

شیمی کانی و زمین دما-فشارسنگی بر پایه کانی آمفیبول دایک‌های قلیایی گابرویی زریگان، شمال شرق بافق

غلامرضا تاج بخش^{*}، مهناز خدامی^۱، رضا منصف^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه بزد، بزد، ایران

۲- گروه زمین‌شناسی، واحد استهبان، دانشگاه آزاد اسلامی، استهبان، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۱/۴/۱۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۵/۳۱)

چکیده: دایک‌های مافیک بسیاری با سن پالئوزوئیک پیشین در توده گرانیت‌وئیدی زریگان و واحدهای رسوبی میزبان آن در شمال شرق شهر بافق نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها از نظر سنگ‌شناسی، قلیایی گابرو تا مونزو-گابرو با بافت‌های دانه متوسط تا ریز بین دانه‌ای تا دانه‌ای هستند. کانی‌های اصلی کلینوپیروکسن، آمفیبول و پلازیوکلاز به همراه مقادیر کمتری بیوتیت، الیوین، فلدسپار قلیایی و نفلین در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها از گروه کلسیمی و از نوع کرسوتیت - کرسوتیت پتاسیمی هستند. محاسبات زمین دما-فشارسنگی بر پایه این کانی، فشار و دمای تبلور کرسوتیت را ۸۲-۶۳ کیلوبار و ۱۱۱۳-۱۰۴۰ درجه سانتیگراد مشخص کرده‌اند. براساس ترکیب زمین شیمیایی، کرسوتیتها در گستره آمفیبول‌های قلیایی، برآمده از گوشته و مربوط به محیط‌های زمین‌ساختی کشش درون قاره‌ای قرار دارند. با توجه به شواهد، این کانی‌ها در مagmaهای برآمده از خیز سست کره‌ای آغاز کافت پالئوتیس به همراه عملکردهای کششی گسل‌های بنیادی قطعه پشت بادام متبلور شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آمفیبول؛ کرسوتیت؛ زمین دما-فشارسنگی؛ پالئوتیس کافت؛ بافق.

شده است [۴، ۳].

مقدمه

از گروه آمفیبول‌های کلسیمی، انواع منیزیوهرنبلندها و پارگازیت‌های چرم‌کیتی تنها در حالت تعادل با مذاب‌های آهکی قلیایی و شرایط به نسبت کم عمق متبلور می‌شوند، اما آمفیبول‌های از نوع کرسوتیت و پارگازیت تنها در فرآوردهای آذرین قلیایی یافت می‌شوند. نوع منیزیوهرن‌بلنگریت نیز به طور مساوی در سنگ‌های آهکی قلیایی و قلیایی توزیع می‌شوند [۳]. کانی کرسوتیت با فرمول شیمیایی استاندارد $[NaCa_2(Mg,Fe^{2+})_4Ti(Si_6Al_2)(O_{22})_{(OH)_2}]$ یک آمفیبول به نسبت کمیاب و غنی از تیتانیوم (۵-۱۲ درصد وزنی) است که بیشتر در بیگانه‌سنگ‌های فرامافیک یا سنگ‌های برآمده از magmaهای بازالت قلیایی دیده می‌شود. نتایج

ترکیب شیمیایی کانی‌های مافیک از جمله آمفیبول وابسته به عواملی چون ترکیب magmaهای اولیه، زایش magmaها و فرایندهای دگرگونی magmaی است. آمفیبول‌ها در اغلب توده‌های آذرین وابسته به محیط‌های زمین‌ساختی مناطق کششی تا فرورانش حضور دارند و چگونگی تبلور و زمان جدایش آن‌ها از magma و نقش مهم آنها در تفکیک عناصر اصلی و کمیاب موضوع بررسی‌های سنگ‌شناسی و کانی‌شناسی بسیار بوده است [۱]. بررسی ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها برای برآورد شرایط فشار، دما و گریزندگی اکسیژن magmaهای میزبان طی تبلور این کانی بسیار مناسب بوده [۲] و بر این اساس، روش‌های زمین دما-فشارسنگی متعددی برای سامانه‌های مختلف آذرین ارائه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۴۳۸۳۷۹۲، پست الکترونیکی: Tajbakhsh@yazd.ac.ir

با مرز گسله یا ناپیوستگی، سازند ریزو به سن کامبرین قرار دارد که تنابی از دولومیت‌های چرت‌دار، سنگ‌چک، شیل، ماسه سنگ و عدسی‌های مگنتیت، به همراه سنگ‌های آتشفسانی چون آندزیت، باالت، روپلیت و آذرآواری‌های مربوط به آن است. رسوب‌های تخریبی کرتاسه پیشین از جنس کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن به همراه لایه‌های آهکی سرشار از سنگواره کرتاسه پیشین با مرزهای گسله و ناپیوستگی بر واحدهای قدیمی‌تر و فقط در کرانه غربی منطقه و کنار گسل پشت بادام رخمنون دارند. واحدهای رسوبی تخریبی نوزا شامل مارن، شیل، ماسه سنگ و کمر کنگلومرا، به صورت چین خورده و با ضخامت قابل توجه در جنوب توده زریگان دیده می‌شوند. واحدهای آذرین رخمنون یافته در این منطقه به ترتیب قدمت شامل توده‌های گابرو-دیوریتی در شمال غرب منطقه، گرانو-دیوریت شمال کوه آریز و معدن چاه‌گز نفوذ کرده در توده گابرو دیوریتی و گرانیتوئید زریگان هستند. توده گرانیتوئیدی زریگان را مربوط به کوه‌زایی اواخر نشوپروتروزوفیک-کامبرین پیشین با سن حدود 527 ± 7 میلیون سال می‌دانند [۱۳]. جوان‌ترین فعالیت‌های ماقمایی این منطقه نفوذ دو دسته دایک با ترکیب سنگ‌شناسی گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت و دایک‌های از نوع قلیایی گابرو تا مونزوگابرو هستند که دسته دوم جوان‌تر بوده و کانی‌شناسی آن موضوع اصلی این پژوهش است (شکل ۲).

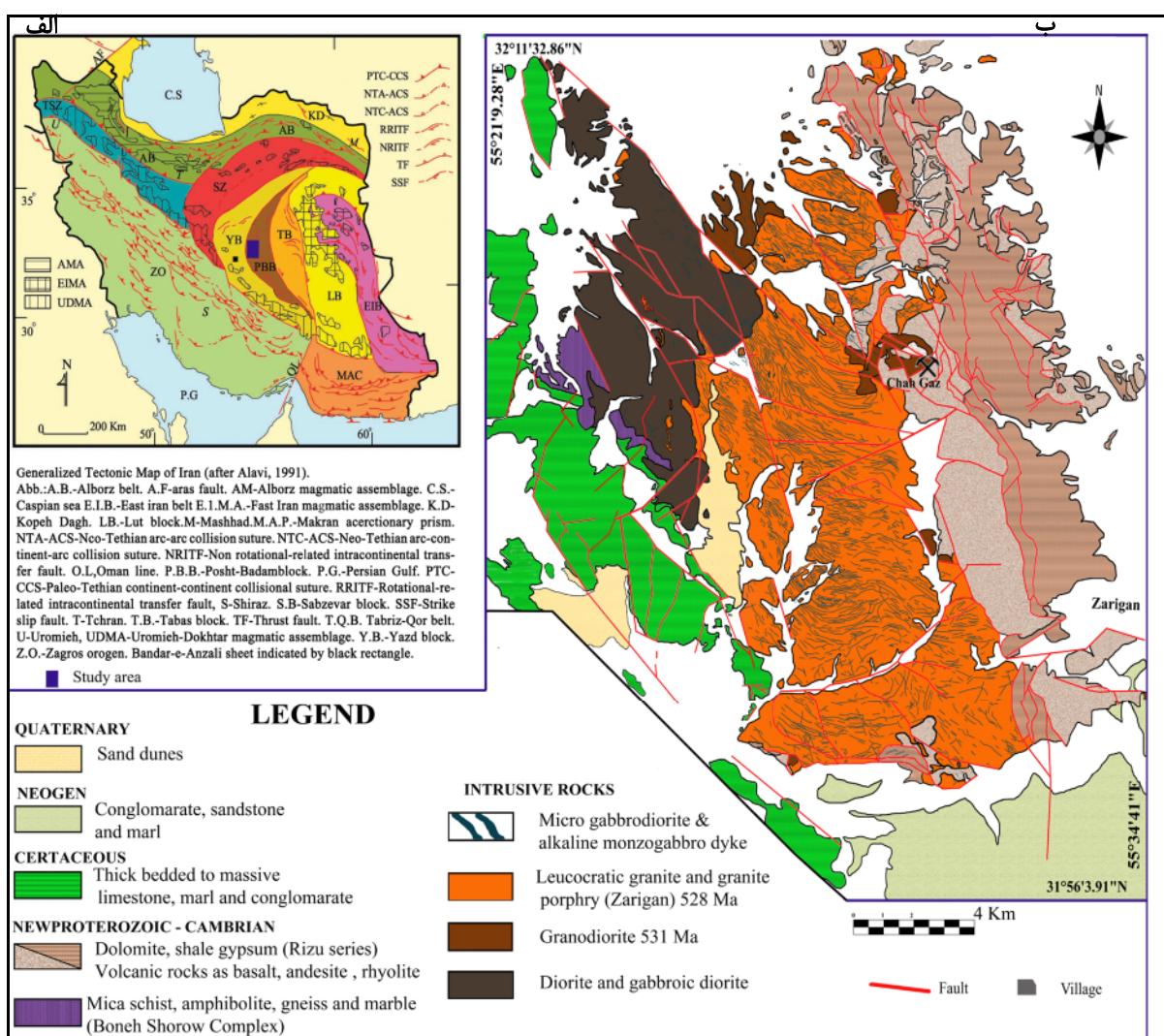
روش بررسی

برای انجام این پژوهش، ضمن بازدیدهای صحرایی، بررسی روابط سنی و تهیه نقشه زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰ از ۸۲ نمونه از انواع مختلف سنگ‌های منطقه، مقطع نازک تهیه گردید. پس از بررسی‌های میکروسکوپی، ۳ نمونه مناسب از مونزوگابروها با دستگاه ریزپردازشگر الکترونی نوع JEOL JXA-8200 در آزمایشگاه موسسه Dom Luiz شهر لیسبون کشور پرتوال برای تعیین نوع کانی‌ها تجزیه شدند. تجزیه کانی‌های مافیک در شرایط ولتاژ 15 kV و جریان پرتوی nA و فلدوپارها در ولتاژ 15 kV و جریان پرتوی 10 nA با زمان‌های شمارش 30 ثانیه در قله‌ها انجام شده است. برای نامگذاری و محاسبات کاتیونی از نرم‌افزارهای Am4 Minpet و اکسل استفاده شده است.

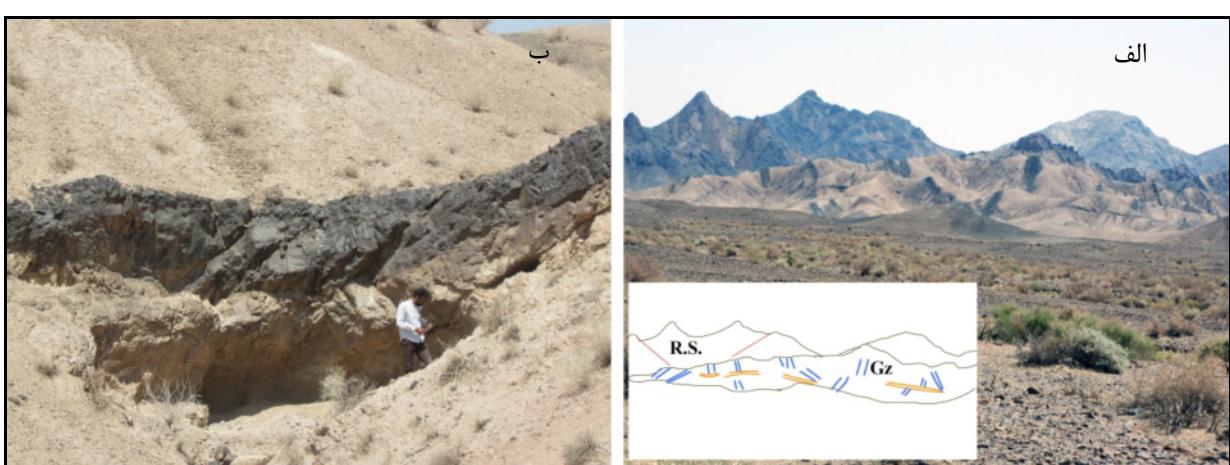
تجربی نشان می‌دهد که این کانی در ماقماهای با مقدار کم آب نیز رشد کرده و در فشارهای بیش از 15 kb مطابق با مقادیر فشار پوسته پایینی یا گوشته بالایی زمین پایدار است [۵]. قطعه پشت بادام از ایالت ساختاری ایران مرکزی با توجه به پیچیدگی‌های بسیار زمین‌شناسی، محل رخمنون انواع ماقماهاست. در این منطقه، فعالیت ماقمایی قلیایی بیشتر به صورت استوک، دایک و آذرین لایه‌های با ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، مونزوگابرو و سینیت با اندازه محدود ولی گسترش بسیار دیده می‌شود [۹-۶]. زیش این توده‌ها بیشتر به پالئوزوئیک پیشین (حدود $448-450$ میلیون سال پیش) [۱۰] و به محیط‌های زمین‌ساختی کششی وابسته به کافت یا پشت قوس نسبت داده شده است. در توده گرانیتوئیدی زریگان و واحدهای رسوبی میزبان آن، دایک‌ها و آذرین لایه‌های بسیاری نفوذ کرده‌اند که آخرین نمود فعالیت ماقمایی این منطقه به صورت گابرو-مونزوگابرهای قلیایی بوده که شاخص‌ترین کانی مافیک آنها آمفیبولهای قهقهه‌ای از نوع کرسوتیت است. این دایک‌های قلیایی با وجود پژوهش‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی [۹]، تاکنون از نظر کانی‌شناسی برسی نشده‌اند و داده‌های کانی‌شناسی و ارزیابی‌های زمین دما-فشارسنجی این پژوهش برای نخستین بار انجام شده است.

زمین‌شناسی

رخمنون عمده دایک‌های قلیایی گابرو-مونزوگابروی در توده گرانیتوئیدی زریگان و ردیفهای رسوبی-آتشفسانی میزبان آن به مختصات جغرافیایی $31^{\circ} 58' ۳۲^{\circ} ۱۰' ۵۰^{\circ} ۲۵'$ تا $۳۳^{\circ} ۵۵' ۳۱^{\circ} ۱۰' ۵۰^{\circ} ۲۵'$ شرق در قطعه پشت بادام از مثلث ایران مرکزی [۱۱] است (شکل ۱ الف). فازهای کوه‌زایی متعدد موثر بر قطعه پشت بادام، رخمنون‌های مختلف مجموعه‌های آذرین، دگرگونه و ردیفهای غیر دگرگونه از پرکامبرین تا مژوزوئیک و سنزوئیک را به ارث گذاشته‌اند. گسل‌های بی‌سنگی کوهبنان و پشت بادام به همراه گسل‌های منشعب از آن‌ها به شدت بر این منطقه اثر داشته‌اند. واحدهای سنگی مهم رخمنون یافته در این منطقه (شکل ۱ ب) عبارتند از مجموعه دگرگونه بنه‌شوره که بیشتر شامل سنگ‌های دگرگونه میکاشیست، آمفیبولیت، گنیس و مرمر بوده و قدیمی‌ترین واحد سنگی رخمنون یافته در منطقه است [۱۲]. روی مجموعه بنه شورو



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در نقشه زمین ساختی ایران [۱۱]، ب) نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ گرانیت زریگان و دایک‌های آن [۹].



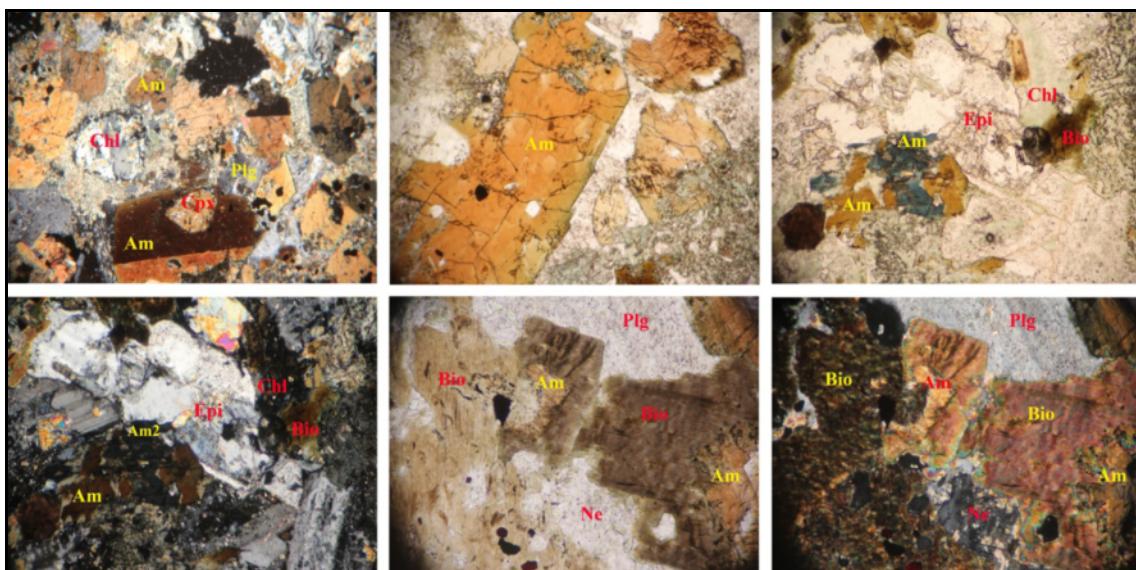
شکل ۲ (الف) نفوذ دایک‌های گابرو-دیوریت تا کوارتز دیوریت (آبی رنگ) و قطع شدن آنها با دایک‌های قلیایی گابرو تا مونزو گابرو (نارنجی رنگ) در گرانیت زریگان (Gz) و نمایی از سری ریزو در پشت (R.S.). ب) نمای نزدیک دایک قلیایی گابرویی و آثار گرمایی آن بر گرانیت میزان. [DOI: 10.52547/ijcm.31.1.59]

و کلریتی شدن بعدی آنها نشان دهنده عملکرد چند باره سیال-های غنی از سدیم، پاتاسیم و کلسیم در این منطقه هستند که بسیار گزارش شده است [۱۴]. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها الیوین (گاه میانبار در بلورهای پیروکسن و آمفیبول)، فلدسپار کلیایی (در انواع جدایش یافته‌تر) و نفلین هستند (شکل‌های ۳ و ۴). بیوتیت، آپاتیت، اسفن، مانیتیت، اکتینولیت، اپیدوت، کلریت، کلسیت و غیره به عنوان کانی‌های فرعی و ثانویه در این سنگ‌ها دیده می‌شوند.

شیمی کانی

فلدسپار: فلدسپار غالب این سنگ‌ها پلاژیوکلاز از نوع آندزین تا آلیت با ترکیب کانی شناسی $\text{Or}_{0.3-1.1}\text{Ab}_{98.7-54.2}\text{An}_{1-44.7}$ است (شکل ۴). بیشینه K_2O فلدسپارها ۱/۵۵ درصد وزنی بوده اما بیشینه CaO نقاط تجزیه شده کمتر از انتظار و ۹/۳ درصد وزنی است (جدول ۱). بررسی‌های میکروسکوپی بیانگر حضور پلاژیوکلازهای کلسیمی تر به ویژه در مرکز بلورهاست. این کاهش شدید کلسیم در نتایج تجزیه نشان از تغییرات گسترده و انتخابی زیر خط انجامد بعدی دارد. در واقع، به دلیل پلاژیوکلازها کاهش یافته و کلسیم آزاد شده در ساختار اپیدوت‌ها استفاده شده است. به این ترتیب، پلاژیوکلاز باقی مانده به صورت آلیت (بیشتر در لبه بلورها) دیده می‌شود.

سنگنگاری
نمونه‌های سنگی مورد بررسی دایک‌های تیره، بهرنگ سیاه تا قهوه‌ای تیره و کمرنگ سبز، با ترکیب سنگ‌شناسی قلیایی گابرو تا مونزوگابرو هستند. نمونه‌ها تمام بلورین، دانه‌زی تا دانه‌متوسط (بسته به ضخامت و عمق تبلور دایک‌ها) هستند و بافت‌های بین دانه‌ای، پوست ماری، خال خال و گاه دانه‌ای دارند. کانی‌های اصلی این دسته دایک‌ها پیروکسن، پلاژیوکلاز و آمفیبول هستند. بلورهای پیروکسن خودشکل اغلب از نوع اوژیت با ماکل هستند که از لبه به آمفیبول قهوه‌ای و سبز تبدیل شده‌اند و اغلب فقط قالبی از آن‌ها باقی مانده است (شکل ۳ الف). پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار با هسته غنی‌تر از کلسیم هستند و به شدت سوسوریتی شده‌اند. آمفیبول‌های قهوه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار شاخص‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها بوده و از نوع کرسوتیت هستند. این کانی به دو صورت بلورهای مجزا و یا رشد کرده در لبه بلورهای پیروکسن و به خرج پیروکسن دیده می‌شود. آمفیبول‌ها همگام با پیشرفت دگرگونی ماقمایی و افزایش فاز سیال، از سدیم سرشارتر و از تیتانیوم فقیر شده‌اند و در لبه چند رنگی سبز-آبی نشان می‌دهند (شکل ۳ ب). همچنین آنها بر اثر عملکرد سیال‌های بعدی، به آمفیبول‌های سبز (اکتینولیت)، بیوتیت و کانی‌های تجزیه‌ای تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۳ پ و ت). اورالیتی شدن کلینوپیروکسن، بیوتیتی شدن کانی‌های مافیک به ویژه آمفیبول



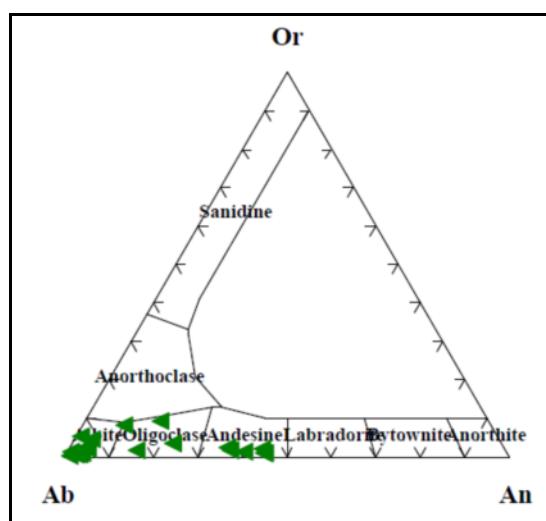
شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های قلیایی گابرو: (الف) بافت دانه‌ای و رشد آمفیبول در لبه کانی پیروکسن (PPL)، (ب) تغییر رنگ قهوه‌ای کرسوتیت به سبز بر اثر دگرگونی‌های ماقمایی (در نور قطبیده صفحه‌ای، PPL). (پ) رشد مراحل بعدی آمفیبول‌های سبز بر کرسوتیت (PPL). (ت) همان تصویر در نور قطبیده متقطع (XPL)، (ث) کانی نفلین و رشد کانی بیوتیت در لبه کرسوتیت که چند رنگی شدید قهوه‌ای نشانگر سازنده TiO_2 است (PPL) و (ج) همان تصویر در XPL از پایه.

جدول ۱ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی ماکروپرپ فلدوپار بر اساس آکسیژن.

Sample Oxide	Tz9-23	Tz9-24	Tz9-35	Tz9-36	Tz9-51	Tz9-52	Tz10-11	Tz10-12	Tz10-13	Tz10-23
SiO ₂	۵۶,۸۶	۵۶,۸۵	۵۷,۸۴	۵۹,۵۵	۵۸,۷۱	۵۸,۹۶	۵۸,۶۲	۶۳,۸۸	۶۸,۳۳	۶۸,۸۱
Al ₂ O ₃	۲۶,۱۵	۲۶,۴۵	۲۶,۰۵	۲۵,۰۹	۲۵,۵۹	۲۴,۵۶	۲۴,۴۳	۲۱,۶۶	۱۹,۹۱	۱۹,۴۳
CaO	۹,۱۴	۹,۲۹	۸,۸۶	۷,۴۵	۸,۳۷	۷,۱۰	۳,۹۴	۳,۳۱	۰,۹۷	۰,۱۶
Na ₂ O	۶,۱۳	۶,۳۱	۶,۱۰	۶,۹۸	۶,۷۷	۶,۹۰	۶,۷۷	۸,۱۹	۱۱,۱۵	۱۱,۲۳
K ₂ O	۰,۱۸	۰,۱۵	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۷	۰,۴۱	۰,۴۹	۱,۴۹	۰,۳۸	۰,۲۶
MgO	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۱۲	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳
TiO ₂	۰,۱۴	۰,۱۲	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۱۶	۰,۱۰	۰,۰۷	۰	۰,۰۴	۰,۰۰
MnO	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰
BaO	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۰
SrO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۱۹	۰,۵۲	۰,۶۹	۰,۱۵	۰,۱۱
FeO	۰,۵۸	۰,۶۸	۰,۶۳	۰,۵۳	۰,۶۵	۰,۵۴	۰,۴۱	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۹
Fe ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰	۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۹۹,۳۰	۹۹,۴۶	۹۹,۹۰	۱۰۰,۱۰	۱۰۰,۴۵	۹۸,۷۲	۹۰,۳۶	۹۹,۳۱	۱۰۰,۱۶	۱۰۰,۹
Si	۱۰,۳۰	۱۰,۲۵	۱۰,۴۰	۱۰,۴۴	۱۰,۴۹	۱۰,۶۷	۱۰,۸۹	۱۱,۴۱	۱۱,۸۸	۱۲,۰۰
Al	۵,۵۸	۵,۶۲	۵,۵۱	۵,۲۸	۵,۳۹	۵,۲۴	۵,۳۴	۴,۰۷	۴,۰۸	۳,۹۹
Ti	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Fe ²⁺	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Mn	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱
Ba	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰
Ca	۱,۷۷	۱,۷۹	۱,۷۱	۱,۴۳	۱,۵۸	۱,۳۸	۰,۷۶	۰,۸۴	۰,۱۷	۰,۰۳
Na	۲,۱۵	۲,۲۱	۲,۱۳	۲,۴۲	۲,۳۴	۲,۴۲	۲,۴۸	۲,۸۰	۳,۷۶	۳,۸۳
K	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۹	۰,۱۱	۰,۳۵	۰,۰۸	۰,۰۶
Cations	۱۹,۹۸	۲۰,۰۴	۱۹,۹۳	۱۹,۹۵	۱۹,۹۹	۱۹,۹۳	۱۹,۸۸	۱۹,۸۳	۱۹,۹۹	۱۹,۹۳
X	۱۵,۹۰	۱۵,۸۸	۱۵,۹۲	۱۵,۹۳	۱۵,۹۰	۱۵,۹۲	۱۶,۲۳	۱۵,۹۸	۱۵,۹۶	۱۵,۹۹
Z	۴,۰۸	۴,۱۶	۴,۰۱	۴,۰۱	۴,۰۹	۴,۰۱	۴,۴۴	۳,۸۳	۴,۰۳	۳,۸۴
Ab	۵۴,۲۰	۵۴,۷۰	۵۴,۴۰	۶۱,۸۰	۵۸,۸۰	۶۲,۲۰	۷۲,۸۰	۷۲,۸۰	۹۳,۶۰	۹۷,۸۰
An	۴۴,۷۰	۴۴,۵۰	۴۳,۷۰	۳۶,۴۰	۳۹,۷۰	۳۵,۴۰	۲۲,۸۰	۱۶,۹۰	۴,۳۰	۰,۷۰
Or	۱,۱۰	۰,۹۰	۱,۹۰	۱,۸۰	۱,۵۰	۲,۴۰	۳,۴۰	۹,۳۰	۲,۱۰	۱,۰۰

جدول ۱ ادامه

Sample Oxide	Tz10-34	Tz10-41	Tz10-42	Tz10-51	Tz10-52	Tz11-31	Tz11-32	Tz11-41	Tz11-42	Tz11-52
SiO ₂	۶۸,۴۴	۶۵,۵۵	۶۷,۱۸	۶۷,۹۷	۶۵,۸۹	۶۷,۳۳	۶۷,۰۵	۶۷,۸۳	۶۷,۷۹	۶۷,۲۴
Al ₂ O ₃	۱۹,۳۷	۲۰,۶۱	۲۰,۳۴	۱۸,۴۹	۲۰,۳۵	۲۰,۴۱	۱۹,۲۲	۱۹,۲۳	۱۹,۰۶	۱۹,۶۸
CaO	۰,۲۱	۱,۹۸	۰,۲۰	۳,۳۶	۰,۷۹	۰,۷۶	۰,۷۱	۰,۵۳	۰,۴۳	۰,۷۶
Na ₂ O	۱۱,۵۲	۹,۱۲	۱,۰۴	۹,۷۴	۹,۷۸	۱,۰۶۷	۱۲,۰۸	۱۱,۲۹	۱۱,۱۲	۱۱,۱۵
K ₂ O	۰,۰۵	۱,۲۹	۰,۰۲	۰,۳۸	۰,۷۶	۰,۴۰	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۰	۰,۱۷
MgO	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۱۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۱۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳
TiO ₂	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۵	۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
MnO	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
BaO	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۱	۰,۰۱
SrO	۰,۰۱	۰	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۱۶	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰
FeO	۰,۰۲	۰,۱۷	۰,۴۸	۰,۲۸	۰,۳۳	۱,۲۶	۰,۱۴	۰,۲۵	۰,۱۶	۰,۲۲
Fe ₂ O ₃	۰,۰۰	۰	۰,۰۰	۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Total	۹۹,۶۵	۹۸,۸۳	۹۹,۹۲	۹۰,۳۴	۹۸,۰۱	۱۰,۱۳	۹۹,۳۹	۹۹,۳۲	۹۸,۷۶	۹۹,۳۷
Si	۱۱,۹۹	۱۱,۸۷	۱۱,۸۱	۱۱,۷۷	۱۱,۷۵	۱۱,۸۷	۱۱,۹۶	۱۲,۰۰	۱۱,۸۷	
Al	۴,۰۰	۴,۳۳	۴,۲۱	۴,۰۱	۴,۲۸	۴,۱۹	۴,۱	۳,۹۹	۳,۹۷	۴,۰۹
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²⁺	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۱۸	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۳
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
Ba	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Ca	۰,۰۴	۰,۳۷	۰,۰۴	۰,۶۴	۰,۱۵	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۱۴
Na	۳,۹۱	۳,۱۷	۳,۶۳	۳,۴۶	۳,۳۹	۳,۶۱	۴,۱۵	۳,۸۶	۳,۸۲	۳,۸۲
K	۰,۰۱	۰,۳۲	۰,۲۱	۰,۰۸	۰,۱۷	۰,۰۹	۰,۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۴
Cations	۱۹,۹۶	۱۹,۸۹	۱۹,۹۹	۱۹,۹۹	۱۹,۸۳	۲۰,۰۰	۲۰,۲۲	۱۹,۹۹	۱۹,۹۳	۲۰,۰۱
X	۱۵,۹۹	۱۶,۰۱	۱۶,۰۲	۱۵,۷۷	۱۶,۰۶	۱۵,۹۴	۱۵,۸۸	۱۵,۹۵	۱۵,۹۷	۱۵,۹۶
Z	۳,۹۷	۳,۸۸	۳,۶۷	۴,۲۱	۳,۷۷	۴,۰۶	۴,۳۴	۴,۰۳	۳,۹۵	۴,۰۴
Ab	۹۸,۷۰	۸۷,۳۰	۹۳,۷۰	۸۷,۹۰	۹۱,۳۰	۹۴,۰۰	۹۶,۲۰	۹۶,۸۰	۹۷,۳۰	۹۵,۴۰
An	۱,۰۰	۹,۵۰	۱,۰۰	۱۰,۳۰	۴,۱۰	۳,۷۰	۳,۱۰	۲,۵۰	۲,۱۰	۳,۶۰
Or	۰,۳۰	۸,۲۰	۵,۳۰	۱,۸۰	۴,۶۰	۲,۳۰	۰,۷۰	۰,۷۰	۰,۶۰	۱,۰۰



شکل ۴ ترکیب کانی شناسی فلدسپات‌های قلیایی گابرو مونزو گابرو در نمودار Or-Ab-An.

[۱۵]. این کانی از مرکز به لبه بلورها، از سدیم سرشارتر و از تیتانیوم فقیر می‌شود (مقدار اکسید سدیم از ۲/۳ تا ۲/۷۵ و اکسید تیتانیوم از ۴/۶۸-۶/۹۳ درصد وزنی تغییر می‌کند). این روند تغییرات گویای رخداد جانشینی $\text{Na}^{\text{A}}\text{Al}=\text{Ti}$ است که در سنگ‌های زیر اشباع از سیلیس بسیار دیده می‌شود [۱۶].

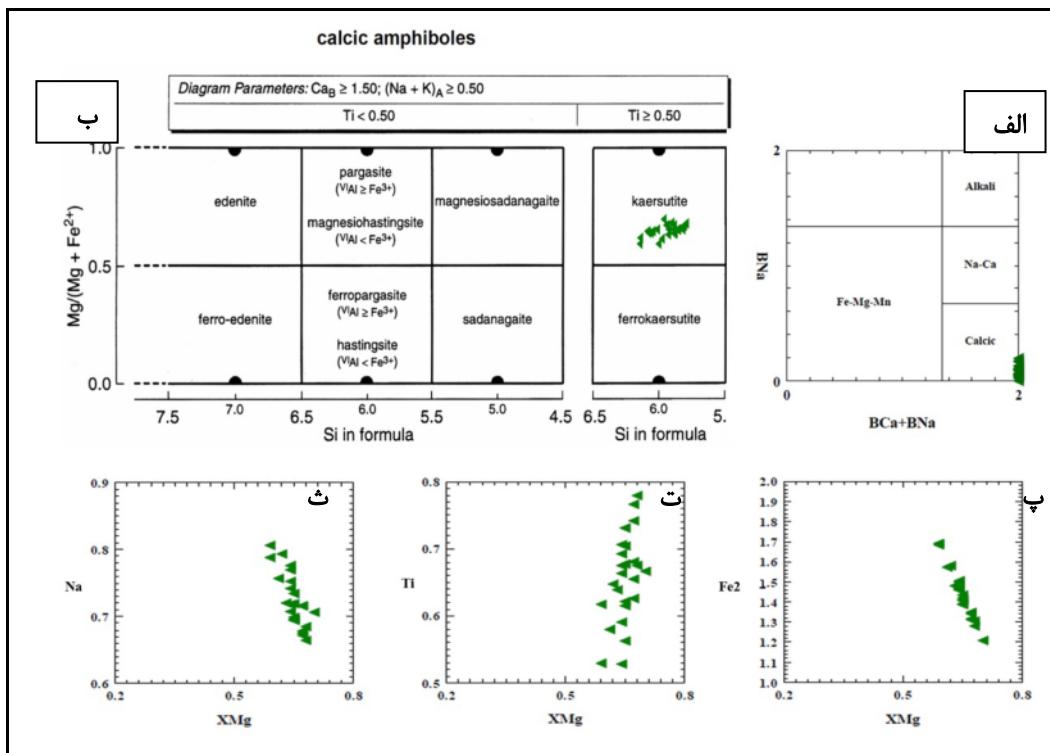
آمفیبول: نتایج تجزیه آمفیبول‌ها و فرمول ساختاری محاسبه شده بر اساس ۱۳ کاتیون (13eCNK) و ۲۳ اتم اکسیژن در جدول ۲ آمده است. آمفیبول‌ها در گستره آمفیبول‌های کلسیمی قرار دارند، از نوع کرسوتیت با بیشینه TiO_2 درصد هستند (شکل‌های ۵ الف و ب). نمونه‌های با مقدار K_2O بالای ۱/۵ درصد وزنی نیز از نوع کرسوتیت پتاسیمی هستند

جدول ۲ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی آمفیبول و محاسبات ساختاری بر اساس ۲۳ اکسیژن.

Sample Oxide \	Tz9-11	Tz9-12	Tz9-21	Tz9-22	Tz9-25	Tz9-26	Tz9-31	Tz9-32	Tz9-41	Tz9-42	Tz9-43	Tz9-44	Tz10-21
SiO_2	۲۸.۹۶	۲۹.۴۳	۲۸.۸۵	۳۹.۰	۳۹.۰۰	۳۸.۷۹	۴۰.۰۱	۳۹.۷۲	۳۹.۴۵	۳۸.۷۸	۳۹.۴۹	۳۹.۲۰	۳۹.۹۰
TiO_2	۶.۸۵	۶.۰۱	۶.۴۸	۶.۶۲	۵.۸۵	۵.۹۷	۴.۶۹	۵.۱۳	۶.۰۷	۶.۹۳	۵.۶۷	۶.۲۶	۵.۵۹
Al_2O_3	۱۳.۷۵	۱۳.۶۶	۱۳.۸۰	۱۳.۷۶	۱۳.۴۸	۱۳.۵۳	۱۳.۱۱	۱۳.۳۰	۱۳.۷۴	۱۳.۹۱	۱۳.۵۶	۱۳.۷۴	۱۳.۳۲
FeO	۱.۰۵	۱.۱۷۱	۱.۱۰	۱.۰۷۶	۱.۱۶	۱.۱۱۷	۱.۳۴۴	۱.۲۵۱	۱.۰۵۵	۱.۰۲۵	۱.۱۷۹	۱.۱۰۹	۱.۰۸۲
MnO	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۰۶	۰.۱۰	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۴	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۳
MgO	۱۲.۰۴	۱۱.۴۹	۱۱.۶۷	۱۲.۰۰	۱۱.۵	۱۱.۷۲	۱۰.۹۴	۱۱.۱۰	۱۲.۰۶	۱۲.۰۲	۱۱.۳۱	۱۱.۶۶	۱۲.۳۵
CaO	۱۲.۲۵	۱۲.۲۱	۱۲.۲۱	۱۲.۲۶	۱۱.۸	۱۲.۰۰	۱۱.۷۹	۱۲.۱۱	۱۲.۲۷	۱۲.۵۱	۱۲.۱۶	۱۲.۲۷	۱۱.۷۵
Na_2O	۲.۳۳	۲.۴۵	۲.۴۱	۲.۴۴	۲.۴۶	۲.۳۸	۲.۷۱	۲.۸۰	۲.۳۵	۲.۳۶	۲.۴۸	۲.۴۰	۲.۴۸
K_2O	۱.۳۲	۱.۳۲	۱.۳۲	۱.۳۲	۱.۳۱	۱.۳۴	۱.۴۲	۱.۴۱	۱.۳۸	۱.۳۶	۱.۳۴	۱.۳۱	۱.۴۷
Cr_2O_3	۰.۰۹	۰.۰۹	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۰۹	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۸	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۰۵
Total	۹۸.۲۲	۹۸.۵۰	۹۸.۰۱	۹۸.۲۷	۹۷.۲۶	۹۷.۰۹	۹۸.۳۲	۹۸.۰۸	۹۸.۱۵	۹۸.۳۰	۹۸.۰۴	۹۸.۱۷	۹۷.۱۶
TSi	۵.۸۱	۵.۸۸	۵.۸۲	۵.۸۱	۵.۸۸	۵.۸۵	۶.۰۰	۵.۹۷	۵.۸۸	۵.۷۹	۵.۹۳	۵.۸۶	۵.۹۴
TAI	۲.۱۹	۲.۱۲	۲.۱۸	۲.۱۹	۲.۱۳	۲.۱۵	۲.۰۰	۲.۰۳	۲.۱۲	۲.۲۱	۲.۰۸	۲.۱۴	۲.۰۶
Sum_T	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰
CAI	۰.۲۲	۰.۲۸	۰.۲۵	۰.۲۳	۰.۲۷	۰.۲۵	۰.۳۲	۰.۳۳	۰.۳۰	۰.۲۴	۰.۳۲	۰.۲۸	۰.۲۷
CCr	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰
CTi	۰.۷۷	۰.۶۸	۰.۷۳	۰.۷۴	۰.۶۶	۰.۶۸	۰.۵۳	۰.۵۸	۰.۶۸	۰.۷۸	۰.۶۴	۰.۷۰	۰.۶۳
CMg	۲.۶۸	۲.۵۵	۲.۶۱	۲.۶۷	۲.۵۸	۲.۶۳	۲.۴۵	۲.۴۹	۲.۶۸	۲.۶۸	۲.۵۳	۲.۶۰	۲.۷۴
CFe2	۱.۳۱	۱.۴۶	۱.۳۹	۱.۳۴	۱.۴۶	۱.۴۱	۱.۶۹	۱.۵۷	۱.۳۲	۱.۲۸	۱.۴۸	۱.۳۹	۱.۳۵
CMn	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲
Sum_C	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰
BCa	۱.۹۶	۱.۹۵	۱.۹۶	۱.۹۶	۱.۹۱	۱.۹۴	۱.۹۰	۱.۹۵	۱.۹۸	۲.۰۰	۱.۹۶	۱.۹۷	۱.۸۷
BNa	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۱۱	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۴	۰.۱۳
Sum_B	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰
ANa	۰.۶۳	۰.۶۶	۰.۶۶	۰.۶۳	۰.۶۳	۰.۶۴	۰.۶۸	۰.۷۱	۰.۶۶	۰.۶۹	۰.۶۸	۰.۶۶	۰.۵۹
AK	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۶	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۲۵	۰.۲۸
Sum_A	۰.۸۸	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۸۸	۰.۸۸	۰.۸۹	۰.۹۵	۰.۹۸	۰.۹۲	۰.۹۵	۰.۹۳	۰.۹۱	۰.۸۷
Sum_cat	۱۵.۸۸	۱۵.۹۱	۱۵.۹۱	۱۵.۸۸	۱۵.۸۸	۱۵.۸۹	۱۵.۹۵	۱۵.۹۸	۱۵.۹۲	۱۵.۹۵	۱۵.۹۳	۱۵.۹۱	۱۵.۸۷
Sum_oxy	۲۳.۲۱	۲۳.۱۹	۲۳.۲۱	۲۳.۱۹	۲۳.۱۴	۲۳.۱۵	۲۳.۱۱	۲۳.۲۰	۲۳.۲۲	۲۳.۲۸	۲۳.۲۱	۲۳.۲۲	۲۳.۱۰

جدول ۲ ادامه

Sample Oxide	Tz10-22	Tz10-31	Tz10-32	Tz10-53	Tz10-54	Tz11-61	Tz11-62	Tz11-71	Tz11-72	Tz11-73	Tz11-81	Tz11-82
SiO ₂	۳۹.۶۷	۳۹.۶۱	۳۹.۷۱	۴۰.۰۲	۴۰.۳۰	۴۰.۲۱	۴۰.۱۲	۳۹.۹۰	۳۹.۳۸	۴۰.۷۹	۴۰.۶۱	۴۰.۶۷
TiO ₂	۵۴۴	۶.۲	۵.۹۱	۴.۹۸	۴.۶۸	۶.۱۹	۶.۱۱	۵.۸۵	۵.۴۷	۵.۲۷	۵.۵۳	۵.۷۳
Al ₂ O ₃	۱۳.۵۲	۱۳.۲۶	۱۳.۴۸	۱۳.۱۵	۱۳.۱۵	۱۱.۸۷	۱۱.۰۳	۱۳.۲۳	۱۳.۴۸	۱۲.۳۹	۱۱.۵۶	۱۱.۶۹
FeO	۱۱.۴۸	۱۰.۴۸	۹.۶۴	۱۱.۳۱	۱۱.۶۳	۱۱.۰۹	۱۱.۱۸	۱۰.۸۲	۱۱.۴۶	۱۲.۰۹	۱۳.۴۱	۱۲.۰۶
MnO	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۳	۰.۱۴	۰.۱۷	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۷	۰.۲۳	۰.۱۷
MgO	۱۱.۹۲	۱۲.۴۹	۱۲.۳۹	۱۱.۹۱	۱۱.۷۸	۱۱.۸۳	۱۱.۷۵	۱۲.۲۸	۱۲.۰۱	۱۱.۸۹	۱۰.۹۲	۱۱.۰۲
CaO	۱۱.۸۹	۱۲.۱۹	۱۱.۳۷	۱۱.۴۰	۱۱.۴۴	۱۱.۷۸	۱۱.۷۹	۱۱.۸۴	۱۱.۷۹	۱۱.۷۱	۱۱.۸۱	۱۱.۸۳
Na ₂ O	۲.۶۰	۲.۲۳	۲.۴۳	۲.۵۲	۲.۵۵	۲.۶۷	۲.۷۱	۲.۸۴	۲.۸۱	۲.۶۱	۲.۷۶	۲.۵۳
K ₂ O	۱.۴۹	۱.۴۷	۱.۵۲	۱.۵۵	۱.۵۸	۱.۰۱	۱.۲۳	۱.۰	۱.۲۸	۱.۲۷	۱.۱	۱.۱۹
Cr ₂ O ₃	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۱۱	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۴	۰.۱۱	۰.۰۶	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۱
Total	۹۷.۹۷	۹۸.۰۲	۹۶.۶۶	۹۷.۰۴	۹۷.۱۴	۴۶.۹۷	۸۳.۹۶	۹۸.۰۸	۹۷.۵۴	۹۸.۲۶	۷۵.۹۷	۹۹.۹۷
TSi	۵.۹۲	۵.۹۰	۵.۹۶	۶.۰۱	۶.۰۴	۶.۰۸	۶.۰۶	۵.۹۴	۵.۸۹	۶.۰۷	۶.۱۴	۶.۱۳
TAl	۲.۰۸	۲.۱۰	۲.۰۴	۱.۹۹	۱.۹۶	۱.۹۲	۱.۹۴	۲.۰۶	۲.۱۱	۱.۹۳	۱.۸۶	۱.۸۷
Sum_T	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰
CaI	۰.۳۰	۰.۲۳	۰.۳۴	۰.۲۴	۰.۳۶	۰.۱۶	۰.۱۲	۰.۲۶	۰.۲۶	۰.۲۵	۰.۲۱	۰.۱۸
CCr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱
CTi	۰.۶۲	۰.۶۸	۰.۶۷	۰.۵۶	۰.۵۳	۰.۷۱	۰.۶۹	۰.۶۶	۰.۶۲	۰.۵۹	۰.۶۲	۰.۶۵
CMg	۲.۶۵	۲.۷۸	۲.۷۷	۲.۶۷	۲.۶۳	۲.۶۵	۲.۶۵	۲.۷۳	۲.۶۸	۲.۶۴	۲.۴۴	۲.۵۶
CFe2	۱.۴۱	۱.۳۱	۱.۲۱	۱.۴۲	۱.۴۶	۱.۴۷	۱.۴۰	۱.۲۵	۱.۴۳	۱.۵۱	۱.۶۹	۱.۵۸
CMn	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲
Sum_C	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰	۵.۰۰
BCa	۱.۹۰	۱.۹۵	۱.۸۳	۱.۸۳	۱.۸۱	۱.۹۳	۱.۹۰	۱.۸۹	۱.۸۹	۱.۸۷	۱.۹۰	۱.۸۹
BNa	۰.۱۰	۰.۰۵	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۲۰	۰.۰۷	۰.۱۰	۰.۱۱	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۱۱
Sum_B	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰	۲.۰۰
ANa	۰.۶۰	۰.۶۱	۰.۶۲	۰.۵۷	۰.۵۵	۰.۷۰	۰.۶۸	۰.۶۰	۰.۶۱	۰.۶۲	۰.۷۰	۰.۶۹
AK	۰.۲۸	۰.۲۸	۰.۲۹	۰.۳۰	۰.۳۰	۰.۲۱	۰.۲۲	۰.۲۹	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۲۱	۰.۲۱
Sum_A	۰.۸۸	۰.۸۹	۰.۸۳	۰.۸۷	۰.۸۵	۰.۹۱	۰.۹۰	۰.۸۹	۰.۸۵	۰.۸۶	۰.۹۱	۰.۹۰
Sum_cat	۱۵.۸۸	۱۵.۸۹	۱۵.۸۳	۱۵.۸۷	۱۵.۸۵	۱۵.۹۱	۱۵.۹۰	۱۵.۸۹	۱۵.۸۵	۱۵.۸۶	۱۵.۹۱	۱۵.۹۰
Sum_oxy	۲۲.۱۳	۲۲.۱۶	۲۲.۱۴	۲۲.۰۸	۲۲.۰۶	۲۲.۲۵	۲۲.۱۹	۲۲.۱۴	۲۲.۰۶	۲۲.۱۱	۲۲.۲۰	۲۲.۲۱



شکل ۵ ترکیب آمفیبوول در گابروی قلیایی مونزو گابرو: (الف) نمودار $\text{BNa}-\text{BNa}+\text{BCa}$ که براساس آن، نمونه‌ها در گستره آمفیبوول‌های کلسیمی قرار دارد. (ب) در نمودار $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})-\text{Si}$ که براساس آن و با توجه به $\text{Ti} > 0.5$ نموده از نوع کرسوتیت است. (پ، ت و ث) تغییرات عناصر Fe^{2+} ، Na و Ti نسبت به $\text{Mg}^{\#}$

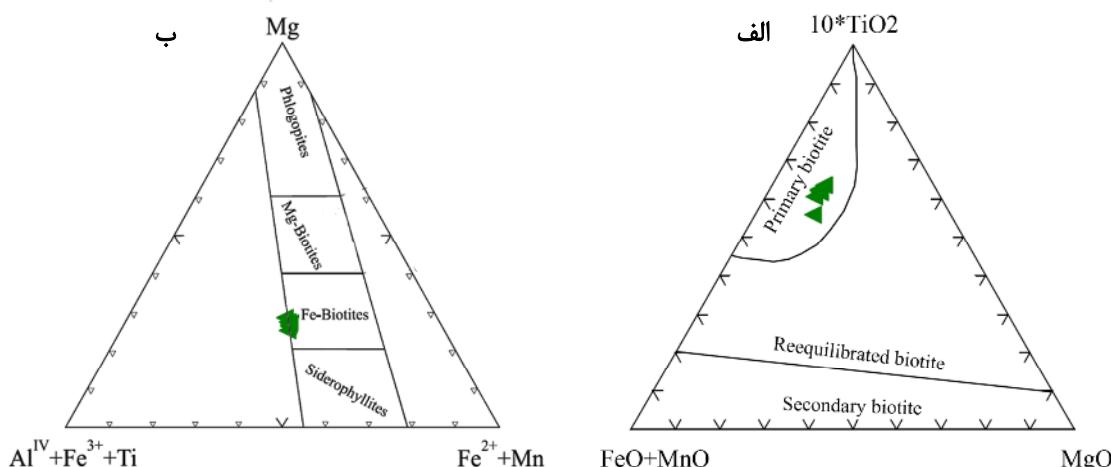
برپایه نمودار تقسیم‌بندی بر اساس- $Mg-Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti^{2+}+Mn$ در گستره بیوتیت‌های غنی از آهن [۱۹] قرار دارند (شکل ۶). بیوتیت‌ها بر اثر افزایش فاز سیال در مراحل پایانی ماقمایی و سپس از تبلور آمفیبول در لبه بلورهای مافیک قدیمی‌تر به وجود آمده اند (شکل ۳ ب). مقدار بالای پتاسیم آمفیبولها به نوعی توانسته است که مکان‌های مناسبی را برای رشد بعدی بیوتیت در لبه این کانی ایجاد کند. بیوتیت‌ها مشابه آمفیبول‌ها غنی از سازنده TiO_2 و دارای بیشینه ۵/۳ درصد از این اکسید هستند.

در اصل، آمفیبول‌های رشد کرده در توده‌های قلیایی بیشتر از نوع کلسیمی (و سدیمی کلسیمی) و ناشی از رشد در مراحل پایانی ماقمایی یا رشد بعدی در لبه پیروکسن‌ها هستند که مقدار سدیم آن‌ها به تدریج افزایش می‌یابد [۱۷]. مقدار اکسید آهن نیز همگام با کاهش Mg^+ افزایش یافته و از ۹/۶۴ به ۱۳/۴۴ درصد وزنی می‌رسد (شکل ۵) که نشان از روند کلی دگرگونی ماقمایی دارد.

میکا: نتایج تجزیه بیوتیت‌های نمونه‌های مورد بررسی در جدول TiO_2 ۳ آمده است. بیوتیت‌های مورد بررسی براساس نمودار- $MgO-FeO+MnO$ از نوع بیوتیت‌های ماقمایی اولیه [۱۸] و

جدول ۳ نتایج تجزیه ریزپردازش الکترونی بیوتیت بر اساس ۱۱ اکسیژن.

Sample Oxide	Tz9-33	Tz9-54	Tz10-63	Tz10-64	Tz11-11	Tz11-12
SiO_2	۳۶,۹۵	۳۶,۸۲	۳۶,۸۷	۳۶,۸۷	۳۷,۸۰	۳۵,۹۷
TiO_2	۵,۲۲	۵,۱۲	۵,۱۵	۵,۲۷	۴,۸۹	۳,۹۷
Al_2O_3	۱۲,۵۸	۱۲,۷۲	۱۲,۵۸	۱۲,۴۸	۱۴,۰۳	۱۴,۶۸
FeO	۲۰,۷۲	۲۱,۴۵	۲۲,۱۲	۲۲,۴۸	۲۲,۵۰	۲۱,۶۹
MgO	۹,۸۸	۹,۲۶	۹,۸۷	۹,۵۵	۸,۹۴	۹,۳۲
K_2O	۸,۴۱	۹,۱۹	۹,۲۸	۹,۲۰	۸,۴۲	۹,۵۲
CaO	۰,۱۲	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۱
Na_2O	۰,۵۳	۰,۲۹	۰,۳۹	۰,۳۵	۰,۵۰	۰,۰۴
SrO	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۳
BaO	۰,۴۱	,۳۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۸۷	۰,۶۹
MnO	۰,۱۳	۰,۲۳	۰,۱۵	۰,۲۲	۰,۱۲	۰,۲۰
Total	۹۶,۰۵	۹۶,۷۰	۹۷,۴۴	۹۷,۴۵	۹۵,۱۵	۹۶,۱۰
Si	۵,۸۱	۵,۸۱	۵,۷۳	۵,۷۴	۵,۵۹	۵,۶۹
Al^{IV}	۲,۲۰	۲,۱۹	۲,۲۷	۲,۲۷	۲,۴۲	۲,۳۱
Al^{VI}	۰,۲۲	۰,۳۵	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۲۴	۰,۴۳
Ti	۰,۶۳	۰,۶۱	۰,۶۰	۰,۶۲	۰,۵۹	۰,۴۷
Fe^{2+}	۲,۷۲	۲,۸۳	۲,۸۷	۲,۹۳	۳,۰۲	۲,۸۷
Mn	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳
Mg	۲,۲۲	۲,۱۸	۲,۲۹	۲,۲۲	۲,۱۴	۲,۲۰
Ba	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۶	۰,۰۴
Ca	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Na	۰,۱۶	۰,۰۹	۰,۱۲	۰,۱۰	۰,۱۶	۰,۰۱
K	۱,۶۹	۱,۸۵	۱,۸۴	۱,۸۲	۱,۷۲	۱,۹۲
Cations	۱۵,۸۹	۱۵,۹۹	۱۵,۹۶	۱۵,۹۴	۱۵,۹۴	۱۵,۹۸
$Fe_{-}FeMg$	۰,۵۴	۰,۵۷	۰,۵۶	۰,۵۷	۰,۵۹	۰,۵۷
$Mg_{-}FeMg$	۰,۴۶	۰,۴۳	۰,۴۴	۰,۴۳	۰,۴۱	۰,۴۳



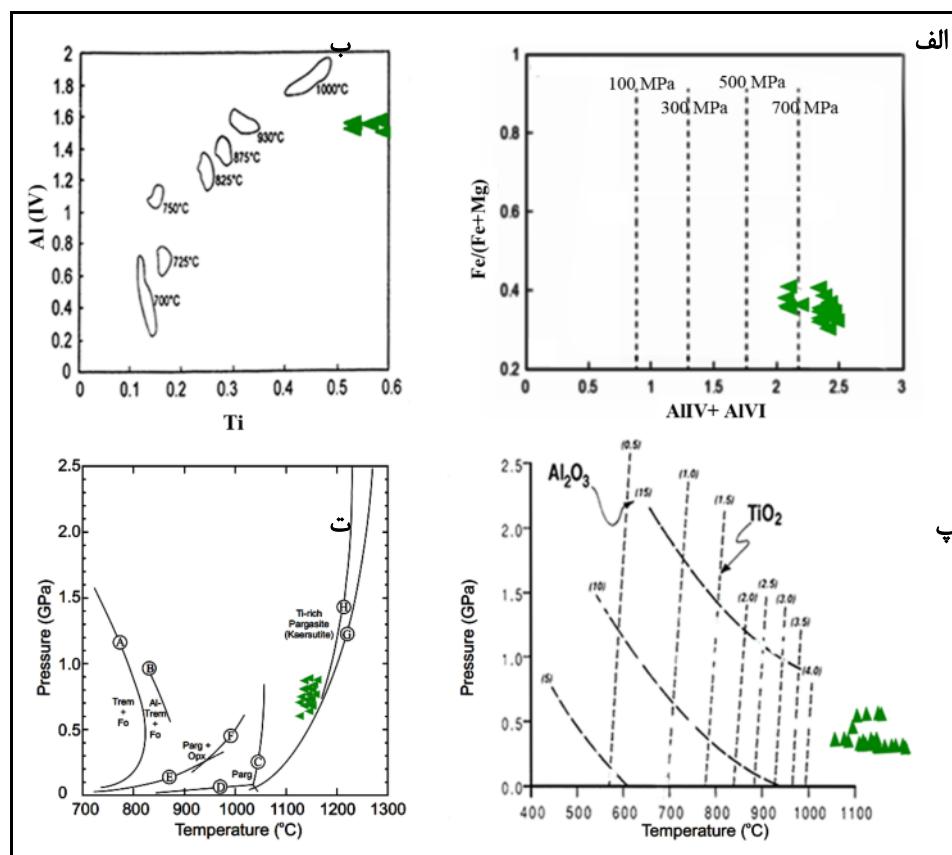
شکل ۶ (الف) منشا ماقمایی بیوتیت‌ها در نمودار $10^*\text{TiO}_2\text{-MgO-FeO+MnO}$ [۱۹] از نوع بیوتیت‌های غنی از آهن است. (ب) ترکیب کانی‌شناسی میکاها در نمودار $\text{Mg}-\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Fe}^{3+}+\text{Ti}$ - $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$ [۱۸].

قریبی ۱۷ تا ۲۳ کیلومتر معادل پوسته زیرین تا گوشته بالایی هستند که می‌توانند با عمق پیشنهادی برای تبلور کرسوتیت‌ها همخوانی داشته باشند. برای برآورد دمای تبلور کرسوتیت‌ها به دلیل اپیدوتی شدن شدید پلاژیوکلازها و نبود شرط تعادل در زوج کانی پلاژیوکلاز-آمفیبول، فقط از روش‌های دماسنجدی بر پایه شیمی کانی آمفیبول استفاده شد. در روش کلمبی [۲۴] که براساس تغییر مقدار Ti در ترکیب ساختاری آمفیبول با دماسنجدی، دمای تبلور کرسوتیت‌ها $1118\text{--}1362$ درجه سانتیگراد به دست می‌آید که بسیار بالاتر از گستره پایداری آمفیبول‌های ماقمایی است. بنابراین در استفاده از رابطه پیشنهادی کلمبی دماسنجدی آمفیبول‌های غنی از تیتانیوم باید Al^{IV} با احتیاط عمل کرد. اغلب نمونه‌ها خارج از نمودارهای Al^{IV} نسبت به Ti [۲۵] و تغییرات TiO_2 با دما و Al_2O_3 با فشار [۲۶] که بیشتر بر اساس نتایج تجربی رسم شده‌اند، و در بخش‌های با دمای بیش از 1000 درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند (شکل‌های ۷ ب و پ). لیاوه و همکاران به دلیل انتشار سریع کاتیونی طی سردشدن آهسته، دماسنجدی سنگ‌های برآمده از دگرگونی درجه بالا را دشوار می‌دانند [۲۷]. ایشان براساس مقدار تیتانیوم آمفیبول‌های کلسیمی (Ti-Amp)، دمای تشکیل آمفیبول را تا 1000 درجه سانتیگراد دوباره محاسبه و رابطه دماسنجدی جدید $T=2400(1.52-\log \text{Ti}_{\text{Amp}})-273$ را پیشنهاد دادند که برای همه سنگ‌های آمفیبول دار آذرین و دگرگونی طبیعی کاربرد دارد. دمایها با این روش $1062\text{--}1201$ درجه سانتیگراد به دست

زمین دما-فشارسنجدی
زمین دما-فشارسنجدی براساس آمفیبول
ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها به ویژه مقدار سدیم، کلسیم، تیتانیوم و آلومنیوم در ساختار فرمولی آنها وابسته به ترکیب شیمیایی، شرایط فشار، دما و گریزندگی اکسیژن ماقماست [۲]. تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها موجب می‌شود تا آمفیبول‌ها بتوانند در گستره وسیعی از فشار و دما، در سنگ‌های متفاوت ظاهر شوند. در آمفیبول‌ها، کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیوم و آلومنیوم چار وجهی نسبت به تغییرات دما حساس هستند و افزایش دما باعث افزایش مقدار Al^{IV} شده، اما مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV} ، مناسب با افزایش فشار زیاد می‌شود و دما بر آن اثری ندارد. بنابراین، محاسبه مقدار Al^{VI} و Al^{tot} می‌تواند در اصل اساس ارزیابی فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول باشد، زیرا مقدار Al آمفیبول بیشتر تابع فشار تبلور است تا غلظت Al ماقمای مادری که از آن متبادر می‌شود. تاکنون روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار بر پایه ترکیب هورنبلند معرفی شده است که در بیشتر آنها، فشار فقط براساس مقدار Al موجود در آمفیبول و بدون توجه به عوامل دیگر چون دما، محاسبه می‌شود [۲۳-۲۰]. بر این اساس و با توجه به خاستگاه ماقمایی آمفیبول‌های مورد بررسی، می‌توان از روش‌های سنجش دما و فشار تبلور این کانی استفاده کرد.
فسارهای به دست آمده از روش‌های معمول محاسباتی و نموداری (شکل ۷ الف) مراجع مختلف در جدول ۴ آمده است. این مقادیر بیانگر فشارهای حدود $6/۳$ تا $8/۲$ کیلوبار و ژرفای

بر همپوشی با نتایج روش لیائو و همکاران [۲۷] به نظر اعداد واقعی‌تر و منطقی‌تری هستند. در مجموع، صرف نظر از زمین داماسنجی به روش کلمبی [۲۴]. گستره‌های دما و فشار محاسبه شده برای تبلور نمونه‌های مورد بررسی (جدول ۴) به خوبی با داده‌های تجربی میدان پایداری کرسوتیت [۲۹] همخوانی داشته (شکل ۷) و در این گستره قرار دارند.

آمدنده (جدول ۴). به جز روابط تغییرات مقدار Ti آمفیبیول‌ها با دمای رابطه مستقیمی نیز بین مقدار $\text{Na}+\text{K}$ در جایگاه A آمفیبیول‌ها با دما وجود دارد و از رابطه $T=479.8*(\text{Na}+\text{K})^A+643.5$ می‌توان دمای تبلور کرسوتیت‌ها را محاسبه کرد [۲۸]. از این روش، گستره دمای تبلور $1113-1040$ درجه سانتیگراد به دست می‌آید که افزون



شکل ۷ (الف) گستره فشار آمفیبیول‌ها در نمودار $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$ نسبت به $\text{Fe}(\text{Fe} + \text{Mg})$ [۲۳] ب) گستره تقریبی دما در نمودار Al^{IV} نسبت به Ti [۲۵]، پ) گستره فشار و دمای برخی از نمونه‌ها براساس مقدار Al_2O_3 و TiO_2 [۲۶] و ت) میدان پایداری آمفیبیول‌های کلسیمی آمفیبیول [۲۹]. G: منحنی پایداری پارگاژیت غنی از Ti (هاستگزیت منیزیمی) و H: منحنی پایداری کرسوتیت است.

جدول ۴ برآورد فشار و دمای تبلور کرسوتیت به روش‌های مختلف.

P (kbars)		کمینه	بیشینه	میانگین (۲۵)
[۲۱]	$P (\pm 3) = -3.92 + 5.03 Al \text{ (total)}$	۶,۳	۸,۳	۷,۷
[۲۰]	$P (\pm 1.0) = -4.76 + 5.64 Al \text{ (total)}$	۶,۷	۸,۹	۸,۲
[۲۲]	$P (\pm 0.5) = -3.46 + 4.23 Al \text{ (total)}$	۵,۱	۶,۸	۶,۳
[۲۳]	$P (\pm 0.6) = -3.01 + 4.76 Al \text{ (total)}$	۶,۷	۸,۵	۸
T(°C)				
[۲۴]	$T=(980*Ti)+600(Ti>0.08pfu)$	۱۱۱۶	۱۳۶۳	۱۲۴۱
[۲۷]	$T=2400/(1.52-\log Ti_{Amp})-273$	۱۰۶۲	۱۲۰۱	۱۱۳۴
[۲۸]	$T=479.8*(Na+K)^A+643.5$	۱۰۴۰	۱۱۱۳	۱۰۷۳

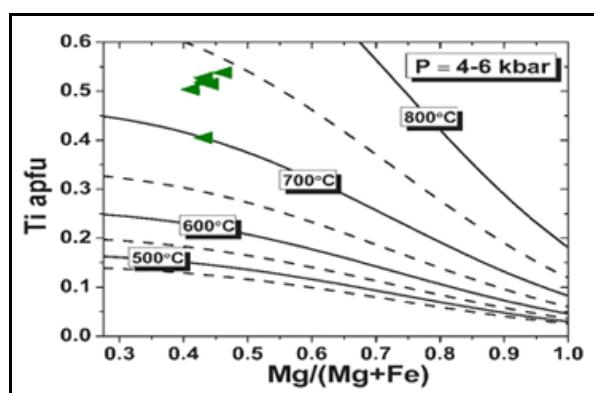
یافته است. گریزندگی بالا شکل‌گیری و فراوانی اکسیدهای آهن و تیتان را به همراه دارد و پایین بودن گریزندگی اکسیژن نیز شاخص تشکیل در مراحل اولیه تبلور ماغمات است [۳۲]. یکی از روش‌های برآورد گریزندگی اکسیژن (fo_2) سنگ‌های منطقه استفاده از رابطه $\text{Log}f\text{O}_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142$ (P- T /T) برای آمفیبول‌های دارای $(\text{Fe}^{\text{tot}} + \text{Mg}) > 0.3$ و $\text{Al}^{\text{IV}} > 0.75$ است [۳۳]. در این رابطه، دما بر حسب کلوین و فشار بر حسب بار است. لگاریتم گریزندگی اکسیژن نمونه‌ها برای کمترین و بیشترین دما و فشار، از حدود ۶۵۶-۷۹ تا ۷۹-۶۵۶ نیز، تغییر می‌کند. در نمودار $(\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) - \text{Al}(\text{IV}))$ (شکل ۹) نیز، نمونه‌ها در بخش گریزندگی بالای اکسیژن قرار می‌گیرند [۳۴]. تبلور بیوتیت‌های سرشار از آهن [۳۳] و ناهنجاری منفی ناچیز Eu در انواع مختلف سنگ‌های زیر اشباع منطقه زریگان [۹] را می‌توان از جمله شواهد دیگر گریزندگی بالای اکسیژن ماقمای مادر نمونه‌های مورد بررسی دانست.

دماسنجدی بر اساس بیوتیت.

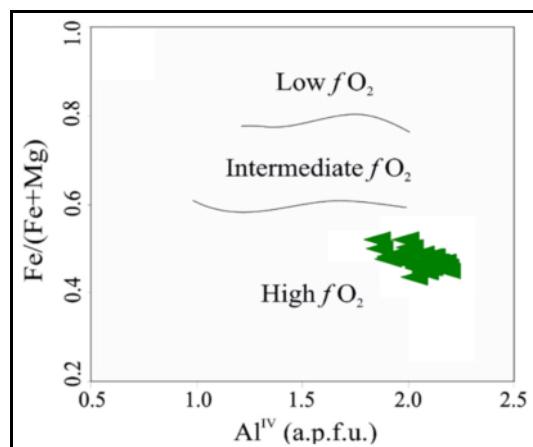
سازنده تیتانیوم بیوتیتها (مانند آمفیبول‌ها) رابطه مستقیمی با افزایش دما دارد (بر خلاف افزایش فشار) و انحلال‌پذیری این عنصر را در بیوتیت را زیاد می‌کند [۳۰]. در واقع، بیوتیت‌های پیشتر متبلور شده طی تبلور بخشی ماقما، اغلب تیتانیوم بیشتری در ساختار خود داده و با پیشرفت دگرگونی ماقما از این عنصر فقیرتر می‌شوند. با توجه به ماهیت ماقمایی بیوتیتها (شکل ۶ الف) و غنی بودن از TiO_2 ، از ترکیب شیمیایی این کانی می‌توان برای تعیین دمای تبلور استفاده کرد. بر این اساس برپایه نمودار Ti نسبت به $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ بیوتیتها [۳۱] دمای تبلور در گستره ۷۰۰ تا ۷۵۰ درجه قرار دارد (شکل ۸).

تعیین گریزندگی اکسیژن ماقما

مقدار مرکز اکسیژن در ماقماها را به صورت گریزندگی اکسیژن بیان می‌کنند. گریزندگی اکسیژن عامل مهمی در کنترل فرایندهای ماقمایی، روند تبلور و نوع کانی‌های تبلور



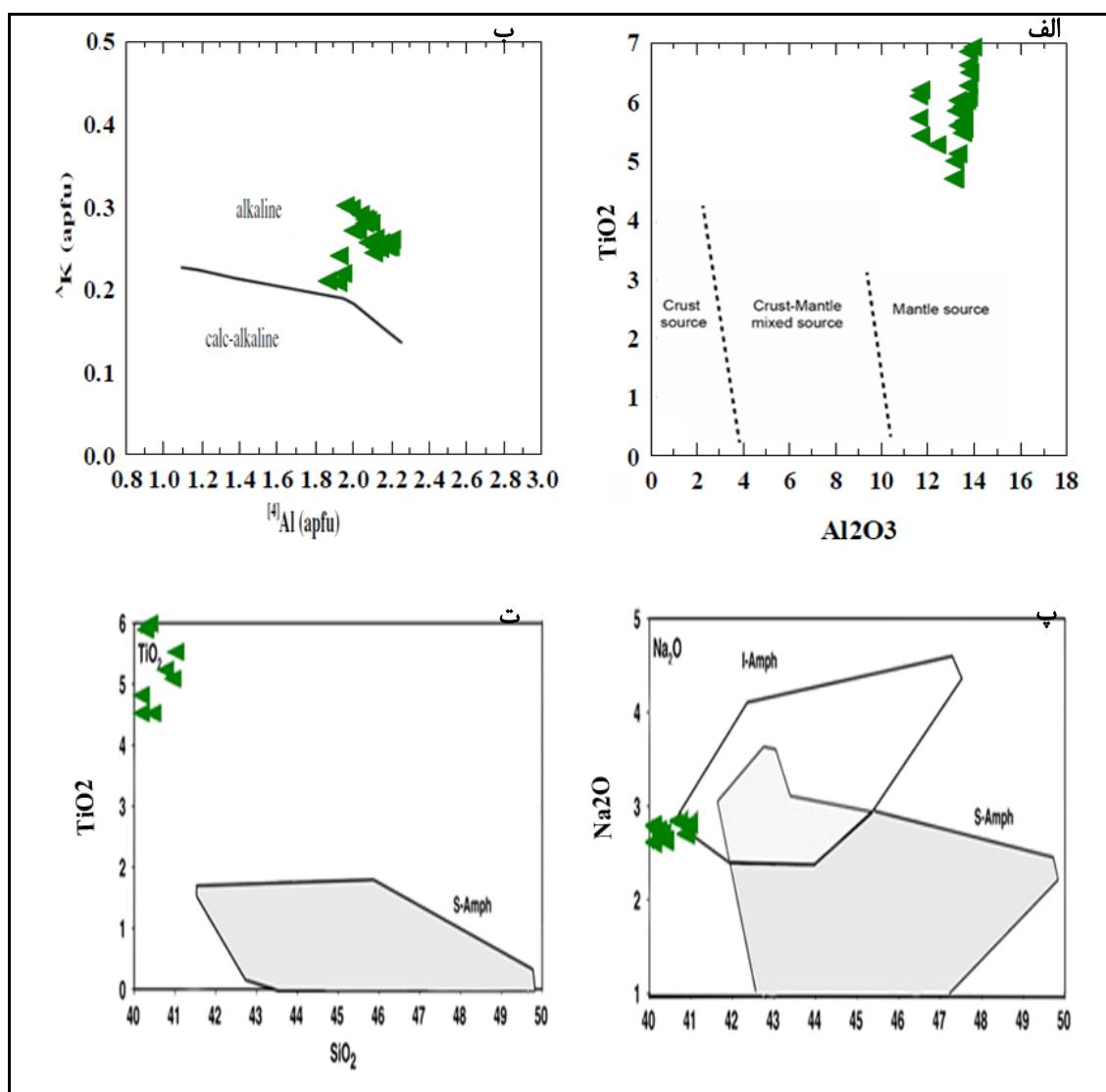
شکل ۸ دمای تشکیل بیوتیت‌های قلیایی گابرو در نمودار Ti نسبت به $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$ [۳۱].



شکل ۹ نمودار Al^{IV} نسبت به $\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$ که براساس آن، ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها در گستره گریزندگی بالای اکسیژن قرار دارد [۳۴].

شکل گرفته‌اند (شکل ۱۰ ب). ماقماهای قلیایی اغلب در نظامهای زمین‌ساختی کششی شکل می‌گیرند. از دید کاکتوری و همکاران [۳۶]، آمفیبول‌های وابسته به محیط‌های TiO_2 فرورانش (S-Amph) به طور کلی مقدار Na_2O و TiO_2 (S-Amph) نسبت به انواع شکل گرفته در محیط‌های درون قاره‌ای کمتری نسبت به این عناصر سرشار ترند. با توجه به این ویژگی، آمفیبول‌های $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$ و $\text{Na}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ در گستره محیط‌های کشش درون صفحه‌ای قرار دارند (شکل-های ۱۰ پ و ت).

محیط زمین ساختی
آمفیبول‌های دایک‌های مورد بررسی با توجه به TiO_2 بالایی که دارند، در نمودار $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ که نقش پوسته و گوشته را در خاستگاه ماقماهی مادر براساس ترکیب شیمیایی آمفیبول از هم تفکیک می‌کند [۳۵]، در گستره با خاستگاه گوشته‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۰ الف). افزون بر این، مقدار پتانسیم آمفیبول‌ها شاخص مناسبی برای جدایش انواع در تعادل با ماقماهای آهکی قلیایی از قلیایی در نظر گرفته می‌شود، زیرا مقدار پتانسیم آمفیبول‌های آهکی قلیایی همواره کمتر از بلورهای در تعادل با مایع‌های سری قلیایی است [۳]. بر اساس نمودار $^{\text{A}}\text{K-Al}^{\text{IV}}$ ، آمفیبول‌ها از ماقماهی با ماهیت قلیایی [۴]



شکل ۱۰ (الف) خاستگاه گوشته‌ای آمفیبول‌ها در نمودار $\text{TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ [۳۵]. ب) ماهیت قلیایی ماقماهی مادر سازنده آمفیبول‌ها در نمودار $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$ و ت) نمودار $\text{Na}_2\text{O}\text{-SiO}_2$ برای تشخیص محیط زمین‌ساختی [۳۶]. پ) نمودار $^{\text{A}}\text{K-Al}^{\text{IV}}$

بحث

دایک‌های این پژوهش با سنی حدود ۴۵۰-۴۴۸ میلیون سال (اردوویسین و سیلورین) [۱۰] پس از وقفه‌ای چند ده میلیون ساله در کمان کادمین نفوذ کرده‌اند. نفوذ ماقمای قلیایی در این مکان و زمان می‌تواند ناشی از تغییر نظام فشارشی به کششی پس از فرونش پروتوتیس، تشکیل کافت‌های غیرفعال ابتدای ایجاد پالئوتیس [۴۱] به همراه عملکرد گسل‌های بنیادی ایران مرکزی به ویژه پشت بادام و کوهبنان-بهاباد و جدایش ایران مرکزی از گندوانا در پالئوزویک پیشین (اردوویسین-سیلورین) باشد [۹]. در تایید این امر، ترکیب شیمیایی کانی‌های کلینوپیروکسن و آمفیبول سنگ‌های گابرو-دیوریتی مناطق حرجند و فتح آباد در شمال شرق کرمان نیز در ارتباط با شکل‌گیری ماقمای سازنده در جایگاه زمین ساختی کششی درون صفحه ای و دارای ویژگی‌های شبیه OIB در جنوبی‌ترین بخش قطعه پشت بادام در زمان پالئوزویک پیشین گزارش شده است [۴۲، ۴۳].

برداشت

گروه دایک‌های گرانیت‌وئید زریگان از نوع قلیایی گابرو تا مونزوگابرو با سن پالئوزویک پیشین، جوان‌ترین فعالیت ماقمایی منطقه زریگان هستند. این دایک‌های تیره دارای کانی‌های پیروکسن، آمفیبول کرسوتیتی، پلاژیوکلاز و کمتر الیوین و نفلین هستند. کانی‌های بیوتیت، اپیدوت و کلریت بر اثر عملکرد سیال‌های درون ماقمایی و همچنین پسا ماقمایی از کانی‌های اصلی قدیمی‌تر به وجود آمده‌اند. براساس بررسی‌های زمین دما-فشار سنگی، کانی آمفیبول این دایک‌ها در گستره دمای ۱۱۱۳-۱۰۴۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۶/۳-۸/۲ کیلوبار، در ژرفای معادل گوشه‌های تا پوسته زیرین و در گریزندگی به نسبت بالای اکسیژن متبلور شده‌اند. کرسوتیتها در تعادل با یک ماقمایی گوشه‌ای با ماهیت قلیایی هستند که ترکیب شیمیایی آنها، زایش در کافت‌های درون صفحه‌ای را نشان می‌دهند. با توجه به فاصله چند ده میلیون ساله سن مطلق این دایک‌ها با گرانیت زریگان، به احتمال بسیار ماقمایی سازنده در ارتباط با آغاز ایجاد کافت‌های پالئوتیس در پالئوزویک پیشین است.

بررسی‌های تجربی درباره میدان پایداری آمفیبول‌های سری کرسوتیت-پارگازیت، بیانگر فشار و دمای بالا، H_2O به نسبت کم و عمقی کمتر از ۱۰۰-۸۰ کیلومتر است [۳]. به بیان دیگر، میدان پایداری این آمفیبول‌ها در گستره ۱۱۰۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد و ۳-۱ گیگا پاسکال (۱۰ تا ۳۰ کیلوبار) است [۳۷، ۳]. آمفیبول‌های توده بوهمین اروپای مرکزی با ترکیب زمین‌شیمیایی مشابه، در گستره دمایی به نسبت باریک (۱۰۲۰-۱۱۰۰ درجه سانتی‌گراد) در عمق ۴۵-۲۰ کیلومتری [۳۸]. این شرایط دما و فشاری با گستره‌های ارزیابی شده برای تبلور کرسوتیت‌های این پژوهش (جدول ۴) همپوشی دارند. با توجه به ضخامت کمتر پوسته منطقه نفوذ دایک‌های مورد بررسی در گستره زمانی پرکامبرین-پالئوزویک این گستره فشاری می‌تواند قابل اعتماد باشد. این شرایط نشانگر یک خاستگاه سست کره‌ای و فشارهای بالای مربوط به پوسته زیرین و گوشه‌های ماهیت ماقمایی تشکیل دهنده دایک‌های قلیایی گابرو-مونزوگابروی زریگان از نوع قلیایی و از نظر ترکیب زمین‌شیمیایی شبیه بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) و غنی از عناصر با شدت پایداری بالا به ویژه عنصر Nb است [۹]. چنین سنگ‌هایی برآمده از ماقمای شکل گرفته در یک محیط کششی همراه با بالا آمدگی زبانه‌های سست کره‌ای است. با توجه به بافت و اندازه متوسط تا ریز کانی‌ها، این ماقمای داغ و شکل گرفته از ژرفای زیاد صعودی به نسبت سریع و در راستای شکستگی‌ها به سطح داشته و در گرانیت نیمه ژرف زریگان و رسوب‌های کنار دریایی معادل ریزو نفوذ کرده است. زایش گرانیت زریگان با سن 527 ± 7 میلیون سال در ارتباط با مناطق واپسته به فرونش در نظر گرفته شده است [۱۳]. این توده گرانیت‌وئیدی بخشی از پی سنگ نئوپروتزووزویک-کامبرین پسین (۵۹۵-۵۱۱ Ma) ایران زمین و جزئی از کمان ماقمایی کادومین است که یک فرونش طولانی از نوع آند به نام پروتوتیس در راستای کرانه شمالی گندوانا (ترکیه، ایران، هیمالیا و تبت امروزی) آن را ایجاد کرده است [۴۰، ۱۳]. بخشی از فعالیت ماقمایی قلیایی قطعه پشت بادام به صورت

قدردانی

نگارندگان از زحمات بزرگوارانه آقای دکتر کورش رشیدی و مهندس سعید اسلامی در بازدیدها و بررسی های صحرابی و همچنین نظرات و مشاوره های علمی آقایان دکتر محمد فودازی و کورش محمدیها از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور کمال تشكر را دارند.

مراجع

- [9] Tajbakhsh G., "Petrography, geochemistry and tectonic setting of mafic dyke swarms of Zrigan granitoid, north of Bafq (Central Iran)", Geosciences 30 (2020) 175-188.
- [10] Mehdipour Ghazi J., Moazzen, M., Rahgoshay M., Wilde S. A., "Zircon U-Pb-Hf isotopes and whole rock geochemistry of magmatic rocks from the Posht-e-Badam Block: A key to tectonomagmatic evolution of Central Iran", Gondwana Research 87 (2020) 162-187.
- [11] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the paleo-tethys remnants in northern Iran", Geological Society of American Bulletin 103 (1991) 983-992.
- [12] Majidi J., Babakhani A.R., "Geological map of Ariz", Tehran. Geological survey of Iran, scale 1:100000, (2000).
- [13] Ramezani J., Tucker R., "The Saghand region, Central Iran: U/Pb geochronology, petrogenesis and implication for Gondwana tectonics", American Journal of Science, 303 (2003) 622-665.
- [14] Jami M., "Geology, Geochemistry Esfordi Phosphate-Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran", PhD thesis, The University of new South wallets, (2005) 384 p..
- [15] Leake B.E., Woolley A. R., Arps C. E., Birch W. D., Gilbert M. C., Grice, J. D., Youzhi, G., "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association", American Mineralogist 83 (1997) 1019-1037.
- [16] Giret A., Bonin B., Léger J.M., "Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes", The Canadian Mineralogist, 18 (1980) 481-495.
- [17] Plat R.G., "The ijolite-series rocks. In: Mitchell, R.H. Eds., Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis and Economic Potential", Mineralogical Association of Canada Short Course 24 (1996) 101-122.
- [18] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed
- [1] Martin R. F., "Amphiboles in the igneous environment, Reviews in Mineralogy and Geochemistry", 67 (2007) 323-358.
- [2] Mutch E. J. F., Blundy J. D., Tattitch B. C., Coope, F. J., Brooker R. A., "An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer", Contributions to Mineralogy and Petrology, 171 (2016) (10) 1-27.
- [3] Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes", Contribution to Mineralogy and petrology, 160(2010) 45-66.
- [4] Putirka K., "Amphibole thermometers and barometers for igneous systems and some implications for eruption mechanisms of felsic magmas at arc volcanoes", Am. Mineral., 101 (2016) 841-858.
- [5] Hagen E., "A Comparative Study of Kaersutite in the Egersund Dikes and SNC Meteorites" Doctoral dissertation", The Ohio State University (2017) 42 p.
- [6] Balaghi Z., Sadegheian M., Ghasemi, H., "Petrogenesis of the lower Paleozoic igneous rocks, south of Bahabad (bafq, Central Iran): implication for rifting", Iranian Journal of Petrology, 1 (2011) 45-64.
- [7] Rajabi A., Canet C., Rastad E., Alfonso, P., "Basin evolution and stratigraphic correlation of sedimentary-exhalative Zn. Pb deposits of the Early Cambrian Zarigan. Chahmir Basi Central Iran", Ore Geology Reviews, 64 (2015) 328-353.
- [8] Niktabar S. M., Rashidnejad Omran N., "Geochemistry and petrology of rift-related mafic sills and arc-related Gabbro-Diorite bodies,

- [29] Frost D.J., "The stability of hydrous mantle phases", *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 62 (2006) 243-271.
- [30] Douce A. E. P., "Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O₂ and H₂O barometries, and consequences for biotite stability", *Chemical Geology*, 108 (1993) 133-162.
- [31] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., "The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms", *American Mineralogist* 90 (2005) 316-328.
- [32] Mann U., Marks M., & Markl G., "Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany", *Litho*, 91 (2006) 262-285.
- [33] Wones D. R., "Significance of the assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks", *American Mineralogist*, 74 (1989) 744-749.
- [34] Anderson J. L., Smith D. R., "The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist*, 80 (1995) 549-559.
- [35] Jiang C.Y., An S.Y., "On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance (in Chinese with English abstract)", *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3 (1984) 1-9.
- [36] Coltorto M., Bondaiman C., Faccini B., Geogore M., O'Reilly S.Y., Powell W., "Amphibol from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", *Lithos*, 99 (2007) 68-84.
- [37] Mayer B., Jung S., Romer R. L., Pfänder J. A., Klügel A., Pack A., Gröner E., "Amphibole in alkaline basalts from intraplate settings: implications for the petrogenesis of alkaline lavas from the metasomatised lithospheric mantle", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167 (2014) 1-22.
- [38] Ulrych J., Krmíček L., Teschner C., Skála R., Adamovič J., Ďurišová J., Radoň M., "Chemistry and Sr-Nd isotope signature of amphiboles of the magnesio-hastingsite-pargasite-kaersutite series in Cenozoic volcanic rocks: Insight into lithospheric mantle beneath the Bohemian Massif", *Lithos* 312 (2018) 308-321.
- biotites", *Comptes rendus Geoscience*, 337, (2005) 1415-1420.
- [19] Foster M. D., "Interpretation of the composition of the trioctahedral micas", *United States Geological Survey Professional Paper*, 354 (1960) 11-49.
- [20] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist*, 72 (1987) 231-239.
- [21] Hammarstrom J.M., Zen E.A., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist*, 71 (1986) 1297-1313.
- [22] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in hornblende geobarometer with application to Long Valley (California) volcanic rocks", *Geology*, 17 (1989) 837-841.
- [23] Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al -in hornblende barometer", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110 (1992) 304-310.
- [24] Colombi A., *Mé tamorphisme et géochimie des roches magmatiques des Alpes ouest-centrales (géoprofil Vie ge-Domodossola Locarno)*, Mem Geol Lausanne 4 (1989).
- [25] Helz R.T., "Phase reactions of basalts in their melting range at P_{H₂O}=5kb. Part II. Melt composition", *Journal of Petrology*, 17 (1973) 139-193.
- [26] Ernst W. G., Liu J., "Experimental phase equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB- A semiquantitative thermobarometer", *American Mineralogist*, 83 (1998) 952-969.
- [27] Liao Y., Wei C., Rehman H. U., Titanium in calcium amphibole: Behavior and thermometry. *American Mineralogist Materials*, 106 (2021) 180-191.
- [28] Humphreys M.C.S., Edmonds M., Christopher T., Hards V., "Chlorine variations in the magma of Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Insights from Cl in hornblende and melt inclusions", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73 (2009) 5693-5708.

- [42] Ghasempour M. R., Davoudian A. R., Shabanian N., Moeinzadeh H., Nakashima K., "Geochemistry and mineral chemistry of gabbroic rocks from Horjand of Kerman province, Southeast of Iran: Implications for rifting along the northeastern margin of Gondwana", Journal of Geodynamics 133 (2020): 101675.
- [43] Golestani M., "Characteristics of tectono-magmatic alkali gabbros in northern Fathabad, Zarand (NW Kerman): based on the pyroxene mineral chemistry", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 28 (2020) 311-328.
- [39] McSween Jr H. Y., "What we have learned about Mars from SNC meteorites", Meteoritics 29 (1994) 757-779.
- [40] Chiu H. Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Melkonyan R., Pang K. N., Lee H. Y., Khatib M. M., "Zircon Hf isotopic constraints on magmatic and tectonic evolution in Iran: Implications for crustal growth in the Tethyan orogenic belt" Journal of Asian Earth Sciences 145 (2017) 652-669.
- [41] Lasemi Y., "Depositional environments of the Ordovician rocks of Iran (syn-rift sequence) and formation of the Paleotethys passive margin" Proceedings of the 17th annual meeting of the Geological Survey of Iran Tehran, Iran (in Persian) (1999).