



## سنگ‌زایی کوارتز دیوریت بروجرد بر پایه زمین‌شیمی عناصر اصلی و کمیاب کانی‌های پیروکسن و آمفیبول

امیر اثنی‌عشری<sup>۱\*</sup>، ماسیمو تیه‌پولو<sup>۲</sup>، قاسم قربانی<sup>۳</sup>

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام‌نور، صندوق پستی ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه میلان، میلان ۲۰۱۳۳، ایتالیا

۳- دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۱/۸، نسخه نهایی: ۹۹/۲/۱۰)

**چکیده:** مجموعه آذرین بروجرد (گرانیت، گرانودیوریت و کوارتزدیوریت) در نیمه شمالی نوار سهندج-سیرجان واقع است. در این پژوهش، فراوانی عناصر اصلی و کمیاب در کلینوپیروکسن و آمفیبول موجود در کوارتزدیوریت اندازه‌گیری و ترکیب شیمیایی مذاب اولیه‌ای که این کانی‌ها از آن متبلور شده‌اند، محاسبه گردید. ترکیب شیمیایی این مذاب با کوارتز دیوریت بروجرد و همچنین کوارتز دیوریت و سنگ فرامافیک الیگودرز در کنار مجموعه بروجرد مقایسه شد. نتیجه این مقایسه به همراه مدلسازی‌های شیمیایی نشان می‌دهند که ماگمایی مشابه با کوارتز دیوریت الیگودرز دستخوش تبلور بخشی و هضم همزمان سنگ فرامافیک شده است. پیروکسن و آمفیبول از این ماگمای دگرگونه متبلور شده‌اند. سپس این ماگما با ماگمایی مشابه با کوارتز دیوریت الیگودرز آمیخته شده و کوارتز دیوریت بروجرد به وجود آمده است. نقش سنگ‌های فرامافیک در تشکیل کوارتز دیوریت بروجرد نشان می‌دهد که آنها با وجود رخنمون کم در سطح زمین، حجم قابل توجهی در اعماق دارند.

**واژه‌های کلیدی:** کوارتزدیوریت؛ سنگ فرامافیک؛ آمیختگی ماگمایی؛ هضم و تبلور بخشی؛ بروجرد؛ سهندج-سیرجان.

### مقدمه

ماگمایی سهندج-سیرجان و در بخش غربی ایران واقع است (شکل ۱) [۱۰-۱۲]. این مجموعه در گستره عرض‌های جغرافیایی ۳۳°۴۰' تا ۳۴°۰۰' شمالی و طول‌های جغرافیایی ۴۸°۵۰' تا ۴۹°۲۰' شرقی گسترش دارد. گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت واحدهای سنگی اصلی این مجموعه را شامل می‌شوند. در کنار این مجموعه و در جنوب شرق آن، مجموعه آذرین الیگودرز قرار دارد که واحدهای سنگی اصلی آن نیز گرانیت، گرانودیوریت و کوارتز دیوریت بوده که شبیه مجموعه بروجرد است، ولی رخنمونی از سنگ‌های فرامافیک نیز در الیگودرز دیده شده است [۳، ۴، ۱۳]. واحدهای سنگی مشترک بروجرد و الیگودرز از نظر شیمیایی بسیار شبیه هستند و از این-رو، پیشنهاد شده است که این دو مجموعه از نظر زایشی با هم

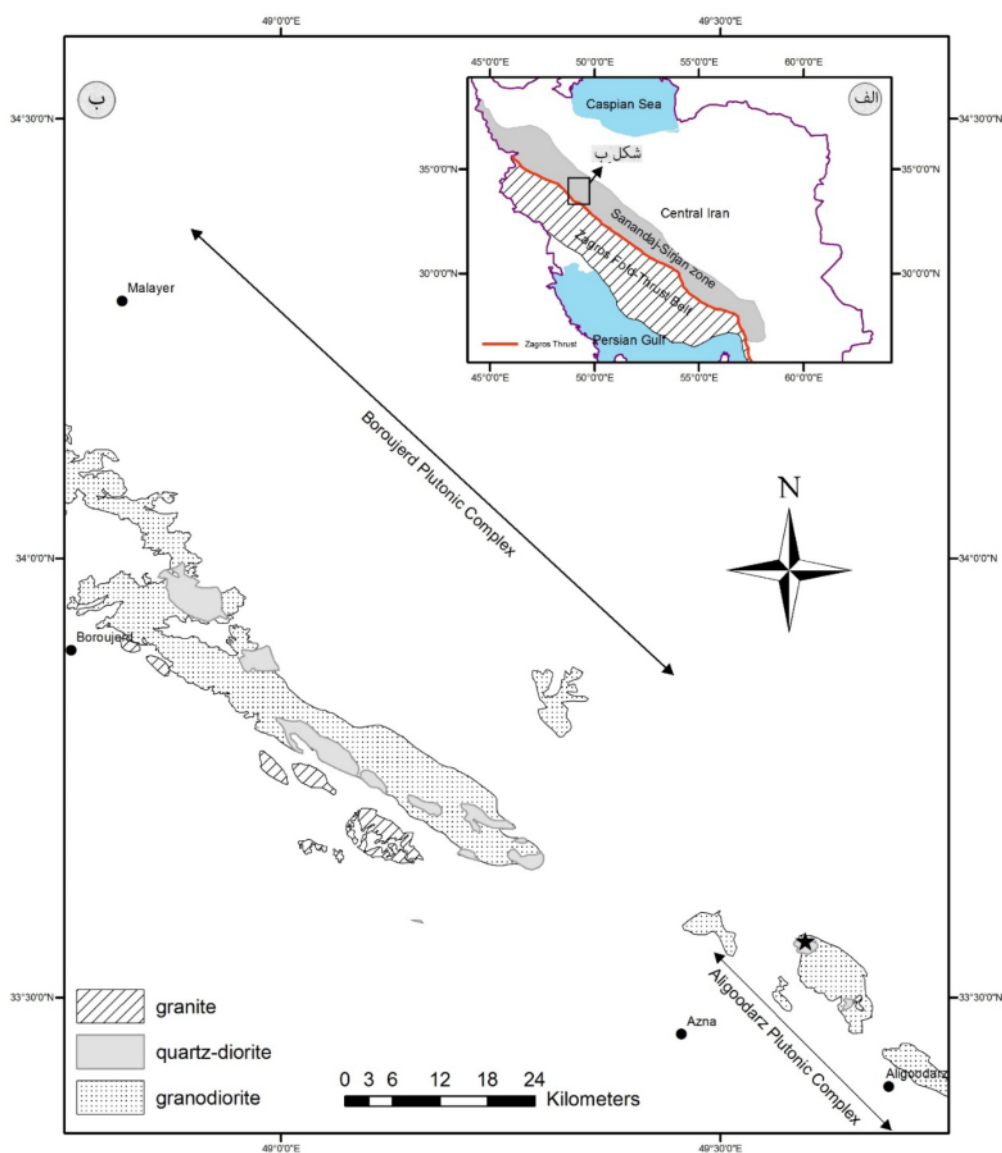
از ویژگی‌های بارز قوس‌های قاره‌ای، تشکیل حجم گسترده‌ای از ماگما با ماهیت‌های متفاوت درون پوسته است. ترکیب این ماگماها از اسیدی تا مافیک متغیر است. به ندرت سنگ‌های فرامافیک نیز در این منطقه‌ها دیده می‌شوند [۱-۴]. خاستگاه متفاوتی برای انواع مختلف ماگما در نظر گرفته شده است که برای مثال می‌توان به ذوب بخش‌های مختلف گوشته [۵، ۶]، ذوب سنگ‌های پوسته‌ای [۷] و یا ذوب سنگ‌کره اقیانوسی فرورانده شده [۸] اشاره کرد. همچنین ماگماهای با ماهیت متفاوت ممکن است با هم آمیخته شده و ماگمای جدیدی با ماهیت حدواسط ایجاد کنند [۹].

مجموعه آذرین بروجرد در نیمه شمالی نوار (قوس)

بررسی شده است. تاکنون هیچ یافته‌ای پیرامون فراوانی عناصر کمیاب این کانی‌ها گزارش نشده است. بر پایه ترکیب شیمیایی کانی‌ها، ترکیب شیمیایی مذابی که از آن متبلور شده است محاسبه و با داده‌های شیمیایی سنگ کل مجموعه‌های آذرین بروجرد و الیگودرز مقایسه شده است. با توجه به مدلسازی‌های شیمیایی و سایر نتایج به دست آمده، مجموعه‌ای از ماگماهای با ترکیب اسیدی و حدواسط و برهم‌کنش آنها با سنگ فرامافیک سرانجام منجر به تشکیل کوارتز دیوریت بروجرد شده است.

در ارتباط هستند و خاستگاه پوسته‌ای دارند [۱۰، ۱۴]. در رابطه با کوارتز دیوریت‌ها نیز، ماهیت کوارتز دیوریت الیگودرز متفاوت از گرانیت و گرانودیوریت در نظر گرفته شده است به طوری که هر دو ماگمای برآمده از پوسته و گوشته در شکل‌گیری آنها نقش داشته‌اند [۱۳]، اما بررسی چندانی پیرامون کوارتز دیوریت بروجرد انجام نشده و خاستگاه آن همچنان نامشخص است.

در این پژوهش، با اندازه‌گیری عناصر اصلی و کمیاب کلینوپیروکسن و آمفیبول موجود در کوارتز دیوریت بروجرد (شکل ۱)، تشکیل کوارتز دیوریت و کانی‌های موجود در آن



شکل ۱ الف) نقشه زمین‌شناسی ایران که جایگاه نوار سهند-سیرجان و منطقه مورد بررسی بر آن نشان داده شده است. ب) نقشه ساده زمین‌شناسی مجموعه‌های آذرین بروجرد و الیگودرز برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی مراجع [۱۰-۱۲]. علامت ستاره موقعیت سنگ‌های فرامافیک را نشان می‌دهد.

## زمین‌شناسی عمومی

نوار سنندج-سیرجان پهنه ساختاری مهمی از ایران است و سنگ‌های آذرین و دگرگونی با فراوانی بالا در این پهنه بیشتر طی فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر خرده‌قاره ایران مرکزی تشکیل شده‌اند، یعنی زمانی که نوار سنندج-سیرجان قوس قاره‌ای فعالی در کرانه نئوتتیس بوده است [۱۵]. شروع فروانش به تریاس پایانی [۱۶] و یا ژوراسیک [۱۷] نسبت داده می‌شود و برخورد قاره‌ای نیز طی ائوسن [۱۸]، الیگوسن [۱۵] و میوسن [۱۹] رخ داده است.

مجموعه آذرین بروجرد از نظر تقسیمات زمین‌شناسی ایران در گستره نوار ساختاری سنندج-سیرجان و در نیمه شمالی آن واقع است (شکل ۱). این مجموعه به همراه مجموعه آذرین الیگودرز که در این پژوهش مورد مقایسه قرار گرفته‌اند در یک راستا و نزدیک هم هستند و روندی موازی روند کلی نوار سنندج-سیرجان دارند. در این دو مجموعه، سنگ‌های گرانودیوریتی بیشترین فراوانی را دارند و پس از آن به ترتیب سنگ‌های کوارتز دیوریت و گرانیت فراوان‌ترین هستند. گفتنی است که رخنمون کوچکی از سنگ‌های فرامافیک (هورنبلندیت و پیروکسنیت) در شمال غرب مجموعه آذرین الیگودرز و درون واحد کوارتز دیوریتی رخنمون دارد [۳، ۴، ۱۳] (شکل ۱). همه این مجموعه‌های آذرین توسط سنگ‌های دگرگونی درجه پایین (اسلیت، فیلیت و میکاشیست) که بخش‌هایی از آن دستخوش دگرگونی مجاورتی شده است احاطه شده‌اند. زمان تشکیل مجموعه‌های آذرین حدواسط تا اسیدی به ژوراسیک میانی [۱۰، ۲۰] و زمان تشکیل سنگ‌های فرامافیک به اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک [۱۳] نسبت داده شده است.

گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های هر دو منطقه سنگ‌هایی با خاستگاه یکسان هستند که از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای شکل گرفته‌اند و تبلور بخشی نقش مهمی در دگرگونی‌های ماگمایی آنها داشته است [۱۰، ۱۲، ۱۴، ۲۱-۲۴] اما با مافیک‌تر شدن سنگ‌ها، ترکیب ایزوتوپی و شیمیایی آنها به سمت سنگ‌های گوشه‌ای میل می‌کند [۳، ۱۰]. کوارتز دیوریت‌های منطقه الیگودرز سنگ‌های حدواسطی هستند که از نظر ترکیبی و خاستگاه شکل‌گیری با سنگ‌های اسیدی‌تر تفاوت دارند. ماگمای گرانودیوریتی در مسیر صعود به اعماق کم، با سنگ‌های فرامافیک برهم‌کنش داشته و نتیجه آن تشکیل ماگمای حدواسط کوارتز دیوریتی در مجموعه آذرین الیگودرز بوده است [۱۳]. پیشنهاد شده است که سنگ‌های

فرامافیک نیز که از نظر شیمیایی بسیار تهی از عناصر ناسازگار هستند، در زمان آغاز فرایند فروانش از یک ماگمای بونینیتی تشکیل شده‌اند [۱۳].

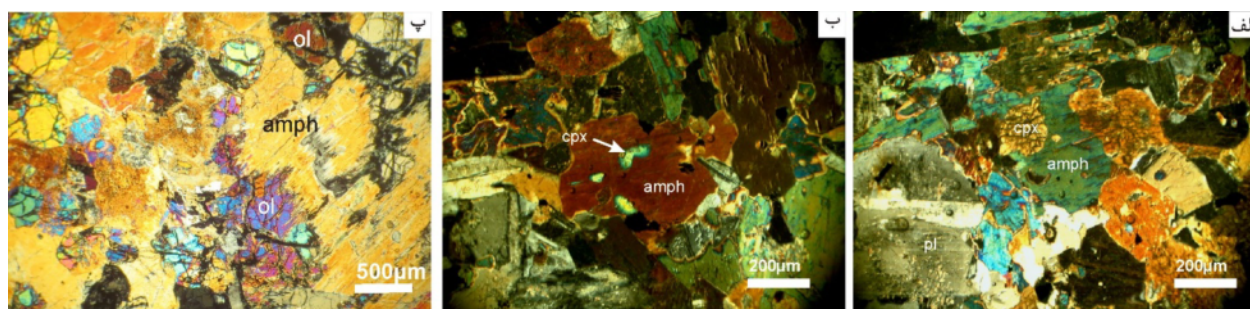
## روش بررسی

پس از بررسی‌های اولیه، نخست طی بازدیدهای صحرایی ۲۴ نمونه از کوارتز دیوریت‌های بروجرد برداشت شد. به منظور بررسی‌های سنگ‌نگاری، از این نمونه‌ها مقاطع نازک تهیه گردید. پس از سنگ‌نگاری، تعیین نوع کانی‌ها و بافت سنگ‌ها، دو نمونه برای تجزیه شیمیایی کانی‌ها انتخاب شدند. مقاطع نازک-صیقلی تهیه شده برای تجزیه با ریزپردازشگر الکترونی (EMP) به دانشگاه میلان در کشور ایتالیا و برای طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی سایش لیزری (-LA-ICP-MS) به شورای پژوهشی ایتالیا (CNR) ارسال شدند. دقت داده‌های به دست آمده از دو روش به ترتیب بیش از ۵٪ و ۱۰٪ است. با توجه به فراوانی کم پیروکسن در سنگ‌های مورد بررسی و اندازه کوچک آنها، امکان تجزیه تعداد زیادی بلور پیروکسن وجود نداشت و از آنجا که پیروکسن‌ها به صورت میانبار درون آمفیبول قرار دارند، آمفیبول‌های دربرگیرنده پیروکسن‌ها نیز تجزیه شدند.

## سنگ‌نگاری

کوارتز دیوریت‌ها دربردارنده مجموعه‌ای از کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کوارتز و مقادیر کمی فلدسپار قلیایی هستند. این سنگ‌ها بافت‌های دانه‌ای و خال‌خال دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در آن‌ها فراوان هستند. گاهی بلورهای ریز کلینوپیروکسن به صورت میانبارهایی با شکل دایره‌ای درون آمفیبول جای گرفته‌اند (شکل‌های ۲ الف و ب). نتایج تجزیه شیمیایی که در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده مربوط به این آمفیبول‌ها و میانبارهای کلینوپیروکسن درون آنهاست. پلاژیوکلازها به صورت بخشی به سریسیت، اپیدوت و کلسیت تجزیه شده‌اند. تجزیه آمفیبول‌ها به بیوتیت و کلریت از ویژگی‌های معمول این سنگ‌هاست.

گرانودیوریت و گرانیت در مقایسه با کوارتز دیوریت رنگ روشن‌تری دارند. این سنگ‌ها بدون آمفیبول و کلینوپیروکسن بوده و بیشتر دربردارنده کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپار قلیایی و بیوتیت هستند. آنها دانه‌ریز تا دانه‌درشت هستند و بافت دانه‌ای از خود نشان می‌دهند. در برخی نمونه‌ها به دلیل عملکرد تنش‌های برشی، بیوتیت باعث جهت‌یافتگی سنگ شده است. سریسیتی شدن پلاژیوکلاز از ویژگی بارز این سنگ‌هاست.



شکل ۲ تصاویر میکروسکوپی از الف و ب) کوارتز دیوریت بروجرد که بافت خال خال از ویژگی بارز این سنگ هاست. بلورهای کلینوپیروکسن (cpx) دانه ریز به صورت میانبار درون آمفیبولها (amph) دیده می شوند، پ) سنگ فرامافیک با ماهیت بونینیتی از منطقه الیگودرز. بلورهای الیون به صورت میانبار درون آمفیبول دیده می شوند. لبه الیون ها گرد شده بوده و یا دارای خلیج خوردگی هستند. این شواهد گویای هضم شدگی الیون توسط ماگمای دربرگیرنده است که بررسی های پیشین اسیدی بودن این ماگما را نشان داده است [۱۳]. تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) تهیه شده اند.

جدول ۱ نتایج تجزیه به روش EMP برای تعیین درصد فراوانی عناصر اصلی در کلینوپیروکسن و آمفیبول موجود در کوارتز دیوریت بروجرد. یکای اعداد؟

| cpx (wt%)                      | BRJ1  | BRJ2  | BRJ3  | amph (wt%)                     | BRJ4  | BRJ5  | BRJ6  | BRJ7  | BRJ8  | BRJ9  | BRJ10 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | ۵۳٫۸  | ۵۳٫۵  | ۵۴٫۱  | SiO <sub>2</sub>               | ۵۰٫۵  | ۵۱٫۷  | ۵۱٫۸  | ۵۲٫۳  | ۴۹٫۸  | ۵۰٫۸  | ۵۲٫۱  |
| TiO <sub>2</sub>               | ۰٫۱۵۹ | ۰٫۱۹۶ | ۰٫۰۸۱ | TiO <sub>2</sub>               | ۱٫۲۴۴ | ۰٫۶۸۱ | ۰٫۸۰۲ | ۰٫۸۵۴ | ۱٫۴۵۸ | ۱٫۲۷۳ | ۰٫۶۰۲ |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰٫۶۹۸ | ۰٫۷۷۷ | ۰٫۵۹۷ | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۵٫۸۳  | ۵٫۱۸  | ۴٫۴۶  | ۴٫۳۸  | ۶٫۲۴  | ۵٫۹۰  | ۴٫۵۴  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰٫۰۴۳ | ۰٫۰۵۵ | ۰٫۰۰۰ | Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | ۰٫۱۳۵ | ۰٫۱۰۵ | ۰٫۱۲۱ | ۰٫۰۵۷ | ۰٫۰۴۲ | ۰٫۱۲۶ | ۰٫۰۵۶ |
| FeOT                           | ۸٫۹۵  | ۸٫۷۴  | ۸٫۹۴  | FeOT                           | ۱۲٫۱  | ۱۲٫۰  | ۱۱٫۷  | ۱۱٫۵  | ۱۲٫۴  | ۱۱٫۵  | ۱۱٫۴  |
| MnO                            | ۰٫۲۸۵ | ۰٫۳۲۸ | ۰٫۴۰۱ | MnO                            | ۰٫۲۵۶ | ۰٫۲۴  | ۰٫۲۸۲ | ۰٫۱۸۵ | ۰٫۲۶۵ | ۰٫۲۳  | ۰٫۲۵۳ |
| NiO                            | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۷ | NiO                            | ۰٫۰۴۶ | ۰٫۰۵۵ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۶۴ | ۰٫۰۵  | ۰٫۰۶۸ | ۰٫۰۴۵ |
| MgO                            | ۱۴٫۲  | ۱۴٫۴  | ۱۴٫۳  | MgO                            | ۱۵٫۲  | ۱۵٫۸  | ۱۶٫۶  | ۱۶٫۴  | ۱۵٫۰  | ۱۵٫۷  | ۱۶٫۶  |
| CaO                            | ۲۲٫۳  | ۲۱٫۸  | ۲۲٫۱  | CaO                            | ۱۱٫۱  | ۱۱٫۴  | ۱۱٫۱  | ۱۱٫۰  | ۱۱٫۴  | ۱۱٫۵  | ۱۱٫۳  |
| Na <sub>2</sub> O              | ۰٫۱۸۶ | ۰٫۱۳۹ | ۰٫۱۶۳ | Na <sub>2</sub> O              | ۰٫۷۷۵ | ۰٫۵۵۳ | ۰٫۵۸۵ | ۰٫۳۹۸ | ۰٫۷۱۳ | ۰٫۸۴۸ | ۰٫۴۶۳ |
| K <sub>2</sub> O               | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | K <sub>2</sub> O               | ۰٫۵۱۰ | ۰٫۳۸۹ | ۰٫۳۴۴ | ۰٫۲۸۰ | ۰٫۵۸۳ | ۰٫۴۸۹ | ۰٫۳۱۳ |
| total                          | ۱۰۱   | ۱۰۰   | ۱۰۱   | total                          | ۹۸    | ۹۸    | ۹۸    | ۹۷    | ۹۸    | ۹۸    | ۹۸    |
| (apfu)                         |       |       |       | (apfu)                         |       |       |       |       |       |       |       |
| Si                             | ۱٫۹۹۳ | ۱٫۹۸۹ | ۱٫۹۹۹ | Si                             | ۷٫۶۰۳ | ۷٫۷۳۲ | ۷٫۷۶۲ | ۷٫۸۳۶ | ۷٫۵۱۲ | ۷٫۵۸۶ | ۷٫۷۹۶ |
| Ti                             | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۰۲ | Ti                             | ۰٫۱۴۱ | ۰٫۰۷۷ | ۰٫۰۹  | ۰٫۰۹۶ | ۰٫۱۶۵ | ۰٫۱۴۳ | ۰٫۰۶۸ |
| Al                             | ۰٫۰۳  | ۰٫۰۳۴ | ۰٫۰۲۶ | Al                             | ۱٫۰۳۵ | ۰٫۹۱۳ | ۰٫۷۸۸ | ۰٫۷۷۳ | ۱٫۱۰۹ | ۱٫۰۳۸ | ۰٫۸۰۱ |
| Cr                             | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۰ | Cr                             | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۵ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۰۷ |
| FeT                            | ۰٫۲۷۷ | ۰٫۲۷۲ | ۰٫۲۷۶ | FeT                            | ۱٫۵۲۲ | ۱٫۵۰۶ | ۱٫۴۶۰ | ۱٫۴۳۶ | ۱٫۵۶۰ | ۱٫۴۳۲ | ۱٫۴۲۱ |
| Mn                             | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۱  | ۰٫۰۱۳ | Mn                             | ۰٫۰۳۳ | ۰٫۰۳  | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۳۴ | ۰٫۰۲۹ | ۰٫۰۳۲ |
| Ni                             | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | Ni                             | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۶ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰۵ |
| Mg                             | ۰٫۷۸۱ | ۰٫۸۰۰ | ۰٫۷۹۰ | Mg                             | ۳٫۶۱۸ | ۳٫۵۱۱ | ۳٫۷۰۲ | ۳٫۶۵۰ | ۳٫۳۷۵ | ۳٫۴۹۳ | ۳٫۶۹۵ |
| Ca                             | ۰٫۸۸۴ | ۰٫۸۷۱ | ۰٫۸۷۴ | Ca                             | ۱٫۷۹۶ | ۱٫۸۲۲ | ۱٫۷۷۴ | ۱٫۷۶۳ | ۱٫۸۴۰ | ۱٫۸۳۱ | ۱٫۸۰۹ |
| Na                             | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۱۲ | Na                             | ۰٫۲۲۶ | ۰٫۱۶۰ | ۰٫۱۷۰ | ۰٫۱۱۵ | ۰٫۲۰۸ | ۰٫۲۴۵ | ۰٫۱۳۴ |
| K                              | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | K                              | ۰٫۰۹۸ | ۰٫۰۷۴ | ۰٫۰۶۶ | ۰٫۰۵۳ | ۰٫۱۱۲ | ۰٫۰۹۳ | ۰٫۰۶۰ |
| Mg#                            | ۰٫۷۳۸ | ۰٫۷۴۶ | ۰٫۷۴۱ | Mg#                            | ۰٫۶۹۲ | ۰٫۷۰۰ | ۰٫۷۱۷ | ۰٫۷۱۸ | ۰٫۶۸۴ | ۰٫۷۰۹ | ۰٫۷۲۲ |

جدول ۲ نتایج تجزیه به روش LA-ICP-MS برای تعیین فراوانی عناصر کمیاب در کلینوپیروکسن و آمفیبول موجود در کوارتز دیوریت بروجرد.

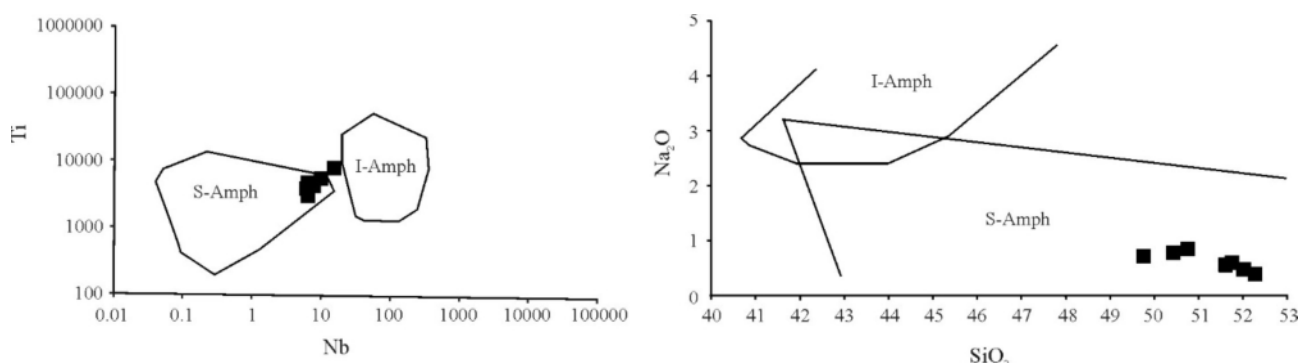
| cpx (ppm) | BRJ1   | BRJ2   | amph (ppm) | BRJ3   | BRJ4   | BRJ5   | BRJ6   | BRJ7   | BRJ8   |
|-----------|--------|--------|------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Li        | ۲۷,۳۴  | ۳۰,۶۹  | Li         | ۵,۸۸   | ۲,۰۹   | ۲,۸۳   | ۳,۲۱   | ۰,۷۰۰  | ۲,۱۴   |
| Sc        | ۱۶۳,۲۸ | ۱۰۸,۳  | Sc         | ۱۲۳,۲۲ | ۱۱۵,۳۶ | ۹۴,۶۲  | ۱۵۰,۲۳ | ۹۱,۹۹  | ۱۲۵,۱۴ |
| V         | ۵۹۴,۹۱ | ۴۱۹,۲۷ | V          | ۵۷۳,۰۶ | ۶۱۳,۷۴ | ۵۲۳,۱۹ | ۷۶۰,۱۹ | ۵۳۲,۶۳ | ۶۱۵,۶۶ |
| Cr        | ۳۰۷,۳۹ | ۲۷۶,۹۲ | Cr         | ۳۵۷,۳۵ | ۴۸۱,۷۸ | ۴۷۷,۴۳ | ۵۸۳,۶۶ | ۴۳۸,۶۱ | ۳۸۸,۷۲ |
| Co        | ۲۸,۱۴  | ۲۷,۴۳  | Co         | ۴۶,۵۹  | ۴۲,۰۷  | ۴۶,۰۲  | ۴۵,۲۵  | ۴۷,۵۵  | ۴۴,۶۹  |
| Ni        | ۲۵,۷۹  | ۲۵,۵۴  | Ni         | ۵۰,۴   | ۴۵,۹۵  | ۵۶,۳۴  | ۵۶,۴   | ۵۹,۸۳  | ۵۰,۰۶  |
| Zn        | ۶۰,۴   | ۶۷,۷   | Zn         | ۱۱۵,۵۹ | ۱۱۴,۹۳ | ۱۱۵,۲۶ | ۱۰۹,۳۶ | ۱۳۰,۸۲ | ۱۰۸,۴۵ |
| Rb        | ۰,۴۶   | ۱,۳۰   | Rb         | ۳,۱۱   | ۰,۸۴۲  | ۰,۳۸۹  | ۱,۵۰   | ۰,۹۴   | ۱,۱۹   |
| Ti        | ۱۱۷۶   | ۶۳۷    | Ti         | ۴۰,۵۳  | ۳۱۵۶   | ۴۸۶۳   | ۸۲۹۰   | ۴۴۹۲   | ۵۷۳۸   |
| Sr        | ۲۰,۰۷  | ۱۷,۲۸  | Sr         | ۲۰,۳۲  | ۱۷,۱   | ۲۰,۱۵  | ۳۴,۲۵  | ۲۰,۳۹  | ۲۷,۲۲  |
| Y         | ۴۱,۲۸  | ۱۷,۹   | Y          | ۴۸,۲۱  | ۳۵     | ۴۱,۵۴  | ۷۹,۰۶  | ۴۷,۹۱  | ۴۹,۰۳  |
| Zr        | ۱۱,۹   | ۸,۴۵   | Zr         | ۲۵,۷۹  | ۲۳,۷۳  | ۲۲,۴۹  | ۳۲,۶   | ۲۵,۷۴  | ۳۵,۱۶  |
| Nb        | ۰,۰۶۵  | ۰,۰۷۴  | Nb         | ۵,۹۸   | ۶,۴۱   | ۶,۴۲   | ۱۵,۵۲  | ۷,۸۷   | ۹,۶۹   |
| Cs        | ۰,۱۳۳  | ۰,۶۳   | Cs         | ۰,۶۱   | ۰,۱۰۹  | ۰,۱۲۲  | ۰,۳۷۶  | ۰,۰۳۲  | ۰,۱۹۵  |
| Ba        | ۰,۲۷۲  | ۰,۲۷۹  | Ba         | ۱۷,۳۶  | ۴,۶۹   | ۶,۷۴   | ۱۰,۰   | ۴,۲۶   | ۷,۰۹   |
| La        | ۶,۱۶   | ۵,۵۳   | La         | ۱۷,۹۴  | ۱۴,۵۴  | ۱۵,۶۵  | ۲۴,۷۴  | ۱۸,۶۶  | ۲۲,۱۲  |
| Ce        | ۲۵,۶۲  | ۲۰,۱۴  | Ce         | ۶۰,۷۸  | ۵۱,۴۲  | ۵۹,۴   | ۹۶,۱   | ۶۵,۲۷  | ۷۱,۶۷  |
| Pr        | ۴,۸۱   | ۳,۳۷   | Pr         | ۹,۰۸   | ۷,۷۱   | ۸,۲۶   | ۱۵,۸   | ۹,۹۹   | ۱۰,۷   |
| Nd        | ۲۷,۸۶  | ۱۵,۴۶  | Nd         | ۴۱,۳۷  | ۳۳,۱۳  | ۳۸,۷۴  | ۷۵,۵۷  | ۴۵,۴۸  | ۴۵,۴۳  |
| Sm        | ۷,۴۴   | ۴,۲۴   | Sm         | ۱۰,۸   | ۷,۰۶   | ۹,۱۶   | ۱۸,۴   | ۱۲,۰   | ۸,۷۱   |
| Eu        | ۰,۳۴۴  | ۰,۱۸۸  | Eu         | ۰,۶۰۱  | ۰,۶۲   | ۰,۸۰۶  | ۰,۸۷۲  | ۰,۷۹۲  | ۰,۸۵۸  |
| Gd        | ۸,۸۴   | ۳,۷۷   | Gd         | ۸,۹۱   | ۶,۵۱   | ۷,۵۵   | ۱۵,۷   | ۸,۱۷   | ۸,۴۳   |
| Tb        | ۱,۴۶۸  | ۰,۴۵۴  | Tb         | ۱,۳۴۷  | ۱,۰۸۶  | ۱,۲۶۸  | ۲,۴۲   | ۱,۴۰۱  | ۱,۳۴۶  |
| Dy        | ۱۰,۰۲  | ۳,۴۷   | Dy         | ۱۰,۱۷  | ۶,۷    | ۹,۵۳   | ۱۶,۰۷  | ۸,۸۲   | ۹,۰۵   |
| Ho        | ۱,۶    | ۰,۸۴۹  | Ho         | ۱,۹۴   | ۱,۴۵   | ۱,۷۹   | ۲,۷۲   | ۱,۸۶   | ۲,۰۶   |
| Er        | ۴,۵۵   | ۲,۲۷   | Er         | ۵,۰۷   | ۴,۱۵   | ۴,۱۴   | ۸,۸۷   | ۵,۳۴   | ۵,۷۱   |
| Tm        | ۰,۴۷۳  | ۰,۳۴   | Tm         | ۰,۸۴۱  | ۰,۶۹۴  | ۰,۷۲۳  | ۱,۱۶۶  | ۰,۹۱۶  | ۰,۶۲۹  |
| Yb        | ۳,۵۲   | ۱,۷۲   | Yb         | ۴,۶۵   | ۳,۹۴   | ۳,۸۳   | ۸,۲۵   | ۴,۶    | ۵,۹۷   |
| Lu        | ۰,۳۹۶  | ۰,۳۱۹  | Lu         | ۰,۷۴   | ۰,۵۲۷  | ۰,۶۴   | ۱,۰۸۹  | ۰,۸۲۶  | ۰,۸۲۹  |
| Hf        | ۰,۶۹۶  | ۰,۲۳۱  | Hf         | ۱,۵۲   | ۱,۱۶   | ۱,۳۵   | ۱,۸۴   | ۱,۸۰   | ۱,۷۷   |
| Ta        | ۰,۰۱۲۶ | ۰,۰۳۹  | Ta         | ۰,۴۵۹  | ۰,۵۶۴  | ۰,۴۲   | ۰,۹۶۱  | ۰,۵۶۵  | ۰,۷۰۴  |
| Pb        | ۰,۶۱   | ۰,۸۶۹  | Pb         | ۱,۳۳   | ۳,۴۱   | ۵,۸۲   | ۱,۲۱   | ۱,۱۹   | ۱,۲۵   |
| Th        | ۰,۰۷۱  | ۰,۲۰۲  | Th         | ۰,۴۶۵  | ۰,۵۲۷  | ۰,۴۶۹  | ۰,۴۱۴  | ۰,۴۵۶  | ۰,۴۷۱  |
| U         | ۰,۱۰۵  | ۰,۱۰۳  | U          | ۰,۳۶۶  | ۰,۲۹۷  | ۰,۳۶۸  | ۰,۲۱۸  | ۰,۳۰۵  | ۰,۱۸۷  |

### شیمی کانی‌ها

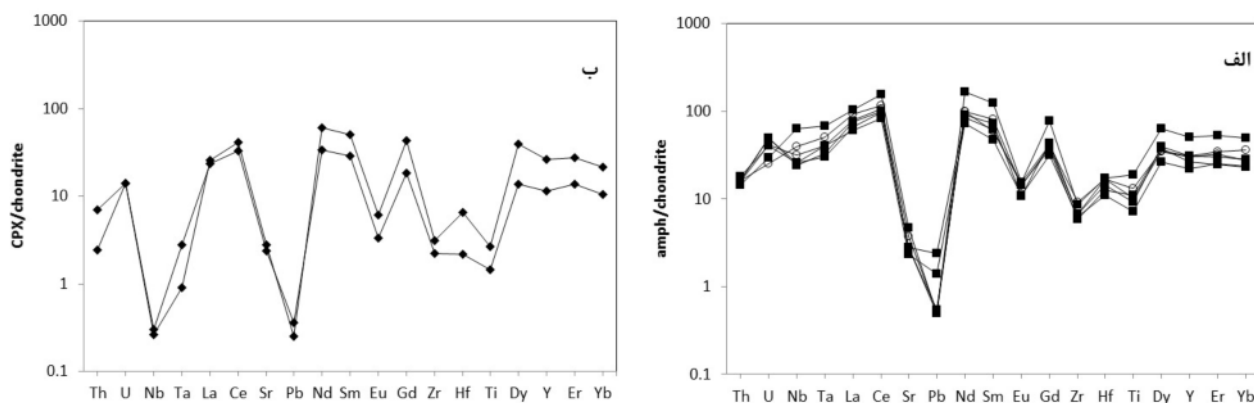
#### آمفیبول

آمفیبول‌ها از نوع کلسیم‌دار بوده و شامل هورنبلند منیزیم‌دار و هورنبلند اکتینولیتی هستند. این کانی‌ها از نظر شیمیایی شبیه آمفیبول‌های محیط فرورانش هستند بطوری که در نمودارهای  $\text{SiO}_2$  نسبت به  $\text{Na}_2\text{O}$  و Nb نسبت به Ti [۲۵]، در گستره آمفیبول‌های فرورانش قرار دارند (شکل ۳). در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده که فراوانی عناصر ناسازگار موجود در

آمفیبول را نسبت به کندریت نشان می‌دهد (شکل ۴ الف)، عناصر خاکی‌نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی‌نادر سنگین (HREE) غنی شده‌اند. در همه نمودارها، ناهنجاری منفی یوروپیم وجود دارد. همچنین الگوی تغییرات عناصر HREE به صورت مسطح است. عناصر خاکی‌نادر (REE) در مقایسه با سایر عناصر غنی شده‌اند. همچنین عناصر Sr, Pb, Eu, Zr, Hf و Ti نسبت به سایر عناصر تهی شده‌اند.



شکل ۳ نمودارهای دومتغیره برای تعیین محیط زمین‌ساختی آمفیبول [۲۵]. ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های مورد بررسی با ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های تشکیل شده در مناطق فرورانش همخوانی دارد. (I-Amph: آمفیبول درون‌صفحه‌ای و S-Amph: آمفیبول ابرفرورانشی).



شکل ۴ نمودارهای چندعنصری رسم شده برای کانی‌های آمفیبول (الف) و کلینوپیروکسن (ب) که در آنها عناصر ناسازگار نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند.

### پیروکسن

پیروکسن‌ها در گستره مرزی اوژیت و دیوپسید قرار دارند. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها قابل مقایسه با پیروکسن‌های محیط فرورانش هستند (شکل ۵ الف) [۲۶، ۲۷]. ویژگی دیگر پیروکسن‌ها شباهت آنها با انواع پیروکسن‌هایی است که از ماگمای بونینیتی شکل گرفته‌اند (شکل‌های ۵ ب و پ). در شکل ۴ ب، نمودار چند عنصری بهنجار شده کندریتی کلینوپیروکسن نشان داده شده است. کانی‌های مورد بررسی الگوهای بهنجار شده موازی با هم دارند. این نمودار نشان دهنده غنی‌شدگی عناصر خاکی‌نادر متوسط (MREE) نسبت به LREE و HREE است. ناهنجاری منفی Eu از ویژگی‌های بارز این کانی است. عناصر Nb, Ta, Sr, Pb, Eu, Zr, Hf و Ti در مقایسه با سایر عناصر تهی شده‌اند، درحالی که REE‌ها نسبت به عناصر دیگر غنی شده‌اند.

### بحث و بررسی

#### محاسبه ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه

بررسی زمین‌شیمی کانی‌ها نقش غیر قابل انکاری در سنگ‌زایی سنگ‌های آذرین دارد و گاهی اطلاعات با ارزش‌تری را در مقایسه با شیمی سنگ کل ارائه می‌دهد. بسیاری از سنگ‌های آذرین ممکن است طبیعت انباشتی داشته و یا دارای کانی‌های با طبیعت بیگانه‌بلوری باشند. بنابراین ترکیب شیمیایی سنگ کل آنها اطلاعات قابل قبولی را در رابطه با طبیعت مذاب اولیه ارائه نمی‌دهد [۱، ۶]. البته ترکیب شیمیایی کانی‌ها بسیار وابسته به مذابی است که از آن متبلور می‌شوند؛ بنابراین به کمک کانی‌ها می‌توان ترکیب شیمیایی مذابی که از آن متبلور شده‌اند را محاسبه کرد [۱، ۳، ۶]. از بین کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین، کلینوپیروکسن و آمفیبول از دیدگاه سنگ-زایی اهمیت بسیاری دارند. این کانی‌ها مقادیر زیادی از انواع

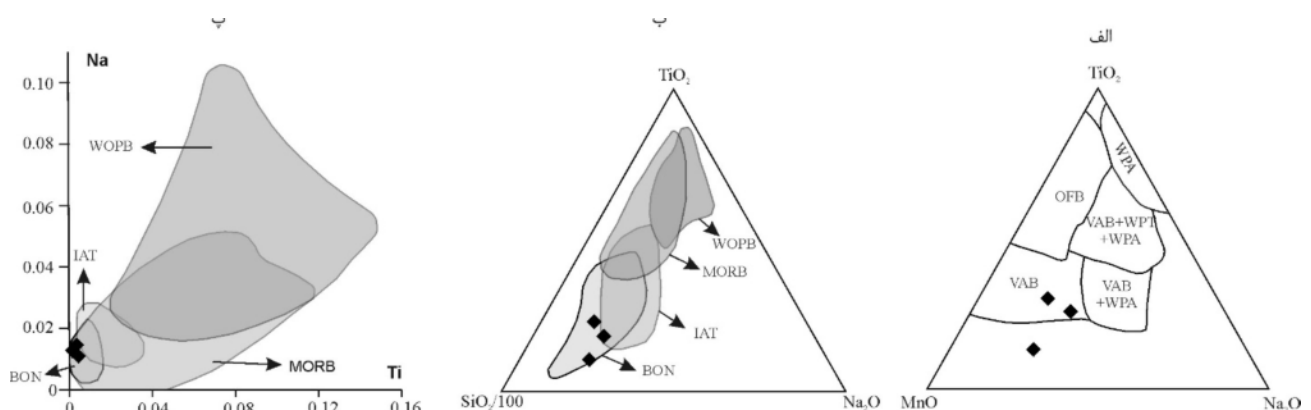
یا به عبارت دیگر ترکیب شیمیایی مذاب اولیه‌ای که این کانی‌ها با آن در تعادل بوده‌اند را محاسبه کرد. در محاسبات انجام شده، ضرایب جدایش پیروکسن برگرفته از مرجع [۲۹] و ضرایب جدایش آمفیبول برگرفته از مراجع [۳۰، ۳۱] بوده است. به منظور مقایسه ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با آمفیبول و پیروکسن، این دو مذاب نسبت به ترکیب بازالت پشته‌های میان‌اقیانوسی نوع مورب عادی (N-MORB) بهنجار شده‌اند (شکل ۶ الف). در نمودارهای چندعنصری بهنجار شده، به جز Cr، Co و Ni که از عناصر سازگار هستند، سایر عناصر ناسازگار هستند. باید در نظر داشت که عناصر ناسازگار طوری مرتب شده‌اند که عناصر سمت چپ نمودار بیشترین درجه ناسازگاری را دارند و با حرکت به سمت راست از شدت ناسازگاری آنها کاسته می‌شود. چنان که در شکل ۶ الف دیده می‌شود، هر دو مذاب الگوی تغییرات بسیار مشابهی دارند. این نشان می‌دهد که هر دو کانی از یک مذاب با ترکیب شیمیایی یکسان متبلور شده‌اند. همچنین تشابه ترکیب شیمیایی این دو مذاب تأیید می‌کند که ضرایب جدایش مناسبی برای آنها در نظر گرفته شده و محاسبات انجام شده از دقت لازم برخوردار بوده است. با توجه به شباهت موجود، در بررسی‌های بعدی ترکیب میانگین مذاب در تعادل با پیروکسن و آمفیبول به عنوان ترکیب شیمیایی مذاب اولیه در نظر گرفته شد.

عناصر کمیاب که از نظر سنگ‌زایی قابل اهمیت هستند را درون خود جای داده‌اند. بنابراین اطلاعات زمین‌شیمیایی باارزشی پیرامون مذابی که از آن متبلور شده‌اند را در اختیار قرار می‌دهند [۱، ۶، ۱۳، ۲۸]. همچنین آنها از جمله کانی‌هایی هستند که در مراحل اولیه فرایند تبلور بخشی از ماگمای اولیه جدا می‌شوند و بنابراین ممکن است پیش از فرایند هضم سنگ‌های دربرگیرنده متبلور شوند که باعث تغییر ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه می‌شود. پس بر پایه زمین‌شیمی این کانی‌ها می‌توان اثر چنین فرایندی را حذف کرد و به ماهیت ماگمای اولیه پی برد.

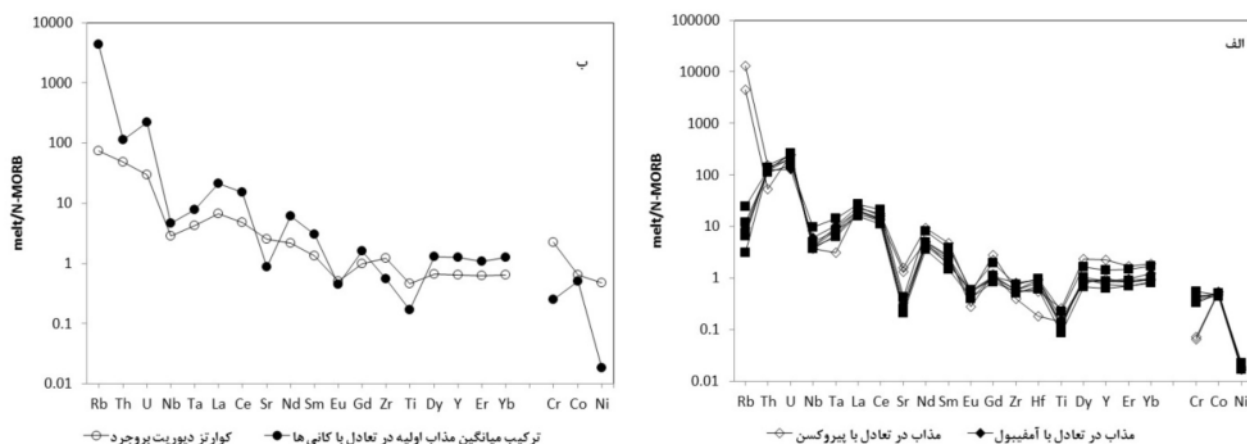
ترکیب شیمیایی مذابی که این کانی‌ها از آن متبلور شده‌اند را می‌توان بر اساس ترکیب شیمیایی پیروکسن و آمفیبول و با به کارگیری رابطه ضریب جدایش آنها محاسبه کرد. برای مثال، با در نظر گرفتن ضریب جدایش La در پیروکسن برابر با ۰/۰۷ [۲۹] داریم:

$$kd = 0.07 = \frac{C_{La}^{px}}{C_{La}^{melt}} \quad (۱)$$

که  $C_{La}^{px}$  فراوانی La در پیروکسن است که از نتایج تجزیه‌های شیمیایی پیروکسن به دست می‌آید (جدول ۲) و  $C_{La}^{melt}$  فراوانی La در مذاب است که تنها مجهول این رابطه بوده و به راحتی قابل محاسبه است. به این ترتیب، می‌توان تمرکز عناصر مختلف در مذابی که پیروکسن و آمفیبول از آن متبلور شده‌اند



شکل ۵ الف و ب) نمودارهای سه‌متغیره  $TiO_2-Na_2O-MnO$  [۲۶]،  $TiO_2-Na_2O-SiO_2/100$  [۲۷] و پ) نمودار دو متغیره Na-Ti [۲۷] که بر اساس آنها ماهیت ماگما و محیط تکتونیک‌زمین‌ساختی که پیروکسن‌ها در آن متبلور شده‌اند مشخص شده است. (OFB: بازالت کف اقیانوسی، WPA: بازالت قلیایی درون صفحه‌ای، VAB: بازالت قوس آتشفشانی، WPT: تولیت درون صفحه‌ای، BON: بونینیت، IAT: تولیت جزایر قوسی، MORB: بازالت پشته‌های میان‌اقیانوسی و WOPB: بازالت صفحه درون اقیانوسی)



شکل ۶ نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB برای (الف) ترکیب شیمیایی محاسبه شده مذاب در تعادل با پیروکسن و آمفیبول و (ب) میانگین ترکیب شیمیایی مذاب در تعادل با پیروکسن و آمفیبول که با کوارتز دیوریت بروجرد [۱۲] مقایسه شده است.

در این مورد، درجه غنی‌شدگی از عناصر ناسازگار در ماگمای اولیه بیشتر از ماگماهای معمول مناطق فرورانش است. این حد از غنی‌شدگی قابل مقایسه با ماگماهای قلیایی است [۳۳] که از گوشته غنی‌شده شکل می‌گیرند و اغلب در مناطق خارج از قوس و به ندرت در مناطق قوس تشکیل می‌شوند. ماگماهای قلیایی ویژگی‌های شیمیایی معمول مناطق قوس را ندارند و برخلاف ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول که ویژگی‌های ماگماهای قوس را نشان می‌دهند، از عناصر Nb, Sr, Ti تهی نشده‌اند (شکل ۷ الف). بنابراین ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول از نوع قلیایی نیست و موقعیت نمونه‌ها در شکل‌های ۳ و ۵ نیز این موضوع را تأیید می‌کند.

پیروکسن‌ها از نظر فراوانی عناصر اصلی دارای ویژگی‌های شیمیایی شبیه پیروکسن‌های متبلور شده از ماگمای بونینیتی هستند (شکل‌های ۵ ب و پ). بنابراین می‌توان چنین فرض کرد که سنگ‌های بونینیتی منطقه (سنگ فرامافیک الیگودرز) و یا سنگ‌هایی که بونینیت‌ها در سنگزایی آنها دخالت داشته‌اند (کوارتز دیوریت الیگودرز) [۱۳] در تشکیل ماگمای در تعادل با پیروکسن نقش داشته‌اند. نقش سنگ فرامافیک بونینیتی و ماگمای کوارتز دیوریتی الیگودرز در شکل‌گیری گابروهای مجموعه آذرین ملایر (شمال غرب مجموعه بروجرد) مشخص شده است [۳۴]. بنابراین نقش آنها باید در رابطه با کوارتز دیوریت بروجرد نیز بررسی شود. البته با توجه به ماهیت مافیک گابروی ملایر و ماهیت حدواسط کوارتز دیوریت بروجرد باید انتظار داشت که عملکرد فرایندهای ماگمایی در دو مجموعه

ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول به طور نسبی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ‌یون (LILE) و LREE غنی شده و از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و HREE تهی است. فراوانی عناصر چنان است که یک شیب عمومی منفی در نمودارها دیده می‌شود و Nb, Ta, Sr و Ti دارای ناهنجاری منفی هستند. همه این‌ها از ویژگی‌های بارز ماگماهای تشکیل شده در مناطق فرورانش هستند [۳۲]. در شکل ۶ ب، ترکیب شیمیایی این ماگما با ترکیب شیمیایی سنگ کل کوارتز دیوریت [۱۲] مقایسه شده است. هر دو ماگما دارای ویژگی‌های بارز ماگماهای مناطق فرورانش هستند، اما با وجود شباهت‌های آنها، ماگمای اولیه نسبت به کوارتز دیوریت REE بیشتری دارد. این ماگما در مقایسه با کوارتز دیوریت دارای ناهنجاری منفی Sr بوده و از Cr و Ni تهی شده است. در ادامه توضیح داده می‌شود که این تفاوت‌های شیمیایی به دلیل عملکرد ماگماهای با ترکیب شیمیایی متفاوت در تشکیل کوارتز دیوریت است. به عبارت دیگر، پیروکسن و آمفیبول از ماگمایی متبلور شده‌اند که ترکیب شیمیایی آن با کوارتز دیوریت میزبان متفاوت بوده است.

#### خاستگاه ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول

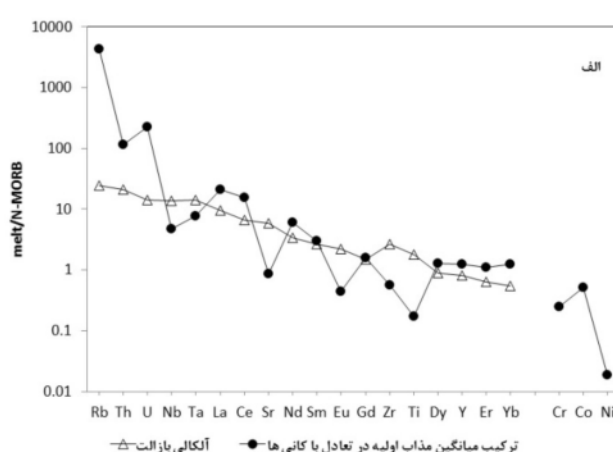
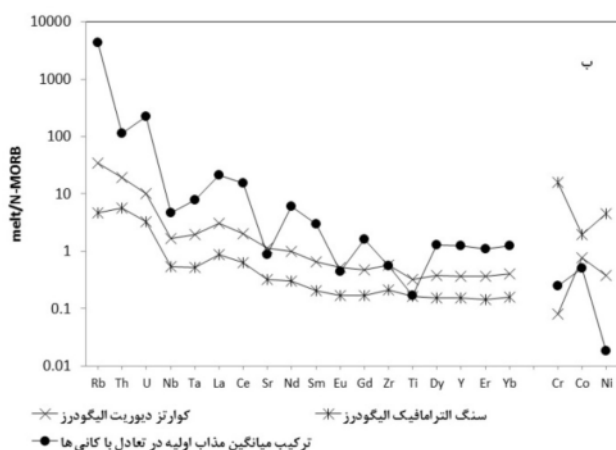
با توجه به جایگاه منطقه و شواهد مربوط به تبلور کانی‌ها در محیط فرورانش (شکل‌های ۳ و ۴ الف)، به نظر می‌رسد که ماگمای اولیه در تعادل با کانی‌ها مشابه ماگماهای مافیک و حدواسط معمول قوس‌های قاره‌ای باشد. اما بر اساس مقایسه‌ای

بنابراین درستی این فرضیه به کمک مدل‌سازی فرایند تبلور بخشی [۳۵] بررسی شد. در این مدل‌سازی، ماگمای اولیه مشابه کوارتز دیوریت الیگودرز، همچنین نوع کانی‌های تبلور یافته و درصد تبلور آنها نیز بر پایه نوع و فراوانی نسبی این کانی‌ها در کوارتز دیوریت در نظر گرفته شد. بنابراین چنین فرض شد که کانی‌های تبلور یافته از این ماگما شامل کلینوپیروکسن (۱۰٪)، آمفیبول (۳۰٪) و پلاژیوکلاز (۶۰٪) باشند. در چنین شرایطی و با پیشرفت ۹۰ درصدی تبلور بخشی، مذاب جدیدی تشکیل می‌شود که از نظر ویژگی‌های شیمیایی بسیار شبیه مذاب در تعادل با پیروکسن و آمفیبول است (شکل ۸ الف)، اما به دلایلی نمی‌توان فرایند تبلور بخشی را به عنوان خاستگاه ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول معرفی کرد. نخست اینکه چنین درجه بالایی از پیشرفت تبلور بخشی منجر به تشکیل ماگمایی بسیار اسیدی می‌شود که امکان تبلور پیروکسن و آمفیبول از آن وجود ندارد. دوم اینکه درجه بالای تبلور بخشی ماگمای باقیمانده را از Ni و Cr تهی می‌کند. این درحالی است که مقدار این دو عنصر در ترکیب میانگین مذاب اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول قابل توجه است (شکل ۸ الف). بنابراین نمی‌توان تنها تبلور بخشی ماگمایی با ترکیب مشابه کوارتز دیوریت الیگودرز را عامل تشکیل ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول دانست.

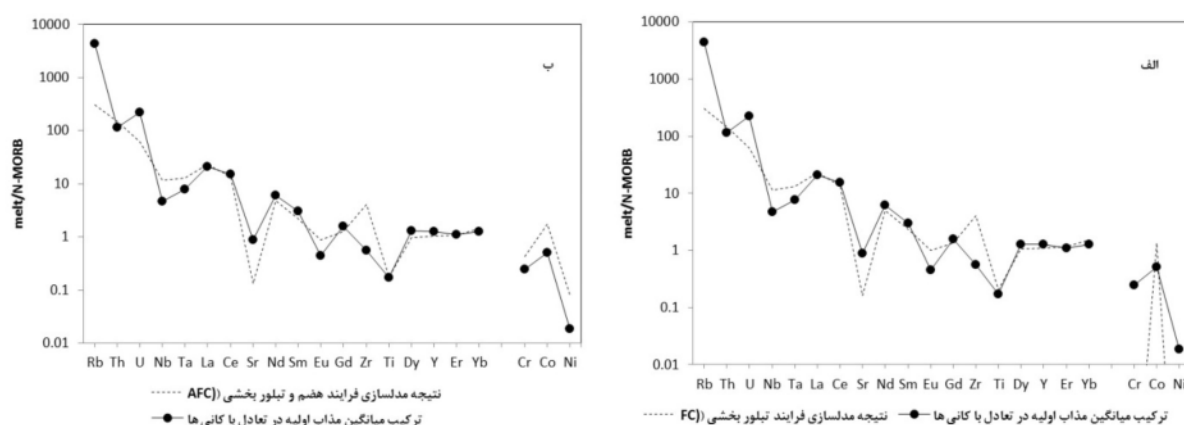
متفاوت باشد. در شکل ۷ ب، ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول با ترکیب شیمیایی کوارتز دیوریت و سنگ فرامافیک الیگودرز [۱۳] مقایسه شده است. شباهت‌ها و تفاوت‌هایی بین ترکیب شیمیایی آنها دیده می‌شود. به جز ناهنجاری منفی Sr, Eu و Ti موجود در ماگمای اولیه، روند کلی هر سه نمودار بسیار شبیه و موازی هم بوده ولی درصد غنی‌شدگی آنها متفاوت است. چنین رفتار شیمیایی نشان می‌دهد که از نظر زایشی اشتراک‌هایی بین آنها وجود دارد، اما با این حال عاملی وجود دارد که باعث شده است که ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول از عناصر ناسازگار غنی‌تر شود. در ادامه، رابطه زایشی بین ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول، کوارتز دیوریت و سنگ فرامافیک الیگودرز بیشتر بررسی می‌شود.

#### بررسی نقش فرایند تبلور بخشی

فرایند تبلور بخشی به عنوان عاملی مهم در دگرگونی سنگ‌های ماگمایی مناطق الیگودرز و بروجرد معرفی شده است [۱۰، ۱۲، ۲۱، ۲۴]. پس این احتمال وجود دارد که ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول از تبلور بخشی ماگمای کوارتز دیوریتی الیگودرز ناشی شده باشد. به ویژه اینکه ناهنجاری‌های منفی Sr, Eu و Ti که در ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول دیده می‌شود (شکل ۷ ب) ممکن است نتیجه تبلور بخشی کانی‌های پلاژیوکلاز و آمفیبول باشند.



شکل ۷ نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB که به کمک آنها مذاب اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول با الف) بازالت‌های قلیایی [۳۳] و ب) کوارتز دیوریت و سنگ فرامافیک الیگودرز [۱۳] مقایسه شده‌اند.



**شکل ۸** نمودارهای چندعنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB که به کمک آنها مذاب اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول با ماگمای برآمده از الف) مدلسازی فرایند تبلور بخشی و ب) مدلسازی فرایند هضم و تبلور بخشی مقایسه شده است. چنان که دیده می‌شود، تبلور بخشی ماگمای کوارتز دیوریتی الیگودرز قادر نیست فراوانی عناصر سازگار Cr و Ni را در ماگمای جدید توجیه کند، زیرا تبلور بخشی باعث کاهش چشمگیر این عناصر در ماگمای باقیمانده می‌شود به طوری که در نمودار الف فراوانی این عناصر برای ماگمای مدلسازی شده قابل نمایش نیست. این در حالی است که در نمودار ب دیده می‌شود که با هضم سنگ فرامافیک طی تبلور بخشی، فراوانی Cr و Ni در ماگمای باقیمانده بالا رفته و قابل مقایسه با ترکیب مذاب اولیه در تعادل با کانی‌هاست.

### فرایند هضم و تبلور بخشی

می‌توان هضم سنگ فرامافیک طی تبلور بخشی را عاملی در نظر گرفت که از افزایش قابل توجه سیلیس ماگما جلوگیری می‌کند و طی فرایند تبلور بخشی امکان تبلور پیروکسن و آمفیبول را همچنان مهیا می‌سازد. بنابراین برای تعیین ماگمای خاستگاه پیروکسن و آمفیبول، فرایند هضم و تبلور بخشی (AFC) [۳۵] مدلسازی شد. در این مدلسازی، فرض شد که شرایط تبلور شبیه حالت پیش است و فقط سنگی مشابه با سنگ فرامافیک الیگودرز طی تبلور در ماگما هضم می‌شود. اگر نسبت مواد هضم شده به مواد تبلور یافته برابر با ۰/۱ در نظر گرفته شود، با پیشرفت ۹۰ درصدی تبلور بخشی، ماگمایی به دست می‌آید که از نظر ویژگی‌های شیمیایی بسیار شبیه ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول است (شکل ۸ ب). برخلاف تبلور بخشی که قادر به توجیه فراوانی عناصر Cr و Ni در ماگمای جدید نیست (شکل ۸ الف)، فرایند AFC می‌تواند فراوانی این عناصر را همچنان در ماگما بالا نگه دارد به طوری که فراوانی این عناصر در ماگمای مدلسازی شده قابل مقایسه با ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول است (شکل ۸ ب). به دلیل هضم کم سنگ فرامافیک و یافت نشدن رخنمون مناسب از این سنگ‌ها در مجموعه بروجرد، شواهد میکروسکوپی و ماکروسکوپی فرایند هضم دیده نشد. این در حالی است که در مناطق الیگودرز و ملایر که میزان هضم

بیشتر بوده و رخنمون‌هایی از سنگ‌های فرامافیک در نزدیکی سنگ‌های حدواسط تا مافیک دیده شده است، شواهد میکروسکوپی هضم وجود دارد که برخی به صورت ریزبرونیوم-هایی از جنس سنگ فرامافیک درون ماگمای جدید هستند [۱۳، ۳۴]. از دیگر شواهد هضم می‌توان به وجود الیون‌هایی درون سنگ فرامافیک اشاره کرد که به دلیل هضم‌شدگی، دارای لبه گرد شده و یا خلیجی شکل هستند. این الیون‌ها به صورت خال‌خال درون آمفیبول‌هایی قرار دارند که ماگمای مادر آنها از نوع اسیدی است [۱۳]. به بیان ساده‌تر، مذاب اسیدی پس از برهم کنش با سنگ فرامافیک باعث تبلور آمفیبول درون این سنگ‌ها شده و کانی‌های موجود در سنگ فرامافیک را به صورت میانبار درون خود جای داده است [۱۳]. بر اساس دما سنجی، دمای تبلور آمفیبول حدود ۸۸۰ درجه سانتیگراد است که می‌توان آن را معادل دمای مذاب اسیدی در نظر گرفت [۴]. این دما هرچند به طور نسبی از دمای تبلور سایر کانی‌های موجود در سنگ فرامافیک (۸۰۰-۱۲۰۰ درجه سانتیگراد) کمتر است، اما با هم همپوشی دارند [۴]. بنابراین دمای بالای ماگمای اسیدی که گاهی ممکن است تا بیش از ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد نیز برسد [۳۶]، این امکان را فراهم می‌سازد که دست‌کم به صورت بخشی، کانی‌های موجود در سنگ فرامافیک درون ماگمای اسیدی هضم شوند (شکل ۲ پ).

بروجرد می‌شود (شکل ۹ ب).

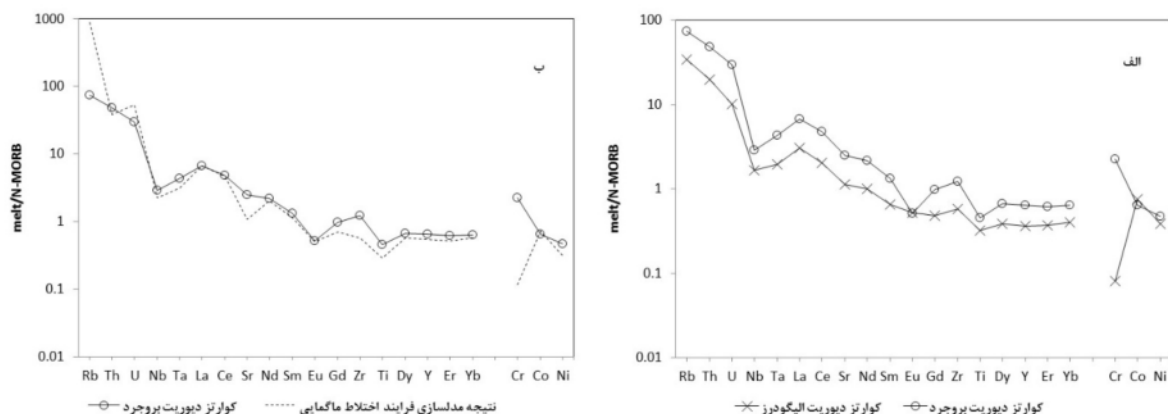
بر اساس نتایج به دست آمده، طرحواره‌ای از خاستگاه و چگونگی تکامل ماگمای کوارتز دیوریتی بروجرد و ارتباط آن با سنگ‌های فرامافیک و کوارتز دیوریتی الیگودرز رسم شد (شکل ۱۰). چنان که دیده می‌شود، نتیجه برهم کنش ماگمای گرانودیوریتی و سنگ فرامافیک الیگودرز تشکیل ماگمای کوارتز دیوریتی الیگودرز است [۱۳]. تبلور بخشی این ماگما و ادامه هضم سنگ‌های فرامافیک به تشکیل ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول بروجرد منجر شده است. سرانجام، آمیختگی این ماگما با ماگمای کوارتز دیوریتی الیگودرز باعث تشکیل کوارتز دیوریت بروجرد شده است.

بر اساس نتایج دما-فشار سنجی، می‌توان عمق تشکیل کوارتز دیوریت‌ها را حدود ۴ کیلومتر و دمای تشکیل آنها را حدود ۷۸۵ درجه سانتیگراد در نظر گرفت [۳۷]. این دما پایین‌تر از دمای تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی (۸۸۰ درجه سانتیگراد؛ [۴]) است که پس از برهم کنش با سنگ فرامافیک منجر به تشکیل کوارتز دیوریت الیگودرز شده است. تغییرات دمایی نشان می‌دهد که صعود ماگما و هم‌زمانی آن با فرایند تبلور بخشی با کاهش دما همراه بوده است. به احتمال بسیار، کاهش دما باعث کاهش چشمگیر میزان هضم سنگ فرامافیک شده است به طوری که چنان که پیشتر نیز اشاره شد در فرایند تشکیل ماگمای در تعادل با کانی‌ها، نسبت هضم به تبلور بخشی حدود ۰/۱ بوده است. این درحالی است که در بحث شکل‌گیری گابروهای ملایر، این نسبت تا ۰/۵ گزارش شده است [۳۱].

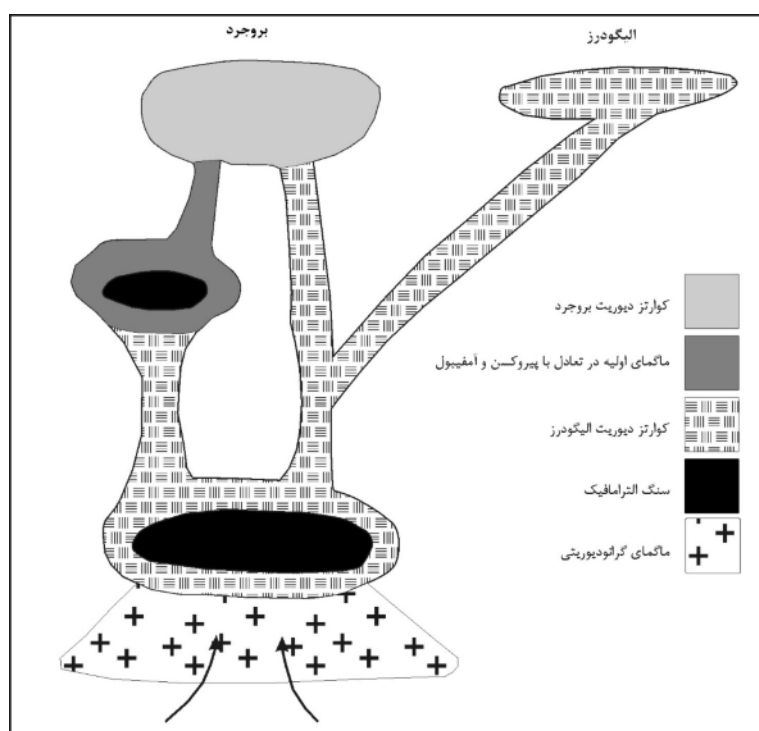
پس به طور خلاصه می‌توان گفت که تبلور بخشی ماگمایی مشابه با کوارتز دیوریت الیگودرز و هضم همزمان سنگ فرامافیک منجر به ایجاد ماگمای جدیدی شده است که پیروکسن و آمفیبول بروجرد از آن متبلور شده‌اند.

### خاستگاه کوارتز دیوریت

چنان که بیان شد، ترکیب شیمیایی ماگمای اولیه پیروکسن و آمفیبول با ترکیب شیمیایی کوارتز دیوریت میزبان آنها تفاوت‌هایی دارد (شکل ۶ ب). با توجه به ماهیت کمتر غنی شده کوارتز دیوریت به ویژه غنی‌شدگی کمتر REE، به نظر می‌رسد که پس از تشکیل پیروکسن و آمفیبول، عامل دیگری باعث کاهش فراوانی این عناصر در ماگمای تشکیل دهنده کوارتز دیوریت میزبان شده است. برای تعیین عاملی که باعث تهی‌شدگی کوارتز دیوریت میزبان شده است، دو موضوع را باید در نظر گرفت: نخست تهی‌شدگی کوارتز دیوریت الیگودرز نسبت به کوارتز دیوریت بروجرد و دوم روند یکسان تغییرات شیمیایی کوارتز دیوریت الیگودرز و بروجرد (شکل ۹ الف). این دو موضوع پیشنهاد می‌کنند که عامل مؤثر در تهی‌شدگی کوارتز دیوریت بروجرد در مقایسه با ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول، آمیختگی ماگمای اولیه در تعادل با کانی‌ها با ماگمای کوارتز دیوریتی الیگودرز بوده است. برای اثبات این فرضیه از مدلسازی فرایند آمیختگی ماگمایی استفاده شد. مدلسازی این فرایند نشان داد که در صورت آمیختگی ۸۰ درصد ماگمایی با ترکیب کوارتز دیوریت الیگودرز با ۲۰ درصد از ماگمایی با ترکیب مشابه با ماگمای اولیه در تعادل با پیروکسن و آمفیبول، ترکیب ماگمای جدید بسیار شبیه به کوارتز دیوریت



شکل ۹ نمودارهای چندعنصری به‌نجار شده نسبت به N-MORB که به کمک آنها کوارتز دیوریت بروجرد [۱۲] با الف) کوارتز دیوریت الیگودرز [۱۳] و ب) ماگمای مدلسازی شده ناشی از آمیختگی مقایسه شده است.



**شکل ۱۰** طرحواره‌ای از دگرگونی‌های ماگمایی در پوسته که منجر به تشکیل کوارتز دیوریت بروجرد شده است. در مرحله اول از برهم کنش ماگمای گرانودیوریتی با سنگ فرامافیک، ماگمایی با ترکیب مشابه با کوارتز دیوریت الیگودرز تشکیل شده است. تبلور پیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز از این ماگما و هضم همزمان سنگ فرامافیک منجر به تشکیل ماگمای جدیدی می‌شود که پیروکسن و آمفیبول موجود در کوارتز دیوریت بروجرد از آن متبلور شده‌اند. سرانجام، آمیختگی این ماگما با ماگمایی که از نظر ترکیبی شبیه به کوارتز دیوریت الیگودرز است باعث تشکیل کوارتز دیوریت بروجرد شده است.

شیمیایی مناطق پیرامون نشان داد که آمیختگی دو ماگمای با ترکیب شیمیایی متفاوت باعث شکل‌گیری کوارتز دیوریت بروجرد شده است. یکی از این ماگماها از عناصر ناسازگار تهی بوده و ماگمای دیگر از عناصر ناسازگار غنی بوده است. از نظر شیمیایی، ماگمای تهی شده شبیه کوارتز دیوریت الیگودرز است. تبلور بخشی قابل توجه ماگمای تهی‌شده و هضم همزمان ولی کم سنگ فرامافیک، خاستگاه شکل‌گیری ماگمای غنی‌شده (ماگمای در تعادل با پیروکسن و آمفیبول) در نظر گرفته می‌شود. سرانجام، پیامد آمیختگی ماگماهای غنی‌شده و تهی‌شده تشکیل کوارتز دیوریت بروجرد بوده است. در این پژوهش، نشان داده شد که سنگ‌های فرامافیک نقش مهمی در تشکیل سنگ‌های حدواسط بروجرد داشته‌اند و برخلاف رخنمون کم سنگ‌های فرامافیک در بخش میانی نوار ساندچ-سیرجان، این سنگ‌ها حجم قابل توجهی از بخش‌های عمیق‌تر را به خود اختصاص داده و نقش مهمی در شکل‌گیری سنگ‌های حدواسط تا مافیک داشته‌اند.

نقش و اهمیت سنگ‌های فرامافیک در تشکیل سنگ‌های مافیک و حدواسط موضوع مهمی است که به دلیل رخنمون اندک آنها در سطح زمین، کمتر مورد توجه قرار می‌گیرد. البته، باید توجه داشت که این سنگ‌ها ممکن است در بخش‌های عمیق‌تر قوس‌های ماگمایی حجم قابل توجهی داشته باشند و نقش مهمی در تشکیل سایر سنگ‌ها ایفا کنند [۱، ۳، ۶]. در این پژوهش، نقش این سنگ‌ها در تشکیل سنگ‌های حدواسط مجموعه آذرین بروجرد نشان داده شد و با توجه به مقایسه‌ای که بین سنگ‌های این مجموعه با سنگ‌های حدواسط تا فرامافیک مناطق پیرامون آن انجام شد، مشخص گردید که دست‌کم حجم قابل توجهی از اعماق بخش میانی نوار ساندچ-سیرجان از سنگ‌های فرامافیک تشکیل شده است و این سنگ‌ها نقش مهمی در شکل‌گیری سنگ‌های حدواسط تا مافیک داشته‌اند.

#### برداشت

نتایج شیمی کانی‌های موجود در کوارتز دیوریت بروجرد و مقایسه آن با شیمی سنگ کل کوارتز دیوریت و داده‌های

## قدردانی

از داوران محترم مجله که با صرف وقت، موجب افزایش کیفیت این مقاله شدند صمیمانه سپاسگزاریم. همچنین، از معاونت پژوهشی دانشگاه پیام نور که بخشی از هزینه‌های این پژوهش را پرداخت نموده است، تقدیر می‌شود.

## مراجع

- Quchan-Esfarayen magmatic belt, NE Iran (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 26 (2018) 455-478.
- [9] Torkian A., "Textural and mineral chemistry features of the Qorveh granitoid complex (Kurdistan): evidence for magma mingling/mixing processes (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 20 (2012) 331-342.
- [10] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Valizadeh M.V., Hassanzadeh J., Sepahi A.A., "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences 43 (2012) 11-22.
- [11] Sahandi M.R., Radfar J., Hoseinidoust J., Mohajjel M., "Geologic map of the Shazand, scale 1:100000", Geological Survey of Iran (2006).
- [12] Ahmadi Khalaji A.A., Esmaeily D., Valizadeh M.V., Rahimpour-Bonab H., "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 29 (2007) 859-877.
- [13] Esna-Ashari A., Tiepolo M., Hassanzadeh J., "On the occurrence and implications of Jurassic primary continental boninite-like melts in the Zagros orogen", Lithos 258-259 (2016) 37-57.
- [14] Esna-Ashari A., Hassanzadeh J., "Arc-type magmatism in middle part of the Sanandaj-Sirjan Zone (western Iran) and geochemical characterization of the granitoids of this area (in Persian)", Iranian Journal of Geology 8 (2014) 85-96.
- [15] Agard A., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monte P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692-725.
- [16] Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei, A., "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of Neotethys subduction", Journal of Asian Earth Sciences 30 (2007) 474-489.
- [17] Shakerardakani F., Neubauer F., Masoudi F., Mehrabi B., Liu X., Dong Y., Mohajjel M., Monfaredi B., Friedl G., "Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud-Azna region (NW Iran): laser-ablation ICP-MS zircon ages and geochemistry", Tectonophysics 647-648 (2015) 146-171.
- [18] Allen M.B., "Discussion on the Eocene bimodal Piranshahr massif of the Sanandaj-Sirjan
- [1] Tiepolo M., Langone A., Morishita T., Yuhara M., "On the recycling of amphibole-rich ultramafic intrusive rocks in the arc crust: evidence from Shikanoshima island (Kyushu, Japan)", Journal of Petrology 53 (2012) 1255-1285.
- [2] Aliani F., Younessi R., Mücke A., Miri M., "Geochemistry and mineralogy of hornblendite horizons in the Galali and Baba-Ali Iron deposits and their comparison (in Persian)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19 (2011) 385-398.
- [3] Esna-Ashari A., Sarjoughian F., "Origin of olivine in Molataleb ultramafic rocks and the role of olivine on magma evolution (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 24 (2016) 145-154.
- [4] Esna-Ashari A., Sarjoughian F., "Contribution of ultramafic rocks in central Sanandaj-Sirjan zone to the characterizing of physio-chemical condition during initiation of subduction (in Persian)", Petrology 32 (2018) 45-66.
- [5] Ravankhah A., Moayyed M., Hosseinzadeh M.R., Azimzadeh A.M., Hassanzadeh J., Amel N., "Petrographical, mineral chemical and geochemical studies of the lamprophyric bodies and alkaline gabbro from the Houway area (NE Hourand-NW Iran) (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 23 (2015) 555-568.
- [6] Tiepolo M., Tribuzio R., "Petrology and U-Pb zircon geochronology of amphibole-rich cumulates with sanukitic affinity from Husky Ridge (Northern Victoria Land, Antarctica): insights into the role of amphibole in the petrogenesis of subduction-related magmas", Journal of Petrology 49 (2008) 937-970.
- [7] Khalilzadeh H., Alipour S., Abedini A., "Investigation of adakitic feature and magmatic origin of mineralized monzonitic stock in the Niza area, northwest Iran (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 28 (2020) 3-16.
- [8] Gardideh S., Ghasemi H., Sadeghian M., "U-Pb age dating on zircon crystals, Sr-Nd isotope ratios and geochemistry of Neogene adakitic domes of

*complex: insights from clinopyroxene chemistry (in Persian)*", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 26 (2018) 301-314.

[29] Adam J., Green T., "Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behavior", Contributions to Mineralogy and Petrology 152 (2006) 1-17.

[30] Tiepolo M., Oberti R., Zanetti A., Vannucci R., Foley S.F., "Trace-element partitioning between amphibole and silicate melt", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 67 (2007) 417-452.

[31] Dunn T., Sen C., "Mineral/matrix partition coefficients for orthopyroxene, plagioclase, and olivine in basaltic to andesitic systems: A combined analytical and experimental study", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58 (1994) 717-733.

[32] Pearce J.A., Peate D.W., "Tectonic implication of the composition of volcanic arc magmas", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23 (1995) 251-285.

[33] Sun S.S., McDonough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes" Geological Society of London 42 (1989) 313-345.

[34] Esna-Ashari A., Tiepolo M., "Petrogenesis of gabbroic rocks from the Malayer plutonic complex (Sanandaj-Sirjan zone, west Iran)", *PERIODICO di MINERALOGIA* 89 (2020) 91-104.

[35] Ersoy Y., Helvacı C., "FC-AFC-FCA and mixing modeler: a Microsoft Excel spreadsheet program for modeling geochemical differentiation of magma by crystal fractionation, crustal assimilation and mixing", Computers and Geosciences 36 (2010) 383-390.

[36] Chappell B.W., White A.J.R., Williams I.S., Wyborn D., "Low- and high-temperature granites", Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 95 (2004) 125-140.

[37] Ahmadi Khalaji A., Tahmasbi Z., Zarei Sahamieh R., "Petrography and mineral chemistry of the Boroujerd pluton (Sanandaj-Sirjan zone, western Iran)", Journal of Applied Sciences 9 (2009) 843-853.

zone, west Iran: a marker of the end of collision in the Zagros orogen", Journal of the Geological Society of London 166 (2009) 981-982.

[19] Mohajjel M., Fergusson C.L., Sahandi M.R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision Sanandaj-Sirjan zone Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397-412.

[20] Ahmadi Khalaji A., "Petrology of the granitoid rocks of the Boroujerd area (in Persian)", Ph.D Thesis (2006) University of Tehran, Tehran, Iran.

[21] Esna-Ashari A., Valizadeh M.V., Soltani A., "Petrogenesis of microgranular enclaves in Aligoudarz granodiorite (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 22 (2014) 521-534.

[22] Esna-Ashari A., Valizadeh M.V., Soltani A., Sepahi A.A., "Petrology and Geochemistry of Aligoudarz Granitoid, Western Iran: implications for petrogenetic relation with Boroujerd and Dehno granitoids", *Geopersia* 1 (2011) 67-86.

[23] Mansouri Esfahani M., Khalili M., "Mineralogy and mineral - chemistry of tourmaline and garnet from Molataleb village granitoid (North of Aligudarz) NW of Isfahan (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 22 (2014) 139-148.

[24] Salami S., Sepahi S.S., Maanijou M., "Petrography and mineral chemistry of layered pegmatite-aplite dykes from east of Boroujerd (in Persian)", Iranian Journal of crystallography and mineralogy 24 (2016) 19-32.

[25] Coltorti M., Bonadiman C., Faccini B., Grégoire M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos* 99 (2007) 68-84.

[26] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene Composition in Marie Lavas from Different Tectonic Settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 149-160.

[27] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", *Chemical Geology* 77 (1989) 165-182.

[28] Peighambari S., "Tectonomagmatic characteristics of ophiolitic gabbroids from south Orzuieh (south of Baft, Kerman) ophiolite