



## مقاله پژوهشی

## سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های آداکیتی منطقه تیغناپ و ارتباط آنها با کانه‌زایی اسکارن آهن (جنوب خاور سریشه-خاور ایران)

ملیحه نخعی\*<sup>۱</sup> و سید سعید محمدی<sup>۲</sup>

(۱) گروه مهندسی معدن، دانشگاه صنعتی بیرجند، بیرجند، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۸/۰۴/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۸/۱۱/۱۹

### چکیده

منطقه مورد بررسی در بخش خاوری زون جوش خورده سیستان و در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیروود قرار گرفته است. توده‌های نیمه‌عمیق با ترکیب کلی کوارتز دیوریتی، به درون سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن نفوذ کرده و اسکارن و کانی‌سازی آهن (مگنتیت) را تشکیل داده است. بافت‌های عمده در کوارتز دیوریت پورفیری شامل پورفیری با زمینه ریزدانه و پوئی کلیتیک هستند. پلاژیوکلاز، هورنبلند و کوارتز سازنده‌های اصلی این سنگ‌ها هستند. نمودارهای مختلف ژئوشیمیایی نشان‌دهنده انطباق سنگ‌های آذرین تیغناپ با نفوذی‌های مرتبط با اسکارن‌های آهن است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند میزان میانگین  $\text{SiO}_2$  (۶۴/۴۸ درصد)،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۱۶/۶۸ درصد)،  $\text{Sr}$  (۴۷۰ ppm)،  $\text{Y}$  (۸/۹ ppm)،  $\text{Sr}/\text{Y}$  (۵۵/۵۸)،  $\text{Yb}$  (۰/۸۹ ppm) و آنومالی منفی ضعیف  $\text{Eu}$ ، نشان‌دهنده ماهیت آداکیتی و از نوع پرسلیس برای این سنگ‌هاست. میزان  $\text{Mg}\#$  (۵۵/۴۸ تا ۶۸/۱)،  $\text{Sr}/\text{Y}$  (میانگین ۵۵/۵۸)،  $\text{Th}/\text{La}$  (میانگین ۰/۳۲)،  $\text{La}/\text{Yb}_N$  (میانگین ۴/۲) و  $\text{Th}$  (میانگین ۱/۸ ppm) نشان‌دهنده ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده با ترکیب گارنت آمفیبولیتی برای تشکیل ماگمای آداکیتی است.

**واژه‌های کلیدی:** کوارتز دیوریت پورفیری، گرانیتیوئید نوع  $l$  آداکیت پرسلیس، اسکارن، تیغناپ، زمین‌درز سیستان

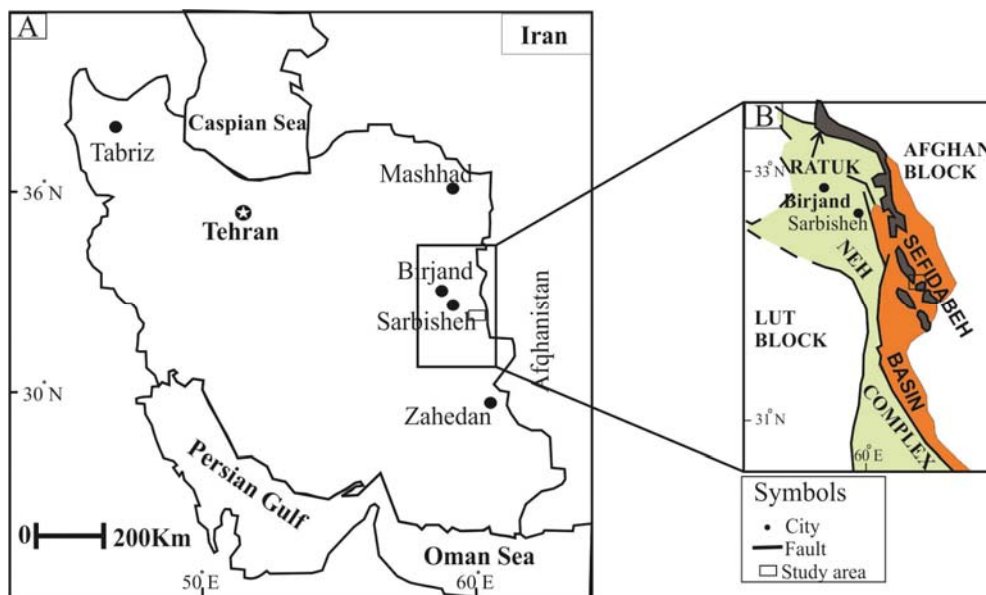
### مقدمه

جنوب خاور امکان‌پذیر است. از دیدگاه تقسیم‌بندی پهنه‌های ساختمانی ایران، منطقه تیغناپ در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) قرار گرفته است (شکل ۱-B). زمین‌درز سیستان در نتیجه برخورد دو بلوک لوت و افغان تشکیل شده و بر پایه سن‌سنجی‌های انجام‌شده، زمان بسته‌شدن

منطقه تیغناپ در استان خراسان جنوبی و در ۱۰۴ کیلومتری جنوب خاور سریشه قرار دارد (شکل ۱-A). دسترسی به این منطقه، از مسیر جاده آسفالت سریشه-درج به طول ۷۸ کیلومتر و سپس جاده خاکی درج-تیغناپ به طول ۲۶ کیلومتر به سمت

کانسارهای اسکارن همراه توده‌های نفوذی - نیمه عمیق در خاور ایران، تاکنون پژوهش‌هایی توسط برخی پژوهشگران انجام شده است که از آن جمله می‌توان به پژوهش‌های ( Zarrinkoub et al., 2011; Yari et al., 2014; Nakhaei et al., 2014; Nakhaei et al., 2015; Saadat, 2017; Mazhari et al., 2018) اشاره کرد. توده‌های نیمه عمیق و اسکارن منطقه تیغناپ در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماسکیل (Guillou et al., 1981) و گزارش نقشه زمین‌شناسی چهار گوش گزیک با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Guillou et al., 1990) مورد اشاره قرار گرفته است. رسولی (Rasouli, 2015) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود به ژئوشیمی، کانی‌شناسی و ژنز کانسار آهن-مس تیغناپ پرداخته است. با توجه به اهمیت نقش توده‌های نیمه عمیق تیغناپ در کانی‌سازی اسکارن و همچنین به دلیل اینکه توده‌های ذکر شده تاکنون مورد بررسی ژئوشیمی و پترولوژی قرار نگرفته است، این پژوهش با هدف بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی توده‌های نیمه عمیق و نقش آنها در کانی‌زایی اسکارن انجام شده است.

آن را به کر تاسه پایانی مربوط می‌دانند ( Zarrinkoub et al., 2012; Angiboust et al., 2013; Bröcker et al., 2013). ماگماتیسیم انوسن-الیگوسن در شرق ایران (لوت-سیستان) سبب تشکیل سنگ‌های آتشفشانی به همراه سنگ‌های آذرآواری و توده‌های نیمه عمیق شده (Pang et al., 2013) که در برخی مناطق، باعث کانی‌سازی اسکارن شده است. اغلب توده‌های نفوذی همراه ذخایر اسکارن، سنگ‌های حدواسط تا اسیدی آبدار نظیر کوارتزدیوریت و گرانودیوریت هستند ( Karimzadeh somarin and Moayyed, 2002; Wang et al., 2018). سنگ‌های بازیک نظیر گابروها و نوریت‌ها به ندرت سبب تشکیل اسکارن می‌شوند. ارتباط بین کانی‌سازی اسکارن و آداکت‌ها توسط پژوهشگران مختلفی مورد بحث قرار گرفته است ( Xu et al., 2016; Lei et al., 2018; Mao et al., 2018). ذخایر اسکارن و سنگ‌های نفوذی سنوزوئیک همراه آنها در ایران، در بخش‌های شمال باختر، مرکز و جنوب خاور کمربند ماگمایی ارومیه-دختر، کمربند ماگمایی سبزوار-درونه و در نوار ماگمایی خاور ایران رخنمون دارند (Sepidbar et al., 2017). در رابطه با



شکل ۱. موقعیت منطقه تیغناپ در A: جنوب‌خاور سربیشه و B: زون جوش خورده سیستان (Tirrul et al., 1983)

Fig. 1. Location of Tighanab area in A: South east of Sarbisheh, and B: Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983)

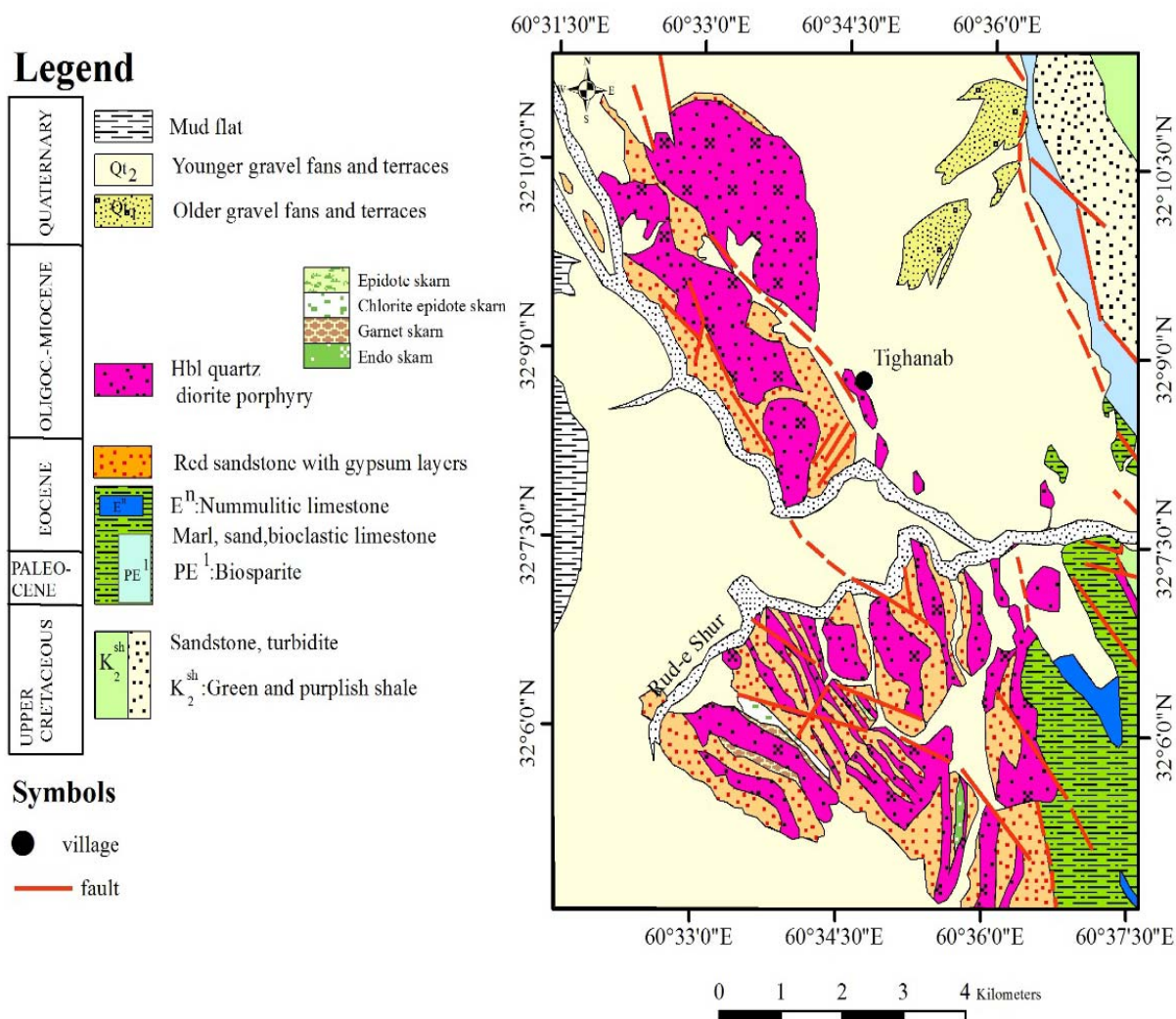
## زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در بخش خاوری زمین‌درز سیستان (Tirrul et al., 1983) و جنوب‌باختر نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماسه‌رود (Guillou et al., 1981) بین طول‌های جغرافیایی  $60^{\circ} 31' 29''$  تا  $60^{\circ} 37' 59''$  خاوری و عرض‌های جغرافیایی  $34^{\circ} 4' 34''$  تا  $32^{\circ} 11' 18''$  شمالی واقع شده است. پهنه جوش خورده سیستان با راستای تقریباً شمالی-جنوبی، از شمال بیرجند تا جنوب زاهدان کشیده شده است. این پهنه، جداکننده دو بلوک لوت و افغان است که در دوره تکوین خود حوادث متعددی را پشت‌سر گذاشته و شامل دو مجموعه افیولیتی نه و راتوک است که توسط حوضه سفیدابه از هم جدا می‌شوند. سنگ‌های مجموعه راتوک و نه شامل واحدهای مختلف مجموعه افیولیتی، فیلیت‌ها و سنگ‌های رسوبی دگرگون‌نشده هستند. علاوه بر این، سنگ‌های دگرگونی مانند شست‌های آبی و اکلوزیت‌ها به همراه دگرگونی‌های درجه پایین‌تر با روند شمال-جنوب تا شمال‌باختر-جنوب‌خاور در بخش خاوری و شمال خاوری زمین‌درز سیستان برون‌زد دارند (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین شامل سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی در بخش‌های مختلف زمین‌درز سیستان رخنمون دارند (Camp and Griffis, 1982). در بخش شمالی پهنه جوش خورده سیستان، سنگ‌های نفوذی ترشیری با روند کلی شمال‌باختر-جنوب‌خاور رخنمون داشته و واحدهای مجموعه افیولیتی را قطع کرده است. در بخش باختری نقشه زمین‌شناسی ماسه‌رود، این سنگ‌ها به صورت توده‌های کوچک و بزرگ از جنوب به سمت شمال در اطراف روستاهای تیغناپ، درج، کلاته بالا و کلاته گاوآباد (گوی) رخنمون دارند. قدیمی‌ترین واحد سنگی در محدوده مورد بررسی شامل شیل‌های سبز، ماسه‌سنگ و توریدایت متعلق به کرتاسه بالایی ( $K_2^{sh}$ ) هستند. در زمان پالئوسن و ائوسن زیرین، بخش عمده منطقه کم‌عمق بوده و به وسیله سنگ آهک صخره‌ساز مشخص می‌شود که بالاترین بخش آن مربوط به ائوسن است (PE<sup>1</sup>) (شکل ۲).

واحدهای رسوبی مورد اشاره، ارتفاعات بلندی را در شمال خاوری تیغناپ تشکیل داده‌اند (شکل ۳-A). این سنگ آهک‌ها حاوی رخساره‌های ریفی و کم‌عمق هستند (Guillou et al., 1990). از ماستریشین تا انتهای ائوسن زیرین، حادثه زمین‌ساختی قابل توجهی رخ نداده است. در مرز بین ائوسن زیرین و ائوسن میانی، حرکات مهمی رخ داده است که سبب تغییرات قابل توجه در رسوب‌گذاری شده است (Guillou et al., 1990). علاوه بر این، سازندهای ائوسن دربرگیرنده یک افق سنگ آهک سرشار از نومولیت ( $E^n$ ) و در برخی مناطق، لایه‌هایی از ماسه‌سنگ قرمز رنگ هستند. فاز زمین‌ساختی پس از ائوسن از اهمیت بالایی برخوردار است. این فاز سبب ایجاد چین‌خوردگی‌های بزرگ با روند شمال و شمال‌باختر-جنوب و جنوب‌خاور شده است. در بخش جنوب‌باختری محدوده مورد بررسی، یک توالی از ماسه‌سنگ‌های قرمز وجود دارد که در قاعده شامل یک واحد کنگلومرای متشکل از قطعات افیولیتی و آتشفشانی است. این واحد به طرف بالا به رخساره اغلب ریزدانه تبدیل می‌شود که علاوه بر کنگلومرای درشت‌دانه و ریزدانه، حاوی ماسه‌سنگ قرمز تیره ( $E^{TS}$ ) دانه‌ریز تا دانه متوسط با طبقه‌بندی مورب، آرژیلیت، سیلت و افق‌های ژپس با ضخامتی در حد متر است که بیانگر محیط رسوب‌گذاری قاره‌ای است. بخش بالایی توالی، سن ائوسن بالایی دارد (Guillou et al., 1990). در گستره وسیعی از محدوده مورد بررسی، توده‌های نفوذی-نیمه‌عمیق با ترکیب کلی کوارتزیدیوریتی، با روند شمال‌باختر-جنوب‌خاور به درون سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن نفوذ کرده و سبب تشکیل انواع مختلف سنگ‌های دگرگونی نظیر سنگ‌های سیلیسی شده، مرمر و اسکارن شده است. توده‌های کوارتزیدیوریتی در منطقه تیغناپ اغلب دارای ساختار گنبدی بوده (شکل ۳-B) و به صورت توده‌های منفرد (شکل ۳-B) و گاهی به هم پیوسته رخنمون دارند (شکل‌های ۲ و ۳-A). وجود شواهد دگرگونی درجه ضعیف در مرز توده‌های نیمه‌عمیق با ماسه‌سنگ‌ها در بخش‌های مختلف محدوده مورد بررسی (شکل‌های ۳-C و D) و تزریق

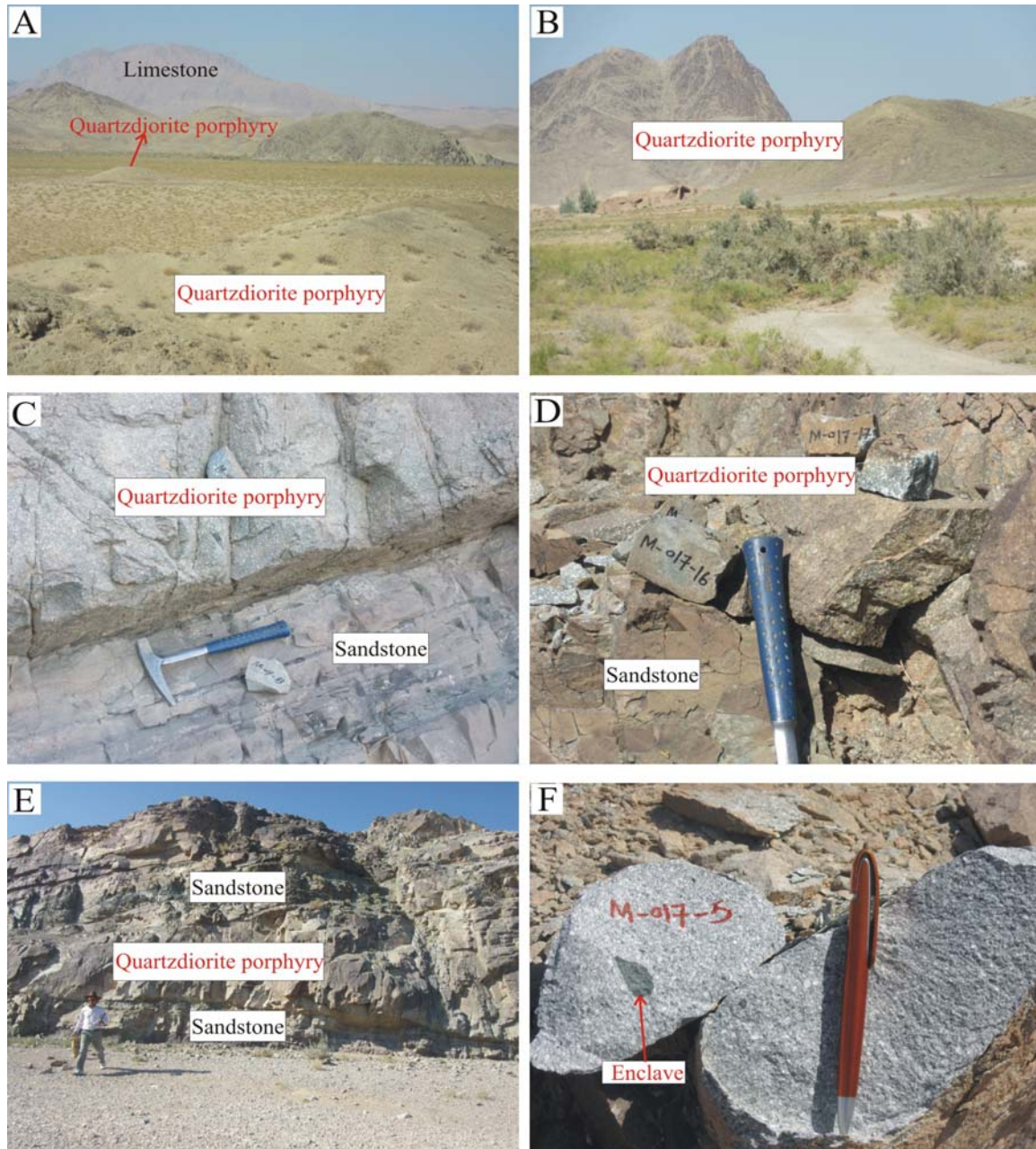
میوسن است. اجتماعات توده‌های نیمه‌عمیق کوچک در منطقه تیغناپ احتمالاً به توده‌های عمیق‌تر وابسته هستند. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های حدواسط منطقه تیغناپ در نمونه صحرایی، حضور فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز در زمینه ریزدانه و همچنین، بیگانه‌سنگ‌های سبز تیره (شکل ۳-F) با ترکیب آمفیبولیتی و مرز تند با سنگ میزبان است.

ماگما به صورت دایک و همچنین سیل در امتداد لایه‌بندی ماسه‌سنگ (شکل ۳-E) بیانگر جوان‌تر بودن سنگ‌های آذرین نسبت به واحدهای رسوبی است. تعیین سن انجام‌شده به روش پتاسیم-آرگون بر روی سنگ کل یک نمونه از سنگ‌های مشابه در منطقه کلاته گوی<sup>۱</sup> واقع در شمال تیغناپ (شمال‌باختر نقشه زمین‌شناسی ماهیرود)، سن  $14/8 \pm 1/5$  میلیون سال را معرفی کرده است (Guillou et al., 1990) که نشان‌دهنده سن



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی تیغناپ (بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ماهیرود (Guillou et al., 1981)، با اصلاحات)

Fig. 2. Geological map of Tighanab (based on modified 1:100000 geochemical map of Mahirud (Guillou et al., 1981)

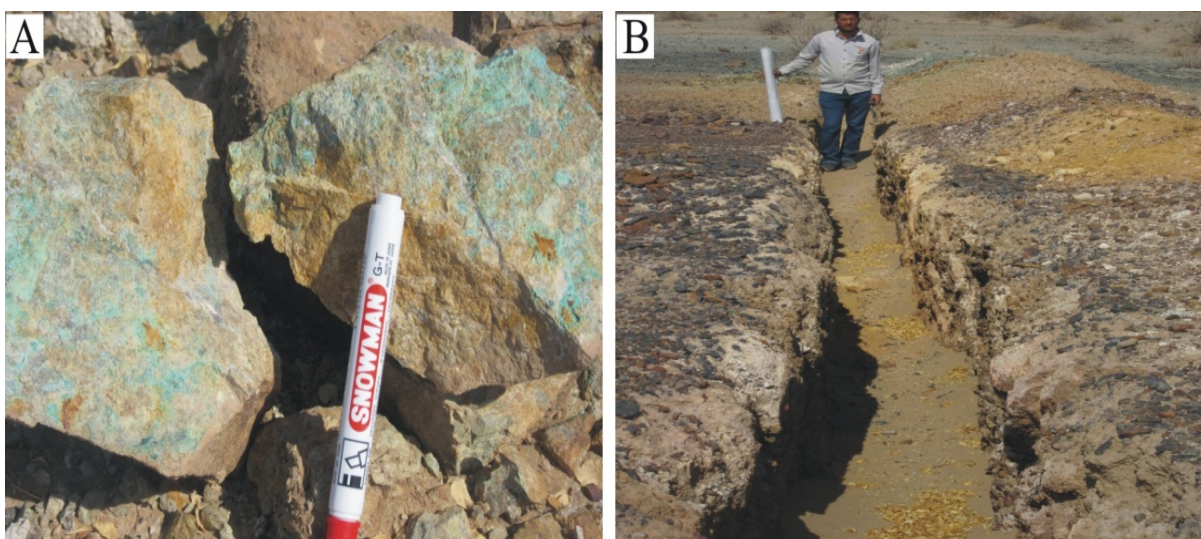


**شکل ۳.** تصاویر صحرایی از A: رخنمون سنگ آهک در شمال‌خاوری و کوارتز دیوریت پورفیری در جنوب تیغناپ (دید به شمال‌خاور)، B: ساختار گنبدی توده‌های کوارتز دیوریتی در شمال و باختر تیغناپ (دید به شمال)، C و D: مرز واضح بین کوارتز دیوریت پورفیری و ماسه‌سنگ به ترتیب در جنوب و باختر تیغناپ (دید به شمال‌باختر)، E: تزریق ماگما به صورت سیل در بین لایه‌های ماسه‌سنگ در جنوب تیغناپ (دید به شمال‌باختر) و F: حضور آنکلاو آمفیبولیتی در کوارتز دیوریت پورفیری شمال تیغناپ

**Fig. 3.** Field photos of A: Outcrop of limestone in northeast and quartz diorite porphyry in south of Tighanab (view to northeast), B: Dome structure of quartz diorite intrusions in north and west of Tighanab (view to north), C and D: Sharp boundary between quartz diorite porphyry and sandstone in south and west of Tighanab (view to north west), E: Magma injection as sill between sandstone layers in south of Tighanab (view to northwest), and F: Presence of amphibolitic enclave in quartz diorite porphyry in north of Tighanab

نزدیک ارتفاعات و پادگانه‌های پست و مخروط‌افکنه‌های جوان ( $Qt_2$ ) است (شکل ۲) که دارای نشیب به سمت جلگه گلی در جنوب‌باختر تیغنا ب هستند (شکل ۳-۴A). در جنوب‌باختر تیغنا ب، این جلگه گلی به وسیله رود شور (شکل ۲) و سرشاخه‌های آن محصور شده است. در سطح این جلگه و در اطراف گیاهان، تپه‌های ماسه‌ای کوچکی به پیروی از روند غالب بادهای منطقه نهشته شده است.

نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق در سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-آتوسن به‌طور محلی سبب رخداد اسکارن در محدوده مورد بررسی و به‌خصوص در جنوب تا جنوب‌باختری تیغنا ب شده است. شواهد صحرایی و بررسی نمونه‌های دستی اسکارن، بیانگر حضور گارنت فراوان و مالاکیت (شکل ۴-۴A)، مگنتیت، گوتیت و لیمونیت در محل ترانسه‌های اکتشافی حفر شده است (شکل ۴-۴B). نهشته‌های کواترنر شامل پادگانه‌ها و مخروط‌افکنه‌های قدیمی ( $Qt_1$ ) در بخش بالایی رودخانه‌ها در



شکل ۴. A: نمونه نزدیک از نمونه اسکارنی شده در همبری سنگ‌های رسوبی با توده نیمه‌عمیق در منطقه تیغنا ب و B: حضور مگنتیت، گوتیت و لیمونیت در محل ترانسه اکتشافی در جنوب‌باختر تیغنا ب (دید به شمال باختر)

**Fig. 4.** A: Skarnified sample in contact of sedimentary rocks with subvolcanic mass in Tighanab area, and B: Presence of magnetite, goethite and limonite in exploration trench in southwest of Tighanab (view to northwest)

دگرسانی بودند، انتخاب و پس از خردایش (رساندن اندازه نمونه‌ها به ۱ تا ۲ سانتی‌متر) و نمایش (رساندن اندازه نمونه‌ها به ۲۰۰ مش) به روش ICP-ES برای عناصر اصلی و ICP-MS (طیف‌سنجی از طریق ذوب به کمک لیتیوم متابورات/تتراپورات و هضم در اسید نیتریک رقیق شده) برای عناصر کمیاب و نادر حاکی در آزمایشگاه Acme کانادا مورد تجزیه قرار گرفتند. پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های مورد بررسی، توسط دستگاه

### روش مطالعه

این پژوهش بر مبنای برداشت‌های صحرایی، بررسی مقاطع نازک، نازک-صیقلی (برای بررسی کانه‌های تشکیل شده و کانی‌های مرتبط با آنها) و آنالیز شیمیایی نمونه‌ها انجام شده است. در این راستا، تعداد ۹۰ مقطع نازک و ۱۲ مقطع نازک-صیقلی تهیه و مورد بررسی میکروسکوپی قرار گرفتند. سپس تعداد ۱۱ نمونه از سنگ‌های نیمه‌عمیق که دارای کمترین

جریان همرفتی در اتاقک ماگمایی ناشی از تغذیه اتاقک ماگمایی با ماگمای داغ مربوط می‌شود (Shcherbakov et al., 2011). هورنبلند به‌عنوان تنها کانی فرومنیزین، به‌صورت فنوکریست‌های بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار (شکل ۵-E) و همچنین در زمینه سنگ حضور داشته و در نمونه‌های مختلف از ۱۰ تا ۲۵ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است. برخی بلورهای ریز هورنبلند به‌صورت بافت پوئی‌کلیتییک، درون پلاژیوکلازها (شکل ۵-B) و گاهی کوارتز قرار دارد. در بسیاری از نمونه‌های بررسی‌شده، بلورهای هورنبلند در هم‌جواری پلاژیوکلازها دیده می‌شوند. دگرسانی هورنبلندها در نمونه‌های مختلف، به میزان متفاوت رخ داده است؛ به‌طوری‌که از بلورهای سالم تا شدیداً دگرسان‌شده وجود دارد. در نمونه‌های دگرسان‌شده، هورنبلندها به کلریت، اپیدوت، اکتینولیت و اکسید آهن تبدیل شده‌اند. کانی کدر به‌عنوان یکی از کانی‌های فرعی، در نمونه‌های مختلف رایج است؛ اما در برخی نمونه‌ها مقدار آن به حدود ۸ تا ۱۰ درصد می‌رسد. زیرکن، اسفن و آپاتیت، دیگر سازندگان فرعی این سنگ‌ها هستند.

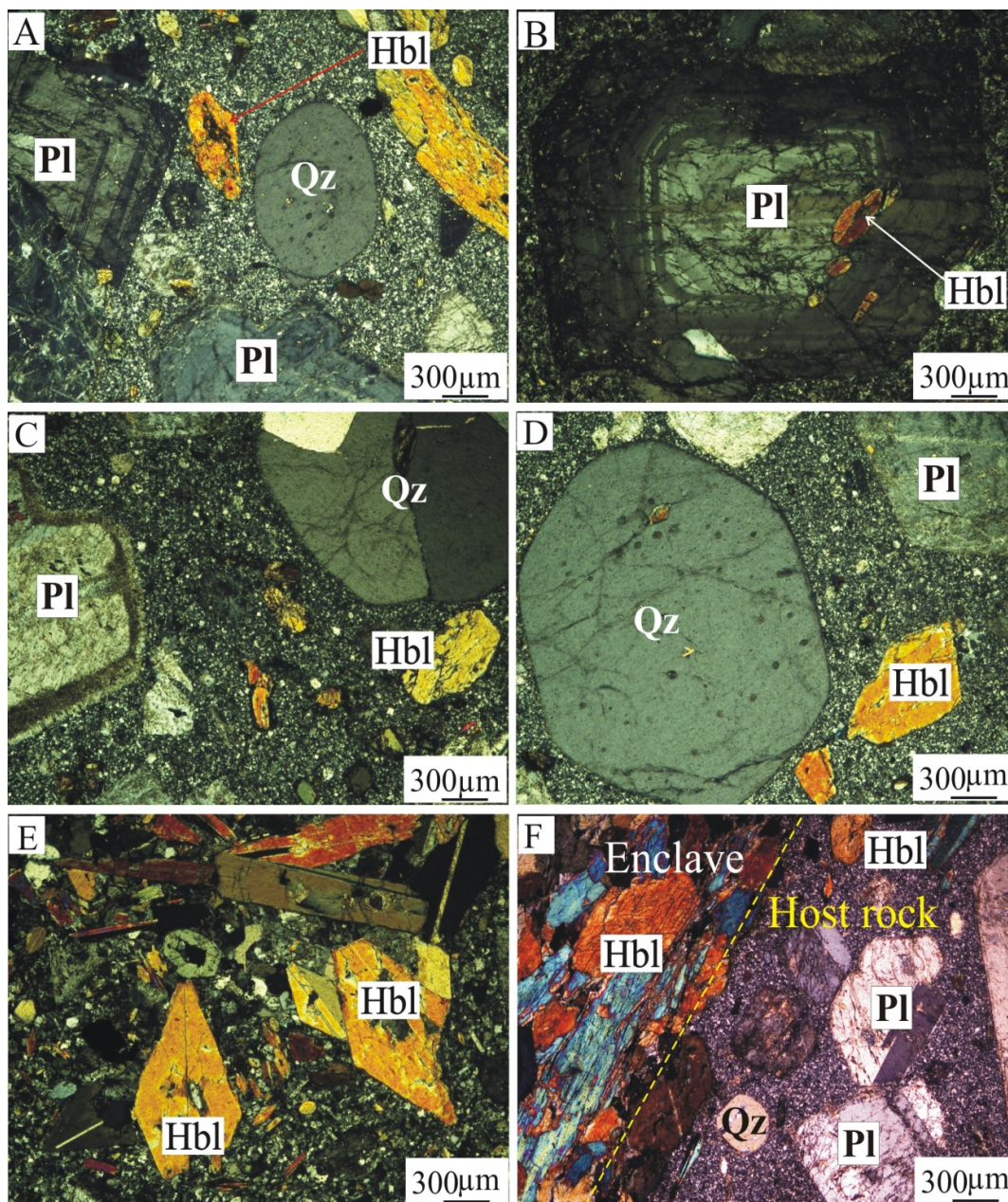
چنان‌که گفته‌شد، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های مورد بررسی، حضور انکلاوهایی با ابعاد حدود ۵ تا ۷ سانتی‌متر در درون آنهاست که در نمونه دستی، دانه‌ریز تا دانه متوسط و به رنگ سبز تیره هستند. انکلاوها تقریباً بیضوی شکل بوده و دارای مرز واضح با سنگ میزبان هستند (شکل ۵-F). بافت آنها گرانوبلاستیک است. هورنبلند، سازنده مهم و اصلی انکلاوها بوده (شکل ۵-F) و مقادیر اندکی پلاژیوکلاز در بین دانه‌های هورنبلند مشاهده می‌شود. کلریت و اپیدوت به‌عنوان محصولات دگرسانی هورنبلند حضور داشته و در حاشیه بیگانه‌سنگ، مقدار آنها بیشتر است. کانی کدر، اسفن و کوارتز به‌عنوان سازندگان فرعی مشاهده می‌شوند. بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی، ترکیب انکلاوه‌های بررسی‌شده، آمفیبولیتی است. به‌نظر می‌رسد که این بیگانه‌سنگ‌ها، از بخش‌های مافیک دگرگون‌شده آمیزه افیولیتی به‌عنوان پی‌سنگ منطقه، به ارث رسیده‌اند.

حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل SM20 در دانشگاه بیرجند اندازه‌گیری شد.

## سنگ‌نگاری

### سنگ‌های نیمه‌عمیق

**کوارتز دیوریت پورفیری:** این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری روشن تا تیره و گاهی به‌علت رخداد دگرسانی به رنگ سبز متمایل هستند. بافت‌های عمده شامل پورفیری با زمینه ریزدانه (شکل ۵-A) و پوئی‌کلیتییک حاصل قرارگیری بلورهای ریز هورنبلند درون پلاژیوکلاز (شکل ۵-B) و گاهی کوارتز هستند. در برخی نمونه‌ها بافت گلمروپورفیری دیده می‌شود. کانی‌های روشن شامل پلاژیوکلاز (از ۴۵ تا ۶۵ درصد حجمی در نمونه‌های مختلف) و کوارتز (۵ تا ۱۵ درصد) هستند. این کانی‌ها به‌صورت فنوکریست و همچنین به‌صورت بلورهای ریز در زمینه سنگ حضور دارند. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار بوده و بر مبنای زاویه خاموشی از نوع آندزین و به‌ندرت الیگوکلاز، با اندازه ۲ تا ۵ میلی‌متر، دارای ماکل پلی‌سنتتیک، منطقه‌بندی (شکل ۵-B) و حاشیه واجذبی (شکل ۵-C) هستند. منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز به تغییرات در ترکیب ماگما، دما، میزان بخار آب و فشار نسبت‌داده می‌شود (Shcherbakov et al., 2011; Lange et al., 2010). تشکیل حاشیه واجذبی در پلاژیوکلازها به‌بازبودن سیستم ماگمایی و قرارگرفتن آنها در شرایط غیر تعادلی در اتاقک ماگمایی نسبت‌داده می‌شود (Humphreys et al., 2006). گاهی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلازهای ریز هستند که نشان می‌دهد، این بلورها از دو نسل متفاوت هستند. دگرسانی پلاژیوکلازها به اپیدوت و سریسیت رایج است. فنوکریست‌های کوارتز (گاهی تا ۵ میلی‌متر)، به‌صورت بی‌شکل، گردشده (شکل ۵-A و ۵-C) و گاهی دارای حاشیه خلیجی تا بلورهای شکل‌دار (شکل ۵-D) وجود دارد. ایجاد حاشیه‌های گردشده و خلیجی در اطراف کانی‌ها که با عنوان حاشیه واجذبی شناخته می‌شوند، به ایجاد



شکل ۵. ویژگی‌های میکروسکوپی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه تیغناپ در نور عبوری XPL، A: بافت پورفیری با زمینه ریزدانه، B: بافت پوئی کلتیک حاصل قرارگیری بلورهای ریز هورنبلند درون پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی، C: حاشیه واجذبی در پلاژیوکلاز، D: بلورهای شکل‌دار کوارتز، E: فنوکریست‌های شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هورنبلند، F: مرز انکلاو آمفیبولیتی با کوارتز دیوریت پورفیری. علائم اختصاری کانی‌ها از ایتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Pl: پلاژیوکلاز، Hbl: هورنبلند، Qz: کوارتز).

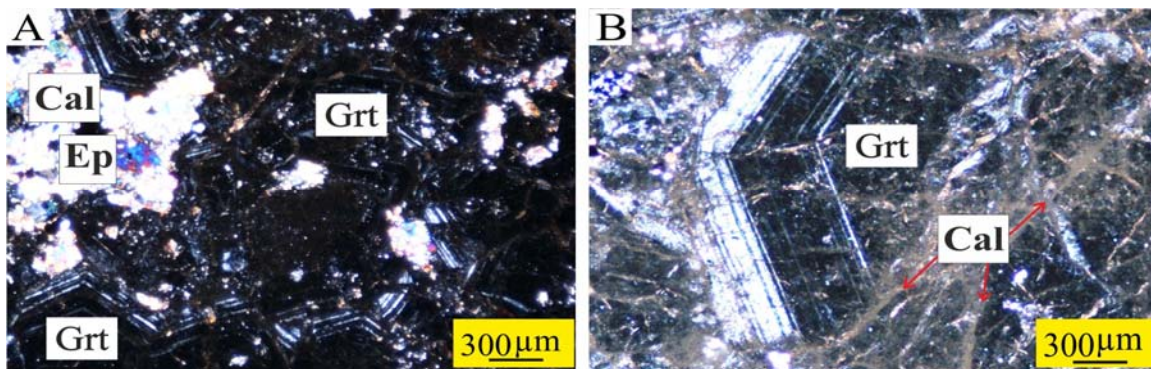
**Fig. 5.** Microscopic characteristics in subvolcanic rocks of Tighanab area in transmitted XPL, A: Porphyritic texture with fine-grained groundmass, B: Poikilitic texture result of existence of hornblende crystals within zoned plagioclase, C: Resorption rim in plagioclase, D: Euhedral crystals of quartz, E: Euhedral to subhedral and anhedral phenocrysts of hornblende, and F: Sharp contact between amphibolitic and quartzdiorite porphyry. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Pl: plagioclase, Hbl: hornblende, Qz: quartz).



بیش از ۵۰ درصد حجم سنگ را تشکیل داده است، یکی از ویژگی‌های بارز گارنت اسکارن‌هاست. در برخی مقاطع نازک، بلورهای این کانی به صورت چندوجهی و دارای منطقه‌بندی مشخص وجود دارد (شکل ۶-۶). بررسی مقاطع نازک صیقلی نشان داد که کانه مهم تشکیل شده در اسکارن تیغناپ، مگنتیت است که به صورت جانشینی در گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه کانی‌های آب‌دار دم‌پایین مانند اپیدوت و کلریت تشکیل شده است.

### اسکارن

اسکارن در مرز توده نیمه‌عمیق با سنگ آهک و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن-ائوسن تشکیل شده است. بافت‌های رایج در اسکارن‌های مورد بررسی شامل گرانوبلاستیک و کاتا‌کلاستیک هستند. بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، کانی‌های تشکیل‌دهنده اسکارن شامل گارنت، کلسیت، اپیدوت (شکل ۶-۶)، کلریت، مگنتیت، کوارتز و پیروکسن هستند. گارنت اسکارن مهم‌ترین نوع اسکارن در منطقه مورد بررسی است. حضور گارنت‌های شکل‌دار، نیمه‌شکل‌دار و بی‌شکل که گاهی



شکل ۶. تصویرهای میکروسکوپی از اسکارن تیغناپ در نور عبوری XPL، A: حضور کانی‌های گارنت، کلسیت و اپیدوت و B: حضور بلورهای گارنت به صورت چندوجهی و دارای منطقه‌بندی. علائم اختصاری کانی‌ها از وایتنی و اوآنز (Whitney and Evans, 2010) اقتباس شده است (Grt: گارنت، Cal: کلسیت، اپیدوت).

**Fig. 6.** Microscopic images from Tighanab skarn in transmitted XPL: A: Existence of garnet, calcite and epidote, and B: garnet as polygonal and zoned crystals. Abbreviations after Whitney and Evans (2010) (Grt: garnet, Cal: calcite, Ep: epidote).

نفوذی مرتبط با اسکارن آهن از برخی نقاط دنیا مشابهت دارند (جدول ۱). این سنگ‌ها ساب‌آلکالن بوده و با توجه به نمودار  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  نسبت به  $\text{SiO}_2$  (Cox et al., 1979) در محدوده کوارتز دیوریت (گرانودیوریت) قرار دارند (شکل ۷-۷). کوارتز دیوریت‌های منطقه تیغناپ، در نمودار AFM (شکل ۷-۷) ماهیت کالک‌آلکالن داشته و قابل مقایسه با توده‌های مولد ذخایر اسکارن آهن هستند. بر پایه نمودار A/CNK در مقابل A/NK، سنگ‌های مورد بررسی در محدوده متاآلمین و گرانیتوئیدهای گروه I قرار می‌گیرند (شکل ۷-۷).

### ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه تیغناپ در جدول ۱ آمده است. سنگ‌های آذرین مورد بررسی دارای میزان سیلیس ۶۳/۴۷ تا ۶۶/۲۷ درصد،  $\text{TiO}_2$  (۰/۳۵ تا ۰/۴۹ درصد)،  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (۱۶/۲۴ تا ۱۷/۴۴ درصد)،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (۲/۴۲ تا ۳/۶۸ درصد)،  $\text{MgO}$  (۱/۷۴ تا ۳/۴۸ درصد)،  $\text{P}_2\text{O}_5$  (۰/۰۸ تا ۰/۱۲ درصد) و  $\text{Mg\#}$  از ۵۵/۴۸ تا ۶۸/۱ هستند.

توده‌های نیمه‌نفوذی مرتبط با اسکارن منطقه تیغناپ از لحاظ ویژگی‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی و فرعی با سنگ‌های

**جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های توده‌های نیمه‌نفوذی تیغناپ به همراه آنالیز عناصر اصلی و کمیاب توده‌های نفوذی همیافت با اسکارن‌های آهن (Meinert, 1995)

**Table 1.** The results of chemical analysis of the major and trace elements of Tighanab sub-volcanic samples along with the analysis of the main and trace elements of the intrusions associated with the iron skarns (Meinert, 1995)

Sample No.	M-017-5	M-017-9	M-017-19	M-017-25	M-017-30	M-017-37
Sample location	60°32'42.4" 32°10'34.6"	60°33'28.4" 32°05'50.4"	60°24'28.4" 32°08'47.6"	60°33'33.6" 32°07'1.3"	60°33'34. 32°07'5.6"	60°33'38" 32°09'44.1"
SiO <sub>2</sub> (wt. %)	63.98	63.77	63.47	66.27	64.76	64.90
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.46	0.39	0.35	0.39	0.35
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.61	16.48	16.24	16.91	16.62	16.66
FeO <sub>t</sub>	3.56	3.23	3.68	2.42	3.21	3.02
MnO	0.07	0.06	0.07	0.03	0.05	0.05
MgO	2.93	3.48	3.28	1.74	2.79	1.96
CaO	4.52	5.24	4.71	3.93	4.85	4.15
Na <sub>2</sub> O	5.08	4.96	4.91	5.23	5.00	5.30
K <sub>2</sub> O	0.79	0.31	0.41	1.39	1.24	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11
LOI	1.6	1.7	2.5	1.5	0.8	2.3
Total	99.64	99.8	99.77	99.88	99.82	99.65
Mg#	61.98	68.10	63.84	58.75	63.26	56.25
Ba(ppm)	194	86	96	188	195	1439
Rb	25	8	15	44.0	40.4	29.9
Sr	568	459	402	402.9	406.7	660.7
Zr	85	91	84	94.6	95.3	88.2
Nb	1	2	2	2.4	2.3	1.3
Co	13	10	14	9.9	9.4	9.2
Y	7.6	10.4	8.6	8.1	9.7	6.7
Cs	0.6	1.6	1.9	3.2	2.1	2.1
Ta	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1
Hf	2.3	2.4	2.3	2.5	2.8	2.5
Th	0.9	1.9	1.4	2.2	1.9	1.0
U	0.4	0.7	0.3	0.6	0.5	0.4
La	4.2	4.6	4.9	5.6	5.8	4.5
Ce	9.6	11.8	10.0	11.3	12.9	9.6
Pr	1.31	1.66	1.37	1.40	1.65	1.28
Nd	5.7	6.9	6.2	6.1	7.2	5.5
Sm	1.41	1.63	1.28	1.42	1.58	1.37
Eu	0.54	0.53	0.44	0.47	0.51	0.47
Gd	1.70	1.99	1.74	1.65	1.80	1.47
Tb	0.25	0.30	0.26	0.25	0.28	0.22
Dy	1.41	1.91	1.53	1.56	1.66	1.22
Ho	0.30	0.38	0.33	0.29	0.32	0.24
Er	0.84	1.18	0.88	0.89	0.99	0.72
Tm	0.12	0.17	0.13	0.13	0.15	0.10
Yb	0.83	1.08	0.84	0.87	0.96	0.65
Lu	0.13	0.17	0.14	0.13	0.14	0.10
Eu/Eu*	1.07	0.90	0.90	0.94	0.92	1.01

**ادامه جدول ۱.** نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های توده‌های نیمه‌نفوذی تیغناپ به همراه آنالیز عناصر اصلی و کمیاب توده‌های نفوذی همیافت با اسکارن‌های آهن (Meinert, 1995)

**Table 1 (Continued).** The results of chemical analysis of the major and trace elements of Tighanab sub-volcanic samples along with the analysis of the main and trace elements of the intrusions associated with the iron skarns (Meinert, 1995)

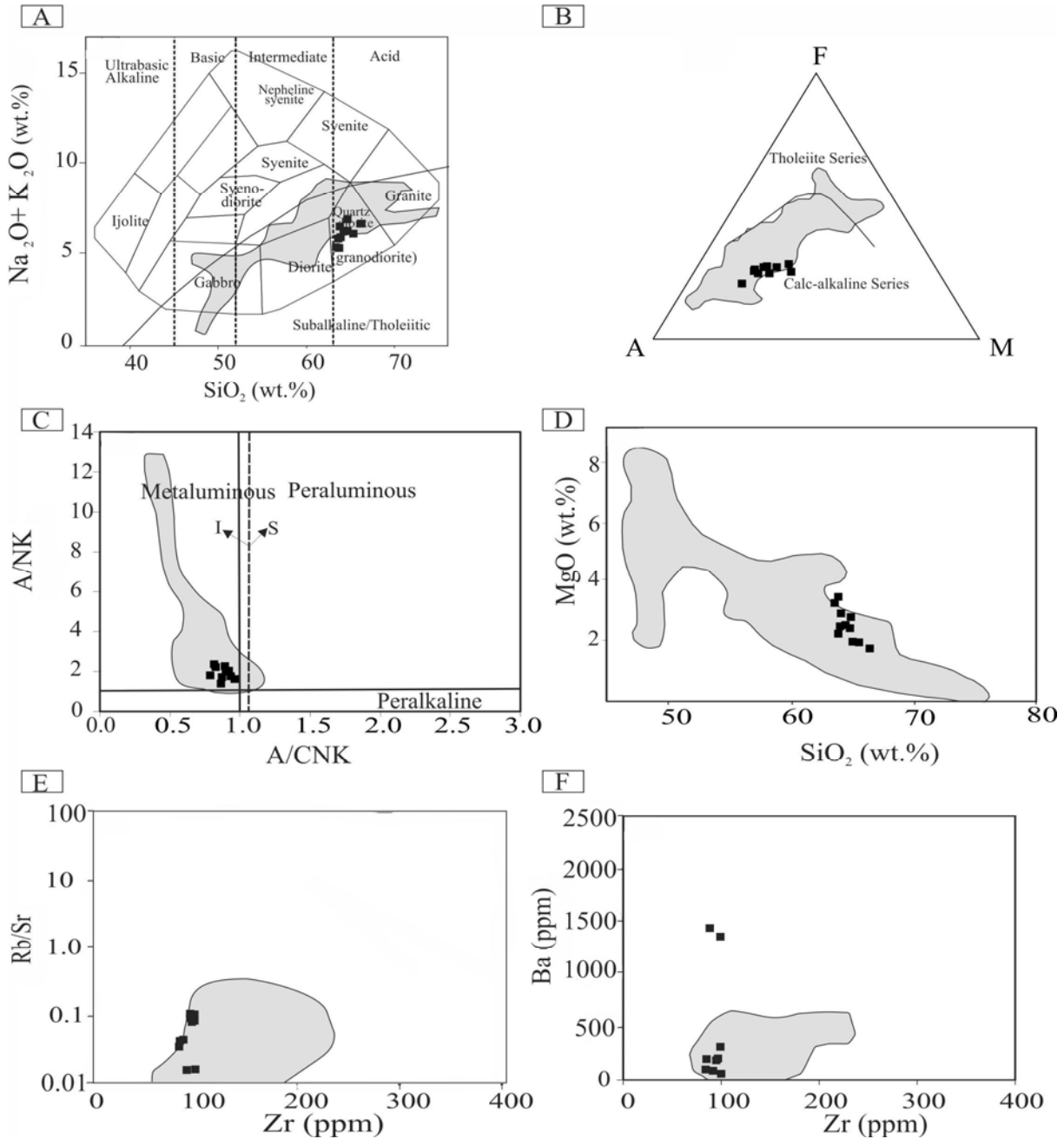
Sample no.	M-017-41	M-017-43	M-017-44	M-017-54	NT-12A	Intrusions of Fe skarns (Meinert, 1995)
Sample location	60°34'48.7" 32°06'42.3"	60°34'50.9" 32°06'6.3"	60°35'20.2" 32°06'8.8"	60°35'24.3" 32°04'55.5"	60°33'27" 32°05'54.5"	
SiO <sub>2</sub> (wt.%)	64.32	63.91	64.70	65.44	63.71	47-75.6
TiO <sub>2</sub>	0.37	0.40	0.37	0.35	0.49	0.1-0.3
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.33	16.50	16.66	17.03	17.44	12.2-22.7
FeOt	3.58	3.61	3.32	3.10	3.21	0.5-6.5
MnO	0.06	0.06	0.06	0.05	0.06	0-0.6
MgO	2.52	2.49	2.42	1.95	2.23	0.2-7.9
CaO	4.26	4.32	4.01	4.57	5.31	0.9-22.4
Na <sub>2</sub> O	5.05	4.77	5.49	5.06	5.5	0.6-7.5
K <sub>2</sub> O	1.15	1.68	1.36	1.00	0.28	0.2-5.6
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0-1.5
LOI	1.9	1.7	1.2	1.1	1.6	----
Total	99.65	99.55	99.7	99.76	99.94	----
Mg#	58.24	57.74	59.08	55.48	57.92	----
Ba(ppm)	314	1358	195	201	60	1-658
Rb	38.7	49.7	39.3	35.3	8.6	2-137
Sr	446.7	460.1	420.4	425.9	517	200-981
Zr	99.4	99.1	94.8	96.5	100	66-227
Nb	2.3	2.9	2.2	2.2	2.5	3-21
Co	11.1	10.8	10.1	8.1	7	
Y	9.0	8.4	9.5	8.3	12	16-35
Cs	1.0	0.9	0.7	1.1	2.2	
Ta	0.2	0.2	0.2	0.1	0.18	
Hf	2.7	2.6	2.7	2.8	2.7	
Th	2.0	2.8	2.0	2.1	1.71	0-30
U	0.6	0.8	0.5	0.4	0.68	
La	7.3	8.0	5.1	6.0	4.8	0-45
Ce	15.0	15.0	11.1	13.6	11.3	19-73
Pr	1.86	1.86	1.50	1.65	1.5	
Nd	7.8	7.4	6.7	6.9	6.9	
Sm	1.74	1.60	1.55	1.62	1.8	
Eu	0.52	0.52	0.49	0.51	0.55	
Gd	1.92	1.77	1.75	1.69	1.96	
Tb	0.28	0.27	0.27	0.26	0.32	
Dy	1.63	1.48	1.65	1.42	1.97	
Ho	0.34	0.27	0.30	0.28	0.4	
Er	1.00	0.90	0.96	0.85	1.17	
Tm	0.14	0.13	0.13	0.12	0.18	
Yb	0.91	0.82	0.89	0.84	1.15	
Lu	0.14	0.12	0.15	0.12	0.18	
Eu/Eu*	0.87	0.94	0.91	0.94	0.90	

آهن قرار می‌گیرند. این غنی‌شدگی ممکن است منعکس‌کننده فراوانی دگرسانی فلیک در این نمونه‌ها باشد (Meinert, 1995).

شکل A-8، نمودار عنکبوتی تعدادی از عناصر کمیاب توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن (Pons et al., 2009) و شکل B-8، نمودار عنکبوتی همان عناصر کمیاب برای نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده با N-MORB (Pearce, 1996) و شکل C-8، نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) را نشان می‌دهد. چنان‌که ملاحظه می‌شود، توده‌های نفوذی مرتبط با کانسارهای اسکارن آهن دارای کاهیدگی Nb نسبت به Th و Ce و همچنین Ti نسبت به Zr و Y بوده و نمونه‌های مورد بررسی نیز همین ویژگی را دارند. نمودار فراوانی REE بهنجار شده با کندریت (Boynnton, 1984) نشان‌دهنده غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین است (شکل D-8). آنومالی منفی ضعیف Eu (به‌استثنای دو نمونه که آنومالی مثبت ضعیف دارند (1/07- Eu/Eu\* = 0/90) نشان‌دهنده این است که ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها از Sr غنی است.

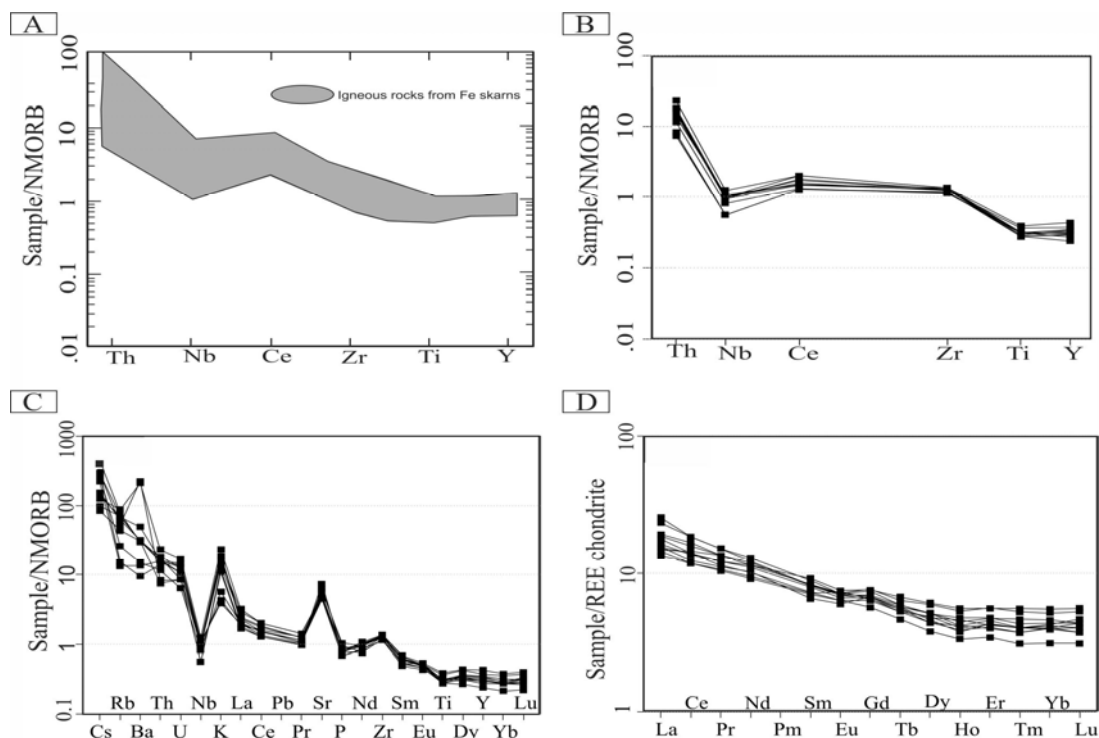
سنگ‌های مورد بررسی دارای فنوکریست‌های فراوان پلاژیوکلاز و آمفیبول بوده و ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی مشابه آداکیت‌ها (جدول ۲) دارند (Martin et al., 2005; Castillo, 2006; 2012; Eyuboglu et al., 2011). مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با ویژگی‌های توده‌های کوارتزیدوریت پورفیری مولد اسکارن با ماهیت آداکیتی در منطقه شمال کلاته‌شب (Yari, 2014) واقع در شمال تیغناپ نیز نشان‌دهنده مشابهت این توده‌هاست (جدول ۲). نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Sr/Y نسبت به Y (شکل A-9) (Defant and Drummond, 1990) و همکاران (Martin et al., 2005) آداکیت‌ها را به دو دسته کم سیلیس<sup>۱</sup> و پر سیلیس<sup>۲</sup> تقسیم کردند. بر این اساس آداکیت‌های مورد بررسی در گروه پر سیلیس قرار می‌گیرند (شکل B-9).

چنان‌که در این شکل نیز مشاهده می‌شود، نمونه‌های مورد بررسی با توده‌های نفوذی همراه با اسکارن آهن مشابهت دارند. میزان  $P_2O_5$  (۰/۰۸ تا ۰/۱۲ درصد) و  $FeO_T/MgO$  (۰/۹۲ تا ۱/۵۸) و محتوای  $Zr+Ce+Nb+Y$  (۱۰۳/۷ تا ۱۲۵/۸ گرم بر تن) در سنگ‌های مورد بررسی پایین است که نشان دهند ویژگی‌های گرانیتوئیدهای نوع I است (Yao et al., 2017). ایشی‌هارا (Ishihara, 1977) سنگ‌های گرانیتی را به گروه‌های مگنتیتی (دارای مگنتیت و گاهی ایلمنیت) و ایلمنیتی (دارای ایلمنیت و بدون مگنتیت) تقسیم‌بندی کرد. گروه مگنتیت بیشتر با گرانیت‌های نوع I و گروه ایلمنیت بیشتر با گرانیت‌های نوع S مطابقت دارند. پذیرفتاری مغناطیسی گرانیت‌های گروه ایلمنیت در محدوده  $[SI]^{-5}$  تا  $10^{-4}$  و گرانیت‌های گروه مگنتیت در محدوده  $[SI]^{-2}$  تا  $10^{-3}$  است (Ishihara, 1977; Gregorová et al., 2003). متوسط پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در نمونه‌های کوارتزیدوریت پورفیری تیغناپ،  $SI^{-5}$   $127 \times 10^{-5}$  است که ویژگی گرانیتوئیدهای گروه مگنتیت برای آنها را تأیید می‌کند. توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن، دارای  $SiO_2$  و  $K_2O$  کمتر و  $MgO$  بیشتری نسبت به توده‌های نفوذی همراه سایر اسکارن‌ها هستند (Meinert, 1995; Meinert et al., 2005). در نمودار  $MgO$  در مقابل  $SiO_2$  (شکل D-7) تمام سنگ‌های مورد بررسی مشابه سنگ‌های مرتبط با اسکارن‌های آهن هستند. توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های W و Mo به‌خصوص Sn بسیار تفریق‌یافته بوده و نسبت  $Rb/Sr$  در آنها بالاست. در مقابل سیستم‌های اسکارنی Fe، Au و به میزان کمتر Zn، شواهد کمتری برای تفریق‌یافتگی دارند (Meinert, 1995). در نمودار  $Rb/Sr$  نسبت به Zr (شکل E-7) نیز سنگ‌های مورد بررسی در محدوده توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های آهن قرار می‌گیرند. باریم‌جانشین پتاسیم در آلکالی‌فلدسپارها و میکاها می‌شود. در نمودار Ba نسبت به Zr (شکل F-7) به‌استثنای دو نمونه، بقیه نمونه‌ها دارای میزان باریم پایین بوده و در محدوده توده‌های نفوذی مرتبط با اسکارن‌های



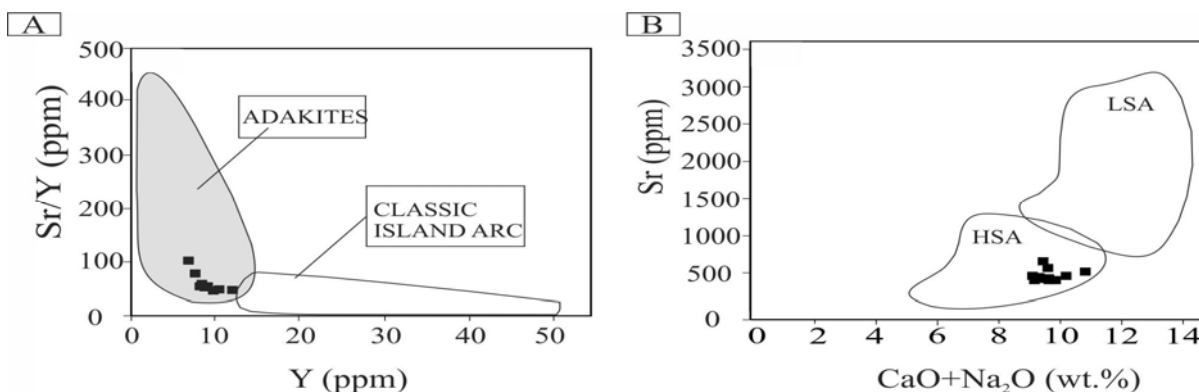
شکل ۷. A: نمودار مجموع آلکالن در مقابل  $\text{SiO}_2$  (Cox et al., 1979)، در سنگ‌های آذرین منطقه تیغناپ، B: نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971) در سنگ‌های نیمه عمیق منطقه تیغناپ، C: شاخص اشباع آلومین از آلومین در سنگ‌های آذرین منطقه تیغناپ با استفاده از نمودار شاند (Shand, 1943)، D، E و F: نمودارهایی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های نیمه عمیق تیغناپ. موقعیت توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن (Meinert, 1995) به رنگ خاکستری نشان داده شده است.

**Fig. 7.** A: Total alkaline versus  $\text{SiO}_2$  diagram (Cox et al., 1979) for igneous rocks of Tighanab area, B: AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971) of Tighanab sub-volcanic intrusions, C: Aluminum saturation index for igneous rocks of Tighanab area in Shand (1943) diagram, D, E, and F: diagrams of geochemical characteristics of Tighanab sub-volcanic intrusions. Location of intrusions associated with iron skarns (Meinert, 1995) is shown with gray color.



شکل ۸. A: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب توده‌های نفوذی همراه با اسکارن‌های آهن (Pons et al., 2009); B: نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های تیغناپ بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989); C: نمودار عناصر کمیاب نمونه‌های تیغناپ بهنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989); D: نمودار عناصر کمیاب خاکی نمونه‌های تیغناپ بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984).

Fig. 8. A: Trace elements spider diagram of intrusive masses associated with iron skarns (pons et al., 2009), B: normalized trace elements diagrams with N-MORB (Pearce, 1996) for Tighanab samples, C: normalized trace elements diagrams with primitive mantle (Sun and McDonough, 1989) for Tighanab samples, and D: normalized rare earth elements diagrams with chondrite (Boynton, 1984) for Tighanab samples



شکل ۹. A: نمودار Sr/Y در برابر Y (Defant and Drummond, 1990) و موقعیت نمونه‌های تیغناپ و B: نمودار Sr در برابر CaO+Na<sub>2</sub>O در برابر Y (Martin et al., 2005) و موقعیت نمونه‌های تیغناپ

Fig. 9. A: Sr/Y versus Y diagram (Defant and Drummond, 1990) and position of Tighanab samples, and B: Sr versus CaO+Na<sub>2</sub>O diagram (Martin et al., 2005) and position of Tighanab samples

**جدول ۲.** مقایسه آنالیز شیمیایی برخی عناصر اصلی و کمیاب نمونه‌های تیغناپ با ترکیب شیمیایی آداکیت‌ها و سنگ‌های آداکیتی شمال کلاته‌شب

**Table 2.** Comparison of some major and trace elements of Tighanab samples with chemical composition of adakites and north of Kalate Shab adakitic rocks.

Mean of studied samples	Mean of north Kalate Shab samples (Yari, 2014)	Mean of adakites (Martin et al., 2005)	Mean of adakites (Castillo, 2006; 2012)
SiO <sub>2</sub> =64.48	SiO <sub>2</sub> =63.87	>56 SiO <sub>2</sub>	SiO <sub>2</sub> > 56
=16.68 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	=16.21 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	>15 Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15 ≥ Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
Sr=470	Sr=448.5	>400 Sr	>300 Sr
=8.9 Y	=8.8 Y	18 Y ≤	Y < 10
=55.58 Sr/Y	=51.24 Sr/Y	20 Sr/Y >	20 Sr/Y >
Yb=0.89 ppm	Yb=0.88 ppm	Yb < 1.9 ppm	Yb < 1 ppm
no significant negative Eu anomaly	no negative Eu anomaly	no negative Eu anomaly	-
high LREE	high LREE	high concentrations of LREE	high concentrations of LREE (La/Yb > 20)
low HREE	low HREE	low concentrations of HREE	-

نشان‌دهنده تعلق آنها به جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است (Pearce and Peate, 1995; Tatsumi and Eggins, 1995). بی‌هنجاری منفی عناصر با شدت میدان بالا می‌تواند ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تپی از این عناصر حین صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد (Kuscu and Geneli, 2010). برخی پژوهشگران نیز معتقدند که این عناصر در سیال دگرنهادکننده گوشته، به صورت نامحلول بوده و کانی‌های حاوی آنها مثل آپاتیت و تیتانومگنتیت به صورت تفاله در پوسته فرورونده باقی می‌مانند (Ayers, 1998; Ionov and Hofmann, 1995; Stalder et al., 1998). مقادیر بالای Rb، Th، K در سنگ‌های مورد بررسی قابل مقایسه با مذاب‌های

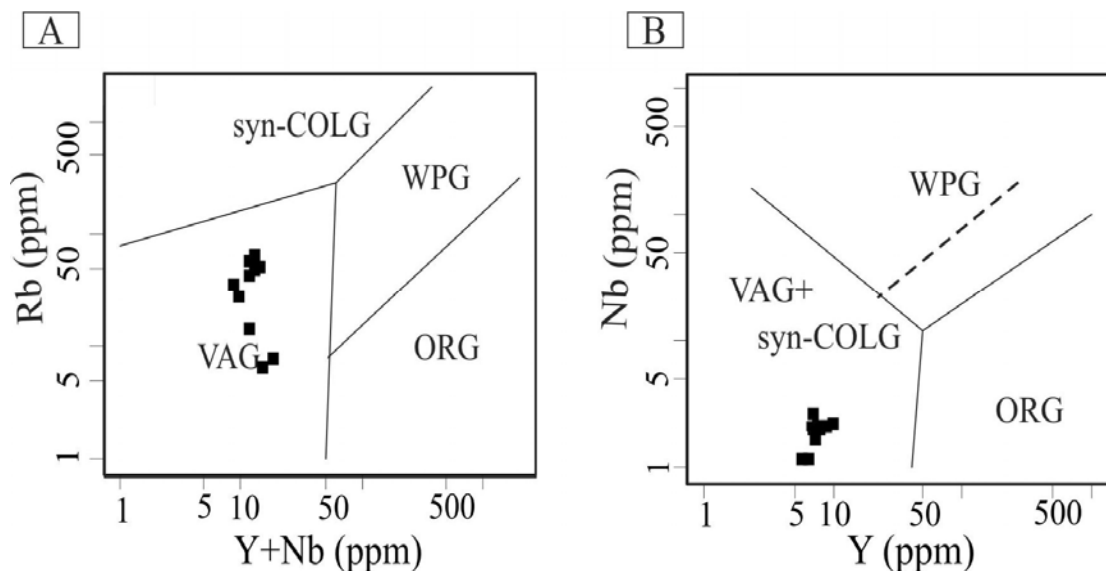
## بحث

اسکارن‌ها با سنگ‌های ماگمایی مرتبط با کمان‌های آتشفشانی و محیط‌های درون صفحه‌ای همراه بوده و هیچ توده نفوذی مرتبط با اسکارن، در ریفت میان اقیانوسی تشکیل نشده است (Meinert, 1995). نمونه‌های حدواسط تیغناپ بر اساس نمودار رده‌بندی زمین‌ساختی Rb نسبت به Y+Nb (شکل ۱۰-۱) و Nb نسبت به Y (شکل ۱۰-۲) (Pearce et al., 1984) (A) به ترتیب در گستره VAG+Syn-COLG و VAG قرار می‌گیرند. سنگ‌های مورد بررسی، تپی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Nb، P، Ti، Y، Yb و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون<sup>۱</sup> را نشان می‌دهند (شکل ۸-۱) که

نسبت بالای Sr/Y نشان‌دهنده حضور گارنت در خاستگاه این سنگهاست (Moyen, 2009; Mao et al., 2018). چنان‌که قبلاً نیز بیان شد، سنگ‌های آذرین مورد بررسی به گرانیتوئیدهای گروه I تعلق دارند (شکل ۷-C). پتروژنز گرانیتوئیدهای گروه I از موارد مورد بحث بوده (Zheng et al., 2019) و تشکیل آنها اغلب به ذوب‌بخشی پوسته پایینی نسبت داده می‌شود (White and Chappell, 1983; Chappell and Stephens, 1988; Roberts and Clemens, 1993).

نتایج پژوهش‌های سال‌های اخیر نشان داده است که آغستگی ماگمای مشتق شده از گوشته با پوسته یکی دیگر از فرایندهای مؤثر در تشکیل گرانیتوئیدهاست (Barbarin, 2005; Yang et al., 2007; Kocak et al., 2011). نمونه‌های مورد بررسی دارای نسبت‌های پایین Rb/Ba (متوسط ۰/۱) و Nb/U (متوسط ۴) بوده و مشابه مذاب‌های مشتق شده از پوسته زیرین هستند (Gao et al., 2004; Ma et al., 2015).

پوسته‌ای بوده (Ahmadi Khalaji et al., 2007) و می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در پوسته بالایی طی تکامل ماگما باشد. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و فقیرشدگی آنها از HREE نشان‌دهنده باقی ماندن گارنت در سنگ منشأ و شرایط فشار بالا در طول ذوب‌بخشی است (Rapp and Watson, 1995; Mazhari, 2016). شواهد ژئوشیمیایی مثل کاهش‌دهی HREE و HFSE، میزان بالای Sr/Y، Sr و  $(Gd/Yb)_N > 1$  و عدم آنومالی منفی Eu در نمونه‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که ماگمای آداکتیتی سازنده آنها در فشار بالاتر از محدوده پایداری پلاژیوکلاز تشکیل شده است. بررسی‌ها نشان داده است که پلاژیوکلاز در فشار بالاتر از 1.2 GPa (حدود ۴۰ کیلومتری) ناپایدار شده و Sr آزاد می‌شود (Moyen, 2009; Wang et al., 2012). میزان استرانسیم در سنگ‌های مورد بررسی بین ۴۰۲ تا ۶۶۱ گرم بر تن است. بنابراین عمق ذوب‌بخشی ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های تیغنا ب بالاتر از ۴۰ کیلومتر است. ویژگی‌های ژئوشیمیایی نمونه‌های بررسی شده، مانند Y پایین و



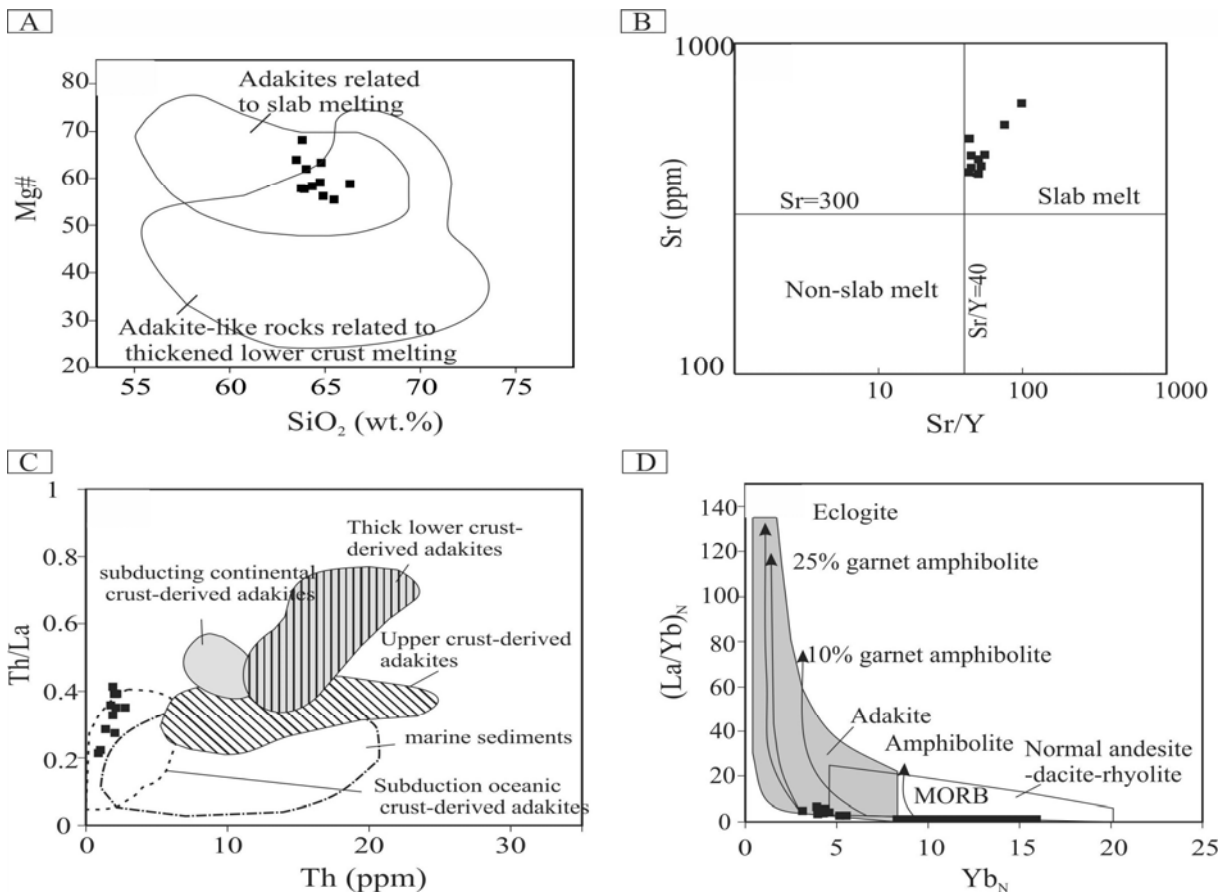
شکل ۱۰. نمودارهای A: Rb نسبت به Y+Nb و B: Nb نسبت به Y (Pearce et al., 1984) برای تفکیک محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها و موقعیت نمونه‌های تیغنا ب

Fig. 10. A: Rb versus Y+Nb and B: Nb versus Y diagrams (Pearce et al., 1984) for discrimination of tectonic environment of granitoids and position of Tighanab samples



تیغناپ در محدوده آداکیت‌های سیلیس بالا (شکل B-۹) قرار گرفته‌اند که بیانگر ذوب ورقه اقیانوسی فرورونده است. نمونه‌های مورد بررسی دارای  $Gd/Yb$  کمتر از ۳ است که نشان‌دهنده مذاب‌های مشتق شده از ذوب بخشی آمفیولیت (گارنت آمفیولیت) هستند (Hastie et al., 2010). نمودار  $La/Yb_N$  در برابر  $Yb_N$  (شکل D-۱۱) نشان‌دهنده خاستگاهی با ترکیب ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت آمفیولیت برای آداکیت‌های مورد بررسی است.

برای شناسایی خاستگاه توده‌های آداکیتی مورد بررسی، از نمودار  $Mg\#$  در برابر  $SiO_2$  (شکل A-۱۱) استفاده شد. چنان‌که مشاهده می‌شود، نمونه‌های تیغناپ در محدوده مشترک پوسته اقیانوسی فرورونده و پوسته زیرین ضخیم شده قرار گرفته‌اند. نمودارهای  $Sr$  در برابر  $Sr/Y$  و  $Th/La$  در برابر  $Th$  (شکل‌های B-۱۱ و C) نشان‌دهنده نقش پوسته اقیانوسی فرورونده در تشکیل ماگمای آداکیتی است (Martin et al., 2005; Guo et al., 2009; Wang et al., 2011). بر پایه نمودارهای مارتین و همکاران (Martin et al., 2005)، نمونه‌های منطقه



شکل ۱۱. A: نمودار  $Mg\#$  در برابر  $SiO_2$  (Wang et al., 2006)، B: نمودار  $Sr$  در برابر  $Sr/Y$  (Whalen et al., 2002)، C: نمودار  $Th/La$  در برابر  $Th$  (Eyuboglu et al., 2012) و D: نمودار  $La/Yb_N$  در برابر  $Yb_N$  (Drummond and Defant, 1990) و موقعیت نمونه‌های تیغناپ

## نتیجه‌گیری

در منطقه تیغنا، فعالیت ماگمایی الیگو-میوسن با ترکیب کوارتز دیوریت به صورت گنبد، دایک و سیل، سنگ آهک و ماسه سنگ‌های پالئوسن-ائوسن را مورد هجوم قرار داده و سبب تشکیل اسکارن و کانی‌زایی آهن شده است. کانی‌های تشکیل دهنده اسکارن شامل گارنت، کلسیت، اپیدوت، کلریت، مگنتیت، کوارتز و پیروکسن و بافت‌های آن شامل گرانوبلاستیک و کاتاکلاستیک هستند. گارنت اسکارن مهم‌ترین نوع اسکارن در منطقه مورد بررسی است که به صورت محدود در جنوب و جنوب‌باختر روستای تیغنا تشکیل شده است. بررسی مقاطع نازک صیقلی نشان داد که کانه مهم تشکیل شده در اسکارن تیغنا، مگنتیت است که به صورت جانشینی در گارنت و در مرحله دگرگونی پس‌رونده همراه کانی‌های آب‌دار دمای پایین مانند اپیدوت و کلریت تشکیل شده است. یکی از ویژگی‌های سنگ‌های حدواسط منطقه تیغنا، حضور آنکلاو با ترکیب آمفیبولیتی است که احتمالاً از بخش‌های مافیک دگرگون شده آمیزه افیولیتی به عنوان پی‌سنگ منطقه، به ارث رسیده است. سنگ‌های بررسی شده، ماهیت کالک‌آلکان و متاآلمین دارند. شواهد صحرایی، کانی‌شناسی (مانند حضور هورنبلند و اسفن) و مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی، نشان‌دهنده این است که سنگ‌های مورد بررسی، در رده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. مقادیر پایین  $P_2O_5$  (۰/۰۸ تا ۰/۱۲ درصد)،  $FeO_T/MgO$  (۰/۹۲ تا ۱/۵۸ درصد) و  $(Zr+Ce+Nb+Y)$

(۱۰۳/۷ تا ۱۲۵/۸ گرم بر تن) نیز ویژگی گرانیتوئیدهای نوع I برای آنها را تأیید می‌کند. این سنگ‌ها، تهی‌شدگی از عناصر شدت میدان بالا نظیر Nb، P، Ti، Y و غنی‌شدگی از عناصر لیتوفیل بزرگ یون را نشان می‌دهند که بیانگر تعلق آنها به جایگاه زمین‌ساختی وابسته به فرورانش است. بر پایه نمودارهای رده‌بندی زمین‌ساختی، سنگ‌های نیمه عمیق مولد اسکارن در منطقه تیغنا، در محیط حاشیه فعال قاره‌ای تشکیل شده‌اند. نمودار فراوانی REE در سنگ‌های بررسی شده، بیانگر غنی‌شدگی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین است که بیانگر باقی‌ماندن گارنت در منشأ و شرایط فشار بالا در حین ذوب‌بخشی است. شواهد ژئوشیمیایی مثل کاهیدگی HREE و HFSE، میزان بالای Sr/Y، Sr و  $(Gd/Yb)N > 1$  و آنومالی منفی ضعیف Eu در نمونه‌های مورد بررسی، نشان می‌دهد که ماگمای آداکیتی سازنده آنها در فشار بالاتر از محدوده پایداری پلاژیوکلاز تشکیل شده است. مقادیر بالای استرانسیم در سنگ‌های مورد بررسی (بین ۴۰۲ تا ۶۶۱ گرم بر تن)، بیانگر رخداد ذوب‌بخشی در عمق بالاتر از ۴۰ کیلومتر و در محدوده پایداری گارنت است. نمودارهای عناصر کمیاب، نشان‌دهنده نقش پوسته اقیانوسی فرورونده و یک خاستگاه با ترکیب ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت آمفیبولیت برای آداکیت‌های مورد بررسی است.

## References

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5–6): 859–877.
- Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J.C.M., Omrani, J. and Plunder, A., 2013. Insights on

- deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic “mélange” (Eastern Iran). *Lithos*, 156–159: 139–158.
- Ayers, J.C., 1998. Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132(4): 390–404.
- Barbarin, B., 2005. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of

- the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin, and relations with the hosts. *Lithos*, 80(1-4): 155-177.
- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson, (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Science Publishing Company, New York, pp. 63-114.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170-171: 17-34.
- Camp, V.E. and Griffis, R., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 15(3): 221-239.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 257-268.
- Castillo, P.R., 2012. Adakite petrogenesis. *Lithos*, 134-135: 304-316
- Chappell, B.W. and Stephens, W.E., 1988. Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 79(2-3):71-86.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin, London, 450 pp.
- Defant, M.J. and Drummond, M.S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subduction lithosphere. *Nature*, 347(6294): 662-665.
- Drummond, M.S. and Defant, M.J., 1990. A model for trondhjenite-tonalite-dactite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern composition. *Journal of Geophysical Research*, 95 (B13): 21503-21521.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S.L., 2011. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the same adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 121(1-4): 151-166.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektaş, O. and Kwon, S., 2012. Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region. *Lithos*, 146: 218-232.
- Gao, S., Rudnick, R.L., Yuan, H.L., Liu, X.M., Liu, Y.S., Xu, W.L., Lin, W.L., Ayers, J., Wang, X.C. and Wang, Q.H., 2004. Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature*, 432(7019): 892-897.
- Gregorová, D., Hrouda, F., and Kohút, M., 2003. Magnetic susceptibility and geochemistry of Variscan West Carpathian granites: implications for tectonic setting. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(16-19): 729-734.
- Guillou, Y., Maurizot, P. and De La Villeon, H., 1981. Geological map of Mahirud, Scale 1:100000. Geological Survey of Iran.
- Guillou, Y., Maurizot, P., Vaslet, D. and De La Villeon, H., 1990. Explanatory text of the Gazik quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Report L8, 200 pp.
- Guo, F., Nakamura, E., Fan, W., Kobayashi, K., Li, C. and Gao, X., 2009. Mineralogical and geochemical constraints on magmatic evolution of Paleocene adakitic andesites from the Yanji area, NE China. *Lithos*, 112(3): 321-341.
- Hastie, A.R., Kerr, A., McDonald, I., Mitchell, S.F., Pearce, J.A., Millar, I.L., Barford, D. and Mark, D.F., 2010. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of rhyodacite lavas in eastern Jamaica: A new adakite subgroup analogous to early Archaean continental crust? *Chemical Geology*, 276(3-4): 344-359.
- Humphreys, M.C.S., Blundy, J.D. and Sparks R.S. J., 2006. Magma evolution and open-system processes at Shiveluch volcano: insights from phenocryst zoning. *Journal of Petrology*, 47 (12): 2303-2334.
- Ionov, D.A. and Hofmann, A.W., 1995. Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters*, 131(3-4) :341-356.
- Irvine, T.N. and Baragar W.R., 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523-548.
- Ishihara, S., 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology*, 27(145): 293-305.
- Karimzadeh Somarin, A., Moayyed, M., 2002. Granite-and gabbrodiorite-associated skarn deposits of NW Iran. *Ore Geology Reviews*,

- 20(3–4): 127–138.
- Kocak, K., Zedef, V. and Kansun, G., 2011. Magma mixing/mingling in the Eocene Horoz (Nigde) granitoids, central southern Turkey: Evidence from mafic microgranular enclaves. *Mineralogy and Petrology*, 103(1–4): 149–167.
- Kuscu, G.G. and Geneli, F., 2010. Review of post-collisional volcanism in the central Anatolian volcanic province (Turkey), with special reference to the Tepekoy volcanic complex. *International Journal of Earth Sciences*, 99(3): 593–621.
- Lange, R.A., Frey, H.M. and Hector, J., 2010. A thermodynamic model for the plagioclase-liquid hygrometer/thermometer. *American Mineralogist*, 94(4): 494–506.
- Lei, X.F., Duan, D.F., Jiang, S.Y. and Xiong, S.F., 2018. Ore-forming fluids and isotopic (HOCS–Pb) characteristics of the Fujiashan–Longjiaoshan skarn W–Cu–(Mo) deposit in the Edong District of Hubei Province, China. *Ore Geology Reviews*, 102: 386–405.
- Ma, Q., Zheng, J.P., Xu, Y.G., Griffin, W.L. and Zhang, R.S., 2015. Are continental "adakites" derived from thickened or foundered lower crust? *Earth and Planetary Science Letters*, 419(02): 125–133.
- Mao, Q., Yu, M., Xiao, W., Windley, B.F., Li, Y., Wei, X., Zho, J. and Lü, X., 2018. Skarn-mineralized porphyry adakites in the Harlik arc at Kalatage, E. Tianshan (NW China): Slab melting in the Devonian–early Carboniferous in the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 365–378.
- Martin, H., Smithies, R.H., Rapp, R., Moyen, J.F. and Champion, D., 2005. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, 79(1–2): 1–24.
- Mazhari, S.A., 2016. Petrogenesis of adakite and high-Nb basalt association in the SW of Sabzevar Zone, NE of Iran: Evidence for slab melt-mantle interaction. *Journal of African Earth Sciences*, 116: 170–181.
- Mazhari, N., Malekzadeh Shafaroudi, A. and Ghaderi, M., 2015. Geology, mineralogy and geochemistry of Fereznef ferromanganese anomaly, east of Sangan mines complex, NE Iran. *Journal of Economic Geology*, 7(1): 23–37. (in Persian with English abstract)
- Mazhari, M., Mazaheri, S.A., Saadat, S. and Homam, S.M., 2018. Mineralogical and Geochemistry of intrusive rocks south of Moein Abad (East Iran, Zirkouh Qaen). *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26(1): 149–160. (in Persian with English abstract)
- Meinert, L.D., 1995. Compositional variation of igneous rocks associated with skarn deposits – chemical evidence for a genetic connection between petrogenesis and mineralization. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magma, fluids, and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada, Short Course Series, Canada, pp. 401–418.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M. and Nicolescu, S., 2005. World skarn deposits. In: J.W. Hedenquist, J.F.H. Thompson, R.J. Goldfarb and J.P. Richards (Editors), *Economic geology, One hundredth anniversary volume*, Society of economic geologists, Colorado, pp. 299–336.
- Moyen, J.F., 2009. High Sr/Y and La/Yb ratios: the meaning of the "adakitic signature". *Lithos*, 112(3–4): 556–574.
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R. and Zarrinkoub, M. H., 2014. Petrogenesis and zircon U-Pb dating of skarnified pyroxene bearing dioritic rocks in Bisheh area (South of Birjand, East of Iran). *Journal of Economic Geology*, 6(2): 393–409. (In Persian with English abstract)
- Nakhaei, M., Mazaheri, S.A., Karimpour, M.H., Stern, C.R., Zarrinkoub, M.H., and Mohammadi, S.S., 2015. Geochronologic, geochemical, and isotopic constraints on petrogenesis of the dioritic rocks associated with Fe skarn in the Bisheh area, Eastern Iran. *Arabian Journal of Geosciences*, 8(10): 8481–8495.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, H.Ch., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181: 234–251.
- Pearce, J., 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In D.A. Wyman (Editor), *Trace element geochemistry of*

- volcanic rocks: Applications for massive sulphide exploration. Geological Association of Canada, Short Course Notes 12, Canada, pp.79–114.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4): 956–983.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23(1): 251–285.
- Pons, J.M., Franchini, M., Meinert L.D., Recio, C. and Etcheverry, R., 2009. Iron Skarns of the Vegas Peladas District, Mendoza, Argentina. *Economic Geology*, 104(2): 157–184.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931.
- Rasouli, R., 2015. Geochemistry, mineralogy and genesis of Tighe noab Fe–Cu deposit. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran, 204 pp. (in Persian with English abstract)
- Roberts, M.P., Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825–828.
- Saadat, S., 2017. Geology, geochemistry and ground magnetic survey on Kalateh Naser iron ore deposit, Khorasan Jonoubi province. *Journal of Economic Geology*, 8(2):593–607. (in Persian with English abstract)
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J.W., Wei, C., George, L.L. and Burlinson, K., 2017. Mineral geochemistry of the Sangan skarn deposit, NE Iran: Implication for the evolution of hydrothermal fluid. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 77(3): 399–419.
- Shand, S.J., 1943. The eruptive rocks. John Wiley, New York, 444 pp.
- Shcherbakov, V.D., Plechov, P.Y., Izbekov, P.E. and Shipman, J.S., 2011. Plagioclase zoning as an indicator of magma processes at Bezymianny Volcano, Kamchatka. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162(1): 83–99.
- Stalder, R., Foley, S.F., Brey, G.P. and Horn, I. 1998. Mineral–aqueous fluid partitioning of trace Elements at 900–1200 °c and 3–5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62(10): 1781–1801.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes. In: A.D. Saunders, M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society, London, pp. 313–345.
- Tatsumi, Y., Eggins, S.M., 1995. *Subduction Zone Magmatism*. Blackwell Science, Cambridge, 211 pp.
- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–150.
- Wang, X.L., Shu, X.J., Xu, X., Tang, M. and Gaschnig, R., 2012. Petrogenesis of the Early Cretaceous adakite-like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 61: 243–256.
- Wang, C.M., Zhang, L., Chen, H., Tang, H., Chen, Y.J., Dong, L.H., Qu, X., Zheng, Y., Li, D.F. and Fang, J., 2018. Geochronology, geochemistry and tectonic significance of the ore-associated granites at the Kaladawan Fe–Mo ore field (Altyn), NW China. *Ore Geology Reviews*, 100: 457–470.
- Wang, B.Q., Zhou, M.F., Jian–Wei Li, J.W. and Dan–Ping Yan, D.P., 2011. Late Triassic porphyritic intrusions and associated volcanic rocks from the Shangri–La region, Yidun terrane, Eastern Tibetan Plateau: Adakitic magmatism and porphyry copper mineralization. *Lithos*, 127: 24–38.
- Wang, Q., Xu, J.F., Jian, P., Bao, Z.W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X.L. and Ma, J.L. 2006. Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology*, 47(1): 119–144.
- Whalen, J.B., Percival, J.A., McNicoll, V.J. and Longstaffe, F.J., 2002. A mainly crustal origin for tonalitic granitoid rocks, Superior Province, Canada: implications for late Archean tectonomagmatic processes. *Journal of Petrology*, 43(8): 1551–1570.
- White, A.J.R. and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the

- Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: J.A. Roddick (Editor), Circum-Pacific Plutonic Terranes. Geological Society of America Memoir, Colorado, pp. 21–34.
- Whitney, D. and Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Xu, J., Zheng, Y.Y., Sun, X. and Shen, Y.H., 2016. Geochronology and petrogenesis of Miocene granitic intrusions related to the Zhibula Cu skarn deposit in the Gangdese belt, southern Tibet. *Journal of Asian Earth Sciences*, 120: 100–116.
- Yang, J.H., Wu, F.Y., Wilde, S.A., Xie, L.W., Yang, Y.H. and Liu, X.M., 2007. Tracing magma mixing in granite genesis: In situ U–Pb dating and Hf–isotope analysis of zircons. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 153(2): 177–190.
- Yao, L., Lü, Z., Zhao, C., Pang, Z., Yu, X., Yang, T., Li, Y., Liu, P. and Zhang, M., 2017. Zircon U–Pb geochronological, trace element, and Hf isotopic constraints on the genesis of the Fe and Cu skarn deposits in the Qiman Tagh area, Qinghai Province, Eastern Kunlun Orogen, China. *Ore Geology Reviews*, 91: 387–403.
- Yari, F., Zarrinkoub, M.H. and Mohammadi, S.S., 2014. Petrography and mineralogy of intrusive and subvolcanic rocks related to skarn in north kalate shab area (North of Doroh, south of Gazik). 6th symposium of Iranian Society of Economic Geology, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran. (in Persian with English abstract)
- Zarrinkoub, M.H., Ketabi, P., Shiva, M. and Asgari, M., 2011. Mineralogy of Haj Elyas iron deposit, northwest of Nehbandan, East of Iran. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 19(1): 73–82. (in Persian with English abstract)
- Zarrinkoub, M.H., Pang, K.N., Chung, S.L., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y. and Lee, H.Y., 2012. Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154: 392–405.
- Zheng, K., Wu, C., Lei, M., Zhang, X., Chen, H., Wu, D. and Gao, D., 2019. Petrogenesis and tectonic implications of granitoids from western North Altun, Northwest China. *Lithos*, 340–341: 255–269.



## Petrography, geochemistry and tectonic setting of adakitic bodies in the Tighanab area and their relationship with iron skarn mineralization (southeast of Sarbisheh-east of Iran)

Malihe Nakhaei<sup>1\*</sup> and Seyyed Saeid Mohammadi<sup>2</sup>

1) Department of Mining Engineering, Birjand University of Technology, Birjand, Iran

2) Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Birjand, Birjand, Iran

Submitted: July 08, 2019

Accepted: Feb. 08, 2020

**Keywords:** quartz diorite porphyry, I- type granitoid, high silica adakite, skarn, Tighanab, Sistan suture zone

### Introduction

The Tighanab area is located in the Southern Khorasan province and 104km south-east of Sarbisheh, in the eastern part of Sistan suture zone (Tirrul et al., 1983). The Sistan suture zone has formed as a result of collision between the Lut and Afghan blocks and its closure time is related to upper Cretaceous era (Bröcker et al., 2013). Eocene-Oligocene magmatism in eastern Iran (Lut-Sistan) crop out as volcanic rocks, pyroclastic and subvolcanic rocks (Pang et al., 2013) which have caused skarn mineralization in some parts. The relationship between skarn mineralization and adakites has been discussed by various researchers (Lei et al., 2018). Skarn deposits and their associated Cenozoic plutonic rocks in Iran, have outcrops in northwest, central and southeast of the Urumiyeh-Dokhtar magmatic belt, Sabzevar-Dorouneh magmatic belt and the eastern Iran magmatic belt (Sepidbar et al., 2017). The Tighanab subvolcanic bodies play an important role in skarn mineralization.

This research study is carried out for studying petrography, geochemistry and tectonic setting of subvolcanic bodies and their role in skarn mineralization since geochemistry and petrology of the mentioned masses have not been studied.

### Material and methods

This research is based on field observations, thin sections, polished thin section studies and chemical

analysis of samples. In this regard, 90 thin sections were prepared and studied by microscope. Then, 11 samples of subvolcanic rocks with the least alteration were selected. Then they were crushed and powdered. Next, they were analyzed by the ICP-ES method for major elements and the ICP-MS method for trace and rare earth elements. The magnetic susceptibility of the samples was measured by SM20 magnetic sensitivity device at university of Birjand.

### Results

The study area is located in the eastern part of the Sistan suture zone and the Mahirud geological map (1:100000). Quartzdioritic subvolcanic rocks intruded the Paleocene-Eocene limestone and sandstone and formed iron skarn mineralization. The main textures in quartz diorite porphyry are porphyry with microgranular groundmass and poikilitic. Plagioclase, hornblende and quartz are the main constituents of these rocks. Plagioclase phenocrysts have polysynthetic twinning, zoning and resorption rim and are andesine and rarely oligoclase based on extinction angle. Different geochemical diagrams show correlation between the Tighanab igneous rocks and intrusions associated with iron skarns. Geochemical features as mean of SiO<sub>2</sub>(64.48%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(16.68%), Sr(470ppm), Y(8.9ppm), Sr/Y(55.58), Yb(0.89ppm) and poor negative anomaly of Eu are representative of high silica adakitic features for

\*Corresponding author Email: nakhaei@birjandut.ac.ir

these rocks. The amount of Mg#(55.48-68.1), Sr/Y(mean55.58), Th/La(mean0.32), La/Yb<sub>N</sub>(4.2) and Th(mean1.8ppm) indicate oceanic crust melting with garnet-amphibolite composition to generation of adakitic magma.

### Discussion

Field evidence, mineralogy, and magnetic susceptibility measurements show that granitoids of the Tighanab area belong to the magnetite series. Based on tectonic discrimination diagrams, the intermediate samples of the Tighanab area are located in the range of VAG and VAG + Syn-COLG. The studied rocks show depletion of HFSE such as Ti, P, Nb, Yb, Y and enrichment in LILE that indicates their association with the subduction environment. Negative anomaly of HFSE may be a result of contamination of magma by crustal materials during ascent and emplacement in subduction zones. Comparison of some major and trace elements of Tighanab samples with adakites indicated that these rocks have high silica adakitic nature.

Geochemical evidence shows that the studied rocks are similar to the rocks associated with iron skarns. Some geochemical characteristics such as HREE and HFSE depletion, high Sr, Sr/Y and (Gd/Yb)<sub>N</sub>>1 and poor negative anomaly of Eu in the studied samples, indicate that the adakitic magma has been formed at pressures above the plagioclase stability. The geochemical characteristics of the studied samples, such as low Y and high Sr/Y ratio, indicate the presence of garnet in the origin of these rocks (Mao et al., 2018). Trace and rare element diagrams show that adakitic magma of the Tighanab area subvolcanic rocks have been produced by melting of the oceanic slab. Adakitic rocks of the Tighanab area

have been formed from a source with 10 to 25% garnet amphibolites composition.

### References

- Tirrul, R., Bell, L.R., Griffis, R.J. and Camp, V.E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1): 134–150.
- Bröcker, M., Rad, G.F., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N. and Salimi, Z., 2013. New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170–171: 17–34.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, H.Ch., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene–Oligocene post-collisional magmatism in the Lut–Sistan region, eastern Iran: magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180–181: 234–251.
- Mao, Q., Yu, M., Xiao, W., Windley, B.F., Li, Y., Wei, X., Zho, J. and Lü, X., 2018. Skarn-mineralized porphyry adakites in the Harlik arc at Kalatage, E. Tianshan (NW China): Slab melting in the Devonian–early Carboniferous in the southern Central Asian Orogenic Belt. *Journal of Asian Earth Sciences*, 153: 365–378.
- Lei, X.F., Duan, D.F., Jiang, S.Y. and Xiong, S.F., 2018. Ore-forming fluids and isotopic (HOCS–Pb) characteristics of the Fujiashan–Longjiaoshan skarn W–Cu–(Mo) deposit in the Edong District of Hubei Province, China. *Ore Geology Reviews*, 102: 386–405.
- Sepidbar, F., Mirnejad, H., Li, J.W., Wei, C., George, L. L. and Burlinson, K., 2017. Mineral geochemistry of the Sangan skarn deposit, NE Iran: Implication for the evolution of hydrothermal fluid. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 77(3): 399–419.