrology* 31: 135-166.
- Berberian, F. and Berberian, M. (1981) Tectono-plutonic episodes in Iran. *American Geophysical Union. Geodynamics Series* 3: 5-32.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Castro, A., Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Chichorro, M. (2013) Late Eocene-Oligocene post-collisional monzonitic intrusions from the Alborz magmatic belt, NW Iran. an example of monzonite magma generation from a metasomatized mantle source. *Lithos* 180-181: 109-127.
- Comin-Chiaromonti, P., Meriani, S., Mosca, R. and Sinigoi, S. (1979) On the occurrence of analcime in the northeastern Azerbaijan volcanics (northwestern Iran). *Lithos* 12: 187-198.
- Davis, J. M., Elston, W. E. and Hawkesworth, C. J. (1993) Basic and intermediate volcanism of the Mogollon-Datil volcanic field: implications for mid-Tertiary tectonic transitions in southwestern New Mexico, USA. In: *Magmatic processes and plate tectonics* (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) Special publication 76: 469-488. Geological Society, London.
- Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Pichon, X. L. E., Knipper A. L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I. M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. and Biju-Duval, B. (1986) Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*. 123: 241-315.
- Dewey, J. F., Hempton, M. R., Kidd, W. S. F., Saroglu, F. and Sengör, A. M. C. (1986) Shortening of continental lithosphere: the neotectonics of eastern Anatolia-a young collision zone. In: *Collision zone tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Ries, A. C.) Special publication 19: 3-36. Geological Society, London.
- Didon J. and Gemain Y. M. (1976) Le Sabalan, volcan Plio-Quaternaire de l'Azerbaïdjan oriental (Iran), etude geologique et petrographique de l'edifice et de son environnement regional these de 3eme cycle: Grenoble, University of Grenoble, Grenoble, France.
- Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S. (2010) Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review* 52: 536-578.
- Dostal, J., Breitsprecher, K., Church, B. N., Thorkelson, D. and Hamiton, T. S. (2003) Eocene melting of Precambrian lithospheric mantle: analcime-bearing volcanic rocks from the Challis-Kamloops belt of south Central British Columbia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 126: 303-326.
- Duggen, S., Hoernle, K., Bogaard, P. V. D. and Garbe-schönberg, D. (2005) Post-collisional transition from subduction to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere. *Journal Petrology* 46: 1155-1201.

- Eftekharneshad, J. (1975) Brief description of tectonic history and structural development of Azarbaijan. internal report to the ministry of mines. Geological Survey of Iran. (in Persian).
- Ersoy, E. Y., Helvacı, C. and Palmer, M. R. (2010) Mantle source characteristics and melting models for the early-middle Miocene mafic volcanism in western Anatolia: implications for enrichment processes of mantle lithosphere and origin of K-rich volcanism in postcollisional settings. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198: 112-128.
- Fitton, J. G., James, D. and Leeman, W. P. (1991) Basic magmatism associated with late Cenozoic extension in the western United States: compositional variations in space and time. *Journal of Geophysical Research* 96 (B8): 13693-13711.
- Foley, S. F. (1992) Petrogenetic characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos* 28:187-204.
- Foley, S. F., Jackson, S. E., Fryer, B. J., Greenough, J. D. and Jenner, G. A. (1996) Trace element partition coefficients for clinopyroxene and phlogopite in an alkaline lamprophyre from Newfoundland by LAM-ICP-MS. *Geochemica et Cosmochemica Acta* 60: 629-638.
- Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48: 237-262.
- Galoyan, G., Rolland, Y., Sosson, M., Corsini, M., Billo, S., Verati, C. and Melkonyan, R. (2009) Geology, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Sevan ophiolites (Lesser Caucasus, Armenia): evidence for Jurassic back-arc opening and hot spot event between the south Armenian block and Eurasia. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 135-153.
- Ge, X. Y., Li, X. H., Chen, Z. G. and Li, W. (2002) Geochemistry and petrogenesis of Jurassic high Sr/low Y granitoids in the eastern China: constraints on crustal thickness. *Chinese Sciences Bulletin* 47: 962-968.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26: 683-693.
- Gill, J. and Whelan, P. (1989) Early rifting of an oceanic island arc (Fiji) produced shoshonitic to tholeiitic basalts. *Journal of Geophysical Research* 94: 4561-4578.
- Green, N. L. (2006) 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.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. *Tectonics* 26(11): 1-26.
- Gupta, A. K. and Fyfe, W. S. (1975) Leucite survival: the alteration to analcime. *Canadian Mineralogist* 13: 361-363.
- Hofmann, A. W., Jochum, K. P., Seufert, M. and White, W. M. (1986) Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79: 33-45.
- Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M. (2008) Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. *Tectonophysics* 451: 97-122.
- Innocenti, F., Manetti, P., Mazzuoli, R., Pasquare, G. and Villari, L. (1982) Anatolia and north western Iran. In: *Andesites* (Ed. Thorpe, R. S.) 327-349. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Ionov, D. A., Griffin, W. L. and O'Reilly, S. Y. (1997) Volatile-bearing minerals and lithophile trace

- elements in the upper mantle. *Chemical Geology* 141: 153-184.
- Jahangiri, A. (2007) Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30: 433-447.
- Karlsson, H. R. and Clayton, R. N. (1991) Analcime phenocrysts in igneous rocks: primary or secondary? *American Mineralogist* 76: 189-199.
- Karsli, O., Chen, B., Aydin, F. and Şen, C. (2007) Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek plutons, eastern Turkey: implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a postcollision extensional setting. *Lithos* 98: 67-96.
- Karsli, O., Dokuz, A., Kaliwoda, M., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Fehr, K. (2014) Geochemical fingerprints of late Triassic calc-alkaline lamprophyres from the eastern Pontides, NE Turkey: a key to understanding lamprophyre formation in a subduction-related environment. *Lithos* 196-197: 181-197.
- Keskin, M. (2003) Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: an alternative model for collision-related volcanism in eastern Anatolia, Turkey. *Geophysical Research Letters* 30(24): 8046-8050.
- Kheirkhah, M., Allen, M. and Emami, M. (2009) Quaternary syn-collision magmatism from the Iran-Turkey borderlands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182: 1-12.
- Klemme, S., O'Neill, H. S. C. (2000) The near-solidus transition from garnet lherzolite to spinel lherzolite. *Contributions to Mineralogy Petrology* 138: 237-248.
- La Tourette, T., Hervig, R. L. and Holloway, J. R. (1995) Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135: 13-30.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. A. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkaline-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Le Maitre, R. W. (2002) *Igneous Rock: a classification and glossary of terms*. 2nd edition, Cambridge University Press, Cambridge.
- Lescuyer, J. I. and Riou, R. (1976) *Géologie de la région de Mianeh (Azarbayjan). contribution de la volcanisme tertiaire de l' Iran*. PhD thesis, Grenoble University, Grenoble, France.
- Luhr, J. F. and Kyser, T. (1989) Primary igneous analcime: the Colima minettes. *American Mineralogist* 74: 216-223.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tavakoli, F., Nankali, H. and Vernant, P. (2006) Extension in NW Iran driven by the motion of the south Caspian basin. *Earth and Planetary Science Letters* 252: 180-188.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B. P. (2003) Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters* 30: 20-36.
- Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. *Earth Science Reviews* 11: 337-364.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 4: 397-412.
- Moinevaziri, H., Khalili Marandi, SH. and Brousse, R. (1991) Importance doun volcanism potassique, au Miocene superier, en Azerbaidjan, Iran. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 313:1603-1610.
- Moinevaziri, H. (1985) *Volcanisme Tertiaire et Quaternaire en Iran*. PhD Thesis, Université Paris-Sud, Orsay, France.

- Moradian, A. (2008) A contribution to the genesis of analcite after leucite in potassic volcanic rocks of the Nadik area, Kerman, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran* 19: 31-48.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogy* 27:143-156.
- Pang, K. N., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H., Lin, Y. C., Lee, H. Y., Lo, C. H. and Khatib, M. M. (2013) Iranian ultrapotassic volcanism at ~11 Ma signifies the initiation of post-collisional magmatism in the Arabia-Eurasia collision zone. *Terra Nova* 25: 405-413.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.) 230-249. Shiva, Cheshire.
- Pearce, T. H. (1970) The analcite-bearing volcanic rocks of the Crowsnest formation, Alberta. *Canadian Journal of Earth Sciences* 7: 46-66.
- Philip, H., Cisternas, A., Gvishiani, A. and Gorshkov, A. (1989) The Caucasus: an actual example of the initial stages of continental collision. *Tectonophysics* 161: 1-2.
- Prelevic, D., Foley, S. F., Romer, R. L. and Conticelli, S. (2008) Mediterranean Tertiary lamproites: multi component melts in post-collisional geodynamics. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72: 2125-2156.
- Prelevic, D., Jacob, D. E. and Foley, S. F. (2013) Recycling plus: a new recipe for the formation of Alpine-Himalayan orogenic mantle lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters* 362: 187-197.
- Putnis, C. V., Geisler, T., Schmid-beurmann, P., Stephan, T. and Giampaolo, C. (2007) An experimental study of the replacement of leucite by analcime. *American Mineralogist* 92: 19-26.
- Rock, N. M. S. (1991) *Lamprophyres*. Blackie and Son, Glasgow, London.
- Robinson, J. A. C. and Wood, B. J. (1998) The depth of the spinel to garnet transition at the Saha, P. (1959) *Geochemical and X-ray investigation of natural and synthetic analcites*. *American Mineralogist* 4: 300-313.
- Saha, P. (1959) *Geochemical and x-ray investigation of natural and synthetic analcites*. *American Mineralogist*. 44: 300-314.
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K. J. (1988) The Tethyside orogenic collage. In: *Gondwana and Tethys* (Eds. Audley-Charles, M. G. and Hallam, A.) Special publication of the Geological Society 37: 119-181. Geological Society and Oxford University Press, Oxford.
- Şengör, A. M. C., Özeren, S., Zor, E. and Genç, T. (2003) East Anatolian high plateau as a mantle-supported, N-S shortened domal structure. *Geophysical Research Letters* 30 (24): 80451-80454.
- Shafaii Moghadam, H. and Shahbazi Shiran, H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Journal Petrology*. 4: 15-34 (in persian).
- Shafaii Moghadam, H., Ghorbani, G., Zakikhedr, G., Fazlnia, N., Chiaradia, M., Eyuboglu, Y., Santosh, M., Galindo Francisco, C., Lopez Martinez, M., Gourgaud, A. and Arai, S. (2013) Late Miocene K-rich volcanism in the Eslamieh Peninsula (Saray), NW Iran: implications for geodynamic evolution of the Turkish-Iranian high plateau. *Gondwana Research* 26: 1028-1050.
- Shaw, D. M. (1970) Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34: 237-243.
- Smith, E. M., Worthington, T. J., Price, R. and Gamble, J. A. (1997) Primitive magmas in arc-type volcanic associations: examples from the south pacific. *The Canadian Mineralogist* 35: 257-273.
- Stampfli, G. M., Marcoux, J. and Baud, A. (1991) Tethyan margins in space and time. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 87: 373-409.

- Stöcklin, J. (1974a) Northern Iran: Alborz mountains. Geological Society of London, Special publication 4: 213-234.
- Stöcklin, J. (1974b) Possible ancient continental margins in Iran. In: The geology of continental margins (Eds. Burk, C. A. and Drake, C. L.) 873-887. Springer, Berlin.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Magmatism in the ocean basins (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Sun, C. H. and Stern, R. J. (2001) Genesis of Mariana shoshonites: contribution of the subduction component. *Journal of Geophysical Research* 106: 589-608.
- Taylor, D. and MacKenzie, W. S. (1975) A contribution to the pseudoleucite problem. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 49: 321-333.
- Taylor, S. R., and McLennan, S. M. (1985) The continental crust: its composition and evolution. Blackwell Publishing, Oxford.
- Torabi, G. (2011) Middle Eocene volcanic shoshonites from western margin of Central-east Iranian microcontinent (CEIM), a mark of previously subducted CEIM-confining oceanic crust. *Journal Petrology* 19: 675-689.
- Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W. (1996) Postcollision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology* 37: 45-71.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95:185-187.
- Wilkinson, J. F. G. and Hensel, H. D. (1994) Nephelines and analcimes in some alkaline igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 118: 79-91.
- Woolley, A. R., Bergman, S. C., Edgar, A., Lebas, M. J., Mitciell, R. H., Rock, N. M. S. and Scott Smith B. H. (1996) Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks. *Canadian Mineralogy* 34: 175-186.
- Yang, J. H., Chung, S. I., Zhai, M. G. and Zhou, X. H. (2004) Geochemical and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of mafic dykes from the Jiaodong peninsula, China: evidence for veinplus-peridotite melting in the lithospheric mantle. *Lithos* 73: 145-160.

Mineralogy and geochemistry of analcime bearing alkaline rocks in Salavat range, Azerbaijan Magmatic Plateau, NW Iran

Azam Soltanmohammadi and Mohammad Rahgoshay *

Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

Abstract

The Alborz-Azerbaijan magmatic plateau (AAMP), in the northwestern part of Iran, is one of the main exposes of magmatic activities in the Cenozoic. The Salavat range is located in the eastern part of AAMP, and widely occur in alkaline lavas and dykes. Based on field studies, mineral chemistry, and whole-rock geochemistry, alkaline rocks in the Salavat range are classified into two groups that are composed of analcime, analcime bearing breccias and analcime bearing tephrite pillow lavas (group I), tephrite-phonotephrite and lamprophyre dykes (group II). These rocks cover a broad compositional range from sodic to transitional sodic-potassic and potassic series, all of which are high-K in character. On the basis of whole-rock chemistry, alkaline rocks in the Salavat range resulted from a phlogopite/amphibole-bearing peridotite source in garnet-spinel lherzolite transitional zone that underwent metasomatism processes. Geochemical data indicated partial melting of subcontinental lithospheric mantle source, played major roles in the formation and evolution of the Salavat range rocks, whereas crustal contamination seems to be restricted to minor effect. The Salavat range magma was generated in a collision-related extensional setting, following the closure of the Neotethys Ocean in the Cenozoic.

Key words: Analcime bearing alkaline rocks, Metasomatism, Subcontinental lithospheric mantle, Alborz-Azerbaijan magmatic plateau

* m-rahgoshay@sbu.ac.ir