

Mineral chemistry and thermobarometry of Kuh e-Dom granitoid, NE Ardestan

A. Kananian¹, J. Ahmadian², F. Sarjoughian¹

1: School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Iran

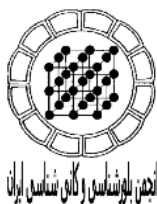
2: Department of Geology, University of Payam-e- Noor, Esfahan

Email: Kananian@khayam.ut.ac.ir

(Received: 28/6/2007, in revised form: 7/7/2007)

Abstract: Kuh e-Dom intrusion, located at the northeast of Ardestan, consists of granodiorite and diorite. The granodiorites have been intruded by various basic dikes. Plutonic rocks are mainly composed of plagioclase, biotite, amphibole, pyroxene, alkali-feldspar and quartz. Based on microprobe analysis, the biotite is classified as magnesiobiotites which typically occur at calc-alkaline orogenic igneous rocks. The amphibole belongs to calcic-amphibole group but its composition varies from magnesiohornblende to actinolite in granodiorite and from hornblende-actinolite to actinolite both in diorite and basic dikes. The plagioclase also shows variable composition from oligoclase to andesine in the granodiorite and from andesine to labradorite both in diorite and basic dikes. Based on the mineral chemistry data, the equilibrium temperature of the mineral crystallization is estimated at about 700°C, the pressure equilibrium occurred at ~1.5 Kb, which is consistent with a depth of 5.5 Km .

Key words: mineral chemistry, granodiorite, geothermometry, geobarometry, Kuh e-Dom.



شیمی برخی از کانی‌ها و ارزیابی دما و فشار در توده گرانیتوئیدی کوه دم، شمال شرق اردستان

علی کنعانیان^۱، جمشید احمدیان^۲، فاطمه سرجوقیان^۱

۱- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران

۲- دانشگاه پیام نور مرکز اصفهان

پست الکترونیکی: Kananian@Khayam.ut.ac.ir

(دریافت مقاله ۱۳۸۵/۱۱/۸، نسخه نهایی ۱۳۸۶/۵/۱۶)

چکیده: توده گرانیتوئیدی کوه دم، واقع در شمال شرق اردستان، بیشتر از گرانودیوریت و کمی دیوریت تشکیل شده است. بخش‌های گرانودیوریتی این مجموعه به وسیله دایک‌هایی بازی متعدد قطع شده‌اند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده سنگ‌های منطقه شامل پلاژیوکلاز، آلكالی‌فلدسپار، کوارتز، بیوتیت، آمفیبول، و پیروکسن‌اند. نتایج ریز پردازش آنها نشان می‌دهد که بیوتیت‌های گرانودیوریت و دیوریت از نوع منیزیم‌دار و متعلق به سری کالک‌آلكالین کوهزایی هستند. آمفیبول‌های این مجموعه، کلسیک و ترکیب آن‌ها از منیزیم‌هورنبلند تا اکتینولیت در گرانودیوریت‌ها و از اکتینولیت‌هورنبلند تا اکتینولیت در دیوریت‌ها و دایک‌های بازی یک تغییر می‌کند. ترکیب پلاژیوکلازها در گرانودیوریت‌ها از الیگوکلاز تا آندزین و در دیوریت‌ها و دایک‌های بازی یک از آندزین تا لابرادوریت متغیر است. مطالعات زمین‌دما-فشارسنجی گرانودیوریت‌ها حاکی از آن است که میانگین فشار و دمای حاکم بر توده هنگام جایگزینی به ترتیب در حدود ۱/۵ کیلوبار و ۷۰۰ درجه سانتیگراد بوده است. این فشار با توجه به میانگین چگالی سنگ‌های پوسته، با عمق در حدود ۵/۵ کیلومتری همخوانی دارد.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، گرانودیوریت، زمین‌دماسنجی، زمین‌فشارسنجی، کوه‌دم.

۱- مقدمه

تزیق توده، سنگ‌های فراگیر به ویژه آهک‌های کرتاسه به مجموعه‌های اسکارن و هورنفلس تبدیل شده‌اند. علاوه بر این دایک‌های بازی یک با بافت پورفیری مجموعه نفوذی یاد شده را قطع کرده‌اند. براساس مطالعات سن‌سنجی به روش K-Ar توسط زمین‌شناسان روس [۱] سن مجموعه نفوذی کوه دم، ائوسن بالایی تعیین شده است. از جمله مهمترین تحقیقات انجام شده در سطح منطقه، می‌توان به مطالعات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی شرکت تکنواکسپورت در سال ۱۹۸۱ اشاره کرد. این تحقیقات که به منظور شناسایی کانی‌سازی‌های پراکنده در اطراف کوه دم صورت گرفته، به شناسایی پتانسیل‌های معدنی

مجموعه نفوذی کوه دم با وسعتی در حدود ۴۰ کیلومتر مربع، بین طول‌های جغرافیایی ۵۲°،۴۸' تا ۵۲°،۵۴' شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۳°،۵۴' تا ۳۴°،۱۰' شمالی در فاصله ۱۱۰ کیلومتری شمال شرق اردستان واقع شده است. این توده نفوذی از دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای شامل ۱- گرانودیوریت با حجم زیاد در مرکز توده، و ۲- دیوریت با حجم کمتر در حاشیه آن تشکیل شده است. سنگ‌های میزبان توده شامل شیست‌های پالئوزوئیک، آهک‌های کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین‌اند. به واسطه تاثیر گرمای ناشی از

۲- روش مطالعه

مطالعات صحرایی و نمونه برداری از واحدهای مختلف سنگ شناسی توده نفوذی دم در طول سال‌های ۱۳۸۴ تا ۱۳۸۵ انجام شد. پس از تهیه مقاطع نازک از نمونه‌ها و مطالعه دقیق سنگ‌شناختی آن‌ها تعداد ۱۰ نمونه از سنگ‌های نفوذی برای مطالعات ریزپردازشی انتخاب و در ژاپن آنالیز شدند. در این نمونه‌ها بیش از ۶۵ نقطه از کانیهای آمفیبول، بیوتیت، و فلدسپار با ریزپرداز Jeol مدل JXA-8800R با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان ۱۵ نانوامپر، و زمان شمارش ۴۰ ثانیه با دقت هزارم درصد (۱۰ppm) در دانشگاه ناروتو آنالیز شدند که نتایج این آنالیزها در جدولهای ۱ تا ۴ قابل مشاهده‌اند. تفکیک مقادیر Fe^{2+} و Fe^{3+} در فرمول ساختاری کانی‌های بیوتیت و آمفیبول با استفاده از روش‌های پیشنهادی دروب [۲] و لیک [۳] انجام شده است.

منجر شده است و نتایج آن پس از تصحیح توسط کارشناسان سازمان زمین شناسی در سال ۱۹۸۴، تحت عنوان زمین‌شناسی ناحیه انارک، منتشر شده است. شرکت پیچاپ کاوش در سال ۱۳۷۹ به منظور ارزیابی کانی سازی طلا، نواحی امید بخش را مورد پی‌جویی نیمه‌تفصیلی قرار داده است. هم اکنون نیز شرکت تهیه و توزیع مواد معدنی ایران طرح پی‌جویی طلای کوه دم را در دست اجرا دارد. به علاوه ربیعی در سال ۱۳۸۵ در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی مناطق امیدبخش از نظر احتمال کانه‌سازی و ژنز اندیس طلای کوه‌دم، پرداخته است.

در این مقاله سعی شده است از طریق ادغام نتایج مطالعات صحرایی، داده‌های سنگ‌شناختی و نتایج ریزپردازش کانی‌ها، به بررسی ارتباط ژنتیکی بین بخش‌های مختلف توده، خاستگاه ماگمای سازنده سنگها و شرایط فیزیکی جایگزینی توده (دما و فشار) پرداخته شود.

جدول ۱ نتایج ریزپردازش بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها.

diol	dio2	gra1	gra2	gra3	gra 4	gra5	gra6	شماره نمونه
مرکز	حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	مرکز	میانه	حاشیه	محل آنالیز
۳۶۵۷۳	۳۶۷۳۵	۳۶۴۰۳	۳۶۴۵۷	۳۶۳۳	۳۶۴۵۷	۳۴۱۲۲	۳۶۵۲۲	SiO ₂
۶۱۰۲	۵۱۰۸	۴۴۴۱	۴۴۷۵	۴۴۶۶	۴۴۷۵	۳۳۴۴	۳۶۲۸	TiO ₂
۱۳۴۱	۱۳۴۱۵	۱۳۲۵۳	۱۳۷۶۱	۱۳۵۶۵	۱۳۷۶۱	۱۴۵۱۸	۱۳۴۶۵	Al ₂ O ₃
.	.	۰.۳۷	۰.۱۹	۰.۳۵	۰.۱۹	۰.۵۳	.	Cr ₂ O ₃
۱۸۴۳۲	۱۷۷۶۶	۱۹۱۹۷	۱۹۴۰۱	۱۸۷۲۹	۱۹۴۰۱	۲۱۰۱۲	۱۹۶۸۵	FeO
۰.۹۱	۰.۹۳	۰.۲۴۸	۰.۲۳۸	۰.۲۰۱	۰.۲۳۸	۰.۴۳۴	۰.۳۳۶	MnO
۱۲۲۳۸	۱۲۳۴۸	۱۲۳۲	۱۲۲۹۸	۱۲۰۱۲	۱۲۲۹۸	۱۲۸۶۶	۱۲۳۷۹	MgO
.	۰.۰۴	۰.۱۵	CaO
۰.۱۶۲	۰.۱۴۶	۰.۱۸۶	۰.۱۲۸	۰.۰۹۹	۰.۱۲۸	۰.۱۰۳	۰.۱۷۳	Na ₂ O
۱۱۶۵۱	۱۱۹۳۷	۱۱۲۴۱	۱۱۳۷۶	۱۱۴۷۷	۱۱۳۷۶	۸۶۴	۱۱۰۹۱	K ₂ O
۰.۲۶	.	۰.۰۰۶	.	۰.۰۸۴	.	.	.	NiO
کاتیون‌ها بر اساس ۲۲ اکسیژن محاسبه شده است.								
۵۷۰۷	۵۷۸۸	۵۷۷۶	۵۷۳۸	۵۷۷۷	۵۷۳۸	۵۵۳۷	۵۸۰۲	Si
۲۲۹۳	۲۲۱۲	۲۲۲۴	۲۲۶۲	۲۲۲۳	۲۲۶۲	۲۲۶۳	۲۱۹۸	IVAl
۰.۱۷۱	۰.۲۷۷	۰.۲۵۳	۰.۲۸۸	۰.۳۱۷	۰.۲۸۸	۰.۳۱۱	۰.۳۲۱	AlVI
۰.۷۱۶	۰.۶۰۵	۰.۵۳	۰.۵۳	۰.۵۳۴	۰.۵۳	۰.۴۰۸	۰.۴۳۴	Ti
.	Fe ₃
۲۴۰۶	۲۳۴۱	۲۵۴۷	۲۵۵۴	۲۴۹۱	۲۵۵۴	۲۸۵۱	۲۶۱۵	eF
.	.	۰.۰۰۵	۰.۰۰۲	۰.۰۰۴	۰.۰۰۲	۰.۰۰۷	.	Cr
۰.۰۱۲	۰.۰۱۲	۰.۰۳۳	۰.۰۳۲	۰.۰۲۷	۰.۰۳۲	۰.۰۶	۰.۰۴۵	Mn
۲۸۴۷	۲۹۱	۲۹۱۴	۲۸۸۵	۲۸۴۸	۲۸۸۵	۳۱۱۲	۲۹۳۲	Mg
.	Ba
.	۰.۰۰۱	۰.۰۰۳	Ca
۰.۴۹	۰.۴۵	۰.۵۷	۰.۳۹	۰.۳۱	۰.۳۹	۰.۳۲	۰.۵۳	Na
۲۳۲	۲۳۹۹	۲۲۷۵	۲۲۸۴	۲۳۲۸	۲۲۸۴	۱۷۸۹	۲۲۴۸	K
۱۶۵۲۱	۱۶۵۷۹	۱۶۶۱۴	۱۶۶۱۴	۱۶۵۸	۱۶۶۱۴	۱۶۵۷۱	۱۶۶۵۱	Cations

جدول ۲ نتایج ریزپردازش آمفیبول در گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و دایک‌های بازیک.

dio1	dio2	dio3	dio4	gra1	gra2	gra 3	gra4	gra5	شماره نمونه
مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	حاشیه	میانه	مرکز	محل آنالیز
۵۱٫۱۹	۵۱٫۶۱	۵۱٫۴۶	۵۲٫۱۴۸	۴۷٫۹۰۱	۵۳٫۰۰۶	۴۸٫۳۳۶	۴۸٫۳۱۷	۴۹٫۶۸۵	SiO ₂
۰٫۶۵۲	۰٫۵۱۲	۰٫۱۸۸	۰٫۱۷	۰٫۹۱۸	۰٫۳۳۲	۱٫۲۷۹	۱٫۰۴۱	۰٫۹۰۱	TiO ₂
۳٫۵۰۷	۳٫۳۱۵	۳٫۵۲۵	۳٫۰۵۳	۴٫۸۴۱	۲٫۰۷۸	۵٫۸۳	۵٫۵۹۵	۴٫۵۶	Al ₂ O ₃
۱۳٫۱۹۹	۱۳٫۷۳۶	۱۶٫۲۱۵	۱۵٫۶۹۴	۱۴٫۹۷	۱۲٫۱۴۶	۱۵٫۱۴۱	۱۴٫۷۶۵	۱۴٫۲۵۲	FeO
۰٫۰۱۷	۰٫۰۵۵	۰٫۰۱۱	۰٫۰۵۲	۰٫۰۳۸	۰٫۰۱۱	۰٫۰۲۸	۰	۰	Cr ₂ O ₃
۰٫۲۵۷	۰٫۲۲۸	۰٫۱۶۳	۰٫۱۵۸	۰٫۴۸۱	۰٫۵۵۳	۰٫۵۱۵	۰٫۵۳۳	۰٫۵۵۱	MnO
۱۵٫۴۹	۱۵٫۷۰۱	۱۳٫۵۲۶	۱۳٫۷۸۴	۱۳٫۳۸۴	۱۶٫۴۲	۱۳٫۹۵۳	۱۳٫۳۷	۱۴٫۵۴۸	MgO
۱۱٫۲۶۵	۱۰٫۹۷۶	۱۱٫۷۲۵	۱۱٫۹۹۴	۱۱٫۱۸۱	۱۱٫۶۴۸	۱۱٫۲۴۹	۱۱٫۲۷۸	۱۱٫۴۳۹	CaO
۰٫۶۳۷	۰٫۵۸۹	۰٫۲۷۵	۰٫۳۰۶	۱٫۰۲۹	۰٫۳۸۴	۰٫۹۷۶	۱٫۰۹۶	۰٫۸۱۸	Na ₂ O
۰٫۳۰۱	۰٫۲۲۵	۰٫۱۱	۰٫۱۲۶	۰٫۴۷	۰٫۱۷۴	۰٫۵۷۹	۰٫۵۸۱	۰٫۴۱۳	K ₂ O
۰٫۰۰۸	۰	۰	۰٫۰۰۸	۰	۰	۰٫۰۴۴	۰	۰٫۰۱۶	NiO
کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است.									
۷٫۳۸	۷٫۳۷۱	۷٫۴۶۴	۷٫۵۵۶	۷٫۱۴۱	۷٫۵۸۸	۶٫۹۷۵	۷٫۱۰۴	۷٫۱۹۲	TSi
۰٫۵۹۵	۰٫۵۵۸	۰٫۵۳۶	۰٫۴۴۴	۰٫۸۵	۰٫۳۵	۰٫۹۹۱	۰٫۸۹۶	۰٫۷۷۷	TAl
۰٫۰۲۵	۰٫۰۷۲	۰	۰	۰٫۰۰۹	۰٫۰۶۲	۰٫۰۳۴	۰	۰٫۰۳	TFe ₃
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	TTi
۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	Sum-T
۰	۰	۰٫۰۶۶	۰٫۰۷۷	۰	۰	۰	۰٫۰۷۳	۰	CAI
۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۳	۰	۰	CCr
۰٫۷۶۳	۰٫۹۵	۰٫۶۸۵	۰٫۴۹۱	۰٫۶۹	۰٫۶۲۸	۰٫۸۸۶	۰٫۶۱۹	۰٫۷۵۴	CFe ₃
۰٫۰۷۱	۰٫۰۵۵	۰٫۰۲۱	۰٫۰۱۹	۰٫۱۰۳	۰٫۰۳۶	۰٫۱۳۹	۰٫۱۱۵	۰٫۰۹۸	CTi
۳٫۳۲۹	۳٫۳۴۳	۲٫۹۲۵	۲٫۹۷۷	۲٫۹۷۵	۳٫۵۰۴	۳٫۰۰۲	۲٫۹۳	۳٫۱۳۹	CMg
۰٫۸۰۴	۰٫۶۱۸	۱٫۲۸۲	۱٫۴۱۱	۱٫۱۶۷	۰٫۷۶۴	۰٫۹۰۸	۱٫۱۹۷	۰٫۹۴۱	CFe ₂
۰٫۰۳۱	۰٫۰۲۸	۰٫۰۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۶۱	۰٫۰۶۷	۰٫۰۶۳	۰٫۰۶۶	۰٫۰۶۸	CMn
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	CCa
۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	Sum-C
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	BMg
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	BFe ₂
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	BMn
۱٫۷۴	۱٫۶۷۹	۱٫۸۲۲	۱٫۸۶۲	۱٫۷۸۶	۱٫۷۸۶	۱٫۷۳۹	۱٫۷۷۷	۱٫۷۷۴	BCa
۰٫۱۷۸	۰٫۱۶۳	۰٫۰۷۷	۰٫۰۸۶	۰٫۲۱۴	۰٫۱۰۷	۰٫۲۶۱	۱٫۲۲۳	۰٫۲۲۶	BNa
۱٫۹۱۸	۱٫۸۴۳	۱٫۹۰۱	۱٫۹۴۸	۲	۱٫۸۹۳	۲	۲	۲	Sum-B
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	ACa
۰	۰	۰	۰	۰٫۰۸۳	۰	۰٫۰۱۲	۰٫۰۸۹	۰٫۰۰۴	ANa
۰٫۰۵۵	۰٫۰۴۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲۳	۰٫۰۸۹	۰٫۰۳۲	۰٫۱۰۷	۰٫۱۰۹	۰٫۰۸	AK
۰٫۰۵۵	۰٫۰۴۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲۳	۰٫۱۷۳	۰٫۰۳۲	۰٫۱۱۹	۰٫۱۹۸	۰٫۰۸۳	Sum-A
۱۴٫۹۷۳	۱۴٫۸۸۴	۱۴٫۹۲	۱۴٫۹۷۱	۱۵٫۱۷۳	۱۴٫۹۲۵	۱۵٫۱۱۹	۱۵٫۱۹۸	۱۵٫۰۸۳	Sum-Cat

ادامه جدول ۲

gra6	gra7	gra8	gra9	gra10	gra11	gra12	gra 13	dy/1	dy/2	شماره نمونه
مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	حاشیه	حاشیه	میان	میان	محل آنالیز
۴۹,۵۲	۴۸,۶۷۴	۴۸,۲۳۴	۴۹,۶۹۵	۵۲,۱۵۹	۴۷,۱۶۹	۴۷,۳۸۹	۴۶,۴۸۹	۵۲,۰۱۱	۵۱,۱۷۷	SiO ₂
۰,۶۷۱	۰,۹۷۵	۰,۷۵	۱,۰۳۱	۰,۲۰۴	۱,۱۳۲	۱,۰۹۷	۱,۰۸۲	۰,۵۴	۰,۷۹۵	TiO ₂
۴,۸۳۲	۵,۵۹۵	۵,۱۴۵	۵,۱۲۵	۲,۴۵۴	۶,۹۲۹	۷,۱۷۶	۶,۹۶۵	۳,۲۵۶	۳,۵۴۶	Al ₂ O ₃
۱۴,۷۴۶	۱۴,۵۷۱	۱۵,۰۱۷	۱۴,۶۱۸	۱۴,۱۲۱	۱۵,۸۱۶	۱۵,۵۳	۱۵,۴۴۹	۱۲,۱۳۸	۱۱,۳۹۷	FeO
۰,۰۲۴	۰	۰,۰۵۸	۰,۰۴	۰	۰	۰,۰۳۲	۰	۰,۱۰۱	۰,۰۵	Cr ₂ O ₃
۰,۵۷۸	۰,۵۷	۰,۴۶۸	۰,۵۶۴	۰,۷۴۶	۰,۵۴۱	۰,۵۴۷	۰,۶۴۵	۰,۳۷۵	۰,۳۶۱	MnO
۱۴,۹۵۸	۱۳,۸۹۸	۱۳,۸۰۶	۱۴,۵۸۹	۱۵,۷۲۲	۱۳,۲۸۹	۱۳,۳۵	۱۳,۰۸۴	۱۷,۰۸۶	۱۶,۷۳۳	MgO
۱۱,۳۷۹	۱۰,۸۹۶	۱۱,۳۱۵	۱۱,۰۰۵	۱۱,۲۳۴	۱۰,۲۰۱	۱۰,۷۱	۱۰,۳۵۳	۱۱,۳۷۶	۱۱,۷۳۸	CaO
۰,۹۸۵	۱,۱۲۴	۱,۰۴۹	۱,۰۸۸	۰,۴۰۹	۱,۲۳۳	۱,۴۳۷	۱,۴۴۸	۰,۶۷۴	۰,۶۹۸	Na ₂ O
۰,۵۱۳	۰,۵۲۹	۰,۴۶۸	۰,۵۳۶	۰,۱۴۱	۰,۵۹	۰,۶۶۳	۰,۶۹۷	۰,۲۶۱	۰,۳۶۸	K ₂ O
۰,۰۱۱	۰	۰,۰۳۷	۰	۰,۰۳۹	۰	۰	۰	۰,۰۵۴	۰,۰۲	NiO
کاتیون‌ها بر اساس ۲۳ اکسیژن محاسبه شده است.										
۷,۰۸۶	۷,۰۷۹	۷,۰۹۱	۷,۱۰۱	۷,۴۴۵	۶,۸۳۸	۶,۸۴۲	۶,۸۳۱	۷,۳۲۸	۷,۳۲۹	TSi
۰,۸۱۴	۰,۹۲۱	۰,۸۹۱	۰,۸۶۲	۰,۴۱۲	۱,۱۶۲	۱,۱۵۸	۱,۱۶۹	۰,۵۴	۰,۵۹۸	TAI
۰,۱	۰	۰,۰۱۹	۰,۰۳۷	۰,۱۴۳	۰	۰	۰	۰,۱۲۳	۰,۰۷۳	TFe ₃
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	TTi
۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	۸	Sum-T
۰	۰,۰۳۷	۰	۰	۰	۰,۰۲۱	۰,۰۶۲	۰,۰۳۶	۰	۰	CAI
۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۷	۰,۰۰۵	۰	۰	۰,۰۰۴	۰	۰,۰۱۱	۰,۰۰۶	CCr
۰,۹۱۱	۰,۸۵۹	۰,۷۸۷	۰,۹۰۶	۰,۹۳۷	۱,۲۷۱	۱,۰۱۷	۱,۰۹۱	۰,۸۸۱	۰,۶۳	CFe ₃
۰,۰۷۲	۰,۱۰۷	۰,۰۸۳	۰,۱۱۱	۰,۰۲۲	۰,۱۲۳	۰,۱۱۹	۰,۱۲	۰,۰۵۷	۰,۰۸۶	CTi
۳,۱۹۱	۳,۰۱۳	۳,۰۲۵	۳,۱۰۷	۳,۳۴۵	۲,۸۷۲	۲,۸۷۳	۲,۸۶۶	۳,۵۸۹	۳,۵۷۳	CMg
۰,۷۵۳	۰,۹۱۳	۱,۰۴۱	۰,۸۰۴	۰,۶۰۶	۰,۶۴۷	۰,۸۵۹	۰,۸۰۷	۰,۴۱۷	۰,۶۶۲	CFe ₂
۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۵۸	۰,۰۶۸	۰,۰۹	۰,۰۶۶	۰,۰۶۷	۰,۰۸	۰,۰۴۵	۰,۰۴۴	CMn
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	CCa
۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	۵	Sum-C
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	BMg
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	BFe ₂
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	BMn
۱,۷۴۴	۱,۶۸۹	۱,۷۸۲	۱,۶۸۵	۱,۷۱۸	۱,۵۸۴	۱,۶۷۵	۱,۶۳	۱,۷۱۷	۱,۸۰۱	BCa
۰,۲۵۶	۰,۳۰۲	۰,۲۱۸	۰,۳۰۱	۰,۱۱۳	۰,۳۴۷	۰,۳۴۳	۰,۳۷	۰,۱۸۴	۰,۱۹۴	BNa
۲	۲	۲	۱,۹۸۶	۱,۸۳۱	۱,۹۳۱	۲	۲	۱,۹۰۱	۱,۹۹۵	Sum-B
۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	ACa
۰,۰۱۸	۰,۰۱۵	۰,۰۸۱	۰	۰	۰	۰,۰۵۹	۰,۰۴۲	۰	۰	ANa
۰,۰۹۴	۰,۰۹۸	۰,۰۸۸	۰,۰۹۸	۰,۰۲۶	۰,۱۰۹	۰,۱۲۲	۰,۱۳۱	۰,۰۴۷	۰,۰۶۷	AK
۰,۱۱۱	۰,۱۱۳	۰,۱۶۹	۰,۰۹۸	۰,۰۲۶	۰,۱۰۹	۰,۱۸۱	۰,۱۷۳	۰,۰۴۷	۰,۰۶۷	Sum-A
۱۵,۱۱۱	۱۵,۱۱۳	۱۵,۱۶۹	۱۵,۰۸۴	۱۴,۸۵۷	۱۵,۴۱۱	۱۵,۱۸۱	۱۵,۱۷۳	۱۴,۹۴۸	۱۵,۰۶۲	Sum-Cat

جدول ۳ نتایج ریزپردازش پلاژیوکلازهای موجود در گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها و دایکهای بازیک.

dio 1	dio 2	dio3	dio 4	dio 5	dio 6	dio 7	dio 8	gra 1	gra 2	gra 3	gra 4	gra 5	شماره نمونه
مرکز	حاشیه	حاشیه	مرکز	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	حاشیه	مرکز	حاشیه	محل آنالیز
۵۵,۲۶۳	۵۶,۱۲۴	۵۸,۸۳۸	۵۲,۵۳۱	۵۵,۱۰۱	۵۵,۶۷۲	۵۵,۰۳۱	۵۶,۶۶۶	۶۲,۰۹۹	۶۰,۶۴۳	۶۲,۲۹۱	۵۶,۴۰۶	۶۰,۳۴۱	SiO ₂
۰,۰۵۶	۰,۰۰۶	۰,۰۶۷	۰,۰۸۹	۰,۰۳۸	۰,۰۰۲	۰,۰۶۳	۰,۰۶۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۵۲	TiO ₂
۲۸,۰۶۱	۲۶,۱۰۷	۲۵,۴۷۹	۲۸,۸۰۶	۲۷,۷۱۶	۲۷,۲۹	۲۷,۸۷۹	۲۶,۸۵۷	۲۴,۰۲۵	۲۳,۸۴۷	۲۳,۱۵۵	۲۶,۹۴۵	۲۳,۳۲۱	Al ₂ O ₃
۰,۲۶۹	۰,۹۸۱	۰,۳۵۶	۰,۳۱۹	۰,۲۳۹	۰,۲۶۹	۰,۳۴۴	۰,۴۱۱	۰,۵۶۱	۰,۱۶۶	۰,۱۵۸	۰,۲۴۷	۰,۱۶۶	FeO
۰,۰۶۲	۰,۰۵۹	۰,۰۲۳	۰,۰۲۸	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۴۴	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۱۸	MnO
۰,۰۱۳	۲,۱۲۱	۰,۱۸۵	۰,۰۱۲	۰,۰۱۷	۰,۰۰۶	۰,۰۱۵	۰,۱۴۷	۰,۶۱۸	۰,۰۱۱	۰,۰۰۹	۰,۰۰۱	۰,۰۰۵	MgO
۱۰,۱۱۷	۵,۶۴۴	۳,۵۷۱	۱۱,۲۹۱	۱۰,۳۷۲	۹,۷۴۴	۱۰,۰۳۹	۶,۰۴۸	۱,۷۶۹	۵,۸۴۷	۴,۶۸۱	۹,۳۸۱	۶,۰۹۵	CaO
۵,۶۲۳	۶,۱۲۷	۵,۵۱۴	۴,۶۵۳	۵,۵۳۸	۵,۸۶۷	۵,۵۹	۶,۱۵۷	۷,۲۰۱	۷,۸۰۱	۸,۷۳۹	۵,۳۴۴	۷,۹۱۷	Na ₂ O
۰,۲۶۱	۰,۸۷۹	۳,۴۸۸	۰,۲۵۵	۰,۲۵۶	۰,۲۰۳	۰,۲۹۹	۲,۲۲۵	۳,۳۲۸	۰,۵۵۷	۰,۵۵۴	۰,۲۹۸	۰,۵۲۹	K ₂ O
۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۲۷	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۲	۰,۰۴۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	Cr ₂ O ₃
۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۶	۰,۰۰۰	۰,۰۴۷	۰,۰۱۵	۰,۰۰۷	۰,۰۰۰	۰,۰۱۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	NiO
۹,۹۸۹	۱۰,۲۶۲	۱۰,۰۷۷	۹,۷۰۳	۱۰,۰۰۹	۱۰,۱۱۷	۹,۹۹۶	۱۰,۳۳۷	۱۱,۰۹۴	۱۰,۹۱۴	۱۱,۱۵۷	۱۰,۲۵۱	۱۰,۹۲۷	Si
۵,۹۷۳	۵,۶۲۱	۵,۴۹۲	۶,۲۶۶	۵,۹۲۹	۵,۸۴	۵,۹۶۴	۵,۷۷	۵,۰۵۴	۵,۰۵۴	۴,۸۰۷	۵,۷۶۶	۴,۹۷۴	Al
۰,۰۰۸	۰,۰۰۱	۰,۰۰۹	۰,۰۱۲	۰,۰۰۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۷	Ti
۰,۰۴۱	۰,۱۵	۰,۰۵۴	۰,۰۴۹	۰,۰۳۶	۰,۰۴۱	۰,۰۵۲	۰,۰۶۳	۰,۰۸۴	۰,۰۲۵	۰,۰۲۳	۰,۰۲۸	۰,۰۲۵	Fe ₂
۰,۰۰۹	۰,۰۰۹	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۷	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	Mn
۰,۰۰۴	۰,۵۷۸	۰,۰۵	۰,۰۰۴	۰,۰۰۵	۰,۰۰۲	۰,۰۰۴	۰,۰۰۴	۰,۱۶۵	۰,۰۰۲	۰,۰۰۲	۰,۰۰۳	۰,۰۰۱	Mg
۱,۹۵۹	۱,۱۰۶	۰,۷	۲,۲۳۴	۲,۰۱۹	۱,۸۹۷	۱,۹۵۴	۱,۱۸۲	۰,۳۳۹	۱,۱۲۷	۰,۸۸۴	۱,۸۲۶	۱,۱۸۳	Ca
۱,۹۸۸	۲,۱۷۲	۱,۹۵۷	۱,۶۶۶	۱,۹۵۱	۲,۰۶۷	۱,۹۶۹	۲,۱۷۸	۲,۴۹۴	۲,۷۲۲	۲,۹۸۷	۱,۸۸۳	۲,۷۸	Na
۰,۰۰۶	۰,۲۰۵	۰,۸۱۵	۰,۰۰۶	۰,۰۵۹	۰,۰۴۷	۰,۰۶۹	۰,۵۲	۰,۷۵۸	۰,۱۲۸	۰,۱۲۵	۰,۰۶۹	۰,۱۲۲	K
۴۹,۶	۶۲,۴	۵۶,۴	۴۲,۱	۴۸,۴	۵۱,۵	۴۹,۳	۵۶,۱	۶۹,۵	۶۸,۴	۷۴,۷	۴۹,۸	۶۸,۱	Ab
۴۸,۹	۳۱,۸	۲۰,۲	۵۶,۴	۵۰,۱	۴۷,۳	۴۸,۹	۳۰,۵	۹,۴	۲۸,۳	۲۲,۱	۴۸,۳	۲۹	An
۱,۵	۵,۹	۲۳,۵	۱,۵	۱,۵	۱,۳	۱,۷	۱۳,۴	۲۱,۱	۳,۲	۳,۱	۱,۸	۳	Or

ادامه جدول ۳

gra 6	gra 7	gra 8	gra 9	dy 1	dy 2	dy 3	dy 4	dy5	dy 6	dy 7	dy 8	dio 9	dio 10	شماره نمونه
مرکز	حاشیه	مرکز	حاشیه	حاشیه	حاشیه	مرکز	میانه	مرکز	حاشیه	میانه	حاشیه	مرکز	حاشیه	محل آنالیز
۵۷,۷۳۶	۶۴,۰۲۱	۵۷,۶۳۲	۶۲,۳۳۹	۵۴,۷۲۱	۵۵,۴۶۶	۵۵,۱۸۸	۵۳,۷۰۶	۵۳,۰۶۳	۵۲,۱۱۲	۵۳,۲۶۳	۵۳,۱۹۱	۵۴,۱۹۹	۵۴,۱۳۳	SiO ₂
۰,۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۵	۰,۰۴۲	۰,۰۴۸	۰,۰۴۴	۰,۰۷۵	۰,۰۹۱	۰,۰۴۳	۰,۰۶۴	۰,۰۲۷	۰,۰۴۸	۰,۰۲۳	TiO ₂
۲۵,۸۲۳	۱۲,۱۲۱	۲۵,۸۱۸	۲۳,۴۰۵	۲۷,۱۸۳	۲۷,۳۸۸	۲۷,۱۱۵	۲۸,۵۱۸	۲۸,۴۷۵	۲۹,۴۵۳	۲۸,۷۱۸	۲۸,۹۷۱	۲۸,۴۴	۲۸,۵۶۳	Al ₂ O ₃
۰,۱۹۲	۰,۱۵۶	۰,۱۸	۰,۱۹۱	۰,۷۰۱	۰,۶۰۷	۰,۴۶۳	۰,۵۰۱	۰,۷۲۶	۰,۸۵۶	۰,۸۶۴	۰,۹۷۵	۰,۴۰۸	۰,۳۱۱	FeO
۰,۰۰	۰,۰۱۵	۰,۰۳۶	۰,۰۰۰	۰,۰۰۷	۰,۰۱۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۸	MnO
۰,۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۹	۰,۰۰۰	۰,۱۴۸	۰,۰۵۱	۰,۰۸۲	۰,۰۳۹	۰,۰۶۶	۰,۰۸۲	۰,۰۶۱	۰,۰۵۹	۰,۰۱۶	۰,۰۰۰	MgO
۷,۹۳۸	۳,۰۲۳	۸,۱۷۴	۴,۸۱۴	۱۰,۰۴۱	۹,۴۹۵	۹,۸۸	۱۰,۸۷۲	۱۱,۰۱۱	۱۲,۵۳۳	۱۱,۶۶۸	۱۱,۹۴۷	۱۱,۱۰۴	۱۰,۹۵۲	CaO
۶,۸۸۱	۹,۳۳۴	۶,۲۸۹	۸,۳۹۴	۵,۵۷۹	۵,۴۲۴	۵,۷۵۳	۴,۹۰۵	۴,۹۰۵	۴,۲۲۷	۴,۵۹۹	۴,۳۴۸	۵,۰۷۶	۵,۰۵۶	Na ₂ O
۰,۵۴۸	۰,۷	۰,۶۰۷	۰,۷۰۶	۰,۴۴۸	۰,۳۲۵	۰,۳۷۲	۰,۲۵۵	۰,۳۶۱	۰,۱۹۴	۰,۲۰۱	۰,۱۵۱	۰,۲۴۶	۰,۲۴۳	K ₂ O
۰,۰۰	۰,۰۲۵	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۶	۰,۰۰۶	۰,۰۱۶	۰,۰۰۰	۰,۰۰۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	Cr ₂ O ₃
۰,۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۵	۰,۰۱۸	۰,۰۸۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۱۶	۰,۰۰۰	۰,۰۳۴	۰,۰۰۰	۰,۰۲۸	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	NiO
۱۰,۴۴۹	۱۱,۴۹۱	۱۰,۴۵۷	۱۱,۰۷۷	۱۰,۰۱۱	۱۰,۱۰۳	۱۰,۰۷۴	۹,۸۱۹	۹,۷۵۳	۹,۵۳۴	۹,۷۲۳	۹,۶۸۸	۹,۸۴۹	۹,۸۴۹	Si
۵,۵۰۴	۴,۴۶۴	۵,۵۱۷	۴,۹۰۵	۵,۸۵۷	۵,۸۷۵	۵,۸۲۹	۶,۱۴۱	۶,۱۶۴	۶,۳۴۶	۶,۱۷۳	۶,۲۱۴	۶,۰۸۶	۶,۱۲۲	Al
۰,۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۶	۰,۰۰۷	۰,۰۰۶	۰,۰۰۱	۰,۰۱۲	۰,۰۰۶	۰,۰۰۹	۰,۰۰۴	۰,۰۰۷	۰,۰۰۵	Ti
۰,۰۲۹	۰,۰۲۳	۰,۰۲۷	۰,۰۲۸	۰,۱۰۷	۰,۰۹۲	۰,۰۷۱	۰,۰۷۷	۰,۱۱۲	۰,۱۳۱	۰,۱۳۲	۰,۱۴۹	۰,۰۶۲	۰,۰۴۷	Fe ₂
۰,۰۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۶	۰,۰۰۰	۰,۰۰۱	۰,۰۰۳	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۳	Mn
۰,۰۰	۰,۰۰۰	۰,۰۰۲	۰,۰۰۰	۰,۰۰۴	۰,۰۱۴	۰,۰۰۲	۰,۰۱۱	۰,۰۱۸	۰,۰۲۲	۰,۰۱۷	۰,۰۱۶	۰,۰۰۴	۰,۰۰۰	Mg
۱,۵۳۹	۰,۵۸۱	۱,۵۸۹	۰,۹۱۸	۱,۹۶۸	۱,۸۵۳	۱,۹۳۲	۲,۱۳۱	۲,۱۶۸	۲,۴۵۷	۲,۲۸۲	۲,۳۳۱	۲,۱۶۲	۲,۱۲۵	Ca
۲,۴۱۵	۳,۴۴۸	۲,۲۱۳	۲,۸۷۹	۱,۹۷۹	۱,۹۱۶	۲,۰۳۶	۱,۷۳۹	۱,۷۴۸	۱,۵۰۱	۱,۶۲۸	۱,۵۳۶	۱,۷۸۹	۱,۷۸۴	Na
۰,۱۲۷	۰,۱۶	۰,۱۴۱	۰,۱۶	۰,۱۰۵	۰,۰۷۶	۰,۰۸۷	۰,۰۵۹	۰,۰۸۵	۰,۰۴۵	۰,۰۴۷	۰,۰۳۵	۰,۰۵۷	۰,۰۵۶	K
۵۹,۲	۸۱,۴	۵۶,۱	۷۲,۹	۴۸,۸	۴۹,۸	۵۰,۲	۴۴,۳	۴۳,۷	۳۷,۵	۴۱,۱	۳۹,۴	۴۴,۶	۴۴,۹	Ab
۳۷,۷	۱۴,۶	۴۰,۳	۲۳,۱	۴۸,۶	۴۸,۲	۴۷,۶	۵۴,۲	۵۴,۲	۶۱,۴	۵۷,۷	۵۹,۷	۵۳,۹	۵۳,۷	An
۳,۱	۴	۳,۶	۴	۲,۶	۲	۲,۱	۱,۵	۲,۱	۱,۱	۱,۲	۰,۹	۱,۴	۱,۴	Or

جدول ۴ نتایج ریزپردازش فلدسپارهای پتاسیم در گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها.

شماره نمونه	gra 9	gra 8	gra 7	gra 6	gra 5	gra 4	gra 3	gra 2	gra 1	dio 3	dio 2	dio 1
محل آنالیز	حاشیه	میانه	میانه	حاشیه	حاشیه	میانه	حاشیه	میانه	مرکز	مرکز	حاشیه	مرکز
SiO ₂	۶۵,۱۷۸	۶۴,۳۳۳	۶۵,۲۵۵	۶۴,۹۶۱	۶۵,۰۶۲	۶۴,۴۶۶	۶۴,۷۳۴	۶۳,۷۳۲	۶۴,۱۲۳	۶۴,۱۸	۶۴,۰۶۱	۶۴,۳۶۴
TiO ₂	۰,۰۱	۰	۰	۰,۰۰۲	۰	۰,۰۱۲	۰,۰۰۲	۰,۰۴۸	۰,۰۵	۰,۰۱۷	۰,۰۶۴	۰,۰۲۷
Al ₂ O ₃	۱۸,۴۹۳	۱۸,۴۶۳	۱۸,۸۶۲	۱۸,۳۷۷	۱۸,۳۵	۱۸,۲۹۶	۱۹,۳۶۲	۱۸,۴۹۵	۱۸,۵۶۹	۱۸,۱۰۵	۱۸,۳۹۵	۱۸,۳۸۶
Fe ₂ O ₃	۰,۰۵۴	۰,۱۱۷	۰,۰۰۶	۰,۰۴	۰,۰۸۱	۰,۱۰۷	۰,۱۰۹	۰,۱۱	۰,۱۴۲	۰,۱۴۸	۰,۰۸	۰,۰۹۹
MnO	۰	۰,۰۱۸	۰	۰,۰۳۱	۰,۰۲۹	۰,۰۰۳	۰,۰۲۱	۰	۰,۰۳۹	۰	۰	۰
CaO	۰,۰۹۴	۰,۰۴	۰,۱۲۵	۰,۰۴۹	۰,۰۹۹	۰,۰۶۲	۰,۰۸۶۷	۰,۱۴۴	۰,۰۹۱	۰,۰۵۶	۰,۰۷۶	۰,۰۵۳
Na ₂ O	۱,۴۶۷	۱,۲۲۵	۳,۰۵۵	۱,۱۳۱	۲,۶۵۹	۱,۵۰۱	۴,۲۳۴	۲,۵۶۲	۲,۷۵۷	۱,۵۱	۱,۱۳۱	۱,۰۶۳
K ₂ O	۱۷,۷۶۸	۱۸,۲۴۷	۱۴,۶۶۸	۱۸,۵۵۷	۱۵,۶۳۸	۱۷,۹۹۳	۱۱,۶۱۳	۱۵,۴۸۶	۱۵,۰۷۵	۱۷,۶۶۷	۱۷,۴۸۷	۱۸,۰۳۲
Cr ₂ O ₃	۰	۰	۰	۰	۰	۰,۰۳۱	۰	۰,۰۱	۰	۰	۰,۰۴۳	۰
NiO	۰	۰	۰,۰۱۳	۰,۰۲	۰	۰	۰,۰۱۳	۰,۰۱۸	۰	۰	۰	۰
Si	۱۱,۸۵۲	۱۱,۸۱۱	۱۱,۸۴۴	۱۱,۸۴۶	۱۱,۸۷۵	۱۱,۸۲۶	۱۱,۷۵۲	۱۱,۷۹۷	۱۱,۸۱۳	۱۱,۸۵	۱۱,۸۳۶	۱۱,۸۴
Al	۳,۹۶	۳,۹۹۲	۳,۹۳۱	۳,۹۴۷	۳,۹۴۴	۳,۹۵۳	۴,۱۳۹	۴,۰۳۲	۴,۰۲۹	۳,۹۳۷	۴,۰۰۳	۳,۹۸۳
Ti	۰,۰۰۱	۰	۰	۰	۰	۰,۰۰۲	۰	۰,۰۰۷	۰,۰۰۷	۰,۰۰۲	۰,۰۰۹	۰,۰۰۴
Fe ₂	۰,۰۰۸	۰,۰۱۸	۰,۰۰۱	۰,۰۰۶	۰,۰۱۲	۰,۰۱۶	۰,۰۱۷	۰,۰۱۷	۰,۰۲۲	۰,۰۲۳	۰,۰۱۲	۰,۰۱۵
Mn	۰	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۵	۰,۰۰۴	۰	۰,۰۰۳	۰	۰,۰۰۶	۰	۰	۰
Ca	۰,۰۱۸	۰,۰۰۸	۰,۰۲۴	۰,۰۱	۰,۰۱۹	۰,۰۱۲	۰,۱۶۹	۰,۰۲۹	۰,۰۱۸	۰,۰۱۱	۰,۰۱۵	۰,۰۱
Na	۰,۵۱۷	۰,۴۳۶	۱,۰۷۵	۰,۴	۰,۹۴۱	۰,۵۳۴	۱,۴۹	۰,۹۲	۰,۹۸۵	۰,۵۴۱	۰,۴۰۵	۰,۳۷۹
K	۴,۱۲۲	۴,۲۴۴	۳,۳۹۶	۴,۳۱۷	۳,۶۴۱	۴,۲۱۱	۲,۶۹	۳,۶۵۷	۳,۵۴۳	۴,۱۶۱	۴,۱۲۲	۴,۲۳۲
Ab	۱۱,۱	۹,۲	۲۳,۹	۸,۵	۲۰,۵	۱۱,۲	۳۴,۳	۲۰,۰	۲۱,۷	۱۱,۵	۸,۹	۸,۲
An	۰,۴	۰,۲	۰,۵	۰,۲	۰,۴	۰,۳	۳,۹	۰,۶	۰,۴	۰,۲	۰,۳	۰,۲
Or	۸۸,۵	۹۰,۶	۷۵,۶	۹۱,۳	۷۹,۱	۸۸,۵	۶۱,۹	۷۹,۴	۷۷,۹	۸۸,۳	۹۰,۸	۹۱,۶

۳- زمین‌شناسی مجموعه نفوذی کوه دم

توده نفوذی کوه دم از لحاظ تقسیمات ساختاری در غرب زون ایران مرکزی قرار دارد. این توده درون شیست‌ها و فیلیت‌های پالئوزوئیک، سنگ‌های آهکی کرتاسه، و مجموعه سنگهای آتشفشانی ائوسن زیرین نفوذ کرده است. سنگهای میزبان مجاور بلافاصل این توده دستخوش دگرگونی مجاورتی شده و کم و بیش به هورنفلس و اسکارن تبدیل شده‌اند.

از لحاظ سنگ‌شناسی بیشترین بخش این توده از گرانودیوریت‌های صورتی تا کرم رنگ تشکیل شده است. این سنگها به همراه رخنمون‌های کوچکی از مونزوگرانیت و مونزونیت کوارتزار در بخش‌های مرکزی توده حضور دارند. در حاشیه شمالی، شرقی و جنوب توده، بروزدهایی از سنگهای دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت در حاشیه بخش گرانودیوریتی به چشم می‌خورند (شکل ۱). بر

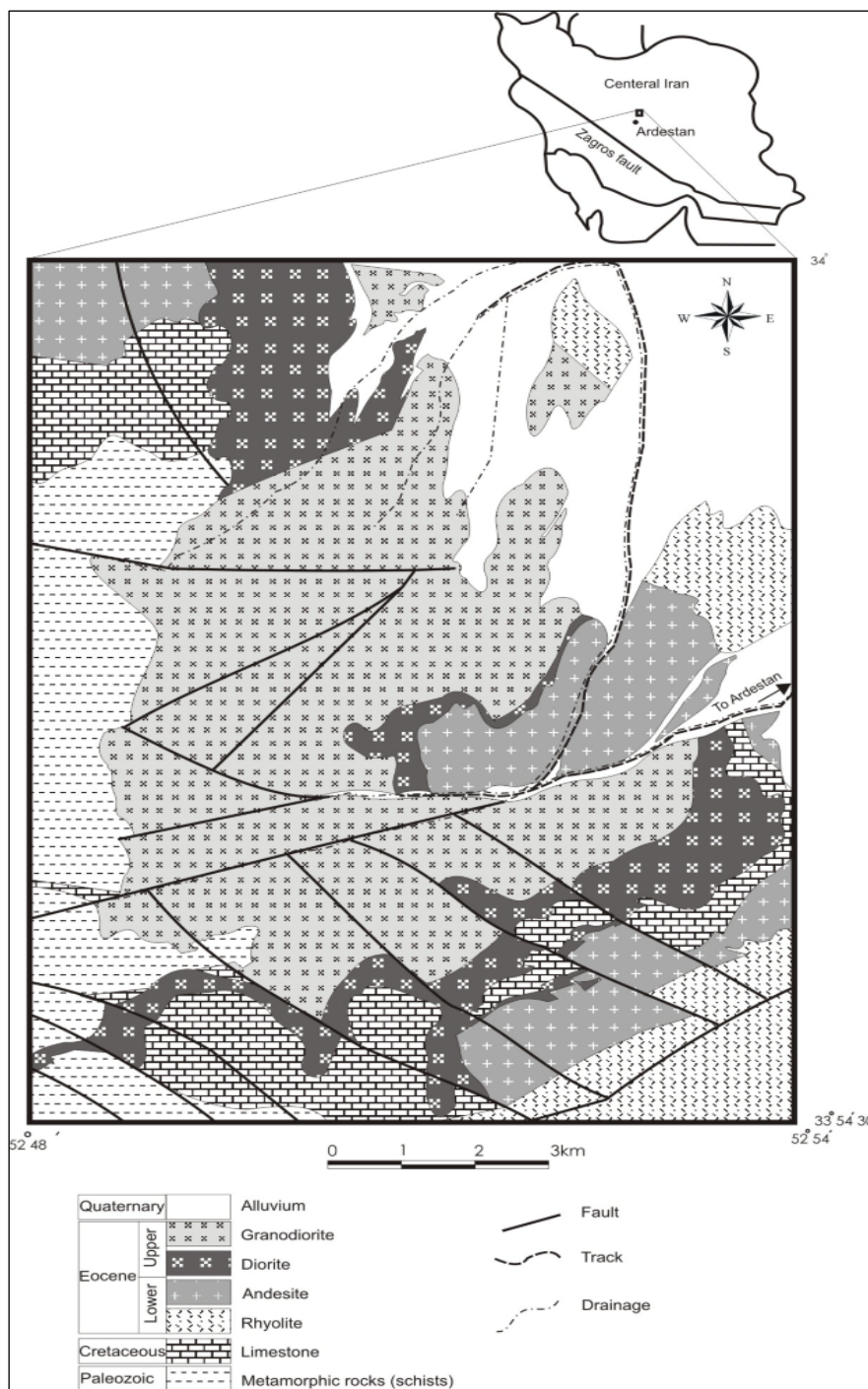
پایه شواهد زیر به نظر می‌رسد واحد گرانودیوریتی پس از جایگزینی دیوریت‌ها، تزریق شده‌اند:

۱- اندازه کانی‌های گرانودیوریت با نزدیک شدن به محل همبری با دیوریت‌ها به تدریج کاهش می‌یابد که در واقع می‌توان آن را حاشیه انجماد سریع دانست.

۲- دیوریت‌ها در محل تماس با گرانودیوریت‌ها، دگرسان و اپیدوتی شده‌اند.

۳- وجود آنکلاوهایی از دیوریت درون واحد گرانودیوریتی و در نهایت وجود زبانه‌هایی از گرانودیوریت درون دیوریت مبین آن است که واحد گرانودیوریتی جوانتر از بخش دیوریتی است.

بنا بر این می‌توان گفت که حداقل دو فاز ماگمایی در ایجاد مجموعه نفوذی کوه دم مشارکت داشته‌اند. در فاز نخست سنگهای حدواسط نظیر دیوریت‌ها و در فاز دوم سنگهای اسیدی‌تر همچون گرانودیوریت‌ها جایگزین شده‌اند.



شکل ۱ نقشه زمین شناسی توده نفوذی کوه دم که بر پایه اطلاعات حاصل از گزارش تکنواکسپورت [۱] اندکی اصلاح شده است.

۴- سنگ‌شناسی توده

۴-۱- گرانودیوریت

بافت غالب در گرانودیوریت‌ها، گرانولار دانه متوسط است ولی گاهی بافت‌های گرانوفیری، پوئی‌کیلیتیک، و به ندرت پرتیتی نیز نشان می‌دهند. از لحاظ ترکیب کانی‌شناسی بیشتر از

پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، کوارتز، بیوتیت، و هورنبلند تشکیل شده‌اند. در بلورهای کوارتز که بین ۷ تا ۳۰ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند، پدیده‌هایی همچون خاموشی موجی، حاشیه‌های مضرس و شکستگی‌های فراوان دیده می‌شود. ارتوکلازها با فراوانی مدال ۱۹ تا ۳۷ درصد، بیشتر ماکل

منطقه‌بندی شده نشان می‌دهند که در اثر دگرسانی، به کلسیت و گاه به سریسیت و سوسوریت و پیروکسن‌ها بیشتر به کلسیت و اکتینولیت تجزیه شده‌اند.

۵- ترکیب شیمیایی کانی‌ها

۱-۵- بیوتیت

در جدول ۱ نتایج حاصل از بررسی ریزپردازشی بیوتیت‌های موجود در گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها ارائه شده‌اند. میکاها در گرانودیوریت و دیوریت‌ها بر اساس طبقه بندی فورستر [۵] و ریدر [۶] از نوع بیوتیت منیزیم‌دارند (شکل ۲) و به دلیل بالا بودن میزان Na، Si، Mg و Ba و پائین بودن K و Al با رنگ قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند [۷].

بیوتیت‌های ماگمایی در مراحل میانی و نهایی انجماد ماگما، همزمان با هورنبلند و پلاژیوکلاز (با ترکیب حد واسطه)، متبلور می‌شوند. ناشیت [۸] در نمودار سه تایی TiO_2 - MgO - $FeO*(FeO* = FeO + MnO)$ گستره بیوتیت‌های اولیه حاصل از تبلور ماگما (A)، بیوتیت‌های حاصل از دگرسانی (B) و بیوتیت‌های حاصل از تبلور دوباره (C) را از هم متمایز کرده است. با توجه به شکل ۳ بیوتیت‌های مورد مطالعه از نوع بیوتیت‌های اولیه و محصول تبلور ماگما هستند که به شکل یوهدرال در مقاطع دیده می‌شوند. چنانکه در شکل ۳ ملاحظه می‌شود یکی از نمونه‌ها به دلیل کلریتی شدن در گستره بیوتیت‌های دگرسان قرار گرفته است.

ترکیب بیوتیت در سنگهای گرانیتوئیدی تابع ترکیب ماگمای مولد، فوگاسیته اکسیژن [۹، ۱۰]، دمای مذاب [۱۱] و خاستگاه گرانیت‌هاست [۱۲، ۱۳]. بیوتیت قادر به جذب آلومینیوم در سنگهای گرانیتی فاقد گارنت و کانی‌های آلومینوسیلیکاته است [۱۴]. در شکل ۴ بر پایه فراوانی نسبی اکسیدهای FeO و MgO و Al_2O_3 در ترکیب بیوتیت، سنگهای مختلف ناکوهزایی آلکان (A)، پر آلومین (P)، و کالک آلکان (C) از هم تفکیک شده‌اند [۱۲]. در این شکل، بیوتیت‌های مورد نظر در گستره کالک آلکان کوهزایی قرار گرفته‌اند. از ویژگی‌های دیگر گرانیت‌های کالک آلکان کوهزایی می‌توان به حضور کانی‌های پیروکسن و آمفیبول کلسیک منیزیم‌دار همراه با بیوتیت اشاره کرد [۱۲].

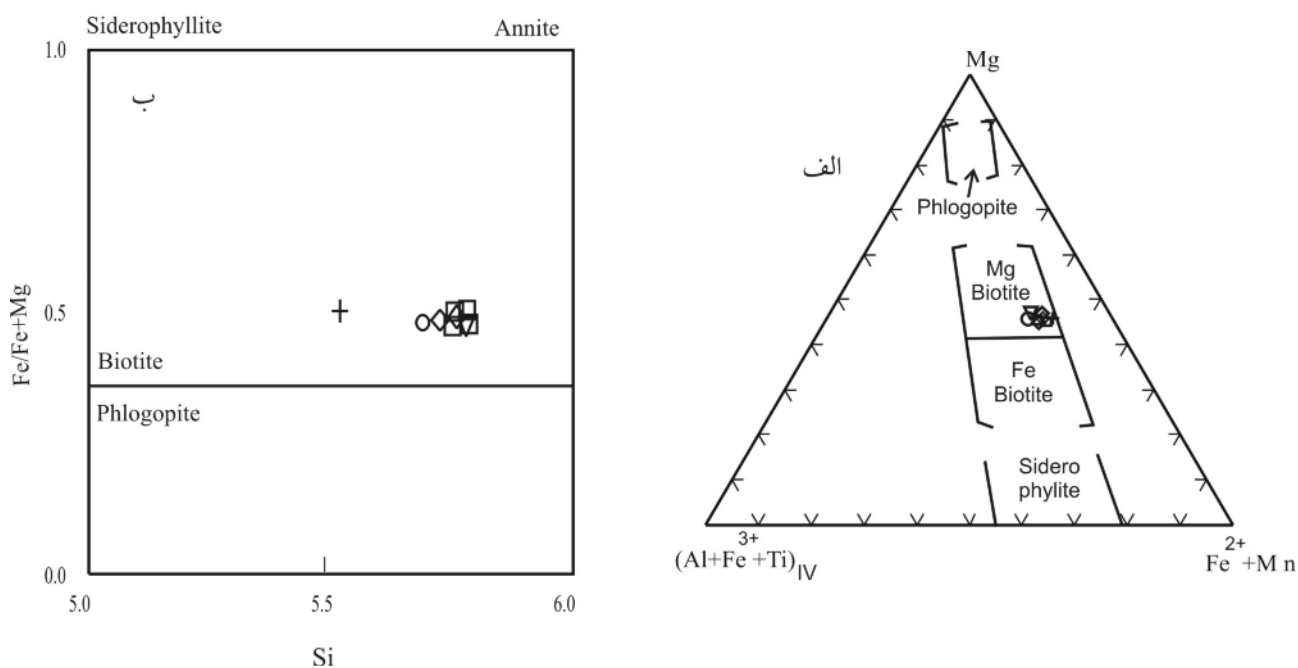
کارلسباد دارند و تا حدی سریسیتی یا کائولینیتی شده‌اند. حضور کوارتز همراه با ارتوکلاز در فضای بین کانی‌های دیگر نشان دهنده تبلور این کانی‌ها در مراحل پایانی تبلور ماگماست. بافتهای پرتیتی و گرانوفیری نشانگر تبلور در شرایط هیپرسولوس، محیطی با فشار بخار آب پایین و عمق کم جایگزینی توده گرانیتوئیدی است [۴]. پلاژیوکلازها با فراوانی مدال ۲۵ تا ۴۶ درصد، بیشتر ماکل پلی سنتتیک و گاه ساخت منطقه‌ای نشان می‌دهند. در برخی از نمونه‌ها ارتوز به صورت هاله‌ای پیرامون پلاژیوکلاز قرار گرفته و تشکیل بافت آنتی‌راپاکی‌وی داده است. در مواردی دگرسانی پلاژیوکلاز به سریسیت، کربنات، و سوسوریت مشاهده می‌شود. دگرسانی در بخش مرکزی بلورهای پلاژیوکلاز از شدت بیشتری برخوردار است. بیوتیت با فراوانی ۳ تا ۱۹ درصد، بیشترین کانی مافیک موجود در این سنگ‌هاست. این کانی گاهی به کلریت تجزیه شده است. هورنبلند سبز نیز به مقدار کم (۱/۵ تا ۸ درصد) بین مجموعه کانی‌ها حضور دارد و در اثر دگرسانی تا حدی به کلریت، اسفن، کلسیت، اپیدوت و اکتینولیت تجزیه شده است. کانی‌های فرعی موجود در این مجموعه شامل زیرکن، آپاتیت، اسفن و کانی‌های کدر (مانیتیت و به ندرت ایلمنیت و پیریت) هستند که زیرکن به صورت درونی در بیوتیت حضور دارد.

۲-۴- دیوریت

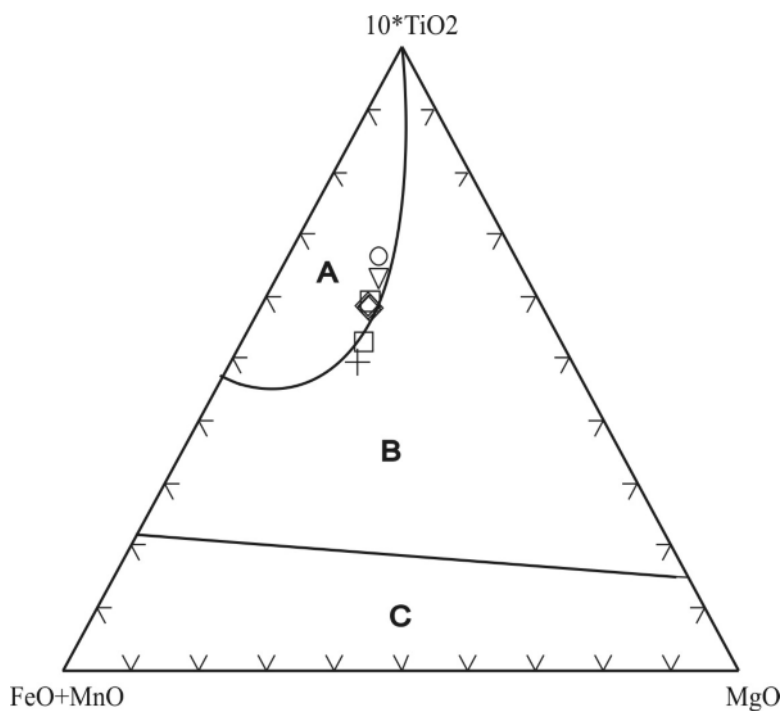
بافت دیوریت‌ها، گرانولار و پوئی‌کیلیتیک است. کانی‌های موجود در این سنگها مشابه کانی‌های سازنده گرانودیوریت-هاست، با این تفاوت که میزان پلاژیوکلاز (با فراوانی ۴۵ تا ۶۶ درصد)، هورنبلند (۱/۵ تا ۲۳ درصد)، آپاتیت و اسفن در آنها بیشتر و در مقابل ارتوکلاز (۱ تا ۲۰ درصد)، کوارتز (۰/۲۵ تا ۷ درصد)، بیوتیت (۰/۵ تا ۹ درصد)، و زیرکن کمتر است. شدت دگرسانی در کانی‌ها، به ویژه سوسوریتی و کربناتی شدن در پلاژیوکلازها بیشتر است. کلینوپیروکسن با فراوانی ۰/۱ تا ۲ درصد در تعدادی از مقاطع دیده می‌شود که برخی از آنها کاملاً اورالیتی شده‌اند.

۳-۴- دایک‌های بازیک

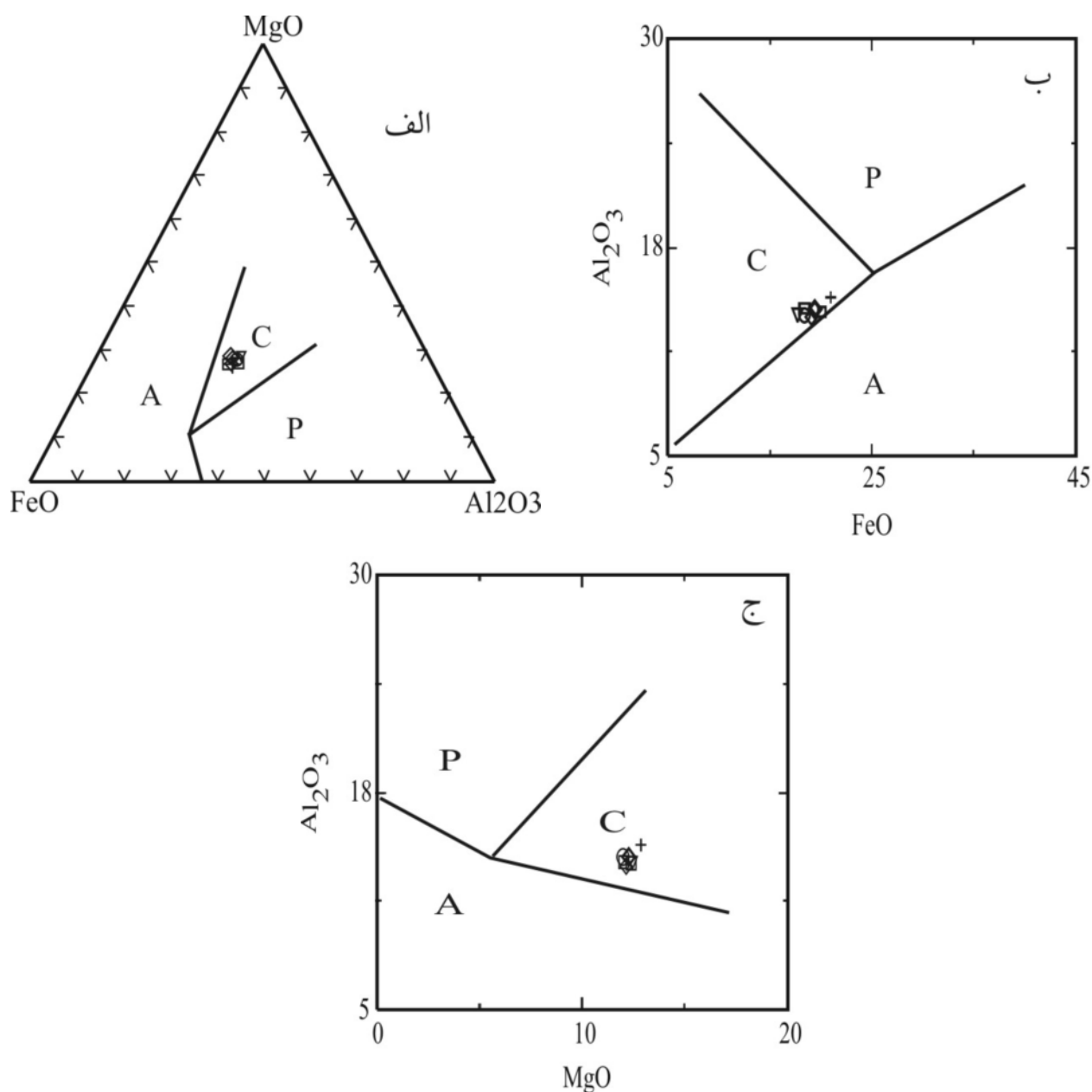
بافت این سنگها پورفیری و به ندرت گلوبروپورفیری است، و از لحاظ کانی شناسی بیشتر از فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند. پلاژیوکلازها ماکل پلی سنتتیک و



شکل ۲ طبقه‌بندی میکاها با استفاده از ترکیب شیمیایی آن‌ها الف) فورستر، [۵] ب) ریدر، [۶]. مربع نشان دهنده حاشیه بیوتیت در گرانودیوریت‌ها، لوزی معرف مرکز آن و علامت به علاوه نقطه‌ای بین حاشیه و مرکز است. مثلث نماینده حاشیه بیوتیت در دیوریت‌ها و دایره حاشیه آن را نشان می‌دهد.



شکل ۳ رده بندی انواع بیوتیت‌ها [۸] A-بیوتیت‌های اولیه، B-بیوتیت‌های دگرسان، و C-بیوتیت‌های باز تبلور یافته (علائم مورد استفاده مشابه شکل ۲ است).

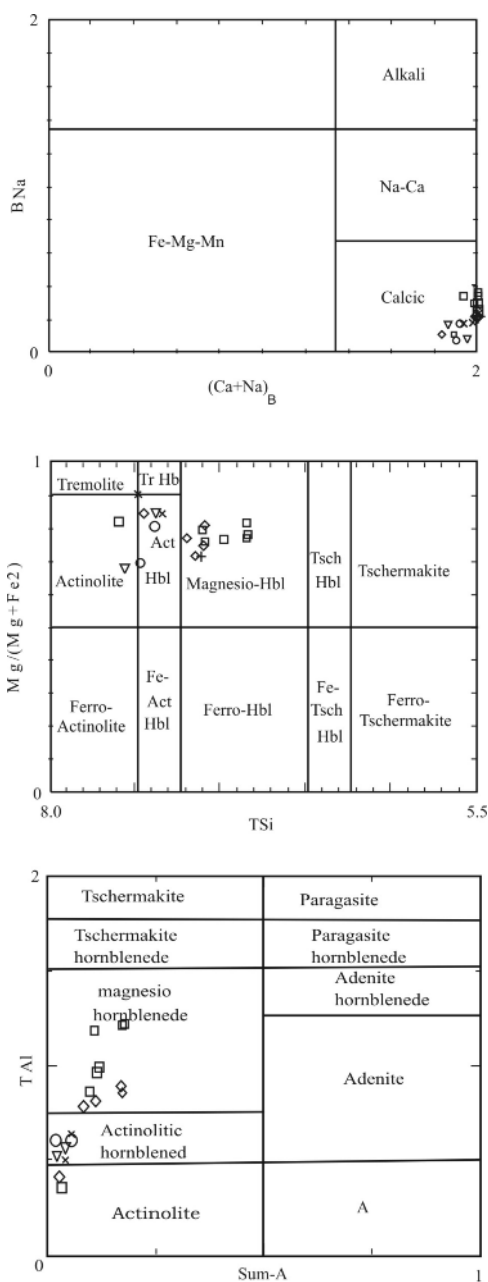


شکل ۴ طبقه بندی محیط زمین ساختی گرانیتوئیدها از روی ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها بر حسب فراوانی (الف) $\text{FeO}^*-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (ب) $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{FeO}^*$ (ج) $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ [۱۲]. A: ناکوهزایی آلکان، P: سنگهای پر آلومین و C: سنگهای کالک آلکان است (علائم مورد استفاده مشابه شکل ۲ است).

۵-۲- آمفیبول

گرانیتوئیدهای نوع I است. ترکیب آمفیبول در گرانودیوریت‌ها از منیزیهورنبلند تا اکتینولیت و در دیوریت‌ها و دایک‌های بازی در گستره هورنبلند- اکتینولیت تا اکتینولیت تغییر می‌کند (شکل ۵). تغییر ترکیب از منیزیهورنبلند در مرکز آمفیبول تا اکتینولیت در حاشیه آن، می‌تواند نشان دهنده تغییر شرایط فیزیکو شیمیایی ماگما در آخرین مراحل تبلور آن باشد [۲۰].

نتایج آنالیز تعدادی از آمفیبول‌های موجود در گرانودیوریت، دیوریت و دایک‌های بازیک در جدول ۲ درج شده‌اند. همه این آمفیبول‌ها با توجه به رده بندی لیک و همکاران [۳]، در گروه آمفیبول‌های کلسیک قرار می‌گیرند. بنا به عقیده بسیاری از پژوهشگران [۱۵ تا ۱۹] حضور آمفیبول‌های کلسیک در سنگهای گرانیتوئیدی نشانه وابستگی این سنگ‌ها به



شکل ۵ طبقه بندی آمفیبول‌ها بر پایه ترکیب شیمیایی آن‌ها [۳] مربع نشان‌دهنده حاشیه آمفیبول در گرانودیوریت‌ها، لوزی معرف مرکز آن و بعلاوه نقطه‌ای میان مرکز و حاشیه است. دایره نماینده مرکز آمفیبول در دیوریت‌ها و مثلث حاشیه آن، و علامت ضربدر ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها را در دایک‌های بازی نشان می‌دهد.

۳-۵- فلدسپار

مرکز آن با ترکیب آندزین (۳۷-۴۸ درصد An) مشخص می‌شود که حاکی از منطقه‌بندی عادی پلاژیوکلازهاست. بیشتر فلدسپارهای آلکان در گستره ارتوکلاز (۷۵-۹۰ درصد Or) قرار می‌گیرند. در نمونه‌های دیوریتی، ترکیب پلاژیوکلازها از آندزین (۲۰-۴۷ درصد An) در حاشیه بلورها تا لابرادوریت (۴۸-۵۶ درصد An) در مرکز آن‌ها متغیر است. فلدسپار آلکان در گستره ارتوکلاز (۸۸-۹۰ درصد Or) قرار گرفته

در جدولهای ۳ و ۴ نتایج ریزپردازش تعدادی از پلاژیوکلازها و فلدسپارهای آلکان موجود در گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها، و دایک‌های بازی به نمایش در آمده‌اند. ترکیب پلاژیوکلاز گرانودیوریت‌ها در تقسیم بندی مثلثی آل بیت-ارتوکلاز-آنورتیت [۲۱]، در گستره الیگوکلاز-آندزین قرار می‌گیرد (شکل ۶). حاشیه این کانی با ترکیب الیگوکلاز (۱۴-۲۹ درصد An) و

آنهاست [۱۰].

(۳) در محاسبات باید از آمفیبول‌هایی که ترکیب اکتینولیتی یا حاشیه اکتینولیتی دارند چشم پوشی کرد، زیرا احتمال دارد اکتینولیت در فاز زیر نقطه انجماد در اثر دگرسانی، پیروکسن و هورنبلند ایجاد کند [۲۶].

(۴) هورنبلند بایستی بدون منطقه‌بندی و نادگرسان باشد [۲۵، ۲۶].

(۵) در فرمول ساختاری هورنبلند باید تعداد کاتیون‌های $7/5 \leq \text{Si}$ و $\text{Ca} \geq 1/5$ باشد [۲۴].

با توجه به معیارهای یاد شده، در میان واحدهای سنگی توده نفوذی دم، گرانودیوریت‌ها به دلیل داشتن پاراژنز مناسب و دارا بودن هورنبلندهای کلسیک با سیلیسیم و کلسیم نسبتاً مناسب (به ترتیب برابر $6/8 - 7/1$ و $1/58 - 1/78$)، داشتن نسبت $\text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}$ بین $0/35 - 0/4$ و نداشتن منطقه بندی، برای انجام محاسبات دما- فشار سنجی انتخاب شدند و از ترکیب هورنبلندهای موجود در این سنگها، برای ارزیابی دما و فشار جایگزینی توده استفاده شد. همچنین چنانکه در معیار شماره ۳ قید شد، به منظور کاهش خطا، از وارد کردن اطلاعات مربوط به آمفیبول‌های اکتینولیتی پرهیز شده است.

تا کنون روش‌های متعددی برای ارزیابی فشار از روی ترکیب هورنبلند معرفی شده‌اند [۲۴، ۲۷ تا ۳۲]. در تمام این روش‌ها (جز روش اندرسون و اسمیت [۲۷]) فشار فقط از روی میزان آلومینیوم موجود در هورنبلند و بدون توجه به پارامترهای دیگری چون دما محاسبه می‌شود. در این مقاله نخست مطابق روش اسمیت [۳۱] فشار را از رابطه زیر محاسبه کردیم:

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

در این رابطه، P فشار بر حسب کیلوبار و Al_T مقدار آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. بنا بر این روش، میزان فشار حاکم بر تبلور کانی‌ها و جایگزینی ماگما بین $0/6$ تا $2/7$ کیلوبار و با میانگین حدود $1/62$ کیلوبار به دست می‌آید. لازم به یادآوری است که محاسبه فشار از این روش، بیشترین فشار را نسبت به روش‌های دیگر نشان می‌دهد [۳۳].

همچنین با توجه به نمودار شکل ۷ که براساس مقادیر Al_T نسبت به $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ رسم شده است [۳۱]، می‌توان گستره فشاری در حدود $0/75 - 2$ کیلوبار را برای این توده نفوذی برآورد کرد. اندرسون و اسمیت [۲۷]، با در نظر گرفتن این نکته که میزان Al موجود در هورنبلند نه تنها به فشار بلکه تا حدی به دما نیز وابسته است، رابطه زیر را برای محاسبه فشار ارائه کرده‌اند:

است. ترکیب پلاژیوکلاز در دایک‌های بازیک از آندزین تا لابرادوریت (۴۷-۶۰ درصد An) در نوسان است، به طوری که حاشیه این پلاژیوکلازها درصد آنورتیت بیشتری نسبت به مرکز دارد (منطقه‌بندی وارون). حالت اخیر می‌تواند نشان دهنده عدم برقراری تعادل بین بلور با ماگما در اثر فرایندهایی مانند اختلاط ماگمایی و یا تغییر فشار بخار آب در هنگام تبلور پلاژیوکلازها باشد.

۶- ارزیابی عمق و فشار جایگزینی توده نفوذی

آمفیبول‌ها، سیلیکات‌های دو زنجیره‌ای هستند که ترکیب شیمیایی و ساختار کانی‌شناسی آن‌ها از تنوع چشمگیری برخوردار است [۲۲]. تنوع ساختاری و ترکیب شیمیایی آمفیبول موجب می‌شود تا این کانی بتواند در گستره گسترده-ای از انواع سنگها با شرایط دما و فشار متفاوت ظاهر شود. آمفیبول تقریباً در تمام سنگهای آذرین فلسیک، حدواسط و مافیک و در شرایط متنوعی از فشار (۱-۲۳ کیلوبار) و دما (۱۱۵۰-۴۰۰ درجه سانتیگراد) حضور دارد [۲۳]. میزان Na ، Ca ، Ti ، Al در ترکیب آمفیبول، تابع فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن است. همچنین کاتیون‌هایی از قبیل تیتانیم، آلومینیم کل و آلومینیم چهاروجهی نسبت به دما حساسند، به طوری که افزایش دما، باعث افزایش میزان Ti و بالاخره افزایش میزان Al^{IV} می‌شود [۲۴]. به طور کلی به ازای هر ۱۰۰ درجه افزایش دما تقریباً $0/3$ کاتیون به مقدار Al^{IV} اضافه می‌شود. مقدار Al^{VI} بر خلاف Al^{IV} متناسب با افزایش فشار افزایش می‌یابد و دما بر آن بی تاثیر است. محاسبه مقدار Al^{VI} و Al^{Tot} مبنای سنجش فشار با استفاده از ترکیب آمفیبول است. زیرا مقدار Al در آمفیبول تابع غلظت Al در ماگمای مادر نبوده است بلکه تابع فشار حاکم بر تبلور آن است. میزان Si در آمفیبول تابع میزان Si ماگما بوده و دما و فشار بر آن بی تاثیر است.

برای برآورد فشار و دما از ترکیب آمفیبول، لازم است نمونه‌های مورد بررسی از ویژگیهای زیر برخوردار باشند:

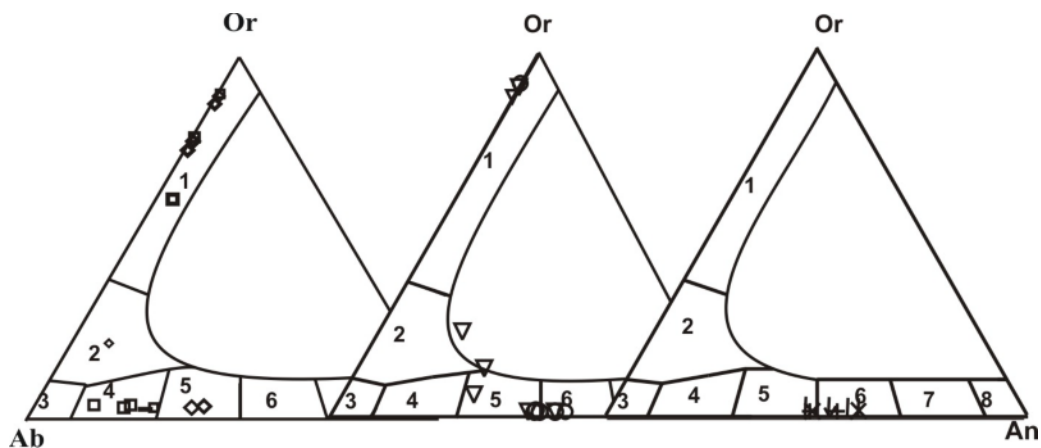
- (۱) حاوی مجموعه‌ای از کانی‌های کوارتز، فلدسپار آلکالن، پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت، مانیتیت، و ایلمنیت به صورت همزیست باشند [۲۵].

- (۲) فوگاسیته اکسیژن نسبتاً بالا باشد و رابطه $0/6 < \text{Fe}_{\text{tot}}/\text{Fe}_{\text{tot}} + \text{Mg}$ در آمفیبول‌ها صدق کند. برای تشخیص فوگاسیته اکسیژن بهتر است از پاراژنز کانی‌ها استفاده کنیم [۲۵] چرا که حضور همزمان اسفن + مانیتیت + کوارتز همراه با کلینوپيروکسن یا آمفیبول در گرانیتوئیدهای مورد مطالعه حاکی از بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگمای سازنده

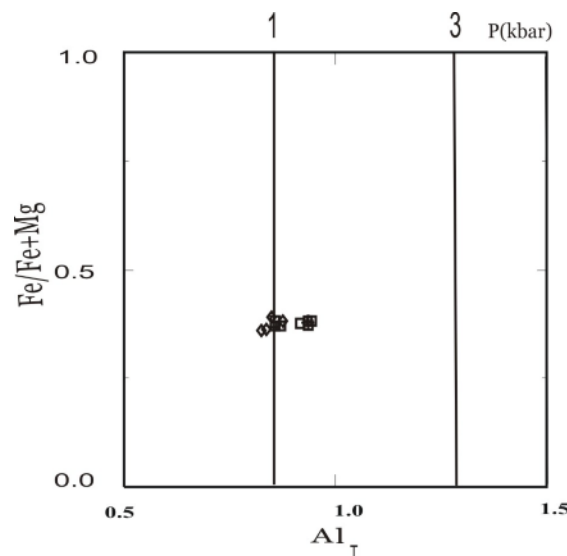
۷۰۰ و ۷۵۰ °C به ترتیب برابر با ۱/۷۴، ۱/۴۴ و ۰/۸۳ کیلو بار محاسبه شده است. از طرفی چون دمای توده مورد مطالعه بر اساس پاراژنز سنگهای دگرگون پیرامون توده در حدود ۷۰۰ °C تعیین شده است (بخش ۸)، لذا به نظر می‌رسد که فشار حاکم بر توده هنگام جایگزینی در حدود ۱/۴۴ کیلو بار بوده است. میانگین فشارهای به دست آمده از روش‌های مختلف با توجه به چگالی میانگین سنگهای پوسته زمین با عمق تقریبی ۵/۵ کیلومتر همخوانی دارد.

$$P [\pm 0.6 \text{Kb}] = -3.01 + 4.76 \text{Al}_T - \{(T (^{\circ}\text{C}) - 675)/85\} * \{.53 \text{Al}_T + .005294 * (T (^{\circ}\text{C}) - 675)\}$$

در رابطه بالا، P فشار بر حسب کیلو بار، T دمای تبلور آمفیبول بر حسب درجه سانتیگراد و Al_T معرف مقدار آلومینیوم کل در ترکیب آمفیبول است. این رابطه فقط در دماهای کمتر از ۸۰۰ °C معتبر است، زیرا در دمای بیش از ۸۰۰ °C که خارج از شرایط همسنجی تجربی است، مجموعه کانی شناسی مورد نیاز برای دما-فشارسنجی پایدار نخواهد ماند. با توجه به این که دمای انجماد ماگماهای گرانیتی بین ۷۵۰ - ۶۵۰ سانتیگراد متغیر است، بر اساس معادله بالا مقادیر فشار در دماهای ۶۵۰،



شکل ۶ طبقه بندی فلدسپارهای موجود در مجموعه نفوذی کوه دم [۲۱]. شماره (۱) ارتوکلاز، (۲) انورتوکلاز، (۳) آلبیت، (۴) الیگوکلاز، (۵) آندزین، (۶) لابرادوریت، (۷) بیتونیت و (۸) آنورتیت است. الف) مربع نشاندهنده حاشیه فلدسپار در گرانودیوریتها، لوزی معرف مرکز آن و خط افقی نشان دهنده نقطه‌ای بین مرکز و حاشیه است. ب) دایره نماینده مرکز فلدسپار در دیوریتها و مثلث حاشیه آن، ج) ضربدر معرف حاشیه فلدسپار، بعلاوه معرف مرکز آن و خط عمودی نقطه‌ای بین مرکز و حاشیه فلدسپار در دایک بازی را نشان می‌دهد.



شکل ۷ نمودار تغییرات Al_T بر حسب $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ [۳۱] که بر پایه آن می‌توان گستره فشار تبلور کانی‌ها را برآورد کرد (علامتهای موجود در آن مشابه شکل ۵ است).

۷- تعیین دما

با توجه به حضور کانی‌های آمفیبول و فلدسپار در سنگهای مورد مطالعه از روش‌های زیر برای محاسبه دمای توده نفوذی استفاده شده است.

۷-۱- دماسنجی دو فلدسپار

چنانکه شکل ۸ نشان می‌دهد، دمای توده نفوذی با استفاده از نمودار سه تایی آلبيت، آنورتیت، ارتوکلاز، با دمایی در حدود ۵۵۰ تا ۶۰۰ درجه سانتیگراد ارزیابی می‌شود که با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی توده نفوذی به نظر می‌رسد که این دما کمتر از دمای واقعی تبلور سنگهای منطقه باشد. احتمالاً پایین بودن دمای محاسبه شده، ناشی از تحولات زیر نقطه انجماد ترکیب فلدسپارها در طول سرد شدن توده است [۳۴، ۳۵].

۷-۲- دما سنجی از ترکیب هورنبلند و پلاژیوکلاز

گرچه هنوز تردیدهایی در مورد روش دماسنجی پلاژیوکلاز-هورنبلند وجود دارند، ولی هنوز یکی از روشهای متداول برای دماسنجی سنگهای کالک آلکان محسوب می‌شود [۲۵]. برای برآورد دما با این روش باید هورنبلند و پلاژیوکلاز به صورت همزیست در کنار هم حضور داشته باشند، و هورنبلند فاقد حاشیه اکتینولیتی باشد [۲۶].

بلانندی و هولاند [۳۶] بر پایه واکنش آدنیت - ترمولیت، رابطه زیر را برای دماسنجی پلاژیوکلاز-هورنبلند پیشنهاد کرده‌اند. این دماسنج در سنگهای آذرین فلسیک و حدواسطی که حاوی کوارتز، پلاژیوکلاز با $An < 0.92$ و آمفیبول‌هایی با $Si \leq 7/8$ باشند، کاربرد دارد و برای دماهای بین ۵۰۰ تا ۱۱۰۰ درجه سانتیگراد همسنجی شده است:

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

در این رابطه، T دمای تعادلی بر حسب درجه کلونین، P فشار بر حسب کیلوبار، Si تعداد کاتیون‌های سیلیس در فرمول ساختاری آمفیبول، X_{Ab}^{plag} میزان درصد آلبيت در پلاژیوکلاز است. مقدار Y_{Ab} از روابط زیر به دست می‌آید:

$$X_{Ab} > 0.5 \rightarrow Y_{Ab} = 0$$

$$X_{Ab} < 0.5 \rightarrow Y_{Ab} = 8.06 + 25.5 (1 - X_{Ab})^2$$

هولاند و بلانندی [۳۷] دماسنج دیگری نیز پیشنهاد کرده‌اند که در سنگهای آذرین و دگرگون کوارتزار و بدون کوارتز کاربرد دارد. این دماسنج بر پایه رابطه زیر طراحی شده است:

$$T = \{78.44 + Y_{Ab} - A_n - 33.6 X_{Na}^{M4} - (66.8 - 2.92P [\text{kbar}]) X_{Al}^{M2} + 78.5 X_{Al}^{Ti} + 9.4 X_{Na}^A \} / \{0.0721 - R \text{Ln} [(27 X_{Na}^{M4} X_{Si}^{Ti} X_{An}^{Plag}) / (64 X_{Ca}^{M4} X_{Al}^{Ti} X_{Ab}^{Plag})]\}$$

در این رابطه، T دمای تعادلی بر حسب درجه کلونین و P فشار بر حسب کیلوبار است. پارامترهای دیگر از روابط زیر به دست می‌آیند:

$$X_{Si}^{Ti} = (Si - 4) / 4$$

$$X_{Al}^{Ti} = (8 - Si) / 4$$

$$X_{Al}^{M2} = (Al + Si - 8) / 2$$

$$X_K^A = K$$

$$Cm = Si + Al + Ti + Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mg + Mn - 13$$

$$X_{Vac}^A = 3 - Ca - Na - K - Cm$$

$$X_{Na}^A = Ca + Na + Cm - 2$$

$$X_{Na}^{M4} = (2 - Ca - Cm) / 2$$

$$X_{Ca}^{M4} = Ca / 2$$

$$R = 0.0083144 \text{ (kJ / k mol)}$$

در روابط بالا نمادهای Mg, Fe, Al, Si و Mn معرف تعداد کاتیون‌ها در فرمول ساختاری آمفیبول هستند و مقدار $Y_{Ab} - A_n$ از روابط زیر محاسبه می‌شود:

$$X_{Ab} > 0.5 \rightarrow Y_{Ab} - A_n = 3 \text{ KJ}$$

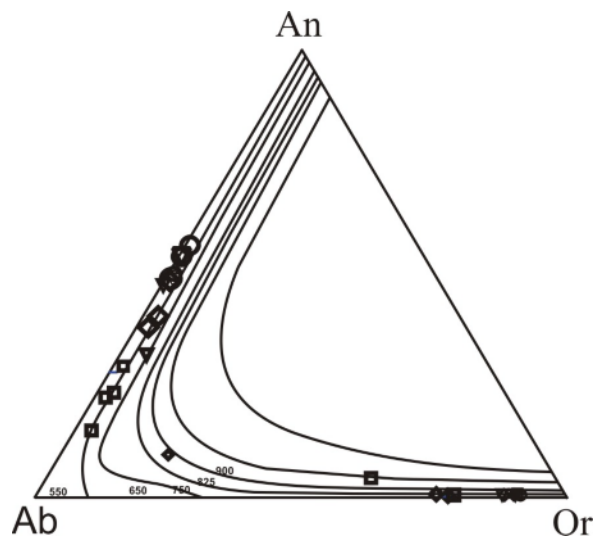
$$X_{Ab} < 0.5 \rightarrow Y_{Ab} - A_n = 12.0 (2X_{Ab} - 1) + 3 \text{ KJ}$$

دمای تعادلی تبلور کانی‌های توده گرانودیوریتی کوه دم بر پایه روش بلانندی و هولاند [۳۶] و هولاند و بلانندی [۳۷] و با فرض این که فشار توده بین ۱ تا ۲ کیلو بار بوده است، به ترتیب بین $658 \text{ } ^\circ\text{C}$ تا $751 \text{ } ^\circ\text{C}$ (با میانگین $690 \text{ } ^\circ\text{C}$) و بین $676 \text{ } ^\circ\text{C}$ تا $761 \text{ } ^\circ\text{C}$ (با میانگین $714 \text{ } ^\circ\text{C}$) محاسبه شده است. شواهدی که با فرض جایگیری توده در فشارهای کمتر از ۲ کیلوبار برازش دارند عبارتند از: ۱- وجود بافت گرانوفیری در مقاطع میکروسکوپی، ۲- وجود حاشیه انجماد سریع پیرامون گرانودیوریت‌ها، ۳- همبری مشخص، ۴- دگرسانی گرمابی و دگرسانی و اپیدوتی شدن سنگ میزبان توده، ۵- وجود قطعاتی از سنگ میزبان در درون توده. [۳۸]

ویهنال و همکاران [۳۹] نیز رابطه زیر را در فشارهای ۲۰-۱ کیلوبار و فوگاسیته HM-QFM برای تعیین دمای تعادل هورنبلندهای همزیست با پلاژیوکلاز ارائه کرده‌اند:

$$T = 25.3P (\text{Kb}) + 654.9$$

بر این پایه نیز دمای تعادلی تبلور کانی‌ها بین $725 \text{ } ^\circ\text{C}$ تا $672 \text{ } ^\circ\text{C}$ (با میانگین $690 \text{ } ^\circ\text{C}$) به دست آمد.



شکل ۸ نمودار سیستم An-Or-Ab برای تعیین دمای تعادلی کانی‌های فلدسپار موجود در توده نفوذی دم بر حسب درجه سانتیگراد برای گستره فشاری یک کیلو بار [۳۵] (علامتهای موجود در آن مشابه شکل ۶ است).

مجاورتی در حدود ۶۰٪ گرمای توده به سنگ‌های مجاور آن منتقل می‌شود، به نظر می‌رسد که دمای توده در هنگام جایگزینی در حدود 700°C بوده است.

۹- برداشت

(۱) بیوتیت‌های منیزیم‌دار توده نفوذی دم از نوع بیوتیت‌های اولیه ماگمایی و وابسته به سنگهای آذرین کالک‌آلکالن نوع I هستند که در اثر فرایندهای کوهزایی ایجاد شده‌اند.

(۲) آمفیبول‌ها، بنا بر رده بندی لیک [۳]، در گروه آمفیبول‌های کلسیک که شاخص ماگمای نوع I هستند، قرار می‌گیرند. ترکیب این کانی‌ها از منیزوهورنبلند در مرکز بلور تا اکتینولیت در حاشیه تغییر می‌کند.

(۳) بلورهای پلاژیوکلاز در گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها، منطقه بندی عادی نشان می‌دهند. ترکیب آن‌ها در گرانودیوریت‌ها از آندزین در مرکز تا الیگوکلاز در حاشیه و در دیوریت‌ها از لابرادوریت در مرکز تا آندزین در حاشیه تغییر می‌کند. پلاژیوکلازها در دایک‌های بازیک منطقه بندی وارون دارند و ترکیب آن‌ها در گستره آندزین- لابرادوریت قرار می‌گیرد. ترکیب آلكالی فلدسپارها در گرانودیوریت‌ها در گستره Or 90% - 88% و در دیوریت‌ها در گستره 90% - 75% قرار دارد.

(۴) با استناد به نتایج حاصل از دما- فشارسنجی پلاژیوکلاز- هورنبلند، میانگین فشار حاکم بر توده نفوذی در زمان جایگزینی در حدود ۱٫۶۲ کیلو بار (به روش اشمیت، [۳۱]) تا

۸- ارزیابی دما و فشار توده با استفاده از پارائنز سنگهای دگرگون مجاورتی

چنانکه که اشاره شد، سنگ‌های میزبان توده نفوذی دم، به ویژه طبقات آهکی همجوار آن، دستخوش دگرگونی مجاورتی شده‌اند. هاله دگرگونی پیرامون توده، از گسترش زیادی برخوردار نیست و سنگ‌های آتشفشانی میزبان توده چندان تحت تاثیر دگرگونی قرار نگرفته‌اند. شیب‌های دگرگون دارای مجموعه‌ای از کانیهای کوارتز، بیوتیت، سربیسیت و آلبيت بوده و در آن‌ها اثری از کردیریت که نشانه رخساره هورنبلند- هورنفلس است، دیده نمی‌شود. سنگهای آهکی در محل تماس با توده و در شدیدترین حالت دگرگونی مجاورتی، حاوی مجموعه‌ای از کانی‌های گارنت (احتمالاً گروسولار)، پیستاسیت، زونیزیت، و کوارتز شده‌اند. زونیزیت از جمله کانی‌هایی است که در درجات پایین دگرگونی، در گستره دمایی بین ۳۵۰ تا 400°C تشکیل می‌شود. گروسولار نیز در فشارهای کمتر از ۲ کیلو بار در دماهای بین 200°C تا 400°C پایدار است. این دو کانی با افزایش دما در حضور کوارتز و سیال حاوی CO_2 کم، به ولاستونیت و آنورتیت تبدیل می‌شوند [۴۰]. بنا بر این همزیستی گارنت، پیستاسیت، زونیزیت و کوارتز در سنگهای دگرگون کربناته و عدم حضور ولاستونیت بین این مجموعه کانی‌ها، می‌تواند بیانگر دگرگونی این سنگ‌ها در حد رخساره آلبيت-اپیدوت هورنفلس (با دمای 350°C - 450°C و فشار کمتر از ۲ کیلو بار) باشد. با توجه به این که حین دگرگونی

of the micas", The Canadian Mineralogist 63 2 (1999) 267-279.

[7] De Pieri R., Jobstraibizer P.G., "Crystal chemistry of biotite from dioritic to granodioritic rock type of Adamello massif (Northern Italy)", Neues Jahrbuch Min Ahb 148 (1983) 58-82.

[8] Nachit H., Ibhi A., Abia E.I.H., Ohoud M.B., "Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites and neoformed biotites", C. R. Acad. Science. Paris Geoscience 337 (2005) 1415-1420.

[9] Partin E., Hewitt D.A., Wones D.R., "Quantification of ferric iron in biotite", Geological Society American. Abstract With program 15 (1983) 659.

[10] Wones D.R., Burns R.G., Carrol B.M., "Stability and properties of synthetic annite", American Geophysics. Union Trans. 52 (1971) 369.

[11] Abbot R.N., Clarke D.B., "Hypothetical liquidus relationships in the subsystem Al_2O_3 - FeO - MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for $(H_2O) < 1$ ", Canadian Mineralogist 17 (1979) 549-560.

[12] Abdelrahman A.M., "Nature of biotites from Alkaline, Calc-alkaline and Peraluminous magmas", Journal of Petrology 35 (1994) 525-541.

[13] Nachit H., "Contribution a l'etude analytique et experimental des biotite des granitoids Applications typologiques", These De Doctorat De L'Universite De Bretagne Occidentale (1986) 236p.

[14] Shabani A.T., Lalonde A.E., Whalen J.B., "Composition of biotite from granite rocks of the Canadian Appalachian orogen: A potential tectonomagmatic indicator?" The Canadian Mineralogist (2003) 1381-1396.

[15] Chppel B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", Pacific Geology 8 (1974) 173-174.

[16] White A.J.R., Chppel B.W., "Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia", Geological Society American Memory 159 (1983) 21-34.

[17] Wyborn D., Chappel B.W., Johnston R.M., "Three S type volcanic suites from the Lachlan Fold Belt. Southeast Australia", Journal Geophysics Research 86 (1981) 10335-10348.

[18] Clemens J.D., Wall V. J., "Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite

۱/۴۴ کیلوپار (به روش اندرسون و اسمیت، [۲۷])، و میانگین دمای تعادلی کانی‌ها در حدود $690^{\circ}C$ (به روش بلاندی و هولاند، [۳۶]) و $714^{\circ}C$ (به روش هولاند و بلاندی، [۳۷]) تا $696^{\circ}C$ (به روش ویهنال، [۳۹]) ارزیابی شده است. میانگین فشارهای یاد شده، با توجه به چگالی میانگین سنگهای پوسته زمین، نشانه جایگزینی توده در عمق در حدود ۵/۵ کیلومتری پوسته است.

قدردانی

این کار پژوهشی حاصل طرح پژوهشی "سنگ‌شناسی و ژئوشیمی توده نفوذی کوه دم (شمال اردستان)" به شماره پرونده "۶۱۰۵۰۲۶/ک۶/۰۳" است که با حمایت مالی معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تهران انجام شده است. لذا بدینوسیله از همکاری ارزنده آن معاونت قدردانی می‌شود.

مراجع

[1] Technoexport., "Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran", Geological Survey of Iran, Report No. 9 (1981) 154p.

[2] Droop G.T.R., "A general equation Fe^{3+} concentration in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis using stoichiometric criteria", Mineralogical Magazine 51 (1987) 431-435.

[3] 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., 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.

[4] Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman & Hall, (1993) 630p.

[5] Forster M.D., "Interpretation of the composition of tri octahedral mica", U.S Geological Survey. Prof. Pap. 354B (1960) 1-48.

[6] Rieder M., Cavazzini G., Dyakonov Y.u., Frank-Kamenetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.V., Muller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., "Nomenclature

- Long Valley Caldera (California) volcanic rocks*", *Geology* 17 (1989) 837-841.
- [30] Thomas W.M., Ernst W.G., "The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: a mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 Kbar. In: Spencer R.J., Chou IM (eds) *Fluid-mineral interactions: a tribute to HP Eugster*", Geochemical Society special publication 2 (1990) 59-63.
- [31] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer". *Contribution to Mineralogy and Petrology* 110 (1992) 304-310.
- [32] Poli S., Schmidt M.W., "A comment on Calcic-amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer by Blundy J.D., and Holland TJB", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 111 (1992) 273-282.
- [33] Jarrar G., "Mineral chemistry in dioritic hornblendites from Wadi Araba, southwest Jordan", *J. of African Earth Science* 26 (1998) 285-295.
- [34] Kroll H., Evangelakakis C., Voll G., "Two feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks", *Contribution to Mineralogy and Petrology* (1993) 510-518.
- [35] Anderson J.L., "Status of thermo-barometry in granitic batholiths", *Earth Science Review* 87 (1996) 125-138.
- [36] Blundy J.D., Holland T.J.B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer; replay to the comments of hammarstrom and Zen, and Rutherford and Johnson", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 111 (1992) 269-272.
- [37] Holland T., Blundy J., "Non-ideal interactions in calcic-amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 11 (1994) 6 433-447.
- [38] Clarke D.B., "Granitoid rocks", Chapman & Hall. (1992) 280p.
- [39] Vihnal 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.
- [40] Winkler H.G.F. *Die Genese der metamorphic gesteine 1965*: Berlin New York, Springer verlag.
- suite: the Violet Town Volcanics*", *Contribution to Mineralogy and Petrology* 88 (1984) 354-371.
- [19] Henes-Klaiber U., "Zur Geochemie der variszischen granitoid des bergstrasser Odenwaldes", Thesis. Tu Karlsruhe (1992) 264 p.
- [20] Celic O.F., Delaloye M.F., "Characteristics of ophiolite-related metamorphic rocks in the Beysehir ophiolitic mélange (Central Taurides, turkey), Deduced from whole rock and mineral chemistry", *J. of Asian Earth Science* 26 (2006) 452-476.
- [21] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An introduction to the Rock forming minerals", 17th, ongman, Ltd, (1991) 528 p.
- [22] Esawi E.K., "AMPH-CLASS: An excel spreadsheet for the classification and nomenclature of amphibole based on the 1997 recommendations of the international mineralogical Association", *Computers Geosciences* 30 (2004) 753-760.
- [23] 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.
- [24] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist* 71 (1986) 1297-1313.
- [25] 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.
- [26] Helmy H.M., Ahmed A.F., ElMahallawi M.M., Ali S.M., "Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids. Eastern Desert of Egypt and tectonic implication", *J. of African Earth Science* 38 (2004) 255-268.
- [27] Anderson J.L., Smith D.R., "The effects of temperature and fO₂ on the Al-in-hornblende barometer", *American Mineralogist* 80 (1995) 549-559.
- [28] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons", *American Mineralogist* 72 (1987) 231-239.
- [29] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to