

## ژئوشیمی، سنگ‌نگاری و خاستگاه زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دره‌ی زارچوئیه (جنوب شرقی بردسیر - کرمان)

حسین فاتحی\*، عباس مرادیان، حمید احمدی‌پور

گروه زمین‌شناسی دانشگاه شهید باهنر کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۰/۱/۲۹، نسخه نهایی: ۹۰/۶/۲۸)

**چکیده:** در جنوب شهرستان بردسیر (استان کرمان) رخنمون‌های بسیاری از سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کمربند ارومیه - دختر وجود دارند که بیشتر شامل آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت به سن ائوسن بوده و به صورت متناوب با سنگ‌های پیروکلاستیک قرار گرفته‌اند. شواهد سنگ‌نگاری (منطقه‌بندی، بافت غربالی و گردشگی سطح بلور در پلاژیوکلاز و پیروکسن) عدم تعادل اغلب درشت بلورها را با ماگمای میزبان نشان می‌دهند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که گدازه‌های منطقه مورد بررسی در قلمرو آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE و بالا بودن مقدار عناصر ناسازگار LILE نسبت به HFS و نیز بی-هنجاری منفی شاخص Nb, Ti و P در گدازه‌های منطقه از نشانه‌های سنگ‌های وابسته به فرورانس بوده و حاکی از این است که ماگمای این گدازه‌ها احتمالاً از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای که خود در اثر تماس با شاره‌ها مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده، از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته‌اند. بررسی کانی‌شناسی، بافت و شیمی سنگ‌ها در ردیف‌های منظم گدازه و پیروکلاستیک منطقه؛ حاکی از وجود تغییرات منظم شیمیایی ماگماها در مخازن ماگمایی کم‌عمق و تأثیر این تغییرات بر کانی‌شناسی و بافت گدازه‌هاست.

**واژه‌های کلیدی:** دره زارچوئیه؛ بازالت؛ ژئوشیمی؛ ذوب بخشی و قوس آتشفشانی.

### مقدمه

بی‌شک گسترده‌ترین فعالیت‌های آتشفشانی سرزمین ایران در زمان ائوسن رخ داده و آثار این تکاپوها را می‌توان در تمام بخش‌های ایران جز زاگرس و کپه داغ مشاهده کرد [۱]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن دارای طیف گسترده‌ی ترکیبی از اشباع تا ابر اشباع بوده و بیشتر به سری‌های ماگمایی آهکی-قلیایی تا شوشونیتی وابسته‌اند. در این میان به سنگ‌های موجود در کمربند ارومیه - دختر و البرز توجه بیشتری شده است و توسط افراد بسیار زیادی مورد بررسی‌های سنگ‌شناسی قرار گرفته‌اند [۱].

منطقه‌ی مورد بررسی در ۴۵ کیلومتری جنوب‌شرقی بردسیر، بخشی از کمربند ماگمایی ارومیه-دختر [۲] به شمار می‌آید و از نظر مختصات جغرافیایی بین طول‌های جغرافیایی

۳۳° ۵۶' تا ۴۴° ۵۶' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۷' ۲۹° تا ۴۶' ۲۹° شمالی قرار گرفته است. در این پژوهش سعی شده تا ضمن بررسی ویژگی‌های صحرایی و میکروسکوپی سنگ‌ها، ژئوشیمی آنها نیز بررسی و جایگاه زمین‌ساختی آنها مورد بررسی قرار گیرد. در ضمن کوشیدیم تا بازتاب تغییرات شیمیایی موجود در گدازه‌ها که از مخازن ماگمایی کم‌عمق در آنها به ارث رسیده است روی ساخت، بافت و کانی‌شناسی دنباله‌های گدازه‌ای بررسی شود.

### روش بررسی

به منظور بررسی سنگ‌های آتشفشانی مورد نظر، بررسی‌های زمین‌شناسی صحرایی و نمونه‌برداری از واحدهای آتشفشانی یاد شده صورت گرفت و پس از تهیه مقاطع نازک، بررسی سنگ-

\* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۳۸۰۸۸۲۰۳۸، نمابر: ۳۲۲۲۰۳۵ (۰۳۴۱)، پست الکترونیکی: hoseinfatehi61@gmail.com

فرعی و کمیاب به روش IMS 95A مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۱).

شناختی و کانی‌شناسی آنها انجام شد و تعداد ۱۴ نمونه از گدازه‌های منطقه برای آنالیز شیمیایی به آزمایشگاه SGS کانادا ارسال شدند و عناصر اصلی به روش ICP 95A و عناصر

جدول ۱: نتایج آنالیزهای شیمیایی گدازه های دره زارچوئیه (جنوب شرق بردسیر).

| شماره نمونه                        | ZF-A5  | ZF-A11          | ZF-A2-2 | ZF-A31          | ZF-B8  | ZF-C12 | ZF-E1  | ZF-E13 |
|------------------------------------|--------|-----------------|---------|-----------------|--------|--------|--------|--------|
| نام سنگ                            | بازالت | بازالتیک-آندزیت | بازالت  | بازالتیک-آندزیت | بازالت | آندزیت | بازالت | بازالت |
| SiO <sub>2</sub> %                 | ۴۹٫۳   | ۵۲٫۱            | ۴۹٫۷    | ۵۳٫۹            | ۵۱٫۴   | ۵۵٫۹   | ۴۵٫۳   | ۴۹٫۴   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | ۱۵٫۸   | ۱۵٫۵            | ۱۸      | ۲۰٫۲            | ۱۹٫۵   | ۱۵     | ۱۵٫۸   | ۲۰٫۳   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t) | ۱۰٫۴   | ۱۲٫۲            | ۹٫۸۳    | ۷٫۱۸            | ۱۰٫۵   | ۹٫۴۶   | ۳٫۱۱   | ۹٫۵۵   |
| CaO                                | ۹٫۱۴   | ۸٫۳۸            | ۱۰      | ۷٫۵۳            | ۹٫۳۷   | ۶٫۲    | ۱۱٫۱   | ۹٫۱۳   |
| K <sub>2</sub> O                   | ۰٫۹۹   | ۰٫۷۲            | ۰٫۳۲    | ۲٫۱             | ۰٫۳    | ۰٫۵۳   | ۰٫۵۹   | ۰٫۳    |
| MgO                                | ۲٫۶۳   | ۳٫۹۱            | ۴٫۸۳    | ۲٫۰۱            | ۲٫۸۱   | ۱٫۷۳   | ۲٫۶۲   | ۴٫۵۶   |
| MnO                                | ۰٫۲۱   | ۰٫۲۲            | ۰٫۱۶    | ۰٫۱۳            | ۰٫۱۶   | ۰٫۱۳   | ۰٫۲۶   | ۰٫۱۸   |
| Na <sub>2</sub> O                  | ۳٫۵    | ۳٫۳             | ۳٫۱     | ۳٫۲             | ۲٫۹    | ۳٫۸    | ۳٫۵    | ۳٫۶    |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | ۰٫۲۴   | ۰٫۳۲            | ۰٫۲۶    | ۰٫۲۷            | ۰٫۳    | ۰٫۳۴   | ۰٫۳۷   | ۰٫۱۹   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵           | ۰٫۰۲    | ۰٫۰۰۵           | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵  |
| TiO <sub>2</sub>                   | ۱٫۱۹   | ۱٫۵۷            | ۱٫۱۴    | ۰٫۷۴            | ۱٫۳۸   | ۱٫۲۱   | ۱٫۴۵   | ۱٫۰۳   |
| LOI                                | ۷٫۳۷   | ۲٫۸             | ۳٫۶۳    | ۰٫۸۲            | ۶٫۳    | ۳٫۷۲   | ۹٫۰۷   | ۲٫۷۴   |
| Sum                                | ۱۰۰٫۸  | ۱۰۱٫۶           | ۱۰۱     | ۹۹٫۴            | ۱۰۲٫۳  | ۹۸     | ۱۰۱٫۴  | ۱۰۰٫۹  |
| Ba ppm                             | ۱۲۰    | ۱۸۰             | ۱۳۰     | ۳۳۰             | ۱۸۰    | ۱۹۰    | ۱۲۰    | ۱۹۰    |
| Sr                                 | ۳۸۰    | ۴۵۰             | ۵۷۰     | ۶۸۰             | ۵۸۰    | ۳۵۰    | ۴۱۰    | ۵۴۰    |
| Zn                                 | ۱۰۵    | ۱۰۱             | ۱۰۶     | ۶۸              | ۸۰     | ۸۶     | ۲۱۴    | ۱۰۷    |
| Ag                                 | ۰٫۵    | ۰٫۵             | ۰٫۵     | ۰٫۵             | ۰٫۵    | ۰٫۵    | ۰٫۵    | ۰٫۵    |
| Co                                 | ۲۳٫۷   | ۲۹٫۷            | ۲۹٫۶    | ۱۱٫۵            | ۲۳     | ۱۹٫۲   | ۲۹٫۴   | ۲۴٫۴   |
| Cs                                 | ۱٫۳    | ۴٫۹             | ۰٫۹     | ۰٫۵             | ۰٫۳    | ۰٫۶    | ۱٫۳    | ۱٫۱    |
| Ga                                 | ۱۵     | ۱۶              | ۱۵      | ۱۷              | ۱۸     | ۱۶     | ۱۷     | ۱۹     |
| Ni                                 | ۲٫۵    | ۱۳              | ۳۷      | ۶               | ۹      | ۲٫۵    | ۱۵     | ۱۰     |
| Mo                                 | ۱      | ۱               | ۱       | ۱               | ۱      | ۳      | ۱      | ۱      |
| Sn                                 | ۰٫۵    | ۱               | ۰٫۵     | ۰٫۵             | ۱      | ۲      | ۱      | ۰٫۵    |
| Ta                                 | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵            | ۰٫۲۵    | ۰٫۲۵            | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   |
| Th                                 | ۱٫۶    | ۳٫۱             | ۳٫۱     | ۵٫۶             | ۲٫۸    | ۴٫۸    | ۳٫۹    | ۲٫۵    |
| Tl                                 | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵            | ۰٫۲۵    | ۰٫۲۵            | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   |
| Cu                                 | ۱۷     | ۶۸              | ۱۴۳     | ۳۴              | ۹۴     | ۱۵۲    | ۲۴     | ۹۶     |
| U                                  | ۰٫۴۷   | ۰٫۸۲            | ۰٫۹     | ۱٫۳۳            | ۰٫۸۳   | ۱٫۳۳   | ۱٫۱۲   | ۰٫۵    |
| V                                  | ۲۶۳    | ۳۷۳             | ۲۶۱     | ۱۱۲             | ۳۰۱    | ۱۸۴    | ۳۳۹    | ۲۳۶    |
| W                                  | ۰٫۵    | ۰٫۵             | ۱       | ۱               | ۱      | ۲      | ۰٫۵    | ۱۲     |
| Ga                                 | ۱۵     | ۱۶              | ۱۵      | ۱۷              | ۱۸     | ۱۶     | ۱۷     | ۱۹     |
| Y                                  | ۲۲٫۲   | ۳۲              | ۲۳٫۲    | ۱۹              | ۲۶٫۷   | ۳۹٫۷   | ۳۰٫۷   | ۱۹٫۵   |
| Hf                                 | ۲      | ۳               | ۳       | ۳               | ۳      | ۵      | ۴      | ۲      |
| Rb                                 | ۲۷٫۸   | ۱۶٫۶            | ۵٫۷     | ۵۲٫۳            | ۴٫۲    | ۱۲٫۸   | ۱۵٫۲   | ۴٫۶    |
| Zr                                 | ۷۴٫۲   | ۱۲۶             | ۱۰۳     | ۹۲              | ۱۰۳    | ۱۹۹    | ۱۲۹    | ۶۷     |
| La                                 | ۱۲٫۲   | ۱۶٫۲            | ۱٫۱۴    | ۲۳٫۷            | ۱۵٫۸   | ۲۰     | ۱۷٫۹   | ۱۱٫۴   |
| Ce                                 | ۲۵٫۵   | ۳۴٫۵            | ۲۹٫۲    | ۴۴٫۸            | ۳۱     | ۴۳     | ۳۸٫۷   | ۲۲٫۸   |
| Pr                                 | ۳٫۷۱   | ۴٫۹۲            | ۳٫۹۷    | ۵٫۴۶            | ۴٫۴۴   | ۵٫۹۷   | ۵٫۳۱   | ۲٫۹۶   |
| Nd                                 | ۱۷٫۱   | ۲۲              | ۱۷٫۲    | ۲۱              | ۱۹     | ۲۷٫۳   | ۲۳٫۴   | ۱۳٫۷   |
| Sm                                 | ۴٫۲    | ۵٫۵             | ۴٫۳     | ۴٫۴             | ۵      | ۶٫۷    | ۵٫۶    | ۳      |
| Eu                                 | ۱٫۴۷   | ۱٫۵۳            | ۱٫۱۳    | ۱٫۲۴            | ۱٫۴۳   | ۱٫۵۹   | ۱٫۶۵   | ۱٫۰۸   |
| Gd                                 | ۴٫۳۸   | ۵٫۷۱            | ۴٫۷۲    | ۴٫۱۰            | ۴٫۸۸   | ۷٫۲۵   | ۵٫۸۷   | ۳٫۵    |
| Tb                                 | ۰٫۷    | ۰٫۹۶            | ۰٫۷     | ۰٫۶۴            | ۰٫۷۸   | ۱٫۱۶   | ۰٫۹۴   | ۰٫۵۹   |
| Dy                                 | ۴٫۳۵   | ۶٫۱۲            | ۴٫۴۵    | ۸٫۳             | ۰٫۶۵   | ۴۹٫۷   | ۰٫۲۶   | ۵۱٫۳   |
| Ho                                 | ۰٫۹۲   | ۱٫۲۷            | ۰٫۹۴    | ۰٫۷۸            | ۱٫۰۵   | ۱٫۵۹   | ۱٫۲۲   | ۰٫۷۶   |
| Er                                 | ۲٫۷    | ۳٫۷۲            | ۲٫۷۸    | ۲٫۲۳            | ۳٫۱۱   | ۴٫۶۴   | ۳٫۷۸   | ۲٫۱۲   |
| Tm                                 | ۰٫۳۷   | ۰٫۵۵            | ۰٫۴۲    | ۰٫۳۲            | ۰٫۴۴   | ۰٫۶۷   | ۰٫۵۳   | ۰٫۳۲   |
| Yb                                 | ۲٫۴    | ۳٫۵             | ۲٫۵     | ۲٫۲             | ۲٫۸    | ۴٫۴    | ۳٫۴    | ۲      |
| Lu                                 | ۰٫۳۸   | ۰٫۵۱            | ۰٫۳۸    | ۰٫۳۲            | ۰٫۴۴   | ۰٫۶۵   | ۰٫۵۱   | ۰٫۳    |

## ادامه جدول ۱

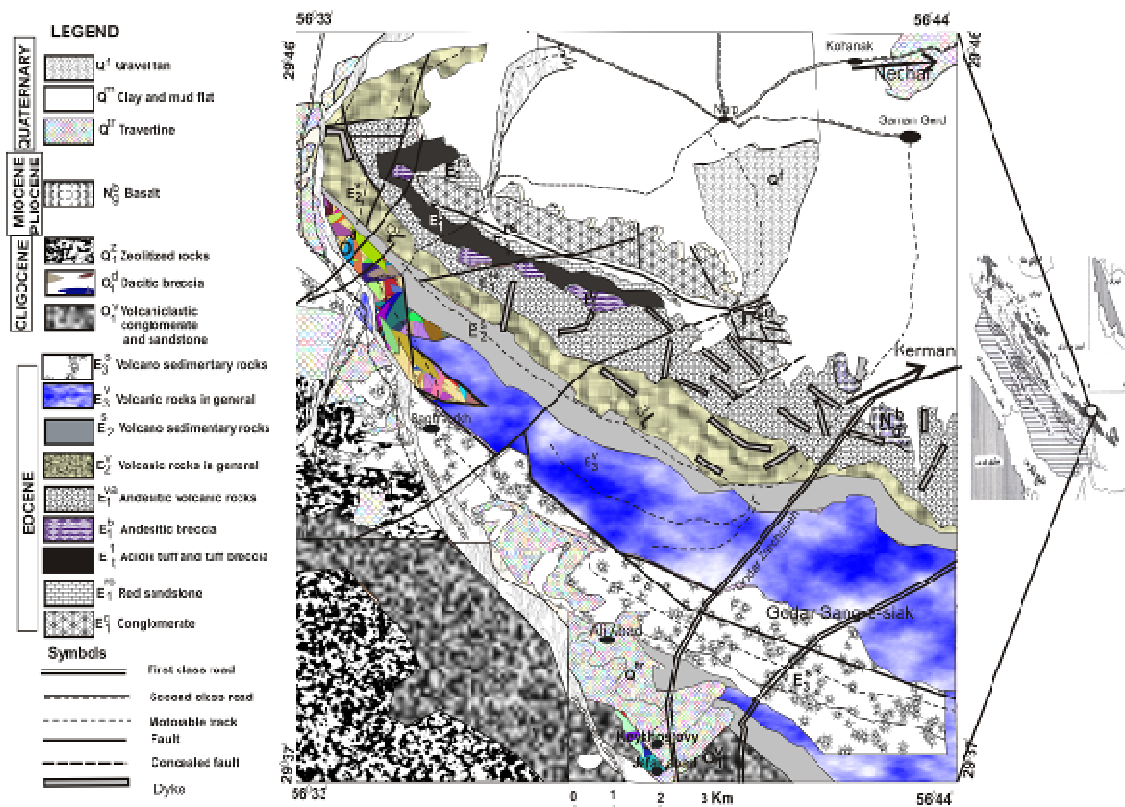
| شماره نمونه                        | ZF-G10       | ZF-H5  | ZF-M5           | ZF-O4  | ZF-O7  | ZF-O12       |
|------------------------------------|--------------|--------|-----------------|--------|--------|--------------|
| نام سنگ                            | تراکی-آندزیت | بازالت | بازالتیک-آندزیت | بازالت | بازالت | تراکی-آندزیت |
| SiO <sub>2</sub> %                 | ۵۵٫۲         | ۵۱٫۵   | ۵۲٫۴            | ۵۱٫۷   | ۴۸٫۱   | ۵۴٫۸         |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | ۱۸٫۳         | ۱۹٫۸   | ۱۸٫۹            | ۱۸٫۴   | ۲۱٫۲   | ۱۹٫۱         |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (t) | ۷٫۵۹         | ۹٫۴۵   | ۹٫۳             | ۸٫۴۲   | ۷٫۵۳   | ۷٫۱۲         |
| CaO                                | ۱۳٫۶         | ۸٫۴۷   | ۷٫۹             | ۷٫۶۳   | ۸٫۶۴   | ۷٫۸۰         |
| K <sub>2</sub> O                   | ۲٫۳۸         | ۱٫۸    | ۱٫۱۰            | ۲٫۰۳   | ۱٫۷۶   | ۲٫۵۲         |
| MgO                                | ۱٫۷          | ۳٫۵۲   | ۴٫۳۴            | ۲٫۷۵   | ۲٫۰۹   | ۲٫۰۳         |
| MnO                                | ۰٫۲۲         | ۰٫۱۶   | ۰٫۱۷            | ۰٫۱۶   | ۰٫۱۲   | ۰٫۱۲         |
| Na <sub>2</sub> O                  | ۳٫۵          | ۳٫۴    | ۲٫۶             | ۳٫۲    | ۳٫۱    | ۳٫۴          |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>      | ۰٫۲۵         | ۰٫۳۲   | ۰٫۱۶            | ۰٫۲۵   | ۰٫۳    | ۰٫۲۹         |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>     | ۰٫۰۰۵        | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵           | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵  | ۰٫۰۰۵        |
| TiO <sub>2</sub>                   | ۰٫۸۹         | ۰٫۹۸   | ۰٫۸۸            | ۰٫۹۴   | ۰٫۹۸   | ۰٫۹۹         |
| LOI                                | ۱٫۴۷         | ۲٫۲۳   | ۲٫۴۴            | ۱٫۶۳   | ۲٫۲۳   | ۱٫۶۹         |
| Sum                                | ۹۸٫۶         | ۱۰۱٫۷  | ۱۰۰٫۲           | ۹۷٫۲   | ۹۶     | ۹۹٫۱         |
| Ba ppm                             | ۳۱۰          | ۳۲۰    | ۲۱۰             | ۲۷۰    | ۲۷۰    | ۳۰۰          |
| Sr                                 | ۵۴۰          | ۷۳۰    | ۵۹۰             | ۶۰۰    | ۶۱۰    | ۵۱۰          |
| Zn                                 | ۷۷           | ۸۰     | ۷۵              | ۷۶     | ۶۷     | ۷۵           |
| Ag                                 | ۰٫۵          | ۰٫۵    | ۰٫۵             | ۰٫۵    | ۲      | ۲            |
| U                                  | ۱٫۴          | ۱      | ۰٫۶۶            | ۱٫۳۵   | ۱٫۹۳   | ۲٫۴۸         |
| Co                                 | ۱۴٫۲         | ۲۴٫۷   | ۲۶              | ۲۰٫۳   | ۱۸٫۶   | ۱۵٫۶         |
| Cs                                 | ۰٫۹          | ۰٫۴    | ۰٫۷             | ۰٫۷    | ۰٫۵    | ۱٫۱          |
| Cu                                 | ۴۴           | ۹۱     | ۴۵              | ۴۹     | ۷۵     | ۱۰۵          |
| V                                  | ۱۴۲          | ۲۰۸    | ۲۵۳             | ۱۷۵    | ۱۹۶    | ۱۶۶          |
| Ta                                 | ۰٫۲۵         | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵            | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۵          |
| Th                                 | ۶            | ۱٫۴    | ۳٫۱             | ۲٫۶    | ۸٫۶    | ۱۰٫۶         |
| Tl                                 | ۰٫۲۵         | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵            | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵   | ۰٫۲۵         |
| Nb                                 | ۴            | ۴      | ۳               | ۵      | ۶      | ۹            |
| Ni                                 | ۲٫۵          | ۲۱     | ۱۸              | ۲٫۵    | ۱۱     | ۸            |
| Ga                                 | ۱۶           | ۱۶     | ۱۸              | ۱۶     | ۱۷     | ۱۹           |
| W                                  | ۱            | ۰٫۵    | ۰٫۵             | ۱      | ۱      | ۱            |
| Hf                                 | ۳            | ۲      | ۲               | ۳      | ۴      | ۵            |
| Mo                                 | ۱            | ۱      | ۱               | ۱      | ۱      | ۱            |
| Sn                                 | ۰٫۵          | ۰٫۵    | ۰٫۵             | ۱      | ۲      | ۲            |
| Rb                                 | ۶۲٫۴         | ۳۸     | ۲۷              | ۶۳٫۷   | ۵۹٫۴   | ۸۸٫۸         |
| Y                                  | ۲۰٫۷         | ۱۸٫۹   | ۱۶٫۲            | ۲۲٫۹   | ۲۳٫۴   | ۲۷٫۶         |
| Zr                                 | ۹۹٫۳         | ۹۲٫۶   | ۶۵٫۳            | ۱۱۰    | ۱۴۴    | ۱۸۳          |
| La                                 | ۲۶٫۲         | ۲۵٫۳   | ۱۵              | ۲۶٫۱   | ۲۷٫۹   | ۳۱٫۶         |
| Ce                                 | ۴۳٫۷         | ۴۲٫۹   | ۲۷٫۶            | ۵۰٫۱   | ۵۷٫۱   | ۶۱٫۸         |
| Pr                                 | ۴٫۹۹         | ۵٫۳۳   | ۳٫۴             | ۶٫۱    | ۷٫۰۴   | ۷٫۵          |
| Nd                                 | ۲۰           | ۵٫۲۱   | ۱۴٫۷            | ۲۴     | ۲۸٫۲   | ۳۰           |
| Sm                                 | ۴٫۳          | ۴٫۶    | ۱٫۳             | ۵٫۱    | ۵٫۹    | ۶٫۴          |
| Eu                                 | ۱٫۲۱         | ۱٫۴۴   | ۱٫۰۳            | ۱٫۴۴   | ۱٫۴۸   | ۱٫۵۷         |
| Gd                                 | ۳٫۸۸         | ۴٫۲۲   | ۳٫۱۵            | ۴٫۶۶   | ۴٫۰۷   | ۵٫۷۷         |
| Tb                                 | ۰٫۶۷         | ۰٫۶۱   | ۰٫۴۹            | ۰٫۷    | ۰٫۸    | ۰٫۸۸         |
| Dy                                 | ۳٫۹۵         | ۳٫۵۹   | ۳٫۰۹            | ۴٫۱۱   | ۴٫۹۲   | ۴٫۵          |
| Ho                                 | ۰٫۷۹         | ۰٫۷۲   | ۰٫۶۲            | ۰٫۸۶   | ۱      | ۱٫۱۱         |
| Er                                 | ۴٫۲          | ۱۲٫۲   | ۹۷٫۱            | ۳۴٫۲   | ۷۷٫۲   | ۲۷٫۳         |
| Tm                                 | ۰٫۳۴         | ۰٫۳۱   | ۰٫۲۸            | ۰٫۳۷   | ۰٫۴۲   | ۰٫۴۳         |
| Yb                                 | ۲٫۳          | ۱٫۸    | ۱٫۹             | ۲٫۳    | ۲٫۷    | ۳            |
| Lu                                 | ۰٫۳۳         | ۰٫۲۷   | ۰٫۲۵            | ۰٫۳۹   | ۰٫۴    | ۰٫۴۲         |

## زمین شناسی و سنگ شناسی گدازه‌ها

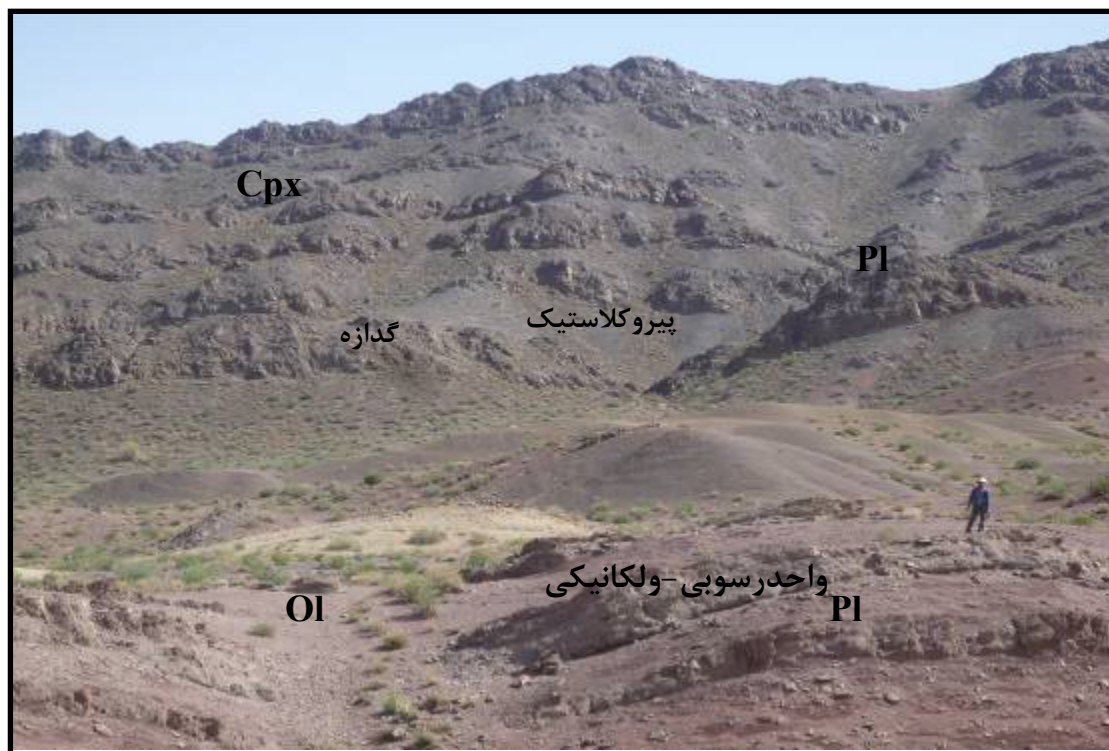
سیمای غالب منطقه‌ی مورد بررسی را سنگ‌های آتشفشانی تیره و روشن، برش‌های آتشفشانی و نفوذی‌های نیمه عمیق (بیشتر دایک) تشکیل می‌دهند. واحدهای سنگی اصلی در منطقه، گدازه‌ها هستند که شامل آندزیت، آندزیت بازالتی و بازالت بوده شکل (۱) [۳]، و در بعضی بخش‌ها توده‌های نفوذی گابرویی، دیوریتی و تونالیتی در آنها نفوذ کرده و باعث دگرسانی شدید و گسترش رگه‌های زیادی از اپیدوت، کلسیت و سیلیس در بعضی بخش‌های این گدازه‌ها شده است. با توجه به مشاهدات صحرایی و حضور توده‌های نفوذی در بسیاری از نقاط، احتمالاً در زیر این دنباله‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی قرار گرفته‌اند که در بعضی از بخش‌ها به صورت زبانه و استوک رخمون دارند. روند عمومی گسترش گدازه‌های منطقه، شمال غربی-جنوب شرقی است (شکل ۲). همچنین گسل‌های منطقه با روند شمال غربی-جنوب شرقی و روند شمالی-جنوبی باعث جابه‌جایی دنباله‌های سنگی منطقه و فرسایش هر چه بیشتر آنها شده و در نتیجه دگرسانی سنگ‌ها را تسهیل کرده‌اند. بازالت‌های منطقه اغلب سیاه رنگ‌اند و بلورهای درشت کلینوپیروکسن با رنگ سیاه و منشورهای هشت وجهی در آنها

به خوبی قابل تشخیص‌اند. از نظر ویژگی‌های میکرو سکویی، در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز کلسیک (لابرادوریت-بیتونیت)، کلینوپیروکسن اوزیت و دیوپسید و الیون‌های ایدنگزیتی دیده می‌شوند (شکل ۳، الف، ب و ج). در بازالت‌ها بافت اصلی پورفیری بوده و در برخی از نمونه‌ها نیز به صورت فرعی با بافت‌های گلومروپورفیری و حفره‌ای قابل تشخیص‌اند.

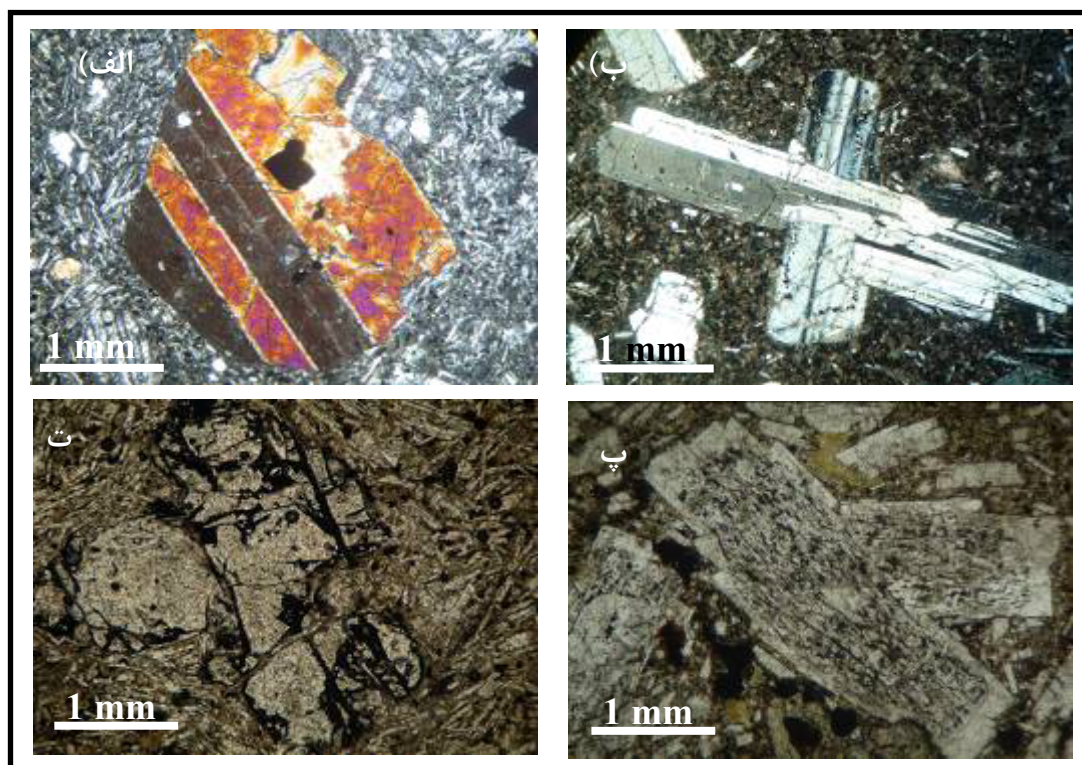
آندزیت‌های بازالتی در نمونه‌ی دستی به رنگ‌های سبز تیره و سیاه دیده می‌شوند. در همه‌ی این سنگ‌ها بافت پورفیری بافت اصلی بوده و در برخی از نمونه‌ها نیز به صورت فرعی با بافت گلومروپورفیری قابل تشخیص‌اند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن اوزیتی هستند که در زمینه‌ای از ریزبلورهای پلاژیوکلاز، ریز بلورهای کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر همراه با کانی‌های ثانویه قرار دارند. از کانی‌های فرعی می‌توان به اکسید آهن و از کانی‌های ثانویه نیز به کلریت، اپیدوت، کلسیت و سرپسیت اشاره کرد. در این سنگ‌ها بلورهای پلاژیوکلاز حاوی بافت غربالی و منطقه‌بندی بوده و حالت عدم تعادل با زمینه را نشان می‌دهند (شکل ۳ د).



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ دره زارچوئیه، (نقل از [۳]، با تغییرات).



شکل ۲ تناوبی از لایه‌های گدازه و پیروکلاستیک بررسی شده در منطقه‌ی مورد بررسی، (دید به سمت غرب).



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از (الف): فنوکریست پیروکسن با ماکل پلی سنتتیک (XPL) (ب): فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (XPL) (پ): بلورهای ایدنگزیتی شده البوین وابسته به سنگ‌های بازالتی، (PPI). (ت) فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت غربالی و نامتعادلی در سنگ‌های آندزیت بازالتی، (PPI).

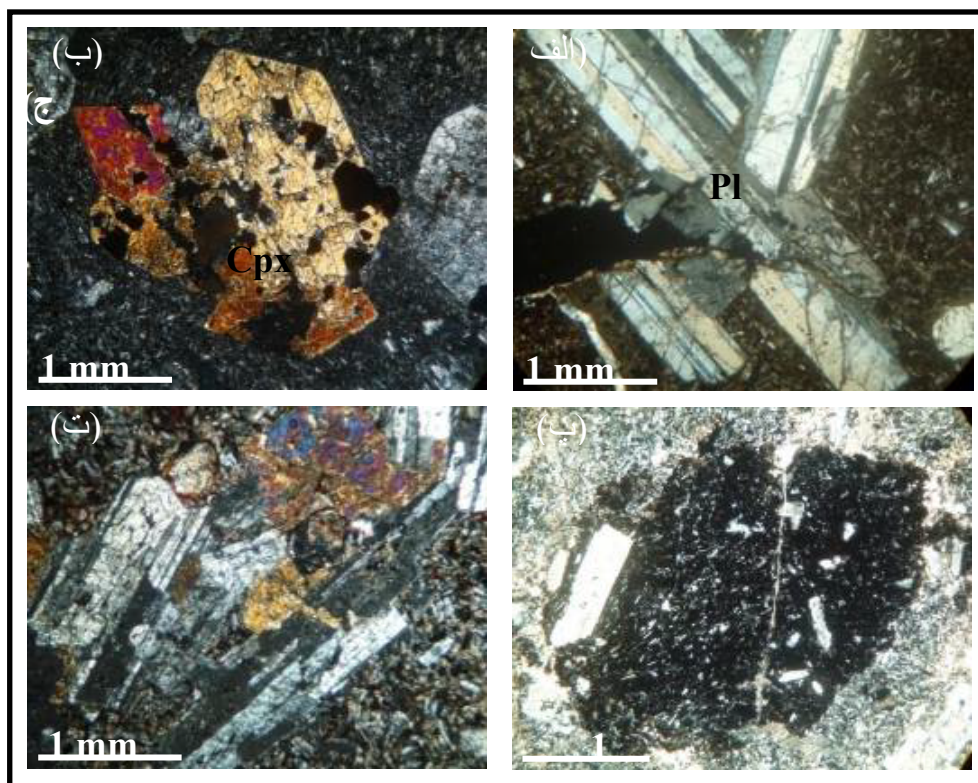
آندزیت‌ها که نسبت به دیگر واحدهای گدازه‌ای در منطقه گسترش بسیار کمتری دارند، در نمونه‌ی دستی به رنگ خاکستری و سبز تیره دیده می‌شوند. بافت‌های آنها پورفیری و در برخی نقاط گلوپورپورفیری است. کانی‌های اصلی آنها شامل پلاژیوکلاز و کلینوپروکسن هستند (شکل ۴، الف و ب). بلورهای، آمفیبول و بیوتیت و کانی‌های ثانویه کلریت، کلسیت، سربیسیت و اپیدوت نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. بلورهای آمفیبول در برخی از نمونه‌ها ابعاد ۰/۲ تا ۱/۵ میلی‌متر دارند و تا ۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند، بلورهای بیوتیت نیز با ابعاد ۰/۳ تا ۲ میلی‌متر و فراوانی ۴ تا ۵ درصد در نمونه‌ها حضور دارند. در بلورهای بیوتیت و آمفیبول پدیده‌ی کدر شدن مشاهده می‌شود و حاشیه‌ی آنها کاملاً سوخته است و بیشتر اکثراً به کلریت و اپیدوت دگرسان شده‌اند و بعضی از نمونه‌ها به طور کامل تبدیل به کانی‌های کدر تبدیل شده‌اند که این پدیده می‌تواند به علت تغییر فیزیکی-شیمیایی در آشیانه‌ی ماگمایی و افت سریع فشار باشد [۴]. بافت‌های غیرتعدالی مانند منطقه‌بندی، بافت غربالی و خوردگی در بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند.

بررسی‌های میکروسکوپی روی نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهند که گدازه‌های بازالتی، اولیه‌تر از بقیه هستند زیرا بلورهای پلاژیوکلاز که حاوی بافت‌های غربالی درشت [۵]، منطقه‌بندی نوسانی و انحلال و خوردگی هستند در این گروه از گدازه‌ها کمتر دیده می‌شوند اما در گدازه‌های آندزیت بازالتی و آندزیتی، پلاژیوکلازها به شکل نیمه‌شکدار تا یوهدرال، فرم تخته‌ای و کشیده، هم به صورت بلورهای منفرد و هم به صورت خوشه‌ای (تیغه‌های درهم قفل شده) که اندازه‌ی آنها به ۶ میلی‌متر می‌رسد، در تمامی نمونه‌ها حضور داشته و منطقه‌بندی نوسانی، ما کل‌بندی (پلی سنتتیک، کارلسباد - آلبیت و پریکلین)، بافت غربالی درشت، بافت‌های تعدالی و عدم تعدالی از جمله عوارض موجود در این بلورهاست. به طور کلی در گدازه‌های منطقه، بلورهای پلاژیوکلاز به صورت فنوکریست (بلورهایی با اندازه‌ی بیشتر از ۲ میلی‌متر)، میکروفنوکریست (بلورهایی با اندازه بین ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر) و میکروولیت (بلورهایی با اندازه کمتر از ۰/۵ میلی‌متر) در زمینه دیده می‌شود که مربوط به دو نسل متفاوت هستند. پلاژیوکلازهای نسل اول عموماً نیمه شکل‌دار تا شکل‌دار، فرم تخته‌ای و کشیده، حاوی منطقه‌بندی نوسانی، ماکل بندی کارلسباد - آلبیت

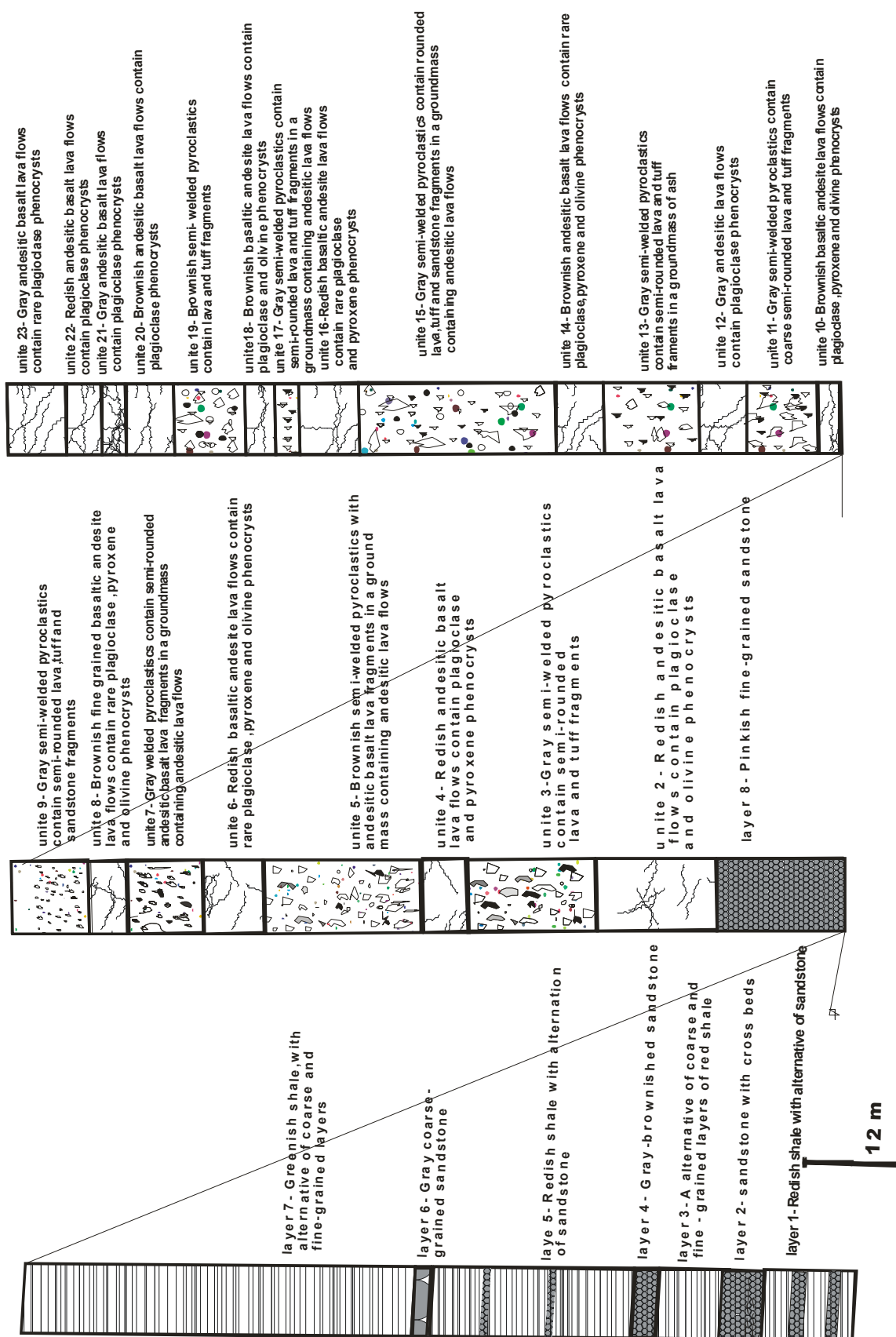
وپریکلین، بافت غربالی درشت و بافت‌های نامتعدال با زمینه‌اند. با توجه به ماکل پلی سنتتیک و منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها و زاویه‌ی خاموشی ترکیب آنها آندزین - لابرادوریت پیشنهاد می‌شود. اما آنهایی که به نسل دوم وابسته‌اند، فاقد شواهد عدم تعادل بوده و دستخوش دگرسانی کمتری شده‌اند، و اثری از خوردگی در آنها دیده نمی‌شود. این بلورها دارای ماکل پلی سنتتیک و کارلسباد - آلبیت بوده و با زمینه‌ی سنگ در تعادلند. میکروفنوکریست‌های نسل دوم (بلورهای پلاژیوکلاز فاقد بافت غربالی) نسبت به میکروفنوکریست‌های نسل اول (بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی و نامتعدال) کوچک‌ترند. میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در زمینه‌ی سنگ دیده می‌شوند و با توجه به نداشتن بافت‌های نامتعدال به نسل دوم وابسته‌اند. همچنین در گدازه‌های منطقه برونوم‌های ماگمایی به دو صورت دیده می‌شوند. اول برونوم‌های درشت دانه که حاصل انباشت فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیون هستند و از نظر کانی‌شناسی مانند سنگ میزبان خودند و با توجه به یکسان بودن جنس برونوم‌ها و سنگ میزبان، این برونوم‌ها با سنگ میزبان خود همخاستگاهند و به عنوان برونوم‌های پیش رس (کومولیت) در ماگما در نظر گرفته می‌شوند. دوم برونوم‌های ریزدانه که به صورت انباشتی از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز و دارای زمینه‌ای تیره‌تر نسبت به سنگ میزبان خود هستند (شکل ۴ پ و ت). لازم به یادآوری است که برونوم‌های ماگمایی در سنگ‌های بازالتی و آندزیت‌های بازالتی بیشتر در سنگ‌های آندزیتی دیده می‌شوند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی به نظر می‌رسد علت ایجاد منطقه‌بندی و بافت‌های غربالی و نامتعدالی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن، تغییر فیزیکی-شیمیایی در آشیانه‌ی ماگمایی همراه با اختلاط ماگمایی و کاهش فشار بی دررو حین صعود ماگما بوده [۴] ولی جدایی دقیق این عوامل امکانپذیر نیست. به منظور بررسی تغییرات ترکیبی، کانی‌شناسی و بافتی گدازه‌ها، دنباله‌ای از گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌های منطقه بررسی شد (شکل ۲). در پایین‌ترین بخش این ستون، یک واحد رسوبی - آتشفشانی واقع شده و سپس واحدهای مختلف گدازه و پیروکلاستیک که ویژگی‌های لیتولوژیکی آنها در (شکل ۵) آمده، قرار گرفته‌اند. در ستون بررسی شده، هیچ‌گونه ناپوستگی بین لایه‌ها وجود ندارد و عدم وجود شواهدی مانند خاک‌های قدیمی (paleosole) نشان می‌دهد که فاصله زمانی زیادی بین فوران‌ها وجود نداشته

همراه است و به نظر می‌رسد که مخزن ماگمایی به طور مرتب مورد هجوم ماگمای جدید قرار می‌گرفته است، یعنی تغییرات به صورت درصد فنوکریست‌ها انجام می‌شده است، بدین صورت که در بخش دوم تعداد فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت‌های نامتعادلی افزایش چشمگیر نشان می‌دهد که این پدیده با کاهش محسوس الیوین و پیروکسن و مقدار برونوم همراه است. این موضوع می‌تواند به دلیل توقف زیاده‌تر ماگما در مخزن ماگمایی، جدایش بیشتر، اختلاط با ماگمای جدید و جذب برونوم و کانی‌های سنگین‌تر مثل الیوین و پیروکسن باشد [۶]. در صورتیکه در بخش اول و سوم، گدازه‌هایی را داریم که در آنها مقدار برونوم و بلورهای الیوین و پیروکسن بیشتر و مقدار پلاژیوکلاز کمتری دارند و این شواهد نشانه‌ی اولیه‌تر و اصیل بودن این بخش از ستون مورد بررسی است. به این ترتیب، فراوانی غیرعادی پلاژیوکلاز در بعضی از سنگ‌ها می‌تواند به دلیل شناوری پلاژیوکلاز و یا جذب و انحلال الیوین و پیروکسن باشد و در نتیجه این گدازه‌ها احتمالاً تأثیر جدایش و اختلاط بیشتری قرار گرفته‌اند و توقف طولانی‌تری در مخزن ماگمایی داشته‌اند [۴].

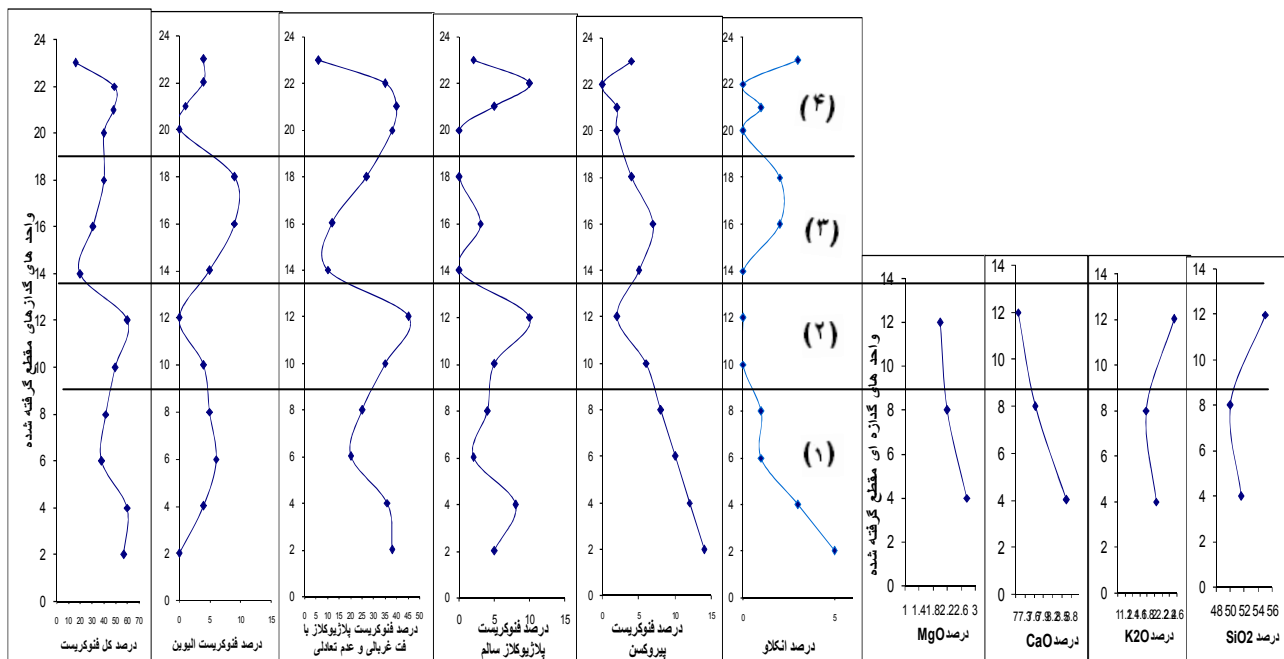
است. بنابراین با بررسی سیستماتیک این ستون می‌توان بخشی از رویدادهایی را که در مخزن ماگمایی رخ داده، بدست آورد. برای این منظور از چندین پارامتر کمک گرفته شدند که در شکل (۶) نشان داده شد. چنانکه در این شکل دیده می‌شود، در پایین‌ترین گدازه‌ها درصد کل فنوکریست کم است و گدازه‌ها حاوی بیشترین مقدار الیوین و پیروکسن‌اند. در این گدازه‌ها بیشترین مقدار برونوم دیده می‌شود و مقدار پلاژیوکلاز نسبتاً کم است، همچنین در این گدازه‌ها مقدار  $\text{CaO}$  و  $\text{MgO}$  بیشتر و مقدار  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  کمتر است. به سمت بالای ستون، به تدریج مقدار فنوکریست افزایش می‌یابد، ولی این افزایش فقط به پلاژیوکلاز وابسته است، چون الیوین و پیروکسن کم می‌شوند و تعداد برونوم‌ها به صفر می‌رسد و چنانکه در شکل (۶) مشاهده می‌شود، با افزایش پلاژیوکلاز و کاهش الیوین و پیروکسن در گدازه‌ها، مقدار  $\text{CaO}$  و  $\text{MgO}$  کمتر و مقدار  $\text{SiO}_2$  و  $\text{K}_2\text{O}$  افزایش می‌یابد. سپس دوباره مقدار برونوم بالا رفته و درصد کل فنوکریست کاهش می‌یابد و مقدار الیوین و پیروکسن زیاده‌تر و پلاژیوکلاز کم می‌شود و در بالاترین بخش دوباره این دوره تکرار می‌شود. یعنی در این سنگ‌ها، کاهش کانی‌های فرومنیزین با افزایش پلاژیوکلاز و کاهش برونوم



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی از (الف): فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی و گلومروپورفیری و (ب): فنوکریست پیروکسن وابسته به سنگ‌های آندزیتی (وضعیت XPL)، پ و ت برونوم‌های ماگمایی ریزدانه و درشت دانه در گدازه‌های منطقه مورد بررسی (وضعیت XPL).



شکل ۵ ستون چینه‌شناسی گدازه‌ها و پیروکلاستیک‌های مورد بررسی.

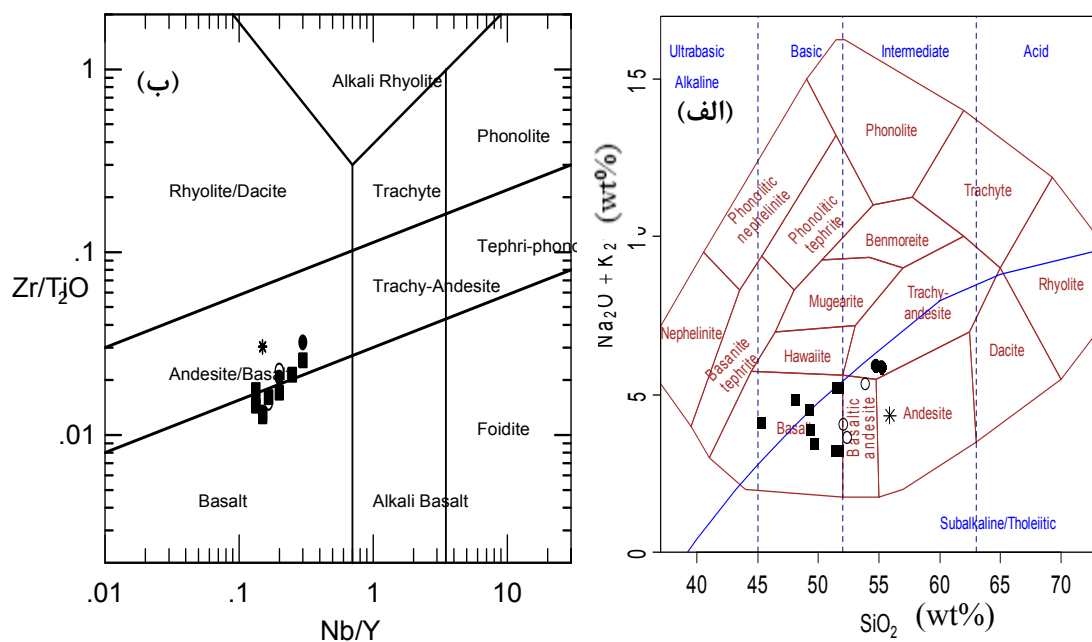


شکل ۶ همخوانی پارامترهای مورد استفاده در گدازه‌های موجود در ستون چینه‌نگاری بررسی شده در منطقه. این ستون‌ها برای بررسی انعکاس تغییرات ترکیبی ماگماها روی ویژگی بافتی و کانی‌شناسی گدازه‌ها رسم شده‌اند. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود.

### بحث و بررسی

$\text{SiO}_2$  است و نمودار [۸] که بر اساس  $\text{Zr}/\text{TiO}_2\text{-Nb/Y}$  است، نمونه‌ها در گستره‌های بازالت، بازالتیک-آندزیت و آندزیت قرار می‌گیرند (شکل ۷).

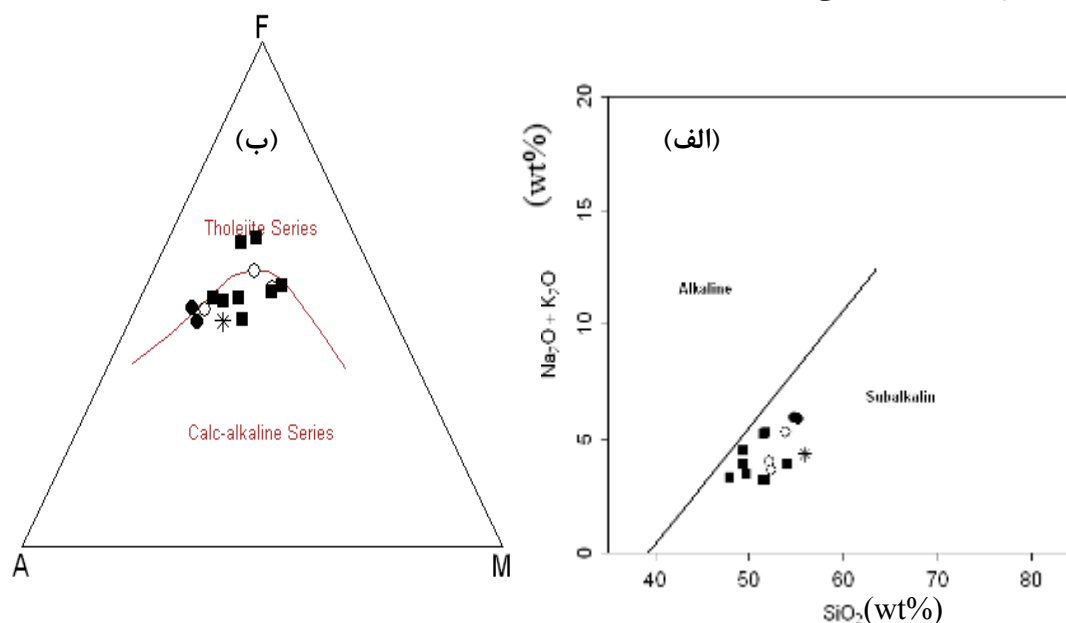
بنابر جدول (۱) مقدار  $\text{SiO}_2$  سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ای مورد بررسی بین ۴۷/۴ تا ۵۵/۹ درصد وزنی متغیر است. در نامگذاری گدازه‌ها نمودار [۷] که بر اساس  $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$



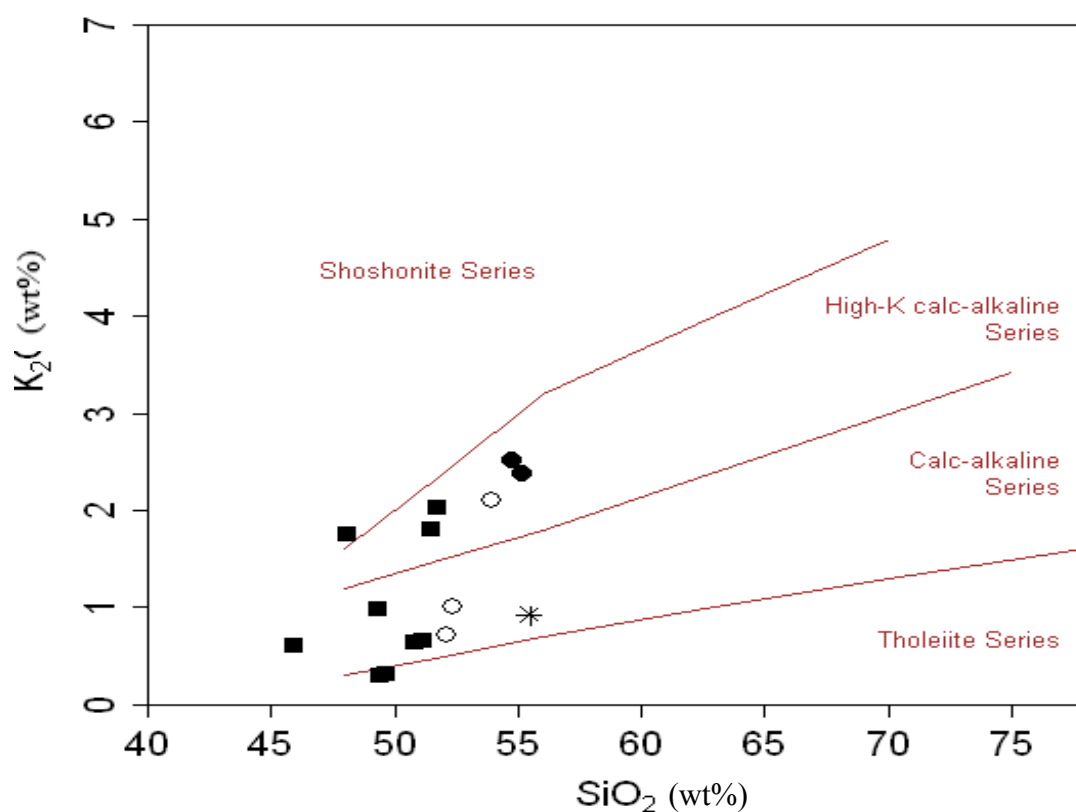
شکل ۷ موقعیت سنگ‌های آتشفشانی منطقه با استفاده از نمودارهای (الف) [۷] و (ب) [۸]. نشانه‌ها: ■ بازالت، ● تراکی-آندزیت، ○ بازالتیک - آندزیت و \* آندزیت.

گستره‌ی آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند. همچنین بر اساس نمودار (شکل ۹) [۱۱] نمونه‌ها در گستره‌ی آهکی - قلیایی و آهکی - قلیایی با پتاسیم بالا واقع می‌شوند.

با ترسیم تغییرات اکسیدهای عناصر قلیایی نسبت به  $\text{SiO}_2$  در نمودار شکل (۸، الف) [۹] نمونه در گستره‌ی شبه قلیایی قرار می‌گیرند. نمونه‌هایی که در این گستره قرار دارند، پس از پیاده شدن در نمودار مثلثی (شکل ۸، ب) [۱۰] در



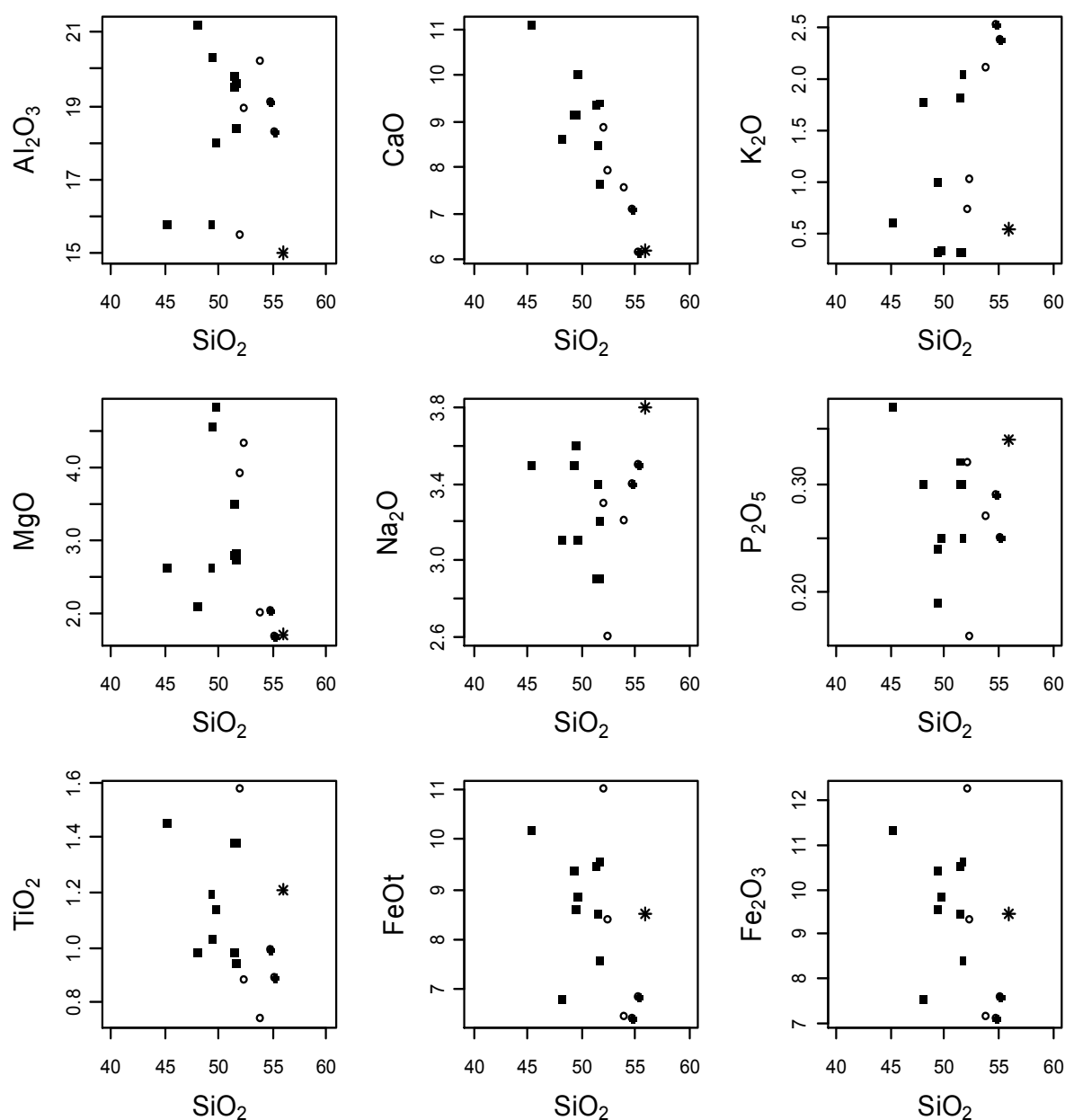
شکل ۸ تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه با استفاده از نمودارهای الف [۹] و ب [۱۰]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷.



شکل ۹ نمودار تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس نمودار [۱۱]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.

نشان می‌دهند، مقدار تغییرات و پراکندگی این اکسیدها می‌تواند ناشی از ناهمگن بودن سنگ در اثر وجود درشت بلورها و دگرسانی سریسیتی و رسی شدن باشد.  $P_2O_5$  با افزایش  $SiO_2$  روند صعودی همراه با اندکی پراکندگی را نشان می‌دهند، که این می‌تواند ناشی از ناسازگار بودن فسفر در مراحل اولیه جدایی ماگمای بازی تبلور آپاتیت در مراحل تأخیری تر جدایی بلورین باشد [۱۲].

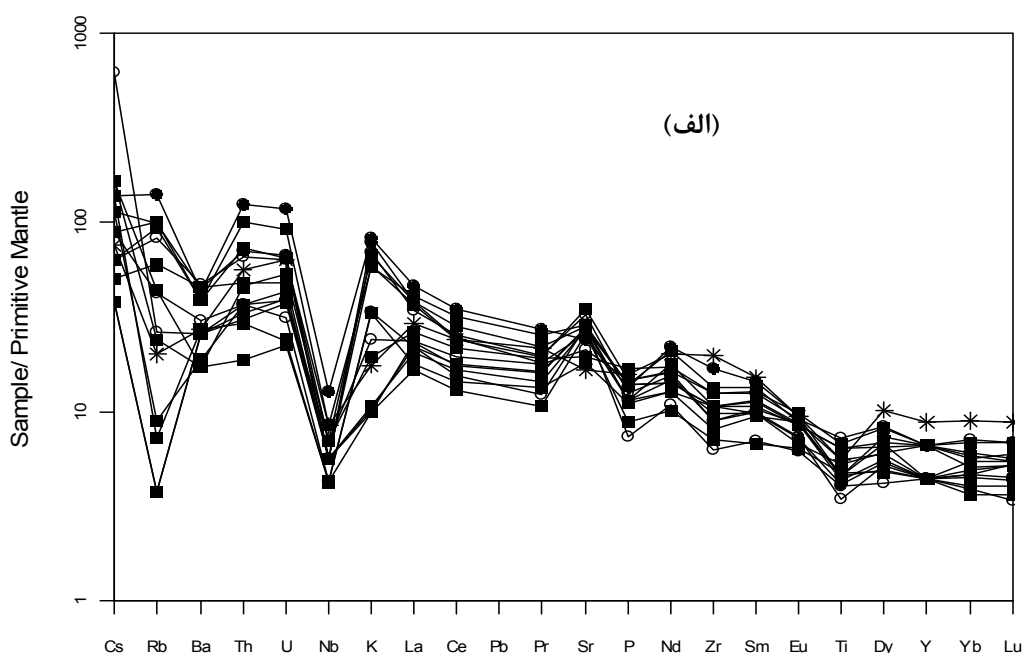
به منظور بررسی چگونگی ژئوشیمیایی گدازه‌های منطقه مورد بررسی، از نمودارهای فراوانی اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به  $SiO_2$  استفاده شده است (شکل ۱۰). گستره‌ی تغییرات  $Al_2O_3$  در نمونه‌ها از ۱۵ تا ۲۱/۲ درصد وزنی است که با افزایش  $SiO_2$  روند صعودی یا نزولی مشخصی نشان نداده و حالت پراکندگی دارد، این مسئله می‌تواند ناشی از فرایند دگرسانی بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت، کلسیت و کلریت باشد. تغییرات  $Na_2O$  و  $K_2O$  نسبت به  $SiO_2$  روند افزایشی



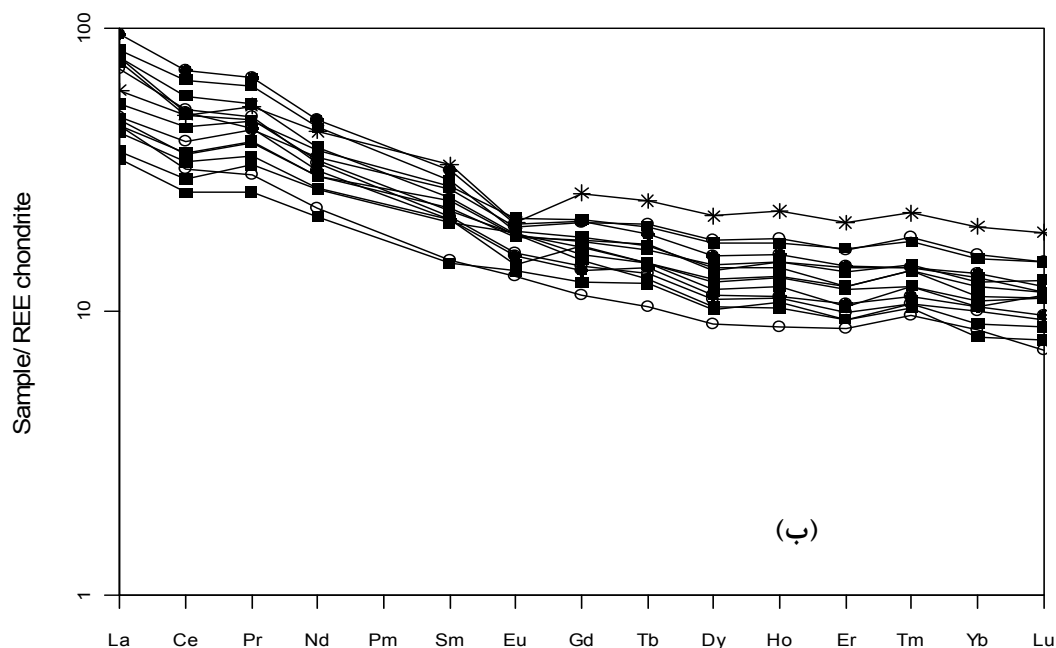
شکل ۱۰ نمودارهای اکسید عناصر اصلی (درصد وزنی) در برابر درصد وزنی  $SiO_2$  برای سنگ‌های آتشفشانی منطقه، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.

برای تعیین و تشخیص محیط زمین‌ساختی ماگمای سازنده‌ی گدازه‌ها، فراوانی عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی در نمودار عنکبوتی بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه [۱۳] مورد بررسی قرار می‌گیرد (شکل ۱۱، الف)، در این نمودار سنگ‌های منطقه از عناصر LILE غنی شده و از عناصر HFS تهی‌شدگی نشان می‌دهند که این ویژگی شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس آتشفشانی است [۱۲].

با افزایش مقدار  $\text{SiO}_2$ ، مقادیر  $\text{MgO}$ ،  $\text{CaO}$ ،  $\text{FeO}$  یک روند کاهشی از بازالت به سمت آندزیت در سنگ‌های منطقه نشان می‌دهند، این تغییرات ناشی از تبلور و درصد کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ‌هاست. نمودارهای تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی نسبت به  $\text{SiO}_2$  مبین روند جدایش در سنگ‌های منطقه و رابطه‌ی خویشاوندی بین آنها و احتمالاً خاستگاه مشترک آنها باشد.



شکل ۱۱ الف)، نمودار عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس داده‌ای [۱۳]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.



شکل ۱۱ ب)، نمودار عناصر نادر خاکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه بر اساس داده‌ای [۲۰]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷.

بالا بودن LILE/HFSE در سنگ‌های آهکی - قلیایی مناطق کمائی، در نتیجه‌ی ورود اجزای LILE موجود در صفحه فرورونده به درون گوشته‌ی بالای آن به وجود می‌آید [۱۴]. از طرفی وجود بی‌هنجاری منفی Nb, Ti و P در روند تغییرات عناصر کمیاب نمونه‌ها می‌تواند نشانگر شکل‌گیری سنگ‌ها در مناطق فرورانش باشد [۱۵]، که در اثر عملکرد شارهای ناشی از فرورانش به وجود می‌آیند [۱۶، ۱۷]. در مناطق فرورانش شارهای آزاد شده از بخش فوقانی لیتوسفر فرورونده که از Nb فقیر و از LILE غنی‌اند، به گوهی گوشته‌ای افزوده می‌شوند [۱۸]. در شکل (۱۱، الف) ناپهنجاری مثبت Sr و Eu بیانگر این مسئله است که پلاژیوکلاز به عنوان یک کانی نگهدارنده‌ی عناصر یاد شده نتوانسته در فرایند ذوب بخشی چشمه‌ی تشکیل دهنده ماگمای سنگ‌های منطقه پایدار بماند و در نتیجه ذوب آن، مقدار زیادی از Sr و Eu را وارد ماگمای نهایی کرده است. همچنین ناپهنجاری منفی Ba در این نمودار می‌تواند به خاستگاه فرورانش وابسته باشد [۱۹]. در این نمودار، عناصر ناسازگاری چون Rb, Th, K و Cs یک غنی‌شدگی را از خود نشان می‌دهند، ولی در سه نمونه از این گدازه‌ها عنصر Rb یک ناپهنجاری منفی و عنصر K نیز یک کاهش در مقایسه با دیگر نمونه‌ها از خود نشان می‌دهد.

از طرف دیگر فراوانی عناصر نادر خاکی نمونه‌ها نسبت به کندریت بهنجار [۲۰] شده است (شکل ۱۱، ب) در این نمودار الگوی یکنواخت غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک از La تا Sm در مقایسه با عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) به چشم می‌خورد. غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و مقدار کم Nb, Zr و  $TiO_2$  وابستگی این سنگ‌ها را به سری‌های آهکی - قلیایی نشان می‌دهند [۲۱] و نیز می‌تواند نشانگر این باشد که سنگ مادر ماگما دارای گارنت و پیروکسن بوده و عناصر نادر خاکی سنگین را در خود نگه داشته و باعث تهی‌شدگی نمونه‌های مورد بررسی از این عناصر شده است [۲۱]. در این نمودار عنصر Eu ناپهنجاری منفی ضعیفی را از خود نشان می‌دهد و این موضوع می‌تواند به دلیل دگرسانی پلاژیوکلازها به سریسیت، کلسیت و کلریت در سنگ‌های منطقه باشد. همچنین با توجه به موازی بودن روند وابسته به نمونه‌ها می‌توان به هم ریشه بودن آنها پی برد [۲۲].

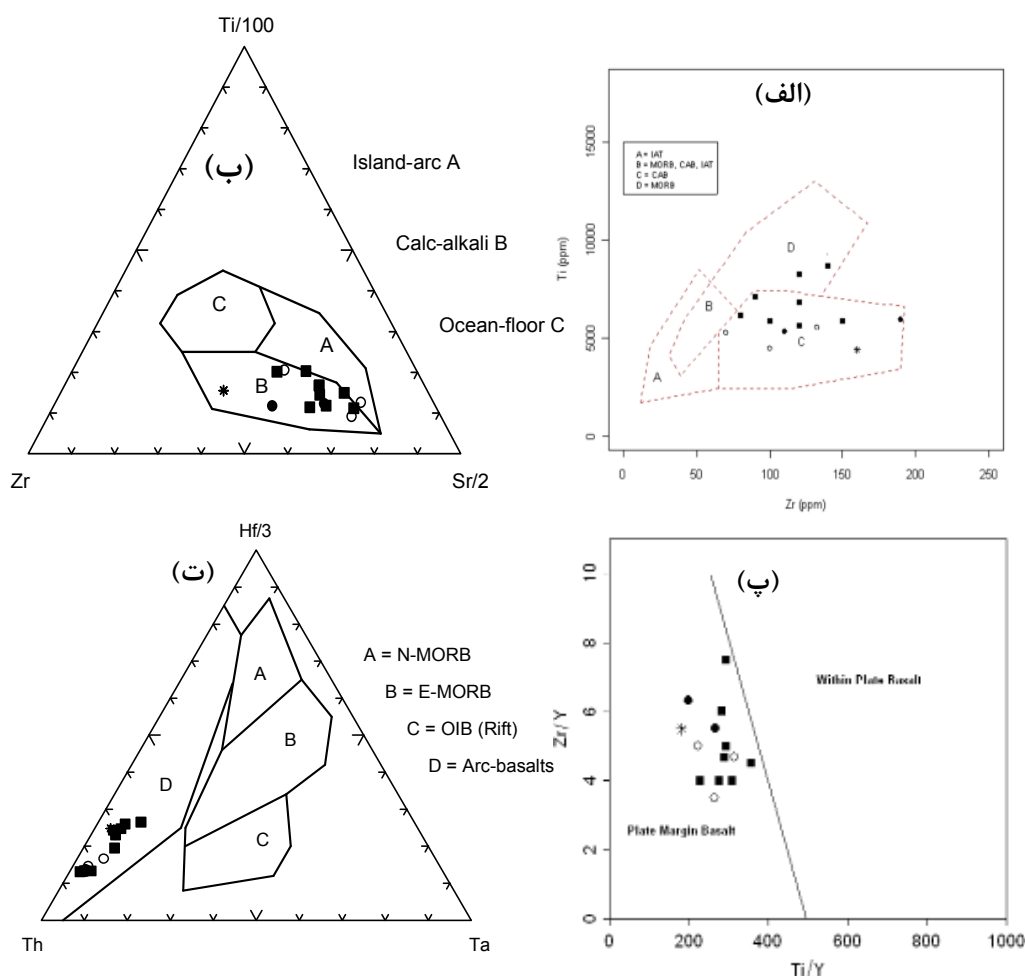
سنگ‌های آتشفشانی منطقه روی نمودارهای مختلف تعیین جایگاه زمین‌ساختی که بیشتر بر پایه فراوانی عناصر کمیاب نام‌تحرک طراحی شده‌اند [۲۳-۲۶]، در قلمرو سنگ‌های آتشفشانی کمان ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۱۲، الف تا ث). برای تشخیص کمان ماگمایی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای از نوع جزایر اقیانوسی، از نمودار شکل (۱۲ ج) [۲۷] استفاده شده است، با توجه به این نمودار می‌توان این کمان ماگمایی را ناشی از فرورانش یک لیتوسفر اقیانوسی به زیر یک لیتوسفر قاره‌ای در نظر گرفت و به این ترتیب محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های مورد بررسی از نوع محیط‌های حاشیه‌ی فعال قاره‌ای به شمار آورد.

در شکل (۱۳) عناصر کمیاب Ta و Th نسبت به Yb سنجیده می‌شود تا تغییرات شیمیایی خاستگاه، غنی‌شدگی، آرایش پوسته‌ای و جدایش بلوری مشخص شوند. تغییرات نسبت Th/Yb و Ta/Yb بازتاب دهنده تغییرات خاستگاه است. همچنین ناهماهنگی خاستگاه، Ta و Th را همسان تحت تأثیر قرار داده، بنابراین ترکیب گوشته نسبت به گوشته‌ی اولیه در طول یک شیب واحد به سمت نسبت‌های بالاتر یا پایین‌تر Th/Yb و Ta/Yb حرکت خواهد کرد [۲۸، ۲۹، ۳۰]. سنگ‌های مورد بررسی در این نمودار بیشتر در گستره‌ی سنگ‌های آهکی-قلیایی و غنی از Th و تقریباً تهی شده از Ta قرار گرفته‌اند و با خاستگاه گوشته‌ای غنی شده همخوانی دارند. غنی‌شدگی Th حاصل فازهای شاره‌ی وابسته به فرورانش است [۱۴]. چنانکه در شکل دیده می‌شود نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی از یک فاز شاری را نشان می‌دهند که احتمالاً به آبدایی ورقه اقیانوسی فرورونده وابسته است (مولفه‌ی W در شکل ۱۳).

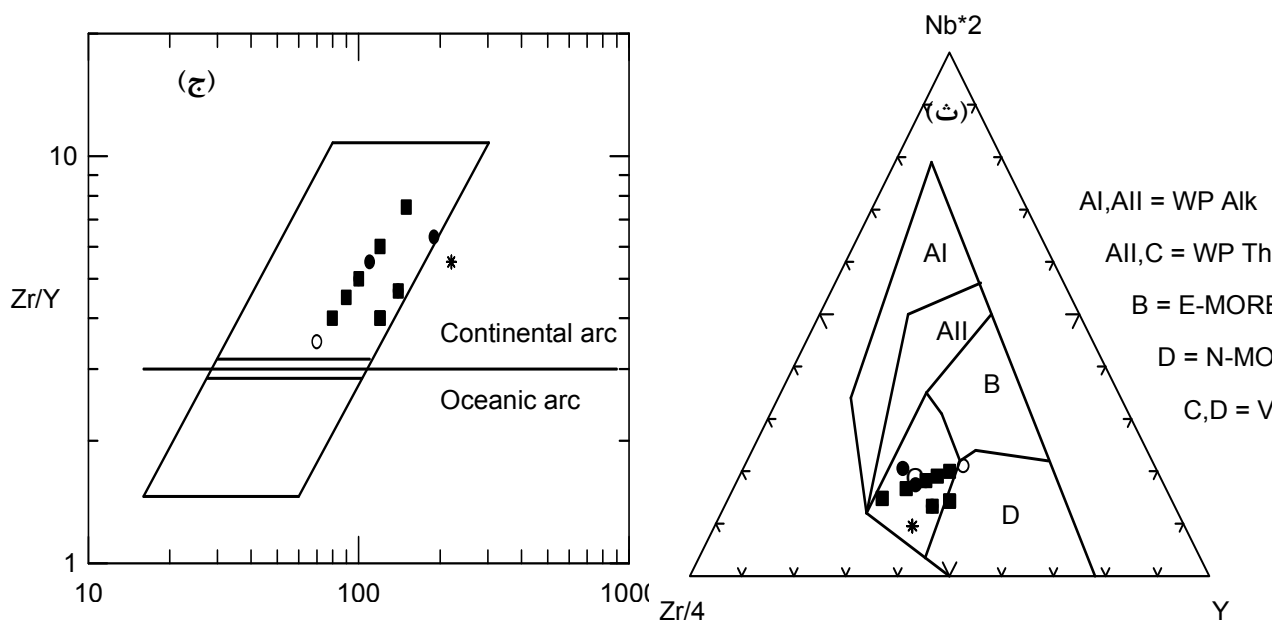
برای تعیین خاستگاه ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی، می‌توانیم با استفاده از نمودار Rb/Yb نسبت به Rb [۳۱] احتمال شکل‌گیری این سنگ‌ها را از ذوب بخشی گوشته مورد بررسی قرار دهیم (شکل ۱۴). دلیل استفاده از این نمودار این است که گارنت، کانی اصلی نگهدارنده‌ی Yb است و نسبت متغیر Rb/Yb وابسته به گارنت بوده و نمودار مورد نظر بین ذوب گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی تفاوت قائل می‌شود [۳۱]. فرایند ذوب برای هر دو خاستگاه اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی با فرض

غنی شده (Enriched Mantle) دیده می‌شود. چنانکه در (شکل ۱۵) دیده می‌شود با فرض لرزولیتی بودن ترکیب گوشته، می‌توان روند تغییرات ترکیب گدازه‌های مشتق شده از درجات مختلف ذوب بخشی گوشته را در دو شاخه مختلف گوشته‌ی غنی شده و گوشته‌ی تهی شده تعقیب کرد. نمونه‌های مورد بررسی از لحاظ فراوانی عناصر La و Sm همگی ترکیبی مشابه با گدازه‌های مشتق شده از گوشته غنی شده را دارند و روی روند منطبق با حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که احتمالاً گدازه‌های منطقه از ذوب بخشی گوه گوشته‌ای که خود در اثر تماس با شاره‌های مشتق شده از پوسته‌ی اقیانوسی فرورونده از عناصر کمیاب غنی شده، ریشه گرفته‌اند.

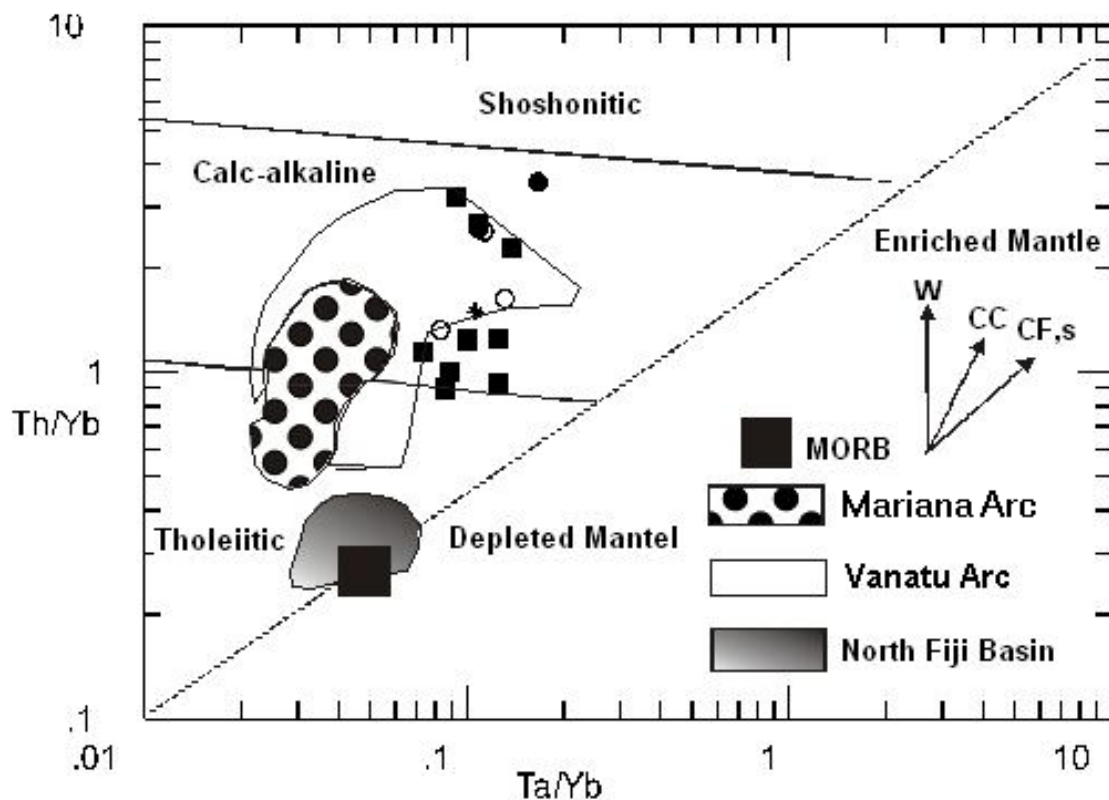
ذوب و یک گوشته‌ی اولیه شبیه به MORB مدل سازی شده است. چنانکه در شکل (۱۴) دیده می‌شود، روند داده‌های گدازه‌های منطقه، بین منحنی ذوب گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت قرار گرفته و بیانگر میزان ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب یک خاستگاه گارنت یا اسپینل لرزولیتی غنی شده برای تولید ماگمای تشکیل دهنده‌ی این گدازه‌هاست (نقطه A). همچنین نمودار La/Sm نسبت به La [۳۰] نشان دهنده‌ی ذوب بخشی سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی است (شکل ۱۵). در این شکل خطوط ممتد و منقطع نشان دهنده‌ی روند تغییر ترکیب گدازه‌هایی است که با درجات مختلف ذوب بخشی از گوشته اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی ریشه گرفته‌اند. اعداد روی خطوط درجه‌ی ذوب بخشی را نشان می‌دهند. روی خط ضخیم گستره‌ی گوشته‌ی اولیه تهی شده (Depleted Mantle) و



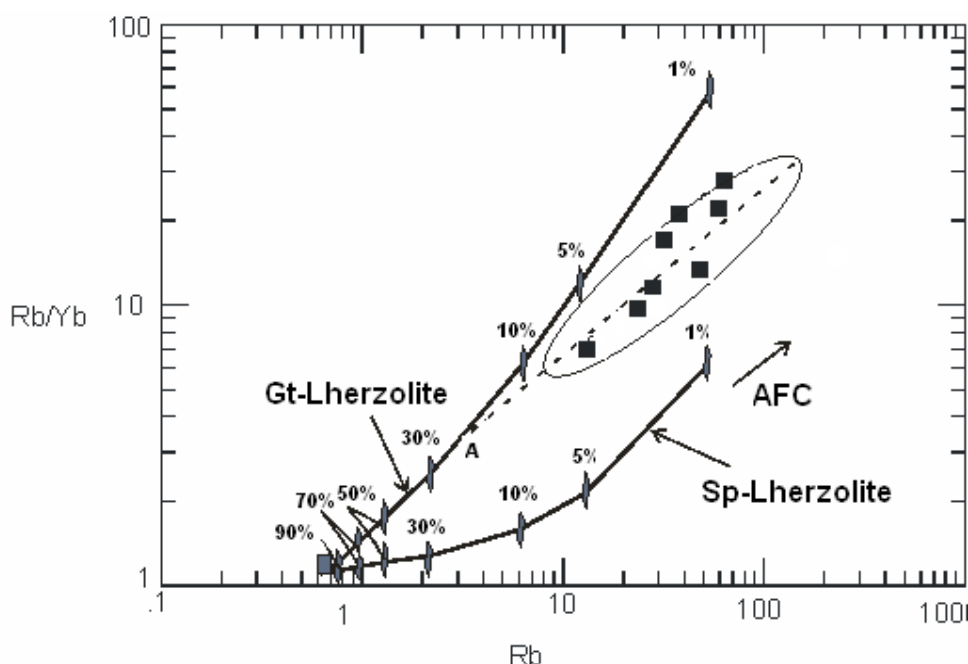
شکل ۱۲ تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه با استفاده از نمودارهای (الف) [۲۳]، (ب) [۲۳]، (پ) [۲۴]، (ت) [۲۵]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.



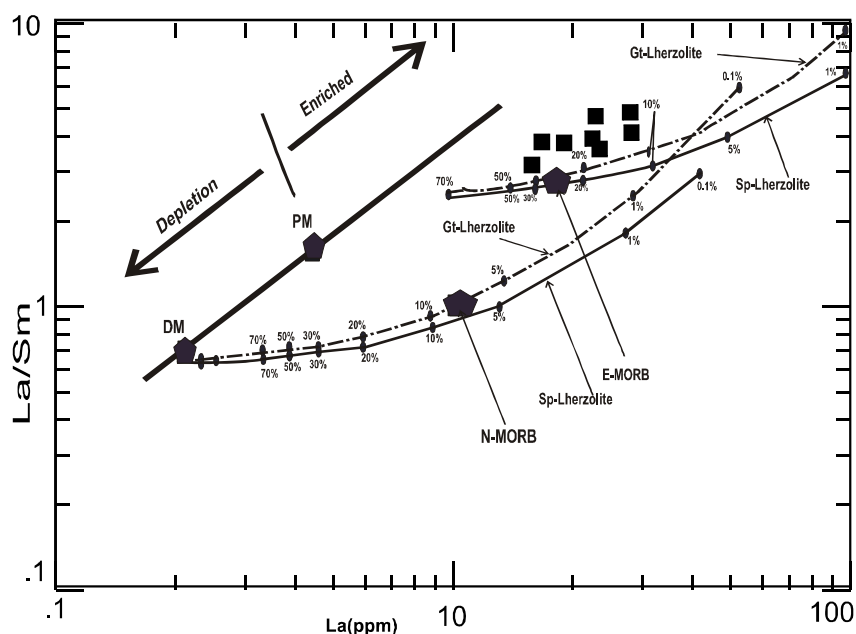
شکل ۱۲ تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های آتشفشانی منطقه با استفاده از نمودارهای، (ث) [۲۶] و (ج) [۲۷]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.



شکل ۱۳ نمودار  $Th/Yb-Ta/Yb$ ، تقسیم‌بندی جزئی‌تر در گستره‌ی بازالت‌های کمان آتشفشانی به انواع تولیتی، آهکی-قلیایی و شوشونیتی در این نمودار صورت گرفته است. W: غنی‌شدگی از یک فاز شاری؛ CC: آرایش پوسته‌ای؛ CF: جدایش بلوری؛ S: غنی‌شدگی که به خاستگاه وابسته. در این شکل مقایسه‌ای بین سنگ‌های مورد بررسی با کمان وناتو و حوضه شمال فیجی [۳۵] و کمان ماریانا [۳۶] صورت گرفته است [۲۸]، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.



شکل ۱۴ نمودار دو تایی Rb نسبت به Rb/Yb نشان دهنده منحنی‌های ذوب [۳۱]: نقطه‌ای برخورد روند داده‌ها با منحنی ذوب گارنت لرزولیت. خطوط ممتد نمایانگر روندهای ذوب از گوشته اولیه بوده، لوزهای هر منحنی نیز نشان دهنده درجات مختلف ذوب بخشی است. نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.



شکل ۱۵ نمودار تغییرات La/Sm نسبت به La [۳۰] سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی PM: ترکیب گوشته‌ی اولیه و DM: ترکیب گوشته تهی شده، نشانه‌ها مطابق شکل ۷ انتخاب شده‌اند.

#### برداشت

گلوپورفیری در بلورهای پلاژیوکلاز، و کانی‌های کدر می-تواند نشانه نا آرامی مخزن ماگمایی و خرد شدن واحدهای ته-نشین شده در مخزن بر اثر وجود ماگمای جدید به درون مخزن باشد.

۱- شواهد سنگ‌نگاری، گدازه‌های منطقه‌ی مورد بررسی را در گستره‌ی بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت قرار می‌دهد. بافت اصلی این سنگ‌ها پورفیری بوده و در بعضی نقاط بافت گلوپورفیری نیز در آنها قابل مشاهده است. تشکیل بافت

[2] Jung D., Kursten M.O., Turkian M., " *Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro- Arabian under the Eurasian plate. Impilger & Rosler (Eds), After between continental and oceanic rifting*. PP. 182-190. *International symposium on the Afra Region and Related Rift problems*", Bad Bergzaben, (1975) Vol.2.

[۳] افشاریان زاده ن.، اعتمادی ع.، "نقشه زمین‌شناسی بردسیر، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۳۷۱.

[4] Tsuchiyama A., "Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite and origin of dusty plagioclase in andesites", *Contrib. Mineral. Petrol.*, 89 (1985) 1-16.

[5] Shelly D., "Igneous and metamorphic rock under the microscope: Classification tuxtore, microstructured and mineral preferred-orientation", *champan and hall publisher, London*, (1993) 445P.

[6] Hellerang B., Pederson R., "Magma ascent and crustal accretion at ultraslow- spreading ridges: constraints from plagioclase ultra phric basalts from the Arctic mixd ocean Ridge", *Journal of petrology*, 49 (2) (2008) 267-294.

[7] Cox. K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The interpration of igneous rocks", *George, Allen and Unwine, Londone*. (1979) 450 p.

[8] Pearce J.A., "A users guide to basalt discrimination Diagrams. In: *Wman, D.A., (ed), Trace element geochemisty of volcanic rocks: Application for massive sulphide exploration*", *Geol. Assoc. Canada, short course notes*, 12 (1996) 70-113

[9] Kuno H., "Differentiation of basalt magmas. In: *Hess, H.H., Poldervaart, A. (Eds.), Basalts*", Vol. 2. *John Wiley and Sons*, (1968) pp 623-668.

[10] Irvin T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the classification of the common volcanic rocks", *can. Jour, Earth. Sci.*, No.8 (1971) p 235-458.

[11] Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks for the Kastamona area, northern Turkey", *Contrib. Mineral. Petrol.* 58 (1976) 63-81.

[12] Zanetti A., Mazzucchelli M., Rivalenti G., Vannuci R., "The Finro phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 134 (1999) 107-122.

[13] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts; implications for mantle composition and

۲- شواهدی مانند بافت غربالی درشت در بلورهای پلاژیوکلاز، انحلال و خوردگی در این بلورها و وجود منطقه‌بندی نوسانی و بافت غربالی تکراری که چندین مرحله کاهش فشار را نشان می‌دهد، و نیز کرانه‌های سوخته در آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که پدیده‌ی اختلاط ماگمایی همراه با افت سریع فشار در تمامی گدازه‌های مادر سنگ‌های منطقه یک نقش بسیار اساسی و مهم در تاریخ آنها داشته است. مجموعه کانی‌های موجود و بافت‌ها نشان می‌دهد که این پدیده در مخازن ماگمایی نسبتاً کم‌عمق رخ داده و مخازن به وسیله‌ی ماگماهای جدید که اختلاف ترکیبی کمی داشته‌اند پی در پی مورد هجوم واقع می‌شده‌اند. زیرا منطقه‌بندی نوسانی با نوارهای نزدیک به هم و ترکیب نزدیک به یکدیگر از شواهد معمولی در بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست.

۳- در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، سنگ‌های منطقه از LILE غنی شده و از عناصر HFS تهی شده‌اند که این شاخص سنگ‌های آتشفشانی وابسته به قوس آتشفشانی است. از طرفی بی‌هنجاری منفی عناصر Ti, Nb و P و غنی شدگی از عناصر گروه LILE می‌تواند نشانگر شکل گیری سنگ‌ها در منطقه‌ی فروورانش باشد و دلیلی بر ریشه گرفتن ماگمای بوجود آورنده‌ی این سنگ‌ها از یک گوشته‌ی غنی شده، در بالای یک رون فروورانش باشد.

۴- مقدار کم Zr, Nb و  $TiO_2$  و غنی‌شدگی از عناصر LREE نسبت به عناصر HREE و وابستگی این سنگ‌ها را به سری-های آهکی-قلیایی نشان می‌دهد، و نیز می‌تواند نشانگر این باشد که سنگ مادر ماگما دارای گارنت و پیروکسن بوده و عناصر خاکی نادر سنگین را در خود نگه داشته و باعث تهی-شدگی نمونه‌های مورد بررسی از این عناصر شده است. همچنین با توجه به موازی بودن روند وابسته به نمونه‌ها، می‌توان به هم ریشه بودن آنها پی برد.

۵- بر اساس نمودارهای ژئوشیمیایی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه‌ی ترکیبی مشابه با گدازه‌های مشتق شده از گوشته‌ی غنی شده را دارند و روی روند منطبق با حدود ۱۰ تا ۳۰ درصد ذوب بخشی لرزولیت گارنت‌دار قرار می‌گیرند.

#### مراجع

[1] Berberian F., "Petrogenesis of Iranian plutons: a study of the Natanz and Bazeman intrusive complex", Ph.D Thesis. University of Cambridge, (1981) 300pp.

- [24] Pearce J.A., Gale G.H., "Identification of ore deposition environment from trace element Geochemistry of associated igneous host rocks", *Geol. Soc. Spec*, 7 (1977) 14-24.
- [25] Wood D.A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problem of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lava of the British Tertiary Volcanic province", *Earth Planet. Sci. Lett.*, 50 (1980) 11-30.
- [26] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y Diagram", *Chem. Geol.*, 56 (1986) 207-218.
- [27] Pearce J.A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins", In Hawkesworth C.J. and Norry, M.J., shiva, Nantwich, (1983) 230-249.
- [28] Rolland Y., Pecher A., Picard C., "Middle Cretaceous back-arc formation and arc evolution along the Asian margine: the Shoyk Suture Zone in northen Ladakh (NW Himalaya)", *Tectonophysics*, 325 (2000) 145-173.
- [29] Whitney J.A., "Origin and evolution of silicic magmas, ore deposition associated with magmas", *Reviews in Economic Geology* 4 (1989) 183-201.
- [30] Aldanmaz E., Pearce J.A., Thirlwall M.F., Mitchell J.G., "Petrigenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanism in western Anatolia, Tirkey", *Journal of volcanology and geothermal Reasearch*, 102 (2000) 67-97.
- [31] Ozdemir Y., karaoglu O., Tolluoglu A.U., Gulec N., "Volcanostratigraphy and petrogenesis of the Nenrut stratovolcano (East Anatolian High Plateau): the most recent post-collisional volcanism in Turkey ", *Chemical Geology* , 226 (2006) 189-221.
- [32] Pearce J.A., Peate D.W., Hawkesworth C.J., Colly H., Edwards C.M.H., Hiros K., "Geochemical Varia tions in Vanuatu Arc lavas: the role of subducted material and a variable mantle wedge composition", *J. Petrol.* 10 (1997) 1331-1358.
- [33] Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., white, W., Bourdon, B., "Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc". *J. Geophys. Res.* 102 (1997) 14991-15019.
- processes: in Saunders, A.D., and Norry, M.J., eds., *Magmatism in the ocean basins*", Geological Society Special Publications no. 42 (1989) p313-345.
- [14] Mohamed F.H., Moghazi A M., Hassanen M.A., "Geochemistry, Petrogenesis and tectonic setting of late Neoproterozoic Dokhan-type volcanic rocks in the Fatira area, eastern Egypt", *International Journal of Earth Sceince*, 88 (2000) 764-777.
- [15] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London. (1989) 461 pp.
- [16] Peng T., Wang Y., Zhao G., Fan W., Peng B., "Arc-like volcanic rocks from the Southern Lancangtion Zone", Swcchina: Geochronological and geochemical constrains on their perrogenesis and tectonic implication. *Lithos*, 102 (2007) 358-373.
- [17] He Y., Zhao C., Sun M., Wild S.A., "Geochemistry, isotope systematics and petrogenesis of the volcanic rocks in the Zongtiao Mountain: An alternative interpretation for the evolution of the southern margin of the North China", *Lithos*, 102 (2007) 158-178.
- [18] Borg L.E., Clynne M.A., Buller T.D., "The variable role of slabderived fluids in the generation of a suite of primitive calcalkaline lavas from the Southermost Cascades, California", *Can. Min.* 35 (1997) 425-452.
- [19] Foley S.F., Wheller G.E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", *Chemical Geology*, v. 85 (1990) p 1-18.
- [20] Nakamura N., "Determination of REE , Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chonderite", *Geochim. Cosmochim. Acta*, 38 (1974) 757-775.
- [21] Machado A., Lima E.F., Mortad., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., "Geochemistry constrains of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the South Shetland arc", *Antarctica. J. South Amer. Earth Sci.* 18 (2005) 407-425.
- [22] Kharbish S., "Geochemistry and magmatic setting of Wadi El – Markh island arc gabbrodiorite central-Eastern Desert, Egypt", *Chemie der Erode* 70 (2010) 257-266.
- [23] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determinded using trace element analyses", *Earth Planet. Sci Lett*, 19 (1973) 290-300.