

شیمی کانی‌های توده گرانیتوئیدی قلا‌ی لان (جنوب غرب قروه، کردستان) و برآورد شاخص‌های فیزیکوشیمیایی آن

اشرف ترکیان *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

توده گرانیتوئیدی قلا‌ی لان در جنوب غرب قروه (کردستان) در پهنه سنج-سیرجان واقع شده است. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، این توده از سه واحد سنگی شامل: دیوریت، گرانیتوئید و گرانیت پورفیری تشکیل شده است. این سنگ‌ها به طور عمده متشکل از: پلاژیوکلاز، آکالی‌فلدسپار، کوارتز و آمفیبول است. برخی پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی و بافت راپاکیوی هستند. نتایج ریز پردازش الکترونی بیانگر آن است که دامنه ترکیب پلاژیوکلازها از ۱۴ تا ۵۰ درصد آنورتیت (کمترین مقدار در گرانیت‌ها) تا ۴۱/۴ تا ۵۸ درصد آنورتیت (در دیوریت‌ها) در نوسان است. داده‌های تجزیه نقطه‌ای در مورد آمفیبول‌ها حکایت از برخورداری آنها از ترکیب منیزیوهورنبلند دارد که با سرشت I بودن ماگما سازگار است. به کارگیری دما-فشارسنج‌های مختلف (برای مثال: محتوای Al در هورنبلند و زوج پلاژیوکلاز-هورنبلند) بیانگر فشار حدود ۱ تا ۳/۳ کیلو بار و دمای ۶۹۰ تا ۸۰۴ درجه سانتیگراد برای این توده نفوذی است. بازتاب این تغییرات در رشد کانی‌هایی مانند: پلاژیوکلازهای درشت‌بلور در گرانیت پورفیری به طور کامل مشاهده می‌شود. به علاوه، حضور پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده تأییدی بر وجود تغییرات H₂O در زمان تبلور و جایگیری ماگما در عمق کمتر از ۸ کیلومتری سطح زمین است. با توجه به ترکیب هورنبلند مذاب سازنده توده نفوذی قلا‌ی لان از میزان فوگاسیته اکسیژن بالایی برخوردار بوده که ویژگی‌های کانی‌شناسی و نیز محیط تکتونیکی توده قلا‌ی لان (فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای) مؤید این موضوع هستند.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، زمین دماسنجی، زمین فشارسنجی، گرانیتوئید، قروه، سنج-سیرجان

مقدمه

در بخش شمال غربی پهنه سنج-سیرجان مجموعه نفوذی قروه به سن ژوراسیک میانی (Mahmoudi et al., 2011) واقع شده است. بخش گرانیتی توده نفوذی قلا‌ی لان در شرق باتولیت

قروه قرار دارد. از پژوهش‌های مهم انجام شده پیرامون توده‌های آذرین در منطقه قروه می‌توان ————— Sangehale (۱۹۹۵)، Hoseini (۱۹۹۷)، Torkian (۲۰۰۸) و همکاران (۲۰۰۸)، Shabani (۲۰۱۱) و Mahmoudi و همکاران

سه واحد اصلی: دیوریت، گرانیتوئید غیر پورفیری و گرانیت پورفیری تشکیل شده است. واحد دیوریتی به صورت نفوذی‌های کوچک و پراکنده و در حواشی واحدهای گرانیتی دیگر رخنمون دارد. مرز بین این واحد سنگی با سایر واحدها مشخص و بدون هر گونه منطقه واکنشی و تدریجی است و به سبب رخنمون‌های کم‌وسعت آن قابل نمایش در نقشه نیست. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی طیف سنگ‌شناسی این واحد مشتمل بر: دیوریت و کوارتز دیوریت است و بافت آن به طور عمده پلی‌گوناخ گرانولار است.

ترکیب کانی‌شناسی مودال واحد دیوریتی شامل: پلاژیوکلاز (۴۵ تا ۶۰ درصد)، آمفیبول (۲۰ تا ۳۰ درصد)، آلکالی‌فلدسپار (کمتر از ۷ درصد) و کوارتز (۳ تا ۷ درصد) و کانی‌های فرعی آپاتیت، اسفن و کانی‌های اپاک است. همانطوری که در شکل ۱ مشاهده می‌شود واحد گرانیتوئیدی مساحت بیشتری از توده نفوذی مورد مطالعه را به خود اختصاص داده و در مرکز این توده واقع شده است. این واحد از سمت غرب، جنوب و جنوب‌شرقی با گرانیت پورفیری احاطه شده و شامل: تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت با بافت دانه‌ای است. این سنگ‌ها از لحاظ دانه‌بندی اغلب دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و سفید متمایل به سبز تا خاکستری هستند. در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی، بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و کوارتز تحت تأثیر تکتونیک فعال منطقه، بافت‌ها و ساختارهای دگرشکلی به وجود آمده است (Noori *Hendi et al.*, 2012). پلاژیوکلازها در این نمونه‌ها متوسط تا درشت‌دانه و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار هستند. این کانی گاهی منطقه‌بندی ترکیبی و گاهی دگرسانی نشان می‌دهد.

گرانیت پورفیری در حاشیه پلوتون بزرگ قلائی‌لان رخنمون دارد و از اطراف واحد گرانیتی را در بر می‌گیرد. در صحرا این واحد به سبب وجود

(Torkian, ۲۰۱۱ و ۲۰۱۲) و Azizi و Asahara (۲۰۱۳) اشاره نمود. Noori Hendi (۲۰۱۱) و همکاران (۲۰۱۲) مطالعات دقیقی بر توده نفوذی قلائی‌لان انجام داده‌اند. از آنجا که تاکنون دما-فشار و فوگاسیته اکسیژن این توده گرانیتوئیدی تعیین نشده است، سعی بر آن است که نخست به مطالعه سنگ‌شناسی و روابط صحرایی توده نفوذی پرداخته و سپس با ارایه نتایج حاصل از داده‌های ریز پردازش الکترونی ترکیب شیمیایی کانی‌های فلدسپار و آمفیبول، دما-فشار، فوگاسیته اکسیژن و عمق جایگزینی توده گرانیتی تعیین گردد.

زمین‌شناسی منطقه

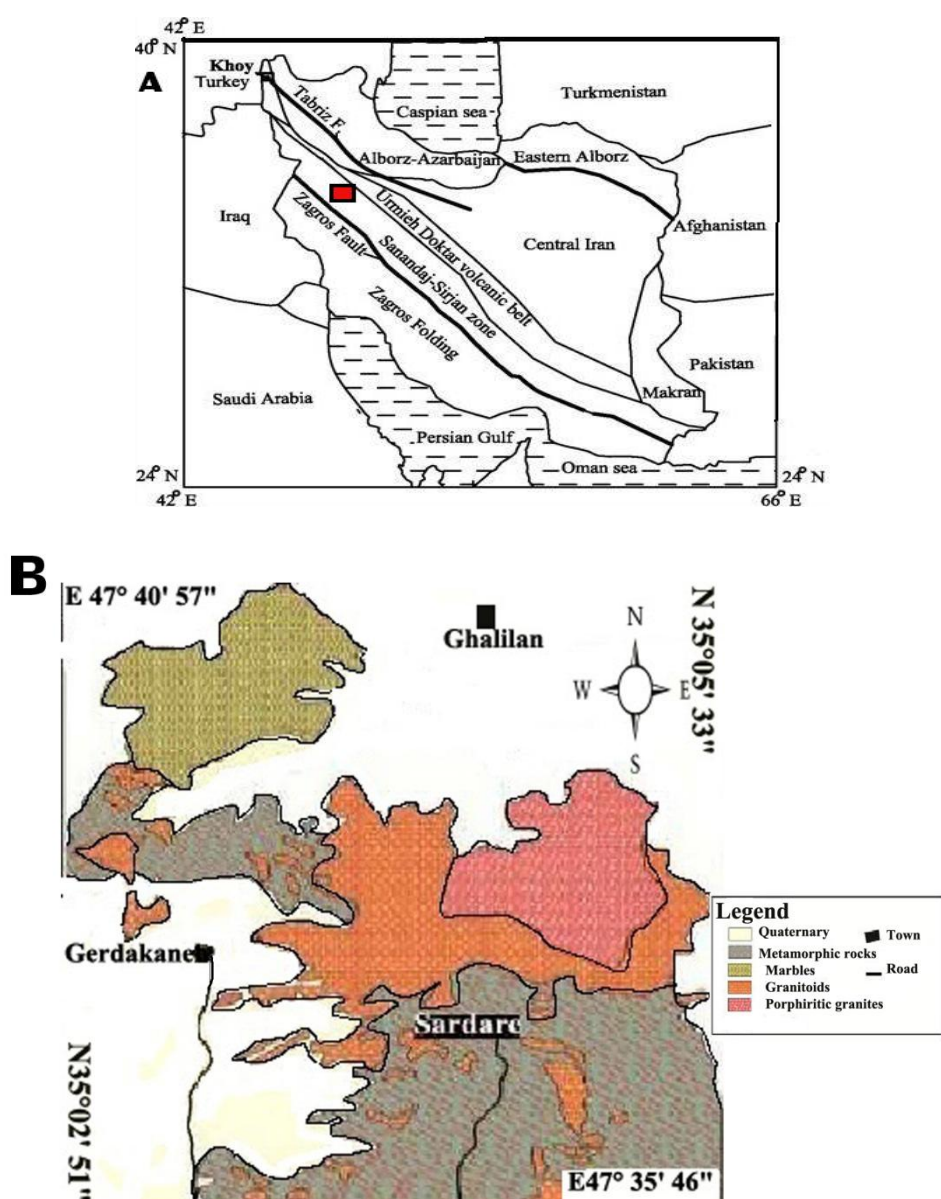
منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران در استان کردستان و در جنوب غرب شهرستان قروه قرار دارد و حداثا عرض‌های جغرافیایی $35^{\circ}02'51''$ تا $35^{\circ}05'33''$ شمالی و طول‌های جغرافیایی $47^{\circ}35'46''$ تا $47^{\circ}40'57''$ شرقی واقع شده است (شکل ۱). توده نفوذی قلائی‌لان، بیضی شکل و دارای کشیدگی با روند شرقی-غربی است. این توده به روستاهای قلائی‌لان و سردره (از شمال و جنوب) و گردکانه (از سمت غرب) محدود می‌شود. در شرح نقشه زمین‌شناسی منطقه آمده است که واحدهای چینه‌ای در بر گیرنده توده شامل: سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده، فیلیت و شیست به همراه درون‌لایه‌هایی از مرمر با سن تریاس-ژوراسیک است و برای واحدهای منسوب به تریاس و ژوراسیک شواهد فسیل‌شناسی یافت نشده است. بنابراین، این سن فقط بر اساس رابطه بین واحدها تعیین شده (Hoseini, 1997) و توده نفوذی مورد مطالعه از دگرگونی‌های بیان شده جوان‌تر است.

روابط صحرایی و سنگ‌نگاری: بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، منطقه مورد مطالعه از

شکل‌دار و دارای بافت راپاکیوی که محصول تبلور یک آلکالی‌فلدسپار در اطراف یک بلور پلاژیوکلاز است، هستند.

در مجموع، کلیه سنگ‌های این پلوتون از نظر ژئوشیمی به گرانیت‌های نوع I متاآلومین تعلق دارد و ماگمای سازنده این مجموعه در محیطی مرتبط با فرورانش در حاشیه فعال قاره‌ای به وجود آمده است (Noori Hendi et al., 2012).

رنگ خاکستری روشن و ساخت پورفیروئیدی آن از واحدهای مجاور قابل تفکیک است. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها بر اساس کانی‌شناسی مودال شامل: پلاژیوکلاز (۴۰ تا ۵۰ درصد)، کوارتز (۲۵ تا ۲۷ درصد)، آلکالی‌فلدسپار (۲۰ تا ۲۳ درصد) و کانی‌های فرعی و جزئی (در مجموع ۳ تا ۵ درصد) شامل: هورنبلند، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اپاک است. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه



شکل ۱- (A) موقعیت توده گرانیتوئیدی قلا‌ی لان در پهنه سنج-سیرجان (کادر مربع شکل) و (B) نقشه زمین‌شناسی توده گرانیتوئیدی قلا‌ی لان بر پایه نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی چهار گوش قروه (Hoseini, 1997).

روش انجام پژوهش

با توجه به تنوع بافتی در بین واحدهای گرانیتی و به منظور تعیین ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی (دما- فشار) توده نفوذی قلای لان از مقاطع مطالعه شده برای پتروگرافی در سایت‌های گردکانه و قلای لان انتخاب شدند. اشاره به سایت‌ها صرفاً جنبه راهنمای محلی و منطقه‌ای داشته و تفاوتی بین آنها وجود ندارد. در مجموع، ۸۳ نقطه از بلورهای پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و آمفیبول در آزمایشگاه ریزکاو الکترونی دانشکده علوم محیطی دانشگاه ایالتی واشنگتن با دستگاه CAMECA SX50 تجزیه ریزکاو الکترونی مدل تجزیه نقطه‌ای شد. این کار با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ Kv، باریکه جریان ۲۰ nA و با قطر باریکه‌ای برابر ۲ μm انجام شده است. نتایج حاصل از این تجزیه‌ها در جدول‌های ۱ تا ۳ ارائه شده است.

شیمی کانی‌ها

امروزه استفاده از ترکیب شیمیایی کانی‌ها در تعیین دما، فشار و عمق جایگیری توده‌های نفوذی متداول و فراگیر شده است. این شیوه مطالعه برای تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی در پژوهش‌های اخیر در ایران نیز مشهود است (Ayati et al., 2012؛ Mahmoudabadi et al., 2012؛ Sarjoughian et al., 2012؛ Nasrabad, 2012).

فلدسپارها: به طور عمده فلدسپارهای پلاژیوکلاز و آلکالی هر دو از جمله کانی‌هایی هستند که در تمامی واحدهای این توده نفوذی یافت می‌شود. ترکیب شیمیایی این کانی‌ها در جدول ۱ ارائه شده است و فرمول‌های ساختمانی آنها بر اساس ۸ اکسیژن محاسبه گردیده است. پلاژیوکلازها از مهم‌ترین و فراوان‌ترین

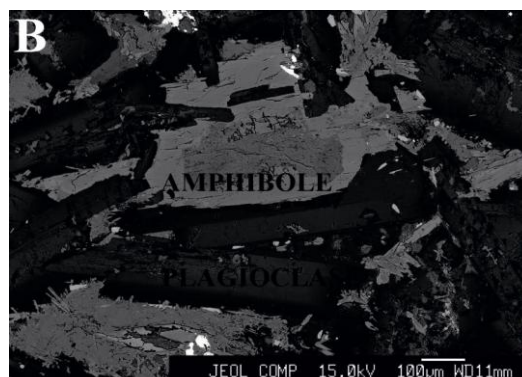
کانی‌های توده قلای لان هستند. این کانی در دیوریت‌ها به صورت (۴۱/۴ تا ۵۸ درصد آنورتیت) و فاقد منطقه‌بندی ترکیبی است (شکل ۲). گستره ترکیبی پلاژیوکلازها در سنگ‌های گرانیتوئیدی ۱۴/۱ تا ۵۰/۸ درصد آنورتیت (GH 14-2-3) است. به نحوی که در نمودار تغییرات فراوانی، آنورتیت با سیر صعودی (منطقه بندی نرمال) به سمت مرکز با افزایش درصد Ca مواجه می‌شود. گاهی نیز تغییرات آنورتیت در پلاژیوکلازهای این واحد تابع نظم خاصی نیست و منطقه‌بندی نوسانی ایجاد می‌گردد (شکل‌های ۳ و ۴).

گرانیت‌های پورفیری در هر دو موقعیت گردکانه و روستای قلای لان حامل پلاژیوکلازهای الیگوکلاز-آندزین است که قلمرو ترکیبی آنها در ۱۶/۵۲ تا ۴۵/۵۹ درصد آنورتیت است (شکل‌های ۵ و ۶) و با یکدیگر شبیه هستند. بافت راپاکیوی موجود در این واحد سنگی مرکب از پلاژیوکلاز ۱۷/۵ تا ۲۲ درصد آنورتیت و حاشیه میکروکلینی با ترکیب ۹۱ تا ۹۵ درصد اورتوکلاز مشاهده می‌شود (شکل ۶). به طور کلی، پژوهشگران معتقدند پیدایش تغییرات میزان آنورتیت در این کانی (پلاژیوکلاز) به طور عمده محصول نوسانات فشار (Nelson and Montana, 1989)، اختلاط ماگمایی یا افت ناگهانی دمای تبلور (Dungan and Rhodors, 1979) است. در نتایج بعدی ملاحظه خواهد شد که تغییرات فشار مؤثرترین عامل در ایجاد این تغییرات بوده است.

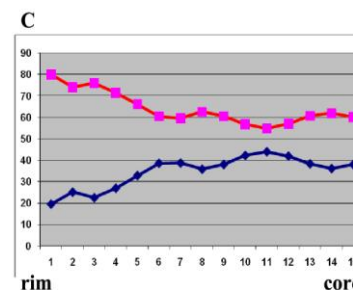
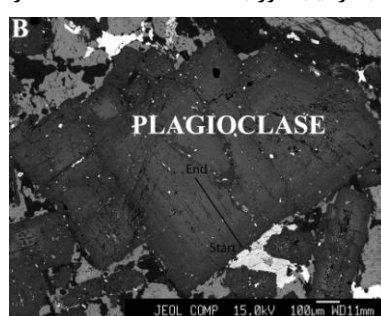
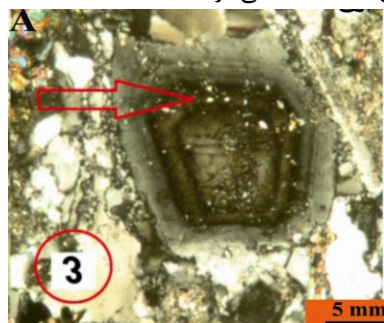
دامنه تغییرات آلکالی‌فلدسپارهای اطراف پلاژیوکلازها، که غالباً بافت پرتیتی را به نمایش می‌گذارد، از ۸۸ تا ۹۴/۹ درصد اورتوکلاز (در گرانیت پورفیری گردکانه) تا ۹۲/۶ تا ۹۷/۶ درصد اورتوکلاز (در گرانیت پورفیری قلای لان) در تغییر است (شکل‌های ۶ و ۷).

جدول ۱- اعضای نهایی محاسبه فرمول پلاژیوکلازهای واحدهای مختلف توده نفوذی قلا‌ی‌لان

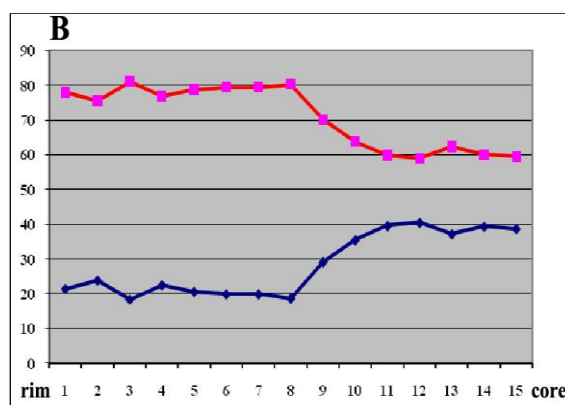
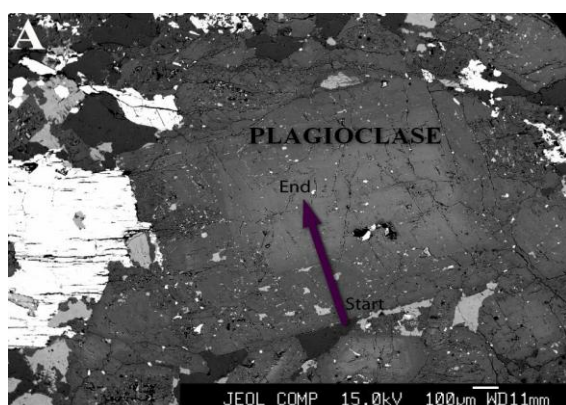
Rock	Porphyric Granite						Porphyric Granite								
No. Point	163	164	165	166	167	168	309	310	311	312	313	314	315	316	317
No. Sample	NGH-23-2						NGB-8-2								
An	16.52	16.5	32.32	29.02	29.01	37.13	24.57	28.20	28.34	45.53	25.76	37.76	40.83	42.25	23.06
Ab	83	82.7	66.9	70.3	70.3	61.9	74.78	70.70	71.19	53.95	73.37	61.77	56.75	56.71	70.90
Or	0.5	0.8	0.8	0.7	0.7	1	0.65	1.09	0.46	0.52	0.87	0.47	2.42	1.04	6.04
Rock	Granitoid						Granitoid (Rim -Core)						Diorite		
No. Point	197	198	199	200	201	202	203	204	205	206	207	208	306	307	308
No. Sample	GH-14-2-2						GH-14-2-3						NGH-16		
An	0	18.05	20.57	10.39	14.08	18.03	20.39	35.71	35.09	43.57	44.50	50.78	47.54	47.76	58
Ab	6.7	81.1	78.7	86.1	85.48	81.48	78.96	63.79	63.17	55.87	53.27	48.65	52.12	51.96	41.65
Or	93.3	0.9	0.7	3.5	0.44	0.49	0.66	0.5	1.74	0.56	2.23	0.57	0.34	0.28	0.35
Rock	Granitoid														
No. Point	247	248	249	250	251	252	253	254	255	256	257	258	259	260	261
No. Sample	NGH-2-3														
An	21.5	23.9	18.4	22.54	20.64	19.95	19.94	18.72	29.18	35.5	39.6	40.55	37.24	39.39	38.77
Ab	77.99	75.53	81.08	76.9	78.8	79.48	79.43	80.25	70.24	63.81	59.89	58.99	62.3	60.1	59.44
Or	0.50	0.57	0.51	0.57	0.56	0.57	0.62	1.03	0.58	0.69	0.51	0.46	0.46	0.52	1.79
Rock	Granitoid														
No. Point	232	233	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244	245	246
No. Sample	NGH-14-4														
An	19.5	25.51	22.47	26.9	32.79	38.47	38.57	35.71	37.91	42.11	43.85	41.8	38.2	36.04	37.89
Ab	80.03	74.08	75.92	71.42	66.13	60.44	59.65	62.61	60.48	56.73	54.87	57.02	60.69	61.9	60.15
Or	0.42	0.85	1.61	1.68	1.09	1.09	1.78	1.67	1.61	1.61	1.28	1.18	1.11	2.06	1.96



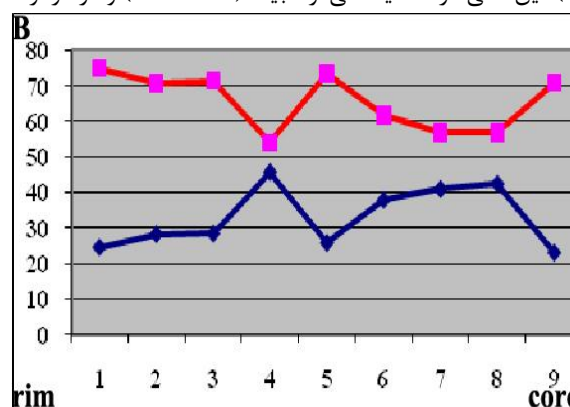
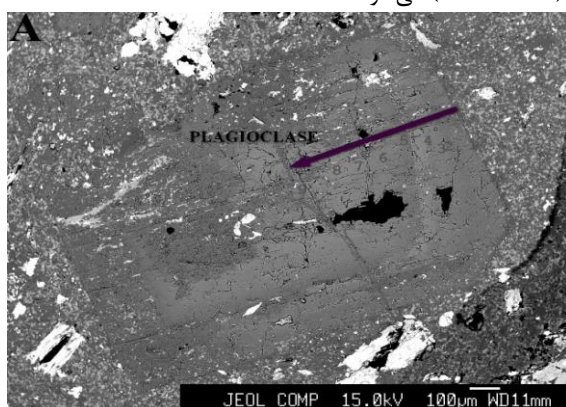
شکل ۲- (A) تصویر میکروسکوپی دیورت؛ (B) تصویر الکترونی (BSE) بخشی از مقطع میکروسکوپی تصویر A که در آن پلاژیوکلاز با ترکیب آندزین (نقاط ۳۰۶ تا ۳۰۸ در جدول ۱) و آمفیبول با ترکیب هورنبلند (نقاط ۳۱۸ تا ۳۲۰ در جدول ۲) مشاهده می‌شود.



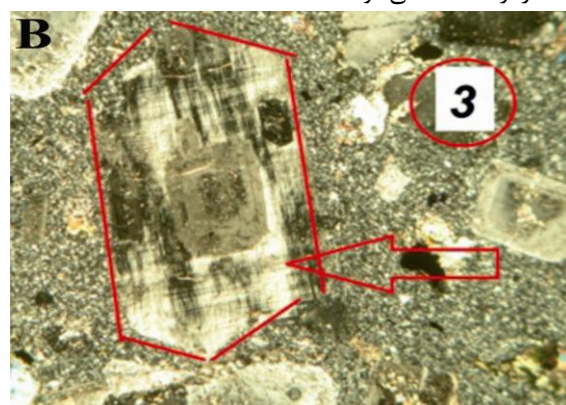
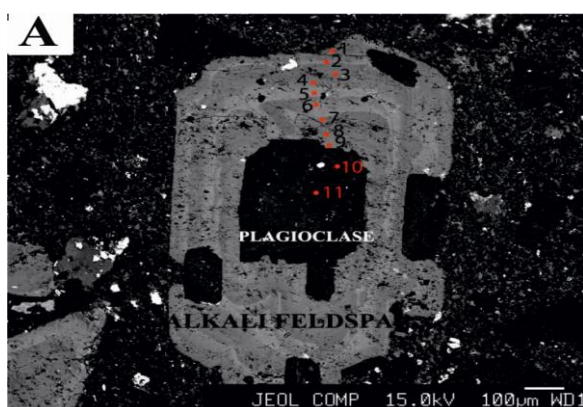
شکل ۳- (A) تصویر میکروسکوپی از گرانیت قلا‌ی‌لان؛ (B) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) پلاژیوکلاز از شکل A که در آن منطقه‌بندی ترکیبی مشهود است؛ (C) تجزیه نقطه‌ای این کانی در پروفیلی از حاشیه به سمت مرکز. ترکیب از ۲۰ شروع و به ۳۸ درصد آنورتیت ختم می‌گردد اما در نقاط ۷ تا ۱۵ مقدار آنورتیت از ۳۸ تا ۴۳/۸ متغیر و دارای منطقه‌بندی نوسانی است.



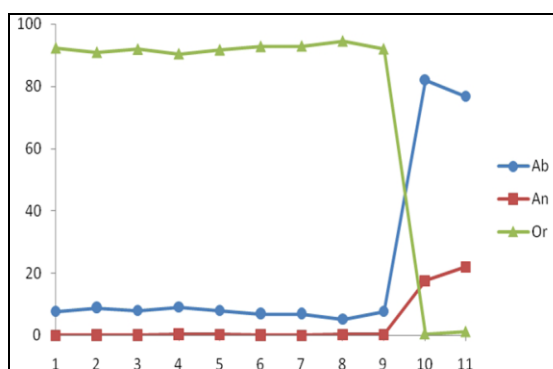
شکل ۴- (A) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) پلاژیوکلاز در گرانیت غیر پورفیری شرق قلائی لان؛ (B) نمودار تغییرات درصد آنورتیت (نوار آبی رنگ پایینی) و آل بیت (نوار قرمز رنگ بالایی) در محور عمودی متناسب با نقاط ۲۶۱ تا ۲۷۴ در جدول ۱ که در محور افقی نشان داده شده است. این کانی در حاشیه غنی از آل بیت (نقاط ۱ تا ۹) و در مرکز کلسیک تر (نقاط ۹ تا ۱۵) می شود.



شکل ۵- (A) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE)؛ (B) نمودار تغییرات درصد آنورتیت و آل بیت (محور عمودی) در پلاژیوکلاز منطقه بندی شده ای در گرانیت پورفیری گردکانه (نقاط ۳۰۹ تا ۳۱۷ در جدول ۱ که در محور افقی لحاظ شده است). نمودار تغییرات گویای وجود نوسان در فراوانی آنورتیت (نوار آبی رنگ پایینی) و آل بیت (نوار قرمز رنگ بالایی) در این کانی است و در مجموع سیر افزایشی مقدار کلسیم از حاشیه به سمت مرکز مشاهده می شود.

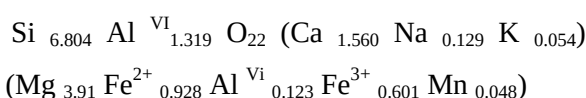


شکل ۶- (A) تصویر میکروسکوپ الکترونی (BSE)؛ (B) تصویر میکروسکوپی (XPL) پلاژیوکلاز در گرانیت پورفیری قلائی لان که با هم رشدی فلدسپارهای آلکالی توأم بوده است. ترکیب پلاژیوکلاز در مرکز این هم رشدی (An 17.5-22) و فلدسپار آلکالی آن در حاشیه از ترکیب (Or 95-90) برخوردار است.

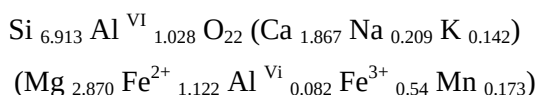


شکل ۷- نمودار تغییرات درصد آلبیت، آنورتیت و ارتوکلاز (محور عمودی) در نقاط مشخص شده ۱ تا ۱۱ بر روی نقاط پلاژیوکلاز شکل A-۶.

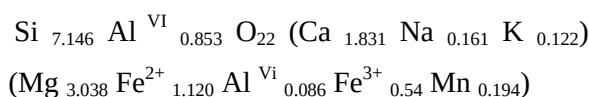
در دیوریت‌ها:



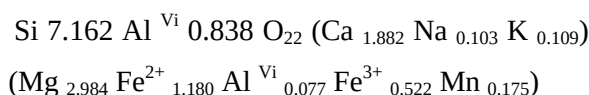
گرانیت‌های غیر پورفیری:



تا



در گرانیت‌های پورفیری:



نمونه‌های تجزیه شده با فرمول ساختمانی بالا در دیوریت‌ها (شکل A-۸) و در گرانیت‌ها (شکل B-۸) بر اساس رده‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷) نشان می‌دهد که در گروه آمفیبول‌های کلسیک، $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}) > 0.6$ و از نسجه هورنبلندهای منیزیم‌دار است (شکل A-۹) و دارای مقدار Al پایین، Mg به نسبت بالا و SiO_2 پایین هستند. آمفیبول‌های مورد نظر از متغیرهای زیر برخوردارند:

در گرانیت‌ها: $\text{Ca}(\text{M}_4)+\text{Na}(\text{M}_4) > 2$ ، $\text{Na}(\text{M}_4) > 0.103$ ، $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) > 0.209$ ، $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}} < 0.3$ ، 0.55 (همگی در واحد فرمولی).

در دیوریت‌ها: $\text{Ca}(\text{M}_4)+\text{Na}(\text{M}_4) > 1.80$ ، $\text{Na}(\text{M}_4) > 0.120$ ، $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ بیش از ۰.۶

آمفیبول: هورنبلند شایع‌ترین و معمولی‌ترین آمفیبول در سنگ‌های گرانیتوئیدی کالک‌آلکان است که ترکیب آن متناسب با ترکیب شیمیایی، فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن ماگمای دربرگیرنده تغییر می‌کند (Leake et al., 1997). فرمول عمومی آمفیبول‌ها $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ است. کاتیون‌های مختلفی متناسب با اندازه و شعاع یونی می‌تواند جایگزین موقعیت‌های A، B، C و T گردد. کاتیون‌های متداول در آمفیبول‌ها Ca، Co، Fe، K، Li، Mg، Mn، Na و Ni است. Leake و همکاران (۱۹۹۷) بر اساس نوع عناصری که سایت B را اشغال می‌کند آنها را به چهار گروه زیر تقسیم نمودند:

الف) آمفیبول‌های Mg-Fe-Mn-Li

ب) آمفیبول‌های کلسیک

ج) آمفیبول‌های سدیک

د) آمفیبول‌های سدیک-کلسیک

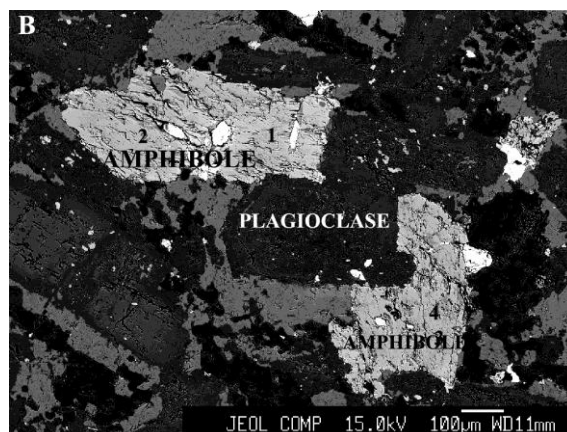
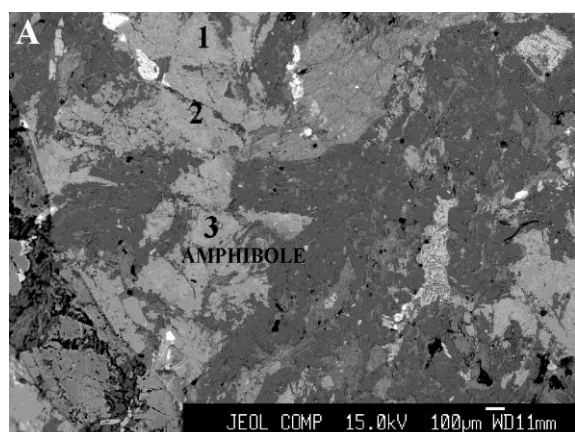
نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای و فرمول ساختاری آمفیبول‌های توده نفوذی قلا‌ی‌لان در جدول ۲ ارائه شده است. برای محاسبه تعیین فرمول ساختمانی این کانی، بهنجارسازی آن با مجموع ۱۳ کاتیون (Leake et al., 13eCNK) (1997) و تعیین مقدار Fe^{3+} از روش‌های معرفی شده توسط Moazzen و Droop (۲۰۰۵) استفاده شده است. ترکیب آمفیبول در واحدهای مختلف سنگی عبارتند از:

ترتیب در دیوریت‌ها و گرانیت‌ها ۴۶/۷۶ تا ۴۷/۲۲ (همگی در واحد فرمولی). $(Na+K)_A < 0.3$

محتوای درصد وزنی SiO_2 آمفیبول‌ها به ۴۶/۱۸ تا ۵۱/۸۸ است (جدول ۲).

جدول ۲- تجزیه نقطه‌ای آمفیبول‌های منتخب برای محاسبه دما-فشارسنجی در موقعیت‌های مختلف توده نفوذی قلائی لان

Rock	Granite			Porphyric Granite				Diorite			Granite			
No. Sample	GH-2-14			NGH-2-2				NGH-16			NGH-14-12			
No. Point	108	109	110	277	278	279	280	318	319	320	281	282	283	284
SiO_2	47.55	47.18	47.69	48.16	51.88	48.59	48.43	47.26	47.22	46.76	49.62	49.24	49.62	49.53
TiO_2	1.09	1.18	1.10	0.43	0.17	0.83	0.84	1.89	1.95	1.89	0.75	0.85	0.85	0.51
Al_2O_3	6.81	7.01	6.60	5.58	3.42	6.23	6.11	7.40	7.77	8.05	5.41	5.38	5.78	5.52
FeO^*	14.78	14.81	13.96	13.95	12.89	14.92	14.91	15.80	15.11	14.86	14.56	12.98	13.03	13.86
MgO	12.83	12.94	13.88	13.85	15.07	13.04	13.12	14.28	14.38	14.39	13.57	14.73	14.41	13.76
MnO	1.73	1.28	1.20	1.42	1.40	1.39	1.48	0.41	0.41	0.37	1.64	1.62	1.55	1.55
CaO	11.96	11.99	11.95	11.98	12.25	12.04	12.06	9.82	9.96	10.42	11.87	11.41	11.75	12.42
Na_2O	0.91	1.22	1.21	0.70	0.44	0.86	0.84	0.90	0.88	0.96	0.94	1.22	1.11	0.79
K_2O	0.79	0.79	0.73	0.7	0.34	0.67	0.65	0.28	0.29	0.31	0.61	0.67	0.68	0.67
Sum	98.51	96.10	98.38	96.84	97.93	98.65	98.52	98.10	98.03	98.04	99.09	98.11	98.84	98.70
$Fe_2O_3, calc$	5.41	4.62	4.71	5.66	3.29	4.80	5.31	5.43	5.03	6.13	5.50	3.51	4.28	4.37
$FeO, calc$	9.91	10.65	9.71	8.86	9.93	10.62	10.13	10.92	10.59	9.34	9.61	8.82	9.18	9.93
$Fe_3/Fe^* =$	0.329	0.281	0.304	0.365	0.230	0.290	0.321	0.309	0.300	0.371	0.340	0.243	0.296	0.283
T-sites														
Si	6.923	6.888	6.929	7.082	7.480	7.051	7.034	6.840	6.824	6.748	7.159	7.142	7.128	7.157
Aliv	1.077	1.112	1.071	0.918	0.520	0.949	0.966	1.160	1.176	1.252	0.841	0.858	0.872	0.843
$Al_{(total)}$	1.170	1.206	1.130	0.967	0.582	1.067	1.046	1.263	1.324	1.370	0.920	0.920	0.979	0.941
M1,2,3 sites														
Al^{vi}	0.093	0.094	0.059	0.048	0.062	0.117	0.080	0.103	0.148	0.117	0.079	0.062	0.107	0.098
Ti	0.119	0.129	0.121	0.047	0.018	0.091	0.092	0.205	0.212	0.205	0.082	0.093	0.091	0.056
Fe^{3+}	0.593	0.507	0.515	0.626	0.357	0.524	0.581	0.592	0.547	0.666	0.473	0.383	0.463	0.475
Mg	2.784	2.815	3.006	3.035	3.239	2.819	2.841	3.081	3.098	3.094	2.917	3.185	3.085	2.964
Mn	0.214	0.158	0.147	0.177	0.171	0.171	0.182	0.050	0.050	0.045	0.201	0.199	0.189	0.190
Fe^{2+}	1.198	1.296	1.151	1.067	1.152	1.277	1.225	0.969	0.944	0.872	1.125	1.078	1.066	1.201
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018
	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
M4 site														
Fe	0.009	0.005	0.029	0.022	0.045	0.009	0.005	0.352	0.335	0.256	0.035	0.113	0.038	0.000
Ca	1.866	1.875	1.861	1.888	1.893	1.871	1.877	1.523	1.543	1.612	1.835	1.773	1.809	1.906
Na	0.125	0.120	0.110	0.090	0.062	0.119	0.118	0.126	0.122	0.133	0.130	0.114	0.153	0.094
	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
A site														
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.131	0.226	0.230	0.109	0.062	0.121	0.120	0.128	0.124	0.135	0.132	0.228	0.156	0.128
K	0.147	0.146	0.135	0.131	0.063	0.124	0.120	0.053	0.054	0.056	0.124	0.113	0.123	0.125
Sum A	0.278	0.372	0.365	0.239	0.125	0.246	0.240	0.180	0.178	0.191	0.256	0.342	0.277	0.254
$\Sigma cations$	15.27	15.37	15.36	15.23	15.12	15.24	15.24	15.18	15.17	15.19	15.25	15.34	15.27	15.25
$Fe^{\#}$	0.393	0.391	0.361	0.361	0.324	0.391	0.389	0.383	0.371	0.367	0.376	0.331	0.337	0.361
Mg/Fe^{2+}	2.307	2.165	2.547	2.786	2.704	2.192	2.310	2.332	2.422	2.745	2.273	2.673	2.757	2.469
Mg/Fe	1.547	1.557	1.773	1.769	2.083	1.557	1.569	1.611	1.696	1.725	1.661	2.022	1.971	1.769
XMg	0.557	0.563	0.601	0.607	0.648	0.564	0.568	0.616	0.620	0.619	0.583	0.637	0.617	0.593



شکل ۸- تصاویر میکروسکوپ الکترونی (BSE) آمفیبول‌ها؛ (A) در واحد دیوریتی و (B) در واحد گرانیتی در شرق قلا‌ی‌لان. ویژگی‌های شیمیایی این کانی با منیزوهورنبلندهای کلسیک مطابقت دارد.

مربوط به کالبراسیون Smith و Anderson (۱۹۹۵) است.

کاربرد کانی آمفیبول و نیز زوج کانی‌های آمفیبول-پلاژیوکلاز در زمینه تعیین دما و فشار در سنگ‌های گرانیتی به ویژه در انواع متعلق به سری‌های کالک‌آلکان، بسیار متداول و مفید است (Moazzen and Droop, 1987; Hollister et al., 1987). زیرا آمفیبول‌ها هم در طیف وسیعی از انواع سنگ‌ها وجود دارند و در گستره دما (۴۰۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد) و فشار (۱ تا ۲۳ کیلوبار) گسترده‌ای یافت می‌شود (Stein and Dietl, 2001).

به طور کلی، روش‌های مختلفی وجود دارد که مبنای آنها ترکیب شیمیایی یک یا دو یا چند کانی توأم است. برای این پژوهش از دو روش الف) بر پایه محتوای Al در هورنبلند و ب) بر پایه زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز استفاده شده است. در زیر شرح هریک از روش‌ها و نتایج دما-فشارسنجی با داده‌های این پژوهش آورده خواهد شد سپس با استفاده از این نتایج، فوگاسیته و عمق نفوذ و جایگیری توده تعیین می‌گردد.

الف) فشارسنجی بر پایه روش محتوای Al در هورنبلند: با توجه به مشاهدات پتروگرافی مبنی

فشار-دماسنجی توده نفوذی قلا‌ی‌لان: نتایج

داده‌های حاصل از مطالعات تجربی و نمونه‌های طبیعی گویای این مطلب هستند که ترکیب آمفیبول‌ها با ترکیب شیمیایی، دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن تغییر می‌کند (Hollister et al., 1987; Rutherford and Johnson, 1989; Schmidt, 1992, 1993). اما بر خلاف بحث انگیز بودن این روش برای سیستم‌های طبیعی (Stone, 2000) و متغیر بودن ترکیب آمفیبول‌ها با فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن، این روش هم‌چنان مورد استفاده قرار می‌گیرد. اما به اعتقاد Anderson (۱۹۹۶) یک فشارسنجی صحیح صرفاً در هورنبلندهایی با $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ کمتر از ۰/۶۵ امکان پذیر است. استفاده از کالبراسیون‌های مربوطه منوط به برقراری چند شرط لازم و ضروری است:

الف) حضور مجموعه‌ای از کانی‌های همیافت شامل: کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، هورنبلند، بیوتیت، اسفن و اکسیدهای آهن-تیتان (مگنتیت/ایلمنیت) به طور همزمان با مذاب؛
ب) بکارگیری آنها در محدوده فشار تعیین شده و
ج) پلاژیوکلاز همزیست با هورنبلند باید دارای محتوای آنورتیت ۲۳ تا ۳۵ درصد باشد (شرط اخیر

محدودیت کاربری آن کالیبراسیون برای سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی، در اینجا مورد استفاده قرار نگرفت.

از طرفی، محتوای آلومینیوم کل نیز در روش فشارسنجی Schmidt (۱۹۹۲) مشروط بر حاکمیت فشارهای کمتر از ۱۳ کیلو بار و تحت شرایط اشباع از آب، که با معادله زیر ارایه می‌شود، مورد استفاده قرار می‌گیرد:

رابطه ۲:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = 4.76 \text{ Al}^{\text{total}} - 3.01$$

با برقراری شرایط بیان شده در گرانیوتئید مورد مطالعه، در روش محاسباتی بالا آمفیبول‌های توده گرانیوت پورفیری قلائی‌لان در فشاری معادل ۱/۳۷ تا ۳/۲۹ کیلو بار متبلور شده‌اند. همچنین، در نمودارهای ارایه شده از سوی Schmidt (۱۹۹۲) که بر پایه تغییرات مقدار آلومینیوم کل نسبت به عدد آهن $(\text{Fe}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}))$ (جدول ۲) در آمفیبول‌ها است، بیانگر آن است که آمفیبول‌های توده گرانیوتی مورد نظر در محدوده فشار بیش از یک تا کمی فراتر از ۳ کیلو بار متبلور شده‌اند (شکل ۱۰).

ســرــانجام، بــا روش Smith و Anderson (۱۹۹۵) با بکارگیری مقدار T در کالیبراسیون زیر (رابطه ۳)، به تأثیر مستقیم دما در فشارسنجی توده‌های کالک‌آلکالن حاوی هورنبلند با روش مقدار محتوای Al تأکید مجدد شده است. به همین سبب و به دلیل جامع بودن، این کالیبراسیون در این پژوهش نیز استفاده شد و نتایج آن (شکل ۱۱) نشان می‌دهد که فشار از حدود یک تا کمتر از چهار کیلو بار در نوسان است و با نتایج داده‌های شکل ۱۰ مطابقت خوبی را نشان می‌دهد.

رابطه ۳:

$$P (\pm 0.6 \text{ kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}^{\text{total}} - ((T - 675)/85) \times ((0.53 \text{ Al}^{\text{total}} + 0.00529 \times (T - 675)))$$

بر همیافتی کانی‌های هفتگانه در این سنگ‌ها (جدول ۳)، نتایج فشارسنجی توده گرانیوتئیدی قلائی‌لان با استفاده از معادلات ارایه شده زیر توسط Hollister و همکاران (۱۹۸۷) آورده شده است.

رابطه ۱:

$$P = -3.92 + 5.03 \text{ Al}^{\text{total}}$$

همان طور که مشاهده می‌شود به ترتیب حداقل و حداکثر فشار با روش محتوای Al کل در هورنبلند در این توده ۰/۷۰۷ تا ۲/۷۴ کیلو بار است. اما موقعیت ترکیب آمفیبول‌ها در نمودار نسبت Ti به Al (هر دو در واحد فرمولی) گویای حضور آنها در قلمرو آمفیبول‌های فشار متوسط است (شکل ۹-B) (Hynes, 1982). این دامنه از تغییرات فشار به ظاهر با آن چه از ترکیب شیمیایی هورنبلند استنتاج می‌شود کمی تناقض دارد.

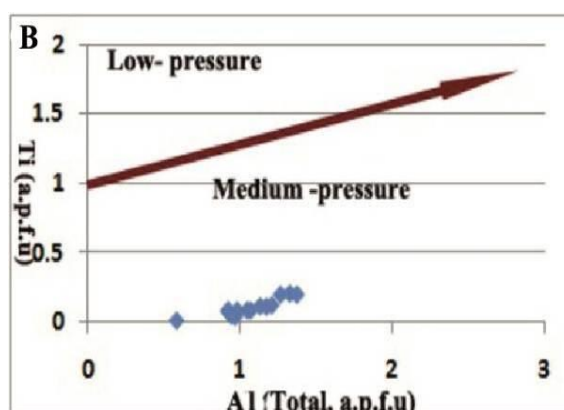
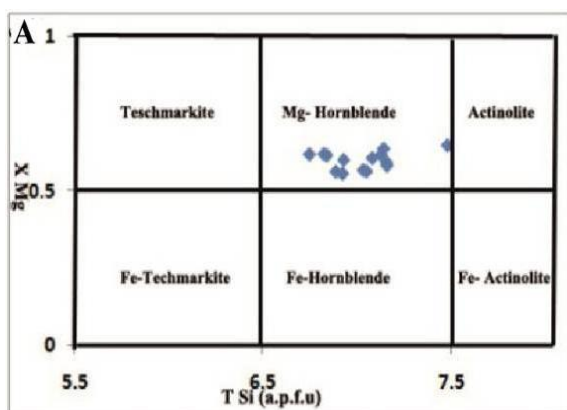
پژوهش‌های متعاقب و پیشرفته‌تر Anderson و Smith (۱۹۹۵) نشان داد که شاخص‌هایی مانند: درجه حرارت، جانشینی Ti در سایت تترائدري، فوگاسیته اکسیژن و میزان جانشینی Fe^{2+} در شبکه آمفیبول بر مقدار Al آمفیبول (متوجه اثر $\text{Fe}^{\#}$) تأثیر می‌گذارد و ممکن است فشار کاذب ایجاد کند. بنابراین، استفاده از داده‌های این نمودار باید با احتیاط انجام شود.

همچنین، Zen و Hammarsterom (۱۹۸۶) نیز مقدار اندک عدد منیزیمی هورنبلندها را ناشی از تبلور این کانی در شرایط فشار کم و فوگاسیته اکسیژن زیاد تلقی کرده‌اند. Hollister و همکاران (۱۹۸۷) نیز معتقدند وجود دامنه‌ای از فشارهای یاد شده گویای تبلور پلی‌باریک (در فشارهای مختلف) ماگما طی صعود از میان پوسته است. لازم به یادآوری است که از سوی Rutherford و Johnson (۱۹۸۹) معادله‌ای نیز پیشنهاد شده که به سبب

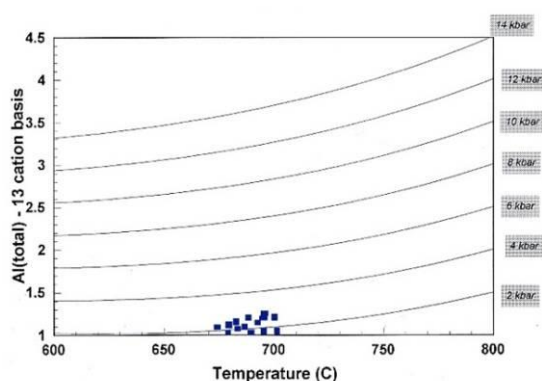
مقدار Al^{total} معادل مجموع Al^{IV} و Al^{VI} و T بر حسب درجه سانتیگراد و بر اساس دماسنجی (Blundy and Holland, 1990) -پلاژیوکلاز پایه‌ریزی شده است

جدول ۳- تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای مجاور آمفیبول‌هایی (جدول ۲) که برای محاسبه دما-فشارسنجی در موقعیت‌های مختلف توده نفوذی قلا‌ی‌لان انتخاب شده‌اند.

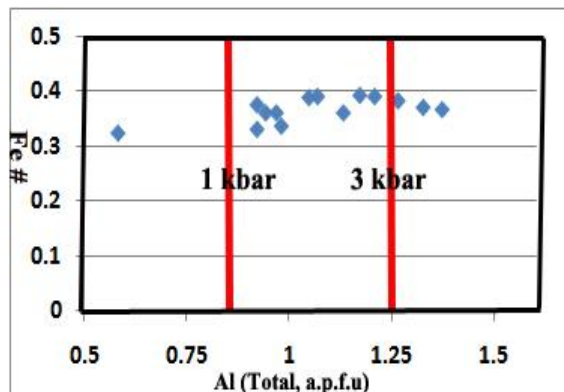
Plag	GH2-14	NGH 14-12	NGH2-2	NGH16
XAb	0.810	0.641	0.709	0.485
X An	0.181	0.345	0.284	0.511



شکل ۹- A) بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای در نمودار XMg-TSi (Leake *et al.*, 1997) آمفیبول‌ها از نوع منیزوهورنبلند هستند؛ B) موقعیت آمفیبول‌ها در نمودار (Ti-Al_{Total}) (Hynes, 1982) که گویای برخورداری آنها از فشار متوسط است.



شکل ۱۱- نمودار تعیین میزان فشار متناسب با دما و مقدار فراوانی آلومینیوم کل در هورنبلند (Anderson and Smith, 1995). توزیع نمونه‌های مورد مطالعه با نتایج شکل ۱۰ همخوانی دارد.



شکل ۱۰- نمودار نسبت Al کل (در واحد فرمولی) بر عدد آهن (جدول ۲) (Schmidt, 1992). گویای آن است که هورنبلندها در گستره فشاری بین یک تا کمی بیش از سه کیلو بار به وجود آمده‌اند.

باشد برای دماسنجی مفید هستند. استفاده از این زوج کانی در سنگ‌های آذرین با حضور و بدون حضور کوارتز امکان‌پذیر است. محاسبه دما (بر حسب کلونین) در فرمولی که توسط Holland و

ب) دماسنجی بر پایه روش زوج هورنبلند-پلاژیوکلاز: همان طور که یادآوری شد پلاژیوکلازها و هورنبلندهایی که در مجاور یکدیگر قرار داشته باشند و شرایط تعادل در آنها برقرار

Blundy (۱۹۹۴) ارایه شده به صورت رابطه ۴ است.

رابطه ۴:

$$T(\pm 311K) = 0.677P(\text{kbar}) - 48.98 + Y_{Ab}/0.0429 - 0.0083144 \ln(\text{Si-4})/(8-\text{Si}) X_{Ab}^{\text{plag}}$$

در این کالبراسیون، اعضا به شرح زیر تعریف شده‌اند. P = فشار بر حسب کیلوبار (بر پایه Schmidt (۱۹۹۲)، $\text{Si} =$ تعداد کاتیون‌های سیلیسیوم در فرمول آمفیبول، $X_{Ab}^{\text{plag}} =$ درصد فراوانی آل بیت موجود در پلاژیوکلاز و مقدار $Y_{Ab} =$ از رابطه‌های زیر به دست می‌آید.

$$X_{Ab} > 0.5, Y_{Ab} = 0, X_{Ab} < 0.5, Y_{Ab} = 8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab}^{\text{plag}})^2$$

دمای توده گرانیتوئیدی مطالعه شده که به طور کامل توسط نرم‌افزار محاسبه شده از ۶۹۰ تا ۸۰۴ درجه سانتیگراد است (جدول ۴). این دامنه دمایی بیانگر دمای محدوده زمان جایگیری و سرد شدن گرانیت در قلائی‌لان است.

نتایج بررسی‌های دماسنجی با روش Vyhenal و همکاران (۱۹۹۱) که در فشارهای ۱ تا ۲۰ کیلوبار و فوگاسیته اکسیژن برای تعیین دمای تعادل هورنبلند-پلاژیوکلاز ارایه شده (رابطه ۵) نیز گستره‌ای بین ۶۷۸/۱۷ تا ۶۸۵/۲۹ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد.

رابطه ۵:

$$T = 654.9 + 25.3P$$

جدول ۴- نتایج داده‌های حاصل از روش‌های مختلف دما-فشارسنجی برای نمونه‌های توده گرانیتی قلائی‌لان

Samples	GH2-14	NGH-14-12	NGH-2-2	NGH-16	NGB-8	Reference
P(kbar)	1.96	0.707	1.44	2.74	2.12	(Hollister et al., 1978)
P(± 0.6 kbar)	2.55	1.37	2.06	3.29	2.07	(Schmidt, 1992)
T($^{\circ}\text{C}$)	697.3	706.3	689.5	782.3	804.4	(Holland and Blundy, 1994)
	-29.38	-28.82	-29.88	-24.56	-23.47	Log f O ₂
	695.4	704.2	688.5	767.7	781.6	(Schmidt, 1992)
T($^{\circ}\text{C}$)	684.47	678.17	681.87	688.40	685.29	(Vyhenal et al., 1991)
D(km)	7.53	3.48	5.97	4.92	4.83	Depth

است.

بنابر نتایج داده‌های فشارسنجی بالا و تغییرات گرادیان فشار، گرانیت قلائی‌لان در عمقی معادل با گرانیتوئیدهای کم‌عمق جایگزین شده است. عدم وجود دایک‌های شعاعی، مشخص بودن مرزهای تماس توده نفوذی با سنگ‌های در بر گیرنده، نبود رخساره‌های دگرگونی ناحیه‌ای دما بالا، فقدان میگماتیت و نیز داده‌های فشارسنجی همگی شواهدی بر این موضوع هستند که عمق تبلور و جایگزینی پلوتون مورد مطالعه بیش از ۸ کیلومتر نبوده است.

فشار بخشی اکسیژن ماگمای گرانیتی قلائی‌لان: در برخی روابط محاسباتی مانند رابطه‌ای

عمق جایگزینی توده گرانیتی قلائی‌لان: در سایه فشارسنجی (بارومتري) بر اساس محتوی Al در هورنبلند نیز می‌توان عمق جایگزینی سنگ‌های پلوتونیک فلسیک را تخمین زد. مجموعه کانی‌های همراه با هورنبلند در کنار مذب و فاز سیال، بنابر آن چه که Blundy و Holland (۱۹۹۰) توصیف نموده‌اند، در دمایی نزدیک به دمای سولیدوس به تعادل می‌رسد. متعاقب انجماد و سرد شدن ماگما، سیر دستیابی به وضع تعادل با کانی‌های اشاره شده کند شده و سپس به طور کامل متوقف خواهد شد. در این صورت، ترکیب هورنبلند بازتابی از عمق تشکیل این کانی خواهد بود که در آن عمق، ماگما منجمد و جایگزین شده

دلالت دارد. لازم به یادآوری است که نتایج حاصل از بررسی‌های پتروژنز این توده نیز تشکیل در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای متأثر از فرورانش را که با محیط اکسایشی بالا توأم است، را تأیید می‌نماید (Noori Hendi, 2011).

از طرفی، محتوای آب نیز به دما و فشار و نیز ترکیب شیمیایی بستگی دارد و همان طور که Dall'agnol و همکاران (۱۹۹۹) و نیز Klimm و همکاران (۲۰۰۳) اظهار داشتند این تخمین از داده‌های تجربی قابل استنباط است. Scaillet و Evans (۱۹۹۹) معتقدند پایداری آمفیبول‌ها به طور گسترده به محتوای H_2O مذاب بستگی دارد. بر اساس تجربیات پژوهشگران، پایداری آمفیبول و نبود ارتوپروکسن‌ها نشانگر حضور بیش از ۵ درصد وزنی آب است.

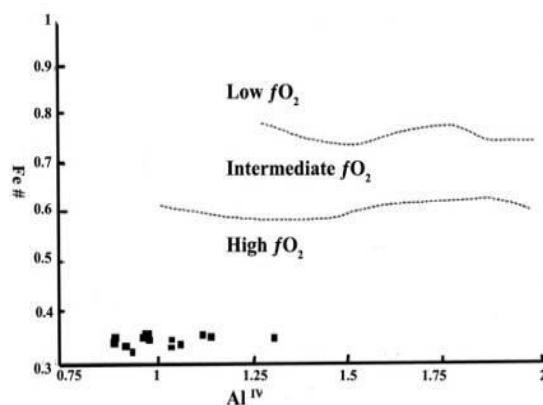
با توجه به برون‌زدهای پراکنده دیوریت‌ها به نظر می‌رسد علاوه بر تغییرات فشار بخار آب که منجر به ایجاد پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده گردیده، ممکن است آرایش ماگمایی نیز تا حدودی مؤثر بوده باشد. یاد آور می‌شود که شواهد غیر قابل انکار صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی در باتولیت گرانیتوئیدی جنوب قروه، که در نزدیکی منطقه مورد مطالعه قرار دارد از سوی برخی پژوهشگران به اثبات رسیده است (Shabani, 2011; Torkian, 2012).

شکل ۱۲- نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ (عدد آهن، از جدول ۲) (Anderson and Smith, 1995). آمفیبول‌های مطالعه شده در فوگاسیته اکسیژن بالا به وجود آمده‌اند.

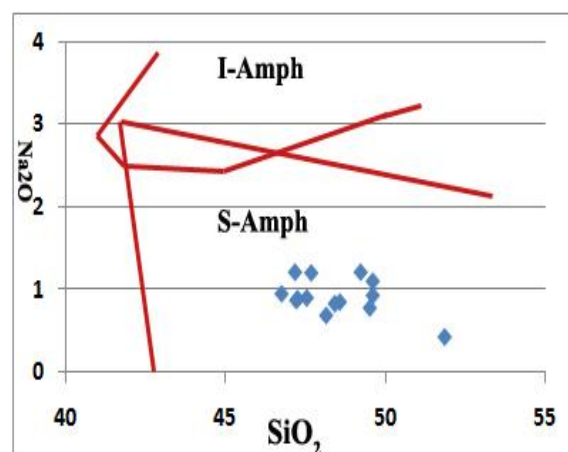
که توسط Wones (۱۹۸۹) معرفی شده می‌توان مقدار فوگاسیته اکسیژن را به دست آورد: رابطه ۶:

$$\text{Log } fO_2 = -3093/T + 14.98(P-1)/T$$

مقدار میانگین $\text{Log } fO_2$ برای توده نفوذی مورد مطالعه برابر با ۲۷/۲۱- است که به دلیل حضور همزمان کانی‌هایی نظیر: مگنتیت و کوارتز در کنار آمفیبول‌ها در این سنگ‌ها سازگاری دارد. از طرفی، پژوهشگران با مطالعه بر روی کاربرد بارومتر آلومینیوم در هورنبلند متوجه تأثیر شاخص‌هایی مانند: فوگاسیته اکسیژن و دما بر مقدار فشار شده‌اند و معتقدند که $(Fe/(Fe^{2+}+Mg))$ سیلیکات‌های مافیک و سنگ کل تابعی از فوگاسیته اکسیژن در دمای ثابت است (Anderson and Smith, 1995). Scaillet and Evans, 1999 در همین راستا، زمانی که در ساختار فرمولی آمفیبول این رابطه‌ها برقرار باشد: $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^{Total}/(Fe^{Total}+Mg) > 0.3$ می‌توان مقدار فوگاسیته را نیز تعیین نمود. بنابراین، با توجه به وجود این تمهیدات در استفاده از نمودار Al^{IV} در مقابل $Fe/(Fe^{2+}+Mg)$ (عدد آهن)، فشار بخشی اکسیژن در توده گرانیتوئیدی قلا‌ی‌لان در قلمرو فوگاسیته اکسیژن بالا قرار می‌گیرد (شکل ۱۲). وجود کانی‌های یاد شده و محیط تکتونیکی آمفیبول‌ها (شکل ۱۳) نیز بر بالا بودن این شاخص



شکل ۱۳- نمودار موقعیت آمفیبول‌ها در محیط‌های تکتونیکی مختلف (Coltorti et al., 2007) (داده‌ها از جدول ۲). آمفیبول‌های مورد مطالعه این پژوهش در قلمرو آمفیبول‌های محیط‌های فروران‌ش تصویر شده‌اند. S-Amph = آمفیبول‌های متعلق به محیط فروران‌ش؛ I-Amph = آمفیبول‌های وابسته به محیط‌های درون صفحه‌ای.



نتیجه‌گیری

توده نفوذی قلائی‌لان که در راستای باتولیت گرانیتوئیدی جنوب قروه (به سمت غرب) رخمون دارد، متشکل از سه واحد سنگ‌شناختی دیوریت، گرانیتوئید و گرانیت پورفیری است. این واحدها به سری سنگی کالک‌آلکان و گرانیتوئیدهای تیپ I محیط حاشیه فعال قاره‌ای تعلق دارد. تجزیه ریز پردازش الکترونی کانی‌های مهمی مانند: پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار و آمفیبول‌ها بیانگر نتایج زیر است:

الف) ترکیب پلاژیوکلازها در دیوریت در محدوده آندزین تا کمی لابرادوریت و در گرانیت‌های پورفیری و غیرپورفیری در گستره پلاژیوکلازهای اولیگوکلاز-آندزین قرار دارد. ب) فلدسپارها در مواردی دارای بافت راپاکیوی و منطقه‌بندی ترکیبی هستند. تغییرات ترکیبی درصد آنورتیت پلاژیوکلازها به سبب وجود تغییر و نوسان در محتوای فشار بخار آب در حین تبلور ماگما، افت ناگهانی فشار در زمان تبلور یا آرایش ماگمایی ممکن است، باشد. تغییر شرایط ترکیب شیمیایی ماگما عامل اصلی ایجاد بافت راپاکیوی در فلدسپارها است. پوشش آلکالی موجود بر روی پلاژیوکلاز، ارتوکلاز با ترکیب ۸۸-۹۷/۶ درصد ارتوکلاز را نشان می‌دهد. با توجه به حضور پراکنده آنکلاوها ممکن است علاوه بر

تغییرات فشار بخار آب، آرایش ماگمایی نیز تا حدودی در تشکیل ساختمان منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها دخالت داشته باشد. ج) آمفیبول‌های مورد مطالعه در واحدهای سنگی این توده نفوذی همگی در قلمرو آمفیبول‌های کلسیک با ترکیب منیزیم‌هورنبلند تشخیص داده شده‌اند. د) وجود شرایط مناسب برای استفاده از زمین‌دماسنج-زمین فشارسنج‌هایی با کالیبراسیون‌های مختلف بیانگر آن است که فشار در زمان تبلور از حدود یک تا کمی بیش از سه کیلو بار متغیر بوده است. بازتاب این تغییرات در رشد کانی‌هایی مانند: پلاژیوکلازهای درشت‌بلور در گرانیت پورفیری کاملاً محسوس است. به علاوه، دمای زمان تبلور در توده مطالعه شده بین ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. حضور پلاژیوکلازهای منطقه‌بندی شده تأییدی بر وجود تغییرات فشار در زمان تبلور ماگما است. اما این موضوع را نباید از نظر دور داشت که فاکتورهای مهمی بر مقدار آلومینیوم‌هورنبلندها تأثیر گذار هستند. درجه حرارت، جانشینی Ti در سایت تترائدری و فوگاسیته اکسیژن که به تبع آن شرایط مساعدی برای جانشینی Fe^{2+} در شبکه آمفیبول نسبت به Fe^{3+} به وجود می‌آید، از جمله با اهمیت‌ترین فاکتورهایی هستند که ممکن است فشار کاذب ایجاد کند. بنابراین، توجه کافی به کاربرد نوع

حاشیه فعال قاره‌ای) بر شرایط فوق صحه می‌گذارد.

سپاسگزاری

این پژوهش با هزینه پژوهانه نگارنده انجام شده است. بنابراین، از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه بوعلی‌سینا تشکر و قدردانی می‌گردد.

کالیبراسیون و توجه به محدودیت‌های آنها مانع از حصول چنین ارقام غیر واقعی خواهد شد که مورد توجه نگارنده بوده است. و) با توجه به ترکیب آمفیبول، مذاب از مقدار فوگاسیته اکسیژن بالایی برخوردار بوده که ویژگی‌های کانی‌شناسی و نیز محیط تکتونیکی شکل‌گیری توده (فرورانش در

منابع

- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist* 80: 549-559.
- Anderson, J. L. (1996) Status of thermo-barometry in granitic batholiths, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 87: 125-138.
- Ayati, F., Kalimi Noghreyan, M. and Khalili, M. (2012) Petrographic and mineral-chemistry of the magmatic-alteration zones south of Salafchegan. *Petrology* 2(8): 1-20 (in Persian).
- Azizi, H. and Asahara, Y. (2013) Juvenile granite in the Sanandaj-Sirjan zone, NW Iran: late Jurassic-early Cretaceous arc-continent collision. *International Geology Review* 55(12): 1523-1540.
- Blundy, J. D. and Holland, T. J. B. (1990) Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104: 208-224.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Faccini, B., Grégoire, M., O'Reilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99: 68-84.
- Dall'agnol, R., Scaillet, B. and Pichavant, M. (1999) An experimental study of a lower proterozoic A-type granite from the eastern Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Petrology* 40 (11): 1673-1698.
- Dungan, M. D. and Rhodars, J. M. (1979) Residual glasses and melt inclusions in basalts from DSDP legs 45 and 46: evidence for magma mixing. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 67: 417-431.
- Hammarsterom, J. M. and Zen, E-an. (1986) Aluminum in hornblende, an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist* 71: 1297-1313.
- Holland, T. J. B. and Blundy, J. D. (1994) Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116: 433-447.
- Hollister, L. S., Grisson, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. and Sisson, V. B. (1987) Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72: 213-239.
- Hoseini, M. (1997) Geological map of Qorveh 1: 100000, No. 5560, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Hynes, A. (1982) A comparison of amphiboles from medium and low pressure metabasites. *Contributions of Mineralogy and Petrology* 81: 119-125.
- Rutherford, M. J. and Johnson, M. C. (1989) Experimental calibration of the aluminium-in- hornblende geobarometer with application to Long Vally Caldera (California) volcanic rocks. *Geology* 17: 837-841.
- Klimm, K., Holtz, F., Johannes, W. and King, P. L. (2003) Fractionation of metaluminous A-type granites: an experimental study of the Wangra Suite, Lachlan Fold Belt, Australia. *Precambrian Research* 124(2-4): 327-341.

- Leake, B. E, Woolley, A. R., Birch, W. D., Burke, E. A. J., Feraris, G., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N. and Whittaker, E. J. W. (1997) Nomenclature of amphiboles, additions and revisions to the international mineralogical association's amphibole nomenclature. *American Mineralogist* 89: 883-887.
- Mahmoudabadi, L. Tabatabaei Manesh, S. M. and Torabi, G. (2012) Petrography and mineral chemistry of Eocene volcanic in the southwest of Jandaq (northeast of Isfahan). *Petrology* 3(10): 95-107 (in Persian).
- Mahmoudi, Sh., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *Journal of Asian Earth Science* 41: 238-249.
- Moazzen, M. and Droop, T. R. (2005) Application of mineral thermometers and barometers to granitoid igneous rocks: the Etive Complex, W- Scotland. *Mineralogy and Petrology* 83: 27-53.
- Nasrabad, M. (2012) Thermobarometry of intrusion bodies from Soltanabad area (NE Sabzevar): with special reference to their adjoining metamorphic aureole and reaction rim. *Petrology* 3(9): 87-106 (in Persian).
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1989) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* (77): 1242-1249.
- Noori Hendi, L., (2011) Petrological investigation of Ghalilan granitic pluton, SW-Qorveh (Kurdistan province). MSc thesis, Bu-Ali-Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Noori Hendi, L., Torkian, A. and Sepahi, A. A. (2012) Petrography and petrogenesis of Ghalilan intrusive body (SW-Qorveh- Kurdistan), Iran. *Applied Geology* 8(2): 173-184 (in Persian).
- Sarjoughian, S., Kananian, A. and Ahmadian, J. (2012) Application of pyroxene chemistry for evaluation of temperature and pressure in the Kuh-e Dom intrusion. *Petrology* 3(11): 97-110 (in Persian).
- Sangehale, R. (1995) Petrology of the igneous rocks (S-Qorveh). MSc thesis, University of Tehran, Tehran, Iran (in Persian).
- Scaillet, B. and Evans, B. W. (1999) The 15 June 1991 eruption of mount Pinatubo. I, Phase equilibria and pre-eruption P-T-fO₂-fH₂O conditions of the dacite magma. *Journal of Petrology* 40(3): 381-411.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of Al- in- hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 304-310.
- Schmidt, M. W. (1993) Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650 °C. *American Journal of Sciences* 293: 1011-1060.
- Shabani, T. (2011) Petrography and petrology of enclaves of the Qorveh intrusive body (Kurdistan). MSc thesis, Bu-Ali-Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Stein, E. and Dietl, C. (2001) Hornblende thermobarometry of granitoids from the central Odenwald (Germany) and their implications for the geotectonic development of the Odenwald. *Mineralogy and Petrology* 72: 185-207.
- Stone, D. (2000) Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens River area, northwest Superior province, Ontario, Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 38: 455-470.
- Torkian, A. (2008) Magmatism investigation of the south-Qorveh granodiorite intrusive body (Kurdistan). PhD thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian)
- Torkian, A., Khalili, M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh granitoid complex, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 185(2): 131-142.

- Torkian, A. (2011) The Parishan pluton in Qorveh area, an example for magma mingling process, southeastern Sanandaj, Iran. In: Dyke swarms: keys for geodynamic interpretation (Ed. Srivastava, R. K.) 331-342. Springer, Verlag, Berlin, Heidelberg
- Torkian, A. (2012) Textural and mineral chemistry features of the Qorveh granitoid complex (Kurdistan): evidence for magma mingling/mixing processes. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 20(2): 331-341 (in Persian).
- Vyhenal, C. R., Mc Sween, H. Y. and Speer, J. A. (1991) Hornblende chemistry in southern Appalachian granitoids: implications for aluminum hornblende thermobarometry and magmatic epidote stability. American Mineralogist 76: 176-188.
- Wones, D. R. (1989) Significance of assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. American Mineralogist 74: 744-749.

Mineral chemistry of the granitoid Ghalilan body (SW-Qorveh, Kurdistan) and its estimates of physicochemical parameters

Ashraf Torkian *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract

The Ghalilan granitoid pluton is located in SW- of Qorveh and in the Sanandaj-Sirjan zone. Based on petrographic studies, the body includes three rock units, composing of granitoid, porphyritic granite and diorite. These rocks are mainly composed of plagioclase, alkali-feldspar, quartz and amphibole. The composition of the studied plagioclase is An₁₄₋₅₀ (the minimum value in granite) to An_{41.4-58} (the maximum value in diorite) and some samples display normal zoning and rapakivi texture. The results of electron microprobe analysis (EMPA) indicate the amphiboles studied are magnesio hornblende in composition implying I-type nature of magma. Application of different barometers and thermometers (e.g. Al-in-Hornblende, Plagioclase-Amphibole) exhibits a pressure of ~ 1 to 3.3 kbar and temperatures of 690-804 °C for the intrusion. The reaction of these variations is reflected by the growth of minerals such as large zoned plagioclase crystals in the porphyritic granites. In addition, the presence of the zoned plagioclase implies the P_{H₂O} variations at the time of crystallization and emplacement of the magma in the depth of ~8 km. The composition of hornblendes suggests their formation in high oxygen fugacity condition, which is in accordance with their mineralogical characteristics and tectonic setting of Ghalilan body (subduction in active continental margin).

Key words: Mineral chemistry, Geothermometry, Geobarometry, Granitoid, Qorveh, Sanandaj-Sirjan zone

* a-torkian@basu.ac.ir