

Determination of P-T and tectonic setting of Ghaleh Yaghmesh plutonic complex (west of Yazd province) by using of mineral chemistry

Bahareh Fazeli ¹, Mahmoud Khalili ^{1*} and Mahin Mansouri Esfahani ²

¹Department of Geology, Faculty of Science, University of Isfahan, Isfahan, Iran

²Department of Mining Engineering, Isfahan University of Technology, Isfahan, Iran

Abstract

The Ghaleh Yaghmesh plutonic massif is located the westernmost part of Yazd province and in the central part of the Urumieh – Dokhtar magmatic arc (UDMA). This massif with quartzdiorite, tonalite and granodiorite composition is Oligocene in age and intruded the volcanic and pyroclastic rocks including rhyolite, rhyodacite, and andesitic, as well as rhyodacitic and rhyolitic tuff belonging to the Eocene. Tonalite and granodiorite contain mafic microgranular enclaves with quartzdiorite composition. According to mineral chemistry, the plagioclases are oligoclase to labradorite in composition. The amphiboles have high magnesian and are calcic nature (magnesian-hornblende). The biotites from the tonalites are enriched in magnesian. Compositionally, clinopyroxene display augite and augite–diopside in quartz-diorite and enclaves respectively. Thermometry of the clinopyroxene and hornblende– plagioclase show 1100-1125°C and 730-900°C respectively. The pressure of the studied rocks, on the base of chemical data of magnesian-hornblende, ranges from 1.5 to 1.75 kbar, which is equal to the depth of about 5.5-6.5 km. The overall field, petrography and mineral chemistry data support the I-type calc-alkaline nature of the studied granitoid, which formed during high oxygen fugacity and volcanic arc, and subduction is suggested for its formation environment.

Key words: mineral chemistry, thermobarometry, I-type granitoid, Ghaleh Yaghmesh, Urumieh- Dokhtar

* m.khalili@sci.ui.ac.ir

ارزیابی دما- فشار و جایگاه زمین‌ساختی توده آذرین درونی قلعه یغمش (باختر استان یزد) با به‌کارگیری شیمی کانی‌ها

بهاره فاضلی^۱، محمود خلیلی^{۱*} و مهین منصوری‌اصفهانی^۲

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

^۲ دانشکده مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی اصفهان، اصفهان، ایران

چکیده

توده آذرین درونی منطقه قلعه یغمش در کرانه باختری استان یزد و در بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر جای دارد. این توده آذرین، با طیف سنگ‌شناسی کوارتزیدیوریت، تونالیت و گرانودیوریت، به سن الیگوسن، درون سنگ‌های آتشفشانی (با ترکیب ریولیت، ریوداسیت و نیز توف‌آندزیتی، ریوداسیتی و ریولیتی به سن ائوسن) نفوذ کرده است. تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌های بررسی‌شده دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با ترکیب کوارتزیدیوریت هستند. بررسی شیمی کانی‌های کوارتزیدیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و انکلاوهای بررسی‌شده نشان می‌دهد که ترکیب پلاژیوکلازها از الیگوکلاز تا لابرادور است. آمفیبول‌ها منیزیم بالایی داشته و از نوع کلسیک (منیزیهورنبلند) هستند. بیوتیت تونالیت‌های بررسی‌شده نیز منیزیم بالایی دارد. در کوارتزیدیوریت، کلینوپیروکسن‌ها از نوع اوژیت و در انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، از نوع اوژیت-دیوپسید هستند. دماسنجی کلینوپیروکسن دمای ۱۱۲۵-۱۱۰۰ درجه سانتیگراد و دماسنجی هورنبلند- پلاژیوکلاز دمای نزدیک به ۷۳۰-۹۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهند. برپایه ترکیب منیزیهورنبلندها، فشار به‌دست‌آمده برای این سنگ‌ها ۱/۷۵-۱/۵ کیلوبار است؛ از این‌رو، ژرفای تبلور این کانی‌ها برابر ۵/۵ تا ۶/۵ کیلومتر دانسته می‌شود. برپایه یافته‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها، سرشت ماگمای توده گرانیتیویدی بررسی‌شده کالک‌آلکالن نوع A، با فوگاسیته اکسیژن بالا در هنگام تبلور و محیط پیدایش آن را کمان آتشفشانی و فرورانش دانسته می‌شود.

واژه‌های کلیدی: شیمی کانی، دما- فشارسنجی، گرانیتیویدی نوع A، قلعه یغمش، ارومیه- دختر

* m.khalili@sci.ui.ac.ir

مقدمه

در دهه‌های اخیر، با پیشرفت چشمگیری که در زمینه روش‌های تجزیه زمین‌شیمیایی روی داده است، از ترکیب کانی‌های اصلی و فرعی سنگ‌ها برای بررسی سنگ‌شناسی و تفسیر سنگ‌زایی (پتروژنز) سنگ‌ها به‌خوبی بهره گرفته می‌شود (Sepahi Garoo *et al.*, 2012; Hosseini *et al.*, 2016). Leterrier و همکاران (۱۹۸۲) بر پایه ترکیب شیمیایی اکسیدهای اصلی کانی‌های فرومنیزین به بررسی سنگ‌زایی و جایگاه زمین‌ساختی ماگماهای بازالتی پرداخته‌اند. همچنین، Giacomini و همکاران (۲۰۰۷) و Molina و همکاران (۲۰۰۵) از تلفیق داده‌های عناصر اصلی و کمیاب کانی‌ها، دانسته‌های ارزشمندی درباره فرایندهای سازنده ماگماهای گوناگون به‌دست آورده‌اند. به‌باور برخی پژوهشگران (Molina *et al.*, 2005; Jacamon and Larsen, 2009)، با بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها تا اندازه‌ای به سرشت ماگمای میزبان پی برده می‌شود. همچنین، داده‌های تجزیه شیمیایی برخی کانی‌های فرعی و کمیاب (مانند: تورمالین و گارنت) کاربرد به‌سزایی در تفسیرهای سنگ‌شناسی دارد. با به‌کارگیری ترکیب شیمیایی کانی‌ها، افزون‌بر شناسایی سری ماگمایی، به نوع پهنه زمین‌ساختی، شرایط دمافشارسنجی و ژرفای پیدایش ماگما پی برده می‌شود. ارزیابی ژرفای جایگیری توده‌های نفوذی دانسته‌های ارزشمندی درباره فرایندهای زمین‌ساختی روی داده در پهنه‌های کوهزایی فراهم می‌کند (Zhang *et al.*, 2006).

از بررسی‌های علمی انجام‌شده روی این منطقه و

مناطق کنار آن بررسی‌های Amidi (۱۹۸۹)، Khoddami (۱۹۹۸)، Loqhmani Dastjerdi (۲۰۰۱) و Fazeli (۲۰۱۰) نام برده می‌شود. کمبود شمار داده‌های تجزیه شیمیایی پیشین برای کانی‌ها و دربرنگرفتن گستره ترکیبی سنگ‌های این منطقه (Loqhmani Dastjerdi, 2001) نگارندگان را بر آن داشت تا از داده‌های تجزیه‌ای فراگیرتر و به‌روزتر کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و پیروکسن بهره بگیرند و به بررسی ویژگی‌های ماگمای سازنده سنگ‌های توده گرانیتویدی قلعه یغمش، پهنه زمین‌ساختی، ارزیابی شرایط فشار - دمای تبلور و نیز ژرفای جایگیری توده گرانیتویدی بپردازند.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه قلعه یغمش بخشی از ناحیه سرو بالا است که در استان اصفهان و جنوب نایین جای دارد. در بخش باختری این ناحیه، بادزن‌های آبرفتی بزرگ و تپه‌های کوچکی از سنگ‌های آتشفشانی دیده می‌شوند که به فرونشست گاخونی می‌رسد (Amidi, 1989).

منطقه قلعه یغمش در نزدیکی پهنه گسلی نایین-سورک، با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری جای دارد و بخشی از پهنه گسلی بزرگ نایین-دهشیر است (Amidi, 1989). کشیدگی بیرون‌زدگی بخش‌های کناری منطقه بررسی شده نسبت به راستای گسل نایین-سورک نشان می‌دهد که گسل‌های بزرگی که شاخه‌های فرعی گسل نایین-سورک بوده‌اند جداشدن این واحدهای سنگی از دشت‌های کناری را در پی داشته‌اند (Amidi, 1989). پراکندگی گسل‌های

(شکل ۱- A). پهنه ماگمایی ارومیه- دختر در پی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی پدید آمده است. در منطقه بررسی شده، توده‌های آذرین درونی با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت به سن الیگوسن (Amidi, 1989) و به شکل حلقوی وار (کالدرمانند) بررسی شده‌اند. این سنگ‌ها درون سنگ‌های آتشفشانی (با ترکیب ریولیت و ریوداسیت) و سنگ‌های آذرآواری (از نوع توف‌آندزیتی، ریوداسیتی و ریولیتی به سن ائوسن) نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۱- B و ۲- A) (Amidi, 1989). آندزیت‌ها و ریولیت‌ها حجم گسترده‌ای از منطقه را دربرگرفته‌اند. تونالیت و گرانودیوریت در بخش شمالی و کوارتز دیوریت‌ها در بخش جنوبی توده آذرین درونی واقع شده‌اند. در بخش مرکزی توده آذرین درونی در نقشه، واحد گرانیت شناسایی شد اما در نمونه‌های برداشتی از منطقه، این سنگ‌ها یافت نشدند. در بخش جنوبی منطقه، سنگ‌های کنگلومرا با سن نئوژن رخمنون دارند.

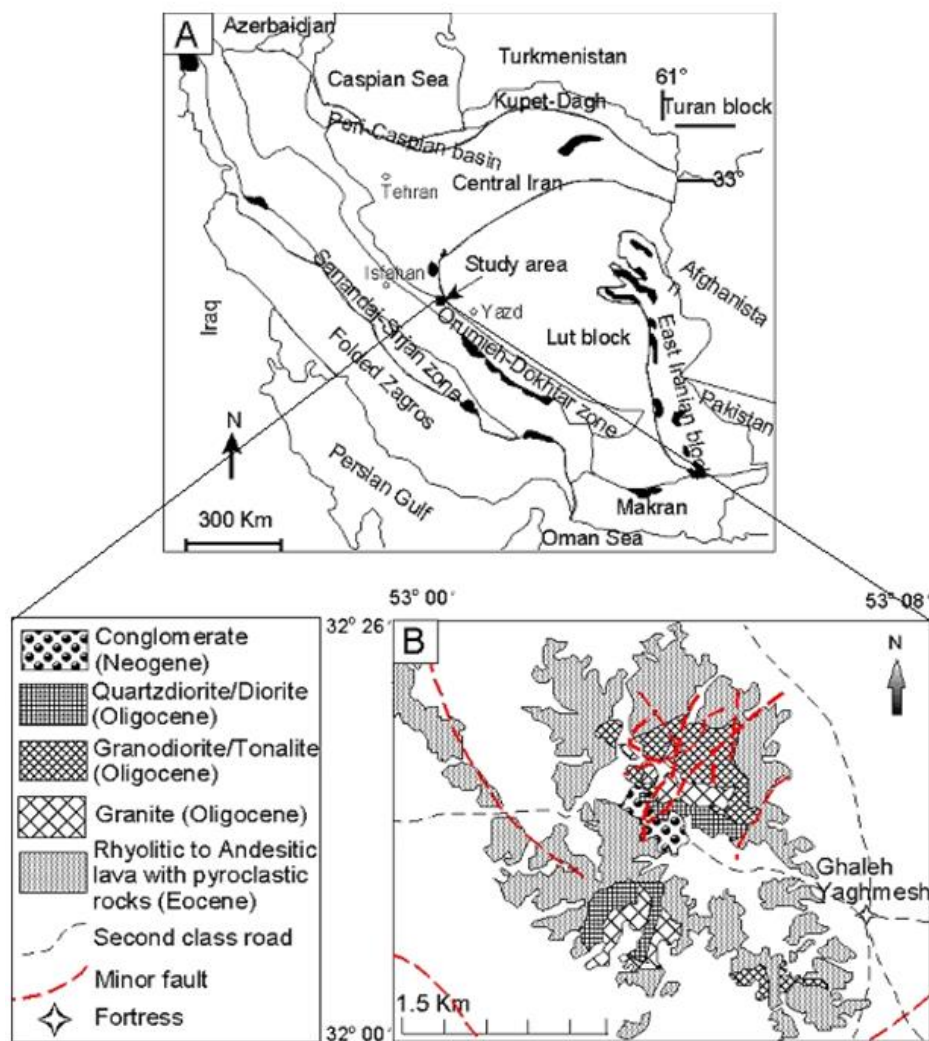
انکلاوها با ترکیب کوارتز دیوریت، بیضوی شکل و با بزرگی ۱۲-۵ سانتیمتر درون تونالیت و گرانودیوریت‌های بررسی شده یافت می‌شوند. این انکلاوها، در برابر سنگ‌های دربرگیرنده خود، دارای رنگ خاکستری تیره‌تر و بافت ریزدانه‌تر هستند. برپایه Cobbing (۲۰۰۳) آنها از نوع انکلاوهای میکروگرانولار مافیک دانسته می‌شوند. مرز انکلاوها با سنگ میزبان خود آشکار است. هاله واکنشی میان آنها و سنگ دربرگیرنده‌شان دیده نمی‌شود و به‌سختی از سنگ میزبان خود جدا می‌شوند (شکل ۲- B). برپایه Barbarin (۱۹۹۰)، این نوع از انکلاوها نشانه‌ی رخداد پدیده آمیزش ماگمایی دانسته می‌شوند و بیشتر پیامد تبلور ماگمایی مافیک هستند که به درون ماگمای فلسیک راه یافته‌اند.

رسم شده در منطقه بررسی شده نشان از گسترش سه دسته گسل با راستاهای شمالی- جنوبی، شمال‌خاوری- جنوب‌باختری و شمال‌باختری- جنوب‌خاوری دارد (شکل ۱- B) (Nadimi)، گفته شفاهی). برپایه شدت دگرریختی‌های شکننده گسلی در این منطقه و پراکندگی‌های گوناگون و الگوی پراکندگی گسل‌ها (که در برابر بالآمدن سنگ‌های نفوذی گسترش معناداری ندارند) چنین برداشت می‌شود که سنگ‌های ماگمایی در هنگام جابجایی‌های زمین‌ساختی پیشین در زیر پوسته جای گرفته‌اند، سپس جابجایی‌های پایانی در منطقه، خردشدگی شدید زمین‌ساختی و جای‌گرفتن آنها در بلندایی بالاتر از بخش‌های پیرامون را در پی داشته‌اند (Nadimi)، گفته شفاهی). هیچ هاله دگرگونی در پیرامون توده آذرین درونی به‌چشم نمی‌خورد. تنها برخی کانی‌های توده آذرین درونی خردشدگی دارند. این پدیده نشان‌دهنده تأثیرگذاری جنبش‌های زمین‌ساختی بر بالآمدن توده آذرین درونی در میان سنگ‌های آتشفشانی این منطقه است (Loqmani Dastjerdi, 2001).

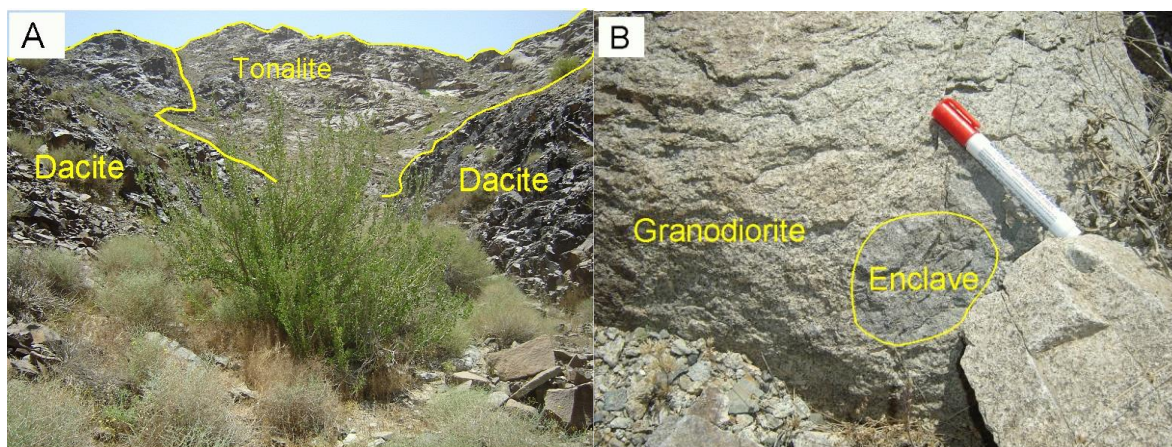
بررسی‌های صحرائی

رخمنون‌های درونی و بیرونی توده آذرین قلعه یغمش در کرانه بخش باختری استان یزد و در باختر منطقه سرو بالا جای داشته و گسترشی نزدیک به ۵۰ کیلومتر مربع دارند. این منطقه میان طول‌های جغرافیایی خاوری ۵۳°۰' تا ۵۳°۸'۱۸" و عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۲°۱۹'۵۲" تا ۳۲°۲۷'۲۷" است (Amidi, 1989).

برپایه رده‌بندی Aghanabati (۱۹۹۸)، این منطقه بخشی از بخش میانی پهنه ماگمایی ارومیه- دختر است



شکل ۱- A) نقشه ساده‌شده پهنه‌بندی ساختاری ایران (Aghanabati, 1998)؛ B) نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) بر پایه نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ سرو بالا (Amidi, 1989) با اندکی تغییرات



شکل ۲- A) نفوذ تونالیت در میان داسیت‌ها در منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد)؛ B) انکلاو میکروگرانولار مافیک درون گرانودیوریت‌های قلعه یغمش

روش انجام پژوهش

پس از بازدید و بررسی صحرایی واحدهای گوناگون سنگی، به برداشت نمونه از آنها پرداخته شد. نمونه‌برداری بر پایه ویژگی‌هایی مانند اندازه دانه‌ها، رنگ، کانی‌شناسی، دست‌نخوردگی و یا هوازدگی نمونه‌ها انجام شد. از نمونه‌های برداشت‌شده، بیش از ۵۰ مقطع نازک ساخته و سنگ‌نگاری آنها زیر میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد. برای بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، از ۸ نمونه از سنگ‌های آذرین درونی و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش مقطع نازک صیقلی ساخته شد. کانی‌ها با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی یا EPMA (مدل JXA-8230، با ولتاژ ۱۵ کیلوکولت) در گروه مهندسی زمین‌شناسی دانشگاه آنکارا (ترکیه) تجزیه شدند. این تجزیه‌ها عبارتند از: ۷ نمونه آمفیبول، ۱۸ نمونه پلاژیوکلاز، ۳ نمونه بیوتیت و ۴ نمونه کلینوپیروکسن که از بخش‌های گوناگون بلور کانی‌ها انجام شدند. داده‌های به‌دست‌آمده برگزیده در جدول‌های ۱ تا ۵ آورده شده‌اند. در بررسی شیمی کانی‌ها، از نرم‌افزار Minpet (نسخه ۲/۰۲) برای به‌دست‌آوردن فرمول ساختاری، Fe^{2+} و Fe^{3+} و عضوهای نهایی کانی‌ها، رده‌بندی کانی‌ها و رسم نمودارهای گوناگون بهره گرفته شد. افزون‌براین، نرم‌افزار Corel Presentation (نسخه ۱۰) نیز برای رسم نمودار کانی‌ها به کار رفت.

سنگ‌نگاری

الف) سنگ‌های آذرین درونی:

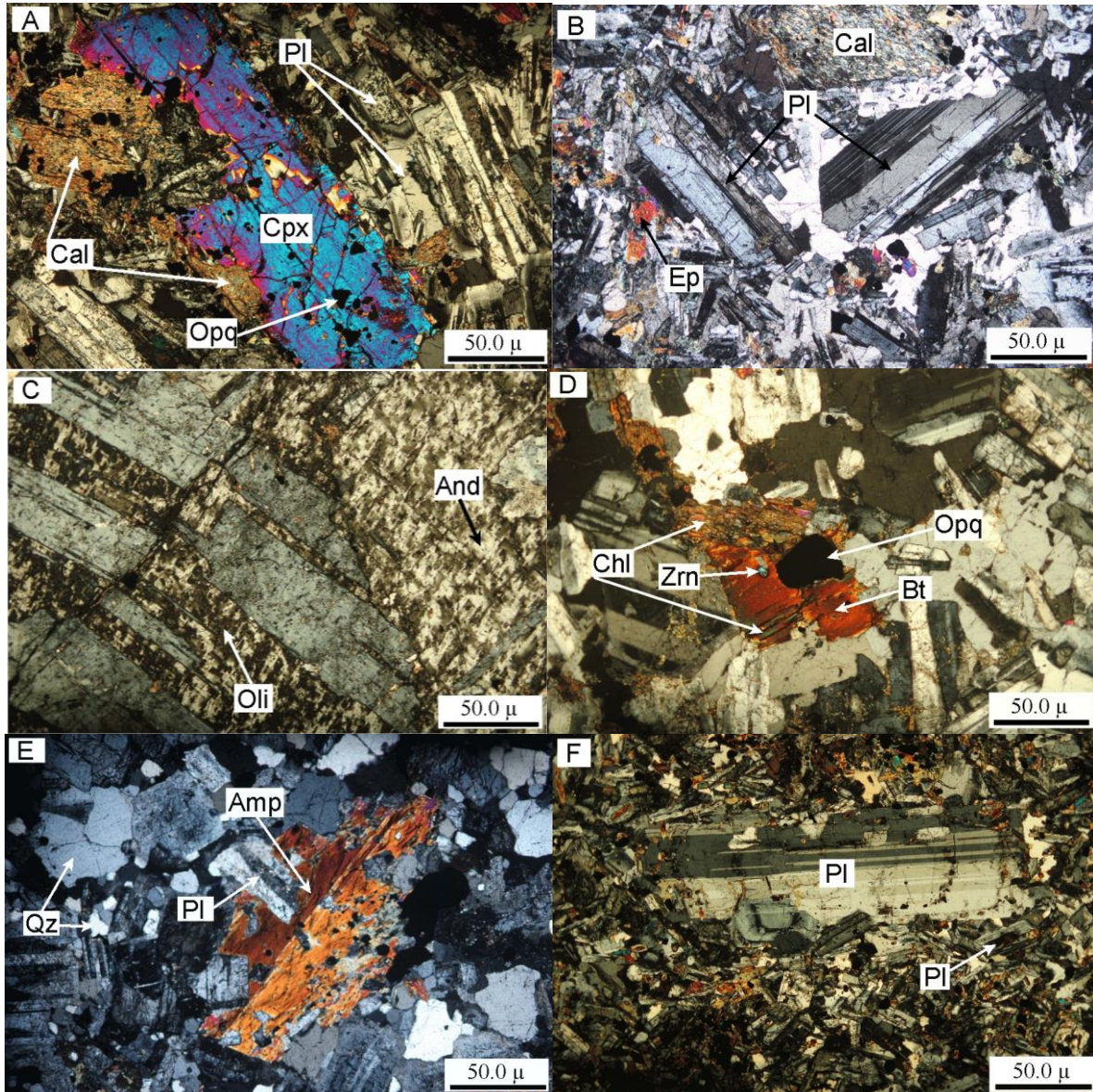
از دیدگاه سنگ‌شناسی طیفی از کوارتز دیوریت، تونالیت و گرانودیوریت در توده آذرین درونی منطقه قلعه یغمش دیده می‌شود. این سنگ‌ها بافت ریز (کوارتز دیوریت) تا متوسط (تونالیت و گرانودیوریت) دارند. پلاژیوکلاز، آمفیبول سبز، بیوتیت، کوارتز، ارتوکلاز و

کلینوپیروکسن (تنها در کوارتز دیوریت‌ها) از کانی‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. زیرکن خودشکل تا گردشده، آپاتیت منشوری تا سوزنی، تورمالین و کانی‌های کدر از کانی‌های فرعی بوده و کلریت، اپیدوت، سریسیت و کلسیت از کانی‌های ثانویه هستند. بافت این سنگ‌ها بیشتر گرانولار، پورفیریویدی و پویکیلیتیک (poikilitic) است. از بافت‌های دیگر، بافت آپلیتی، کاتاکلاستیک و ساروجی نام برده می‌شود. جدا از کوارتز دیوریت که در آن کلینوپیروکسن یافت می‌شود، کانی‌شناسی در بیشتر سنگ‌های دیگر توده آذرین درونی قلعه یغمش همانند یکدیگر است و تنها در درصد کانی‌ها با یکدیگر متفاوت هستند. کوارتز دیوریت، در برابر تونالیت/گرانودیوریت، کوارتز و ارتوکلاز کمتر و کانی‌های فرومنیزین بیشتری دارد.

(۱) کوارتز دیوریت: پلاژیوکلاز با فراوانی بیش از ۵۰ درصد حجمی، شکل دار تا نیمه‌شکل دار است و ماکل پلی‌سنتیک و منطقه‌بندی دارد. برخی پلاژیوکلازها دگرسان شده و به سریسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. آمفیبول اصلی‌ترین کانی مافیک این سنگ‌ها است و فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی دارد. این کانی به دو صورت اولیه و ثانویه دیده می‌شود: آمفیبول‌های اولیه به صورت بلورهای شکل دار تا نیمه‌شکل دار هستند و گاه به کلریت، اپیدوت و اکسید آهن تجزیه شده‌اند. در برخی نمونه‌ها، این کانی از اورالیتی شدن کلینوپیروکسن پدید آمده است. برخی آمفیبول‌ها به خوردگی شیمیایی دچار شده‌اند. بیوتیت‌ها که با فراوانی ۵ تا ۱۰ درصد حجمی و به صورت نیمه‌شکل دار و ثانویه دیده می‌شوند، گاه به کلریت و کانی‌های کدر تجزیه شده‌اند. کوارتزها به صورت بی‌شکل، با فراوانی نزدیک به ۵ تا ۱۰ درصد حجمی و پرکننده فضاهای میان کانی‌های دیگر هستند. ارتوکلاز یا به مقدار بسیار

حجمی کانی‌های سازنده سنگ است. اورالیتی شدن و خوردگی شیمیایی نیز گاه در این کانی به چشم می‌خورد (شکل ۳- A).

کم و یا اصلاً در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود. در برخی کوارتز دیوریت‌ها، کلینوپیروکسن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و فراوانی آن ۲۰ تا ۲۵ درصد



شکل ۳ تصویرهای سنگ‌نگاری از گرانیتوئیدها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نور XPL: (A) بلور کلینوپیروکسن خورده شده در کوارتز دیوریت که به کلسیت و کانی کدر تجزیه شده است؛ (B) خوردگی در حاشیه کانی پلاژیوکلاز (تونالیت)؛ (C) بافت تخته‌شطرنجی در پلاژیوکلاز که در آن بخش‌های تیره‌رنگ (آندزین)، در پی تأثیر فاز سدیم‌دار به بخش‌های روشن (الیگوکلاز) تغییر کرده است؛ (D) بیوتیت تجزیه شده به کلریت و کانی کدر با میانبار زیرکن و بافت گرانولار (تونالیت)؛ (E) آمفیبول با خوردگی شیمیایی و بافت پویکیلیتیک به همراه ریزدانه شدن کوارتز و پیدایش بافت کاتاکلاستیک (گرانودیوریت)؛ (F) بافت پورفیروئیدی در انکلاو (مخفف نام کانی‌ها بر پایه Evans و Whitney (۲۰۱۰) است: Cpx: کلینوپیروکسن؛ Cal: کلسیت؛ Opq: کانی کدر؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Ep: اپیدوت؛ Bt: بیوتیت؛ Chl: کلریت؛ Zrn: زیرکن؛ Amp: آمفیبول؛ Qz: کوارتز؛ And: آندزین؛ Oli: الیگوکلاز)

فراوانی کمی دارند. در پی فرایند کائولینیتی‌شدن سطح این کانی کدر شده و در نور عادی دارای رنگ قهوه‌ای مات است.

(۳) گرانودیوریت: پلاژیوکلاز شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است و با فراوانی آن ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی یافت می‌شود. این کانی بیشتر دگرسان شده و به‌ویژه در بخش مرکزی بلورها به اپیدوت، سریسیت و کلسیت تبدیل شده است. منطقه‌بندی نیز از ویژگی‌های دیگر این کانی است. بلورهای آمفیبول شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی یافت می‌شوند. خوردگی شیمیایی نیز در این کانی به‌چشم می‌خورد. ماکل کارلسباد که گاه در آمفیبول‌ها به‌خوبی دیده می‌شود نشان‌دهنده اولیه‌بودن آن است (شکل ۳- E). کوارتزها که بی‌شکل و گاه دارای خاموشی موجی هستند نزدیک به ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را می‌سازند. پدیده ریزدانه‌شدن در این کوارتزها به‌چشم می‌خورد (شکل ۳- E). ارتوکلاز به‌صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل یافت می‌شود و دامنه فراوانی آنها از ۱۰ تا ۱۵ درصد است. سطوح برخی ارتوکلازها در پی تجزیه به مواد رسی غبارآلود دیده می‌شود. بیوتیت در این سنگ‌ها نیمه‌شکل‌دار و از نوع ثانویه است. این کانی به‌رنگ قهوه‌ای مایل به سرخ و با فراوانی ۷ تا ۱۰ درصد حجمی دیده می‌شود. تجزیه بیوتیت‌ها آزادشدن اکسید آهن و پیدایش کلریت را در پی داشته است.

کانی‌های فرعی: گرانیتوئیدهای قلعه یغمش دارای کانی‌های فرعی یکسانی هستند. در اینجا به بررسی میکروسکوپی آنها پرداخته می‌شود. بلورهای آپاتیت به‌صورت منشورهای کوتاه، سوزن‌های کوتاه و کشیده و گاه به‌صورت تجمعاتی از بلورهای نیمه‌شکل‌دار هستند. میانبرهای این کانی در پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و

(۲) تونالیت: پلاژیوکلاز به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و گاه دارای منطقه بندی است. فراوانی این کانی از ۲۵ تا ۳۰ درصد حجمی متغیر است و در پی دگرسانی بیشتر به کانی‌های گروه میکا (سریسیت) و سوسوریت (کلسیت و اپیدوت) تجزیه شده است. برخی سریسیت‌ها در پی تبلور دوباره جای خود را به مسکوویت داده‌اند. کناره‌های برخی بلورهای پلاژیوکلاز گردش‌دگی و خوردگی شیمیایی دارد (شکل ۳- B). در برخی پلاژیوکلازها، خوردشدگی و خمیدگی صفحه ماکل دیده می‌شود. بافت تخته شطرنجی گاه در برخی تونالیت‌ها دیده می‌شود. در این بافت بخش‌های تیره‌رنگ، آندزین هستند و در پی تأثیر فاز سدیم‌دار به الیگوکلاز (بخش‌های روشن) تغییر ترکیب داده‌اند (Fazeli, 2017) (شکل ۳- C). بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آمفیبول دارای فراوانی ۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی هستند. آمفیبول‌ها به دو صورت اولیه و ثانویه هستند و گاه به کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. کانی‌های کدر از میانبرهای رایج درون این کانی هستند. گاه در کناره‌های بلورهای آمفیبول خوردگی شیمیایی دیده می‌شود. کوارتز با فراوانی ۲۰ تا ۳۰ درصد حجمی بوده و گاه دارای خاموشی موجی، کناره‌های خورده‌شده و خوردگی خلیجی است. میانبرهای آپاتیت سوزنی‌شکل، پلاژیوکلاز و بیوتیت در این فاز دیده می‌شوند. برخی نمونه‌ها دارای کوارتزهای ریز و درشت هستند که پیدایش بافت کاتاکلاستیک و ساروجی را در پی داشته‌اند. فراوانی بلورهای شکل‌دار تا بی‌شکل بیوتیت‌ها نزدیک به ۱۰ درصد حجمی است. این کانی چندرنگی زرد تا سرخ مایل به قهوه‌ای نشان می‌دهد. بیشتر بیوتیت‌ها به کلریت و اکسیدهای آهن-تیتانیم تجزیه شده‌اند و گاه دارای میانبرهای آپاتیت و زیرکن هستند (شکل ۳- D). بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل ارتوکلاز

پلاژیوکلاز در میان بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز، با اندازه متوسط تا ریز جای گرفته‌اند (شکل ۳-F). این کانی گاه به سرسپیت، اپیدوت و کلسیت تجزیه شده است. بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار آمفیبول، ۳۰ تا ۴۰ درصد حجم سنگ را در بر گرفته‌اند. این کانی‌ها گاه با کلریت و اپیدوت جایگزین شده‌اند. بیوتیت به صورت نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل و با فراوانی ۵ تا ۸ درصد حجمی دیده می‌شود. این کانی گاه جای خود را به کلریت و کانی‌های کدر داده است. کوارتز با فراوانی کمتر از ۷ درصد حجمی و به صورت بی‌شکل، فضاهای خالی را پر کرده است. ارتوکلاز در انکلاوهای بررسی شده کمیاب است و یا اصلاً دیده نمی‌شود؛ اما در صورت وجود به صورت فازهای میان‌دانه‌ای و بی‌شکل یافت می‌شود. در برخی انکلاوها، کلینوپیروکسن فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد حجمی دارد. زیرکن، آپاتیت، تورمالین و کانی‌های کدر از فازهای فرعی هستند.

شیمی کانی‌ها

پلاژیوکلاز: برپایه نمودار پیشنهادی Deer و همکاران (۱۹۹۲)، ترکیب پلاژیوکلازهای بررسی شده در گرانودیوریت دارای آنورتیت برابر با ۴۴/۴۰-۲۵/۵۰ درصد مولی با گستره ترکیبی الیگوکلاز تا لابرادوریت (بیشتر آندزین) است. در تونالیت، آنورتیت پلاژیوکلازها از ۵۰/۱۰ تا ۴۳/۱۰ درصد مولی است و در گستره آندزین تا لابرادوریت (بیشتر آندزین) جای دارند. در کوارتزیدیوریت، پلاژیوکلازها دارای ۴۰/۱۰-۶۴/۵۰ درصد مولی آنورتیت هستند و در گستره آندزین تا لابرادوریت جای گرفته‌اند. در انکلاوها پلاژیوکلاز دارای ۲۹/۳۰-۵۴/۲۰ درصد مولی آنورتیت است و

کوارتز یافت می‌شوند. زیرکن بیشتر به صورت بلورهای شکل‌دار و کشیده دیده می‌شود. این کانی هم به صورت جدا و هم به صورت میانبارهایی درون پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت دیده می‌شود (شکل ۳-D). در برخی نمونه‌های سنگ‌های گرانیتویدی، تورمالین به صورت بلورهای بی‌شکل و خورشیدی شکل (سوزنی) یافت می‌شود.

(ب) انکلاوهای میکروگرانولار مافیک:

قطعات سنگ‌های خارجی که توسط سنگ‌های دیگر در بر گرفته شده‌اند، انکلاو نامیده می‌شوند (Didier and Barbarin, 1991). به باور Clarke (۱۹۹۲)، بیشتر سنگ‌های گرانیتویدی دارای انکلاوهای میکروگرانولار مافیک هستند. برپایه Vernon (۱۹۹۰) و Barbarin (۲۰۰۵)، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک مجموعه‌های کانیاپی مافیک، کمابیش ریزدانه، معمولاً بیضوی شکل و دارای ساختارهای ریز تیپیک آذرین هستند. تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها در منطقه بررسی شده دارای انکلاوهای هستند که ترکیب کوارتزیدیوریت دارند. بافت میکروگرانولار و پورفیرویدی از بافت‌های غالب در آنهاست. جدا از اندازه، فراوانی و شکل متفاوت، اگرچه ترکیب انکلاوها کمابیش با ترکیب سنگ میزبان خود همسان است، کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) فراوان‌تری در آنها دیده می‌شود. فراوان‌ترین کانی‌های این سنگ‌ها پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین هستند. آمفیبول، در برابر بیوتیت، فراوانی بیشتری دارد. پلاژیوکلازها با فراوانی بیش از ۵۰ درصد حجمی، به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای منطقه‌بندی و به صورت کشیده یافت می‌شوند. در انکلاوهای با بافت پورفیرویدی، بلورهای درشت

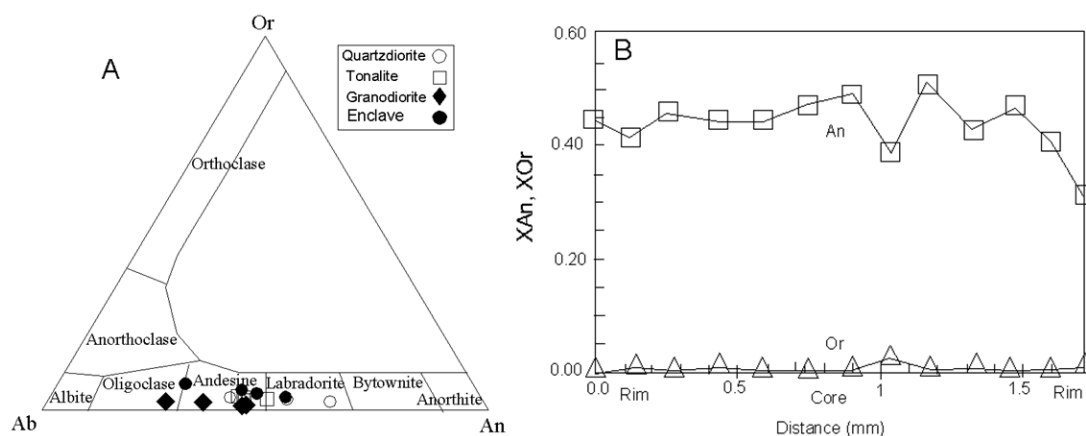
منطقه‌بندی نوسانی در برخی از آنهاست (جدول ۲؛ شکل ۴- B). منطقه‌بندی نوسانی که نشانه نبود تعادل است در پی آمیزش ماگمایی روی می‌دهد (Shelley, 1993).

ترکیب آن در گستره آندزین تا لابرادوریت (به‌طور اصلی آندزین) است (جدول ۱؛ شکل ۴- A). داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی از لبه بلورهای پلاژیوکلازها تا لبه دیگر آنها نشان‌دهنده

جدول ۱- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای پلاژیوکلازهای برگزیده گرانیتوئیدها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد)، به‌همراه فرمول ساختاری و اعضای نهایی به‌دست‌آمده برپایه ۸ اتم اکسیژن

Rock type	Quartzdiorite				Tonalite				Granodiorite				MME* (Quartzdiorite)			
SiO ₂	57.33	57.35	53.87	51.92	57.85	55.24	56.89	58.07	59.41	61.48	56.99	56.66	54.93	53.75	60.02	56.23
Al ₂ O ₃	26.14	26.65	28.54	30.44	26.12	27.41	26.49	25.75	25.13	23.72	27.33	26.80	27.41	28.78	24.17	26.79
FeO*	0.34	0.41	0.35	0.37	0.34	0.33	0.32	0.33	0.19	0.24	0.27	0.27	0.30	0.28	0.26	0.28
BaO	0.03	0.00	0.03	0.02	0.08	0.00	0.06	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.10	0.09	0.00	0.06
CaO	8.50	9.05	11.16	12.86	8.67	10.43	9.25	8.77	6.91	5.22	8.62	9.17	10.58	11.97	6.85	9.80
Na ₂ O	6.48	6.22	4.91	3.79	6.03	5.53	6.07	6.05	7.14	8.16	6.08	6.17	6.20	5.35	8.41	6.65
K ₂ O	0.38	0.35	0.24	0.18	0.42	0.30	0.35	0.42	0.37	0.41	0.20	0.24	0.63	0.37	1.12	0.71
Total	99.20	100.03	99.10	99.58	99.51	99.24	99.43	99.40	99.20	99.23	99.49	99.34	100.15	100.59	100.83	100.52
Si	2.59	2.58	2.46	2.37	2.61	2.51	2.57	2.62	2.67	2.75	2.56	2.56	2.49	2.43	2.68	2.53
Al	1.39	1.41	1.53	1.63	1.39	1.47	1.41	1.37	1.33	1.25	1.45	1.43	1.46	1.53	1.27	1.42
Fe ²⁺	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.51	0.58	0.33	0.47
Ca	0.41	0.44	0.55	0.63	0.42	0.51	0.45	0.42	0.33	0.25	0.42	0.44	0.55	0.47	0.73	0.58
Na	0.57	0.54	0.43	0.34	0.53	0.49	0.53	0.53	0.62	0.71	0.53	0.54	0.04	0.02	0.06	0.04
K	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	5.07	5.05	5.08	5.06
Cations	5.01	5.00	5.00	4.99	4.98	5.01	5.00	4.97	4.99	4.99	4.98	5.00	2.49	2.43	2.68	2.53
Albite	56.70	54.30	43.70	34.40	54.40	48.20	53.20	54.10	63.70	72.20	55.40	54.20	49.80	43.80	65.00	53.10
Anorthite	41.10	43.70	54.90	64.50	43.10	50.10	44.80	43.40	34.10	25.50	43.50	44.40	46.90	54.20	29.30	43.20
Orthoclase	2.20	2.00	1.40	1.00	2.50	1.70	2.00	2.50	2.20	2.30	1.10	1.40	3.30	2.00	5.70	3.70
Name	And**	And	Lab*	Lab	And	Lab	And	And	And	Oli*	And	And	And	Lab	And	And

*MME: Mafic Microgranular Enclave; **And: andesine, Lab: labradore, Oli: oligoclase



شکل ۴- ترکیب پلاژیوکلازها در سنگ‌های آذرین درونی قلعه یغمش (باختر استان یزد): در (A) نمودار رده‌بندی فلدسپارها (Deer et al., 1992)؛ (B) نمودار نشان‌دهنده منطقه‌بندی پلاژیوکلاز در تونالیت (فراوانی آنورتیت از یک لبه تا لبه دیگر بلور فلدسپار تغییر نوسانی دارد)

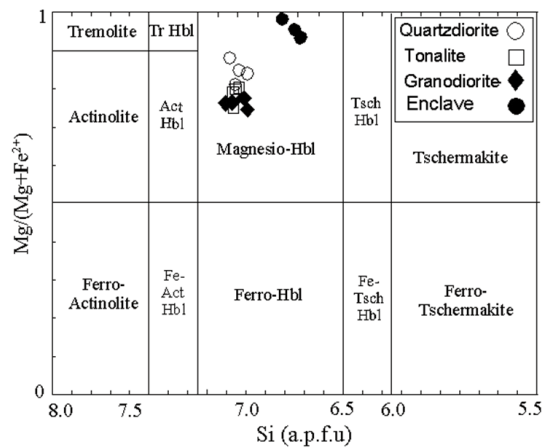
جدول ۲- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای پلاژیوکلازهای تونالیت منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) (نمونه Gh46)، به همراه فرمول ساختاری و اعضای نهایی به دست آمده بر پایه ۸ اتم اکسیژن

Location	Rim		Core				Rim						
SiO ₂	56.42	58.48	56.46	56.93	56.47	56.16	55.46	57.75	54.94	56.61	56.35	56.83	59.63
Al ₂ O ₃	27.37	26.13	26.93	26.93	27.29	27.58	28.18	26.67	29.09	27.47	27.79	27.36	25.32
FeO*	0.27	0.15	0.20	0.33	0.36	0.26	0.33	0.26	0.30	0.31	0.56	0.40	0.19
BaO	0.07	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.05	0.05	0.02	0.03
CaO	9.01	8.30	9.42	8.84	8.84	9.23	9.59	7.35	10.10	8.86	9.08	8.06	6.43
Na ₂ O	6.11	6.26	5.93	6.17	6.02	5.66	5.54	6.29	5.23	6.23	5.84	6.25	7.83
K ₂ O	0.24	0.24	0.21	0.26	0.20	0.20	0.19	0.68	0.16	0.26	0.20	0.22	0.41
Total	99.49	99.56	99.16	99.47	99.18	99.11	99.32	99.00	99.82	99.79	99.87	99.14	99.84
Si	2.55	2.62	2.56	2.57	2.55	2.54	2.51	2.48	2.55	2.54	2.57	2.67	2.67
Al	1.46	1.38	1.44	1.43	1.45	1.47	1.50	1.54	1.46	1.47	1.46	1.33	1.33
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.44	0.40	0.46	0.43	0.43	0.45	0.47	0.49	0.43	0.44	0.39	0.31	0.31
Na	0.54	0.54	0.52	0.54	0.53	0.50	0.49	0.46	0.54	0.51	0.55	0.68	0.68
K	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Cations	5.00	4.97	4.99	4.99	4.99	4.98	4.99	4.98	5.00	4.99	4.99	5.02	5.02
Albite	54.30	56.80	52.60	55.00	54.50	52.00	50.50	47.90	55.20	53.10	57.60	67.20	67.20
Anorthite	44.30	41.70	46.20	43.50	44.20	46.80	48.30	51.20	43.30	45.70	41.10	30.50	30.50
Orthoclase	1.40	1.50	1.20	1.50	1.20	1.30	1.10	0.90	1.50	1.10	1.40	2.30	2.30
X _{An}	0.44	0.42	0.46	0.44	0.44	0.47	0.48	0.51	0.43	0.46	0.41	0.31	0.31
X _{Or}	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Name	And*	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And	And

*And: andesine

در رده بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷)، این آمفیبول‌ها در زیرگروه منیزوهورنبلند جای دارند (جدول ۳؛ شکل ۵).

آمفیبول: بر پایه Leake و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبول‌های بررسی شده با $(Ca+Na)_B \geq 1$ و $Ca_B > 1.5$ از گروه آمفیبول‌های کلسیک هستند.



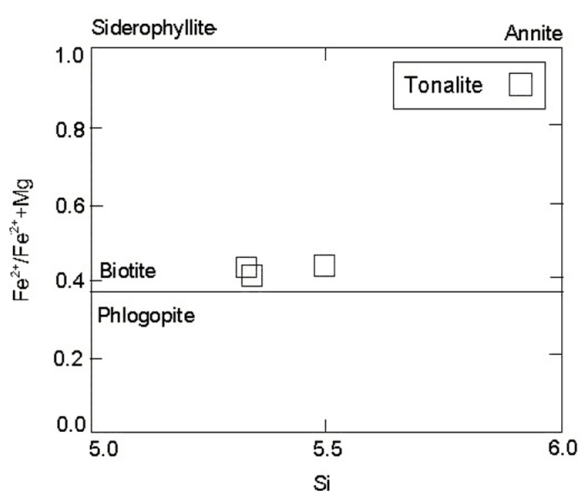
شکل ۵- ترکیب آمفیبول‌های گرانیتوئیدها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار رده بندی آمفیبول‌ها بر پایه Leake و همکاران (۱۹۹۷)

جدول ۳- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای آمفیبول‌های برگزیده گرانیتوئیدها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد)، به‌همراه فرمول ساختاری به‌دست‌آمده برپایه ۲۳ اتم اکسیژن

Rock type	Quartzdiorite			Tonalite				Granodiorite				MME (Quartzdiorite)					
SiO ₂	47.89	48.05	47.59	48.78	47.74	47.78	47.93	47.52	48.08	48.86	48.66	47.61	46.89	47.93	46.75	47.19	
TiO ₂	1.37	1.51	1.36	1.26	1.48	1.35	1.36	1.36	1.44	1.28	1.33	1.52	1.89	1.69	2.23	1.94	
Al ₂ O ₃	5.59	5.77	5.88	5.20	5.54	5.46	5.44	5.55	5.58	5.22	5.22	5.64	6.37	5.07	5.99	5.81	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.07	0.00	0.01	0.03	
FeO*	11.90	11.18	11.61	11.46	12.54	12.06	12.40	12.64	14.35	13.70	13.20	14.15	12.7	13.29	13.66	13.2	
MnO	0.26	0.25	0.28	0.32	0.22	0.21	0.29	14.36	0.29	0.34	0.28	0.29	0.43	0.51	0.41	0.45	
MgO	15.20	15.23	15.36	15.70	14.89	14.79	14.82	0.25	13.93	14.34	14.20	13.79	16.58	16.99	16.27	16.66	
CaO	10.91	11.22	11.17	10.80	11.20	11.23	11.18	11.34	10.24	10.69	10.34	10.56	11.54	10.89	10.96	11.13	
Na ₂ O	1.05	1.17	1.22	1.00	1.16	1.12	1.13	1.24	1.45	1.32	1.43	1.49	1.29	1.32	1.53	1.38	
K ₂ O	0.39	0.41	0.36	0.29	0.43	0.45	0.36	0.44	0.50	0.43	0.52	0.48	0.64	0.67	0.80	0.70	
H ₂ O	1.78	1.79	1.78	1.79	1.78	1.77	1.78	1.77	1.78	1.79	1.78	1.78	1.83	1.84	1.83	1.83	
Total	96.34	96.58	96.61	96.60	96.98	96.22	96.69	96.47	97.64	97.97	96.96	97.31	100.16	100.2	100.43	100.29	
Si	7.05	7.08	7.00	7.12	7.03	7.09	7.07	7.08	7.04	7.13	7.17	7.03	6.66	6.77	6.64	6.69	
Ti	0.15	0.17	0.15	0.14	0.16	0.15	0.15	0.15	0.16	0.14	0.15	0.17	0.20	0.18	0.24	0.21	
Al ^{IV}	0.95	0.92	1.00	0.88	0.96	0.91	0.93	0.92	0.96	0.87	0.83	0.97	1.07	0.84	1.00	0.97	
Al ^{VI}	0.02	0.08	0.02	0.01	0.00	0.05	0.02	0.05	0.01	0.03	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.65	0.82	0.68	0.51	0.85	0.93	0.86	1.07	0.84	0.91	0.93	0.99	0.28	0.09	0.29	0.20	
Fe ³⁺	0.82	0.55	0.75	0.89	0.70	0.57	0.68	0.51	0.92	0.77	0.69	0.76	1.23	1.48	1.34	1.36	
Mn	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.05	0.05	
Mg	3.33	3.35	3.37	3.41	3.27	3.27	3.26	3.19	3.04	3.12	3.12	3.04	3.51	3.58	3.45	3.52	
Ca	1.72	1.77	1.76	1.69	1.77	1.79	1.77	1.81	1.61	1.67	1.63	1.67	1.76	1.65	1.67	1.69	
Na	0.30	0.33	0.35	0.28	0.33	0.32	0.32	0.36	0.41	0.37	0.41	0.43	0.36	0.36	0.42	0.38	
K	0.07	0.08	0.07	0.05	0.08	0.09	0.07	0.08	0.09	0.08	0.10	0.09	0.12	0.12	0.15	0.13	
Cations	15.093	15.182	15.175	15.025	15.180	15.194	15.159	15.251	15.112	15.125	15.138	15.187	15.226	15.13	15.235	15.195	
Mg/(Mg+Fe ²⁺)	0.84	0.80	0.83	0.87	0.79	0.78	0.79	0.75	0.78	0.78	0.77	0.75	0.93	0.98	0.92	0.95	
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Mg)	0.31	0.29	0.30	0.29	0.32	0.31	0.32	0.33	0.37	0.35	0.34	0.37	0.30	0.31	0.32	0.31	
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.16	0.20	0.17	0.13	0.21	0.22	0.21	0.25	0.22	0.22	0.23	0.25	0.07	0.02	0.08	0.05	
Al ^{total}	0.97	1.00	1.02	0.89	0.96	0.96	0.95	0.97	0.96	0.90	0.91	0.98	1.07	0.84	1.00	0.97	
Name	Mg-hb*	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	Mg-hb	

*Mg-hb: Magnesio-hornblende

برای شناسایی نوع میکا در تونالیت‌های منطقه از نمودار Rieder و همکاران (۱۹۹۸) بهره گرفته شد که برپایه دو فاکتور Si و Fe# رسم شده است. نسبت $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg=0/33$ جداکننده بیوتیت از فلوگوپیت است (شکل ۶). همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، میکاهای منطقه از نوع بیوتیت هستند.



شکل ۶- رده بندی بیوتیت‌ها در تونالیت منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) برپایه نمودار Si در برابر $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Mg$ (Rieder et al., 1998)

کلینوپیروکسن: نمونه‌های کلینوپیروکسن کوارتز دیوریت و انکلاوهای با ترکیب کوارتز دیوریت در نمودار Q-J، در بخش پیروکسن‌های Quad جای می‌گیرند (شکل ۷- A). نمونه‌هایی که در بخش Quad جای گرفته‌اند در نمودار Wo-En-Fs رده‌بندی می‌شوند. این نمودار برپایه نسبت‌های اتمی Ca، Fe، $(Fe^{2+}+Fe^{3+}+Mn)$ و Mg است (Morimoto, 1989). ترکیب کلینوپیروکسن کوارتز دیوریت‌های بررسی شده از نوع اوژیت و کلینوپیروکسن انکلاوها از نوع اوژیت تا دیوپسید است (جدول ۵؛ شکل ۷- B).

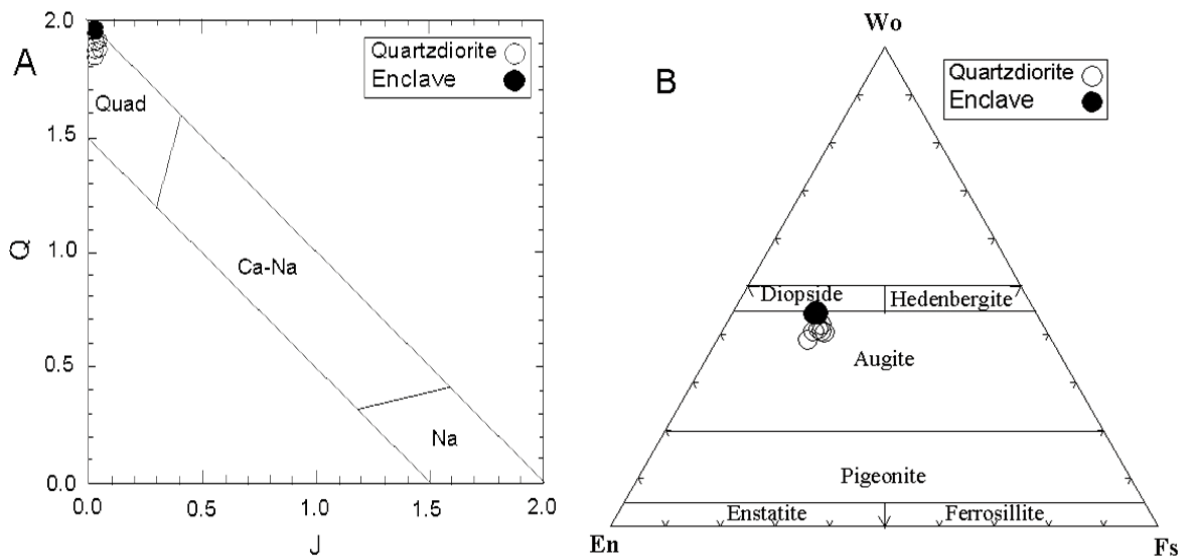
بیوتیت: داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت‌های موجود در تونالیت، در جدول ۴ آورده شده‌اند. سنگ‌های آذرین درونی و انکلاوهای بررسی شده بیوتیت اولیه ندارند و تنها تونالیت دارای بیوتیت اولیه است.

جدول ۴- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای بیوتیت‌های برگزیده تونالیت‌های منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد)، به همراه فرمول ساختاری به دست آمده برپایه ۲۲ اتم اکسیژن

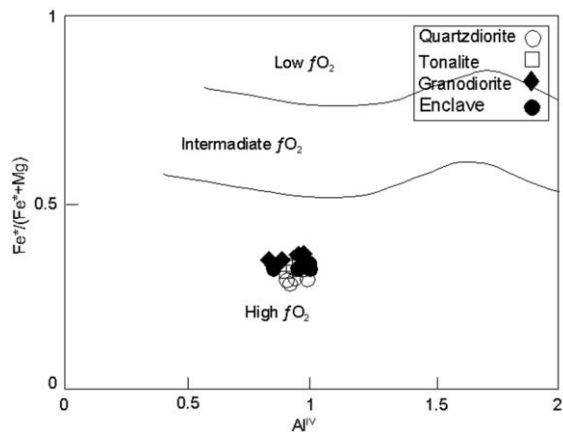
Rock type	Tonalite		
SiO ₂	37.40	36.41	36.17
TiO ₂	3.59	4.41	4.25
Al ₂ O ₃	11.05	12.37	11.96
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00
FeO	16.96	16.28	15.53
MnO	0.30	0.25	0.26
MgO	12.52	12.68	13.11
CaO	0.10	0.00	0.02
Na ₂ O	0.11	0.10	0.10
K ₂ O	8.05	8.81	8.80
H ₂ O	3.35	3.38	3.35
Total	93.43	94.69	93.55
Si	5.51	5.30	5.32
Al ^{IV}	1.92	2.12	2.07
Al ^{VI}	0.00	0.00	0.00
Ti	0.40	0.48	0.47
Fe ³⁺	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.09	1.98	1.91
Cr	0.00	0.00	0.00
Mn	0.04	0.03	0.03
Mg	2.75	2.75	2.88
Ca	0.02	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.03
K	1.51	1.64	1.65
Cations	14.26	14.34	14.37
Fe ²⁺ /(Fe ²⁺ +Mg)	0.43	0.42	0.40
Mg/(Fe ²⁺ +Mg)	0.57	0.58	0.60

جدول ۵- داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی برای پیروکسن‌های برگزیده کوارتز دیوریت‌ها و انکلاوها (با ترکیب کوارتز دیوریت) منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد)، به همراه فرمول ساختاری و اعضای نهایی به دست آمده بر پایه ۶ اتم اکسیژن

Rock type	Quartzdiorite		MME (Quartzdiorite)							
SiO ₂	51.86	51.57	50.59	52.10	51.23	51.88	52.71	52.96	52.89	52.84
TiO ₂	0.44	0.60	0.62	0.45	0.42	0.49	0.15	0.19	0.21	0.19
Al ₂ O ₃	2.12	1.89	3.52	1.33	1.68	2.13	0.74	0.73	0.77	0.76
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.05	0.06	0.02
FeO*	9.81	10.52	10.06	10.30	10.96	9.82	9.10	9.20	9.00	8.73
MnO	0.38	0.44	0.33	0.40	0.41	0.35	0.33	0.34	0.33	0.38
MgO	14.69	14.46	13.85	14.32	14.25	15.51	14.05	14.17	14.14	14.20
CaO	19.92	20.09	20.31	19.94	19.85	19.02	22.28	22.04	22.06	21.89
Na ₂ O	0.22	0.23	0.24	0.28	0.29	0.17	0.20	0.25	0.20	0.25
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02
Total	99.46	99.84	99.52	99.16	99.11	99.44	99.57	99.93	99.66	99.28
Si	1.94	1.93	1.90	1.96	1.93	1.94	1.97	1.98	1.98	1.98
Ti	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al ^{IV}	0.06	0.07	0.11	0.04	0.07	0.06	0.03	0.02	0.02	0.02
Al ^{VI}	0.03	0.01	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.29	0.29	0.28	0.31	0.29	0.29	0.26	0.27	0.27	0.27
Fe ³⁺	0.02	0.04	0.04	0.01	0.06	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg	0.82	0.81	0.77	0.80	0.80	0.86	0.78	0.79	0.79	0.79
Ca	0.80	0.81	0.82	0.80	0.80	0.76	0.89	0.88	0.88	0.88
Na	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cations	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00
Wollastonite	41.23	41.19	42.58	41.35	40.88	39.18	45.29	44.79	45.00	44.89
Enstatite	42.30	41.26	40.41	41.32	40.83	44.46	39.74	40.07	40.14	40.52
Ferrosilite	16.47	17.55	17.01	17.33	18.29	16.36	14.97	15.14	14.86	14.59
Al ^{IV} +Na	0.075	0.089	0.122	0.059	0.090	0.075	0.041	0.042	0.036	0.036
Al ^{VI} +2Ti+Cr	0.083	0.107	0.139	0.065	0.093	0.091	0.034	0.035	0.035	0.029
X _{PT}	40.70	40.77	40.74	40.59	40.51	40.57	41.03	41.14	41.04	40.88
Y _{PT}	-27.26	-26.66	-26.70	-26.75	-26.29	-27.51	-27.59	-27.65	-27.67	-27.75
F1	-0.80	-0.82	-0.81	-0.81	-0.80	-0.78	-0.83	-0.83	-0.83	-0.83
F2	-2.48	-2.48	-2.45	-2.48	-2.45	-2.49	-2.43	-2.45	-2.45	-2.45
Name	augite	augite	augite	augite	augite	augite	augite- diopside	augite- diopside	augite- diopside	augite- diopside



شکل ۷- ترکیب کلینوپروکسن‌ها در سنگ‌های گرانیتویدی منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) در: (A: نمودار Q-J (Morimoto, 1989)؛ (B) نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs (Morimoto, 1989) ($R^{3+} = Al, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Sc^{3+}; J = 2Na \pm R^{3+}; Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$)



شکل ۸- نمونه‌های آمفیبول در سنگ‌های گرانیتویدی منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار پیشنهادی Anderson و Smith (۱۹۹۵)

(ب) برپایه ترکیب بیوتیت: ترکیب بیوتیت‌های ماگمایی از بیوتیت‌های دگرسانی متفاوت است. ساختار بیوتیت‌های ماگمایی (اولیه)، در برابر بیوتیت‌های ثانویه، آهن و تیتانیوم بیشتری دارد؛ اما در بیوتیت‌های دگرسانی مقدار منیزیم بیشتر است (Deer *et al.*, 1992). روند غنی‌شدگی از Fe^{2+} یا Mg در میکاها به فوگاسیته اکسیژن در هنگام تبلور بستگی دارد. به این صورت که میکاهای

ارزیابی فوگاسیته اکسیژن

(الف) برپایه ترکیب آمفیبول: میزان فوگاسیته یک ماگما به پهنه زمین‌ساختی بستگی دارد که ماگما در آن پدید آمده است. ماگمایی که در مرز صفحه‌های همگرا پدید می‌آید دارای فوگاسیته اکسیژن بالایی است و Mg و Fe^{3+} بالایی دارد (Ewart, 1979). برپایه رده‌بندی Anderson و Smith (۱۹۹۵)، مقدار Fe# میان صفر تا ۰/۶ نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن، مقدار ۰/۶ تا ۰/۸ نشان‌دهنده فوگاسیته متوسط اکسیژن و مقدار ۰/۸ تا ۱ نشان‌دهنده فوگاسیته کم اکسیژن است. مقدار Fe# در آمفیبول‌های بررسی‌شده ۰/۰۲ تا ۰/۲۵ بوده و نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن است. به باور Anderson و Smith (۱۹۹۵) آمفیبول با ترکیب $Al^{IV} > 0.75$ و $Fe^{total}/Fe^{total}+Mg > 0.3$ برای ارزیابی فوگاسیته اکسیژن کارآمد است. آمفیبول‌های بررسی‌شده در نمودار Al^{IV} در برابر Fe^*/Fe^*+Mg (شکل ۸) در گستره فوگاسیته بالای اکسیژن جای می‌گیرند.

برپایه این نمودار میزان آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها از فوگاسیته اکسیژن محیط پیدایش آنها پیروی می‌کند و جای‌گرفتن نمونه‌ها در بالا یا زیر خط $Fe^{3+}=0$ نشانه بالا یا پایین بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط پیدایش پیروکسن‌هاست. برپایه این شکل، کوارتز دیوریت‌ها و انکلاوها در گستره فوگاسیته اکسیژن بالا هستند. به باور Shelley (۱۹۹۳)، تغییرات دمای ماگما در پی آمیزش ماگمایی فوگاسیته اکسیژن را تغییر می‌دهد.

دماسنجی

دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز: در سنگ‌های کالک‌آلکان، معمولاً هورنبلند و پلاژیوکلاز همزیست هستند و از آنها برای دماسنجی بهره گرفته می‌شود (Holland and Powell, 1992; Holland, and Blundy, 1994). این روش یک زمین‌دماسنج تبادلی است که به فشار وابسته نیست. Holland و Blundy (۱۹۹۴) کالیبراسیونی را پیشنهاد کردند که در دماهای ۴۰۰ تا ۱۰۰۰ درجه سانتیگراد و فشارهای ۱ تا ۱۵ کیلو بار به کار برده می‌شود. برپایه مدل محلول جامد، پژوهشگران یادشده دو زمین‌دماسنج پیشنهاد کرده‌اند که خطای آنها را برابر با $\pm 75^{\circ}C$ دانسته‌اند:

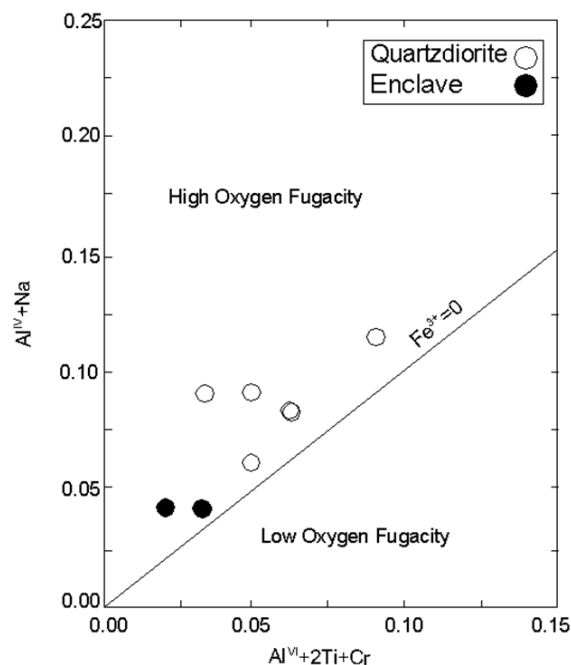
(الف) واکنش ادنیست-ترمولیت-ترمولیت
 $(edenite+4quartz=tremolite+albite)$: این روش هنگامی به کار می‌رود که آمفیبول و پلاژیوکلاز در همراهی با کوارتز باشند؛

(ب) واکنش ادنیست-ریشتریت
 $(edenite+albite=richterite+anorthite)$: این واکنش در سنگ‌های بی کوارتز روی می‌دهد (Holland, and Blundy, 1994; Stein and Dietl, 2001).

برای نمونه‌های قلعه یغمش، دماسنج نخست به کار برده شد. داده‌های به دست آمده از این روش دماسنجی

سرشار از Mg در شرایط اکسیدان و در پی فراوانی مگنتیت و میکاهای سرشار از Fe^{2+} در شرایط احیاء و به دنبال آن کمیاب بودن مگنتیت پدید می‌آیند (Deer et al., 1992). بیوتیت‌های بررسی شده در تونالیست، دارای MgO بالا و می‌وزان $Mg/Mg+Fe+Mn$ از ۰/۵۶ تا ۰/۶۰ هستند. از این‌رو، برپایه بررسی‌های Eugster و Wones (۱۹۶۵) و Castro و Stephen (۱۹۹۲)، در هنگام تبلور بیوتیت در تونالیست‌ها شرایط اکسیدان بوده است.

(پ) برپایه ترکیب کلینوپروکسن: برای ارزیابی فوگاسیته اکسیژن ماگما در محیط تبلور کلینوپروکسن، نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ (Schweitzer et al., 1979) به کار برده شد (شکل ۹).



شکل ۹- تعیین فوگاسیته‌ی اکسیژن در محیط پیدایش کلینوپروکسن‌های منطقه قلعه یغمش بر روی نمودار $Na+Al^{VI}$ در برابر $Al^{IV}+2Ti+Cr$ پیشنهادی Schweitzer و همکاران (۱۹۷۹)

فشارسنجی

(الف) به کارگیری آمفیبول: کانی آمفیبول بهترین کانی برای دماسنجی و فشارسنجی در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان است. این کانی در بازه دمایی (۴۰۰ تا ۱۱۵۰) و فشاری (۱ تا ۲۳ کیلو بار) گسترده‌ای پایدار است (Leake *et al.*, 1997; Stein and Dietl, 2001). آمفیبول‌های بررسی شده دارای $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ برابر ۰/۰۲ تا ۰/۲۵ هستند و در بازه ۰ تا ۰/۶ جای می‌گیرند (فوگاسیته اکسیژن بالا). از این رو، برای فشارسنجی کارآمد هستند (Anderson and Smith, 1995).

برای محاسبه فشار از روش Schmidt (۱۹۹۲) بهره گرفته شد. در جدول ۷، فشارهای به دست آمده با این فشارسنج برای سنگ‌های گوناگون نشان داده شده‌اند. مقدار Al کل در آمفیبول‌ها به غلظت اولیه (غلظت Al در سنگ مادر) وابسته نیست و به فشار محیط در هنگام پیدایش این کانی بستگی دارد. از این رو، از محتوای Al در بلورهای آمفیبول برای اندازه‌گیری فشار حاکم در هنگام تبلور این کانی بهره گرفته می‌شود. این فشار چه بسا نشان‌دهنده سطحی است که آمفیبول در آن متبلور می‌شود (نه فشاری که در آن توده گرانیتویدی منجمد می‌شود)؛ زیرا حرکت به سوی بالا شاید پس از تبلور آمفیبول‌ها نیز همچنان ادامه داشته باشد (Ghent *et al.*, 1991).

جدول ۷- نتایج فشارسنجی و تعیین عمق تبلور آمفیبول‌های منطقه قلعه یغمش

Samples	P (kbar) (Schmidt, 1992)	Depth (km)
Granodiorite	1.5	5.6
Tonalite	1.6	5.9
Quartzdiorite	1.7	6.2
MME (Quartz-diorite)	1.8	6.6

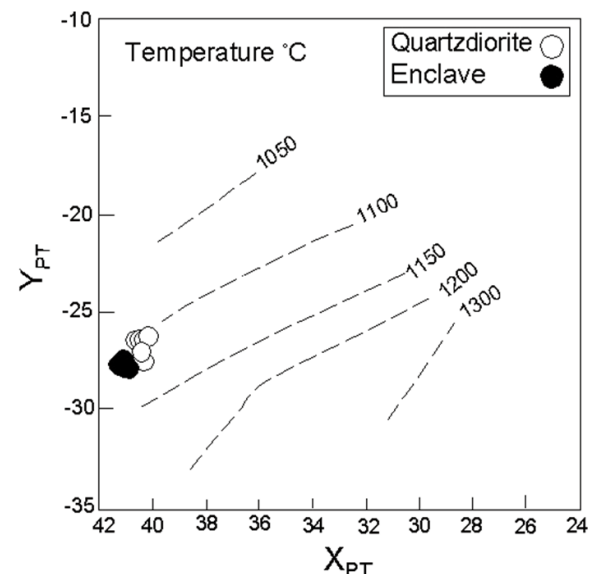
در جدول ۶ آورده شده‌اند. همچنین، برای مقایسه با روش یادشده، از دماسنجی به روش کالیبراسیون Otten (۱۹۸۴) نیز بهره گرفته شد.

جدول ۶- نتایج دماسنجی آمفیبول‌های منطقه قلعه یغمش

Samples	T°C (Blundy and Holland, 1990)	T°C (Otten, 1984)
Granodiorite		726
Tonalite		770
Quartzdiorite		814
MME (Quartzdiorite)		901

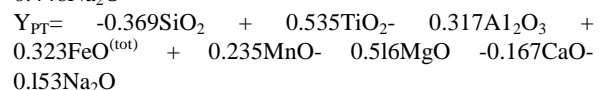
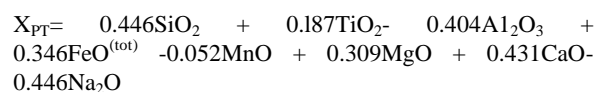
دماسنجی کلینوپیروکسن: دماسنج پیشنهادی

Soesoo (۱۹۹۷) برای دماسنجی کلینوپیروکسن‌های کوارتز دیوریت‌ها و انکلاوها به کار گرفته شد. کاربرد این دماسنج نشان‌دهنده دمای نزدیک به ۱۱۲۵-۱۱۰۰ درجه سانتیگراد برای کوارتز دیوریت و دمای نزدیک به ۱۱۲۵-۱۱۱۰ درجه سانتیگراد برای انکلاو است (شکل ۱۰).

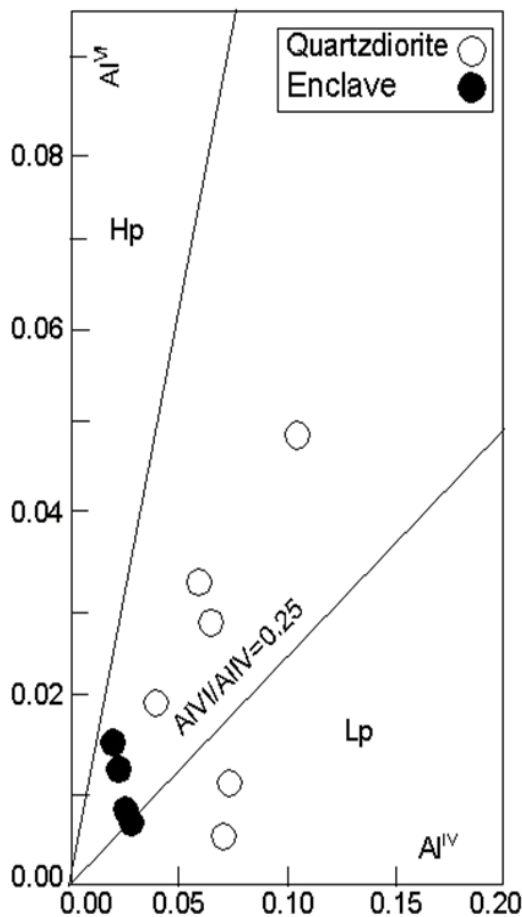


شکل ۱۰- دمای ۱۱۲۵-۱۱۰۰ درجه سانتیگراد برای پیدایش کلینوپیروکسن‌های منطقه قلعه یغمش (باختر

استان یزد) در نمودار X_{PT} در برابر Y_{PT} (Soesoo, 1997)

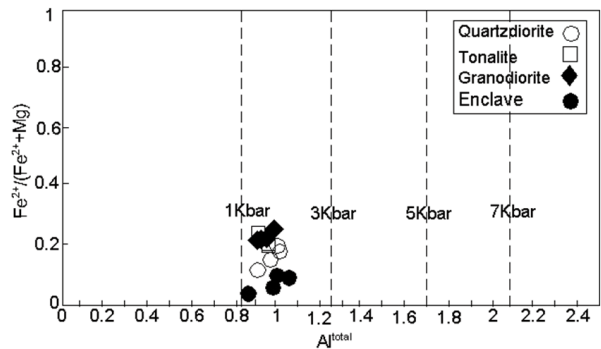


(ب) به‌کارگیری کلینوپیروکسن: مقدار Al^{VI} در پیروکسن به فشار وابسته است (Thompson, 1974; Mahood and Baker, 1986); بدین‌گونه که هر چه میزان Al^{VI} در این کانی بیشتر باشد، این کانی در فشار بالاتری پدیدار شده است. بر پایه این نکته، از نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1993) برای ارزیابی فشار کلینوپیروکسن‌ها در کوارتز دیوریت‌ها و انکلاوهای مافیک بهره گرفته شد. این نمودار نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های بررسی شده در فشار متوسط تا پایین پدید آمده‌اند (شکل ۱۲).



شکل ۱۲- کلینوپیروکسن‌های گرانیتوئیدها و انکلاوهای قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار Al^{VI} در برابر Al^{IV} (Aoki and Shiba, 1993)

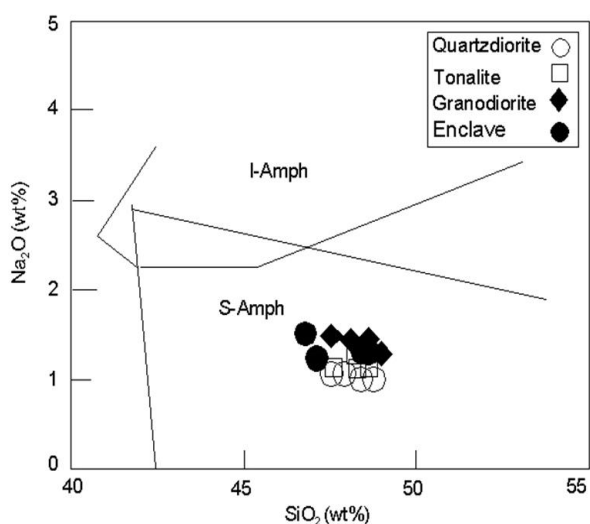
همچنین، برای ارزیابی فشار تبلور آمفیبول نمودار Al^{Total} در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ به‌کار برده می‌شود. بر پایه این نمودار، فشار کمتر از ۲ کیلو بار برای نمونه‌ها ارزیابی می‌شود (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- ترکیب آمفیبول گرانیتوئیدها و انکلاوهای قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار Al^{Total} در برابر $Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$ (Schmidt, 1992)

با به‌کارگیری فشار به‌دست‌آمده ژرفای جایگیری ماگما پیش از بال‌آمدن برآورد می‌شود. با این فرض که فشار در هنگام تبلور فنوکریست‌های آمفیبول، فشار همه‌جانبه لیتواستاتیک (ناشی از وزن سنگ‌های بالایی) بوده است، از رابطه $P = \rho \cdot h \cdot g$ ژرفا (h) را به‌دست آورده می‌شود. چگالی (ρ) سنگ‌های سازنده پوسته قاره‌ای نزدیک به 2.7 gr/cm^3 است. اگر افزایش چگالی سنگ‌ها در برابر افزایش ژرفا و همچنین، کاهش شتاب گرانی با افزایش ژرفا نادیده گرفته شوند و با تقریب مناسبی، چگالی سنگ‌های پوسته و شتاب گرانی زمین ثابت فرض شوند (9.81 m/s^2)، آنگاه ژرفای اتاق ماگمایی سازنده سنگ‌های گرانیتوئیدی این منطقه نزدیک به $5/5-6/5$ کیلومتر است (جدول ۷).

بررسی زینولیت‌های گوشته‌ای به دست آمده‌اند، در مقایسه ویژگی‌های دگرنهادی پهنه‌های گوناگون زمین‌ساختی ماگماها (به‌ویژه پهنه‌های فرورانش و درون‌صفحه‌ای) به‌کاربرد برده می‌شوند. آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های فرورانش دارای Na_2O و TiO_2 کمتری نسبت به آمفیبول‌های وابسته به پهنه‌های میان‌صفحه‌ای هستند. آمفیبول‌های منطقه بررسی شده قلعه یغمش در گستره آمفیبول‌های وابسته به پهنه فرورانش (S-Amph) جای گرفته‌اند (شکل ۱۴).

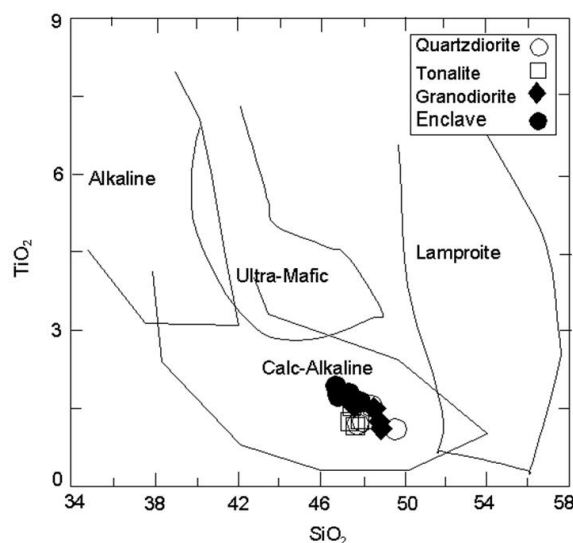


شکل ۱۴- جایگاه آمفیبول‌های توده‌های آذرین درونی و انکلاوهای قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار SiO_2 در برابر Na_2O (Coltorti *et al.*, 2007) (I-Amph: Intra-plate amphiboles; S-Amph: Suprasubduction amphiboles)

(ب) برپایه شیمی بیوتیت: با استفاده از نمودار Al_2O_3 در برابر MgO (Abdel-Rahman, 1994) مشخص می‌شود که بیوتیت‌های موجود در تونالیت‌های بررسی شده متعلق به محیط کالک‌آلکانل نواحی کوهزایی و فرورانش هستند که گرانیت‌های تیپ I را شامل می‌شوند (شکل ۱۵).

شناسایی سری ماگمایی و پهنه زمین‌ساختی

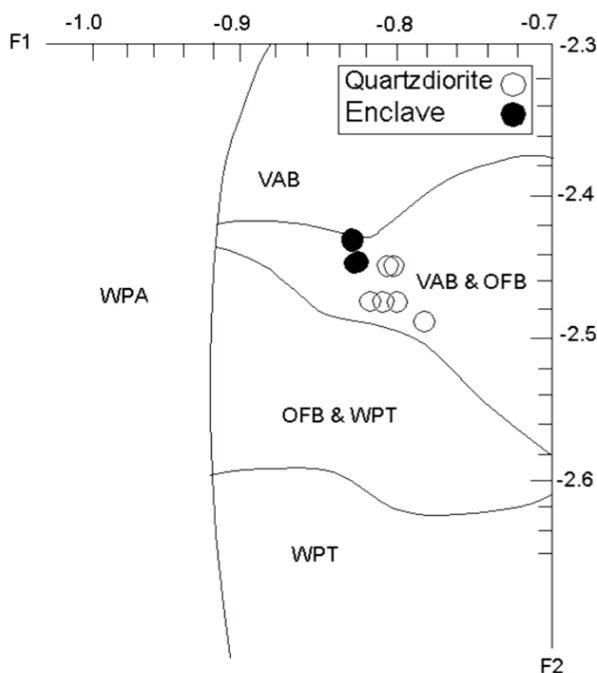
(الف) برپایه شیمی آمفیبول: پیدایش آمفیبول‌های کلسیک در سنگ‌های گرانیتوییدی نشان‌دهنده این است که این سنگ‌ها از گرانیتوییدهای نوع I هستند (White and Chappell, 1983; Clemens and Wall, 1984). مقدار CaO بالا در این نوع گرانیتوییدها تبلور هورنبلند را در پی دارد (Stein and Dietl, 2001). با به‌کارگیری نمودار TiO_2 در برابر SiO_2 (Droop, 1987)، آمفیبول‌های متعلق به سنگ‌های کالک‌آلکانل، آلکانل، اولترامافیک و لامپرویت از یکدیگر شناسایی می‌شوند (شکل ۱۳). در این نمودار، آمفیبول‌های بررسی شده در محدوده کالک‌آلکانل جای گرفته‌اند.



شکل ۱۳- آمفیبول‌های گرانیتوییدها و انکلاوهای قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار TiO_2 در برابر SiO_2 (Droop, 1987)

پژوهش‌های Coltorti و همکاران (۲۰۰۷) نشان می‌دهند که به‌کارگیری ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آمفیبول که بیشتر برپایه

برای شناسایی جایگاه زمین‌ساختی کوارتزدیوریت‌ها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش در هنگام پیدایش، از نمودار F1-F2 بهره گرفته شد. بررسی نمونه‌ها در این نمودار (شکل ۱۷)، نشان‌دهنده آن است که نمونه‌ها در پهنه زمین‌ساختی کمان آتشفشانی پدید آمده‌اند.



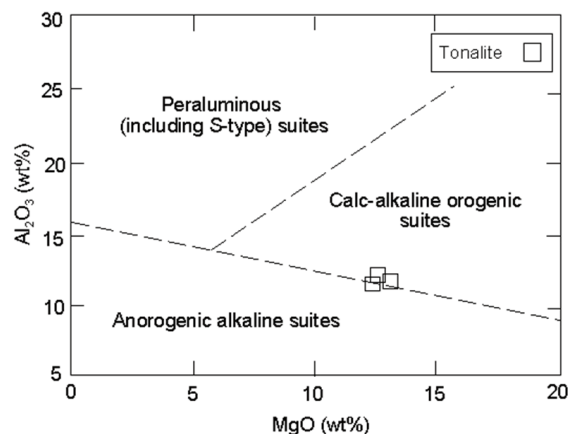
شکل ۱۷- کلاینوپيروكسن‌های کوارتزدیوریت‌ها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار F1-F2 (برگرفته از Nisbet و Pearce, ۱۹۷۷) در این نمودار فاکتورهای F1 و F2 از رابطه‌های زیر به دست می‌آیند:

$$F1 = -(0.012 * SiO_2) - (0.0807 * TiO_2) + (0.0026 * Al_2O_3) - (0.0012 * FeO^t) - (0.0026 * MnO) + (0.0087 * MgO) - (0.0128 * CaO) - (0.0419 * Na_2O)$$

$$F2 = -(0.0469 * SiO_2) - (0.0818 * TiO_2) + (0.0212 * Al_2O_3) - (0.0041 * FeO^t) - (0.1435 * MnO) + (0.0029 * MgO) - (0.0085 * CaO) - (0.016 * Na_2O)$$

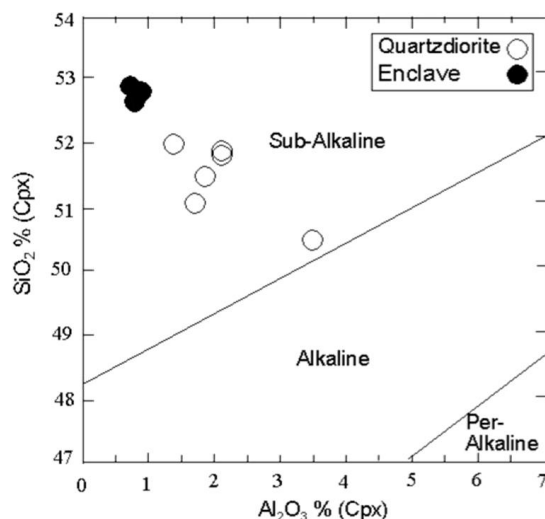
بحث

در برخی تونالیت‌ها و گرانودیوریت‌ها، کوارتزهای ریز و درشت دیده می‌شوند. کوارتزهای ریزدانه پیامد رویداد تنشی هستند و بافت کاتاکلاستیک و ساروجی را پدید آورده‌اند.



شکل ۱۵- شناسایی سری ماگمایی تونالیت‌های قلعه یغمش (باختر استان یزد) برپایه شیمی کانی بیوتیت در نمودار MgO در برابر Al_2O_3 (Abdel-Rahman, 1994)

(پ) برپایه شیمی کلاینوپيروكسن: LeBas (۱۹۶۲) نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 را برای کلاینوپيروكسن‌ها پیشنهاد کرده است. کاربرد این نمودار برای کلاینوپيروكسن‌های کوارتزدیوریت‌ها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش نشان‌دهنده ساب‌آلکالن بودن ماگمای سازندی این سنگ‌هاست (شکل ۱۶).



شکل ۱۶- کلاینوپيروكسن‌های کوارتزدیوریت‌ها و انکلاوهای منطقه قلعه یغمش (باختر استان یزد) در نمودار Al_2O_3 برابر SiO_2 (LeBas, 1962)

دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای هستند (Barbarin, 1999). همچنین، دارابودن آمفیبول‌های کلسیک، نبود کانی‌های آلومینوسیلیکات (مانند: آندالوزیت، سیلیمانیت و کردیریت)، دارابودن کانی‌های فرعی (مانند: زیرکن، آپاتیت و اسفن)، دارابودن مگنتیت و انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، از ویژگی‌های این نوع گرانیتوئیدها به‌شمار می‌روند (Barbarin, 1999). از این‌رو، گرانیتوئیدهای قلعه یغمش با دارابودن ویژگی‌های صحرایی و کانی‌شناسی همانند گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان آمفیبول‌دار، در رده گرانیتوئیدهایی جای می‌گیرند که در پهنه فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده‌اند.

همچنین، بر پایه یافته‌های زیر، در پیدایش گرانیتوئیدهای منطقه بررسی شده، فرایند آمیزش ماگمایی که از دو خاستگاه گوشته‌ای و پوسته‌ای پدید آمده، نقش آشکاری داشته است:

برپایه Zorpi و همکاران (۱۹۸۹) و Didier (۱۹۹۱)، دارابودن انکلاوهای میکروگرانولار مافیک با مرزهای مشخص و نبود بافت‌های دگرگونی یا رسوبی گواهی برای آمیزش ماگمای مافیک و فلسیک دانسته می‌شود. در کناره برخی بلورهای پلاژیوکلاز، آمفیبول و کلینوپیروکسن، گاه گردشگی و خوردگی شیمیایی دیده می‌شود. برپایه Zorpi و همکاران (۱۹۸۹)، Shelley (۱۹۹۳) و D'Lemos (۱۹۹۶)، این ویژگی‌ها نشانه پدیده ذوب‌شدن در پی آمیزش ماگمایی دانسته می‌شوند. آپاتیت‌های سوزنی در سنگ‌های بررسی شده نشان‌دهنده سردشدگی و رشد پرشتاب هستند (Zorpi et al., 1989; Didier, 1991; Best, 2003). بلورهای پلاژیوکلاز، گاه منطقه‌بندی نوسانی را به نمایش می‌گذارند و نشان‌دهنده نبود تعادل و آمیزش ماگمایی هستند

کوارتزهای درشت در مرحله تبلور عادی ماگما پدید آمده‌اند. خردشدگی و خم‌شدگی صفحه ماکل در برخی پلاژیوکلازها نیز نشان‌دهنده بافت کاتاکلاستیکی است که در پی جنبش‌های زمین‌ساختی روی داده است.

بررسی‌های صحرایی، کانی‌شناسی، شیمی کانی‌ها و زمین‌شیمیایی توده گرانیتوئیدی در قلعه یغمش نشان‌دهنده آن هستند که ماگمای سازنده این توده، از نوع I بوده و دارای ترکیب کالک‌آلکان است. این ماگما در پهنه فرورانش و حاشیه فعال قاره‌ای پدید آمده است (Fazeli et al., 2017).

برپایه Enami و همکاران (۱۹۹۳)، حضور آمفیبول و بیوتیت‌های سرشار از منیزیم و مگنتیت در این توده نشان‌دهنده بالابودن فوگاسیته اکسیژن و شرایط اکسیدان در هنگام پیدایش آن است. این نکته گواهی برای پیدایش این توده آذرین در مرز صفحه‌های همگراست. برپایه Chappell و White (۱۹۷۴)، Abdel-Rahman (۱۹۹۴)، Stussi و Cuney (۱۹۹۶)، Barbarin (۱۹۹۹) و Stein و Dietl (۲۰۰۱)، یافته‌های صحرایی و سنگ‌نگاری این منطقه (مانند: همراه‌بودن سنگ‌های درونی و بیرونی، دارابودن انکلاوهای میکروگرانولار مافیک، طیف ترکیبی سنگ‌ها از کوارتز دیوریت تا گرانودیوریت، دارابودن کانی‌های آبدار (مانند: بیوتیت و آمفیبول (کلسیک)) و دارابودن کلینوپیروکسن) نشان می‌دهند که ماگمای سنگ‌های بررسی شده، ماگمای کالک‌آلکان پهنه‌های کوهزایی با سرشت I است.

گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان آمفیبول‌دار (ACG)، وابسته به پهنه فرورانش، حواشی فعال قاره‌ای و دارای

برای کوارتز دیوریت‌ها و ۱۱۲۵-۱۱۱۰ درجه سانتیگراد برای انکلاوها است. دماسنجی هورنبلند-پلاژیوکلاز برای گرانودیوریت، تونالیت، کوارتز دیوریت و انکلاو، به ترتیب نشان‌دهنده دمای ۷۲۶، ۷۷۰، ۸۱۴ و ۹۰۱ درجه سانتیگراد است. محتوای Al در هورنبلند، فشار نزدیک به ۱/۷۵-۱/۵ کیلوبار و ژرفای ۵/۵-۶/۵ کیلومتر را نشان می‌دهد. روشن است که این ژرفا، ژرفای تبلور آمفیبول است نه ژرفای پیدایش توده نفوذی. مقدار فوگاسیته بالای به‌دست‌آمده برای این سنگ‌ها نشان‌دهنده شرایط اکسیدان در پیدایش این سنگ‌ها بوده و گواهی بر پیدایش آنها در مرز صفحه‌های همگراست. یافته‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها در گرانیتوئیدهای قلعه یغمش گویای این است که ماگمای سازنده آنها از نوع I و کالک‌آلکان بوده و وابسته به پهنه فرورانش و کمان آتشفشانی هستند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان مقاله از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه اصفهان برای پشتیبانی‌های مالی سپاس‌گزار هستند.

(Shelley, 1993). افزون‌براین، داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپ Sr-Nd برای گرانیتوئیدهای بررسی‌شده با $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ برابر ۰/۷۰۴ تا ۰/۷۰۵ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نزدیک به ۰/۵۱۲ نشان می‌دهند که در پیدایش این سنگ‌ها، سنگ‌کره گوشته‌ای و نیز پوسته زیرین نقش داشته‌اند و فرایند جدایش بلورین در بخش‌های بالاتر پوسته، پیدایش واحدهای گوناگون سنگ‌شناسی را در پی داشته است (Fazeli, 2017).

نتیجه‌گیری

ترکیب پلاژیوکلازهای بررسی‌شده از الیگوکلاز تا لابرادور است. همه آمفیبول‌های بررسی‌شده از نوع کلسیک هستند و ترکیب منیزوهورنبلند نشان می‌دهند. بیوتیت‌های بررسی‌شده از نوع بیوتیت‌های با منیزیم بالا هستند. کلینوپیروکسن‌های کوارتز دیوریت ترکیب اوژیت و کلینوپیروکسن‌های انکلاو ترکیب اوژیت تا دیوپسید دارند. دماسنجی کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده دمای ۱۱۲۵-۱۱۰۰ درجه سانتیگراد

منابع

- Abdel-Rahman, A. M. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology* 35(2): 525-541.
- Aghanabati, S. A. (1998) Jurassic Stratigraphy of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Amidi, M. (1989) Geological map of Sarv-e-Bala, scale 1:100,000. Ministry of Mines and Metals and Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Anderson, J. L. and Smith, D. R. (1995) The effects of temperature and $f\text{O}_2$ on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist* 80(5-6): 549-559.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1993) Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos* 6(1): 41-51.
- Barbarin, B. (1990) Granitoids: main petrogenetic classification in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal* 25(3-4): 227-238

- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46(3): 605-626.
- Barbarin, B. (2005) Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholiths, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos* 80(1-4): 155-177.
- Best, M. G. (2003) *Igneous and Metamorphic Petrology*. Blackwell Publishing Co., Berlin.
- Castro, A. and Stephen, W. E. (1992) Amphibole rich clots in calc alkaline granitic rocks and their enclaves. *The Canadian Mineralogist* 30(4): 1093-1112.
- Chappell, B. W. and White, A. J. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Clarke, D. B. (1992) *Granitoid rocks*. Chapman and Hall, London.
- Clemens, J. D. and Wall, V. J. (1984) Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violet Town volcanics. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 88(4): 354-371.
- Cobbing, J. (2003) *The geology and mapping of granite batholiths*. Springer, New York.
- Coltorti, M., Bondaiman, C., Faccini, B., Gregoire, M., Oreilly, S. Y. and Powell, W. (2007) Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle. *Lithos* 99(1-2): 68-84.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1992) *An introduction to the rock-forming minerals*. 2nd edition, Longman, London.
- Didier, J. (1991) The main types of enclaves in the Hercynian granitoids of the Massif Central, France. In: *Enclaves and Granite Petrology*. (Eds. Didier, J. and Barbarin, B.) *Developments in Petrology*. 13: 47-61. Elsevier, Amsterdam.
- Didier, J. and Barbarin, B. (1991) *Enclaves and granite petrology*. *Developments in Petrology*, vol. 13. Elsevier, Amsterdam.
- D'Lemos, R. S. (1996) Mixing between granitic and dioritic crystal mushes, Guernsey, Channel Island, UK. *Lithos* 38(3): 233-257.
- Droop, G. T. R. (1987) A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51(361): 431-435.
- Enami, M., Suzuki, K., Liou, J. G. and Bird, D. K. (1993) Al- Fe^{3+} and F- OH substitutions in titanite and constrains on their P-T dependence. *European Journal of Mineralogy* 5(2): 231-291.
- Ewart, A. (1979) A review of the mineralogy and chemistry of tertiary recent dacitic, latitic, rhyolitic and related silica volcanic rocks. In: *Trondhjemites, dacite, and related rocks* (Ed. Fred, B.) 12-101. Springer-Verlag, Berlin.
- Fazeli, B. (2010) *Petrology of Kuh-e-Siah volcanic rocks (North of Gavkhuni lagoon, South East of Isfahan)*. MSc Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Fazeli, B. (2017) *Petrogenesis of plutonic and volcanic rocks in the Ghaleh Yaghmesh area (west of Yazd province)*. PhD Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Fazeli, B., Khalili, M., Köksal, F. T., MansouriEsfahani, M. and Beavers, R. (2017) Petrological constraints on the origin of the plutonic massif of the Ghaleh Yaghmesh area, Urumiehe Dokhta rmagmatic arc, Iran. *Journal of African Earth Sciences* 129: 233-247.
- Ghent, E. D., Nicholls, J., Siminy, P. S., Sevigny, H. H. and Stout, M. Z. (1991) Hornblende geobarometry of the Nelson Batholit, Southeastern British Columbia: tectonic implication. *Canadian Journal of Earth Science* 28(12): 1982-1991.

- Giacomini, F., Tiepolo, M., Dallai, L. and Ghezzi, C. (2007) On the onset and evolution of the Rossorogeny magmatism in North Victoria Land-Antarctica. *Chemical Geology* 240(1-2): 103–128.
- Holland, T. and Blundy, J. (1994) Non ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 116(4): 433–447.
- Holland, T. and Powell, R. (1992) Plagioclase feldspars: Activity-composition relations based upon Darken's quadratic formalism and Landau theory. *American Mineralogist* 77(1-2): 53-61.
- Hosseini, S. H., Sadeghian, M., Zhai, M. and Ghasemi, H. (2016) Mineral chemistry, thermobarometry and petrogenesis of Band-e-Hezarchah dike swarms (southeast of Shahrood). *Petrology* 25: 81-96 (in Persian).
- Jacamon, F. and Larsen, R. B. (2009) Trace element evolution of quartz in the charnockitic Kleivan granite, SW-Norway: The Ge/Ti ratio of quartz as an index of igneous differentiation. *Lithos* 107(3-4): 281–291.
- Khoddami, M. (1998) Petrological study of volcanic rocks in the north of Gavkhuni lagoon. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of Amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *The Canadian Mineralogist* 35(1): 219–246.
- LeBas, N. J. (1962) The role of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260(4): 267-88.
- Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D. and Marchal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of Paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters* 59(1): 139–154.
- Loqmani Dastjerdi, Z. (2001) Petrography and petrology of Ghaleh Yaghmesh granitoids in the West of Yazd. MSc Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran (in Persian).
- Mahood, G. A. and Baker, D. R. (1986) Experimental constraints on depths of fraction of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, Strait of Sicily. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93(2):251-264.
- Molina, J. F., Scarrow, J. H., Montero, P. G. and Bea, F. (2005) High-Ti amphibole as a petrogenetic indicator ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite. *Lithos* 85(1-4): 76-92.
- Morimoto, N. (1989) Nomenclature of pyroxenes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 27: 143-156.
- Nisbet, E. G. and Pearce, J. A. (1977) Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2): 149-160.
- Otten, M. T. (1984) The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbros and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86(2): 189-199.
- Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Yu. S., 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. and Wones, D. R. (1998) Nomenclature of the micas. *The Canadian Mineralogist*, 36(3): 905-912.

- Sarjoughian, F., Ahmadian, J. and Kananian, A. (2015) The composition of the major minerals in the Nasrand intrusive rocks and its dikes. *Petrology* 21: 35-54 (in Persian).
- Sepahi Garoo, A. A., Borzoei, K. and Salami, S. (2012) The study of minerals chemistry, thermobarometry and tectonic setting of plutonic rocks from Sarabi Tueyserkan area (Hamedan province). *Petrology* 11: 39-58 (in Persian).
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.
- Schmidt, M. W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110(2): 304–310.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, A. E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxene from deep sea basalts. *American Mineralogist* 64(5-6): 501–513.
- Soesoo, A. (1997) A multivariate statistical analysis of clinopyroxene composition: Empirical coordinates for the crystallization PT-estimations. *GFF* 119(1): 55-60.
- 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(1): 185–207.
- Stussi, J. M. and Cuney, M. (1996) Nature of biotites from alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Rahman: a comment. *Journal of Petrology* 37(5): 1025-1029.
- Vernon, R. H. (1990) Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence. *Journal of Geophysical Research* 95(B11): 17849-17859.
- White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold belt, southeastern Australia. *Geological Society of America* 159: 21-34.
- Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185-187.
- Thompson, R. N. (1974) Some high pressure pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 39(307): 768-787.
- Wones, D. R. and Eugster, H. P. (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist* 50(9): 1228-1272.
- Zhang, S. H., Zhao, Y. and Song, B. (2006) Hornblende thermobarometry of the Carboniferous granitoids from the Inner Mongolia Paleo-uplift: implications for the tectonic evolution of the northern margin of North China block. *Mineralogy and Petrology* 87(1): 123-141.
- Zorpi, M. J., Coulon, C., Orisini, J. B. and Concirca, C. (1989) Magma mingling, zoning and emplacement in calc-alkaline granitoid plutons. *Tectonophysics* 157(4): 315-326.