

تعیین شیمی کانی، دما - فشار سنجی و عمق جایگیری ماگماهای گرانیتوئیدی در منطقه نوچون، رفسنجان، کرمان

مجتبی مرتضوی، سیدجمال شیخ ذکریایی*، مرتضی غفاری فاخر

گروه زمین شناسی، واحد علوم و تحقیقات، دانشگاه آزاد اسلامی، تهران، ایران

// :

// :

چکیده

مقدمه: منطقه نوچون در جنوب شرقی ایران، در استان کرمان و ۶۵ کیلومتری جنوب رفسنجان در منطقه‌ای کوهستانی از توابع پاریز و در ۵ کیلومتری جنوب معدن مس سرچشمه، واقع شده است. از نظر زمین شناسی منطقه مورد مطالعه در زون ایران مرکزی قرار گرفته است. مهم ترین رخداد ماگمایی در منطقه مورد مطالعه، نفوذ چندین توده با ترکیب سنگ‌شناسی متفاوت در سنگ‌های آتشفشانی است. بخش اصلی این توده‌ها از جنس سنگ‌های گرانودیوریت تا سینوگرانیت و مونزودیوریت است.

هدف: در ابتدا تعیین ترکیب شیمیایی دقیق کانی‌هایی همچون آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز موجود در توده‌های گرانودیوریتی و مونزودیوریتی، و سپس دما-فشار سنجی توسط کانی‌های پیش گفته که می‌تواند، اطلاعات سودمندی از عمق جایگیری توده‌های نفوذی را ارائه نماید.

روش بررسی: به منظور انجام عملیات تعیین شیمی کانی و دما-فشار سنجی، برخی از کانی‌های موجود در سنگ‌های گرانودیوریت و مونزودیوریتی همچون آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز توسط دستگاه تجزیه گر ریزکاو الکترونی^۱ (EPMA) مورد آنالیزهای شیمیایی قرار گرفته و سپس با بهره‌گیری از نمودارهای ویژه نوع کانی‌ها، دما-فشار سنجی و عمق جایگیری توده تعیین شد.

نتایج: بر اساس نتایج به دست آمده پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها از نوع لابرادوریت تا بیتونیت بوده و در مونزودیوریت‌ها بیشتر از نوع بیتونیت و به ندرت لابرادوریت است.

فلدسپارهای آلکالن در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها بر اساس نمودار مثلثی Ab-Or-An به ترتیب در محدوده

*عده دار مکاتبات: ایمیل: Sheikhzakariaee@srbiau.ac.ir، تلفن: ۴۴۸۶۵۱۷۴

^۱Electron Probe Micro-Analyzer

۸۱-۸۴٪ Or و ۵۷-۸۷٪ Or واقع می‌شود. آمفیبول در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها در محدوده کلسیک قرار گرفته و به ترتیب از نوع منیزوهورنبلند و هورنبلند-اکتینولیت است. بیوتیت موجود در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها در نمودار^۱ ASPE در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند.

نتیجه‌گیری: حضور آمفیبول‌های کلسیک و بیوتیت‌های اولیه ماگمایی در سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزودیوریتی نشان‌دهنده وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I بوده، که بر اثر فاز کوهزایی ایجاد شده است. با توجه به دما-فشار سنجی پلاژیوکلاز-هورنبلند، میانگین دما با استفاده از روش‌های متفاوت (۶۷۰-۷۸۰ °C) و میانگین فشار حاکم بر توده‌های نفوذی در زمان جایگزینی در حدود ۱/۲ کیلو بار برآورد شده است. بر این اساس چگالی میانگین سنگ‌های پوسته زمین گویای جایگزینی توده در عمق حدود ۴/۵ کیلومتری پوسته است.

واژه‌های کلیدی: ترکیب شیمیایی کانی، دما-فشار سنجی، عمق جایگیری، نوچون، کرمان

مقدمه

برآورد عمق جایگیری توده‌های نفوذی می‌تواند، اطلاعات سودمندی را از فرایندهای زمین ساختی ایجاد شده، در کمرندهای کوهزایی فراهم کند.^(۱) برای انجام مطالعه ابتدا به بررسی شیمی کانی و سپس به مطالعه دما-فشار سنجی می‌پردازیم. با به کارگیری نمودارها و روابط ریاضی ویژه که توسط محققین برای تعیین دما، فشار و در نهایت عمق جایگیری پیشنهاد شده، می‌توان با داده‌های به دست آمده از آنالیزهای بسیار دقیق به اهداف مورد نظر دست یافت.

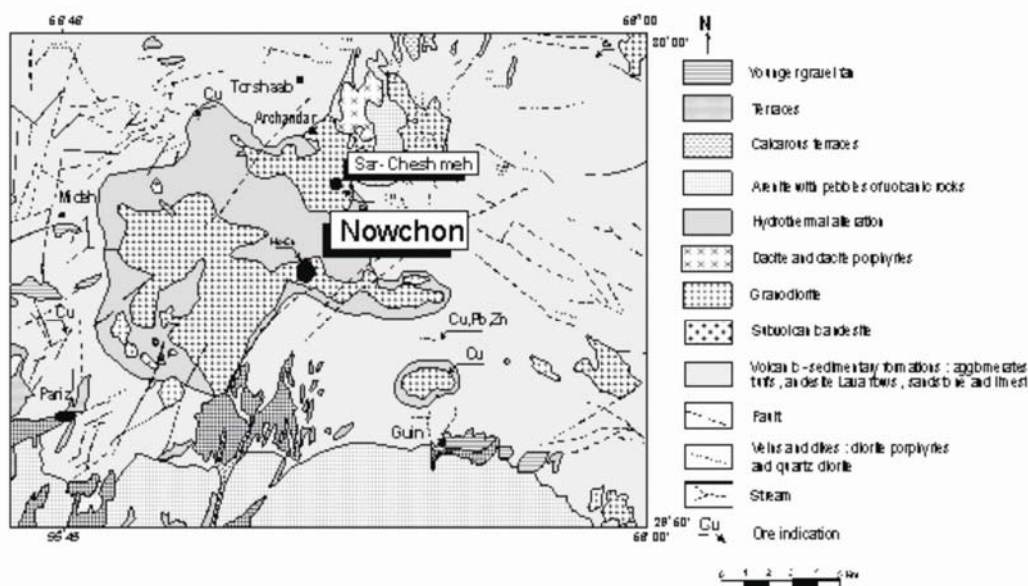
زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه نوچون در جنوب شرقی ایران، در استان کرمان و ۶۵ کیلومتری جنوب رفسنجان در منطقه‌ای کوهستانی از توابع پاریز واقع در ۵ کیلومتری جنوب معدن مس سرچشمه، قرار گرفته است. سنگ‌های منطقه نوچون از نظر سنی به سه گروه ائوسن، میوسن و کواترنری قابل تقسیم است. فراوان‌ترین سنگ‌های دوره ائوسن از لحاظ حجم و گسترش، آندزیت‌ها هستند. دوره میوسن شامل سنگ‌های نفوذی است که، ترکیب آن‌ها بین مونزوگرانیت تا سینوگرانیت، گرانودیوریت، دیوریت، کوارتز مونزودیوریت و کوارتز دیوریت است. مهم‌ترین رخداد ماگمایی در منطقه نوچون، نفوذ چندین توده با ترکیب متفاوت در سنگ‌های آتشفشانی است. بخش اصلی این توده‌ها از جنس سنگ‌های گرانودیوریت و مونزوگرانیت تا سینوگرانیت است. توده‌های مزبور به وسیله چند فاز از دایک‌هایی میکرودیوریت و کوارتز دیوریت قطع شده است. جایگیری این توده‌ها سبب چین‌خوردگی و گسلش در سنگ‌های آتشفشانی شده است. تمام سنگ‌های آتشفشانی و نفوذی منطقه نوچون از نوع ساب‌آلکالن-کالک‌آلکالن بوده و بر اساس مطالعات انجام شده، دارای چندین خانواده با منشاء جداگانه هستند (شکل ۱).

سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی

گرانودیوریت‌ها

^۱- Annite-Siderophyllite-Phlogopite-Eastonite



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه نوچون

بافت غالب در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه گرانولار بوده که گاهی بافت‌های گرانوفیری، پوئی‌کلیتیک نیز در آن‌ها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها به لحاظ ترکیب کانی‌شناسی از پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت و هورنبلند تشکیل شده‌اند. کوارتزها ۱۰-۳۰ درصد فراوانی حجمی نمونه‌های گرانودیوریتی را شامل می‌شود. برخی از آن‌ها خاموشی موجی داشته و برخی دارای حاشیه‌های مضرسی و ریزشکستگی‌های فراوان هستند. ارتوکلازهای موجود ۲۰-۴۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را به خود اختصاص می‌دهد. از ویژگی‌های این کانی‌ها می‌توان به ماکل کارلسباد اشاره نمود، که تا حدی سریسیتی یا کائولینیتی شده‌اند. حضور کوارتز به همراه ارتوکلاز در فضای بین دیگر کانی‌ها نشان از تشکیل آن‌ها در مراحل نهایی تبلور ماگما دارد. پلاژیوکلازها در این سنگ‌ها فراوانی در حدود ۲۵-۴۵٪ داشته و اغلب دارای ماکل آلبیتی هستند. ترکیب پلاژیوکلازها بر پایه اندازه‌گیری حداکثر زاویه خاموشی و ضریب شکست در حد بیتونیت تا لابرادوریت است. در مواردی این کانی‌ها به سریسیت و کلسیت تبدیل شده‌اند. دگرسانی در بخش‌های مرکزی بلورها از شدت بیشتری برخوردار است. بیوتیت با فراوانی ۵-۱۵٪ عمده کانی مافیک موجود در این سنگ‌هاست. هورنبلند سبز نیز در مقادیر ۵-۱۰٪ در مجموعه کانی‌ها حضور دارد. کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها شامل زیرکن، اسفن، آپاتیت و کانی‌های اوپاک (مگنتیت، ایلمنیت، پیریت و کالکوپریت) هستند.

مونزودیوریت‌ها

مونزودیوریت‌ها عمدتاً شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، پیروکسن و بیوتیت بوده، که با مقادیری کوارتز، آپاتیت، کانی‌های اوپاک، تیتانیت، فلدسپار آلکالن و زیرکن همراه هستند. بافت مونزودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه به صورت گرانولار است. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با ماکل آلبیت بوده، که ۴۵-۵۰ درصد حجمی اجزای سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. ترکیب پلاژیوکلازها بر پایه اندازه‌گیری حداکثر زاویه خاموشی و ضریب

شکست درحد بیتونیت و به ندرت لابرادوریت است. در برخی پلاژیوکلاز می توان ریزشکستگی ها، ریزگسل ها، تغییر در ماکل، تاب برداشستگی را مشاهده نمود. این تغییر شکل ها نشان دهنده عملکرد نیروهای تکتونیکی بر سنگ است. بر اثر فرآیند دگرسانی پلاژیوکلازها تا حدی به کانی های رسی، مجموعه سوسوریتی و کلریت تجزیه شده اند. دگرسانی در مرکز بلورها و همچنین در امتداد ریزشکستگی ها بیشتر از دیگر نقاط بلور است. ارتوکلازها دارای فراوانی حدود ۵-۱۰٪ هستند. کوارتزهای موجود در این سنگ ها به صورت بی شکل بوده و ۱-۵ درصد حجمی را به خود اختصاص داده اند. پیروکسن ها موجود به صورت نیمه شکل دار تا بی شکل در بین بلورهای آمفیبول و به ندرت به گونه مستقل مشاهده می شوند. این کانی ها حدود ۶-۸ درصد حجمی را به خود اختصاص داده اند. آمفیبول، دومین کانی مافیک مهم در دیوریت هاست. این کانی ها به صورت تیغه های موازی و از نوع هورنبلند قهوه ای هستند. در برخی موارد آمفیبول ها به بیوتیت و کلریت تبدیل شده اند. بیوتیت های موجود، ۴-۸ درصد اجزای سنگ را به خود اختصاص داده است. رنگ آن ها از قهوه ای روشن تا قهوه ای تیره (شکلاتی) تغییر می کند.

مواد و روش ها

انتخاب نمونه ها و روش آنالیز

به منظور تعیین ترکیب شیمیایی کانی ها، دما - فشار سنجی و در نهایت عمق جایگیری توده های نفوذی، برخی از کانی های موجود در سنگ های گرانودیوریتی و مونزودیوریتی همچون آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز توسط دستگاه تجزیه گر ریزکاو الکترونی (EPMA) در موسسه تحقیقات پیشرفته فرآوری مواد معدنی ایران مورد آنالیز شیمیایی قرار گرفتند. دستگاه تجزیه گر ریزکاو الکترونی به کارگرفته شده در این مطالعه از نوع Cameca-Sx100 و شرایط آنالیز بر اساس ولتاژ شتابده ۱۵-kV، جریان ریزکاو ۱۵-nA و زمان ۴۰ ثانیه انجام پذیرفته است. سپس با بهره گیری از نمودارهای ویژه نوع کانی ها، دما-فشار سنجی و عمق جایگیری توده تعیین شد. در این جا لازم به توضیح است که محاسبه کاتیون ها و فرمول ساختاری کانی های آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز به ترتیب بر اساس ۲۳، ۲۴، ۸ و ۶ اکسیژن انجام گرفته است. همچنین تفکیک مقادیر Fe^{+2} و Fe^{+3} در فرمول ساختاری کانی های بیوتیت و آمفیبول با استفاده از روش های دراپ (۱۹۸۷) و لیک و همکاران (۱۹۹۱) انجام شده است.

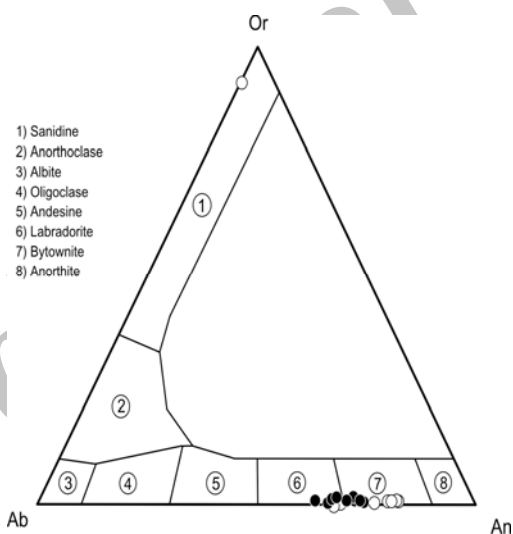
شیمی کانی ها

فلدسپار

در جدول های ۱ و ۲ نتایج آنالیز EPMA تعدادی از پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکالن موجود در گرانودیوریت ها و مونزودیوریت ها آورده شده است. ترکیب پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت ها در تقسیم بندی مثلثی Ab-Or-An در محدوده بیتونیت - لابرادوریت قرار می گیرند (شکل های ۳ و ۲). همچنین فلدسپارهای آلکالن نیز در محدوده (۴۱-۸۴ درصد Or) قرار می گیرند. در نمونه های دیوریتی، ترکیب پلاژیوکلازها اغلب از نوع بیتونیت بوده و کمتر از نوع لابرادوریت است. فلدسپارهای آلکالن موجود نیز در محدوده (۵۷-۸۷ درصد Or) قرار گرفته است (شکل های ۳ و ۲).

جدول ۱- نتایج آنالیز EPMA پلاژیوکلازهای موجود در سنگ‌های مونزودیوریتی (D) و گرانودیوریتی

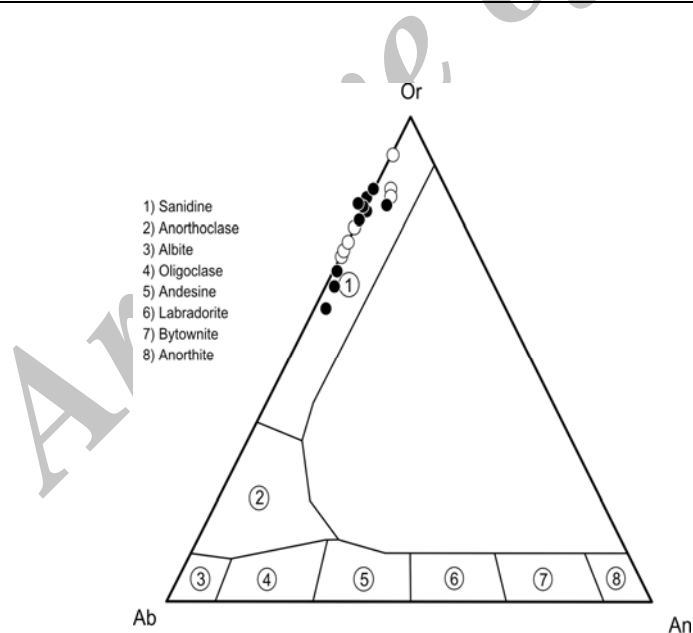
Point	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Total	Ab	An	Or
D1	۵۲,۱۱	۰,۰۳	۳۰,۹۸	۰,۵۲	۰,۰۳	۱۱,۲۷	۴,۵۴	۰,۰۵	۹۹,۵۳	۴۲	۵۷,۷	۰,۳
D2	۵۳,۲	۰,۰۸	۲۹,۲۵	۰,۰۷	۰,۰۲	۱۱,۱۲	۵,۵۵	۰,۰۹	۱۰۰,۰۱	۴۷,۲	۵۲,۳	۰,۵
D3	۵۱,۲۵	۰,۰۵	۳۰,۳۳	۰,۹۹	۰,۰۵	۱۳,۰۵	۵,۲۲	۰,۰۳	۱۰۰,۹۷	۴۱,۹	۵۷,۹	۰,۲
D4	۵۲,۳۳	۰,۰۶	۲۹,۴	۱,۱	۰,۴	۱۲,۱۵	۴,۱۵	۰,۰۹	۱۰۰,۱۸	۳۸	۶۱,۵	۰,۵
D5	۴۹,۷۸	۰,۰۷	۳۲,۱۱	۰,۹	۰,۰۹	۱۲,۶۵	۳,۲۱	۰,۰۱	۹۹,۴۵	۳۱,۴	۶۸,۵	۰,۱
D6	۵۲,۱۱	۰,۰۴	۲۹,۹۹	۰,۴۵	۰,۰۲	۱۲,۳۵	۵,۷۷	۰,۰۱	۱۰۰,۷۴	۴۵,۸	۵۴,۲	۰
D7	۵۲,۱۱	۰,۰۵	۳۱,۱	۰,۹	۰,۰۲	۱۲,۹۳	۲,۴۴	۰,۰۳	۱۰۰,۰۳	۲۵,۴	۷۴,۴	۰,۲
D8	۵۳,۱	۰,۳۳	۳۰,۴۵	۰,۶۲	۰,۰۸	۱۲,۳۳	۲,۲	۰,۰۳	۹۹,۸۶	۲۴,۴	۷۵,۴	۰,۲
D9	۵۲,۵	۰,۲۳	۳۲,۱۳	۰,۲۱	۰,۰۹	۱۲,۲	۲,۰۵	۰,۰۴	۱۰۰,۲۶	۲۳,۳	۷۶,۴	۰,۳
GD2	۵۲,۲۵	۰,۱	۲۹,۲۴	۰,۵۶	۰,۰۶	۱۳,۰۸	۵,۰۲	۰,۲۷	۱۰۰,۵۸	۴۰,۴	۵۸,۲	۱,۴
GD3	۵۳,۰۱	۰,۰۶	۲۸,۶۶	۰,۶۹	۰,۰۷	۱۲,۵۵	۴,۴۴	۰,۲۴	۹۹,۷۲	۳۸,۵	۶۰,۱	۱,۴
GD4	۵۳,۰۷	۰,۱۱	۲۸,۹۹	۰,۵۶	۰,۰۶	۱۱,۹۸	۴,۷۱	۰,۱۸	۹۹,۶۶	۴۱,۱	۵۷,۸	۱
GD5	۵۱,۹۵	۰,۰۸	۲۹,۹۷	۰,۴۴	۰,۰۸	۱۱,۳۷	۶,۰۲	۰,۲۴	۱۰۰,۲۶	۴۸,۳	۵۰,۴	۱,۳
GD6	۵۲,۴۷	۰,۰۳	۳۱,۲۵	۰,۴۷	۰,۰۶	۱۰,۷۹	۶,۰۴	۰,۰۶	۱۰۱,۱۷	۵۰,۲	۴۹,۵	۰,۳
GD7	۵۱,۰۸	۰,۰۷	۳۰,۰۳	۰,۶	۰,۰۴	۱۱,۸۳	۵,۷۴	۰,۲۳	۹۹,۶۲	۴۶,۲	۵۲,۶	۱,۲
GD8	۴۹,۳۶	۰,۰۴	۳۱,۹۱	۰,۴۲	۰,۱۵	۱۰,۹۷	۷,۸۱	۰,۰۶	۱۰۰,۷۲	۵۶,۱	۴۳,۶	۰,۳
GD9	۴۹,۶۷	۰,۰۶	۳۳,۳	۰,۳۹	۰,۰۸	۱۲,۹۱	۳,۹۶	۰,۰۷	۱۰۰,۴۴	۳۵,۵	۶۴	۰,۴



شکل ۲- نمودار طبقه بندی فلدسپارهای پلاژیوکلاز موجود در سنگ‌های مونزودیوریتی (O) و گرانودیوریتی (●)

جدول ۲- نتایج آنالیز EPMA فلدسپارهای آلکالن موجود در سنگ‌ها مونزودیوریتی (D) و گرانودیوریتی (GD)

Point	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	CaO	Na2O	K2O	Total	Ab	An	Or
D1	۶۴,۱۲	۰,۰۴	۱۹,۳۵	۰,۳۳	۰,۰۴	۴,۴۵	۱۲,۴۴	۱۰۰,۸	۳۵,۲	۰,۲	۶۴,۷
D2	۶۲,۱	۰	۱۸,۸۴	۰,۰۵	۰,۰۹	۵,۴۵	۱۲,۷۶	۹۹,۲۹	۳۹,۲	۰,۴	۶۰,۴
D3	۶۴,۳۳	۰,۰۱	۱۸,۵۵	۰,۱۵	۰,۰۶	۵,۴۲	۱۲,۱۲	۱۰۰,۶	۴۰,۴	۰,۳	۵۹,۴
D4	۶۴,۱۹	۰	۱۸,۱	۱,۱۵	۰,۰۵	۶,۵	۱۳,۲	۱۰۰,۳	۴۲,۷	۰,۲	۵۷,۱
D5	۶۲,۳۳	۰,۰۱	۱۷,۱۱	۰,۰۹	۰,۰۳	۱,۰۸	۱۸,۱۸	۱۰۰,۷	۸,۳	۰,۱	۹۱,۶
D6	۶۳,۷۷	۰,۰۲	۱۷,۳۳	۰,۰۹	۱,۰۹	۱,۲	۱۷,۵	۱۰۱,۴	۹	۴,۵	۸۶,۵
D7	۶۱,۱۶	۰,۰۸	۱۹,۷۷	۰,۰۲	۰,۹۲	۱,۰۸	۱۶,۶۵	۹۹,۶۸	۸,۶	۴	۸۷,۳
GD1	۶۳,۳	۰,۰۹	۱۸,۹۱	۰,۳۳	۰,۰۸	۶,۳۴	۱۰,۸	۹۹,۸۵	۴۷	۰,۳	۵۲,۷
GD2	۶۳,۲۹	۰,۱۵	۲۰,۳۳	۰,۵۳	۰,۴۵	۶,۸۹	۷,۶۶	۹۹,۳	۵۶,۶	۲	۴۱,۴
GD3	۶۵,۵۳	۰,۱۸	۱۸,۲۲	۰,۲۶	۰,۳۴	۶,۴۲	۹,۳۱	۱۰۰,۳	۵۰,۴	۱,۵	۴۸,۱
GD4	۶۴,۳۹	۰,۰۳	۱۹,۱۹	۰,۰۴	۰,۴۱	۲,۵۶	۱۳,۴۶	۱۰۰,۱	۲۲	۲	۷۶,۱
GD5	۶۲,۱۲	۰,۱۳	۱۶,۶۶	۰,۲۵	۰,۲۴	۲,۷۵	۱۷,۰۱	۹۹,۱۶	۱۹,۵	۰,۹	۷۹,۵
GD6	۶۳,۲۴	۰,۰۷	۱۸,۰۸	۰,۵۶	۰,۰۷	۱,۵۹	۱۳,۳۲	۹۶,۹۳	۱۵,۳	۰,۴	۸۴,۳
GD7	۶۴,۶۸	۰,۳۸	۱۹,۶۹	۰,۲۷	۰,۹۶	۱,۰۹	۱۳,۳۲	۱۰۰,۴	۱۰,۵	۵,۱	۸۴,۴
GD8	۶۱,۶۷	۰,۰۳	۱۸,۴۱	۰,۲۱	۰,۱۸	۳,۰۶	۱۵,۸۹	۹۹,۴۵	۲۲,۵	۰,۷	۷۶,۸
GD9	۶۱,۸۹	۰,۲	۱۸,۳۸	۰,۳۲	۰,۲۱	۳,۷۱	۱۵,۱۳	۹۹,۸۴	۲۶,۹	۰,۸	۷۲,۲
GD10	۶۴,۲۷	۰,۰۴	۱۸,۸۱	۰,۰۷	۰,۱۴	۲,۲۷	۱۴,۴۳	۱۰۰	۱۹,۲	۰,۷	۸۰,۲
GD11	۶۴,۴۴	۰,۰۵	۱۸,۴۶	۰,۲۷	۰,۰۱	۲,۴۹	۱۳,۲۷	۹۸,۹۹	۲۲,۲	۰	۷۷,۸



شکل ۳- نمودار طبقه بندی فلدسپارهای آلکالن موجود در سنگ‌های مونزودیوریتی (○) و گرانودیوریتی (●)

نتایج و بحث

آمفیبول

نتایج آنالیز تعدادی از آمفیبول‌های موجود در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها در جدول ۳ آورده شده است. لیک و همکاران (۱۹۹۷) با توجه به نوع عناصری که در موقعیت B ساختار بلوری قرار می‌گیرند، آمفیبول‌ها را به چهار دسته تقسیم بندی نموده‌اند. تمامی این آمفیبول‌ها با توجه به رده بندی لیک و همکاران (۱۹۹۷) در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند.^(۳)

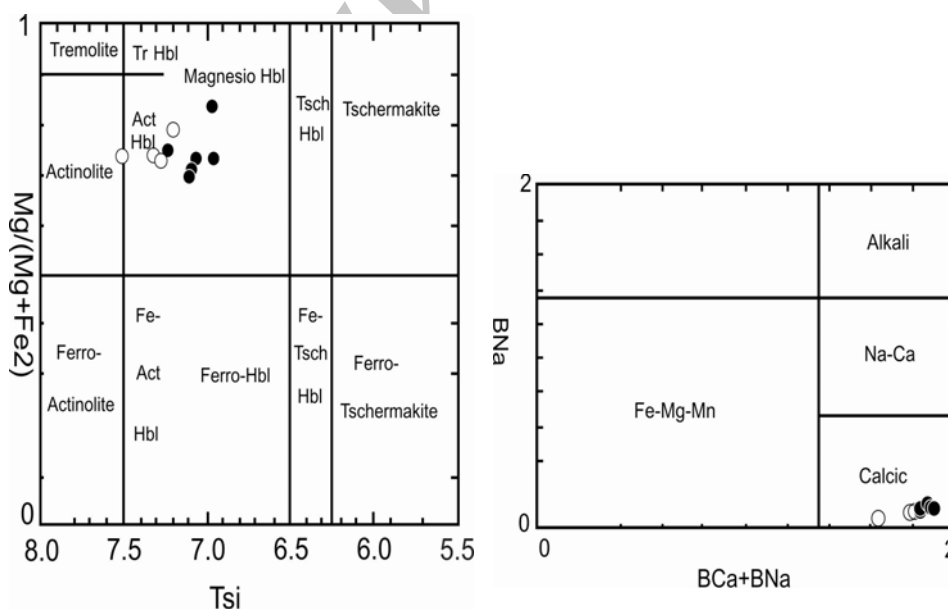
قلمرو کلسیک را می‌توان با رابطه زیر تمیز داد:

$$\sum(Ca+Na) B \geq 1, Na < 0.5, CaB \geq 1.5$$

در این قلمرو چهار گروه توسط لیک و همکاران (۱۹۹۷) و استین و دیتل (۲۰۰۱) مشخص شده است:

- $(Na+K) A < 0.5, Ti < 0.5$
- $(Na+K) A > 0.5, Ti < 0.5, Fe_3 < Al_{VI}$
- $(Na+K) A > 0.5, Ti < 0.5, Fe_3 > Al_{VI}$
- $Ti > 0.5$

بنا به عقیده چپل و ویات (۱۹۸۳)، وایبورن و همکاران (۱۹۸۱) و کلمنز و وال (۱۹۸۹) حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان از وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است. ترکیب تمامی آمفیبول‌ها در محدوده کلسیک قرار می‌گیرند، با این تفاوت که ترکیب شیمیایی آن‌ها در گرانودیوریت‌ها در محدوده منیزیو هورنبلند و در مونزودیوریت‌ها تا محدوده هورنبلند - اکسینولیت تغییر می‌کند (شکل ۴).



شکل ۴- طبقه‌بندی آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها لیک و همکاران (۱۹۹۷) در سنگ‌های مونزودیوریتی (○) و

گرانودیوریتی (●)

بیوتیت

نتایج آنالیز حاصل از آنالیزهای تعدادی از بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها در جدول ۴ آورده شده است. به دلیل بالا بودن مقادیر سدیم، سیلیس، منیزیم و باریم و پایین بودن پتاسیم و آلومینیوم رنگ این بیوتیت‌ها از قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره (شکلاتی) در تغییر است. در ابتدا فاسر (۱۹۶۰) و سپس اسپیر (۱۹۸۴) با توجه به خواص تغییرات Al و Fe/(Fe+Mg) میکاها، چهارگوش آنیت، سیدروفیلیت، فلوگوپیت و ایستونیت را به صورت ASPE برای نشان دادن ترکیب این کانی‌ها ارائه نمود. وونس و همکاران نیز محدوده کانی بیوتیت را در این نمودار مشخص کردند. نمونه‌های بررسی شده با توجه به خط جدا کننده در محدوده بیوتیت قرار می‌گیرند (شکل ۵).

جدول ۳- نتایج آنالیز EPMA آمفیبول‌های موجود در سنگ‌های مونزودیوریتی (D) و گرانودیوریتی (GD).

Sampel	GD1	GD2	GD3	GD4	GD5	GD6	D1	D2	D3	D4
SiO2	۴۷,۱۱	۴۸,۳۳	۴۸,۳۳	۴۹,۲	۴۹,۱	۵۰,۶۵	۵۰,۱۳	۵۲,۱۹	۵۱,۶۱	۵۰,۲۲
TiO2	۰,۹	۱,۰۸	۱,۶۵	۱,۳۴	۰,۳۳	۱,۱۲	۰,۶۲	۰,۴۳	۰,۶۴	۱,۰۴
Al2O3	۴,۸۶	۵,۵۶	۵,۷۶	۵,۹	۴,۷۶	۴,۵۳	۵,۵۲	۴,۴۴	۴,۸۴	۴,۰۵
FeO	۱۴,۹۲	۱۴,۸۷	۱۵,۱۴	۱۴,۱۵	۱۴,۷۶	۱۴,۲۳	۱۳,۱۱	۱۳,۱۹	۱۵,۱۷	۱۴,۸۴
MnO	۰,۵۳	۰,۵۳	۰,۵۴	۰,۶۳	۰,۴۳	۰,۴۱	۰,۲	۰,۲۵	۰,۲۲	۰,۵۲
MgO	۱۳,۳۸	۱۳,۴۵	۱۳,۹۹	۱۴,۰۵	۱۵,۷	۱۵,۱	۱۵,۴۳	۱۵,۱۶	۱۴,۵۵	۱۴,۵
CaO	۱۱,۱۸	۱۱,۳۳	۱۱,۲۴	۱۱,۴	۱۱,۹	۱۱,۳۹	۱۱,۲۵	۱۱,۲۶	۱۰,۹۸	۱۱,۳۳
Na2O	۱,۰۳	۱,۰۹	۰,۹۶	۰,۹۵	۰,۶۴	۰,۷	۰,۶۳	۰,۶۳	۰,۲۶	۰,۵۳
K2O	۰,۴۵	۰,۸۵	۰,۶۶	۰,۶۴	۰,۳۲	۰,۱۱	۰,۳	۰,۳	۰,۰۵	۰,۳۵
Tsi	۷,۱۳۷	۷,۱۴۶	۷,۰۱۹	۷,۱۲۹	۷,۲۵۲	۷,۲۵۵	۷,۲۱۲	۷,۴۸	۷,۳۶	۷,۳
Tai	۰,۸۳۹	۰,۸۵۴	۰,۹۴۷	۰,۸۷۱	۰,۸۰۵	۰,۷۱۹	۰,۷۸۸	۰,۵۲	۰,۶۴	۰,۶۶۱
TFe3	۰,۰۲۴	.	۰,۰۳۴	.	۰,۱۴۳	۰,۰۲۷	.	.	.	۰,۰۳۹
TTi
Sum-T	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸
CAI	۰,۰۲۸	۰,۱۱۴	۰,۰۳۸	۰,۱۳۵	.	۰,۰۴۶	۰,۱۴۷	۰,۲۳	۰,۱۷۳	۰,۰۳۳
CCr
SFe3	۰,۴۳۷	۰,۳۱۲	۰,۴۵۷	۰,۳۴	۰,۸۲	۰,۵۱۲	۰,۵۵۹	۰,۳۴۹	۰,۶۲۹	۰,۴۹۲
CTi	۰,۱۰۳	۰,۱۲	۰,۱۸	۰,۱۴۶	۰,۰۳۶	۰,۱۲۱	۰,۰۶۷	۰,۰۴۶	۰,۰۴۶	۰,۱۱۴
CMg	۳,۰۲۲	۲,۹۶۵	۳,۰۲۹	۳,۰۳۵	۳,۳۶۱	۳,۲۲۴	۳,۳۰۹	۳,۲۳۹	۳,۰۹۳	۳,۱۴۲
CFe2	۱,۳۷۶	۱,۴۵۷	۱,۲۶۳	۱,۳۰۶	۰,۷۵۷	۱,۰۷۳	۰,۹۰۶	۱,۱۲۱	۱,۰۴۲	۱,۱۸۸
CMn	۰,۰۳۴	۰,۰۳۳	۰,۰۳۳	۰,۰۸۳۸	۰,۰۲۶	۰,۰۲۵	۰,۰۱۲	۰,۰۱۵	۰,۰۱۳	۰,۰۳۲
CCa
SUM-C	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵
BMg
BFe2	۰,۰۵۲	۰,۰۷	۰,۰۸۴	۰,۰۶۹	۰,۰۵۳	۰,۰۹۳	۰,۱۱۲	۰,۱۱۲	۰,۱۳۸	۰,۰۸۵
BMn	۰,۰۳۴	۰,۰۳۳	۰,۳۴	۰,۰۳۹	۰,۰۲۶	۰,۰۲۵	۰,۰۱۲	۰,۰۱۵	۰,۰۱۳	۰,۰۳۲
BCa	۱,۸۱۵	۱,۷۷۹	۱,۷۴۹	۱,۷۷	۱,۸۳۱	۱,۷۴۸	۱,۷۳۴	۱,۷۲۹	۱,۶۷۸	۱,۷۴۵
BNa	۰,۰۹۹	۰,۱۱۸	۰,۱۳۳	۰,۱۲۲	۰,۰۸۹	۰,۰۹۶	۰,۰۸۷	۰,۰۸۷	۰,۰۳۶	۰,۰۷۴
SUM-B	۲	۲	۲	۲	۱,۹۹۹	۱,۹۶۲	۱,۹۴۶	۱,۹۴۳	۱,۸۶۵	۱,۹۴۱
ACa
ANa	۰,۲۰۴	۰,۱۹۵	۰,۱۳۷	۰,۱۴۴	۰,۰۹	۰,۰۹۸	۰,۰۸۹	۰,۰۸۸	۰,۰۳۶	۰,۰۷۵
AK	۰,۰۸۷	۰,۱۶	۰,۱۲۲	۰,۱۱۸	۰,۰۵۹	۰,۰۲	۰,۰۵۵	۰,۰۵۵	۰,۰۰۹	۰,۰۶۵
Sum-A	۰,۲۹۱	۰,۳۵۵	۰,۲۵۹	۰,۲۶۳	۰,۱۴۸	۰,۱۱۸	۰,۱۴۴	۰,۱۴۳	۰,۰۴۵	۰,۱۴
Sum-cat	۱۵,۲۹۱	۱۵,۳۵۵	۱۵,۲۵۹	۱۵,۲۶۳	۱۵,۱۴۷	۱۵,۰۸۱	۱۵,۰۹	۱۵,۰۸۶	۱۴,۹۱	۱۵,۰۸۱
Sum-oxy	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳	۲۳

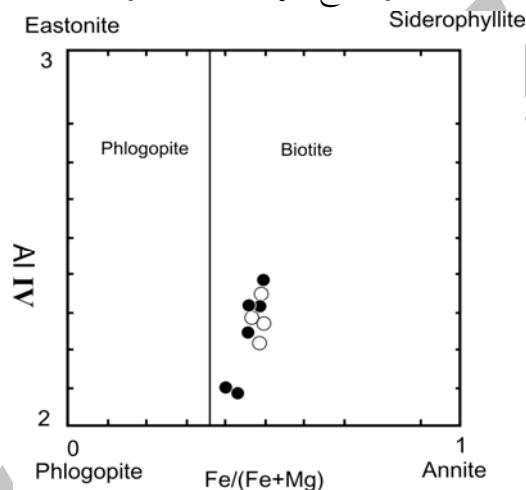
همچنین بر اساس نمودار رایدر (۱۹۹۹) این بیوتیت‌ها در محدوده بین بیوتیت‌های منیزیم دار و آهن دار قرار می‌گیرند (شکل ۶). همچنانکه می‌دانیم بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی تبلور ماگما همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حدواسط) متبلور می‌شوند. ناچیت و همکاران (۲۰۰۵) در نمودار سه تایی $\text{TiO}_2\text{-MgO-FeO}^*$ ($\text{FeO}^* = \text{FeO} + \text{MnO}$) محدوده بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما (محدوده A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (محدوده B) و بیوتیت‌های حاصل از باز تبلور (محدوده C) را از هم متمایز کرده‌اند. با توجه به شکل ۷ بیوتیت‌های مورد مطالعه از نوع بیوتیت‌های اولیه (محدوده A) و محصول تبلور ماگما بوده که در مقاطع نازک صورت شکل‌دار مشاهده می‌شوند. ترکیب بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، فوگاسیته اکسیژن، دمای مذاب و خاستگاه گرانیت‌ها است.^(۱۰) بیوتیت‌ها قادر به جذب آلومینیوم در سنگ‌های گرانیتی فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته هستند.^(۱۱) در نمودار شکل ۸ بر اساس فراوانی نسبی اکسیدهای $\text{FeO, MgO, Al}_2\text{O}_3$ در ترکیب بیوتیت، سنگ‌های مختلف غیرکوهزایی آلکان (A)، پر آلومین (P) و کالک‌آلکان (C) از هم تفکیک شده‌اند.^(۱۲) در این شکل بیوتیت‌های مورد نظر در محدوده کالک آلکان کوهزایی قرار گرفته‌اند. از دیگر ویژگی‌های گرانیت‌های کالک آلکان کوهزایی می‌توان به حضور کانی‌های پیروکسن و آمفیبول کلسیک منیزیم دار همراه با بیوتیت اشاره نمود.^(۱۳) بررسی ترکیب شیمیایی میکاهای این سنگ‌ها نشان می‌دهد که بیوتیت‌های موجود در توده‌های نفوذی از نوع بیوتیت‌های اولیه ماگمایی و وابسته به سنگ‌های آذرین کالک آلکان نوع I بوده، که بر اثر فاز کوهزایی ایجاد شده‌اند.

جدول ۴- نتایج آنالیز EPMA بیوتیت‌های موجود در سنگ‌های مونزودیوریتی (D) و گرانودیوریتی (GD).

(کاتیون‌ها بر اساس ۲۴ اکسیژن محاسبه شده است)

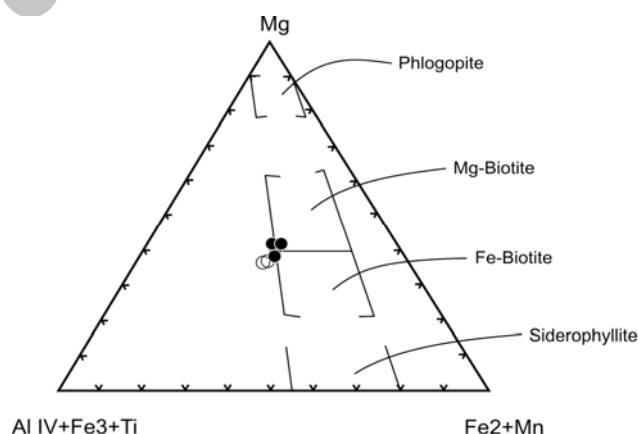
Sampel	GD1	GD2	GD3	GD4	GD5	GD6	D1	D2	D3	D4
SiO2	۳۸,۴۳	۳۶,۴۵	۳۶,۴۵	۳۶,۵۴	۳۶,۲	۳۶,۷۷	۲۶,۲۳	۳۶,۶۵	۳۵,۹۲	۳۶,۰۱
TiO2	۳,۸۷	۳,۴۳	۳,۱۲	۴,۴۵	۴,۴۵	۴,۴۷	۶,۵۴	۶,۰۱	۴,۳۵	۴,۴۴
Al2O3	۱۳,۴۴	۱۳,۶۵	۱۱,۱۵	۱۱,۲۵	۱۳,۸۳	۱۶,۵۴	۱۳,۱۲	۱۳,۱۵	۱۳,۶۵	۱۳,۲
FeO	۲۰,۷۵	۱۹,۱	۲۲,۰۳	۱۸,۰۵	۲۰,۳۲	۲۰,۱۴	۱۷,۲۵	۱۹,۲	۱۹,۰۲	۱۸,۵۱
MnO	۰,۳۵	۰,۲	۰,۱۱	۰,۱۵	۰,۳۴	۰,۲۲	۰,۲۵	۰,۱۶	۰,۲۱	۰,۲۲
MgO	۱۵,۲۳	۱۴,۱۱	۱۴,۱۵	۱۴,۲	۱۲,۹	۱۲,۸۷	۱۲,۱۱	۱۲,۶۵	۱۲,۲	۱۲,۱
K2O	۹,۹۸	۱۱,۷۵	۱۱,۷	۱۱,۹	۱۱,۲	۱۱,۹۴	۱۱,۴	۱۱,۹۳	۱۰,۶۷	۱۱,۱۲
Si	۵,۷۷۱	۵,۷۰۸	۵,۸۷۴	۵,۸۵	۵,۶۵۶	۵,۷۱۳	۵,۷۲۹	۵,۶۸۶	۵,۷۵۳	۵,۷۹۸
AlIV	۲,۲۲۹	۲,۲۹۲	۲,۱۱۶	۲,۱۲۱	۳,۲۴۴	۲,۲۸۷	۲,۲۷۱	۲,۳۱۴	۲,۲۴۷	۲,۲۰۲
AlIV1	۰,۱۴۸	۰,۲۲۵	۰	۰	۰,۲۰۱	۰,۱۹	۰,۱۷۲	۰,۰۸۹	۰,۳۲۸	۰,۳۰۱
Ti	۰,۴۳۷	۰,۴۰۴	۰,۳۷۸	۰,۵۳۶	۰,۵۲۳	۰,۵۲۲	۰,۷۷۸	۰,۷۰۱	۰,۵۲۴	۰,۵۳۸
Fe3	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
Fe2	۲,۶۰۶	۲,۵۰۱	۲,۷	۲,۴۱۷	۲,۶۵۵	۲,۶۱۷	۲,۲۸۱	۲,۴۹۱	۲,۵۴۸	۲,۴۹۳
Mn	۰,۰۴۵	۰,۰۲۷	۰,۰۱۵	۰,۰۲	۰,۰۴۵	۰,۰۲۹	۰,۰۳۳	۰,۰۲۱	۰,۰۲۸	۰,۰۳
Mg	۳,۴۰۹	۳,۲۹۴	۳,۴	۳,۳۸۹	۳,۰۰۵	۲,۹۸۱	۲,۸۵۵	۲,۹۲۶	۲,۹۱۳	۲,۹۰۵
K	۱,۹۱۲	۲,۳۴۷	۲,۴۰۶	۲,۴۳۱	۲,۲۳۲	۲,۳۶۷	۲,۳	۲,۳۶۱	۲,۱۸	۲,۲۸۴
Cations	۱۶,۵۵	۱۶,۷۹	۱۶,۸۸	۱۶,۷۶	۱۶,۶۶	۱۶,۰۷	۱۶,۴۱	۱۶,۵۸	۱۶,۵۲	۱۶,۵۵
O	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴	۲۴

آمفیبول‌ها جزء اینوسیلیکاته‌های دو زنجیره‌ای بوده و ترکیب شیمیایی و ساختار کانی شناسی بسیار متنوعی دارند. هورنبلند موجود در توده‌های نفوذی کالک آلکالن در کمرندهای کوهزایی، کاربردی‌ترین کانی به منظور تعیین زمین دما-فشار سنجی محسوب می‌شود، زیرا این کانی در محدوده P-T وسیعی به ترتیب در فشار ۱ Kbar - ۲۳ و دمای ۴۰۰-۱۱۵۰°C پایدار است.^(۱) میزان سدیم، کلسیم، تیتان و آلومینیوم در ترکیب آمفیبول تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن است. همچنین کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیم، آلومینیوم کل و آلومینیوم چهار وجهی نسبت به دما حساس بوده، به طوری که افزایش دما سبب افزایش میزان تیتان و در نتیجه افزایش میزان Al^{IV} می‌شود.^(۴) به طور کلی به ازای هر ۱۰۰ درجه افزایش دما تقریباً ۰/۳ کاتیون به مقدار Al^{IV} اضافه می‌شود. مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV} متناسب با افزایش فشار افزایش یافته و دما بر آن بی‌تاثیر است. محاسبه مقدار Al^{VI} و Al^{tot} مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده، بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. میزان Si در آمفیبول تابع میزان Si ماگما بوده و دما و فشار بر آن بی‌تاثیر است.

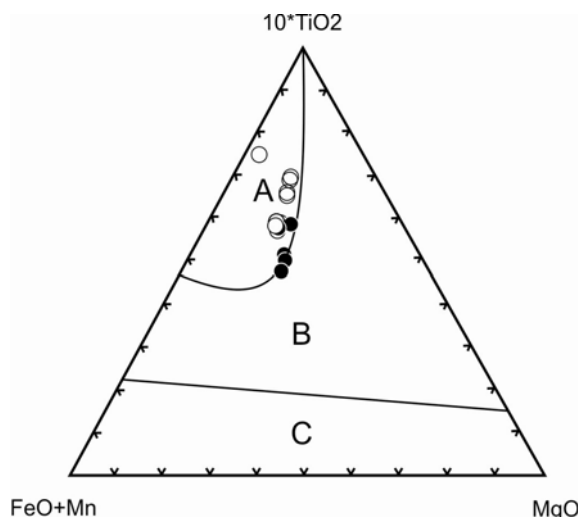


شکل ۵- نمودار طبقه بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها ریدر و همکاران ۱۹۹۹ در

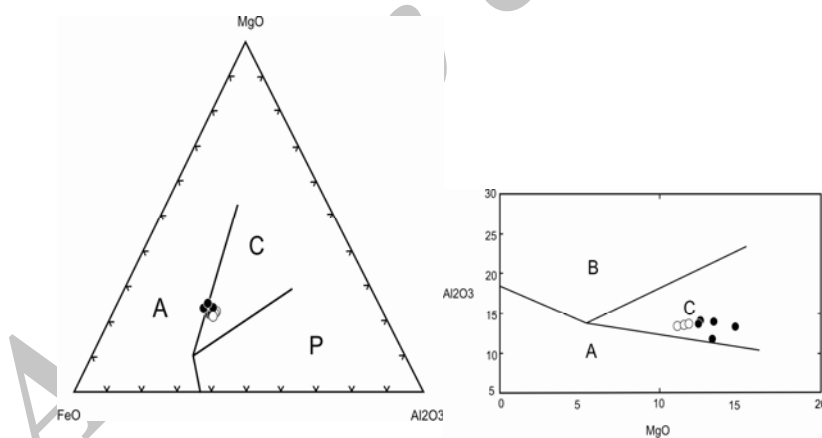
سنگ‌های مونزودیوریتی (○) و گرانودیوریتی (●)



۶- نمودار طبقه بندی میکاها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها فاستر (۱۹۶۰) در سنگ‌ها مونزودیوریتی (○) و گرانودیوریتی (●)



شکل ۷- نمودار رده بندی انواع بیوتیت‌ها ناچتی ۲۰۰۵ در سنگ‌های مونزودیوریتی (○) و گرانودیوریتی (●) (توضیح این‌که A= بیوتیت‌های اولیه B= بیوتیت‌های دگرسان شده و C= بیوتیت‌های باز تبلور یافته)



شکل ۸- نمودارهای طبقه بندی جایگاه زمین ساختی گرانیتوئیدها با استفاده از ترکیب بیوتیت‌ها بر حسب فراوانی (Abdel-rahman, 1994) در سنگ‌های مونزودیوریتی (○) و گرانودیوریتی (●) (توضیح این‌که A= آلکان غیرکوهزایی P= سنگ‌های پر آلومین و C= سنگ‌های کالک آلکان)

برآورد عمق و فشار جایگزینی توده نفوذی

برای برآورد دما و فشار بر اساس ترکیب آمفیبول می‌بایستی، نمونه‌های مورد بررسی دارای ویژگی‌های زیر باشند:

۱. حاوی مجموعه ای همزیست از کانی‌های کوارتز، فلدسپار آلکان، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و ایلمنیت باشند.^(۱۵)

۲. فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا بوده و رابطه $Fe_{tot}/Fe_{tot}+Mg < 6/6$ در آمفیبول‌ها صدق کند. برای تشخیص فوگاسیته اکسیژن بهتر است، از پاراژنز کانی‌ها استفاده نمود.^(۱۵) چرا که حضور همزمان اسفن + مانییت + کوارتز همراه با کلینوپروکسن یا آمفیبول در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده آن‌ها است.^(۱۶)

۳. در محاسبات باید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا حاشیه اکتینولیتی دارند چشم پوشی نمود، زیرا این احتمال وجود دارد، که اکتینولیت در فاز زیر نقطه تبلور بر اثر دگرسانی پیروکسن و هورنبلند ایجاد شود.^(۱۷)

۴. هورنبلند بایستی فاقد منطقه بندی و نادگرسان باشد.^(۱۷،۱۵)

۵. در فرمول ساختاری هورنبلند باید تعداد کاتیون $Ca \geq 1/5$ و $Si \leq 7/5$ باشد.^(۱۴)

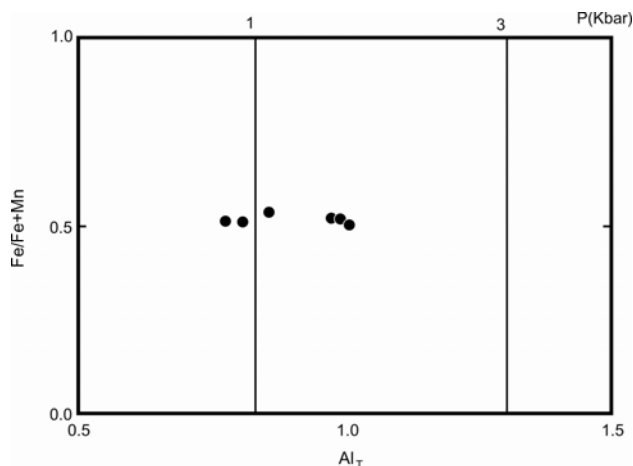
با توجه به معیارهای یاد شده، از میان واحدهای سنگی توده‌های نفوذی منطقه مورد مطالعه، گرانودیوریت‌ها به دلیل داشتن پاراژنز مناسب و دارا بودن هورنبلند کلسیک و فقدان منطقه بندی برای انجام محاسبات دما- فشار سنجی انتخاب شده اند و از ترکیب هورنبلند‌های موجود در این سنگ‌ها برای ارزیابی دما و فشار جایگزینی توده استفاده شد. از سوی دیگر توده‌های مونزودیوریتی به دلیل داشتن آمفیبول‌های اکتینولیتی و دگرسانی برخی آمفیبول‌ها و پلاژیوکلازها، از محاسبات دما و فشار سنجی صرف نظر شد.

تاکنون روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار از روی ترکیب هورنبلند معرفی شده است^(۱۵،۱۴). تمامی روش‌ها فشارسنجی (به جز روش اندرسون و اسمیت (۱۹۹۵)) فقط بر اساس میزان Al^{tot} هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگر چون دما محاسبه می‌شود. میزان Al^{tot} هورنبلند در ارتباط مستقیم با عمق جایگزینی توده‌های نفوذی داشته، در حالی که با فشار متناسب است،^(۱۴) از این رو، می‌توان برای تعیین عمق جایگزینی توده‌های توده-های نفوذی مورد استفاده قرار گیرد.

محققین فرمول‌های متعددی را برای این منظور ارائه نموده‌اند. (1992) معادله اشیت زیر را با استفاده از Al کل برای تعیین فشار ارائه کرده است:^(۱۸)

$$P(\pm 0.6Kb) = -3.01 + 4.76 Al^{tot}$$

فشار و عمق جایگزینی توده‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه با استفاده از Al کل نمونه‌های هورنبلند محاسبه و برآورد شده است. بر این اساس، فشار جایگزینی توده‌های پیش گفته را بین ۰/۶ تا ۱/۷ کیلوبار و با میانگین ۱/۲ کیلو بار تعیین شد. لازم به یادآوری است، که محاسبه فشار از این روش بیشترین فشار را نسبت به دیگر روش‌ها نشان می‌دهد. همچنین با توجه به نمودار ۸ که بر اساس مقادیر Al کل نسبت به $Fe/Fe+Mg$ رسم شده^(۱۸) می‌توان، محدوده فشاری در حدود ۰/۸ تا ۱/۹ کیلوبار را برای این توده نفوذی برآورد نمود (شکل ۹).



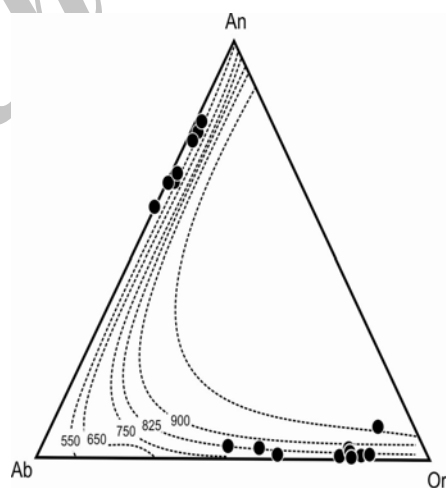
شکل ۹- نمودار تغییرات Al_T بر حسب $Fe/Fe+Mg$ اشمیت (۱۹۹۲) که بر اساس آن می‌توان محدوده فشار تبلور کانی‌ها را در سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه برآورد نمود.

دما سنجی

با توجه به حضور آمفیبول، فلدسپار در سنگ‌های مورد مطالعه از روش‌های زیر برای محاسبه دمای توده نفوذی استفاده می‌شود.

دما سنجی دو فلدسپار

چنانچه در شکل ۱۰ نیز نشان داده شده است، با استفاده از نمودار سه تایی $Ab-Or-An$ با دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۷۵۰°C در توده های گرانودیوریتی منطقه روبرو هستیم که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی به نظر می‌رسد که دمای ۵۵۰°C کمتر از دمای واقعی تبلور سنگ‌های منطقه است. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده، ناشی از تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول تبلور توده است.^(۱۹)



شکل ۱۰- نمودار سیستم $An-Or-Ab$ برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه بر حسب درجه سانتی‌گراد برای محدوده فشاری یک کیلو بار^(۱۹)

دماسنجی بر اساس آمفیبول - پلاژیوکلاز

استین و دیتل (۲۰۰۱) اعتقاد دارند، علاوه بر فشار، عواملی همچون دما، فوگاسیته اکسیژن، ترکیب سنگ کل و فازهای همزیست، بر میزان Al موجود در هورنبلند تاثیر گذارند. بلاندی و هلند (۱۹۹۰) دماسنجی را بر اساس تبادل Al, Si و Na برای هورنبلند همزیست با پلاژیوکلاز در سنگ‌های نفوذی پیشنهاد کرده‌اند: (۱۳)

$$T(\pm 311K) = \frac{0.677P - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln K}$$

$$K = \left(\frac{Si - 4}{8 - Si} \right) X_{ab}^{plg}$$

در فرمول بالا Si تعداد اتم‌های Si در واحد فرمولی آمفیبول، P بر حسب کیلو بار و T بر حسب کلون است. Y نشان دهنده ناهمگونی^۱ پلاژیوکلاز، بر اساس فرمول درجه دوم دارکن (DQF^۲) است. برای $X_{ab} > 0.5$ مقدار $Y = 0$ و برای $X_{ab} < 0.5$ مقدار $Y = -8/0.6 + 25/5(1 - X_{ab})^2$ است.

بر حسب این فرمول دمای تعادل در توده‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه با فرض اینکه فشار توده بین ۰/۶ تا ۱/۷ کیلو بار بوده، به ترتیب بین ۷۶۵ تا ۷۹۵ (با میانگین ۷۷۸ °C) و ۷۴۰ تا ۷۸۰ (با میانگین ۷۶۰ °C) محاسبه شده است. شواهدی که با فرض جایگیری توده‌های نفوذی در فشارهای کمتر از ۲ کیلو بار هماهنگی دارند، عبارتند از: ۱- وجود بافت گرانوفیری در مقاطع میکروسکوپی، ۲- وجود حاشیه به سرعت تبلور یافته پیرامون گرانودیوریت‌ها، ۳- همبری مشخص، ۴- دگرسانی گرمایی و دگرسانی و اپیدوتی شدن سنگ میزبان توده و ۵- وجود قطعاتی از سنگ میزبان در درون توده. (۲۰)

همچنین وینال و همکاران (۱۹۹۱) فرمول زیر را در فشارهای ۱- تا ۲۰ کیلو بار برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند. (۲۱)

$$T = 25/3P + 654/9$$

بر اساس این فرمول‌ها دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز در توده‌های گرانودیوریتی منطقه مورد مطالعه ۶۷۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی گراد بدست می‌آید.

ارزیابی عمق و فشار جایگیری با استفاده از هاله دگرگونی مجاورتی

توده‌های نفوذی گرانودیوریتی در همبری با سنگ‌های کربناته میزبان موجب اسکارن‌زایی در منطقه مورد مطالعه شده است. هاله دگرگونی موجود در پیرامون این توده‌ها از گسترش چندانی برخوردار نیست. پاراژنز کانی‌شناسی گارنت (احتمالاً گروسولار) + اپیدوت + زوئیزیت + کلسیت + کوارتز پاراژنز اصلی موجود در سنگ‌های اسکارنی حاشیه توده است. زوئیزیت از جمله کانی‌های است که در درجات دگرگونی پایین و در محدوده دمایی بین ۳۵۰ تا ۴۰۰ °C تشکیل می‌شود. گروسولار نیز در فشارهای کمتر از ۲ کیلو بار در دماهای بین ۲۰۰ تا ۴۰۰ °C پایدار است. این دو کانی با افزایش دما در حضور کوارتز و سیال حاوی CO₂ کم، به ولاستونیت و آنورتیت تبدیل می‌شوند. (۲۲) همزیستی گارنت، اپیدوت، زوئیزیت، کلسیت و کوارتز در سنگ‌های کربناته و عدم حضور ولاستونیت

^۱Non-ideality

^۲Darken's quadratic formalism

بین مجموعه کانی‌های پیش گفته، گویای دگرگونی این سنگ‌ها در حد رخساره آلبیت- اپیدوت هورنفلس (با دمای ۳۵۰ تا ۴۵۰°C و فشار کمتر از ۲ کیلو بار) است. با توجه به این که توده‌های نفوذی می‌توانند، حدود ۶۰ درصد گرمای خود را به سنگ‌های مجاور منتقل نمایند، و بر پایه پارائنز کانی‌شناسی فوق، دمای توده در هنگام جایگزینی در حدود ۷۰۰°C بوده است.

نتیجه گیری

داده‌های حاصل از آنالیز برخی از کانی‌های موجود در نمونه‌های گرانودیوریتی و مونزونیتی منطقه نوجون، همچون آمفیبول، بیوتیت، فلدسپار آلکالن و پلاژیوکلاز توسط دستگاه تجزیه‌گر ریزکاوا الکترونی (EPMA) اطلاعاتی را در مورد شیمی کانی فراهم نمود. با به کارگیری نمودارها و روابط ریاضی ویژه، شیمی کانی‌ها تعیین شد. بر اساس نتایج به دست آمده پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها از نوع لابرادوریت تا بیتونیت بوده و در مونزودیوریت‌ها بیشتر از نوع بیتونیت و به ندرت لابرادوریت هستند. فلدسپارهای آلکالن در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها بر اساس نمودار مثلثی Ab-Or-An به ترتیب در محدوده ۸۱-۸۴٪ Or و ۵۷-۸۷٪ Or واقع می‌شوند. آمفیبول در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها در نمودار BCa+BNa, BNa در محدوده کلسیک و در نمودار Mg/(Mg+Fe₂), TSi به ترتیب در محدوده منیزوپهورنبلند و هورنبلند-اکتینولیت قرار می‌گیرند. بیوتیت موجود در گرانودیوریت‌ها و مونزودیوریت‌ها در نمودار ASPE در محدوده خارج از فلوگوپیت قرار گرفته و با توجه به نمودار ۱۰۰×TiO₂, FeO+MnO.MgO از نوع اولیه ماگمایی بوده و بر اساس نمودارهای FeO, MgO, Al₂O₃ و MgO, Al₂O₃ در محدوده کالک آلکالن (C) قرار می‌گیرند. حضور آمفیبول‌های کلسیک و بیوتیت‌های اولیه ماگمایی در سنگ‌های گرانودیوریتی و مونزودیوریتی نشان دهنده وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I بوده، که بر اثر فاز کوهزایی تشکیل شده اند. با استناد به نتایج حاصل از دما-فشار سنجی پلاژیوکلاز-هورنبلند، میانگین فشار حاکم بر توده‌های نفوذی در زمان جایگزینی در حدود ۱/۲ کیلوبار (به روش Schmidt, 1992) برآورد شده و میانگین دمای تعادلی کانی‌ها در حدود ۷۷۰-۷۸۰°C (به روش Blundy and Holland, 1992) و دمای ۶۷۰ تا ۷۰۰°C (به روش Vyhnał et al. 1991) و دمای ۷۰۰°C (به روش هاله دگرگونی) ارزیابی می‌شود. فشارهای یاد شده با توجه به چگالی میانگین سنگ‌های پوسته زمین گویای جایگزینی توده نفوذی در عمق حدود ۴/۵ کیلومتری پوسته است.

References:

1. Zhang, S.H., Zhao, Y., and Song, B., *Mineral. Petrol.*, **87**, 123(2006).
2. Droop, G.T. R., *Mineral. Mag*, **51**, 431(1987).
3. Leake, B.E., Wooley A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.W.J., and Youzhi, G., *Can. Mineral.*, **35**, 219 (1997).
4. Chappell, B. W., and White, A. J. R., *Contribution of Miner. Petrol.*, **88**, 354(1983).

5. Wyborn, D., Chappell, B.W., and Johnston, R.M., *J. Geophys. Res.*, **86**, 10335(1981).
6. Clemens, J.D., and Wall, V.J., *Can. Mineral.*, **19**, 111 (1981).
7. Foster, M. D., *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap*, **354**, 1 (1960).
8. Speer, J. A., *Rev. Mineral.*, **13**, 299 (1984).
9. Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y.S., Frank-Kamenetskii, V.A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Kova, P.V., Muller, G., Neiva, A.M.R., Radoslovich, E.W., Robert, J.L., Sassi, F.P., Takeda, H., Weiss, Z. and Wones, D.R., *Can. Mineral.*, **36**, 905 (1999).
10. Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H., and Ohoud, M.B., *Comptes Rendus Geo. Sci.*, **33**, 1415 (2005).
11. Shabani, A.A.T., Lalonde, A.E., and Whalen, J.B., *Can. Mineral.*, **41**, 1381 (2003).
12. Abdel-Rahman, A.F.M., *J. Petrol.*, **35**, 525 (1994).
13. Blundy, J.D., and Holland, T.J.B., *Contrib Mineral Petro.*, **104**, 208 (1990).
14. Hammarstrom, J.M., and Zen, E., *Am Mineral*, **71**, 1297 (1986).
15. Stein, E., and Dietl, C., *Mineral Petrol*, **72**, 185(2001).
16. Wones, R., *Amer. Mineralogist*, **57**, 316(1972).
17. Helmy, H.M., Ahmed, A.F., Mahallawi, M.M., Ali, E.I.S.M., *J. Africa. Earth Sci.*, **38**, 255 (2004).
18. Schmidt, M.W., *Contrib Mineral Petro.*, **110**, 304 (1992).
19. Anderson, J.L., *Earth Sci.*, **87**, 125 (1996).
20. Clarke, D.B., *Can. Mineralog.*, **19**, 3 (1981).
21. Vyhnal, C.R., and McSween, H.Y.J.R., *Geo.*, **18**, 938 (1991).
22. Winkler, H.G.F., *Petrogenesis of Metamorphic Rocks 3rd Edition*, Springer-Verlag, Berlin (1979).

Archive of SID