

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

مهدی رضائی کهخائی^{*}، زهرا علی موسی، حبیب ا... قاسمی

دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شهرورد، شهرورد، ایران

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

چکیده: توده‌ی گرانودیوریتی لخشک به عنوان بخشی از نوار گرانیتوئیدی زاهدان-سرابان، در ۱۵ کیلومتری شمال غرب شهرستان زاهدان واقع شده است. ترکیب کلی توده، بیشتر از گرانودیوریت بوده و به وسیله‌ی 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. پلازیوکلаз (الیگوکلاز- آندزین)، فلدسپار پتاسیم (ارتوز)، کوارتز، بیوتیت و آمفیبول (بارگازیت و ادنیت)، کانی‌های اصلی سازنده توده هستند. در این پژوهش، از ترکیب شیمیایی این کانی‌ها برای تعیین شرایط فیزیکی حاکم بر تبلور و جایگزینی 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 ۱/۰۲ تا ۱/۳ هستند که نشانگر تبلور ماقمای 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 ماقمایی 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. دماسنگی‌های انجام گرفته بر روی سنگ‌های موردن بررسی نشانگر دماهای توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌ها در دماهای ۶۴۵-۷۳۲ °C برای توده‌ی نفوذی، ۷۳۰-۸۲۴ °C برای دایک‌های داسیتی و ۸۰۸-۹۴۵ °C برای دایک‌های میکرودیوریتی است. قرارگیری بیوتیت- سنگ کره اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان است.

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

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

مقدمه

نوار گرانیتوئیدی زاهدان- سرابان، به‌شکل یک بیضوی کشیده، از توده‌های نفوذی با اندازه‌های متفاوت (باتولیت تا استوک)، تشکیل شده است. این نوار، با راستای تقریبی W۴۰-N۲۵، به طول ۲۵۰ کیلومتر و عرض ۲ الی ۲۵ کیلومتر، از کوه گراغه در ۹۰ کیلومتری شمال غرب زاهدان تا نره نو، در نزدیکی سرابان ادامه دارد [۱]. گرانیتوئید زاهدان- سرابان و سنگ‌های

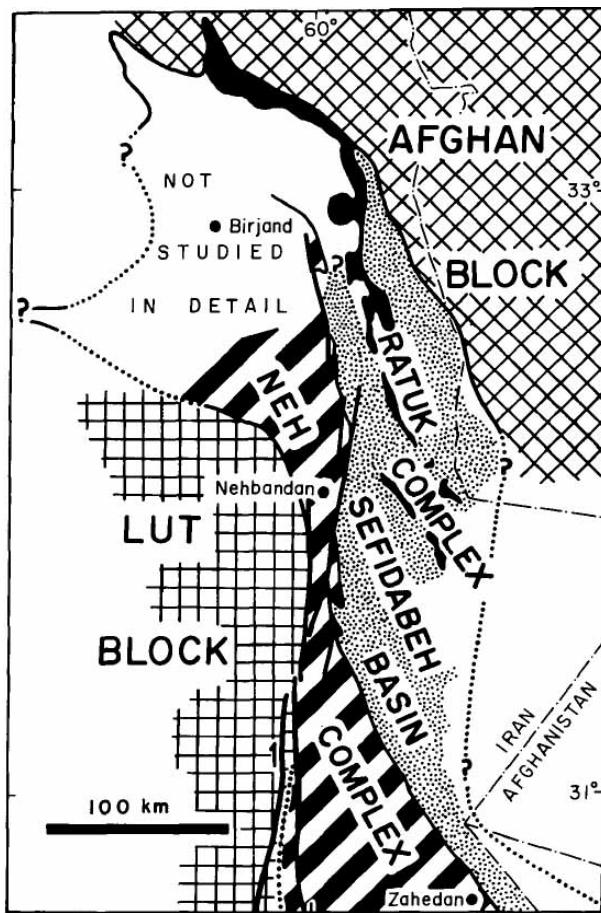
بین عرض‌های جغرافیایی "۳۰° ۴۸' تا ۲۹° ۳۹' ۳۹° ۶۰' تا ۳۹° ۴۸' ۱۶'" و طول‌های جغرافیایی "۴۸° ۰' تا ۶۰° ۰'" شمالی و شرقی قرار گرفته است (شکل ۲). این توده‌ی بیضوی و با ابعاد تقریبی 12×8 کیلومتر، مساحتی حدود ۹۰ کیلومتر مربع را اشغال کرده است.

[۱۰,۹] به بررسی سنگ‌زایی و دگریختی‌های 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، پلازیوکلاز و فلدسپار پ TASIM، به ارزیابی شرایط فیزیکی تبلور و تعادل نهایی و عمق جایگزینی توده‌ی گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن پرداخته شود.

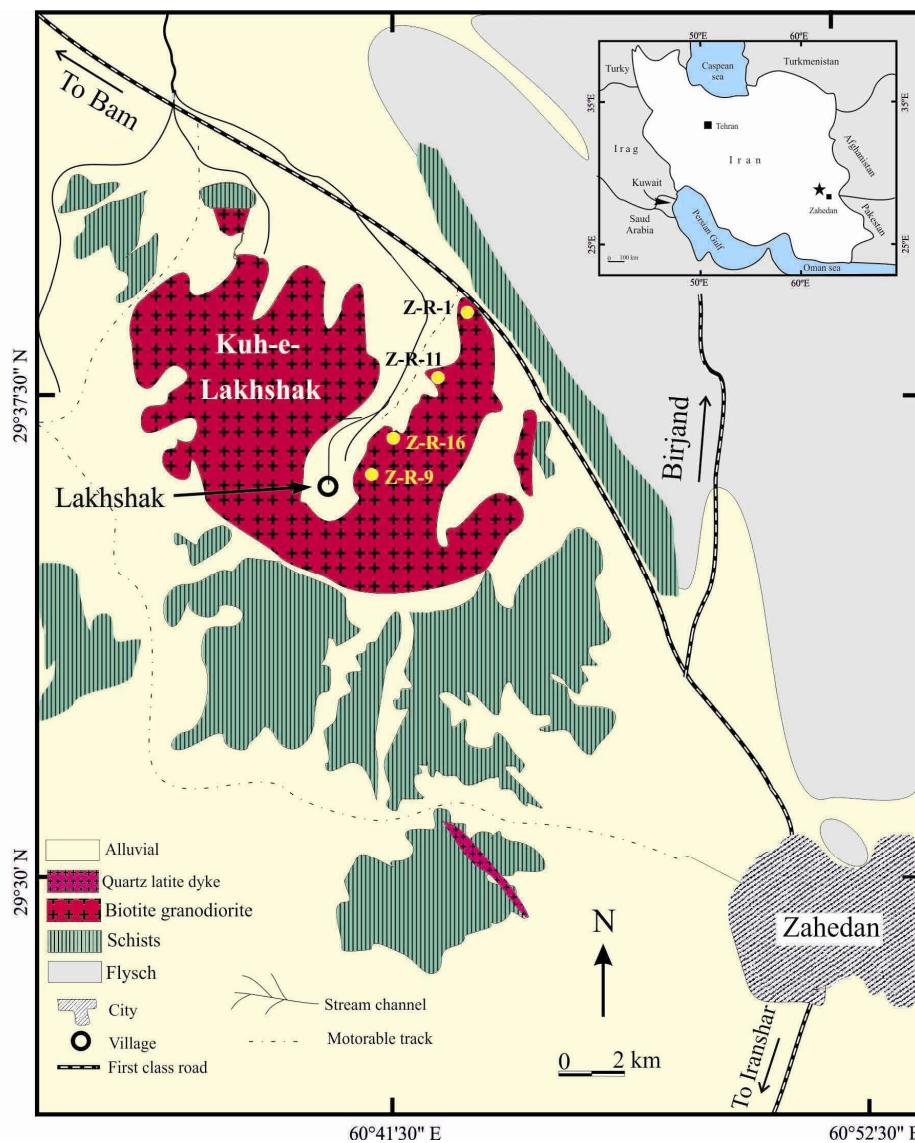
Zahdan پرداخته و آن را از نوع S و I معرفی کرده و با تکیه بر خواص مغناطیسی این سنگ‌ها، اطلاعات مهمی در مورد سازوکار جایگزینی این توده ارائه کرده‌ایم.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین زون جوش خورده‌ی سیستان نیز توسط برخی دیگر از پژوهشگران برسی شده‌اند [۴, ۸]. براین اساس، سنگ‌های گرانیت‌وئیدی این نوار، شاهدی از دوره‌ی مهم ماجماتیسم آهکی‌قلیایی در منطقه‌ی جوش خورده‌ی سیستان هستند و میانگین سن آنها به روش K-Ar روی توده‌های گرانیت‌وئیدی، در حدود ۳۲ میلیون سال و معادل الیگومن ارائه شده است [۸]. استفاده از روش Rb-Sr برای تعیین سن توده‌های گرانیت‌وئیدی جنوب زاهدان نیز سن ۵۳۳۱ 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، شاهدی مهم بر دوره ماجماتیسم آهکی-قلیایی در یک حاشیه فعال قاره‌ای طی فروزانش سنگ‌کرده اقیانوسی سیستان به زیر بلوک افغان هستند [۴].



شکل ۲ توده‌ی گرانودیوریتی لخشک در که در داخل رسوبات فلیشی انسن شمال غرب زاهدان نفوذ کرده است [۵].

تعداد ۴ مقطع میکروسکوپی (دو مقطع از توده‌ی نفوذی و دو مقطع از دایک‌های آن)، انتخاب و به منظور آنالیز نقطه‌ای، به آزمایشگاه ریزپردازشی دانشگاه اسلو نروژ ارسال و آنالیز شدند- که نتایج حاصل از این آنالیزها در جدول‌های ۱ تا ۴ ارائه شده- اند. در این پژوهش، ۹۴ نقطه از کانی‌های سازنده‌ی توده، آنالیز شدند (شکل ۳). شرایط آنالیز شامل، ولتاژ شتابدهنده ۱۵ کیلو ولت، شدت جریان ۲۰ نانو آمپر، زمان شمارش ۱۰ ثانیه و دقیق آنالیز ۰.۰۱ درصد وزنی بوده‌اند. با استفاده از نرم افزار Minpet 2.02 تعداد کاتیون موجود در فرمول ساختاری کانی‌ها محاسبه شده‌اند. کاتیون‌های موجود در ساختار کانی‌ها،

روش پژوهش

تجزیه‌ی نقطه‌ای کانی‌ها برای تعیین ترکیب شیمیایی، ربدنی و نام‌گذاری آن‌ها و نیز محاسبه‌ی دما و فشار تبلور و تعادل نهایی کانی‌ها و عمق جایگزینی توده‌های آذرین، کاربرد دارد. به منظور بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و تعیین جایگاه زمین‌ساختی، تشکیل توده‌ی گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های آن، نخست روابط صحرایی آن‌ها به دقت مورد بررسی قرار گرفت و بیش از ۱۰۰ نمونه سنگی از بخش‌های مختلف این توده و سنگ‌های میزبان آن، برداشت شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌شناسی لازم، از بین سالم‌ترین نمونه‌های برداشت شده،

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 ۰/۵-۱۲ 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 (شمال شرق-جنوب‌غرب) است ولی تعداد آن‌ها کمتر از دایک‌های داسیتی است.

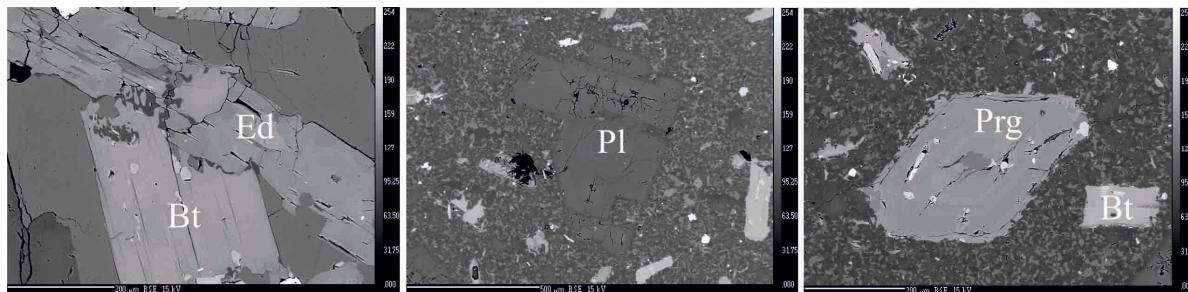
دایک‌های داسیتی از نظر کانی‌شناسی شامل پلازیوکلاز (۵۳/۲ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۵/۵ درصد)، کوارتز (۱۶/۲ درصد)، بیوتیت (۱۱ درصد)، اسفن، آپاتیت و کدر (حدود دو درصد) هستند [۱]. فراوانی بیوتیت در دایک‌های داسیتی خیلی بیشتر از دایک‌های میکرو‌دیوریتی است. عکس این موضوع در مورد کانی‌های هورنبلند صادق است. به طوری که فراوانی هورنبلند در دایک‌های میکرو‌دیوریتی (حدود ۴۵/۶۱) خیلی بیشتر از فراوانی آن‌ها در دایک‌های داسیتی (حدود ۸/۵) است (شکل ۴ ب).

دایک‌های میکرو‌دیوریتی دارای کانی‌های پلازیوکلاز (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 به ندرت فنوکریسته‌های پلازیوکلاز یا کوارتز دارند. مقدار کانی‌های آپاتیت و منیتیت این دایک‌ها بیشتر از نمونه‌های سنگی دیگر موجود در منطقه است (شکل ۴ ت) [۱].

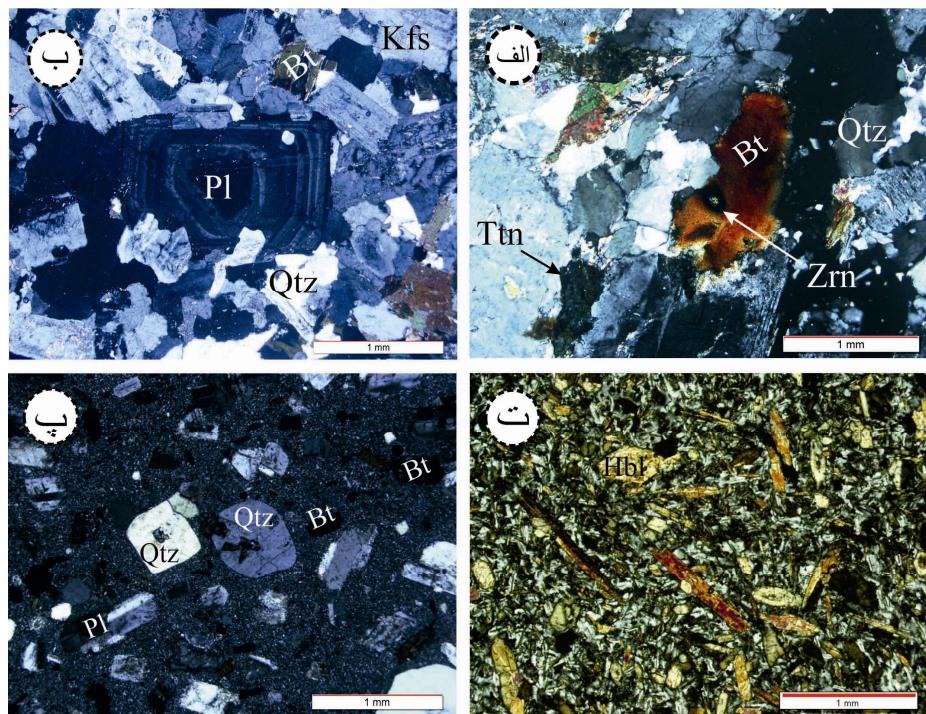
براساس ۲۲ اتم اکسیژن در بیوتیت، ۸ اتم اکسیژن در پلازیوکلاز و ۲۳ اتم اکسیژن در آمفیبول، محاسبه شدند. مقدار آهن کل نیز به صورت آهن دو ظرفیتی در نظر گرفته شد و سپس با بهره‌گیری از روش‌های مختلف زمین دما-فشار‌سنجی، شرایط تبلور و تعادل نهایی کانی‌ها و عمق جایگیری نهایی توده‌ی نفوذی و دایک‌های موجود در آن،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

زمین‌شناسی و سنگ‌نگاری

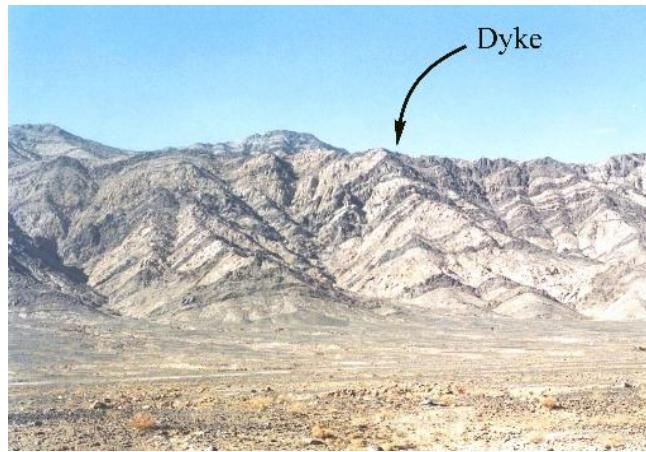
توده گرانو‌دیوریتی لخشک: این توده در ۱۵ کیلومتری شمال غرب زاهدان قرار گرفته و به صورت بیضوی با راستای شمال‌غرب-جنوب‌شرق در رسوب‌های فلیشی اولسن نفوذ کرده و سبب دگرگونی مجاورتی آنها تا حد رخساره‌ی آمفیبولیت شده است. سنگ‌های این توده از نظر کانی‌شناسی شامل پلازیوکلاز (۴۷ درصد)، پتاسیم فلدسپار (۱۴ درصد)، کوارتز (۱۹ درصد)، بیوتیت (۱۱ درصد)، هورنبلند (۷ درصد)، اسفن، آپاتیت و اپک (حدود دو درصد) بوده‌اند [۱]. در این سنگ‌ها، بلورهای پتاسیم فلدسپار، به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شكل 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 خودگی دارند و بخش‌های خوده شده این بیوتیت‌ها، به انباشت ریزدانه اکسیدهای آهن (منیتیت)، لوکوکسن و روئیل تبدیل شده است؛ اما در بخش‌های داخلی‌تر، بیوتیت هیچ شاهدی از هضم شدن و خودگی نشان نمی‌دهند. کانی‌های پلازیوکلاز، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و دارای منطقه‌بندی هستند (شکل ۴ ب). سنگ‌های حاشیه‌ی توده، ماقد 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: پلازیوکلاز، Ed: ادنیت و Prg: پارگازیت هستند که از [۱۱] اقتباس شده‌اند.



شکل ۴ (الف) رنگ سرخ تا قهوه‌ای در بیوپتیت‌های توده لخشک به همراه حضور کانی زیرکن در آن‌ها (XPL). (ب) پدیده منطقه‌بندی در کانی‌های پلازیوکلار (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: کوارتز، Qtz: ارتوز، Bt: بیوپتیت، Pl: پلازیوکلار، Ttn: زرن، Hbl: اسفن و هورنبلند [۱۱].



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

است. چگونگی جایگیری سه عنصر Mg, Al, Fe در ساختار این کانی، به گونه‌ای است که بر اساس آن می‌توان به گریزندگی اکسیژن و دمای لیکوئیدوس تشکیل گرانیت‌ها پی برد. همچنین، ترکیب بیوپتیت به طور گستردۀ می‌تواند در رده‌بندي گرانیت‌وییدها نقش داشته باشد. در این پژوهش، ۱۸ نقطه

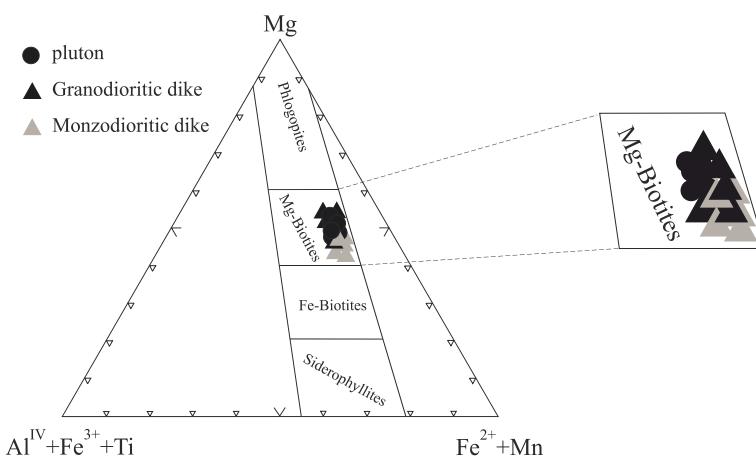
برداشت شیمی‌کانی‌ها شیمی بیوپتیت: بیوپتیت یکی از کانی‌های مافیک اصلی در سنگ‌های گرانودیوریتی لخشک است. این کانی، در تعیین ویژگی‌های ماقمایی گرانیت‌وییدها از اهمیت بالایی برخوردار

استفاده از نمودار مثلثی $\text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti}, \text{Mg}$ 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 گسترده‌ی بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار می‌گیرند [۱۴] (شکل ۶).

از بیوتیت‌های مجموعه‌ی گرانیتوبیدی 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 $\text{Al}^{[6]} < 1,5 \text{ a./f.u.}$ هستند که بیانگر اولیه و ماقمایی بودن آنهاست [۱۲]. با

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

Sample	Z-R-11	Z-R-1				Z-R-9		Z-R-16		
	min	Min1			rim	Min1	Min1	Min1	Min2	Min3
Location		core	N-core	N-rim	rim					center of
SiO_2	۳۶,۶۷	۳۶,۴۷	۳۵,۸۴	۳۶,۰۱	۳۶,۴۲	۳۶,۷۴	۳۶,۸۵	۳۶,۴۵	۳۵,۹۷	۳۶,۷۷
TiO_2	۴,۰۹	۴,۱۶	۴,۰۲	۴,۷۱	۴,۰۶	۳,۹۶	۴,۱۱	۴,۲۸	۴,۱۸	۴,۰۸
Al_2O_3	۱۴,۰۱	۱۳,۵۵	۱۳,۵۳	۱۳,۳۴	۱۳,۴۱	۱۳,۶۳	۱۳,۲۹	۱۳,۳۰	۱۴,۲۵	۱۳,۸۲
Cr_2O_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	۱۲,۲۸	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_2O	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۵		۰,۰۵
K_2O	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	۵,۷۷	۵,۶۳	۵,۷۳
Al^{IV}	۲,۲۷	۲,۲۲	۲,۲۰	۲,۲۵	۲,۲۱	۲,۲۶	۲,۲۴	۲,۲۷	۲,۲۷	۲,۲۷
Al^{VI}	۰,۳۱	۰,۳۰	۰,۲۲	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	۲,۳۰	۲,۲۹	۲,۲۲	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
Mn	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵		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]. براین اساس تمامی بیوتیت‌های مورد بررسی Mg -Biotite هستند.

شرایط دما-فشار (۱ تا ۲۳ کیلوبار و دمای ۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه‌ی سانتی‌گراد) تشکیل می‌شوند [۲۰-۱۷]. برای محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌ها، از روش به هنجارسازی به روش ۱۳eCNK یا روش ۱۳ کاتیون (۱۳cation = $\text{Si} + \text{Ti} + \text{Al} + \text{Fe} + \text{Mn} + \text{Mg}$) استفاده شد که بهترین نتیجه را برای این کانی‌ها ارائه می‌دهد (جدول ۲) [۱۸]. مقادیر Si آمفیبول‌های توده‌ی موجود بررسی و نیز دایک‌های تزریق شده در آن بین $۵/۷$ تا $۷/۳$ تغییر می‌کنند که بیان گر ماقمایی بودن آن‌هاست [۱۹]. همچنین در نمودار Si در مقابل $\text{Na} + \text{Ca} + \text{K}$ این سنگ‌ها در گستره‌ی ماقمایی قرار می‌گیرند (شکل ۸).

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

(۱) آمفیبول‌های $\text{Li} - \text{Fe} - \text{Mg} - \text{Mn}$ دار:

$$(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} < 1$$

$$\text{L}(\text{Li}, \text{Fe}, \text{Mn}, \text{Mg}) > 1$$

(۲) آمفیبول‌های کلسیک:

$\text{Ca}_{\text{B}} > 1.50$ و $\text{Na}_{\text{B}} < 0.05$ و مقدار $(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 1$

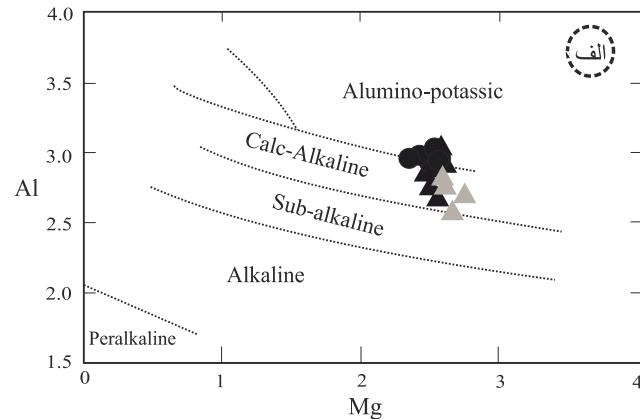
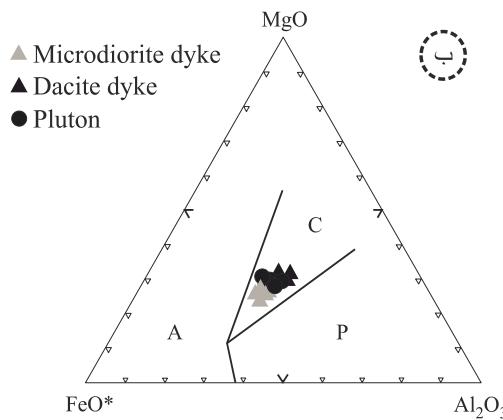
(۳) آمفیبول‌های کلسیک-سدیک:

$(\text{Ca} + \text{Na})_{\text{B}} \geq 0.5 < \text{Na} < 1.50$

(۴) آمفیبول‌های سدیک: $\text{Na}_{\text{B}} \geq 1.50$

براساس ترکیب شیمیایی بیوتیت و ارتباط آن با ماقمای سازنده، بیوتیت‌ها را می‌توان به پنج گروه شیه قلیایی، قلیایی، زیرقلیایی، آهکی قلیایی و آلومینوپاتاسی، 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 $۲/۱$ تا $۲/۵$ است؛ بنابراین این بیوتیت‌ها از نوع آهکی قلیایی هستند (شکل ۷ الف). همچنین سری ماقمایی سازنده بیوتیت‌ها را می‌توان با استفاده از اکسیدهای عناصر اصلی MgO و Al_2O_3 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 $۱۲/۸$ ، $۱۷/۸$ و $۱۳/۸۵$ هستند که با میانگین جهانی این اکسیدها برای بیوتیت‌های سری‌های آهکی FeO^*/MgO 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 فعل قاره‌ای است.

شیمی آمفیبول: آمفیبول‌ها از سازنده‌گان مهم سنگ‌های آذرین و دگرگونی محسوب می‌شوند و در دامنه‌ی گستره‌ای از



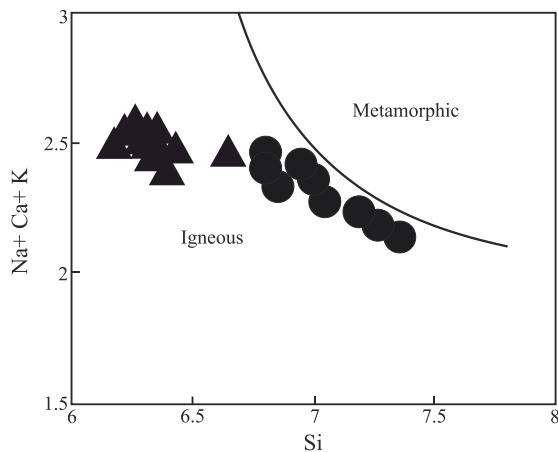
شکل ۷ (الف) تعیین سری ماقمایی گرانیتوئیدهای مورد بررسی بر اساس ترکیب شیمیایی بیوتیت [۱۴]. (ب) موقعیت بیوتیت‌های آنالیز شده در نمودار ۳ تشکیل دهنده MgO - FeO^* - Al_2O_3 . نشانه‌های اختصاری عبارتند از P: پرآلکالن، A: آلکالن و C: کالکآلکالن. همان‌طور که مشاهده می‌شود نقاط آنالیز شده در محدوده C قرار می‌گیرند که نشان دهنده تشکیل بیوتیت‌های مورد بررسی از ماقمای کالک آلکالن است.

جدول ۲ نتایج بخشی از بررسی ریزپردازی آمفیبول در سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های آن.

Sample	Z-R-11										Z-R-12									
	min1					min2					min3					min4				
mineral	core	N-core	B C & R	N-rim	Rim	core	N-core	B C & R	B C & R	N-rim	Rim	core	Rim	core	Rim	core	Rim	core	Rim	
Location																				
SiO ₂	۴۳,۵۶	۴۳,۹۲	۴۲,۷۶	۴۴,۰۲	۴۴,۳۶	۴۲,۷۱	۴۲,۷	۴۳,۰۴	۴۲,۱۳	۴۲,۳۲	۴۲,۱۲	۴۲,۹۲	۴۳,۱۳	۴۴,۵۸	۴۳,۱۳	۴۴,۵۸	۴۳,۱۳	۴۴,۵۸	۴۳,۱۳	
TiO ₂	۲,۴۷	۲,۳۱	۲,۴۸	۲,۳۲	۲,۵۲	۳,۱۰	۳,۱۰	۲,۸۷	۲,۸۵	۲,۷۷	۲,۷۲	۲,۵۲	۲,۴۶	۱,۶۰	۲,۳۶	۱,۶۰	۲,۳۶	۱,۶۰	۲,۳۶	
Al ₂ O ₃	۱۰,۹۴	۱۰,۹۳	۱۱,۳۱	۱۰,۶۲	۱,۴۹	۱۱,۴۰	۱۱,۸۱	۱۱,۱۵	۱۱,۵۲	۱۱,۶۹	۱۱,۵۲	۱۱,۱۳	۹,۹۲	۱۱,۰۶	۹,۹۲	۱۱,۰۶	۹,۹۲	۱۱,۰۶	۹,۹۲	
FeO	۱۱,۸۷	۱۱,۷۵	۱۲,۹۹	۱۱,۶۷	۱۱,۲۴	۱۱,۹۱	۱۲,۳۰	۱۱,۶۸	۱۳,۴۱	۱۲,۹۶	۱۳,۳۲	۱۲,۴۸	۱۵,۸۸	۱۳,۵۶	۱۵,۸۸	۱۳,۵۶	۱۵,۸۸	۱۳,۵۶	۱۵,۸۸	
Cr ₂ O ₃	۰,۱۰	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۹	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۴	
MnO	۰,۱۵	۰,۲۲	۰,۱۹	۰,۱۸	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۴	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۲۱	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	
MgO	۱۳,۸۹	۱۴,۴۲	۱۳,۱۵	۱۴,۴۸	۱۵,۶۳	۱۳,۶۳	۱۲,۴۳	۱۴,۲۱	۱۲,۹۵	۱۳,۳۱	۱۲,۸۳	۱۷,۶۶	۱۱,۷۷	۱۱,۷۷	۱۱,۷۷	۱۱,۷۷	۱۱,۷۷	۱۱,۷۷	۱۱,۷۷	
CaO	۱۱,۰۹	۱۱,۰۵	۱۱,۱۶	۱۱,۲۲	۱۱,۷۹	۱۱,۱۷	۱۰,۸۱	۱۱,۴۶	۱۱,۰۰	۱۱,۲۶	۱۱,۳۱	۱۱,۱۹	۱۱,۴۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۵	۱۱,۰۵	
Na ₂ O	۲,۱۹	۲,۱۸	۲,۲۷	۲,۱۸	۲,۱۳	۲,۳۰	۲,۳۴	۲,۲۷	۲,۲۹	۲,۳۰	۲,۲۸	۲,۲۷	۱,۷۶	۲,۱۴	۱,۷۶	۲,۱۴	۱,۷۶	۲,۱۴	۱,۷۶	
K ₂ O	۰,۶۳	۰,۶۲	۰,۶۶	۰,۶۶	۰,۶۳	۰,۸۹	۰,۸۷	۰,۷۸	۰,۷۹	۰,۷۷	۰,۷۵	۰,۸۹	۰,۸۵	۰,۸۵	۰,۸۵	۰,۸۵	۰,۸۵	۰,۸۵	۰,۸۵	
Total	۹۶,۸۹	۹۷,۶	۹۷,۲	۹۷,۸۱	۹۷,۵۳	۹۷,۴۲	۹۷,۷	۹۷,۶۲	۹۷,۲۱	۹۷,۷۵	۹۷,۱۴	۹۷,۷۹	۹۷,۷۱	۹۷,۷۹	۹۷,۷۹	۹۷,۷۹	۹۷,۷۹	۹۷,۷۹	۹۷,۷۹	
TSi	۶,۴۱	۶,۴۰	۶,۳۳	۶,۴۱	۶,۴۶	۶,۳۰	۶,۲۳	۶,۳۰	۶,۲۵	۶,۲۳	۶,۳۳	۶,۳۰	۶,۲۳	۶,۲۳	۶,۲۳	۶,۲۳	۶,۲۳	۶,۲۳	۶,۲۳	
Al ^{IV}	۱,۵۹	۱,۶۰	۱,۶۷	۱,۵۹	۱,۵۴	۱,۷۰	۱,۷۸	۱,۷۰	۱,۷۶	۱,۷۵	۱,۶۸	۱,۶۸	۱,۳۴	۱,۳۴	۱,۳۴	۱,۳۴	۱,۳۴	۱,۳۴	۱,۳۴	
Al ^{VI}	۰,۳۱	۰,۲۸	۰,۳۰	۰,۲۳	۰,۲۶	۰,۲۸	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۲۸	۰,۲۶	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۴	۰,۲۴	
Fe ^{۳+} tot	۰,۲۳	۰,۹۱	۰,۳۳	۰,۳۹	۰,۳۲	۰,۲۷	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۲۸	۰,۲۶	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۸	
CTi	۰,۲۷	۰,۲۵	۰,۲۸	۰,۲۵	۰,۲۸	۰,۲۴	۰,۳۵	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۱	۰,۲۸	۰,۲۶	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	
CMg	۳,۰۵	۳,۱۳	۲,۹۰	۲,۱۸	۲,۱۸	۳,۰۰	۲,۹۶	۳,۱۰	۲,۸۶	۲,۹۲	۲,۸۴	۳,۰۰	۲,۶۲	۲,۶۲	۲,۶۲	۲,۶۲	۲,۶۲	۲,۶۲	۲,۶۲	
CFe ^۲	۱,۰۲	۰,۹۱	۱,۱۸	۰,۹۳	۰,۹۵	۱,۱۰	۱,۰۳	۱,۰۵	۱,۰۹	۱,۰۵	۱,۰۹	۱,۰۹	۱,۰۳	۱,۰۳	۱,۰۳	۱,۰۳	۱,۰۳	۱,۰۳	۱,۰۳	
Mn tot	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	
Fe ^{۲+} tot	۱,۱۳	۱,۰۲	۱,۲۷	۱,۰۳	۱,۰۵	۱,۲۰	۱,۱۶	۱,۱۳	۱,۱۹	۱,۱۴	۱,۱۹	۱,۱۹	۱,۰۲	۱,۰۲	۱,۰۲	۱,۰۲	۱,۰۲	۱,۰۲	۱,۰۲	
Ca _B	۱/۷۵	۱/۷۳	۱/۷۷	۱/۷۵	۱/۷۶	۱/۷۷	۱/۷۱	۱/۷۰	۱/۷۵	۱/۷۸	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	۱/۷۷	
Na _B	-۰,۱۳	-۰,۱۵	-۰,۱۲	-۰,۱۳	-۰,۱۳	-۰,۱۳	-۰,۱۵	-۰,۱۳	-۰,۱۳	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	
(Ca+Na)B	۱,۸۸	۱,۸۷	۱,۸۹	۱,۸۸	۱,۸۹	۱,۸۹	۱,۸۷	۱,۹۱	۱,۸۷	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	۱,۸۸	
ANa	-۰,۴۹	-۰,۴۷	-۰,۵۳	-۰,۴۸	-۰,۴۸	-۰,۴۷	-۰,۴۵	-۰,۴۲	-۰,۴۴	-۰,۴۲	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	-۰,۴۴	
AK	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۲	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	-۰,۱۰	
Sum_cat	۱۵,۶۱	۱۵,۵۹	۱۵,۶۵	۱۵,۶۱	۱۵,۶۹	۱۵,۷	۱۵,۴	۱۵,۴	۱۵,۶۸	۱۵,۶۷	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	۱۵,۶۸	

ادامه جدول ۲

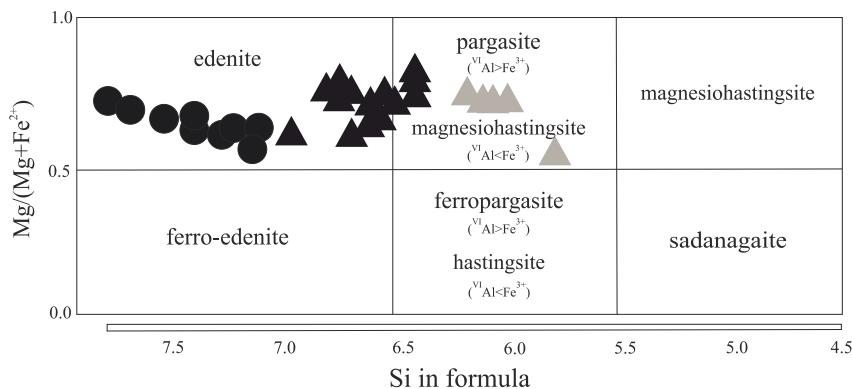
sample	Z-R-1				Z-R-9				Z-R-16			
	min	min	min	min	D.zo	B.	B.zo	D.	Min	Min2	Min	Min
Locatio					۴۸,۰	۴۷,	۴۵,۸	۴۶,۵	۴۷,۷	۴۶,۰	۳۹,۰	۳۹,۴
SiO ₂					۵۰,۰	۴۹,۷	۴۸,۷	۴۷,۲	۴۷,۱	۴۶,۵	۳۸	۳۷,۰
TiO ₂	۱,۱۷	۱,۰	۱,۱۸	۰,۷۲	۱,۲۹	۱,۲۲	۱,۱۷	۱,۲۰	۱,۲۳	۱,۲۲	۱۳,۵	۱۳,۷
Al ₂ O ₃	۶,۹۵	۵,۱۱	۶,۹۹	۷,۷۵	۷,۴۹	۷,۲۰	۶,۶۳	۴,۸۵	۷,۶۲	۱۳,۵	۱۴,۶	۱۳,۶
FeO	۱۵,۳	۱۳,۵	۱۳,۸	۱۲,۹	۱۵,۴۰	۱۴,۴	۱۳,۹	۱۲,۴	۱۵,۱۱	۱۰,۵	۱۰,۰	۱۰,۰
Cr ₂ O ₃	-۰,۰۱	-۰,۰۲	-۰,۰۸	-۰,۰۸	-۰,۰۲	-۰,۰۲	-۰,۰۳	-۰,۰۲	-۰,۰۳	-۰,۰۳	-۰,۰۲	-۰,۰۲
MnO	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۰۵	-۰,۱۲	-۰,۱۲
MgO	۱۳,۲	۱۳,۶	۱۳,۱	۱۴,۷۱	۱۲,۳۰	۱۲,۶	۱۳,۳	۱۰,۱	۱۲,۶	۱۳,۴	۹,۹۲	۱۳,۹
CaO	۱۱,۷	۱۱,۴	۱۱,۷	۱۲,۰۳	۱۱,۵۹	۱۱,۸	۱۱,۹۰	۱۱,۸	۱۱,۹	۱۱,۷	۱۲,۱	۱۲,۴
Na ₂ O	۱,۳۲	۱,۲۶	۱,۴۱	۰,۹۰	۱,۳۸	۱,۳۶	۱,۱۵	۰,۸۶	۱,۴۷	۲,۰۶	۲,۱۰	۲,۱۰
K ₂ O	-۰,۵۷	-۰,۴۳	-۰,۵۰	-۰,۴۳	-۰,۷۶	-۰,۶۷	-۰,۵۶	-۰,۴۱	-۰,۸۱	-۱,۰۵	-۱,۰۷	-۰,۵۷
Total	۸,۴	۹,۷	۸,۱	۸,۰	۹,۶	۹,۶	۹,۰	۸,۲	۹,۱	۷,۵	۷,۵	۷,۰
TSi	۶,۹۰	۷,۱۵	۷,۰۴	۷,۳۰	۶,۸۶	۶,۹۵	۷,۰۵	۷,۲	۶,۸۴	۵,۸	۵,۹۱	۵,۷۱
Al ^{IV}	-۰,۰۸	-۰,۱۷	-۰,۱۳	-۰,۲۲	-۰,۱۸	-۰,۲۱	-۰,۲۰	-۰,۱۱	-۰,۱۷	-۰,۱۷	-۰,۲۴	-۰,۲۶
Al ^{VI}	-۰,۱۲	-۰,۱۷	-۰,۱۳	-۰,۲۲	-۰,۲۸	-۰,۱۶	-۰,۱۹	-۰,۱۲	-۰,۲۲	-۰,۱۸	-۰,۱۶	-۰,۲۰
Fe ^{۳+}	-۰,۳۶	-۰,۲۳	-۰,۱۸	-۰,۲۲	-۰,۲۸	-۰,۱۴	-۰,۱۳	-۰,۰۷	-۰,۱۷	-۰,۰۷	-۰,۰۷	-۰,۰۷
CTi	-۰,۱۳	-۰,۱۱	-۰,۱۳	-۰,۱۸	-۰,۱۵	-۰,۱۴	-۰,۱۳	-۰,۰۷	-۰,۱۵	-۰,۰۷	-۰,۰۷	-۰,۰۷
CMg	۲,۹۵	۳,۰۳	۲,۹	۳,۰۰	۲,۷۷	۲,۸۲	۲,۹۳	۳,۲۹	۲,۸۰	۳,۰۱	۳,۰۳	۲,۹۷
CFe ^۲	۱,۴۱	۱,۴۲	۱,۴۲	۱,۳۴	۱,۸۲	۱,۶۴	۱,۵۱	۱,۲۷	۱,۵۸			



شکل ۸ نمودار جدایشی آمفیبول‌های ماقمایی از دگرگونی [۱۷]. این نمودار بیانگر ماقمایی 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: پلازیوکلاز یکی از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های توده‌ی نفوذی لخشک و دایک‌های آن است. برای بی‌بردن به ترکیب شیمیایی این پلازیوکلازها، تعداد ۳۷ نقطه از آنها مورد بررسی ریزپردازشی قرار گرفتند و نتایج حاصل بر روی نمودار سه‌تایی $Or-Ab-An$ [۲۱،۲۰] ترسیم شدند (جدول ۳، شکل ۱۰). گستره‌ی ترکیبی پلازیوکلازها در سنگ‌های توده‌ی گرانودیوریتی لخشک در گستره‌ی الیگوکلاز تا آندزین (An_{64-81}) است در حالی‌که پلازیوکلازهای دایک‌ها در گستره‌ی الیگوکلاز، آندزین و لابرادوریت دیده می‌شوند. همچینین نوع پتانسیم 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 $(Ca + Na)_B < 1$ ، $Na_B < 0.05$ و $Ca_B > 1.5$ هستند و در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند (جدول ۲، شکل ۹). از نمودار $Mg/(Mg + Fe^{2+})$ در مقابل مقدار Si برای رده‌بندی جزئی تر 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 ادبیت 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 ادبیت دیده می‌شوند.



شکل ۹ نمودار برای رده‌بندی آمفیبول‌های کلسیک [۱۹]. آمفیبول‌های توده‌ی نفوذی لخشک در گستره‌ی ادبیت، آمفیبول‌های دایک‌های میکرودیوریتی در گستره‌ی پارگازیت، مراکز آمفیبول‌های دایک‌های داسیتی در محدوده‌ی پارگازیت و حاشیه‌های آن‌ها در گستره‌ی ادبیت واقع شده‌اند. نمادها با شکل ۶ مشابه‌اند.

جدول ۳ نتایج بخشی از آنالیز میکروپریوب پلازیوکلаз در سنگ‌های توده لخشک و دایک‌های آن.

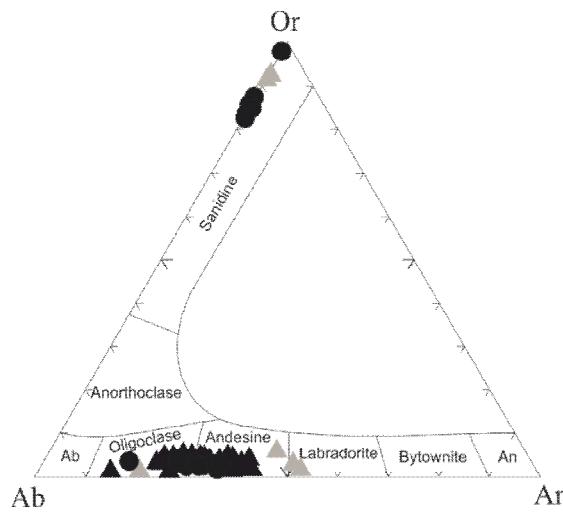
Sampl	Z-R-11												Z-R-11											
	min			min1			min2			min3			min4											
Locati on	core	N- core	B C & R	B C & R	N- rim	Rim	core	N- core	N- core	B C & R	N- rim	N- rim	Rim	core	N- core	B C & R	N- rim	Rim	core	B C & R	Rim			
SiO ₂	۶۱,۶۹	۶۰,۹۴	۵۹,۸۱	۵۹,۴۳	۶۰,۷۶	۶۴,۸	۵۹,۶	۶۰,۳۲	۵۹,۶	۶۰,۲۱	۵۹,۸	۵۹,۹	۶۱,۲	۶۲,۲۵	۶۱,۲۶	۵۸,۰۰	۵۹,۴	۵۸,۳۱	۶۱,۵۴	۵۸,۳۳	۵۹,۳			
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲			
Al ₂ O ₃	۲۳,۹۲	۲۴,۰۵	۲۴,۱۶	۲۴,۹۱	۲۴,۳۰	۲۱,۸۸	۲۴,۴	۲۴,۰۸	۲۴,۵	۲۴,۴۹	۲۴,۳۹	۲۴,۷	۲۳,۵	۲۲,۹۴	۲۴,۰	۲۵,۶۶	۲۴,۷	۲۵,۲۶	۲۲,۹۷	۲۴,۹۰	۲۴,۹۱			
FeO	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۲۰	۰,۱۶	۰,۲۷	۰,۱۲	۰,۱۸	۰,۲۱	۰,۱۹	۰,۱۵	۰,۲۰	۰,۲۶	۰,۱۸	۰,۱۶	۰,۲۱	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۲۲	۰,۰۴	۰,۱۹	۰,۲۲			
MnO	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۲						۰,۰۰		۰,۰۳	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۴	۰,۰۲					۰,۰۲			
CaO	۵,۷۳	۶,۲	۶,۶۹	۷,۲۳	۶,۴۲	۲,۲۰	۶,۹۴	۶,۶۱	۷,۲۸	۶,۷۶	۶,۸۴	۷,۱۵	۵,۵۰	۷,۸۵	۶,۳۰	۸,۴۰	۷,۰۴	۸,۰۱	۵,۵۲	۷,۹۴	۷,۱۸			
Na ₂ O	۱,۱۲	۷,۸۰	۷,۶۱	۷,۵۵	۸,۱	۱۰,۰۸	۷,۵	۷,۸۶	۷,۴۵	۷,۶۱	۷,۶۰	۷,۶۲	۸,۶۶	۸,۳۵	۷,۹۱	۷,۷۲	۷,۶۲	۷,۱۹	۸,۴۹	۷,۲۷	۷,۴۷			
K ₂ O	۰,۶۵	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۴۸	۰,۳۹	۰,۱۹	۰,۳۴	۰,۵۵	۰,۵۱	۰,۵۰	۰,۴۷	۰,۳۲	۰,۱۵	۰,۷۰	۰,۶۱	۰,۴۲	۰,۳۴	۰,۲۵	۰,۶۹	۰,۳۴	۰,۲۷			
Total	۱۰۰,۲۷	۹۹,۵۲	۹۹,۰	۹۹,۹۳	۱۰۰,۳	۱۰۰,۲	۹۹,۱	۹۹,۶۵	۹۹,۶۴	۹۹,۷۴	۹۹,۳	۹۹,۳	۹۹,۳	۹۹,۲۸	۱۰۰,۵	۹۹,۳۹	۹۹,۳۹	۹۹,۲۸	۹۹,۲۷	۹۸,۹۶	۹۹,۴۰			
Si	۵,۴۹	۵,۴۶	۵,۴۲	۵,۳۶	۵,۴۴	۵,۷۳	۵,۳	۵,۴۴	۵,۳۹	۵,۴۱	۵,۴۱	۵,۳۶	۵,۵۱	۵,۵۸	۵,۴۷	۵,۲۶	۵,۳۷	۵,۳	۵,۵۶	۵,۳۲	۵,۳۵			
Al	۲,۵۱	۲,۵۴	۲,۵۸	۲,۶۶	۲,۵۶	۲,۲۸	۲,۶۱	۲,۵۶	۲,۶۱	۲,۵۹	۲,۶۰	۲,۶۶	۲,۵	۲,۴۴	۲,۵۳	۲,۷۴	۲,۶۳	۲,۷۰	۲,۴۴	۲,۶۸	۲,۶۵			
Fe ²	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲			
Ca	۰,۵۵	۰,۵۸	۰,۶۵	۰,۷۱	۰,۶۲	۰,۳۰	۰,۶۷	۰,۶۴	۰,۷۰	۰,۶۵	۰,۶۶	۰,۶۹	۰,۵۲	۰,۷۷	۰,۶۰	۰,۸۲	۰,۶۸	۰,۷۸	۰,۵۸	۰,۷۸	۰,۶۹			
Na	۱,۴۰	۱,۳۶	۱,۳۴	۱,۳۲	۱,۴۱	۱,۷۳	۱,۳۲	۱,۳۸	۱,۳۰	۱,۳۳	۱,۳۳	۱,۳۴	۱,۵۱	۱,۴۵	۱,۳۷	۱,۱۸	۱,۳۴	۱,۲۷	۱,۴۹	۱,۲۹	۱,۳۱			
K	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۷	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۳			
Cation	۱,۰۴	۱,۰۱	۱,۰۷	۱,۰۱	۱,۰۹	۱,۰۶	۱,۰۱	۱,۰۹	۱,۰۸	۱,۰۵	۱,۰۶	۱,۰۹	۱,۰۷	۱,۰۱	۱,۰۶	۱,۰۶	۱,۰۷	۱,۰۱	۱,۱۱	۱,۰۱	۱,۰۵			
X	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	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰	۸,۰۰			
Z	۲,۰۳	۲,۰۱	۲,۰۷	۲,۰۱	۲,۰۹	۲,۰۶	۲,۰۵	۲,۰۷	۲,۰۹	۲,۰۸	۲,۰۶	۲,۰۷	۲,۰۷	۲,۰۱	۲,۰۶	۲,۰۶	۲,۰۷	۲,۰۷	۲,۱۱	۲,۱۲	۲,۰۵			
Ab	۶۹,۴۰	۶۷,۹۰	۶۵,۳۰	۶۳,۴۰	۶۸,۰	۸۴,۲۰	۶۵,۱	۶۶,۲۰	۶۳,۱۰	۶۵,۰	۶۵,۰	۶۵,۰	۶۵,۰	۷۲,۷۰	۶۷,۱۰	۵۷,۷۰	۶۵,۰	۶۱,۰	۷۰,۷۰	۶۱,۲۰	۶۴,۳۰			
An	۲۷,۰۰	۲۸,۹۰	۳۱,۷۰	۳۴,۰۰	۲۹,۸۰	۱۶,۸۰	۳۳,۰	۳۰,۸۰	۳۲,۱۰	۳۲,۰	۳۲,۰	۳۲,۰	۳۱,۰	۲۳,۰	۲۹,۵۰	۳۹,۹۰	۳۳,۱	۳۷,۶	۲۵,۵۰	۳۶,۹۰	۳۴,۲۰			
Or	۳,۶۰	۳,۲۰	۳,۱۰	۲,۶۰	۲,۱۰	۱,۰۰	۱,۹۰	۳,۰۰	۲,۹۰	۲,۹۰	۲,۶۰	۱,۸۰	۰,۸۰	۴,۰۰	۳,۴۰	۲,۳۰	۱,۹۰	۱,۴۰	۳,۸۰	۱,۹۰	۱,۵۰			

ادامه جدول ۳

Sample	Z-R-1						Z-R-9						Z-R-16								
	min			min1			min2			min1			min1			min2					
Location	Core	B C & R	Rim	Core	N-core	B C & R	N-rim	Rim	Core	B C & R	Rim	Core	Rim	core	Rim						
SiO ₂	۵۸,۰۰	۵۹,۶۵	۶۰,۸۷	۶۰,۱۲	۶۰,۴۹	۵۹,۳۹	۶۱,۳۴	۵۹,۹۲	۶۱,۷	۶۱,۲۶	۶۳,۴۲	۶۱,۰	۶۲,۸۵	۵۵,۹۱	۵۲,۸۵	۵۴,۸۷	۵۴,۸۷	۵۴,۸۷	۵۴,۸۷	۵۴,۸۷	۵۴,۸۷
TiO ₂	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱						۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۴				
Al ₂ O ₃	۲۴,۸۳	۲۴,۹۰	۲۴,۴۳	۲۴,۱۴	۲۴,۱۶	۲۴,۵۸	۲۴,۲۷	۲۴,۱۳	۲۴,۰۱	۲۲,۴۹	۲۲,۰۸	۲۲,۰۸	۲۲,۰۸	۲۷,۷۲	۲۲,۴۶	۲۷,۷۲	۲۷,۷۲	۲۷,۷۲	۲۷,۷۲	۲۷,۷۲	۲۷,۷۲
FeO	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۰	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۲۱	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۰	۰,۲۳	۰,۲۰	۰,۱۷	۰,۱۲	۰,۶۴	۰,۳۲	۰,۶۹	۰,۵۳	۰,۶۹	۰,۵۳	۰,۶۹
MnO	۰,۰۱			۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲									۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
CaO	۷,۵۶	۷,۳۱	۶,۱۱	۶,۰۲	۶,۲۳	۶,۹۱	۵,۴۸	۶,۴۸	۶,۴۸	۶,۱۹	۵,۷۷	۳,۸۹	۱۰,۳۶	۴,۴۰	۱,۷۸	۹,۳۷	۱,۷۸	۹,۳۷	۱,۷۸	۹,۳۷	۱,۷۸
Na ₂ O	۷,۴۹	۷,۵۶	۸,۱۳	۷,۹۶	۷,۸۸	۷,۶۹	۸,۱۷	۷,۷۳	۸,۰۰	۸,۱۸	۹,۰۱	۹,۵۱	۵,۴۷	۹,۴۸	۵,۰۱	۵,۶۴	۵,۰۱	۵,۶۴	۵,۰۱	۵,۶۴	۵,۰۱
K ₂ O	۰,۲۷	۰,۲۷	۰,۲۲	۰,۳۳	۰,۲۹	۰,۲۸	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۴۴	۰,۵۱	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹	۰,۳۹
Total	۹۸,۹۶	۹۹,۹۰	۹۹,۷۷	۹۹,۲۱	۹۹,۵	۹۹,۰۹	۹۹,۰۹	۹۹,۰۹	۹۹,۰۸	۹۸,۸۸	۹۹,۹۸	۹۹,۸۲	۹۹,۵۰	۹۹,۷۶	۹۹,۶۶	۹۹,۶۶	۹۹,۶۶	۹۹,۶۶	۹۹,۶۶	۹۹,۶۶	۹۹,۶۶
Si	۵,۳۴	۵,۳۶	۵,۴۳	۵,۴۳	۵,۴۴	۵,۳۸	۵,۴۶	۵,۴۳	۵,۴۷	۵,۴۸	۵,۶۸	۵,۴۸	۵,۶۸	۵,۰۳	۵,۶۳	۵,۰۲	۵,۱۰	۵,۰۲	۵,۱۰	۵,۰۲	۵,۱۰
Al	۲,۶۶	۲,۶۶	۲,۵۷	۲,۵۷	۲,۵۶	۲,۶۲	۲,۵۶	۲,۵۷	۲,۵۷	۲,۵۷	۲,۵۷	۲,۵۷	۲,۵۷	۲,۹۷	۲,۳۷	۲,۹۸	۲,۹۷	۲,۹۸	۲,۹۷	۲,۹۸	۲,۹۷
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۵	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۵			

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

Sampl mineral	Z-R-1				Z-R-9		ZR16	
	min1	min2	min3	min4	core	Rim	core	Rim
Location								
SiO ₂	65.05	63.52	64.20	56.80	64.75	64.93	63.19	65.11
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.19	0.01	0.01	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	18.60	17.90	18.36	13.28	18.13	18.16	18.30	18.40
FeO	0.08	0.10	0.15	0.03	0.07	0.12	0.15	0.18
MnO	0.01	0.01	0.01	0.37	0.01	0.00	0.00	
MgO	0.01	0.01	0.01	12.81	0.01	0.01	0.01	0.07
CaO	0.04	0.09	0.00	0.00	0.033	0.14	0.01	0.01
Na ₂ O	1.79	1.74	1.54	0.11	1.63	1.27	0.83	1.10
K ₂ O	14.34	14.39	14.92	14.92	14.83	15.30	15.68	15.34
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01
Total	99.91	97.74	99.22	93.53	99.47	99.90	98.31	100.23
Si	5.98	6.01	5.98	5.61	6.02	6.02	5.97	6.00
Al	2.02	2.00	2.02	2.29	1.98	1.98	2.04	2.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.48	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ²	0.006	0.00	0.01	2.17	0.01	0.01	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.001	0.49	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.001	0.00	0.00	2.91	0.00	0.001	0.00	0.00
Ca	0.004	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Na	0.319	0.32	0.28	0.03	0.29	0.25	0.15	0.20
K	1.68	1.74	1.78	1.74	1.76	1.81	1.89	1.80
Cations	10.01	10.07	10.07	10.39	10.06	10.07	10.07	10.02
X	8	8.00	8.00	8.48	8	8.00	8.00	8.00
Z	20.1	20.7	20.7	6.90	20.6	20.7	20.7	20.2
Ab	15.9	15.5	13.5	1.9	14.3	12	7.4	9.7
An	0.2	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.7	0.3
Or	83.9	84.2	86.5	98.1	85.5	88	91.9	9.0



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

در نهایت افزایش میزان Al^{IV} در ترکیب شیمیایی آنها می‌شود [۲۲، ۲۳]. بسیاری از دما-فشار-ستنج‌ها بر پایه‌ی مقدار آلومینیم موجود در هورنبلندها ساخته شده‌اند [۲۳-۲۶]؛ زیرا مقدار آلومینیم موجود در هورنبلندها در گرانیتوئیدهای آهکی قلایایی به صورت خطی با فشار تغییر کرده و بیان گر عمق جایگیری توده است [۲۳، ۲۷]. شرط استفاده از فشار-ستنج Al موجود در هورنبلندها، وجود پارازنز کانی Hb، Q, 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 تنگانگی با شکل گبری و تبلور ماقما 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 چهاروجبه موجود در آمفیبیول‌ها، نسبت به دما و فشار حساس‌اند. به طوری که افزایش دما سبب افزایش میزان Ti و

روش اشمیت (۱۹۹۲): [۲۶] از معادله (۴) برای فشارسنجی آمفیبیول در دماهای $655-700^{\circ}\text{C}$ و برای فشارهای $۱۳-۲۵$ کیلوبار استفاده کرد.

$$\text{معادله (۴)} \quad p[\pm 0.6\text{kbar}] = -3.01 + 4.76\text{Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.99$$

از زیایی‌های انجام گرفته توسط این فشارسنج نشان‌گر فشار میانگین $۲/۷$ کیلوبار برای تشکیل آمفیبیول در توده لخشک، فشارهای $۴/۵$ تا $۶/۸$ کیلوبار برای دایک‌های داسیتی و فشارهای $۸/۱$ تا $۹/۷$ کیلوبار برای دایک‌های میکرودیوریتی است (جدول ۲).

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 دایک‌های داسیتی بین $۴/۵$ تا ۶ کیلوبار برآورد شده است. ادنیت‌های موجود در توده لخشک به دلیل تشکیل شدن در فشارهای پایین (۱ تا ۵ کیلوبار)، در این نمودار قابل بررسی نیستند (شکل ۱۱ الف).

برای بهدست آوردن درک درست از عمق تبلور مخزن ماقمایی، مراکز آمفیبیول‌ها آنالیز شد؛ زیرا ماقمایهای تشکیل دهنده‌ی دایک‌ها به‌طور نسبتاً سریع خود را به اعمق کمتر می‌رسانند و در خلال صعود دستخوش تعادل با ماقمای 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 آمفیبیول‌های موجود در دایک‌ها، عمقی برابر عمق تشکیل توده را نشان نمی‌دهند. لذا می‌توان نتیجه گرفت که مراکز آمفیبیول‌های موجود در دایک‌ها، در آشیانه‌های ماقمایی اعمق بیشتر (پوسته زیرین-میانی) متبلور شده‌اند و پس از جایگزینی در اعمق 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 ۷ کیلومتر به دست می‌آید. این در حالی است که عمق تبلور پارگازیت‌ها و ادنیت‌های موجود در دایک‌های داسیتی بین ۱۷ تا $۱۹/۵$ کیلومتر و برای دایک‌های میکرودیوریتی حدود $۲۳/۵$ تا ۲۵ کیلومتر به دست آمده است. از این نتایج می‌توان چنین برداشت کرد که ابتدا

[۲۸]. توده نفوذی لخشک دارای کانی‌های منیتیت + تیتانیت + $\text{Q} + \text{Hb} + \text{Bio} + \text{Or} + \text{Plg} + \text{Mt} + \text{Ti}$ هستند. همچنین این مجموعه با دارا بودن نسبت‌های $\text{Si} \leq ۷/۵$ و $\text{Ca} \geq ۱/۶$ یادآور بالا بودن گریزندگی اکسیژن در این توده است (جدول ۲). این ویژگی‌ها به ما اجازه می‌دهد تا از فشارسنج Al در هورنبلند به‌منظور محاسبات دما-فشارسنجی به چهار روش مختلف، استفاده کنیم:

روش هامسترام و زن (۹۸۶): عمق جایگزیری هر توده‌ی گرانیت‌وئیدی، به عوامل درونی و بیرونی بستگی دارد. عوامل درونی عبارتند از ترکیب ماقمای، فشار، دما و آب [۲۷، ۲۲]. فشار محاسبه شده از روی ترکیب هورنبلند، به‌طور غیرمستقیم تابع ترکیب سیال است [۲۳]. میانگین $r^2 = ۰.۹۶$ [۲۳] ارائه شد. براساس این معادله، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی کانی‌های آمفیبیول در توده‌ی لخشک، $۱/۹۲$ کیلوبار، در دایک‌های داسیتی بین ۴ تا $۶/۵$ کیلوبار و در دایک‌های میکرودیوریتی در حدود $۷/۸$ تا $۹/۵$ کیلوبار بوده است (جدول ۲).

$$\text{معادله (۱)} \quad p[\pm 3\text{kbar}] = -3.92 + 5.03\text{Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.80$$

روش هولیستر و همکاران (۱۹۸۷): این پژوهشگران [۲۴] فشارسنج جدیدی برای گرانیت‌وئیدهای متبلور شده در فشارهای $۶-۴$ کیلوبار معرفی کردند. در این روش (معادله (۲)، مقدار خطای موجود در رابطه (۱)، از مقدار ± ۳ به ± ۱ کاهش می‌یابد.

$$\text{معادله (۲)} \quad p[\pm 1\text{kbar}] = -4.76 + 5.64\text{Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.80$$

با توجه به معادله (۲)، فشار میانگین برای تبلور و تعادل نهایی آمفیبیول در توده‌ی لخشک، $۲/۲$ کیلوبار، در دایک‌های داسیتی در بازه‌ی $۴/۲$ تا $۶/۸$ کیلوبار و در دایک‌های میکرودیوریتی در حدود $۸/۴$ تا ۱۰ کیلوبار بوده است (جدول ۲).

روش جانسون و رادرфорد (۱۹۸۹): اولین سنجه‌بندی تحریی توسط [۲۵] در دماهای $720-780^{\circ}\text{C}$ و برای فشارهای ۲ تا ۸ کیلوبار و در حضور فاز سیال ارائه شد (معادله (۳)).

$$\text{معادله (۳)} \quad p[\pm 0.5\text{kbar}] = -3.46 + 4.23\text{Al}_{\text{tot}} \quad r^2 = 0.99$$

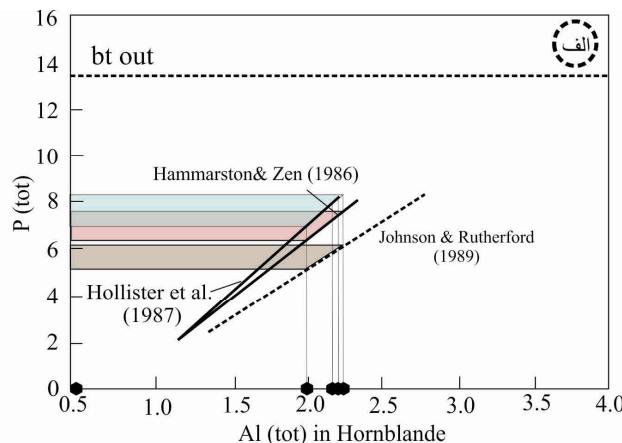
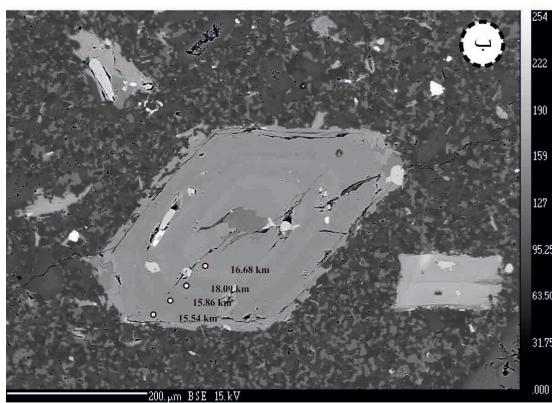
بنابر این معادله، فشار میانگین برای تشکیل آمفیبیول در توده‌ی لخشک، $۱/۸$ کیلوبار، در دایک‌های داسیتی با مقدار کمینه‌ی $۳/۳$ و بیشینه‌ی $۵/۳$ کیلوبار و در دایک‌های میکرودیوریتی در حدود $۶/۴$ تا $۷/۷$ کیلوبار بوده است (جدول ۵).

کیلومتری (پوسته میانی)، آمفیبول‌های پارگازیتی- ادنیتی را متبلور کرده و در دایک‌های داسیتی متمرکز کرده است (جدول ۵، شکل ۱۱ الف و ب). درنهایت، مآگماهای تفریق یافته داسیتی، با صعود به پوسته بالایی در اعماق حدود ۷ کیلومتری جایگزین و آمفیبول‌های ادنیتی را متبلور کرده است.

یک مخزن مآگمایی در اعماق حدود ۲۵ کیلومتری در پوسته زیرین- میانی وجود داشته که در آن تبلور تفریقی مآگما سبب تشکیل آمفیبول‌های پارگازیتی و تجمع آن‌ها در دایک‌های میکرودیوریتی (بخش‌های مافیک‌تر مآگماهای موجود در مخزن مآگمایی)، شده است. سپس، بخش تفریق یافته مآگما به سطح بالاتر صعود کرده و در یک آشیانه مآگمایی در اعماق حدود ۱۸ کیلومتری می‌باشد.

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

Sample	Mineral	Location	Al tot	P1	P2	P3	P4	P tot (K bar)	Depth
۱ آشفه پارگازیتی	min1	core	۱.۹۰	۵.۶۲	۵.۹۳	۴.۵۶	۶.۰۱	۵.۸۶	۱۶۹۸
		near core	۱.۸۸	۵.۵۲	۵.۸۲	۴.۴۸	۵.۹۲	۵.۷۵	۱۶۶۸
		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	۱۵۸۶
		rim	۱.۸۰	۵.۱۳	۵.۳۹	۴.۱۵	۵.۵۶	۵.۳۶	۱۵۵۵
	min2	core	۱.۹۸	۶.۴۱	۶.۴۲	۶.۴۱	۶.۲۹	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	۴.۴۷	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	۲.۲۵	۴.۵۴	۴.۲۷	۱۲.۳۷
		rim	۱.۹۲	۵.۷۴	۶.۰۷	۴.۶۶	۶.۱۳	۵.۹۸	۱۷.۳۴
۲ پارگازیتی	min1		۱.۲۲	۲.۱۴	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
۳ میکرودیوریتی	min2	Bright zone	۱.۳۲	۲.۷۲	۲.۶۹	۲.۱۳	۳.۲۸	۲.۹۰	۸.۴۰
		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
۴ میکرودیوریتی	min1		۲.۳۹	۸.۱۲	۸.۷۴	۶.۶۶	۸.۳۸	۸.۴۱	۲۴.۳۹
	min2	Core	۲.۲۳	۷.۷۹	۸.۳۸	۶.۳۹	۸.۰۸	۸.۰۸	۲۲.۴۴
		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	۸.۴۸	۲۴.۵۹



شکل ۱۱ (الف) نمودار دوتایی $P\text{-}Al_{tot}$ ارائه شده توسط [۲۵]. آنالیزهای انجام گرفته نشانگر تشکیل آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها در فشار بین ۵ تا ۸.۵ کیلوبار است. (ب) تصویر Back Scatter از نمونه مورد آنالیز و نقاط آنالیز شده که از مرکز به سمت حاشیه منطقه‌های موجود در آن فشار تشکیل متفاوتی را نشان می‌دهند.

فلسیک حاوی کوارتز با پلازیوکلازهای $\text{An} < 0.92$ و مقدار $\text{Si} = 7.8$ در واحد فرمولی، قابل استفاده است و برای دماهای بین 1100°C - 500°C زمینه‌بندی شده است.

$$T_1 = \frac{0.677p - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314 \ln K} \quad (5)$$

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

بر این اساس، دماهای تبلور و تعادل نهایی در سنگ‌های توده‌ی لخشک بین 73°C - 845°C ، دایک‌های داسیتی بین 817°C - 73°C و دایک‌های میکرودیوریتی بین 810°C - 962°C بوده است (جدول ۶).

زمین دماسنجی

روش هورنبلند - پلازیوکلاز: تغییرات محدود گستره ترکیبی پلازیوکلازها 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-پلازیوکلاز، پلازیوکلازها نباید دارای منطقه‌بندی باشند و یا در صورت وجود منطقه‌بندی، باید از حاشیه پلازیوکلازها که در تعادل با هورنبلند هستند، استفاده شود [۲۸]. این موضوع در استفاده از آنالیز نقطه‌ای پلازیوکلازها مورد توجه بوده است. اولین دماسنجی در سال ۱۹۹۰ توسط [۲۸] و به صورت معادله‌ی (۵) ارائه شد. این دماسنج، برای سنگ‌های آذرین حدوداً تا

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

Sample	mineral	Location	TSi	P tot (K) (bar)	T_1	T_2
سنگ‌های آذرین	min1	core	6,41	5,86	764,42	803,03
		N- core	6,40	5,75	776,42	800,43
		B C & R	6,33	6,24	816,92	812,79
		N- rim	6,41	5,47	785,47	793,27
		Rim	6,46	5,36	788,58	790,54
	min2	core	6,30	6,29	778,78	813,96
		N- core	6,23	6,69	796,50	824,24
		B C & R	6,30	5,99	813,44	806,55
		B C & R	6,25	6,45	807,92	818,00
		N- rim	6,23	6,52	807,25	819,82
		Rim	6,25	6,47	803,47	818,52
	min3		6,33	6,04	795,75	807,59
	Min4	core	6,66	4,27	729,17	762,82
		Rim	6,36	5,98	766,12	806,16
سنگ‌های ذوبانی	Min1		6,90	2,40	718,07	715,59
	Min2		7,15	1,34	672,16	688,78
	Min3		7,04	2,14	667,32	708,95
سنگ‌های کربناتی	Min1	Dark zone	7,30	0,30	666,02	662,37
		Bright zone	6,86	2,90	731,19	728,21
	Min2	Bright zone	6,95	2,61	701,56	721,05
		Dark zone	7,05	2,02	692,42	705,96
	Min3		7,35	0,02	644,37	655,47
	Min4		6,84	2,96	730,47	729,77
سنگ‌های میکرودیوریتی	Min5		5,85	8,41	944,67	867,71
	Min1	Core	5,91	8,08	809,30	859,38
		Rim	5,71	9,73	961,90	901,15
		N-rim	5,88	8,44	927,35	868,36
	Min2		5,85	8,48	933,28	869,40

$X_{Mg} = 0.28-1$ ، معتبر است [۳۱]. مقدار تیتانیم موجود در بیوتیت‌های سنگ‌های گرانودیوریتی توده‌ی لخشک بین ۰/۴۷ تا ۰/۵۰ و میزان X_{Mg} در این سنگ‌ها برابر ۰/۵۷ تا ۰/۵۰ است. داماسنجی انجام شده روی سنگ‌های توده لخشک، به این روش، دماهای بین ۷۶۲-۷۴۱ °C را بدست داده است. برای دایک‌های تزریق شده در توده نیز، دماهای ۷۴۸ °C- ۶۵۶ °C محسوب شده است (جدول ۷). دمای حاصل از روش داماسنجی موجود در بیوتیت، با استفاده از نمودار Ti در برابر X_{Mg} نیز قابل تفسیر است [۳۱]. براین اساس، در نمودار توصیفی تیتانیم موجود در بیوتیت، مشخص شد که بیوتیت‌های توده‌ی گرانیت‌وئیدی لخشک و دایک‌های آن، در دمای حدود ۷۵۰ °C متبلور شده‌اند (شکل ۱۲).

از مجموع نتایج حاصل از داماسنجی چنین تفسیر می‌شود که دمای بهدست آمده از حاشیه آمفیبول‌های موجود در دایک‌ها می‌تواند بیان گر دمای انجماد توده‌ی نفوذی باشد، در حالی که دماهای اندازه‌گیری شده از مراکز این آمفیبول‌ها، احتمالاً بیانگر دمای آغازین تبلور است [۳۲]. همچنین تعدادی از داده‌های حاصل از داماسنجی، دماهایی کمتر از ۷۰۰ °C را نشان می‌دهند. این دماها پایین‌تر از دمای تبلور ماقماهای 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 گرانیت‌وئیدی وابسته به کرتاسه پسین در آپالاش جنوبی مورد بررسی قرار داد و رابطه‌ی ۶ را برای محاسبه‌ی دمای پلازیوکلازهای همزیست با هورنبلند در توده پیشنهاد کرده است:

$$\text{معادله (۶)} \quad T_2 (\text{°C}) = 25.3 P + 654.$$

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

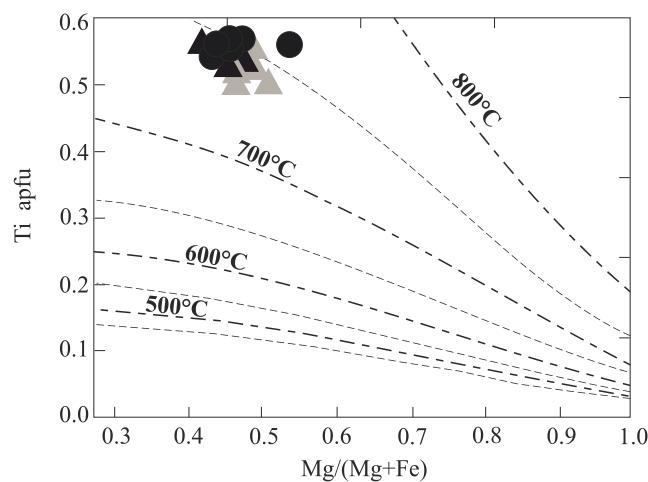
روش Ti موجود در بیوتیت: کانی بیوتیت از میزان‌های مهم Ti محسوب می‌شود. به همین دلیل، دماسنج Ti موجود در بیوتیت، برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها کاربرد دارد [۳۰]. دما، بیشترین تأثیر را بر کنترل مقدار Ti موجود در بیوتیت داشته و افزایش فشار، تأثیر متضادی بر آن دارد؛ به این معنی که، با افزایش فشار، مقدار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

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

این معادله برای $Ti = 0.40-0.60$ و $T = 480-800$ °C معتبر است.

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

Sample	Ti	X_{Mg}	T °C
بیوتیت	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
	۰,۵۱	۰,۵۵	۷۴۷,۷
آمفیبول	۰,۴۹	۰,۵۲	۷۳۸,۵
	۰,۴۸	۰,۵۴	۷۴۱,۱
	۰,۵۳	۰,۵۰	۷۴۴,۷
	۰,۴۹	۰,۵۳	۷۳۹,۹
	۰,۵۰	۰,۵۷	۷۴۹,۰
فلدسبار	۰,۴۸	۰,۵۶	۷۴۳,۹
	۰,۵۶	۰,۵۶	۷۶۲,۰
	۰,۴۸	۰,۵۶	۷۴۳,۵
	۰,۴۷	۰,۵۷	۷۴۰,۷
HASHIYE	۰,۴۸	۰,۵۷	۷۴۶,۳



شکل ۱۲ نمودار توصیفی دماسنگ 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
۱- دیوکسیتی	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	-۱۲,۳
	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
۲- پیکرودیورتنی	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
۳- موکرتوئید	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
	۳,۰	۷۲۹,۸	-۱۵,۴
	۲,۴	۷۱۵,۶	-۱۶,۰

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

گریزندگی اکسیژن
مقدار گریزندگی اکسیژن ماقماً به مواد خاستگاه و محیط زمین ساختی آن وابسته است، بهطوری که ماقماهای گرانیتی مشتق شده از پوسته‌ی بالایی (نوع S)، عموماً حالت احیائی دارند در حالی که گرانیت‌های مشتق شده از ذوب سنگ‌های آذرین (نوع I)، نسبتاً اکساینده هستند [۲۵]. حضور کانی‌های مگنتیت، اسفن، ایلمنیت، کوارتز همراه با بیوتیت‌های منیزیوم‌دار، می‌تواند بیان گر بالابودن گریزندگی اکسیژن در ماقمای سازنده‌ی سنگ‌های گرانیت‌وئیدی باشد [۳۶، ۳۵، ۲۷] براساس ترکیب کانی‌شناسی و بررسی‌های سنگنگاری، مشخص شد که سنگ‌های مورد بررسی دارای بیوتیت، اسفن و منیتیت هستند که بیان گر بالابودن گریزندگی اکسیژن در ماقمای مادر آن-هast.

[۳۵] با استفاده از مجموعه‌ی تیتانیت + مگنتیت + کوارتز، گریزندگی اکسیژن را می‌توان در سنگ گرانیتی با معادله‌ی (۸) تعیین کرد.
معادله (۸)

$\text{Log } \text{fO}_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (\text{P}-1)/T$
در این معادله، T بیانگر دما بر حسب درجه‌ی کلوین و P نشانگر فشار بر حسب بار است. با استفاده از این معادله و حداقل و حداکثر دماها و فشارهای برآورده شده از دماسنگی هورنبلن و پلازیوکلاز و Al کل موجود در هورنبلن، مقدار گریزندگی اکسیژن برای توده‌ی گرانیت‌وئیدی لخشک ارزیابی شد. در این ارزیابی که بیان گر اکسیدان کننده‌ی بودن ماقمای تشکیل دهنده‌ی توده‌ی مورد نظر است، گریزندگی اکسیژن از ۱۰,۲ - تا ۱۸,۳ - (با میانگین ۱۳,۷) متغیر است (جدول ۸).

- 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-Kakhkhaei M., Kananian A., Esmaeily D., Asiabana A. "Geochemistry of the Zargoli Granite: Implications for development of the Sistan Suture Zone, southeastern Iran". Island Arc 19 (2010) 259-276.
- [6] صادقیان م., "ماگماتیسم، متالوژنی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، رساله دکتری، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی (۱۳۸۰).
- [7] قاسمی ح، صادقیان م، کرد م، خانعلیزاده ع، "سازوکار شکل‌گیری با تولیت 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.
- [9] کنعانیان ع، رضایی کهخایی م، اسماعیلی د، "سنگ شناسی و جایگاه زمین ساختی توده گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، ایران"، علوم زمین ۶۵ (۱۳۸۶) ۱۴۳-۱۲۶.
- [10] کنunanیان ع، رضایی کهخایی م، رضایی م، اسماعیلی د، "شواهد پتروگرافی حاکی از دگرگشکی دمای بالا در سنگ های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران، مجله علوم دانشگاه تهران ۳۳ (۱۳۸۶) ۴۷-۳۹.
- [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., Stuss J.M., Carron J.P., "Composition Chimique des biotites et typologie magmatique des granitoides". C.R. Acad. Sci., 301(1986) 813-818.

برداشت

براساس نتایج حاصل از آنالیز نقطه‌ای، کانی‌های توده گرانودیوریتی لخشک، پلازیوکلازها از نوع الیگوکلاز 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 مagemای 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 مagemای اعمق بیشتر (پوسته‌ی زیرین- میانی) متبلور شده‌اند و پس از جایگزینی در اعمق 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 دمای C ۶۵۶° و ۷۳۰° و ۹۰۱-۷۹۰° برای توقف تبادل و تعادل نهایی کانی‌ها به ترتیب در توده‌ی گرانودیوریتی لخشک و دایک‌های درون آن است. مقدار $\log fO_2$ 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.

قدرتانی

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

مراجع

- [1] رضایی کهخایی م، "پتروزنر 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- Fe^{3+} 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