



## پetroگرافی و شیمی کانی گرانودیوریت‌های ائوسن تویره (جنوب غرب جندق، استان اصفهان)

### معصومه سرگزی و قدرت ترابی \*

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

دریافت مقاله: ۱۳۹۵/۰۹/۱۶، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۴/۱۹

### چکیده

توده نفوذی گرانیتوئیدی تویره با سن ائوسن میانی در جنوب غرب جندق و در حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی قرار گرفته است. این توده نفوذی در قسمت‌های جنوبی و شرقی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده و خود نیز توسط بازالت‌های آلکالن الیگوسن زیرین قطع شده است. سنگ‌های سازنده این توده نفوذی گرانیت و گرانودیوریت است که گرانودیوریت‌ها از فراوانی بیشتری برخوردارند. کانی‌های اصلی و فرعی تشکیل‌دهنده واحد گرانودیوریتی شامل پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و اسفن است. آمفیبول‌های گرانودیوریت‌ها از نوع کلسیک، با  $Mg\#$  (میانگین ۰/۶۱) و ترکیب مگنزیه‌هورنبلند تا اکتینولیت دارند. دامنه ترکیب پلاژیوکلازهای این توده نفوذی از آلپیت تا آندزین در نوسان است و مرکز برخی از بلورهای پلاژیوکلاز ترکیب لابرادوریت دارند. بررسی شیمی کانی بیوتیت‌های این توده نفوذی نشان می‌دهد که بیوتیت‌های آن شبیه بیوتیت‌های متبلور شده از ماگماهای کالک آلکالن هستند. با استفاده از دما- فشارسنجی زوج کانی هورنبلند-پلاژیوکلاز، دمای تبلور ۷۰۰ - ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱-۱/۱۵ کیلوبار (معادل عمق ۳/۵ - ۶ کیلومتر) محاسبه شده است. دماسنجی کلریت‌ها دمای دگرسانی حدود ۲۴۵ - ۲۶۲ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بررسی‌های پتروگرافی و شیمی کانی بیوتیت‌ها و آمفیبول‌های توده نفوذی نشان‌دهنده I-Type بودن این گرانیتوئید است که از ماگمایی با منابع مختلط پوسته- گوشته شکل گرفته است. فوگاسیته بالای اکسیژن ( $+2.0 < \Delta FQM < +1$ ) در مذاب سازنده آن شاهدی برای ارتباط آن با فرورانش است.

**واژه‌های کلیدی:** گرانیتوئید نوع I، گرانودیوریت، شیمی کانی، ترموبارومتري، ائوسن، تویره، جندق

### مقدمه

تفریقی، شواهد مربوط به هضم، آرایش احتمالی سنگ دیواره و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های منشأ خود هستند (DePaolo, 1981; Chappell et al., 1987; Clemens ) (and Stevens, 2012; Castro, 2013). مذاب‌های مادر که ترکیب گرانیتی دارند، می‌توانند از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; )

گرانیت‌ها فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین درونی هستند که تقریباً در تمامی نقاط پوسته قاره‌ای یافت می‌شوند و نقشی بسیار مهم در تکامل و شکل‌گیری پوسته زمین دارند (Clarke, 1992). توده‌های نفوذی گرانیتی حاوی اطلاعات خوبی از فرایندهای مرتبط با تولید و تفریق خود، شامل شرایط ذوب، فرایند تبلور

وسیعی از پهنه ساختاری ایران به‌ویژه خرد قاره شرق-ایران مرکزی<sup>۴</sup> (Takin, 1972) در طول زمان‌های مختلف متحمل ماگماتیسم گرانیتوئیدی شده است. توده نفوذی توپره در جنوب‌غرب جندق بخشی از ماگماتیسم گسترده خرد قاره شرق-ایران مرکزی در زمان ائوسن است. تعیین سن این توده گرانیتوئیدی به روش K-Ar سن ۴۰ میلیون سال (بخش بالایی ائوسن میانی) را نشان می‌دهد (Aistov et al., 1984). در این مقاله سعی شده است با بررسی پتروگرافی و شیمی کانی‌های سازنده توده نفوذی، ماهیت این ماگماتیسم اسیدی متعلق به ائوسن مورد بررسی قرار گیرد.

### زمین‌شناسی منطقه

توده گرانیتوئیدی توپره در ۵۰ کیلومتری جنوب‌غرب جندق بین مختصات جغرافیایی ۵۵° ۳۳' تا ۵۷° ۳۳' عرض شمالی و ۵۴° ۵۳' تا ۵۶° ۵۳' درجه طول شرقی و در غرب خرد قاره شرق-ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۲). این خرد قاره با گسل‌های اصلی و افولیت‌های مزوزوئیک تا ترشیری مانند ناین و عشین که بقایای پوسته اقیانوسی نئوتیس در نظر گرفته می‌شوند، احاطه شده است (Shirdashtzadeh et al., 2017).

گسل‌های اصلی منطقه، گسل کویر بزرگ در شرق و گسل توپره در جنوب‌غربی منطقه هستند که نقشی مهم در تعیین ایجاد ویژگی‌های زمین‌ساختی منطقه بر عهده دارند. اولین بررسی‌های زمین‌شناختی ناحیه‌ای در منطقه جندق طی پروژه تکنواکسپورت انجام شده است (Aistov et al., 1984).

محمودآبادی (Mahmoodabadi, 2009) به بررسی ولکانیک‌های ائوسن در کوه گودار سیاه پرداخته و محیط زمین‌ساختی آنها را به کمان ولکانیکی نسبت داده است. ترابی (Torabi, 2010) دایک‌های لامپروفیری الیگوسن زیرین جندق را از نوع بازالت آلکالن و مرتبط به درون صفحات قاره‌ای دانسته است. بیشتر رخدادها و نهشته‌های پیرامون توده نفوذی متعلق به دوران ترشیری است (شکل ۳). این توده نفوذی

(Chappell and White, 2001; King et al., 2001; Loiselle and Wones, 1979; Frost and Frost, 1997) و یا تعامل مذاب‌های جوان با سنگ‌های پوسته‌ای قدیمی تر شکل بگیرند (Frost and Frost, 1997). محدوده گسترده منابع و فرایندهایی که ممکن است در تشکیل مذاب‌های گرانیتی دخالت داشته باشند، به صورت طیف متنوع ترکیب در این سنگ‌ها بازتاب دارد. هنوز برای دست‌یافتن به اجماع واحد در مورد منشأ گرانیت‌ها راه زیادی وجود دارد؛ اما تفسیرهای متفاوت از داده‌های ژئوشیمی گرانیتوئیدها نشان‌دهنده درک زمین‌شناسان از پیچیدگی‌های این دسته از سنگ‌هاست. گرانیت‌ها بر اساس ضریب اشباع شدگی آلومینیم<sup>۱</sup> به سه دسته متالومینوس، پراآلمینوس و پراآلکالن و بر اساس ویژگی‌های شیمی سنگ و ترکیب شیمیایی به انواع S, I, A و تقسیم می‌شوند (Chappell and White, 1974; Loiselle and Wones, 1979).

فراست و همکاران (Frost et al., 2001) سنگ‌های گرانیتوئیدی را بر اساس منشأ و تکامل توسط سه شاخص در هشت گروه ژئوشیمیایی مختلف تقسیم‌بندی کردند. این شاخص‌ها عبارتند از:

عدد آهن<sup>۲</sup> =

$[FeO / (FeO + MgO)]$  or  $Fe^* = [Fe_{tot} / (Fe_{tot} + MgO)]$   
شاخص اصلاح شده کالک آلکالن<sup>۳</sup> =  $(Na_2O + K_2O - CaO)$   
شاخص اشباع شدگی آلومینیم =

$[Al / (Ca - 1.67P + Na + K)]$  in molar

برای مثال در این تقسیم‌بندی گرانیت‌های متالومینوس آهن‌دار در نتیجه تفریق ماگمای تولیتی شکل گرفته‌اند و در طی ذوب‌بخشی پوسته گرانیتی، از آلومینیم غنی می‌شوند. ذوب دما پایین سنگ‌های کوارتز - فلدسپاری به تبلور سنگ‌های متالومینوس کالک آلکالن منجر می‌شود و تفریق ماگمای بازالتی آلکالن یا ترکیبات حدواسط در همراهی با هضم پوسته گرانیتوئیدهای پراآلکالن را شکل می‌دهد (شکل ۱). قسمت‌های

1. Aluminum Saturation index (ASI)

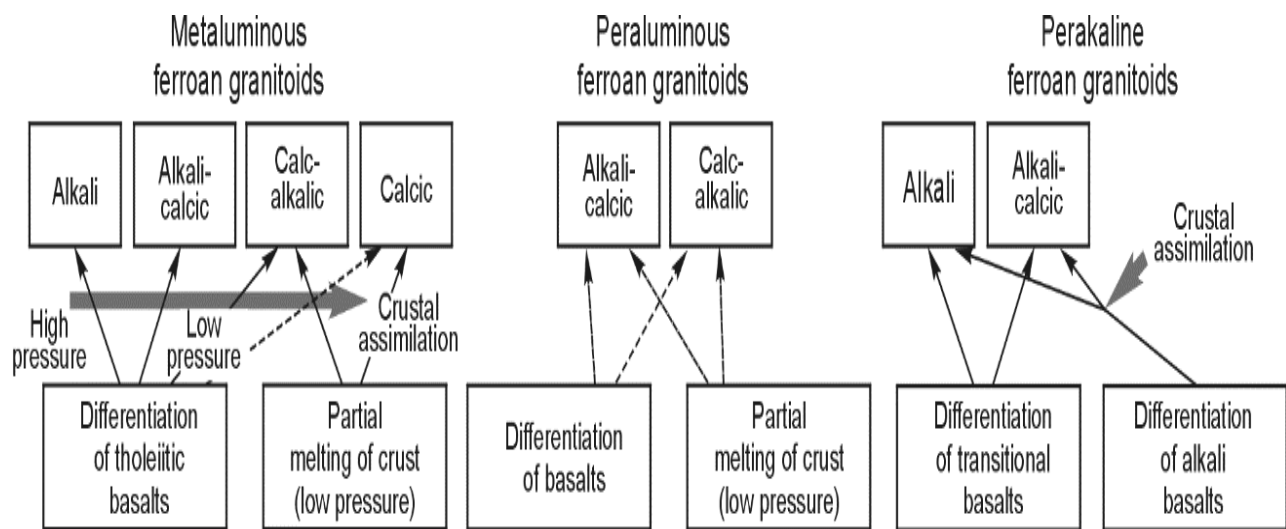
2. Fe#

3. Modified Alkali-lime index (MALI)

4. Central - East Iranian Microcontinent = CEIM

دگرسانی توسط ماگماتیسیم بعدی به همراه تأثیر گسل‌هایی با روند تقریبی شرقی-غربی و فعال‌بودن گسل‌ها موجب میلونیتی شدن و هوازگی شدید توده نفوذی شده است؛ به طوری که یافتن رخنمون‌های بزرگ و گسترده سالم برای بررسی ویژگی‌های پترولوژی در صحرا به سختی صورت می‌گیرد.

در قسمت‌های جنوبی و شرقی سنگ‌های ولکانیکی انوسن با ترکیب بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت را قطع کرده و خود نیز توسط بازالت‌های آلکالن انوسن-الیگوسن زیرین قطع شده است (Rajabiand Torabi, 2013) (شکل ۴-۱). در شرق این توده گرانیتیوئیدی سنگ‌های رسوبی پلیوسن وجود دارند که در همراهی با واحدهای متعلق به سازند قم هستند. آبرفت‌های عهد حاضر، جدیدترین نهشته‌های منطقه را تشکیل می‌دهند.



شکل ۱. طرحی از پتروژنز و تشکیل انواع مختلف گرانیت‌ها، برگرفته از فراست و فراست (Frost and Frost, 2011)

Fig. 1. Illustrating petrogenesis scheme of different types of granitoids (Frost and Frost, 2011)

ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) گرفته شده است.

### بحث و بررسی

#### پتروگرافی

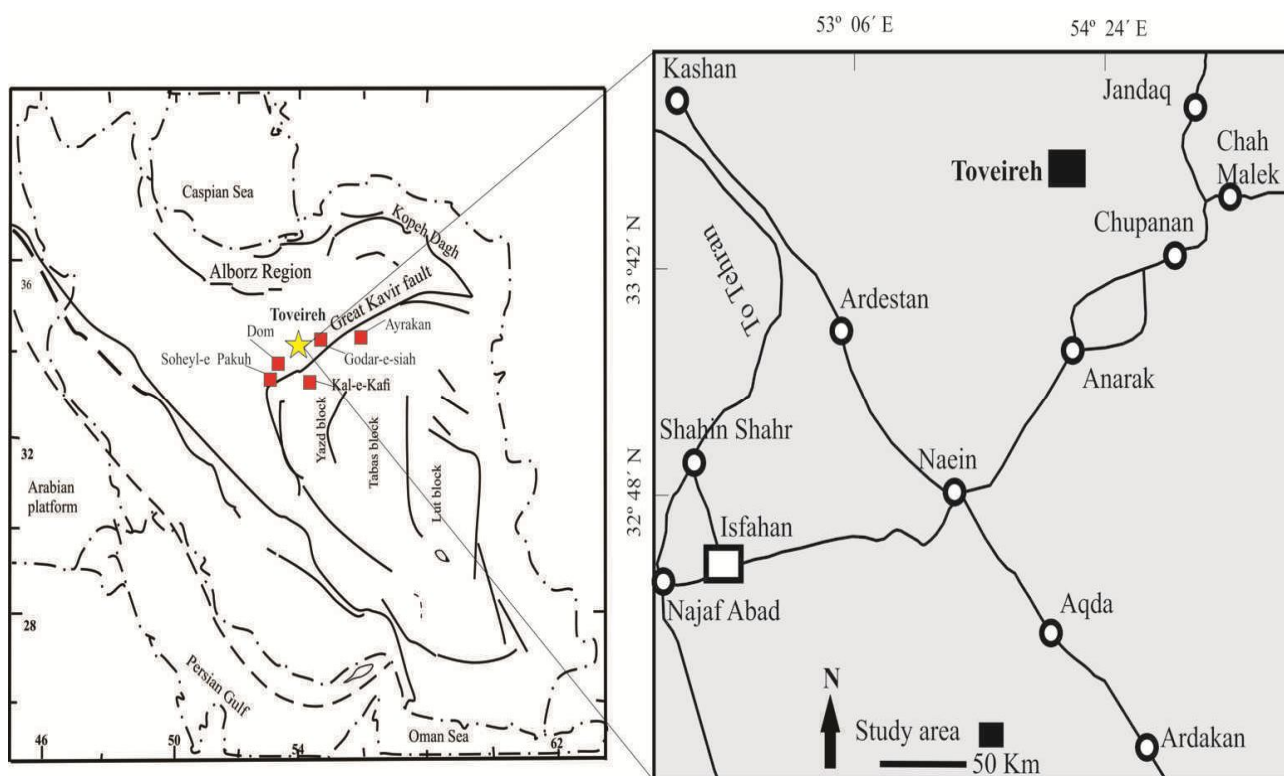
توده نفوذی تویره از سنگ‌های آذرین اسیدی با ترکیب گرانیت و گرانودیوریت تشکیل شده است. از این میان گرانودیوریت‌ها از فراوانی بیشتری نسبت به سایر واحدهایی که در این پژوهش مورد بررسی قرار گرفته‌اند، برخوردارند. گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی درشت‌دانه، لوکوکراتیک تا هولولوکوکراتیک و

### روش انجام مطالعه

پس از نمونه‌برداری و مطالعات پتروگرافی برای بررسی ماهیت و شیمی کانی سنگ‌ها از دستگاه آنالیز الکترون میکروپروب JEOL مدل JXA-8800R (WDS) در دانشگاه کاناواوی ژاپن با ولتاژ شتاب‌دهنده ۲۰ kV، زمان شمارش ۴۰ ثانیه و جریان ۲۰ nA برای آنالیز نقطه‌ای کانی‌ها استفاده شد. در محاسبه فرمول ساختاری و نام‌گذاری کانی‌ها از نرم‌افزار 2.02 Minpet استفاده شده است. تفکیک مقدار  $Fe^{2+}$  و  $Fe^{3+}$  کانی‌ها توسط محاسبات استوکیومتری انجام شده است. علایم اختصاری کانی‌ها در جدول‌ها و شکل‌های میکروسکوپی از

دارای ترکیب ایلمنیت، مگنتیت و ایلمنیت مگنتیتی شده هستند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به ترمولیت-اکتینولیت، سریسیت، اپیدوت و کلریت اشاره کرد. از آنجایی که هر دو نوع فلدسپار در این سنگ‌ها دیده می‌شود، این گرانودیوریت‌ها از نوع ساب‌سولوس هستند. بافت اصلی گرانودیوریت‌ها گرانولار است؛ اما بافت‌های میکروگرافیک، پرتیت، آنتی‌پرتیت، پورفروئید، آنتی‌راپاکیوی و بین‌دانه‌ای نیز در آن دیده می‌شود (شکل ۴-۳). همه این بافت‌ها آذرین نیستند. به‌عنوان مثال برخی از بافت‌های پرتیت یا آنتی‌پرتیت ممکن است در اثر حوادث ساب‌سولیدوس و عدم اختلاط یک آلکالی فلدسپار که در حرارت‌های بالا همگن بوده (Hyndman, 1985) و یا در اثر استرس‌های زمین‌ساختی تشکیل شوند (Raymond, 2002).

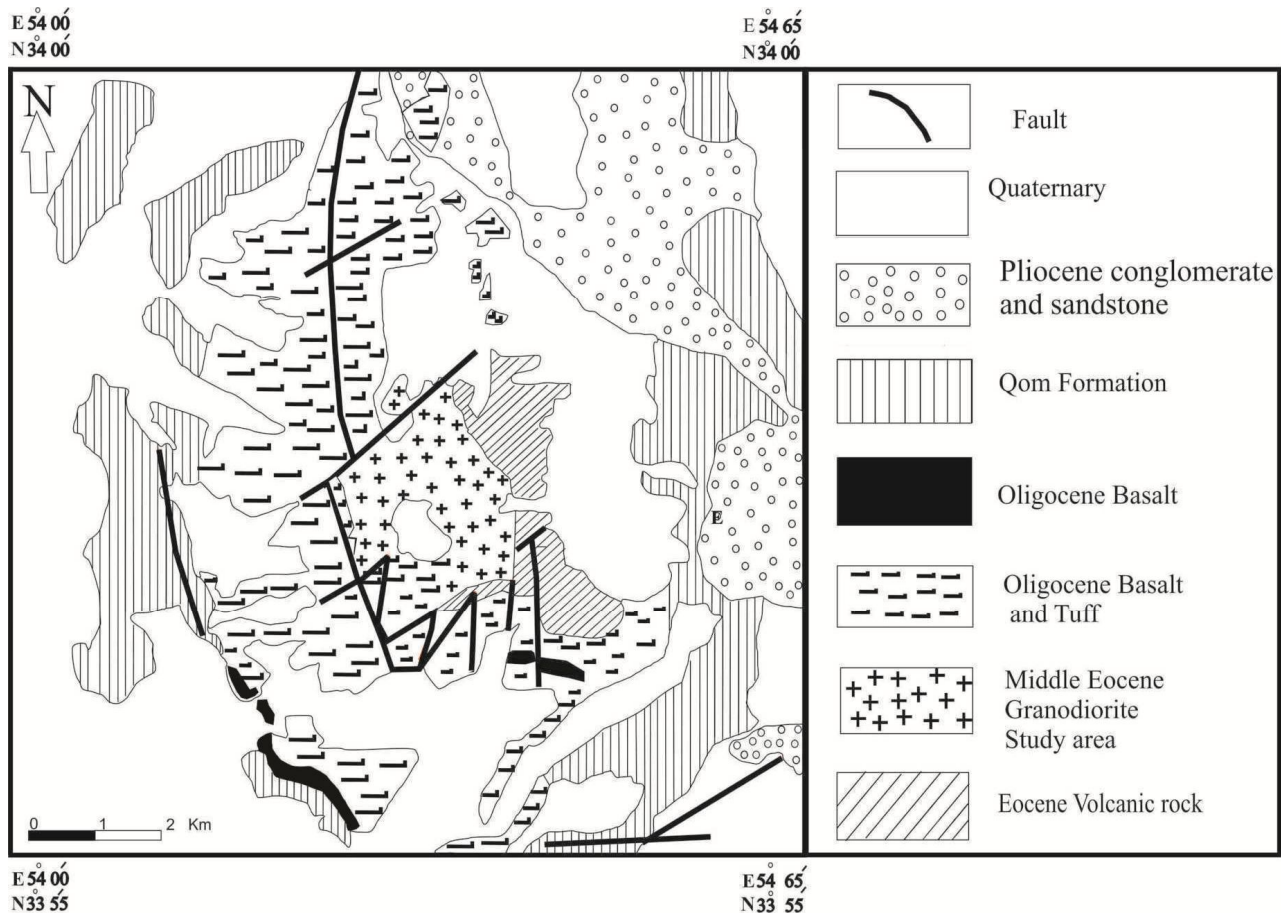
رنگ خاکستری روشن مایل به سبز دارند. این سنگ‌ها دارای آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک در ابعاد چند سانتی‌متر به رنگ خاکستری تیره و به شکل‌های بیضوی تا مدور هستند (شکل ۴-۲). در برخی از نواحی شواهدی از میلونیتی شدن توده نفوذی وجود دارد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده گرانودیوریت‌ها شامل پلاژیوکلاز (۳۵-۴۵ درصد)، کوارتز (۲۵-۳۵ درصد)، ارتوکلاز (۲۰-۳۰ درصد)، هورنبلند (۵-۱۰ درصد) و بیوتیت (۱-۳ درصد) هستند. وجود بیوتیت در مرز بین دانه‌های پلاژیوکلاز، ارتوکلاز نشان می‌دهد که این کانی نسبت به فلدسپارها دیرتر متبلور شده است. کانی‌های فرعی تشکیل‌دهنده توده نفوذی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و اوپیک است. بر اساس آنالیز الکترون میکروپروب<sup>۱</sup> کانی‌های کدر



شکل ۲. نقشه راه‌های دسترسی به منطقه جندق و گرانیتوئیدهای تویره، سهیل پاکوه، آیرکان، کالکافی و کوه دم، برگرفته از بختیاری (Bahktiyari, 2005).

**Fig. 2.** Roads map for access to the Jandaq area and Toveireh, Soheyl-e Pakuh, Ayrakan, Kal-e-Kafi and Kuh-e Dom granitoid (adopted from Bahktiyari, 2005)

### 1. Electron microprobe



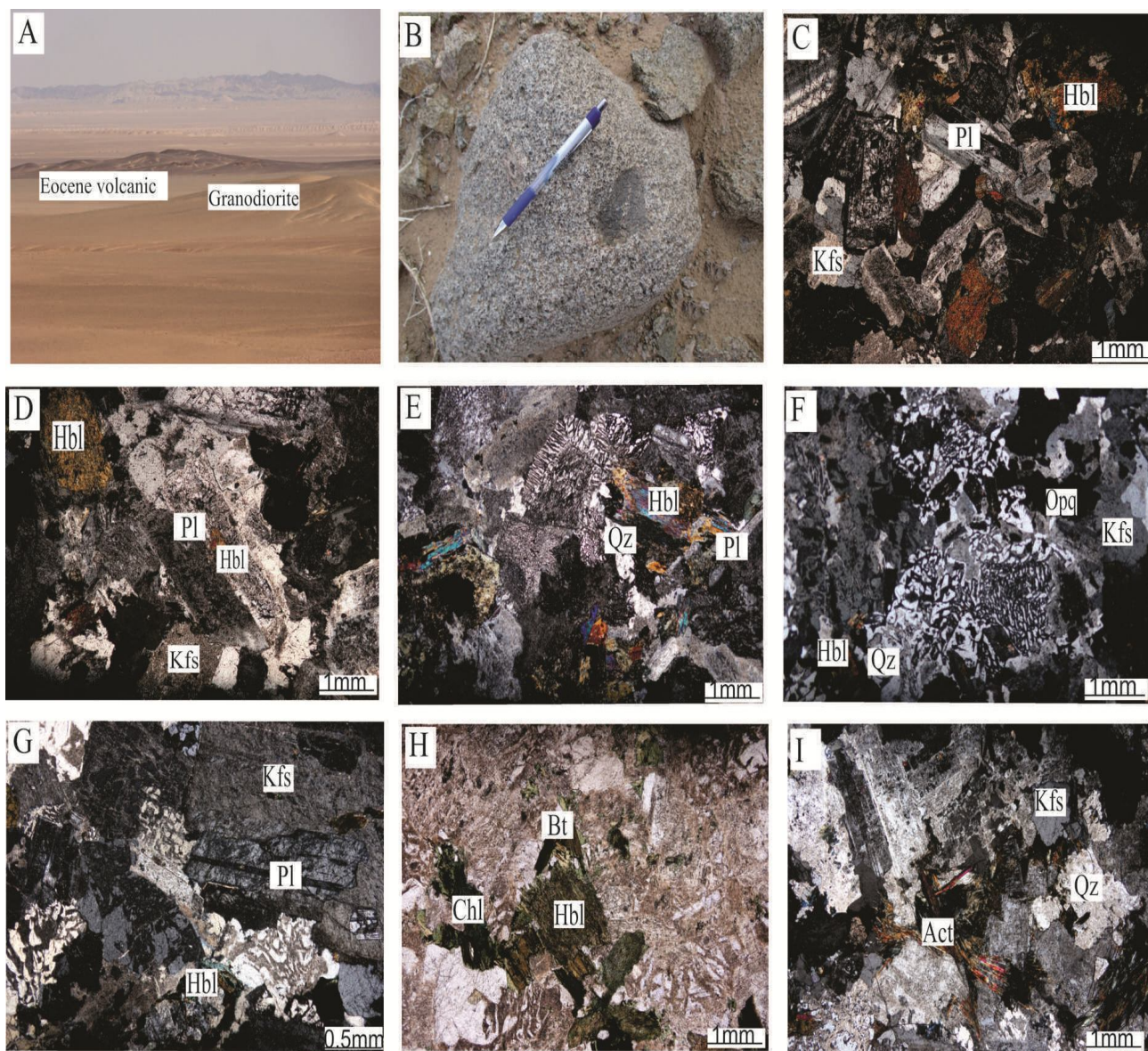
شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده منطقه تویره، برگرفته از ایستو و همکاران (Aistov et al., 1984)، با کمی تغییرات

Fig. 3. Simplified geological map of Toveireh area (Aistov et al., 1984), slightly changed

کوارتز و آلکالی فلدسپار در نقطه یوتکتیک و یا جانیشینی است (Barker, 1983; Clarke, 1992) (شکل ۴-F). ارتوکلاز نسبت به پلاژیو کلاز از فراوانی کمتری برخوردار است و به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل دار در اندازه‌های متوسط تا ریزبلور حضور دارد و با رشد در اطراف پلاژیو کلاز، بافت آنتی‌راپاکیوی را تشکیل می‌دهد (شکل ۴-G). تشکیل بافت آنتی‌راپاکیوی در گرانیتوئیدها می‌تواند در اثر اختلاط و تماس دو مذاب حاصل شود؛ به طوری که پلاژیو کلاز تشکیل شده در سیستم قبلی به‌عنوان مرکز هسته‌بندی آلکالی فلدسپار جدید عمل کند (Hibbard, 1995). به‌علاوه تشکیل این بافت را می‌توان به تبلور هیدروسیلیکات‌ها (Elliston, 1984) و فرایندهای متاسوماتیک نیز نسبت داد. هورنبلند مهم‌ترین کانی

پلاژیو کلاز، عمدتین کانی تشکیل‌دهنده گرانودیوریت جنوب‌غرب جندق است و به صورت نیمه شکل دار ریزبلور تا درشت‌بلور با ماکل پلی‌سینتیک، دارای منطقه‌بندی و بافت‌های پوئیکلیتیک حضور دارد (شکل ۴-D). منطقه‌بندی پلاژیو کلاز ناشی از تغییر ترکیب مذاب و یا عدم تعادل مذاب و کانی ناشی از تغییرات فشار یا بخار آب در حین تبلور پلاژیو کلاز است (Holton et al., 2000). در بیشتر مقاطع، پلاژیو کلازها در اثر دگرسانی، کائولینیتی یا سریسیتی شده و در همراهی با کوارتز، میرمیکیت از خود نشان می‌دهند (شکل ۴-E). کوارتزها به صورت بی‌شکل گاهی با خاموشی موجی با ابعاد ریز تا متوسط دیده می‌شود و از هم‌رشدی آنها با ارتوکلاز، بافت میکروگرافیک تشکیل می‌شود که نشان‌دهنده تبلور هم‌زمان

فرم‌نیزین است که به صورت بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. این کانی در برخی نقاط در اثر دگرسانی به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده است (شکل ۴-I و H).



شکل ۴. A: تصاویر صحرایی توده نفوذی گرانودیوریتی منطقه تویره و سنگ‌های ولکانیک ائوسن (نگاه به جنوب‌شرق)، B: حضور آنکلاو در گرانودیوریت تویره، C: بافت بین‌دانه‌ای، D: حضور پلاژیوکلاز در ابعاد مختلف و به صورت پورفیروئید و بافت‌های پوئیکلیتیک، E: بافت میرمکیت، F: بافت میکروگرافیک، G: بافت آنتی‌راپاکیوی حاصل رشد ارتوکلاز در اطراف پلاژیوکلاز، H: دگرسانی بخش‌هایی از آمفیبول‌ها به کلریت (PPL) و I: تشکیل اکتینولیت در اثر دگرسانی هورنبلند. Act: اکتینولیت، Bt: بیوتیت، Chl: کلریت، Hbl: هورنبلند، Kfs: فلدسپار پتاسیم، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Opq: اوپک. علائم اختصاری کانی‌ها برگرفته از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

**Fig. 4.** A: Field photo of Toveireh granodiorite intrusion and Eocene volcanic rocks (view to the SE), B: The presence of enclave in the granodiorite of Toveireh, C: Intergranular texture, D: The presence of plagioclase in various sizes and porphyroid form and Poikilitic texture, E: Myrmekitic texture, F: Micrographic texture, G: Anti-rapakivi texture formed by orthoclase growth around of plagioclase, H: Amphibole alteration to chlorite (PPL), and I: Actinolite formation from hornblende alteration. Act: Actinolite, Bt: Biotite, Chl: Chlorite, Hbl: Hornblende, Kfs: K-feldspar, Pl: Plagioclase, Qz: Quartz, Opq: Opaque. Mineral abbreviations are from Whitney and Evans (2010)

استفاده کرد (Leake et al., 1997). بررسی شیمی کانی آمفیبول‌ها در شناخت شیمی سنگ کل میزبان اهمیت فراوانی دارد؛ زیرا شیمی کانی آمفیبول توسط ترکیب فاز سیال کنترل می‌شود (Offler, 1984). نتایج نقاط آنالیز شده آمفیبول‌ها به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن در جدول ۱ آمده است. جرت و همکاران (Giret et al., 1980) عقیده دارند با استفاده از مقادیر  $Ca + Na + K$  در مقابل  $Si$  (apfu<sup>1</sup>) آمفیبول‌های آذرین از آمفیبول‌های دگرگونی قابل جدایش هستند. بر این اساس آمفیبول‌های گرانودیوریت تویره در میدان آمفیبول‌های آذرین قرار می‌گیرند (شکل ۵-A). آمفیبول‌ها مقادیر  $Mg\#$  بالاتری نسبت  $Fe\#$  دارند، مقدار  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$  بین ۰/۴۷-۰/۶۷ در نوسان است. نسبت  $Fe^{3+}/Fe^{2+}$  تقریباً کم است و در محدوده ۰/۳۳-۰/۹۴ قرار دارد. محتوای  $TiO_2$  از ۰/۷ تا ۱/۲۵ متغیر است. بر اساس نام‌گذاری لیک و همکاران (al., 1997) Leake et (Leake et آمفیبول‌های منطقه تویره از نوع کلسیک و در زیر رده مگنزیه‌هورنبلند، هورنبلند اکتینولیتی و اکتینولیت قرار می‌گیرند (شکل ۵-B و C).

#### فلدسپار

پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی در واحدهای سنگی منطقه است. نتایج آنالیز برخی از فلدسپارهای گرانودیوریت تویره به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن بر اساس ۸ اکسیژن در جدول ۲ آمده است. پلاژیوکلازهای گرانودیوریت‌ها دارای ترکیب آندزین تا الیگوکلاز هستند که مرکز برخی از بلورها ترکیب متفاوت و کلسیک‌تر از نوع لابرادوریت دارند (شکل ۵-D). بررسی منطقه‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز از حاشیه به مرکز نشان می‌دهند که ابتدا مقدار آنورتیت افزایش و سپس کاهش یافته است (شکل ۵-E). این منطقه‌بندی به دلیل تغییرات ناگهانی در میزان آنورتیت و تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور است (Holton et al., 2000).

بیوتیت با فراوانی کمتر نسبت به هورنبلند به صورت نیمه شکل دار یافت می‌شود. اسفن به صورت اولیه و شکل دار و یا به صورت محصولات دگرسانی بیوتیت در این سنگ‌ها وجود دارند. آپاتیت به صورت بلورهای سوزنی‌شکل درون کانی‌های دیگر حضور دارد. سنگ‌شناسی آنکلاوهای گرانودیوریت تویره مشابه سنگ میزبان است؛ با این تفاوت که میزان کوارتز و آلکالی فلدسپار در آن به حداقل رسیده و ترکیب آنها به سمت دیوریت تغییر یافته است. این آنکلاوها از نوع میکروگرانولار مافیک هستند و دارای کانی‌های پلاژیوکلاز (۴۰-۵۰ درصد)، هورنبلند (۲۰-۳۰ درصد)، بیوتیت (<۱۰٪) و ارتوکلاز (۰-۵ درصد) هستند.

#### شیمی کانی

##### آمفیبول

آمفیبول مهم‌ترین کانی مافیک در گرانودیوریت‌های تویره است. آمفیبول‌ها ساختار انعطاف‌پذیری زیادی در جایگزینی یونی از خود نشان می‌دهند و این گروه از کانی‌ها محدوده وسیعی از ترکیب شیمیایی دارند (Deer et al., 1991). با در نظر گرفتن فرمول عمومی آمفیبول‌ها ( $AX_2Y_5Si_8O_{22}(OH,F)_2$ )، موقعیت  $X$  (M4) توسط اتم‌های  $Ca, Na, K$  و موقعیت  $Y$  ( $M_1, M_2, M_3$ ) توسط کاتیون‌های کوچک‌تر  $Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+}$  و  $Al$  اشغال می‌شود. در بسیاری از آمفیبول‌ها سیلیسیم توسط آلومینیم جایگزین می‌شود (Leake et al., 1997) جایگزینی  $Mg \leftrightarrow Fe$  اهمیت زیادی در ویژگی‌های نوری، فیزیکی و هم‌یافتی آمفیبول‌ها دارد. این جایگزینی نسبتاً ساده، تعادل باری را شامل نمی‌شود و توسط یک نام‌گذاری ساده با پیشوند منیزو یا فرو قابل توصیف است. چهار جایگزینی دیگر که ممکن است در آمفیبول‌ها رخ دهد، جانشینی‌های  $Al \leftrightarrow Ca \leftrightarrow Na$ ،  $Al, Na \leftrightarrow Si, (Mg, Fe)$  و ورود  $Na$  (K) به سایت A است. در صورتی که بیشتر از یک جایگزینی رخ دهد، برای توصیف آمفیبول‌ها باید از اصطلاحات عضو انتهای

جدول ۱. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری آمفیبول‌های گرانودیوریت تویره

Table 1. Electron microprobe analyses of amphiboles and their calculated structural formula from Toveireh granodiorite

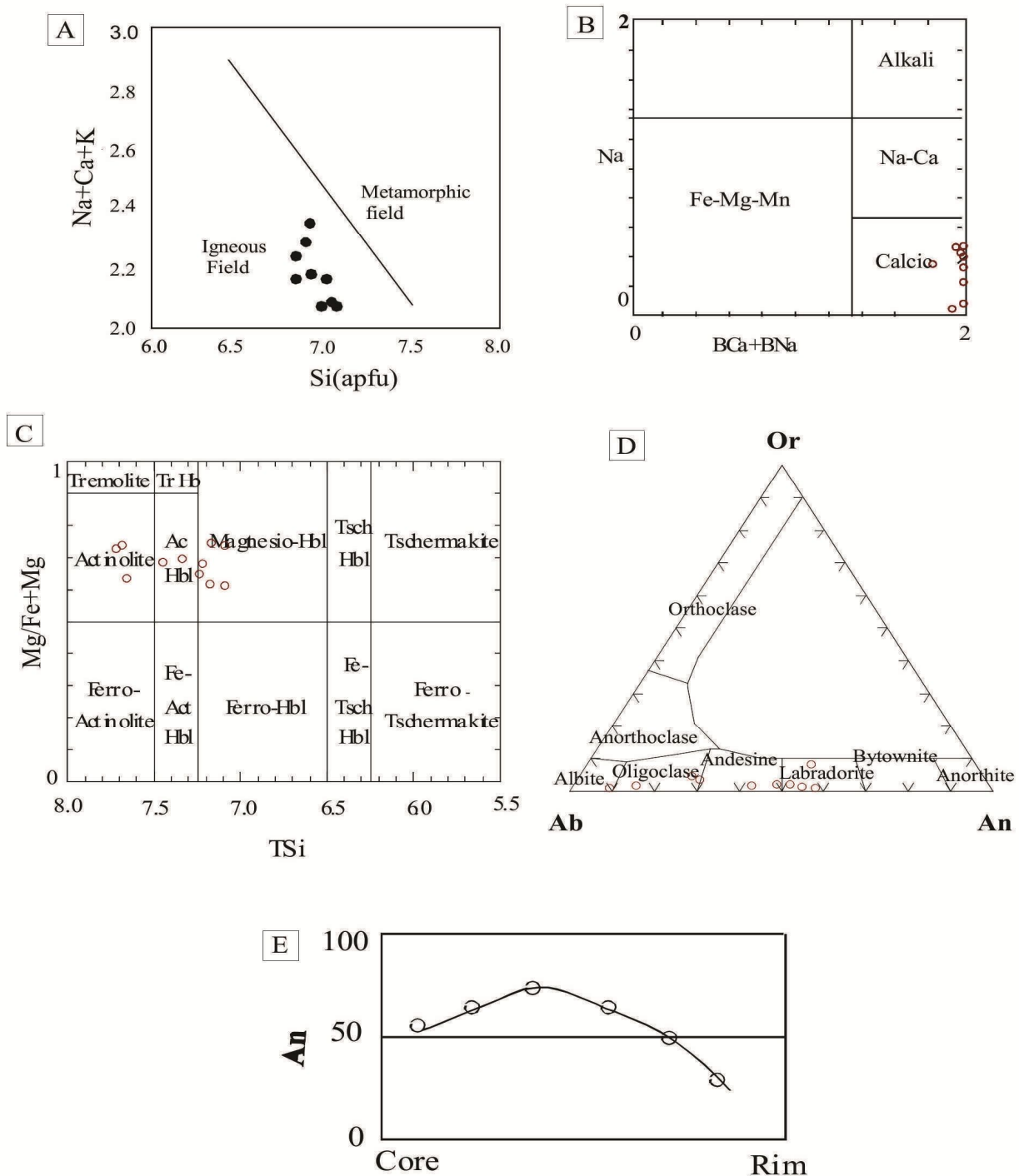
Sample	B403	B725	B404	B404	B404	B404	B404	B404	B725
SiO <sub>2</sub>	45.51	48.54	49.56	49.65	48.50	49.21	48.68	49.33	48.20
TiO <sub>2</sub>	1.26	0.79	0.79	0.56	1.02	0.77	0.91	0.85	0.89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.26	4.94	3.88	4.13	4.75	4.77	4.64	4.05	5.51
FeO*	22.65	21.67	18.87	18.33	19.35	18.94	18.41	19.16	20.59
MnO	0.49	0.64	0.51	0.45	0.39	0.41	0.38	0.48	0.55
MgO	8.56	10.22	12.23	12.73	11.35	11.76	11.85	11.98	10.65
CaO	10.53	9.46	10.38	10.79	11.15	10.80	10.93	10.15	9.72
Na <sub>2</sub> O	1.90	1.66	1.29	1.48	1.58	1.60	1.64	1.54	1.81
K <sub>2</sub> O	0.73	0.39	0.41	0.47	0.56	0.55	0.52	0.38	0.53
Total	97.88	98.31	97.92	98.57	98.65	98.80	97.97	97.92	98.44
Number of ions on the basis of 23 Oxygens									
Si	6.88	7.10	7.23	7.20	7.14	7.18	7.17	7.20	7.05
Ti	0.14	0.09	0.09	0.06	0.11	0.08	0.10	0.09	0.10
Al <sup>IV</sup>	1.06	0.78	0.64	0.68	0.80	0.76	0.77	0.67	0.87
Al <sup>VI</sup>	0.06	0.09	0.04	0.03	0.04	0.06	0.05	0.04	0.10
Fe <sup>2+</sup>	2.14	1.39	1.27	1.31	1.79	1.58	1.64	1.31	1.41
Fe <sup>3+</sup>	0.72	1.26	1.03	0.91	0.60	0.73	0.63	1.03	1.10
Mn	0.06	0.08	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.07
Mg	1.93	2.23	2.66	2.75	2.49	2.56	2.60	2.61	2.32
Ca	1.71	1.48	1.62	1.68	1.76	1.69	1.73	1.59	1.52
Na	0.56	0.47	0.36	0.42	0.45	0.45	0.47	0.44	0.51
K	0.14	0.07	0.08	0.09	0.11	0.10	0.10	0.07	0.10
Cations	15.40	15.03	15.06	15.18	15.32	15.24	15.29	15.10	15.13



جدول ۲. نتایج آنالیز الکترون میکروپروپ و محاسبه فرمول ساختاری پلاژیوکلازهای گرانودیوریت تویره

Table 2. Electron microprobe analyses of plagioclase and their calculated structural formula from Toveireh granodiorite

Sample	B403	B403	B403	B404	B404	B404	B404	B404	B404
SiO <sub>2</sub>	54.40	53.84	54.26	53.94	54.79	60.94	66.92	56.54	63.78
TiO <sub>2</sub>	0.02	0.03	0.01	0.06	0.07	0.00	0.01	0.02	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.21	28.33	27.99	28.24	27.97	24.09	20.83	27.17	21.84
FeO*	0.52	0.50	0.47	0.54	0.43	0.26	0.07	0.40	0.11
MnO	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	0.04	0.06	0.05	0.04	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01
CaO	11.54	11.82	11.40	11.63	11.09	6.10	1.83	9.96	3.24
Na <sub>2</sub> O	5.09	5.01	5.25	4.90	5.18	7.95	10.81	5.81	10.02
K <sub>2</sub> O	0.31	0.32	0.32	0.32	0.34	0.69	0.22	0.43	0.20
Total	100.16	99.91	99.75	99.68	99.90	100.04	100.68	100.35	99.26
Number of ions on the basis of 8 Oxygens									
Si	2.46	2.45	2.47	2.45	2.48	2.72	2.92	2.54	2.84
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.50	1.52	1.50	1.51	1.49	1.27	1.07	1.44	1.15
Fe <sup>2+</sup>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe <sup>3+</sup>	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.56	0.58	0.56	0.57	0.54	0.29	0.09	0.48	0.16
Na	0.45	0.44	0.46	0.43	0.45	0.69	0.92	0.51	0.87
K	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.03	0.01
Cations	5.02	5.02	5.02	5.01	5.01	5.01	5.01	5.00	5.02
Ab	43.60	42.70	44.70	42.50	44.90	67.60	90.40	50.10	83.90
An	54.60	55.50	53.60	55.80	53.20	28.60	8.40	47.40	15.00
Or	1.80	1.80	1.70	1.80	2.00	3.80	1.20	2.50	1.10



شکل ۵. A: موقعیت ترکیب شیمیایی آمفیبول‌های گرانودیوریت تویره در نمودار  $(Ca+Na+K)$  در مقابل  $Si$ ، برگرفته از جرت و همکاران (Giret et al., 1980) و B و C: طبقه‌بندی آمفیبول‌های گرانودیوریت تویره در نمودار (Leake et al. 1997)، D: ترکیب پلاژیوکلازهای گرانودیوریت تویره در نمودار **Or-Ab-An**، برگرفته از دیر و همکاران (Deer et al., 1991) و E: منطقه‌بندی پلاژیوکلازهای گرانودیوریت تویره

**Fig. 5.** A:  $(Ca+Na+K)$  vs  $Si$  (apfu) plot for Toveireh granodiorite amphiboles (Giret et al., 1980), B and C: classification digrams of Toveireh granodiorite amphiboles (Leake et al., 1997), D: Plagioclase chemistry in the Or- Ab- An diagram (Deer et al., 1991), and E: Plagioclase zoning in Toveireh granodiorite

## بیوتیت

بیوتیت‌ها محتوای Fe بالا و Al متوسطی دارند. نتایج آنالیز ماکروپروب بیوتیت‌ها همراه با محاسبه فرمول ساختاری آن بر اساس ۱۲۲ اکسیژن در جدول ۳ آمده است. برای شناسایی بیوتیت‌های اولیه و ماگمایی از بیوتیت‌های ثانویه و بیوتیت‌های اولیه‌ای که دستخوش تعادل مجدد شده‌اند، از نمودار سه‌تایی (Nachit)  $TiO_2 - FeO^* - MgO$  ( $FeO^* = FeO + MnO$ ) (et al., 2005) استفاده شده است. بر اساس این نمودار بیوتیت‌های مورد بررسی در محدوده بیوتیت‌های ماگمایی قرار می‌گیرند (شکل ۶-A).

بیوتیت‌ها در نمودار (Foster, 1960)  $(Mg - (Fe^{2+} - Mn)) - (Al^{VI} + Fe^{3+} + Ti)$  در محدوده بین بیوتیت‌های آهن‌دار و منیزیم‌دار با تمایل به بیوتیت‌های منیزیم‌دار قرار دارند (شکل ۶-B). مقادیر  $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg)$  بیوتیت نسبتاً بالا (۵۲-۶۰) و شاخص غنی‌شدگی از آلومینیم ( $ASI = Al / (Ca + Na + K)$ ) حدوداً متوسطی (۱/۲-۱/۳۵) دارند که تا حدی نشان‌دهنده فعالیت متوسط آلومینیم در طی تبلور مذاب است (Zen, 1988).

## کلریت

کلریت از جمله کانی‌های ثانویه است که در اثر دگرسانی بیوتیت و آمفیبول در توده نفوذی منطقه حضور دارد. نتایج آنالیز این کانی به همراه محاسبه فرمول ساختاری آن در جدول ۴ آمده است. بر اساس تقسیم‌بندی هی (Hey, 1954)، ترکیب کلریت‌ها در محدوده برونسویگیت<sup>۱</sup> قرار می‌گیرند (شکل ۶-C). کلریت‌ها در مقایسه با بیوتیت و آمفیبول نسبت‌های مشابه  $Fe/(Fe+Mg)$  (۰/۵۱-۰/۵۵) دارند؛ بنابراین می‌توان آنها را محصول دگرسانی بیوتیت و هورنبلند در نظر گرفت (Zhao et al., 2005) (شکل ۶-D). کلریت‌ها مقادیر کم  $TiO_2$  و  $K_2O$  دارند، بنابراین کانی‌های مافیک در طی دگرسانی، K و Ti خود را از دست داده‌اند.

## پتروژنز

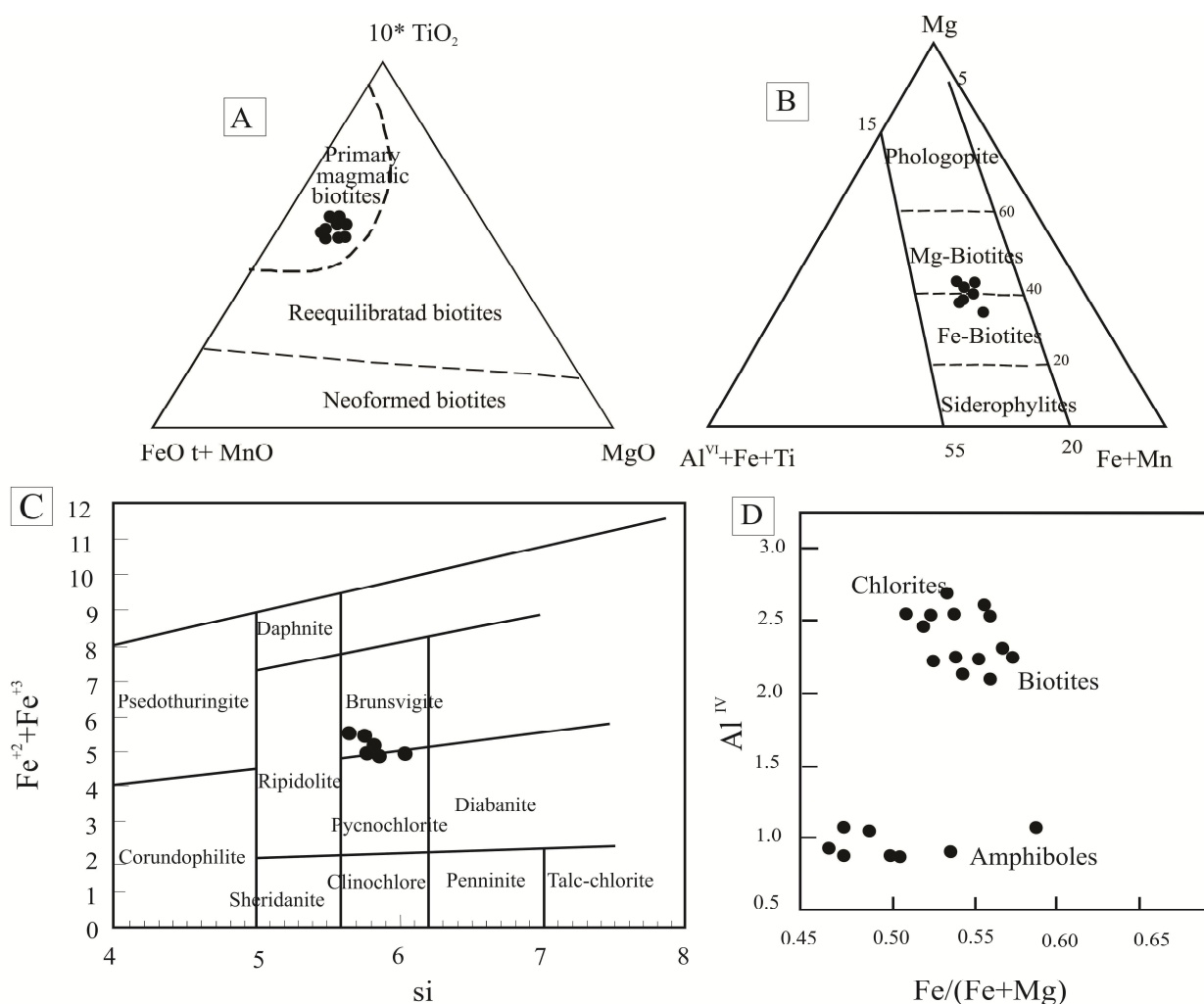
## تعیین گروه ماگمایی و محیط زمین‌ساختی

برای تعیین گروه ماگمایی و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های منطقه می‌توان از شیمی کانی بیوتیت استفاده کرد. بر اساس نمودار پیشنهادی عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 1994)، بیوتیت‌های سنگ‌های آذرین می‌توانند بر اساس عناصر اصلی  $MgO$ ،  $Al_2O_3$  و  $FeO^*$  از سه نوع ماگما A، P و C متبلور شوند. بر مبنای این تقسیم‌بندی بیوتیت‌های آلکالن غیر کوه‌زایی A، معمولاً غنی از آهن (ترکیب نزدیک به آیت)، پرآلومینیم و دارای نسبت متوسط  $FeO^*/MgO$  حدود ۷/۰۴ هستند. بیوتیت‌های محدوده P دارای ترکیب سیدروفیلیت و نسبت متوسط  $FeO^*/MgO$  حدود ۳/۴۸ هستند؛ درحالی‌که بیوتیت‌های کالک آلکالن C نسبتاً غنی از Mg بوده و نسبت متوسط  $FeO^*/MgO$  حدود ۱/۷۶ دارند. بررسی بیوتیت‌های گرانودیوریت تویره نشان می‌دهد که این بیوتیت‌ها از ماگمای با ماهیت کالک آلکالن متبلور شده‌اند (شکل ۷-A). در چنین سیستم‌هایی تجزیه  $H_2O$  به آزادسازی H و غنی‌شدگی سیستم از اکسیژن منجر می‌شود. حضور اکسیژن به تبلور اولیه آمفیبول‌ها و اکسیدهای غنی از آهن (معمولاً مگنتیت) منجر شده که این امر مانع از غنی‌شدگی مذاب‌های کالک آلکالن از آهن شده است و در نتیجه بیوتیت‌های نسبتاً غنی از Mg متبلور می‌شوند (Abdel-Rahman, 1994; Shabbani and Lalonde, 2003).

ترکیب شیمی بیوتیت‌ها قادر به تعیین ماهیت سنگ میزبان گرانیتوئیدی خود است (Jiang et al., 1994). بر اساس نمودار تغییرات  $Al^{IV}$  نسبت به  $Fe/(Fe+Mg)$  تمام بیوتیت‌های مورد بررسی متعلق به گرانیت‌های I-Type هستند (شکل ۷-B). با استفاده از ترکیب شیمی کانی هورنبلند و بیوتیت می‌توان منشأ ماگمایی که از آن متبلور شده‌اند را تعیین کرد. در نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  نمونه‌های آمفیبول در میدان منشأ پوسته-گوشته قرار می‌گیرند و به‌طور مشابه در نمودار

نواحی فرورانش مقادیر  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{TiO}_2$  کمتری نسبت به آمفیبول‌های بین صفحه‌ای<sup>۱</sup> دارند. بر مبنای این تقسیم‌بندی آمفیبول‌های جنوب‌غرب جندق در گستره آمفیبول‌های وابسته به نواحی فرافروانش<sup>۲</sup> قرار می‌گیرند (شکل ۸-A و B).

میدان منشأ پوسته-گوشته قرار می‌گیرند (شکل ۷-C و D). از شیمی کانی آمفیبول می‌توان برای تعیین موقعیت زمین‌ساختی توده نفوذی استفاده کرد. بر اساس تقسیم‌بندی کالتورتی و همکاران (Coltorti et al., 2007)، آمفیبول‌های وابسته به



شکل ۶. A: تفکیک بیوتیت‌های اولیه، تعادلی و نئوفورم گرانودیوریت تویره، برگرفته از نشت و همکاران (Nachit et al., 2005)، B: رده‌بندی بیوتیت‌ها گرانودیوریت تویره، برگرفته از فاستر (Foster, 1960)، C: تقسیم‌بندی انواع کلریت گرانودیوریت تویره، برگرفته از هی (Hey, 1954) و D: موقعیت کلریت، بیوتیت و آمفیبول گرانودیوریت تویره در نمودار  $\text{Al}^{\text{VI}}$  در مقابل  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ، برگرفته از زائو و همکاران (Zhao et al., 2005)

**Fig. 6.** A: Discriminating plot of primary magmatic, reequilibrated and neofomed Toveireh granodiorite biotites (Nachit et al., 2005), B: Classification graph of Toveireh granodiorite biotite (Foster, 1960), C: Classification graph of Toveireh granodiorite chlorites (Hey, 1954), and D:  $\text{Al}^{\text{IV}}$ - $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  plot and chemical position of Toveireh granodiorite biotites, amphiboles and chlorites (Zhao et al., 2005)

1. Intra-plate Amphiboles
2. Suprasubduction Amphiboles

جدول ۳. نتایج آنالیز الکترون میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری بیوتیت‌های گرانودیوریت تویره

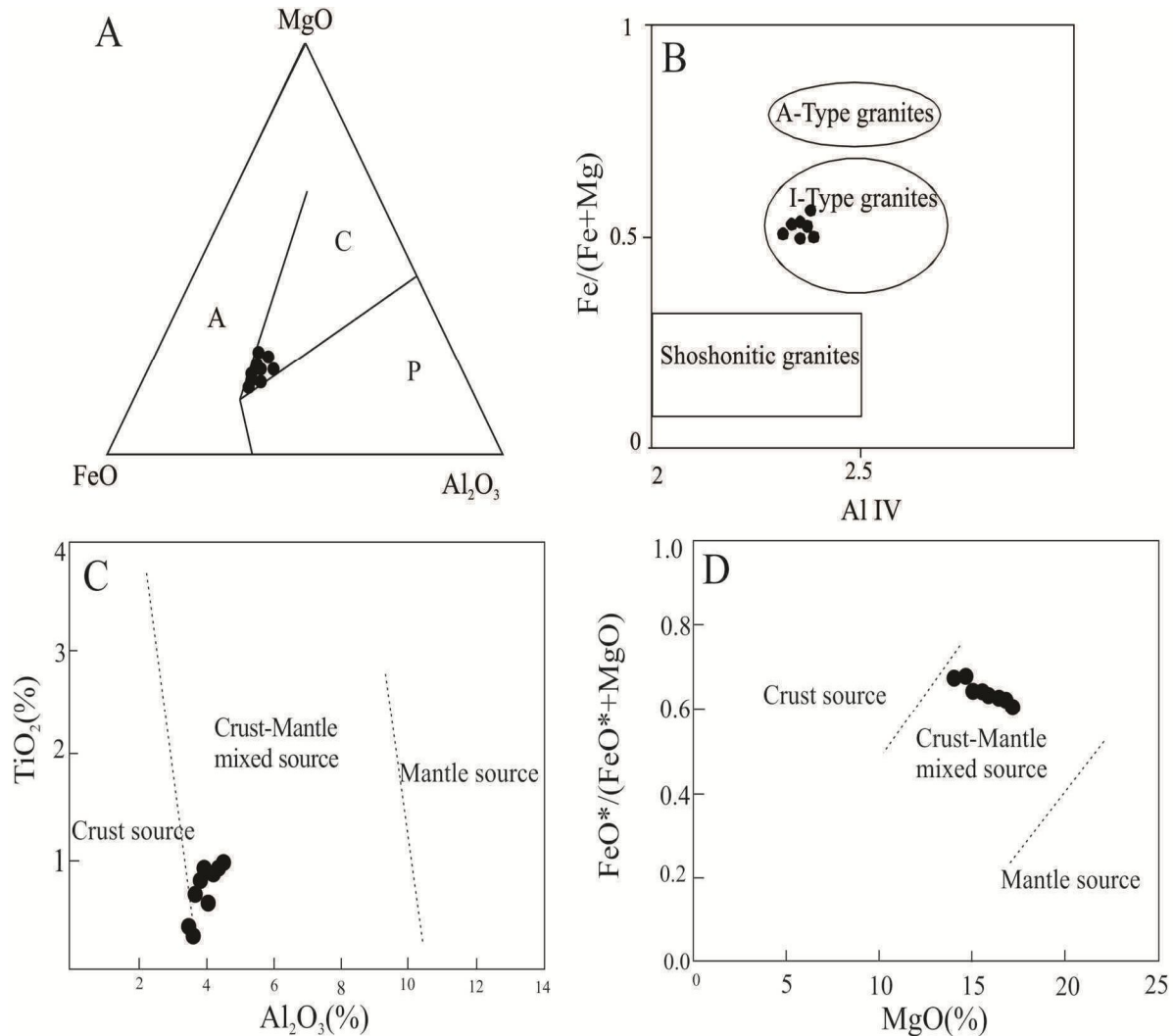
Table 3. Electron microprobe analyses of biotite and their calculated structural formula from Toveireh granodiorite

Sample	B404	B404	B404	B404	B404	B404	B404	B752	B752
SiO <sub>2</sub>	36.25	36.89	38.41	37.84	37.46	38.22	37.85	37.64	37.66
TiO <sub>2</sub>	3.92	4.15	3.53	3.69	3.56	3.82	3.43	3.64	4.21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.63	12.38	12.18	12.26	12.05	12.07	11.92	12.55	12.60
FeO*	25.01	24.40	22.01	23.25	21.82	22.31	22.29	23.23	22.78
MnO	0.11	0.19	0.14	0.15	0.03	0.07	0.16	0.10	0.09
MgO	9.59	9.28	11.61	10.69	11.50	11.39	11.26	10.90	10.22
CaO	0.04	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03
Na <sub>2</sub> O	0.13	0.18	0.14	0.12	0.09	0.10	0.13	0.18	0.14
K <sub>2</sub> O	7.91	9.01	9.11	9.09	8.85	9.37	8.91	8.23	8.82
Total	95.58	96.49	97.12	97.10	95.38	97.37	95.97	96.50	96.53
Number of ions on the basis of 22 Oxygens									
Si	5.65	5.71	5.81	5.77	5.77	5.79	5.81	5.74	5.75
Ti	0.46	0.48	0.40	0.42	0.41	0.44	0.40	0.42	0.48
Al <sup>IV</sup>	2.35	2.30	2.19	2.23	2.23	2.21	2.19	2.26	2.25
Al <sup>VI</sup>	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.06	0.03	0.00	0.02
Fe <sup>2+</sup>	3.26	3.16	2.79	2.96	2.81	2.83	2.86	2.96	2.91
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.02	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01
Mg	2.23	2.14	2.62	2.43	2.64	2.57	2.58	2.48	2.33
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Na	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.05	0.04
K	1.57	1.78	1.76	1.77	1.74	1.81	1.75	1.60	1.72
Cations	15.54	15.60	15.60	15.61	15.60	15.62	15.60	15.53	15.50
Fe#	0.59	0.60	0.52	0.55	0.52	0.52	0.53	0.54	0.56
Mg#	0.41	0.40	0.48	0.45	0.48	0.48	0.47	0.46	0.44

جدول ۴. نتایج آنالیز الکترون میکروپروپ و محاسبه فرمول ساختاری کلریت‌های گرانودیوریت تویره

**Table 4.** Electron microprobe analyses of chlorites and their calculated structural formula from Toveireh granodiorite

Sample	B404	B404	B404	B404	B404	B404	B404	B752
SiO <sub>2</sub>	26.638	26.065	26.536	28.198	27.697	26.703	28.185	27.455
TiO <sub>2</sub>	0.019	0.003	0.032	0.041	0.017	0.038	0.029	0.018
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.943	18.96	18.219	17.181	18.87	19.113	18.754	19.458
FeO*	29.333	30.547	29.85	28.013	27.676	27.996	27.54	28.199
MnO	0.172	0.11	0.118	0.113	0.105	0.094	0.098	0.104
MgO	13.042	12.784	13.443	14.612	14.353	12.977	14.829	14.112
CaO	0.099	0.037	0.002	0.048	0.034	0.069	0.045	0.033
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.013	0.02	0.021	0.017	0.005	0.02	0.001
K <sub>2</sub> O	0.008	0.01	0.006	0.01	0.024	0.012	0.025	0
<b>Total</b>	<b>88.26</b>	<b>88.53</b>	<b>88.23</b>	<b>88.24</b>	<b>88.82</b>	<b>87.01</b>	<b>89.53</b>	<b>89.38</b>
Number of ions on the basis of 28 Oxygens								
Si	5.692	5.596	5.695	5.971	5.808	5.743	5.851	5.733
Ti	0.003	0	0.005	0.006	0.003	0.006	0.005	0.003
Al IV	2.308	2.404	2.305	2.029	2.192	2.257	2.149	2.267
Al VI	2.459	2.39	2.3	2.256	2.468	2.584	2.436	2.518
Fe <sup>2+</sup>	5.242	5.485	5.358	4.961	4.854	5.036	4.781	4.924
Fe <sup>3+</sup>	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0.031	0.02	0.021	0.02	0.019	0.017	0.017	0.018
Mg	4.154	4.092	4.301	4.613	4.487	4.161	4.589	4.393
Ca	0.023	0.009	0	0.011	0.008	0.016	0.01	0.007
Na	0.004	0.005	0.008	0.009	0.007	0.002	0.008	0
K	0.002	0.003	0.002	0.003	0.006	0.003	0.007	0
<b>Cations</b>	<b>19.918</b>	<b>20.005</b>	<b>19.995</b>	<b>19.879</b>	<b>19.857</b>	<b>19.825</b>	<b>19.853</b>	<b>19.863</b>
Fe#	0.56	0.57	0.55	0.52	0.52	0.55	0.51	0.53
Mg#	0.44	0.43	0.45	0.48	0.48	0.45	0.49	0.47



شکل ۷. A: موقعیت ترکیبی بیوتیت‌های گرانودیوریت تویره، نمودار برگرفته از عبدالرحمان (Abdel-Rahman, 1994). B: موقعیت ترکیبی بیوتیت‌ها در نمودار تغییرات  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  در مقابل  $Al^{IV}$ ، برگرفته از جیانگ و همکاران (Jiang et al., 1994). C: نمودار  $TiO_2$  در مقابل  $Al_2O_3$  برای آمفیبول‌ها، نمودار برگرفته از جیانگ و آن (Jiang and An, 1984) و D: نمودار  $FeOt/(FeOt + MgO)$  در مقابل  $MgO$  برای بیوتیت‌ها، نمودار برگرفته از چو (Zhou, 1986)

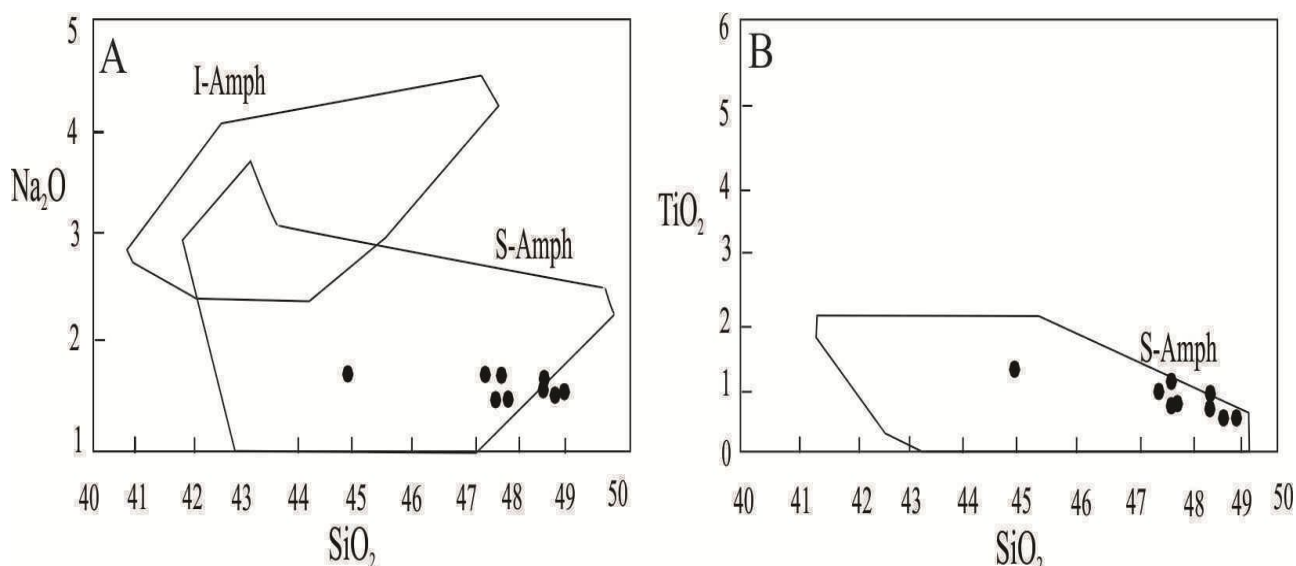
**Fig. 7.** A: Chemical composition of biotite from Toveireh granodiorite plotted in the discrimination diagram of (Abdel-Rahman, 1994), B: Composition of biotite plotted in the  $Fe^{2+}/(Mg+Fe^{2+})$  versus  $Al^{IV}$  graph (Jiang et al., 1994), C: Plot of  $TiO_2$  versus  $Al_2O_3$  for hornblende (Jiang and An, 1984), and D: Plot of  $FeOt/(FeOt + MgO)$  versus  $MgO$  for biotites (Zhou, 1986)

فعالیت‌های ولکانیکی در ایران مرکزی و تغییر ماهیت رژیم زمین‌ساختی منطقه از کششی به فشارشی است (Aganabati, 2004). حرکات زمین‌ساختی فشارشی ائوسن طی فرورانش اقیانوس نئوتتیس زیر پوسته خرد قاره شرق-ایران مرکزی که به بسته‌شدن ریفت‌های درون قاره‌ای ایران مرکزی منجر شده،

ارتباط توده نفوذی با محیط‌های فرورانش، منشأ مختلط پوسته-گوشته ماگما و هم‌سن بودن آن با سازند فیلیشی پیس کوه به سن ائوسن میانی-الیگوسن (Sharkovski et al., 1984) در منطقه نشان‌دهنده هم‌زمانی این توده با فعالیت‌های کوه‌زایی است. سن توده نفوذی تویره (ائوسن میانی) هم‌زمان با اوج

گرانیت کوه‌دم و گرانیت سهیل پاکوه را در منطقه شکل داده است.

همراه با فازهای کششی بوده است که در واقع نوعی رهایی بعد از فاز فشارشی محسوب می‌شوند که توده گرانیتوئیدی تویره و توده‌های نفوذی مشابهی در منطقه مانند گرانیت کالکافی،



شکل ۸. A: موقعیت آمفیبول‌ها گرانودیوریت تویره در نمودار Na<sub>2</sub>O در مقابل SiO<sub>2</sub>، برگرفته از کالتورتی و همکاران (Coltorti et al., 2007) و B: موقعیت آمفیبول‌ها گرانودیوریت تویره در نمودار TiO<sub>2</sub> در مقابل SiO<sub>2</sub>، برگرفته از کالتورتی و همکاران (Coltorti et al., 2007)، در هر دو نمودار، نمونه‌ها در محدوده آمفیبول‌های فرورانش قرار گرفته‌اند.

**Fig. 8.** A: Plot of Na<sub>2</sub>O vs SiO<sub>2</sub> diagram from Toveireh granodiorite amphiboles (Coltorti et al., 2007), and B: Plot of TiO<sub>2</sub> vs SiO<sub>2</sub> diagram from Toveireh granodiorite amphiboles (Coltorti et al., 2007), Samples plot in the subduction amphiboles field in both diagrams.

(Hammarstrom and Zen, 1986)، هالیستر و همکاران (Hollister et al., 1987) و اشمیت (Schmidt, 1992) صورت می‌گیرد. با توجه به آنکه بر اساس پیشنهاد آگو (Ague, 1997) و جرار (Jarrar, 1998)، محاسبه فشار به روش اشمیت (Schmidt, 1992) از دقت بیشتری برخوردار است و با فشارهای حاصل از بررسی‌های صحرائی هماهنگی بیشتری دارد، در این پژوهش از این روش استفاده شده است. مبنای این روش معادله ۱ است.

$$\text{Equation 1: } P (\pm 0.6 \text{Kbar}) = -3.01 + 4.76 \text{ Al}$$

در این معادله فشار بر حسب کیلوبار، دما بر حسب سانتی‌گراد و Al بر اساس محتوای Al<sub>total</sub> هورنبلند است. فشار محاسبه شده از آمفیبول‌های غیر دگرسان شده ( $\text{Si}(\text{apfu}) < 7/25$ ) نشان‌دهنده

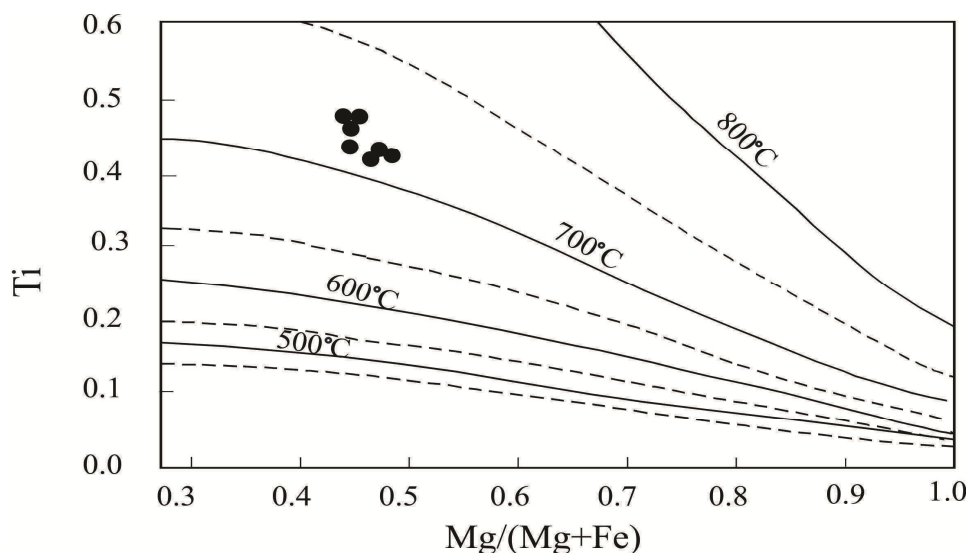
### ترمومتری

تخمین دما و فشار تبلور کانی‌ها، اطلاعاتی از عمق، دمای تبلور، صعود یا توقف توده نفوذی ارائه می‌دهد که در جهت تبیین چگونگی رخداد فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه در طی فرایندهای کوه‌زایی مختلف مفید است (Tulloch and Challis, 2000). بارومتری Al در هورنبلند، ترمومتری هورنبلند-پلاژیوکلاز و تخمین  $fO_2$  مؤلفه‌هایی هستند که به ترتیب فشار، دما و فوگاسیته اکسیژن را محاسبه می‌کنند. Al (IV) و Al (tot) در هورنبلند اطلاعات مفیدی درباره دما و فشار تبلور بلورهای آمفیبول در اختیار قرار می‌دهد (Anderson and Smith, 1995). فشارسنجی بر اساس ترکیب آمفیبول‌ها، توسط روش‌های مختلفی از جمله هم‌سترورم و زن



tremolite + albite) است و برای سنگ‌های حاوی کوارتز، حدواسط تا فلسیک با مقادیر پلاژیوکلاز  $An < 0.92$  و Si در هورنبلند  $7/8 \text{ pfu} >$  به کار می‌رود. ترمومتری روش B بر اساس واکنش (edenite + albite  $\rightarrow$  richterite + anorthite) است و برای سنگ‌های بدون کوارتز کاربرد دارد. در این بررسی دمای به دست آمده از روش هولند و بلوندی (Holland and Blundy, 1994) محدوده‌ی دمایی بین ۶۹۰-۸۶۰ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. بررسی نمودار توصیفی بیوتیت برای تعیین دمای تبلور بلورهای بیوتیت دمای بین ۷۰۰-۸۰۰ درجه سانتی‌گراد است (شکل ۹).

محدوده فشار ۱-۱/۵ Kbar (جدول ۵) است که با در نظر گرفتن میانگین چگالی  $2.7 \text{ g/cm}^3$  برای سنگ‌های پوسته بالایی، معادل با عمق ۳/۵-۶ کیلومتری است. بنابراین عمق کم توده نفوذی نشان‌دهنده اهمیت زون‌های برشی در جای‌گیری آن است. هورنبلند و پلاژیوکلاز دو کانی متداول همزیست در سنگ‌های آذرین کالک‌آلکالن هستند و از آنها می‌توان برای ترمومتری سنگ‌های گرانیتیوئیدی استفاده کرد. نخستین بار هولند و بلوندی (Holland and Blundy, 1994) برای ترمومتری هورنبلند-پلاژیوکلاز، دو روش A و B پیشنهاد کردند. روش A بر اساس واکنش  $\text{edenite} + 4 \text{ quartz} \rightarrow$



شکل ۹. نمودار Ti در مقابل  $Mg/(Mg + Fe)$  بیوتیت‌های گرانودیوریت تویره، نمودار برگرفته از هنری و همکاران (Henry et al., 2005)

Fig. 9. Plot of Ti versus  $Mg/(Mg + Fe)$  for biotite from Toveireh granodiorite (Henry et al., 2005)

(Kranidiotis and Maclean, 1987) دمایی بین ۲۴۵-۲۶۲

درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد.

$$\text{Equation 2: } T(^{\circ}\text{C}) = 106 \text{ Al}^{\text{IV}} + 18$$

#### فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن ماگما به منشأ مواد، موقعیت زمین‌ساختی و عمق تشکیل ماگما بستگی دارد. ماگماهای مشتق شده از رسوبات معمولاً احیایی و گرانیت‌های نوع I اکسیدان هستند

#### تعیین دمای دگرسانی توسط کلریت

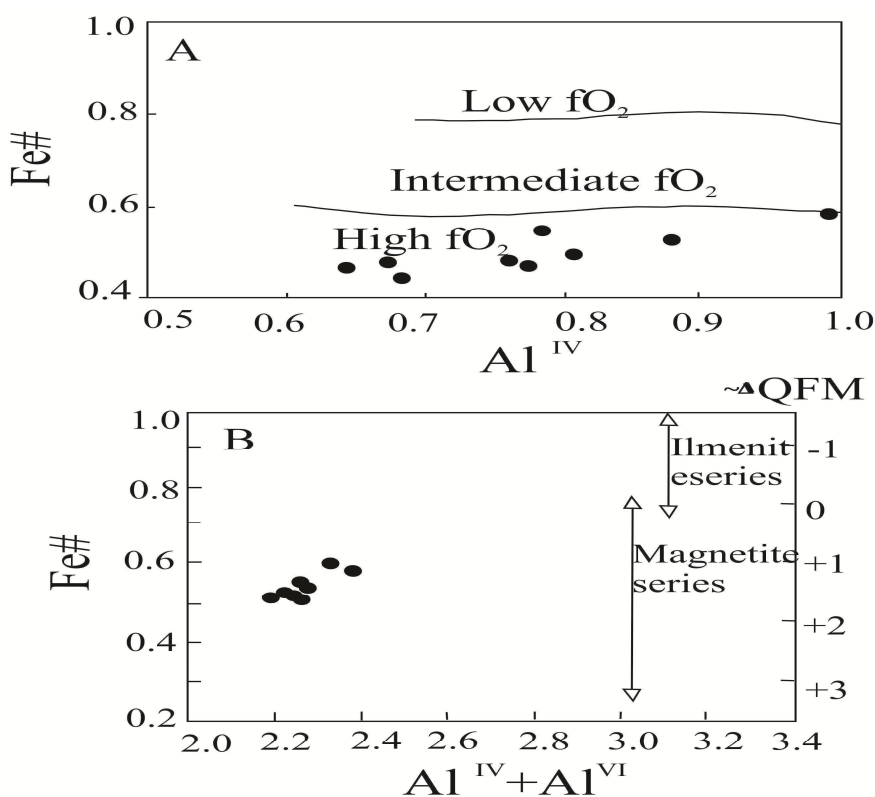
کلریت یک کانی متداول حاصل دگرسانی است که ترکیب شیمیایی آن به دمای تشکیل، فوگاسیته اکسیژن و pH سیال گرمایی بستگی دارد (Deer et al., 1991). ترمومتری‌های مختلفی از کلریت برای تعیین دمای دگرسانی ارائه شده است که همه آنها به مقدار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  بستگی دارد؛ زیرا مقدار  $\text{Al}^{\text{IV}}$  با دمای دگرسانی مرتبط است. محاسبه دمای دگرسانی توسط معادله ۲

(Anderson et al., 2008) نمودار  $Fe\#$  در مقابل  $Al^{IV}$  (Anderson and Smith, 1995) برای آمفیبول‌ها نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن ماگماست (شکل ۱۰-۱۰). مقدار نسبت  $(Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+})$  آمفیبول بین ۰/۲-۰/۴ است که این مقدار نشان‌دهنده بافر QFM (کوارتز+ فایالیت + مگنتیت) است (Clowe et al., 1988; Papoutsas and Pe-piper, 2014). به اعتقاد اندرسون و همکاران (Anderson et al., 2008)، با استفاده از  $Fe\#$  در مقابل  $Al^{IV}+Al^{VI}$  برای بیوتیت می‌توان گرانیتهای گروه ایلمنیت را از گرانیتهای گروه مگنتیت تفکیک کرد. بر این اساس گرانیتهای تویره در میدان گرانیتهای گروه مگنتیت قرار دارد که با حضور مگنتیت در سنگ‌ها و فوگاسیته بالای اکسیژن سازگاری دارد (شکل ۱۰-۱۰). (B)

(Helmy et al., 2004). مجموعه کانی‌شناسی و شیمی کانی سنگ‌ها، اطلاعات مفیدی از شرایط فوگاسیته اکسیژن ماگما فراهم می‌آورد. غنی‌شدگی از منیزیم، وجود پارگاسیت، مگنزیوهورنبلند و بیوتیت‌های غنی از آهن از جمله شواهد فوگاسیته بالای اکسیژن مذاب هستند. وانز (Wones, 1989) پیشنهاد کرد که مجموعه کانی‌های تیتانیت+ مگنتیت+ کوارتز تخمینی از فوگاسیته اکسیژن ماگما ارائه می‌دهد. او معادله زیر را برای این امر پیشنهاد کرد. در این معادله دما برحسب کلوین و فشار بر حسب بار است. مقادیر  $\log fO_2$  به دست آمده از معادله ۳ (جدول ۵) نسبتاً بالاست که با توجه به شواهد کانی‌شناسی به شرایط شدیداً اکسیدان محیط اشاره دارد.

$$\text{Equation 3: } \log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142 (P-1)/T$$

با استفاده از  $Fe\#$  بیوتیت و آمفیبول می‌توان فوگاسیته اکسیژن ماگما را تخمین زد (Anderson and Smith, 1995; )



شکل ۱۰. A: نمودار  $Al^{IV}$  در برابر  $Fe\#$  آمفیبول‌های گرانودیوریت تویره، برگرفته از اندرسون و اشمیت (Anderson and Smith, 1995) و B:

نمودار  $Al^{IV}+Al^{VI}$  در مقابل  $Fe\#$  بیوتیت‌های گرانودیوریت تویره، برگرفته از اندرسون و همکاران (Anderson et al., 2008)

**Fig. 10.** A: Plot of  $Al^{IV}$  versus  $Fe\#$  for biotite from Toveireh granodiorite (Anderson and Smith, 1995), and B: Binary diagram  $Al^{IV} + Al^{VI}$  vs for biotite from Toveireh granodiorite (Anderson et al., 2008)

جدول ۵. نتایج ژئوترموبارومتري و فوگاسيته اكسيژن گرانودیوریت تویره

Table 5. Results of geothermobarometry and Oxygen fugacity for the Toveireh granodiorite.

Sample	Amph Al (total)	T (°C)	P (Kbar)	Log FO <sub>2</sub>
B404	0.866	692	1	-16.85
B403	0.961	727.5	1.57	-15.7
B725	0.717	800	0.4	-15.85
B725	0.832	789	0.22	-12.11

### نتیجه گیری

توده گرانودیوریتی تویره به سن ائوسن میانی در حاشیه غربی خرد قاره شرق-ایران مرکزی و جنوب غرب جندق قرار گرفته است. شواهد پتروگرافی مانند حضور هورنبلند، بیوتیت و نبود کانی‌های دگرگونی و سیلیکات‌های آلومینیم‌دار نشان‌دهنده I-Type بودن این توده نفوذی است. بر اساس ترکیب بیوتیت‌ها، این توده از ماگمایی با ماهیت کالک‌آلکال منشأ گرفته است. ترکیب آمفیبول‌ها و فوگاسیته بالای اکسیژن توده نفوذی در این سنگ‌ها نشان‌دهنده ارتباط آن با محیط‌های فرورانش است. بر اساس ترکیب شیمی کانی بیوتیت و هورنبلند موجود در این توده نفوذی این سنگ‌ها دارای منابع ماگمایی با منشأ مختلط پوسته-گوشته هستند. گرانودیوریت‌های توده نفوذی تویره در عمق کم پوسته (۳/۵ - ۶ کیلومتر) در فشار پایین (۱ - ۲ Kbar) و محدوده دمایی حدود ۷۰۰ - ۸۰۰ درجه

سانتی‌گراد با فوگاسیته نسبتاً بالا ( $+2.0 < \Delta FQM < +1$ ) تشکیل شده‌اند. عمق کم توده نفوذی نشان‌دهنده اهمیت زون‌های برشی در جای‌گیری توده نفوذی است. با توجه به سن توده نفوذی که هم‌زمان با بسته‌شدن زمین‌درزهای ایران مرکزی است، می‌توان این توده را محصول حرکات و گسل‌های کششی پی در پی حرکات فشارشی زمین‌ساختی منطقه، طی فرورانش اقیانوس نئوتیس به زیر پوسته خرد قاره شرق-ایران مرکزی دانست که توسط زون‌های برشی به سطوح بالایی پوسته نفوذ کرده است.

### قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های معاونت تحقیقات و فناوری دانشگاه اصفهان تشکر می‌کنند.

### References

- Abdel-Rahman, A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525-541.
- Aganabati, A., 2004. Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, 586 pp. (in Persian)
- Ague, J.J., 1997. Thermodynamic calculation of emplacement pressures for batholithic rocks, California: Implications for the aluminum-inhornblende barometer. *Geology*, 25(6): 563-566.
- Aistov, L., Melanikov, B., Krivyakin, B., Morozov, L. and Kiristaev, V., 1984. Geology of the Khur area, Central Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report 20, 131 pp.
- Anderson, J.L., 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh*, 87(1-2): 125-138.
- Anderson, J.L., Barth, A.P. and Mazdab, J.L.W.F., 2008. Thermometers and thermobarometers in granitic systems. *Reviews*

- in *Mineralogy and Geochemistry*, 69(1): 121–142.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80(5–6): 549–559.
- Bahktiyari, S., 2005. Atlas of Iran Road 1:1000000. The Institute of Geography and Cartography Gitashenasi of Iran, Tehran, 256 pp. (in Persian)
- Barker, D.S., 1983. *Igneous rocks*. Prentice Hall, New Jersey, 417 pp.
- Castro, A., 2013. Tonalite–granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth-Science Reviews*, 124: 68–95.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8:173–174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489–499.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. and Wyborn, D., 1987. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28(6): 11–38.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Clemens, J.D., Holloway, J.R. and White, A.J.R., 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71(3–4): 317–324.
- Clemens, J.D. and Stevens, G., 2012. What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 135(1): 317–329.
- Clowe, C.A., Popp, R.K. and Fritz, S.J., 1988. Experimental investigation of the effect of oxygen fugacity on ferric-ferrous ratios and unit-cell parameters of four natural clinoamphiboles. *American Mineralogist*, 73(1–2): 487–499
- Collins, W.J., Beams, S.D., White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80(2): 189–200.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., facchini, B., Gregoire, M., O'Reilly, 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., 1991. *An Introduction to Rock forming Minerals*. Longman, London, 969 pp.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 189–202.
- Elliston, J.N., 1984. Rapakivi texture: an indication of the crystallization of hydrosilicates, II. *Earth–Science Reviews*, 22(1): 1–99.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of the trioctahedral micas. United States Geological Survey Professional Paper, 354(B): 11–49.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J. and Frost, C.D., 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11): 2033–2048.
- Frost, C.D. and Frost, B.R., 1997. Reduced rapakivi-type granites: the tholeiite connection. *Geology*, 25(7): 647–650.
- Frost, C.D. and Frost, B.R., 2011. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, 52(1): 39–53.
- Giret, A., Bonin, B. and Léger, J.M., 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *The Canadian Mineralogist*, 18(4): 481–495.
- Hammarstrom, J.M. and Zen, E., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71(11–12): 1297–1313.
- Helmy, H.M., Ahmed, A.F., El Mahallawi, M.M. and Ali, S.M., 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences*, 38(3): 255–268.
- Henry, D.J., Guidotti, C.V. and Thomson, J.A., 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2–3): 316–328.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30(224): 277–292.

- Hibbard, M.J., 1995. *Petrography to petrogenesis*. Prentice Hall, New Jersey, 587 pp.
- 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.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of clac-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72(3–4): 231–239.
- Holton, T., Jamtveit, B. and Meakin, P., 2000. Noise and oscillatory zoning of minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(11): 1893–1904.
- Hyndman, D.W., 1985. *Petrology of Igneous and Metamorphic Rocks*. McGraw- Hill Book Company, New York, 786 pp.
- Jarrar, G.H., 1998. Mineral chemistry in dioritic hornblendite from Wadi Araba, southwest Jordan. *Journal of African Earth Sciences*, 26(2): 285–295.
- Jiang, C.Y. and An, S.Y., 1984. On chemical characteristics of calcic amphiboles from igneous rocks and their petrogenesis significance. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 33(1): 1–9.
- Jiang, Y.H., Jiang, S.Y., Ling, H.F., Zhou, X.R., Rui, X.J. and Yang, W.Z., 1994. Petrology and geochemistry of shoshonitic plutons from the western Kunlun orogenic belt, Xinjiang, northwestern China. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541.
- King, P.L., Chappell, B.W., Allen, C.M. and White, A.J.R., 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 501–514.
- Kranidiotis, P.Y. and MacLean, W.H., 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. *Economic Geology*, 82(7): 898–911.
- Leake, B.E., Woolly, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W.V., Nickel, E.h., Rock, N.M.S., Schmucher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Unungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Youzhi, G., 1997. Nomenclature of Amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3): 623–651.
- Loiselle, M.C. and Wones, D.R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America*, 11(7): 461–468.
- Mahmoodabadi, L., 2009. *Petrography and petrology of Eocene volcanics from southwest of Jandaq (Northeast Isfahan)*. M.Sc. Thesis, University of Isfahan, Isfahan, Iran, 220 pp. (in Persian)
- Nachit, H., Ibhi, A., Abia, E.H. and Ohoud, M.B., 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites. *Copmtes Rendus Geoscience*, 337(16): 1415–1420.
- Offler, R. 1984. Subcalcic, Fe-rich amphiboles in meta-doleites, Glencrock Station, NSW, Australia. *Mineralogical Magazine*, 48(346): 47–52.
- Papoutsas, A. and Pe-Piper, G., 2014. Geochemical variation of amphiboles in A-type granites as an indicator of complex magmatic systems: Wentworth pluton, Nova Scotia, Canada. *Chemical Geology*, 384: 120–134.
- Rajabi, S. and Torabi, G., 2013. Mineralogy and Geochemistry of xenoliths in the Eocene volcanic southwest of the Jandaq. *Journal of Economic Geology*, 5(1): 65–82. (in Persian with English abstract)
- Raymond, L.A., 2002. *Petrology : the study of igneous, sedimentary, and metamorphic rocks*. McGraw-Hill, Boston, 720 pp.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure an experimental calibration of the Al-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110(2–3): 304–310.
- Shabbani, A.T. and Lalonde, A., 2003. Composition of Biotite from Granitic Rocks of the Canadian Appalachian: A potential tectonomagmatic indicator? *The Canadian Mineralogist*, 41(6): 1381–1396.
- Sharkovski, M., Filichev, I., Selivanov, E., Susov, M., Dvoryankin, A., Amidi, S.M. and Davoudzadeh, M., 1984. Tectonic map of

- Anarak, scale: 1/250000, V/O Technoexport. Geological Survey of Iran.
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Samadi, R., 2017. Petrography and mineral chemistry of metamorphosed mantle peridotites of Nain Ophiolite (Central Iran). *Journal of Economic Geology*, 9(1): 57–72. (in Persian with English abstract)
- Sisson, T.W. and Grove, T.L., 1993. Experimental investigation of the role of water in calc-alkaline differentiation and subduction zone magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 113(2): 143–166.
- Takin, M., 1972. Iranian geology and continental drift in the Middle East. *Nature*, 235(5334): 147–150.
- Torabi, G., 2010. Early Oligocene alkaline lamprophyric dykes from the Jandaq area (Isfahan Province, Central Iran): Evidence of Central-East Iranian microcontinent confining oceanic crust subduction. *Island Arc*, 19(2): 277–291.
- Tulloch, A.J. and Challis, G.A., 2000. Paleozoic-Mesozoic plutons from western New Zealand estimated by hornblende-Al geobarometry. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 43(4): 555–567.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wones, D.R., 1989. Significance of the assemblage titanite +magnetite +quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74(7–8): 744–749.
- Zhao, K.D., Jiang, S.Y., Jiang, Y.H. and Wang, R.C., 2005. Mineral chemistry of the Qitianling granitoid and the Furong tin ore deposit in Hunan Province, South China: implication for the genesis of granite and related tin mineralization. *European Journal of Mineralogy*, 17(4): 635–648.
- Zen, E., 1988. Phase relations of peraluminous granitic rocks and their petrogenetic implications. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 16(1) :21–52.
- Zhou, Z.X., 1986. The origin of intrusive mass in Fengshandong, Huibe Province. *Acta Petrologica Sinica*, 2(1): 59–70.



## Petrography and mineral chemistry of the Eocene granodiorites in the Toveireh area (Southwest of Jandaq, Isfahan province)

Masumeh Sargazi and Ghodrat Torabi\*

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Isfahan, Isfahan, Iran

Submitted: Dec. 6, 2016

Accepted: July 10, 2017

**Keywords:** *I-Type granitoid, Granodiorite, Mineral chemistry, Thermobarometry, Eocene, Toveireh, Jandaq*

### Introduction

Granitoids are the most common igneous rocks that are found in all parts of the continental crust and play an important role in the formation and evolution of the Earth's continental crust (Clarke, 1992). Granitoid plutons contain useful information on factors and processes related to their generation and differentiation (Castro, 2013). The wide range of sources and processes that may be involved in the formation of granitoids is reflected in their compositional range. Although yet there is a long way to achieve a consensus about the origin of granite, different interpretations of the geochemical granitoid data represents geological understanding of the complexities of these rocks.

Large parts of Iran and Central - East Iranian Microcontinent (CEIM) structural zone have suffered from the Eocene granitoid magmatism. Toveireh granitoid intrusive body cropped out in the southwest of the Jandaq city (NE of Isfahan Province) and is one of the Eocene granitoid bodies. It is hoped that this mineralogical and petrological research will be useful in understanding the nature of Eocene acidic magmatism of Central Iran.

### Material and methods

Chemical analyses of minerals in the Toveireh granodiorites were carried out by a JEOL JXA-8800R (WDS) electron probe micro-analyzer (EPMA) at the Cooperative Center of Kanazawa University, Kanazawa, Japan. The analyses were

performed under an accelerating voltage of 20 kV and a beam current of 20 nA with a counting time limit of 40 seconds. Natural minerals and synthetic materials were used as standards. The ZAF program was used for data correction. The amounts of Fe<sup>2+</sup> and Fe<sup>3+</sup> contents of minerals were estimated by assuming ideal mineral stoichiometry in structural formula. Mineral abbreviations in petrographic photomicrographs and tables are taken from Whitney and Evans (2010).

### Results and discussion

Petrographic studies show that the Middle Eocene Toveireh granitoid intrusive consists of granodiorite and granite. Granodiorites are coarse grained, mesocratic and have microgranular mafic enclaves in hand specimen. They are composed of plagioclase, amphibole, quartz, orthoclase and biotite. Accessory minerals are zircon, apatite, sphene and magnetite. Chlorite, actinolite, epidote and sericite are present as the secondary minerals. In the study area, the most dominant texture of the granodiorites are granular but graphic, perthite, anti-perthite, anti-rapakivi textures are common. The plagioclase (An<sub>0.8-48</sub>) occurs mainly as medium to coarse grains, subhedral, with zoning and polysynthetic twinning that represent varying degrees of saussuritization. Quartz occurs commonly as medium to fine anhedral grains. Graphic texture intergrowths of quartz and feldspars are present. Graphic texture possibly indicate rapid and simultaneous crystallization of

\*Corresponding authors Email: torabighodrat@sci.ui.ac.ir

quartz and K-feldspar from an under-cooled liquid at shallow depths (Clarke, 1992; Barker, 1983). Hornblende is present as subhedral to anhedral grains and in some cases partly altered to chlorite and actinolite. Biotites are subhedral and sometimes altered to chlorite, titanite and epidote. Based on mineral chemistry data, amphiboles in the investigated plutons are calcic in composition and classify as magnesio-hornblende and actinolite. Amphiboles are characterized by Mg# 0.67 to 0.47 and present geochemical features of subduction zone-related amphiboles. Biotite is characterized by variable and high Fe contents, with Fe#  $[\text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})]$  ratios between 0.52 to 0.60. Using the nomenclature scheme of Foster (1960), they are Mg-biotite, and have composition range of the calc-alkaline granites among the different granitoid suites in discriminative trend defined by Abdel-Rahman (1994). Chlorites are brunsvigite in composition and have negligible  $\text{K}_2\text{O}$  and  $\text{TiO}_2$  but show similar Fe/(Fe+Mg) ratios with amphibole and biotite. Therefore, it can be concluded that they are alteration products of mafic minerals. Chlorite alteration temperature is estimated to be 245 to 262°C from chlorite geothermometry. The chemistry of hornblende and biotite imply that Toveireh granodiorites have I-Type nature and are products of crust-mantle, mixed-source magma crystallization. Barometry calculations of amphiboles indicate that these rocks were emplaced at an average pressure of 1-1.5 kbars corresponding to approximately 3.5-6 Km depth. Plagioclase-amphibole and biotite thermometry suggests an equilibrium temperature of 700 to 800°C. Estimation of Oxygen fugacity

by Fe# of amphibole and biotite indicate high value of Oxygen fugacity ( $+1 < \Delta\text{FQM} < +2.0$ ) and suggest that the Toveireh granitoids belong to the magnetite-series of granites. Petrography and mineral chemistry of the studied rocks indicated their subduction-related tectonic setting.

### Acknowledgments

The authors thank the University of Isfahan and Kanazawa University for financial supports and laboratory facilities.

### References

- Abdel-Rahman, A., 1994. Nature of biotites from alkaline, calcalkaline and peraluminous magmas. *Journal of Petrology*, 35(2): 525–541.
- Barker, D.S., 1983. *Igneous rocks*. Prentice Hall, New Jersey, 417 pp.
- Castro, A., 2013. Tonalite –granodiorite suites as cotectic systems: A review of experimental studies with applications to granitoid petrogenesis. *Earth-Science Reviews*, 124: 68–95.
- Clarke, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall, London, 283 pp.
- Foster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of the trioctahedral micas. *United States Geological Survey Professional Paper*, 354(B): 11-49.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviation for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.