

دما- فشارسنجی توده‌های آذرین مافیک پرمو- تریاس، منطقه تالو، پهنه البرز خاوری

شیرین شهابی^۱، حبیب... قاسمی^۱، مهدی رضائی کهخانی^۱ و زای مینگو^۲

^۱ دانشجوی دکترا، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

^۴ استاد، مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، پکن، چین

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۰۷/۰۶

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۱۱

چکیده

در توالی‌های آهکی پرمو-تریاس منطقه تالو در شمال خاور دامغان در پهنه البرز خاوری، چندین توده آذرین نفوذی مافیک با ترکیب الیون گابرو، گابرو و آلکالی دیوریت برونزد دارند. مهم‌ترین کانی‌های سنگ‌ساز این توده‌های آذرین مافیک شامل الیون، کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلاژیوکلاز هستند. ماهیت کلی این سنگ‌ها آلکالن بوده و ویژگی‌های ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی آنها با طبیعت یک منبع گوشته‌ای مشابه با محل منشأ سنگ‌های بازالتی جزایر اقیانوسی (OIB) سازگاری دارد. الیون‌های این سنگ‌ها از نوع کریزولیت بوده و پلاژیوکلازها نیز با ترکیب آلیت، الیگوکلاز و لابرادوریت مشخص می‌شوند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها دیوپسید، سالیت (Salite) و اوژیت بوده و با ماهیت آلکالن و غیرکوهزایی (Non-orogenic) مشخص می‌شوند. دما و فشار تبلور کلینوپیروکسن‌ها به ترتیب، ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، و ۶ تا ۱۱ کیلو بار بوده و در فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. ترکیب آمفیبول‌ها نشان دهنده آمفیبول کلسیک و تیتانیم بالا، از نوع کرسوتیت است که در شرایط آذرین تبلور یافته و دارای منشأ گوشته‌ای می‌باشند. آمفیبول‌ها در دمای بیش از ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد و در محدوده فشار بین ۶۵۰ تا ۷۵۰ مگاپاسکال (معادل ۶/۵ تا ۷/۵ کیلو بار) تشکیل شده‌اند.

کلید واژه‌ها: دما-فشارسنجی، توده‌های آذرین مافیک، پرمو- تریاس، تالو، دامغان، البرز خاوری.

E-mail: shirin.shahabi73@gmail.com

* نویسنده مسئول: شیرین شهابی

۱- پیش‌نوشتار

مشابه با OIB بوده و احتمالاً حاصل فعالیت‌های زمین‌ساخت کشتی در دوره پرمین، در حاشیه غیرفعال تیتس کهن و یا ستون‌های گوشته‌ای مرتبط می‌باشند (Delavari et al., 2016؛ کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷). همچنین، گدازه‌های بازالتی موجود در منطقه خوش ییلاق در شمال خاور شاهرود که به عنوان یکی دیگر از شواهد ماگماتیسیم مافیک پالئوزویک میانی در مجاورت این منطقه به‌شمار می‌رود، به کافت درون قاره‌ای در دوره زمانی اردوویسین-سیلورین-دونین نسبت داده شده‌اند (درخشی، ۱۳۹۳؛ قاسمی و دیبهمی، ۱۳۹۳؛ Derakhshi et al., 2017). به طور کلی، یافته‌ها و پیشنهادها پژوهشگران پیشین، پیچیدگی چگونگی و نوع فعالیت زمین‌ساختی منطقه البرز (کشتی یا فشارشی بودن) در زمان‌های پالئوزویک تا ژوراسیک را آشکار می‌سازد. پتروژنز و خاستگاه سنگ‌های مافیک منطقه تالو خارج از هدف اصلی این مقاله می‌باشد. پژوهش‌های زمین‌شناسی برای دستیابی به شرایط تبلور سنگ و ماهیت کلی ماگمای سازنده (بر اساس نوع و ترکیب کانی‌ها)، نیازمند برخورداری از داده‌های شیمی کانی هستند. مطالعات پیشین (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲)، تنها به شواهد صحرایی، سنگ‌شناختی و داده‌های زمین‌شیمی سنگ کل محدود بوده و هیچ مطالعه‌ای مبنی بر تجزیه ترکیب کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها از جمله کلینوپیروکسن و آمفیبول، صورت نگرفته است. در این پژوهش سعی شده تا افزون بر مطالعه ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب، برای نخستین بار با تکیه بر نتایج تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها (EPMA)، به بررسی شرایط دما و فشار محیط تبلور کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول و در نتیجه شرایط تبلور ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه پرداخته شود.

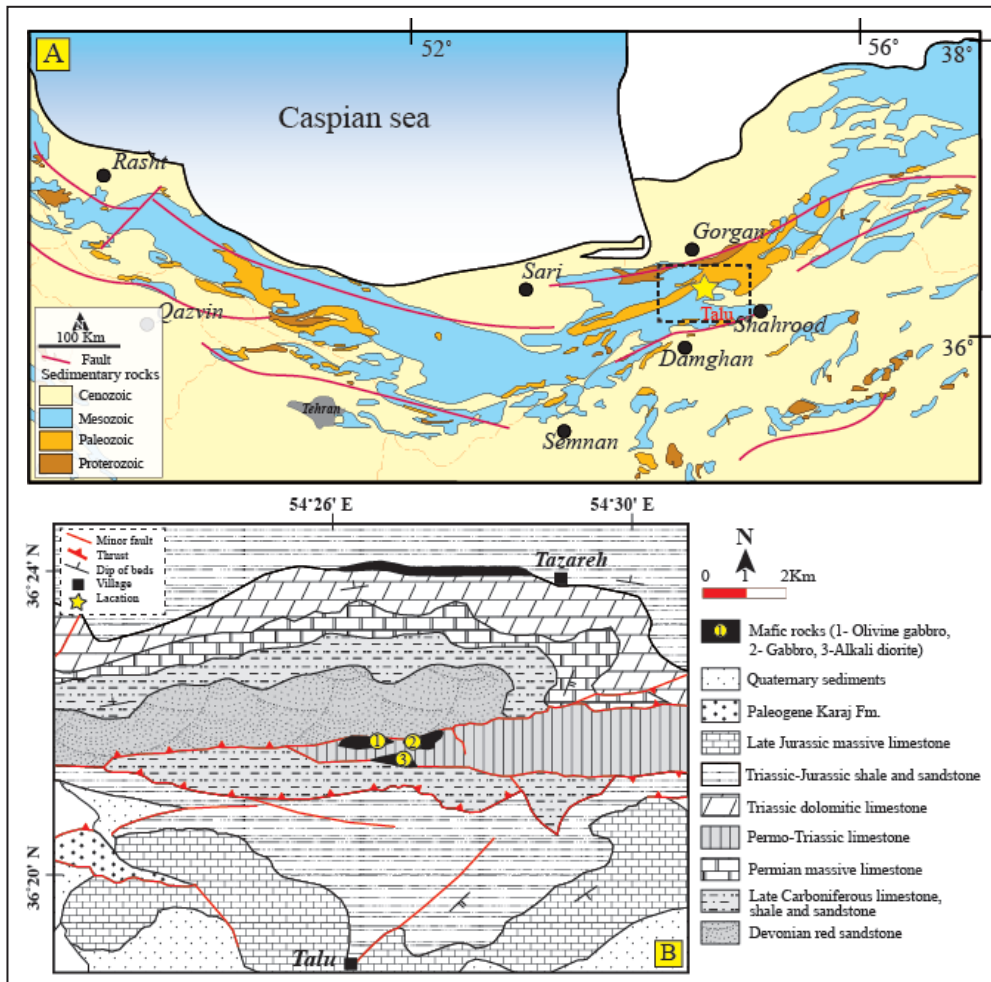
۲- زمین‌شناسی عمومی

موقعیت رخنمون توده‌های آذرین مافیک تالو، در شمال روستای تالو، در جنوب باختر روستای طرزه، در حد فاصل طول‌های خاوری "۰۰' ۳۰" تا "۰۰' ۵۴" و عرض‌های شمالی "۰۰' ۲۴" تا "۰۰' ۳۶" واقع شده است.

سنگ‌های آذرین مافیک منطقه تالو در محدوده شمال خاور شهر دامغان، به صورت استوک‌های کوچک رخنمون یافته‌اند. این سنگ‌ها با ترکیب سنگ‌شناسی الیون گابرو تا مونزونیت در بخش قاعده‌ای سازند شمشک استقرار یافته‌اند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲). ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت قلیایی بوده و از یک گوشته غنی شده زیرلیتوسفر قاره‌ای در یک محیط کشتی در حاشیه غیرفعال البرز در تریاس پسین-ژوراسیک پیشین، منشأ گرفته است (قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲). تاکنون تصور بر این بود که این توده‌های مافیک همراه با دیگر فعالیت‌های آذرین مشاهده شده در توالی‌های تریاس-ژوراسیک نوار البرز خاوری، مرکزی و باختری و همچنین نواحی شمال ایران مرکزی، طبق پیشنهاد بسیاری از پژوهشگران (از جمله مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲؛ قاسمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Berberian and King, 1981; Alavi, 1996; Fursich et al., 2009; Zanchi et al., 2009; Doroozi et al., 2017)، پیامد فعالیت‌های کشتی در محیط پشت کمان ناشی از فرورانش اقیانوس تیتس جدید در زمان تریاس پسین-ژوراسیک پیشین هستند. با این وجود، طی بازدیدهای صحرایی دقیق‌تری که انجام گرفته، مشخص شد که سنگ میزبان نفوذی‌های مافیک در منطقه تالو شامل سنگ‌های آهکی به سن پرمو-تریاس و یا قدیمی‌تر هستند (شکل ۱). افزون بر شواهد صحرایی، نتایج حاصل از سن‌سنجی اورانیم-سرب زیرکن نیز حاکی از سن تبلور این سنگ‌ها در مرز پرمین-تریاس است (250.3±0.55Ma، داده‌های چاپ نشده). افزون بر سنگ‌های آذرین تالو، پژوهش‌های متعددی مبنی بر وجود فعالیت‌های ماگمایی در دوران پرمین در زون البرز گزارش شده‌اند. از جمله این فعالیت‌های ماگمایی، که قدیمی‌تر از رویدادهای زمین‌ساختی فعال در دوره‌های تریاس-ژوراسیک هستند، می‌توان به رخنمون سنگ‌های آذرین با ماهیت بازیک و آلکالن به صورت دایک، سیل و توده‌های میکروگابرویی و لامپروفیری و روانه‌های بازالتی در سازندهای دورود و روته، در البرز مرکزی از سیاه‌بیشه تا جنوب آمل اشاره کرد (کاظمی و همکاران، ۱۳۹۷؛ Delavari et al., 2016). این بازالت‌ها دارای منشأ گوشته‌ای گارنت‌دار و ویژگی‌های

مطالعه از مسیر روستای تالو امکان‌پذیر می‌باشد. منطقه مورد مطالعه از لحاظ زمین‌ساختی تقریباً فعال بوده و مرز بین توالی‌ها در اکثر نقاط گسله می‌باشد (شکل ۱). قدیمی‌ترین سنگ‌های مشاهده شده در این منطقه، شامل ماسه‌سنگ‌های قرمز دونین، آهک، شیل و ماسه‌سنگ‌های کربنفر و توالی‌های آهکی ستر پرمین می‌باشند.

این منطقه، بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان را به خود اختصاص داده (علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵) و در تقسیم‌بندی زون‌های ساختاری ایران، در زیرزون البرز خاوری قرار می‌گیرد (آقاناتی، ۱۳۸۳ و Stocklin, 1968). زمین‌ریخت‌شناسی کلی این منطقه با کوه‌های نسبتاً مرتفع بخش جنوبی البرز خاوری در شمال خاور دامغان مشخص می‌شود. راه دسترسی به منطقه مورد



شکل ۱- (A) نقشه پراکنده‌گی سنگ‌های رسوبی ایران در زون البرز، (B) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه تالو و موقعیت توده‌های آذرین مافیک، ترکیبات مختلف با عدد مشخص شده‌اند (با تغییرات از علوی و صالحی راد، ۱۹۷۵).

این بود که نفوذی‌های یاد شده متعلق به ماگماتیسزم تریاس-ژوراسیک هستند (مقدسی، ۱۳۸۲؛ جمشیدی، ۱۳۸۹؛ قاسمی و جمشیدی، ۱۳۹۰، ۱۳۹۲)، ولی این پژوهش، سن پرموتریاس آنها را آشکار ساخت. توده الیوین گابرویی در شمالی‌ترین بخش منطقه قرار گرفته و به علت وجود درصد بالایی از کانی‌های مافیک با سیمای بسیار تیره (ظاهر سیاه رنگ با بافت دانه‌ای) مشخص می‌شوند. نکته قابل توجه در این منطقه، رخنمون توده آلکالی‌دیوریتی است که به علت وجود آمفیبول‌های درشت‌بلور، ساخت پگماتویدی دارد (شکل ۲- E).

۳- سنگ‌نگاری

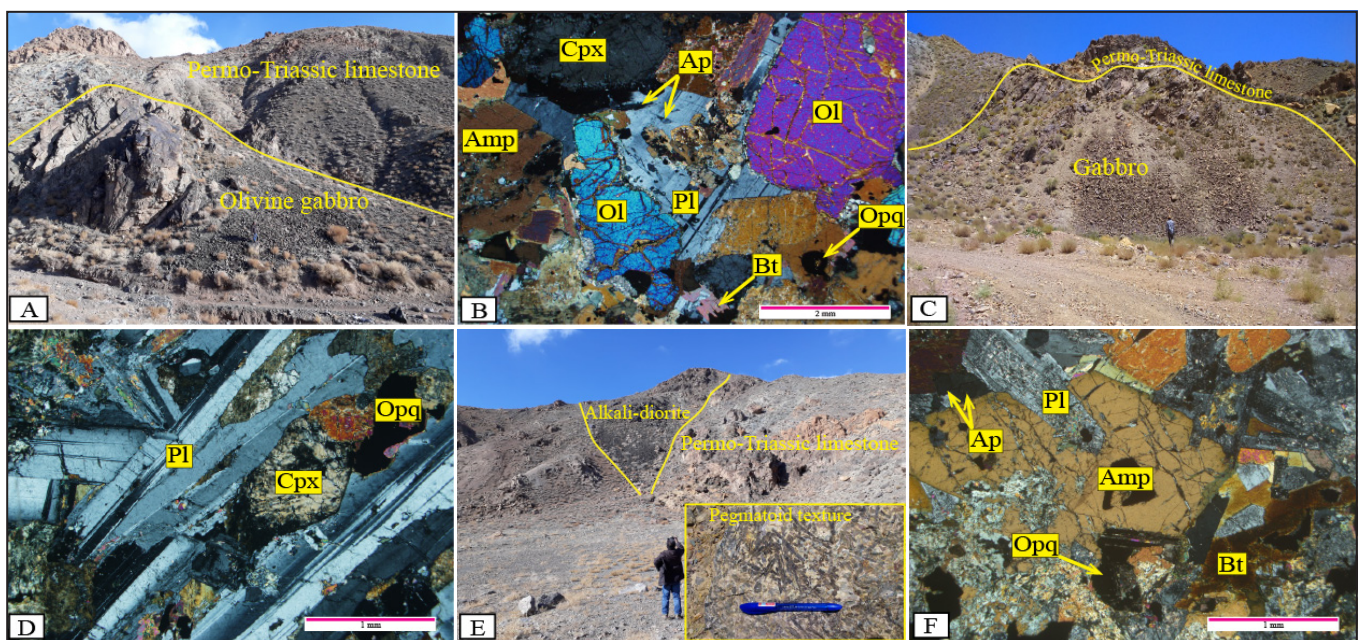
– **الیوین گابروها:** الیوین گابروها به شکل استوک‌های کوچک، با بافت درشت‌بلور و رنگ تیره (به دلیل داشتن کانی‌های تیره) در نمونه دستی دیده می‌شوند. کانی‌های

توالی‌های آهکی پرمو- تریاس منطقه تالو (در مجاورت کوه لب‌نثار) میزبان چندین توده آذرین نفوذی مافیک با ترکیب الیوین گابرو، گابرو و آلکالی-دیوریت هستند (شکل ۲- A, C, E). این توده‌های آذرین مافیک به صورت استوک‌های نسبتاً کوچک در رسوبات آهکی منطقه نفوذ نموده و چهره زمین‌شناسی منطقه را تغییر داده‌اند. به طوری که در برخی موارد شاهد آثار پختگی و یا تبلور مجدد سنگ‌های آهکی هستیم. کوه‌های در بردارنده این توده‌ها در بخش شمالی به گسل طزره محدود شده و در قسمت جنوبی با فعالیت گسل‌های فرعی معکوس و یا عادی مشخص می‌شوند. شواهد ساختاری منطقه بسیار پیچیده بوده و نیازمند مطالعات تخصصی زمین‌ساختی می‌باشد، اما چنین به نظر می‌رسد که بخش‌هایی از توالی‌های تریاس-ژوراسیک پس از گسل خوردگی‌ها و چین خوردگی‌های بی‌پای در زمان‌های مختلف، بر روی رسوبات قدیمی‌تر رانده شده‌اند. در بررسی‌های پیشین تصور بر

گابروها: گابروهای منطقه تالو به صورت استوک کوچک با سیمای تیره رنگ و در مقیاس نمونه دستی به صورت ریز تا متوسط دانه شکل گرفته‌اند. پلاژیوکلاز (۳۵ تا ۴۵ درصد) و کلینوپیروکسن (۳۰ تا ۴۰ درصد)، کانی‌های اصلی سازنده سنگ بوده و بافت غالب گابروها گرانولار و اینترگرانولار و در برخی موارد ساب‌افیتیک می‌باشد (شکل ۲- D). پلاژیوکلازها به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، با اندازه بیش از ۲ میلی‌متر با ماکل آلپیت-کارلسباد حضور یافته‌اند. بلورهای کلینوپیروکسن این سنگ‌ها معمولاً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا ناخودشکل‌دار با اندازه‌های کمتر از ۱ میلی‌متر و گاهی تا ۱ میلی‌متر، در میان بلورهای پلاژیوکلاز جای گرفته‌اند. طی فرایندهای دگرسانی، پلاژیوکلازها به سرسیست و کلینوپیروکسن‌ها در نقاطی از سنگ به آمفیبول، بیوتیت و کلریت تبدیل شده‌اند. عمده‌ترین کانی‌های فرعی مشاهده شده در این سنگ‌ها، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره می‌باشند که در مجموع کمتر از ۱۰ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده‌اند.

آلکالی دیوریت‌ها: واژه آلکالی دیوریت، معرف نوعی دیوریت حاوی آمفیبول‌های آلکالن (مانند کرسوتیت) می‌باشد. کانی‌های تشکیل دهنده آلکالی دیوریت‌ها شامل آمفیبول (۳۵ تا ۴۵ درصد) و پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد) با بافت گرانولار هستند (شکل ۲- F). پلاژیوکلازهای آلکالی دیوریت‌ها همانند گابروها غالباً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با اندازه تقریبی ۱ میلی‌متر و ماکل آلپیت-کارلسباد بوده، اگرچه میزان تأثیر فرایندهای دگرسانی پلاژیوکلازها در این گروه بیشتر از گابروها می‌باشد، تا حدی که در برخی موارد کاملاً به کانی‌های ثانویه مبدل گشته‌اند. آمفیبول‌ها نیز به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و رخ‌های مشخص با اندازه چندین میلی‌متر (و یا بزرگ‌تر گاهی تا چندین سانتی‌متر) تبلور یافته‌اند. اندازه بلورهای آمفیبول در آلکالی دیوریت‌ها به گونه‌ای است که در بیشتر موارد، سبب شکل‌گیری بافت پگماتوئیدی در نمونه دستی می‌شود. در برخی موارد در محل شکستگی‌ها و یا حاشیه بلورهای آمفیبول شاهد تبدیل این کانی به کلریت و یا بیوتیت هستیم. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها شامل بلورهای شکل‌دار زیرکن، آپاتیت، بیوتیت و کانی‌های تیره (در مجموع حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد) هستند.

اصلی تشکیل دهنده این سنگ‌ها شامل الیون (۱۵ تا ۲۰ درصد)، کلینوپیروکسن (۲۰ تا ۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۵ درصد) و آمفیبول (۵ تا ۱۰ درصد) با بافت‌های انباشتی و دانه‌ای می‌باشند. بلورهای الیون با اندازه‌های ۱ تا ۲ میلی‌متر و با گاهی بیشتر، با حاشیه گردشده بوده و در بیشتر موارد در راستای شکستگی‌های خود متحمل دگرسانی شده‌اند. گردشدگی الیون‌ها را می‌توان به عدم تعادل ناشی از تغییر ترکیب شیمیایی مذاب در اثر بالا رفتن میزان مواد فرار طی پیشرفت فرایند تبلور و همچنین جابه‌جایی ماگما به افق‌های بالاتر پوسته و کاهش سریع دما و فشار آشیانه ماگمایی نسبت داد. کلینوپیروکسن‌ها به صورت ناخودشکل تا نیمه‌شکل‌دار با اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر به همراه پلاژیوکلازها به عنوان دیگر فازهای اولیه تبلور یافته‌اند. بلورهای پلاژیوکلاز غالباً ناخودشکل بوده و با ماکل آلپیت-کارلسباد، در میان الیون‌های گردشده و بلورهای کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. فرایندهای دگرسانی کلینوپیروکسن‌ها و پلاژیوکلازها به ترتیب شامل اورالیتی شدن و سرسیستی شدن هستند، که به طور بخشی در میان رخ‌ها و شکستگی‌ها مشاهده می‌شوند. در سنگ‌های آذرینی که بخش اعظم آنها را کانی‌های مافیک خشک مانند الیون و کلینوپیروکسن تشکیل داده‌اند، حضور کانی‌های آب‌داری همچون آمفیبول، ممکن است دور از انتظار به نظر برسد. با این حال، بدیهی است که با پیشرفت فرایند تفریق و افزایش میزان فاز سیال در ماگما، فرصت تبلور برای کانی‌هایی همچون آمفیبول و بیوتیت نیز فراهم می‌شود. چنانچه مقدار آب در آشیانه ماگمایی به بیش از ۱/۵ درصد برسد، آمفیبول‌ها می‌توانند به عنوان یک فاز اولیه، حتی در سنگ‌های مافیک انباشتی نیز متبلور شوند (Claeson and Meurer, 2004). آمفیبول‌ها غالباً به صورت نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار با رخ‌های مشخص در اندازه‌های ۱ تا ۲ میلی‌متر در میان دیگر فازها تبلور یافته‌اند (شکل ۲- B). کانی‌های بیوتیت، آپاتیت و مگنتیت به عنوان کانی‌های فرعی به‌شمار می‌روند (با فراوانی کمتر از ۵ درصد). بیوتیت‌ها غالباً حاصل دگرسانی آمفیبول‌ها بوده و در حاشیه بلورهای آمفیبول تشکیل شده‌اند. بلورهای آپاتیت نیز به اشکال سوزنی و یا با سطح مقطع شش ضلعی تبلور یافته‌اند.



شکل ۲- تصاویر صحرایی از رخنمون سنگ‌های آذرین مافیک در منطقه تالو که در توالی‌های آهکی پرمو-تریاس نفوذ نموده‌اند، (A) توده الیون گابروی (دید به سمت شمال)، (B) الیون-گابرو، (C) توده گابروی (دید به سمت شمال)، (D) گابرو، (E) توده آلکالی دیوریتی (دید به سمت باختر). تصاویر میکروسکوپی مربوط به سنگ‌های آذرین یاد شده در تصاویر صحرایی و (F) آلکالی دیوریت. علامت اختصاری کانی‌ها شامل، Amph: آمفیبول، Plag: پلاژیوکلاز، CPX: کلینوپیروکسن، Ol: الیون، Bt: بیوتیت و Ap: آپاتیت می‌باشند (Whitney and Evans, 2010).

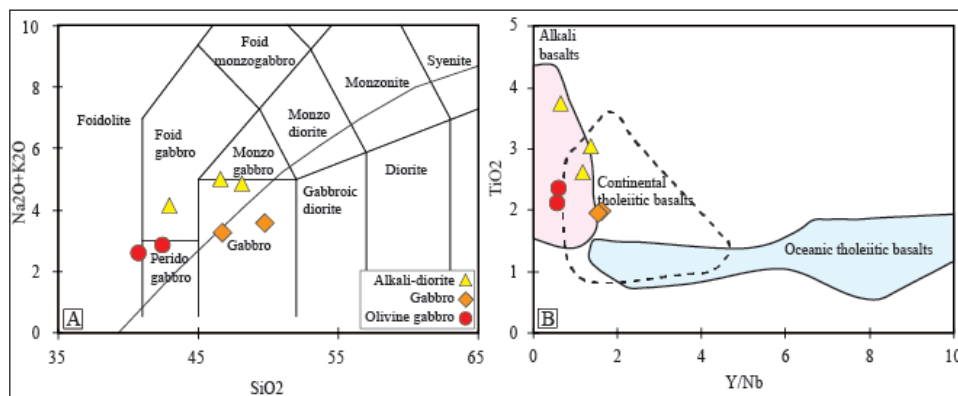
۴- روش مطالعه

فقد هرگونه کانی تحت اشباع هستند، در نتیجه قرارگیری آلکالی دیوریت‌ها در محدوده فوید گابرو را می‌توان به حضور فراوان آمفیبول‌ها نسبت داد (شکل ۲-F). بررسی ویژگی‌های شیمیایی سری‌های ماگمایی بر اساس تغییرات عناصر اصلی، به علت اثرات ناشی از دگرسانی و دگرگونی درجه ضعیف، ممکن است در استنتاج و تحلیل‌های پتروژنتیکی مشکل ایجاد نماید (مانند Cann, 1970; Hart, 1969). نامتحرک بودن REE و Ti, Nb, Zr, Y طی فرایندهای دگرسانی سبب شده تا این عناصر شاخص‌های خوبی برای تفکیک ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌ها و سری‌های ماگمایی در نظر گرفته شوند (مانند Cann, 1970). به طور کلی، سنگ‌های سری‌های آلکالین حاوی مقادیر Y و P, Ti, Nb, Zr بیشتری نسبت به سنگ‌های تولیتی می‌باشند (Floyd and Winchester, 1975). طبق مطالعاتی که توسط Floyd and Winchester (1975) بر روی انواع سنگ‌های بازالتی صورت گرفته، بر اساس فراوانی عناصر کمیاب و نسبت‌های آنها در نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb (شکل ۳-B)، سری‌های ماگمایی تولیتی و آلکالین تفکیک شده‌اند. براساس این نمودار سنگ‌های مافیک منطقه تالو در قلمرو بازالت‌های آلکالین قرار می‌گیرند (شکل ۳-B). افزون بر این، برای مشخص نمودن تأثیر فرایندهای پتروژنتیکی حاکم بر شکل‌گیری این سنگ‌ها می‌توان از نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب، که مشخص‌کننده روند فرایندهای ذوب بخشی و تبلور تفریقی هستند، استفاده نمود. براساس موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه در نمودارهای Nb در برابر La و Nb/Zr در برابر La، احتمالاً الیون گابروها حاصل مراحل اولیه فرایند ذوب بخشی در گوشته محل منشأ بوده، درحالی‌که با افزایش درجات ذوب بخشی آلکالی دیوریت‌ها و سپس گابروها شکل گرفته‌اند (شکل ۴-A و B).

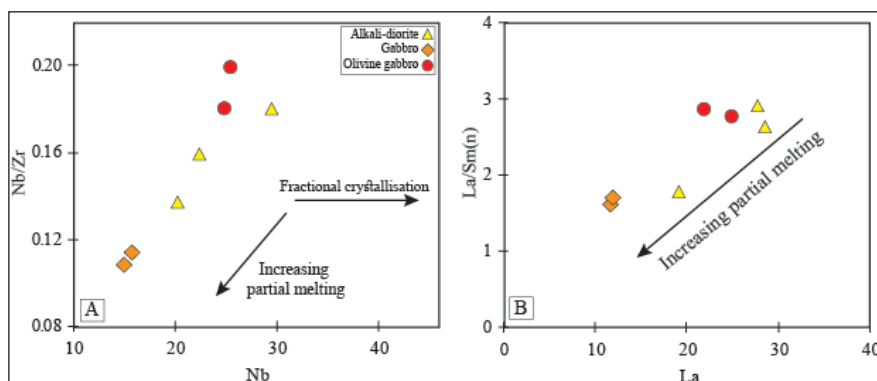
برای دستیابی به ترکیب شیمیایی نمونه‌های مورد مطالعه در این پژوهش، تعداد ۷ نمونه انتخاب شدند. مقدار تمرکز عناصر اصلی موجود در این نمونه‌ها به روش XRF توسط دستگاه AXIOS X-ray fluorescence (XRF) و عناصر نادر خاکی و کمیاب به روش ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometer) توسط دستگاه Double Focusing ICP-MS (FINNIAN MAT ELEMENT) با استفاده از نمونه‌های استاندارد GSR-1 و GSR-3، در انستیتوی زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین، (IGGCAS: Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science) در پکن آنالیز شده‌اند. ترکیب شیمیایی کانی‌ها نیز، پس از تهیه مقاطع نازک صیقلی، در آکادمی علوم چین (IGGCAS) با استفاده از دستگاه CAMECA SX Five Electron Probe Microanalyzer (با الکترون افکن Tungsten filament/LaB6، شتاب دهنده با ولتاژ حدود ۵ تا ۳۰ کیلو ولت و طیف‌سنج با ۵ کانال) مورد تجزیه قرار گرفتند. در مجموع ترکیب شیمیایی ۴۳ نقطه از کانی‌های الیون، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول از دو نمونه آلکالی دیوریت و الیون گابرو به دست آمده است.

۵- زمین‌شیمی سنگ کل

برای نام‌گذاری و طبقه‌بندی این سنگ‌ها از نمودار مجموع آلکالی‌ها (Na_2O+K_2O) در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) استفاده شده است. مقدار تمرکز عناصر اصلی و کمیاب سنگ کل نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۱ مرتب شده‌اند. مقدار SiO_2 نمونه‌ها از ۴۰/۶۸ تا ۴۹/۷۵ درصد وزنی در تغییر بوده و در نمودار طبقه‌بندی سنگ TAS، در محدوده‌های گابرو، پریدوگابرو و فویدگابرو قرار می‌گیرند (شکل ۳-A). با توجه به این که آلکالی دیوریت‌ها در ترکیب کانی‌شناسی خود،



شکل ۳- موقعیت سنگ‌های آذرین مافیک تالو در، (A) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) و (B) نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb (Floyd and Winchester, 1975).



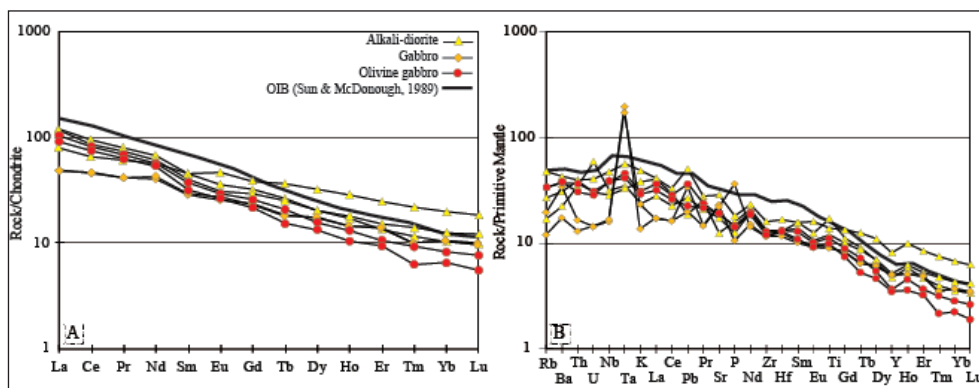
شکل ۴- موقعیت سنگ‌های آذرین مافیک تالو در، (A) نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 (Middlemost, 1994) و (B) نمودار TiO_2 در برابر Y/Nb (Floyd and Winchester, 1975).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمی سنگ کل عناصر اصلی (درصد وزنی) و کمیاب (ppm) برای نمونه‌های آذرین مافیک منطقه تالو.

Sample	TL-10	TL-21	TL-33	TA-2	TA-12	4-C-1	TI-31
Description	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Gabbro	Gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro
SiO ₂	42.92	46.57	48.12	46.73	49.75	42.42	40.68
TiO ₂	3.73	2.99	2.59	1.95	1.99	2.40	2.15
Al ₂ O ₃	14.52	13.22	13.04	17.20	14.75	8.89	11.14
Fe ₂ O ₃ T	14.62	14.11	13.78	16.23	11.24	14.45	14.30
MnO	0.17	0.11	0.09	0.08	0.13	0.18	0.18
MgO	6.58	4.76	6.09	2.15	6.59	16.35	17.01
CaO	11.57	9.77	8.90	6.67	10.66	10.62	9.83
Na ₂ O	2.67	4.32	3.76	2.83	2.87	1.91	1.67
K ₂ O	1.46	0.71	1.15	0.41	0.70	0.94	0.88
P ₂ O ₅	0.40	0.27	0.35	0.79	0.23	0.32	0.31
LOI	1.64	2.62	1.50	3.57	0.22	0.90	0.91
TOTAL	100.27	99.46	99.36	98.61	99.13	99.37	99.06
Sc	27.76	27.90	30.09	30	30	31.27	31
V	373.61	361.58	217.59	233	225	214.40	221
Cr	91.25	8.98	64.58	212.102	171.05	707.88	54.736
Co	53.10	42.36	27.44	41.4	41.5	67.46	84.9
Ni	95.04	20.47	36.76	45.7	26	309.36	355.7
Cu	89.03	33.22	7.04	56.3	72.2	53.76	69.5
Zn	121.29	71.45	47.38	18	13	98.79	53
Ga	21.72	19.17	15.62	18.2	18.9	13.95	12.8
Rb	30.17	10.76	17.06	7.6	12.4	21.36	21.5
Sr	607.48	368.30	264.40	461.3	485.5	395.93	406.6
Y	21.60	37.27	23.68	22.9	22.7	16.62	15.8
Zr	180.14	141.06	149.33	128.7	130.5	144.52	134
Nb	33.71	22.40	20.36	11.9	11.3	27.32	27.9
Cs	1.31	0.65	1.36	0.3	0.4	0.38	0.6
Ba	297.74	157.17	214.63	121	238	262.49	267
La	28.50	19.13	27.78	11.8	11.7	24.95	21.8
Ce	58.57	40.18	52.32	28.6	29	50.41	46
Pr	7.68	5.79	7.04	4.02	4.05	6.57	5.97
Nd	31.61	26.63	28.26	19.3	20.5	26.51	25.2
Sm	6.99	6.98	6.17	4.49	4.61	5.74	4.85
Eu	2.09	2.70	1.79	1.52	1.61	1.71	1.54
Gd	6.59	7.99	6.01	4.94	4.87	5.29	4.45
Tb	0.99	1.36	0.95	0.7	0.69	0.78	0.57
Dy	5.16	8.15	5.18	4.45	4.59	4.00	3.41
Ho	0.96	1.64	1.03	0.83	0.84	0.75	0.59
Er	2.25	4.08	2.54	2.33	2.38	1.76	1.55
Tm	0.30	0.56	0.36	0.26	0.26	0.24	0.16
Yb	1.77	3.34	2.14	1.82	1.83	1.40	1.1
Lu	0.25	0.47	0.31	0.26	0.25	0.19	0.14
Hf	5.20	4.04	4.08	3.6	3.9	4.09	4
Ta	2.31	1.42	1.35	8	7	1.87	1.7
Pb	3.57	1.90	1.33	1.4	2.4	2.58	1.6
Th	3.39	2.95	3.33	1.1	1.4	3.12	2.6
U	0.86	1.24	0.64	0.3	0.3	0.65	0.6
Mg [#]	51.2	44.0	50.7	23.6	57.7	72.5	73.5
Eu/Eu*	6.79	7.47	6.09	4.71	4.74	5.51	4.65
La(n)/Yb(n)	11.56	4.10	9.33	4.65	4.59	12.82	14.22
Ho(n)/Lu(n)	1.72	1.57	1.48	1.43	1.51	1.72	1.89

برای آلکالی دیوریت‌ها و الیون گابروهای تالو دارای الگوی تقریباً مشابه با OIB هستند که نشانگر منشأ گرفتن مذاب بازالتی والد از محل منبع‌های گوشته‌ای غنی شده همانند محل منبع OIB است. اگرچه گابروها نسبت به آلکالی دیوریت‌ها و الیون گابروها، به واسطه غنی‌شدگی شدید از Ta و به میزان کمتر در P و Ba، Pb و الیون متفاوتی نشان می‌دهند (شکل ۵- B). این امر می‌تواند ناشی از طبیعت آلکالن، تفریق یافتگی کمتر مذاب و آرایش پوسته‌ای اندکی بیشتر گابروها (به دلیل دمای بالاتر) در مقایسه با دیوریت‌ها باشد. به طور کلی براساس نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه، مشخص شد که هیچ یک از نمونه‌ها ناهنجاری منفی در Nb و Ta نشان نمی‌دهند. این امر می‌تواند شهادتی بر ماهیت آلکالن و ناچیز بودن میزان آغشتگی پوسته‌ای ماگمای سازنده این نمونه‌ها باشد.

نتایج تجزیه شیمی سنگ کل در نمونه‌های مورد مطالعه نشان می‌دهد که الگوی عناصر نادر خاکی این نمونه‌ها شباهت زیادی با الگوی شاخص OIB (Sun and McDonough, 1989) دارند (شکل ۵- A). در نتیجه پیشنهاد می‌شود که گوشته محل منشأ سنگ‌های مافیک منطقه تالو، مشابه با گوشته محل منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی (گوشته غنی شده) بوده است. مقدار $La(n)/Yb(n)$ در نمونه‌های تالو از ۴/۱۰ تا ۱۴/۲۲ در تغییر بوده و نشان دهنده تفریق ضعیف تا متوسط این عناصر می‌باشد. میانگین نسبت Eu/Eu^* در نمونه‌های مورد بررسی ۵/۷۱ بوده و در هیچ یک از آنها، ناهنجاری منفی Eu مشاهده نمی‌شود (که نشانگر تبلور پلاژیوکلاز و جدایش نشدن آن از مذاب است). نمودار چندعنصری بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)،



شکل ۵- A) نمودار آلکالی دیوریت‌ها، گابروها و الیون گابروهای تالو، بهنجار شده نسبت به مقادیر کندریت (Sun and McDonough, 1989)؛ B) نمودار چندعنصری عناصر کمیاب نمونه‌های مورد مطالعه، بهنجار شده نسبت به مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، الگوی بازالت‌های جزایر اقیانوسی، OIB (Sun and McDonough, 1989) برای مقایسه ترسیم شده‌اند.

از تشکیل دهنده‌های اصلی سنگ‌های اولترامافیک و مافیک به‌شمار می‌رود. میزان نسبت منیزیم به آهن (Mg/Fe) در الیون، به سمت بازالت‌ها و گابروهای تحول یافته‌تر، کاهش می‌یابد (Deer et al., 2013). به بیان دیگر، بالا بودن نسبت منیزیم به آهن در الیون‌ها نشان دهنده طبیعت اولیه ماگمای سازنده می‌باشد. الیون در سنگ‌های گابرویی غالباً با ترکیب Fo_{80} تا Fo_{50} تشکیل شده و میزان MgO در فورستریت‌ها می‌تواند به ۵۶/۱۷ درصد وزنی برسد و فراوانی FeO در فایالیت نیز گاهی به حدود ۷۰ درصد وزنی خواهد رسید (Deer et al., 2013). محتوای اکسیدها و کاتیون‌های مربوط به کانی الیون (محاسبه شده بر اساس ۴ اتم اکسیژن) در نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۳ آورده شده‌اند. در نمودار طبقه‌بندی این کانی، الیون‌های منطقه تالو با ترکیب کریزولیت (Fo_{74} تا Fo_{79}) مشخص می‌شوند (شکل ۶- B).

– **کلینوپروکسن:** به منظور بررسی شیمی کانی کلینوپروکسن، کلینوپروکسن‌ها به عنوان یکی از اصلی‌ترین کانی‌های سازنده الیون گابروها مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند. محاسبه کاتیون‌ها بر اساس ۶ اتم اکسیژن انجام شده و مقادیر اکسیدها و کاتیون‌های کلینوپروکسن‌ها در جدول ۴ به نمایش در آمده است. طبق تقسیم‌بندی کلینوپروکسن‌ها بر اساس میزان کلسیم و تیتانیوم (Gill, 2010)، کلینوپروکسن‌های مورد مطالعه در گروه کلینوپروکسن‌های کلسیم بالا و تیتانیوم متوسط تا بالا قرار می‌گیرند.

۶- شیمی کانی

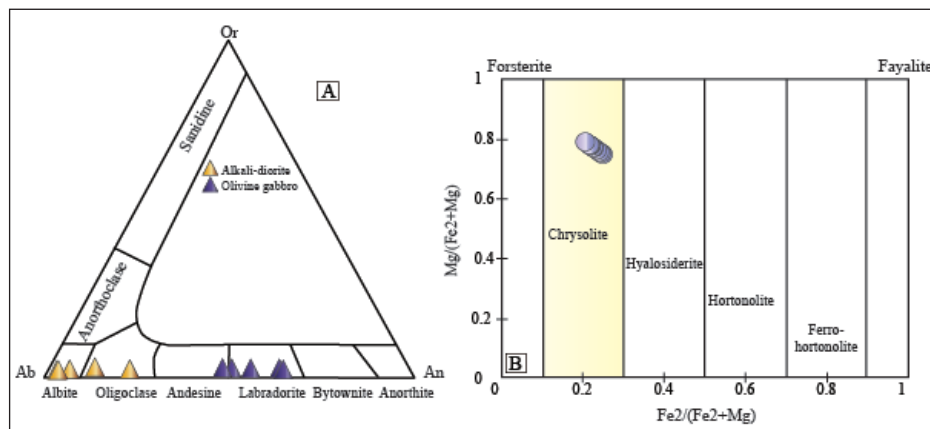
اکسیدهای عناصر اصلی کانی‌ها به همراه کاتیون‌های محاسبه شده آنها (در واحد a.p.f.u) در جدول‌های ۲، ۳، ۴ و ۵ مرتب شده‌اند.

– **پلاژیوکلاز:** پلاژیوکلاز یکی از تشکیل دهنده‌های اصلی بسیاری از سنگ‌های آذرین می‌باشد. این کانی در نمونه‌های مورد بررسی در بیشتر موارد بدون منطقه‌بندی ترکیبی (Compositional zonation) تبلور یافته است. میزان دگرسانی و تغییرات ثانویه پلاژیوکلاز در الیون گابروها و آلکالی دیوریت‌ها در حد کم تا متوسط و گاهی اوقات شدید بوده و در برخی نمونه‌ها شاهد فرایندهای ثانویه مانند سریسیتی، کلریتی و سوسوریتی شدن هستیم. داده‌های حاصل از تجزیه شیمی پلاژیوکلاز در جدول ۲ به نمایش در آمده‌اند. کاتیون‌های این کانی‌ها بر اساس ۸ اتم اکسیژن به دست آمده‌اند. به دلیل ماهیت آلکالن مذاب، پلاژیوکلازها در آلکالی دیوریت‌های منطقه تالو به علت افزایش میزان سازندگان آلکالن، به سمت ترکیبات سدیک‌تر میل نموده و دارای ترکیب آلینیت تا الیگوکلاز (An_3 تا An_{23}) هستند و پلاژیوکلازهای موجود در الیون گابروها نیز نشان دهنده ترکیب لابرادوریت (An_{48} تا An_{64}) می‌باشند (شکل ۶- A).

– **الیون:** الیون یک کانی سیلیکاته آهن و منیزیم‌دار است که به شکل محلول جامد الیون غنی از آهن (Fayalite) تا الیون غنی از منیزیم (Forsterite) تبلور می‌یابد. ترکیبات حدواسط بین این دو کانی به ترتیب با افزایش میزان آهن و کاهش منیزیم شامل کریزولیت، هیالوسیدریت، هورتونولیت و فروهورتونولیت هستند. الیون یکی

جدول ۲- نتایج حاصل از تجزیه ترکیب شیمیایی کانی پلاژیوکلاز در یونین گابروها و آلكالی دیوریت های منطقه تالو.

Sample	TI-31-1	TI-31-2	TI-31-3	TI-31-4	TI-31-5	TI-10-1	TI-10-2	TI-10-3	TI-10-4	TI-10-5
Type	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite
SiO ₂	54.97	53.63	51.59	51.42	54.98	64.67	66.06	68.22	62.46	68.58
TiO ₂	0.04	0.07	0.10	0.12	0.04	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	28.62	29.66	30.72	31.08	28.23	20.93	22.83	20.53	21.33	21.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	3.43	0.00
FeO*	0.33	0.34	0.34	0.35	0.28	1.86	0.40	0.16	0.42	0.08
MnO	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00
MgO	0.03	0.06	0.07	0.05	0.02	0.01	0.05	0.01	0.05	0.00
CaO	9.96	11.00	12.81	12.84	9.40	5.07	1.31	0.61	2.27	0.75
Na ₂ O	5.37	4.81	4.05	3.88	5.62	9.37	10.29	10.34	8.71	10.46
K ₂ O	0.49	0.38	0.30	0.25	0.49	0.09	0.16	0.11	0.50	0.04
NiO	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.82	99.98	100.00	99.99	99.11	102.01	101.26	100.01	99.21	101.81
An	50.59	55.81	63.63	64.68	48.03	23.01	6.56	3.17	12.57	3.83
O	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Si	2.483	2.425	2.346	2.337	2.498	2.835	2.864	2.972	2.801	2.935
Ti	0.001	0.002	0.003	0.004	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Al	1.524	1.581	1.647	1.665	1.512	1.081	1.167	1.054	1.127	1.105
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.122	0.000
Fe*	0.012	0.013	0.013	0.013	0.011	0.068	0.015	0.006	0.016	0.003
Mn	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Mg	0.002	0.004	0.005	0.003	0.002	0.000	0.003	0.001	0.004	0.000
Ca	0.482	0.533	0.624	0.625	0.458	0.238	0.061	0.029	0.109	0.035
Na	0.471	0.422	0.357	0.342	0.495	0.796	0.865	0.873	0.758	0.868
K	0.028	0.022	0.018	0.014	0.029	0.005	0.009	0.006	0.029	0.002
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.003	5.004	5.014	5.004	5.007	5.025	4.989	4.941	4.966	4.947



شکل ۶- (A) موقعیت پلاژیوکلازهای آلكالی دیوریت ها و یونین گابروهای منطقه تالو در نمودار طبقه بندی پلاژیوکلازها (Deer et al., 2013). (B) موقعیت یونین های موجود در یونین- گابروهای مورد مطالعه در نمودار $Mg/(Fe_2+Mg)$ در برابر $Fe_2/(Fe_2+Mg)$ برای نامگذاری یونین ها (Deer et al., 2013).

جدول ۳- نتایج حاصل از تجزیه ترکیب شیمیایی کانی الیون در الیون گابروهای منطقه تالو.

SAMPLE	TI-31-1	TI-31-2	TI-31-3	TI-31-4	TI-31-5	4-C-1	4-C-2	4-C-3	4-C-4	4-C-5
Type	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro
SiO ₂	37.95	38.41	38.81	38.87	39.00	38.19	39.03	38.88	38.68	38.75
TiO ₂	0.02	0.03	0.03	0.01	0.02	0.03	0.02	0.01	0.03	0.02
Al ₂ O ₃	0.04	0.05	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00
FeO*	22.34	22.57	22.03	19.73	18.74	21.40	20.26	19.96	19.97	20.91
MnO	0.34	0.33	0.31	0.26	0.26	0.32	0.28	0.30	0.29	0.31
MgO	38.22	37.67	38.65	40.27	41.00	38.95	40.45	40.00	40.49	39.83
CaO	0.29	0.31	0.34	0.32	0.35	0.31	0.31	0.31	0.31	0.31
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.13	0.12	0.14	0.13	0.18	0.15	0.14	0.18	0.15	0.15
Total	99.35	99.51	100.36	99.65	99.61	99.41	100.53	99.70	99.98	100.36
Fo	75.31	74.84	75.77	78.44	79.59	76.44	78.07	78.13	78.33	77.25
O	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
Si	0.9961	1.0060	1.0046	1.0029	1.0024	0.9971	1.0002	1.0039	0.9965	0.9985
Ti	0.0004	0.0005	0.0006	0.0002	0.0003	0.0007	0.0004	0.0002	0.0005	0.0004
Al	0.0011	0.0015	0.0008	0.0006	0.0005	0.0014	0.0009	0.0009	0.0012	0.0016
Cr	0.0005	0.0004	0.0005	0.0007	0.0007	0.0001	0.0001	0.0007	0.0004	0.0000
Fe*	0.4904	0.4945	0.4769	0.4257	0.4028	0.4673	0.4341	0.4310	0.4303	0.4506
Mn	0.0076	0.0073	0.0068	0.0056	0.0056	0.0070	0.0060	0.0065	0.0063	0.0067
Mg	1.4957	1.4710	1.4914	1.5489	1.5709	1.5159	1.5454	1.5398	1.5550	1.5300
Ca	0.0080	0.0088	0.0095	0.0089	0.0096	0.0087	0.0085	0.0085	0.0084	0.0085
Na	0.0003	0.0000	0.0000	0.0002	0.0007	0.0005	0.0008	0.0000	0.0005	0.0015
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001
Ni	0.0028	0.0026	0.0029	0.0027	0.0037	0.0031	0.0028	0.0037	0.0032	0.0032
Total	3.0028	2.9925	2.9941	2.9964	2.9971	3.0018	2.9993	2.9951	3.0024	3.0011

جدول ۴- نتایج حاصل از تجزیه ترکیب شیمیایی کانی پیروکسن در نمونه‌های الیون گابرویی منطقه تالو.

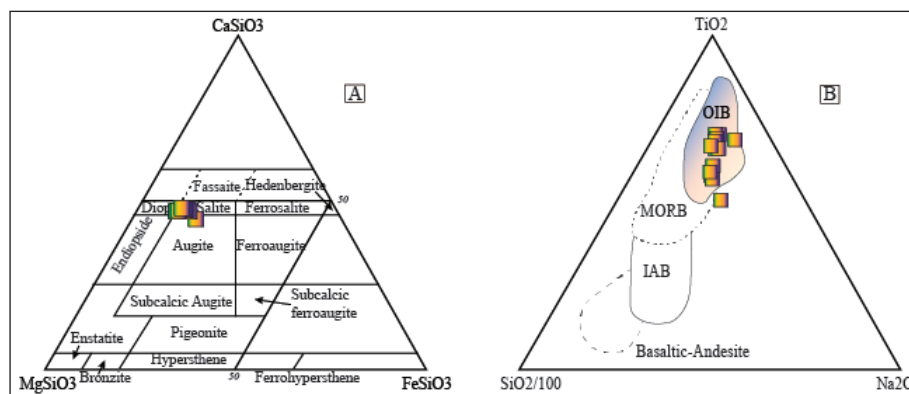
Sample	TI-31-1	TI-31-2	TI-31-3	TI-31-4	TI-31-5	TI-31-6	TI-31-7
Type	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro
SiO ₂	46.25	42.84	47.31	45.60	49.61	46.52	46.75
TiO ₂	2.45	3.02	1.92	2.28	1.12	2.24	2.10
Al ₂ O ₃	7.64	10.33	6.84	7.71	4.29	7.56	7.19
Cr ₂ O ₃	0.29	0.21	0.58	0.27	0.02	0.44	0.55
FeO*	6.91	8.87	6.62	6.90	7.85	6.88	6.63
MnO	0.09	0.15	0.13	0.12	0.17	0.11	0.08
MgO	12.75	11.36	13.04	12.38	13.00	12.80	13.02
CaO	21.53	18.46	21.79	21.52	21.91	21.67	21.67
Na ₂ O	0.59	0.97	0.53	0.52	0.60	0.55	0.52
K ₂ O	0.00	0.23	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03
Total	98.53	96.46	98.78	97.32	98.60	98.80	98.53
Mg#	0.77	0.70	0.78	0.76	0.75	0.77	0.78
Cr#	0.02	0.01	0.05	0.02	0.00	0.04	0.05
En	0.40	0.38	0.40	0.39	0.39	0.40	0.40
Fs	0.12	0.17	0.11	0.12	0.13	0.12	0.12

Sample	TI-31-1	TI-31-2	TI-31-3	TI-31-4	TI-31-5	TI-31-6	TI-31-7
Type	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro
Wo	0.48	0.45	0.48	0.49	0.48	0.48	0.48
O	6	6	6	6	6	6	6
Si	1.750	1.667	1.782	1.748	1.876	1.755	1.766
Ti	0.070	0.089	0.054	0.066	0.032	0.064	0.060
Al ^{IV}	0.250	0.332	0.218	0.251	0.124	0.244	0.234
Al ^{VI}	0.091	0.142	0.086	0.097	0.067	0.092	0.087
Cr	0.009	0.006	0.017	0.008	0.001	0.013	0.016
Fe*	0.219	0.289	0.208	0.221	0.248	0.217	0.209
Mn	0.003	0.005	0.004	0.004	0.006	0.003	0.003
Mg	0.719	0.659	0.732	0.707	0.733	0.720	0.734
Ca	0.873	0.770	0.880	0.884	0.888	0.876	0.877
Na	0.044	0.073	0.039	0.039	0.044	0.040	0.038
K	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Total	4.026	4.045	4.022	4.026	4.018	4.026	4.024

Sample	TI-31-8	4-C-1	4-C-2	4-C-3	4-C-4	4-C-5
Type	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro
SiO ₂	47.01	49.28	49.03	48.48	48.86	47.62
TiO ₂	2.01	1.33	1.29	1.52	1.37	1.86
Al ₂ O ₃	6.97	4.66	5.11	5.51	5.24	6.05
Cr ₂ O ₃	0.60	0.82	0.82	0.77	0.75	0.80
FeO*	6.32	5.41	5.54	5.81	5.70	6.08
MnO	0.10	0.10	0.09	0.09	0.05	0.09
MgO	12.97	14.47	14.63	14.17	14.28	13.58
CaO	21.54	22.29	22.40	22.32	22.34	22.58
Na ₂ O	0.58	0.49	0.49	0.50	0.47	0.46
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.05	0.04	0.01	0.01	0.02	0.05
Total	98.16	98.88	99.42	99.17	99.08	99.18
Mg#	0.79	0.83	0.82	0.81	0.82	0.80
Cr#	0.05	0.11	0.10	0.09	0.09	0.08
En	0.41	0.43	0.43	0.42	0.43	0.41
Fs	0.11	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10
Wo	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.49
O	6	6	6	6	6	6
Si	1.780	1.844	1.827	1.814	1.827	1.788
Ti	0.057	0.038	0.036	0.043	0.039	0.053
Al ^{IV}	0.220	0.156	0.173	0.186	0.173	0.212
Al ^{VI}	0.091	0.050	0.051	0.057	0.058	0.056
Cr	0.018	0.024	0.024	0.023	0.022	0.024
Fe*	0.200	0.169	0.173	0.182	0.178	0.191
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003
Mg	0.732	0.807	0.813	0.790	0.796	0.760
Ca	0.874	0.894	0.894	0.895	0.895	0.908
Na	0.042	0.035	0.036	0.036	0.034	0.034
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Total	4.019	4.021	4.030	4.028	4.024	4.030

از بازالت‌های آندزیتی به سمت جزایر قوسی، پشته‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های نوع OIB متمایل می‌شوند. در نمودار سه تایی $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ در شکل ۷- B، موقعیت کلیئوپروکسن‌ها در نمونه‌های تالو نشان دهنده طبیعت نوع OIB می‌باشد. داده‌های مربوط به شیمی کانی‌ها همواره مکمل داده‌های شیمی سنگ کل و ایزوتوپی هستند. در نتیجه با مطالعه محتوای شیمی کانی‌هایی همچون کلیئوپروکسن‌ها، می‌توان اطلاعات مفیدی در زمینه پتروژنز سنگ‌ها به دست آورد. به اعتقاد بسیاری از پژوهشگران، شیمی کلیئوپروکسن‌ها و ویژگی‌های سنگ‌شناختی آنها، ارتباط مستقیمی با موقعیت زمین‌ساختی آنها دارد (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Le Terrier et al., 1982). طوری که بازالت‌های کوهزایی (تولیتی، کالک‌آلکان و آلکانل شوشونیتی) در برادرانده Cr و Ti کمتری نسبت به بازالت‌های پشته‌ها، حوضه‌های پشت کمان، کافت‌های قاره‌ای و جزایر اقیانوسی هستند. در حالی که آلکانلی بازالت‌های اقیانوسی و قاره‌ای، Na و Ti بیشتر و Si کمتری نسبت به انواع دیگر بازالت‌ها دارند (Le Terrier et al., 1982).

با توجه به مقدار اکسید عناصر آنالیز شده، کلیئوپروکسن‌های الیون‌گابروهای تالو با ترکیب دیوپسید، سالیته (Salite) و اوژیت مشخص می‌شوند (شکل ۷- A). سالیته نوعی دیوپسید است، که در آن میزان منیزیم بیشتر از آهن می‌باشد و غالباً در سنگ‌های آلکانل و یا آلکانل تحت اشباع از سیلیس متبلور می‌شود (Deer et al., 2013). اوژیت نیز یک کلیئوپروکسن غنی از کلسیم می‌باشد. به عقیده برخی از پژوهشگران، بدون در نظر گرفتن میزان تأثیر نرخ سرد شدن و تبلور تفریقی، ترکیب شیمیایی کلیئوپروکسن به میزان زیادی مرتبط با ترکیب و نوع ماگمای سازنده آن است (Beccaluva et al., 1989). مقدار TiO_2 و $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ در کلیئوپروکسن با میزان SiO_2 نسبت عکس داشته و با نسبت Zr/Y سنگ میزبان آن نسبت مستقیم دارد. بازالت‌هایی که در موقعیت‌های درون ورقه‌ای تشکیل شده‌اند، با نسبت‌های Ti/Y و Zr/Y بیشتری نسبت به دیگر موقعیت‌ها مشخص می‌شوند (Pearce and Cann, 1973; Floyd and Winchester, 1975; Pearce and Norry, 1979). با توجه به نمودار سه تایی $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ (Beccaluva et al., 1989)، با افزایش TiO_2 و Na_2O و کاهش SiO_2 ، ترکیب کلیئوپروکسن‌ها به ترتیب



شکل ۷- موقعیت کلیئوپروکسن‌های موجود در الیون‌گابروهای منطقه تالو در، (A) نمودار نامگذاری و طبقه‌بندی پروکسن‌ها (Morimoto, 1988) و (B) نمودار سه تایی $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2\text{-Na}_2\text{O}$ (Beccaluva et al., 1989).

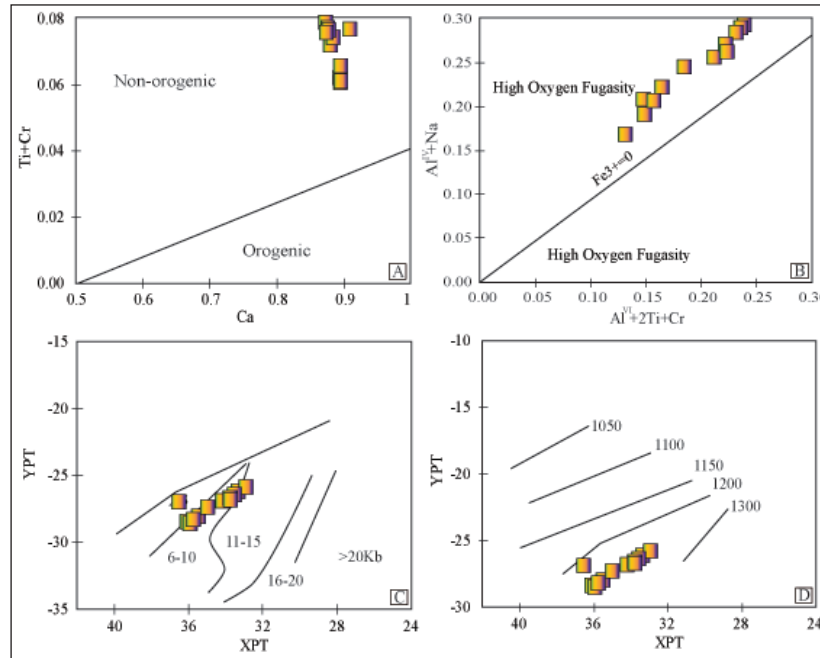
Fe به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین نمونه‌هایی که بالای خط Fe=0 قرار می‌گیرند پروکسن‌هایی هستند که در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار می‌گیرند در فوگاسیته اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند. هر چه فاصله نمونه‌ها از خط Fe=0 بیشتر باشد، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط آنها بیشتر بوده است (Cameron and Papike, 1981). به دلیل ترکیب آلکانل مذاب و غنی بودن آن از آهن (وجود فلدسپار آلکانل به همراه آمفیبول، آپاتیت، بیوتیت و پروکسن آلکانل)، و ورود آهن سه ظرفیتی به ساختار پروکسن‌ها، ترکیب این کانی نشانگر فوگاسیته بالای اکسیژن در مذاب است. البته حضور منیتیت در سنگ نیز خود از شواهد بالا بودن فوگاسیته اکسیژن است. ترکیب شیمیایی کلیئوپروکسن می‌تواند بازتابی از شرایط تشکیل و طبیعت سنگ میزبان این کانی باشد (Le Bas, 1962; Nisbet and Pearce, 1977; Soesoo, 1997). تفکیک شرایط فشار و دمای تبلور کلیئوپروکسن‌ها، از طریق محاسبه مؤلفه‌های X_{Fe} و Y_{Fe} امکان‌پذیر خواهد بود (Soesoo, 1997). در این نمودارها، محدوده‌های شرایط دما (۱۰۱۵ تا ۱۳۰۰ درجه سانتی‌گراد) و فشار تبلور (۲ تا ۲۰ کیلوبار) مشخص شده‌اند. مؤلفه‌های چندمتغیره Y_{Fe} و X_{Fe} بر پایه اکسید هشت عنصر هستند. چگونگی محاسبه این مؤلفه‌ها برای نمودار فشار و دمای تبلور به این طریق است (Soesoo, 1997):

چنانچه در نمودار Ti+Cr برابر Ca نیز مشاهده می‌شود (Le Terrier et al., 1982)، به علت بالا بودن مقدار Ti و Cr، کلیئوپروکسن‌های موجود در نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های غیر کوهزایی (Non-orogenic) و به عبارت دیگر درون ورقه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۸- A). در ماگماهای مافیک، غالباً کلیئوپروکسن‌ها در فشارهای بالا (تا ۱۰ کیلوبار) مانند یک فاز لیکیدوس (Liquidus phase) عمل می‌کنند، در نتیجه شیمی آنها می‌تواند منعکس کننده شرایط تبلور سنگ باشد (Schweitzer et al., 1979). افزون بر شرایط دما و فشار تبلور، از دیگر کاربردهای داده‌های شیمی کانی کلیئوپروکسن، ارزیابی فوگاسیته اکسیژن محیط تشکیل آنهاست. میزان Fe^{3+} در این کانی، تابع فوگاسیته اکسیژن بوده، در نتیجه با استفاده از نمودار شکل ۸- B کلیئوپروکسن‌ها در شرایط فوگاسیته اکسیژن بالا تشکیل شده‌اند. این نمودار بر پایه موازنه Al موجود در موقعیت تتراهدری و Cr و Al در موقعیت‌های اکتاهدری است. در ترکیب پروکسن‌ها عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی مانند Cr، Al، و Ti در موقعیت‌های هشت‌وجهی شود. بنابراین فراوانی Fe در پروکسن‌ها بستگی به موازنه Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی ساختمان پروکسن دارد. هر چه میزان Al^{IV} بیشتر باشد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر به جز Al مانند

با محاسبه و ترسیم مقادیر X_{PT} و Y_{PT} برای کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه، فشار تبلور این کانی‌ها در حدود ۶ تا ۱۰ کیلو بار تخمین زده شده است (شکل ۸- C). همچنین طبق نمودار مربوط به دما، میزان دمای تبلور کلینوپیروکسن‌های منطقه تالو ۱۲۰۰ تا ۱۲۵۰ درجه سانتی‌گراد می‌باشد (شکل ۸- D).

$$X_{PT} = 0.446SiO_2 + 0.187TiO_2 - 0.404Al_2O_3 + 0.346FeOT + 0.052MnO + 0.309MgO + 0.431CaO - 0.446Na_2O$$

$$Y_{PT} = -0.369SiO_2 + 0.535TiO_2 - 0.317Al_2O_3 + 0.323FeO_T + 0.235MnO - 0.516MgO - 0.167CaO - 0.153Na_2O$$



شکل ۸- موقعیت کلینوپیروکسن‌های آذرین مافیک تالو در، (A) نمودار Ti+Cr در برابر Ca، (B) نمودار $Al^{IV} + Na$ در برابر $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ ، برای تعیین میزان فوگاسیته اکسیژن (Le Terrier et al., 1982)، (C) نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} ، برای تعیین فشار تبلور کلینوپیروکسن (Schweitzer et al., 1979) و (D) نمودار Y_{PT} در برابر X_{PT} ، برای تعیین دمای تبلور کلینوپیروکسن (Soesoo, 1997).

بیشماری از انواع آمفیبول صورت گرفته، با استفاده از مجموع مقادیر عناصر Ca, Na, K، و آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول‌های دگرگونی قابل تفکیک هستند. همان گونه که در شکل ۱۰- A مشاهده می‌شود، آمفیبول‌های مورد بررسی در این پژوهش، در نمودار تغییرات $Ca+Na+K$ در برابر Si (Leake, 1971)، در محدوده آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند که با مطالعات و بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز سازگار است. به عقیده برخی از پژوهشگران (Jiang and An, 1984 و Zhang et al., 2015) با استفاده از شیمی کانی‌هایی همچون آمفیبول و یا بیوتیت، می‌توان به ماهیت محل منشأ سنگ پی برد. میزان Al_2O_3 در آمفیبول‌های گوشته زمین، گاه فراتر از ۱۰ درصد وزنی می‌رود، در حالی که مقدار این اکسید در آمفیبول‌های پوسته زمین غالباً کمتر از ۱۰ درصد وزنی می‌باشد. با افزایش دما و فشار ماگما، مقدار Si آمفیبول کاهش یافته در حالی که میزان Al, Ti, Na+K، افزایش می‌یابد (Jiang and An, 1984). به طور کلی، بر اساس نمودار TiO_2 در برابر Al_2O_3 ، می‌توان پیشنهاد نمود که آمفیبول‌های منطقه تالو با منشأ گوشته‌ای مشخص می‌شوند (شکل ۱۰- B). آمفیبول در شرایط ماگمایی و یا دگرگونی‌های مرتبط با توده‌های آذرین، حاوی Si و Al^{VI} کمتری هستند (Leake, 1971). با افزایش دمای محیط میزان Ti موجود در آمفیبول نیز افزایش می‌یابد (Rasse, 1974). در نمودار دماسنجی آمفیبول‌ها که بر اساس تغییرات Ti در برابر Al^{IV} (Ernst and Liu, 1998) ترسیم شده، آمفیبول‌های موجود در آلکالی دیوریت‌ها و البوین گابروهای تالو در دمای بیشتر از ۹۵۰ تشکیل شده‌اند (شکل ۱۰- C). همانند کلینوپیروکسن‌ها، با استفاده از محتوای

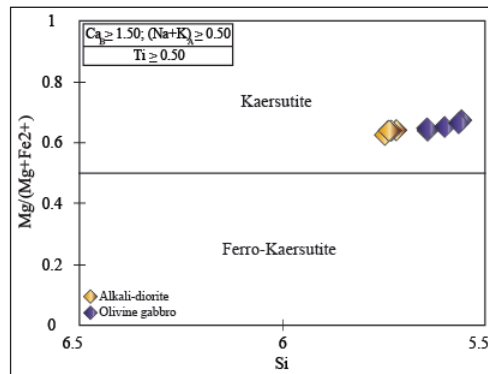
– **آمفیبول**: مهم‌ترین شیوه طبقه‌بندی آمفیبول‌ها بر اساس نحوه توزیع عناصر در جایگاه B است، که غالباً توسط Ca و به میزان کمتر Na اشغال می‌شود. فراوان‌ترین نوع آمفیبول در سنگ‌های مافیک، آمفیبول‌های کلسیک ($(Ca+Na)_B \geq 1/00$ و $Na_B < 0.5$) هستند. آمفیبول‌های کلسیک بر اساس میزان Ti به دو گروه تقسیم می‌شوند. گروه اول شامل آمفیبول‌های با مقدار Ti کمتر از ۰/۵ هستند. محتوای Ti گروه دوم بزرگ‌تر مساوی ۰/۵ بوده و شامل کرسوتیت (Kaersutite) و فروکرسوتیت (Ferrokaersutite) هستند. فراوانی اکسیدها و کاتیون‌های آمفیبول‌های نمونه‌های مورد مطالعه در جدول ۵ مرتب شده‌اند. کاتیون‌های آمفیبول‌ها بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند. محتوای Ca و Ti در آمفیبول‌های منطقه مورد بررسی، به ترتیب از ۱/۷۶ تا ۱/۸۱ و ۰/۵۶ تا ۰/۶۳ در تغییر بوده، در نتیجه به گروه آمفیبول‌های کلسیک با تیتانیم بالا تعلق دارند. ترکیب آمفیبول‌های البوین گابروها و آلکالی دیوریت‌های تالو، با آمفیبول نوع کرسوتیت مطابقت دارند (شکل ۹). حضور آمفیبول‌های نوع کرسوتیتی در میان کانی‌های اصلی سنگ‌ساز دارای اهمیت ویژه‌ای در تعیین ترکیب مذاب بخشی در ناحیه منشأ هستند. همواره آمفیبول‌ها نقش مهمی به عنوان محصول تفریق مذاب‌هایی که در قاعده پوسته انباشته (Underplating) می‌شوند، از میان پوسته صعود می‌کنند و در نواحی کشتی استقرار می‌یابند، ایفا می‌کنند (Martin, 2007). در نتیجه، شیمی آمفیبول‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی درباره شرایط فیزیکو شیمیایی محیط تشکیل و ویژگی‌های منشأ سنگ میزبان آنها ارائه کند. بر اساس مطالعات گسترده‌ای که توسط Leake (1971) بر روی شیمی تعداد

منیزیم آمفیبول‌ها با افزایش دما و فشار ماگما افزایش می‌یابد، در حالی که مقدار آهن آمفیبول روند کاهشی نشان می‌دهد (Jiang and An, 1984). میزان کل Al آمفیبول‌های ماگمایی می‌تواند به عنوان یک شاخص تعیین کننده برای ژرفای توده نفوذی و فشار حاکم بر تبلور آن در دامنه ۲ تا ۱۳ کیلوپار باشد. بر این اساس، نمودار $Fe/(Fe+Mg)$ در برابر $Al^{IV}+Al^{VI}$ (Schmidt, 1992)، می‌تواند در تعیین فشار تبلور آمفیبول‌ها مفید واقع گردد. آمفیبول‌های آلکالی دیوریت‌ها و الیون گابروهای تالو در فشار ۶۰۰ تا ۸۰۰ مگاپاسکال (معادل ۶ تا ۸ کیلوپار) تبلور یافته‌اند (شکل ۱۰-D).

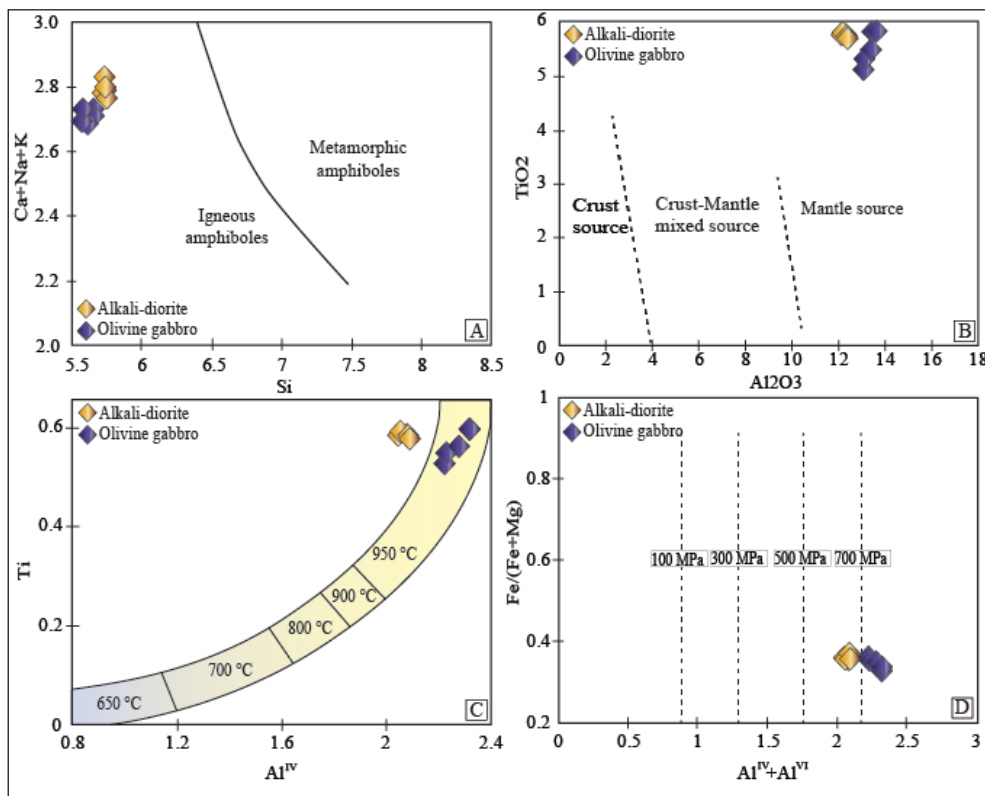
شیمی به دست آمده از آنالیز آمفیبول‌ها، می‌توان به بررسی فشار تشکیل آمفیبول‌ها پرداخت. رفتار ژئوشیمیایی عنصر Al در آمفیبول‌های کلسیک به گونه‌ای است که، با افزایش دما جانشین Si (جایگاه چهاروجهی) و با افزایش فشار جانشین $Mg+Fe$ (جایگاه هشت وجهی) می‌شود (Ernst & Liu, 1998). در نتیجه، مقدار Al_2O_3 با افزایش دما و فشار افزایش می‌یابد. اما مقدار عنصر Ti، به علت اینکه شعاع یونی بزرگ‌تری نسبت به Al دارد و در جایگاه هشت وجهی جایگزین نمی‌شود، در آمفیبول‌های کلسیک با افزایش دما افزایش یافته و با افزایش فشار کاهش می‌یابد (Rasse, 1974). محتوای

جدول ۵- نتایج حاصل از تجزیه ترکیب شیمیایی کانی آمفیبول در آلکالی دیوریت‌ها و الیون گابروهای منطقه تالو.

Sample	Tl-31-1	Tl-31-2	Tl-31-3	Tl-31-4	Tl-31-5	Tl-10-1	Tl-10-2	Tl-10-3	Tl-10-4	Tl-10-5
Type	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Ol-gabbro	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite	Alkali-diorite
SiO ₂	39.16	39.14	39.11	38.85	38.80	40.13	39.86	39.84	40.03	40.11
TiO ₂	5.19	5.40	5.57	5.91	5.92	5.79	5.79	5.84	5.77	5.72
Al ₂ O ₃	13.08	13.12	13.40	13.46	13.64	12.12	12.32	12.17	12.34	12.38
Cr ₂ O ₃	0.14	0.06	0.05	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.01
FeO*	11.87	11.49	11.48	10.65	10.81	11.70	11.49	11.37	11.79	11.47
MnO	0.13	0.13	0.15	0.13	0.10	0.19	0.18	0.11	0.15	0.14
MgO	11.68	11.69	11.90	12.18	11.84	11.66	11.69	11.51	11.22	11.59
CaO	11.63	11.63	11.79	11.77	11.83	11.59	11.49	11.64	11.57	11.60
Na ₂ O	2.61	2.55	2.42	2.48	2.54	2.97	2.97	3.01	2.84	2.99
K ₂ O	1.10	1.07	1.11	1.08	1.10	1.05	1.05	1.08	1.07	1.06
NiO	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00
Total	96.61	96.30	96.96	96.72	96.56	97.21	96.85	96.59	96.82	97.08
Mg#	0.64	0.64	0.65	0.67	0.66	0.64	0.64	0.64	0.63	0.64
O	22	22	22	22	22	22	22	22	22	22
Si	5.644	5.645	5.602	5.561	5.568	5.740	5.719	5.731	5.747	5.737
Ti	0.563	0.586	0.600	0.636	0.638	0.624	0.625	0.632	0.623	0.616
Al ^{IV}	2.223	2.230	2.277	2.318	2.318	2.045	2.078	2.053	2.082	2.088
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.016	0.007	0.006	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.001
Fe*	1.431	1.386	1.375	1.275	1.297	1.400	1.379	1.368	1.415	1.372
Mn	0.015	0.016	0.018	0.016	0.012	0.023	0.021	0.014	0.018	0.018
Mg	2.509	2.514	2.542	2.599	2.533	2.487	2.499	2.468	2.402	2.471
Ca	1.795	1.797	1.809	1.804	1.819	1.776	1.766	1.794	1.780	1.778
Na	0.729	0.713	0.671	0.688	0.707	0.824	0.825	0.841	0.790	0.828
K	0.203	0.197	0.202	0.198	0.201	0.191	0.191	0.197	0.197	0.194
Ni	0.003	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000
Total	15.129	15.094	15.088	15.082	15.082	15.109	15.111	15.111	15.065	15.102



شکل ۹- موقعیت آمفیبول‌های نمونه‌های آذرین مافیک منطقه تالو در نمودار نامگذاری آمفیبول‌ها (Leake et al., 1997).



شکل ۱۰- موقعیت آمفیبول‌های آلکالی دیوریت‌ها و الیون گابروهای منطقه تالو در، (A) نمودار Ca+Na+K در برابر Si (Leake, 1971)، (B) نمودار TiO₂ در برابر Al₂O₃ (C Jiang and An, 1984)، (C) نمودار Ti در برابر Al^{IV} برای تعیین دمای تبلور آمفیبول‌ها (Schmidt, 1992) و (D) نمودار Fe/(Fe+Mg) در برابر Al^{IV}+Al^{VI} برای تعیین فشار تبلور آمفیبول‌ها (Ernst and Liu, 1998).

۷- نتیجه‌گیری

هستند. روابط صحرایی و داده‌های سن سنجی (منتشر نشده) نشان می‌دهند که سنگ‌های آذرین منطقه تالو در توالی‌های آهکی پرمو-تریاس نفوذ کرده و مربوط به مرز بین پرمین-تریاس می‌باشند. با توجه به شواهد ماگماتیسیم مافیک در دیگر مناطق پهنه البرز، می‌توان پیشنهاد نمود که این سنگ‌ها بخشی از ماگماتیسیم درون ورقه‌ای آلکالن مرتبط با حوضه‌های کششی کافتی پالتوزوییک پسین این پهنه باشند.

ماگمای سازنده سنگ‌های آذرین مافیک آلکالن منطقه تالو در شمال خاور دامغان دارای خاستگاه گوشته‌ای مشابه با محل منشأ بازالت‌های جزایر اقیانوسی (OIB) هستند. الیون‌های این سنگ‌ها از نوع کریزولیت، فلدسپارها دارای ترکیب آلیت، الیگوکلاز و لابرادوریت و کلینوپیروکسن‌ها از نوع دیوپسید، سالیت و اوژیت بوده و با ماهیت آلکالن و غیرکوهزایی مشخص می‌شوند. آمفیبول‌ها نیز از نوع آمفیبول‌های کلسیک و تیتانیم بالا، از نوع کرسوتیت و با منشأ گوشته‌ای

کتابنگاری

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳- زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
- درخشی، م.، ۱۳۹۳- پترولوژی، ژئوشیمی و الگوی ژئودینامیکی تشکیل مجموعه بازالتی سلطان میدان، شمال شاهرود، پایان نامه دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- جمشیدی، خ.، ۱۳۸۹- مطالعه ماگماتیسیم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود.
- علوی، م.، صالحی راد، ر.، ۱۹۷۵- نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ دامغان، سازمان زمین شناسی کشور.
- قاسمی، ح.، جمشیدی، خ.، ۱۳۹۰- ژئوشیمی، سنگ شناسی و الگوی تکنونوماگمایی پیشنهادی برای تشکیل سنگ‌های بازی قلیایی در قاعده‌ی سازند شمشک، زون البرز شرقی، مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، سال نوزدهم، شماره ۴، صفحه ۷۱۴-۶۹۹.
- قاسمی، ح.، جمشیدی، خ.، ۱۳۹۲- بررسی خصوصیات ناحیه منشأسنگ‌های آلکان بازیک قاعده سازند شمشک در البرز شرقی، فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هفتم، شماره بیست و هفتم، صفحه ۱۷-۲۹.
- قاسمی، ح.، دیهیمی، م.، ۱۳۹۳- ماگماتیسیم بازیک قلیایی دونین در البرز شرقی، شمال شاهرود: شاهی بر کافت زایی پالتوتیس. فصلنامه زمین شناسی ایران، سال هشتم، شماره ۳۲، صفحه ۳۲-۱۹.
- قاسمی، ح.، رستمی حصوری، م.، صادقیان، م.، ۱۳۹۷- فعالیت ماگمایی بازی در حوضه کششی پشت کماتی ژوراسیک زیرین-میانی در لبه شمالی پهنه های ایران مرکزی-جنوب البرز خاوری، شاهرود-دامغان، فصلنامه علوم زمین، سال بیست و هفتم، شماره ۱۰۷، ص. ۱۲۳ تا ۱۳۶.
- مقدسی، ص.، ۱۳۸۲- پترولوژی، پتروژنز و جایگاه چینه‌نگاری سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک در زون البرز شرقی، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- کاظمی، ح.خ.، قاسمی، ح.، طاهری، ع.، ۱۳۹۷- موقعیت سنگ چینه‌ای و تنوع رخدادهای سنگ‌های آذرین بازیک آلکان در توالی رسوبی پرمین، پهنه البرز مرکزی. مجله پژوهش‌های چینه‌نگاری و رسوب شناسی، سال سی چهارم، شماره ۷۳، صفحه ۲۰-۱.

References

- Alavi, M., 1996-Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran, *Journal of Geodynamics*, 21(1), 1-33. [https://doi.org/10.1016/0264-3707\(95\)00009-7](https://doi.org/10.1016/0264-3707(95)00009-7).
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, GB., and Zeda, O., 1989- Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator, *Chemical Geology* 77, 165- 182. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(89\)90073-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(89)90073-9).
- Berberian, M., and King, G., 1981- Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Cameron, M., and Papike, J.J., 1981- Structural and chemical variations in pyroxenes, *American Mineralogist*, 66, 1-50.
- Cann, J. R., 1970- Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks, *Earth and Planetary Science Letters* 10, 7-11. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(70\)90058-0](https://doi.org/10.1016/0012-821X(70)90058-0).
- Claeson, D.T., and Meurer, W.P., 2004- Fractional crystallization of hydrous basaltic arc-type magmas and the formation of amphibole-bearing gabbroic cumulates, *Contribution to Mineralogy and Petrology*. 147, 288-304. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0536-0>.
- Deer, W.A., Howie, R.A., and Zussman, J., 2013- An Introduction to the rock-forming minerals, John Wiley and Sons, New York, 3rd ed. 549p. <https://doi.org/10.1107/S0021889870006702>.
- Delavari, M., Dolati, A., Mohammadi, A., and Rostami, F., 2016-The permian volcanics of central alborz: implications for passive continental margin along the southern border of paleotethys, *Ophioliti*, 41(2), pp. 59-74. doi: 10.4454 /ofioliti. v 41i2. 460.
- Derakhshi, M., Ghasemi, H., and Miao, I., 2017- Geochemistry and petrogenesis of Soltan Maidan basalts (E Alborz, Iran): Implications for asthenosphere-lithosphere interaction and rifting along the N margin of Gondwana, *Journal of Chemie der Erde*. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2017.01.002>.
- Doroozi, R., Vaccaro, C., and Masoudi, F., 2017- Mesozoic alkaline plutonism: Evidence for extensional phase in Alpine-Himalayan orogenic belt in Central Alborz, north Iran, *Solid Earth Science* 91-108. <https://doi.org/10.1016/j.sesci.2017.07.001>.
- Ernst, W. G., and Liu, J., 1998- Experimental phase-equilibrium study of Al and Ti contents of Calcic amphibole in MORB-A semiquantitative thermobarometer, *American Mineralogist*, 83, 952-969. <https://doi.org/10.2138/am-1998-9-1004>.
- Floyd, P. A., and Winchester, J. A., 1975- Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 211-218. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(75\)90031-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(75)90031-X).

- Fursich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., and Majidifard, M. R., 2009- Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. In: Brunet M.-F., Wilmsen M., & Granth J. W., (eds) South Caspian to Central Iran Basins, Geological Society, London, Special Publications, 312, 129-160. <https://doi.org/10.1144/SP312.6>.
- Gill, R., 2010- Igneous rocks and processes: A practical guide, Wiley-Blackwell, Chichester, 428 p.
- Hart, S. R., 1969- K, Rb, Cs contents and K/Rb and K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts, Earth and Planetary Science Letters, 6, 295-303. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(69\)90171-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(69)90171-X).
- Jiang, C.Y., and An, S.Y., 1984- On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance, Journal of Mineralogy and Petrology 3, 1-9 (in Chinese with English abstract).
- Leake, B.E., 1971- On aluminous and edenitic hornblendes, Mineralogical Magazine, 38, 389-407. <https://doi.org/10.1180/minmag.1971.038.296.01>.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., and Arps, C. E. S., 1997- Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on new minerals and mineral names, Canadian Mineralogist 35, 219-246. doi : <https://doi.org/10.1180/minmag.1997.061.405.13>.
- Le bas, N.J., 1962- The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage, American Journal of Science, 260, 4, 267-88. <https://doi: 10.2475/ajs.260.4.267>.
- Le Terrier, J., Maurry, 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. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(82\)90122-4](https://doi.org/10.1016/0012-821X(82)90122-4).
- Martin, R. F., 2007- Amphiboles in the Igneous Environment, Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 67,323-358. <https://doi.org/10.2138/rmg.2007.67.9>.
- Middlemost, A.K., 1994- Naming materials in the magma/igneous rock system, Earth-Sci. Reviews, 37, 215-224. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(94\)90029-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(94)90029-9).
- Morimoto, N., 1988- Nomenclature of Pyroxenes. Mineralogy and Petrology 39(1), 55-76. <https://doi.org/10.1007/BF01226262>.
- Nisbet, E. G., and Pearce, J. A., 1977- Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings, Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 161-173. <https://doi.org/10.1007/BF00398776>.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973- Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses, Earth and Planetary Science Letters, 19, 290-300. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(73\)90129-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(73)90129-5).
- Pearce, J.A., and Norry M.J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, Contribution to Mineralogy and Petrology, 69, 33-47. <https://doi.org/10.1007/BF00375192>.
- Raase, P., 1974- Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism, Contributions to Mineralogy and Petrology, 45, 231-236. <https://doi.org/10.1007/BF00383440>.
- 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. <https://doi.org/10.1007/BF00310745>.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J., and Bence A. E., 1979- Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts, American Mineralogist 64, 501-513. doi: 10.1029/GL005i007p00573.
- Soesoo, A., 1997- A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: empirical coordinates for the crystallisation PT-estimations, Geological Society of Sweden (Geologiska Foreningen), 119, 55-60. <https://doi.org/10.1080/11035899709546454>.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: A review, AAPG Bulletin, 52, 1229-1258. <https://doi.org/10.1306/5D25C4A5-16C1-11D7-8645000102C1865D>.
- Sun, S.S., and Mc Donough, W.F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): Magmatism in ocean basins, Geological Society of London, U. K. Special Publication, 42, 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.

- Whitney, D.L., and Evans, B.W., 2010- Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95, 185-187. <https://doi.org/10.2138/am.2010.3371>.
- Zanchi A., Zanchetta, S., Berra, F., Mattei, M., Garzanti, E., Molyneux, S., Nawab, A., Sabouri, J., 2009- The Eo-Cimmerian (Late?Triassic) orogeny in North Iran. In: Brunet M.-F., Wilmsen M., & Granth J. W., (eds) *South Caspian to Central Iran Basins*, Geological Society, London, Special Publications, 312, 31-55. <https://doi.org/10.1144/SP312.3>.
- Zhang, J.Q., Li, S.R., Santosh, M., Wang, J.Z., and Li, Q., 2015- Mineral chemistry of high-Mg diorites and skarn in the Han-Xing iron deposits of South Taihang Mountains, China: Constraints on mineralization process, *Ore Geology Reviews*, 64, 200-214. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2014.07.007>.

Thermo-barometry of Permo-Triassic mafic igneous intrusion, Talu, Eastern Alborz Zone

Sh. Shahabi^{1*}, H. Ghasemi², M. Rezai Kahkhai³, and Zh. Minggou⁴

¹ Ph.D. Student, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

² Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³ Assistant Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

⁴ Professor, Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Science (IGGCAS), Beijing, China

Received: 2020 August 01

Accepted: 2020 September 27

Abstract

In the Talu area at NE Damghan in the Eastern Alborz Zone, the Permo-Triassic carbonate sequences host several mafic igneous intrusions with olivine gabbro, gabbro and alkali-diorite compositions. The most important rock-forming minerals of these intrusions are olivine, clinopyroxene, amphiboles and plagioclase. These rocks have alkaline nature and their major and trace elements characteristics correspond to OIB-like mantle source. The olivines of these rocks are chrysolite, and the plagioclases are characterized by albite, oligoclase and labradorite. Clinopyroxenes are diopside, augite and salite in composition and characterized with alkaline nature (Non-orogenic). They crystallized in 6-11 Kbar, 1200-1250°C and high oxygen fugacity conditions. Amphiboles are of calcic and high-Ti kaersutite type and crystallized in igneous conditions with mantle source. The amphiboles were crystallized in temperatures and pressures over than 950°C and 650-750 MPa (equivalent to 6.5-7.5 Kbar).

Keywords: Thermo-barometry, Permo-Triassic, Mafic igneous intrusions, Talu, Damghan, Eastern Alborz.

For Persian Version see pages 173 to 188

*Corresponding author: Sh.Shahabi; E-Mail: shirin.shahabi73@gmail.com