

پetroگرافی و ژئوشیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان در لخشک، شمال غرب زاهدان، جنوب شرق ایران

حلیمه مجددی‌مقدم¹، محمد بومری^{2*} و حبیب بیابانگرد³

1. دانش‌آموخته دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

2. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

3. استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

چکیده

اندیس آنتیموان لخشک در شمال غرب زاهدان و در پهنه‌ی جوش خورده سیستان واقع شده است. واحدهای سنگی منطقه شامل فلش‌های دگرگونه (گارنت شیست، اکتینولیت شیست، فیلیت و میلوئیت)، توده گرانیتوئیدی لخشک، دایک‌های بازیک و اسیدی، رگه‌های سیلیسی بدون کانی‌زایی و دارای کانی‌زایی می‌باشد. براساس مطالعات ژئوشیمی، سنگ‌های آذرین لخشک کالک آلکالن، کالک آلکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی و متآلومینوس و متعلق به جایگاه‌های کمان ولکانیکی، هم‌زمان با برخورد و پس از برخورد می‌باشند. غنی‌شدگی LREE و LILE نسبت به HREE و HFSE از ویژگی‌های سنگ‌های آذرین مورد مطالعه است. غنی‌شدگی Pb و تهی‌شدگی Zr، Nb، Y بیشتر با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین سازگار است. کانی‌زایی آنتیموان در لخشک بیشتر به صورت رگه‌های کوارتز-استیبینیت در سنگ‌های فلش‌گونه دیده می‌شود و همراه با دگرسانی‌های سیلیسی، آرژیلیک و فیلیک است.

واژه‌های کلیدی: زون جوش خورده سیستان، سنگ‌های آذرین نفوذی و نیمه‌نفوذی، کانی‌زایی آنتیموان

Petrography and geochemistry of igneous rocks and antimony mineralization in Lakhshak, northwest of Zahedan, southeastern Iran

Mojadadi Moghadam, H¹., Boomeri, M.² and Biabangard, H³.

Ph.D., Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

Associate Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

Assistant Professor, Geology Department, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

Abstract

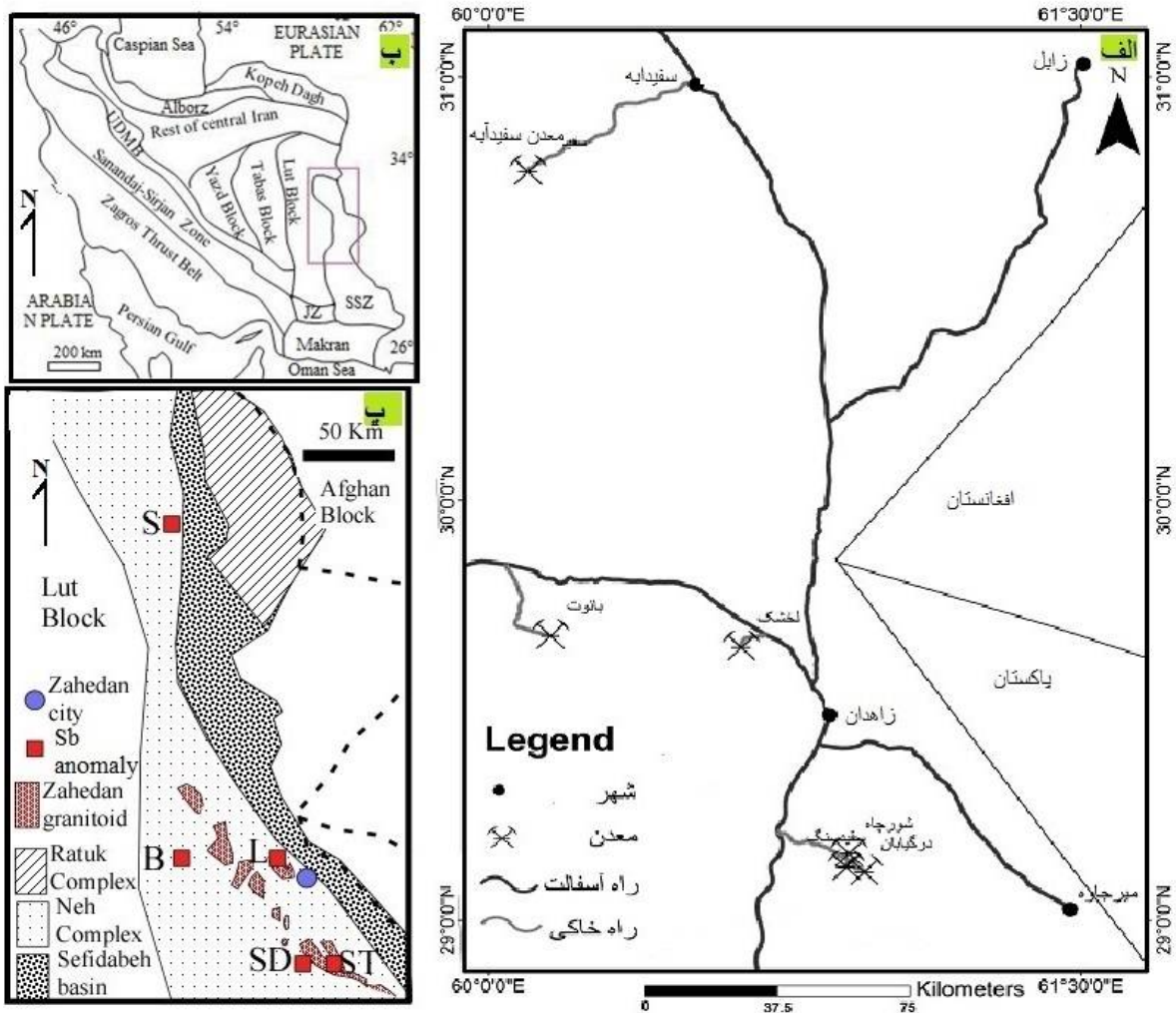
The Lakhshak Sb index is located in northwest of Zahedan in the Sistan suture zone. The geological units of the area are metamorphosed flysch (garnet schist, actinolite schist, phyllite, mylonite) granitoid pluton, acidic and basic dikes, mineralized and un-mineralized silicic veins. According to the geochemical studies, Lakhshak igneous rocks are calc-alkaline, high-K calc-alkaline and shoshonitic, metaluminous and belong to the volcanic arc, and collisional and post-collisional tectonic settings. The study igneous rocks are characterized by LREE and LILE enrichment relative to HREE and HFSE. Enrichment of Pb and depletion of Zr, Nb and Y are more consistent with melts generated from the lower crust. The Sb mineralization in the Lakhshak mainly occurs as quartz-stibnite veins in flysch-like rocks and associated with silicic, argillic and phyllic alterations.

Keywords: Sistan suture zone, Intrusive and Subvolcanic igneous rocks, Sb mineralization

مقدمه

اندیس آنتیموان لخشک در 28 کیلومتری شمال غرب زاهدان و در مسیر جاده زاهدان-کرمان قرار دارد (شکل 1-الف). این منطقه از نظر زمین‌شناسی در زون زمین‌درز سیستان واقع شده است (شکل 1-ب). پهنه جوش‌خورده سیستان از دو مجموعه افیولیتی "رتوک" در شرق و "نه" در غرب تشکیل شده که به‌وسیله حوضه رسوبی سفیدآبه از هم جدا می‌شود (Tirrul et al., 1983) (شکل 1-پ). مجموعه نه و رتوک حاوی افیولیت‌هایی به سن کرتاسه، فلیش‌ها با سن کرتاسه تا ائوسن، سنگ‌های رسوبی-آواری قاره‌ای با سن پالئوژن می‌باشند (Tirrul et al., 1983). افیولیت‌ها و فلیش‌ها در مرزشان به دلایل تکتونیکی دچار بی‌نظمی و آشفتگی زیادی شده‌اند درحالی‌که حوضه سفیدآبه از نظر چین‌شناسی به هم پیوسته و دارای نظم بهتری است و از سنگ‌های تخریبی و کربناته کرتاسه بالایی تا ائوسن به ضخامت هشت کیلومتر و بیشتر شامل سنگ‌های فلیش گونه، مقدار کمی افیولیت ملانژ و تنوعی از سنگ‌های خروجی و درونی با ترکیب بازیک تا اسیدی تشکیل شده است. گرانیتوئید لخشک در مجموعه نه نفوذ کرده است (Tirrul et al., 1983). سنگ‌های آذرین در پهنه جوش‌خورده سیستان نشان‌دهنده مراحل کاملی از ایجاد یک ریفت قاره‌ای، فرورانش، تصادم و حوادث پس از تصادم در آن است. به‌گونه‌ای که مجموعه‌های افیولیتی، نشانه بقایای پوسته اقیانوسی، سنگ‌های خروجی و نفوذی نخیلاب (هدایتی و همکاران، 1395) و رود شور در اواخر کرتاسه و ائوسن نشانه فرورانش و باتولیت زاهدان در ائوسن و اوایل الیگوسن نشانه فرورانش یک صفحه اقیانوسی و برخورد بلوک لوت و سیستان است (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al., 2016). حوادث بعد از برخورد بلوک‌های لوت و افغان منجر به چین‌خوردگی، گسل‌خوردگی امتدادلغز مزدوج و ماگماتیسم در الیگوسن، میوسن و پلیوسن شده است (Camp and Griffis, 1982; Moradi and Boomeri, 2016; Moradi and Boomeri, 2017; Boomeri, et al., 2019). این رویدادها باعث ایجاد کانسارهای متعددی از جمله کانسارهای آنتیموان در پهنه جوش‌خورده سیستان شده است (مارزی، 1394؛ بومری، 1393؛ مرادی و همکاران، 1394؛ مرادی، 1391؛ فرشیدپور، 1391؛ خرمی، 1391؛ مظلوم، 1396؛ بومری و همکاران، 1397). ثبت کانی‌زایی آنتیموان در لخشک به‌عنوان یک محدوده اکتشافی اولین بار توسط بخش

خصوصی در سال 1379 انجام شده است. این محدوده در حال حاضر متعلق به شرکت تهیه و تولید مواد معدنی ایران است که مجری کارهای اکتشافی مهمی در این منطقه است. کانی زایی آنتیموان به صورت رگه‌های استیبنیت همراه با رگه‌های کوارتز و از نوع اپی ترمال می‌باشد (مجددی‌مقدم، 1398؛ مظلوم، 1396). اندیس آنتیموان لخشک با گرانیتوئید زاهدان، شیست و فلیش‌های دگرسان و دگرگون شده، زون‌های برشی و میلونیتیزه، شاید با گسل‌های امتدادلغز و حوادث بعد از برخورد در این منطقه ارتباط دارد. هدف از این نوشتار بررسی دقیق پتروگرافی سنگ‌های موجود در محدوده کانی‌زایی، مطالعات ژئوشیمیایی توده گرانیتی و دایک‌های همراه می‌باشد. در این نوشتار سعی شده است با استفاده از شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی خاستگاه و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها نفوذی و نیمه نفوذی و کانی‌زایی آنتیموان و دگرسانی‌های مرتبط در منطقه لخشک مورد بررسی قرار گیرد.



شکل 1. الف) موقعیت جغرافیایی کانی‌زایی آنتیموان در استان سیستان و بلوچستان، ب) موقعیت پهنه جوش خورده سیستان (SSZ) نسبت به دیگر پهنه‌های زمین‌شناسی ایران، پ) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ی بخشی از پهنه جوش‌خورده سیستان که موقعیت مجموعه‌های نه و رتوک، حوضه سفیدآبه، آنومالی‌های آنتیموان و

گرانیتوئید زاهدان در آن نشان داده شده است (Modified from Tirrul et al., 1983). (SD = سفید سنگ و در گیابان، ST = شورچاه و توزگی، L = لخشک، B = باثوت، S = سفیدآبه و حیدرآباد)

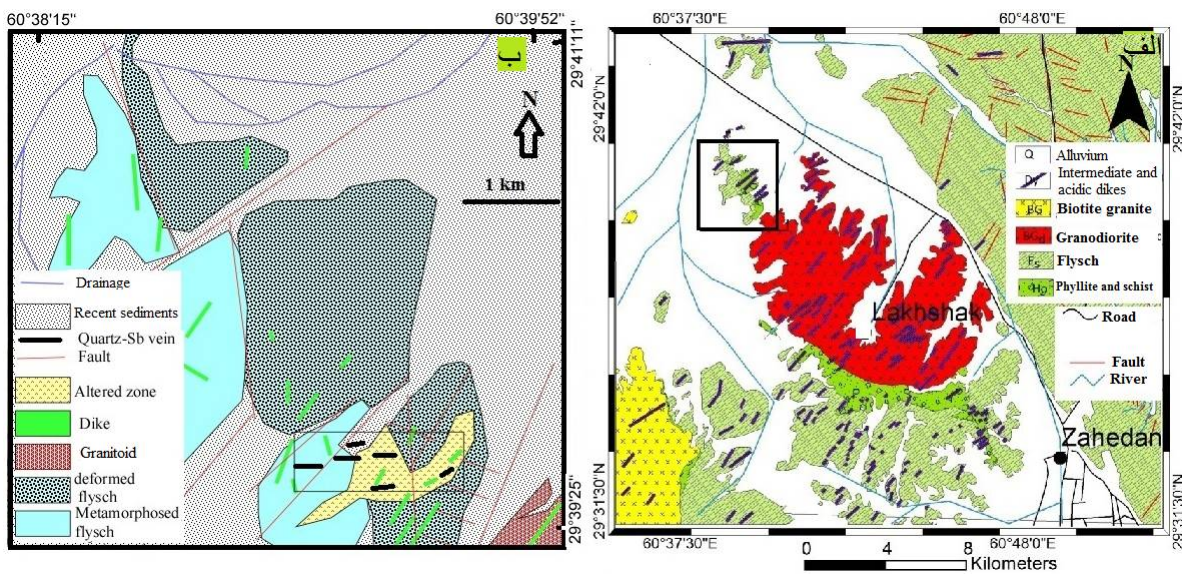
روش مطالعه

برای شناسایی رگه‌های معدنی و تفکیک واحدهای سنگی و مناطق دگرسانی، مطالعات صحرایی و نمونه‌برداری انجام شد و به‌منظور مطالعات پتروگرافی و دگرسانی 20 مقطع نازک و برای بررسی مطالعات کانه‌نگاری 10 مقطع نازک-صیقلی تهیه شد. ده نمونه از توده‌ی نفوذی و دایک‌های بدون دگرسانی و دو نمونه از سنگ‌های دگرسان شده برای اهداف ژئوشیمیایی با روش ICP-MS در شرکت فرآوری مواد معدنی کرج آنالیز شدند. مقادیر عناصر اصلی به‌وسیله XRF مدل فیلیپس ساخت هلند و عناصر فرعی و کمیاب خاکی به روش ICP-MS تعیین شدند. زمین‌شناسی و پتروگرافی

بر اساس نقشه زمین‌شناسی 1/250000 زاهدان (Behrouzi, 1993) قدیمی‌ترین واحد موجود در گستره آنتیموان لخشک، سنگ‌های دگرگونی متعلق به واحد فلیش ائوسن است که مورد نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی زاهدان با سن ائوسن و الیگوسن واقع شده‌اند (شکل 2- الف). دایک‌های حدواسط (بیشتر مزوکرات) و اسیدی (فلسیک) فازهای ماگمایی بعدی می‌باشند که هم در گرانیتوئید زاهدان و هم در فلیش‌ها نفوذ کرده‌اند (شکل 2). در نهایت رگه‌های سیلیسی متعددی تمام واحدهای سنگی ذکرشده را قطع کرده‌اند. این رگه‌ها شامل رگه‌های کوارتز بدون کانی‌زایی، رگه‌های کوارتز همراه با اکسید آهن و کانی‌زایی مس، رگه‌های کوارتز-استینیت و رگه‌های کربناته است (شکل 2- ب). هر چند دایک‌ها و رگه‌ها دارای روند‌های مختلفی می‌باشند ولی روند دایک‌ها بیشتر شمال‌شرق-جنوب‌غرب است. محدوده کانی‌زایی آنتیموان در ظاهر یک پهنه برشی است و گسل‌های اصلی با روند شمال شرق باعث چرخش و جابجایی‌های زیادی شده‌اند. گسل‌های فرعی متعددی در جهت شرقی-غربی و شمال-جنوبی و حتی شمال غربی دیده می‌شود (شکل 2- ب).

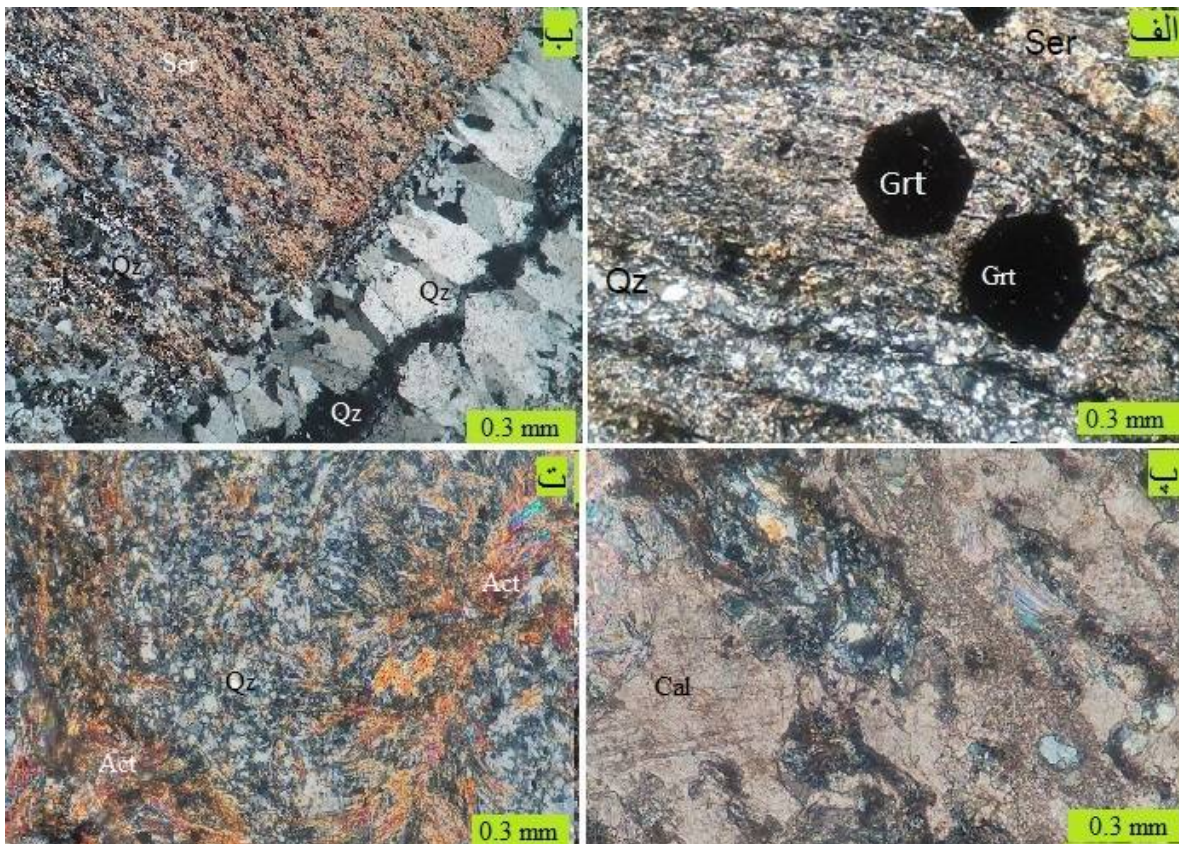
فلیش دگرگونه

این واحد میزبان رگه‌های استینیت دار و گسترده‌ترین واحد سنگی در گستره کانی‌زایی است که شامل گارنت شیست (شکل 3- الف)، فلیت (شکل 3- ب) هورنبلند شیست، سنگ‌آهک (تا حدی مرمری شده) (شکل 3- پ) اکتینولیت شیست (شکل 3- ت) و میلونیت می‌شود. فلیت فراوان‌ترین سنگ این واحد است که عمدتاً از کوارتز و سربسیست تشکیل شده است. در بخش شمالی منطقه کالک شیست‌ها قرار دارند (مظلوم، 1396). دایک‌های متعددی در این بخش نفوذ کرده که همراه با سنگ میزبان دچار چین‌خوردگی شدند و در نقشه با فلیش‌های دگرشکل شده نمایش داده شده است (شکل 2- ب).



شکل 2. الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه شمال غرب زاهدان (با تغییراتی از Behrouzi, 1993)، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده‌ای از محدوده مورد مطالعه (کادر مستطیلی در شکل 1-الف) بر اساس تصویر ماهواره‌ای (Google earth)

بافت‌های موجود در سنگ‌های واحد فلیش دگرگونه شامل لپیدوبلاستیک، پورفیروبلاستیک، گرانوبلاستیک، موزائیکی و میلونیتی می‌باشد. کوارتز فراوان‌ترین کانی آنها است. علاوه بر این، میکاها، فلدسپات پتاسیم‌دار، پلاژیوکلاز، آمفیبول، گارنت، سیلیمانیت، تیتانیت و کربنات‌ها از دیگر کانی‌های آنها می‌باشند (شکل 3). آغشتگی‌هایی از اکسیدهای آهن و سولفیدها نیز در این سنگ‌ها وجود دارد.



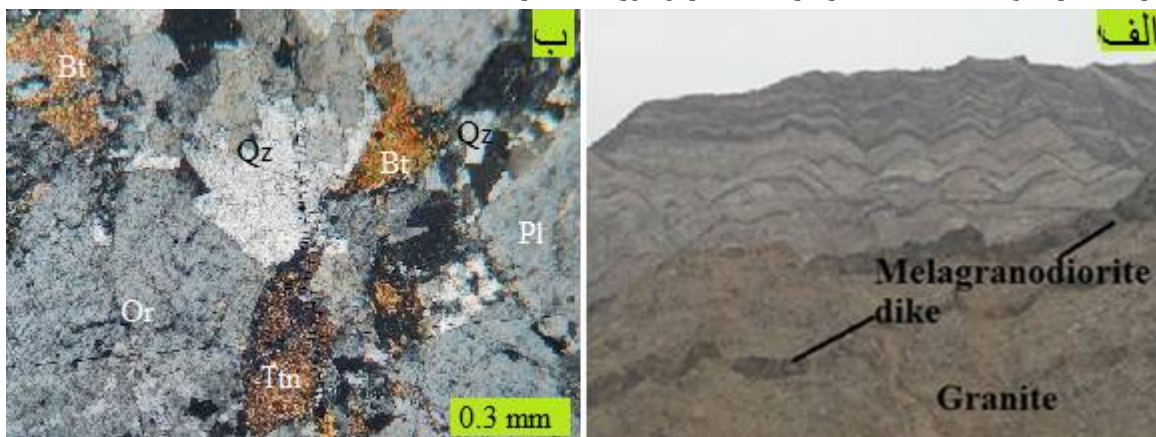
شکل 3. عکس‌های میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع از سنگ‌های منطقه لخشک که دگرگون شده‌اند، الف) گارنت شیست شامل کوارتز (Qz)، گارنت (Grt)، سریسیت (Ser)، کلریت و بیوتیت، ب) فیلیت که بیشتر شامل نوارهایی از کوارتز و سریسیت می‌باشند که به‌وسیله رگچه‌های کوارتز قطع شدند، پ) مرمر که بیشتر از کلسیت (Cal) تشکیل شده است، ت) اکتینولیت شیست شامل کوارتز و اکتینولیت (Act). نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

سنگ‌های آذرین

سنگ‌های آذرین منطقه بیشتر به شکل باتولیت، استوک و دایک در سنگ‌های فلیش گونه نفوذ کرده‌اند و شامل گرانیت، گرانودیوریت، گرانودیوریت پورفیری، ملادیوریت، ملاگرانودیوریت، ملاکوارتزیدیوریت و ملامونودیوریت می‌باشد. سن مطلق این سنگ‌ها شامل توده نفوذی و دایک‌های اسیدی تا بازیک از 44 تا 28 میلیون سال است (Camp and Griffis, 1982; Mohammadi et al., 2016; رضایی کهخایی و همکاران، 1396).

گرانیتوئید لخشک بخشی از باتولیت زاهدان می‌باشد که از شمال غرب پهنه جوش‌خورده تا جنوب شرق آن گسترش دارد و بیشتر از نوع گرانیت و گرانودیوریت می‌باشد. این گرانیتوئید در بخش جنوبی محدوده مورد بررسی برونزد دارد. گرانیتوئید لخشک به‌صورت توده‌های سفید با لکه‌های سیاه، توسط دایک‌های بی‌شماری با روند بیشتر شمال‌شرقی-جنوب غربی قطع شده‌اند (شکل 4-الف). این دایک‌ها بیشتر ملاگرانودیوریتی یا ملامونودیوریتی می‌باشند. آثار میلیونیتی شدن، سیلیسی شدن و زینولیت‌ها در گرانیت‌های لخشک به فراوانی دیده

می‌شود. بافت سنگ‌های این توده اغلب گرانولار است و از کوارتز (30 درصد حجمی)، پلاژیوکلاز (35 درصد حجمی)، ارتوکلاز (15 درصد حجمی) و بیوتیت و آمفیبول (10 درصد حجمی) تشکیل شده است (شکل 4-ب). کانی‌های فرعی شامل اسفن، آلانیت، اوپک و زیرکن می‌باشد. آثار تجزیه‌شدگی به کانی‌های رسی و سریسیت کم‌وبیش در آنها دیده می‌شود. پلاژیوکلاز به صورت نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار با اندازه 0/3 تا چهار میلی‌متر، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه بندی است (شکل 4-ب). کوارتز به صورت بلورهای بی‌شکل در اندازه 0/32 تا دو میلی‌متر در فضای خالی بقیه کانی‌ها تشکیل شده و دارای خاموشی موجی می‌باشد. بلورهای بیوتیت نیمه شکل‌دار و بی‌شکل و در اندازه سه میلی‌متر و دارای چندرنگی، خاموشی مستقیم و رخ‌دار دیده می‌شود (شکل 4-ب). ترکیب گرانیتوئیدهای لخشک از گرانیت تا گرانودیوریت متغیر است.

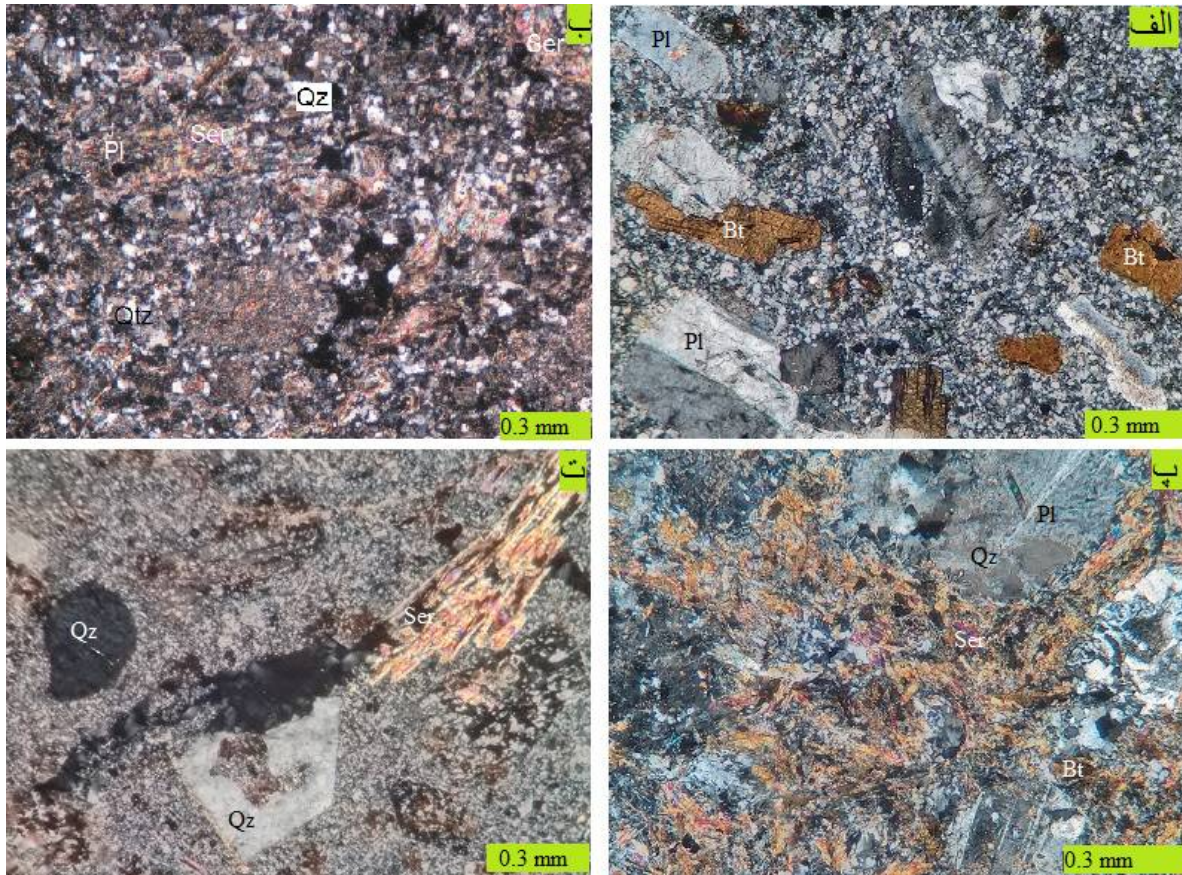


شکل 4. الف) عکسی از رخنمون گرانیتوئید زاهدان در منطقه لخشک که دایک‌های مزوکرات متعددی در آن نفوذ کرده‌اند، دید به سمت جنوب غرب، ب) عکس میکروسکوپی در نور پلاریزه متقاطع از گرانیتوئید زاهدان در منطقه لخشک که با کوارتز (Qz)، پلاژیوکلاز (Pl)، بیوتیت (Bt)، ارتوکلاز (Or) و اسفن (Ttn) مشخص است، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans 2010)

دایک‌های فلسیک

این دایک‌ها با ترکیب گرانیتی تا گرانودیوریتی، اغلب هوازده و دگرسان شده می‌باشند. برخی از آنها دارای زمینه بسیار دانه‌ریز هستند که از این منظر مشابه با سنگ‌های آتشفشانی بوده و بافت آنها پورفیری است (شکل 5). بنابراین می‌توان آنها را گرانودیوریت پورفیری تا گرانیت پورفیری نامید که معادل داسیت و ریولیت می‌باشند. این دایک‌ها از حدود 50 درصد درشت‌بلور و 50 درصد زمینه تشکیل شدند و فنوکریست عمده در آنها پلاژیوکلاز است (شکل 5-الف). درشت‌بلورهای کوارتز و اورتوکلاز در برخی از آنها وجود دارد که کوارتز دارای حاشیه‌های خلیجی و جذبی می‌باشد. بیوتیت و گاهی هورنبلند از دیگر فنوکریست‌های این سنگ‌ها است. این سنگ‌ها در جایی که نزدیک به رگه‌های کوارتز-استیبینیت می‌باشند بسیار زیاد دگرسان شده‌اند به طوری که ماهیت اولیه آنها قابل تشخیص نمی‌باشد (شکل 5-ب). پلاژیوکلازها در نمونه‌های دگرسان شده به سریسیت تبدیل شده‌اند (شکل 5-ب، پ، ت). هورنبلند به بیوتیت، سریسیت، کلسیت و کلریت تبدیل شده است. بیوتیت اولیه دارای

بلورهای کشیده (شکل 5-الف) و در بیشتر نمونه‌ها به سریسیت و کلریت تجزیه شده است. بخش اعظم زمینه این سنگ از کوارتزهای ریزلور تشکیل شده است.

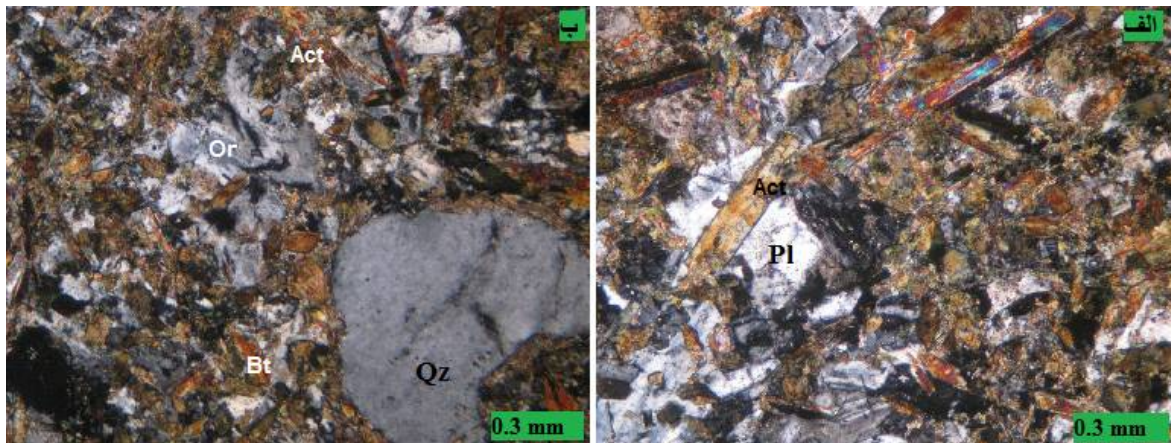


شکل 5. تصویرهای میکروسکوپی در XPL از دایک های فلسیک و دگرسان شده لخشک، الف) گرانودیوریت پورفیری با فنوکریست های پلاژیوکلاز (Pl) و بیوتیت (Bt) و زمینه بیشتر کوارتزی، ب) گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده که بیشتر فنوکریست های پلاژیوکلاز آن به سریسیت (Ser) تبدیل شده، پ) گرانودیوریت پورفیری دگرسان شده به سریسیت (Ser) و بیوتیت (Bt)، ت) گرانودیوریت پورفیری (داسیت) بسیار زیاد دگرسان شده با کوارتز درشت (Qz)، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans (2010

دایک های حدواسط مزوکرات

این دایک ها به فراوانی در محل کانی زایی دیده می‌شوند و بیشتر در بخش شمالی رخنمون دارند و ترکیب آنها در حد ملادیوریت، گرانودیوریت، کوارتز دیوریت و کوارتز مونزونیت می‌باشند. هرچند این سنگ‌ها در رخنمون‌ها دارای رنگ تیره‌ای می‌باشند ولی نزدیک به رگه‌های آنتیموان به دلیل دگرسانی به رنگ‌های زرد و قهوه‌ای دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها کمی پیچیده است ولی بلورهای پلاژیوکلاز کم‌ویش هم‌اندازه و گرانولار است (شکل 6-الف). بلورهای آمفیبول باریک و طویل حجم زیادی (تا بیش از 50 درصد) از سنگ‌های را به خود

اختصاص داده‌اند (شکل 6). بعضی از نمونه‌ها دارای کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت و کانی‌های ثانویه هستند (شکل 6-ب). این سنگ‌ها به دلیل حجم زیاد کانی‌های فرومنین (عمدتاً آمفیبول) شبیه لامپروفیر نیز به نظر می‌رسند.



شکل 6. تصویرهای میکروسکوپی در XPL از دایک‌های مزوکرات لخشک، الف) ملادیوریت که زمینه آن بیشتر از پلاژیوکلاز (Pl) می‌باشد و مقدار زیادی اکتینولیت (Act) آنها را فرا گرفتند، ب) کوارتز دیوریت که علاوه بر پلاژیوکلاز، ارتوکلاز (Or)، اکتینولیت (Act) و بیوتیت (Bt) دارای فنوکریست‌های کوارتز (Qz) نیز می‌باشد، نشانه‌های اختصاری از (Whitney and Evans 2010)

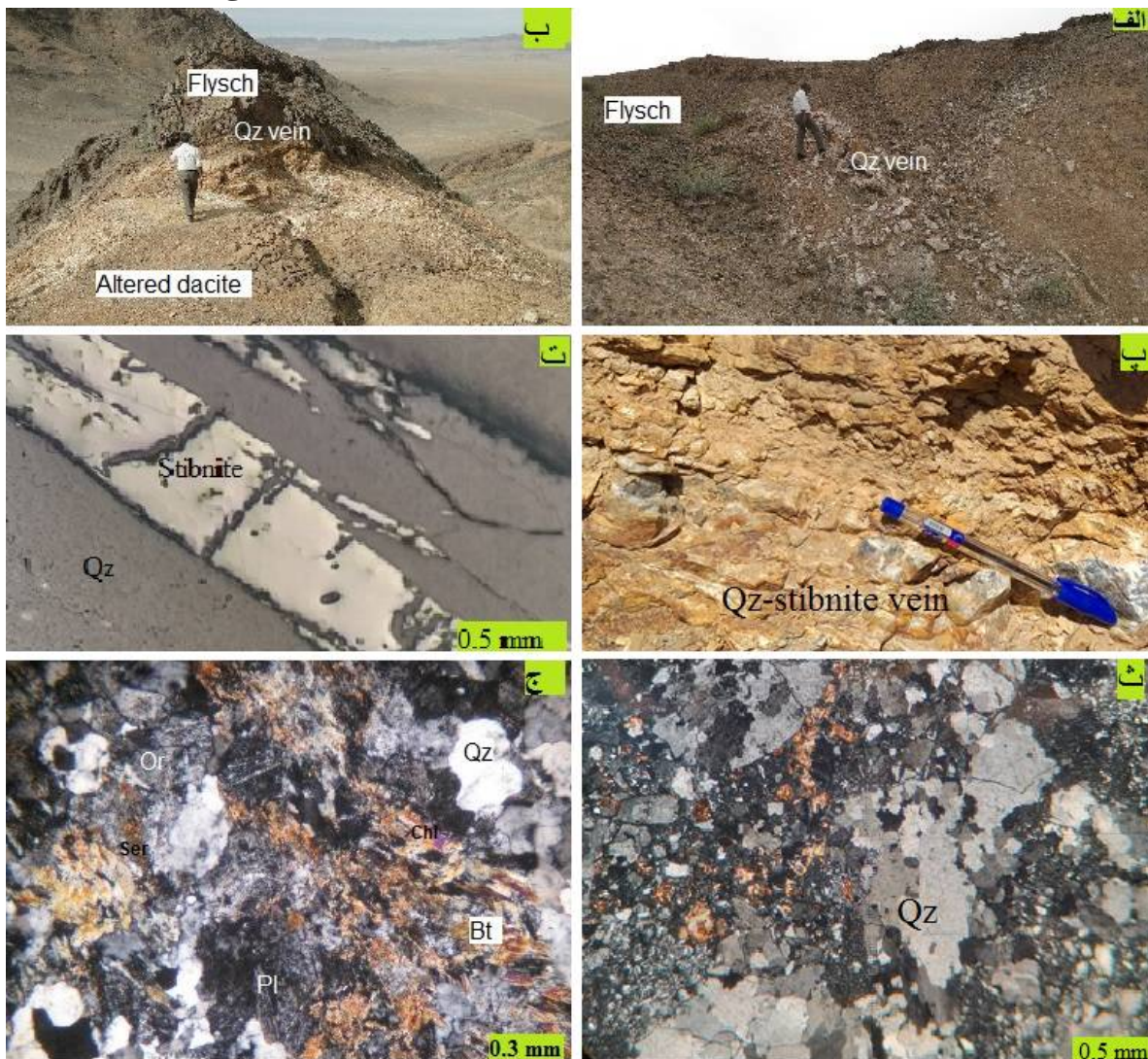
رگه‌های سیلیسی

رگه‌های سیلیسی در منطقه لخشک شامل رگه‌های بدون کانی زایی و رگه‌های دارای کانی زایی می‌باشد، ضخامت رگه‌های کوارتز بدون کانی زایی متغیر و حداکثر به حدود نیم متر می‌رسد (شکل 7-الف) و روند آنها شمال شرق-جنوب غرب است. رگه‌های سیلیسی دارای کانی زایی شامل رگه‌های سیلیسی همراه با آغستگی‌هایی از اکسید آهن و کربنات‌های مس می‌باشند که در حاشیه شرقی گستره اندکی رخنمون دارند و رگه‌های کوارتز-استیبینیت که اغلب دارای روند شرقی-غربی تا شمال غربی-جنوب شرقی می‌باشند.

کانی زایی آنتیموان

کانی‌زایی آنتیموان در لخشک به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و شکافه پرکن همراه بارگه‌های کوارتز-استیبینیت رخ داده است (شکل 7-ب، پ). این رگه‌ها دارای طول، ضخامت، امتداد و شیب متغیری هستند و اغلب ناپیوسته‌اند به طوری که طول آنها به ندرت در یک محل بیش از 10 متر گسترش دارد، ضخامت آنها حداکثر به 20 سانتیمتر می‌رسد. ضخامت بخش استیبینیت دار حداکثر 10 سانتیمتر است. مس، سرب، روی، نقره، جیوه و طلا از کانی‌زایی‌های جانبی همراه با کانی‌زایی آنتیموان در منطقه لخشک است. کانه اصلی در این محدوده، استیبینیت است که به صورت توده‌ای در بخش مرکزی رگه کوارتز تشکیل شده است (شکل 7-پ، ت). کانی‌های باطله اصلی کوارتز، فلدسپار و فیلسیلیکات‌ها می‌باشند. بعضی از رگه‌های کوارتز-استیبینیت دارای هاله دگرسانی مشخصی در فرودپواره می‌باشند که در مجاورت رگه، دگرسانی سیلیسی و آرزلیک گسترش دارد (شکل 7-ب-پ) و با فاصله دچار دگرسانی سرسیتیک شده‌اند (شکل 7-ب). هاله دگرسانی اطراف رگه‌ها از چند سانتیمتر تا ده‌ها متر

گسترش دارد. گاهی وسعت دگرسانی خیلی زیاد است و شبکه‌ای از رگچه‌های سیلیسی بدون کانی زایی در آنها دیده می‌شود. رنگ هاله دگرسانی اغلب روشن‌تر از سنگ‌های میزبان و به رنگ سفید، قهوه‌ای و زرد است. مهم‌ترین دگرسانی‌های مشاهده شده را می‌توان به انواع: 1- سیلیسی (شکل 7-ث)، 2- آرژیلیک، 3- سریسیتیک و پتاسیک (شکل 7-ج)، 4- اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن تقسیم‌بندی کرد. به‌طور کلی کانی زایی شامل دو بخش درون‌زاد (هیپوژن) و برون‌زاد (سوپرژن) است. ابتدا کانی‌زایی درون‌زاد با تشکیل استینیت، پیریت، آرسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن، اسفالریت و مارکاسیت توسط محلول‌های گرمابی مرتبط به دایک‌ها داده است. سپس این کانی‌های بر اثر برخورد با آب‌های سطحی اکسیدشده و به‌صورت آثار ضعیفی از اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، منگنز، سولفات، کربنات‌های مس و سرب و روی دیده می‌شوند. مالاکیت سروزیت، آنگلیزیت، و همی مورفیت از دیگر کانی‌های ثانویه گزارش شده در منطقه لخشک می‌باشند (مظلوم، 1396). مقدار آنتیموان در اکتینولیت شایسته‌های محدوده، کم و در سنگ‌های آذرین متغیر است هرچند در دایک‌های دگرسان شده مقادیر نسبتاً بالاتری را دارد. بر اساس جدول 1 مقدار Sb در نمونه L21 خیلی بالا است.



شکل 7. عکس‌های صحرایی و میکروسکوپی از منطقه لخشک، الف) رگه‌های کوارتز (Qz) بدون کانی زایی، دید به سمت شمال، ب) رگه‌های کوارتز-استینیت دارای هاله دگرسانی، دید به سمت شمال، پ) نمایی نزدیک از رگه‌های کوارتز-استینیت، ت) بلورهای تیغه‌ای استینیت در زمینه‌ای از بلورهای کوارتز در نور منعکس شده، ث) بلورهای ریز و درشت کوارتز در رگه سیلیسی در نور پلاریزه متقاطع، ج) بلورهای کوارتز، بیوتیت (Bt)، سریسیت (Ser)، کلریت (Chl)، پلاژیوکلاز (Pl) و ارتوکلاز (Or) در هاله دگرسانی در نور پلاریزه متقاطع، نشانه‌های اختصاری از Whitney and Evans (2010)

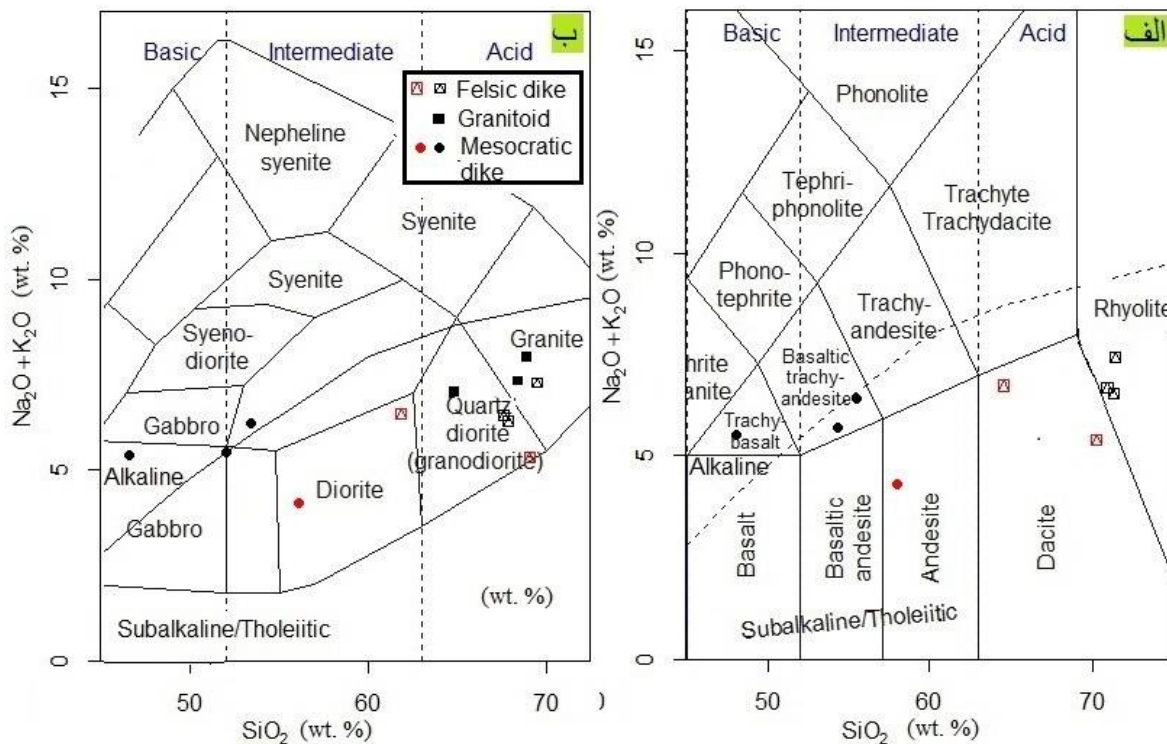
این نمونه یک فیلیت است که مورد هجوم رگه‌های کوارتز گرمابی واقع شده است (شکل 2-ب). دمای همگنی سیالات درگیر در کوارتزهای گرمابی همراه با استینیت از 157 تا 250 درجه سانتی‌گراد و شوری آنها از 0/8 تا 6/62 درصد وزنی معادل نمک طعام در تغییر است (مظلوم، 1396). این مشخصات با مشخصات کانسارهای رگه-ای اپی ترمال مطابقت دارد (Dill, 2010). رابطه مستقیمی بین نهشته‌های آنتیموان با سیالات گرمابی، کمربند-های برشی، فعالیت‌های آتشفشانی، گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگونی درجه پایین در کمربندهای کوهزایی و مناطق برخوردی وجود دارد (بومری، 1393). اغلب ذخایر آنتیموان جهان از نوع اپی ترمال می‌باشند که توسط بعضی از عوامل بالا بخصوص عوامل ساختاری کنترل می‌شوند (Dill, 2010).

ژئوشیمی

داده‌های ژئوشیمی از سنگ‌های منطقه در جدول 1 آورده شده است. در تمام نمودارها، واحد اندازه‌گیری برای عناصر اصلی درصد وزنی و برای عناصر فرعی و کمیاب قسمت در میلیون (ppm) است.

طبقه‌بندی شیمیایی

سنگ‌های آذرین منطقه، به‌جز نفوذی‌های گرانیتوئیدی، بیشتر نیمه نفوذی (ساب ولکانیک) می‌باشند و به همین دلیل برای طبقه‌بندی آنها هم از نمودار مخصوص سنگ‌های خروجی (شکل 8-الف) و هم نمودار مخصوص سنگ‌های نفوذی (شکل 8-ب) استفاده شده است. در شکل 8-الف مقادیر LOI با درصد یکسانی به بقیه اکسیدها توسط نرم‌افزار اضافه شده است. بر این اساس دایک‌های فلسیک دارای ترکیب ریولیتی و داسیتی و دایک‌های مزوکرات دارای ترکیب آندزیتی، تراکی اندزیت و تراکی بازالت می‌باشند. بر اساس شکل 8-ب، گرانیتوئیدها دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت، دایک‌های فلسیک دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت، و دایک‌های مزوکرات دارای ترکیب دیوریتی و گابرویی می‌باشند. دایک‌ها از دو نوع ساب آکالن و آکالن می‌باشند و گرانیتوئیدها از نوع ساب آکالن می‌باشند (شکل 8).

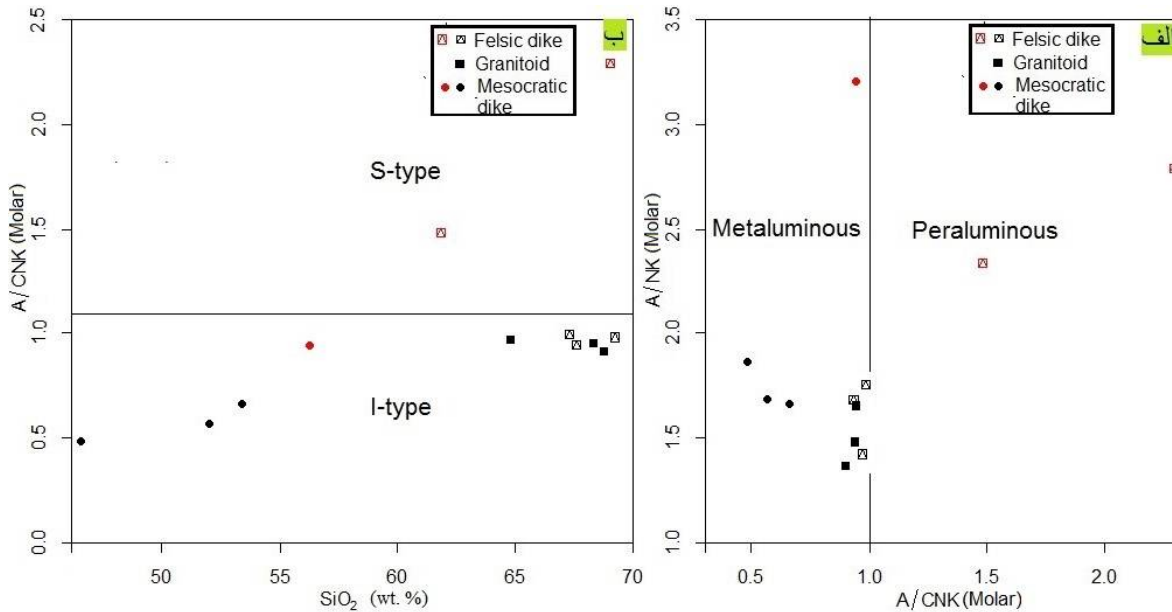


شکل 8. نام‌گذاری سنگ‌های آذرین لخشک، الف) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین بیرونی به روش TAS (Middlemost, 1985)؛ ب) نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین درونی به روش TAS (Cox et al., 1979). نماد قرمز = دگرسانی

جدول 1. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های آذرین لخشک، عناصر اصلی (درصد وزنی) و فرعی (ppm)؛ G=گرانیت، A=دگرسان شده، MD=ملا دیوریت، D=داسیت، MO=مونزونیت، MOD=مونزودیوریت، R=ریولیت، SH=شیست، PH=فیلیت

| Rock | AG | G | Md | AG | AD | G | G | MO | MOD | R | R | R | ASH | APH |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| Sample | L40 | L63 | L8 | L10 | L39 | L1 | L2 | L3 | L4 | L5 | L6 | L7 | l11 | L21 |
| SiO ₂ | 61.86 | 64.83 | 46.59 | 56.31 | 69.03 | 68.43 | 68.87 | 53.4 | 51.99 | 67.41 | 69.33 | 67.7 | 58.46 | 74.4 |
| TiO ₂ | 0.41 | 0.65 | 1.37 | 0.91 | 0.47 | 0.43 | 0.44 | 0.96 | 0.97 | 0.26 | 0.22 | 0.22 | 0.81 | 0.71 |
| Al ₂ O ₃ | 19.68 | 16.14 | 13.16 | 16.32 | 20.07 | 15.34 | 15 | 14.36 | 12.93 | 15.13 | 15.05 | 15.02 | 14.71 | 12.72 |
| FeOt | 3.37 | 4.68 | 12.03 | 9.67 | 1.39 | 2.99 | 2.65 | 6.57 | 7.11 | 1.73 | 1.67 | 1.39 | 8.7 | 2.84 |
| CaO | 2.66 | 3.85 | 11.1 | 6.79 | 0.86 | 3.12 | 2.96 | 7.23 | 8.34 | 3.58 | 2.58 | 3.79 | 7.99 | 0.42 |
| MgO | 1.2 | 1.46 | 6.6 | 3.11 | 1 | 1.21 | 1.11 | 7.11 | 8.47 | 0.48 | 0.88 | 0.54 | 3.83 | 0.5 |
| MnO | 0.02 | 0.05 | 0.11 | 0.11 | 0.01 | 0.08 | 0.06 | 0.13 | 0.15 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.12 | 0.11 |
| K ₂ O | 3.9 | 3.26 | 3.12 | 2.77 | 2.75 | 3.06 | 3.84 | 2.75 | 2.26 | 3.46 | 2.64 | 2.54 | 1.3 | 4.15 |
| Na ₂ O | 2.55 | 3.76 | 2.24 | 1.28 | 2.56 | 4.25 | 4.12 | 3.44 | 3.18 | 2.94 | 4.65 | 3.72 | 2.86 | 1 |
| P ₂ O ₅ | 0.15 | 0.33 | 0.57 | 0.15 | 0.1 | 0.21 | 0.15 | 0.43 | 0.38 | 0.1 | 0.08 | 0.08 | 0.14 | 0.12 |
| LOI | 4.23 | 0.94 | 3.03 | 2.69 | 2.56 | 0.72 | 0.67 | 3.24 | 3.84 | 4.75 | 2.65 | 4.64 | 1.2 | 2.32 |
| Total | 100.1 | 100 | 100.1 | 100.2 | 99.75 | 99.87 | 99.81 | 99.75 | 99.69 | 99.63 | 99.57 | 99.51 | 100.1 | 99.29 |
| Ba | 690 | 755 | 1322 | 225 | 496 | 1077 | 686 | 1550 | 1242 | 566 | 835 | 1293 | 153 | 137 |
| Co | 4.2 | 8.4 | 28.5 | 21.3 | 2.9 | 6.5 | 6.4 | 29.5 | 33.9 | 3.4 | 2.8 | 2.4 | 19.9 | 9.8 |
| Cs | 2.1 | 2.1 | 1 | 3.2 | 1.6 | 4.7 | 6.1 | 4.7 | 5.4 | 4 | 2.2 | 2.4 | 2.4 | 2.7 |
| La | 6 | 12 | 42 | 22 | 8 | 29 | 27 | 46 | 40 | 24 | 18 | 18 | 24 | 8 |
| Ce | 12 | 20 | 73 | 39 | 17 | 52 | 48 | 87 | 75 | 42 | 30 | 31 | 40 | 18 |
| Pr | 1 | 1.6 | 4 | 3.2 | 1 | 4.33 | 3.95 | 6.98 | 6.33 | 3.04 | 2.18 | 2.15 | 2 | 1 |
| Nd | 5 | 11 | 25 | 19 | 6 | 16.5 | 15.1 | 27.7 | 25.8 | 11.2 | 8.1 | 8 | 18 | 7 |
| Sm | 1.5 | 2 | 4.4 | 4.2 | 1 | 3.14 | 2.81 | 5.29 | 4.98 | 1.89 | 1.47 | 1.58 | 2.7 | 1.1 |
| Eu | 0.5 | 0.7 | 0.7 | 0.8 | 0.5 | 1.01 | 0.83 | 1.67 | 1.6 | 0.64 | 0.54 | 0.64 | <1 | 0.5 |
| Gd | 1.5 | 1.6 | 3.9 | 3.4 | 1 | 2.64 | 2.52 | 4.45 | 4.42 | 1.69 | 1.31 | 1.31 | 3.4 | 1 |
| Tb | 0.2 | 0.3 | 0.7 | 0.6 | 0.5 | 0.39 | 0.4 | 0.63 | 0.62 | 0.27 | 0.24 | 0.24 | 0.25 | 0.2 |
| Dy | 1 | 1.1 | 2.3 | 2.6 | 1 | 2.36 | 2.42 | 3.72 | 3.61 | 1.59 | 1.43 | 1.42 | 1.9 | 1 |
| Er | 0.5 | 0.5 | 0.9 | 0.75 | 1 | 1.11 | 1.19 | 1.79 | 1.84 | 0.7 | 0.63 | 0.62 | 0.5 | 0.75 |
| Tm | 0.08 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.12 | 0.13 | 0.19 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| Yb | 0.5 | 0.75 | 2 | 1.6 | 0.3 | 0.3 | 0.4 | 1.9 | 2.1 | 0.2 | 0.1 | 0.2 | 0.5 | 0.25 |
| Lu | 0.1 | 0.1 | 0.11 | 0.11 | 0.1 | 0.1 | 0.12 | 0.16 | 0.17 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 | 0.1 |
| Nb | 2.4 | 8 | 8.5 | 9.8 | 2.5 | 7.6 | 6.2 | 12.9 | 9.9 | 3.6 | 2.7 | 2.5 | 5.1 | 4 |
| Pb | 24 | 31 | 23 | 97 | 44 | 33 | 24 | 17 | 14 | 9 | 20 | 9 | 27 | 79 |
| Rb | 32 | 25 | 23 | 35 | 29 | 94 | 101 | 66 | 55 | 91 | 65 | 71 | 15 | 48 |
| Sb | 29.2 | 21.6 | 35.7 | 16.9 | 84.5 | <0.5 | <0.5 | 0.5 | <0.5 | 1.2 | <0.5 | <0.5 | 5.9 | 13756 |
| Sr | 297 | 448 | 970 | 254 | 287 | 521 | 413.2 | 820 | 748.7 | 324.7 | 481.6 | 464.1 | 357 | 51 |
| Th | 1.4 | 5 | 5.5 | 5 | <1 | 12.09 | 12.88 | 11.93 | 10.8 | 7.37 | 6.16 | 6.19 | 3.5 | 1.9 |
| Y | 3 | 7 | 17 | 16 | 3 | 8.7 | 9.3 | 15.1 | 15.1 | 5 | 4.5 | 4.2 | 22 | 2 |
| Zr | 10 | 1 | 98 | 1 | 4 | 7 | 6 | 78 | 88 | 34 | 32 | 29 | 22 | 1 |

بر اساس شکل 9-الف اکثر نمونه‌ها در محدوده متآلومینوس و دو نمونه از دایک‌های فلسیک در محدوده پراآلومینوس قرار می‌گیرند و بر اساس شکل 9-ب اکثر نمونه‌ها در محدوده I-type و همان دو نمونه دایک فلسیک در محدوده S-type قرار می‌گیرند. نمونه‌هایی که در محدوده پراآلومینوس و S-type واقع شدند به نسبت دگرسان شده می‌باشند.

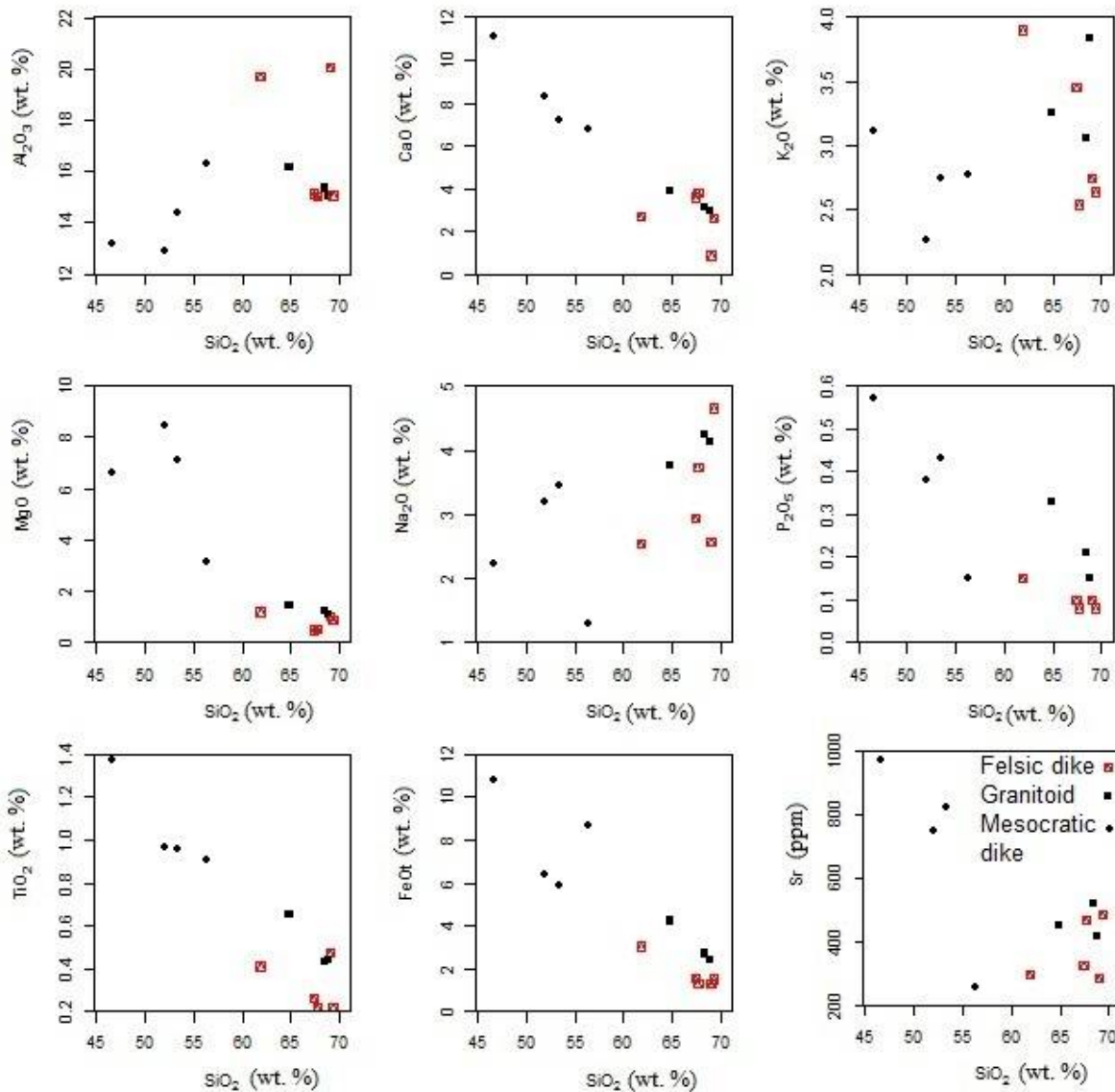


شکل 9. ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک، الف) نمودار A/CNK-A/NK از Shand (1943) است، ب) نمودار SiO_2 -A/CNK از Chappell and white (1992) است، (A= Al_2O_3 , C= CaO , N= Na_2O , K= K_2O)، نماد قرمز= دگرسانی

ژئوشیمی عناصر اصلی

رفتار شیمیایی عناصر اصلی در نمودارهای تغییرات هارکر برای سنگ‌های مورد مطالعه در شکل 10 نشان داده شده است. بالاترین مقدار SiO_2 در نمونه‌های ارائه شده 69/33 درصد وزنی است که مربوط به یک دایک فلسیک دگرسان شده است و کمترین مقدار آن 46/6 درصد وزنی مربوط به یک دایک مزوکرات است. به‌طور کلی با افزایش SiO_2 ، اکسیدهای کلسیم، تیتان و منیزیم کاهش و اکسیدهای سدیم و پتاسیم به‌طور پراکنده‌ای افزایش یافته‌اند که تا حدی مطابق روند تفریق یا ذوب بخشی است، هرچند به نظر نمی‌رسد که همه آنها هم منشأ باشند و دایک‌های مزوکرات بیشتر روندی متفاوت با روند بقیه نمونه دارند. لازم به ذکر است که روند آلومینیوم، فسفر، باریم و روبیدیم نامنظم و پراکنده است که ممکن است به دلیل دگرسانی بعضی از نمونه‌ها باشد. در اصل مقدار پلاژیوکلازها و به‌خصوص میزان آلومینیوم و کلسیم آنها در سنگ‌های اسیدی کاهش می‌یابد. به‌طور کلی مقادیر آلومینیوم و کلسیم در سنگ‌های بازیک بیشتر است، چون این سنگ‌ها دارای درصد بیشتری از کانی‌های حامل این اکسیدها یعنی کانی‌های فرومنیزین و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار می‌باشند (Mason and Moore, 1983; Aragon et

al., 2002; Calanchi et al., 2002) هرچند مقدار آهن، تیتان و منیزیم در سنگ‌های آذرین، مرتبط با حضور مگنتیت و کانی‌های فرومنیزین نیز می‌باشد ولی کانی‌های حاصل از دگرسانی مثل بیوتیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت هم نقش مهمی در افزایش یا کاهش غیرعادی عناصر فوق دارند. بر اساس شکل 10 مقدار استرانسیوم در سنگ‌های آذرین با مقدار کلسیم ارتباط مستقیم دارد و در اصل در سنگ‌هایی که پلاژیوکلاز بیشتری دارند، افزایش نشان می‌دهد. افزایش مقدار استرانسیوم در بعضی از سنگ‌های اسیدی منطقه نسبت به دیگر سنگ‌های اسیدی و سنگ‌های حدواسط شاید به دلیل دگرسانی و تجزیه پلاژیوکلازها به سریسیت باشد. مقدار افزایش روبیدیم در بعضی از سنگ‌های منطقه با افزایش SiO_2 نیز به دلیل دگرسانی است. مقدار Ba و Rb با مقدار SiO_2 ارتباطی چندانی ندارد. روند افزایشی Rb در بعضی از نمونه‌ها ناشی از جایگیری این عنصر در کانی‌های بیوتیت و فلدسپات پتاسیم دار بجای پتاسیم است (Taylor, 1965).

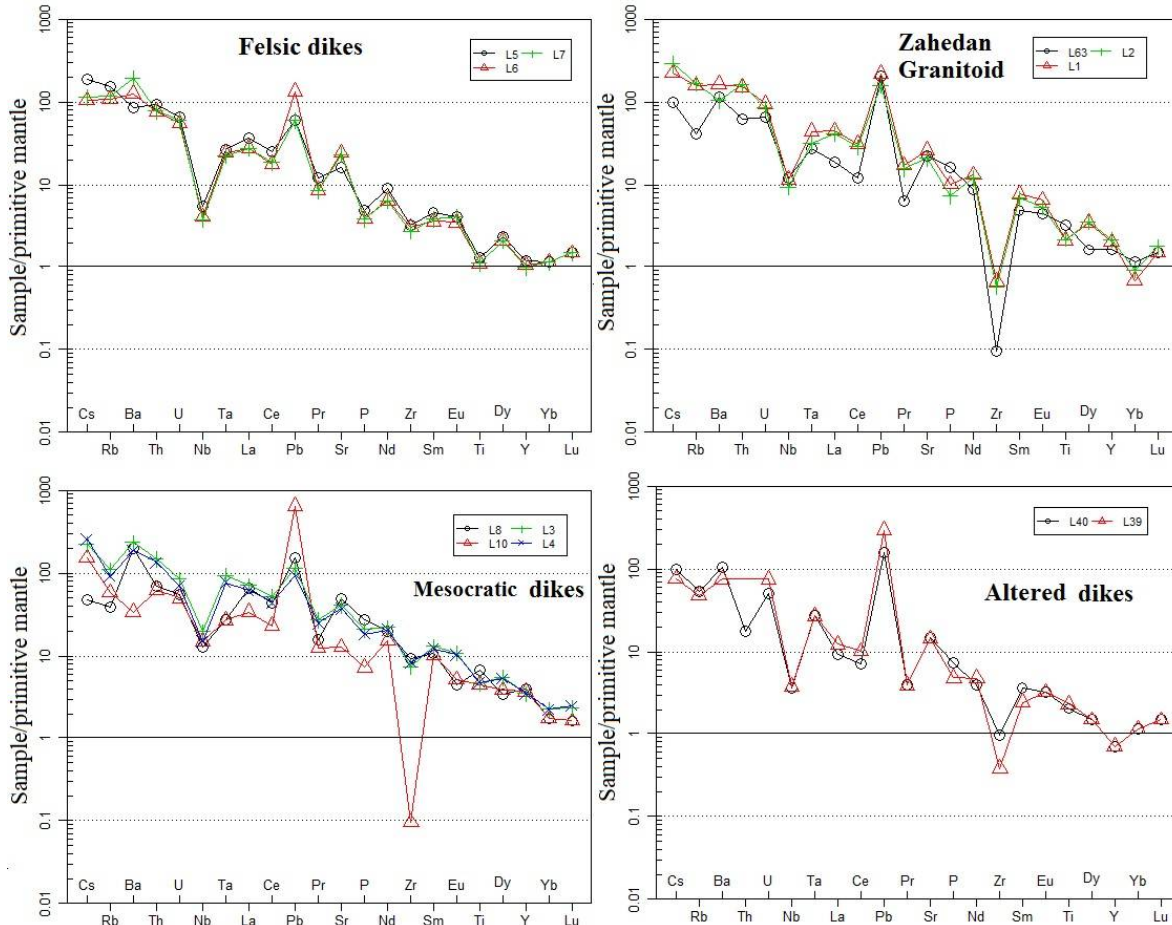


شکل 10. نمودارهای عناصر اصلی و فرعی در مقابل اکسید سیلیسیوم برای سنگ‌های آذرین لخشک

ژئوشیمی عناصر فرعی

در نمودارهای عنکبوتی مقادیر عناصر فرعی در نمونه‌های مورد مطالعه نسبت به مقادیر این عناصر در گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) به‌همچرا شده‌اند (شکل 11). این نمودارها برای گرانیتوئید زاهدان (توده نفوذی)، دایک‌های فلسیک، دایک‌های فلسیک دگرسان شده و دایک‌های مزوکرات رسم شده است (شکل 11). براساس این نمودارها، بیشتر عناصر دارای رفتار مشابه و دارای مقادیر LILE بیشتری نسبت به مقادیر HFSE می‌باشند که از خصوصیات سنگ‌های تشکیل شده از ماگماهای مشتق شده در پهنه‌های فرورانش (Rollinson, 1993; Pearce, 1983) است. سرب در تمام نمونه‌های دارای آنومالی مثبت شدیدی است که نشان‌دهنده آلودگی پوسته‌ای است (Girardi et al., 2012). Nb, Zr, Y در همه نمونه‌های مورد بررسی دارای

مقادیر به نسبت کمتر و آنومالی منفی بارزی می باشد که به دلیل دیرگداز بودن کانی های حامل و باقی ماندن آنها در سنگ منشاء می باشد (Ayers, 1998). Rb در بیشتر نمونه ها دارای آنومالی منفی درحالی که Ba در بیشتر نمونه ها دارای آنومالی مثبت است که به دلیل کموزیاد شدن کانی هایی مثل پلاژیوکلاز است.

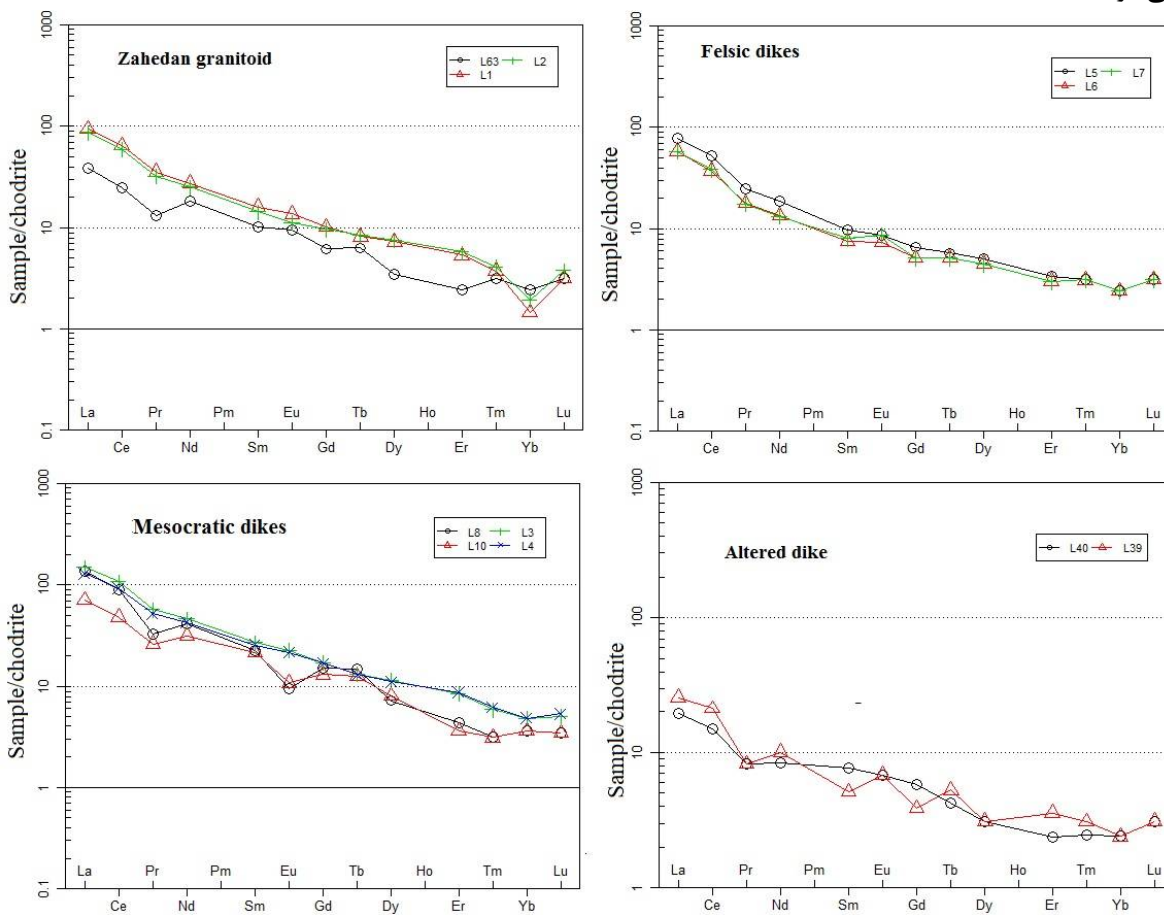


شکل 11. نمودار عنکبوتی عناصر فرعی در سنگ های آذرین لخشک که نسبت به گوشته اولیه (Sun and Mcdonough, 1989) به هنجار شده است

ژئوشیمی عناصر کمیاب خاکی

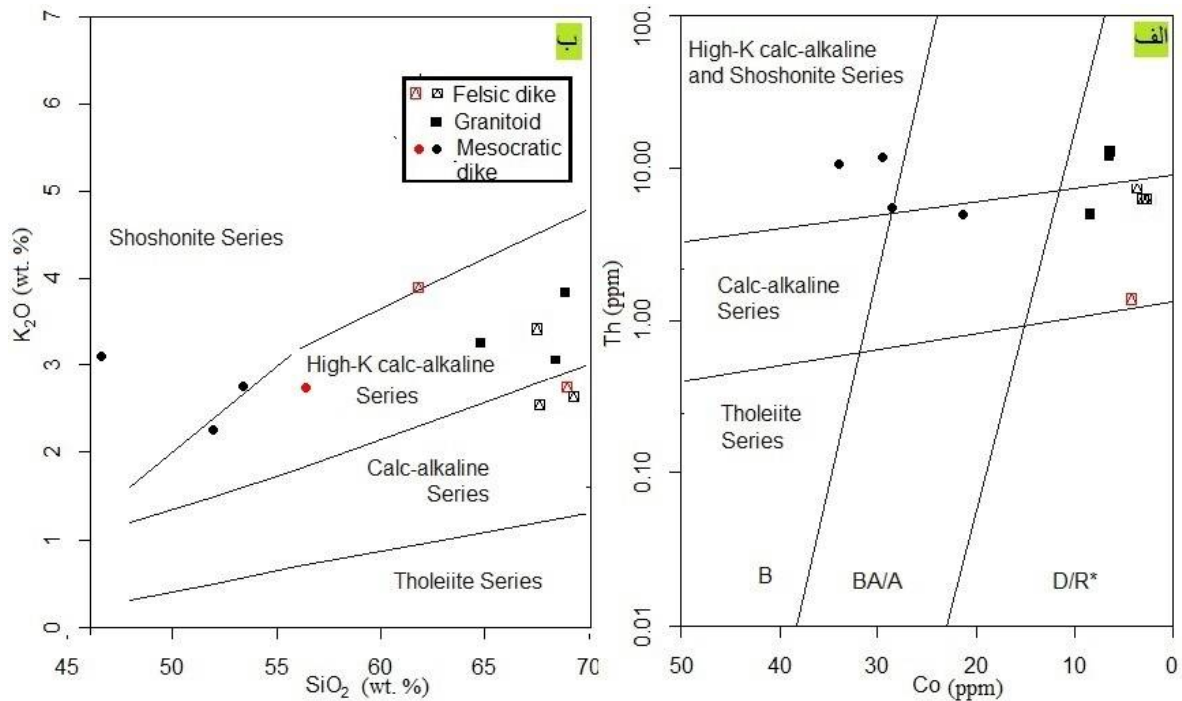
الگوی عناصر کمیاب خاکی نمونه های مورد مطالعه که نسبت به مقدار میانگین آنها در کندریت (Boynton, 1984) به هنجار شده در شکل 12 نشان داده شده است. کموبیش همه REE ها نسبت به کندریت غنی شدگی نشان می دهند. همچنین در همه نمونه های مورد بررسی عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر کمیاب خاکی سنگین غنی شدگی نشان می دهند. روند نزولی LREE ها نسبت به HREE ها بیانگر وابستگی آنها به ماگماهای کالک آلکالن مناطق فرورانش است (Asiabanha et al., 2012; Zulkarnain, 2009; Helvaci et al., 2009; Nicholson et al., 2004; Marchev et al., 2004; Rollinson, 1993). اگرچه الگوهای عناصر کمیاب برای بیشتر نمونه های مورد بررسی تا حدی مشابه است ولی این الگوها برای هر گروه از سنگ ها مثل گرانیت

زاهدان و دایک‌ها تفاوت‌هایی دارند. اگر این الگوها برای نمونه‌های مختلف موازی و مشابه باشند شاید نشان‌دهنده منشأ گرفتن آنها از یک ماگما می‌باشد (Seghedi et al., 2004). براساس الگوی نمودار عناصر کمیاب، در گرانیب زاهدان، Pr و Yb دارای آنومالی منفی و Nd دارای آنومالی مثبت، در دایک‌های فلسیک، Yb دارای آنومالی منفی، در دایک‌های مزوکرات Pr و Eu دارای آنومالی منفی و در دایک‌های دگرسان شده Pr, Sm, Gd, Dy و Yb دارای آنومالی منفی و Tb و Er, Eu دارای آنومالی مثبت می‌باشند. در ایجاد این آنومالی، نوع کانی در سنگ منشأ مهم است به طوری که ذوب نشدن گارنت در سنگ منشأ منجر به تهی شدگی و آنومالی منفی در HREE و بخصوص در عناصری مثل Y می‌شود (Rudnick, 1990). نوع و مقدار آنومالی Eu به فوگاسیته اکسیژن ماگما و کانی‌شناسی سنگ مرتبط است به طوری که سنگ‌هایی با پلاژیوکلاز بیشتر و هورنبلند و اوژیت کمتر در شرایط کاهنده دارای آنومالی منفی Eu شدیدتری می‌باشند و بر عکس آن، آنومالی Eu کاهش، حذف و حتی مثبت می‌شود (Martin, 1999).



شکل 12. نمودار عناصر نادر خاکی در سنگ‌های آذرین لخشک که نسبت به کندریت (Boynton, 1984) به هنجار شده است

سنگ‌های مورد بررسی در منطقه مورد مطالعه بیشتر ساب آکالن و تعدادی آکالن (سه نمونه) می‌باشند (شکل 8). این سنگ‌ها براساس شکل 13-الف در محدوده سری کالک آکالن، کالک آکالن پتاسیم بالا و شوشونیتی قرار گرفته‌اند. براساس شکل 13-ب اکثر نمونه‌ها متعلق به سری ماگمایی کالک آکالن و کالک آکالن پتاسیم بالا و تعدادی از دایک‌های حدواسط در گستره و در مرز سری شوشونیتی واقع شده است. به‌طور کلی از این نمودارها می‌توان نتیجه گرفت که نفوذی‌ها و دایک‌های فلسیک از ماگمای کالک آکالن و دایک‌های مزوکرات از ماگمای شوشونیتی منشأ گرفته باشند.



شکل 13. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تعیین سری ماگمایی، الف) نمودار Th در مقابل Co (Hastie et al., 2007)، ب) نمودار SiO₂ در مقابل K₂O (Peccerillo and Taylor 1976)، نماد قرمز = دگرسانی

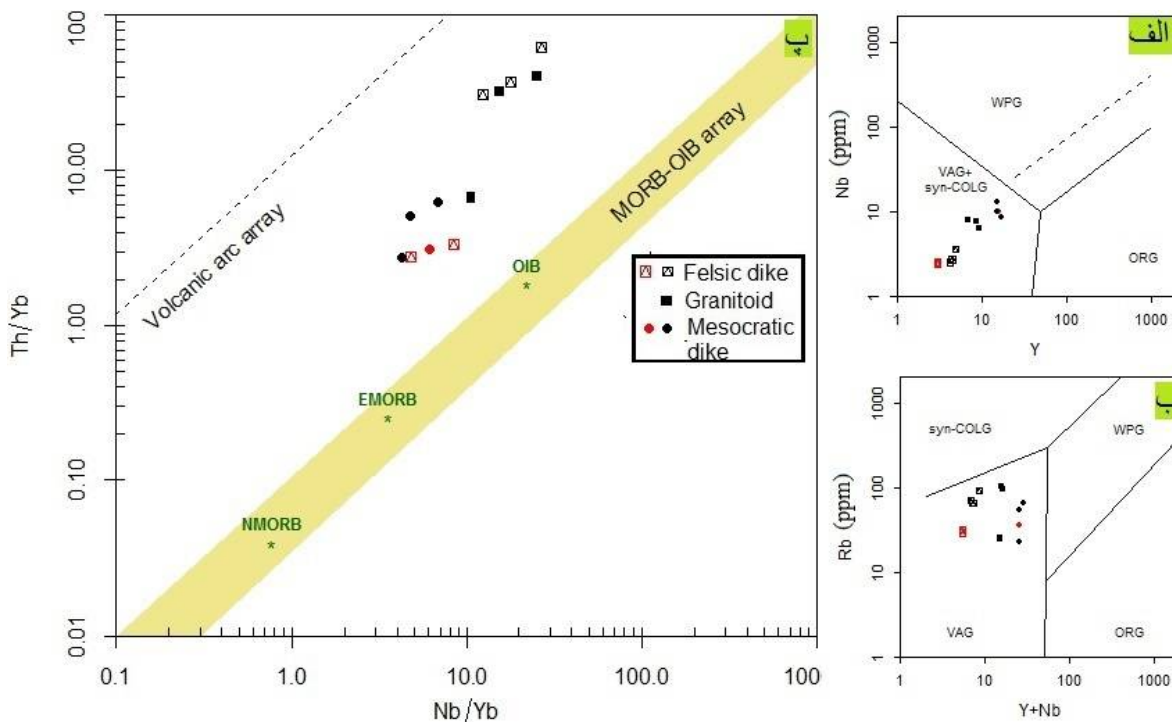
جایگاه تکتونیکی

گرانیتوئیدهای نوع I کالک آکالن پتاسیم بالا که به مقدار جزئی پرآلومینوس می‌باشند، اغلب متعلق به کمان‌های ولکانیکی مرتبط با پوسته قاره‌ای هستند (Maniar and Piccoli, 1989). این گرانیتوئیدها عبارتند از حاشیه قاره‌ای (CAG)، تصادم قاره-قاره (CCG) و بعد از کوهزایی (POG). در شکل 14-الف نمونه‌های مورد بررسی در محدوده گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (SYN-COLG) قرار می‌گیرند. ولی بر اساس شکل 14-ب که گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) و گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد (SYN-COLG) را از هم تفکیک می‌کنند، همه سنگ‌های مورد بررسی فقط در گستره گرانیتوئیدهای کمان‌های ولکانیکی (VAG) جای گرفته‌اند. بر اساس شکل 14-پ نیز، همه نمونه‌ها در گستره جایگاه کمان

قاره‌ای (CA) قرار دارند با وجود این به نظر می‌رسد که نمونه‌های مورد بررسی به دو یا سه گروه قابل تفکیک می‌باشند.

بحث

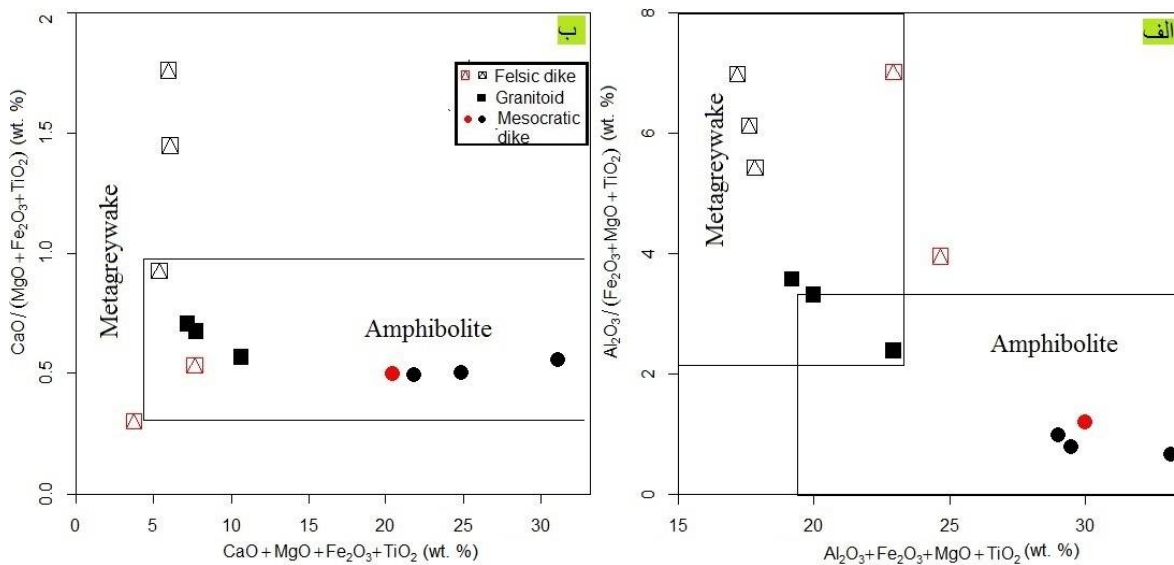
ذوب بخشی فلیش‌ها یا سنگ‌های توریداتی اولین نظریه‌ای است که برای منشأ ماگمای گرانیتوئید زاهدان ذکر شده است (Camp and Griffis, 1982). ذوب بخشی پوسته اقیانوسی و فلیش‌ها (Boomeri and Lashkaripour, 2003) تفریق بلوری ماگمای گوشته‌ای و هضم سنگ‌های پوسته (Sadeghian et al., 2005)، ماگماتیسیم حاصل از فرورانش صفحه اقیانوسی (کنعانیان و همکاران، 1386؛ سرحدی و همکاران، 1396) از دیگر نظریات در رابطه با منشأ ماگمای سنگ‌های مورد بحث می‌باشد. همان‌طور که ذکر شد سنگ‌های آذرین مورد مطالعه سه نوع هستند که گروه اول متعلق به پیکره اصلی توده نفوذی و فاز اول ماگماتیسیم در منطقه است و از لحاظ کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی از گرانیتوئیدهای نوع کالک آلکالن می‌باشند. رایج‌ترین منشأ گرانیتوئیدهای نوع I، ماگماهای تشکیل شده در بالای زون فرورانش در گوشته می‌باشند که به شدت دچار تفریق بلوری همراه با آلودگی (AFC) شده‌اند (Grove and Donnelly-Nollan, 1986). قدیم‌ترین فاز ماگمایی گرانیتوئید زاهدان که بیش از 40 میلیون سال سن دارد (Mohammadi et al., 2016) ممکن است با این مدل قابل تفسیر باشد چون این زمان با فرورانش پوسته اقیانوسی در شرق و جنوب شرق ایران مطابقت دارد و سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی مرتبط با آن نیز در این زمان در پهنه جوش‌خورده ایران تشکیل شده است (Camp and Griffis, 1982؛ هدایتی و همکاران، 1395).



شکل 14. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تفکیک جایگاه‌های تکتونیک، (الف) نمودار

Y در مقابل Nb (Pearce, 1983)، ب) نمودار Y+Nb در مقابل Rb (Pearce, 1983)، پ) نمودار Nb /Yb-Th/Yb (Pearce, 2008)؛ نماد قرمز = دگرسانی

تهی شدگی Zr, Ti, Nb, Y در ماگماهای ایجاد شده در گوشته بالای زون فرورانش، به عدم تحرک آنها در حین ذوب بخشی نسبت داده می‌شود (Davidson, 1996; Noll, et al., 1996). از طرف دیگر حجم زیاد گرانیتوئید زاهدان با سن 30 میلیون سال (Mohammadi et al., 2016) و دیگر سنگ‌های فلسیک و حدواسط منطقه که جوان‌تر هستند و نبود سنگ‌های بازیک و معادل‌های آتشفشانی در این زمان نمی‌تواند با تبلور تفریقی یا فرآیندهای AFC قابل تفسیر باشند. در اصل در مدل تفریق بلوری، سنگ‌های بازیک اغلب زودتر از سنگ‌های اسیدی تشکیل می‌شوند ولی در منطقه مورد مطالعه سنگ‌های حدواسط و بازیک جوان‌ترند چون پیکره اصلی گرانیتوئید زاهدان را قطع کرده‌اند. بنابراین روند تشکیل سنگ‌های آذرین حدواسط و فلسیک منطقه مورد مطالعه، بیشتر با مدل ذوب بخشی قابل تفسیر می‌باشد. در مدل ذوب بخشی ماگمای بازیک با جابجایی‌های استنوسفری به سمت بالا گرمای لازم را برای ذوب سنگ‌های سنگ کره و پوسته زیرین فراهم می‌کند (Pang et al., 2013). بنابراین ذوب بخشی سنگ‌های مافیک (آمفیبولیت) پوسته زیرین یا ذوب بخشی بقایای پوسته اقیانوسی در زون‌های فرورانش قدیمی ممکن است مدل منطقی‌تری برای تشکیل ماگمای گرانیت‌های فاز دوم (نوع I) و دایک‌های مورد مطالعه باشد. همواره غنی‌شدگی Th, Rb, K, Pb و تهی‌شدگی Zr, Ti, Nb, Y با مذاب‌های به وجود آمده از پوسته زیرین و لیتوسفر در بالای مناطق فرورانش قدیمی نیز سازگار است (Harris et al., 1974; Chappell and White, 1986). شاید بخش زیادی از پیکره گرانیتوئید زاهدان با سن 30 میلیون سال از ماگماهای مشتق شده از ذوب بخشی سنگ‌های مافیک پوسته یا بقایای پوسته اقیانوسی به‌جامانده از فرورانش‌های قبلی تشکیل شده (شکل 15) ولی دایک‌های فلسیک که کمی جوان‌تر می‌باشند از ماگمای مشتق شده از ذوب بخشی فلیش‌ها هم‌زمان با بسته شدن اقیانوس سیستان تشکیل شده‌اند. ترکیب دایک‌های حدواسط با ماگماهای حاصل از سنگ‌های بازیک‌تر منطبق است (شکل 15). این سنگ‌ها که دارای پتاسیم بالا و شوشونیتی می‌باشند، شاید مربوط به رویدادهای کششی پس‌برخوردی باشند. علاوه بر این در شکل 15 ترکیب سنگ منشأ روند جالبی را نشان می‌دهد به طوری که دایک‌های حدواسط از ذوب سنگ‌های بازیک و دایک‌های فلسیک از ذوب ماسه سنگ حاصل شده‌اند در حالی که گرانیتوئید از ترکیبی حدواسط بین اینها حاصل شده که ممکن است ناشی از اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی در منطقه باشد. گسل‌های امتداد لغز حاصل از رویدادهای برخورد و پس‌برخوردی در جای‌گیری دایک‌ها نقش داشته‌اند.



شکل 15. موقعیت ترکیب سنگ‌های آذرین لخشک بر روی نمودارهای تفکیک سنگ منشأ ماگما، الف) نمودار (ب) نمودار $CaO / (Fe_2O_3 + MgO + TiO_2)$ در مقابل $Al_2O_3 / (Fe_2O_3 + MgO + TiO_2)$ (بر اساس کار Patino Douce, 1999)، (بر اساس کار Magna et al., 2010؛ نماد قرمز = دگرسانی)

نتیجه‌گیری

در گستره آنتیموان دار لخشک، سنگ‌های فلیش گونه میزبان، کم‌وبیش گسله، چین‌خورده، دگرگون شده، دگرسان شده و میلیونیتیزه می‌باشند که مورد نفوذ توده‌های گرانیتوئیدی، دایک‌های اسیدی و حدواسط، رگه‌های سیلیسی و رگه‌های استیبنیت دار واقع شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی بیشتر شامل فیلیت، اکتینولیت شیست، مرمر و میلیونیت می‌شوند. توده نفوذی عمدتاً گرانودیوریت، دایک‌های اسیدی بیشتر گرانودیوریت پورفیری (داسیت) و دایک‌های حدواسط ملادیوریت، ملاگرانودیوریت و کوارتزمونوزودیوریت می‌باشند. توده گرانیتوئیدی از نوع I، متالومینوس و کالک آلکالن پتاسیم بالا می‌باشد. مقادیر LILE نسبت به مقادیر HFSE در سنگ‌های آذرین منطقه غنی‌شدگی نشان می‌دهند که از خصوصیات ماگماهای پوسته و یا ماگماهای گوشته‌ای به‌شدت آغشته به مواد پوسته‌ای می‌باشد. ترکیب دایک‌های فلسیک با ماگماهای مشتق شده از ذوب بخشی فلیش‌ها و ترکیب دایک‌های حدواسط با ماگماهای حاصل از سنگ‌های بازیک (آمفیبولیت) منطبق است درحالی‌که ترکیب پیکره اصلی توده نفوذی لخشک با ماگماهای مشتق شده از ذوب سنگ‌هایی با ترکیبی حدواسط آنها قابل تفسیر است که ممکن است ناشی از اختلاط دو ماگمای بازیک و اسیدی در منطقه باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین محدوده مورد مطالعه بیشتر مشابه با سنگ‌های مربوط به جایگاه‌های فرورانش و کمان‌های ولکانیکی می‌باشد با این وجود سن و روند دایک‌ها با رویدادهای پسابروردی و گسل‌های امتدادلغز در منطقه منطبق است. کانی‌زایی آنتیموان از نوع رگه‌ای است که به‌وسیله گسل و دیگر عوامل ساختاری کنترل شده است. آب‌های جوی و دگرگونی تحت تاثیر آخرین فاز ماگمایی که شاید مرتبط با دایک‌های فلسیک و حدواسط باشند، گرم شده و با

چرخش و عبور از سنگ‌های فلیشی در گسل‌ها و فضاهاى خالی باعث تشکیل رگه‌های کوارتز-استینیت و دگرسانی‌های سیلیسی، آرژلیک، و سریسیتیک شده‌اند. کانی‌زایی ابتدا با تشکیل استینیت، پیریت، ارسنوپیریت، کالکوپیریت، گالن و اسفالریت رخ داده است. سپس بخشی از این کانی‌ها بر اثر برخورد با آب‌های سطحی اکسید شده و به‌صورت اکسیدها و هیدروکسیدهای آهن، منگنز، کربنات‌های مس و سرب و روی و شاید اکسیدهای آنتیموان دیده می‌شوند.

منابع

- بومری، م.، 1393. کانسارها و اندیس‌های معدنی در استان سیستان و بلوچستان، ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، 98-103.
- بومری، م.، مجددی‌مقدم و بیابانگرد، ح.، 1397. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آذرین و کانی‌زایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ و درگیابان. پترولوژی، 9، 193، 216-.
- خرمی، ز.، 1391. ژنز کانسار آنتیموان بائوت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، 149.
- رضایی کهخایی، م. رهبر، ر.، و قاسمی، ح.، 1396. تعیین سن مجموعه نفوذی لخشک به روش اورانیوم-سرب روی کانی‌های زیرکن و تیتانیت، شرق ایران، مجله بلور و کانی‌شناسی، 1، 25، 111-122.
- سرحدی، ن.، احمدی، ع.، فیروزکوهی، ز.، و جامی، م.، 1396. سنگ‌شناسی و ژئوشیمی دایک‌های مزوکرات و ملانوکرات در پیکره گرانودیوریتی لخشک، شمال باختر زاهدان، علوم زمین، 26، 104، 149-168.
- فرشیدپور، ج.، 1391. ژنز کانسار آنتیموان سفیدآبه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، 125.
- کنعانیان، ع.، رضایی کهخایی، م.، الیاسی، م.، و اسماعیلی، د.، 1386. شواهد پتروگرافی حاکی از دگرشکلی دمای بالا در سنگ‌های حاشیه توده گرانیتوئیدی لخشک، شمال غرب زاهدان، ایران. مجله علوم دانشگاه تهران، 1، 33، 47-39.
- مارزی، م.، 1394. کانی‌شناسی، دگرسانی و منشاء کانیزایی آنتیموان و طلا در منطقه سفیدسنگ، جنوب زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، 267.
- مجددی‌مقدم، ح.، 1398. ژئوشیمی، زمین‌حرارت-فشار سنجی رگه‌های آنتیموان در مناطق درگیابان، سفیدسنگ، لخشک، شورچاه، بائوت و سفیدآبه، رساله دکترای تخصصی، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، 311.
- مرادی، ر. بومری، م. باقری، س و زاهدی، ا.، 1394. تعیین شرایط فیزیکوشیمیایی و عوامل کنترل‌کننده کانیزایی با استفاده از کانه‌نگاری روابط پاراژنزی و میانبار سیال در کانسار استینیت-طلا شورچاه، جنوب شرق زاهدان. مجله بلور و کانی‌شناسی، 23، 121-134.
- مرادی، ر.، 1391. سبک و منشاء کانیزایی آنتیموان و طلا در شورچاه، جنوب شرق زاهدان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران، 158.

مظلوم، غ.، 1396. کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار آنتیموان لخشک، شمال‌غرب زاهدان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران، 171.

هدایتی، ن.، بومری، م. و بیابانگرد، ح.، 1395. ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی مجموعه آذرین نخیلاب، شمال باختر زاهدان. مجله پترولوژی، 26، 23-44.

- Aragon, E., Gonzalez, P., Yolanda, E., Cavarozzi, A.C., Llambias, E. and Rivalenti, G., 2002. Thermal divide andesites–trachytes, petrologic evidence, and implications from Jurassic north Patagonian massif alkaline volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, 103, 16-91.
- Asiabanha, A., Bardintzeff, J.M., Kananian, A. and Rahimi, G., 2012. Post-Eocene volcanics of the Abazar district, Qazvin, Iran: Mineralogical and geochemical evidence for a complex magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences*, 45, 79–94.
- Ayers, J., 1998. Trace element modeling of aqueous fluid–peridotite interaction in the mantle wedge of subduction zones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 132, 390–404.
- Behrouzi, 1993. Geological map of Zahedan (1:250000), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Boomeri, M. and Lashkaripour, G.R., 2003. Granite of Zahedan, Southeastern Iran. *Geophysical Research Abstracts* 5, 04933.
- Boomeri, M., Moradi, R., Stein, H. and Bagheri, S., 2019. Geology, Re-Os age, S and O isotopic composition of the Lar porphyry Cu-Mo deposit, southeast Iran. *Ore Geology Reviews*, 104, 477–494.
- Boynnton, W.V., 1984. Cosmochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: *Rare Earth Element Geochemistry* (Eds. Henderson, P.), Elsevier, Amsterdam, 63– 114.
- Calanchi, N., Peccerillo, A., Tranne, C.A., Lucchini, F., Rossi, P.L., Kempton, P., Barbieri, M. and Wue, T.W., 2002. Petrology and geochemistry of volcanic rocks from the Island of Panarea: implications for mantle evolution beneath the Aeolian island arc (southern Tyrrhenian Sea). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 367-395.
- Camp, V.E. and Griffis, R.J., 1982. Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan Suture Zone, Eastern Iran. *Lithos*, 15, 221- 239.
- Chappell, B.W. and White, A. J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences*, 83, 1-26.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite type. *Pacific Geology*, 8, 173-174.
- Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*, George Allen and Unwin, London, 450.
- Davidson, J.P., 1996. Deciphering mantle and crustal signatures in subduction zone magmatism in Subduction, Top to bottom (Eds. Bebout, G.E., Scholl, D.W., Kirby, S.H., and Platt, J.P.) *Geophysical Monograph*, American Geophysical Union, 96, 251-262.
- Dill, H.D., 2010. The chessboard classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*, 100, 1 – 420.
- Girardi, J. D., Patchett, P. J., Ducea, M. N., Gehrels, G. E., Cecil, M. R., Rusmore, M. E., Woodsworth, G. J., Pearson, D. M., Manthei, C. and Wetmore, P., 2012. Elemental and isotopic evidence for granitoid genesis from deep-seated sources in the Coast mountains batholith, British Columbia. *Journal of Petrology*, 53, 1505-1536.
- Grove, T.L. and Donnelly-Nolan, J.M., 1986. The evolution of young silicic lavas at Medicine lake Volcano, California: implications for the origin of compositional gaps in calc-alkaline series lavas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 281-302.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. and Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Collision Tectonics (Eds. Coward, M.P. and Ries, A.C.) Special Publication, Geological Society, London, 19, 67–8.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48, 2341-2357.
- Helvaci, C., Ersoy, E.Y., Sözbilir, H., Erkül, F., Sümer, Ö. and Uzel, B., 2009. Geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Miocene volcanic rocks from the Karaburun Peninsula: Implications for amphibole-bearing lithospheric mantle source, Western Anatolia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185, 3, 181-202.
- Magna, T., Janousek, V., Kohot, M., Oberli, F. and Wiechert, U., 2010. Fingerprinting sources of orogenic plutonic rocks from variscan belt with lithium isotopes and possible link to Subduction-related origin of some A-type granites. *Chemical Geology*, 274, 94-107.
- Maniar, P.D. and Picooli, P.M., 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America*, 101, 635-643.
- Marchev, P., Raicheva, R., Downes, H., Vaselli, O., Chiaradia, M. and Moritz, R., 2004. Compositional diversity of Eocene-Oligocene basaltic magmatism in the Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: implications for genesis and tectonic setting. *Tectonophysics*, 393, 301–328
- Martin, H., 1999. The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos*, 46, 3, 411-429
- Mason, B. and Moore, C.B., 1983. *Principle of Geochemistry*. John Wiley, New York, 344.
- Middlemost, E. A. K., 1985. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37, 215-224.
- Mohammadi, A., Burg, J.P., Bouilhol, P. and Ruh, J., 2016. U–Pb geochronology and geochemistry of Zahedan and Shah Kuh plutons, southeast Iran: implication for closure of the south Sistan Suture Zone, *Lithos*, 248-251, 293-308.
- Moradi, R. and Boomeri, M., 2016. Remote sensing detection of altered zones associated with Cu-Mo mineralization in North of Zahedan, SE Iran using Landsat-8 data. *Yerbilimleri*, 38, 3, 275-294.
- Moradi, R., Boomeri, M., Bagheri, S. and Nakashima, K., 2016. Mineral chemistry of igneous rocks in the Lar Cu-Mo prospect, southeastern part of Iran: Implications for P, T, and $f\text{O}_2$. *Turkish Journal of Earth Science*, 25, 1–16.
- Nicholson, K.N., Black, P.M., Hoskin, P.W.O. and Smith, I. E. M., 2004. Silicic volcanism and back-arc extension related to migration of the Late Cenozoic Australian- Pacific plate boundary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 131, 295–306.
- Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 587-611.
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., 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.
- Patiño Douce, A.E., 1999. What do experiments tell us about the relative contributions of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A. Fernandez C. and Vigneresse, J. L. (Eds): *Understanding granites: intergrating new and classical techniques*. Geological Society of London, Special Publication, 168, 55-75
- Pearce, J. A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Nantwich, Cheshire (Eds Hawkesworth, C.J. and Norry, M.J.), Shiva Nantwich, 230-249.

- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust, *Lithos*, 100, 14-48.
- Peccerillo, A. and Taylor S.R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58, 63–81.
- Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical Data, Evaluation, Presentation, and Interpretation*. Harlow, UK, Longman, London, UK. 344.
- Rudnick, R. L., 1990. Nd and Sr isotopic compositions of lower crustal xenoliths from north Queensland, Australia: implications for Nd model ages and crustal growth processes. *Chemical Geology*, 83, 195-208.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Ne'delec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M. V., 2005- The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 301–327.
- Seghedi, I., Downes, H., Vaselli, O., Szakacs, A., Balogh, K. and Pecskey, Z., 2004. Postcollisional Tertiary-Quaternary mafic alkali magmatism in the Carpathian-Pannonia region: a review. *Tectonophysics*, 393, 43–62.
- Shand, S. J., 1943. *Eruptive Rocks*, D. Van Nostrand Company, New York, 360.
- Sun, S.S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: *Magmatism in the Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special Publications, Geological Society, London, 42, 313-345.
- Taylor, S. R., 1965. The application of trace element data to problems in petrology. *Physics and Chemistry of the Earth*, 6, 133-213.
- Tirrul, R., Bell, L. R., Griffis, R. J. and Camp, V. E., 1983. The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America*, 84, 134-150.
- Whitney, D. and Evans, B. D., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95, 1, 185-187
- Zulkarnain, I., 2009. Geochemical signature of Mesozoic volcanic and granitic rocks in Madina Regency area, North Sumatra, Indonesia, and its tectonic implication. *Indonesian Journal on Geoscience*, 4, 2, 117-131.