

Mineral chemistry and geothermobarometry of gabbroic dykes of the Garmab Ophiolite sequence (Northeast of Kamyaran)

Shahryar Mahmoudi ^{*1}, Ayoub Veisinia ² and Mir Ali Asghar Mokhtari ²

¹ Department of Geochemistry, Faculty of Earth Sciences, Kharazmi University, Tehran, Iran

² Department of Petrology, Faculty of Geology, Zanzan University, Zanzan, Iran

Abstract

The Garmab ophiolite complex, a part of the Ophiolite-Radiolithic zone of Kermanshah, is located in the northeast of Kamyaran. In view of the Iranian geo-structural zones, this complex is situated between the Sanandaj-Sirjan Zone and the Zagros thrust Zone. Field studies demonstrate that the dykes with gabbro (pegmatoidic gabbro, microgabbro and gabbro-norite) and diabasic composition have crosscut the peridotites of the ophiolite complex. The main minerals of gabbroic rocks include plagioclase (andesine and occasionally anorthite in pegmatoidic gabbros and oligoclase to andesine in microgabbros) and clinopyroxene (diopside-augite). The amphiboles belong to calcic amphiboles group (magnesian-hornblende and actinolite). Mineralogical and geothermometry studies of the clinopyroxene, amphibole and the plagioclase from the pegmatoidic gabbro reveal that these rocks have originated at 800 to 1200 °C. Moreover, geobarometric measurements, based on aluminum content within the amphiboles, indicate pressures between 5 to 7 kbar for the final equilibrium of the minerals studied. The chemical compositions of the clinopyroxene and the amphiboles indicate that the aforementioned minerals have crystallized from a sub-alkaline magma in an island arc or volcanic arc (IAT) tectonomagmatic setting. In addition, the gabbroic dikes formed from a mantle source in a subduction zone.

Key words: Mineral Chemistry, Oxygen Fugacity, Subduction, Gabbro, Garmab Ophiolitic Complex, Zagros

* s.mahmoudi@khu.ac.ir

شیمی کانی و زمین‌دما - فشارسنجی دایک‌های گابرویی مجموعه افیولیتی گرماب (شمال خاوری کامیاران)

شهریار محمودی^{۱*}، ایوب ویسی‌نیا^۲ و میرعلی اصغر مختاری^۲

^۱ گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

چکیده

مجموعه افیولیتی گرماب در شمال خاوری کامیاران جای دارد و بخشی از مجموعه معروف به پهنه افیولیت-رادولاریت کرمانشاه است. از دیدگاه پهنه‌های زمین‌ساختاری ایران، این مجموعه در میان پهنه سنندج-سیرجان و پهنه راندگی زاگرس جای گرفته است. بر پایه بررسی‌های صحرایی، دایک‌های با ترکیب گابرو (گابروی پگماتوئیدی، میکروگابرو و گابرونوریت) و دیاباز، پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی یادشده را قطع کرده‌اند. پلاژیوکلاز (از نوع آندزین و گاه آنورتیت در گابروی پگماتوئیدی و الیگوکلاز تا آلبیت در میکروگابرو و کلینوپیروکسن (از نوع دیوپسید-اوژیت) از کانی‌های اصلی این سنگ‌های گابرویی هستند. آمفیبول‌ها نیز در گروه آمفیبول‌های کلسیم‌دار و از نوع مگنزیه‌هورنبلند و اکتینولیت هستند. بررسی‌های کانی‌شناسی و زمین‌دماسنجی کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلازهای دایک‌های گابروی پگماتوئیدی نشان می‌دهند این سنگ‌ها در دمای ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد پدید آمده‌اند. زمین‌فشارسنجی بر پایه میزان آلومینیم آمفیبول‌ها نیز نشان‌دهنده فشارهای ۵ تا ۷ کیلوبار برای تعادل نهایی این کانی‌هاست. ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول نشان‌دهنده تبلور آنها از ماگمایی ساب‌آلکان است. محیط پیدایش این ماگما نیز به جزیره‌های کمانی یا کمان آتشفشانی (IAT) وابسته است. همچنین، خاستگاه دایک‌های گابرویی خاستگاهی گوشته‌ای در پهنه فرورانش بوده است.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، فوگاسیته اکسیژن، فرورانش، گابرو، مجموعه افیولیتی گرماب، زاگرس

مقدمه

داشته است. اقیانوس نئوتتیس در پرمین آغاز به باز شدن کرده و در تریاس به بیشترین گسترش خود رسیده است (Moinvaziri et al., 2008; Alirezaei and Hassanzadeh, 2012). فرورانش

گسل زاگرس محل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس به شمار می‌رود که از جنوب ترکیه و شمال باختری ایران گذشته و تا دریای عمان ادامه

* s.mahmoudi@khu.ac.ir

کامیاران، زمین‌شیمی گابروهای پگماتوئیدی همانند بازالت‌های پشت‌های میان‌اقیانوسی غنی‌شده (E-MORB) را نشان می‌دهند؛ اما گابروهای لایه‌ای ویژگی‌های زمین‌شیمیایی پشت‌های میان‌اقیانوسی نرمال (N-MORB) را دارند. افزون‌براین، Saccani و همکاران (۲۰۱۳) رخداد‌های گدازه‌ای و دایک‌هایی را گزارش کرده‌اند که پریدوتیت‌های مربوط به افیولیت‌ها را پوشانیده یا در آنها نفوذ کرده‌اند. Whitechurch و همکاران (۲۰۱۳) نیز پیشنهاد کرده‌اند گابروهای ائوسن کرمانشاه (دره گاماسیاب) ویژگی‌های زمین‌شیمیایی همانند کامیاران داشته‌اند و تکامل دوره گسترش پشت کمان را نشان می‌دهند. برپایه یافته‌های ایشان، در این منطقه، آمیختگی میان خاستگاه گوشته تهی‌شده نوع MORB و گوشته متاسوماتیزم‌شده نوع کمان در پهنه پشت کمان، پیش از تغییر به ماگماتیسم نوع کمان، روی داده است.

مجموعه افیولیتی گرماب بخشی از مجموعه شناخته‌شده به نام افیولیت-رادپولاریت کرمانشاه در شمال‌خاوری کامیاران است. سنگ‌های الترامافیک بیشتر هارزبورگیت سرپانتینی‌شده هستند و گابروها به صورت دایک‌هایی با ضخامت‌های متفاوت در مجموعه افیولیتی یادشده نفوذ کرده‌اند. با اینکه بررسی‌های بسیاری درباره ویژگی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی مجموعه افیولیتی کامیاران (Veisia et al., 2018) و دایک‌های دیابازی (Sudi Ajirlo et al., 2017) انجام شده است، اما ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی دایک‌های گابرویی یادشده تا کنون بررسی نشده‌اند. بررسی دایک‌های گابرویی مجموعه افیولیتی گرماب افزون‌بر اینکه ارتباط این گابروها با مجموعه افیولیتی گرماب یا کمان

پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر خردقاره ایران مرکزی، در نتیجه جابجایی رو به شمال‌خاوری قاره آفریقا، از تریاس پایانی-ژوراسیک زیرین آغاز شده و در کرتاسه بالایی (Alavi, 1994) یا ائوسن میانی (Agard et al., 2005) و یا میوسن (Azizi et al., 2011) پایان یافته است. افیولیت‌های کرمانشاه (Ghazi and Hassanipak, 1999; Allahyari et al., 2010) نیریز (Nadimi, 2002) و کردستان (Rahimzadeh et al., 2012; Saccani et al., 2014) مهم‌ترین بخش‌های افیولیتی بجا مانده از نئوتتیس هستند. کمان ماگمایی ارومیه-دختر و کمان ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان نیز پیامد ماگماتیسم فرورانش نئوتتیس به زیر صفحه ایران مرکزی هستند (Mohajjel et al., 2003; Moinvaziri et al., 2008; Azizi et al., 2011).

کمان ماگمایی-دگرگونی سنندج-سیرجان در بخش شمالی متفاوت از بخش جنوبی است به گونه‌ای که در پژوهش‌های اخیر چند کمان ماگمایی جدا از هم در مناطق کرمانشاه-کردستان معرفی شده‌اند (Moinvaziri et al., 2008; Azizi et al., 2011; Allen et al., 2013). Azizi و Moinvaziri (۲۰۰۹) با پیشنهاد الگویی، منطقه شمال‌باختری ایران را به سه محور ماگمایی رده‌بندی کرده‌اند. ایشان گابروهای منطقه کامیاران را در محور ماگمایی صحنه-بان رده‌بندی کرده‌اند. Moinvaziri و همکاران (۲۰۰۸) بیرون‌زدگی‌های اصلی گابروهای کامیاران را در راستای خط گسل مروارید و ماگمای بازیک و آلکالن منطقه را پیامد ذوب گوشته بالایی دانسته‌اند. همچنین، برپایه پژوهش‌های Allahyari و همکاران (۲۰۱۰) و Saccani و همکاران (۲۰۱۳) در ناحیه صحنه-

ماگمایی را روشن می‌کند، شناخت بهتری از پیدایش کوهزایی زاگرس و زمان بسته‌شدن نئوتتیس به‌دست خواهد داد. در این پژوهش، رابطه‌ی صحرایی و سنگ‌شناسی دایک‌های گابرویی در مجموعه‌ی افیولیتی گرماب معرفی و برپایه‌ی شیمی کانی‌ها به تفسیر محیط زمین‌ساختی پیدایش این سنگ‌ها پرداخته شده است.

روش انجام پژوهش

پس از برداشت‌های صحرایی و نمونه‌برداری به شمار بیش از ۶۵ نمونه، شمار ۵۰ مقطع نازک از دایک‌های گابرویی ساخته و بررسی‌های سنگ‌شناسی روی آنها انجام شد. سپس، از ۱۰ نمونه از نمونه‌های گابرویی، مقطع نازک-صیقلی ساخته و برای انجام تجزیه‌ی ریزکاو الکترونی (EPMA) به دانشگاه اسلو کشور نروژ فرستاده شد. تجزیه‌ها با دستگاه ریزکاو الکترونی Cameca مدل SX-100 در شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، پرتو ۲۰ نانومتر با قطر ۱ میکرومتر و زمان شمارش ۴۰ ثانیه و به‌کارگیری مجموعه‌ای از استانداردهای طبیعی و مصنوعی برای سنج‌بندی درونی انجام شد. برای به‌دست‌آوردن نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} نیز روش پیشنهادی Droop (۱۹۸۷) به‌کار برده شد. در تجزیه و تحلیل داده‌ها نیز نرم‌افزارهای PTMAFIC و Minpet به‌کار برده شدند.

زمین‌شناسی ناحیه

مجموعه‌ی افیولیتی گرماب در شمال‌خاوری کامیاران و بخشی از مجموعه‌ی معروف به نوار افیولیت-رادبولاریت کرمانشاه است و از دیدگاه جایگاه زمین‌ساختاری، میان پهنه‌ی سنندج-سیرجان و پهنه‌ی راندگی زاگرس جای دارد. همچنین، این مجموعه بخشی از زمین‌درز

نئوتتیس و محل برخورد دو صفحه‌ی ایران مرکزی و عربی است. این منطقه در محدوده‌ی نقشه‌ی ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه (Shahidi and Nazari, 1997) و در بخش شمال‌باختری نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانراهان (Rafia and Shahidi, 1999) جای دارد (شکل ۱- A). گستره‌ی نوار افیولیتی-رادبولاریتی از منطقه‌ی صحنه-هرسین (در جنوب‌خاوری) آغاز می‌شود و با روند شمال‌باختری در راستای تراست زاگرس در محدوده‌های میانراهان، کامیاران، سهول‌آوا، پیرانشهر (Ghazi and Hassanipak, 1999; Allahyari et al., 2010; Sacconi et al., 2013; Whitechurch et al., 2013; Sacconi et al., 2014; Allahyari et al., 2014) و پنج‌وین در شمال عراق (Aswad et al., 2011) ادامه می‌یابد. افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه در ایران، افیولیت‌های هاتای، قزل‌داغ و کیلو در ترکیه و افیولیت‌های بارباسیت در سوریه بجا مانده‌های پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس هستند که در راستای پهنه‌ی جوش‌خورده زاگرس-بیتلس، افیولیت‌های عمان در آسیا را به افیولیت‌های ترودوس در مدیترانه پیوند می‌دهند (Ghazi and Hassanipak, 1999). در حقیقت، افیولیت کرمانشاه بخشی از کمربندی افیولیتی به‌درازای ۳۰۰۰ کیلومتر است که از سوریه آغاز می‌شود و پس از گذر از جنوب ترکیه و زاگرس، به عمان می‌رسد. مجموعه‌ی افیولیتی صحنه-کامیاران در بردارنده‌ی قلمروی ماگمایی گسترده‌ای از خاور صحنه تا شمال و شمال‌خاوری کامیاران است و رخنمون‌های مجموعه‌ی افیولیتی گرماب را نیز دربرمی‌گیرد. این مجموعه در بردارنده‌ی چندین ورقه‌ی رورانده که از سرپانتینیت‌های برشی، جریان‌های گدازه و میان‌لایه‌های رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی ساخته شده است (Braud, 1987;)

همانندی سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه فیولیتی با توله‌ایت‌های جزایر کمانی و جزایر اقیانوسی است (Hassanipak and Ghazi, 1999)؛ اما گابروها همانند MORB هستند (Fabien, 2005) که در محیط پشته میان‌اقیانوسی پدید آمده‌اند (Allahyari *et al.*, 2010; Whitechurch *et al.*, 2013). برپایه سن قطعه‌های فیولیتی و رسوب‌های رادیولاریتی در سازند کنگلومرای امیران در کمر بند چین خورده - تراستی زاگرس، گمان می‌رود نخستین مرحله راندگی فیولیت کرمانشاه در مایستریشتین - پالئوسن روی داده باشد (Braud, 1987).

ت - سکانس ترشیری

این سکانس در بردارنده گدازه‌های بازالتی بالشی است که با سنگ آهک‌های پلاژیک آلئولینادار پالئوسن - ائوسن پایینی و رسوب‌های فلیشی لوتسین (۴۸/۶ - ۴۰/۴ میلیون سال پیش) تا پریابونین (۳۷/۲ - ۳۳/۹ میلیون سال پیش) پوشیده شده‌اند (Agard *et al.*, 2005). توالی پیش از رسوبگذاری چینه‌های الیگومیوسن، روی فیولیت‌های کرمانشاه رانده شده است (Agard *et al.*, 2005). نفوذی‌های مافیک گابرو - دیوریتی ائوسن (Braud and Bellon, 1974) ($^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$: 40- 38 Ma) رسوب‌های فلیشی پالئوسن - ائوسن را قطع می‌کند (Leterrier, 1985; Braud, 1987; Agard *et al.*, 2005)؛ اما به صورت منطقه‌ای از میان فیولیت‌ها می‌گذرند (Delaloye and Desmons, 1980; Fabien, 2005). نفوذی‌های گابرویی ائوسن گرایش زمین‌شیمیایی کالک‌آلکان و توله‌ایتی دارند (Fabien, 2005). کنگلومراهای الیگوسن پسین - میوسن پیشین (با قطعه‌سنگ‌های رادیولاریتی، فیولیت و دگرگونه‌های پهنه سنندج - سیرجان) و سنگ‌آهک‌های آکی‌تانین - بوردیگالین (۲۳/۰۳ - ۱۶/۹۷ میلیون سال پیش) به صورت ناپیوسته روی همه واحدهای یادشده جای گرفته‌اند.

(Shahidi and Nazari, 1997). توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی و دیوریتی، رسوب‌ها و بازالت‌های پالئوسن - ائوسن را قطع می‌کنند. میان‌لایه‌های مرمر و سنگ آهک سیلیسی در میان بازالت‌ها نیز سن پالئوسن - ائوسن دارند (Braud, 1987). همان‌گونه که در شکل ۱-B دیده می‌شود، در منطقه صحنه - کامیازان، در راستای جنوب‌باختری - شمال خاوری، چهار واحد اصلی زیر دیده می‌شوند:

الف - واحد رادیولاریت یا زیرپهنه رادیولاریت

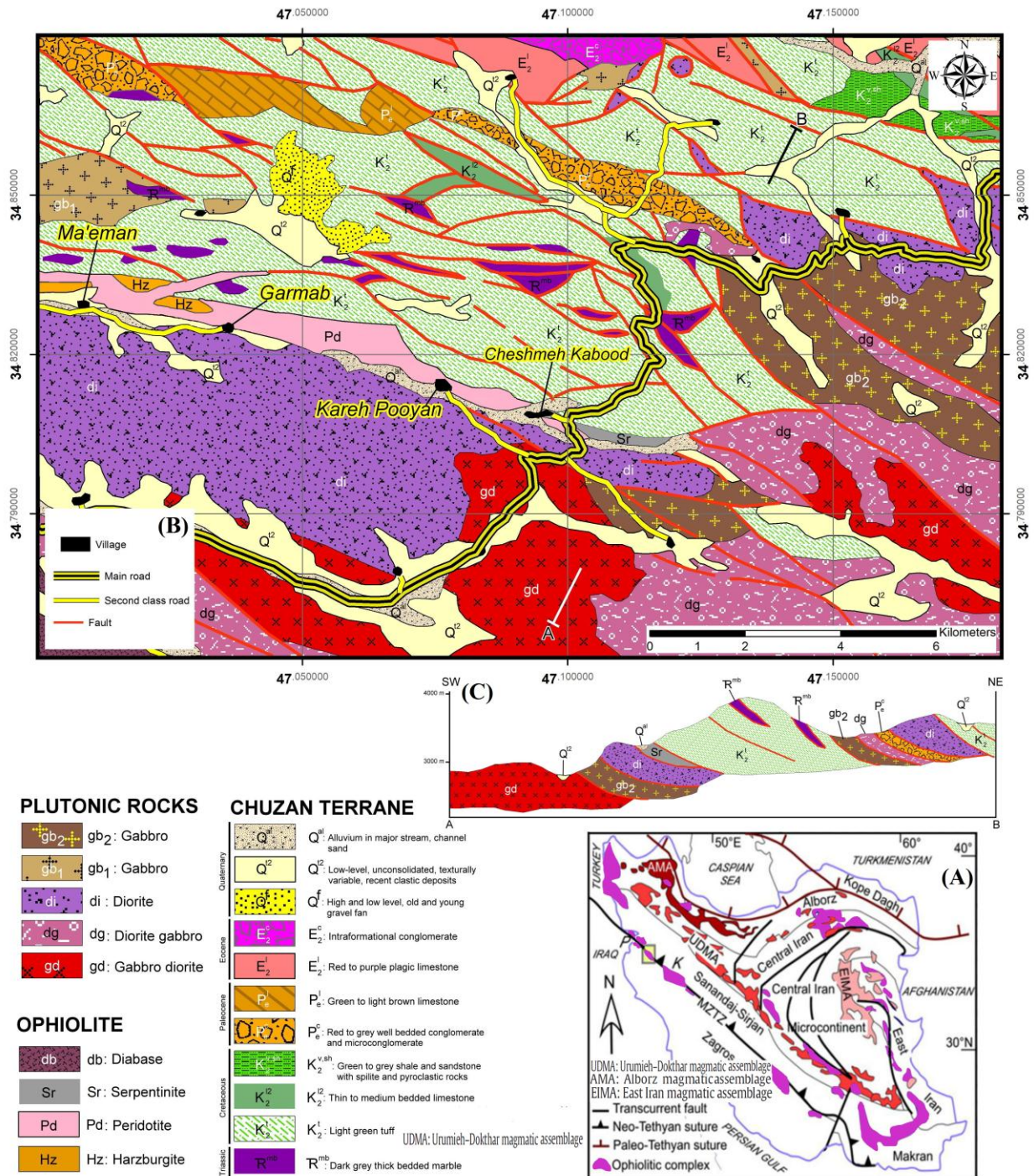
واحد رادیولاریت نزدیک به ۵۰۰ متر ستبر دارند و بسیار چین خورده است. سن این واحد، تریاس - کرتاسه است (Braud, 1970) و از این‌رو، همانند رادیولاریت‌های سازند پیشاکون فیولیت نیریز (Ricou *et al.*, 1977) و رادیولاریت‌های Hawasina (Chauvet *et al.*, 2011) در عمان است.

ب - واحد سنگ آهک‌های ستبر بیستون

این واحد نزدیک به ۳۰۰۰ متر ستبر دارد به سن تریاس بالایی - کرتاسه میانی/پایانی است. فیولیت‌های کرمانشاه روی سنگ آهک‌های بیستون رانده شده‌اند. فلیش‌های میوسن در زیر مجموعه فیولیتی (Agard *et al.*, 2005) نشان‌دهنده فعال شدن دوباره و برخورد راندگی اولیه بدنه فیولیت با سنگ آهک بیستون است.

پ - زیرپهنه فیولیت

این زیرپهنه در بردارنده گابروها و پریدوتیت‌های توالی گوشته‌ای و پوسته‌ای است و در بیشتر بخش‌ها سنگ‌های آتشفشانی ندارد (Agard *et al.*, 2005). سن فیولیت‌ها برپایه کاربرد روش سن‌سنجی $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ برابر با 83 ± 6 تا 86 ± 6 میلیون سال پیش برآورد شده است (Delaloye and Desmons, 1980; Braud, 1987). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نشان‌دهنده



شکل ۱- A) پراکندگی مجموعه‌های افیولیتی در ایران (Shafaii Moghadam *et al.*, 2011) و جایگاه مجموعه افیولیتی گرماب که با مربع زرد رنگ روی این نقشه نشان داده شده است؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مجموعه افیولیتی گرماب برگرفته از Shahidi و Rafia (1999)؛ C) طرح ساده شده‌ای که رابطه زمین‌ساختی میان پهنه‌های اصلی زمین‌ساختی-چینه‌شناسی در منطقه بررسی شده را نشان می‌دهد (Veisinia, 2017)

ویژگی های صحرایی دایک‌های گابرویی

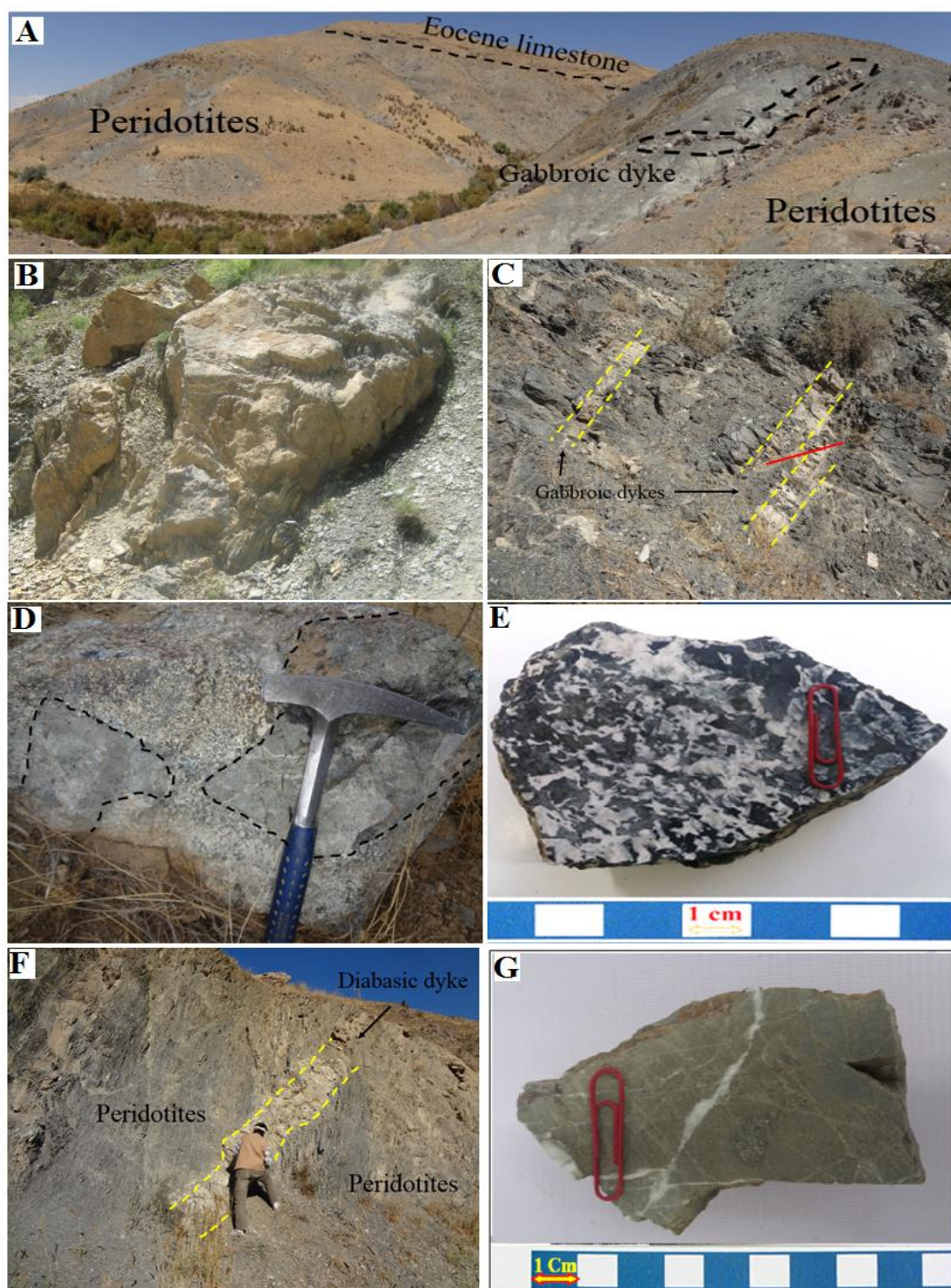
در مجموعه افیولیتی شمال‌خاوری کامیاران (افیولیت گرماب)، توالی کامل افیولیتی دیده نمی‌شود و مجموعه افیولیتی بیشتر در بردارنده پریدوتیت‌های سرپانتینی شده‌ای است که با دایک‌های گابرویی قطع شده و با آهک‌های پلاژیک ائوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۲- A). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند هارزبورگیت‌ها گسترده‌ترین واحد سنگی مجموعه پریدوتیتی منطقه بررسی شده هستند. در نمونه‌های این سنگ‌ها با افزایش مقدار کلینوپیروکسن، ترکیب سنگ به سوی لرزولیت کشیده می‌شود (Veisinia, 2017). گسل مروارید در منطقه بررسی شده، گابروهای نزدیک این گسل را بسیار میلونیتی و حتی الترامیلونیتی کرده است. همچنین، در پی رفتار سیال‌های گرمایی، دایک‌های گابرویی دچار دگرسانی شدیدی شده‌اند (شکل ۲- B). دایک‌های فراوانی از گابروهای پگماتوئیدی، میکروگابرو، گابرونوریت و دیاباز، مجموعه پریدوتیتی را در بخش‌های گوناگون قطع کرده‌اند (شکل ۲- C). گابروهای پگماتوئیدی در منطقه بیشتر به صورت غلافی و انتقالی درون سنگ‌های دیگر (مانند: میکروگابروها) تزریق شده‌اند (شکل ۲- D). گابروهای پگماتوئیدی در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن و تیره دیده می‌شوند. این سنگ‌ها تمام بلورین هستند و بافت آنها دانه‌ای درشت‌بلور است (شکل ۲- E). بیشتر دایک‌های دیابازی به صورت دایک‌های تأخیری با روند خاوری-باختری، پراکندگی کم، ضخامت ۱ تا ۲ متر و با حاشیه سرد در زمینه پریدوتیت‌های سرپانتینی شده تزریق شده‌اند (شکل ۲- F). این سنگ‌ها دانه‌بندی ریز دارند و در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره تا سبز زیتونی دیده می‌شوند (شکل ۲- G).

سنگ‌نگاری

بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری دایک‌های بازیک بررسی شده در دو گروه با طیف ترکیبی گابرو (گابروی پگماتوئیدی، میکروگابرو، گابروی میلونیتی و گابرونوریت) و دیاباز دسته‌بندی می‌شوند. در نمونه دستی، گابروها متراکم، ریز تا درشت‌بلور و به رنگ خاکستری روشن تا سبز تیره هستند. دایک‌های دیابازی نیز در نمونه دستی دانه‌بندی ریز دارند و به رنگ خاکستری تیره تا سبز زیتونی دیده می‌شوند. رگچه‌های فراوان کربناتی، هم در نمونه دستی و هم در مقیاس صحرایی در دیابازها به خوبی شناسایی می‌شوند.

گابروهای پگماتوئیدی: بافت اصلی این گابروها، پگماتوئیدی و هتروگرانولار است؛ اما بافت‌های فرعی دیگری (مانند: افیتیک، ساب‌افیتیک و بافت کرونایی) نیز در آنها دیده می‌شوند. همچنین، بافت‌های صفحه شطرنجی و غربالی به ترتیب در برخی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن دیده می‌شوند. بافت غربالی دیده‌شده به تغییر ترکیب ماگمای در حال تبلور، افزوده شدن ماگمای تازه به آشیانه ماگمایی، کاهش فشار لیتواستاتیک در پی بالآمدن ماگما و افزایش فشار بخار آب در هنگام بالآمدن ماگما وابسته است (Nelson and Montana, 1992). بخش بزرگی از بلورها خاموشی موجی نشان می‌دهند و این نکته نشان‌دهنده رفتار تنش پس از تبلور بلورهاست (Asiabanha, 2006).

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی سازنده این سنگ‌ها است و فراوانی آن نزدیک به ۷۰-۶۰ درصد حجمی است. بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بلورهای نیمه‌خودشکل تا شکل‌دار هستند و ماکل‌های نواری و دوتایی دارند (شکل ۳- A). پلاژیوکلازها گاه دچار دگرسانی سریسیتی و سوسوریتی (اپیدوت، آلبیت، کلسیت، کلریت و اکتینولیت) شدیدی شده‌اند (شکل ۳- A).



شکل ۲- (A) نمای کلی از پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی کامیاران (شمال روستای مامن) که با آهک‌های ائوسن پوشیده شده و با دایک‌های گابرویی قطع شده است (دید رو به شمال)؛ (B) دایک‌های گابرویی دگرسان‌شده درون پریدوتیت‌ها؛ (C) نمایی از دایک‌های گابرویی که پریدوتیت‌ها را قطع کرده‌اند (دید رو به شمال خاوری)؛ (D) نفوذ گابروهای پگماتوئیدی به صورت غلاف و انتقالی درون میکروگابروها؛ (E) تصویری از گابروی پگماتوئیدی در نمونه دستی؛ (F) رخنمونی از دایکی دیابازی درون پریدوتیت‌های دگرسان‌شده (دید رو به شمال‌باختری)؛ (G) تصویری از دیاباز در نمونه دستی که با رگچه‌های کربناتی قطع شده است. تصویرهای از Veisinia (۲۰۱۷) برگرفته شده‌اند.

میکروسکوپی، اثر گسلش و دگرریختی دینامیکی در این نمونه به خوبی دیده می شود. پلاژیوکلازها به صورت پورفایروکلاست هایی گاه به حالت دوکی شکل در جهت برآیند نیروهای زمین ساختی کشیدگی پیدا کرده اند. بخش بزرگی از بلورهای پلاژیوکلاز، خرد شده است و نشانه هایی از دگرریختی پلاستیک، گسیختگی (shearing)، کج شدگی و جهت یافتگی ترجیحی در آنها دیده می شود. این کانی بسیار دچار دگرسانی به سریسیت و کانی های رسی شده است. پیروکسن دیگر کانی اصلی سنگ است. این کانی دچار شکستگی، چین خوردگی و پیچ و تاب شده است. فضای میان کانی های خرد شده و شکسته شده با کلسیت و هیدروکسیدهای آهن به صورت ثانویه پر شده است.

گابرونوریت: پلاژیوکلاز، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن از کانی های اصلی این سنگها هستند. فراوانی مودال کانی ها شامل ۶۰-۵۰ درصد حجمی پلاژیوکلاز، ۳۰-۲۰ درصد حجمی ارتوپروکسن، ۱۵-۱۰ درصد حجمی کلینوپروکسن و کمتر از ۵ درصد حجمی کانی های کدر و ثانویه است. بافت غالب سنگ هتروگرانولار است؛ اما بافت های افیتیک و ساب افیتیک نیز در آن دیده می شوند (شکل ۳-۳-F). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا بی شکل هستند. بلورهای کوچک پلاژیوکلازی که درون بلورهای درشت کلینوپروکسن هستند بافت افیتیک را پدید آورده اند. کلینوپروکسن ها عموماً شکل دار تا نیمه شکل دار هستند و به طور بخشی به ترمولیت-اکتینولیت دگرسان شده اند. بلورهای این کانی در برخی نمونه ها خمیدگی و خاموشی

بلورهای کوچکی از پلاژیوکلاز که در اطراف بلورهای کمابیش درشت پیروکسن دیده می شوند بافت افیتیک را پدید آورده اند (شکل ۳-B). کلینوپروکسن ها گاه به ترمولیت و اکتینولیت دگرسان شده اند. فراوانی آمفیبول ۵-۲ درصد حجمی است. این کانی به دو صورت ترمولیت-اکتینولیت پدید آمده از دگرسانی پیروکسن ها و همچنین، هورنبلند اولیه (شکل ۳-C) دیده می شود. سریسیت، کلریت، کلسیت، ترمولیت-اکتینولیت، اپیدوت و کانی های کدر از کانی های ثانویه این سنگها هستند.

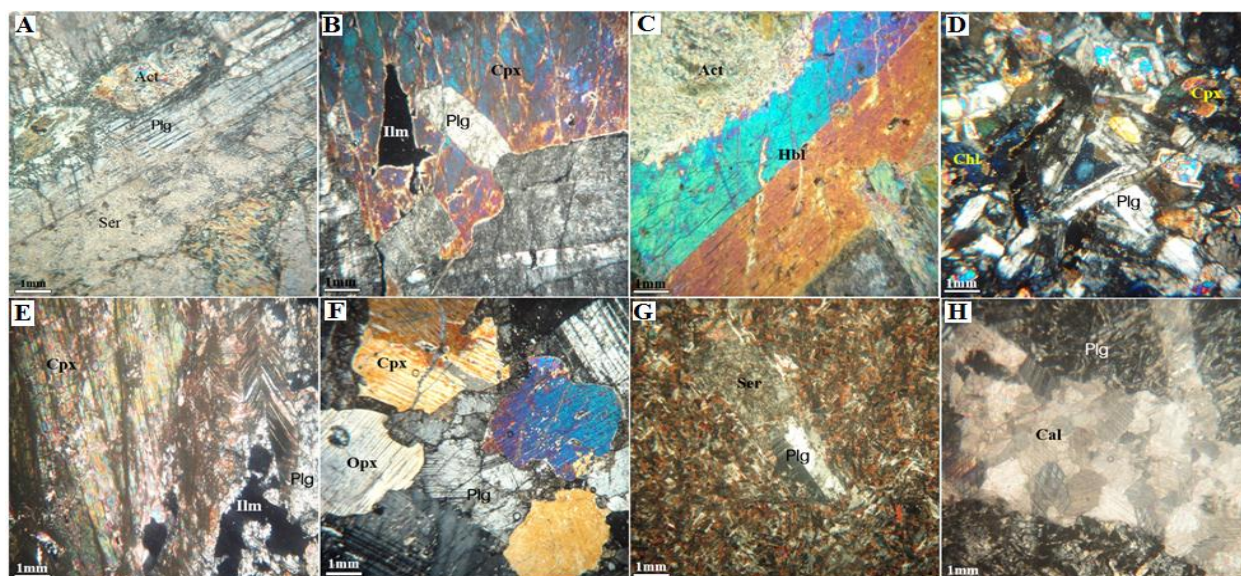
میکروگابروها: پلاژیوکلاز (۷۰-۶۰ درصد حجمی) و پیروکسن (۳۰-۲۰ درصد حجمی) از کانی های اصلی سازنده این سنگها هستند. بافت بیشتر این سنگها اینترگرانولار و میکروگرانولار است (شکل ۳-D). بلورهای پلاژیوکلاز به شکل های تیغه ای درشت تا میکروولیتی دیده می شوند. این کانی ماکل های نواری دارد و منطقه بندی نشان نمی دهد. پیروکسن ها از نوع کلینوپروکسن هستند و به صورت بلورهای نیمه شکل دار تا شکل دار دیده می شوند. برخی بلورهای این کانی دچار دگرسانی اندکی شده اند و از حاشیه و در امتداد رخها و شکستگی ها با کانی های اکتینولیت و کلریت جانشین شده اند. فضای میان بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز با کلریت پر شده است (شکل ۳-D).

گابروی میلونیتی: در بخش های نزدیک به گسل مروراید، گابروهای پگماتویدی بسیار خرد شده اند و سنگها بافت میلونیتی و الترامیلونیتی پیدا کرده اند (شکل ۳-E). در مقیاس

اندازه‌ای به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. این بلورها منطقه‌بندی ندارند؛ اما ماکل‌های نواری و دوتایی به‌خوبی در بلورهای پلاژیوکلاز شکل‌دار دیده می‌شوند. کلینوپیروکسن نیز به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار در میان پلاژیوکلازها دیده می‌شوند و در پی دگرسانی‌های اورالیتی و کلریتی‌شدن، به اکتینولیت و کلریت تجزیه شده‌اند. کلریت، اکتینولیت، کلسیت، سریسیت و کانی‌های رسی از کانی‌های ثانویه هستند. رگه-رگچه‌های فراوان کلسیتی که گاه ضخامت ۰/۵ سانتیمتر دارند، این سنگ‌ها را در جهت‌های گوناگون قطع کرده‌اند (شکل ۳- H).

موجی دارند. بلورهای ارتوپیروکسن نیز بی‌شکل است و دگرسانی به کانی‌های ثانویه (مانند: ترمولیت- اکتینولیت) نیز در آن‌ها دیده می‌شود. کانی‌های کلسیت، اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر نیز از کانی‌های ثانویه سنگ هستند.

دیاباز: پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن از کانی‌های اصلی سازنده سنگ هستند. بافت غالب این سنگ‌ها اینترگرانولار است. در این بافت، تیغه‌های پلاژیوکلاز به‌طور تصادفی در جهت‌های گوناگون قرار گرفته‌اند و بلورهای کوچک پیروکسن در فضای میان آنها دیده می‌شوند (شکل ۳- G). پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای تیغه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و تا



شکل ۳- تصاویرهای میکروسکوپی گابروها و دیابازهای در مجموعه افیولیتی گرماب. A) درشت بلورهای کشیده پلاژیوکلاز ماکل نواری در همراهی با کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی و پلاژیوکلازهای سریسیتی‌شده دارند؛ B) بلورهای کوچک پلاژیوکلاز در اطراف بلورهای کمابیش درشت پیروکسن و پیدایش بافت افیتیک؛ C) درشت‌بلور هورنبلند با ماکل دوتایی و پیروکسن‌هایی که به اکتینولیت دگرسان شده‌اند؛ D) دگرسانی ضعیف پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی و پیدایش کلریت ثانویه در فضای میان کانی‌ها؛ E) شکستگی و دگرسانی در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن که بافت میلونیتی در گابروها را پدید آورده است؛ F) بلورهای ناهم‌بعد پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن و پیدایش بافت هتروگرانولار؛ G) دگرسانی سریسیتی در درشت‌بلور پلاژیوکلاز ماکل مرکب نواری و مرکب دارند؛ H) رگه کلسیتی تأخیری قطع‌کننده زمینه سنگ و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز (همه تصاویرها در نور عبوری XPL گرفته شده‌اند؛ نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده‌اند؛ Plg: پلاژیوکلاز؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Ser: سریسیت؛ Chl: کلریت؛ Act: اکتینولیت؛ Ilm: ایلمنیت؛ Hbl: هورنبلند؛ Cal: کلسیت)

شیمی کانی‌ها

پیروکسن‌ها پیشنهاد شده است، پیروکسن‌های

بررسی شده در گستره وابسته به پیروکسن‌های

آهن- منیزیم- کلسیم‌دار (Quad) جای گرفته‌اند

(شکل ۴- A).

کلینوپيروكسن: داده‌های تجزیه ریزکاو

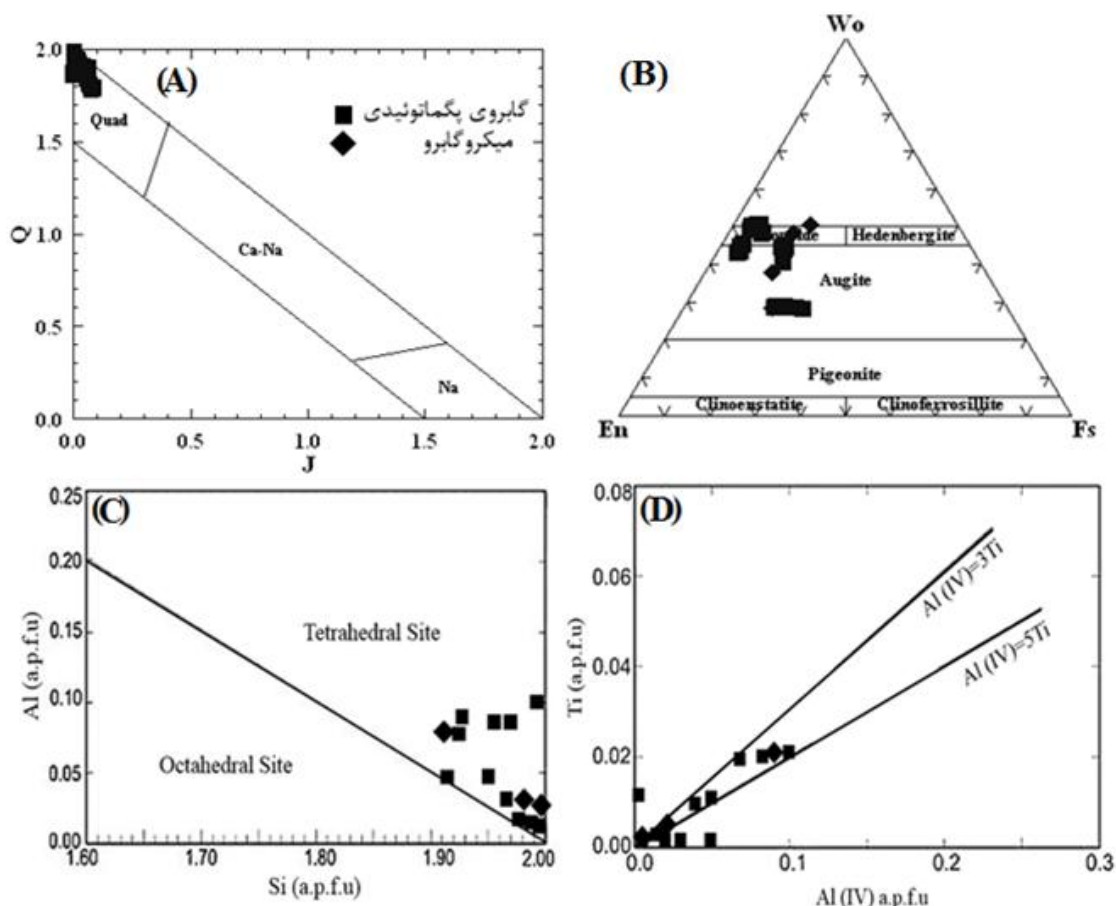
الکترونی شماری از کلینوپيروكسن‌ها در جدول ۱

آورده شده‌اند. در نمودار Q-J که برای رده‌بندی

جدول ۱- داده‌های ریزکاو الکترونی (بر پایه درصدوزنی) برای کلینوپيروكسن‌های دایک‌ای گابرویی گابرویی (پگماتوبیدی و میکروگابرو) در

مجموعه افیولیتی گرماب (شمال‌خاوری کامیاران)، به همراه فرمول ساختار به دست آمده بر پایه ۶ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آنها

| Rock Type | Pegmatoid | | | | | Micro | | | Pegmatoid | | | | | | |
|--------------------------------|------------|--------|---------|-----------|-----------|-----------|----------|-------|-----------|-------|--------|-------|--------|----------|----------|
| | Sample No. | 14- 3 | 14 | 14a- 1- R | 14a- 3- R | 14a- 2- C | 25- 1- R | 25 | 25- 1 | 29- 1 | 29- 2 | 29- 3 | 29- 4 | 30- 1- C | 30- 1- R |
| SiO ₂ | | 54.31 | 53.834 | 54.58 | 54.19 | 54.51 | 52.38 | 51.87 | 51.09 | 52.60 | 53.41 | 51.73 | 52.34 | 53.30 | 53.73 |
| TiO ₂ | | 0.06 | 0.31 | 0.00 | 0.11 | 0.00 | 0.00 | 0.09 | 0.81 | 0.67 | 0.25 | 0.67 | 0.63 | 0.07 | 0.16 |
| Al ₂ O ₃ | | 0.40 | 1.22 | 0.27 | 1.11 | 0.21 | 0.43 | 0.67 | 1.87 | 1.86 | 1.15 | 1.92 | 1.66 | 1.51 | 2.37 |
| Cr ₂ O ₃ | | 0.00 | 0.09 | 0.02 | 0.08 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.04 | 0.04 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| FeO _t | | 5.12 | 5.12 | 3.91 | 3.92 | 4.00 | 8.53 | 10.02 | 9.12 | 8.79 | 8.38 | 8.62 | 8.99 | 9.43 | 10.95 |
| MnO | | 0.07 | 0.07 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.21 | 0.42 | 0.23 | 0.29 | 0.30 | 0.27 | 0.33 | 0.19 | 0.16 |
| MgO | | 16.26 | 17.051 | 15.87 | 16.15 | 16.14 | 12.95 | 11.11 | 16.50 | 14.27 | 14.73 | 14.15 | 14.43 | 14.60 | 16.45 |
| CaO | | 24.95 | 25.576 | 25.46 | 25.87 | 26.03 | 23.44 | 24.20 | 18.53 | 20.91 | 21.89 | 21.99 | 21.70 | 18.93 | 12.68 |
| Na ₂ O | | 0.17 | 0.04 | 0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.15 | 0.25 | 0.33 | 0.30 | 0.45 | 0.46 | 0.42 | 0.26 | 0.45 |
| K ₂ O | | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.04 |
| NiO | | 0.00 | 0.10 | 0.05 | 0.02 | 0.06 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | | 101.35 | 100.902 | 100.24 | 101.57 | 101.05 | 98.13 | 98.64 | 98.48 | 99.74 | 100.60 | 99.84 | 100.52 | 98.33 | 96.99 |
| Si | | 1.97 | 1.91 | 2.00 | 1.95 | 1.98 | 2.00 | 1.99 | 1.91 | 1.96 | 1.97 | 1.93 | 1.93 | 2.02 | 2.02 |
| Ti | | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.01 |
| Al ^{IV} | | 0.02 | 0.05 | 0.00 | 0.05 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.08 | 0.04 | 0.03 | 0.08 | 0.07 | 0.00 | 0.00 |
| Al ^{VI} | | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.00 | 0.05 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.07 | 0.10 |
| Cr | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| T Fe ³⁺ | | 0.02 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| M Fe ³⁺ | | 0.04 | 0.08 | 0.00 | 0.04 | 0.03 | 0.00 | 0.01 | 0.07 | 0.00 | 0.03 | 0.06 | 0.06 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | | 0.12 | 0.04 | 0.12 | 0.08 | 0.08 | 0.27 | 0.31 | 0.22 | 0.28 | 0.23 | 0.21 | 0.22 | 0.19 | 0.35 |
| Mn | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 |
| Mg | | 0.88 | 0.96 | 0.87 | 0.87 | 0.87 | 0.74 | 0.63 | 0.91 | 0.79 | 0.81 | 0.79 | 0.78 | 0.82 | 0.94 |
| Ca | | 0.97 | 0.97 | 1.00 | 1.00 | 1.01 | 0.96 | 0.99 | 0.74 | 0.84 | 0.86 | 0.88 | 0.86 | 0.77 | 0.52 |
| Na | | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.02 | 0.03 |
| K | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ni | | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 | 4.00 |
| Mg# | | 0.88 | 0.96 | 0.88 | 0.92 | 0.92 | 0.73 | 0.66 | 0.81 | 0.74 | 0.81 | 0.79 | 0.78 | 0.82 | 0.73 |
| Wollastonite | | 48.33 | 47.93 | 50.30 | 50.29 | 50.40 | 48.54 | 50.62 | 37.97 | 43.69 | 44.535 | 45.23 | 44.24 | 40.49 | 28.65 |
| Enstatite | | 43.83 | 44.48 | 43.65 | 43.69 | 43.49 | 37.32 | 32.34 | 47.07 | 41.49 | 41.69 | 40.49 | 40.93 | 43.46 | 51.74 |
| Ferrosillite | | 7.84 | 7.59 | 6.06 | 6.02 | 6.11 | 14.14 | 17.04 | 14.96 | 14.82 | 13.79 | 14.28 | 14.84 | 16.06 | 19.61 |
| Jadeite | | 0.00 | 0.00 | 0.37 | 0.53 | 0.00 | 1.07 | 1.19 | 0.00 | 2.22 | 1.20 | 0.43 | 0.34 | 2.01 | 2.65 |
| Aegirine | | 1.19 | 0.29 | 0.00 | 0.00 | 0.33 | 0.07 | 0.69 | 2.50 | 0.00 | 2.06 | 2.99 | 3.04 | 0.00 | 0.00 |
| Cpx Name | | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Di | Aug | Di | Di | Di | Di | Aug | Aug |



شکل ۴- ترکیب کلینوپیروکسن‌های دایک‌های گابرویی افیولیت گرماب در: (A) نمودار رده‌بندی Q- J (Morimoto, 1988) (B) نمودار سه‌تایی En- Wo- Fs (Morimoto, 1988)؛ (C) نمودار توزیع Al-Si (Morimoto *et al.*,) (D) نمودار تغییرات Al^{IV} در برابر Ti (Mahood and Baker, 1986)؛ (2002)

در نمونه‌های گابروها برابر با ۰/۶۶ تا ۰/۸۱ و در نمونه‌های پگماتوئیدی برابر با ۰/۷۳ تا ۰/۹۲ است. میزان $Mg\#$ برابر با بیشتر از ۷۰ درصد در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده جدایش بلوری آنها از یک ماگمای اولیه در دمای بالاست می‌باشد (Abbasi and Torabi, 2013). میزان تغییر CaO و Al_2O_3 در پیروکسن‌های گابروهای پگماتوئیدی به ترتیب برابر با ۰/۳ تا ۱/۹ و ۱۲/۵۲ تا ۲۵/۸۷ و در میکروگابروهای به ترتیب برابر با ۰/۴۳ تا ۱/۸۷ و ۱۸/۵۳ تا ۲۴/۲۰ درصدوزنی است. در کلینوپیروکسن‌های درون نمونه‌های میکروگابرو، نسبت Fe/Mg در حاشیه بلور بیشتر

در نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs، کلینوپیروکسن‌های بررسی شده (گابرویی پگماتوئیدی و میکروگابرو) در محدوده دیوپسید تا اوژیت جای گرفته‌اند (شکل ۴- B). ترکیب سازنده‌های نهایی کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی و اوژیتی در نمونه‌های پگماتوئیدی به ترتیب برابر با $En_{40.49-51.74}Wo_{28.65-50.40}$ و $En_{16.06-19.61}Wo_{28.65-50.40}$ هستند. مولفه‌های $En_{43.46-51.74}Wo_{28.65-40.49}$ یاد شده برای کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی و اوژیتی میکروگابروها نیز به ترتیب به صورت $En_{32.34-37.32}Wo_{48.54-50.62}$ و $En_{14.14-17.04}Wo_{48.54-50.62}$ هستند. مقدار $Mg\#$ در

(Al^{VI}) ندارد. خطی که نشان‌دهندهٔ جانشینی ایده‌آل $Ti-Al^{IV}$ در نمودار $Ti-Al^{IV}$ است، در شکل ۴-D نشان داده شده است (Mahood and Baker, 1986). در این نمودار همهٔ نمونه‌ها (مگر نقطه ۱-۲۹ در گابروی پگماتوئیدی) در زیر خط جای گرفته‌اند. این نکته نشان می‌دهد آلومینیم در موقعیت چهاروجهی جای گرفته است تا دیگر جانشینی‌های دوتایی شامل Ti را جبران کند. میزان تیتانیم اندک در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها به حضور مقدار بیشتر ایلمنیت در گابروها وابسته است (Nosava *et al.*, 2002)؛ زیرا با تبلور ایلمنیت، تیتانیم ماگما بیشتر وارد شبکه ایلمنیت شده است و پیروکسن‌های همزیست با ایلمنیت، از تیتانیم فقیر می‌شوند.

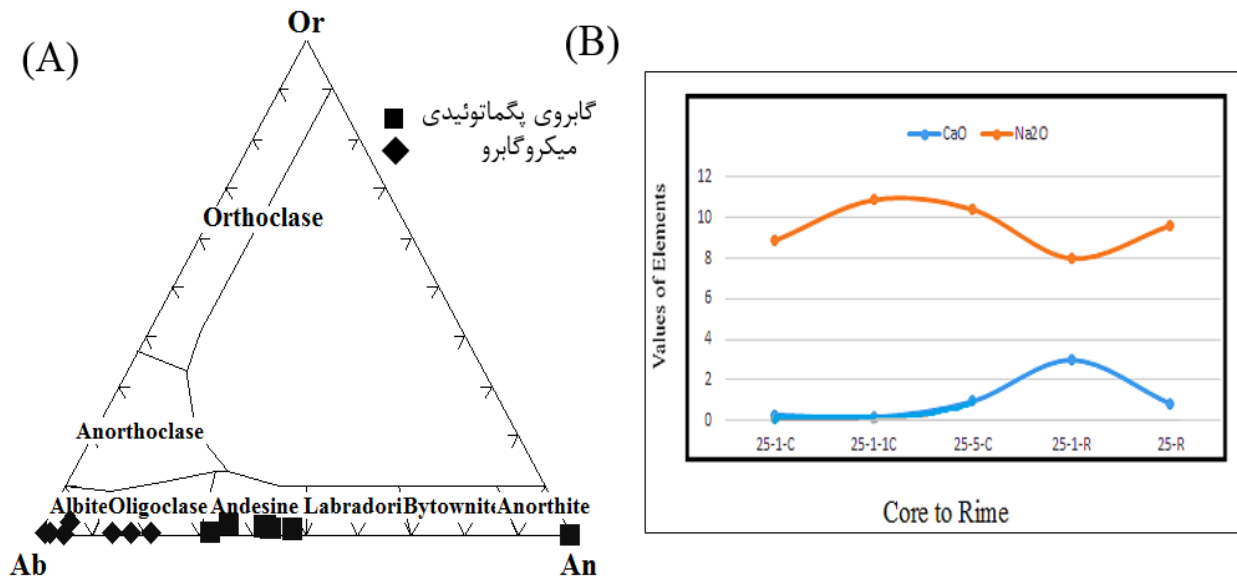
پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی روشن
در گابروهای بررسی‌شده است. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی شماری از پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شده‌اند. در نمودار سه‌تایی $Ab-An-Or$ ، بیشتر پلاژیوکلازهای گابروهای پگماتوئیدی در محدوده آندزین جای گرفته‌اند. یک نقطه نیز ترکیب آنورتیت نشان می‌دهد؛ هرچند پلاژیوکلازهای میکروگابرو ترکیب الیگوکلاز-آلبیت دارند (شکل ۵-A). در گابروهای پگماتوئیدی، ترکیب آنورتیت در یکی از نقطه‌های تجزیه‌شده از بخش مرکزی بلور است که از اطراف با پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین فراگرفته شده است. برپایهٔ شدت دگرسانی در میکروگابروها، احتمال جانشینی سدیم به‌جای کلسیم و جانشینی پلاژیوکلازهای نخستین با پلاژیوکلازهای سدیک وجود دارد. به‌غیر از اکسیدهای CaO و Na_2O که منطقه‌بندی نوسانی دارند (شکل ۵-B)، در

از مرکز آن است. این نکته نشان‌دهندهٔ منطقه‌بندی عادی در آنهاست. این تفاوت ترکیبی میان حاشیه و هسته چه‌بسا به تغییر دما و فشار هنگام بالآمدن مذاب وابسته است (Mordick and Glazner, 2006) یا این که پیامد جدایش بلوری در فشار ثابت و یا بالآمدن ماگمای آبدار (در دمای ثابت) (Pepiper, 1984) و یا ترکیبی از هر دو عامل است. میزان Fe^{3+} کلینوپیروکسن‌ها نیز تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان حضور Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است (Bence *et al.*, 1975; Schweitzer *et al.*, 1979). میزان اندک Fe^{3+} نشان‌دهندهٔ مقدار فوگاسیتهٔ اندک ماگما در هنگام پیدایش این کانی است.

در نمودار توزیع Al و Si (Nosava *et al.*, 2002)، کلینوپیروکسن‌های بررسی‌شده در بالای خط اشباع در جایگاه چهاروجهی جای گرفته‌اند (شکل ۴-C). از این‌رو، موقعیت چهاروجهی این کلینوپیروکسن‌ها به‌طور کامل با Si و به‌طور بخشی با Al^{IV} جایگزین شده است. پس این موقعیت با کاتیون‌های سه‌ظرفیتی (مانند: Cr ، Fe^{3+} و Ti) پر نشده است. Al اضافی نیز همراه با عنصرهای سه‌ظرفیتی دیگر به موقعیت هشت‌وجهی پیروکسن‌ها افزوده می‌شود. جای گرفتن نمونه‌ها در زیر خط نیز نشان‌دهندهٔ آنست که همهٔ کاتیون‌های Al و Si وارد موقعیت هشت‌وجهی شده‌اند و از آنجایی که این موقعیت پر نمی‌شود، کاتیون‌های سه‌ظرفیتی دیگر (مانند: Cr ، Fe^{3+} و Ti) نیز وارد آن شده است (Cameron and Papike, 1981). از این‌رو، چنین پیروکسنی آلومینیم در موقعیت هشت‌وجهی

می‌شود. در نمونه‌های گابروی پگماتوئیدی نیز این تغییرات دیده نمی‌شوند.

اکسیدهای دیگر، در نمونه میکروگابرویی، نبود تغییر سیستماتیک از مرکز به حاشیه دیده



شکل ۵- (A) جایگاه ترکیبی پلاژیوکلازهای در گابروهای (گابروی پگماتوئیدی و میکروگابرو) افیولیت گرماب در نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)؛ (B) نیم‌رخ تغییرات ترکیبی در یک بلور پلاژیوکلاز در میکروگابرو (از مرکز به‌سوی حاشیه بلور)

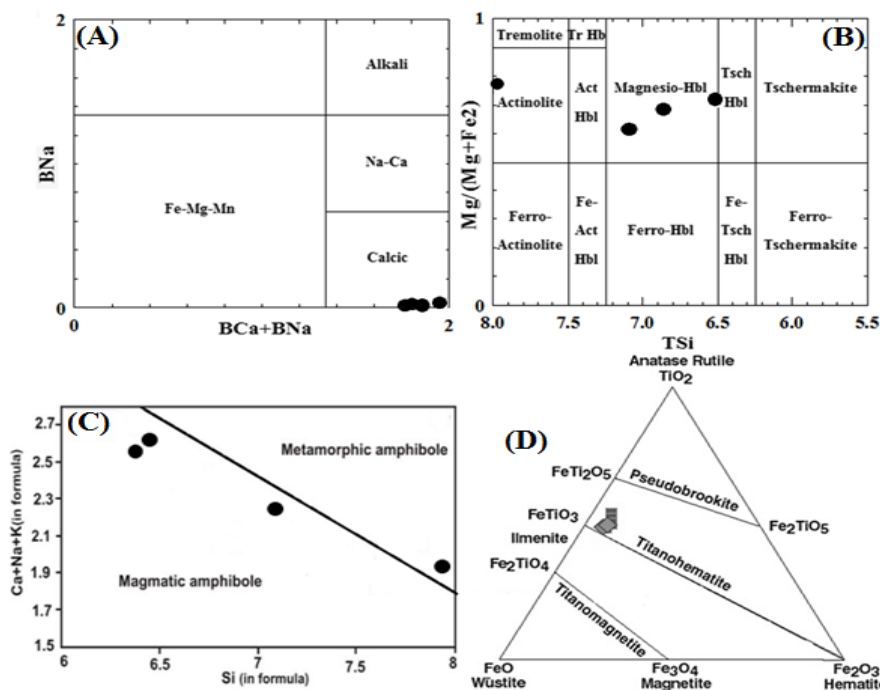
ماگمایی از آمفیبول دگرگونی (Giret et al., 1980)، هورنبلندها سرشت آذرین دارند و اکتینولیت‌ها سرشت دگرگونی نشان می‌دهند (شکل ۶- C).

کانی‌های کدر: داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برای شماری از کانی‌های کدر در گابروهای پگماتوئیدی گرماب در جدول ۳ آورده شده‌اند. داده‌های به‌دست‌آمده برای ترکیب شیمیایی کانی‌های یادشده روی نمودار $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ نشان می‌دهند این کانی‌ها ترکیب ایلمنیت دارند (شکل ۶- D). در دماهای بالا، تیتانیم بیشتری در مگنتیت جای می‌گیرد؛ اما در دماهای کمتر، در پی کاهش انحلال‌پذیری، مقدار Ti در مگنتیت‌ها کاهش می‌یابد و از این‌رو، تیغه‌های ایلمنیت پدید می‌آیند (Anderson, 1968).

آمفیبول: آمفیبول از کانی‌های سازنده گابروهای پگماتوئیدی منطقه گرماب است. حضور این کانی با فراوانی کم، نشان‌دهنده فقیربودن ماگمای در حال تبلور از آب است. داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی آمفیبول‌های در جدول ۳ نشان داده شده‌اند. برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختمانی آمفیبول‌ها، روش ۱۳ کاتیون به‌کار برده شده است (جدول ۳). این روش بهترین نتیجه را برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول ارائه می‌کند (Cosca et al., 1991). در نمودار BNa در برابر $BCa+BNa$ (Leake et al., 1997)، آمفیبول‌های بررسی‌شده در محدوده کلسیک جای گرفته‌اند (شکل ۶- A). در نمودار رده‌بندی آمفیبول‌ها بر پایه Si در مکان T در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (شکل ۶- B)، بیشتر آمفیبول‌های بررسی‌شده در محدوده مگنزپوهورنبلند و یک نقطه نیز در قلمرو اکتینولیت جای گرفته‌اند. بر پایه نمودار شناسایی آمفیبول

جدول ۲- داده‌های ریزکاو الکترونی (برپایه درصدوزنی) برای پلاژیوکلازهای در سنگ‌های گابرویی گوناگون (پگماتوئیدی و میکروگابرویی) در مجموعه افیولیتی گرماب، به همراه فرمول ساختاری به دست آمده (برپایه a.p.f.u. برپایه ۸ اتم اکسیژن و سازنده‌های پایانی آنها

| Rock Type | Pegmatoid gabbro | Microgabbro | | | | | | Pegmatoid gabbro | | | | | |
|--------------------------------|------------------|-------------|--------|----------|--------|--------|--------|------------------|-------|--------|-------|--------|--------|
| Sample No. | 14-C | 25-R | 25-5-C | 25-1-1-R | 25-1-C | 25-1-C | 25-5-R | 29-1 | 29-2 | 29-3 | 29-4 | 29-5 | 29-6 |
| SiO ₂ | 37.67 | 63.40 | 64.36 | 65.81 | 61.45 | 61.89 | 63.75 | 59.84 | 57.48 | 56.60 | 55.96 | 57.88 | 57.96 |
| TiO ₂ | 0.06 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.05 | 0.08 | 0.08 | 0.09 | 0.07 | 0.06 |
| Al ₂ O ₃ | 22.36 | 22.12 | 23.18 | 21.24 | 23.11 | 23.50 | 20.48 | 24.72 | 26.35 | 27.50 | 27.03 | 26.76 | 26.31 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| FeO _t | 0.25 | 0.11 | 0.07 | 0.06 | 0.09 | 0.08 | 0.18 | 0.21 | 0.28 | 0.30 | 0.32 | 0.22 | 0.29 |
| MnO | 0.03 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.02 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.01 |
| MgO | 0.03 | 0.08 | 0.00 | 0.01 | 0.016 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| CaO | 38.35 | 0.84 | 0.95 | 0.18 | 0.286 | 2.99 | 2.89 | 6.49 | 8.64 | 9.64 | 9.52 | 8.96 | 8.67 |
| Na ₂ O | 0.04 | 9.63 | 10.41 | 10.88 | 8.876 | 8.00 | 10.09 | 7.52 | 6.54 | 5.82 | 5.77 | 6.43 | 6.52 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.06 | 0.46 | 0.08 | 0.091 | 0.10 | 0.12 | 0.10 | 0.32 | 0.24 | 0.23 | 0.25 | 0.28 |
| NiO | 0.00 | 0.00 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 98.79 | 96.26 | 99.47 | 98.26 | 93.92 | 96.63 | 97.54 | 98.96 | 99.71 | 100.22 | 98.97 | 100.50 | 100.10 |
| Si | 4.71 | 5.53 | 5.62 | 5.80 | 5.55 | 5.67 | 5.80 | 5.38 | 5.19 | 5.09 | 5.08 | 5.18 | 5.21 |
| Ti | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.00 |
| Al | 3.29 | 2.47 | 2.38 | 2.20 | 2.46 | 2.33 | 2.20 | 2.62 | 2.81 | 2.91 | 2.92 | 2.82 | 2.79 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ³⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mg | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Ca | 5.14 | 0.29 | 0.09 | 0.02 | 0.03 | 0.08 | 0.28 | 0.63 | 0.84 | 0.93 | 0.96 | 0.86 | 0.84 |
| Na | 0.01 | 1.39 | 1.76 | 1.86 | 1.55 | 1.67 | 1.78 | 1.31 | 1.15 | 1.02 | 1.06 | 1.12 | 1.14 |
| K | 0.00 | 0.01 | 0.05 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.01 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.03 | 0.03 |
| Ni | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 13.19 | 9.69 | 9.91 | 9.89 | 9.60 | 9.78 | 10.09 | 9.97 | 10.05 | 10.00 | 10.07 | 10.03 | 10.03 |
| Albite | 0.20 | 82.4 | 92.6 | 98.6 | 97.6 | 95.0 | 85.8 | 67.3 | 56.8 | 51.5 | 51.8 | 55.7 | 56.7 |
| Anorthite | 99.8 | 17.0 | 4.7 | 0.9 | 1.8 | 4.6 | 13.6 | 32.1 | 41.4 | 47.1 | 47.2 | 42.9 | 41.7 |
| Orthoclase | 0.00 | 0.7 | 2.7 | 0.5 | 0.6 | 0.4 | 0.6 | 0.6 | 1.8 | 1.4 | 1.0 | 1.4 | 1.6 |



شکل ۶- ترکیب شیمیایی کانی‌های دایک‌های گابرویی مجموعه افیولیتی گرماب (شمال‌خاوری کامپاران. A) آمفیبول‌های بررسی شده در نمودار BCa+BNa در برابر BNa (Leake et al., 1997)؛ B) آمفیبول‌های بررسی شده نمودار TSi در برابر $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ (Leake et al., 1997)؛ C) آمفیبول‌های بررسی شده نمودار شناسایی آمفیبول‌های دگرگونی از آذرین (Giret et al., 1980)؛ D) ترکیب کانی‌های کدر در گابروهای پگماتوئیدی افیولیت گرماب روی نمودار $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$ (Deer et al., 1992)

فוגاسیته اکسیژن و ارزیابی میزان آب ماگما

فوغاسیته اکسیژن عامل مؤثری برای کنترل فرایندهای ماگمایی است و بر توالی تبلور و نوع کانی‌های تبلور یافته تأثیرگذار است. میزان فوغاسیته اکسیژن به نوع محیط زمین‌ساختی ماگما وابسته است. در نمودار $Al^{IV}+Na$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (Schweitzer *et al.*, 1979)، اگر نمونه‌ها در بالای خط $Fe^{3+}=0$ جای گرفته باشند، پیروکسن‌ها در فوغاسیته بالای اکسیژن متبلور شده‌اند و اگر در زیر خط جای داشته باشند، نشان‌دهنده فوغاسیته کم اکسیژن است. همچنین، هرچه فاصله نمونه‌ها از خط بیشتر باشد، فوغاسیته اکسیژن در محیط پیدایش

پیروکسن بیشتر بوده است. در نمونه‌های بررسی شده بیشتر کلینوپیروکسن‌ها در بالای خط قرار گرفته‌اند که نشانه فوغاسیته بالای اکسیژن در محیط پیدایش این کانی است (شکل ۷- A). همچنین، درصدوزنی اکسیدهای Al_2O_3 و TiO_2 در مگزیوهورنبلندها کم است (جدول ۳). بر این اساس و برپایه نمودار Al^{IV} در برابر $Fe/(Fe+Mg)$ هورنبلندهای گابروی پگماتویدی در شرایط فوغاسیته بالای اکسیژن پدید آمده‌اند (شکل ۷- B).
Ridolfi و همکاران (۲۰۱۰) رابطه‌ای را پیشنهاد کرده‌اند که برپایه ترکیب شیمیایی منیزیوهورنبلند، میزان آب به‌دست آورده می‌شود.

جدول ۳- داده‌های ریزکاو الکترونی (برپایه درصدوزنی) و فرمول ساختاری به‌دست‌آمده (برپایه a.p.f.u.) برای کانی‌های ایلمنیت و آمفیبول (به‌ترتیب برپایه ۴ و ۱۳ اتم اکسیژن) در گابروهای پگماتویدی افیولیت گرماب

| Rock type | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb | Gb |
|--------------------------------|----------|----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|---------|---------|---------|---------|
| Sample No. | 30- 1- 1 | 30- 1- 2 | 14a- 1- 1 | 14a- 1- 1 | 14a- 5- C | 14a- 5- R | 14a- 4- 1 | 14a- 4- 2 | 29- 1 | 29- 2 | 29- 3 | 29- 4 |
| | ایلمنیت | ایلمنیت | ایلمنیت | ایلمنیت | ایلمنیت | ایلمنیت | ایلمنیت | ایلمنیت | آمفیبول | آمفیبول | آمفیبول | آمفیبول |
| SiO ₂ | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.04 | 0.08 | 48.23 | 55.25 | 42.81 | 43.93 |
| TiO ₂ | 50.03 | 52.48 | 53.21 | 52.73 | 54.04 | 53.03 | 54.52 | 53.58 | 0.04 | 0.04 | 3.43 | 2.85 |
| Al ₂ O ₃ | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 7.09 | 0.63 | 9.39 | 9.46 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.09 | 0.04 | 0.00 | 0.00 | 0.007 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.02 | 0.02 |
| FeO _t | 45.82 | 45.74 | 44.09 | 44.03 | 43.92 | 44.25 | 44.29 | 44.01 | 15.18 | 10.18 | 13.91 | 13.70 |
| MnO | 1.24 | 1.35 | 1.57 | 1.54 | 2.03 | 1.95 | 1.45 | 1.98 | 0.30 | 0.21 | 0.20 | 0.22 |
| MgO | 0.58 | 0.60 | 1.244 | 1.314 | 1.11 | 1.10 | 1.34 | 1.18 | 13.11 | 17.72 | 13.02 | 13.46 |
| CaO | 0.00 | 0.03 | 0.07 | 0.01 | 0.08 | 0.03 | 0.16 | 0.10 | 11.44 | 12.75 | 10.89 | 11.42 |
| Na ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.033 | 0.025 | 0.021 | 0.00 | 0.04 | 1.31 | 0.08 | 2.50 | 2.30 |
| K ₂ O | 0.00 | 0.00 | 0.015 | 0.00 | 0.00 | 0.018 | 0.012 | 0.00 | 0.07 | 0.03 | 0.46 | 0.51 |
| NiO | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.00 | 0.00 | 0.07 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 97.77 | 100.29 | 100.22 | 99.68 | 101.21 | 100.39 | 101.89 | 100.98 | 96.78 | 97.9 | 96.48 | 97.87 |
| Si | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 7.13 | 7.96 | 6.44 | 6.50 |
| Ti | 1.11 | 1.14 | 1.14 | 1.14 | 1.15 | 1.14 | 1.14 | 1.15 | 0.05 | 0.00 | 0.34 | 0.32 |
| Al ^{IV} | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.88 | 0.04 | 1.57 | 1.50 |
| Al ^{VI} | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.36 | 0.06 | 0.10 | 0.15 |
| Cr | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 1.89 | 1.89 | 1.86 | 1.85 | 1.85 | 1.86 | 1.86 | 1.85 | 1.88 | 1.21 | 1.75 | 1.70 |
| Fe ³⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Mn | 0.03 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 0.03 | 0.04 | 0.04 | 0.03 | 0.03 | 0.03 |
| Mg | 0.03 | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | 0.05 | 0.04 | 2.89 | 3.74 | 2.92 | 2.97 |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.80 | 1.93 | 1.75 | 1.81 |
| Na | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.38 | 0.02 | 0.73 | 0.66 |
| K | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 | 0.09 | 0.10 |
| Ni | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 |
| Total | 3.06 | 3.10 | 3.06 | 3.09 | 3.10 | 3.05 | 3.08 | 3.08 | 15.41 | 15.00 | 15.75 | 15.73 |
| Mg # | - | - | - | - | - | - | - | - | 61 | 76 | 63 | 64 |

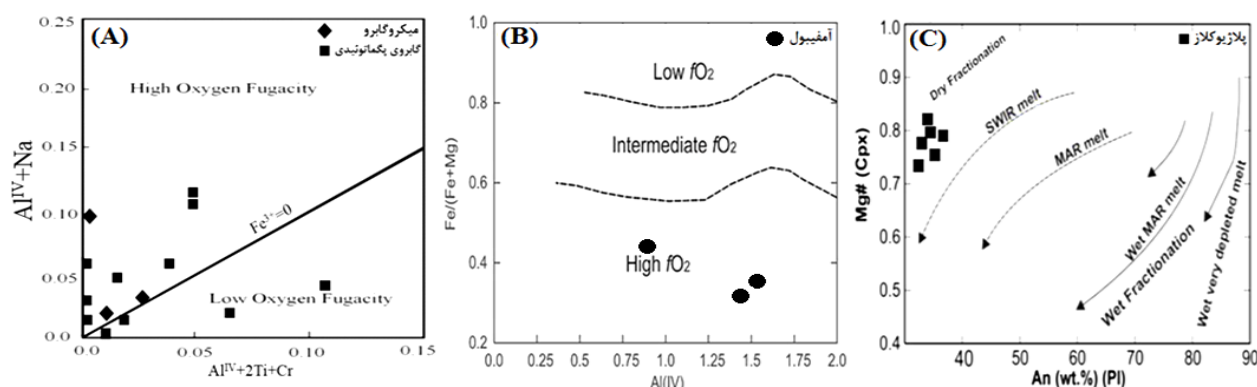
نمودار تغییرات میزان آنورتیت (An) پلاژیوکلازها در برابر Mg# کلینوپیروکسن‌ها نیز نشان می‌دهد نمونه‌های بررسی شده در محدوده تفریق خشک جای گرفته‌اند (شکل C-۷) و این نکته نشان‌دهنده میزان اندک آب در ماگمای سازنده این کانی‌هاست (Ghiorso and Sack, 1995; Kavassnes *et al.*, 2004).

رابطه یادشده برپایه اندیس آلومینیم است:

$$\text{H}_2\text{O}_{\text{melt}} = 5.215^{[6]}\text{Al}^* + 12.28$$

$$^{[6]}\text{Al}^* = [6]\text{Al} + \frac{[4]\text{Al}}{13.9} - \frac{\text{Si} + [6]\text{Ti}}{5} - \frac{\text{C}_{\text{Fe}^{2+}}}{3} - \frac{\text{Mg}}{1.7} + \frac{\text{B}_{\text{Ca} + \text{Al}}}{1.2} + \frac{\text{A}_{\text{Na}}}{2.7} - 1.56\text{K} - \frac{\text{Fe}\#}{1.6}$$

میزان آب در گابروهای پگماتویدی نزدیک به ۱/۵ درصدوزنی برآورده شده است که با فراوانی کم هورنبلند در این گابروها توجیه می‌شود.



شکل A-۷) جایگاه کلینوپیروکسن‌های گابروهای افیولیت گرماب روی نمودار $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$ در برابر $\text{Al}^{\text{IV}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ (Schweitzer *et al.*, 1979)؛ (B) جایگاه هورنبلندهای این سنگ‌ها روی نمودار Al^{IV} در برابر $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ (Anderson and Smith, 1995)؛ (C) نمودار تغییرات میزان An پلاژیوکلازها در برابر Mg# کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای پگماتویدی (Kavassnes *et al.*, 2004; Ghiorso and Sack, 1995)

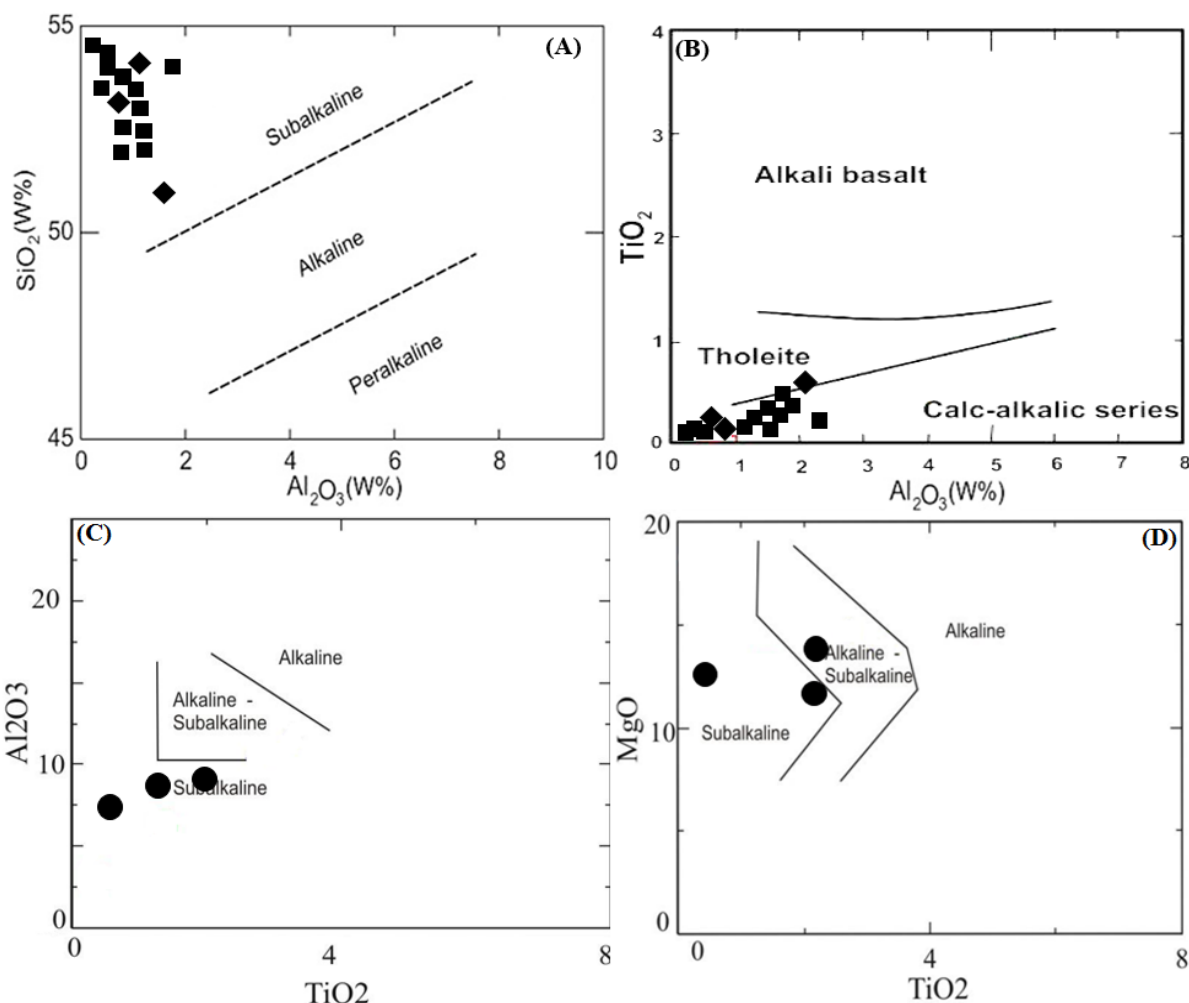
(D)، ترکیب آمفیبول‌ها نشان‌دهنده سرشت ساب‌آلکالن سنگ‌هاست. از دیدگاه محیط پیدایش، کلینوپیروکسن‌های پدیدآمده در پشته میان‌اقیانوسی و توله‌ایتی با کمان آتشفشانی تفاوت دارند (Leterrier *et al.*, 1982). برپایه نمودار $\text{Ti} + \text{Cr}$ در برابر Ca (Leterrier *et al.*, 1982)، همه پیروکسن‌های گابروهای بررسی شده در محیط کمان آتشفشانی جای گرفته‌اند (شکل ۹-A). در نمودار سه‌تایی $\text{SiO}_2/100 - \text{TiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ (Beccaluva *et al.*, 1989)، بیشتر نمونه‌ها در محدوده IAT جای گرفته‌اند (شکل ۹-B). بالابودن میزان SiO_2 و کم‌بودن میزان Ti در فرمول ساختاری پیروکسن‌های گابروهای منطقه همانند ویژگی‌های شیمیایی پیروکسن‌های متبلور شده در مذاب‌های مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است (Beccaluva *et al.*, 1989). نمودار تغییرات TiO_2

سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی پیدایش ماگما

ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها پیروی ترکیب شیمیایی و خاستگاه ماگمای میزبان آنهاست (Kamenetsky *et al.*, 2001). پس، ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، به‌ویژه فنوکریست‌های گوناگون آنها اطلاعات ارزشمندی برای شناسایی سری ماگمایی (Leterrier *et al.*, 1982) و جایگاه زمین‌ساختی پیدایش سنگ میزبان در اختیار می‌گذارند (Beccaluva *et al.*, 1989). در نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 (شکل ۸-۸)، کلینوپیروکسن‌های بررسی شده در محدوده ساب‌آلکالن جای گرفته‌اند. در نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 نیز نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن مایل به توله‌ایتی هستند (شکل ۸-B). در نمودارهای دو متغیره TiO_2 در برابر Al_2O_3 و MgO (شکل‌های ۸-C و ۸-۸)

ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول‌ها که برپایه بررسی بیگانه‌سنگ‌های گوشته‌ای به‌دست آمده‌اند، هورنبلندهای بررسی‌شده در گستره ترکیبی آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های فرورانشی (S-Amph) جای گرفته‌اند (Coltorti *et al.*, 2007) (شکل ۹- D).

در برابر Al_2O_3 برابر $(Al^{IV} * 100 / 2)$ (شکل ۹- C) برای ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها، سنگ‌های مرتبط با فرورانش را از سنگ‌های مرتبط با افیولیت و ریفت جدا می‌کند. در این نمودار، پیروکسن‌های گابروهای بررسی‌شده با روند مرتبط با فرورانش همخوانی دارند (شکل ۹- C). برپایه



شکل ۸- ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول‌های گابروهای افیولیت گرماب روی: (A) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Nisbet and Pearce, 1977)، برپایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها برای شناسایی سرشت ماگمای سازنده گابروها؛ (B) نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 (Nisbet and Pearce, 1977) برپایه ترکیب کلینوپیروکسن‌ها برای شناسایی سرشت ماگمای سازنده گابروها؛ (C و D) نمودارهای TiO_2 در برابر MgO و Al_2O_3 برپایه ترکیب شیمیایی هورنبلند (Molina *et al.*, 2009) برای شناسایی سرشت ماگمای سازنده گابروها

دما - فشارسنجی

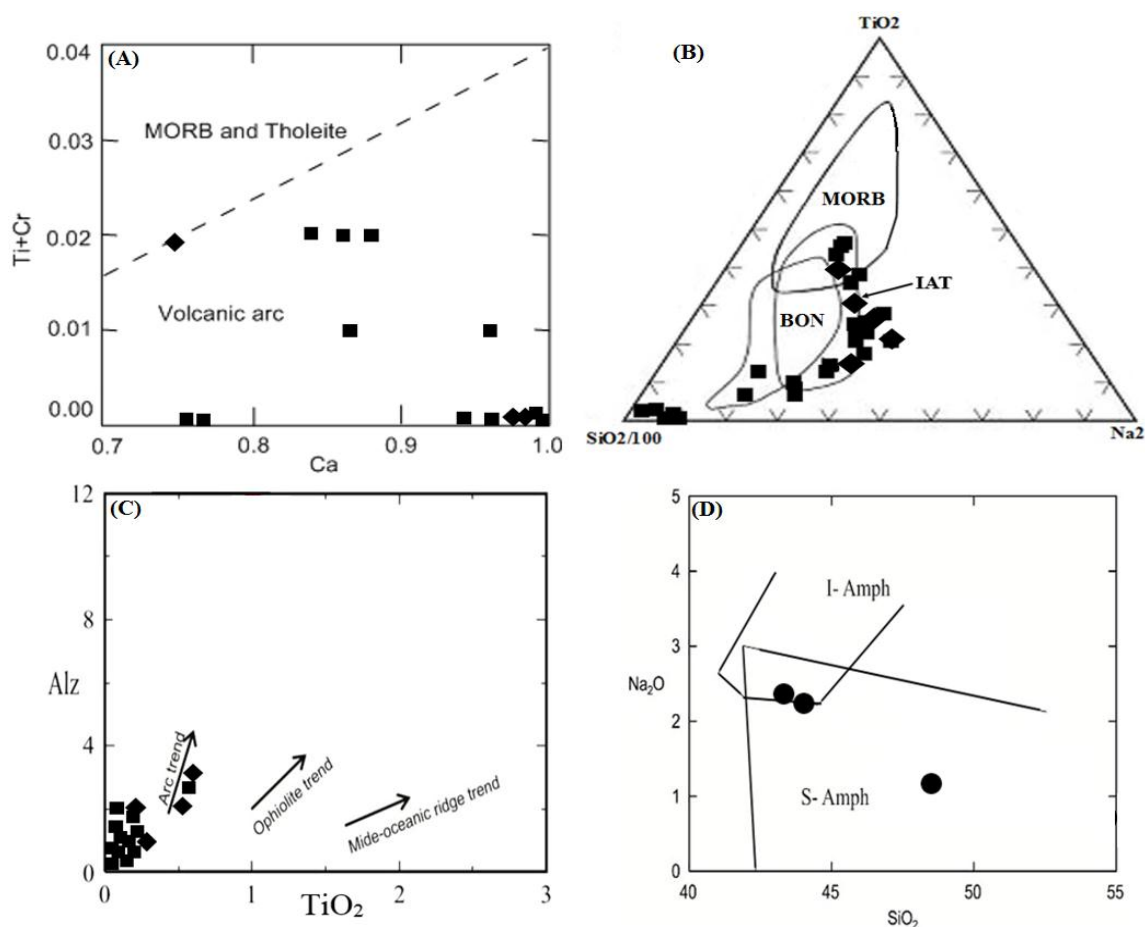
برای بررسی فشار و دمای پیدایش گابروهای منطقه برپایه داده‌های ریزکاو الکترونی کانی‌ها روش‌های گوناگونی به کار برده شد که در ادامه آورده می‌شوند:

فشارسنجی کلینوپیروکسن: جایگیری Al در

موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی کلینوپیروکسن‌ها به فشار و میزان آب در محیط تبلور بستگی دارد. به باور برخی پژوهشگران

کم بودن نسبت Al^{VI}/Al^{IV} (۰/۱ - ۰/۰۱) در کلینوپیروکسن‌های گابروهای منطقه بررسی شده نشانه‌ای از فشار کم در محیط تبلور این کانی شمرده می‌شود. در نمودار پیشنهادی Soesoo (۱۹۹۷) و برپایه مقادارهای YPT و XPT، میزان فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها نزدیک به ۲ تا ۵ کیلو بار برآورد می‌شود (شکل ۱۰ - A).

(مانند: Thompson (۱۹۷۴)، Wass، (۱۹۷۹)، نسبت Al^{VI}/Al^{IV} با فشار در هنگام تبلور کلینوپیروکسن رابطه مستقیمی دارد؛ بدین گونه که هرچه میزان Al^{VI} در کلینوپیروکسن‌ها بیشتر باشد، این کانی در فشار بالاتری پدید آمده است. همچنین، میزان Al^{IV} با افزایش مقدار آب در محیط تبلور پیروکسن‌ها کاهش می‌یابد. پس،



شکل ۹ - A) نمودار Ca در برابر Ti+Cr (Letierrier *et al.*, 1982) برای کلینوپیروکسن‌ها؛ B) نمودار سه تایی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ (Beccaluva *et al.*, 1989) برای کلینوپیروکسن‌ها؛ C) نمودار TiO_2 در برابر Al_2 (Loucks, 1990) برای کلینوپیروکسن‌ها؛ D) رده بندی تکتونوماگمایی آمفیبول‌های بررسی شده (S-Amph: آمفیبول‌های پهنه‌های فرافروانش (سوپراسابداکشن)؛ I-Amph: آمفیبول‌های مرتبط با پهنه‌های درون صفحه‌ای (Coltorti *et al.*, 2007))

روش فشارسنجی (Putirka *et al.*, 2008) نیز برپایه توزیع Al میان کلینوپیروکسن و مذاب همزیست پیشنهاد شده است. در این روش نیز ترکیب سنگ کل به جای ترکیب مذاب فرضی به کار برده شده است.

$$P \text{ (kbar)} = -57.9 + 0.0475T(K) - 40.6(X_{FeO}^{liq}) - 47.7(X_{CaTs}^{cpx}) + 0.676(X_{H_2O}^{liq}) - 153(X_{CaO0.5}^{liq}) + 6.89[X_{Al}^{cpx} / X_{Al_2O_31.5}^{liq}]$$

در این رابطه برای هرکاتیون Al شش اتم اکسیژن در نظر گرفته شده است و X_{Al}^{cpx} از

روش فشارسنجی (Putirka *et al.*, 2008) نیز برپایه توزیع Al میان کلینوپیروکسن و مذاب همزیست پیشنهاد شده است. در این روش نیز ترکیب سنگ کل به جای ترکیب مذاب فرضی به کار برده شده است.

رابطه زیر به دست آورده می‌شود:

$$X_{Al}^{cpx} = X_{Al}^{(IV)cpx} + X_{Al}^{(VI)cpx}$$

برپایه این معادله، فشار برای کلینوپیروکسن‌های

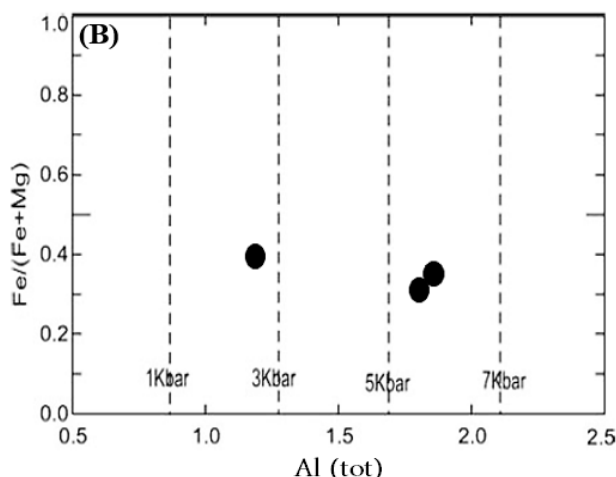
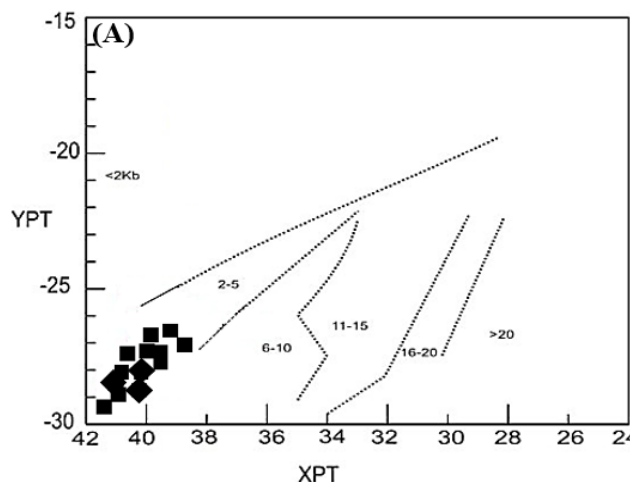
بررسی شده برابر با ۴/۵ تا ۷ کیلوبار به دست آمد.

فشارسنجی آمفیبول: برپایه پارامتر Al_{tot}

در برابر $Fe_t/(Mg+Fe_t)$ برای آمفیبول‌ها (Schmidt,

1992)، آمفیبول‌های سنگ‌های بررسی شده در بازه

فشار ۵ تا ۷ کیلوبار متبلور شده‌اند (شکل ۱۰- B).



شکل ۱۰- A) ارزیابی میزان فشار تبلور پیروکسن برپایه نمودار XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997)؛ B) برآورد فشار تشکیل آمفیبول‌ها در نمودار Al_{tot} در برابر $Fe_t/(Mg + Fe_t)$ (Schmidt, 1992)

سانتیگراد به دست آمد (شکل ۱۱- A).

برخلاف روش یادشده که برپایه محاسبه است و فرمول دارد، روش دماسنجی روی کانی پیروکسن که Lindsley (۱۹۸۳) پیشنهاد داده، گرافیکی و تجربی است. همان‌گونه که در شکل ۱۱- B دیده می‌شود، دمای پیدایش کلینوپیروکسن‌های بررسی شده از ۸۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتیگراد است. برپایه رابطه پیشنهادی Putirka و همکاران (۲۰۰۸) نیز که پیشتر در بخش فشارسنجی فرمول آن آورده شد، میانگین دمای پیدایش کلینوپیروکسن‌های بررسی شده ۱۰۹۷ درجه سانتیگراد به دست آمد.

دماسنجی هورنبلند- کلینوپیروکسن: این دماسنج از روش‌های دماسنجی بر پایه تبادل کاتیون‌های Fe و Mg میان کانی‌های هورنبلند و کلینوپیروکسن همزیست است (Anderson, 1996). با به‌کارگیری این روش، دمای تعادلی این دو کانی در نمونه‌های گابرویی نزدیک به ۹۰۰ تا

دماسنجی

در دماسنجی با کلینوپیروکسن روش‌های بسیاری پیشنهاد شده‌اند که در زیر یکی از آنها آورده شده است:

در روش (Soesoo, 1997) باید مقدار XPT و YPT را به دست آورد:

$$XPT = 0.446 SiO_2 + 0.187 TiO_2 - 0.404 Al_2O_3 + 0.346 FeO_{(tot)} - 0.052 MnO + 0.309 MgO + 0.431 CaO - 0.446 Na_2O$$

$$YPT = -0.369 SiO_2 + 0.535 TiO_2 - 0.317 Al_2O_3 + 0.323 FeO_{(tot)} + 0.235 MnO - 0.516 MgO - 0.167 CaO - 0.153 Na_2O$$

برتری مهم این روش دماسنجی این است که به حضور همزمان دو پیروکسن نیازی نیست و برای پیروکسن‌های Fe- Mg و Mg- Ca- Fe گوناگون نیز کاربرد دارد. برپایه نمودار ترکیبی پیشنهادشده XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997)، دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها در گابروهای مجموعه افیولیتی گرماب، ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه

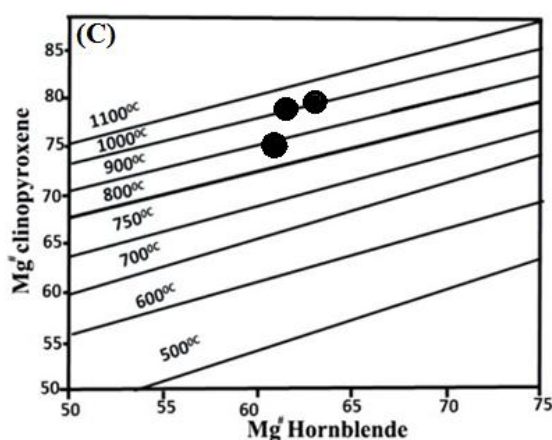
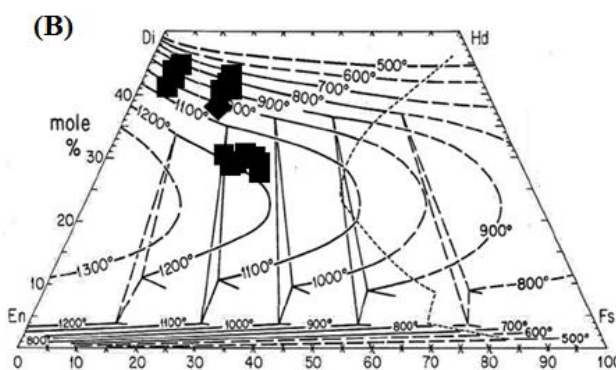
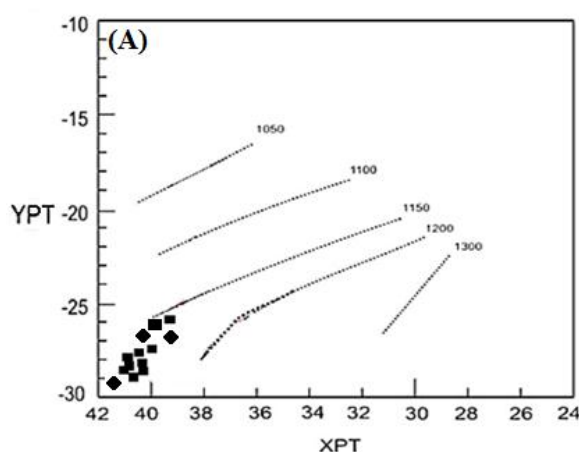
زیر به دست آورده می شود:

$$T = \frac{0.667 - 48.98Y}{-0.0429 - 0.008314 \times \text{Ln}K} \quad K = \frac{(\text{Si}-4)}{(8-\text{Si})} X_{\text{Ab}}^{\text{Plg}}$$

برپایه این روش، دمای تعادل میان دو کانی هورنبلند و پلاژیوکلاز در فشارهای ۵ تا ۸ کیلوبار به ترتیب ۸۲۵ تا ۹۳۱ درجه سانتیگراد برآورد شد.

۱۱۰۰ درجه سانتیگراد به دست آورده شد (شکل C-۱۱).

دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلوبار نیز کاربرد دارد (Blundy and Holland, 1990). در این روش دما برپایه معادله



شکل ۱۱- ارزیابی دمای تبلور پیروکسن‌های دایک‌های گابرویی افیولیت گرماب برپایه: (A) نمودار XPT در برابر YPT (Soesoo, 1997); (B) دماسنجی پیروکسن (Lindsley, 1983); (C) ارزیابی دمای تعادل تبلور کلینوپیکروکسن و هورنبلند برپایه محتوای Mg در کلینوپیکروکسن و هورنبلند همزیست (Anderson, 1996)

بحث

سن رادیومتری توده‌های آذرین محور صحنه-مریوان را با روش K/Ar برابر ۲۷ تا ۳۴ میلیون سال پیش و ماگماتیسیم این محور را پیامد دور دوم فرورانش نئوتتیس در الیگوسن دانسته‌اند. این پژوهشگران سنگ‌های آذرین در این دوره زمانی محور صحنه-پینجویین را به جزیره‌های کمانی و

Azizi و همکاران (۲۰۱۱) سن ماگماتیسیم گابرویی-دیوریتی منطقه کامیاران را با روش U/Pb برابر ۳۶ تا ۵۴ میلیون سال پیش و خاستگاه ماگماتیسیم را گوشته تهی شده پیشنهاد کرده‌اند. Moinevaziri و همکاران (۲۰۰۸) نیز

دایک‌های گابرویی، کالک‌آلکان است و در پهنه زمین‌ساختی کمان‌های آتشفشانی پدید آمده است؛ زیرا ماگماهای کالک‌آلکان ویژه پهنه‌های فرورانش هستند (Moeinvaziri and Ahmadi, 2004). از این‌رو، پیدایش دایک‌های گابرویی در مجموعه افیولیتی گرماب هم‌زمان با فرورانش دوم نئوتتیس و مرتبط با توده‌های گابرویی بزرگ در جنوب مجموعه افیولیتی گرماب دانسته می‌شود.

نتیجه‌گیری

افیولیت‌های شمال‌خاوری کامیاران بخشی از افیولیت‌های کرمانشاه در بخش شمالی زمین‌درز زاگرس هستند. در مجموعه افیولیتی شمال‌خاوری کامیاران (گرماب)، توالی کامل افیولیتی دیده نمی‌شود و مجموعه افیولیتی بیشتر در بردارنده بلوک‌های پریدوتیت سرپانتینی‌شده و دایک‌های گابرویی و دیابازی است که با آهک‌های پلاژیک ائوسن پوشیده شده‌اند. سنگ‌های سازنده دایک‌های بازیگ در این پژوهش بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری در دو گروه با گستره ترکیبی گابرویی (گابروی پگماتوئیدی، میکروگابرو و گابرونوریت) و دیاباز جای می‌گیرند. بررسی شیمی کانی‌ها در دایک‌های گابرویی نشان می‌دهد ترکیب کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید-اوپتیت است. در گابروهای پگماتوئیدی، بیشتر پلاژیوکلازها از نوع آندزین و گاه آنورتیت و در میکروگابروها از نوع آلبیت-الیگوکلاز هستند. آمفیبول‌های بررسی‌شده نیز ترکیب مگنزیوهورنبلند و اکتینولیت دارند. دماسنجی بر پایه روش‌های گوناگون، دامنه حرارتی تبلور دایک‌های گابرویی را از ۸۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و فشار جایگیری آنها را ۵ تا ۷ کیلوبار در پهنه‌ای با

پهنه فرافروانش نسبت داده‌اند. به باور Azizi و همکاران (2011) و Moinevaziri و همکاران (۲۰۰۸)، در پالتوژن سیستم فرورانشی میان پوسته اقیانوسی نئوتتیس و پهنه سنندج-سیرجان در منطقه کردستان بوده است که کمان ماگمایی در الیگومیوسن را پدید آورده است. توده‌های گابرویی-گرانیتی (مانند: گابروی مروارید، گابروی طا-بیساران (Allen et al., 2013)، گرانیت برده رشه (Ranin, 2008) و گرانیت نژمار) در این کمان ماگمایی پس از پیدایش افیولیت در پالتوژن نفوذ کرده‌اند. بر پایه پژوهش‌های پیشین و بررسی‌های صحرایی گمان می‌رود افزون‌بر توده‌های نفوذی کمان ماگمایی مرتبط با دور دوم فرورانش، توده‌های گابرویی با ویژگی‌های توله‌ایتی که مرتبط با افیولیت هستند، در مجاورت این کمان و همراه دیگر واحدهای افیولیتی پدید آمده باشند. گابروهای پینجویین (Al-Hassan and Hubbard, 1985)، گابروی قه‌لاجی (Ranin, 2008)، استوک‌های مجموعه افیولیتی سه‌ولوا و گابروهای محور دینور-کامیاران از این گروه از گابروها هستند. نزدیکی توده‌های مرتبط با کمان ماگمایی پالتوژن و توده‌های گابرویی مرتبط با افیولیت‌های کردستان شاید پیامد راندگی زیاد مجموعه افیولیتی با صفحه عربی باشد (Rahimzadeh et al., 2014). در منطقه کامیاران، واحدهای افیولیتی از یکدیگر گسیخته (Dismembered) هستند. از این‌رو، گابروهای این منطقه در توالی افیولیتی در موقعیت خویش نیستند و در بررسی‌های پیشین با نام گابروی افیولیتی از آنها یاد نشده است (Rahimzadeh et al., 2014).

بر پایه آنچه گفته شد و یافته‌های به‌دست‌آمده از شیمی کانی‌ها، سری ماگمایی ماگمای سازنده

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از سردبیر و داوران گرامی مجله که با پیشنهادهای ارزنده علمی خود موجب غنای بیشتر نوشتار شدند، بسیار سپاس‌گزارند.

فוגاسیتة بالای اکسیژن نشان می‌دهند. داده‌های شیمی کانی کلینوپیروکسن و آمفیبول نشان می‌دهند سری ماگمایی ماگمای سازنده این سنگ‌ها کالک‌آلکان و محیط پیدایش آنها کمان ماگمایی وابسته به فرورانش بوده است.

منابع

- Abbasi, H. and Torabi, G. (2013) Petrography and mineral chemistry of Eocene dykes from Kuh- e- Kam Khashak (North of Khur, Isfahan province). *Iranian Journal of Petrology* 4: 19- 32 (in Persian).
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *Institute Journal of Earth Science (Geol. Rundsch)* 95: 401- 419.
- Alavi, M. (1994) Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics* 229: 144- 149.
- Al- Hassan, M. E. and Hubbard, F. H. (1985) Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq. *Ophioliti* 10: 139- 145.
- Alirezaei, S. and Hassanzadeh, J. (2012) Geochemistry and zircon geochronology of the Permian A type Hasanrobot granite, Sanandaj- Sirjan belt: A new record of the Gondwana break- up in Iran. *Lithos* 151: 122- 134.
- Allahyari, K., Sacconi, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F. (2010) Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo- Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran. *Ophioliti* 35: 71-90.
- Allahyari, K., Sacconi, E., Rahimzadeh, B. and Zeda, O. (2014) Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve- Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra- oceanic fore- arc setting in the Neo- Tethys between Arabia and Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 79: 312-328.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Neill, I., Emami, M. H. and Mcleod, C. L. (2013) Generation of Arc and Within- plate Chemical Signatures in Collision Zone Magmatism: Quaternary Lavas from Kurdistan Province, Iran. *Journal of Petrology* 54(5): 887-911.
- Anderson, A. T. (1968) Oxidation of the La Blache lake titaniferous magnetite deposit. *Quebec. Journal of Geology* 76: 528- 547.
- Anderson, J. L. (1996) Statuse of thermo- barometry in granitic batholiths. *Earth Science Review* 87: 125- 138.
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al- hornblende barometry. *American Mineralogist* 80: 549- 559.
- Asiabanha, A. (2008) A Manual for drawing and interpreting of Petrological and Geochemical Plots. Imam Khomeini International University, Qazvin (in Persian).
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. and Koyi H. A. (2011) Cr- spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros Suture Zone, Kurdistan Region, Iraq. *Geological Magazine* 148(5- 6): 802- 818.

- Azizi, H. and Moinevaziri, H. (2009) Review of the tectonic setting of Cretaceous to Quaternary volcanism in northwestern Iran. *Journal of Geodynamics* 47: 167- 179.
- Azizi, H., Tanaka, T., Asahara, Y., Chung, S. L. and Zarrinkoub, M. H. (2011) Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U- Pb age and Sr-Nd isotopes. *Journal of Geodynamics* 52: 304- 320.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: 165- 182.
- Bence, A. E., Papike, J. J. and Ayuso, R. A. (1975) Petrology of Atlantic island arcs. *Bulletin of Volcanology* 32: 189- 206.
- Blundy J., Cashman K. and Humphreys M. (2006) Magma heating by decompression- driven crystallization beneath andesite volcanoes. *Nature* 443: 76–80.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole- plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208- 224.
- Braud, J. (1970) Les formations du Zagros dans la region de Kermanshah (Iran). et leurs rapports structuraux Imp. Jouve.
- Braud, J. (1987) La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution paléogéographique, Évolution Géodynamique, Magmatique et Structurale. Thèse Doctorat d'État, Paris, Géodiffusion Mémoire 5.
- Braud, J. and Bellon, H. (1974) Données nouvelles sur le domaine métamorphique du Zagros (zone de Sanandaj- Sirjan) au niveau de Kermanshah- Hamadan; nature, age et interpretation des series métamorphiques et des intrusions évolution structural. Faculté des Sciences d'Orsay, Université Paris, France.
- Cameron, M. and Papike, J. J. (1981) Structural and chemical variations. *American Mineralogist* 66: 1- 50.
- Chauvet, F., Lapierre, H., Maury, R. C., Bosch, D., Basile, C., Cotton, J., Brunet, P., Campillo, S. (2011) Triassic alkaline magmatism of the Hawasina Nappes: post- breakup melting of the Oman lithospheric mantle modified by the Permian Neotethyan Plume. *Lithos* 122: 122 136.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99: 68- 84.
- Cosca, M. A., Essene, E. J. and Bowman, J. R. (1991) Complete chemical analyses of metamorphic hornblendes: Implications for normalizations, calculated H₂O activities, and thermobarometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 108: 472- 484.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) An Introduction to the rock forming minerals, 2nd edition, Longman, London, UK.
- Delaloye, M. and Desmons, J. (1980) Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics* 68: 83–111.
- Droop G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteri. *Mineralogical Magazine* 51(361): 431- 435.
- Fabien, H. (2005) Les ophiolites de Kermanshah (Iran): Naissance dun arc intra- océanique Eocene en fin de subduction de la Neotethys. *Memori de stage de Recherche Master*.
- Ghazi, A. M. and Hassanipak, A. A. (1999) Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros Suture Zone, Western Iran: implications for Tethyan plate tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 17: 319- 332.

- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes, IV. a revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation of liquid- solid equilibrium in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 197- 212.
- Ginibre, C., Kronz, A. and Worner, G. (2002) Minor and trace- element zoning in plagioclase: implications for magma chamber processes at Parinacota volcano, northern Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 143: 300- 315.
- Giret, A., Bonin, B. and Leger, J. M. (1980) Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring- complexes. *Canadian Mineralogist* 18: 481–495
- Kamenetsky, V. S., Maas, R., Sushchevskaya, N. M., Norman, M. D., Cartwright, I. and Peyve, A. A. (2001) Remnants of Gondwana continental lithosphere in oceanic upper mantle: Evidence from the South Atlantic Ridge. *Geology* 29: 243–246.
- Kavassnes, A. J. S., Strand, H. A., Moen Eikeland, H. and Pedersen, R. B. (2004) The Lyngen gabbro: the lower crust of Ordovician incipient arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148: 358- 379.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 82: 1019- 1037.
- Leterrier, J. (1985) Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos* 18: 311–329.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo- volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59: 139–154.
- Lindsley, D. H. (1983) Pyroxene geothermometry. *American Mineralogist* 68: 477- 493.
- Loucks, R. R. (1990) Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic- mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology* 18: 346- 349.
- Mahood, G. A. and Baker, D. R. (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 93: 251- 264.
- Moeinvaziri, H. and Ahmadi, A. (1991) Petrography and petrology of igneous rocks. Tehran University Press, Tehran (in Persian).
- Moeinvaziri, H., Azizi, B., Mehrabi, and Izadi, F. (2008) Oligocene Magmatism in the Zagros Thrust Zone (Sahneh- Marivan Area): Evidences for the second Neotethyan Subduction Occurrence in the Paleogene. *Journal of Science of University of Tehran* 34: 113- 122.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous- Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397- 412.
- Molina, J., Scarrow, J., Montero, P. G. and Bea, F. (2009) High- Ti amphibole as a petrogenetic indicator of magma chemistry: evidence for mildly alkalic- hybrid melts during evolution of Variscan basic-ultrabasic magmatism of Central Iberia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 158: 69- 98.
- Mordick, B. E. and Glazner, A. F. (2006) Clinopyroxene thermobarometry of basalts from the Coso and Big Pine volcanic fields, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152: 111- 124.

- Morimoto, N. (1998) Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist* 27: 143- 156.
- Nadimi, A. (2002) Mantle flow patterns at the Neyriz Paleo- spreading centre, Iran. *Earth and Planetary Science Letters* 203: 93- 104.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieved- texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242.
- Nisbet, E. G. and Pearce, I. A. (1977) Clinopyroxene compositions in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 62: 149- 160.
- Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V. and Simakin, S. G. (2002) Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil Island arc in the Central Urals. *Geochemistry International* 40: 219- 232.
- Pepiper, G. (1984) Zoned Pyroxenes from Shoshonite Lavas of esbos, Greece: Inferences concerning Shoshonite Petrogenesis. *Journal of Petrology* 25: 453- 472.
- Putirka, K. D. (2008) Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69: 61- 120.
- Rafia, R. and Shahidi, A. (1999) Geological Map of Mianrahan, scale: 1:100000. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Rahimzadeh, B., Hasanzadeh, J. and Masoudi, F. (2014) Geochemistry and dating of gabbros associated with Sawlava ophiolites- NW Iran. *Materials and Energy*. 13: 877- 896.
- Rahimzadeh, B., Masoudi, F. and Allahyari, K. (2012) Geochemistry and Petrology of Sawlava massive in Kurdistan ophiolite: Implication for the Neo- Tethyan magmatism at the Zagros belt, Iran. The 22nd V. M. Goldschmidt Conference: 24- 29 June, Montreal, Canada.
- Ranin, A. (2008) Petrology and metamorphism of the plutonic rocks of the Marivan region. MSc thesis, University of Bu- Ali Sina, Hamadan, Iran (in Persian).
- Ricou, L., Braud, J., and Brunn J. H. (1977) Le Zagros. *Mémoires hors Série de la Société Géologique de France* 8: 33–52.
- Ridolfi, F., Renzulli, A. and Puerini, M. (2010) Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160: 45–66.
- Saccani, E., Allahyari, K. and Rahimzadeh, B. (2014) Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve- Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB- type asthenosphere and OIB- type components in the southern Neo- Tethys Ocean. *Tectonophysics* 621: 132–147.
- Saccani, E., Allahyari, K., Beccaluva, L. and Bianchini, G. (2013) Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB- type components in the Southern Neo- Tethys Ocean. *Gondwana Research* 24(1): 392- 411.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al- in- hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304- 310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501- 513.

- Shafai Moghadam, H. and Stern, S. (2011) Geodynamic evolution of Upper Cretaceous Zagros ophiolites, formation of oceanic lithosphere above a nascent subduction zone. *Geological Magazine* 148(5–6): 762–801.
- Shahidi, M. and Nazari, H. (1997) Geological map of Harsin, 1/100.000 scale. Geological survey of Iran, Tehran, Iran.
- Shelly, D. (1993) *Igneous and Metamorphic Rocks under the Microscope*. Chapman and Hall, London, UK.
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallization PT- estimations. *Geological Society of Sweden (Geologiska Föreningen)* 119: 55- 60.
- Sudi Ajirlu, M., Hajialioghli, R. and Moazzen, M. (2017) Mineral chemistry and Tectonic setting of diabasic dykes of Kamyaran ophiolite complex, Western Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25: 609- 618.
- Thompson, R. N. (1974) Some high- pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 39: 768- 787.
- Veisinia, A., Ebrahimi, M., Mokhtari, M. A., Amadian, J. and Azimzadeh, A. M. (2018) Mineral chemistry and tectonic setting of mantle peridotites of the Garmab ophiolitic sequence, NE Kamyaran. *Kharazmi Journal of Earth Sciences* 3(2).
- Veisinia, A. (2017) *Petrology, Geochemistry and Tectonic Setting peridotite complex Garmab, Kermanshah ophiolite, North East Kamyaran*. MSc thesis, University of Zanjan, Zanjan, Iran (in Persian).
- Waight, T. E., Maas, R. and Nicholls, I. A. (2000) Fingerprinting feldspar phenocrysts using crystal isotopic composition stratigraphy: implications for crystal transfer and magma mingling in S- type granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139: 227- 239.
- Wass, S. Y. (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rock. *Lithos* 121: 15- 132.
- Whitechurch, H., Omrani, J., Agard, P., Humbert, F., Montigny, R. and Jolivet, L. (2013) Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back–arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction. *Lithos* 182- 183: 11–32.