

# کاربرد زمین فشارسنج بیوتیت - آمفیبول به عنوان نشانگر پتانسیل اکتشافی ذخایر مس - آهن در اسکارن پناه‌کوه، غرب یزد

اعظم زاهدی<sup>(۱)\*</sup> و محمد بومری<sup>۲</sup>

۱. دکتری ژئوشیمی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان

تاریخ دریافت: ۹۱/۱۰/۱۱

تاریخ پذیرش: ۹۲/۱۱/۸

## چکیده

نفوذ استوک گراندیوریتی-کوآرتزدیوریت به درون سازند آهکی - دولومیتی جمال منجر به شکل‌گیری اسکارن در منطقه پناه‌کوه گردیده است. اسکارن‌ها در همبری مستقیم توده‌های نفوذی در سنگ‌های کربناتی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های گرانیته پناه‌کوه اساساً متالومینوس و کالکوالکالن بوده و ویژگی‌های گرانیته‌نئید نوع I را نشان می‌دهند. درشت بلورهای بیوتیت و آمفیبول فراوان‌ترین کانی آبدار در گرانیته پناه‌کوه هستند. تجزیه شیمیایی بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های گرانیته پناه‌کوه نشان داد که مقدار آلومینیم کل در آن‌ها می‌تواند به عنوان یک نشانگر مفید برای تمایز بین سنگ‌های گرانیته کانه‌زا و غیر کانه‌زا به کار رود. تطابق مثبت بین مقدار آلومینیم کل و فشار تشکیل سنگ‌های گرانیته با استفاده از زمین‌فشارسنج‌های بیوتیت و هورنبلند مشاهده می‌شود. این واقعیت نشان می‌دهد که مقدار آلومینیم کل بیوتیت و هورنبلند برای تخمین فشار سنگ‌شدگی سنگ‌های گرانیته می‌تواند مفید واقع گردد. بر اساس زمین‌فشارسنج‌های بیوتیت و آمفیبول به دست آمده می‌توان تخمین زد که کانسار اسکارنی آهن-مس پناه‌کوه در فشار ۱ تا ۲ کیلو بار مشابه دیگر کانسارهای آهن - مس یا کوگی، کامایشی و تانازاوا در ژاپن شکل گرفته است؛ بنابراین زمین‌فشارسنج‌های بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های گرانیته می‌تواند به عنوان یک ردیاب مفید در اکتشاف ذخایر اسکارنی وابسته به سنگ‌های گرانیته مورد استفاده قرار گیرد.

واژه‌های کلیدی: بیوتیت، زمین فشارسنج، گرانیته، عمق تشکیل، اسکارن.

## مقدمه

فشار را در شکل‌گیری کانسارهای اسکارن تایید می‌کند. نتایج آزمایشگاهی در ارتباط با وابستگی فشار در تفکیک عناصر بین ماگما و محلول‌های ماگمایی نشان داد که علی‌رغم وابستگی شکل‌گیری کانسارهای گرمایی به ترکیب شیمیایی ماگما، عناصر واسطه می‌توانند با کاهش فشار به درون محلول‌های گرمایی تفکیک گردند. فلزاتی نظیر سرب، روی، مس و آهن که معمولاً به شکل کمپلکس‌های کلریدی در سیالات گرمایی محلول هستند، ترجیحاً از ماگما به درون محلول‌های ماگمایی تفکیک می‌گردند و محلول‌های ماگمایی غنی از این فلزات اغلب در محیط‌های

بسیاری از اسکارن‌های متاسوماتیک در هاله‌های دگرگونی گرانیته‌نئیدها تشکیل می‌شوند و روابط ژنتیکی مشخصی را با تاریخ جایگزینی گرانیته‌نئیدها نشان می‌دهند. تشکیل کانسارها به عوامل متعددی بستگی دارد که عمق تشکیل یکی از این عوامل است. بررسی‌های Shimizu and Shimazaki (1981) نشان داد که کانسارهای سرب و روی در عمق کمتر از یک کیلو بار تشکیل می‌گردند در حالی که کانسارهای مس - آهن در عمق یک تا دو کیلو بار شکل می‌گیرند. نتایج آزمایشگاهی نیز اهمیت

\* نویسنده مرتبط zahedi.geochemistry@gmail.com

شتاب‌دهنده ۱۵kV و جریان اشعه‌ای  $2 \times 10^{-8}$  amp در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه یاماگاتا در کشور ژاپن تجزیه شدند. تجزیه فلورسانس پرتو ایکس در سنگ‌های گرانیتی نیز در دانشگاه یاماگاتا در ژاپن انجام گردید. برای محاسبه فرمول ساختاری کانی‌ها و محاسبه کاتیون‌ها در کانی‌های بیوتیت و آمفیبول از روش (Deer et al., 1995) استفاده گردید.

### زمین‌شناسی منطقه

بیش‌ترین اسکارن‌ها و کانسارهای اسکارنی در غرب استان یزد مرتبط با سنگ‌های نفوذی اسیدی به سن الیگومیوسن هستند. (Zarasvandi et al., 2007) منطقه غرب و جنوب غرب یزد، رخنمون‌های وسیعی از کربنات‌های مزوزوئیک را در برمی‌گیرد که توسط گرانیتوئیدهای الیگومیوسن مورد نفوذ واقع شده است و منجر به رخداد اسکارن‌زایی در منطقه گردیده است. منطقه پناه‌کوه در ۶۰ کیلومتری غرب شهر یزد در بخشی از منطقه معدنی تفت قرار گرفته که توسط کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر قطع گردیده است. اسکارن‌زایی در منطقه پناه‌کوه در بخش‌های آهکی سازند جمال رخ داده است. منطقه مورد بررسی بخشی از منطقه خضرآباد محسوب می‌شود که سنگ‌چینه‌شناختی ترکیبی آن به همراه موقعیت اسکارن‌ها و نفوذی‌های مرتبط با آن در شکل ۱ ارائه شده است. به طور کلی منطقه مورد بررسی متشکل از طیف وسیعی از واحدهای رسوبی پرکامبرین تا ترشیاری است که توسط سنگ‌های نفوذی قطع گردیده است. قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه، شامل سازند کهر و دولومیت سلطانیه است که پی‌سنگ منطقه را تشکیل داده است. جوان‌ترین واحدهای زمین‌شناختی منطقه را آبرفت‌ها، کنگلومرا و همچنین تراورتن‌های عهد حاضر که هم‌اکنون از چشمه‌های تراورتن ساز در حال نهشته شدن است، تشکیل می‌دهند. ائوسن در این منطقه با تشکیل کنگلومرای کرمان شروع می‌شود و سپس با خروج سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در امتداد گسل دهشیر - بافت ادامه می‌یابد. این واحدهای آتشفشانی توسط گرانیتوئیدهای الیگومیوسن قطع گردیده است. گنبد آتشفشانی نئوژن در شرق منطقه مهم‌ترین ولکانیسم نئوژن را تشکیل می‌دهد (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱) که نفوذ محلول‌های گرمابی حاصل از آن سبب کانه‌زایی مس - آهن در دولومیت‌های سازند سلطانیه گردیده است (شریفی، ۱۳۸۷).

### سنگ‌نگاری

معمولا در اسکارن پناه‌کوه مانند دیگر کانسارهای اسکارنی، برون اسکارن نسبت به درون اسکارن از گسترش بیشتری برخوردار است، زیرا سنگ‌های دیواره کربناتی نسبت به سنگ‌های نفوذی از انحلال‌پذیری بیشتری برخوردارند و توسط سیالات گرمابی تقریبا اسیدی به راحتی جانشین می‌شوند؛ در حالی که سنگ‌های سیلیکاته تقریبا سخت و انحلال‌ناپذیر هستند (Einaudi et al., 1981). در منطقه پناه‌کوه کانه‌زایی اصلی در زون برون اسکارن رخ داده است و نسبت بالای برون اسکارن به درون

کم‌عمق از سنگ‌های گرانیتی جدا می‌گردد؛ بنابراین زمانی که ماگماهای گرانیتی در محیط‌های کم عمق جایگزین می‌شوند کانسارهای گرمابی شکل می‌گیرند. همچنین تفکیک کلر بین ماگما و محلول‌های ماگمایی به طور مشخصی بستگی به فشار دارد. کلر ترجیحا در فشارهای کمتر از ۱ تا ۱/۵ کیلوبار در ماگما باقی می‌ماند و سرانجام محلول‌های ماگمایی با شوری بالا همراه با پتاسیل کانه‌زایی شدید از ماگما حاصل می‌شود (Nakano and Urabe, 1989; Shinohara, 2003)؛ بنابراین عمق سنگ‌شدگی ماگما، تاثیر چشمگیری بر روی شکل‌گیری کانسارهای گرمابی دارد. تجزیه شیمیایی بیوتیت و آمفیبول در سنگ‌های گرانیتی در مناطق متعدد در ژاپن نشان داد که مقدار آلومینیم کل ( $T_{Al}$ ) با نوع فلز همراه با کانسارهای اسکارن تغییر می‌کند به طوری که نوع کانه‌زایی با افزایش در مقدار آلومینیم کل بیوتیت به صورت زیر تغییر می‌کند (Uchida et al., 2007): کانسارهای سرب-روی و مولیبدن > کانسارهای مس - آهن و قلع > کانسارهای تنگستن > سنگ‌های گرانیتوئیدی فاقد کانه‌زایی. بنابراین مقدار ( $T_{Al}$ ) در بیوتیت و آمفیبول سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به عنوان یک نشانگر مفید در تشخیص سنگ‌های گرانیتی کانه‌زا از غیر کانه‌زا به کار رود. مطالعات سنگ‌نگاری در گرانیتوئید پناه‌کوه نشان داد که کانی‌های هورنبلند و بیوتیت، ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ‌های گرانیتی را تشکیل می‌دهند. با توجه به این که این کانی‌ها به ترتیب دارای ۱/۷۵ و ۴/۳ درصد وزنی آب هستند؛ بنابراین فراوانی میزان هورنبلند و بیوتیت بیانگر این مطلب است که توده گرانیتوئیدی پناه‌کوه دارای بیش از ۴ درصد وزنی آب است و در نتیجه آب کافی برای تشکیل سیالات کانسار زا را دارا می‌باشد. بنابراین بررسی زمین‌شیمی هورنبلند و بیوتیت در توده‌های نفوذی کانسار اسکارنی می‌تواند برای تشخیص توده‌های نفوذی کانه‌زا از توده‌های نفوذی غیر کانه‌زا به کار رود (Shafiei et al., 2008). در این پژوهش روابط بین عمق سنگ‌شدگی سنگ‌های گرانیتی پناه‌کوه و شکل‌گیری کانسار اسکارنی آهن - مس مرتبط با آن بررسی شده و با دیگر کانسارهای اسکارنی در ژاپن مقایسه می‌گردد. بدین منظور در این مطالعه سعی بر این است با استفاده از زمین فشارسنج بیوتیت و آمفیبول به عنوان نشانگر احتمالی فشار بتوان به نوع کانه‌زایی و اهمیت آن در منطقه پی برد.

### روش مطالعه

با بررسی‌های صحرائی و نمونه‌برداری لازم از سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه پناه‌کوه و زون‌های اسکارنی، مقاطع نازک-صیقلی از آن‌ها تهیه شدند. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، از تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌های بیوتیت و هورنبلند استفاده گردیده است تا بتوان با استفاده از زمین‌شیمی این کانی‌ها به اهمیت کانه‌زایی در منطقه پی برد. همچنین از تجزیه فلورسانس پرتو ایکس (XRF) در سنگ‌های گرانیتی برای نشان دادن بعضی از روابط استفاده شده است. عناصر اصلی در بیوتیت و آمفیبول‌ها توسط ابرکاو شگر خودکار مدل JEOL JXA-8600M با ولتاژ

System	Series	Formation	Composite stratigraphic column	Description
Quaternary	Holocene	Un-named	Tr	Quaternary sediments Tr: Travertine
	Pliocene	Subvolcanic dome		⊕ Dacite and quartz-porphry plugs
Tertiary	Miocene	Un-named		Miocene sedimentary rocks
	Eocene-Oligocene	Volcanics and Tuffs	Og	Og: Oligocene granitoids Eocene volcanics
Cretaceous	Lower Cretaceous	Taft		Grey limestone
		Sangestan		Sandstone and Conglomerate
Triassic	Upper Triassic	Nayband		Shale-Sandstone
				Shg: Shir-Kuh batholith
				Shale-Sandstone
				Marble ● Klut skarn
	Middle Triassic	Shotori		Shale-Sandstone
				Dolomite
Lower Triassic	Sorkh shale		Basic lava flows with intercalated laterite	
Permian	Permian	Jamal		Carbonate rocks ● Panah Kuh skarn

شکل ۱. ستون سنگ‌چینه‌شناختی ترکیبی منطقه پناه‌کوه به همراه موقعیت رخدادهای اسکارنی و نفوذی‌های مرتبط با آن‌ها بر اساس مشاهدات صحرایی و نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خضراآباد با تغییرات (حاج ملاعلی، ۱۳۷۱).

همسانگرد همراه با شکستگی‌های فراوان هستند که فضای بین آن‌ها را اکتینولیت و کلسیت پر کرده است (شکل ۳). ترکیب شیمیایی گارنت‌ها تقریباً آندرادیت خالص است (زاهدی و بومری، ۱۳۹۲).

### گارنت پیروکسن اسکارن

گارنت‌های این زون کاملاً بی‌شکل و همسانگرد با ترکیب آندرادیت خالص هستند و در همراهی با کلینوپیروکسن‌های به شدت دگرسان شده یافت می‌شوند (شکل a ۴). آندرادیت در اثر دگرسانی پسرونده به کلریت، اکتینولیت، اپیدوت، کلسیت و مگنتیت تبدیل شده است (شکل b, c ۴). کلینوپیروکسن‌ها و گارنت‌ها به ترتیب به اکتینولیت و مگنتیت تجزیه شده به طوری که تنها قالبی از کلینوپیروکسن باقی مانده است (شکل c, d ۴). اکتینولیتی شدن به طور کامل در کلینوپیروکسن‌ها رخ داده و تشکیل شکل دروغین رخدادی فراگیر است (شکل d ۴).

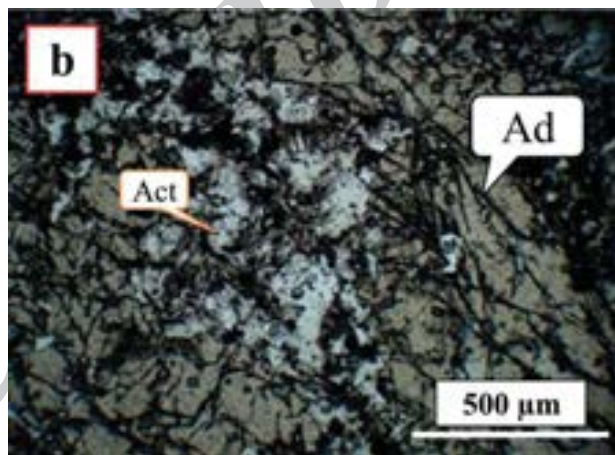
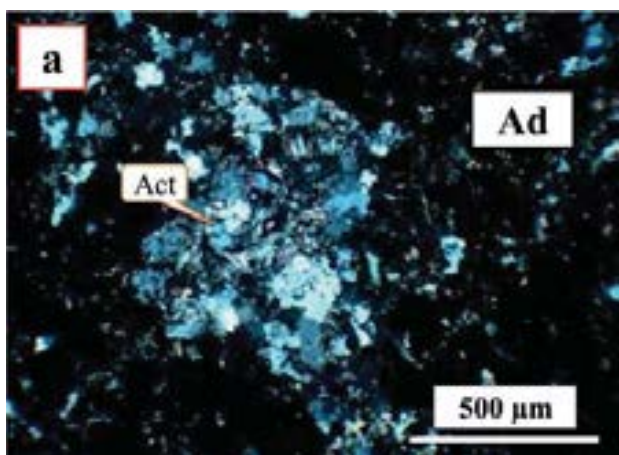
اسکارن می‌تواند گویای عمق کم (کمتر از ۵ کیلومتر) تشکیل اندیس اسکارنی پناه‌کوه باشد که با مطالعات زمین فشارسنجی و میان‌بارهای سیال همخوانی کامل دارد (زاهدی و همکاران ۱۳۹۱). زون برون اسکارن در منطقه پناه‌کوه به دو زون اسکارن کلسیمی و منیزیمی قابل تقسیم‌بندی است. زون اسکارن کلسیمی عمده‌ترین زون را تشکیل داده و خود نیز به دو زون گارنت اسکارن و گارنت - پیروکسن اسکارن تقسیم می‌گردد که به شرح زیر بیان می‌شود.

### گارنت اسکارن

گارنت اسکارن مهم‌ترین بخش زون برون اسکارن را تشکیل داده است و به شکل انباشت‌های لایه‌ای و توده‌ای قابل مشاهده است (شکل ۲). بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری، بیش از ۹۰ درصد انباشت‌های لایه‌ای و توده‌ای از گارنت تشکیل شده است. گارنت‌های موجود در این زون، درشت‌بلور، بی‌شکل و



شکل ۲. تصویر صحرایی گارنت اسکارن‌های منطقه پناه‌کوه به صورت انباشت‌های توده‌ای (a) و لایه‌ای (b) که بیش از ۹۰ درصد گارنت دارند.



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی زون گارنت اسکارن در کانسار پناه‌کوه، فراوانی آندرادیت‌های بی‌شکل و همسانگرد با شکستگی‌های فراوان که فضای بین آن‌ها توسط اکتینولیت به صورت مستقل در همراهی با کوارتز پر شده است (a) نور پلاریزه متقاطع، (b) نور پلاریزه ساده، Ad: آندرادیت؛ Act: اکتینولیت.

قرار می‌گیرند (Leake et al., 1997). حضور آمفیبول‌های کلسیمی در سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه نشان‌دهنده وابستگی این سنگ‌ها به گرانیتوئیدهای نوع I است (White and Chppel, 1983; Leake et al., 1974). بر اساس نمودار (Chppel and White, 1974) ترکیب شیمیایی آمفیبول‌ها از منیزوهورنبلند تا اکتینولیت تغییر می‌کند (شکل ۶).

ترکیب شیمیایی اغلب میکاهای توده گرانیتوئیدی پناه‌کوه بر اساس طبقه‌بندی Forster (1960) از نوع بیوتیت منیزیم‌دار است (شکل ۷). این نوع بیوتیت‌ها در نتیجه تبلور اولیه اکسیدهای آهن و تیتانیوم‌دار است و نشان‌دهنده فوگاسیته بالای اکسیژن است که با حضور فراوان مگنتیت و اسفن اولیه در گرانیتوئید پناه‌کوه (شکل ۵e) و تخمین فوگاسیته بالای اکسیژن توسط آمفیبول تایید می‌گردد.

### زمین فشارسنج بیوتیت

همبستگی مثبت آشکاری بین مقدار آلومینیم کل ( $T_{Al}$ ) در بیوتیت و فشار تشکیل سنگ‌های گرانیتی وجود دارد (شکل ۸).

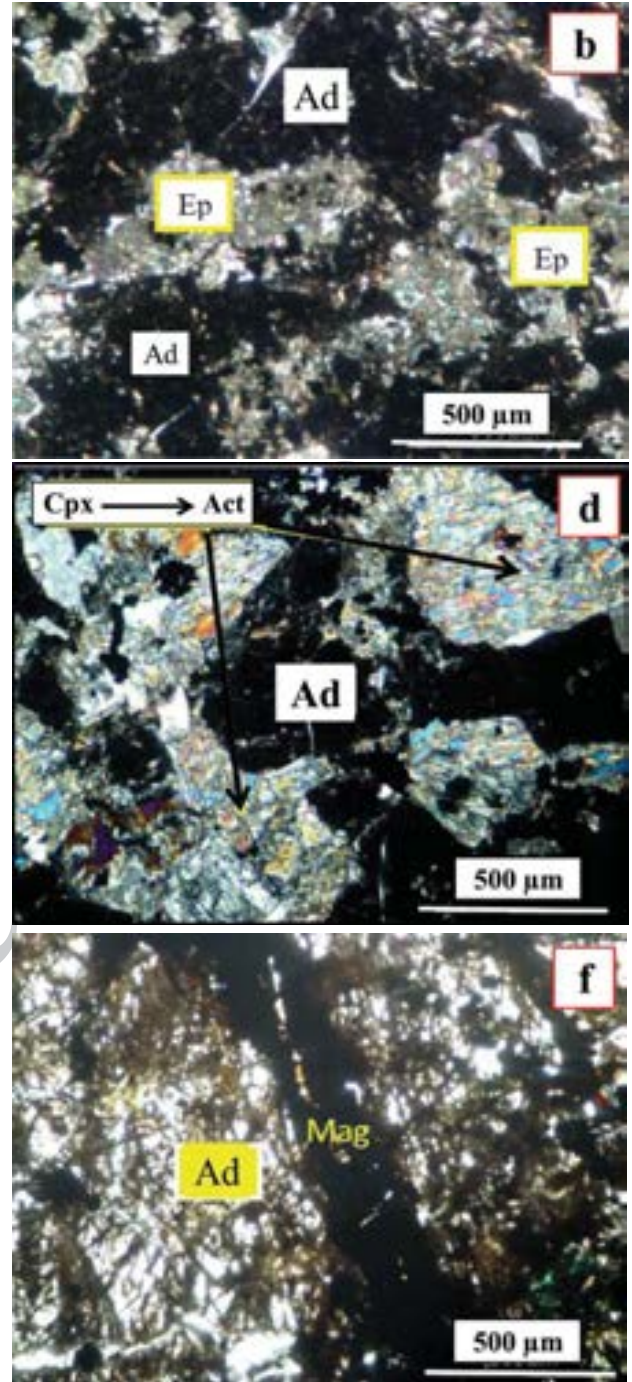
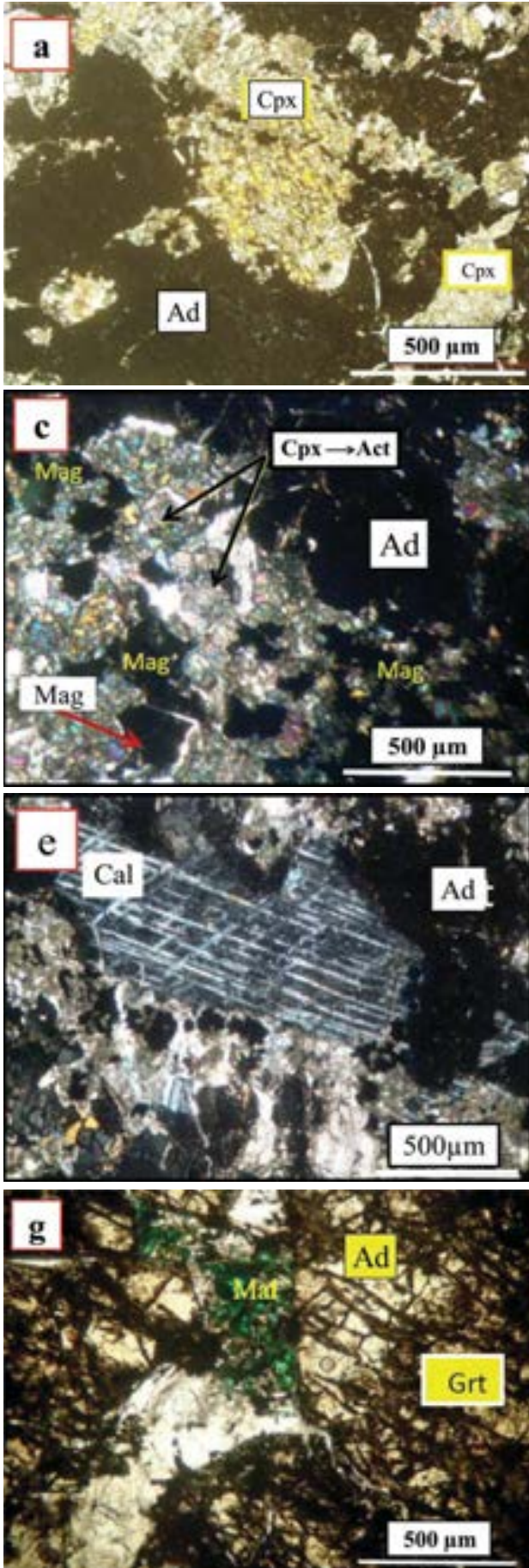
ماکل‌های دگرشکلی کلسیت در این زون، بر اساس رده‌بندی ارائه شده توسط Passchier and Trouw (1996)، دمایی بیش از ۲۰۰ درجه سانتیگراد را نشان داده است (شکل ۴e).

در بررسی‌های کانه‌نگاری، مگنتیت فراوان‌ترین کانه اصلی در اسکارن پناه‌کوه است که به صورت رگچه‌ای، جان‌شینی و افشان مشاهده می‌شود (شکل ۴f). حضور کانی‌های ثانویه مس مانند ملاکیت نشانگر حضور کانی‌های سولفیدی مس‌دار مانند کالکوپریت در اسکارن‌هاست (شکل ۴g).

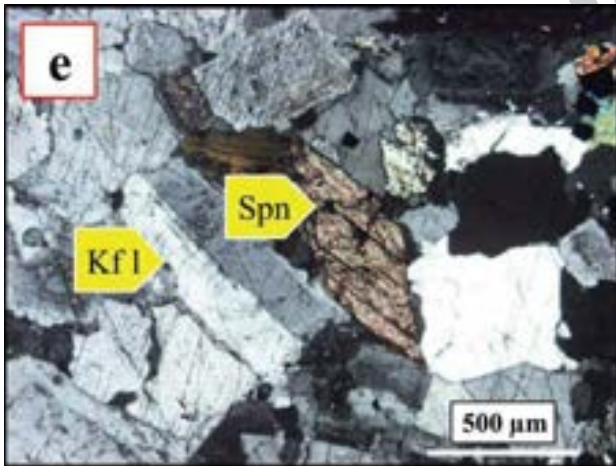
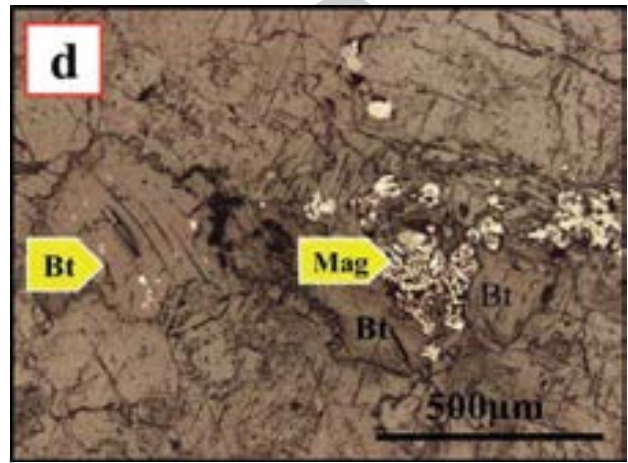
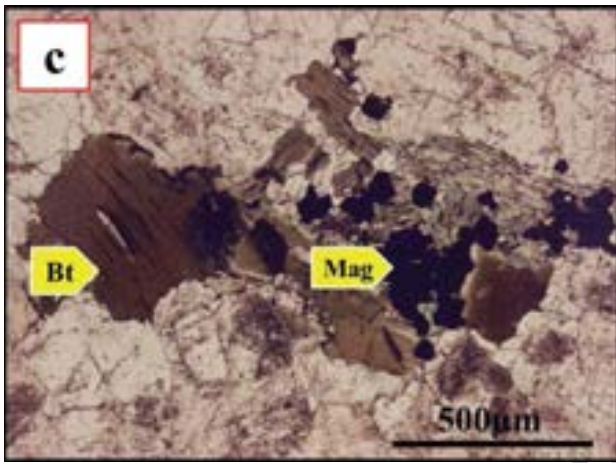
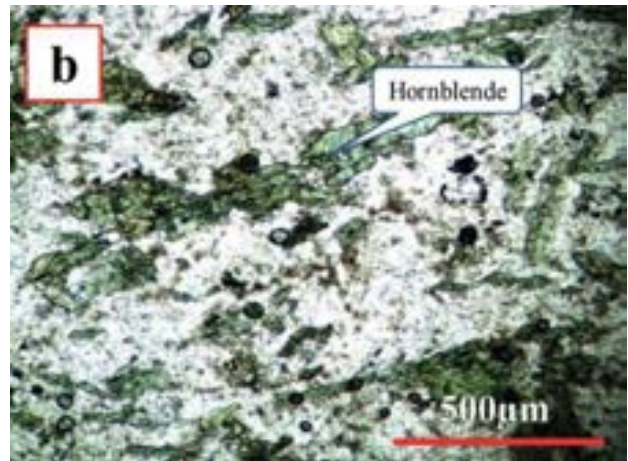
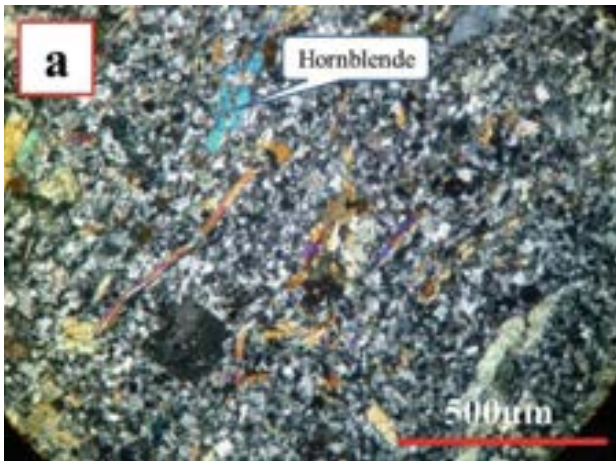
### بحث

#### زمین شیمی بیوتیت و آمفیبول

بیوتیت و آمفیبول فراوان‌ترین کانی‌های فرومنیزین آبدار در توده گرانیتوئیدی پناه‌کوه هستند و تقریباً ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند (شکل ۵). نتایج تجزیه ریزکوالکترونی آمفیبول‌ها و بیوتیت‌ها به ترتیب در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. آمفیبول‌ها در سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه پناه‌کوه با داشتن مقادیر  $Ti < 0.5$  و  $(Na+K)_A < 0.5$  در گروه آمفیبول‌های کلسیمی



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی زون گارنت - پیروکسن اسکارن در کانسار پناه‌کوه: (a) هجوم گارنت‌ها به کلینوپیروکسن‌ها و جانشینی پیروکسن‌ها توسط گارنت در محل تماس، (b) جانشینی گارنت توسط اپیدوت، (c) تبدیل کلینوپیروکسن به اکتینولیت و گارنت‌های آندرادیتی به مگنتیت، (d) شکل دروغین کلینوپیروکسن که کاملاً با آمفیبول رشته‌ای جایگزین شده است (اکتینولیتی شدن)، (e) ماکل دگرشکلی نوع III در کلسیت بر اساس طبقه‌بندی (Passchier and Trouw (۱۹۹۶)، (f) کانه‌زایی مگنتیت به صورت رگچه‌ای یا پرکننده فضای خالی، (g) کانه‌زایی مالاکیت که می‌تواند بیانگر حضور کالکوپیریت در اسکارن‌های پناه‌کوه باشد. (علائم اختصاری نام کانی‌ها: Ad: آندرادیت؛ Act: اکتینولیت؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Ep: اپیدوت؛ Cal: کلسیت؛ Mag: مگنتیت؛ Mal: مالاکیت).



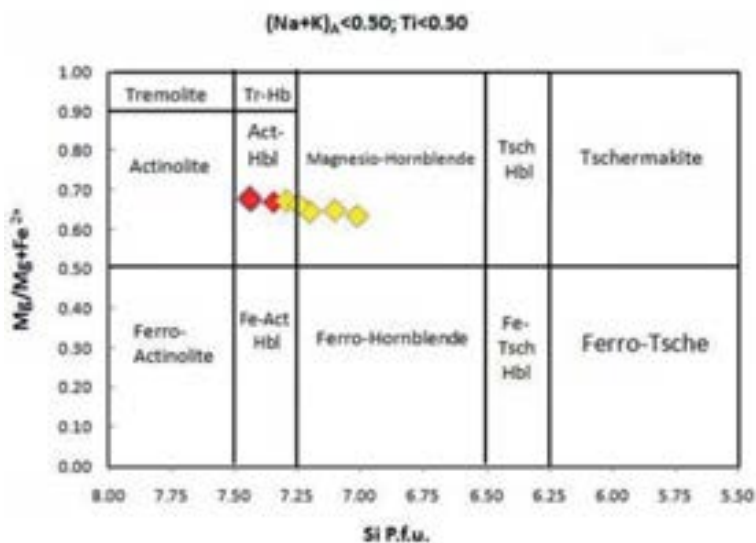
شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از کانی‌های بیوتیت و هورنبلند در گرانیتوئید پناه‌کوه، (a و b) بلورهای سوزنی شکل هورنبلند در زمینه ریزبلورین در نور (c و XPL) و (d و PPI) بلورهای بیوتیت در حال تبدیل شدن به مگنتیت در نور پلاریزه عبوری و انعکاسی، (e) وجود اسفن‌های گوه‌ای شکل اولیه در همراهی با فلدسپات پتاسیم با ماکل کارلسباد.  
(علائم اختصاری نام کانی‌ها: Bt: بیوتیت؛ Kf: فلدسپات پتاسیم؛ Spn: اسفن).

در شکل ۸ برای سنگ‌های گرانیتوئیدی است (Uchida et al., 2007). بر اساس زمین فشارسنج بیوتیت، کانسارهای سرب، روی و مولیبدن در فشار کمتر از یک کیلوبار، کانسارهای مس، آهن و قلع در فشار ۱-۲ کیلوبار، کانسارهای تنگستن در فشار ۲-۳ کیلوبار و سنگ‌های گرانیتی فاقد کانه‌زایی در فشار بالای ۳ کیلوبار شکل می‌گیرند. Shimizu and Shimazaki (1981) با استفاده از زمین فشارسنج اسفالریت نشان دادند که کانسارهای سرب- روی در اعماق کمتر از یک کیلوبار تشکیل می‌شوند در حالی که کانسارهای مس- آهن در محیط‌های عمیق‌تر در فشار

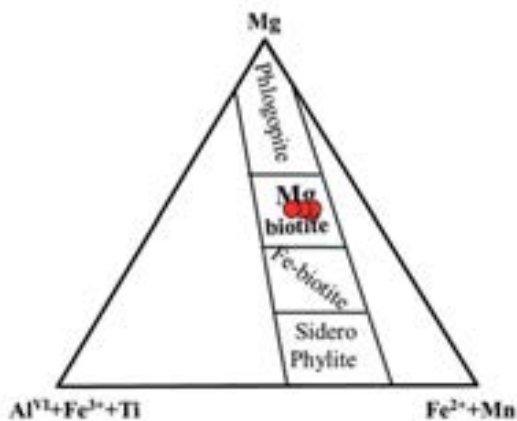
معادله تجربی زیر برای محاسبه فشار محل تشکیل سنگ‌های گرانیتی با استفاده از مقدار  $T_{Al}$  در بیوتیت به دست آمده است (Uchida et al., 2007):

$$P(kb) = 3.03 \times T_{Al} - 6.53 (\pm 0.33)$$

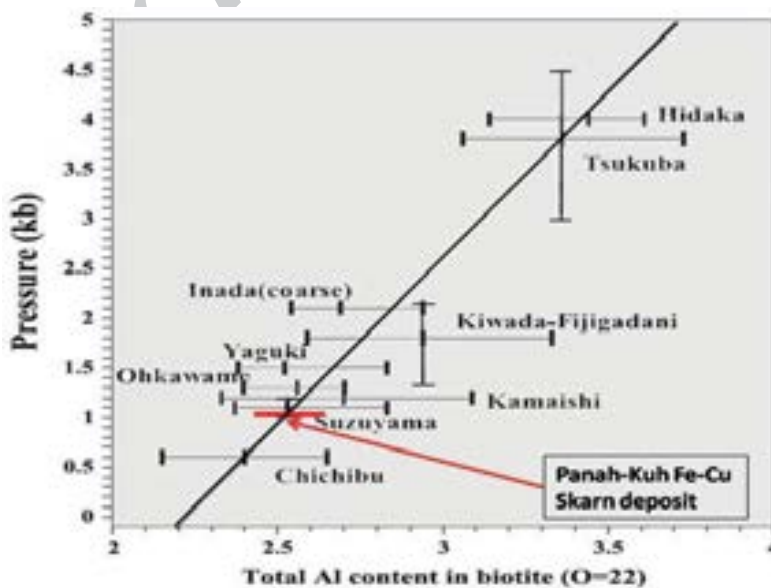
که در آن  $T_{Al}$  نشان‌دهنده مقدار آلومینیم کل در بیوتیت بر اساس ۲۲ اکسیژن است. بر اساس معادله تجربی ذکر شده مقدار فشار تشکیل محاسبه شده برای سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه برابر ۱/۴۶ کیلوبار است که در تطابق کامل با فشار به دست آمده در منحنی کالیبراسیون حاصل از زمین فشارسنجی بیوتیت



شکل ۶. موقعیت ترکیبی آمفیبول‌ها در گرانیتوئید پناه‌کوه در نمودار تقسیم‌بندی آمفیبول‌های کلسیمی (Leake et al., 1997).



شکل ۷. موقعیت ترکیبی میکاها در گرانیتوئید پناه‌کوه بر اساس ترکیب شیمیایی (Forster, 1960).



شکل ۸. فشار تشکیل گرانیتوئید پناه‌کوه بر اساس منحنی کالبراسیون زمین فشارسنج بیوتیت برای سنگ‌های گرانیتی (Uchida et al., 2007). همان طور که نمودار نشان می‌دهد فشار تشکیل گرانیتوئید پناه‌کوه بین ۱/۴ - ۰/۸ کیلوپار تغییر می‌کند.

جدول ۱. نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی هورنبلند در سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه.

Points	P-Am-1	P-Am-2	P-Am-3	P-Am-4	P-Am-5	P-Am-6	P-Am-7	P-Am-8	P-Am-9	P-Am-10	P-Am-11	P-Am-12	P-Am-13
<b>Oxide composition (wt. %)</b>													
SiO <sub>2</sub>	38.88	48.89	50.38	49.98	50.54	49.30	50.99	52.01	46.99	46.68	45.95	46.25	45.53
TiO <sub>2</sub>	1.26	1.15	0.77	1.03	0.94	0.89	0.67	0.51	1.20	1.10	1.17	1.18	1.07
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.20	6.57	5.21	5.75	5.43	7.17	4.71	4.54	8.40	8.62	8.94	9.07	8.96
FeO	10.92	13.79	13.00	14.11	13.67	11.76	13.44	12.75	15.57	16.06	16.55	16.24	16.67
MnO	0.32	0.40	0.39	0.43	0.34	0.29	0.35	0.37	0.38	0.33	0.32	0.42	0.34
MgO	10.61	14.21	15.02	14.52	15.19	15.63	15.26	15.51	12.78	12.94	12.57	12.54	12.30
CaO	10.52	11.35	11.78	11.41	11.36	12.16	11.78	11.67	11.40	11.63	11.67	11.37	11.76
Na <sub>2</sub> O	1.67	1.75	1.17	1.59	1.53	1.46	1.14	1.08	1.60	1.60	1.63	1.71	1.64
K <sub>2</sub> O	0.90	0.51	0.61	0.58	0.51	0.55	0.49	0.49	0.80	0.70	1.06	0.99	0.98
BaO	0.06	0.03	0.02	0.03	0.00	0.09	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Cl	0.14	0.08	0.08	0.06	0.07	0.10	0.05	0.04	0.08	0.11	0.10	0.09	0.10
F	0.07	0.47	0.33	0.54	0.49	0.75	0.44	0.39	0.28	0.19	0.34	0.37	0.44
OH	1.50	1.72	1.79	1.71	1.74	1.62	1.76	1.79	1.79	1.83	1.75	1.75	1.70
~O	0.06	0.22	0.16	0.24	0.22	0.34	0.20	0.17	0.14	0.11	0.17	0.18	0.21
Total	81.99	100.70	100.40	101.48	101.58	101.43	100.97	101.01	101.14	101.69	101.89	101.81	101.30
<b>Number of cations on the basis of 23 oxygens</b>													
Si	7.01	7.10	7.29	7.20	7.25	7.05	7.34	7.44	6.87	6.81	6.73	6.76	6.72
Ti	0.17	0.13	0.08	0.11	0.10	0.10	0.07	0.06	0.13	0.12	0.13	0.13	0.12
Al(IV)	0.82	0.77	0.62	0.69	0.65	0.85	0.58	0.50	1.00	1.07	1.14	1.11	1.16
Al(VI)	0.29	0.35	0.27	0.29	0.26	0.35	0.22	0.26	0.45	0.41	0.40	0.45	0.39
Al Total	1.11	1.12	0.89	0.98	0.92	1.21	0.80	0.76	1.45	1.48	1.54	1.56	1.56
Fe	1.65	1.68	1.57	1.70	1.64	1.41	1.62	1.53	1.90	1.96	2.03	1.98	2.06
Mn	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04
Mg	2.85	3.08	3.24	3.12	3.25	3.33	3.28	3.31	2.79	2.81	2.74	2.73	2.71
Ca	2.03	1.77	1.83	1.76	1.74	1.86	1.82	1.79	1.79	1.82	1.83	1.78	1.86
Na	0.58	0.49	0.33	0.44	0.42	0.40	0.32	0.30	0.45	0.45	0.46	0.48	0.47
K	0.21	0.09	0.11	0.11	0.09	0.10	0.09	0.09	0.15	0.13	0.20	0.18	0.18
Ba	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cl-mol	0.04	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02
F-mol	0.04	0.21	0.15	0.25	0.22	0.34	0.20	0.18	0.13	0.09	0.16	0.17	0.21
OH-mol	1.92	1.77	1.83	1.74	1.76	1.64	1.79	1.81	1.85	1.88	1.82	1.80	1.77
Mg/(Mg+Fe)	0.63	0.65	0.67	0.65	0.66	0.70	0.67	0.68	0.59	0.59	0.58	0.58	0.57



جدول ۲- نتایج تجزیه ریزکاو الکترونی بیوتیت در سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه.

Points	P-Bi-1	P-Bi-2	P-Bi-3	P-Bi-4	P-Bi-5	P-Bi-6	P-Bi-7	P-Bi-8	P-Bi-9	P-Bi-10	P-Bi-11
<b>Oxide composition (wt. %)</b>											
SiO <sub>2</sub>	40.45	40.61	40.05	40.61	40.34	40.73	41.63	38.75	39.03	39.19	39.09
TiO <sub>2</sub>	2.95	2.81	2.76	2.87	2.89	2.76	3.56	3.70	3.65	3.75	2.88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	14.41	14.33	14.31	14.74	14.78	15.01	13.38	14.28	14.20	14.14
FeO	16.71	17.83	18.09	17.19	17.88	13.46	16.94	17.57	19.02	17.90	18.37
MnO	0.11	0.22	0.19	0.18	0.22	0.18	0.23	0.25	0.30	0.25	0.33
MgO	13.77	13.71	13.57	13.55	13.79	16.30	13.49	13.75	13.42	13.43	13.74
CaO	0.02	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.05	0.07	0.05	0.03	0.06	0.07	0.10	0.10	0.04	0.10
K <sub>2</sub> O	7.23	6.87	6.81	6.63	6.73	7.58	8.23	9.22	8.83	8.31	8.85
BaO	0.00	0.06	0.05	0.11	0.08	0.26	0.36	0.28	0.25	0.21	0.21
Cl	0.20	0.19	0.21	0.20	0.20	0.19	0.07	0.14	0.06	0.09	0.05
F	0.70	0.75	0.61	0.55	0.58	1.12	0.27	0.53	0.34	0.74	0.53
OH	1.49	1.48	1.52	1.55	1.55	0.86	1.72	1.29	1.61	1.22	1.43
Total	97.72	98.67	97.98	97.53	98.76	97.77	101.45	98.68	100.72	99.00	99.48
<b>Number of cations on the basis of 22 oxygens</b>											
Si	6.20	6.19	6.16	6.23	6.14	5.88	5.90	6.01	5.69	5.76	5.75
Ti	0.34	0.32	0.32	0.33	0.33	0.30	0.38	0.43	0.40	0.41	0.32
Al(IV)	1.46	1.49	1.52	1.44	1.53	1.82	1.72	1.55	1.91	1.83	1.93
Tet-Total	1.14	1.10	1.08	1.15	1.11	0.69	0.79	0.89	0.55	0.63	0.53
Al -Total	2.60	2.59	2.60	2.59	2.64	2.51	2.51	2.45	2.46	2.46	2.45
Fe	2.14	2.27	2.33	2.21	2.28	1.62	2.01	2.28	2.32	2.20	2.26
Mn	0.01	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04
Mg	3.15	3.11	3.11	3.10	3.13	3.51	2.85	3.18	2.92	2.94	3.02
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	1.40	1.49	1.83	1.64	1.56	1.66
Na	1.41	1.34	1.34	1.30	1.31	0.02	0.02	0.03	0.03	0.01	0.03
Ba	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Cl-mol	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.10	0.03	0.07	0.03	0.05	0.02
F-mol	0.34	0.36	0.30	0.27	0.28	1.02	0.24	0.52	0.31	0.69	0.49
OH-mol	1.61	1.59	1.65	1.68	1.67	0.88	1.72	1.41	1.66	1.27	1.48
Mg/(Mg+Fe)	0.59	0.58	0.57	0.58	0.58	0.68	0.59	0.58	0.56	0.57	0.57

جدول ۳. نتایج تجزیه XRF برای تعیین عناصر اصلی (%Wt) در گرانیتوئید پناه‌کوه.

Rock type	Granite				Hornblende	Granodiorite				Granodiorite dykes	Hornblende Diorite
	M-27	M-14-3	M-26	M-1-3	M-8	M-15-3	M-25	M-17-3	M-18	M-3-3	M-13-2
SiO <sub>2</sub>	70.76	69.37	69.69	70.01	69.54	68.58	68.65	69.30	68.96	69.63	62.37
TiO <sub>2</sub>	0.315	0.344	0.324	0.352	0.356	0.356	0.374	0.329	0.341	0.322	0.669
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.02	15.91	15.74	15.33	15.46	16.04	15.96	16.13	15.85	16.12	16.23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.81	1.7	1.8	1.8	1.7	1.9	1.8	1.8	1.8	1.8	2.2
FeO	0.4	0	0.2	0.5	0	1	0.8	0.6	0.5	0.5	1.5
FeOt	2.21	1.67	2.03	2.30	1.73	2.87	2.65	2.46	2.36	2.32	3.64
MnO	0.01	0.023	0.02	0.03	0.031	0.035	0.033	0.021	0.028	0.023	0.074
MgO	0.95	1.10	1.05	1.24	1.60	1.31	1.25	1.09	1.22	1.45	2.70
CaO	2.14	3.14	2.67	2.63	3.94	3.06	3.11	2.34	2.95	2.27	5.79
Na <sub>2</sub> O	4.18	3.63	4.29	4.57	4.51	5.20	5.04	5.38	4.96	5.44	5.73
K <sub>2</sub> O	4.57	5.64	4.57	4.09	3.57	3.28	3.58	3.26	3.44	2.96	2.39
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.085	0.104	0.085	0.091	0.114	0.108	0.098	0.090	0.098	0.098	0.193
Mg/(Mg+Fe)	0.43	0.65	0.52	0.53	0.94	0.45	0.48	0.45	0.53	0.63	0.72
A/CNK	1.47	1.28	1.36	1.35	1.28	1.38	1.36	1.46	1.39	1.5	1.66
Total	101.24	100.93	100.65	100.8	100.85	100.84	100.72	100.30	100.21	100.63	99.79

علامت اختصاری:  $A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$

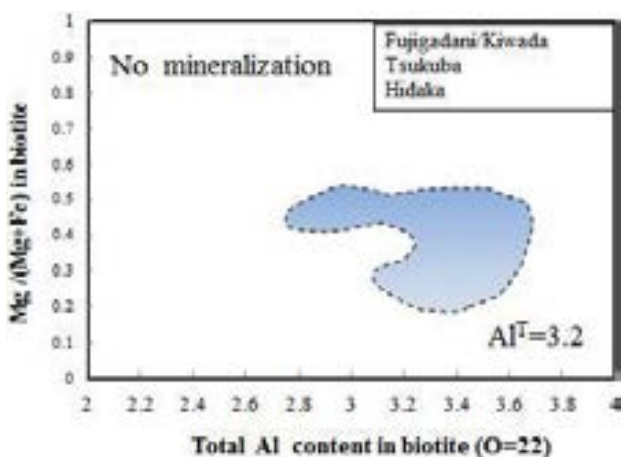
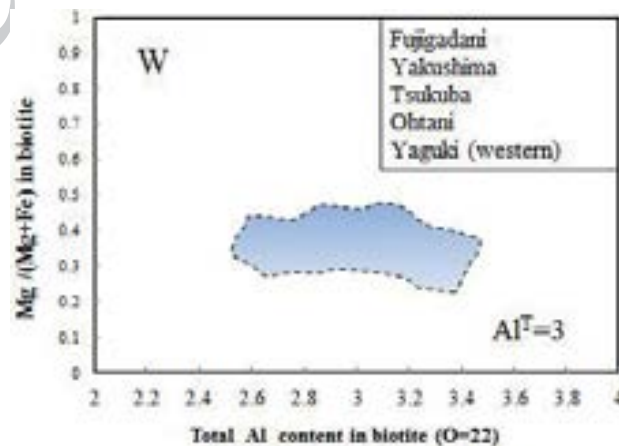
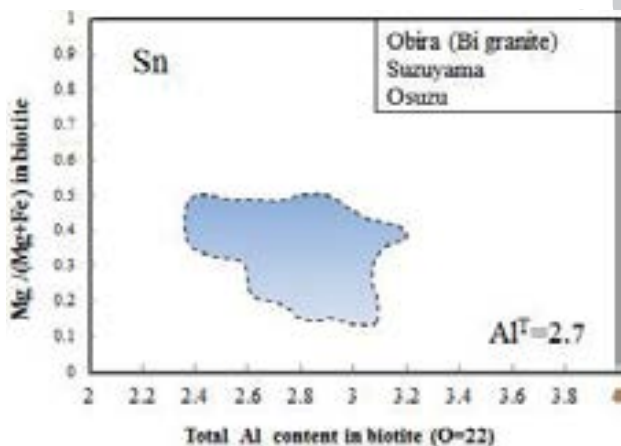
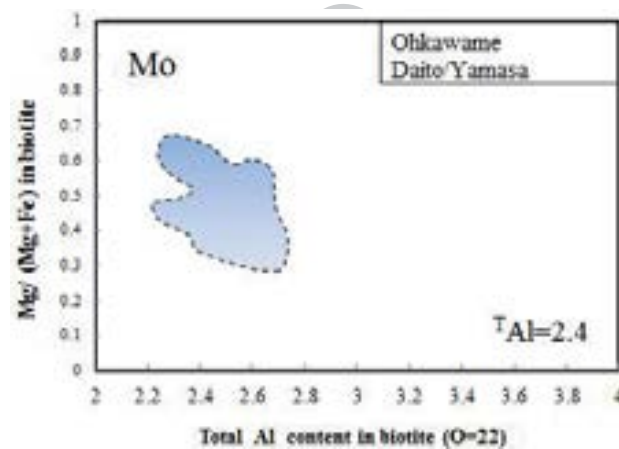
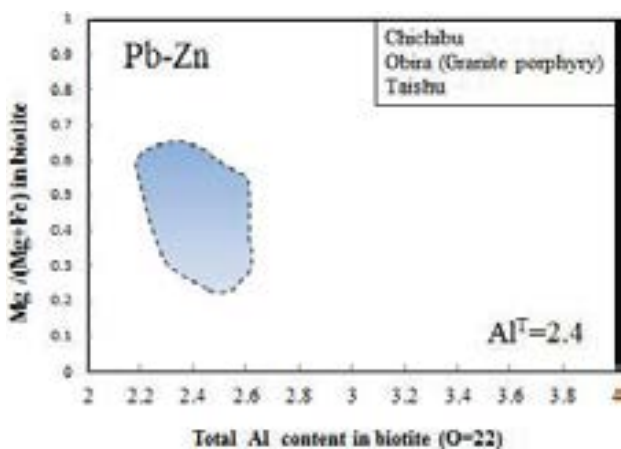
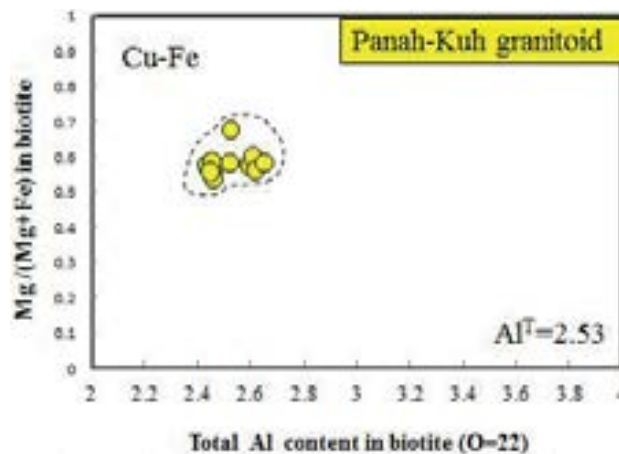
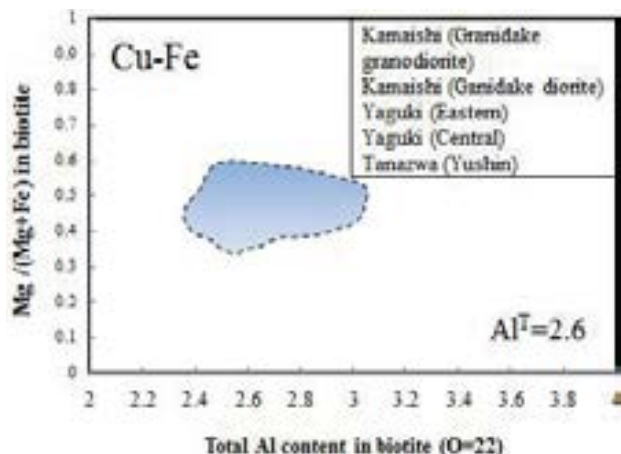
با گرانیتوئیدهای مرتبط با مس - آهن کامایشی، یاگوکی و تانازاوا در ژاپن است، بنابراین اسکارن پناه‌کوه می‌تواند از نظر پتانسیل کانه‌زایی مس - آهن حائز اهمیت باشد (شکل ۹). کانسارهای آهن و مس در منطقه پناه‌کوه به صورت رگه‌ای تشکیل شده است و محیط‌های کم عمق برای تشکیل آن در نظر گرفته می‌شود که با مقدار پایین  $T_{Al}$  در بیوتیت موجود در سنگ‌های گرانیتی وابسته همخوانی کامل دارد.

وابستگی بین  $T_{Al}$  در بیوتیت و شاخص اشباع شدگی آلومینیم،  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  در سنگ‌های گرانیتی (جدول ۳) مرتبط با کانه‌زایی و فاقد کانه‌زایی توسط Uchida et al., (2007) مطالعه شده است (شکل ۱۰). تقریباً سنگ‌های گرانیتی همراه با تمام کانسارهای فلزی نظیر سرب-روی، مولیبدن، مس - آهن، قلع و تنگستن در نسبت‌های مولی متفاوتی از  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  یافت می‌شوند. بر اساس نمودار شکل ۱۰ گرانیتوئیدهای مرتبط با کانسارهای مس و آهن دارای مقادیر آلومینیم کل برابر ۲/۸-۲/۵ و اندیس اشباع‌شدگی آلومینیم برابر ۱/۲-۰/۸ هستند که قابل قیاس با گرانیتوئید اسکارنی آهن - مس پناه‌کوه هستند.

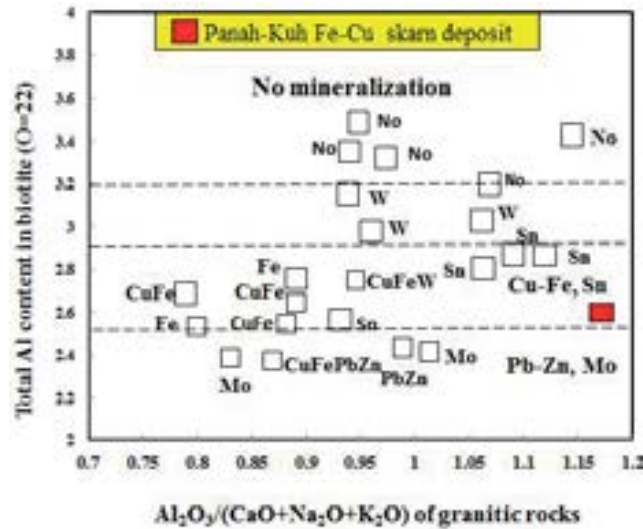
یک تا دو کیلوپار تشکیل می‌گردند. بر این اساس با توجه به عمق جایگزینی گرانیتوئید پناه‌کوه در اعماق یک تا دو کیلومتری می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه نیز دارای پتانسیل کانه‌زایی مس و آهن هستند.

تعیین نوع کانسار گرمابی با استفاده از زمین فشارسنج بیوتیت جهت تعیین نوع کانه‌زایی از روابط بین  $T_{Al}$  و نسبت مولی  $Mg/(Mg+Fe)$  در بیوتیت‌های موجود در گرانیتوئیدهای متعدد در ژاپن، همراه با مشخص نمودن نوع فلز جهت مقایسه با سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه استفاده شده است (شکل ۹). بر این اساس مقدار  $T_{Al}$  در بیوتیت سنگ‌های گرانیتی با افزایش عمق تشکیل افزایش می‌یابد و به عنوان یک نشانگر برای تخمین فشار سنگ‌شدگی استفاده می‌گردد. همان گونه که در نمودارها مشخص است مقادیر میانگین  $T_{Al}$  در سنگ‌های گرانیتی مرتبط با کانسارهای سرب، روی و مولیبدن پایین است و با افزایش عمق سنگ‌شدگی سنگ‌های گرانیتی به ترتیب زیر افزایش می‌یابد:

سنگ‌های گرانیتی مرتبط با کانسار سرب، روی و مولیبدن > مس، آهن و قلع > تنگستن > سنگ‌های گرانیتی فاقد کانه‌زایی. در این مقایسه روند پراکندگی نمونه‌ها و مقادیر  $T_{Al}$  در بیوتیت‌های گرانیتوئیدی منطقه پناه‌کوه ( $T_{Al} = 2.53$ ) تقریباً مشابه



شکل ۹. مقایسه نسبت  $Mg/(Mg + Fe)$  در مقابل  $T_{Al}$  در بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای متعدد در ژاپن با بیوتیت‌های گرانیتوئیدهای پناه‌کوه جهت تعیین نوع کانسار گرمابی (برگرفته از Uchida et al., 2007). همان طور که مشاهده می‌شود گرانیتوئیدهای مورد بررسی بیشترین همخوانی را با گرانیتوئیدهای اسکارنی مس - آهن نشان می‌دهند (میدان‌های نشان داده شده بر روی تصاویر محدوده‌های ترکیبی گرانیتوئیدهای متعدد در ژاپن هستند).



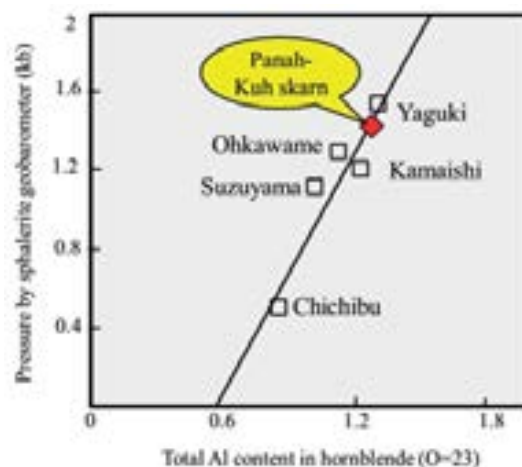
شکل ۱۰. روابط بین نسبت مولی  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  در سنگ‌های گرانیتی و مقدار آلومینیم کل بیوتیت جهت تعیین نوع کانه‌زایی (Uchida et al., 2007). بر اساس این نمودار، گرانیتوئید پناه‌کوه قرابت ترکیبی نزدیکی با توده‌های نفوذی مرتبط با کانسارهای اسکارنی مس- آهن نشان می‌دهد.

فشار است. در فشار کمتر از ۲ کیلو بار زمین فشارسنج هورنبلند با استفاده از زمین فشارسنج اسفالریت توسط (Uchida et al., 2007) کالیبره شده است (شکل ۱۱). با استفاده از این زمین فشارسنج، فشارهای تشکیل برای کانسارهای مس- آهن یا گوکی، مولیبدن اهاکامی، مس- آهن کامایشی، مس، آهن، سرب و روی چچیو و کانسار قلع سوزویاما به ترتیب  $1/5$ ،  $1/3$ ،  $1/2$ ،  $1/6$  و  $1/2$  - ۱ تخمین زده شده است (Shimizu and Shimazaki, 1981; Shimizu, 1986).

بر اساس روابط مقدار آلومینیم کل در هورنبلند موجود در سنگ‌های گرانیتی و فشار تشکیل محاسبه شده با استفاده از زمین فشارسنج اسفالریت توسط (Uchida et al., 2007) می‌توان چنین نتیجه‌گیری نمود که فشار تشکیل سنگ‌های گرانیتوئیدی پناه‌کوه تقریباً  $1/5$  کیلو بار است که قابل مقایسه با کانسار مس- آهن یا گوکی و کامایشی در ژاپن است (شکل ۱۱).

### زمین فشارسنج هورنبلند

زمین فشارسنج هورنبلند نیز یک ابزار مفید دیگر برای تخمین فشار جایگزینی سنگ‌های گرانیتی محسوب می‌شود. این زمین فشارسنج نیز بر اساس مقدار  $T_{Al}$  هورنبلند در سنگ‌های گرانیتی است که با افزایش فشار سنگ‌شدگی مقدار آن افزایش می‌یابد. کالیبراسیون زمین فشارسنج هورنبلند بر اساس داده‌های تجربی توسط (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson and Rutherford, 1989; Thomas and Ernst, 1990; Schmidt, 1992) انجام شده است. کالیبراسیون تجربی در فشار  $13-2/5$  کیلو بار انجام شد. از آنجا که مجموعه کانیایی بیوتیت و فلدسپار در فشار بالاتر از ۱۳ کیلو بار ناپایدار هستند، بنابراین این فشار حد نهایی کاربرد زمین فشارسنج هورنبلند است. در فشار کمتر از ۲ کیلو بار رابطه خطی منحنی کالیبراسیون قابل اطمینان نیست زیرا دمای سالدوس سنگ‌های گرانیتی با کاهش فشار افزایش می‌یابد اما مقدار آلومینیم کل هورنبلند متناسب با



شکل ۱۱. روابط بین مقادیر آلومینیم کل در هورنبلند در سنگ‌های گرانیتی و فشار تشکیل محاسبه شده توسط زمین فشارسنج اسفالریت (اقتباس از Uchida et al., 2007).

### منابع

- حاج ملاعلی، ا.، ۱۳۷۱. گزارش نقشه زمین‌شناسی خضرآباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- زاهدی، ا.، بومری، م.، مکی زاده، م.ع.، خادمی، س.ن.، ۱۳۹۱. ژئوشیمی بیوتیت و آمفیبول به عنوان راهنمای اکتشافی کانه‌زایی مس - آهن در نفوذی پناه‌کوه، غرب یزد. اولین همایش زمین‌شناسی فلات ایران، کرمان.
- زاهدی، ا. و بومری، م.، ۱۳۹۲. سنگ‌نگاری، سنگ‌زایی و ژئوشیمی اسکارن پناه‌کوه، غرب یزد. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، شماره سوم، ۴۰۲-۳۸۹.
- شریفی، ر.، ۱۳۸۷. بررسی خصوصیات ژئوشیمیایی اندیس‌های فلزی در منطقه پناه‌کوه یزد با دیدگاه اکتشافی. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۱۸.

- Chappel, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-174.

- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1995. *An Introduction to Rock Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical, 528.

- Einaudi, M.T., Meinert, L.D. and Newberry, R.J., 1981. Skarn deposits. *Economic Geology*, 75th Anniversary, 317-391.

- Forster, M.D., 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. U.S., Geological Survey, 354, 11-49.

- Hammarstrom, J.M. and Zen, E.A., 1986. Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.

-Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell,

### تعیین نوع کانسار گرمابی با استفاده از زمین فشارسنج هورنبلند

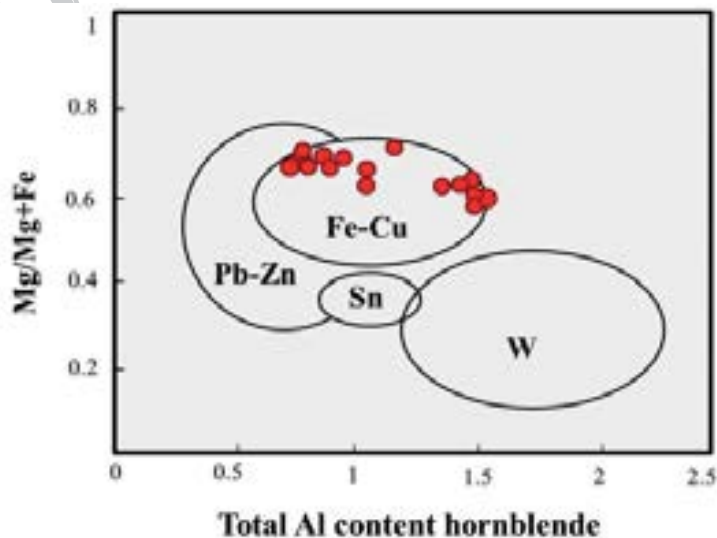
با استفاده از روابط بین نسبت مولی (Mg/Mg+Fe) (جدول ۳) و مقدار  $T_{Al}$  هورنبلند در سنگ‌های گرانیتی نیز می‌توان نوع کانسار اسکارنی را تعیین کرد (Uchida et al., 2007). بر این اساس همان گونه که در شکل ۱۲ نشان داده شده است گرانیتوئید پناه‌کوه در گستره کانسارهای مس و آهن قرار گرفته است. کانسارهای مس - آهن در فشارهای بالاتری نسبت به سرب - روی تشکیل می‌شوند که در تطابق با نتیجه‌گیری‌های Shimazaki (1975) است. همچنین کانسارهای مولیبدن و قلع در فشارهای تقریباً مشابه با کانسارهای مس - آهن تشکیل می‌گردند در حالی که کانسارهای تنگستن در فشارهای بالاتری تشکیل می‌گردند.

### نتیجه‌گیری

از بررسی زمین فشارسنج‌های بیوتیت و هورنبلند چنین نتیجه‌گیری می‌شود که تطابق مناسبی بین فشار سنگ‌شدگی محاسبه شده توسط زمین فشارسنج‌های هورنبلند و بیوتیت وجود دارد. بر اساس این زمین فشارسنج‌ها، کانسار اسکارن آهن - مس پناه‌کوه در فشار یک تا دو کیلو بار تشکیل شده است که با مشاهدات صحرايي، سنگ‌نگاری و کانه‌نگاری همخوانی دارد. بنابراین مقدار  $T_{Al}$  بیوتیت و هورنبلند در سنگ‌های گرانیتی می‌تواند به عنوان کلیدی مهم در جهت اکتشاف کانسارهای گرمابی مرتبط با سنگ‌های گرانیتی استفاده گردد.

### تشکر و قدردانی

از همکاری‌های بی‌دریغ پرفسور ناکاشیما از بخش علوم زمین دانشگاه یاماگاتا در ژاپن برای انجام تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها و تجزیه فلورسانس پرتو ایکس در سنگ‌های گرانیتوئیدی تقدیر و تشکر می‌شود.



شکل ۱۲. روابط بین  $T_{Al}$  و  $Mg/(Mg + Fe)$  در هورنبلندهای گرانیتوئیدی پناه‌کوه در مقایسه با میدان‌های کانه‌زایی ارائه شده توسط Uchida et al., 2007

- H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of olidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.
- Johnson, M.C. and Rutherford, M.J., 1989. Experimental calibration of an aluminum-in-hornblende geobarometer applicable to calc-alkaline rocks. *Geology*, 17, 837-841.
  - Leake, B.E., Woolley, 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. *Canadian Mineralogist*, 35, 219-246.
  - Nakano, T. and Urabe, T., 1989. Calculated compositions of fluids released from a crystallizing granite melt: Importance of pressure on the genesis of ore forming fluid. *Geochemical Journal*, 23, 307-319.
  - Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-verlag, Berlin, Heidelberg, 135- 196.
  - Shafiei, B., Shahabpou, J. and Haschke, M., 2008. Transition from Paleogene normal calc-alkaline to Neogene adakite-like plutonism and Cu-metallogeny in the Kerman porphyry copper belt: response to Neogene crustal thickening. *Journal of Sciences*, 19, 67-84.
  - Shimizu, M. and Shimazaki, H., 1981. Application of the sphalerite geobarometer to some skarn-type ore deposits. *Mineralium Deposita*, 16, 45-50 .
  - Shinohara, H., 2003. Magmatic fluids. In Shikazono, N., Nakano, T. and Hayashi, K. (eds.) *Resource and environmental geology*. Society of Resource Geology, 185-190.
  - Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: An experimental calibration of Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
  - Shimizu, M., 1986. A review of the sphalerite geobarometry. *Mining Geology*, 36, 27-36 (in Japanese).
  - Shimazaki, H., 1975. The ratio of Cu/Zn+Pb of pyrometasomatic deposits in Japan and their genetical implications. *Economic Geology*, 70, 717-724 .
  - Thomas, W.M. and Ernst, W.G., 1990. The aluminum content of hornblende in calc-alkaline granitic rocks: A mineralogic barometer calibrated experimentally to 12 kbars. *The Geochemical Society, Special*.
  - Uchida, E., Endo, S. and Makino, M., 2007. Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits. *Resource Geology*, 57, 1, 47-56
  - White, A.J.R. and Chappel, B.W., 1983. Granitoid type and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J.A., ed, *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America, Memoir, 159, 21-34.
  - Zarasvandi, A., Liaghat, S., Zentilli, M., and Reynolds, P. H., 2007. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of alteration and petrogenesis of porphyry copper-related granitoids in the Darreh-Zerreshk and Ali-Abad area, Central Iran. *Exploration and Mining Geology*, 16, 11-24.