



IRANIAN SOCIETY of  
CRYSTALLOGRAPHY  
and MINERALOGY

No. 2, 1386/2007 Fall & Winter

IRANIAN JOURNAL of  
CRYSTALLOGRAPHY  
and MINERALOGY

## **Mineralogy and geochemistry of carbonatite-silicate xenoliths of volcanic rocks from Gheklar area west of Marand (E. Azerbaijan province)**

**A. Jahangiri, M. Moayyed**

*Dept of Geology, University of Tabriz  
E-mail A. jahangiri@tabrizu.ac.ir*

(Received: 10/6/2006, received in revised form: 16/4/2007)

**Abstract:** In the west of Marand in Gheklar area, the Upper Miocene-Pleistocene volcanic rocks, including intermediate to acidic basic alkaline and lamprophyric, are extensive exposed. Trachy-andesite rocks of this area contain carbonatite-silicate xenoliths, which according to mineralogical studies, are calcite – carbonatite type. The minerals of calcite, diopside, anorthite, phlogopite, amphibole, apatite, biotite and titanomagnetite are essential minerals, which belong to calcic and hydrous carbonatite types. The dacitic volcanic rocks of this area also contain carbonates globules that formed from calcite and euhedral apatites. These xenoliths are geochemically characterized by high content of CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cr, Ni, V, Cu, Zn which are related to host rock. REE pattern displays fractionated pattern  $(Ce/Yb)_N = 24-29$  and lack of Eu negative signature. The source of these xenoliths can be attributed to disequilibrium partial melting of metasomatized mantle by either released fluids from subducted slab or silicate melts derived from melting of subducted slab. Association of silicates and carbonates in xenoliths can be related to mingling and immiscible fluids.

**Keywords:** *xenolith, Gheklar, carbonatite-silicate, mantle metasomatism.*



انجمن باورشناسان و کانی شناسان ایران

شماره ۲، پاییز و زمستان ۸۶، از صفحه ۲۵۹ تا ۲۷۰

مجله  
بلورشناسی  
و کانی شناسی  
ایران

## کانی شناسی و ژئوشیمی سنگهای برون بومی کربناتیتی - سیلیکاتی آتشفشانی ناحیه قخلار واقع در غرب مرند (استان آذربایجان شرقی)

احمد جهانگیری، محسن موید

دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی

پست الکترونیکی: [A\\_jahangiri@tabrizu.ac.ir](mailto:A_jahangiri@tabrizu.ac.ir)

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۳/۲۰، دریافت نسخه نهایی ۱۳۸۶/۱/۲۷)

**چکیده:** در غرب مرند و در ناحیه قخلار، سنگهای آتشفشانی میوسن بالایی تا پلیستوسن با ترکیب متوسط تا اسیدی، و سنگهای بازیک قلیایی و دایکهای لامپروفری، برونزد گسترده‌ای دارند. درون سنگهای تراکی آندزیتی این ناحیه برون بوم را سنگهای کربناتیتی-سیلیکاتی تشکیل داده‌اند که براساس مطالعات کانی‌شناسی این کربناتیتها از نوع کربناتیت-کلسیتی هستند. کانیهای کلسیت، دیوپسید، آنورتیت، فلوگوپیت، آمفیبول، آپاتیت، بیوتیت و تیتانو-منیتیت اجزای تشکیل دهنده این رخساره برون بومی‌اند که در گروه کربناتیت‌های کلسیک و آبدار قرار می‌گیرند. سنگهای داسیتی این منطقه نیز حاوی گویچه‌هایی از کربناتها هستند که از کلسیت و کانیهای درشت شکل‌دار آپاتیت تشکیل شده‌اند. این زینولیتها از نظر ژئوشیمیایی با مقادیر بالای  $MgO$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$  و عناصر  $Ni$ ,  $V$ ,  $Cu$ ,  $Zn$  و نسبت به سنگ میزبان دیده می‌شوند. الگوی عناصر کمیاب آنها تفریق یافته  $24 - 29 = (Ce/Yb)_N$  و بدون بی-هنجاری منفی  $Eu$  است. خاستگاه این سنگهای برون بوم به ذوب‌بخشی ناترازمند با نرخ کم گوشتۀ دگرنهادۀ نسبت داده می‌شود. دگرنهادی گوشته می‌تواند به وسیله مواد فرار آزاد شده از صفحه اقیانوسی فرورونده، و یا آبگون سیلیکاتی حاصل از ذوب صفحه فرورونده صورت گرفته باشد. می‌توان گفت که همراهی کربناتها و سیلیکاتها به صورت سنگ برون بوم، با پدیده آمیختگی و اختلاط ناپذیری آبگون سیلیکاتی و کربناتیتی باشد.

**واژه‌های کلیدی:** سنگ برون بوم، قخلار، کربناتیت-سیلیکات، دگرنهادی گوشته.

## مقدمه

این مقاله پیدایش سنگهای برون بوم کربناتیتی-سیلیکاتی و سنگهای آتشفشانی کربنات دار در منطقه غرب مرند ناحیه قخلار و کانی شناسی و ژئوشیمی این سنگهای برون بوم را مورد بحث قرار می دهد. در ناحیه قخلار و زنجیره غرب مرند استان آذربایجان شرقی، سنگهای آتشفشانی اسیدی تا متوسط، با ترکیب پیروکسن آندزیت تا داسیتی برونزد دارند که از درون تهنشستهای سرخ رنگ میوسن بالا آمده اند، و گنبد های زیر آتشفشانی های داسیتی همانند گنبد های گچی قلعه سی و تاباخ داغی را به وجود آورده اند. به دنبال جایگیری این گنبد ها، فعالیت های آتشفشانی با ترکیب بازالت های قلیایی و دایک های لامپروفیری در منطقه آغاز شده اند [۲ و ۱]. در درون سنگهای آتشفشانی با ترکیب آندزیتی تا اسیدی سنگهای برون بوم کربناتیتی-سیلیکاتی با قطری در حدود چند ده سانتیمتر، و با رنگ خاکستری تیره و دانه ریز تا دانه متوسط یافت می شوند. از طرف دیگر در ترازهای بالاتر در درون سنگهای داسیتی کانیهایی کلسیت، آپاتیت، و اسفن به صورت گویچه هایی در اندازه چند میلیمتر تا سانتیمتر دیده شده اند. همبود کربناتیتها و سنگهای آذرین اشباع نشده از سیلیس در بیشتر نقاط جهان گزارش شده است [۳]. در حالیکه همراهی کربناتیتها با سنگهای آتشفشانی اشباع از سیلیس نسبتا نادر است [۴ تا ۶]. سنگهای کربناتیتی با ترکیب کانی شناسی و شیمیایی بسیار گسترده از نواحی مختلف جهان شناخته شده اند، ولی ترکیب کانی شناسی کربناتیت های همراه سنگهای اشباع از سیلیس محدود است. با وجود محدود بودن گسترش سنگهای کربناتیتی در سطح زمین، بررسی آنها به دلیل نقش مهمی که در مطالعه دگرنهادی گوشته و از نظر اقتصادی به دلیل دارا بودن ذخایر اقتصادی عناصر خاکی کمیاب REE دارند، دارای اهمیت به سزایی هستند. پیدایش سنگهای برون بوم کربناتیتی و سنگهای آتشفشانی کربنات دار در قوسهای ماگمایی وابسته به فرایندهای پایانی فرورانش، و قوسهای پس از برخورد، به فرایند آبدایی صفحه اقیانوسی فرورونده و از دست دادن آبگونی های همانند  $H_2O$  و  $CO_2$  در گذر از رخساره آمفیبولیتی به اکلوزیتی و یا به آبگون سیلیکاتی اسیدی حاصل از ذوب صفحه فرورونده نسبت داده شد. این شاره ها و یا آبگونی های اسیدی در برخورد با گوشته پریدوتیتی موجب دگرنهادی گوشته شده و ذوب بخشی گوشته غنی شده با نرخ بسیار اندک، منجر به تشکیل آبگون کربناتیتی می شود. همبود بیگانه سنگهای برون بوم و گویچه های کربناتیتی با سنگهای آتشفشانی سیلیکاتی و یا شیشه های سیلیکاتی، به عنوان وجود دو آبگون اختلاط ناپذیر تفسیر شده است [۵].

## روش مطالعه

در این کار پس از بررسی های صحرایی و نمونه برداری از سنگهای آتشفشانی منطقه، مقاطع نازکی از آنها با میکروسکوپ قطبشی مطالعه، و تعدادی از نمونه ها برای شناسایی کانیهایی مورد

نظر با دستگاه XRD زیرمنس ۵۰۰ با لامپ مس  $K\alpha = 1.54 \text{ \AA}$  سازمان زمین‌شناسی شمال-غرب کشور، مورد بررسی قرار گرفتند. تجزیه شیمیایی نمونه‌های مورد نظر در عناصر اصلی و فرعی با XRF و عناصر کمیاب خاکی با ICP-MS در استرالیا انجام شده است.

#### زمین‌شناسی عمومی منطقه

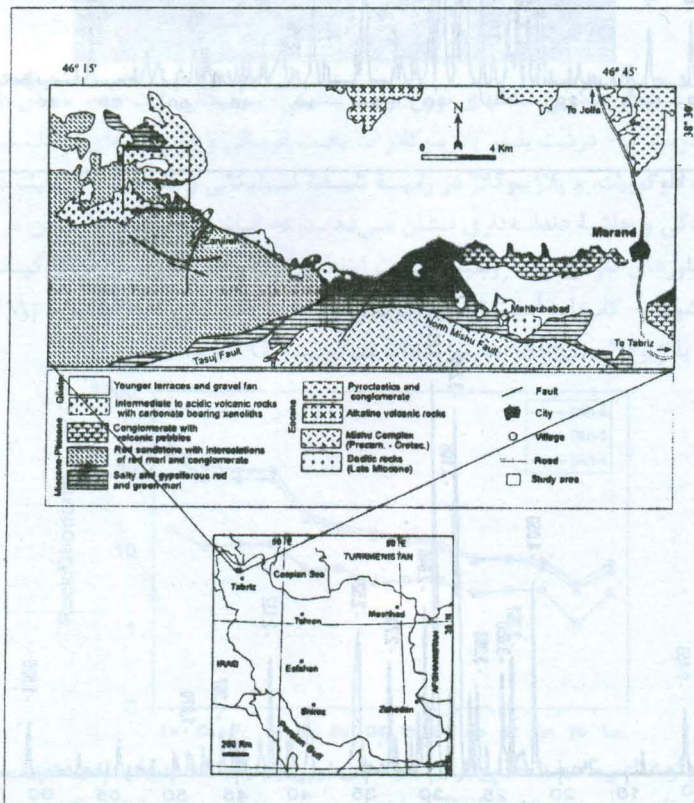
در شمال آذربایجان در طول زمان ترشیری فعالیتهای آتشفشانی وسیعی صورت گرفته است. این فعالیتهای در زمان ائوسن و میوسن فوقانی - پلیوسن از شدت بیشتری برخوردار بوده است. ترکیب گدازه‌ها نیز در گستره گسترده‌ای از ماگماهای کالکو آلکالن خنثی تا اسیدی و قلیایی با ماهیت پتاسیک و سدیک بالا در تغییراند. در زنجیره غرب مرند و دامنه شمالی کوههای میشو و در شمال گسل تبریز، فعالیتهای آتشفشانی با نفوذ توده‌های زیرآتشفشانی با ترکیب آندزیت - داسیت - ریو داسیت در اواخر میوسن با ویژگیهای ژئوشیمیایی آداکایتی شروع شده [۷] و با خارج شدن گدازه‌های قلیایی پتاسیک تا شوشونیتی در زمان پلیوسن و کواترنری ادامه می‌یابد [۱]. آخرین فعالیتهای آتشفشانی در منطقه همراه با جایگیری دایکهای لامپروفیری است [۲]. توده‌های زیرآتشفشانی با ترکیب آندزیتی - تراکی آندزیتی تا داسیتی از درون تهنشستهای ماسه سنگها و مارنهای ژپس‌دار میوسن خارج شده‌اند (شکل ۱). سنگهای تراکی آندزیتی تا داسیتی بالا، حاوی سنگهای برون بومی آمفیبولیت، گابرو و کربناتیتی‌اند که سنگهای برون بومی آمفیبولیتی از فراوانی بیشتری برخوردارند.

#### کانی‌شناسی و ژئوشیمی

سنگهای برون بومی کربناتیتی-سیلیکاتی در سنگهایی با ترکیب تراکی - آندزیتی تا آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند و گویچه‌های کربنات‌دار در سنگهای آتشفشانی داسیتی ظاهر می‌شوند. بررسیهای میکروسکوپی و XRD نشانگر وجود کانیهای کلسیت، فلدسپار، دیوپسید، فلوگوپیت، آمفیبول، آپاتیت، الیوین، پیریت و کانیهای فلزی در سنگهای برون بومی است (شکل ۲). کانیهای کلسیت، آپاتیت و اسفن کانیهای اصلی گویچه‌های کربناتی را تشکیل می‌دهند.

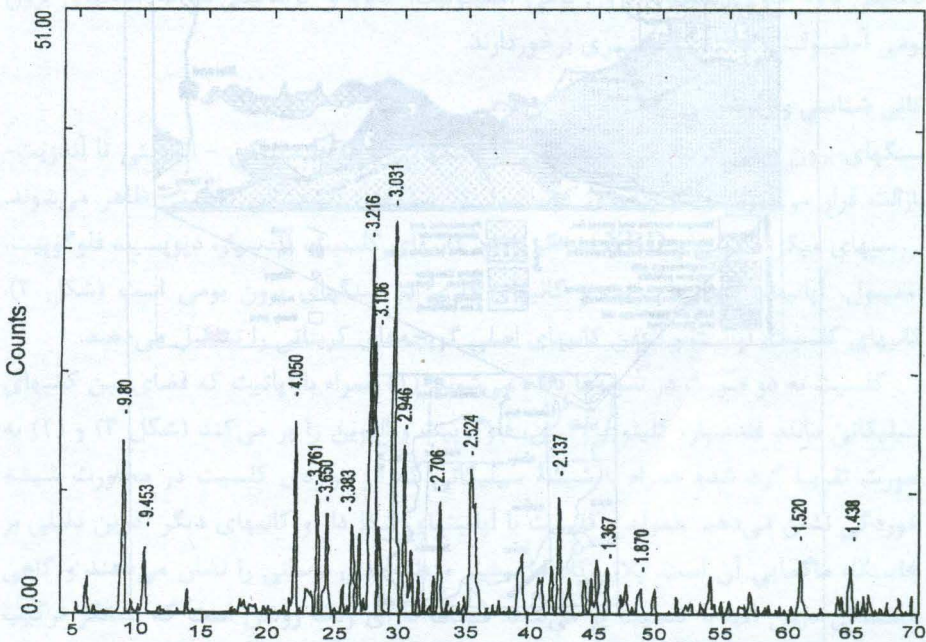
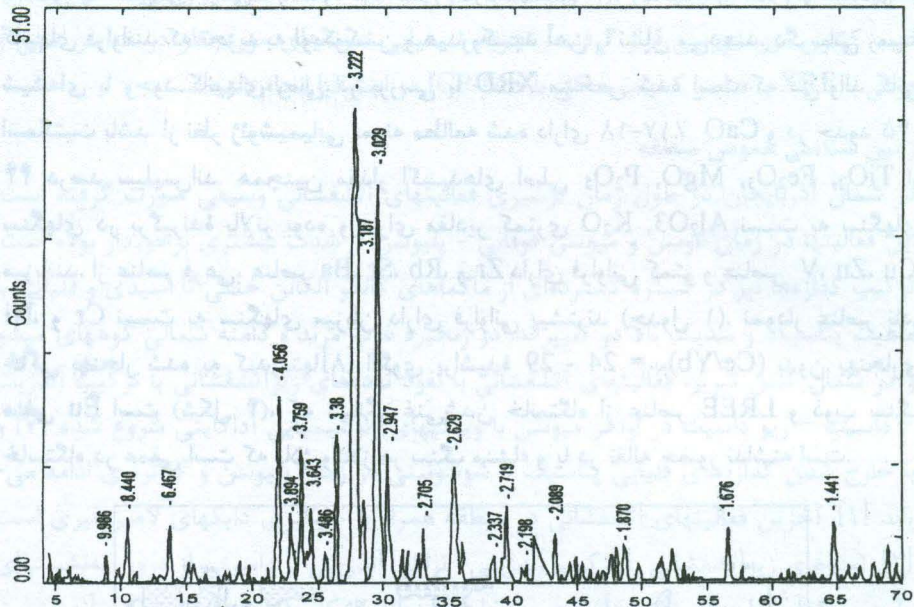
کلسیت به دو صورت در نمونه‌ها دیده می‌شوند: (۱) همراه با آپاتیت که فضای بین کانیهای سیلیکاتی مانند فلدسپار، کلینوپیروکسن، فلوگوپیت و الیوین را پر می‌کند (شکل ۳) و (۲) به صورت تقریباً گرد شده همراه با شیشه سیلیکاتی که در مواردی کلسیت در مجاورت شیشه خوردگی نشان می‌دهد. همراهی کلسیت با آپاتیتهای شکل‌دار و کانیهای دیگر آذرین دلیلی بر خاستگاه ماگمایی آن است. پلاژیوکلازها بیشتر منطقه‌بندی نوسانی را نشان می‌دهند و گاهی شکستگی درون آنها با کلسیت پر می‌شود. میکاها دارای رنگ روشن است که نشانگر ترکیب فلوگوپیتی آنهاست. بعضی از بلورهای فلوگوپیت به وسیله کلسیت قطع و یا ورقه ورقه شده‌اند. الیوین به صورت شکل‌دارست و در حاشیه ایدینگزیتی شده است. آمفیبول و کلینوپیروکسن نیز

به صورت کانیه‌های فرعی در نمونه‌ها حضور دارند (شکل ۳). اکسیدهای آهن و تیتانیم از کانیه‌های فراوانند که تجزیه به لویکوکسن و هیدروکسید آهن را نشان می‌دهند. دگرسانی زمینه شیشه‌ای با وجود کانیه‌های رسی در بررسی با XRD مشخص شده است که می‌تواند کانی اسمکتیت باشد. از نظر ژئوشیمیایی نمونه مطالعه شده دارای ۱۸-۱۷٪ CaO و در حدود ۴۵-۴۴ درصد سیلیس‌اند. همچنین مقدار اکسیدهای اصلی  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  از سنگهای در برگیرنده بالاتر بوده و دارای مقادیر کمتری  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  نسبت به سنگهای میزبانند. از عناصر فرعی، عناصر Sr, Ba, Rb, و Zr دارای فراوانی کمتر و عناصر Cu, Zn, V, و Ni نسبت به سنگهای میزبان دارای فراوانی بیشترند (جدول ۱). نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده به کندریتها [۸] الگوی پراشیده ۲۹ - ۲۴  $(\text{Ce/Yb})_N =$  بدون بهنجاری منفی Eu است (شکل ۴)، که نشانگر غنی‌شدن خاستگاه از عناصر LREE و ذوب سنگ خاستگاه در عمقی است که پلازیوکلاز در سنگ منشاء و یا در تقاله حضور نداشته است.

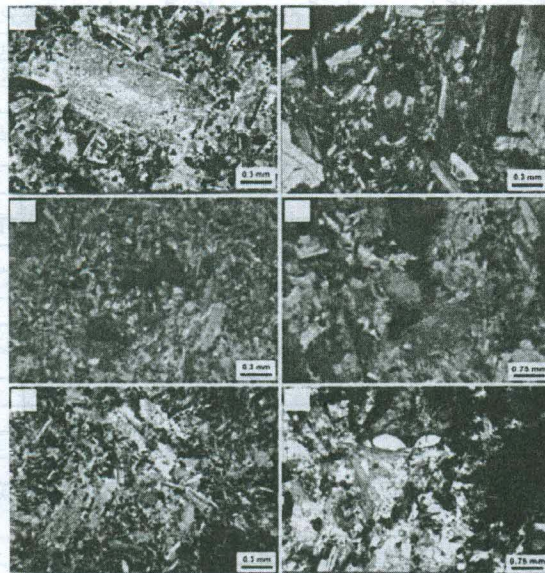


شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی غرب مرند و موقعیت منطقه مطالعه شده. اقتباس از نقشه ۱/۲۵۰۰۰ تبریز،

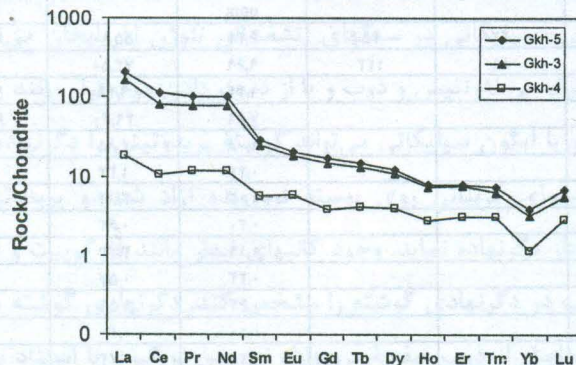
سازمان زمین‌شناسی کشور با تغییرات.



شکل ۲ نقش پراش پرتو X (XRD) در سنگهای برون بوم سیلیکاتی- کربناتیتی، کلسیت، پلازیوکلاز و فلوگوپیت، قله‌های اصلی را تشکیل می‌دهند.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی سنگهای برون بوم کربناتی-سیلیکاتی. الف- بلور شکل دار الیوین در پیروکسن آندزیت. ب- درشت بلور پلاژیوکلاز با بافت غربالی و در زمینه‌ای از کلسیت و آپاتیت. ج- آمفیبول، فلوگوپیت، و پلاژیوکلاز در زمینه شیشه سیلیکاتی و کلسیت، کلسیت در همسایگی شیشه، خوردگی و حاشیه دنداندهاری نشان می‌دهند. د- انباشت بلورهای الیوین در زمینه‌ای از، کلسیت. ه- بلورهای فلوگوپیت به وسیله کلسیت احاطه و ورقه ورقه شده‌اند، و حالت کینگ باند در آنها مشاهده می‌شود. و- کانیه‌های آمفیبول و پلاژیوکلاز در زمینه کلسیتی. الیوین، Ap: آپاتیت، Cc: کلسیت، Pl: پلاژیوکلاز، Amph: آمفیبول، Phl: فلوگوپیت، Gl: شیشه.



شکل ۴ نمودار عناصر کمیاب خاکی برای نمونه‌های برون بوم و سنگ میزبان، نمونه‌های سنگ برون بوم الگوی تفریق یافته و فراوانی بالای  $\sum \text{REE}$  را نشان می‌دهند. داده‌ها به مقادیر کندریتی [۸] بهنجار شده‌اند. نمونه‌های Gkh-3 و Gkh-5 به نمونه‌های کربناتی-سیلیکاتی، و نمونه Gkh-4 به سنگ میزبان مربوطند.

جدول ۱ نتایج تجزیه نمونه‌های سنگ کل برون‌بوم کربناتیتی-سیلیکاتی و سنگ میزبان.

| Sample                         | سنگ میزبان |       |       | بیگانه سنگ |       |
|--------------------------------|------------|-------|-------|------------|-------|
|                                | Gkh-1      | Gkh-2 | Gkh-4 | Gkh-3      | Gkh-5 |
|                                |            |       | wt%   |            |       |
| SiO <sub>2</sub>               | ۶۶,۴۶      | ۶۶,۸۱ | ۶۷,۱۱ | ۴۴,۶۷      | ۴۵,۱۶ |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰,۶۸       | ۰,۶۶  | ۰,۶۷  | ۰,۸۶       | ۰,۹۷  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱۴,۵۰      | ۱۵,۱۹ | ۱۴,۵۲ | ۱۲,۲۵      | ۱۲,۱۲ |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۱,۹۰       | ۱,۸۴  | ۱,۸۶  | ۲,۰۱       | ۲,۲۵  |
| FeO                            | ۱,۸۴       | ۱,۷۰  | ۱,۷۸  | ۳,۷۴       | ۴,۲۶  |
| MnO                            | ۰,۰۷       | ۰,۰۶  | ۰,۰۶  | ۰,۰۹       | ۰,۱۰  |
| MgO                            | ۱,۲۸       | ۱,۱۶  | ۱,۳۰  | ۳,۳۷       | ۳,۷۵  |
| CaO                            | ۴,۵۴       | ۴,۱۸  | ۴,۳۷  | ۱۸,۴۱      | ۱۷,۳۶ |
| Na <sub>2</sub> O              | ۴,۰۰       | ۴,۲۳  | ۴,۰۸  | ۳,۴۴       | ۳,۳۰  |
| K <sub>2</sub> O               | ۳,۲۸       | ۳,۴۶  | ۳,۳۰  | ۱,۲۹       | ۰,۹۱  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | ۰,۳۴       | ۰,۳۵  | ۰,۳۳  | ۰,۴۹       | ۰,۵۳  |
| LOI                            | ۰,۵۴       | ۰,۱۳  | ۰,۳۷  | ۸,۸۱       | ۷,۹۴  |
| Total                          | ۹۹,۵۳      | ۹۹,۷۷ | ۹۹,۷۷ | ۹۹,۴۳      | ۹۸,۶۵ |
|                                |            |       | ppm   |            |       |
| Ba                             | ۷۹۵        | ۷۴۲   | ۷۶۴   | ۵۰۳        | ۴۴۳   |
| Rb                             | ۹۴         | ۹۴    | ۹۲    | ۳۷         | ۳۱    |
| Sr                             | ۷۳۷        | ۷۱۹   | ۷۳۷   | ۵۷۵        | ۵۶۹   |
| Y                              | ۱۶         | ۱۷    | ۱۸    | ۱۴         | ۱۳    |
| Zr                             | ۳۱۷        | ۳۰۳   | ۳۱۴   | ۱۲۹        | ۱۳۶   |
| Nb                             | ۱۵         | ۱۸    | ۱۹    | ۱۵         | ۸     |
| Th                             | ۳۱         | ۲۶    | ۲۳    | ۱۱         | ۶     |
| Pb                             | ۱۲         | ۲۱    | ۲۱    | ۱۱         | ۲۰    |
| Ga                             | ۱۲         | ۱۲    | ۲۲    | ۱۴         | ۱۵    |
| Zn                             | ۵۵         | ۵۰    | ۵۳    | ۶۰         | ۸۰    |
| Cu                             | ۲۵         | ۱۶    | ۱۹    | ۲۹         | ۲۵۴   |
| Ni                             | ۴۶         | ۳۶    | ۴۲    | ۵۰         | ۴۹    |
| V                              | ۶۸         | ۵۷    | ۶۳    | ۶۹         | ۸۱    |
| Cr                             | ۳۸         | ۳۹    | ۴۲    | ۶۶         | ۴۸    |
| U                              | ۵          | ۴     | ۹     | ۱          | ۱     |
|                                |            |       | ppm   |            |       |
| La                             | ۲۲         | ۴۵    | ۶,۳۴  | ۵۵,۸۰      | ۶۹,۲۰ |
| Ce                             | ۸۱         | ۱۲۳   | ۹,۶۹  | ۷۲,۵۰      | ۱۰۱   |
| Pr                             |            |       | ۱,۴۲  | ۹,۴۸       | ۱۲,۳۰ |
| Nd                             |            |       | ۷,۶۹  | ۴۹,۴۰      | ۶۴,۱۰ |
| Sm                             |            |       | ۱,۰۸  | ۴,۸۵       | ۵,۶۷  |
| Eu                             |            |       | ۰,۴۳  | ۱,۳۴       | ۱,۴۸  |
| Gd                             |            |       | ۱,۰۳  | ۳,۱۸۴      | ۴,۴۰  |
| Tb                             |            |       | ۰,۲۰  | ۰,۶۲       | ۰,۷۰  |
| Dy                             |            |       | ۱,۱۹  | ۳,۲۴       | ۳,۶۵  |
| Ho                             |            |       | ۰,۲۲  | ۰,۵۷       | ۰,۶۱  |
| Er                             |            |       | ۰,۶۲  | ۱,۵۱       | ۱,۵۸  |
| Tm                             |            |       | ۰,۱۰  | ۰,۲۰       | ۰,۲۳  |
| Yb                             |            |       | ۰,۲۵  | ۰,۷۲       | ۰,۸۵  |
| Lu                             |            |       | ۰,۱۰  | ۰,۱۹       | ۰,۲۳  |
| ΣREE                           |            |       | ۳۰    | ۲۰۴        | ۲۶۶   |
| (Ce/Yb) <sub>N</sub>           |            |       | ۲۹    | ۲۴         | ۳۰    |

## بحث و برداشت

ارتباط سنگهای برون بوم گوشته‌ای با ترکیب شیشه سیلیکاتی-کربناتی توسط پایل و هگرتی، کوکارگو و همکاران [۹ و ۱۰] در ارتباط با اختلاط‌ناپذیری آبگون سیلیکاتی و کربناتی توجیه شده است. از طرف دیگر بالا بودن نسبت  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  در کل سنگ و حضور آپاتیت و تهی‌شدگی نسبی  $\text{Zr}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Hf}$  نسبت به LREE به دگرنهادی به وسیله آبگونهای کربناتی نسبت داده شده است [۱۱ و ۱۲]. با این وجود تشخیص عامل دگرنهادی گوشته (آبگون سیلیکاتی، یا شاره‌های غنی از  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ) حتی در کارهای تجربی با ابهام همراه بوده است.

فعالیت‌های آتشفشانی در زمان پلیوسن تا کواترنری در آذربایجان با تشکیل گسترده سنگهای آتشفشانی قلیایی همراه بوده است، تشکیل سنگهای آتشفشانی غنی از فلدسپاتوئید، تراکیت‌های پتاسیم بالا و دایک‌های لامپروفیری در جزیره اسلامی [۱۳ تا ۱۵]، سنگهای آتشفشانی لوسیت بازالت و الیوین بازالت در غرب مرند [۱۶] می‌توانند دلیلی بر وجود گوشته دگرنهاده در زیر لیتوسفر قاره‌ای در ناحیه شمال غرب ایران باشد. فرایند فعالیت ماگمایی کالک قلیایی به قلیایی در زمان سنوزوئیک [۱۷] می‌تواند در ارتباط با نقش صفحه اقیانوسی فرورونده و آزدایی و یا آبگونی شدن آن و ناهمگنی به وجود آمده در گوشته بالایی باشد.

بر اساس ویژگیهای کانی‌شناسی، ژئوشیمیایی و ارتباط زمانی و مکانی سنگهای آتشفشانی متوسط تا اسیدی میوسن بالایی و سنگهای قلیایی بازیک پلیوسن-کواترنری، وجود سنگهای برون بوم کربناتی-سیلیکاتی در سنگهای آتشفشانی نئوژن آذربایجان می‌تواند در ارتباط با فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس و ذوب و یا از دست دادن مواد فرار مانند  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  باشد که این مواد فرار و یا آبگون سیلیکاتی می‌تواند گوشته پریدوتیتی را دگرنهاده کنند. گاز  $\text{CO}_2$  می‌تواند از تنه‌سستهای کربناتی روی پوسته فرورونده آزاد شده و پریدوتیت گوشته را به پریدوتیت کربنات‌دار دگرنهاده نماید. وجود کانیه‌های آبدار مانند فلوگوپیت و آمفیبول نیز می‌تواند نقش بخار آب در دگرنهادی گوشته را مشخص کند. دگرنهادی گوشته می‌تواند به وسیله آبگون سیلیکاتی حاصل از ذوب صفحه فرورونده نیز صورت گیرد. با استناد به ارتباط زمانی و مکانی همبود سنگهای برون بوم کربناتی-سیلیکاتی و گویچه‌های کلسیت و آپاتیت در درون داسیت‌ها و شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، می‌توان به شرح زیر نتیجه‌گیری کرد:

- ۱- سنگهای آتشفشانی آندزیت - بازالت، تراکی - آندزیت و داسیتی نئوژن در غرب مرنند حاوی سنگهای برون بوم کربناتیته - سیلیکاتی و گویچه‌هایی از کلسیت و آپاتیت هستند.
- ۲- بررسیهای کانی‌شناسی نشانگر حضورکانیهای کلسیت، پلاژیوکلاز، آپاتیت، فلوگوپیت، آمفیبول، دیوپسید، البوین، پیریت، و ایلمنیت در سنگهای برون زاد کربناتیته - سیلیکاتی است. کانیهی کلسیت و آپاتیت یا فضای بین بلورها را پر کرده است و یا در همسایگی با شیشه، سیلیکاتی شدند. همبود کلسیت با کانیهی شکل‌دار آپاتیت و دیگر کانیهی آذرین نشانگر خاستگاه آذرین آن است.
- ۳- سنگهای برون بوم از نظر ژئوشیمیایی با مقادیر بالای  $\text{CaO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  و مقادیر پایین  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  و مقادیر بیشتر  $\text{Cr}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{V}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$  نسبت به سنگ میزبان مشخص می‌شوند، و نقش REE تفریق‌یافته بدون بیهنجاری منفی Eu را نشان می‌دهند.
- ۴- تشکیل این سنگهای برون بوم به ذوب بخشی غیر تعادلی گوشته پریدوتیتی دگرنهاده شده به وسیله آبگون سیلیکاتی حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و یا مواد فرار بالا آمده از پوسته فرورونده نسبت داده می‌شود.
- ۵- همبود سنگهای برون بوم کربناتیته و سنگهای سیلیکاتی می‌توانند نتیجه آمیختگی و نیز اختلاط ناپذیری آبگونه‌های کربناتیته و سیلیکاتی باشد.

#### مراجع

- [۱] مودن محسن، موید محسن، حسین زاده قادر، "پتروگرافی و پترولوژی دایک لامپروفیری قخلار"، غرب مرنند، مجموعه هفتمین همایش انجمن زمین شناسی ایران (۱۳۸۲).
- [۲] مریم پرکنی، "بررسی ولکانیسم کواترنری در شمال و شمال‌غرب زنجیره، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز، (۱۳۷۷). صفحه ۱۱۷
- [3] Bailey D. K., "Carbonate magmas", J. of the Geological Society, London 150, (1993) 637-651.
- [4] Macdonald R., Kjarsgaard B. A., Skilling I. P., Davies G. R., Hamilton D. L., Black S., "Liquid immiscibility between trachyte and carbonate in ash flow tuffs from Kenya", Contributions to Mineralogy and Petrology 114, (1993) 276-287.
- [5] Cooper A. F., Reid D. L., "The association of potassic trachytes and carbonatites at the Dicker Willem Complex, southwest Namibia: coexisting,

*immiscible, but not cogenetic magmas*", Contributions to Mineralogy and Petrology 139, (2000) 570-583.

[6] Chazoti G., Bertrand H., Mergoill J., Sheppard S. M. F., "Mingling of Immiscible Dolomite Carbonatite and Trachyte in Tuffs from the Massif Central, France", Journal of Petrology, 44, (2003) 1917-1936

[۷] جهانگیری احمد، موید محسن، "مقایسه ویژگیهای ژئوشیمیایی توده های ساب ولکانیک

شمال گسل تبریز با آداکایتها"، بیست و دومین گردهمایی علوم زمین، تهران، (۱۳۸۲).

[8] Wakita H., Rey P., Schmitt R. A., "Abundances of the 14 rare earth elements and 12 other trace elements in Apollo 12 samples: five igneous and one breccia rocks and four soils", Proc. 2<sup>nd</sup> Lunar Sci. Conf. Pergamon Press, Oxford, (1971). pp. 1319-1329.

[9] Pyle J., Haggerty S. E., "Silicate-carbonate liquid immiscibility in upper eclogites: implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts", Geochemica et Cosmochimica Acta 58, (1994) 2997-3011.

[10] Kogarko L. N., Hendeson C. M. B., Pacheco H., "Primary Ca-rich carbonatite-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle", Contributions to Mineralogy and Petrology, 121, (1995) 216-274.

[11] Yaxely G. M., Crawford A. J., Green D. H., "Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia", Earth and Planetary Science, Letters, 107, (1991) 305-317.

[12] Rudnick R. L., McDonough W. F., Chappell B. C., "Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle", Earth and Planetary Science, Letters, 114, (1993) 463-475.

[13] Moradian-Sharbabaky A., "Geochemistry, geochronology and petrology of feldspatoid-bearing rocks in the Urumieh-Dokhtar Volcanic belt", Iran. Ph.D. thesis, University of Vologongge, (1997).

[۱۴] معین وزیری حسین، "دیاچهای بر ماگماتیسم در ایران"، دانشگاه تربیت معلم تهران

(۱۳۷۷) ۴۴۰.

[۱۵] موید محسن، موذن محسن، کلاگری علی اصغر، جهانگیری احمد، "پتروگرافی

وپترولوژی دایکهای شبه جزیره اسلامی (شرق دریاچه ارومیه)، آذربایجان شرقی. مجموعه

مقالات هشتمین کنفرانس علوم زمین، انجمن زمین شناسی ایران، (۱۳۸۳).

[۱۶] احمدزاده غلامرضا، "بررسی پتروگرافی و پترولوژی ولکانیتهای شمالغرب مرند(شمال

گله بان)، پایاننامه کارشناسی ارشد دانشگاه تبریز (۱۳۸۱) صفحه ۱۱۴.

- [17] Jahangiri A., "Evolution of Neogene-Quaternary calc-alkaline to alkaline volcanism in the nw of Tabriz, nw of Iran", Proceeding of 3MA, Morocco (2005).