

## شیمی کانی و دما - فشارسنجی دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی قطع کننده مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه (جنوب شرق شاهرود)

سکینه شکاری<sup>۱\*</sup>، محمود صادقیان<sup>۱</sup>، حبیب الله قاسمی<sup>۱</sup>، جای مینگو<sup>۲</sup>

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود

۲- مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین و دانشگاه نورث‌وست (شمال غرب) چین

(دریافت مقاله: ۹۶/۹/۲۰، نسخه نهایی: ۹۷/۱/۲۲)

**چکیده:** مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه به سن نئوپروتروزوئیک پایانی، در بخش شمالی پهنه‌ساختاری ایران مرکزی و در جنوب شرق شاهرود واقع است. این مجموعه توسط تعدادی دایک دیابازی به سن ژوراسیک میانی قطع شده است. پلاژیوکلاز، پیروکسن و بیوتیت کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این دایک‌ها هستند. پلاژیوکلازها بیشتر دارای ترکیب آندزینی ( $Ab_{69-51}An_{31-49}$ ) هستند. پیروکسن‌ها دارای ترکیب  $En_{30-45}Fs_{29-42}Wo_{25-29}$  و از نوع اوژیت کم کلسیم یا نیمه کلسیمی و بیوتیت‌ها از نوع سرشار از منیزیم هستند. نتایج زمین‌دما- فشارسنجی با استفاده از شیمی کانی کلینوپیروکسن، دمای ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۲ تا ۱۰ کیلو بار را نشان می‌دهند. با توجه به ترکیب شیمیایی کانی‌ها، سرشت ماگمای سازنده این دایک‌ها، آهکی-قلیایی بوده و فوگاسیته اکسیژن طی تشکیل و تبلور کانی‌های سازنده آنها نسبتاً کم بوده است. دایک‌های مورد نظر، در یک جایگاه زمین‌ساختی کششی موضعی درون قاره‌ای از نوع حوضه کششی پشت‌کمانی (فرورانش نئوتیس به زیر پهنه ساختاری ایران مرکزی) تشکیل شده‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** شیمی کانی؛ دما فشارسنجی؛ دایک‌های دیابازی؛ حوضه کششی پشت‌کمانی؛ شترکوه شاهرود.

### مقدمه

مجموعه‌های دگرگونی - آذرین پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی جنوب و جنوب شرقی شاهرود در مناطق مختلفی شامل شترکوه، دلبر، بندهزارچاه، دوچاه، احمدآباد، رضاآباد و میامی رخنمون دارند. در سال‌های اخیر، پژوهشگران مختلف [۸-۲۲] به معرفی این سرزمین‌ها و سرزمین‌های مشابه در دیگر مناطق ایران، به عنوان سرزمین‌های گندوانایی واقع در بخش شمالی گندوانا پرداخته‌اند. در بیشتر این مناطق مانند بندهزارچاه، دلبر، سفیدسنگ و رضاآباد، دایک‌های دیابازی به صورت دسته دایک به فراوانی مشاهده می‌شوند. این دسته دایک‌های دیابازی در مناطق نامبرده، مجموعه‌های دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی و اسلیت، فیلیت، ماسه سنگ‌ها و

دسته دایک‌های بزرگی که در پوسته‌های پرکامبرین و فانروزوئیک قرار دارند می‌توانند به تشخیص قلمروهای آذرین بزرگتر کمک کنند. آنها می‌توانند شواهدی بر جدایش قاره‌ای بوده و به عنوان بقایایی از تنوره‌های گوشته‌ای وابسته به فعالیت ماگمایی تعبیر و تفسیر شوند [۱-۷]. در این پژوهش گروهی از این دسته دایک‌ها (dike (or dyke) Swarms) که سرزمین‌های پی‌سنگی پرکامبرین جنوب شاهرود را قطع کرده‌اند، مورد توجه قرار گرفته و ماهیت ماگمای سازنده و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آنها از طریق بررسی شیمی کانی‌ها و دما-فشارسنجی، مشخص شده است.

\*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۷۹۳۰۷۴۸۰، پست الکترونیکی: s.shehari@shahroodut.ac.ir

کنگلوهای دگرگون شده ژوراسیک میانی را قطع کرده‌اند (سن رویداد دگرگونی ژوراسیک میانی است)، ولی در سنگ‌های جوان‌تر از قبیل آهک‌های کرتاسه پیشین (نئوکومین) و سنگ‌های آتشفشانی رسوبی ائوسن دیده نمی‌شوند [۱۶]. کنگلومراها، ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های تریاس‌پسین - ژوراسیک‌پیشین طی رخداد سیمین‌میانی دستخوش دگرگونی درجه‌پایینی در حد رخساره شیست‌سبز زیرین شده و به اسلیت، فیلیت، ماسه سنگ و کنگلومرا دگرگون شده تحول یافته‌اند. سن‌سنجی آپاتیت‌های موجود در این دایک‌ها در منطقه دلبر، به روش U-Pb، سن  $152 \pm 35$  میلیون سال را برای آن‌ها به دست داده است [۱۱] که با سن استنباط شده از روابط صحرایی چینه‌شناسی این توالی‌های سنگی همخوانی کامل دارد. این دایک‌ها از آنجا که برای نخستین بار در مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه گزارش می‌شوند، در این پژوهش به دقت از نظر کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی بررسی شده و با نتایج برآمده از پژوهش‌های مشابه در دیگر مناطق همجوار مقایسه شده‌اند.

#### زمین‌شناسی منطقه

مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه در ۸۰ کیلومتری جنوب‌شرقی شاهرود، در گستره بین طول‌های جغرافیایی  $32^{\circ} 55'$  تا  $34^{\circ} 47'$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $40^{\circ} 34'$  تا  $41^{\circ} 53'$  شمالی با روند شرقی - غربی در شمال‌شرقی کویر بزرگ جنوب معلمان و در شمال گسل طرود رخنمون دارد. این مجموعه طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی مختلف چون متاپلیت‌ها (فیلیت، میکاشیست، گنیس و میگماتیت)، متاسامیت‌ها (ماسه سنگ دگرگون‌شده)، متاکرینات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)، متابازیت‌ها (آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت) و متاریولیت‌ها به همراه سنگ‌های آذرین بازی الیون‌گابروی، گابروی، دیوریتی و توده‌های گرانیتی میلیونیتی‌شده را شامل می‌شود. متاپلیت‌ها حجم غالب مجموعه شترکوه را به خود اختصاص داده‌اند. متابازیت‌ها دارای رخنمون‌هایی به شکل دایک، روانه‌های گدازه‌ای بازی و استوک‌های کوچک مقیاس با ترکیب گابرودیوریتی دگرگون شده هستند. این گروه سنگی اغلب با فواصل چند ده تا چند صد متر، همراه با سنگ‌های گنیسی رخنمون دارند و در بیشتر

موارد، برگوارگی بارزی از خود نشان می‌دهند که با برگوارگی سنگ‌های متاپلیتی همراه کاملاً هماهنگ و موازی است. دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک‌میانی به طول چند صدمتر، گنیس‌های مجموعه شترکوه و سنگ‌های فیلیتی به سن ژوراسیک میانی را قطع کرده‌اند (شکل ۱). این دایک‌ها در مجموعه شترکوه، نسبت به مناطق همجوار مانند بندهزارچاه، سفیدسنگ، رضاآباد خارتوران و دلبر، از فراوانی کمتری برخوردار هستند. با این وجود، دایک‌های دیابازی منطقه شترکوه دارای ویژگی‌های صحرایی مشابه بسیاری با دایک‌های مناطق یادشده هستند. این دایک‌ها در رخنمون صحرایی دارای رنگ سبز تا خاکستری تیره و ساخت‌های مخفی‌بلور و پورفیری هستند. وجود لبه انجماد سریع نیز از دیگر مشخصه‌های این سنگ‌هاست. این ویژگی‌ها بیانگر جایگیری ماگمای سازنده این دایک‌ها در اعماق کم است. براساس روابط روشن صحرایی، این دایک‌ها، سنگ‌های دگرگونی - آذرین نئوپروتوزوئیک پایانی و نهشته‌های رسوبی تریاس پسین - ژوراسیک پیشین را قطع کرده‌اند، ولی آهک‌های ماسه‌ای و فسیل‌دار ژوراسیک‌میانی - پسین (معادل سازند دلیچای) و آهک‌های کرتاسه‌پیشین را قطع نکرده‌اند. بنابراین، می‌توان سن اواخر ژوراسیک‌میانی را برای تزریق آن‌ها در نظر گرفت [۲۳] که با سن ایزوتوپی بدست آمده برای آن‌ها در مجموعه دلبر [۲۴] همخوانی دارد.

#### روش بررسی

پس از مطالعه اطلاعات، گزارش‌ها، نقشه‌ها و تصاویر ماهواره‌ای، بازدیدها و برداشت‌های صحرایی در چند نوبت انجام شد و روابط و شواهد زمین‌شناسی صحرایی به دقت بررسی گردید. بر اساس تنوع ترکیبی رخنمون‌های سنگی، نمونه‌هایی برداشت و بر حسب نیاز تعدادی مقطع نازک و نازک-صیقلی از آنها تهیه شد و بررسی‌های سنگ‌نگاری دقیق بر آن‌ها صورت گرفت. به منظور آگاهی از ترکیب شیمیایی کانی‌ها و استفاده از آن‌ها در مباحث سنگ‌زادی، تجزیه شیمیایی نقطه‌ای از کانی‌ها به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) در آزمایشگاه تکامل لیتوسفری موسسه زمین‌شناسی و زمین فیزیک انجمن علمی چین انجام گرفت. دستگاه ریزپردازنده از نوع JXA-8100 و شرایط آزمایش شامل ولتاژ  $15\text{kV}$ ، جریان ریزکاوا  $1 \times 10^{-8}\text{A}$ ، دمای  $25^{\circ}\text{C}$  و رطوبت  $30\%$  بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شده است.

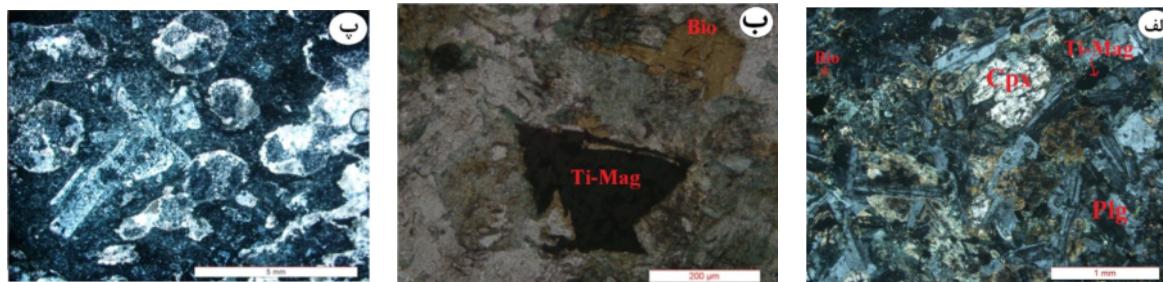


شکل ۱ الف و ب) تصاویری از دایک‌های دیابازی قطع کننده گنیس‌های مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، پ) دورنمایی از دایک‌های دیابازی قطع کننده سنگ‌های فیلیتی تریاس-پسین- ژوراسیک پیشین در شمال غربی سهل (غرب شترکوه، نگاه به سوی جنوب شرقی).

سنگ‌نگاری

پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی، اپیدوت و کلسیت دگرسان شده‌اند. تعدادی از پیروکسن‌ها نیز به کلریت و اکسیدهای آهن تجزیه شده‌اند. بیشینه اندازه کانی‌های کدر موجود در این دایک‌ها، یک میلیمتر است و برخی از آنها بافت اسکلتی بارزی نشان می‌دهند (شکل ۲).

دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی دارای بافت‌های بین‌دانه‌ای، ساب‌افتیک، بادامکی، پورفیری و گلوموروپورفیری هستند. آنها بیشتر از پلاژیوکلاز، پیروکسن و در برخی موارد بیوتیت تشکیل شده‌اند (شکل ۲). برخی از



شکل ۲ الف و ب) تصاویر میکروسکوپی نشان‌دهنده حضور بلورهای کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg)، تیتانومگنتیت (Ti-Mag)، بیوتیت (Bio) و کلریت (Chl) در دایک‌های دیابازی. پ) بافت بادامکی در دایک‌های بازی که با کلسیت پر شده است. علائم اختصاری برگرفته از مرجع [۲۵].

اسفن، سرسیت، اپیدوت، کلسیت، اکسیدها و هیدرواکسیدهای آهن و منگنز نیز کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند.

**شیمی کانی‌ها**

به منظور تعیین ترکیب‌شیمیایی دقیق کانی‌های اصلی و انجام برآوردهای دما- فشارسنجی بر دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی، تعدادی از دانه‌های پیروکسن‌ها، بیوتیت‌ها، پلاژیوکلازها و کانی‌های کدر موجود در سنگ‌های دیابازی مورد بررسی، برای عناصر اصلی مورد تجزیه شیمیایی نقطه‌ای قرار گرفتند. نتایج تجزیه ریزپردازشی انجام شده، در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

آنها را بر اساس ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی می‌توان دیاباز یا ریزگابرو نامید. در نمونه‌هایی که بافت بادامکی نشان می‌دهند، کانی‌های پرکننده بادامک‌ها شامل کلریت و کلسیت هستند. گفتنی است که وجود بادامک‌ها در دایک‌ها چندان رایج نیست، ولی دور از انتظار نیز نیست. در برخی موارد، طی جریان‌یافتن مذاب در دایک‌ها مواد فرار در لبه دایک‌ها انباشته می‌شوند و می‌توانند به صورت حباب‌های سرشار از مواد فرار به ویژه گازها ظاهر شوند. خروج گازها از این حباب‌ها و پر شدن آنها توسط فراورده‌های دگرسانی از جمله کلسیت، کلریت و کوارتز، به تشکیل بافت و ساخت بادامکی در آنها منجر می‌شود. کانی‌های فرعی موجود در دایک‌ها، شامل کانی‌های کدر، آپاتیت و اسفن هستند. کلریت،

**جدول ۱** نتایج تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی به درصد وزنی و مقادیر کاتیونی پیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه.

SiO <sub>2</sub>	۵۲٫۱	۵۱٫۳	۵۱٫۱۷	۵۱٫۱۵	۵۱٫۱۴	۵۱	۵۰٫۹۵	۵۰٫۹۲	۵۰٫۰۹	۴۴٫۴۳	۴۹٫۱۳	۴۲٫۵۴
TiO <sub>2</sub>	۰٫۹۴	۱٫۳	۰٫۹۴	۰٫۶۴	۰٫۲۸	۰٫۴	۱٫۲۶	۱٫۲۷	۰٫۳۳	۵٫۶۳	۲٫۲۶	۰٫۲۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲٫۷۹	۵٫۴۵	۳٫۹۲	۴٫۶۸	۴	۴٫۰۷	۴٫۳۱	۳٫۸۷	۴٫۷۹	۵٫۷۳	۳٫۲۶	۶٫۱۳
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
FeO	۱۵٫۸۵	۱۴٫۲۴	۱۵٫۷۱	۱۴٫۸۵	۱۷٫۱۱	۱۶٫۴۹	۱۵٫۲۴	۱۵٫۹۹	۱۷٫۵۸	۲۰٫۹۸	۱۵٫۰۸	۲۶٫۸۱
MnO	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۵۶	۰٫۲۶	۰٫۲۲
MgO	۱۲٫۹	۱۴٫۸۵	۱۲٫۶۷	۱۳٫۲۱	۱۲٫۳۲	۱۲٫۷۴	۱۲٫۷۷	۱۲٫۷۳	۱۱٫۴۵	۱۰٫۳۳	۹٫۸۷	۹٫۰۵
CaO	۱۱٫۹۷	۱۱٫۶۴	۱۱٫۸۹	۱۲٫۱۹	۱۱٫۵۹	۱۱٫۷۹	۱۲٫۳۷	۱۱٫۹۸	۱۱٫۶۴	۱۰٫۴۳	۱۲٫۴۷	۱۰٫۲۸
Na <sub>2</sub> O	۰٫۴۳	۰٫۷۲	۰٫۵۹	۰٫۶۱	۰٫۸	۰٫۵۷	۰٫۶۱	۰٫۶	۰٫۷۵	۰٫۸۹	۰٫۴۲	۰٫۹۵
K <sub>2</sub> O	۰٫۰۹	۰٫۱۷	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۱۲	۰٫۴۳	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۲۹	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۰٫۳
مجموع	۹۷٫۳	۹۹٫۹	۹۷٫۳	۹۷٫۸	۹۷٫۶	۹۷٫۷	۹۷٫۹	۹۷٫۷	۹۷٫۲	۹۹٫۳	۹۳	۹۶٫۶
Si	۲	۱٫۹	۱٫۹۶	۱٫۹۵	۱٫۹۷	۱٫۹۶	۱٫۹۴	۱٫۹۵	۱٫۹۵	۱٫۷۴	۱٫۹۸	۱٫۷۷
Ti	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۱۷	۰٫۰۷	۰٫۰۱
Al	۰٫۱۳	۰٫۲۴	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۱۸	۰٫۱۸	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۱۵	۰٫۳
Fe <sup>++</sup>	۰٫۵۱	۰٫۴۴	۰٫۵	۰٫۴۷	۰٫۵۵	۰٫۵۳	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۵۷	۰٫۶۹	۰٫۵۱	۰٫۹۳
Mn	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Mg	۰٫۷۴	۰٫۸۲	۰٫۷۲	۰٫۷۵	۰٫۷۱	۰٫۷۳	۰٫۷۳	۰٫۷۳	۰٫۶۶	۰٫۶	۰٫۵۹	۰٫۵۶
Ca	۰٫۴۹	۰٫۴۶	۰٫۴۹	۰٫۵	۰٫۴۸	۰٫۴۹	۰٫۵۱	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۴۴	۰٫۵۴	۰٫۴۶
Na	۰٫۰۳	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۸
K	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲
مجموع	۳٫۹۳	۳٫۹۷	۳٫۹۵	۳٫۹۶	۳٫۹۷	۳٫۹۷	۳٫۹۵	۳٫۹۵	۳٫۹۷	۴	۳٫۹	۴٫۱۲
Mg/(Mg+Fe <sup>2+</sup> )	۰٫۵۱	۰٫۶۱	۰٫۵۲	۰٫۵۵	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۵۳	۰٫۵۲	۰٫۵	۰٫۴۷	۰٫۴۲	۰٫۵
En	۰٫۳۸	۰٫۴۵	۰٫۳۹	۰٫۴	۰٫۳۹	۰٫۴	۰٫۳۹	۰٫۳۹	۰٫۳۷	۰٫۳۵	۰٫۳	۰٫۳۵
Fs	۰٫۳۷	۰٫۲۹	۰٫۳۵	۰٫۳۳	۰٫۳۵	۰٫۳۴	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۳۶	۰٫۴	۰٫۴۲	۰٫۳۶
Wo	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۹
Jd	-۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۴۹	۰٫۱۲	۰٫۱۴	۰٫۰۹	۰٫۱۹	۰٫۲۷	۰٫۰۹	۰٫۰۷	-۰٫۰۳	۰٫۰۳
Ac	۰٫۰۸	-۰٫۰۳	-۰٫۴۴	-۰٫۰۸	-۰٫۰۷	-۰٫۰۴	-۰٫۱۵	-۰٫۲۳	-۰٫۰۴	۰	۰٫۰۷	۰٫۰۴
Aug	۰٫۹۷	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۹۵	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۹۳	۰٫۹۷	۰٫۹۳
A(+aqw)	-۰٫۰۳	۰٫۰۳	-۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰	۰	۰٫۰۲	۰٫۰۶	-۰٫۰۵	۰٫۱۶
C(+aqw)	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۹	۰٫۲۴
<b>Sodic pyx:</b>	<b>Ca-Mg-Fe</b>											
<b>Final name:</b>	<b>اوزیت</b>											

جدول ۲ داده‌های تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلاز، بیوتیت و تیتانومگنتیت موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه.

کانی	پلاژیوکلاز					بیوتیت			تیتانومگنتیت
	۵۷,۶۵	۵۴,۷۲	۵۷,۳۴	۵۷,۶۱	۶۰,۵۸	۳۵,۴۷	۳۷,۸۳	۳۷,۳۳	۰,۰۷۹
SiO <sub>2</sub>	۰,۱	۰,۰۸	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۱۱	۱,۸۶	۱,۹۳	۱,۹۱	۲۲,۲
TiO <sub>2</sub>	۲۶,۲۷	۲۷,۷۸	۲۶,۳۹	۲۶,۲۱	۱۶,۴۸	۱۳,۶۹	۱۳,۲۹	۱۳,۳۵	۰,۰۶۷
FeO	۰,۰۵	۰,۵۱	۰,۱۵	۰,۵۸	۵,۱۵	۲۱,۱۴	۲۰,۰۸	۲۰,۵۱	۷۰,۴۳
MnO	۰	۰	۰,۰۳	۰	۰,۰۸	۰,۱	۰,۱	۰,۱۱	۱,۰۱۷
MgO	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۱۱	۴,۶۳	۱۰,۴۴	۱۱,۵۸	۱۰,۹۴	۰,۰۸۶
CaO	۸,۳	۱۰,۴۵	۸,۷۶	۸,۲۵	۶,۲۶	۰,۲۹	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۰۶۲
Na <sub>2</sub> O	۶,۳۶	۵,۲۴	۶,۱۳	۶,۱۲	۶,۷۹	۰,۱۱	۰,۱۲	۰,۱۲	۰
K <sub>2</sub> O	۰,۱۴	۰,۱	۰,۲۴	۰,۴	۰,۱۱	۶,۹۳	۷,۷۹	۷,۹	۰,۰۰۵
جمع	۹۸,۹	۹۸,۹۶	۹۹,۵۷	۹۹,۴۴	۱۰۰,۵۳	۹۰,۰۴	۹۲,۸۴	۹۲,۳۲	۹۳,۹۹
oxygen	۸	۸	۸	۸	۸	-	-	-	-
Si	۲,۳۳۱	۲,۲۱۲	۲,۳۰۳	۲,۳۱۷	۲,۴۱	۵,۶۸	۵,۷۷۸	۵,۷۶۸	۰,۰۰۴۱
Al	۱,۴۱۶	۱,۴۹۷	۱,۴۱۴	۱,۴۰۶	۰,۸۷۴	۲,۵۸۴	۲,۳۹۲	۲,۴۳۱	۰,۰۰۴۱
Ti	۰,۰۰۴	۰,۰۰۳	۰,۰۰۵	۰,۰۰۶	۰,۰۰۴	۰,۲۲۳	۰,۲۲۱	۰,۲۲۲	۰,۸۶۹۸
Fe	۰,۰۰۴	۰,۰۴۱	۰,۰۴	۰,۰۴۷	۰,۴۳۷	۲,۸۳۱	۲,۵۶۵	۲,۶۵۱	۳,۰۶۷
Mn	۰	۰	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۷	۰,۰۱۳	۰,۰۱۳	۰,۰۱۵	۰,۰۴۴۹
Mg	۰,۰۰۳	۰,۰۰۶	۰,۰۰۵	۰,۰۰۹	۰,۳۶۹	۲,۴۹۱	۲,۶۳۷	۲,۵۲	۰,۰۰۶۷
Ca	۰,۶۷۱	۰,۸۴۵	۰,۷۰۴	۰,۶۶۴	۰,۴۹۸	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۲۳	۰,۰۰۳۵
Na	۱,۰۲۹	۰,۸۴۷	۰,۹۸۵	۰,۹۸۵	۱,۰۸۱	۰,۰۳۵	۰,۰۳۵	۰,۰۳۷	۰
K	۰,۰۲۳	۰,۰۱۶	۰,۰۳۸	۰,۰۶۴	۰,۰۱۸	۱,۴۱۶	۱,۵۱۸	۱,۵۵۸	۰
Sum	۵,۴۸۲	۵,۴۶۸	۵,۴۹۷	۵,۴۹۸	۵,۶۹۷	۱۵,۳۲۳	۱۵,۱۷۸	۱۵,۲۲۴	۴
xmg	۰,۴۵۱	۰,۱۳۴	۰,۱۰۵	۰,۱۵۷	۰,۴۵۷	۰,۴۶۸	۰,۵۰۷	۰,۴۸۷	۰,۰۰۸۱
Or	۱,۳۱۵	۰,۹۲۸	۲,۲۲۴	۳,۷۴	۱,۰۹۷	-	-	-	-
Ab	۵۹,۷۳	۴۹,۶۰۲	۵۷,۰۴۱	۵۷,۴۹۹	۶۷,۷۱۳	-	-	-	-
An	۳۸,۹۵۶	۴۹,۴۷	۴۰,۷۳۶	۳۸,۷۶۲	۳۱,۱۹	-	-	-	-

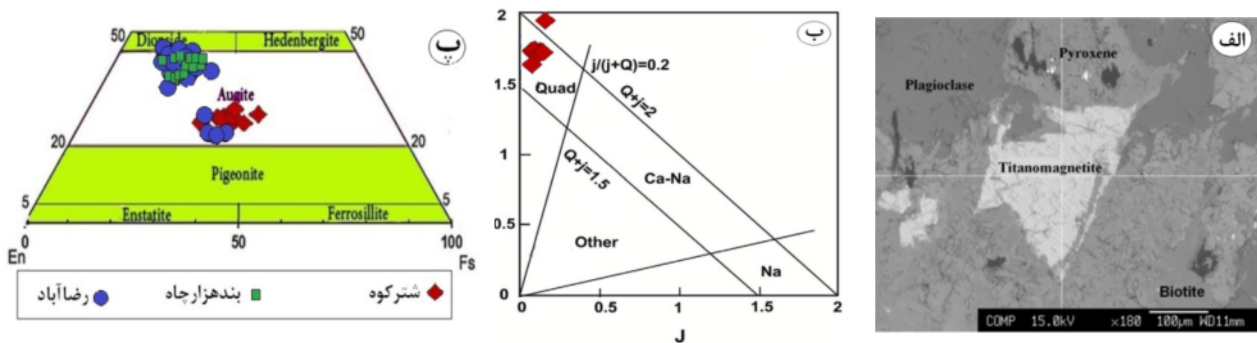
بررسی در نمودار مثلثی En-Wo-Fs [۲۶] در قلمرو اوژیت قرار گرفته‌است (شکل ۳ پ).

پلاژیوکلاز: نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلاز و کاتیون‌های آنها پس از محاسبه بر اساس فرمول ساختاری ۸ اکسیژن در جدول ۲ آورده شده است. نتایج تجزیه ریزپردازشی پلاژیوکلازها بیانگر ترکیب  $An_{31-49}Ab_{49-67}$  (آندزین) برای آنهاست (شکل ۴ الف).

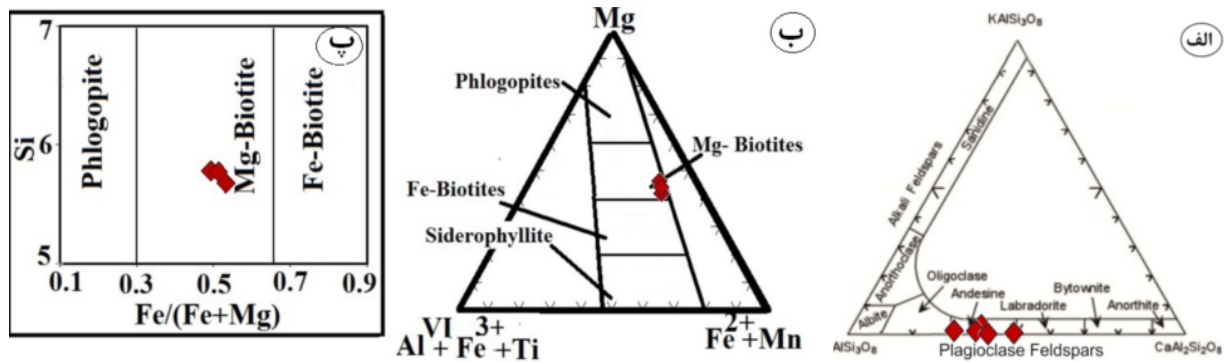
بیوتیت: جایگاه بیوتیت‌های موجود در دایک‌های دیابازی مورد بررسی در نمودار مثلثی  $Mg-(Al^{VI}+Fe^{2+}+Ti)-(Fe^{2+}+Mn)$  و نمودار تغییرات Si نسبت به  $Fe/(Fe+Mg)$  [۳۰] نشان می‌دهد که این بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های غنی از منیزیم هستند (شکل ۴ ب و پ).

کانی‌های کدر: کانی‌های کدر موجود در دایک‌های مورد بررسی به‌طور میانگین دارای ۷۰/۴۳ درصد FeO کل، ۲۲/۲ درصد TiO<sub>2</sub> و ۱/۰۱ درصد وزنی MnO بوده و بنابراین تیتانومگنتیت هستند.

پیروکسن: پیروکسن‌ها از خانواده سیلیکات‌های زنجیره‌ای با فرمول عمومی  $M_2M_1T_2O_6$  هستند و ترکیب ساختاری آنها بر اساس ۴ کاتیون و ۶ اکسیژن محاسبه شده است. در جایگاه T کاتیون‌های  $Al^{IV}$ ,  $Si^{4+}$  و با احتمال کمتر  $Fe^{3+}$  قرار می‌گیرد. در جایگاه M<sub>1</sub> کاتیون‌هایی چون  $Mg$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Al^{VI}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $Cr$  و Ti می‌نشینند و در جایگاه M<sub>2</sub> کاتیون‌های  $Ca$ ,  $Fe^{2+}$ ,  $Mg$ ,  $Na$ ,  $K$  و Mn قرار می‌گیرند. بر اساس تجزیه‌های انجام شده و محاسبه قطب‌های نهایی، پیروکسن‌های مورد بررسی دارای فرمول ساختاری  $Wo_{25-29}Fs_{29-42}En_{30-45}$  هستند. در نمودار Q-J [۲۶]، پیروکسن‌های مورد بررسی در گستره پیروکسن‌های نوع Fe-Mg-Ca-Na قرار می‌گیرند (شکل ۳ ب) و به عبارت دیگر از نوع کلسیمی هستند، با این وجود نسبت به پیروکسن‌های دایک‌های دیابازی مشابه در مناطق همجوار مانند دلبر و بند هزارچاه دارای کلسیم کمتری هستند. این پیروکسن‌ها دارای مقدار کمی Na هستند و در نزدیکی محور Q قرار می‌گیرند. جایگاه ترکیبی پیروکسن‌های مورد



شکل ۳ الف تصویر پس پراکنش از کانی‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، ب) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های دایک‌ها بر نمودار J-Q [۲۶]. پ) ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌های دایک‌ها در رده‌بندی مرجع [۲۶]. جهت مقایسه از داده‌های مجموعه بندهازراچه [۲۳] و رضآباد [۲۷، ۲۸] نیز استفاده شده است.



شکل ۴ الف) جایگاه ترکیبی پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در نمودار سه‌تایی رده‌بندی فلدسپارها [۲۹]. این نمودار نشان می‌دهد که پلاژیوکلازهای مورد بررسی دارای ترکیب آندزینی هستند. ب) نمودار مثلی Mg-(Al<sup>VI</sup>+Fe<sup>2+</sup>+Ti)-(Fe<sup>2+</sup>+Mn) و پ) نمودار Si نسبت به Fe/(Fe+Mg) که نشان‌دهنده ترکیب بیوتیت‌های تجزیه شده است [۳۰].

بحث و بررسی

دما- فشارسنجی بر اساس ترکیب کلینوپیروکسن

شرایط دما و فشار تشکیل دایک‌ها با استفاده از روش دما - فشارسنجی تک‌پیروکسن برگرفته از [۳۱-۳۳] و روش ارائه شده در مرجع [۳۴]، تعیین شد. میانگین دمای محاسبه‌شده از روش نخست [۳۱-۳۳] بین ۱۱۹۵ تا ۱۱۱۵ درجه سانتی‌گراد و میانگین فشار محاسبه شده از بین ۵ تا ۷/۹ کیلو بار است (جدول ۳). میانگین دما و فشار دسته دایک‌های دیابازی مجموعه بندهازراچه [۲۳] با این روش ۱۱۴۶ تا ۱۱۸۹ درجه سانتی‌گراد و ۲/۲ تا ۷/۲ کیلو بار است که با دما و فشار به‌دست آمده برای دایک‌های دیابازی مجموعه شترکوه همخوانی دارند. تغییرات قابل‌توجه فشار، با تشکیل برخی از پیروکسن‌ها در ترازهای جایگیری مختلف ماگمای سازنده این دایک‌ها قابل توجه است. درشت بلورها معمولاً در اعماق بیشتر و دماها و

فشارهای بیشتر متبلور می‌شوند. تعدادی از پیروکسن‌ها نیز طی صعود ماگما و جایگیری نهایی آن و در نتیجه در دما و فشار کمتر متبلور شده‌اند، بنابراین، تغییرات گسترده نتایج دما- فشارسنجی به دست آمده در این پژوهش، امری معمول و منطقی است.

بر اساس نمودار YPT نسبت به XPT، که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند می‌توان دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌ها را تعیین کرد [۳۴]. YPT و XPT که بر اساس روابط زیر محاسبه می‌شوند

$$XPT = 0/446 SiO_2 + 0/187 TiO_2 - 0/404 Al_2O_3 + 0/346 FeO - 0/052 MnO + 0/309 MgO + 0/446 CaO - 0/446 Na_2O \quad (1)$$

$$YPT = - 0/369 SiO_2 + 0/535 TiO_2 - 0/317 Al_2O_3 + 0/232 FeO + 0/235 MnO - 0.516 MgO - 0/167 CaO - 0/153 Na_2O \quad (2)$$

دایک‌های مورد بررسی حدود ۱۲۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده است. قابل توجه است که نتایج به دست آمده از روش‌های مختلف تقریباً مشابه یکدیگر هستند (شکل ۵ پ).

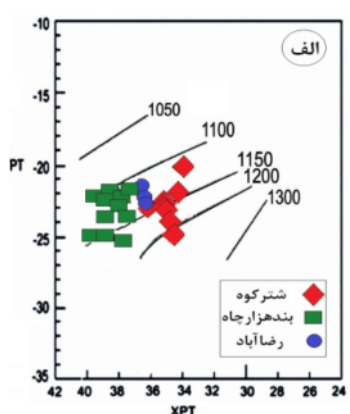
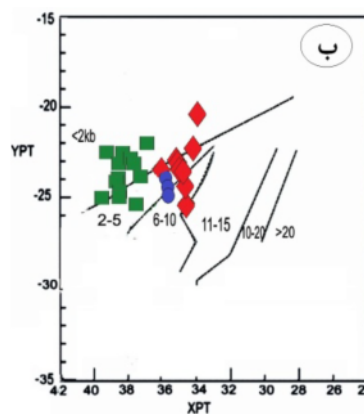
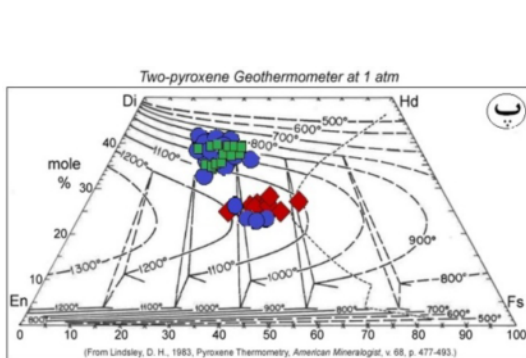
برپایه فراوانی کاتیون‌های Fe، Mg و Ca در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها نیز می‌توان دمای تبلور آنها را برآورد کرد [۳۷-۳۵].

به این ترتیب کلینوپیروکسن‌ها در دماهای ۱۲۳۵ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد و فشار بین ۲ تا ۱۰ کیلوبار تشکیل شده‌اند (شکل ۵).

یک دماسنج ترسیمی بر اساس درصد مولکولی ولاستونیت-انستاتیت-فروسیلیت، توسط لیندسلی معرفی شد [۳۵] که کاربرد گسترده‌ای در دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها دارد. بر اساس این روش، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های موجود در

جدول ۳ نتایج دما-فشارسنجی با استفاده کانی پیروکسن موجود در دایک‌های ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه.

متوسط	[۳۱]		[۳۲]		[۳۳]		دمافشارسنجی بر اساس ترکیب پیروکسن					
	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)	T(C)	P(kbar)				
Average	۱۱۹۳٫۵	۵٫۷	۱۱۹۵٫۳	۷٫۳	۱۱۶۱	۵	۱۱۱۵٫۵	۷٫۹				
[۴۲]												
FeO	۱۵٫۹۹	۱۵٫۲۴	۱۴٫۲۳۵	۱۴٫۸	۱۵٫۷۱	۱۵٫۸۵	۱۷٫۱۱	۱۶٫۵	۱۷٫۵۸	۲۰٫۹۸	۱۵٫۰۸	۲۶٫۸۱
MgO	۱۲٫۷۲	۱۲٫۷۷	۱۴٫۸۴۶	۱۳٫۲	۱۲٫۶۷	۱۲٫۹	۱۲٫۳۲	۱۲٫۷۳	۱۱٫۴۵۳	۱۰٫۳۳	۹٫۸۶۹	۹٫۰۵۳
CaO	۱۱٫۹۸	۱۲٫۳۷	۱۱٫۶۳۸	۱۲٫۱۹	۱۱٫۸۸	۱۱٫۹۷	۱۱٫۵۸	۱۱٫۷۹	۱۱٫۶۴	۱۰٫۴۳	۱۲٫۴۷	۱۰٫۲۸
Ca	۰٫۲۱۴	۰٫۲۲۱	۰٫۲۰۸	۰٫۲۱۷	۰٫۲۱۲	۰٫۲۱۳	۰٫۲۰۷	۰٫۲۱	۰٫۲۰۸	۰٫۱۸۶	۰٫۲۲۲	۰٫۱۸۳
Mg	۰٫۳۱۶	۰٫۳۱۷	۰٫۳۶۸	۰٫۳۲۸	۰٫۳۱۴	۰٫۳۲	۰٫۳۰۶	۰٫۳۱۶	۰٫۲۸۴	۰٫۲۵۶	۰٫۲۴۵	۰٫۲۲۵
Fe	۰٫۲۲۳	۰٫۲۱۲	۰٫۱۹۸	۰٫۲۰۷	۰٫۲۱۹	۰٫۲۲۱	۰٫۲۳۸	۰٫۲۲۹	۰٫۲۴۵	۰٫۲۹۲	۰٫۲۱	۰٫۳۷۳
X <sub>Cpx</sub>	۰٫۴۱۳	۰٫۴۰۱	۰٫۳۵	۰٫۳۸۷	۰٫۴۱	۰٫۴۰۸	۰٫۴۳۸	۰٫۴۲۱	۰٫۴۶۳	۰٫۵۳۲	۰٫۴۶۱	۰٫۶۲۴
[Ca]	۰٫۲۸۴	۰٫۲۹۴	۰٫۲۶۸	۰٫۲۸۹	۰٫۲۸۵	۰٫۲۸۳	۰٫۲۷۵	۰٫۲۷۸	۰٫۲۸۲	۰٫۲۵۳	۰٫۳۲۸	۰٫۲۳۵
T	۱۲۱۲	۱۲۰۶	۱۲۶۸	۱۲۲۰	۱۲۱۴	۱۲۱۷	۱۲۱۰	۱۲۱۶	۱۱۸۹	۱۱۸۴	۱۱۲۹	۱۱۵۶
[۳۸]												
P(kbar)	Ti	Fe	Al	Cr	Na	Ca	K	$a_{en}^{cpx}$	T(K)	T(C)		
۸	۰٫۰۴	۰٫۵۴	۰٫۲۲	۰	۰٫۰۸	۰٫۲۳	۰٫۰۱	۰٫۱۶	۱۴۲۵٫۴	۱۱۵۲٫۴		



شکل ۵ الف و ب) نمودارهای تعیین دما و فشار تشکیل کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه، بندهزارچاه و رضآباد با استفاده از روش مرجع [۳۴]. دمای تشکیل اغلب کلینوپیروکسن‌ها بین ۱۲۳۵ تا ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد در فشارهای ۲ تا ۱۰ کیلوبار است. پ) تعیین دمای تشکیل کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه با استفاده از دماسنج تک پیروکسن [۳۵].

$\alpha_{\text{cpx}}^{\text{cpx}} = (1 - \text{Ca} - \text{Na} - \text{K}) \cdot (1 - 1/2(\text{Al} + \text{Cr} + \text{Na} + \text{K}))$  (۶)  
 بر اساس نمودار Mg# نسبت به  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  [۴۰، ۳۹]، کلینوپيروكسن‌های موجود در مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در گستره کلینوپيروكسن‌های کم فشار و کم دما قرار می‌گیرند (شکل ۶) [۳۹-۴۱].

**دما- فشارسنجی بر اساس ترکیب پلاژیوکلاز**  
 پلاژیوکلاز در طیف گسترده‌ای از دماها، فشارها و مقادیر فشارآب متبلور می‌شود. با افزایش دما و مقدار آب، مقدار سازنده آنورتیتی در پلاژیوکلاز افزایش می‌یابد [۴۲] و با افزایش فشار، مقدار سازنده آلپیتی پلاژیوکلاز بیشتر می‌شود [۴۳]. استفاده از دما- فشارسنجی پلاژیوکلاز، به روش ارائه شده در مرجع [۳۳] دما و فشار تشکیل این کانی در دمای انسداد آن به دست می‌آید. بر اساس این روش، به طور میانگین دماهای ۱۱۲۲ تا ۱۲۴۹ درجه سانتی‌گراد و فشار ۷/۸ کیلو بار به دست می‌آید (جدول ۴). این دما و فشار با نتایج به دست آمده از دما- فشارسنجی پيروكسن‌ها همخوانی کامل دارد.

بر اساس پیشنهاد کرتز [۳۷] دمای تشکیل کلینوپيروكسن‌ها از رابطه زیر قابل‌ارزیابی است:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 1000 / 0.54 + 0.608X_{\text{cpx}} - 0.304\text{Ln}(1 - 2[\text{ca}]^{\text{cpx}}) - 273$$
 (۳)

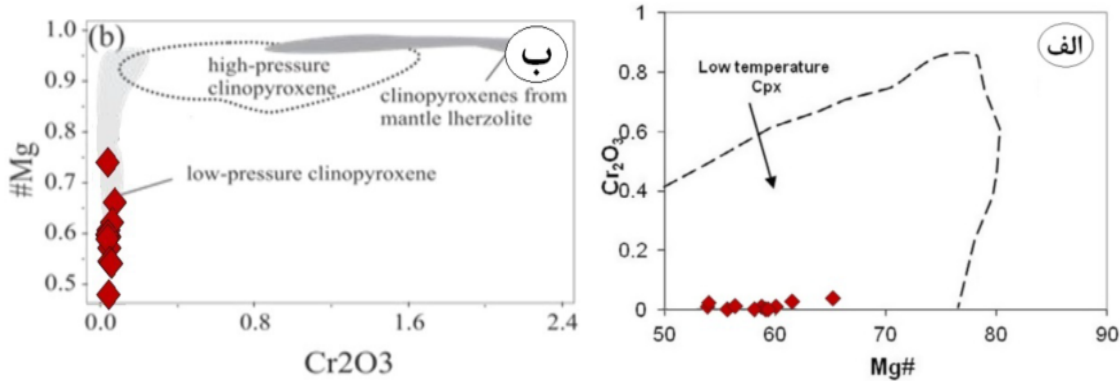
$$X_{\text{cpx}} = [\text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})]^{\text{cpx}}$$

$$[\text{Ca}] = \text{Ca} / \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$$
 (۴)

بر این اساس، بیشتر کلینوپيروكسن‌های مورد بررسی در دمای بین ۱۱۲۹ تا ۱۲۲۰ درجه سانتی‌گراد تشکیل شده‌اند (جدول ۲).

نیلیس و تیلور [۳۸] از یک ترکیب تجربی به منظور دماسنج تک‌پيروكسن برای دماهای ۸۱۳ تا ۱۱۳۳ درجه سانتی‌گراد و فشار ۳ تا ۶۳ کیلو بار استفاده نموده‌اند. نتایج دماسنجی کلینوپيروكسن‌ها در جدول ۳ آورده شده است. دمای تشکیل کلینوپيروكسن‌ها در فشارهای ۶ تا ۱۰ کیلو بار، به‌طور میانگین ۱۱۵۲ درجه سانتی‌گراد برآورد شده است. در این روش از فرمول زیر استفاده شده است:

$$T(\text{K}) = 23166 + 39.28 \cdot P(\text{Kbar}) / 13.25 + 15.35 \cdot \text{Ti} + 4.50 \cdot \text{Fe} - 1.55 \cdot (\text{Al} + \text{Cr} - \text{Na} - \text{Ka}) + (\text{Ln } \alpha_{\text{cpx}}^{\text{cpx}})^2$$
 (۵)



شکل ۶ ترکیب کلینوپيروكسن‌های موجود در دایک‌های ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه در (الف) نمودار Mg# نسبت به  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  برای کلینوپيروكسن‌ها [۳۹] و (ب) [۴۰]، (برگرفته از مرجع [۴۱])

جدول ۴ نتایج حاصل از دما-فشارسنجی پلاژیوکلازهای موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه به روش مرجع [۳۳].

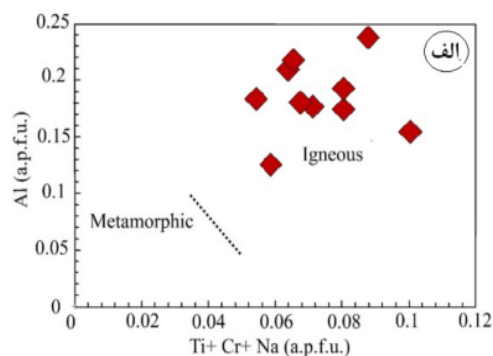
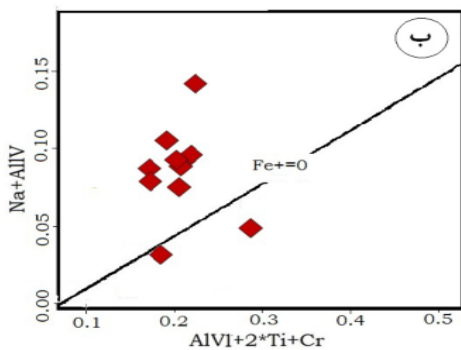
	23		(24a)	25a	26	KD(Ab-An)
	T(C)	T(C) sat	T(C)	P(kbar)	T(C) sat	
1	۱۱۳۴٫۶	۱۱۵۵	۱۱۳۹٫۵	۸٫۱	۱۱۶۸٫۸	۰٫۴۳
2	۱۱۴۹٫۳	۱۱۵۵	۱۱۵۸٫۷	۵٫۵	۱۱۶۸٫۸	۰٫۲۸
3	۱۱۱۴٫۹	۱۱۳۷٫۴	۱۱۱۲٫۵	۶٫۷	۱۱۳۶٫۸	۰٫۳۹
4	۱۱۲۴٫۹	۱۱۵۰٫۵	۱۱۱۳٫۲	۸٫۹	۱۱۳۵٫۸	۰٫۴۸
5	۱۰۹۷٫۷	۱۱۳۷٫۴	۱۰۹۰٫۴	۹٫۶	۱۱۳۶٫۸	۰٫۶۱
average	۱۱۲۴٫۲	۱۱۴۷٫۱	۱۱۲۲٫۹	۷٫۸	۱۱۴۹٫۴	۰٫۴



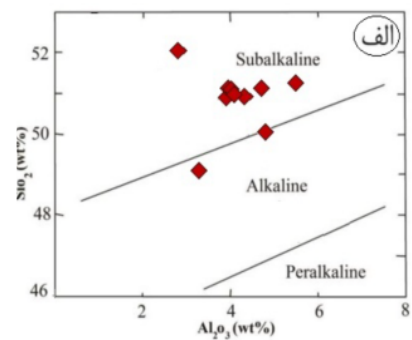
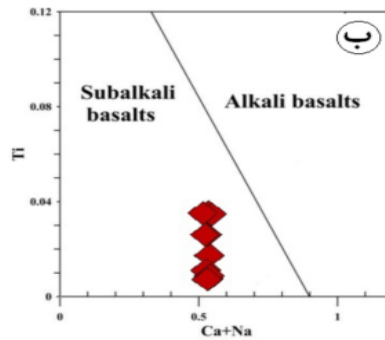
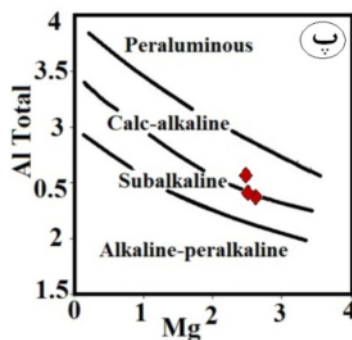
سری ماگمایی

نسبتاً پایین در محیط تبلور ماگمای سازنده دایک‌هاست. برای تعیین سری ماگمایی دایک‌های مورد بررسی از نمودارهای مراجع [۴۶-۴۸] استفاده شد. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها از آنجا که تابعی از ترکیب شیمیایی و محیط تشکیل ماگمای سازنده آنهاست، بنابراین می‌تواند اطلاعاتی در رابطه با سری ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌ها ارائه دهد [۴۶]. با استفاده از مقادیر  $SiO_2$  و  $Al_2O_3$  در ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سری‌های ماگمایی قلیایی، نیمه قلیایی و فوق قلیایی از یکدیگر قابل تفکیک هستند. شیمی سنگ‌کل این دایک‌ها نیز این موضوع را تأیید می‌کند [۴۹-۵۳]. براساس نمودار Ti نسبت به  $Ca+Na$  [۴۷] نیز ماگمای سازنده دایک‌های مورد بررسی دارای ماهیت نیمه قلیایی بوده است (شکل ۸ الف). همچنین در نمودار Al نسبت به Mg کل [۴۸] بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها، ماگمای این دایک‌ها نیز در گستره نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۸ ب).

بر اساس نمودار دوتایی Al نسبت به  $Ti + Cr + Na$  [۴۴]، کلینوپیروکسن‌های وابسته به سنگ‌های آذرین و دگرگونی از یکدیگر قابل تفکیک هستند. برای تعیین سری ماگمایی، جایگاه زمین‌ساختی و برآوردهای زمین دما - فشارسنجی با استفاده از ترکیب پیروکسن‌ها لازم است که نخست ماهیت پیروکسن‌های مورد بررسی تعیین شود. بر همین اساس با توجه به نمودار شکل ۷ الف، پیروکسن‌های مورد بررسی، همه در گستره پیروکسن‌های تبلور یافته از ماگما قرار می‌گیرند [۴۴] که تأییدی بر مشاهدات صحرایی و سنگ‌شناسی است. مقدار  $Fe^{3+}$  موجود در پیروکسن‌ها به مقدار اکسیژن موجود در محیط تشکیل آنها بستگی دارد و با توجه به نمودار  $Na+Al^{IV}$  نسبت به  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  [۴۵] (شکل ۷ ب) قابل ارزیابی است. چنان که در شکل ۷ ب دیده می‌شود، بیشتر نمونه‌ها در گستره بالای خط  $Fe^{3+} = 0$  قرار گرفته‌اند که نشانگر فوگاسیته اکسیژن



شکل ۷ الف) تعیین ماهیت پیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه دگرگونی- آذرین شترکوه بر نمودار دوتایی Al نسبت به  $Ti + Cr + Na$  [۴۴]، ب) جایگاه این کلینوپیروکسن‌ها بر نمودار  $Na+Al^{IV}$  نسبت به  $Al^{VI}+2Ti+Cr$  [۴۵].



شکل ۸ الف) موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی مجموعه شترکوه در نمودار  $SiO_2$  (wt%) -  $Al_2O_3$  (wt%) [۴۶] و ب) نمودار  $Ti$  (a.p.f.u.) -  $Na+Ca$  (a.p.f.u.) [۴۰] نمونه‌ها در گستره نیمه قلیایی قرار می‌گیرند. ج) نمودار توزیع Al - Mg در کانی بیوتیت [۴۷] a.p.f.u. (فرمول واحد ساختاری کانی).

در تریاس پسین تا ژوراسیک پیشین - میانی در پی شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتتیس زاگرس به زیر لبه جنوبی ایران مرکزی، حوضه‌های کششی پشت کمانی اولیه در بخش‌های شمالی ورقه قاره‌ای ایران مرکزی [۱۵، ۱۶، ۲۴، ۵۰-۵۲، ۵۴-۵۶] و جنوب البرز شرقی [۵۷-۶۱] ایجاد شده است [۵۳]. در این حوضه‌ها، سنگ‌های آذرین بازی به هر دو صورت خروجی (بازالتی) و نفوذی (دایک، سیل و استوک‌های کوچک با ترکیب گابرو تا دیوریت) تشکیل شده‌اند. این سنگ‌های آذرین بازی دارای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماهای محیط‌های کششی پشت کمانی اولیه درون قاره‌ای هستند.

در لبه شمالی پهنه ایران مرکزی (مناطق میامی، دلبر، شترکوه، بندهازراچه، دوچاه، ماجراد، سفیدسنگ، رضآباد و احمدآباد، در جنوب شرقی شاهرود)، در بخش زیرین توالی رسوبی تریاس پسین - ژوراسیک پیشین (معادل سازند شمشک)، روانه‌های بازالتی، دایک‌ها و استوک‌های کوچک دیابازی - میکروگابرویی تا گابرویی و پگماتوئیدهای دیوریتی و گابرویی دیده می‌شوند. دسته دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی با روندی شرقی - غربی تا شمال شرقی - جنوب غربی، مجموعه‌های دگرگونی - آذرین نئوپروتروزوئیک پایانی و واحدهای رسوبی تریاس پسین - ژوراسیک پیشین را قطع کرده‌اند [۱۵، ۱۶، ۲۴، ۵۰-۵۶، ۶۰، ۶۱]. این دسته دایک‌های دیابازی، اطلاعات با ارزشی پیرامون کشش‌های بزرگ مقیاس در سنگ‌کره قاره‌ای ارائه می‌کنند. آن‌ها، به‌عنوان مجراهای انتقال ماگما، ممکن است ویژگی‌های ماگماهای اولیه عبوری از این مجراها را حفظ نمایند، زیرا کمتر دستخوش پدیده هضم و آلیش می‌شوند [۶۲]. از این رو، اهمیت فراوانی در تفسیر روند تکامل زمین‌دینامیکی پوسته قاره‌ای دارند [۷، ۶۳].

بر اساس نتایج پژوهش حسینی و همکاران [۱۲]، در نمودارهای بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه و کندریت، تقریباً همه نمونه‌های دایک‌های دیابازی ژوراسیک میانی ایران مرکزی غنی‌شدگی شدید از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند که نشانگر نشأت‌گیری این سنگ‌ها از یک گوه گوشته‌ای دگرنهاده است. بعلاوه، این دایک‌ها از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) به‌ویژه Nb تهی‌شدگی نشان می‌دهند؛ این ویژگی یکی از

ویژگی‌های ماگماهای مربوط به محیط‌های کششی پشت کمانی است.

کشش‌های درون قاره‌ای در زمان تریاس پسین - ژوراسیک - پیشین [۶۴]، در شمال ایران (البرز جنوبی - شمال ایران مرکزی)، در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی گسترش یافته است [۵۹-۶۵]. به عقیده ونگ و همکاران [۶۶] این فرایندهای کششی همراه با نازک‌شدگی سنگ کره، به توسعه فعالیت‌های ماگمایی درون‌ورقه‌ای در طول لبه غیرفعال گندوانا منجر شده است. کاهش فشار برآمده از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالآمدگی گوشته داغ سست کره‌ای، سبب ذوب‌بخشی گوشته سنگ‌کره‌ای زیرقاره‌ای و تشکیل مذاب‌های بازالتی شده است که از طریق گسل‌های کششی موضعی، به طرف سطح زمین بالا آمده‌اند. با توجه به سن  $152 \pm 35$  میلیون سال برای این سنگ‌ها در منطقه دلبر [۱۵، ۲۴]، و سن میانگین ۱۶۹ میلیون سال (به روش U-Pb بر زیرکن) برای گابرویدیوریت‌های ژوراسیک در منطقه ماجراد (واقع در ۱۵۰ کیلومتری جنوب شرقی شاهرود) [۶۷]، احتمالاً ماگماهای بازی در یک حوضه کششی در شمال پهنه ساختاری ایران مرکزی تا جنوب البرز تشکیل شده‌اند. تشکیل این حوضه‌ها، ناشی از بالآمدگی گوشته داغ سست کره‌ای در زیر پوسته قاره‌ای در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی بوده است.

با توجه به تهی‌شدگی نمونه‌های ایران مرکزی از عناصر HFSE به‌ویژه Nb، و نبود ناهنجاری منفی از عناصر HFSE، به‌ویژه Zr, P, Nb و Ti در نمونه‌های البرز، احتمالاً ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین ژوراسیک ایران مرکزی از ذوب‌بخشی درجه بالاتر گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم اسپینل‌رزولیتی در اعماق کمتر و نمونه‌های البرز از ذوب‌بخشی درجه پایین‌تر گوشته گارنت لرزولیتی در اعماق بیشتر (۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری) تشکیل شده است [۲۳، ۵۳]. ماگمای برآمده از این منابع، از طریق فضاها و شکستگی‌های ایجاد شده در امتداد گسل‌های عادی، خود را به سطح رسانده و ضمن صعود به ترازهای بالاتر، دستخوش فرایندهای سنگ‌شناسی مختلف چون جدایش آمیختگی، هضم و آلیش پوسته‌ای شده‌اند و به صورت روانه‌های بازالتی، دایک‌های کوچک و بزرگ ریزگابرویی و یا به صورت توده‌های آذرین کوچک مقیاس گابرویی تا گابرویدیوریتی در مجموعه‌های پی‌سنگی به سن نئوپروتروزوئیک - پایانی و درون توالی رسوبی معادل سازند شمشک در ایران

external consequences", Rev Geophysics 32 (1994) 1-36.

[2] Coffin M. F., Eldholm O., "Large igneous provinces". In: Selley RC, Cocks R, Plimer IR, (eds) Encyclopedia of geology. Elsevier, Oxford (2005) 315-323.

[3] Ernst R. E., Buchan K. L., "Giant radiating dyke swarms: Their use in identifying Pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes". In: Mahoney JJ, Coffin MF (eds) Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. AGU Geophys Monogr 100 (1997) 297-333.

[4] Ernst R. E., Buchan K. L., "Recognizing mantle plumes in the geological record", Annual Rev Earth Planet Sci 31 (2003) 469-523.

[5] Ernst R. E., Buchan K. L., Campbell I. H., "Frontiers in large igneous province research". Lithos 79 (2007) 271-297.

[6] Bryan S. E., Ernst R.E., "Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs)". Earth Sci Rev 86 (2008) 175-202.

[7] Srivastava R. K., "Dyke Swarms: Keys for Geodynamic Interpretation", Springer-Verlag Berlin Heidelberg, (2011) 637p.

[8] Hassanzadeh J., Stockli D., Horton B., Axen G., Stockli L., Grove M., Shmitt A., Walker D., "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic - Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics 451(2008) 71- 96.

[9] Rahmati-Ilkhchi M., Faryad S. W., Holub F.V., Kořler J., Frank W., "Magmatic and metamorphic evolution of the Shotur Kuh metamorphic complex (central Iran)", Int. J. Earth. Sci. 100 (2011) 45-62.

[10] Shafaii Moghadam H., Khademi M., Hu H., Stern R. J., Santos J.F., Wu Y. "Cadomian (Ediacaran Cambrian) arc magmatism in the ChahJam-Biarjmand Metamorphic Complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana", Gondwana Research 27(1) (2013) 439-452.

[11] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjel M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar Metamorphic-Igneous Complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 92 (2014) 92-124.

مرکزی و سازند شمشک در البرز در زمان ژوراسیک میانی جاری شده و یا تزریق شده‌اند.

#### برداشت

دایک‌های دیابازی به سن ژوراسیک میانی، مجموعه دگرگونی - آذرین شترکوه به سن نئوپروتروزوئیک پایانی را قطع کرده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده این دایک‌ها شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و به مقدار کمتر بیوتیت است. پلاژیوکلازها بیشتر از نوع آندزین ( $Ab_{69-51}An_{31-49}$ )، پیروکسن‌ها دارای ترکیب  $En_{30-45}Fs_{29-42}Wo_{25-29}$  از نوع اوژیتی و بیوتیت‌ها اغلب نسبتاً غنی از منیزیم هستند. دماها و فشارهای بدست آمده با روش‌های مختلف دما-فشارسنجی بیانگر تشکیل کلینوپيروكسن‌ها در دماهای ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشارهای ۲ تا ۱۰ کیلوبار است. براساس ترکیب شیمیایی کلینوپيروكسن‌ها، سرشت ماگمای سازنده این دایک‌ها، آهکی-قلیایی، فوگاسیته اکسیژن طی تبلور آنها پایین و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل آنها محیط‌های کششی درون قاره‌ای موضعی پشت‌کمانی بوده است. تشکیل این حوضه‌های کششی ناشی از بروز کشش در پوسته قاره‌ای بر پهنه فرورانش زاگرس (شمال پهنه‌ساختاری ایران مرکزی- جنوب البرز) و بالآمدگی گوشته داغ سست کره‌ای زیر آن‌ها در زمان ژوراسیک میانی بوده است. گفتنی است که این فعالیت‌های ماگمایی از اواخر تریاس شروع شده و تا اواخر ژوراسیک میانی ادامه داشته است، ولی در زمان‌ها و مکان‌های مختلف به شکل‌های متفاوت ظاهر شده‌اند. ماگماهای بازالتی به دست آمده، از طریق فضاها و شکستگی‌های کششی عمیق، خود را به سطح رسانده و ضمن صعود به ترازهای بالاتر، به‌صورت روانه‌های بازالتی، دایک یا توده‌های نفوذی کوچک گابرویی/دیوریتی در توالی رسوبی سازند شمشک و معادل آن در ایران مرکزی در زمان ژوراسیک میانی جریان یافته یا تزریق شده‌اند.

#### قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود و مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک، انجمن علوم چین انجام شده است، که بدین وسیله از آنها تشکر و قدردانی می‌نماییم.

#### مراجع

[1] Coffin M.F., Eldholm,O., "Large igneous provinces: Crustal structure, dimensions, and

- volution of intracontinental extensional basins of late Neoproterozoic", Scientific Quarterly Journal, GEOSCIENCES, Vol. 27, No.105, (2017), 167-182.
- [22] Shekari S., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M., "Mineral chemistry, petrogenesis of metapelitic rocks of metamorphic - igneous Shotor-Kuh complex (SE Shahrood)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26, no. 1 (2018), 184-204.
- [23] Hosseini S. H., Sadeghian M., Ghasemi H., "Petrology, Geochemistry and Stratigraphic Setting of Diabasic Dyke Swarms Crosscutting the Band-E-Hezarchah Granitoid Pluton (Se Shahrood): An Evidence for Middle Cimerian Magmatism" Journal Of Geochemist 1, no. 4 (2014): 310-318.
- [24] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Mohajjel M., Zhai M., "Mineralogy, Geochemistry and Radiometric Age of Mafic Dikes in Delbar Metamorphic Complex (Southeast of Shahrood)" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 22, no. 3 (2014), 471-484.
- [25] Spear F.S., "Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths". Mineralogical Society of America Monograph 1. MSA, Washington, (1993).
- [26] Morimoto N., Fabrics J., Ferguson A. K., Ginzburg I. V., Ross M., Seifer F. A., Zussman J., Akoi K., Gottard G., "Nomenclature of pyroxenes", Mineralogical Magazine. 52 (1988) 535-550.
- [27] Sadeghian M., Shekari S., Khebreh D., Khaksar T., "Petrogenesis and mineralogy of Metamorphic-igneous Reza-abad (SE Shahrood)", Kharazmi journal of earth sciences, (in press).
- [28] Rostami-hussory M., Ghasemi H., kavan Nang P., Rezaii M., Mobasheri M., "Mineralchemistry and thermobarometry of Jurassic diabase dikes swarm from West Reza-Abad (South West of Biarjomand)", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 25 (4): 2018 761-774.
- [29] Deer W.A., Howie R.A., Sussman J., "An introduction to the rock forming minerals", Longman Ltd (1992) 528p.
- [30] Foster M. D., "Interpretation of the composition of trioctahedral micas", United States Geological Survey Professional Paper, 354-B (1960) 11-46.
- [31] Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Walker D., "Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30
- [12] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Chemie Erde*", *Geochemistry*, 75 (2015) 207-218.
- [13] Shafaii Moghadam H., Li H. X., Stern R. J., Ghorbani G., Bakhshizad F., "Zircon U-Pb ages and Hf-O isotopic composition of migmatites from the Zanzan – Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments", *Lithos* (240-243) (2016), 34-48.
- [14] Shafaii Moghadam H., LiH X., Stern R. J., Santos J.F., Ghorbani G., Pourmohsen M., "Age and nature of 560-520 Ma calc-alkaline granitoids of Biarjmand, northeast Iran: insights into Cadomian arc magmatism in northern Gondwana", *International Geology Review* 58, 12 (2016), 1492-1509.
- [15] Balaghi Einalou M., "Petrology and geochemistry of Delbar metamorphic- igneous complex, Biarjomand region (Southeast of Shahrood)", PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).
- [16] Hosseini S.H., "Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezarchah granitoids (SE Shahrood)", PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2015), (in Persian).
- [17] Safarzadeh E., Masoudi F., Hassanzadeh J., Pourmoafi S. M., "The presence of Precambrian basement in Gole Gohar of Sirjan (south of Iran)", *Petrology*, 7 th Year, No. 26, (2016) 153-170.
- [18] Hosseini S. H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Mineral Chemistry, Petrogenesis and Tectonic Setting of Band-E-Hezarchahgranitoids (SE Shahrood)." *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 24, no. 2 (2016): 259-272.
- [19] Mousavi Nejadsoogh S., Nasrabad M., Nozaim R., Davoodi Z., "Thermobarometry and tectonic setting of Precambrian metamorphic basement of Central Iran in the Lakh Bargheshi area (southwest of Bardaskan, Khorasan Razavi)", *Petrology*, 7th Year, No. 26, ( 2016), 186-171.
- [20] Sadeghian M., Hosseini S. H., Hemmati A., Shekari S., "Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids", *Scientific Quarterly journal, Geosciences*, 26, 103, (2017) 61-72.
- [21] Shekari S., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., Zou Y., "Mineral chemistry and petrogenesis of metabasites of Shotor-Kuh metamorphic - igneous complex (SE Shahrood) as an indicator for

- [43] Panjasawatwong Y., Danyushevsky L.V., Crawford A.J., Harris K.L., "An experimental study of the effects of melt composition on plagioclase-melt equilibria at 5 and 10 kbar; implications for the origin of magmatic high-An plagioclase". Contributions to Mineralogy and Petrology, 118 (1995) 420–432.
- [44] Berger J., Femenias O., Mercier J.C.C., Demaiffe D., "Ocean-floor hydrothermal metamorphism in the Limousin ophiolites (western French Massif Central): evidence of a rare preserved Variscan oceanic marker", Journal of Metamorphic Geology 23 (2005) 795–812.
- [45] Schweitzer E.L., Papike J.J., Bence A.E., "Satical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts", American Mineralogist. 64 (1979) 501-513.
- [46] Le Bas, N.J., "The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", Am.J.Sci. 260 (1962) 267-288.
- [47] Letterrier J., Maury R. C., Thonon P., Girard D., Marchal M., "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", Earth and Planetary Science Letters 59 (1982) 139–54.
- [48] Nachit H., Rezfimahefa N., Stussi J.M., Carron J.P., "Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides", Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Academie des Sciences 301(11) (1985) 813-818.
- [49] Azizi M., "Petrology and geochemistry of Sefid Sang granitoidic pluton and its metamorphic host rocks (South of Biarjomand)", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2013), (in Persian).
- [50] Asgharzade Z., "Geology, geochemistry and petrology of diabasic dikes of Delbar area", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).
- [51] Ebtahaj M., "Petrology and geochemistry of the diabasic dykes in west of the Band-e-HezarChah area", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).
- [52] Khebreh D., "etrology and , geochemistry the late Neoproterozoic metamorphic-ignous of Ahmad Abad- Reza Abad complex (SE Shahrood)", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2017), (in Persian).
- [53] Ghasemi H., Rostami-hussory M., Sadeghian M., "Basic magmatism in the extensional basin of the lower-middle Jurassic back arc on the northern kbar". Contributions to Mineralogy and Petrology 123 (1996) 92-108.
- [32] Putirka K., Ryerson F.J., Mikaelian H., "New igneous thermobarometers for mafic and evolved lava compositions, based on clinopyroxene + liquid equilibria" American Mineralogist 88 (2003) 1542-1554.
- [33] Putirka K., "Thermometers and Barometers for Volcanic Systems", Reviews in Mineralogy and Geochemistry 69 (2008) 61-120.
- [34] Soesoo A. A., "multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations". Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen) 119 (1997) 55-60.
- [35] Lindsley D. H., "Pyroxene thermometry". Am. Miner 68 (1983) 477-493.
- [36] Bertrand P., Mercier J.C., "The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for natural system?" Earth and Planetary Science Letters 76 (1985) 109-122.
- [37] Kretz R., "Metamorphic Cristalization". Johan Wiley and Sons Ltd, (1994) 507p.
- [38] Nimis P., Taylor W. R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnetperidotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in -Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer". Contributions to Mineralogy and Petrology 139 (2000) 541-554.
- [39] Elthon D., "Petrology of the gabbroic rocks from the Mid-Cayman rise spreading centre". J. Geophys. Res. 92 (1987) 658–682.
- [40] Sultan Mohammadi A., Rajahai M., Morteza Azimzadeh A., "Study of mineral chemistry and melt inclusions in clinopyroxene phenocrysts and its application in petrology and mineralogy interpretations: A Case Study of Lamprofiri Dikes in North West of Iran, Advanced applied Geology, vol. 5: No. 16, (2016) 33-44. 10.22055/AAG.2015.11525.
- [41] Aydin F., Karsli O., Chen B., "Petrogenesis of the Neogene alkaline volcanics with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Eastern Pontides, NE Turkey". Lithos, 104 (2008) 249-266.
- [42] Marsh B.D., Fournelle J., Myers J.D., Chou I.M., "On plagioclase thermometry in island-arc rocks: xperiments and theory". In: Spencer R.J., Chou I-M (Eds.), Fluid–Mineral Interactions: A Tribute to H.P. Eugster, Geochem. Soc. Spec. Pub., vol. 2 (1990) 65–83.

Alborz zone", Iranian journal of geology, 7, No 27, (2013) 17-29.

[61] Wilmsen M., Fursich F., Syed-Emami K., Majidifard M., Taheri J., "The Cimmerian orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland", Terra Nova 21 (2009) 211-218.

[62] Peng P., "Reconstruction and interpretation of giant mafic dyke swarms: a case study of 1.78 Ga magmatism in the North China craton". Geological Society, London, Special Publications 338 (2010) 163-178.

[63] Hanski E., Mertanen S., Ramo T., Vuollo J., "Dyke swarms: Time markers of crustal evolution", Taylor & Francis Group, London (2006) 3-26.

[64] Schmidt M.W., Poli S., "Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation". Earth and Planetary Science Letters 163(1) (1998) 361-379.

[65] Fursich F.T., Wilmsen M., Seyed-Emami K., Majidifard M. R., "The Mid-Cimmerian tectonic event (Bajocian) in the Alborz Mountains, northern Iran: evidence of the break-up unconformity of the South Caspian Basin". Geological Society, London, Special Publications 312(1) 2009, 189-203.

[66] Wang Z., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., "Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning". Lithos 96 (2007) 543-566.

[67] Veiskarami M., Sadeghian M., Shahvali kohshori P., Ghasemi H., Zhai M., "Majerad gabbrodiorites in the southeast of Shahrood: An evidence to the starting of opening of the supra-subduction basin of the Sabzevar Neotethyan branch in the middle Jurassic", Kharazmi journal of earth sciences, (in press).

edge of Iran-Center-Alborz Khawuri, Shahrood-Damghan", Scientific Quarterly journal, Geosciences (in press).

[54] Asgharzadeh Z., Ghasemi H., Sadeghian M., "Petrology and geochemistry of gabbroic dykes separating the metamorphic complex-igneous dolbar (south east of biarjmand-shahrood)", 17<sup>th</sup> Conference of Iranian Geological Society, University Shahid Beheshti, Tehran, (2013) 337-333.

[55] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Mineral chemistry, thermobarometry and petrogenesis of Band-e-Hezarchah dike swarms (southeast of Shahrood)", Petrology, 7th Year, No. 25, (2016) 96-81.

[56] Dadpour M., "Petrology and geochemistry of basaltic rocks in the base of Jurassic sedimentary sequence in Jamil area in the east of Sahl (southeast shahrood) and their geodynamic significance", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2015), (in Persian).

[57] Moghaddasi S., Petrology, "Petrogenesis and Placement of Jurassic Volcanic Stones in the Eastern Alborz Zone" Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2004), (in Persian).

[58] Jamshidi Kh., "The study of mafic magmatism in the base of Shemshak Formation in the eastern Alborz zone", Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2010), (in Persian).

[59] Ghasemi H., Jamshidi, Kh., "Geochemistry, Petrology and Proposed Tectonomagmatic Model for Generation of Alkaline Basic Rocks in the Base of the Shemshak Formation, the Eastern Alborz Zone", [In eng]. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 19, no. 4 (2012): 699-714.

[60] Ghasemi H., Jamshidi Kh., "Investigation of source region properties of alkaline basic rocks in the base of Shemshak Formation in the eastern