

پتـرولوژی، سال هفتم، شماره بیست و ششم، تابستان ۱۳۹۵، صفحه ۲۳-۴۴  
تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۲/۰۵ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۹/۰۱

## ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی مجموعه آذرین نخیلاب، شمال باختر زاهدان

نجمه هدایتی، محمد بومری\* و حبیب بیابانگرد

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

### چکیده

مجموعه آذرین نخیلاب در ۱۴۵ کیلومتری شمال‌باختر زاهدان، و از دیدگاه زمین‌شناسی در مرز پهنه درزه سیستان و بلوک لوت واقع شده است. در این منطقه واحدهای سنگی از کرتاسه تا کواترنری برونزد داشته، بیشتر شامل سنگ‌های رسوبی و آذرین هستند. سنگ‌های آذرین نخیلاب به صورت بیرونی و درونی تشکیل شده‌اند. سنگ‌های آذرین بیرونی به شکل گدازه و آذرآواری بوده، شامل بازالت، آندزیت، کوارتز و ریولیت هستند و سنگ‌های آذرین درونی به شکل استوک و دایک بوده، شامل گابرو، دیوریت و گرانودیوریت هستند. بافت این سنگ‌ها پورفیری و گرانولار است. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز و کانی‌های فرعی آنها آپاتیت، اسفن و مگنتیت هستند. در بخش مرکزی سنگ‌های نفوذی که بر اثر فرآیندهای درون‌زاد و برون‌زاد دگرسان شدند، همراه با کانی‌زایی مس هستند. بررسی‌های ژئوشیمیایی در سنگ‌های آذرین دگرسان نشده نخیلاب نشان می‌دهد که آن‌ها جزو سری ماگمایی کالک‌آلکان با ماهیت متآلومینوس هستند. الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب که به ترتیب نسبت به ترکیب مورب و کندریت به‌هنگار شده‌اند، نشان می‌دهد که مقادیر LREE و LILE به ترتیب از مقادیر HREE و HESSE بسیار بیشتر است. مقادیر بالاتر LREE و LILE به ترتیب در مقایسه با مقادیر HREE و HESSE، وجود آنومالی منفی در عناصر Zr، Ti و P و آنومالی مثبت در عناصر Rb و Sr بیانگر تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه در محیطی مربوط به حاشیه فعال قاره‌ای است. به نظر می‌رسد این سنگ‌ها بر اثر فرایند هضم و تبلور تفریقی (AFC)، از یک ماگمای بازالتی که محصول ذوب بخشی یک پوسته اقیانوسی فرورونده و گوشته روی آن بوده تشکیل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: مس پورفیری، کالک‌آلکان، فرورانش، مجموعه آذرین نخیلاب، زاهدان، پهنه درزه سیستان

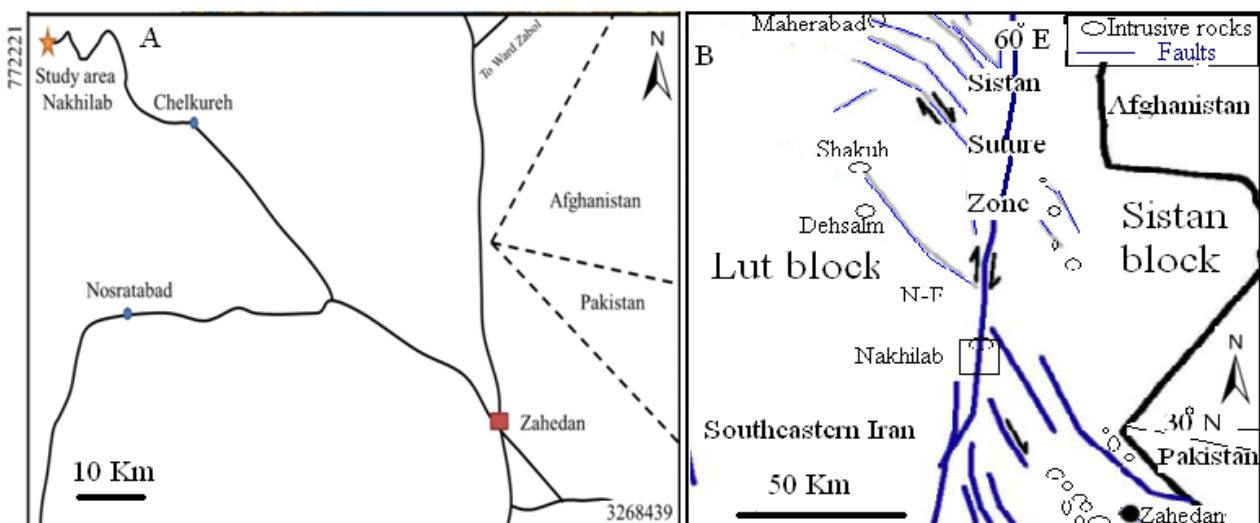
### مقدمه

تشکیل شده و شامل انواع سنگ‌های آذرین بیرونی و نیمه‌بیرونی با سن‌های مختلف هستند. این منطقه در مرز پهنه درزه سیستان و بلوک لوت واقع شده و بخشی از کوه‌های خاور ایران است (شکل ۱- B).

مجموعه آذرین نخیلاب در ۱۴۵ کیلومتری شمال باختر زاهدان واقع شده است (شکل ۱- A). این مجموعه در امتداد نوار باریکی به صورت شمالی- جنوبی

\* boomeri@hamoon.usb.ac.ir

Copyright©2016, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.



شکل ۱- (A) جایگاه جغرافیایی مجموعه آذرین نخیلاب (شمال باختر زاهدان)؛ (B) نمایش گسل‌های در پهنه درزه سیستان.

آذرین تشکیل شده در بلوک لوت نیز شباهت دارد. در بلوک لوت فعالیت‌های ماگمایی از ژوراسیک میانی (سیمین میانی)، به ویژه در نواحی دهسلم و چهارفرسخ، آغاز شده و گرانیتویدهای معروفی مانند شاکوه جای گرفته‌اند (Aghanabati, 2004) (شکل ۱- B). بخش زیادی از بلوک لوت با سنگ‌های آتشفشانی کالک‌آلکان که اوج آن در ائوسن بوده (با ضخامت ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) اشغال شده است (Berberian and King, 1981). همچنین، سنگ‌های آتشفشانی نئوژن و کواترنر در بلوک لوت که کم و بیش بازیک و بیشتر از نوع بازالتی هستند، بیشتر محدود به گسل‌های جوان هستند. در کرانه جنوبی گسل نایبند و گسل‌های شمالی - جنوبی دیگر، فوران‌های آلکان نیز روی داده که بیشتر از نوع بازالت و تفریت هستند (Emami, 2000). در بلوک لوت بیشتر سنگ‌های آذرین آتشفشانی و نیمه‌بیرونی ترسیری، به ویژه در ماهرآباد، دهسلم، رحیمی، چاه شلغمی و غیره، با کانی‌زایی مس پورفیری همراه هستند (Malekzade Shafarodi and Karimpour, 2011). پژوهش‌ها درباره مجموعه آذرین نخیلاب اندک است به گونه‌ای که تنها می‌توان به بررسی‌های Babakhani و همکاران (1988) و Hezareh (۲۰۰۴) برای تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی و ژئوشیمی Yavari (۲۰۱۳) و

سنگ‌های آذرین در پهنه درزه سیستان متنوع بوده و شامل سنگ‌های فوق‌بازیک تا اسیدی در مجموعه‌های افیولیتی، سنگ‌های نفوذی مرتبط به پهنه گرانیتویدی گراغه-سراوان، سنگ‌های آذرین بیرونی و نفوذی مرتبط به نوار ماگمایی زاهدان-نهبندان در مرز پهنه درزه با بلوک سیستان و سنگ‌های آتشفشانی مرتبط با کوه تفتان هستند (Camp and Griffis, 1982). سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی دیگری از جمله مجموعه آذرین نخیلاب، نیز در این پهنه وجود دارد که به نظر نمی‌رسد با موارد گفته شده ارتباط داشته باشد. با توجه به مطالعات Camp و Griffis (۱۹۸۲)، مجموعه آذرین نخیلاب در حاشیه باختری پهنه درزه سیستان و مجاور با بلوک لوت در راستای گسل امتداد لغز نهبندان رخنمون دارد. سن مجموعه آذرین نخیلاب به کرتاسه-ائوسن و الیگوسن نسبت داده شده است (Babakhani et al., 1988). بر اساس مطالعات Yavari (۲۰۱۳)، گوسان‌های غنی از کانی‌زایی مس، وجود آنومالی‌هایی از کانی‌زایی طلا و انواع دگرسانی‌های هم‌مرکز پروپیلیتی، آرژیلیک، سریسیتی و پتاسیک، نشانه‌هایی از رویداد یک سیستم مس پورفیری در منطقه نخیلاب است. مجموعه آذرین نخیلاب از نظر سنی و سنگ‌شناسی و سبک کانی‌زایی به بعضی از سنگ‌های

## زمین‌شناسی منطقه

واحدهای سنگی مجموعه آذرین نخیلاب و اطراف آن بیشتر شامل سنگ‌های رسوبی و آذرین از ژوراسیک تا کواترنری هستند (Babakhani et al., 1988) (شکل ۲- A). سنگ‌های رسوبی بیشتر در قسمت خاوری مجموعه آذرین نخیلاب برونزد دارند و شامل سنگ‌های رخساره فلیش، سنگ آهک غنی از نومولیت و نهشته‌های جوان هستند. این واحدهای رسوبی در خاور با افیولیت‌ها و فلیش‌های دگرگون‌شده کهن، و در باختر با واحدهای آذرین دارای مرز گسله هستند. مجموعه آذرین نخیلاب از نظر سنی متعلق به کرتاسه، ائوسن و الیگوسن است (Babakhani et al., 1988). بر این اساس، در مجموعه آذرین نخیلاب، کهن‌ترین واحد متعلق به کرتاسه است که با گدازه‌های آندزیتی و سنگ‌های آذرآواری و سنگ‌های آهکی ائوسن پوشیده شده و یک طاق‌دیس را تشکیل داده است. در مرکز طاق‌دیس و مجموعه مورد مطالعه، یک توده دیوریتی و گرانودیوریتی در الیگوسن، موجب دگرسانی و کانی‌زایی مس و طلا شده است (شکل‌های ۲ و ۳).

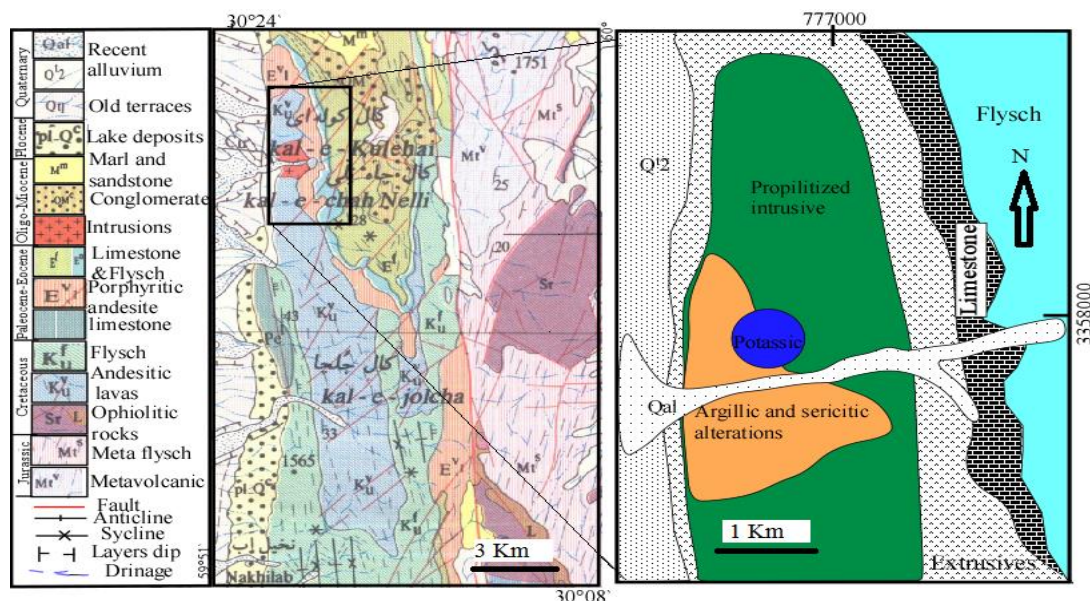
Hedayati (۲۰۱۵)، برای اکتشافات لیتوژئوشیمی طلا و

مس و مطالعات سنگ‌شناسی اشاره کرد.

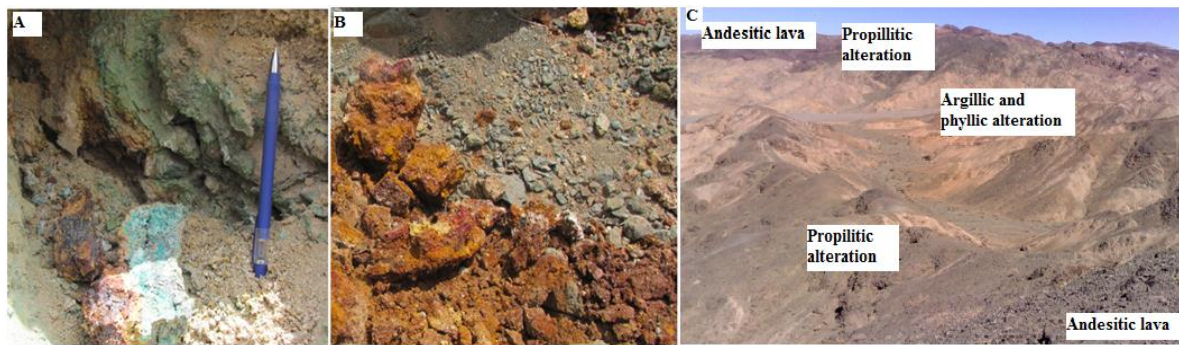
در این مقاله با استفاده از مطالعات صحرایی، میکروسکوپی، مقدار و رفتار عناصر اصلی و فرعی، نخست سنگ‌های آذرین شناسایی و تفکیک شده، سپس ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی آنها ارائه و بحث شده است.

یکی دیگر از اهداف این مقاله بررسی جایگاه زمین‌ساختی منطقه از لحاظ ژئوشیمیایی است. بنابراین شناخت و مطالعه مجموعه آذرین نخیلاب از دو جنبه مهم است: نخست به علت شناخت ماهیت سنگ‌شناسی و جایگاه زمین‌شناسی آن که موجب شناخت بهتر وضعیت ماگماتیسم در خاور ایران می‌شود. سپس به علت اهمیت استعداد کانی‌زایی توده نفوذی همراه با این مجموعه، زیرا که انگیزه اصلی تمرکز و توجه به آن است.

شناخت سنگ‌نگاری و ژئوشیمی توده‌های کانسنگ‌ساز باعث افزایش شناخت فرآیندهای کانی‌زایی شده و احتمالاً از این نظر می‌توان تفاوت آنها را با توده‌های نفوذی ناباور فهمید.



شکل ۲- A) بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) که مجموعه آذرین نخیلاب در آن جای دارد (Babakhani et al., 1988)؛ B) نقشه دگرسانی‌ها و سنگ‌های سالم مجموعه آذرین نخیلاب.



شکل ۳- گوسان با کانی‌زایی مس در مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). (A) همراهی کربنات مس و اکسید آهن؛ (B) نمایش هیدرواکسیدهای آهن از نمایی نزدیک‌تر؛ (C) در بخش مرکزی مجموعه آذرین نخیلاب، سنگ‌ها به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده و در پیرامون آن یک پهنه دگرسانی گسترده پروپیلیتی و در نهایت در حاشیه، سنگ‌های آندزیتی سالم دیده می‌شوند.

کلسیت و پیریت و رنگ سبز تشخیص داده می‌شود. وجود لکه‌های نودل‌مانند اپیدوتی از ویژگی‌های رویداد این دگرسانی است (Hedayati, 2015). آثار دگرسانی پتاسیک نیز به مقدار اندکی در رخنمون‌ها دیده می‌شود (Hedayati, 2015). دگرسانی‌های برون‌زاد از انواع آرژیلیک و سریسیتیک هستند که در سنگ‌های غنی از پیریت در بخش مرکزی تشکیل شده، دارای رنگ سفید، قهوه‌ای و کرمی هستند (Hedayati, 2015). بر اساس این مطالعه به نظر می‌رسد که بخش بزرگی از سنگ‌های دگرسان شده متعلق به توده‌های نفوذی پورفیری نیمه‌ژرف باشند. ناحیه نخیلاب در پهنه گسل نه باختری جای دارد (Babakhani et al., 1988). در کرانه باختری پهنه درزه سیستان، چندین گسل با روند شمالی-جنوبی، با طول ۷۵۰ کیلومتر، به دنبال و به موازات هم دیده می‌شوند که مجموع آنها، سیستم گسلی نهبندان نامیده می‌شوند (شکل ۱- B). در واقع این سیستم گسلی که جداکننده بلوک لوت از پهنه زمین‌درز سیستان است به دو گسل نه خاوری و نه باختری تفکیک شده است (Berberian, 1976). گسل نه باختری دارای امتداد N10W/76SW است. این گسل واحدهای افیولیتی کرتاسه را به میزان ۱۰ کیلومتر جابه‌جا نموده است. محدوده سنی عملکرد این گسل از زمان کرتاسه پسین به بعد است. حرکت این گسل

نقشه زمین‌شناسی و دگرسانی محدوده مطالعاتی بر اساس تصاویر ماهواره‌ای و گوگل‌ارث اصلاح و در شکل ۲- B نمایش داده شده است. سنگ‌های آذرین بیرونی بیشتر آندزیت با رنگ قهوه‌ای هستند که در حاشیه خاوری طاق‌دیس گسترش بیشتری دارند. گسترش همه واحدهای آذرین تقریباً شمالی و جنوبی است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها با رنگ سفید در صحرا تشخیص داده می‌شود. سنگ‌های نفوذی در مرکز به شکل استوک و در حاشیه‌های جنوبی و شمالی به شکل دایک هستند (Hedayati, 2015). این سنگ‌ها دارای زنولیت‌هایی هستند که جنس و بافت آنها با سنگ‌میزبان تفاوت چندانی ندارند و تنها میزان کانی‌های تیره رنگ، به‌ویژه آمفیبول هستند (Hedayati, 2015). سنگ‌های نفوذی نادگرسان (یا سالم) رنگ خاکستری داشته و سنگ‌های دگرسان با توجه به نوع دگرسانی به رنگ‌های گوناگونی دیده می‌شوند. بافت سنگ‌های نفوذی از حاشیه به سمت مرکزی از پورفیری به گرانولار تغییر می‌کند هرچند حجم سنگ‌هایی که دارای بافت گرانولار هستند اندک است (Hedayati, 2015). دگرسانی‌ها در مجموعه نخیلاب به دو گروه درون‌زاد و برون‌زاد تقسیم‌بندی می‌شوند (Hedayati, 2015). دگرسانی اصلی درون‌زاد در این مجموعه دگرسانی پروپیلیتیک است که با اپیدوت، کلریت،

۱- سنگ‌های آذرین بیرونی: این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری بوده، در حاشیه مجموعه آذرین نخیلاب دیده می‌شوند. در نمونه دستی این سنگ‌ها درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز به‌آسانی تشخیص داده می‌شوند، در حالی که زمینه آنها آفانیتیک است. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری سنگ‌های آذرین بیرونی شامل بازالت، آندزیت، آندزیت، آندزیت، ریولیت، ایگنیمبریت و توف آندزیتی هستند. از بافت‌های دیگر این سنگ‌ها بافت‌های هیالوپورفیری، جریان‌ی و پرلیتی را می‌توان نام برد.

۱-۱- بازالت‌ها: این سنگ‌ها در نمونه دستی به رنگ خاکستری تیره و دارای ظاهری حفره‌دار هستند. در این منطقه، حجم سنگ‌های بازالتی به‌طور درخور توجهی کمتر از آندزیت‌ها و دیوریت‌هاست. بازالت‌ها در بخش جنوبی منطقه دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیری با زمینه ریزبلور است (شکل ۴- A). فنوکریست‌ها از نظر اندازه متفاوت هستند. فنوکریست‌های درشت‌تر بیشتر کلینوپروکسن و فنوکریست‌های ریزتر بیشتر پلاژیوکلاز هستند. الیون و اکسیدهای آهن از دیگر فنوکریست‌های این سنگ‌ها به‌شمار می‌روند. بلورهای ریز در زمینه را نیز بیشتر تیغه‌های پلاژیوکلاز به همراه کلینوپروکسن تشکیل می‌دهند. حدود ۴۰ درصد حجمی سنگ از زمینه و بقیه از فنوکریست‌ها است. فنوکریست‌های کلینوپروکسن‌ها بیشتر شکل‌دار، مقاطع عرضی آن بیشتر به‌صورت هشت‌گوشه، دارای ساخت ساعت‌شنی و ماکل تیغه‌ای بوده، اندازه آنها تا یک میلیمتر نیز می‌رسد. پلاژیوکلازها، نیمه‌شکل‌دار و طویل و دارای ماکل پلی‌سنتتیک بوده، از نظر اندازه متغیر و حداکثر تا یک میلیمتر هستند. کانی‌های ثانویه کلریت و اپیدوت و کانی‌های کدر نیز در مقاطع این سنگ دیده می‌شوند.

۱-۲- آندزیت‌بازالت: این واحد سنگی که در مجموعه آذرین نخیلاب، گسترش کمی دارد، در نمونه دستی دارای رنگ خاکستری بوده، بافت آن پورفیری

امتدادلغز راست‌گرد است (Yabelui, 2010). در محل این گسل‌ها نهشته‌های جدید تراورتن تشکیل شده که بیانگر ادامه فعالیت آنها در کواترنری است.

## روش انجام پژوهش

برای دستیابی به اهداف این پژوهش پس از چند مرحله بازدید صحرایی، تعداد ۴۵ نمونه از سنگ‌های آذرین نادرسان و دگرسان برداشت شد، که از میان آنها ۳۳ نمونه‌ها مقطع نازک تهیه و با استفاده از میکروسکوپ پلاریزان بررسی شدند.

پس از بررسی سنگ‌نگاری، ۱۴ نمونه از واحدهای سنگی گوناگون منطقه که دگرسان نشده و یا کم دگرسان شده بودند برگزیده شدن. برای ارزیابی اکسیدهای عناصر اصلی و عناصر فرعی خاکی نادر و کمیاب، با روش‌های ICP-OES و ICP-MS، این نمونه‌ها به شرکت آنالیز مواد معدنی زرآزمای ماهان در استان کرمان ارسال شدند. برای عناصر اصلی، ابتدا نمونه‌های پودر شده با لیتیم‌متابورات ذوب و سپس با اسید نیتریک حل شده و پس از رقیق‌سازی با دستگاه ICP-OES-735 (ساخت شرکت Varian کشور استرالیا)، مقدار اکسیدهای اصلی مشخص شد. برای عناصر خاکی نادر و کمیاب، انحلال نمونه‌ها به روش مولتی‌اسید و هضم مایکروویو انجام شد و برای اندازه‌گیری آنها از دستگاه ICP-MS (مدل AJILEMT-4500 ساخت آمریکا) استفاده شد.

نتایج این آنالیزها با استفاده از نرم‌افزارهای GCDKIT بررسی و نمودارهای لازم تهیه شده، سپس تفسیر و پردازش شدند.

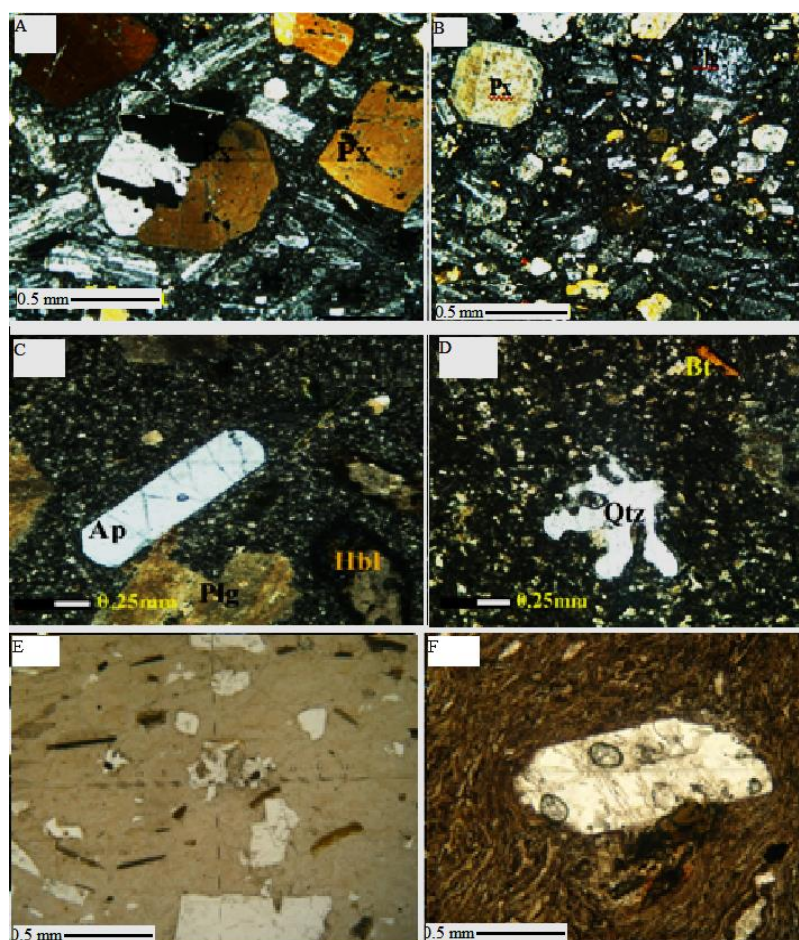
## سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی، سنگ‌های آذرین در نخیلاب را می‌توان به دو گروه عمده آذرین بیرونی (به‌صورت گدازه و آذرآواری) و آذرین درونی (به‌صورت استوک و دایک) تقسیم کرد:

پیروکسن، بیوتیت، کوارتز و هورنبلند هستند. کانی‌های فرعی در این سنگ بیشتر کانی‌ها کدر، زیرکن و آپاتیت هستند. این سنگ‌ها معمولاً با حضور فنوکریست‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰ درصد حجمی از فنوکریست‌ها)، درشت‌بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بیوتیت (۵ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰ درصد حجمی) و درشت‌بلورهای بی‌شکل کوارتز شناسایی می‌شوند. بیشتر کانی‌های پلاژیوکلاز دارای ماکل، خوردگی و منطقه‌بندی هستند. بالا آمدن سریع ماگما و کاهش ناگهانی فشار در ویژگی‌های بافتی پلاژیوکلازها، از جمله خوردگی و منطقه‌بندی نقش دارد (Nelson and Montana, 1992). پلاژیوکلازها در بیشتر نمونه‌ها کم و بیش به کائولینیت دگرسان شده‌اند. درشت‌بلورهای بیوتیت و هورنبلند که بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند تا حدی به کلسیت، کانی‌های کدر و کلریت تبدیل شده‌اند. آپاتیت به صورت شکل‌دار به عنوان کانی فرعی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. آندزیت‌ها به دو صورت نادگرسان و دگرسان شده در منطقه وجود دارند. درصد دگرسانی در این سنگ‌ها متفاوت است. بر اساس نوع کانی فرومنیزین موجود در این سنگ‌ها می‌توان آنها را به آندزیت‌های آمفیبول و بیوتیت‌دار تقسیم‌بندی کرد. پیریت که در نمونه دستی نیز تشخیص داده می‌شود فراوان‌ترین کانی کدر در آندزیت‌های دگرسان شده است. کوارتز یکی از کانی‌های نسبتاً رایج (حدود ۵ درصد حجمی)، به‌ویژه در زمینه این سنگ است. مقداری از کوارتزها ممکن است بر اثر عوامل ثانویه تشکیل شده باشند. شناسایی آندزیت‌ها از معادل‌های نفوذی نیمه‌ژرف که دارای بافت پورفیری هستند گاه دشوار بوده، به نظر می‌رسد مرز تدریجی بین این دو نوع سنگ وجود دارد. توف‌های آندزیتی بیشتر در حاشیه و مجاور سنگ‌های رسوبی دیده می‌شوند. تفاوت عمده آندزیت و توف آندزیتی، وجود قطعات بیگانه از سنگ‌های رسوبی مجاور در توف است. این توف‌ها از نوع لیتیک تا کریستالین توف هستند.

است و درصد زمینه و فنوکریست‌ها در نمونه‌های مطالعه شده متفاوت است. درصد فنوکریست‌ها در این سنگ نسبت به بازالت‌ها بیشتر است. سنگ‌های آندزیتی‌بازالتی منطقه از لحاظ کانی‌شناسی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، هورنبلند و کانی‌های کدر هستند. پلاژیوکلاز با شکل‌ها و اندازه‌های متفاوتی، هم به صورت فنوکریست و هم در زمینه فراوان‌ترین کانی (حدود ۷۰ درصد حجمی) است (شکل ۴- B). پلاژیوکلازها بیشتر شکل‌دار، دارای ماکل پلی‌سنتتیک و منطقه‌بندی هستند. آثار سربسیت و اپیدوت در بیشتر بلورهای این کانی دیده می‌شود. کلینوپیروکسن که به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار است، ۱۰ تا ۱۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است. درصد هورنبلند در این سنگ نسبت به بازالت شدیداً افزایش یافته است (۱۰ تا ۷ درصد حجمی). بیشتر درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن و هورنبلند شکل‌دار هستند. ویژگی‌های نوری این کانی‌ها مانند رخ، ماکل و رنگ به خوبی مطالعه می‌شود. آمفیبول‌های اوپاسیتی در این سنگ وجود دارد. این کانی‌ها بیشتر به کلسیت، کلریت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند. کانی‌های کدر در این سنگ بیشتر پیریت هستند. کوارتز نیز به صورت ثانویه در این سنگ تشکیل شده است.

۱-۳- آندزیت و توف آندزیتی: این گروه از سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب، بیشترین گسترش و تنوع را نسبت به دیگر سنگ‌های آذرین بیرونی دارند و در نمونه دستی بیشتر به رنگ قهوه‌ای و خاکستری روشن تا متوسط دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیری است (شکل ۴- C). درصد زمینه در این سنگ‌ها در نمونه‌های گوناگون متفاوت است و غالباً بیشتر از ۵۰ درصد حجمی هستند. اندازه بلورهای زمینه نیز متفاوت است و ممکن است از نهان‌بلور، بسیار ریز‌بلور تا بلوری متغیر باشند. بلورهای یک کانی در آن ممکن است با توجه به اندازه دانه‌ها چندین نسل باشند. درشت‌بلورهای آن شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، و گاهی



شکل ۴- تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین بیرونی در مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). تصویرهای A، B، C و D در PPL (یا Plane Polarized Light) هستند؛ A) فنوکریست‌های کلینوپیروکسن با بیرفرنژانس زرد و نارنجی در بازالت پورفیری مشخص هستند، زمینه از پلاژیوکلازهای با اندازه‌های مختلف تشکیل شده است؛ B) مقاطع شکل‌دار و هشت‌گوشه کلینوپیروکسن در آندزیت‌بازالت؛ C) آندزیت‌های با بافت پورفیری که بعضی از آنها دارای آپاتیت هستند، پلاژیوکلازها بر اثر دگرسانی حالت کدر دارند؛ D) داسیت پورفیری با زمینه دانه‌ریز. خوردگی کوارتز در آن مشخص است؛ E) پرلیت با زمینه شیشه‌ای و فنوکریست‌هایی از کوارتز؛ F) ایگنیمبریت که پلاژیوکلاز در زمینه‌ای جهت‌دار جای دارد.

مجموعه آذرین نخیلاب است. در زمینه آن نیز مقدار فراوانی کوارتز دانه‌ریز وجود دارد.

۱-۵- ریولیت (پرلیت): این سنگ دارای رنگ خاکستری تیره و بافت هیالوپورفیری است. فنوکریست‌های موجود در این سنگ پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و سانیدین هستند. پلاژیوکلازها به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. بیوتیت نیز به رنگ قهوه‌ای سوخته و به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود. زمینه این سنگ دارای بافت پرلیتی است

۱-۴- داسیت: این سنگ در ظاهر تفاوت چندانی با سنگ‌های دیگر مجموعه آذرین نخیلاب، به‌ویژه با آندزیت، ندارد چون بافت آن پورفیری و فراوان‌ترین کانی آن نیز پلاژیوکلاز است (شکل ۴-D). اما فنوکریست‌های کوارتز اولیه موجب تمایز داسیت از آندزیت می‌شود. کوارتز به علت نبود تعادل با ماگمای باقیمانده، معمولاً گرد شده و دارای خوردگی و حاشیه‌های انحلالی است. شکل و اندازه کانی‌ها در داسیت و سبک دگرسانی آن مشابه با آندزیت‌های

حدود ۵ درصد این سنگ را تشکیل می دهند. کانی های ثانویه در گابرو بیشتر شامل کلریت، اپیدوت و کلسیت هستند.

**۲-۲- دیوریت:** این دسته از سنگ های مجموعه آذرین نخیلاب در نمونه دستی به رنگ خاکستری تا سبز و با بافت بیشتر پورفیری دیده می شوند. دیوریت ها اصلی ترین و گسترده ترین سنگ های نفوذی در مجموعه آذرین نخیلاب هستند و ارتباط آن با گابرو، گرانودیوریت از نظر بافتی، تدریجی است. دیوریت از نظر کانی شناسی و به ویژه مقدار کانی های فرو منیزیم دار، تنوع زیادی نشان می دهد. حجم کمی از دیوریت ها نیز دارای بافت گرانولار هستند (شکل ۵- B). این دیوریت ها غنی از هورنبلند هستند. در دیوریت های پورفیری، درصد زمینه کمتر از ۴۰ درصد حجمی است. درشت بلورها در این سنگ بیشتر شکل دار تا نیمه شکل دار بوده، شامل پلاژیوکلاز نوع آندزین (۷۵-۶۰ درصد حجمی)، هورنبلند (۱۰-۱۵ درصد حجمی) بیوتیت (۳-۵ درصد حجمی) و کلینوپیروکسن هستند. مطالعات میکروسکوپی و صحرایی نشان می دهند که بخش بزرگی از این سنگ در بخش مرکزی مجموعه آذرین نخیلاب دچار دگرسانی شدید شده است. به گونه ای که درشت بلورهای پلاژیوکلاز به اپیدوت، کلریت، سریسیت و کلسیت دگرسان شده اند. بلورهای پلاژیوکلازها معمولاً کشیده و باریک هستند. بلورهای آمفیبول شکل دار و در مقاطع عرضی رخ های لوزی شکل آن به خوبی مشخص است. دیوریت ها نیز مانند آندزیت ها، هم از نظر درصد کانی های فرومنیزین مانند کلینوپیروکسن، هورنبلند و بیوتیت و هم از نظر درصد حجمی زمینه تنوع نشان می دهند. کانی های کدر (پیریت) و آپاتیت نیز به عنوان کانی های فرعی در این دسته از سنگ های مجموعه آذرین نخیلاب دیده می شوند. به نظر می رسد بیشتر دیوریت ها دارای زئولیت های کوچکی به شکل مدور بوده که کاملاً با اپیدوت جانشین شده اند.

که بیشتر آن را شیشه تشکیل داده است (شکل ۴- E). وجود فنوکریست های با شکل بلورین منظم در ریولیت ها بیانگر آن است که قبل از جایگزینی پایانی ماگما، فنوکریست های مزبور از ماگمایی که به آهستگی سرد می شده تشکیل شده اند. در مرحله پایانی، سرد شدن سریع و انقباض شیشه بافت پرلیتی را ایجاد کرده است. بعضی از این سنگ ها احتمالاً ایگنیمبریت هستند (شکل ۴- F)، چون دارای بافت سودوفلوئیدال بوده، در زمینه آن شیشه های خرده شده، اکسیدشدگی و بیوتیت شعله ای یافت می شود (Hedayati, 2015).

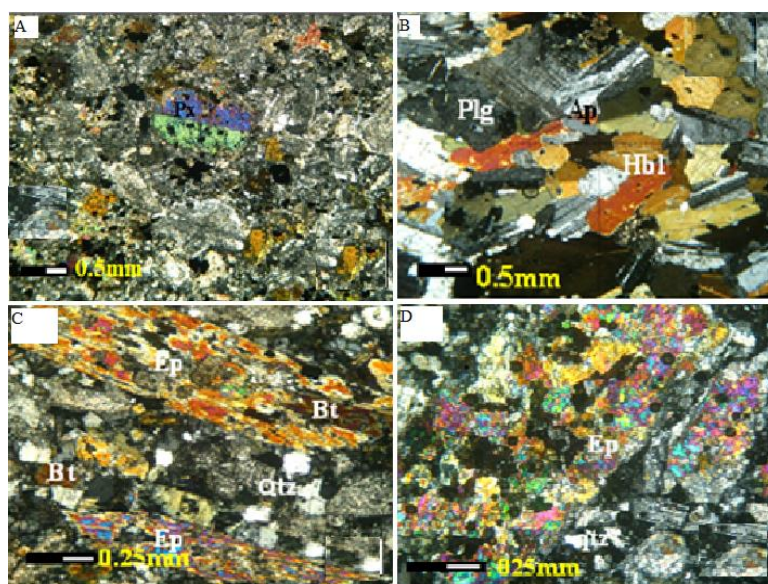
**۲- سنگ های نفوذی:** سنگ های نفوذی در مجموعه آذرین نخیلاب بیشتر نیمه ژرف و بیشتر دارای بافت پورفیری هستند و شامل گابرو، دیوریت و گرانودیوریت می شوند. درصد زمینه و فنوکریست و اندازه دانه ها در توده های نفوذی مجموعه آذرین نخیلاب بسیار متنوع هستند. بیشتر این سنگ ها آذرین نیمه ژرف یا نیمه بیرونی (ساب وولکانیک یا شبه آتشفشانی) هستند.

**۲-۱- گابرو:** گابرو در مجموعه آذرین نخیلاب گسترش کمی دارد. این واحد سنگی در نمونه دستی به رنگ تیره و دارای بافت گرانولار است. کانی های تشکیل دهنده آن بیشتر شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن و هورنبلند هستند. پلاژیوکلاز ۶۵-۶۰ درصد حجمی کانی های سازنده سنگ را تشکیل و به صورت بی شکل تا نیمه شکل دار است (شکل ۵- A). حاشیه بیشتر پلاژیوکلازها کدر شده که شواهدی از جذب را نشان می دهد. در این سنگ کلینوپیروکسن به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در اندازه درشت تا متوسط بوده، برخی از بلورهای آن دارای ساخت ساعت شنی هستند (شکل ۵- A) و تقریباً ۲۰-۱۵ درصد حجمی کانی های سازنده آن را تشکیل می دهد. هورنبلند نیز به صورت بلورهای نیمه شکل دار، حدود ۱۰ درصد حجمی کانی های سازنده گابرو را به خود اختصاص داده است. کانی های کدر



فئوکریست‌های رایج در این سنگ است. این کانی نیز تا حدی به اپیدوت و کلسیت تجزیه شده است. در مقاطع این سنگ‌ها، بیوتیت با رنگ قهوه‌ای سوخته (در نور PPL) به مقدار اندک دیده می‌شود (شکل ۵- C). کوارتز هم به صورت فئوکریست و هم در زمینه درصد درخور توجهی دارد. کوارتزهای زمینه احتمالاً به صورت ثانویه تشکیل شدند. کوارتز در زمینه به صورت دانه‌های کوچک هم اندازه با حاشیه‌های مضرس است. زنولیت‌های دیوریتی با لبه‌های نسبتاً گرد شده در گرانودیوریت نیز وجود دارند. در مجموعه آذرین نخیلاب گرانودیوریت‌ها نیز درجاتی متفاوتی از دگرسانی و کانی‌زایی را نشان می‌دهند (شکل ۵- D).

۲-۳- گرانودیوریت: این سنگ‌ها در نمونه‌دستی به‌رنگ خاکستری روشن تا تیره و سبز و دارای بافت پورفیری تا گرانولار هستند. تفاوت عمده این سنگ با دیوریت وجود کوارتز در گرانودیوریت است. کانی‌های اصلی موجود در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، هورنبلند، بیوتیت و کوارتز هستند. پلاژیوکلازها اغلب طویل، شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و دارای ماکل پلی‌سنتتیک بوده، اندازه بلورهای آن اغلب از یک میلیمتر کمتر است. پلاژیوکلاز معمولاً به اپیدوت، کلسیت، سربیسیت و کلریت دگرسان شده‌اند. هورنبلندها به صورت بلورهای کشیده و شکل‌دار بوده، طول آن‌ها گاه به ۲ میلیمتر می‌رسد و از



شکل ۵- تصاویر میکروسکوپی برگزیده از توده‌های نفوذی مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) در نور XPL. (A) گابرو که دارای کلینوپیروکسن است؛ (B) دیوریت غنی از هورنبلند با بافت گرانولار؛ (C) گرانودیوریت هورنبلنددار که ذرات اپیدوت نیز در آن وجود دارد؛ (D) دگرسانی پروپیلیتیک که با تشکیل گسترده اپیدوت در گرانودیوریت همراه بوده است.

شده است. نمونه‌هایی که برای مطالعات ژئوشیمی تجزیه شده‌اند بیشتر نمونه‌های نادگرسان هستند و تنها برخی سنگ‌های نفوذی و یک نمونه از سنگ‌های آذرین بیرونی به مقدار اندک دگرسان شده هستند. در جدول ۱ همه آهن به صورت  $Fe_2O_3$  نشان داده شده است.

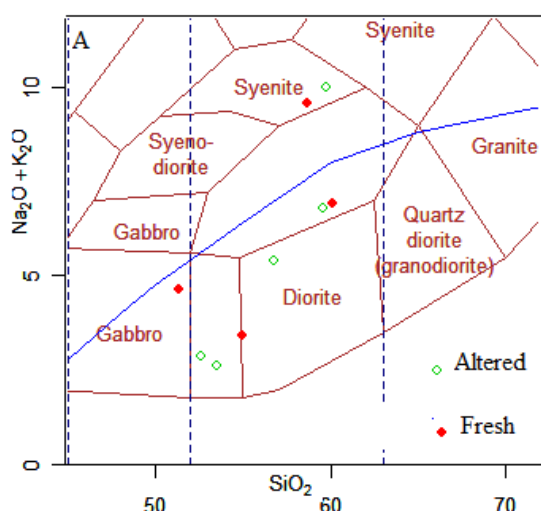
### ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و سنگ‌شناسی مربوط به سنگ‌های آذرین مجموعه آذرین نخیلاب از داده‌های عناصر اصلی (بر اساس درصد وزنی یا wt%)، عناصر فرعی و کمیاب (بر اساس ppm) استفاده شده که در جدول ۱ آورده

جدول ۱- نتایج آنالیز برخی نمونه‌های برگزیده از سنگ‌های آذرین منطقه نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) با روش‌های ICP-OES و ICP-MS

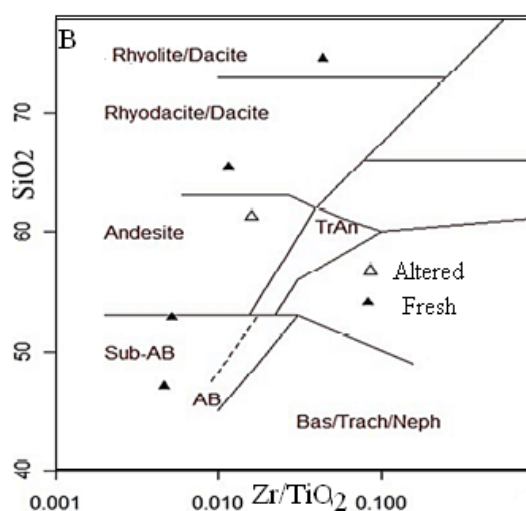
Sample No.	S3	S10	S19	S17	S13	S4	S8-3	S13	S15	S6	S8-2	S11	SN	SC
Rock Type	extrusive					intrusive								
SiO <sub>2</sub>	61.2	65.4	74.6	52.8	47.1	51.3	54.9	53.5	59.6	56.7	59.8	52.6	60.2	58.7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.5	15.5	12.6	14.5	18.5	17.1	16	16.2	16.3	15.6	18.4	17	16.7	18.5
BaO	0.04	0.05	0.07	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04
CaO	4.55	3.64	0.67	8.79	10.4	8.71	8.45	8.52	4.36	7.25	2.87	8.91	5.22	3.16
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.6	2.94	1.95	10.1	9.18	8.99	9.16	9.34	6.62	7.1	4.51	9.64	5.54	4.93
K <sub>2</sub> O	2.51	1.82	3.11	0.53	1.02	1.18	1.08	0.53	2.93	1.56	1.62	0.65	2.36	1.84
MgO	1.99	1.44	0.3	8.42	6.4	4.82	4.58	4.57	3.26	3.61	2.03	5.34	2.51	2.31
MnO	0.13	0.08	0.02	0.18	0.18	0.17	0.18	0.21	0.07	0.18	0.09	0.21	0.14	0.1
Na <sub>2</sub> O	4.95	5.43	5.07	2.2	3.05	3.46	2.34	2.08	3.86	3.85	8.36	2.23	4.55	7.75
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.16	0.05	0.16	0.16	0.22	0.23	0.21	0.22	0.19	0.29	0.17	0.23	0.3
SO <sub>3</sub>	0.05	0.95	0.09	0.24	0.05	0.05	0.05	0.11	0.09	0.13	0.05	0.05	0.05	0.09
TiO <sub>2</sub>	0.39	0.34	0.32	0.74	0.95	0.88	0.78	0.75	0.56	0.68	0.52	0.76	0.5	0.52
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	2.76	3.11	1.07	1.52	2.93	2.93	2.19	3.98	2.19	2.85	1.36	2.31	1.97	1.8
Total	99.9	101	99.9	100	99.9	99.9	100	100	100	99.8	100	99.8	100	100
Ba	300	435	548	119	310	141	271	111	312	270	215	288	271	353
Cd	0.62	0.23	1.35	0.24	0.38	0.5	0.29	0.44	0.16	0.32	0.54	0.31	0.24	0.57
Ce	33	36	40	20	17	31	36	35	35	41	29	27	38	32
Co	11.1	6	1.8	17.9	31.8	26.8	17.4	14.6	9.2	16.2	10.9	18.8	14	11.9
Cr	54	54	21	604	98	46	120	92	65	62	29	112	45	37
Cs	2.1	1.8	1.8	2.3	1.8	2.7	4.9	2.5	6.1	1	1.3	9.1	2.2	1.2
Cu	269	195	241	511	192	412	200	300	82	1419	73	545	168	399
Dy	2.48	1.88	4.03	2.69	3.95	3.71	3.65	3	3.12	3.62	1.94	3	2.78	2.22
Er	2.13	1.33	4.17	2.24	3.45	3.05	2.8	2.33	2.49	2.95	1.45	2.32	2.04	1.58
Eu	1.01	0.87	0.7	1.06	1.29	1.44	1.21	1.25	1.11	1.31	1.02	1.07	1.04	1.09
Gd	2.79	2.14	3.54	2.84	3.73	4.16	3.72	3.41	3.49	3.91	2.48	3.1	3.05	2.69
Hf	2.24	1.47	4.99	1.24	1.59	1.92	0.84	1.82	1.03	1.46	2.12	1.6	1.45	2.19
In	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
La	17	19	21	8	7	13	17	16	17	20	15	13	18	15
Li	21	17	23	16	24	25	15	22	41	23	10	42	17	14
Lu	0.27	0.24	0.45	0.27	0.34	0.3	0.3	0.27	0.27	0.29	0.23	0.25	0.27	0.24
Mo	0.81	1.42	1.21	1.2	0.58	0.86	1.15	1.07	0.8	0.74	0.52	1.38	0.99	0.58
Nb	9.2	8.3	14.4	6.1	3.6	5.3	8.7	7.5	6.5	8.5	10.7	7.7	8.3	11.1
Nd	15.2	14.1	17.4	12.5	12.2	18.8	18.5	17.6	17.7	20.2	14.1	14.2	17.3	15.3
Ni	7	4	4	144	22	13	17	19	9	23	8	20	7	11
Pb	33	18	32	31	14	39	18	28	8	79	11	31	24	26
Pr	4.64	4.74	5.61	3.62	3.44	4.97	5.18	5.11	5.24	5.88	4.46	4.26	5.29	4.65
Rb	59	34	78	20	17	23	32	17	76	35	28	17	52	34
Sb	0.5	0.7	0.6	0.8	0.5	0.7	0.9	2.4	0.5	1.7	0.5	1.5	0.5	0.6
Sc	8.7	7.5	7.7	38.1	65.8	46.7	36.5	30.7	21.1	28.5	13.3	37	15.2	13.8
Se	1.4	1.25	1.18	1.26	1.32	1.46	1.16	1.24	1.25	1.32	1.14	1.2	1.23	1.22
Sm	3.27	2.77	4	3.06	3.83	4.5	4.51	4.21	4.02	4.52	2.95	3.42	3.92	3.26
Sn	3.2	1.9	3.3	5.3	2	3.7	2.7	3.8	2.6	10	1.3	5.2	2.3	4.3
Sr	670	441	291	411	609	835	535	518	613	345	602	511	654	623
Ta	0.81	0.79	0.81	0.69	0.77	0.84	0.89	0.75	0.7	0.83	0.85	0.86	0.83	1
Tb	0.5	0.42	0.71	0.55	0.7	0.69	0.68	0.59	0.6	0.69	0.46	0.57	0.57	0.49
Te	0.42	0.17	0.1	0.37	0.19	0.19	0.14	0.53	0.16	0.31	0.1	0.44	0.14	0.14
Th	4.03	4.05	15.4	2.08	0.89	1.92	4.43	2.86	4.07	4.29	2.09	2.63	4.05	2.22
Tl	0.23	0.31	0.42	0.25	0.15	0.18	0.22	0.21	0.53	0.26	0.23	0.24	0.25	0.27
Tm	0.34	0.31	0.83	0.44	0.55	0.47	0.53	0.46	0.47	0.48	0.28	0.42	0.39	0.3
U	1.5	1.4	3.1	0.8	0.6	0.8	1.2	1.1	1.6	1.3	1	0.9	1.5	1.1
V	135	86	26	212	335	299	226	229	166	205	140	245	144	144
Y	20.2	19	41.6	25.4	34.1	27.3	32.9	27.5	29.8	28.2	19.9	26.7	26.4	19.9
Yb	1.7	1.3	3.7	1.9	2.7	2.3	2.4	2	2	2.2	1.3	1.8	1.9	1.4
Zr	62	39	140	38	44	48	22	52	23	35	68	45	37	69

است. ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین بیرونی که بیشترشان نادگرسان هستند از بازال تا ریولیت متغیر است (شکل ۶- B). بنابراین ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین نخیلاب در محدوده بازیگ، حدواسط تا اسیدی جای دارند. بر اساس مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب بیشتر دارای ترکیب حد واسط و در حد دیوریت یا آندزیت و گرانودیوریت و به مقدار اندک گابرو هستند.



شکل ۶- طبقه‌بندی شیمیایی سنگ‌های آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). (A) جایگاه سنگ‌های نفوذی در نمودار Cox و همکاران (۱۹۷۹)؛ (B) جایگاه سنگ‌های آذرین بیرونی در نمودار Floyed و Winchester (۱۹۷۷).

نمونه‌ها طوری برگزیده شدند که از هر نوع سنگ، دست‌کم یک نمونه تجزیه شود و گزینش آنها ربطی به فراوانی سنگ‌ها در صحرا ندارد. بر اساس ژئوشیمی عناصر اصلی سنگ‌های آذرین نفوذی در مجموعه آذرین نخیلاب دارای ترکیب شیمیایی گابرو، دیوریت و سینیت هستند (شکل ۶- A). هم سنگ‌های نادگرسان‌شده و هم دگرسان‌شده محدوده تقریباً یکسانی را نشان می‌دهند بنابراین نقش دگرسانی روی نام سنگ‌ها ناچیز

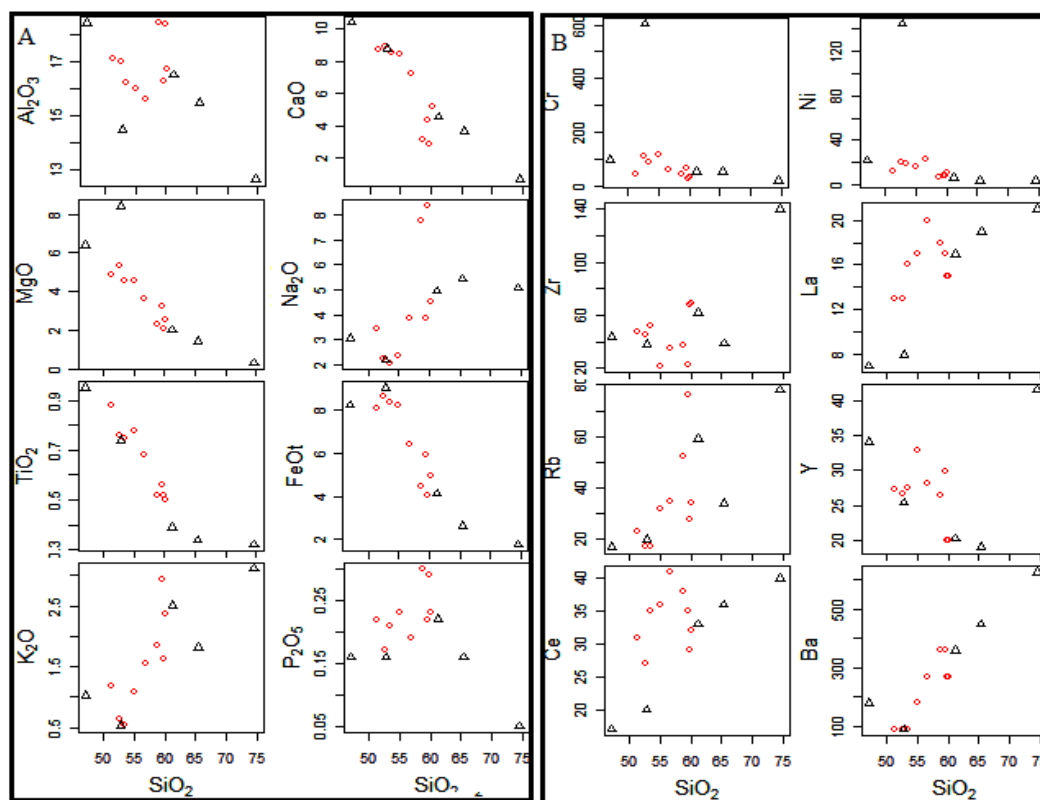


پراکندگی‌هایی که در روند برخی اکسیدها نسبت به  $\text{SiO}_2$  دیده می‌شود به دلایل گوناگونی است که در مجموعه آذرین نخیلاب، مهم‌ترین آن، تاثیر دگرسانی گرمایی و برخورد آب‌های گرمایی و جوی با این سنگ‌ها است. اکسیدهای  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{MgO}$  و  $\text{CaO}$  بیشتر در کانی‌های پیروکسن، هورنبلند و تیتانومگنتیت متمرکز شده، در همان آغاز تبلور از ماگما جدا می‌شوند، در نتیجه با پیشرفت تبلور ماگمای باقیمانده سنگ‌های تشکیل شده در مراحل بعدی از این عناصر تهی‌تر می‌شوند. روند کاهشی  $\text{CaO}$  با افزایش  $\text{SiO}_2$  را می‌توان مرتبط با تشکیل پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار و کلینوپیروکسن در آغاز و پلاژیوکلازهای سدیم‌دار،

ژئوشیمی عناصر اصلی: نمودار مقادیر اکسیدهای  $\text{CaO}$ ،  $\text{MgO}$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ،  $\text{P}_2\text{O}_5$ ،  $\text{TiO}_2$  آذرین درونی و بیرونی مجموعه آذرین نخیلاب تقریباً با افزایش سیلیس کاهش می‌یابد و برعکس، مقدار  $\text{K}_2\text{O}$  و  $\text{Na}_2\text{O}$  آنها افزایش نشان می‌دهد (شکل ۷- A). این روندها با تشکیل این سنگ‌ها از یک ماگمای بازیگ از طریق تفریق ماگمایی سازگار است. از نظر ژئوشیمی عناصر اصلی  $\text{Na}_2\text{O}$  و  $\text{K}_2\text{O}$  که هر دو جزو عناصر ناسازگار هستند با افزایش سیلیس روندی افزایشی دارند. این نشان می‌دهد که در مراحل پایانی تبلور، این دو اکسید در گدازه سیلیکاتی بیشتر شده و در نهایت باعث ایجاد فلدسپارهای اسیدی‌تر شده‌اند.

وارونه‌ای با مقدار  $\text{SiO}_2$  نشان می‌دهد. بنابراین با افزایش میزان  $\text{SiO}_2$  در ماگما، اکسیدهای آهن روندی کاهش‌ی نشان می‌دهند. آهن در طول جدایش در کانی‌های مافیک مانند پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت جای می‌گیرد. نکته‌ای که نیاز به یادآوری دارد افزایش برخی عناصر مانند Al و P در ترم‌های حدواسط نسبت به ترم‌های بازیگ و اسیدی است که وجود آپاتیت و آمفیبول فراوان در این سنگ‌ها را توجیه می‌کند.

هورنبلند و بیوتیت در پایان از ماگما دانست که طی آن با تبلور پلاژیوکلازهای کلسیک و دیگر کانی‌های کلسیم‌دار در مراحل اولیه تبلور میزان کلسیم ماگما رو به کاهش گذاشته است (Wilson, 1989). روند کاهش  $\text{MgO}$  نیز با افزایش سیلیس می‌تواند نشانه تبلور الیوین و پیروکسن در مراحل آغازین تبلور ماگما باشد (Morata and Aguirre, 2003). اکسیدهای آهن نیز به‌علت جدایش مگنتیت و کانی‌های آهن‌دار در مراحل اولیه رابطه



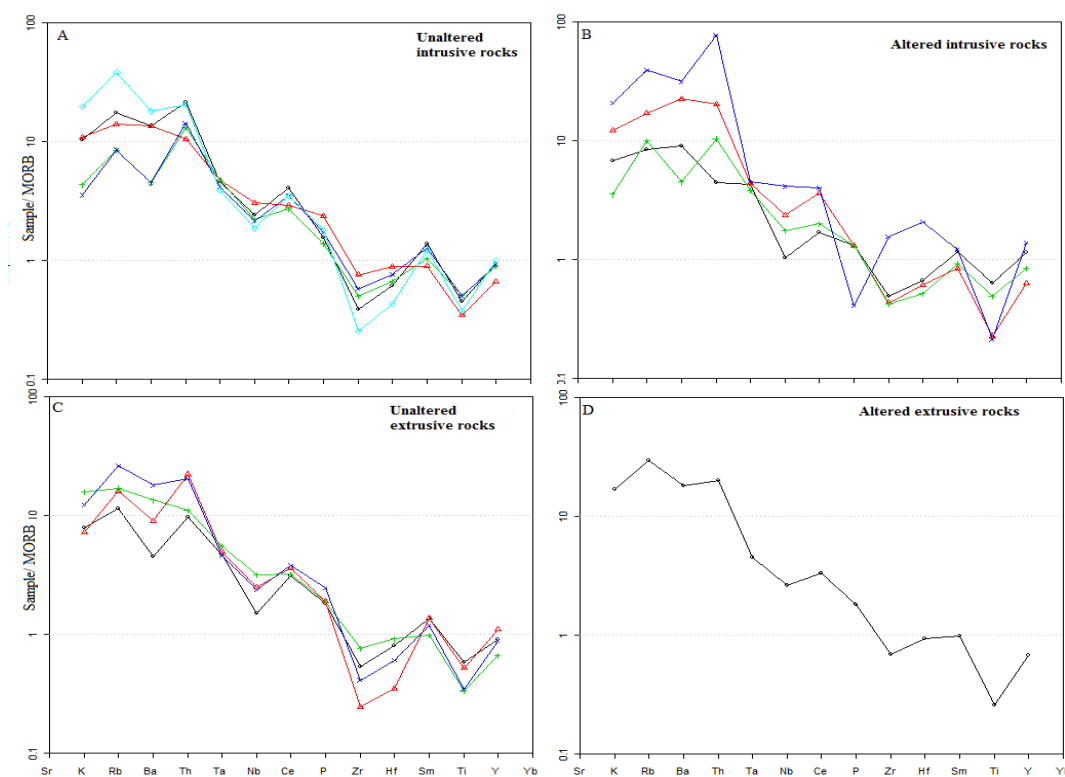
شکل ۷- ترکیب مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) در نمودارهای تغییرات  $\text{SiO}_2$  در برابر: (A) اکسیدهای عناصر اصلی؛ (B) عناصر فرعی (مثلث: سنگ‌های بیرونی؛ دایره: سنگ‌های درونی).

این روندها ممکن است با تفریق و تبلور سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب از یک ماگما دلالت داشته باشد. Rb جزو عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و ناسازگار است لذا با افزایش تفریق، میزان آن افزایش می‌یابد. باریم در شبکه سیلیکات‌های حرارت بالا ناپایدار است، بنابراین، بر اساس

ژئوشیمی عناصر خاکی نادر و کمیاب: بررسی تغییرات عناصر خاکی نادر و کمیاب با افزایش اکسید سیلیسیم در مجموعه آذرین نخیلاب نشان می‌دهد که عناصری مانند La, Rb, Ce, Ba روندی افزایشی دارند و عناصر Ni, Y و Cr دارای یک روند نزولی و پراکنده هستند (شکل ۷- B).

نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آذرین درونی نادگرسان و دگرسان شباهت زیادی به هم دارند (شکل‌های A-۸ و B-۸). در همه سنگ‌ها مقدار LILE نسبت به مقدار HFSE بیشتر است. عناصری مانند Th, Zr و Hf در برخی از سنگ‌های نفوذی دگرسان شده نسبت به سنگ‌های نفوذی نادگرسان غنی‌شدگی بیشتری دارند. اینها عناصری هستند که در سیستم‌های گرمایی تحرک کمی دارند و از این رو، درصد نسبی مقادیرشان در سنگ‌های دگرسان شده افزایش یافته است. الگوی نمودار عنکبوتی این سنگ‌های آذرین بیرونی شباهت بسیاری به الگوی سنگ‌های آذرین درونی دارد و تفاوت چندانی از نظر غنی‌شدگی و تهی‌شدگی با هم ندارند. این پدیده نشان‌دهنده خاستگاه مشترک آنها است (شکل‌های C-۸ و D-۸).

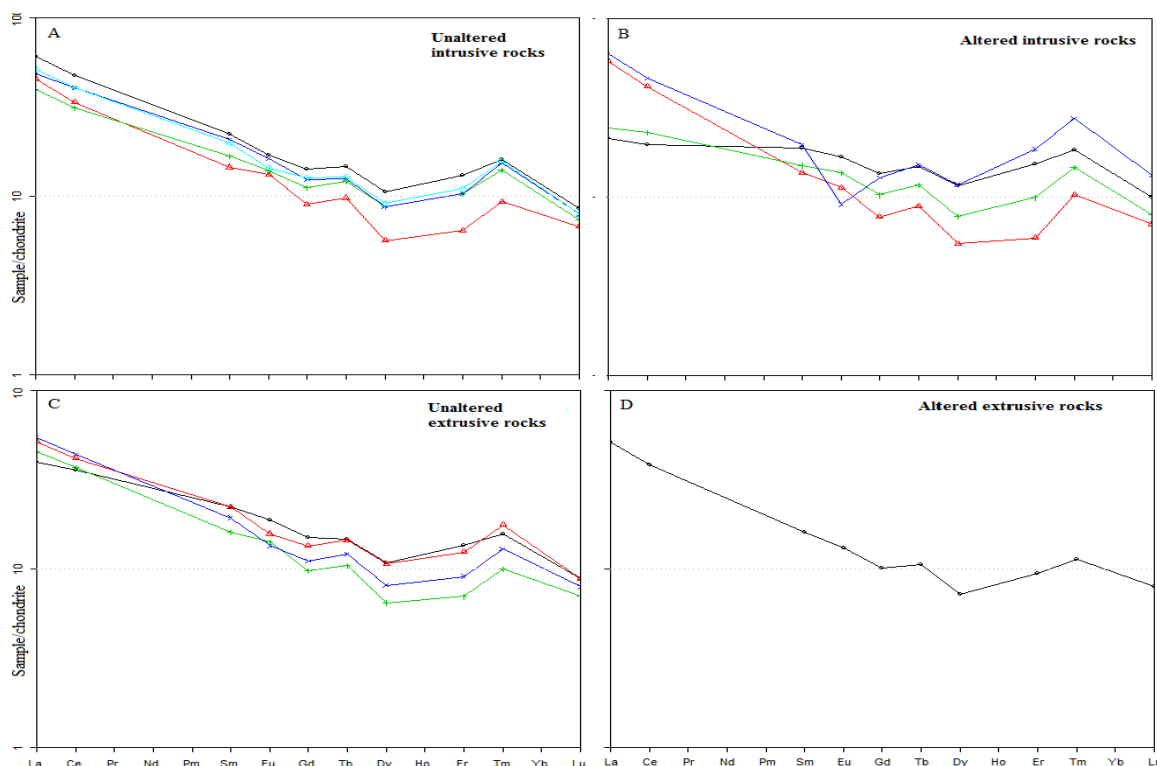
Vincent و Gourgau (۲۰۰۳)، مقادیر آن با افزایش روند تفریق در مایع باقیمانده افزایش یافته و همراه با پتاسیم وارد شبکه سیلیکات‌های اخیر شده است. تغییر باریم در مجموعه آذرین نخیلاب نیز به همین سبک است. روند تغییرات عناصر Ni و Cr به صورت پراکنده و نزولی است. علت آن جانشینی عنصر  $Fe^{3+}$  است که با کاهش مقدار مگنتیت و پیروکسن در روند جدایش، کاهش آنها را می‌توان توجیه کرد. هنگام تفریق ماگمایی، Y نیز با افزایش روند تفریق کاهش یافته که بیانگر مصرف آن در ساختار کانی‌های آهن-منیزیم‌دار مانند مگنتیت است (Aoki and Fujimaki, 1982; Rivalenti *et al.*, 1998). در شکل ۸، عناصر Hf, Zr, Ti و Y نسبت به مورب تهی‌شدگی نشان می‌دهند. بیشتر عناصر دیگر از استرانسیم تا فسفر نسبت به مورب غنی‌شدگی نشان می‌دهند.



شکل ۸- ترکیب شیمیایی سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) در نمودارهای عنکبوتی به‌نحی که به داده‌های مورب Pearce (۱۹۸۳) برای: (A) سنگ‌های آذرین درونی نادگرسان؛ (B) سنگ‌های آذرین درونی دگرسان؛ (C) سنگ‌های آذرین بیرونی نادگرسان؛ (D) سنگ‌های آذرین بیرونی دگرسان.

زیرا آمفیبول و پیروکسن دارای آنومالی منفی Eu و پلاژیوکلاز دارای آنومالی مثبت Eu است (Martin, 1999). غنی‌شدگی LREE در نمونه‌های مجموعه آذرین نخیلاب، ممکن است بر اثر تفریق ماگمایی ایجاد شده باشند. عامل دیگری که موجب غنی‌شدگی سنگ‌های یک ناحیه از LREE می‌شود این است که این سنگ‌ها در پهنه فرورانش تشکیل شده باشند (Winter, 2001). هرچند این غنی‌شدگی در مقایسه با دیگر سنگ‌های آذرین ایران که در ارتباط با فرورانش تشکیل شده‌اند کمتر است (Kamali et al., 2011). الگوهای REE نشان داده شده در شکل ۹ برای نمونه‌های نادگرسان نسبت به نمونه‌های دگرسان شباهت بیشتری دارند. این شباهت ممکن است بیانگر تشکیل آنها از یک ماگمای مشترک باشد.

الگوی REE برای بیشتر سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب مشابه است (شکل ۹) و دلیل رفتار متفاوت برخی عناصر در تعدادی از نمونه‌ها ممکن است به علت تاثیر دگرسانی یا خطا در تجزیه باشد. در بیشتر نمونه‌ها از La تا Gd شیب منحنی‌ها تند است، در Tb یک آنومالی مثبت دیده می‌شود و عناصر دیگر به صورت زیگزآگی کاهش پیدا کردند. عناصر REE در همه نمونه‌های مجموعه آذرین نخیلاب نسبت به مقادیرشان در ترکیب کندریت‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهند و مقدار غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE بسیار بیشتر است. نبود آنومالی Eu می‌تواند با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در محیط تشکیل سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب مرتبط باشد، از سوی دیگر، تبلور همزمان کلینوپروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ‌های بازیک و آندزیتی می‌تواند موجب حذف آنومالی Eu شود

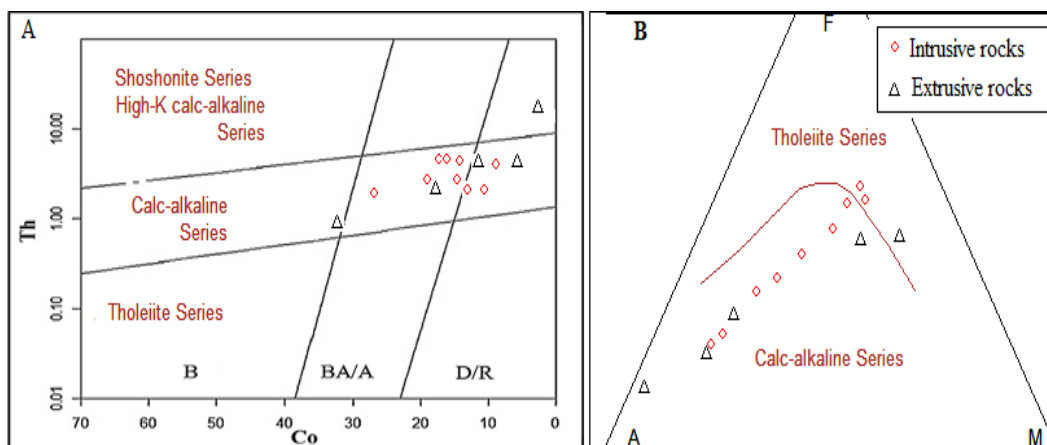


شکل ۹- ترکیب شیمیایی سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) در نمودار عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده نسبت به ترکیب کندریت Nakamura (۱۹۷۴): (A) سنگ‌های آذرین درونی نادگرسان؛ (B) سنگ‌های آذرین درونی دگرسان؛ (C) سنگ‌های آذرین بیرونی نادگرسان؛ (D) سنگ‌های آذرین بیرونی دگرسان.

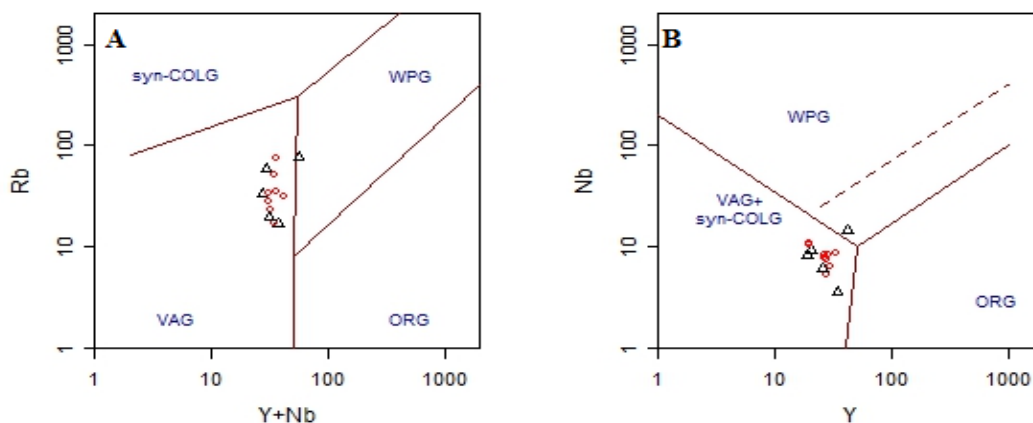
## بحث

در سری کالک‌آلکان جای می‌گیرند (شکل ۱۰). سنگ‌های کالک‌آلکان از مهم‌ترین نشانه‌های فرورانش هستند (Wilson, 1989). نسبت بالای LILE به HFSE، تهی‌شدگی Ti و Nb، و نسبت بالای LREE به HREE سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب نیز از نظر ژئوشیمیایی از ویژگی‌های ماگماهای کالک‌آلکان مرتبط با کمان‌های آتشفشانی است و در ارتباط با متاسوماتیسم و تاثیر فرورانش بر گوشته شناخته می‌شود (Harris *et al.*, 1983; Soesoo, 2000). بر اساس شکل ۱۱، بیشتر نمونه‌های مجموعه آذرین نخیلاب مربوط به جایگاه‌های کمان آتشفشانی هستند.

سنگ‌های آذرین در مجموعه آذرین نخیلاب از نظر عمق تشکیل و ترکیب شیمیایی متنوع بوده به گونه‌ای که شامل انواع سنگ‌های آذرین بازیگ تا اسیدی نفوذی، آذرین نیمه‌بیرونی و بیرونی می‌شوند. Camp و Griffis (۱۹۸۲) خاستگاه و جایگاه مجموعه آذرین نخیلاب را ناشناخته گزارش کرده‌اند. اگر چه سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی نخیلاب از نظر ترکیب شیمیایی، عمق و سن متفاوت هستند اما ویژگی‌های ژئوشیمیایی آنها مشابه و بیانگر تشکیل آنها در پهنه‌های فرورانش است به گونه‌ای که بیشتر سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب



شکل ۱۰- تعیین سری ماگمایی مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). (A) با استفاده از نمودار Hastie و همکاران (۲۰۰۷)؛ (B) با استفاده از نمودار AFM از Irvine و Baragar (۱۹۷۱).

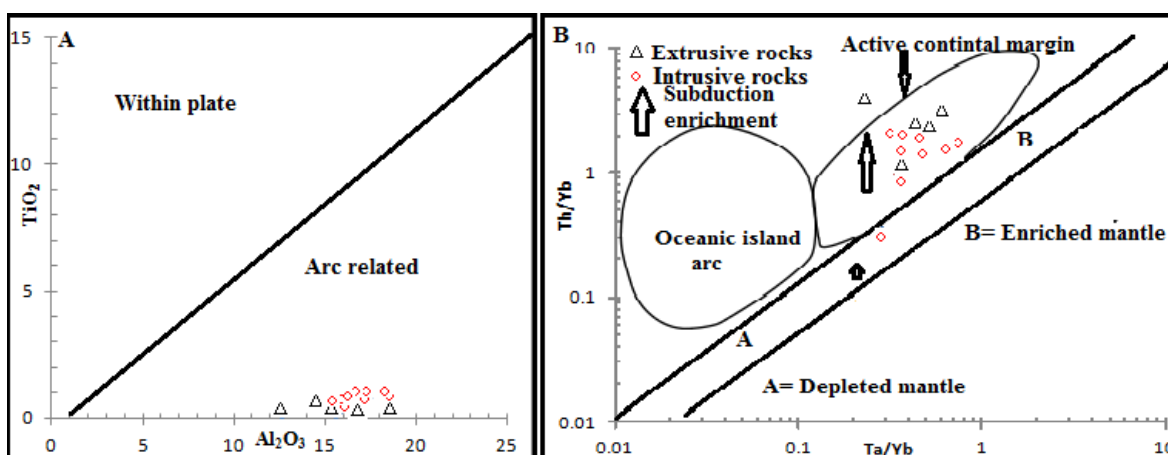


شکل ۱۱- تعیین جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). (A) نمودار Rb در برابر (Y+Nb)؛ (B) نمودار Nb در برابر Y از Pearce و همکاران (۱۹۸۴) (مثلث: سنگ‌های آذرین بیرونی؛ دایره: سنگ‌های آذرین درونی).

داشته است و آندزیتی بازالیت، آندزیت، داسیت و ریولیت و معادل‌های درونی آن به احتمال زیاد دارای خاستگاه ماگمای بازالیتی یکسانی هستند. هرچند شواهد سنگ‌نگاری و ژئوشیمی نشان‌دهنده نقش ویژه تبلور تفریقی نسبت به ذوب‌بخشی یا اختلاط ماگمایی است اما فراوانی بیشتر آندزیت و دیوریت نسبت به دیگر سنگ‌ها ممکن است بیانگر اختلاط ماگمای بازیک با ماگمایی اسیدی و یا آلودگی با مواد پوسته قاره‌ای نیز باشد (Wilson, 1989). زئولیت‌ها و شواهد بافتی مانند منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها، خوردگی در حاشیه بلورهایمانند پلاژیوکلاز و کوارتز می‌تواند مربوط به نقش اختلاط ماگمایی باشد (Hibbard, 1981; Vernon, 2004).

بر اساس شکل ۱۲، نمونه‌های مجموعه آذرین نخیلاب در محدوده ترکیبی سنگ‌های مرتبط با کمان و حاشیه قاره هستند. فراوان‌ترین سنگ‌ها در مجموعه آذرین نخیلاب آندزیت، داسیت و دیوریت پورفیری هستند. این مجموعه سنگ بیشتر در پهنه‌های فرورانش حاشیه قاره یافت می‌شوند (Wilson, 1989). بررسی‌های جدید نشان می‌دهد که سنگ‌های کالک‌آلکان در بلوک لوت که دارای ویژگی‌های سنگ‌های پهنه‌های فرورانش هستند (Malekzade, 2011; Shafarodi and Karimpour, 2011).

با توجه به شکل ۷، تفریق در تنوع سنگ‌شناختی از ترم‌های بازیک به سمت ترم‌های اسیدی در مجموعه آذرین نخیلاب نقش مهمی



شکل ۱۲- نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی برای مجموعه آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). (A) نمودار Muller و همکاران (۱۹۹۷)؛ (B) نمودار Pearce (۱۹۸۳).

شده بر اثر برخورد دو بلوک قاره‌ای لوت و سیستان تشکیل شده‌اند (Mohammadi *et al.*, 2011). به هر حال ژئوشیمی مجموعه آذرین نخیلاب شباهت چندانی با ژئوشیمی این آداکیت‌ها ندارد و بر اساس نمودار Sr/Y در برابر Y، بیشتر نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده کمان‌های شاخص و معمول جای دارند (شکل ۱۳ - A). برای تشکیل دیوریت‌ها و آندزیت‌ها، Altherr و همکاران

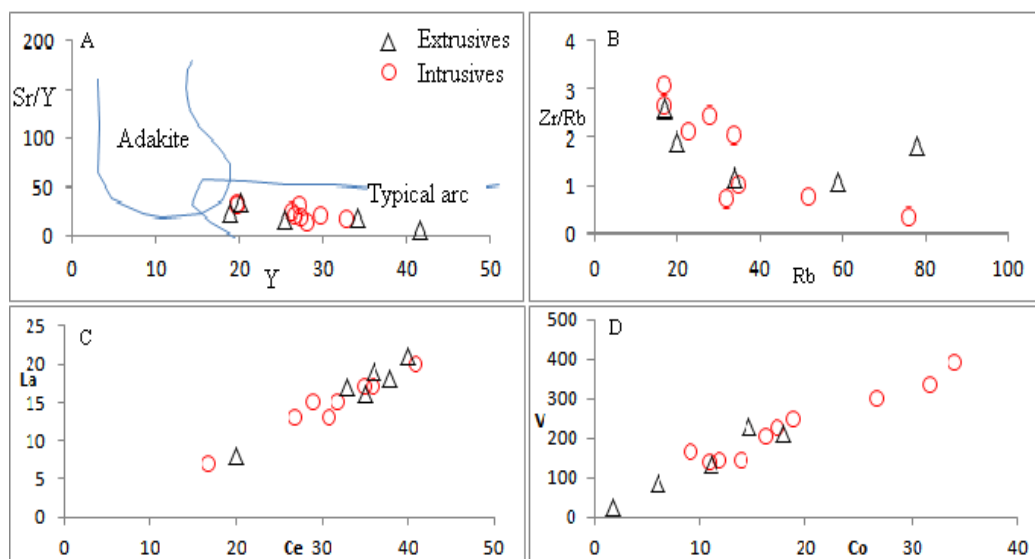
سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در حاشیه شمال باختری پهنه درزه سیستان که در شمال مجموعه آذرین نخیلاب واقع هستند از آداکیت‌های نوع C هستند (Mohammadi *et al.*, 2011). هرچند آداکیت‌ها نیز از ذوب‌بخشی پوسته اقیانوسی جوان و گرم در پهنه فرورانش ایجاد می‌شوند اما آداکیت‌های نوع C این منطقه از ذوب‌بخشی پوسته زیرین ضخیم



غنی‌سازی شده، در هنگام صعود با مواد پوسته‌ای آرایش یافته و ماگمایی ایجاد می‌کنند که می‌توانند والد سنگ‌های حد واسط باشد. به عبارت دیگر، همان فرایند آرایش توسط مواد پوسته‌ای قاره‌ای در هنگام صعود ماگما که به فرایند AFC معروف است. برای میزان آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای از نمودار Zr/Rb برابر Rb استفاده شد (Chappell and White, 1974). روند نزولی در این نمودار بیانگر مشارکت فرایند آغشتگی پوسته‌ای و آرایش ماگمایی است (شکل ۱۳-۱). همچنین، برای بررسی نقش تبلور تفریقی و هضم یا آرایش ماگمایی سازنده مجموعه آذرین نخیلاب، از نمودار تغییرات عناصر ناسازگار در برابر ناسازگار (Ce-La) (شکل ۱۳-۲) و عناصر سازگار در برابر سازگار (Co-V) (شکل ۱۳-۳) استفاده شده است.

(۲۰۰۰) سه پیشنهاد داده‌اند: ۱- ذوب‌بخشی بدون آب پوسته اقیانوسی فرورانده شده، ۲- ذوب گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده در بالای صفحه فرورانش، ۳- ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته پایینی بر اثر نفوذ ماگماهای بسیار گرم گوشته‌ای.

برای سنگ‌های کالک‌آلکال حد واسط که متعلق به کمان‌های آتشفشانی هستند (مثل مجموعه آذرین نخیلاب)، Ferre و همکاران (۱۹۹۸) بر این باور هستند که ماگمای اولیه چنین سنگ‌هایی، یک مذاب بازالتی بوده که از طریق ذوب‌بخشی گوشته‌ای لیتوسفر غنی‌شده در بالای یک پهنه فرورانش و با آب‌زدایی پوسته اقیانوسی دگرسان فرورونده تشکیل می‌شود. در رژیم کمان قاره‌ای، مذاب‌های گوشته‌ای والد که پیش‌تر توسط سیال‌ها و یا مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده

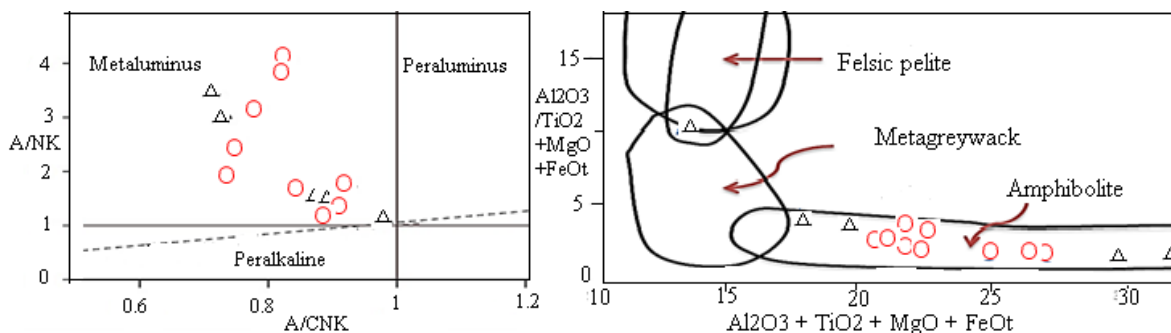


شکل ۱۳- ترکیب سنگ‌های آذرین مجموعه نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان). (A) نمودار Drummond و Defant (۱۹۹۰) برای تمایز آداکیت‌ها از سنگ‌های محیط‌های کمانی؛ (B) در نمودار De Paolo (۱۹۸۱) روند نزولی نمونه‌های مجموعه آذرین نخیلاب بیانگر تاثیر آغشتگی پوسته‌ای ماگماست. نمودارهای C و D نشان‌دهنده فرایند تبلور تفریقی همراه با هضم برای مجموعه نخیلاب است.

اگر ارتباط بین این عناصر خطی و مثبت باشد در این صورت فرایند اصلی ارتباط‌دهنده این سنگ‌ها تبلور تفریقی همراه با آرایش ماگمایی است، در غیر این صورت فرایند اصلی ارتباط‌دهنده این سنگ‌ها ذوب‌بخشی است

(Rogers and Hawkeswort, 1984). این نمودارها نیز نشان می‌دهند که در تشکیل مجموعه آذرین نخیلاب فرآیندهای هضم و آرایش پوسته‌ای نقش مهمی داشته‌اند. همراه دیوریت و آندزیت‌ها، گابرو و بازالت،

ذوب بخشی منابع غنی از هورنبلند تشکیل می‌شوند (Whitney, 1989). نمودار Magna و همکاران (۲۰۱۰) برای تعیین خاستگاه سنگ استفاده می‌شود و دارای محدوده‌های مذاب‌های پلیتی، مذاب‌های حاصل از ذوب گریوک و مذاب‌های حاصل از ذوب آمفیبولیت است. بر اساس این نمودار، نمونه‌های مورد مطالعه بیشتر در محدوده ماگماهای حاصل از ذوب آمفیبولیت جای گرفته‌اند (شکل ۱۴- B). ماگماهای حاصل از چنین سنگ‌هایی همانند ماگماهایی هستند که از ذوب پوسته اقیانوسی هنگام فرورانش و یا از ذوب سنگ‌های آذرین مافیک حاصل شده‌اند.



شکل ۱۴- ترکیب نمونه‌های آذرین نخیلاب (شمال‌باختر زاهدان) در: A) نمودار Shand (۱۹۴۳) که در محدوده متآلومینوس می‌گیرند؛ B) نمونه‌های سنگی نخیلاب در نمودار Magna و همکاران (۲۰۱۰) در محدوده سنگ مادر با خاستگاه آمفیبولیت جای می‌گیرند.

نئوتتیس) از سمت بلوک سیستان به سمت بلوک لوت توجیه کرد. در غیر این صورت، فرورانش اقیانوس مکران (نئوتتیس) به زیر بلوک لوت و بلوک سیستان را باید به عنوان یک فرضیه جدید برای تشکیل سنگ‌های آذرین کالک‌آلکان، هم در بلوک لوت و هم در پهنه درزه سیستان، معرفی کرد. گسل نهبندان نیز در جایگیری مجموعه آذرین نخیلاب نقش داشته است.

### نتیجه‌گیری

سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب را می‌توان به دو گروه آذرین بیرونی و درونی، شامل آندزیت، بازالت، آندزیت‌بازالت، ریولیت، دیوریت، گرانودیوریت و گابرو هستند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، بخش بزرگی از

گرانودیوریت، سنگ‌های اسیدی مثل ریولیت و داسیت و حتی ایگنمبریت نیز در منطقه وجود دارند. هرچند حجم درخور توجهی ندارند اما این احتمال که اینها از فرایند AFC به وجود آمده باشند را تایید می‌کنند (یعنی از طریق تفریق و آغستگی یک ماگمای مادر بازالتی). فراوانی کم Sr، Ti، P و با ویژگی‌های ژئوشیمیایی ماگماهای پوسته‌ای نیز همخوانی دارد. درجه اشباع از آلومین در سنگ‌ها نشانه ماهیت مواد خاستگاه آن است. برای تعیین این عامل از نمودار Shand (۱۹۴۳) استفاده شده است. بر اساس شکل ۱۴- A مجموعه آذرین نخیلاب متآلومین است. ماگماهای متآلومینوس از

با در نظر گرفتن سن سنگ‌های آذرین بیرونی در مجموعه آذرین نخیلاب که کرتاسه بالایی-اوسن هستند به نظر می‌رسد که این سنگ‌ها نشانه‌هایی از فرورانش و بسته شدن شاخه‌های فرعی نئوتتیس باشند. تشکیل این سنگ‌ها در این بازه سنی و در پهنه درزه سیستان را به فرورانشی از سمت بلوک لوت به سمت بلوک سیستان نسبت می‌دهند (Camp and Griffis, 1982). بر عکس، تشکیل سنگ‌های آذرین پالئوسن و اوسن در بلوک لوت را به فرورانشی از سمت بلوک سیستان به سمت بلوک لوت نسبت داده‌اند (Aghanabati, 2004). تشکیل سنگ‌های آذرین بیرونی در مجموعه آذرین نخیلاب را می‌توان بر اساس نظر دوم، یعنی فرورانش اقیانوس خاور ایران (شاخه‌ای از

بلوک سیستان به زیر بلوک لوت و یا فرورانش اقیانوس مکران به زیر بلوک لوت و پهنه درزه سیستان فرضیه‌های مناسبی برای جایگاه زمین‌ساختی مجموعه آذرین نخیلاب هستند.

خاستگاه مجموعه آذرین نخیلاب یک ماگمای بازالتی است که بر اثر فرایند هضم و تبلور تفریقی از ذوب پوسته اقیانوسی فرورونده و گوشته بالایی آن به‌وجود آمده است.

### سپاس‌گزاری

این مقاله با حمایت مالی معاونت پژوهشی و همکاری گروه زمین‌شناسی دانشگاه سیستان و بلوچستان انجام شده است. به این وسیله از همه مسئولان و کارکنان آنها، کمال تشکر و سپاس‌گزاری به‌عمل می‌آید.

سنگ‌های آذرین بیرونی آندزیت و داسیت هستند و بخش بزرگی از سنگ‌های نفوذی نیز دیوریت و گرانودیوریت با بافت پورفیری هستند.

توده‌های نفوذی به‌صورت استوک پورفیری و نیمه ژرف بوده که در بخش مرکزی منطقه نفوذ کرده، باعث دگرسانی و کانی‌زایی مس و طلا شدند.

سنگ‌های مجموعه آذرین نخیلاب متاآلومینوس بوده، بیشتر متعلق به سری ماگمایی کالک‌آلکان هستند.

بر اساس مطالعات ژئوشیمیایی و نمودارهای مختلف، مجموعه آذرین نخیلاب در جایگاه زمین‌ساختی کمان آتشفشانی شکل گرفته است.

سنگ‌های آذرین در مجموعه آذرین نخیلاب دارای مقادیر بالاتر LREE و LILE در مقایسه با HREE و HFSE هستند که از ویژگی‌های ماگماتیسم پهنه فرورانش است. فرورانش دریای خاور ایران از سمت

### منابع

- Aghanabati, A. (2004) Iran geology. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C. and Kreuzer, H. (2000) High-potassium, calcalkaline, I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50: 51-73.
- Aoki, K. and Fujimaki, H. (1982) Petrology and geochemistry of calc-alkaline andesite of presumed upper mantle origin from Itinome-Gata, Japan. *American Mineralogist* 67: 1-13.
- Babakhani, A. R., Kholghi, M. H. and Zadehkabir, H. (1988) Nakhilab Geological Quadrangle Map 1:250000, Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. (1976) Quarternary faults in Iran: contribution to the seismotectonic of Iran (part 11), Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M. and King, G. C. P. (1981) Towards a Paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18: 210-265.
- Camp, V. E. and Griffis, R. J. (1982) Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos* 3: 221-329.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, London.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.

- De Paolo, D. J. (1981) Trace element and isotopic effects of combined wall-rock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planetary Science Letters* 53: 189-202.
- Emami, M. H. (2000) Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ferre, E. C., Caby, C., Peucat, J. J., Capdevila, R. and P. Monie. (1998) Pan-African, post collisional, ferropotassic granite and quartz monzonite plutons of Eastern Nigeria. *Lithos* 45: 255-279.
- Gourgaud, A. and Vincent, P. M. (2003) Petrology of two continental alkaline intraplate series at Emi Koussi volcano, Tibesti, Chad. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 129: 261-290.
- 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.
- Harris, N. B. W., Duyverman, H. J. and Almand, D. C. (1983) The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka Igneous Complex, Sudan. *Journal of Geology Society* 140: 245- 256.
- Hedayati, N. (2015) Petrography and geochemistry of igneous rocks in Nakhilab area, Northwest of Zahedan with special view to genesis of Au and Cu mineralization. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian)
- Hezareh, M. H. (2004) Geochemical exploration report of Nakhilab geochemical map 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Hibbard N. J. (1981) The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 76: 158-170.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kamali, A. A., Moayyed, M., Jahangiri, A., Amel, N., Pirooj, H. and Ameri, A. (2011) The petrography and geochemistry of volcanic rocks of Ghaflankuh, Myaneh (NW Iran). *Petrology* 2(6): 97-115 (in Persian).
- 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.
- Malekzadeh Shafarudi, A. and Karimpour, M. H. (2011) Zircon dating by U-Pb method in Maherabad porphyry Cu-Au explorational area. *Journal of Economic geology* 1(3): 41-60 (in Persian).
- Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Mohammadi, S. S., Zarrinkub, M. H. and Keramati, F. (2011) The geochemistry and petrogenesis of Hossein abad Tertiary volcanic rocks (southwest of Birjand, East of Iran. *Petrology* 2(6): 83-96 (in Persian).
- Morata, D. and Aguirre, L. (2003) Extensional lower Cretaceous volcanism in the Coastal Range (29°20'-30°S), Chile: geochemistry and petrogenesis. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 459-476
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I. (1997) Geochemical discrimination between shoshonitic potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 259-287.
- Nakamura, N. (1974) Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 38: 757-775.
- Nelson, S. T. and Montana, A. (1992) Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77: 1242-1249.
- Pearce J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental basalts and mantle xenoliths* (Eds. Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J.), 230-

249. Shiva Publications, Nantwich, Cheshire.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element of discriminant diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Vernon, R. H. (2004) A practical guide to rock microstructure. Cambridge University Press, Cambridge.
- Rivalenti, G., Mazzucchelli, M. Vicente, A., Girardi, V., Cavazzini, G., Finatti, C. M. A., Barbieri, M. A. and Wilson, T. (1998) Petrogenesis of the Paleoproterozoic basalt-andesite-rhyolite dyke association in the Carajás region, Amazonian craton. *Lithos* 43: 235- 265.
- Rogers, G. and Hawkesworth, C. J. (1984) A geochemical traverse across the north Chilean Andes: evidence for crust generation from mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 91: 271-285.
- Shand, S. J. (1943) *The eruptive rocks*. 2<sup>nd</sup> edition, John Wiley and sons, New York.
- Soesoo, A. (2000) Fractional crystallization of mantle-derived melts as a mechanism for some I-type granite petrogenesis: an example from Lachlan Fold Belt, Australia. *Journal of Geology Society* 157: 135–149.
- Whitney, J. A. (1989) Origin and evolution of Silicic magmas. *Reviews in Economic Geology* 4: 183-203.
- Wilson, M. (1989) *Igneous petrogenesis*. Unwin Hyman, London.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiator products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Winter, J. D. (2001) *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Yabelui, M. (2010) Identification of shear zones of Nehbandan area, (east of Iran). MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian)
- Yavari, F. (2013) Study of Lithochemistry, mineralogy and alteration in Nakhilab Cu Anomaly, Northwest of Zahedan. MSc thesis, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran (in Persian).



## Petrography and geochemical characteristics of Nakhilab igneous complex, northwest of Zahedan

Najme Hedayati, Mohammad Boomeri \* and Habib Biabangard

Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

### Abstract

Nakhilab igneous complex is located in 145 km northwest of Zahedan and is geologically situated between Lut block and the Sistan-suture zone. Rock units in the area range from Cretaceous to Quaternary and consist of sedimentary and igneous types. The igneous rocks occur as intrusive and extrusive in the Nakhilab. The extrusive rocks occur as lava and pyroclastic and consist of basalt, basaltic andesite, andesite and rhyolite. The intrusive rocks occur as stock and dyke and consist of gabbro, diorite and granodiorite. These rocks are porphyry and granular in texture. In these rocks, plagioclase, pyroxene, hornblende, biotite and quartz are the main minerals and apatite, sphene and magnetite are the accessory minerals. The intrusive rocks that were altered by hypogene and supergene processes are associated with Cu mineralization in the central part. The igneous rocks in the Nakhilab are metaluminous and calcalkaline. Patterns of minor and rare earth elements normalized to MORB and Chondrit show that LREE and LILE contents are sharply higher than HREE and HFSE contents, respectively. Higher contents of LREE and LILE compared to HREE and HFSE, respectively, negative anomalies of Zr, Ti, P and positive anomalies of K, Rb, Sr, suggest that the study samples may belong to an active continental margin. The studied igneous rocks were probably solidified from a basaltic magma by AFC processes that derived from partial melting a subducting oceanic crust and its above mantle wedge.

**Keywords:** Porphyry Cu, Calc-alkaline, Subduction, Nakhilab igneous complex, Zahedan, Sistan suture zone

\* boomeri@hamoon.usb.ac.ir