

تعیین شرایط فیزیکی تبلور در توده گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های درون آن

مهدی رضائی کهخائی*، زهرا علی موسی، حبیب‌ا... قاسمی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۹۵/۳/۱۶، نسخه نهایی: ۹۵/۷/۷)

چکیده: توده‌ی گرانودیوریتی لخشک به عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان، در ۱۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان زاهدان واقع شده است. ترکیب کلی توده، بیشتر از گرانودیوریت بوده و به‌وسیله‌ی دایک‌های فراوان میکرودیوریتی و داسیتی قطع شده است. این دایک‌ها حدود یک تا دو میلیون سال پس از تبلور و سرد شدن توده‌ی لخشک، در آن جایگزین شده‌اند. پلاژیوکلاز (الیگوکلاز-آندزین)، فلدسپار پتاسیم (ارتوز)، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (پارگازیت و ادنیت)، کانی‌های اصلی سازنده توده هستند. در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی این کانی‌ها برای تعیین شرایط فیزیکی حاکم بر تبلور و جایگیری نهایی و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل این سنگ‌ها استفاده شده است. حضور آمفیبول‌های کلسیک و بیوتیت‌های اولیه شواهدی بر خاستگاه آذرین (I) توده گرانودیوریتی لخشک هستند. آمفیبول‌های موجود در توده دارای مقداری Al_{total} بین ۱۰۲ تا ۱۳ هستند که نشانگر تبلور ماگمای تشکیل دهنده آن‌ها در عمق ۳/۸ تا ۸/۴ کیلومتری (حدود ۷ کیلومتری پوسته بالایی) است؛ اما مراکز آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها دارای مقداری Al_{total} برابر ۱/۹ تا ۲/۳ است که عمق مخزن ماگمایی محل تبلور را در پوسته‌ی میانی-زیرین (۱۶/۹ تا ۲۳ کیلومتری) نشان می‌دهد که پس از جایگزینی در اعماق کمتر محل استقرار توده‌ی گرانیتوئیدی (پوسته‌ی بالایی)، به خاطر ضخامت کم، به سرعت سرد شده‌اند. دماسنجی‌های انجام گرفته بر روی سنگ‌های مورد بررسی نشانگر دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌ها در دماهای $645-732^{\circ}C$ برای توده‌ی نفوذی، $730-824^{\circ}C$ برای دایک‌های داسیتی و $808-945^{\circ}C$ برای دایک‌های میکرودیوریتی است. قرارگیری بیوتیت-های توده نفوذی لخشک در گستره‌ی آهکی-قلیایی، بیانگر تشکیل آن‌ها در محیط زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای طی فرورانش سنگ کره اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان است.

واژه‌های کلیدی: دما - فشار سنجی؛ شیمی کانی؛ گرانودیوریت؛ لخشک؛ زاهدان.

مقدمه

دربرگیرنده‌ی آن، بخشی از منطقه‌ی فلیشی شرق ایران را تشکیل می‌دهند [۲] که با نام‌های منطقه‌ی زایل-بلوچ [۳] و منطقه‌ی جوش خورده‌ی سیستان [۴] نیز شناخته می‌شود (شکل ۱). پژوهشگران مختلفی به بررسی جنبه‌های گوناگون نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان پرداخته‌اند. به عنوان نمونه، [۵-۷] به بررسی ماگماتیسم، زمین‌شیمی، متالوژنی و سازوکار جایگزینی توده‌ی گرانیتوئیدی جنوب

نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سراوان، به شکل یک بیضوی کشیده، از توده‌های نفوذی با اندازه‌های متفاوت (باتولیت تا استوک)، تشکیل شده است. این نوار، با راستای تقریبی $N40^{\circ}W$ ، به طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲ الی ۲۵ کیلومتر، از کوه گراغه در ۹۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان تا نره نو، در نزدیکی سراوان ادامه دارد [۱]. گرانیتوئید زاهدان-سراوان و سنگ‌های

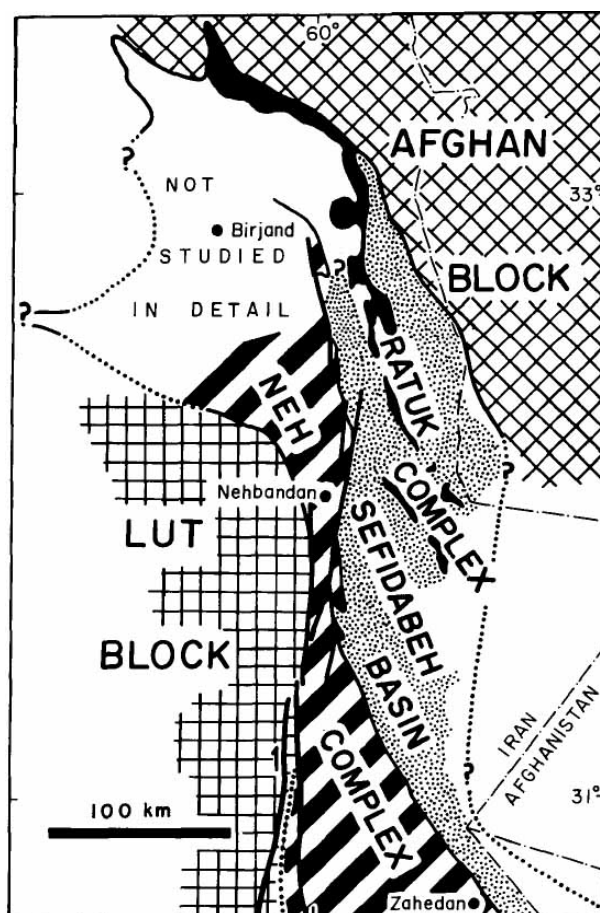
بین عرض‌های جغرافیایی $29^{\circ} 34' 30''$ تا $29^{\circ} 39' 48''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $60^{\circ} 39' 30''$ تا $60^{\circ} 48' 16''$ شرقی قرار گرفته است (شکل ۲). این توده بیضوی و با ابعاد تقریبی 8×12 کیلومتر، مساحتی حدود ۹۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده است.

[۱۰،۹] به بررسی سنگ‌زایی و دگرریختی‌های انجام شده روی سنگ‌های توده‌ی گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های موجود در آن پرداخته‌اند. از آنجا که ترکیب کانی‌ها و شرایط فیزیکی تبلور و تعادل نهایی این توده تاکنون بررسی نشده‌اند، در این پژوهش تلاش شد تا با تکیه بر داده‌های شیمی کانی‌های بیوتیت، هورنبلند، پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم، به ارزیابی شرایط فیزیکی تبلور و تعادل نهایی و عمق جایگزینی توده‌ی گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن پرداخته شود.

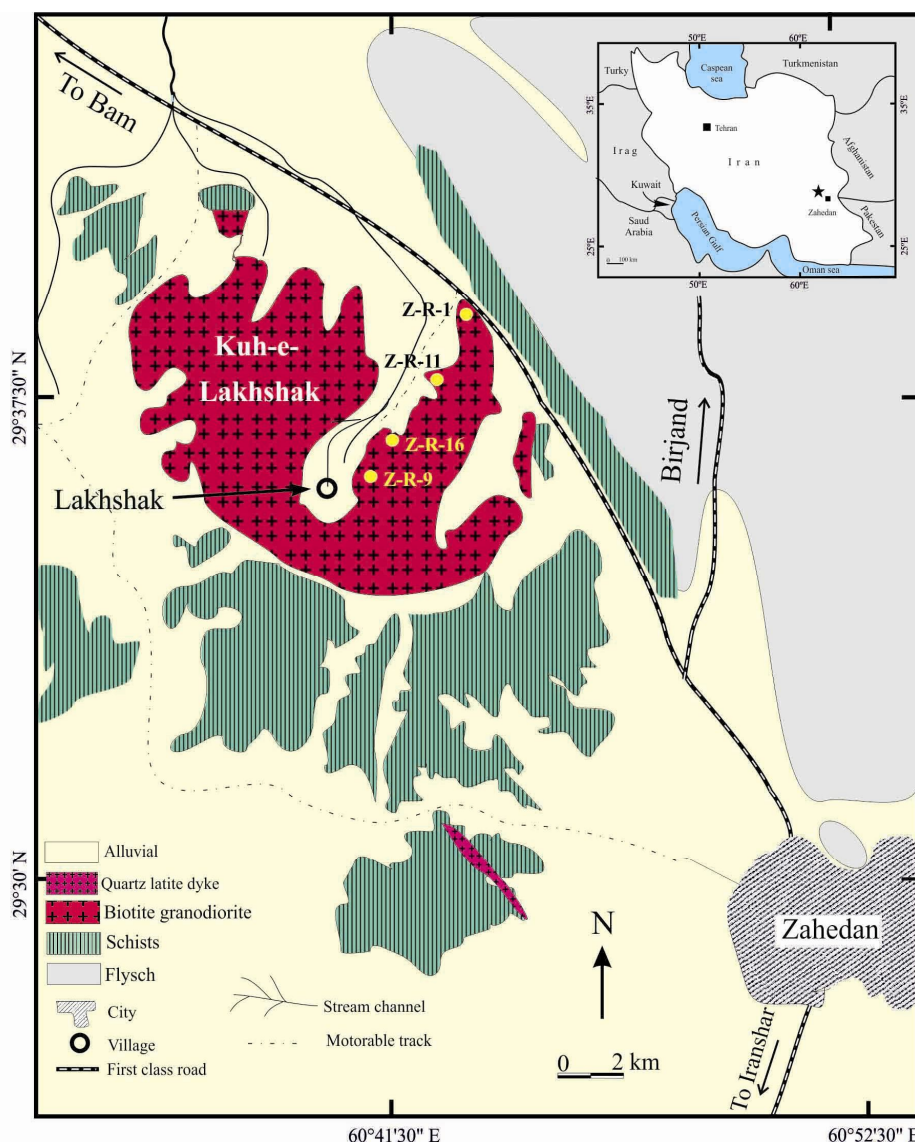
زاهدان پرداخته و آن را از نوع S و I معرفی کرده و با تکیه بر خواص مغناطیسی این سنگ‌ها، اطلاعات مهمی در مورد سازوکار جایگزینی این توده ارائه کرده‌ایم.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین زون جوش خورده‌ی سیستان نیز توسط برخی دیگر از پژوهشگران بررسی شده‌اند [۴، ۸]. براین اساس، سنگ‌های گرانیتوئیدی این نوار، شاهده‌ی دوره‌ی مهم ماگماتیسیم آهکی-قلیایی در منطقه‌ی جوش خورده‌ی سیستان هستند و میانگین سن آنها به روش K-Ar روی توده‌های گرانیتوئیدی، در حدود ۳۲ میلیون سال و معادل الیگوسن ارائه شده است [۸]. استفاده از روش Rb-Sr برای تعیین سن توده‌های گرانیتوئیدی جنوب زاهدان نیز سن ۵۳/۳۱ میلیون سال را برای آنها پیشنهاد کرده است [۷].

توده‌ی گرانودیوریتی لخشک به عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سراوان، در مسیر جاده‌ی زاهدان- بم و



شکل ۱ موقعیت کلی منطقه‌ی جوش خورده سیستان در شرق ایران. سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه، شاهده‌ی مهم بر دوره ماگماتیسیم آهکی-قلیایی در یک حاشیه فعال قاره‌ای طی فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان هستند [۴].



شکل ۲ توده ی گرانودیوریتی لخشک در که در داخل رسوبات فلیشی اتوسن شمال غرب زاهدان نفوذ کرده است [۵].

روش پژوهش

تجزیه ی نقطه ای کانی ها برای تعیین ترکیب شیمیایی، رده بندی و نام گذاری آن ها و نیز محاسبه ی دما و فشار تبلور و تعادل نهایی کانی ها و عمق جایگزینی توده های آذرین، کاربرد دارد. به منظور بررسی ویژگی های سنگ شناسی و تعیین جایگاه زمین ساختی، تشکیل توده ی گرانودیوریتی لخشک و دایک های آن، نخست روابط صحرائی آن ها به دقت مورد بررسی قرار گرفت و بیش از ۱۰۰ نمونه سنگی از بخش های مختلف این توده و سنگ های میزبان آن، برداشت شدند. پس از بررسی های سنگ شناسی لازم، از بین سالم ترین نمونه های برداشت شده،

تعداد ۴ مقطع میکروسکوپی (دو مقطع از توده ی نفوذی و دو مقطع از دایک های آن)، انتخاب و به منظور آنالیز نقطه ای، به آزمایشگاه ریزپردازشی دانشگاه اسلو نورژ ارسال و آنالیز شدند که نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول های ۱ تا ۴ ارائه شده اند. در این پژوهش، ۹۴ نقطه از کانی های سازنده ی توده، آنالیز شدند (شکل ۳). شرایط آنالیز شامل، ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلو ولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه و دقت آنالیز ۰/۰۱ درصد وزنی بوده اند. با استفاده از نرم افزار Minpet 2.02 تعداد کاتیون موجود در فرمول ساختاری کانی ها محاسبه شده اند. کاتیون های موجود در ساختار کانی ها،

بخش‌هایی از توده، بیوتیت و هورنبلند هم‌رشدی نشان می‌دهند.

دایک‌ها: توده‌ی نفوذی لخشک به‌وسیله‌ی دایک‌های فراوانی با ترکیب میکرودیوریت تا داسیت (طبق نامگذاری [۱۲]) قطع شده است (شکل ۵). ضخامت این دایک‌ها بین ۱۲-۰/۵ متر متغیر بوده، و حدود ۲۰ الی ۳۰ درصد حجم توده‌ی نفوذی را اشغال کرده و یک الی دو میلیون سال پس از تشکیل توده در آن نفوذ کرده‌اند. این دایک‌ها دارای روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری هستند. روند دایک‌های میکرودیوریتی کاملاً مشابه دایک‌های داسیتی (شمال‌شرق-جنوب‌غرب) است ولی تعداد آن‌ها کمتر از دایک‌های داسیتی است.

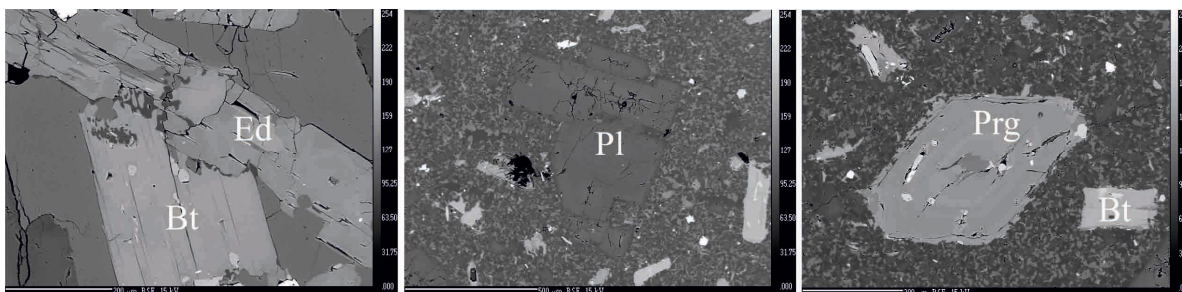
دایک‌های داسیتی از نظر کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (۵۳/۲ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۵/۵ درصد)، کوارتز (۲۱/۶ درصد)، بیوتیت (۱۱ درصد)، اسفن، آپاتیت و کدر (حدود دو درصد) هستند [۱]. فراوانی بیوتیت در دایک‌هایی داسیتی خیلی بیشتر از دایک‌های میکرودیوریتی است. عکس این موضوع در مورد کانی‌های هورنبلند صادق است. به طوری که فراوانی هورنبلند در دایک‌های میکرودیوریتی (حدود ۴۵/۶۱) خیلی بیشتر از فراوانی آن‌ها در دایک‌های داسیتی (حدود ۸/۵) است (شکل ۴ پ).

دایک‌های میکرودیوریتی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۲۷/۵۴ درصد)، ارتوز (۴/۶۴ درصد)، کوارتز (۰/۵۷ درصد)، هورنبلند سبز و قهوه‌ای (۴۵/۶۱ درصد)، پیروکسن (۱۱/۰۱ درصد) و آپاتیت (۶/۶۸ درصد) هستند و به‌ندرت فنوکریست‌های، پلاژیوکلاز یا کوارتز دارند. مقدار کانی‌های آپاتیت و منیتیت این دایک‌ها بیشتر از نمونه‌های سنگی دیگر موجود در منطقه است (شکل ۴ ت) [۱].

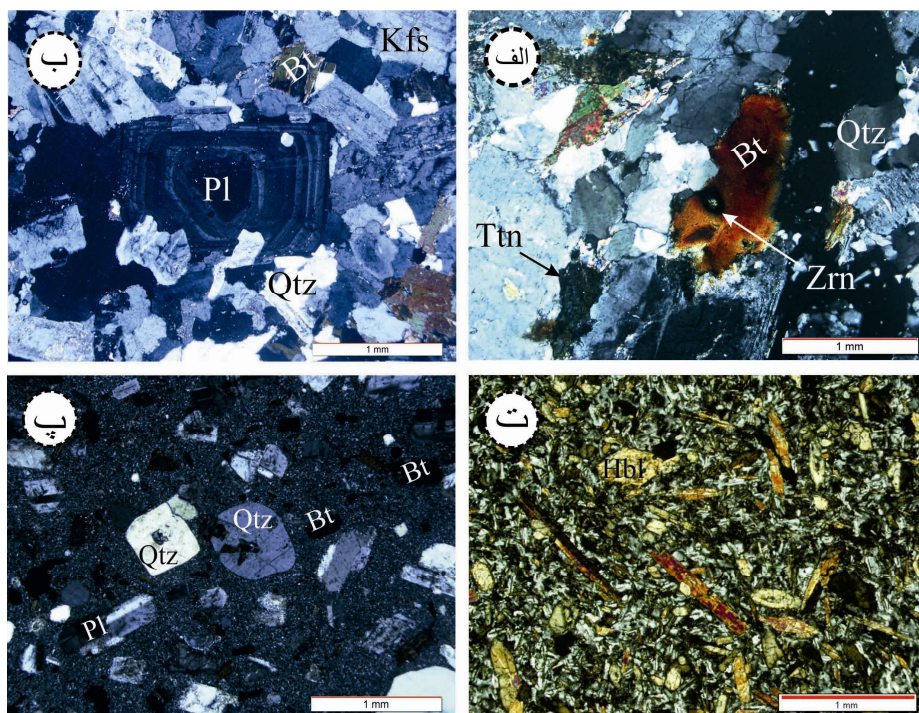
براساس ۲۲ اتم اکسیژن در بیوتیت، ۸ اتم اکسیژن در پلاژیوکلاز و ۲۳ اتم اکسیژن در آمفیبول، محاسبه شدند. مقدار آهن کل نیز به صورت آهن دو ظرفیتی در نظر گرفته شد و سپس با بهره‌گیری از روش‌های مختلف زمین‌دما- فشارسنجی، شرایط تبلور و تعادل نهایی کانی‌ها و عمق جایگیری نهایی توده‌ی نفوذی و دایک‌های موجود در آن، تعیین شدند.

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

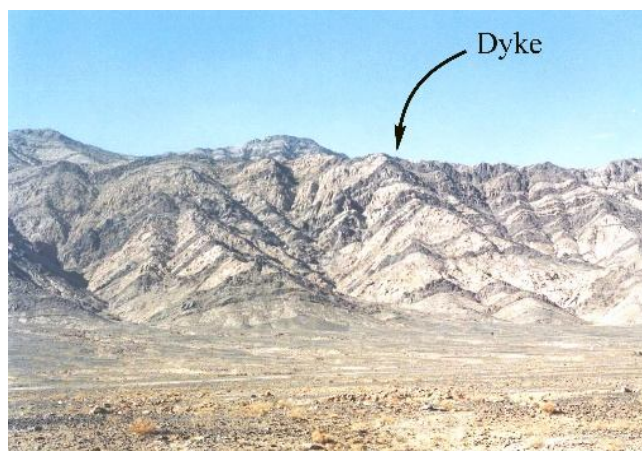
توده گرانودیوریتی لخشک: این توده در ۱۵ کیلومتری شمال غرب زاهدان قرار گرفته و به صورت بیضوی با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق در رسوب‌های فلیشی ائوسن نفوذ کرده و سبب دگرگونی مجاورتی آنها تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت شده است. سنگ‌های این توده از نظر کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز (۴۷ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۴ درصد)، کوارتز (۱۹ درصد)، بیوتیت (۱۱ درصد)، هورنبلند (۷ درصد)، اسفن، آپاتیت و اپک (حدود دو درصد) بوده‌اند [۱۱]. در این سنگ‌ها، بلورهای پتاسیم فلدسپار، به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و بافت‌های پرتیتی شعله‌ای و رگه‌ای دیده شدند. کانی بیوتیت، دارای پدیده‌ی پوشش رنگی است و به رنگ سرخ تا قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۴ الف). بیوتیت‌های موجود در حاشیه‌ی این توده خوردگی دارند و بخش‌های خورده شده این بیوتیت‌ها، به انباشت ریزدانه اکسیدهای آهن (منیتیت)، لوکوکسن و روتیل تبدیل شده است؛ اما در بخش‌های داخلی‌تر، بیوتیت هیچ شاهی از هضم شدن و خوردگی نشان نمی‌دهند. کانی‌های پلاژیوکلاز، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۴ ب). سنگ‌های حاشیه‌ی توده، فاقد هورنبلند بوده، ولی سنگ‌های موجود در بخش‌های داخلی‌تر توده، دارای حدود هفت درصد هورنبلند سبزند و در



شکل ۳ تصاویر Back Scatter از کانی‌های آنالیز شده. نمادهای اختصاری در تصاویر شامل Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Ed: ادنیت و Prg: پارگازیت هستند که از [۱۱] اقتباس شده‌اند.



شکل ۴ (الف) رنگ سرخ تا قهوه‌ای در بیوتیت‌های توده لخشک به همراه حضور کانی زیرکن در آن‌ها (XPL). (ب) پدیده منطقه‌بندی در کانی‌های پلاژیوکلاز (XPL). (پ) تصویر میکروسکوپی از دایک‌های داسیتی موجود در توده لخشک. (ت) تصویر میکروسکوپی از دایک‌های میکرودیوریتی در نور XPL. نمادهای اختصاری در تصاویر شامل Kfs: ارتوز، Qtz: کوارتز، Bt: بیوتیت، Pl: پلاژیوکلاز، Ttn: اسفن و Hbl: هورنبلند [۱۱].



شکل ۵ عکس صحرائی از توده‌ی نفوذی لخشک و دایک‌های تزریق شده در آن.

برداشت

شیمی کانی‌ها

شیمی بیوتیت: بیوتیت یکی از کانی‌های مافیک اصلی در سنگ‌های گرانودیوریتی لخشک است. این کانی، در تعیین ویژگی‌های ماگمایی گرانیتوئیدها از اهمیت بالایی برخوردار

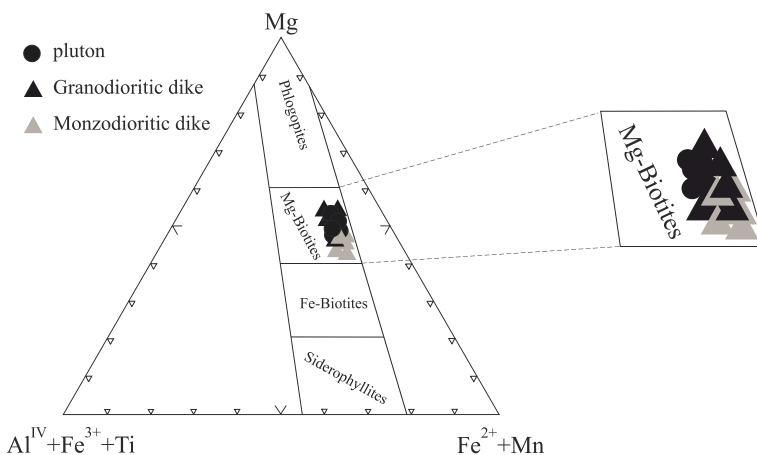
است. چگونگی جایگیری سه عنصر Fe, Al, Mg در ساختار این کانی، به گونه‌ای است که بر اساس آن می‌توان به گریزندگی اکسیژن و دمای لیکوئیدوس تشکیل گرانیت‌ها پی برد. همچنین، ترکیب بیوتیت به‌طور گسترده می‌تواند در رده-بندی گرانیتوئیدها نقش داشته باشد. در این پژوهش، ۱۸ نقطه

استفاده از نمودار مثلثی $Mg, Ti, Fe^{3+} + Al^{IV} + Fe^{2+}$ و Mn شکل ۶ می‌توان به رده‌بندی میکاها پرداخت. بر این اساس بیوتیت‌های توده لخشک و دایک‌های آن دارای مقادیر بالایی از Mg هستند و در گستره‌ی بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند [۱۴] (شکل ۶).

از بیوتیت‌های مجموعه‌ی گرانیتوئیدی لخشک (تعداد ۶ نقطه از توده‌ی اصلی و ۱۲ نقطه از دایک‌ها)، مورد آنالیز نقطه‌ای قرار گرفتند و نتایج آنها بررسی شد (جدول ۱). بیوتیت‌های مورد بررسی دارای TiO_2 حدود ۲ و مقدار $a.f.u. Al^{VI} < 1.5$ هستند که بیانگر اولیه و ماگمایی بودن آنهاست [۱۳].

جدول ۱ نتایج بخشی از آنالیز میکروپروب بیوتیت در سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های آن.

Sample	Z-R-11	Z-R-1				Z-R-9		Z-R-16		
		Min1				Min1		Min1	Min2	Min3
Location		core	N-core	N-rim	rim					center of
SiO ₂	۳۶.۶۷	۳۶.۴۷	۳۵.۸۴	۳۶.۵۱	۳۶.۴۲	۳۶.۷۴	۳۶.۸۵	۳۶.۴۵	۳۵.۹۷	۳۶.۲۷
TiO ₂	۴.۰۹	۴.۱۶	۴.۰۲	۴.۷۱	۴.۰۶	۳.۹۶	۴.۱۱	۴.۲۸	۴.۱۸	۴.۰۸
Al ₂ O ₃	۱۴.۰۱	۱۳.۵۵	۱۳.۵۳	۱۳.۳۴	۱۳.۴۱	۱۳.۶۳	۱۳.۲۹	۱۳.۳۰	۱۴.۲۵	۱۳.۸۲
Cr ₂ O ₃	۰.۰۵	۰.۰۱	۰.۰۳		۰.۰۰	۰.۰۶			۰.۰۱	
FeO	۱۸.۳۰	۱۶.۸۵	۱۷.۲۹	۱۷.۳۵	۱۷.۷۳	۱۷.۳۵	۱۷.۳۴	۱۸.۰۵	۱۹.۱۳	۱۷.۹۰
MnO	۰.۳۴	۰.۳۹	۰.۴۲	۰.۳۵	۰.۳۸	۰.۳۷	۰.۳۸	۰.۳۹	۰.۴۱	۰.۴۱
MgO	۱۱.۸۶	۱۲.۴۱	۱۲.۳۸	۱۲.۲۷	۱۲.۸۴	۱۲.۶۸	۱۲.۸۷	۱۲.۲۳	۱۱.۵۷	۱۱.۹۲
CaO		۰.۰۱		۰.۰۱	۰.۰۴		۰.۰۴	۰.۰۵		۰.۱۵
Na ₂ O	۰.۰۸	۰.۰۶	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۰۴	۰.۰۸	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵
K ₂ O	۹.۷۳	۸.۶۴	۸.۸۱	۹.۳۹	۹.۶۶	۹.۷۵	۹.۴۳	۹.۷۰	۹.۸۰	۹.۰۰
Total	۹۵.۶۵	۹۲.۸۵	۹۵.۸۲	۹۴.۳۸	۹۵.۲۱	۹۵.۰۶	۹۴.۸۳	۹۳.۹۴	۹۵.۵۷	۹۴.۰۴
Si	۵.۷۳	۵.۷۷	۵.۷۰	۵.۷۵	۵.۶۹	۵.۷۴	۵.۷۶	۵.۷۴	۵.۶۳	۵.۷۳
Al ^{IV}	۲.۲۷	۲.۲۳	۲.۲۰	۲.۲۵	۲.۳۱	۲.۲۶	۲.۲۴	۲.۲۷	۲.۳۷	۲.۲۷
Al ^{VI}	۰.۳۱	۰.۳۰	۰.۲۳	۰.۲۳	۰.۱۶	۰.۲۵	۰.۲۰	۰.۲۰	۰.۲۵	۰.۳۰
Ti	۰.۴۸	۰.۵۰	۰.۴۸	۰.۵۶	۰.۴۸	۰.۴۷	۰.۴۸	۰.۵۱	۰.۴۹	۰.۴۸
Fe ²⁺	۲.۳۹	۲.۲۳	۲.۲۰	۲.۲۹	۲.۳۲	۲.۲۷	۲.۲۷	۲.۳۸	۲.۵۰	۲.۳۶
Cr	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mn	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۶
Mg	۲.۷۷	۲.۹۳	۲.۹۳	۲.۸۸	۲.۹۹	۲.۹۵	۳.۰۰	۲.۸۷	۲.۷۰	۲.۸۱
Na	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱
K	۱.۹۴	۱.۷۴	۱.۷۹	۱.۸۹	۱.۹۳	۱.۹۵	۱.۸۸	۱.۹۵	۱.۹۶	۱.۸۱
Cations	۱۵.۹۷	۱۵.۷۷	۱۵.۸۲	۱۵.۹۲	۱۵.۹۷	۱۵.۹۶	۱۵.۹۱	۱۵.۹۷	۱۵.۹۷	۱۵.۸۵



شکل ۶ نمودار رده‌بندی میکاها برپایه‌ی ترکیب شیمیایی آنها [۱۴]. بر این اساس تمامی بیوتیت‌های مورد بررسی Mg-Biotite هستند.

شرایط دما-فشار (۱ تا ۲۳ کیلو بار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) تشکیل می‌شوند [۱۷-۲۰]. برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها، از روش به‌هنجارسازی به روش ۱۳cNK یا روش ۱۳ کاتیون

$$(13\text{cation} = \text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg})$$

استفاده شد که بهترین نتیجه را برای این کانی‌ها ارائه می‌دهد (جدول ۲) [۱۸]. مقادیر Si آمفیبول‌های توده‌ی مورد بررسی و نیز دایک‌های تزریق شده در آن بین ۵/۷ تا ۷/۳ تغییر می‌کنند که بیان‌گر ماگمایی بودن آن‌هاست [۱۹]. همچنین در نمودار Si در مقابل $Na+Ca+K$ این سنگ‌ها در گستره‌ی ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۸).

آمفیبول‌ها را می‌توان به چهار گروه رده‌بندی کرد [۱۹] که شامل:

(۱) آمفیبول‌های $Li - Mg - Mn - Fe$ دار:

$$(Ca + Na)_B < 1 \text{ و مجموعه یون‌های نوع}$$

$$L(Li, Fe, Mn, Mg) > 1$$

(۲) آمفیبول‌های کلسیک:

$$(Ca + Na)_B \geq 1 \text{ و } Na_B < 0.05 \text{ و مقدار } Ca_B > 1.50.$$

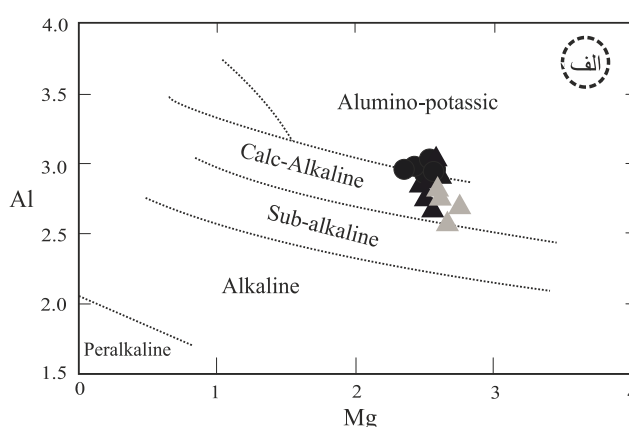
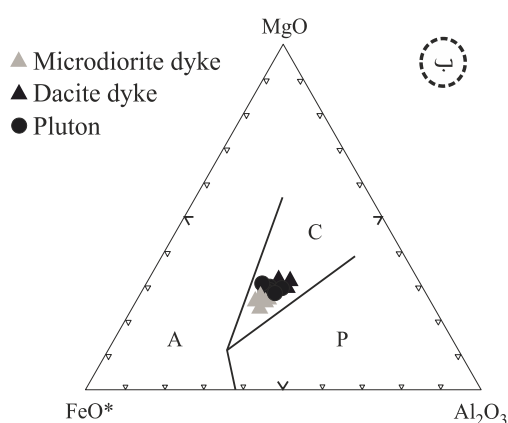
(۳) آمفیبول‌های کلسیک-سدیک:

$$0.5 < Na < 1.50 \text{ و } (Ca + Na)_B \geq 1$$

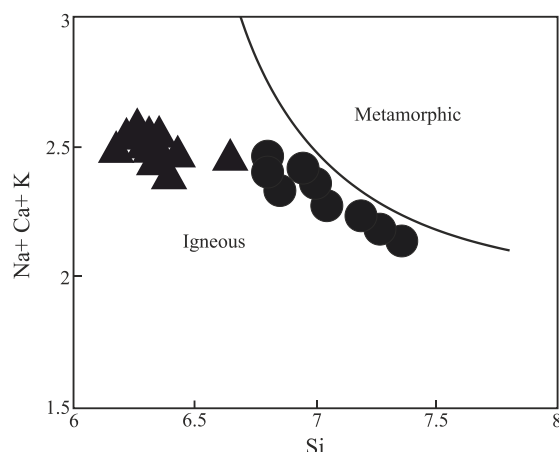
(۴) آمفیبول‌های سدیک: $Na_B \geq 1.50$.

براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت و ارتباط آن با ماگمای سازنده، بیوتیت‌ها را می‌توان به پنج گروه شبه قلیایی، قلیایی، زیرقلیایی، آهکی قلیایی و آلومینوپتاسی، رده‌بندی کرد [۱۵]. با توجه به اینکه میزان عنصر Al کل در بیوتیت‌های موجود در توده‌ی مورد بررسی و دایک‌های آن ۲/۴۴ تا ۲/۶۶ هستند و میزان Mg در این کانی بین ۲/۵ تا ۳/۱ است؛ بنابراین این بیوتیت‌ها از نوع آهکی قلیایی هستند (شکل ۷ الف). همچنین سری ماگمایی سازنده‌ی بیوتیت‌ها را می‌توان با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی Al_2O_3 و MgO ، FeO تعیین کرد [۱۶]. مقادیر میانگین FeO^* (آهن کل)، MgO و Al_2O_3 برای بیوتیت‌های آنالیز شده از توده‌ی گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن به ترتیب ۱۷/۸، ۱۲/۴۲ و ۱۳/۸۵ هستند که با میانگین جهانی این اکسیدها برای بیوتیت‌های سری‌های آهکی قلیایی همخوانی دارد. همچنین میانگین نسبت FeO^*/MgO برای بیوتیت‌های این توده و دایک‌های آن ۱/۴۱ به دست آمد که به میانگین جهانی سری آهکی قلیایی (۱/۷۶) بسیار نزدیک است [۱۶]. در شکل ۷ ب نیز تمامی این بیوتیت‌ها در گستره‌ی آهکی قلیایی قرار می‌گیرند که نشان دهنده تشکیل آن‌ها در یک جایگاه زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای است.

شیمی آمفیبول: آمفیبول‌ها از سازندگان مهم سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شوند و در دامنه‌ی گسترده‌ای از



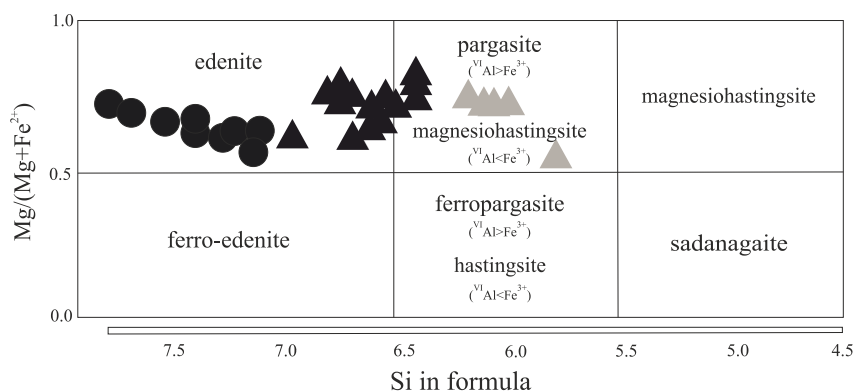
شکل ۷ الف) تعیین سری ماگمایی گرانیتوئیدهای مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت [۱۴]. ب) موقعیت بیوتیت‌های آنالیز شده در نمودار ۳ تشکیل دهنده‌ی Al_2O_3 ، FeO^* ، MgO [۱۵]. نشانه‌های اختصاری عبارتند از: P: پراآلکان، A: آلکان، C: کالک‌آلکان. همان طور که مشاهده می‌شود نقاط آنالیز شده در محدوده C قرار می‌گیرند که نشان دهنده تشکیل بیوتیت‌های مورد بررسی از ماگماهای کالک‌آلکان است.



شکل ۸. نمودار جدایشی آمفیبول‌های ماگمایی از دگرگونی [۱۷]. این نمودار بیانگر ماگمایی بودن تمامی آمفیبول‌های موجود در توده و دایک‌های داسیتی است. آمفیبول‌های موجود در دایک میکرودیوریتی به دلیل دارا بودن Si کمتر از ۶ در این نمودار جای نمی‌گیرند. نمادها با شکل ۶ مشابه‌اند.

شیمی فلدسپارها: پلاژیوکلاز یکی از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های توده‌ی نفوذی لخشک و دایک‌های آن است. برای پی بردن به ترکیب شیمیایی این پلاژیوکلازها، تعداد ۳۷ نقطه از آنها مورد بررسی ریزبرداری قرار گرفتند و نتایج حاصل بر روی نمودار سه‌تایی Or- Ab- An [۲۱،۲۰] ترسیم شدند (جدول ۳، شکل ۱۰). گستره‌ی ترکیبی پلاژیوکلازها در سنگ‌های توده‌ی گرانودیوریتی لخشک در گستره‌ی الیگوکلاز تا آندزین (An_{64-81}) است در حالی‌که پلاژیوکلازهای دایک‌ها در گستره‌ی الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت دیده می‌شوند. همچنین نوع پتاسیم فلدسپار در سنگ‌های توده‌ی و دایک‌های میکرودیوریتی در گستره‌ی ارتوز و سانیدین (Or_{84-98}) تغییر می‌کند (جدول ۴، شکل ۱۰).

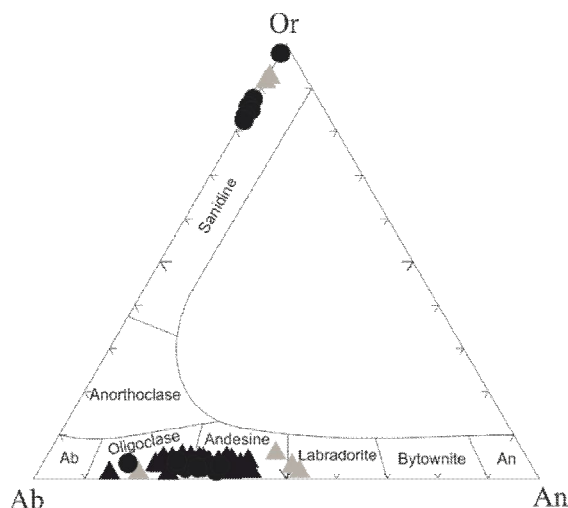
آمفیبول‌های آنالیز شده نیز دارای $(Ca + Na)_B < 1$ ، $Ca_B > 1/5$ و $Na_B < 0.05$ هستند و در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (جدول ۲، شکل ۹). از نمودار $Mg / (Mg + Fe^{2+})$ در مقابل مقدار Si برای رده‌بندی جزئی‌تر آمفیبول‌های کلسیک استفاده می‌شود و می‌توان آن‌ها را به شش گروه تقسیم کرد که در شکل ۹ نشان داده شده‌اند. در این نمودار، آمفیبول‌های توده‌ی نفوذی لخشک در گستره‌ی ادنیت قرار می‌گیرند، درحالی‌که آمفیبول‌های موجود در دایک‌های میکرودیوریتی، در گستره‌ی پارگازیت دیده شد (شکل ۹). آمفیبول‌های موجود در دایک‌های داسیتی نیز ترکیب متغیری داشته، مراکز آن‌ها در گستره‌ی پارگازیت و حاشیه‌های آن‌ها در محدوده‌ی ادنیت دیده می‌شوند.



شکل ۹. نمودار $Mg / (Mg + Fe^{2+}) - Si$ برای رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک [۱۹]. آمفیبول‌های توده‌ی نفوذی لخشک در گستره‌ی ادنیت، آمفیبول‌های دایک‌های میکرودیوریتی در گستره‌ی پارگازیت، مراکز آمفیبول‌های دایک‌های داسیتی در محدوده پارگازیت و حاشیه‌های آن‌ها در گستره‌ی ادنیت واقع شده‌اند. نمادها با شکل ۶ مشابه‌اند.

جدول ۴ نتایج بخشی از آنالیز میکروپروب پتاسیم فلدسپار در سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های آن.

Sampl mineral Location	Z-R-1				Z-R-9		ZR16	
	min1	min2	min3	min4	min1		min1	
					core	Rim	core	Rim
SiO ₂	۶۵.۰۵	۶۳.۵۲	۶۴.۲۰	۳۶.۸۰	۶۴.۷۵	۶۴.۹۳	۶۳.۱۹	۶۵.۱۱
TiO ₂	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۴.۱۹	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳
Al ₂ O ₃	۱۸.۶۰	۱۷.۹۰	۱۸.۳۶	۱۳.۲۸	۱۸.۱۳	۱۸.۱۶	۱۸.۳۰	۱۸.۴۰
FeO	۰.۰۸	۰.۱۰	۰.۱۵	۱۷.۰۳	۰.۰۷	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۱۸
MnO	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۳۷	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
MgO	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۱۲.۸۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
CaO	۰.۰۴	۰.۰۵۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۳۳	۰.۰۰	۰.۱۴	۰.۰۷
Na ₂ O	۱.۷۹	۱.۷۴	۱.۵۴	۰.۱۱	۱.۶۳	۱.۳۷	۰.۸۳	۱.۱۰
K ₂ O	۱۴.۳۴	۱۴.۳۹	۱۴.۹۴	۸.۹۲	۱۴.۸۳	۱۵.۳۰	۱۵.۶۸	۱۵.۳۴
Cr ₂ O ₃	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۳
Total	۹۹.۹۱	۹۷.۷۴	۹۹.۲۲	۹۳.۵۳	۹۹.۴۷	۹۹.۹۰	۹۸.۳۱	۱۰۰.۲۳
Si	۵.۹۸	۶.۰۱	۵.۹۸	۵.۶۱	۶.۰۲	۶.۰۲	۵.۹۷	۶.۰۰
Al	۲.۰۲	۲.۰۰	۲.۰۲	۲.۳۹	۱.۹۸	۱.۹۸	۲.۰۴	۲.۰۰
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۴۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ^{۲+}	۰.۰۰۶	۰.۰۰	۰.۰۱	۲.۱۷	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۴۹	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۲.۹۱	۰.۰۰	۰.۰۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰
Ca	۰.۰۰۴	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱
Na	۰.۳۱۹	۰.۳۲	۰.۲۸	۰.۰۳	۰.۲۹	۰.۲۵	۰.۱۵	۰.۲۰
K	۱.۶۸	۱.۷۴	۱.۷۸	۱.۷۴	۱.۷۶	۱.۸۱	۱.۸۹	۱.۸۰
Cations	۱۰.۰۱	۱۰.۰۷	۱۰.۰۷	۱۵.۳۹	۱۰.۰۶	۱۰.۰۷	۱۰.۰۷	۱۰.۰۲
X	۸	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۴۸	۸	۸.۰۰	۸.۰۰	۸.۰۰
Z	۲.۰۱	۲.۰۷	۲.۰۷	۶.۹۰	۲.۰۶	۲.۰۷	۲.۰۷	۲.۰۲
Ab	۱۵.۹	۱۵.۵	۱۳.۵	۱.۹	۱۴.۳	۱۲	۷.۴	۹.۷
An	۰.۲	۰.۳	۰.۰	۰.۰	۰.۱	۰.۰	۰.۷	۰.۳
Or	۸۳.۹	۸۴.۲	۸۶.۵	۹۸.۱	۸۵.۵	۸۸	۹۱.۹	۹۰



شکل ۱۰ ترکیب فلدسپارهای توده لخشک و دایک‌های درون آن در نمودار (آلبیت) Ab- (آنورتیت) An- (ارتوز) Or [۲۲]. گستره ترکیبی فلدسپارها در این سنگ‌ها، بین الیگوکلاز تا آندزین و ارتوز تغییر می‌کند. نمادها مشابه شکل ۶ می‌باشند.

در نهایت افزایش میزان A^{IV} در ترکیب شیمیایی آنها می‌شود [۲۲، ۲۳]. بسیاری از دما-فشارسنج‌ها بر پایه‌ی مقدار آلومینیم موجود در هورنبلند ساخته شده‌اند [۲۳-۲۶]؛ زیرا مقدار آلومینیم موجود در هورنبلند در گرانیتوئیدهای آهکی قلیایی به صورت خطی با فشار تغییر کرده و بیان‌گر عمق جایگیری توده است [۲۳، ۲۷]. شرط استفاده از فشارسنج Al موجود در هورنبلند، وجود پارائز کانی Hb، Q، Or، Plg، Bio، Mt و Ti در سنگ است که در شرایط تعادلی تشکیل شده باشد [۲۳]،

عمق جایگزینی توده‌ی لخشک و دایک‌های درون آن مجموعه‌ی کانیایی و ترکیب آن‌ها در سنگ‌های آذرین، ارتباط تنگاتنگی با شکل‌گیری و تبلور ماگما دارد؛ به نحوی که با استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها می‌توان به ارزیابی پارامترهای فیزیکی (فشار و دما) و گریزندگی اکسیژن پرداخت. کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم چهاروجهی موجود در آمفیبول‌ها، نسبت به دما و فشار حساس‌اند. به طوری‌که افزایش دما سبب افزایش میزان Ti و

روش اشمیت (۱۹۹۲): [۲۶] از معادله‌ی (۴) برای فشارسنجی آمفیبول در دماهای $700-655^{\circ}\text{C}$ و برای فشارهای $2.5-13$ کیلوبار استفاده کرد.

$$p[\pm 0.6\text{kbar}] = -3.01 + 4.76Al_{\text{tot}} \quad \text{معادله (۴)}$$

$$r^2 = 0.99$$

ارزایی‌های انجام گرفته توسط این فشارسنج نشان‌گر فشار میانگین 2.7 کیلوبار برای تشکیل آمفیبول در توده لخشک، فشارهای 4.5 تا 6.8 کیلوبار برای دایک‌های داسیتی و فشارهای 8.1 تا 9.7 کیلوبار برای دایک‌های میکرودیوریتی است (جدول ۵).

با استفاده از نمودار ارائه شده توسط [۲۶] که براساس پارامترهای Al کل نسبت به فشار طراحی شده است، گستره فشاری چند نمونه از پارگازیت‌ها و ادنیت‌های موجود در دایک-های داسیتی بین 4.5 تا 6 کیلوبار برآورد شده است. ادنیت‌های موجود در توده لخشک به دلیل تشکیل شدن در فشارهای پایین (1 تا 5 کیلوبار)، در این نمودار قابل بررسی نیستند (شکل ۱۱ الف).

برای به‌دست آوردن درک درست از عمق تبلور مخزن ماگمایی، مراکز آمفیبول‌ها آنالیز شد؛ زیرا ماگماهای تشکیل دهنده‌ی دایک‌ها به‌طور نسبتاً سریع خود را به اعماق کمتر می‌رسانند و در خلال صعود دستخوش تعادل با ماگما نمی‌شوند. براساس داده‌های سن‌سنجی U-Pb، دایک‌ها حدود یک تا دو میلیون سال بعد از تبلور و سرد شدن توده لخشک، در داخل آن جایگزین شده‌اند (رضایی و همکاران در حال انتشار). به‌علاوه، هیچ داده‌ای از آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها، عمقی برابر عمق تشکیل توده را نشان نمی‌دهند. لذا می‌توان نتیجه گرفت که مراکز آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها، در آشیانه‌های ماگمایی اعماق بیشتر (پوسته زیرین-میان) متبلور شده‌اند و پس از جایگزینی در اعماق کمتر محل استقرار توده گرانیتوئیدی (پوسته بالایی)، به خاطر ضخامت کمتر، به سرعت سرد شده‌اند.

با به‌دست آوردن فشار تشکیل توده و با استفاده از رابطه $p = pgh$ [۲۷]، می‌توان عمق جایگزینی نهایی توده را محاسبه کرد (جدول ۵). بر این اساس، عمق تبلور ادنیت‌ها و جایگزینی نهایی توده لخشک، حدود 7 کیلومتر به دست می‌آید. این در حالی است که عمق تبلور پارگازیت‌ها و ادنیت‌های موجود در دایک‌های داسیتی بین 17 تا 19.5 کیلومتر و برای دایک‌های میکرودیوریتی حدود 23.5 تا 25 کیلومتر به‌دست آمده است. از این نتایج می‌توان چنین برداشت کرد که ابتدا

[۲۸]. توده نفوذی لخشک دارای کانی‌های منیتیت + تیتانیت + $Q + Hb + Bio + Or + Plg + Mt + Ti$ است که هم‌پارازنز هستند. همچنین این مجموعه با دارا بودن نسبت‌های $Ca \geq 1/6$ و $Si \leq 7/5$ یادآور بالا بودن گریزندگی اکسیژن در این توده است (جدول ۲) [۲۳]. این ویژگی‌ها به ما اجازه می‌دهد تا از فشارسنج Al در هورنبلند به‌منظور محاسبات دما-فشارسنجی به چهار روش مختلف، استفاده کنیم:

روش هامستران و زن (۱۹۸۶): عمق جایگیری هر توده‌ی گرانیتوئیدی، به عوامل درونی و بیرونی بستگی دارد. عوامل درونی عبارتند از ترکیب ماگما، فشار، دما و آب [۲۷، ۲۳]. فشار محاسبه شده از روی ترکیب هورنبلند، به‌طور غیرمستقیم تابع ترکیب سیال است [۲۳]. معادله (۱) توسط [۲۳] ارائه شد. براساس این معادله، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی کانی‌های آمفیبول در توده‌ی لخشک، 1.92 کیلوبار، در دایک-های داسیتی بین 4 تا 6.5 کیلوبار و در دایک‌های میکرودیوریتی در حدود 7.8 تا 9.5 کیلوبار بوده است (جدول ۵).

$$p[\pm 3\text{kbar}] = -3.92 + 5.03Al_{\text{tot}} \quad \text{معادله (۱)}$$

$$r^2 = 0.80$$

روش هولیستر و همکاران (۱۹۸۷): این پژوهشگران [۲۴]، فشارسنج جدیدی برای گرانیتوئیدهای متبلور شده در فشارهای $4-6$ کیلوبار معرفی کردند. در این روش (معادله‌ی ۲)، مقدار خطای موجود در رابطه (۱)، از مقدار $3 \pm$ به $1 \pm$ کاهش می‌یابد.

$$p[\pm 1\text{kbar}] = -4.76 + 5.64Al_{\text{tot}} \quad \text{معادله (۲)}$$

$$r^2 = 0.80$$

با توجه به معادله‌ی (۲)، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی آمفیبول در توده‌ی لخشک، 2 کیلوبار، در دایک‌های داسیتی در بازه‌ی 4.2 تا 6.8 کیلوبار و در دایک‌های میکرودیوریتی در حدود 8.4 تا 10 کیلوبار بوده است (جدول ۵).

روش جانسون و رادرفورد (۱۹۸۹): اولین سنجه‌بندی تجربی توسط [۲۵] در دماهای $720-780^{\circ}\text{C}$ و برای فشارهای 2 تا 8 کیلوبار و در حضور فاز سیال ارائه شد (معادله‌ی ۳).

$$p[\pm 0.5\text{kbar}] = -3.46 + 4.23Al_{\text{tot}} \quad \text{معادله (۳)}$$

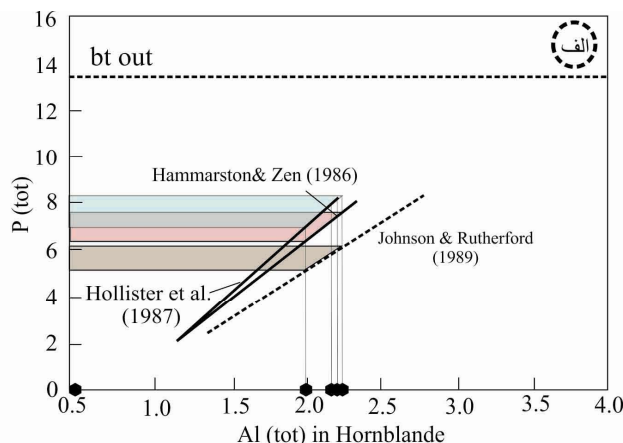
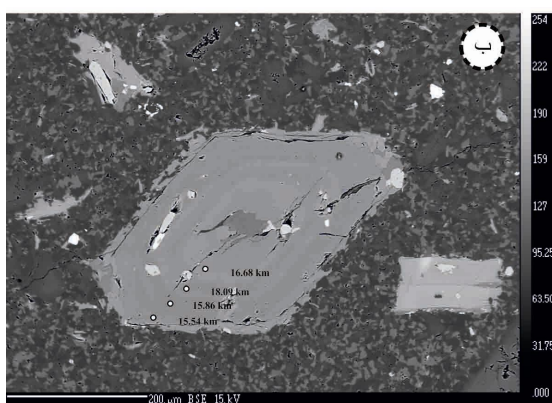
$$r^2 = 0.99$$

بنابر این معادله، فشار میانگین برای تشکیل آمفیبول در توده‌ی لخشک، 1.8 کیلوبار، در دایک‌های داسیتی با مقدار کمینه‌ی $3/3$ و بیشینه‌ی $5/3$ کیلوبار و در دایک‌های میکرودیوریتی در حدود $6/4$ تا $7/7$ کیلوبار بوده است (جدول ۵).

یک مخزن ماگمایی در اعماق حدود ۲۵ کیلومتری در پوسته زیرین- میانی وجود داشته که در آن تبلور تفریقی ماگما سبب تشکیل آمفیبول‌های پارگازیتی و تجمع آن‌ها در دایک‌های میکرودیوریتی (بخش‌های مافیک‌تر ماگمای موجود در مخزن ماگمایی)، شده است. سپس، بخش تفریق‌یافته ماگما به سطوح بالاتر صعود کرده و در یک آشیانه ماگمایی در اعماق حدود ۱۸ کیلومتری (پوسته میانی)، آمفیبول‌های پارگازیتی- ادنیتی را متبلور کرده و در دایک‌های داسیتی متمرکز کرده است (جدول ۵، شکل ۱۱ الف و ب). در نهایت، ماگمای تفریق یافته داسیتی، با صعود به پوسته بالایی در اعماق حدود ۷ کیلومتری جایگزین و آمفیبول‌های ادنیتی را متبلور کرده است.

جدول ۵ نتایج حاصل از محاسبه فشار (بر حسب کیلو بار) به چهار روش مورد استفاده.

Sample	Mineral	Location	Al tot	P1	P2	P3	P4	P tot (K bar)	Depth
دایک داسیتی	min1	core	۱,۹۰	۵,۶۲	۵,۹۳	۴,۵۶	۶,۰۱	۵,۸۶	۱۶,۹۸
		near core	۱,۸۸	۵,۵۲	۵,۸۲	۴,۴۸	۵,۹۲	۵,۷۵	۱۶,۶۸
		B C & R	۱,۹۷	۵,۹۹	۶,۳۶	۴,۸۸	۶,۳۷	۶,۲۴	۱۸,۱۰
		N- rim	۱,۸۲	۵,۲۴	۵,۵۱	۴,۲۴	۵,۶۶	۵,۴۷	۱۵,۸۶
		rim	۱,۸۰	۵,۱۳	۵,۳۹	۴,۱۵	۵,۵۶	۵,۳۶	۱۵,۵۵
	min2	core	۱,۹۸	۶,۰۴	۶,۴۱	۴,۹۲	۶,۴۱	۶,۲۹	۱۸,۲۳
		N- core	۲,۰۶	۶,۴۴	۶,۸۵	۵,۲۵	۶,۷۹	۶,۶۹	۱۹,۴۱
		b core and rim	۱,۹۲	۵,۷۵	۶,۰۹	۴,۶۷	۶,۱۴	۵,۹۹	۱۷,۳۸
		Near N-rim	۲,۰۱	۶,۲۰	۶,۵۸	۵,۰۵	۵,۵۶	۶,۴۵	۱۸,۷۰
		N- rim	۲,۰۳	۶,۲۷	۶,۶۶	۵,۱۱	۶,۶۳	۶,۵۲	۱۸,۹۰
	rim	۲,۰۲	۶,۲۲	۶,۶۰	۵,۰۶	۶,۵۸	۶,۴۷	۱۸,۷۵	
	min3		۱,۹۳	۵,۷۹	۶,۱۳	۴,۷۱	۶,۱۸	۶,۰۴	۱۷,۵۰
	min4	core	۱,۵۹	۴,۰۶	۴,۱۹	۳,۲۵	۴,۵۴	۴,۲۷	۱۲,۳۷
		rim	۱,۹۲	۵,۷۴	۶,۰۷	۴,۶۶	۶,۱۳	۵,۹۸	۱۷,۳۴
کاشیه توده	min1		۱,۲۲	۲,۲۴	۲,۱۴	۱,۷۲	۲,۸۲	۲,۴۰	۶,۹۶
	min2		۱,۰۲	۱,۲۰	۰,۹۸	۰,۸۵	۱,۸۴	۱,۳۴	۳,۸۸
	min3		۱,۱۷	۱,۹۸	۱,۸۶	۱,۵۰	۱,۵۷	۲,۱۴	۶,۲۰
مرکز توده		Bright zone	۱,۲۲	۲,۷۲	۲,۶۹	۲,۱۳	۳,۲۸	۲,۹۰	۸,۴۰
	min2	Bright zone	۱,۲۷	۲,۴۵	۲,۳۸	۱,۹۰	۳,۰۲	۲,۶۱	۷,۵۸
		Dark zone	۱,۱۵	۱,۸۶	۱,۷۳	۱,۴۰	۲,۴۶	۲,۰۲	۵,۸۵
دایک میکرودیوریتی	min1		۲,۳۹	۸,۱۲	۸,۷۴	۶,۶۶	۸,۳۸	۸,۴۱	۲۴,۳۹
		Core	۲,۳۳	۷,۷۹	۸,۳۸	۶,۳۹	۸,۰۸	۸,۰۸	۲۳,۴۴
	min2	N- rim	۲,۴۰	۸,۱۴	۸,۷۶	۶,۶۸	۸,۴۰	۸,۴۴	۲۴,۴۷
		rim	۲,۶۵	۹,۴۱	۱۰,۱۹	۷,۷۵	۹,۶۰	۹,۷۳	۲۸,۲۳
	min3		۲,۴۱	۸,۱۸	۸,۸۱	۶,۷۲	۸,۴۴	۴,۸	۲۴,۵۹



شکل ۱۱ الف) نمودار دوتایی $P-Al_{tot}$ ارائه شده توسط [۲۵]. آنالیزهای انجام گرفته نشانگر تشکیل آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها در فشار بین ۵ تا ۸٫۵ کیلو بار است. ب) تصویر *Back Scatter* از نمونه مورد آنالیز و نقاط آنالیز شده که از مرکز به سمت کاشیه منطقه‌های موجود در آن فشار تشکیل متفاوتی را نشان می‌دهند.

زمین دماسنجی

روش هورنبلند - پلاژیوکلاز: تغییرات محدود گستره ترکیبی پلاژیوکلازها در زمین فشارسنجی بر مبنای مقدار Al موجود در هورنبلند، به عنوان یک ویژگی مناسب تلقی می‌شود [۲۴]. برای دماسنجی با استفاده از زوج آمفیبول-پلاژیوکلاز، پلاژیوکلازها نباید دارای منطقه‌بندی باشند و یا در صورت وجود منطقه‌بندی، باید از حاشیه پلاژیوکلازها که در تعادل با هورنبلند هستند، استفاده شود [۲۸]. این موضوع در استفاده از آنالیز نقطه‌ای پلاژیوکلازها مورد توجه بوده است. اولین دماسنجی در سال ۱۹۹۰ توسط [۲۸] و به صورت معادله‌ی (۵) ارائه شد. این دماسنج، برای سنگ‌های آذرین حدواسط تا

فلسیک حاوی کوارتز با پلاژیوکلازهای $An < 0.92$ و مقدار $Si = 7.8$ در واحد فرمولی، قابل استفاده است و برای دماهای بین $500 - 1100^\circ C$ زمینه‌بندی شده است.

$$T_1 = \frac{0.677p - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln K} \quad \text{معادله (۵)}$$

$$K = \left(\frac{Si - 4}{8 - Si} \right) \quad \text{و}$$

بر این اساس، دماهای تبلور و تعادل نهایی در سنگ‌های توده‌ی لخشک بین $645 - 732^\circ C$ ، دایک‌های داسیتی بین $817 - 730^\circ C$ و دایک‌های میکرودیوریتی بین $810 - 962^\circ C$ بوده است (جدول ۶).

جدول ۶ نتایج حاصل از محاسبه دمای سنگ‌های مورد بررسی (برحسب درجه سانتی گراد) به روش [۲۷] (T_1) و [۲۶] (T_2).

Sample	mineral	Location	TSi	P tot (K) (bar)	T_1	T_2
دایک داسیتی	min1	core	۶,۴۱	۵,۸۶	۷۶۴,۴۲	۸۰۳,۰۳
		N- core	۶,۴۰	۵,۷۵	۷۷۶,۴۲	۸۰۰,۴۳
		B C & R	۶,۳۳	۶,۲۴	۸۱۶,۹۲	۸۱۲,۷۹
		N- rim	۶,۴۱	۵,۴۷	۷۸۵,۴۷	۷۹۳,۲۷
		Rim	۶,۴۶	۵,۳۶	۷۸۸,۵۸	۷۹۰,۵۴
	min2	core	۶,۳۰	۶,۲۹	۷۷۸,۷۸	۸۱۳,۹۶
		N- core	۶,۲۳	۶,۶۹	۷۹۶,۵۰	۸۲۴,۲۴
		B C & R	۶,۳۰	۵,۹۹	۸۱۳,۴۴	۸۰۶,۵۵
		B C & R	۶,۲۵	۶,۴۵	۸۰۷,۹۲	۸۱۸,۰۰
		N- rim	۶,۲۳	۶,۵۲	۸۰۷,۲۵	۸۱۹,۸۲
	Rim	۶,۲۵	۶,۴۷	۸۰۳,۴۷	۸۱۸,۵۲	
	min3		۶,۳۳	۶,۰۴	۷۹۵,۷۵	۸۰۷,۵۹
	Min4	core	۶,۶۶	۴,۲۷	۷۲۹,۱۷	۷۶۲,۸۲
		Rim	۶,۳۶	۵,۹۸	۷۶۶,۱۲	۸۰۶,۱۶
حاشیه توده	Min1		۶,۹۰	۲,۴۰	۷۱۸,۰۷	۷۱۵,۵۹
	Min2		۷,۱۵	۱,۳۴	۶۷۲,۱۶	۶۸۸,۷۸
	Min3		۷,۰۴	۲,۱۴	۶۶۷,۳۲	۷۰۸,۹۵
مرکز توده	Min1	Dark zone	۷,۳۰	۰,۳۰	۶۶۶,۰۲	۶۶۲,۳۷
		Bright zone	۶,۸۶	۲,۹۰	۷۳۱,۱۹	۷۲۸,۲۱
	Min2	Bright zone	۶,۹۵	۲,۶۱	۷۰۱,۵۶	۷۲۱,۰۵
		Dark zone	۷,۰۵	۲,۰۲	۶۹۲,۴۲	۷۰۵,۹۶
	Min3		۷,۳۵	۰,۰۲	۶۴۴,۳۷	۶۵۵,۴۷
	Min4		۶,۸۴	۲,۹۶	۷۳۰,۴۷	۷۲۹,۷۷
Min5		۵,۸۵	۸,۴۱	۹۴۴,۶۷	۸۶۷,۷۱	
دایک میکرودیوریتی	Min1	Core	۵,۹۱	۸,۰۸	۸۰۹,۳۰	۸۵۹,۳۸
		Rim	۵,۷۱	۹,۷۳	۹۶۱,۹۰	۹۰۱,۱۵
		N-rim	۵,۸۸	۸,۴۴	۹۲۷,۳۵	۸۶۸,۳۶
	Min2		۵,۸۵	۸,۴۸	۹۳۳,۲۸	۸۶۹,۴۰

۱-۰/۲۸ = X_{Mg} ، معتبر است [۳۱]. مقدار تیتانیوم موجود در بیوتیت‌های سنگ‌های گرانودیوریتی توده‌ی لخشک بین ۰/۴۷ تا ۰/۵۰ و میزان X_{Mg} در این سنگ‌ها برابر ۰/۵۶ تا ۰/۵۷ است. دماسنجی انجام شده روی سنگ‌های توده لخشک، به این روش، دماهای بین ۷۴۱-۷۶۲ °C را به‌دست داده است. برای دایک‌های تزریق شده در توده نیز، دماهای ۷۴۸-۶۵۶ °C محاسبه شده است (جدول ۷). دمای حاصل از روش دماسنجی Ti موجود در بیوتیت، با استفاده از نمودار Ti در برابر X_{Mg} نیز قابل تفسیر است [۳۱]. براین اساس، در نمودار توصیفی تیتانیوم موجود در بیوتیت، مشخص شد که بیوتیت‌های توده‌ی گرانیتیوئیدی لخشک و دایک‌های آن، در دمای حدود ۷۵۰ °C متبلور شده‌اند (شکل ۱۲).

از مجموع نتایج حاصل از دماسنجی چنین تفسیر می‌شود که دمای به‌دست آمده از حاشیه آمفیبول‌های موجود در دایک-ها می‌تواند بیان‌گر دمای انجماد توده‌ی نفوذی باشد، درحالی‌که دماهای اندازه‌گیری شده از مراکز این آمفیبول‌ها، احتمالاً بیانگر دمای آغازین تبلور است [۳۲]. همچنین تعدادی از داده‌های حاصل از دماسنجی، دماهایی کمتر از ۷۰۰ °C را نشان می‌دهند. این دماها پایین‌تر از دمای تبلور ماگماهای گرانیتی بوده و می‌تواند بیانگر شکل‌گیری نیمه جامد در فلدسپارها طی سردشدن نهایی توده باشند [۳۴،۳۳].

[۲۹] ترکیب شیمیایی هورنبلند را در ۱۵ توده‌ی گرانیتیوئیدی وابسته به کرتاسه پسین در آپالاش جنوبی مورد بررسی قرار داد و رابطه‌ی ۶ را برای محاسبه‌ی دمای پلاژیوکلازهای همزیست با هورنبلند در توده پیشنهاد کرده است:

$$T_2 (°C) = 25.3 P + 654. \quad (۶)$$

براین اساس، کمینه و بیشینه دمای برآورد شده براساس مقدار آلومینیم موجود در آمفیبول در توده‌ی لخشک ۷۳۰-۶۵۵ °C و در دایک‌های داسیتی ۸۲۴-۷۶۳ °C و در دایک‌های میکرودیوریتی ۹۰۱ - ۸۶۰ °C بوده است (جدول ۶).

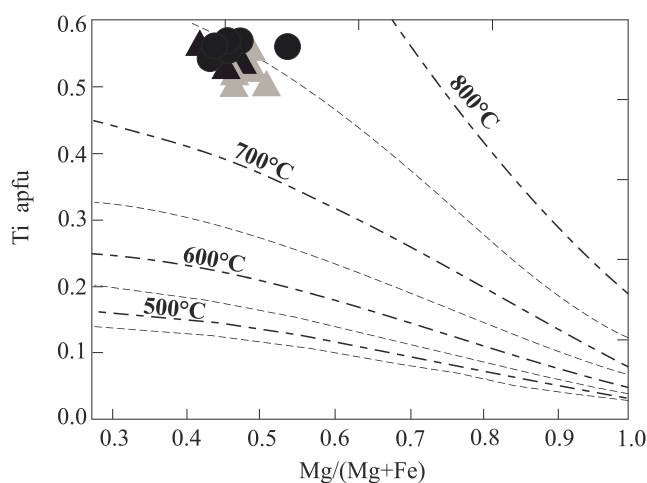
روش Ti موجود در بیوتیت: کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti محسوب می‌شود. به همین دلیل، دماسنج Ti موجود در بیوتیت، برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها کاربرد دارد [۳۰]. دما، بیشترین تأثیر را بر کنترل مقدار Ti موجود در بیوتیت داشته و افزایش فشار، تأثیر متضادی بر آن دارد؛ به این معنی که، با افزایش فشار، مقدار Ti جایگزین شده در بیوتیت، کاهش می‌یابد [۳۱]. معادله‌ی ارائه شده برای این دماسنج، به صورت زیر است [۳۱].

$$T = \left\{ \left[\ln(Ti) + 2.3594 + 1.7283(X_{Mg})^3 \right] / (4.6482 \times 10^{-9})^{0.333} \right\} \quad (۷)$$

این معادله برای $T = ۴۸۰-۸۰۰ °C$ ، $Ti = ۰/۰۴-۰/۰۶$ و

جدول ۷ نتایج حاصل از تعیین دما با استفاده از Ti موجود در بیوتیت برای توده لخشک.

Sample	Ti	Xmg	T°C
دایک ریوداسیتی	۰/۴۸	۰/۵۴	۷۳۹/۰
	۰/۲۷	۰/۶۰	۶۷۴/۶
	۰/۴۹	۰/۵۵	۷۴۳/۸
	۰/۲۹	۰/۵۹	۶۷۹/۰
	۰/۴۷	۰/۵۶	۷۴۰/۴
۰/۲۵	۰/۶۰	۶۵۶/۰	
دایک میکرودیوریتی	۰/۵۱	۰/۵۵	۷۴۷/۷
	۰/۴۹	۰/۵۲	۷۳۸/۵
	۰/۴۸	۰/۵۴	۷۴۱/۱
	۰/۵۳	۰/۵۰	۷۴۴/۷
	۰/۴۹	۰/۵۳	۷۳۹/۹
گ	۰/۵۰	۰/۵۷	۷۴۹/۰
	۰/۴۸	۰/۵۶	۷۴۳/۹
	۰/۵۶	۰/۵۶	۷۶۲/۰
	۰/۴۸	۰/۵۶	۷۴۳/۵
حاشیه توده	۰/۴۷	۰/۵۷	۷۴۰/۷
	۰/۴۸	۰/۵۷	۷۴۶/۳



شکل ۱۲ نمودار توصیفی دماسنج Ti موجود در بیوتیت [۳۱]. نمادها مشابه شکل ۶ هستند.

جدول ۸ نتایج حاصل از تعیین فوگاسیته اکسیژن در سنگ‌های مورد بررسی.

Sample	P tot (K bar)	T (°C)	log fO ₂
دایک ریوداسیتی	۵,۹	۸۰۳,۰	-۱۳,۰
	۶,۵	۸۱۹,۸	-۱۲,۵
	۶,۵	۸۱۸,۵	-۱۲,۵
	۶,۰	۸۰۷,۶	-۱۲,۸
	۴,۳	۷۶۲,۸	-۱۴,۳
	۶,۰	۸۰۶,۲	-۱۲,۹
	۵,۸	۸۰۰,۴	-۱۳,۱
	۶,۲	۸۱۲,۸	-۱۲,۷
	۵,۵	۷۹۳,۳	-۱۳,۳
	۵,۴	۷۹۰,۵	-۱۳,۴
	۶,۳	۸۱۴,۰	-۱۲,۷
	۶,۷	۸۲۴,۲	-۱۲,۳
۶,۰	۸۰۶,۵	-۱۲,۹	
۶,۴	۸۱۸,۰	-۱۲,۵	
دایک میکرودیوریتی	۸,۴	۸۶۷,۷	-۱۱,۱
	۸,۱	۸۵۹,۴	-۱۱,۳
	۹,۷	۹۰۱,۱	-۱۰,۲
	۸,۴	۸۶۸,۴	-۱۱,۱
	۸,۵	۸۶۹,۴	-۱۱,۰
مرکز توده	۰,۳	۶۶۲,۴	-۱۸,۰
	۲,۹	۷۲۸,۲	-۱۵,۵
	۲,۶	۷۲۱,۱	-۱۵,۸
	۲,۰	۷۰۶,۰	-۱۶,۳
	۰,۰	۶۵۵,۵	-۱۸,۳
	۲,۰	۷۲۹,۸	-۱۵,۴
حاشیه توده	۲,۴	۷۱۵,۶	-۱۶,۰

توضیحات در تمامی جدول‌ها: min: تفکیک کانی‌های آنالیز شده. Core: مرکز کانی، Rim: حاشیه کانی، N-core: نزدیک به مرکز، N-rim: نزدیک به حاشیه، B C & R: بین مرکز و حاشیه کانی، B zone: بخش‌های روشن در منطقه‌بندی کانی آمفیبول و D. zone: بخش‌های تیره در منطقه-بندی کانی آمفیبول.

گریزندگی اکسیژن

مقدار گریزندگی اکسیژن ماگما به مواد خاستگاه و محیط زمین‌ساختی آن وابسته است. به طوری که ماگما‌های گرانیتی مشتق شده از پوسته‌ی بالایی (نوع S)، معمولاً حالت احیائی دارند در حالی که گرانیت‌های مشتق شده از ذوب سنگ‌های آذرین (نوع I)، نسبتاً اکسایده هستند [۲۵]. حضور کانی‌های مگنتیت، اسفن، ایلمنیت، کوارتز همراه با بیوتیت‌های منیزیم-دار، می‌تواند بیان‌گر بالابودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای سازنده‌ی سنگ‌های گرانیتوئیدی باشد [۲۷، ۳۵، ۳۶] براساس ترکیب کانی‌شناسی و بررسی‌های سنگ‌نگاری، مشخص شد که سنگ‌های مورد بررسی دارای بیوتیت، اسفن و منیتیت هستند که بیان‌گر بالابودن گریزندگی اکسیژن در ماگمای مادر آن-هاست.

[۳۵] با استفاده از مجموعه‌ی تیتانیت + مگنتیت + کوارتز،

گریزندگی اکسیژن را می‌توان در سنگ گرانیتی با معادله‌ی (۸) تعیین کرد.

معادله (۸)

$$\text{Log } f_{\text{O}_2} = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T$$

در این معادله، T بیانگر دما بر حسب درجه‌ی کلون و P نشانگر فشار بر حسب بار است. با استفاده از این معادله و حداقل و حداکثر دماها و فشارهای برآورد شده از دماسنجی هورنبلند و پلاژیوکلاز و Al کل موجود در هورنبلند، مقدار گریزندگی اکسیژن برای توده‌ی گرانیتوئیدی لخشک ارزیابی شد. در این ارزیابی که بیان‌گر اکسیدان کننده‌ی بودن ماگمای تشکیل دهنده‌ی توده‌ی مورد نظر است، گریزندگی اکسیژن از ۱۰,۲- تا ۱۸,۳- (با میانگین ۱۳,۷-) متغیر است (جدول ۸).

برداشت

Canadian Journal of Earth Sciences, 18 (1981) 210-265.

[4] Tirrul R., Bell I.R., Griffis R.J., Camp V.E., "The Sistan suture zone of eastern Iran" Geological Society of America Bulletin 94(1983) 134-150

[5] Rezaei-Kahkhaei M., Kananian A., Esmaily D., Asiabanha A. "Geochemistry of the Zargoli Granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran". Island Arc 19 (2010) 259-276.

[۶] صادقیان م.، "ماگماتیسیم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، رساله دکتری، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی (۱۳۸۰).

[۷] قاسمی ح.، صادقیان م.، کرد م.، خانعلی زاده ع.، سازوکار شکل گیری باتولیت گرانیتوئیدی جنوب زاهدان، جنوب شرق ایران، انجمن بلور شناسی و کانی شناسی ایران (۱۳۸۸).

[8] Camp V.E., Griffis R.J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran" Lithos, 15 (1982) 221-239.

[۹] کنعانیان ع.، رضایی کهخایی م.، اسماعیلی د.، سنگ شناسی و جایگاه زمین ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران، علوم زمین ۶۵ (۱۳۸۶) ۱۲۶-۱۴۳.

[۱۰] کنعانیان ع.، رضایی کهخایی م.، رضایی م.، اسماعیلی د.، شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگ های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران، مجله علوم دانشگاه تهران ۳۳ (۱۳۸۶) ۳۹-۴۷.

[11] Kretz R. "Symbols for rock-forming minerals" American Mineralogist, 68 (1983) 277-279.

[12] Middlemost E.A.K., "Magmas and Magmatic Rocks" Longman, London (1985).

[13] Nachit H., Ibhi A., Abia H., Ben Ohoud M., "Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites". C.R. Geosciences, 337(2005) 1415-1420.

[14] Forster H.J., Tischendorf G., "Reconstruction of the volatile characteristics of granitoidic magmas and hydrothermal solutions on the basis of dark micas: the Hercynian postkinematic granites and associated high-temperature mineralizations of the Erzgebirge", (G.D.R). Chemie der Erde (Geochemistry), 49(1989) 7-20.

[15] Nachit H., Razafimahefa N., Stussl J.M., Carron J.P., "Composition Chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes". C.R. Acad. Sci., 301(1986) 813-818.

براساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای، کانی‌های، توده گرانودیوریتی لخشک، پلاژیوکلازها از نوع آلیگوکلاز تا آندزین و آمفیبول‌ها، از نوع کلسیک بوده و در گستره‌ی آمفیبول‌های پارگازیت تا ادنیت قرار می‌گیرند. بیوتیت‌های این توده، نشانگر ماهیت آهکی-قلیایی نوع I ماگمای تشکیل‌دهنده‌ی توده هستند. فشارسنجی مبتنی بر ترکیب آمفیبول‌ها در توده‌ی نفوذی و دایک‌ها نشان می‌دهد که هیچ داده‌ای از آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها، عمقی برابر عمق تشکیل توده را نشان نمی‌دهند. لذا می‌توان نتیجه گرفت که مراکز آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها، در آشیانه‌های ماگمایی اعماق بیشتر (پوسته‌ی زیرین- میانی) تبلور شده‌اند و پس از جایگزینی در اعماق کمتر محل استقرار توده‌ی گرانیتوئیدی (پوسته‌ی بالایی)، به خاطر ضخامت کمتر، به سرعت سرد شده‌اند. بنابراین نتایج حاصل از فشارسنجی، سه مرحله تبلور در اعماق حدود ۲۵ (پوسته‌ی زیرین- میانی)، ۱۸ (پوسته‌ی میانی) و ۷ کیلومتری (پوسته‌ی بالایی) است. نتایج حاصل از دماسنجی نیز بیانگر دماهای C ۶۵۶-۷۳۰ و C ۷۹۰-۹۰۱ برای توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌ها به ترتیب در توده‌ی گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های درون آن است. مقدار log fO₂ نیز در این توده و دایک‌های آن از ۱۰/۱ - تا ۱۸/۳- متغیر است که بیانگر اکسایشی بودن شرایط حاکم بر محیط تشکیل آن‌ها است.

قدردانی

این پژوهش حاصل طرح تحقیقاتی "ترمومتری و ژئوشیمی ایزوتوپی توده‌ی گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌هایی" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود.

مراجع

[۱] رضایی کهخایی م.، "پتروژنز و جایگاه تکتونیکی توده گرانیتوئیدی لخشک و دایک‌های آن (شمال غرب زاهدان)"، دانشگاه تهران، دانشکده زمین شناسی، (۱۳۸۵) ۱۳۴ صفحه.

[2] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: A review", American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52 (1968) 1229-1258.

[3] Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran"

- tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer*" Contribution to Mineralogy and Petrology, 110 (1992) 304-310.
- [27] Helmy H. M., Ahmed A. F., El Mahallawi M. M., Ali, S. M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African*", Earth Sciences, 38 (2004) 255-268.
- [28] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer" Contribution to Mineralogy and Petrology, 104 (1990) 208-224.
- [30] Engle A.E.J., Engle C.G. "Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York", Part 2. Mineralogy. Geological Society of America Bulletin, 71 (1960) 1-58.
- [29] Vyhnal C.R., Mcsween H.Y., Speer J.A., "Hornblende Chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability". American Mineralogist, 76 (1991) 176-188.
- [31] Henry D. J., Guidotti C. V., "Titanium in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystal-chemical controls, and petrologic applications", American Mineralogist, 87 (2002) 375-382.
- [32] Huaimin X., Shuwen D., Ping J., "Mineral chemistry, geochemistry and U-Pb SHRIMP zircon data of the Yangxin monzonitic intrusive in the foreland of the Dabie orogen Science in China: Series D", Earth Sciences, 49 (2006) 684-695.
- [33] Koroll H., Evangelakakis C., Voll G., "Two feldspar Geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", Contributions to Mineralogy and Petrology, (1993) 510-518.
- [34] Anderson J.L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", Earth Science Review, 87 (1996) 125-138.
- [35] Wones D. R., "Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks", American Mineralogist, 74 (1989) 744-749.
- [36] Enami M., Suzuki K., Liou J.G., Bird, D.K., "Al-Fe³⁺ and F- OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence", European Journal of Mineralogy, 5 (1993) 231-291.
- [16] Abdel-Rahman A.M., "Nature of biotites from alkaline, Calc-alkaline and peraluminous magmas". J. Petrol, 35(1994) 525-541.
- [17] Sial A.N., Ferreira V.P., Fallick A.E., Jeronimo M., Cruz M., "Amphibole- rich clots in calc-alkalic granitoids in the Borborema province northeastern Brazil", Journal of South American Earth Science, 11 (1998) 457-471.
- [18] Stein E., Dietl E., "Hornblende thermo barometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implication for the geotectonic development of the Odenwald", Mineralogy and Petrology, 72 (2001) 185-207.
- [19] Leake B.E., Woolly, 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., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N, Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., "Nomenclature of Amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names", European Journal of Mineralogy, 9(1997) 623-651.
- [20] Elkins L.T., Grove T.L., "Ternary feldspar experiments and thermodynamic models", American Mineralogist, 75(1990) 544-559,
- [21] Deer W.A., Howie, A., Zussman J., "An interduction to the rock - forming minerals", 17th ed., Longman Ltd (1986) 528.
- [22] Cosca M. A., Essene E. J., Bowman J. R. "Complete chemical analyses of metamorphic constrains on their P-T dependence", European Journal of Mineralogy, 5 (1991) 231-291.
- [23] Hammarstrom j.m., Zen, E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist, 71(1986) 1297-1313.
- [24] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of clac-alkaline plutons", American Mineralogist, 72 (1987) 231-239.
- [25] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks", Geology, 17 (1989) 837-841.
- [26] Schmidt M.W., "Amphibole composition in