Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy

مقاله پژوهشی

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

سال سی و چهارم، شمارهٔ دوم، تابستان ۱۴۰۵، از صفحهٔ ۲۹۹ تا ۳۲۰

ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی توده نفوذی ساری‌نو و نقش آن در تشکیل سامانه پورفیری طلا–مس (شمال مرند- شمال‌غرب ایران)

حسن شکوئی*، نصیر عامل، محسن موید

گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۸/۵، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۱۰/۶)

چکیده: مجموعه نفوذی پورفیری ساری‌نو با سن الیگومیوسن در کمربند آتشفشانی–نفوذی قره‌داغ در شمال‌غرب ایران واقع است. توده-های آذرین نفوذی نیمه عمیق به درون واحدهای آتشفشانی ائوسن نفوذ کرده‌اند و ترکیب سنگ‌شناسی آنها بر اساس شیمی سنگ کل از دیوریت تا کوارتزمونزونیت متغیر است و در رده گرانیتوئیدهای آهکی قلیایی با پتاسیم بالا قرار می‌گیرند. این سنگ‌ها از نظر شاخص اشباع از آلومین بیشتر متاآلومین بوده و بر پایه خاستگاه، از گرانیتوئیدهای نوع I هستند. توده‌های نفوذی ساری‌نو توسط مجموعه‌ای از دایک‌ها با ترکیب کوارتزمونزونیتی، میکرودیوریتی، داسیتی و تراکی‌داسیتی قطع شده‌اند. اکسیدهای اصلی در نمودارهای هارکر روندهای خطی مشخصی را نشان می‌دهند که بیانگر نقش فرایند جدایش ماگمایی در شکل گیری این سنگ‌هاست. کاهش اصولی MgO، FeOt، CaO، TiO_2، P_2O_5 و تا حدی MnO با افزایش SiO_2، به تبلور بخشی کانی‌های مافیک چون پیروکسن، هورنبلند و پلاژیوکلاز کلسیم‌دار نسبت داده می‌شود. افزایش تدریجی Na_2O و K_2O نیز بیانگر تبلور پیش‌رونده پلاژیوکلاز سدیم‌دار و فلدسپار پتاسیم‌دار است. در نمودار عنکبوتی چندعنصری بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه، عناصر دارای تمایل بالا به سنگ کره (LILE)، مانند Cs، Ba، Sr، Rb و Pb، غنی‌شدگی و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) چون Nb، Ti، P و Zr ، تهی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین، در نمودار بهنجارشده نسبت به کندریت، عناصر خاکی نادر سبک (LREE) دارای غنی‌شدگی شدید با نسبت La_N/Yb_N بین ۳۳ تا ۳۷ هستند. بر پایه شواهد زمین‌شیمیایی عناصر خاکی نادر، ماگمای توده‌های نفوذی ساری‌نو در محیط زمین‌ساختی قوس آتشفشانی پس‌برخوردی جای‌گیری کرده‌اند. ترکیب بیوتیت‌های موجود در پهنه دگرسانی پتاسیمی منطقه ساری‌نو در گستره بیوتیت‌های وابسته به سامانه آنیت-سیدروفیلیت قرار دارند. بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار هستند و از نوع بیوتیت‌های بازتعادلی محسوب می‌شوند. دماسنجی بیوتیت‌ها دماهایی بین ۷۱۵ تا ۷۴۴ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. همچنین، گریزندگی اکسیژن (fO_2) در گستره $10^{-15/6}$ تا $10^{-16/5}$ بار برآورد شده است.

واژه‌های کلیدی: *پورفیری طلا-مس؛ بیوتیت؛ جایگاه زمین‌ساختی؛ ساری نو.*

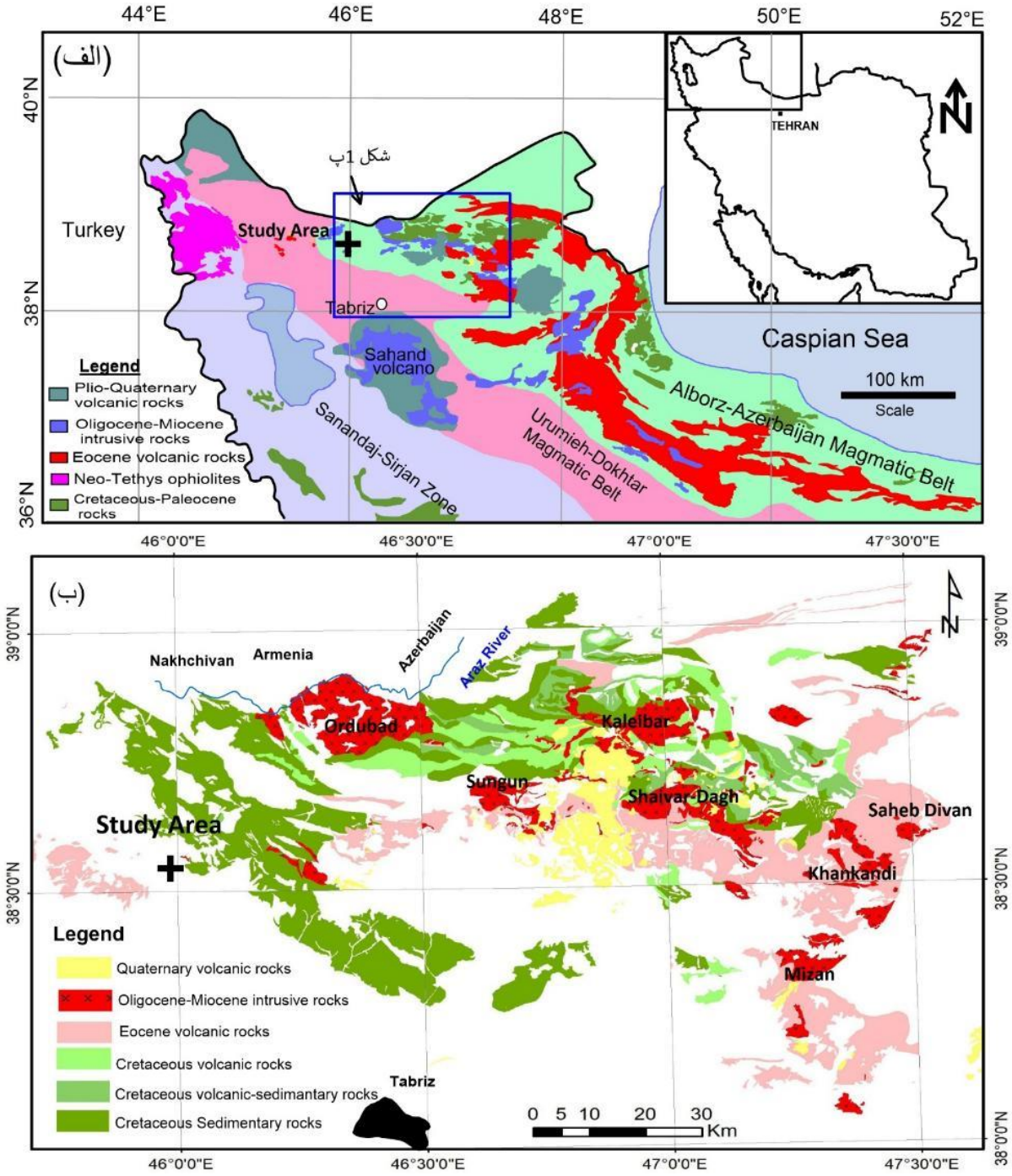
مقدمه

توده نفوذی ساری‌نو در پهنه کانه‌دار ارسباران و در کمربند ساختاری البرز غربی-آذربایجان قرار دارد (شکل ۱). این منطقه یکی از پهنه‌های مهم فلززایی در ایران بوده که میزبان چند کانسار مس پورفیری مهم اقتصادی است. کانسارهای مس پورفیری در این پهنه بیشتر مربوط به دوره الیگومیوسن هستند و تاکنون بیش از ده کانسار پورفیری در این منطقه شناسایی شده است؛ از جمله این کانسارها می‌توان به سونگون، مسجد داغی، هفت چشمه، صاحب دیوان، نیاز، میوه‌رود، کیقال، سوناجیل و انجرد اشاره نمود [۱، ۲] (شکل ۱ ب). منطقه مورد

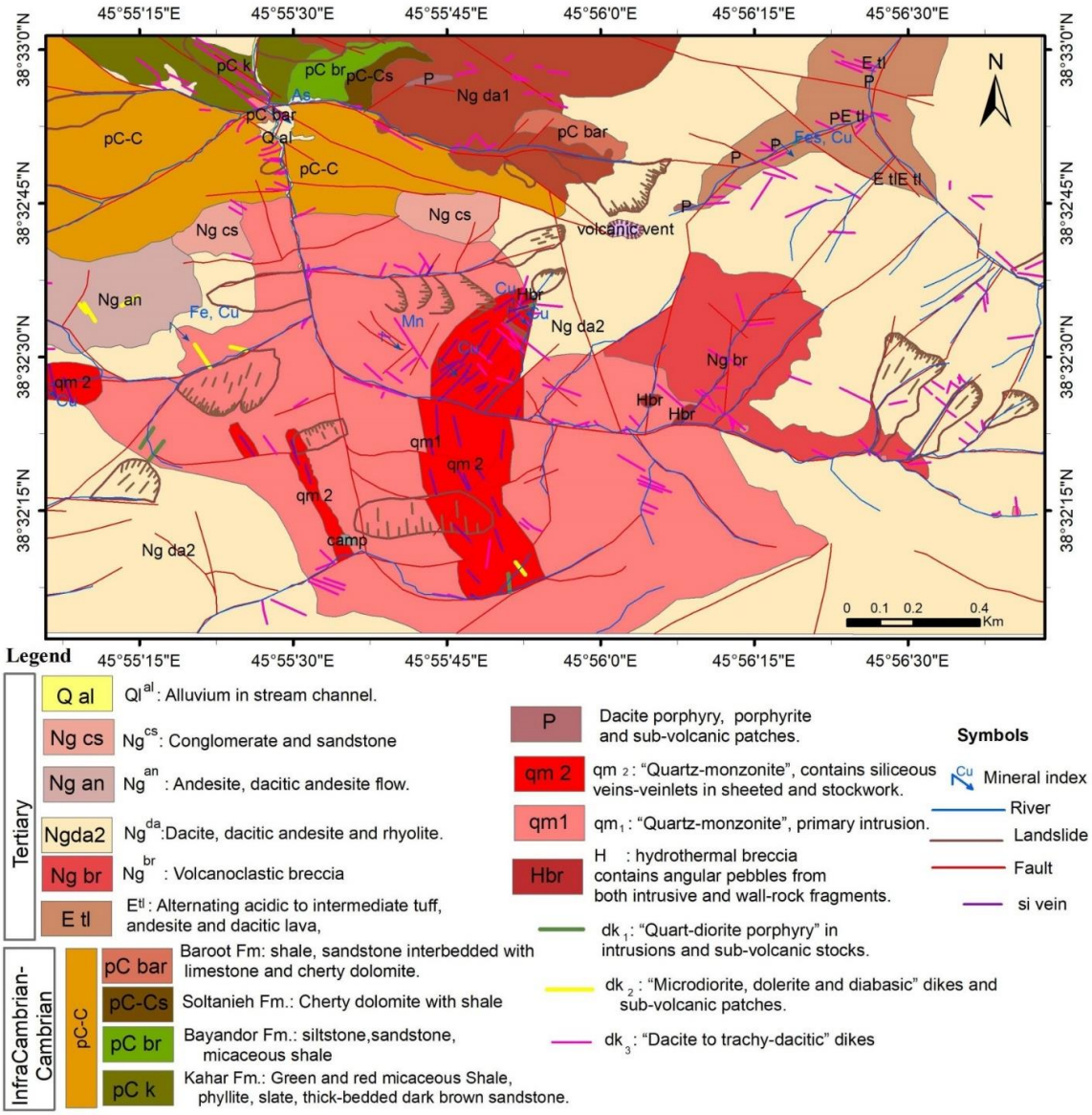
*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۴۱۱۱۱۶۰، پست الکترونیکی: hassan_shokohi@yahoo.co.uk

Copyright © 2025 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0 International License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited

بررسی در جنوب‌شرق نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ جلفا در گستره بین طول‌های جغرافیایی شرقی ″۵۰ ′۵۷ °۴۵ تا ″۳۰ ′۵۴ °۴۵ و عرض‌های جغرافیایی شمالی ″۳۰ ′۳۳ °۳۸ تا ″۴۰ ′۳۱ °۳۸ قرار دارد (شکل ۲). واحدهای اصلی رخنمون یافته شامل واحد نفوذی کوارتزمونزونیتی الیگومیوسن هستند که به درون سنگ های آذرآواری ائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲).



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی در الف) پهنه ساختاری البرز- آذربایجان و ب) پهنه فلززایی ارسباران (برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ جلفا، سیه‌رود، ورزقان، کلیبر، اهر، خوجا، قره ضیاالدین، تسوج، مرند و تبریز).



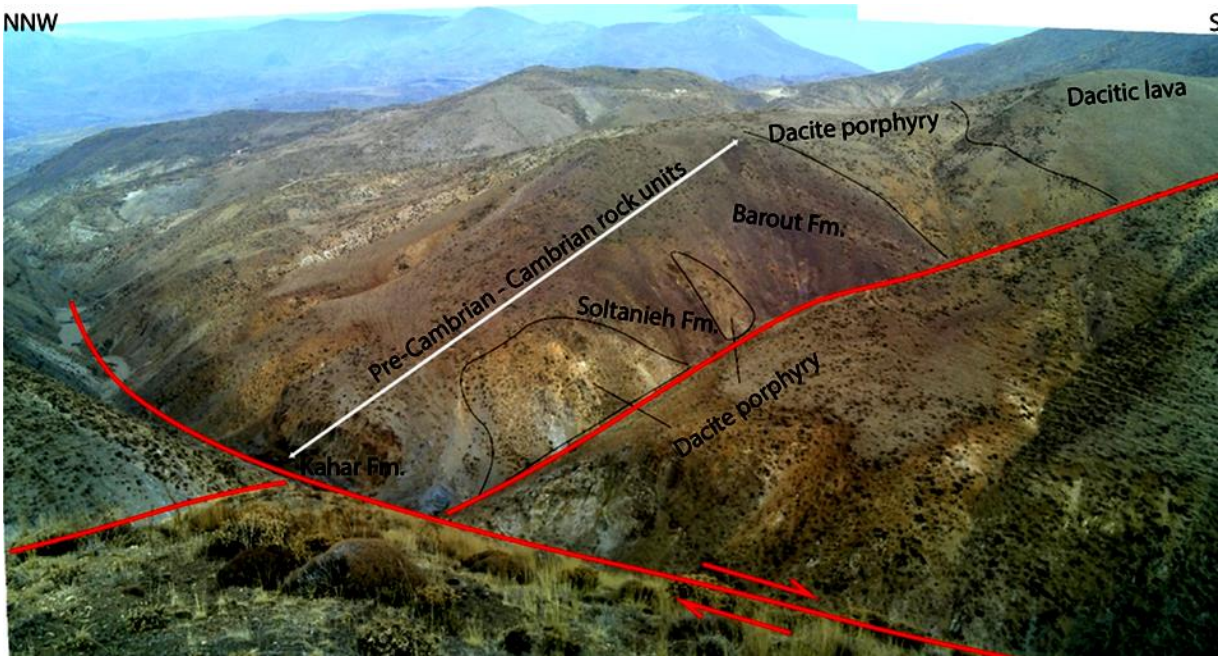
شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه ساری نو [۳].

بخش زیادی از منطقه توسط گدازه‌ها و گنبدهای داسیتی با سن میو- پلیوسن پوشیده شده است. کانه‌زایی بیشتر درون واحدهای کوارتزمونزونیتی و به صورت رگچه‌های دربردارنده پیریت، کالکوپیریت، مالاکیت و آزوریت رخ داده است. دایک-هایی از جنس کوارتز دیوریت، میکرودیوریت و داسیت توده پورفیری را قطع می‌کنند. برخی استوک‌های کوچک کوارتز دیوریتی نیز توده ساری‌نو را قطع می‌کنند. میکرودیوریت‌ها نسبت به سایر سنگ‌ها حجم و پراکندگی کمتری دارند و فقط بصورت دایک دیده می‌شوند. از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، رخداد کانه‌زایی ساری‌نو در پهنه گسلی فعال هرزندات (یا سامانه گسلی هرزند–نهند) بوده که با روند شمال‌غربی–جنوب‌شرقی ادامه یافته و تقریباً موازی با سامانه گسلی تبریز است. این سامانه گسلی، به‌عنوان یکی از ساختارهای فعال منطقه، نقشی کلیدی در جبران دگرریختی‌های ترافشارشی ناحیه‌ای دارد. فعالیت این گسل موجب شکل‌گیری رشته‌کوه‌هایی در شمال مرند، در راستای گسل هرزند تا نهند شده است. در منطقه مورد بررسی، ساختارهای اصلی شامل گسل‌های راستالغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس و راستای شمال‌غرب–جنوب‌شرق هستند. یکی از این گسل‌ها به‌صورت طولی توده پورفیری را قطع کرده و موجب بالاآمدگی نسبی

بخش شمالی توده نسبت به بخش جنوبی آن شده است (شکل ۳). افزون بر این، گسل‌هایی با راستای شمالی–جنوبی و با حرکت راستالغز چپ‌گرد نیز شناسایی شده‌اند که مهم‌ترین آن‌ها، گسل «زیلیک دره‌سی» است. این گسل با روند عرضی، توده نفوذی را قطع و جابه‌جا کرده است. در نتیجه نفوذ توده‌های پورفیری، واحدهای میزبان دچار تغییر شیب شده‌اند، به‌طوری که در کنار توده، تمایل به سمت بیرون افزایش یافته که نشان‌دهنده اثر مستقیم فرآیندهای زمین ساختی و نفوذی بر تغییرهای ساختاری منطقه است. این پژوهش با تمرکز بر تعیین ویژگی‌های زمین شیمیایی بیوتیت در پهنه پتاسیمی سامانه پورفیری طلا–مس ساری‌نو، به‌منظور بررسی شرایط ماگمایی توده پورفیری میزبان، ویژگی‌های فیزیکوشیمیایی سیال‌های کانه‌ساز و روند تکاملی آن‌ها طی فرایند کامل کانه‌زایی انجام شد. افزون بر این، جایگاه زمین‌ساختی توده نفوذی مولد کانه‌زایی طلا–مس، بر پایه داده‌های شیمی سنگ کل و رویکردهای تفسیر زمین‌ساختی، ارزیابی گردید.

روش بررسی

در این پژوهش پس از بررسی‌های صحرایی، تعداد ۲۰۰ نمونه از مغزه‌های حفاری (گمانه‌ها) منطقه ساری‌نو برداشت شد از آنها ۱۱۰ مقطع نازک و ۴۰ مقطع صیقلی تهیه گردید و سپس ۴۰ نمونه با کمترین دگرسانی در شرکت کانساران بینالود، برای تعیین اکسیدهای اصلی (با طیف‌سنج فلئورسانس پرتوی ایکس، XRF) و عناصر خاکی نادر (با طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی، ICP-MS) تجزیه شد (جدول ۱). نمونه‌ها طوری انتخاب شدند که نماینده‌ی واحدهای مختلف دگرسانی، سنگ‌میزبان و پهنه‌های کانی‌سازی باشند. پس از انتقال به آزمایشگاه، نمونه‌ها خشک، خرد و تا اندازه مش ۸۰ آماده شدند. آماده‌سازی نمونه‌ها برای تجزیه به روش ICP شامل هضم اسیدی چندمرحله‌ای، اغلب با استفاده از HF، HNO_3 و HCl بود و اندازه‌گیری با طیف‌سنج نشر نوری پلاسمای جفت شده القایی، (ICP-OES) مدل Spectro Arcos انجام شد. برایXRF، نمونه‌ها به‌شکل قرص‌های فشرده یا قرص ذوبی (فیوژن) تهیه شدند و مقادیر عناصر اصلی با دستگاه XRFفیلیپس مدل PW2404 صورت گرفت. دقت و درستی نتایج با استفاده از نمونه‌های استاندارد مرجع بین‌المللی و نمونه‌های تکراری کنترل شد. حد تشخیص برای عناصر مختلف بسته به نوع تجزیه بین ۰/۱ تا ۵ ppm متغیر بوده است.



شکل ۳ دورنمایی از واحدهای سنگی پر کامبرین و کامبرین و نفوذ توده‌های نیم ژرف میکروکوارتزمونزونیتی و داسیت پورفیری به این سنگ‌ها.

جدول ۱ نتایج تجزیه عناصر اصلی و نادر توده‌های نفوذی نیمه عمیق برای برخی نمونه‌های برداشت‌شده از مغزه‌های حفاری.

ردیف	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹
نمونه	MP-001-26	MP-004-30	MP-004-40	MP-004-50	MP-004-110	MP-004-235	MP-004-335	MP-001-00	MP-001-04
SiO2	۶۶٫۵	۶۵٫۳۲	۵۷٫۲۳	۵۸٫۸۵	۶۸٫۷۷	۶۷٫۷۲	۶۵٫۰۸	۶۸٫۸۵	۶۲٫۰۶
Al2O3	۱۶٫۵۴	۱۶٫۱۲	۱۴٫۲۱	۱۵٫۲۲	۱۵٫۰۱	۱۶٫۴۲	۱۵٫۹۹	۱۵٫۰۸	۱۵٫۴۳
Fe2O3t	۲٫۵۴	۲٫۶۸	۷٫۳	۶٫۱۳	۱٫۶۳	۲٫۲۵	۳٫۱	۱٫۰۵	۴٫۱۲
MgO	۱٫۵۲	۱٫۷۳	۵٫۵۴	۴٫۸۴	۰٫۸۸	۱٫۱۷	۱٫۷۴	۰.۶۶	۳٫۳
CaO	۴٫۳۱	۴٫۳۶	۶٫۸۸	۵٫۵۹	۲٫۵۴	۳٫۰۴	۴٫۳۸	۲٫۰۲	۵٫۰۸
Na2O	۳٫۷۱	۳٫۶۲	۳٫۰۱	۲٫۹۲	۴٫۸۳	۴٫۴۱	۳٫۵۶	۴٫۸۴	۳٫۳۱
K2O	۲٫۸۴	۲٫۶۶	۲٫۰۸	۲٫۲۱	۴٫۵۵	۳٫۱۴	۲٫۶۴	۴٫۲۶	۲٫۳۱
TiO2	۰٫۳۸۷	۰٫۳۹۶	۱٫۸۷	۱٫۸۴	۰٫۱۹۹	۰٫۳۵۴	۰٫۴۱۲	۰٫۱۷۴	۱٫۰۶
MnO	۰٫۰۵۴	۰٫۰۸	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۰۱۴	۰٫۰۲۴	۰٫۱۰۱	۰٫۰۱۳	۰٫۱۵۸
P2O5	۰٫۱۵۵	۰٫۱۶۲	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۱۰۷	۰٫۱۲۷	۰٫۱۶۴	۰٫۱۰۲	۰٫۲۱
LOI	۱٫۵۲	۲٫۱۵	۲٫۱۲	۲٫۰۹	۱٫۶۳	۰٫۳۷	۳٫۱۸	۳٫۳۴	۳٫۶۱
S	۹۴۰	۴۸۰	۷۶۲۶	۴۰۰	۵۵۰	۸۴۰	۶۱۰	۳۰	۱۹۰
Ag	۱٫۹۸	۱٫۲۳	۱۰	۲۱	۰٫۹۲	۰٫۳۲	۱٫۰۱	۰٫۵۶	۰٫۸۸
As	۱۲	۱۱	۱۳	۹	۲۴	۴۷	۵۸	۴۴۱	۱۳۳۷
Ba	۵۲۳	۴۷۶	۲۸۴	۳۰۳٫۹	۸۳۵	۷۷۳٫۵	۴۶۲	۹۱۷	۴۲۰٫۸
Be	۰٫۷۶	۰٫۸۸	۰٫۷۸	۰٫۷۹	۰٫۷۵	۰٫۵۹	۰٫۲۴	۰٫۷۱	۰.۶۶
Bi	۰٫۶۸	۰٫۲۱	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۰۸	۰٫۱	۰.۶۲	۰٫۵۸
Cd	۱٫۴۸	۱٫۴۸	۰٫۸	۱٫۰۳۲	۰٫۷۴	۰٫۸۴	۱٫۲۷	۰٫۷۴	۰.۶۸
Ce	۷۱٫۲۸	۷۵٫۲۲	۶۵٫۰۴	۶۵٫۲۱	۶۶٫۵۸	۶۳٫۰۴	۶۸٫۴۴	۶۲٫۸۵	۶۴٫۰۶
Co	۱٫۲۳	۱٫۹۹	۲٫۶۵	۱٫۵۸	۲٫۱۲	۰٫۸۸	۰٫۵	۰٫۹۲	۰٫۹۸
Cr	۱۵	۱۳	۱۲	۱۵	۲۰	۱۵	۴۵	۱۷	۱۶
Cs	۱۲٫۸۴	۹٫۷۲	۷٫۹۸	۶٫۱۴	۸٫۸۴	۷٫۱۶	۶٫۰۸	۷٫۱۲	۶٫۵۸
Cu	۱۶۶۳٫۷	۴۷۶٫۲	۳۵۹٫۹	۴۶۰٫۸	۶۳۵۲	۷۸۳٫۷	۲۷۳٫۲	۱۷۰۰	۵۷۰۰
Dy	۵٫۰۴	۶٫۰۶	۳٫۵۷	۳٫۶۲	۳٫۸۵	۲٫۹۶	۴٫۱۴	۲٫۶۵	۳٫۰۶
Er	۱٫۳۱	۱٫۹	۱٫۳۴	۱٫۴۲	۱٫۶۴	۱٫۰۳	۱٫۸۹	۱٫۰۲	۱٫۱۴
Eu	۲٫۱۹	۲٫۲۹	۱٫۲۲	۱٫۲۲	۱٫۲۴	۱٫۱۷	۱٫۲۶	۱٫۱۶	۱٫۱۸
Ga	۱۴٫۸	۱۴٫۵	۱۳٫۹	۱۴٫۴	۱۷٫۲	۱۷٫۴	۱۷٫۲	۱۷٫۴	۱۶٫۲
Gd	۵٫۳۴	۷٫۳۳	۳٫۳۷	۳٫۳۸	۴٫۳۴	۳٫۳۱	۴٫۳۴	۳٫۲۸	۳٫۳۲
Hf	۰٫۱۳	۰٫۴۶	۰٫۱۸	۰٫۴۲	۰٫۲۳	۰٫۳	۰٫۳۶	۰٫۳۲	۰٫۳
Ho	۰٫۸۴	۱٫۰۵	۰٫۷۲	۰٫۷۲	۰٫۷۴	۰٫۵۳	۰٫۷۵	۰٫۵۲	۰٫۵۵
In	۰٫۱۵	۰٫۲۱	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۲	۰٫۰۶	۰٫۰۸
La	۶۶٫۶۵	۶۸٫۲۸	۶۴٫۵	۶۴٫۸۸	۶۶٫۱۳	۶۳٫۴۶	۶۶٫۲۴	۶۲٫۸۸	۶۳٫۸۴
Li	۱۴	۱۶	۱۵	۹	۲۵	۱۵	۳۷	۹	۸
Lu	۰٫۱۳	۰٫۱۵	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۱۱	۰٫۱۱
Mo	۲٫۴۸	۱۹٫۶۱	۴۷٫۴۵	۳۰٫۷۱	۱۱٫۸۹	۱۴٫۵۵	۹٫۸۶	۱۴٫۳۲	۱۴٫۴۴
Nb	۱۳٫۳۵	۱۲٫۰۱	۱۱٫۹	۱۱٫۸۷	۱۳٫۷۷	۱۰٫۲۴	۱۰٫۲۸	۱۰٫۲۴	۱۰٫۲۸
Nd	۲۹٫۱۹	۳۵٫۱۵	۱۸٫۲۶	۱۹٫۲۱	۲۵٫۲۸	۱۵٫۲۸	۲۶٫۲۶	۱۵٫۲۲	۱۶٫۲۸
Ni	۹	۲۸	۱۶	۲۳	۱۹	۱۹	۱۸	۲۹	۲۵
Pb	۲۰٫۷۸	۲۹٫۵۹	۳۶٫۲۳	۲۶٫۹۱	۲۱٫۸۲	۱۰٫۳۱	۲۶٫۲۸	۳۱۲	۳۵۰
Pr	۹٫۲۱	۱۳٫۱۴	۹٫۱۸	۹٫۱۸	۹٫۱۹	۹٫۱۴	۹٫۱۹	۸٫۱۹	۹٫۱۵
Rb	۱۱۰٫۱	۱۱۱٫۸	۱۲۱٫۳	۱۱۱٫۲	۱۶۱٫۶	۱۱۵٫۱	۱۱۲٫۶	۱۴۰٫۲	۱۱۰٫۴
Sb	۰٫۱۹	۰٫۵۲	۰٫۱۹	۰٫۳۵	۰٫۱۲	۰٫۱۱	۰٫۰۴	۰٫۱۲	۰٫۱۱
Sc	۴٫۱	۳٫۸	۳٫۷	۴٫۱	۳٫۱	۳٫۴	۶٫۳	۳٫۳	۳٫۴
Sm	۶٫۴۴	۸٫۴۴	۳٫۴۸	۳٫۴۸	۵٫۳۶	۳٫۴۱	۵٫۴۶	۳٫۳۶	۳٫۴۲
Sn	۰٫۳۴	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۱۵	۰٫۲۲	۰٫۲۷	۰٫۱۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴
Sr	۱۶۱٫۷	۲۴۰٫۴	۲۰۰٫۲	۲۴۹٫۳	۱۴۹٫۵	۲۷۹٫۳	۱۷۵٫۹	۷۵٫۲	۷۰٫۸
Ta	۱٫۰۲	۱٫۵۱	۰٫۶۸	۰٫۵۹	۰٫۸۹	۰٫۵	۰٫۹۴	۰٫۷۴	۰٫۵۸
Tb	۰٫۸۳	۰٫۹۴	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۷۴	۰٫۶۴	۰٫۷۵	۰.۶۳	۰.۶۴
Te	۰٫۲۶	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۳	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۸	۰٫۰۷
Th	۶٫۰۴	۶٫۴۲	۵٫۸۵	۶٫۰۹	۵٫۲۵	۴٫۶	۵٫۵۱	۴٫۴۸	۴٫۳۶
Tl	۰٫۴۹	۰٫۵۸	۰٫۳۳	۰٫۳۸	۰٫۶۴	۰٫۶۷	۰٫۵۵	۰.۶۶	۰.۶۸
Tm	۰٫۳۳	۰٫۴۴	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۳۲	۰٫۲۱	۰٫۳۳	۰٫۲۱	۰٫۲۲
U	۱٫۱۷	۱٫۲۲	۱٫۳۲	۰٫۹۲	۰٫۹۶	۰٫۵۶	۰٫۸۵	۰٫۵۸	۰٫۵۲
V	۴۱	۴۴	۴۴	۴۵	۴۴	۴۲	۴۶	۴۸	۴۷
W	۰٫۲۷	۰٫۳۹	۰٫۷۶	۰٫۴۴	۰٫۲	۰٫۳۱	۰٫۲۴	۰٫۳۲	۰٫۳۴
Y	۱۰٫۴	۲۴	۳۴٫۵	۲۴٫۷	۱۲٫۸	۲۲٫۶	۱۵٫۱	۱۲٫۸	۱۲٫۴
Yb	۱٫۳۲	۱٫۳۹	۱٫۲۴	۱٫۲۸	۱٫۳	۱٫۲	۱٫۳۱	۱٫۱۸	۱٫۲۱
Zn	۹۳٫۸	۴۲۴٫۱	۱۳۵٫۴	۱۱۸٫۵	۴۲٫۶	۳۴٫۵	۱۵۰٫۳	۹۳	۱۹۶
Zr	۲۰۴	۱۹۸	۱۸۴	۲۰۲	۲۰۷	۱۸۴	۱۶۵	۱۸۵	۲۹۲
Cl	۸۵	۹۲	۶۸	۵۴	۵۲	۲۸	۲۰	۵	۱۳
Eu/Eu*	۱٫۱۹	۰٫۸۴	۱٫۱۳	۱٫۱۳	۰٫۸۲	۱٫۱۱	۰٫۸۲	۱٫۱۱	۱٫۱۱
Ce/Ce*	۰٫۶۹	۰٫۶۰	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۰٫۶۴	۲	۰٫۶۶	۰٫۶۶	۰٫۶۳
La_N/Yb_N	۳۴٫۲	۳۳٫۳	۳۵٫۲	۳۴٫۳	۳۴٫۲	۳۵٫۸	۳۴٫۳	۳۶٫۱	۳۵٫۷

همچنین، به‌منظور تعیین ویژگی‌های شیمیایی کانی بیوتیت در سامانه پورفیری ساری‌نو، پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، این کانی به‌عنوان کانی شاخص انتخاب شد و تجزیه با ریزکاو الکترونی Cameca SX-100 در آزمایشگاه مجهز ایمیدرو

انجام گردید. در مجموع، ۱۵ نقطه از نمونه‌های دارای بیوتیت برای اندازه‌گیری عناصر اصلی، فرعی و هالوژن‌ها (F و Cl) تجزیه شدند. اندازه‌گیری عناصر Cl، F، Na و Fe با ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، شدت جریان پرتو ۱۰ نانوآمپر و زمان شمارش قله ۲۰ تا ۴۰ ثانیه و تجزیه عناصر Ca ، K، Si، Al، Mg، Ba، Mn، Cr و Ti با شدت جریان ۲۰ نانوآمپر و زمان شمارش ۱۰ ثانیه انجام شد. فرمول ساختاری بیوتیت‌ها بر اساس ۲۲ اتم اکسیژن و با نرم‌افزار +MICA محاسبه گردید.

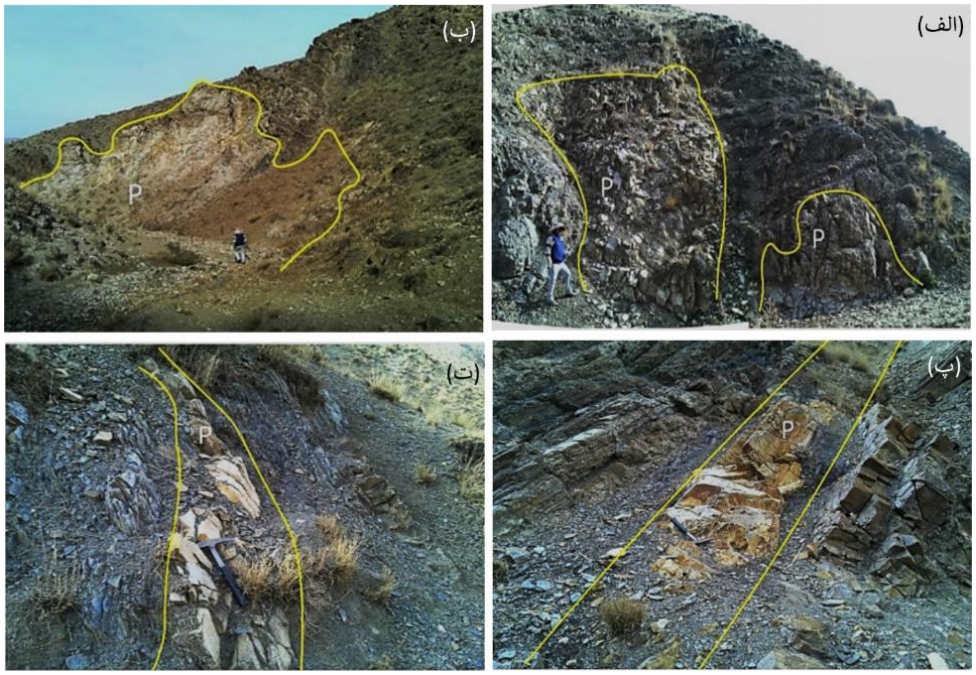
نتایج

زمین‌شناسی سامانه پورفیری ساری نو

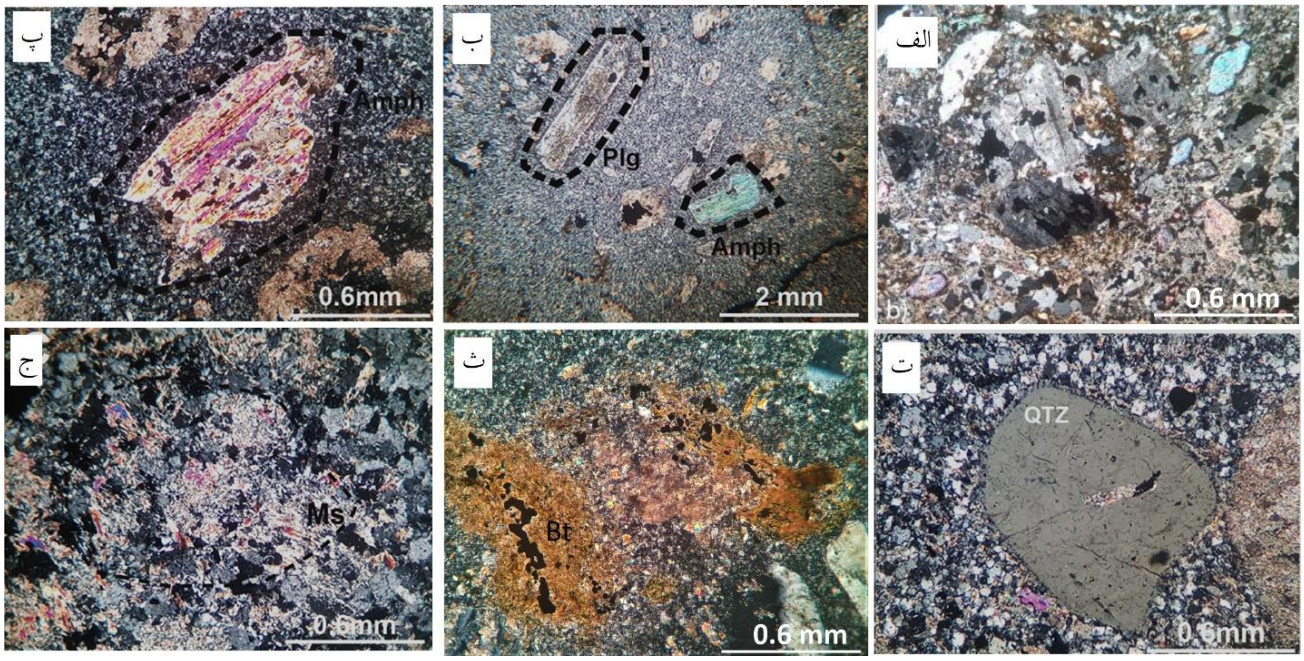
قدیمی‌ترین سنگ‌های گستره مورد بررسی مربوط به سازندهای کهر، بایندور، سلطانیه و باروت با سن پرکامبرین و کامبرین هستند که در شمال منطقه رخنمون یافته‌اند (شکل ۲). بخش زیادی از منطقه توسط توف‌ها و آذرآواری‌های ائوسن و گدازه‌ها و گنبد های داسیتی با سن میو- پلیوسن پوشیده شده است (شکل ۲). بررسی‌های صحرایی نشانگر تزریق دو تپ نفوذ توده پورفیری کوارتزمونزونیتی (توده‌های ساری‌نو) و دایک‌های وابسته به درون واحدهای قدیمی است (شکل‌های ۳ و ۴).

بررسی سنگ‌نگاری توده‌های نفوذی و دایک‌های وابسته

توده نفوذی ساری‌نو با ترکیب کوارتزمونزونیتی شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، کوارتز و فلدسپار پتاسیم و کانی‌های فرعی فرومنیزین (به احتمال بسیار آمفیبول و بیوتیت)، زیرکن و آپاتیت است که در آن درشت بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره ریز بلوری از فلدسپار پتاسیم، کوارتز و پلاژیوکلاز قرار دارند (شکل ۵ الف). افزون بر کوارتزمونزونیت‌ها، سنگ‌های دیوریتی (شکل‌های ۵ ب و پ) و گرانودیوریتی (شکل ۵ ت) نیز دیده می‌شوند که شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) در خمیره ریز بلوری از پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم و کوارتز هستند. این توده‌های نفوذی و سنگ‌های دربرگیرنده آن‌ها دستخوش دگرسانی گرمابی شده‌اند که منجر به شکل‌گیری پهنه‌های دگرسانی پتاسیمی، فیلیک، آرژیلیک و پروپیلیتی شده است. در پهنه پتاسیمی، هورنبلند و پیروکسن به بیوتیت ثانویه و مگنتیت و پلاژیوکلاز به فلدسپار پتاسیم دگرسان شده‌اند (شکل ۵ ث).



شکل ۴ الف) نفوذ توده نیم ژرف کوارتز مونزونیتی به درون واحدهای سنگی رسوبی پرکامبرین و کامبرین (دید به سمت جنوب شرق)؛ ب) نفوذ توده نیم ژرف گرانودیوریت پورفیری به درون واحدهای سنگی رسوبی پرکامبرین و کامبرین (دید به سمت شمال شرق)؛ پ) نفوذ کوارتز مونزونیت به صورت سیل (دید به سمت شرق)؛ ت) نفوذ گرانودیوریت به صورت دایک به درون واحدهای سنگی رسوبی پرکامبرین و کامبرین در شمال منطقه مورد بررسی (دید به سمت شمال). P نشانگر توده نفوذی نیم ژرف است.

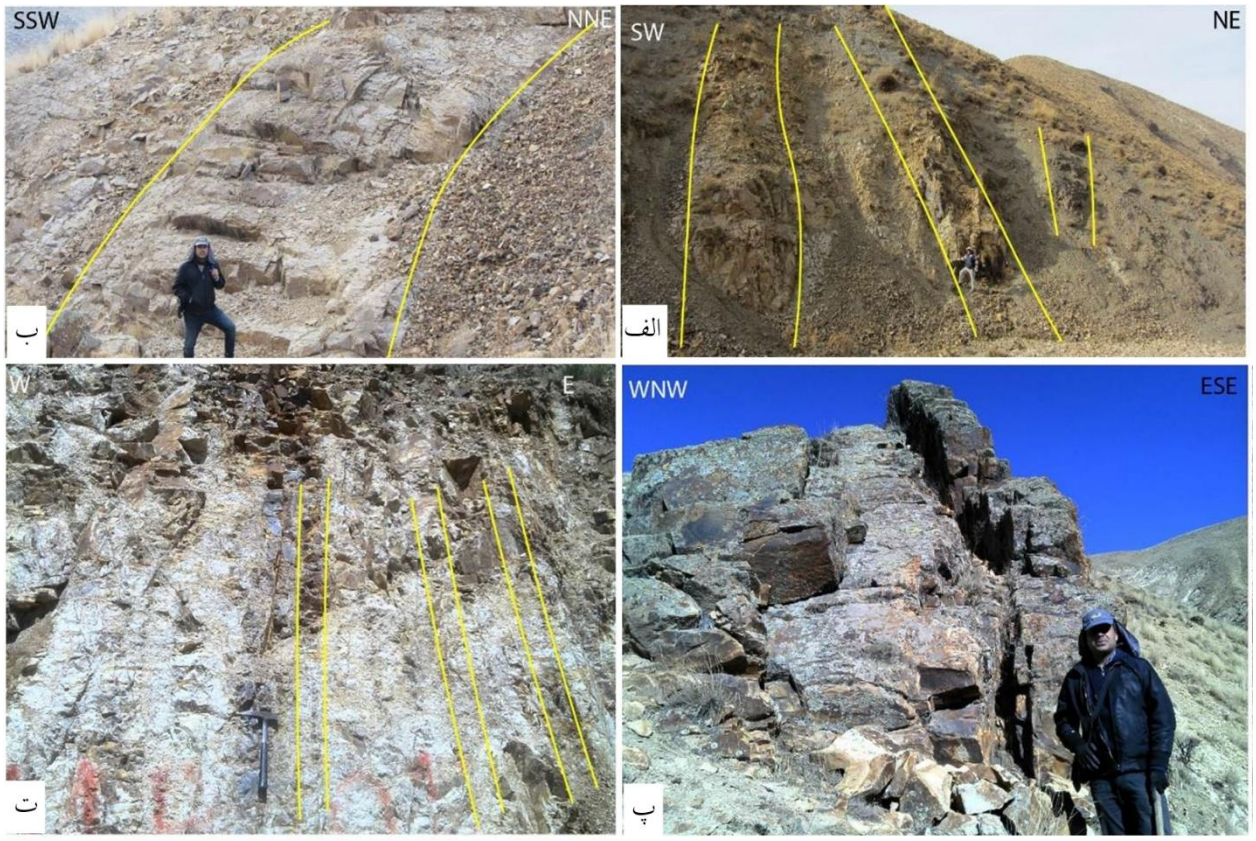


شکل ۵ الف) درشت بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم در کوارتزمونزونیت؛ ب) بافت ریزسنگی پورفیری با زمینه‌ای ریزبلور، همراه با دگرسانی پروپلیتی متوسط و آثار ضعیف دگرسانی آرژیلیک در میکرودیوریت؛ پ) دگرسانی کانی فرومنیزین (به احتمال بسیار آمفیبول یا بیوتیت) به کربنات و موسکوویت. حضور کانی‌های دگرسان‌شده در لبه بلور اولیه مشهود است؛ ت) بلور کوارتز گرد شده‌ای در کوارتزدیوریت که لبه آن دچار واکنش و تجزیه شده است؛ ث) بلور بیوتیت ماگمایی در کنار بلورهای ریز و پولکی بیوتیت ثانوی در متن سنگ پورفیری؛ ج) انباشت بلورهای ریز و پولکی سریسیت در زمینه‌ی سنگ به‌عنوان فراورده دگرسانی فیلیک.

در بخش‌های دگرسان، درشت بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت و کربنات دگرسان شده‌اند (شکل ۵ ج). بلورهای نیمه شکل‌دار آمفیبول و گاهی بیوتیت به موسکوویت، کربنات و اکسیدهای آهن دگرسان شده‌اند. گرانودیوریت‌ها جوانترین واحد این مجموعه آذرین هستند و بصورت دایک و گنبد دیده می‌شوند (شکل ۲). منطقه مورد بررسی شامل پهنه‌های اکسیدی در سطح و پهنه برونزاد در بخش‌های عمیقتر است. ضخامت پهنه اکسیدی از ۱۰ متر تا ۴۰ متر، در نقاط مختلف توده متغیر است. در بخش توده، دگرسانی فیلیک غالب است و دگرسانی پتاسیمی در اعماق بیش از ۶۵۰ متر دیده می‌شود. در منطقه مورد بررسی، سه گروه اصلی از دایک‌ها با ویژگی‌های سنگ‌نگاری و دگرسانی متفاوت شناسایی شده‌اند (شکل ۶) که در ادامه بیان می‌شوند.

دایک‌های نوع یک شامل دایک‌های با ترکیب کوارتزدیوریتی و بافت پورفیری هستند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز، فلدسپار پتاسیم، کوارتز و کانی‌های فرومنیزین (آمفیبول و بیوتیت) هستند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به سریسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده و کانی‌های فرومنیزین نیز به موسکوویت، اکسید آهن و رس تبدیل شده‌اند. زمینه ریزبلور شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و کمی فلدسپار پتاسیم است. این دایک‌ها بافت پورفیری و دگرسانی فیلیک متوسط تا آرژیلیک ضعیف تا متوسط دارند (شکل ۶ الف).

دایک‌های نوع دو ترکیب میکرودیوریتی، دلریتی و دیابازیک و بافت ریزسنگی پورفیری دارند. کانی‌های اصلی شامل پلاژیوکلاز و آمفیبول و کانی‌های فرعی شامل بیوتیت، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره هستند. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی و گاه بافت انبوهه پورفیری هستند و به‌همراه کانی‌های فرومنیزین در زمینه ریزسنگی قرار دارند. آمفیبول و بیوتیت تا حدی به کربنات و اکسید آهن دگرسان شده‌اند، اما بخش زیادی از بیوتیت سالم باقی مانده است. دگرسانی در این دایک‌ها به صورت سریسیتی و پروپیلیتی ضعیف دیده می‌شود. این دایک‌ها بیشتر در راستای شمال‌غربی–جنوب‌شرقی (NW–SE) قرار دارند (شکل ۶ ب).



شکل ۶ دایک‌های دیده شده در منطقه ساری نو: الف) واحد سنگی دایک‌های نوع یک (dk1)، ب) واحد سنگی دایک‌های نوع دو (dk2)، پ) واحد داسیتی (da) و ت) رگه‌های سیلیسی موازی با شیب زیاد به سمت شرق در واحد سنگی کوارتزمونزونیتی.

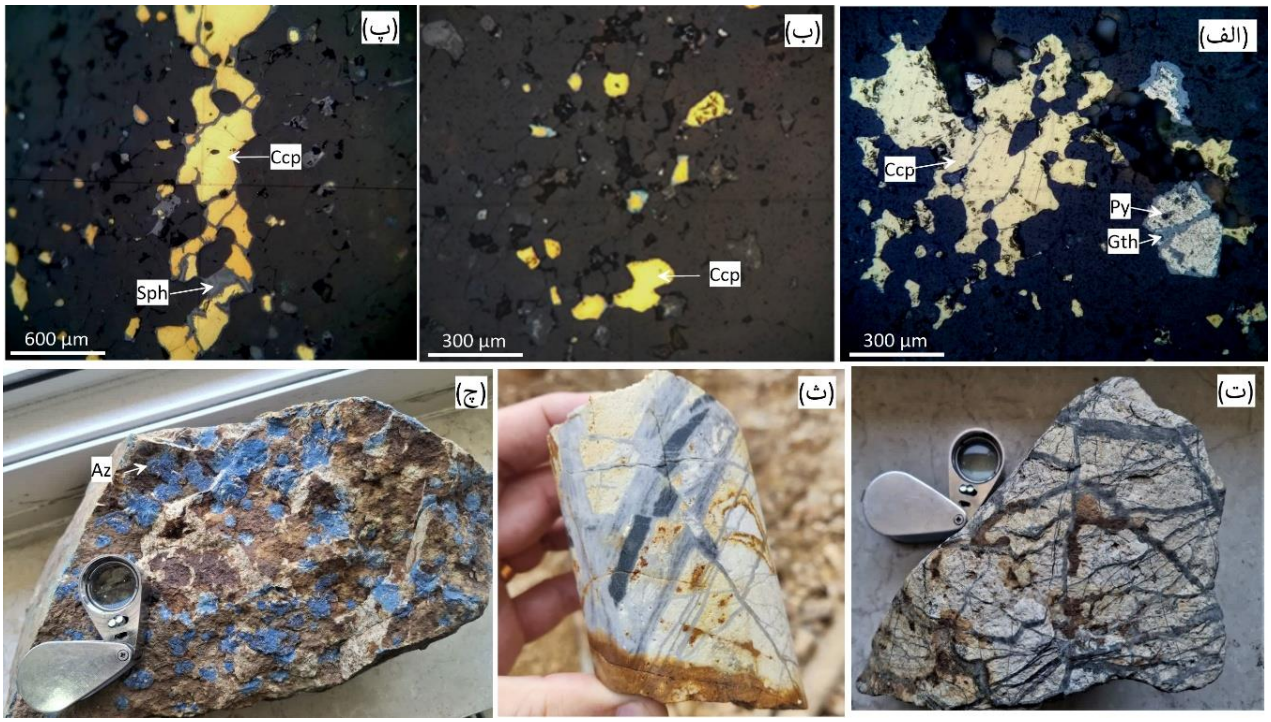
دایک‌های نوع سه به نسبت جوان‌تر با ترکیب داسیتی و تراکی‌داسیتی هستند که به احتمال بسیار به‌عنوان کانال تغذیه‌ای آتشفشان‌های داسیتی نوزا عمل کرده‌اند. این سنگ‌ها بافت شیشه‌ای-ریزسنگی پورفیری با خمیره ریزبلور دارند. ترکیب کانی‌شناسی آنها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز و بیوتیت به‌عنوان کانی‌های اصلی، و فلدسپار پتاسیم، زیرکن، آپاتیت و کانی‌های تیره به‌عنوان کانی‌های فرعی است. پلاژیوکلازها دارای منطقه‌بندی ترکیبی، بافت غربالی و پورفیری هستند. اغلب این دایک‌ها تازه هستند و دگرسانی قابل توجهی در آن‌ها دیده نمی‌شود. در این دایک‌ها، کانه‌زایی مس از نوع درونزاد دیده می‌شود. این کانه‌زایی شامل پیریت‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است که به‌صورت جزئی تا کامل با کالکوپیریت، هماتیت و گوتیت جانشین شده‌اند. جانشینی پیریت با هماتیت و گوتیت بیانگر اثر فرآیندهای برونزایی سطحی است. با توجه به حضور کالکوپیریت، می‌توان این نوع دایک را به‌عنوان دایک هم‌زمان با کانی‌سازی دانست. همچنین، این دایک‌های گروه سه بدون جهت‌گیری هندسی مشخص هستند و در راستاهای متنوعی نفوذ کرده‌اند (شکل ۶ پ).

رگه‌های سیلیسی موازی با شیب زیاد به سمت شرق که در توده های نفوذی ساری نو دیده می‌شوند (شکل ۵ ت). بررسی رخنمون‌های متعدد رگه‌های سیلیسی موازی درون واحد نفوذی کوارتز مونزونیتی نشان می‌دهد که این رگه‌ها از الگوی کمانی تا حلقوی پیروی می‌کنند. این الگوها به‌نظر می‌رسد که در فواصل منظمی پیرامون یک مرکز ماگمایی متمرکز هستند. هرچند در بخش‌های مرکزی و شرقی این ساختارهای کمانی، آثار روشنی از نفوذ سنگ‌های نیم‌ژرف یا آتشفشانی داسیتی دیده نمی‌شود، اما بقایای واحد کوارتزمونزونیتی دارای رخنمون‌های کمان‌مانند هستند و آرایش نوارهای سیلیسی در آن به‌سوی شرق ماهیت هم‌مرکز دارد.

کانه‌زایی

کانه‌زایی در منطقه ساری‌نو بیشتر به‌صورت افشان (شکل‌های ۷ الف و ب) و رگه-رگچه‌ای (شکل‌های ۷ پ تا ث) و در ارتباط نزدیک با پهنه‌های دگرسانی پتاسیمی و فیلیک رخ داده است. کانی‌سازی شامل کالکوپیریت، پیریت، مولیبدنیت، اسفالریت، مگنتیت و هماتیت است که همراه با کوارتز و کلسیت به‌عنوان کانی‌های باطله دیده می‌شوند. بررسی ریزساختارها و توزیع مکانی کانی‌ها نشان می‌دهد که کالکوپیریت، مولیبدنیت و مگنتیت بیشتر در پهنه پتاسیمی متمرکز بوده، در حالی که پیریت و اسفالریت در پهنه فیلیک غالب هستند. هماتیت نیز با دگرسانی فیلیک در ارتباط است. در مرحله‌ی برونزاد، جانشینی کالکوپیریت با کوولیت و پیریت با گوتیت رخ داده و گاهی، اسفالریت نیز دچار جایگزینی شده است. در نواحی سطحی، فرایندهای اکسایش منجر به تشکیل کانی‌های ثانویه ای چون مالاکیت، آزوریت و گوتیت شده‌اند که بیانگر فعالیت شدید آب‌های جوی و شرایط اکسیدی در پهنه بالایی کانسار است. طلا در کانسار پورفیری ساری‌نو هم به‌صورت پنهان در شبکه‌ی بلوری پیریت‌های پهنه فیلیک و هم به شکل آزاد حضور دارد. رابطه‌ی نزدیک میان حضور طلا و پهنه دگرسانی سیلیسی-فیلیک، بیانگر نقش محلول‌های گرمابی اسیدی در حمل و نهشت طلاست. چنین ویژگی‌هایی اغلب با دمای پایین‌تر و pH پایین‌تر نسبت به مرحله‌ی کانه‌زایی مس همخوانی دارد.

به طور کلی، کانه‌زایی شامل مراحل پیش‌کانه‌زایی، اصلی و پس از کانه‌زایی است. تبلور مگنتیت و مولیبدنیت در پهنه پتاسیمی در مرحله‌ی پیش‌کانه‌زایی رخ داده است. مرحله‌ی اصلی کانه‌زایی شامل نهشت طلا و کالکوپیریت در پهنه پتاسیمی و پیریت-اسفالریت در پهنه فیلیک و مرحله‌ی پساکانه‌زایی و برونزایی شامل جانشینی سولفیدها با کانی‌های ثانویه (کوولیت، گوتیت، مالاکیت، آزوریت؛ شکل ۷ ج) و تمرکز احتمالی طلا در فراورده‌های اکسیدی سطحی است.

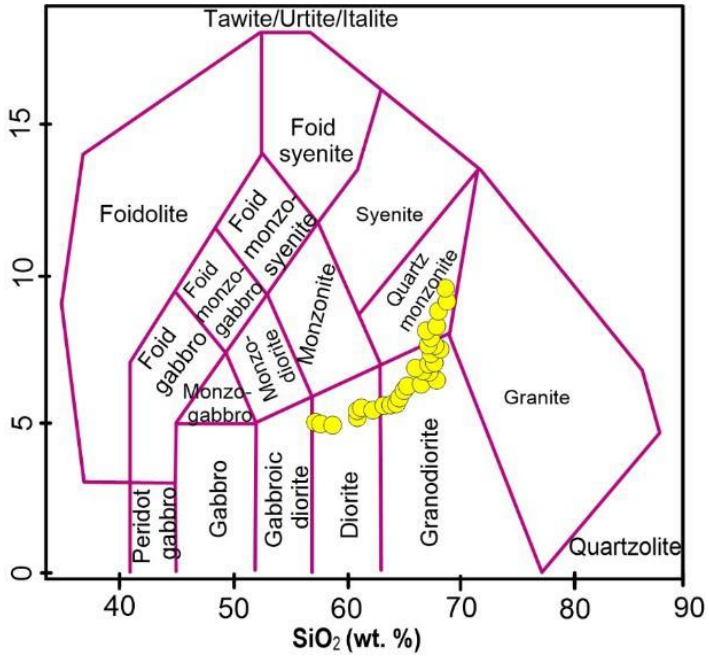


شکل ۷ الف) تصویر میکروسکوپی از کانه‌زایی کالکوپیریت به شکل افشان در پهنه دگرسانی پتاسیمی (نور بازتابی)؛ ب) رخداد کالکوپیریت و پیریت، که در لبه‌ها با گوتیت جانشین شده‌اند، در دگرسانی پتاسیمی، سنگ‌های کوارتزمونزونیتی دیده می‌شوند؛ پ) کالکوپیریت در رگچه‌های کوارتزی-سولفیدی که به طور بخشی با اسفالریت جانشین شده است؛ ت و ث) کانه‌زایی پیریت به شکل رگه-رگچه‌ای سیلیسی-سولفیدی در پهنه دگرسانی فیلیک؛ ج) نمونه دستی از رخداد فرایند برونزایی (آزوریت) در منطقه مورد بررسی. (نشانه‌های اختصاری برگرفته از مرجع [۴] هستند).

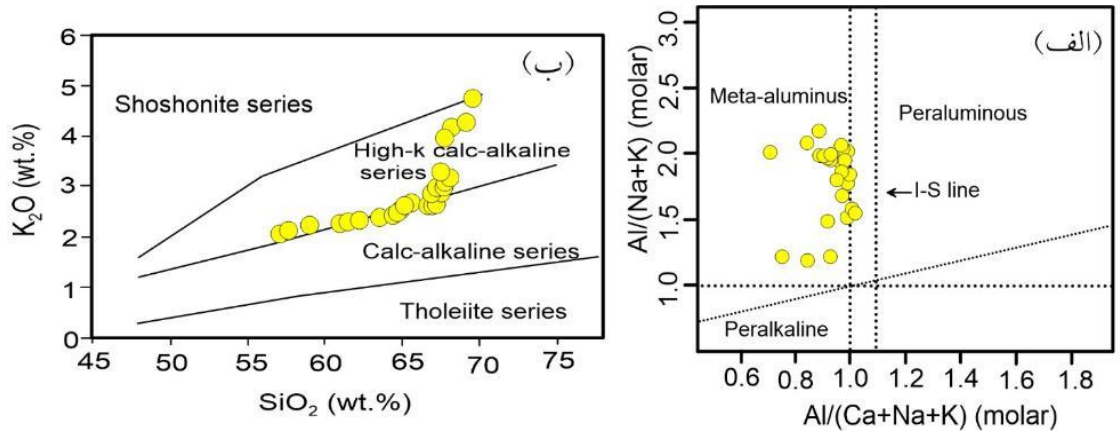
زمین شیمی

اکسیدهای اصلی

تجزیه‌های شیمیایی اکسیدهای اصلی در توده‌های نفوذی ساری نو نشان می‌دهد که مقدار اکسید سیلیس در نمونه‌های توده‌های نفوذی ساری نو از ۵۷٫۲ تا ۶۸٫۸ درصد متغیر است (جدول۱ و پیوست ۱) و بیشینه و کمینه مقدار Na_2O+K_2O در این سنگ‌ها به ترتیب ۹٫۴ و ۵٫۱ است (شکل ۸). گستره مقادیر SiO_2 برای سنگ‌های نفوذی مورد بررسی با سنگ‌های حدواسط (۵۳ تا ۶۳ wt. %) تا اسیدی (بیش از ۶۳ wt. %) همخوانی دارد که توسط میدلمست [۵] و موریسن [۶] رده بندی شده اند. در نمودار مجموع قلیایی‌ها ($Na_2O + K_2O$) نسبت به SiO_2 [۷]، توده‌های نیمه عمیق در گستره کوارتز-مونزونیت، گرانودیوریت و دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۸). مقدار $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ و $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$ بر پایه مرجع [۸] به ترتیب بین ۰٫۷ تا ۱٫۰ و ۱٫۲ تا ۲٫۱ متغیر هستند که بر این اساس، توده‌ها در گستره متاآلومینیومی قرار دارند (شکل ۹ الف). همچنین، مقدار K_2O از ۲٫۱ تا ۴٫۵ درصد متغیر است. بر اساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۹]، نمونه‌های مورد بررسی از نوع آهکی قلیایی با پتاسیم بالا هستند (شکل ۹ ب).

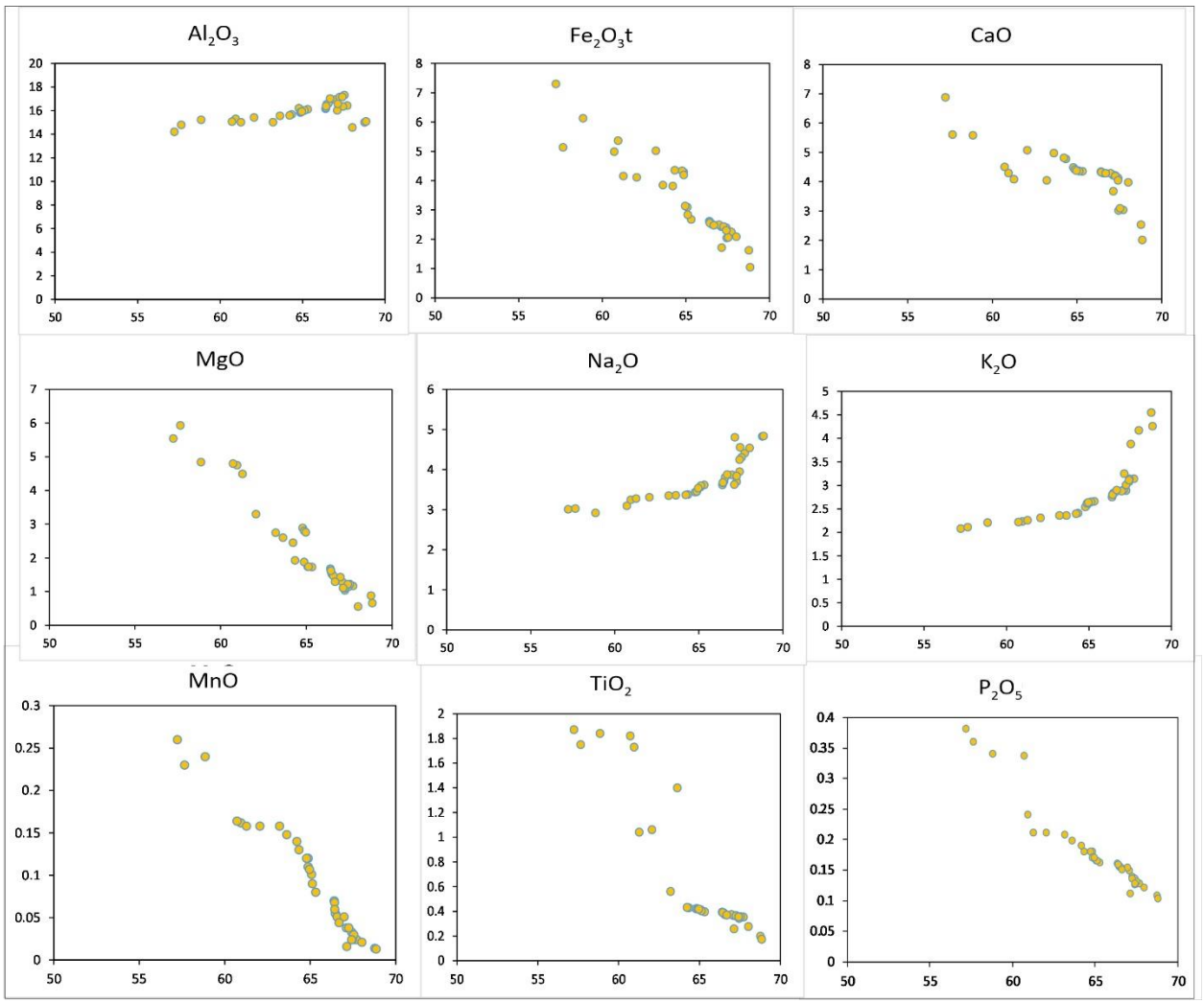


شکل ۸ موقعیت نمونه‌های توده نفوذی ساری نو در نمودار مجموع قلیایی نسبت به سیلیس (TAS) [۷].



شکل ۹ موقعیت نمونه‌های مورد بررسی الف) در نمودار Al/Na+K-Al نسبت به Ca+Na+K [۸] که تفکیک کننده توده‌های متاآلومین از پرآلومین است و ب) نمودار تعیین سری ماگمایی SiO_2 نسبت به K_2O [۹].

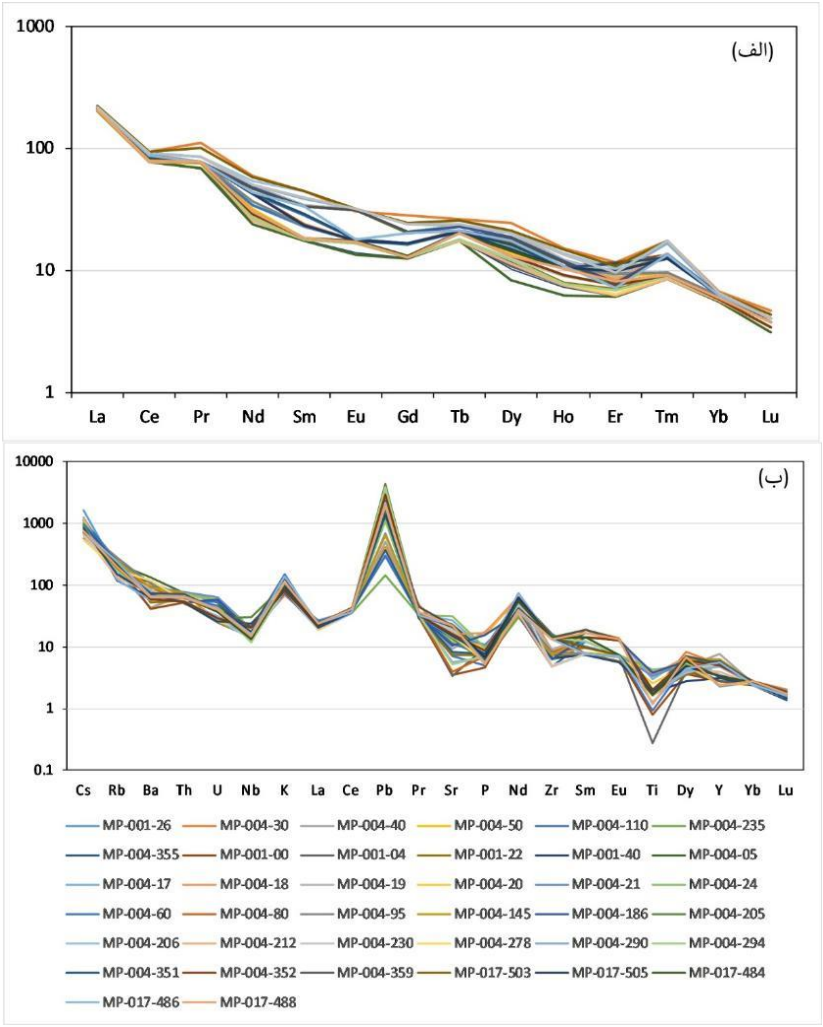
برای بررسی فرایندهای جدایش بلوری و احتمال آمیختگی ماگمایی، از نمودارهای تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به SiO_2 استفاده شد (شکل ۱۰). در این پژوهش، نمودارهای اکسید-اکسید به سبک هارکر [۱۰] به‌کار گرفته شده‌اند، که ابزار کلاسیکی برای تفسیر تکامل ماگمایی محسوب می‌شوند [۱۱، ۱۲]. برای نمونه‌های مورد بررسی، روند تغییرها در این نمودارها به نسبت منظم است و با افزایش مقدار SiO_2، غلظت TiO_2، P_2O_5، FeOt، CaO و MgO کاهش می‌یابد. این روندهای کاهشی برای MgO، FeOt و P_2O_5، نشانگر تبلور زودهنگام کانی‌های فرو-منیزین مانند پیروکسن، آمفیبول، الیوین و همچنین فازهای غنی از آهن و تیتانیوم چون مگنتیت و ایلمنیت است [۱۳، ۱۴]. کاهش TiO_2 در راستای افزایش SiO_2 نیز به‌طور معمول به تبلور جدایشی فازهایی چون آمفیبول، بیوتیت و مگنتیت نسبت داده می‌شود که Ti را به‌صورت موثری از مذاب جدا می‌کنند. روند نزولی Al_2O_3 همراه با کاهش همزمان CaO می‌تواند نشان‌دهنده جدایش پلاژیوکلاز از ماگما طی تبلور جدایشی باشد [۱۵، ۱۶]. نسبت به، Na_2O روند افزایشی به نسبت منظم دارد که ناشی از تمرکز این عنصر در مذاب باقیمانده طی پیشرفت تبلور است. این افزایش سرانجام منجر به ورود Na به ساختار فلدسپارهای سدیمی چون آلبیت می‌شود. همچنین، روند صعودی K_2O نیز دیده می‌شود که اغلب به تبلور فلدسپارهای پتاسیم‌دار (چون ارتوکلاز) در مراحل پیشرفته ماگمای اسیدی نسبت داده می‌شود [۱۷، ۱۸].



شکل ۱۰ نمودارهای تغییرهای عناصر اصلی نسبت به SiO_2 [۱۰].

عناصر فرعی و نادر

نمونه‌های سنگی توده‌های نفوذی ساری نو، نسبت به مقادیر کندریتی [۱۹] و مقادیر گوشته اولیه [۲۰] بهنجار شده‌اند (شکل ۱۱). نمونه‌ها دارای الگوی غنی از LREE نسبت به HREE (La_N/Yb_N= 33-37) و بی‌هنجاری منفی و مثبت ضعیف Eu (Eu/Eu*= 0.7-1.2) و بی‌هنجاری منفی از Ce (Ce/Ce* =0.6-0.7) هستند (شکل ۱۱ الف و جدول ۱). غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE می‌تواند در ارتباط با درجه پایین ذوب بخشی و بالا بودن مقادیر LREE نسبت به HREE در سنگ خاستگاه [۱۱]، وجود گارنت باقیمانده در سنگ خاستگاه [۲۱]، آلودگی ماگما با مواد پوسته‌ای [۲۲] و جدایش بلورین باشد. تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیمی طی دگرگونی ماگما [۲۳]، پایین بودن گریزندگی اکسیژن [۲۴، ۲۵] و یا شکل‌گیری ماگما از گوشته پلاژیوکلازدار [۱۱] می‌توانند بی‌هنجاری منفی Eu را توضیح دهند. وجود ناهنجاری Ce در نمونه‌های سنگی می‌تواند نشانگر اکسید شدن Ce^{3+} به Ce^{4+} و خروج آن از محیط باشد [۲۶]. کانی‌هایی چون زیرکن، مونازیت، آلانیت و آپاتیت می‌توانند Ce را به‌ویژه در حالت چهارظرفیتی به مقدار قابل توجهی در خود جای دهند و باعث کاهش غلظت آن در مذاب باقیمانده شوند [۲۷]. در سامانه‌های گرمابی، رفتار Ce می‌تواند وابسته به تغییر پتانسیل اکسایش-کاهش سیال باشد. سیال‌های اکسیدکننده می‌توانندCe^{4+}را به شکل CeO_2 رسوب دهند و آن را زودتر از سایر LREE ها از سامانه حذف کنند [۲۸].



شکل ۱۱ الف- نمودار عنکبوتی بهنجار شده به کندریت [۱۹]. این الگو نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی غنی‌شدگی قابل توجهی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) دارند. ب- نمودار عنکبوتی چندعنصری به‌هنجارشده نسبت به گوشته اولیه [۲۰].

در نمودار بهنجارشده به گوشته اولیه برای نمونه‌های مورد بررسی، عناصر سنگ دوست با شعاع یونی بزرگ (LILE) چون Cs، Rb، Ba، Sr، K و Pb غنی‌شده هستند و عناصر دارای شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb ، Ti، Zr و P اغلب تهی‌شده ظاهر می‌شوند. افزایش غلظت LILE اغلب به ورود سیال‌ها یا مذاب‌های برآمده از پوسته قاره‌ای مربوط است، زیرا این عناصر هم در سیال ها متحرک بوده و هم در پوسته قاره‌ای غنی هستند [۲۹، ۳۰]، در حالی‌که تهی‌شدگی HFSE بیشتر بازتاب‌دهنده ویژگی‌های منبع ماگما و شرایط ذوب بخشی آن است [۳۱، ۳۲]. برخلاف محیط‌های قوسی که تهی‌شدگی نیوبیوم به انتقال ضعیف Nb توسط سیال‌های فرورانشی نسبت داده می‌شود، در محیط‌های پسابرخوردی، این تهی‌شدگی اغلب ناشی از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده در فشار بالاست [۳۳، ۳۴]. در این شرایط، حضور فازهای مقاومی چون روتیل و ایلمنیت در منبع باعث نگهداری Nb، Ti و Ta شده و از ورود آن‌ها به مذاب جلوگیری می‌کند. در نتیجه، حتی بدون وجود یک صفحه فرورونده فعال، ماگماهای تولیدشده در این محیط‌ها ممکن است که الگوهای زمین‌شیمیایی شبیه محیط‌های قوسی را نشان دهند. این تشابه به نقش دگرنهادی در گوشته سنگ کره‌ای مربوط است که می‌تواند بدون دخالت مستقیم فرورانش، اثر زمین شیمیایی مشابهی ایجاد کند [۳۵، ۳۶]. تهی‌شدگی Tiدر محیط‌های پس‌ابرخوردی بیشتر ناشی از تفکیک بلوری کانی‌های Ti دار (ایمنیت و روتیل) در مراحل اولیه تبلور است [۱۰، ۱۸، ۳۷]. همچنین، در این سنگ‌ها، عنصر سرب (Pb) اغلب نسبت به سایر HFSEها غنی‌شده است، که به‌صورت یک قله برجسته در این نمودارها ظاهر می‌شود. این غنی‌شدگی می‌تواند ناشی از انتقال آسان Pb توسط سیال های گرمابی، ذوب پوسته غنی از Pb، و نیز پایدار نبودن Pb در فازهای باقیمانده طی ذوب بخشی باشد [۳۸].

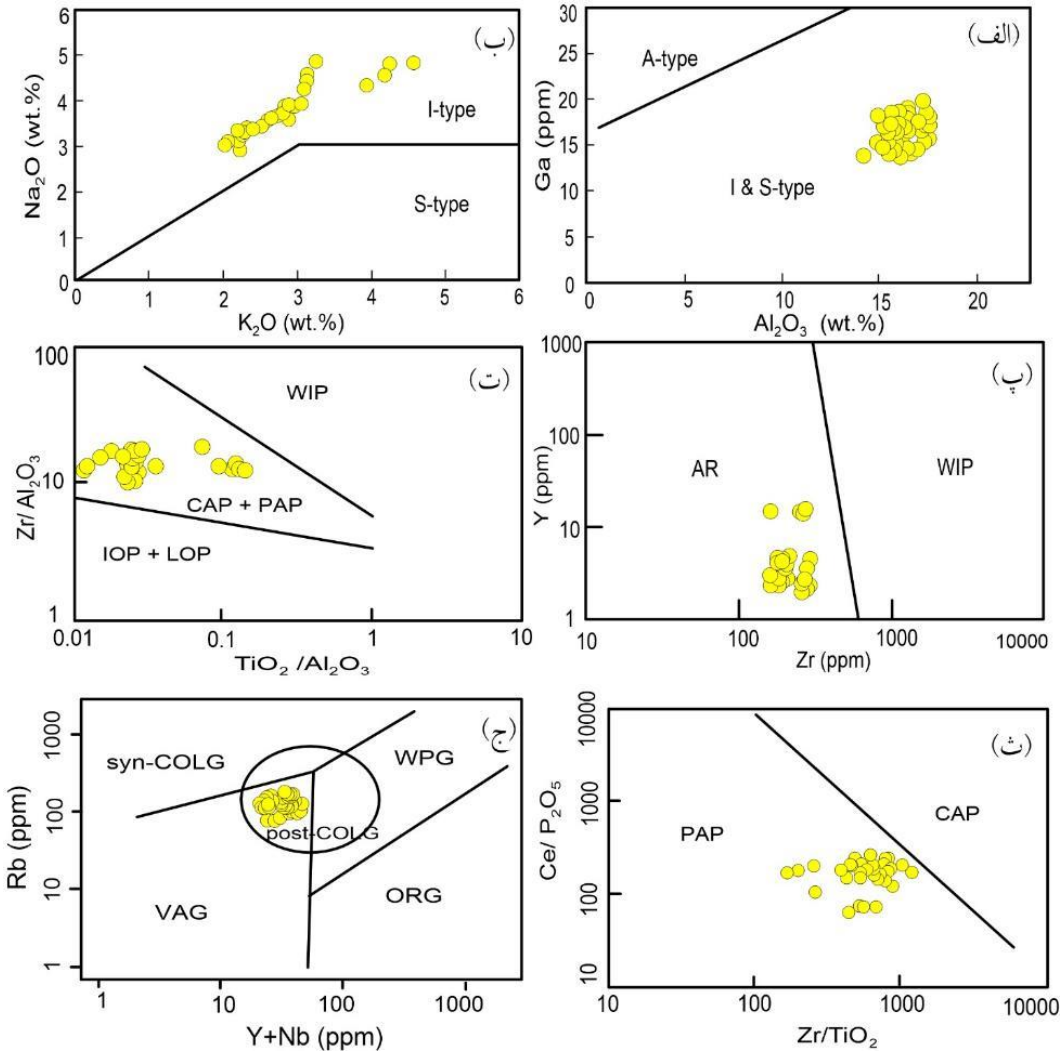
نوع و محیط زمین ساختی توده‌های نفوذی منطقه

به منظور تعیین نوع گرانیتوئیدهای توده نفوذی ساری‌نو و درک بهتر خاستگاه ماگمای آن‌ها، از نمودار Ga/Al_2O_3 [۳۹] استفاده شد، که امکان تفکیک میان گرانیتوئیدهای نوع A و انواع I و S (S و I) را فراهم می‌سازد (شکل ۱۲ الف). بر اساس موقعیت داده‌های نمونه‌های مورد بررسی در این نمودار (شکل ۱۲ الف)، نمونه‌ها از گرانیتوئیدهای نوع I و S هستند. همچنین بر پایه نمودار K_2O نسبت به Na_2O، نمونه‌های مورد بررسی از روند گرانیتوئیدهای نوع I پیشنهاد شده توسط پیرس و همکاران [۴۰] پیروی می‌کنند (شکل ۱۲ ب). این الگو با افزایش تدریجی K_2O نسبت به Na_2O همراه است و اغلب در توده‌های نفوذی وابسته به قوس‌های ماگمایی یا شرایط پس از برخورد دیده می‌شود [۴۰-۴۲]. نمونه‌های توده‌های نفوذی مورد بررسی در نمودار دومتغیره Y نسبت به Zr [۴۳]، در گستره قوس جایابی می‌شوند که این نمودار قادر به تفکیک موقعیت‌های درون‌صفحه‌ای از محیط‌های قوسی است (شکل ۱۲ پ). همچنین، داده‌ها بر نمودار $Zr/Al_2O_3–TiO_2–Al_2O_3$ [۴۳] نیز در گستره قوس‌های کرانه فعال قاره‌ای و پس از برخورد قرار دارند (شکل ۱۲ت). بر اساس بررسی‌های پیرس و همکاران [۴۰، ۴۴]، نسبت‌های Ce/P_2O_5 و Zr/TiO_2 ابزار مؤثری برای تفکیک محیط‌های زمین ساختی گرانیتوئیدها هستند. نمونه‌های مورد بررسی در نمودار Ce/P_2O_5 نسبت به Zr/TiO2، در گستره گرانیتوئیدهای وابسته به کمان‌های پس از برخورد قرار می‌گیرد (شکل ۱۲ ث). همچنین، در نمودار Rb-(Y+Nb) [۴۴] نمونه‌های مورد بررسی در گستره گرانیتوئیدهای پسابرخوردی (Post-COLG) جای گرفته و شواهد روشنی از آلایش پوسته‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱۲ج) [۴۴].

شیمی کانی بیوتیت

بررسی ترکیب شیمیایی کانی‌های سنگ‌ساز آذرین چون بیوتیت، هنگامی‌که در تعادل با ماگما هستند، یکی از مهم‌ترین روش‌ها برای بازسازی شرایط فیزیکوشیمیایی و مسیرهای تکاملی ماگما و نیز فرآیندهای در ارتباط با کانه‌زایی است [۴۵، ۴۶]. به دلیل گستره وسیع حضور کانی بیوتیت در سنگ‌های محیط‌های ماگمایی، دگرگونی و گرمابی متنوع، این کانی به‌عنوان یکی از مهم‌ترین فازهای شاخص برای بررسی فرآیندهای در ارتباط با فلززایی شناخته می‌شود [۴۷-۴۹]. در سال‌های اخیر، شماری از پژوهش‌ها در شمال‌غرب ایران، به‌ویژه در پهنه فلززایی ارسباران، از داده‌های ترکیب شیمیایی بیوتیت

برای برآورد دما، شناسایی نوع بیوتیت، تعیین گریزندگی اکسیژن و هالوژن‌ها، و تفسیر شرایط زمین ساختی ماگمایی بهره گرفته‌اند [۵۰، ۵۱]. نتایج تجزیه بیوتیت از نمونه‌های مورد بررسی که از نوع ثانویه بودند در جدول ۲ آورده شده است. مقادیر کاتیونی بر اساس فرمول ساختاری بیوتیت‌ها بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن و فرمول کلی میکاها A1M3T4O10W2 محاسبه شده است که در آن W برابر است با F + Cl + OH + WO2. یون Fe^{3+} می‌تواند هم در جایگاه چاروجهی و هم در جایگاه هشت‌وجهی حضور داشته باشد؛ در این محاسبه تنها MnO و یون Mn^{2+} در نظر گرفته شده‌اند.

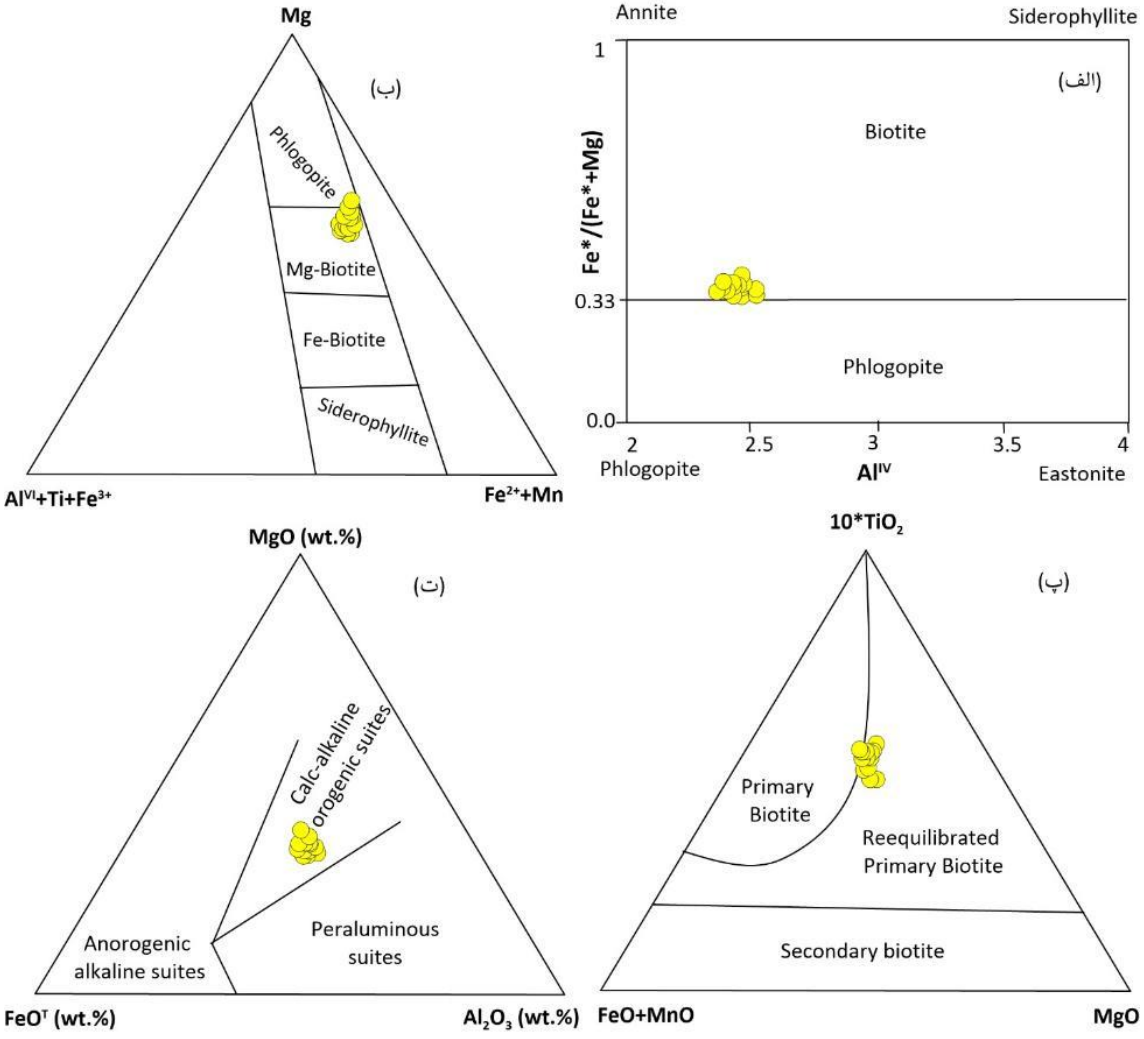


شکل ۱۲ موقعیت نمونه‌های مربوط به توده‌های نفوذی مورد بررسی در نمودارهای تعیین جایگاه زمین ساختی: الف) نمودار Ga نسبت به Al_2O_3 [۳۹]، ب) نمودار K_2O-Na_2O [۴۰]، پ) نمودار دو متغییره Y نسبت به Zr [۴۳] برای تفکیک موقعیت‌های درون صفحه‌ای از وابسته به قوس، ت) نمودار Zr/Al_2O_3-TiO_2-Al_2O_3 [۴۳]، ث) نمودار Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2 [۴۳] برای تفکیک گستره قوس‌های کرانه فعال قاره‌ای (CAP) از قوس‌های پس از برخورد (PAP)، ج) نمودار دومتغییره Rb نسبت به Y+Nb [۴۴] که براساس آن، نمونه‌ها در گستره قوس‌های پس از برخورد قرار دارند. (VAG: گرانیتوئیدهای قوس‌های آتشفشانی، ORG: گرانیتوئیدهای شکاف وسط اقیانوس، WPG: گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای، Syn-COLG: گرانیتوئیدهای همزمان با برخورد؛ Post-GOLG: گرانیتوئیدهای پسا بعد برخوردی، PCA: قوس‌های پس از برخورد، CA: قوس-های قاره‌ای، WIP: موقعیت درون صفحه‌ای، AR: موقعیت وابسته به قوس، CAP: قوس‌های کرانه فعال قاره‌ای، PAP: قوس‌های پس از برخورد، IOP: قوس‌های آتشفشانی آغازین؛ LOP: قوس‌های اقیانوسی تأخیری).

جدول ۲ نتایجتجزیه ریزپردازشی کانی بیوتیت‌های سامانه پورفیری ساری نو.

	B1	B2	B3	B4	B5	B6	B7	B8	B9	B10	B11	B12	B13	B14
SiO_2	۳۸٫۱	۳۷٫۲	۳۸٫۵	۳۷٫۴	۳۶٫۸	۳۶٫۸	۳۷٫۵	۳۷٫۶	۳۸٫۴	۳۸٫۵	۳۷٫۱	۳۸٫۱	۳۷٫۳	۳۷٫۳
Al_2O_3	۱۵٫۳	۱۵٫۸	۱۴٫۵	۱۵٫۵	۱۷٫۰	۱۶٫۱	۱۵٫۵	۱۵٫۴	۱۴٫۶	۱۴٫۰	۱۵٫۹	۱۵٫۱	۱۵٫۷	۱۵٫۶
TiO_2	۳٫۴	۳٫۶	۲٫۹	۳٫۵	۴٫۰	۳٫۸	۳٫۴	۳٫۴	۳٫۰	۲٫۸	۳٫۶	۳٫۳	۳٫۵	۳٫۵
FeOt	۱۴٫۲	۱۴٫۷	۱۳٫۸	۱۴٫۴	۱۵٫۱	۱۵٫۰	۱۴٫۴	۱۴٫۴	۱۴٫۰	۱۳٫۶	۱۴٫۹	۱۴٫۰	۱۴٫۶	۱۴٫۴
MnO	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴
MgO	۱۵٫۴	۱۴٫۷	۱۶٫۲	۱۴٫۹	۱۳٫۹	۱۴٫۱	۱۴٫۹	۱۵٫۱	۱۵٫۹	۱۶٫۷	۱۴٫۷	۱۵٫۵	۱۴٫۷	۱۴٫۸
CaO	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱
Na_2O	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱
K_2O	۹٫۱	۸٫۷	۹٫۲	۸٫۹	۸٫۰	۸٫۴	۹٫۱	۹٫۱	۹٫۲	۹٫۲	۸٫۵	۹٫۱	۸٫۸	۸٫۸
F	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳
Cl	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۵	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲
–O=F+Cl	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱
مجموع	۹۶٫۶	۹۵٫۷	۹۶٫۲	۹۵٫۶	۹۵٫۸	۹۵٫۴	۹۵٫۸	۹۵٫۹	۹۶٫۱	۹۵٫۹	۹۵٫۵	۹۶٫۰	۹۵٫۸	۹۵٫۴
آهک H_2O	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۷	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۹
آهک کل	۱۰۰٫۴	۹۹٫۵	۱۰۰٫۰	۹۹٫۴	۹۹٫۶	۹۹٫۲	۹۹٫۶	۹۹٫۷	۹۹٫۹	۹۹٫۷	۹۹٫۳	۹۹۹	۹۹٫۶	۹۹٫۲
فرمول														
Si	۵٫۶	۵٫۵	۵٫۶	۵٫۵	۵٫۴	۵٫۵	۵٫۵	۵٫۵	۵٫۶	۵٫۷	۵٫۵	۵٫۶	۵٫۵	۵٫۵
Al(IV)	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۵	۲٫۵	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۳	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۵
مجموعZ	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰
Al(VI)	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳
Ti	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴
Fe3+ = 0 اولیه	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mn	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mg	۳٫۴	۳٫۲	۳٫۵	۳٫۳	۳٫۰	۳٫۱	۳٫۳	۳٫۳	۳٫۵	۳٫۷	۳٫۲	۳٫۴	۳٫۲	۳٫۳
Fe2+	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۸
مجموعY	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۸	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۸	۵٫۸	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۸
Na	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
K	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷
Ca	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
مجموعX	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۶	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۷
روند۲														
14/(Z+Y)	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰
عامل	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰	۱٫۰
نتیجه														
Si	۵٫۶	۵٫۵	۵٫۶	۵٫۵	۵٫۴	۵٫۵	۵٫۵	۵٫۵	۵٫۶	۵٫۷	۵٫۵	۵٫۶	۵٫۵	۵٫۵
Al(IV)	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۶	۲٫۵	۲٫۵	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۳	۲٫۵	۲٫۴	۲٫۵	۲٫۵
مجموعZ	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰	۸٫۰
Al(VI)	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳
Ti	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴
Fe3+	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mn	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
Mg	۳٫۴	۳٫۲	۳٫۵	۳٫۳	۳٫۰	۳٫۱	۳٫۳	۳٫۳	۳٫۵	۳٫۷	۳٫۲	۳٫۴	۳٫۲	۳٫۳
Fe2+	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۹	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۸
مجموعY	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۸	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۸	۵٫۸	۵٫۷	۵٫۷	۵٫۸
Na	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۱	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
K	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۶	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۷
Ca	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰	۰٫۰
مجموعX	۱٫۷	۱٫۷	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۵	۱٫۶	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۸	۱٫۶	۱٫۸	۱٫۷	۱٫۷
مجموع کاتیون ها	۱۵٫۴	۱۵٫۴	۱۵٫۵	۱۵٫۴	۱۵٫۳	۱۵٫۴	۱۵٫۵	۱۵٫۵	۱۵٫۵	۱۵٫۶	۱۵٫۴	۱۵٫۵	۱۵٫۵	۱۵٫۵
F	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱
Cl	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۰
OH	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۷	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸
H_2O wt%	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۷	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۸	۳٫۹
#Mg	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۶	۰٫۶
XFe	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۴	۰٫۴
XF/XOH	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳
XCl/XOH	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
XF/XCl	۲٫۶۸	۲٫۴۵	۱٫۶۸	۲٫۶۰	۳٫۳۵	۱٫۸۱	۲٫۰۷	۲٫۷۷	۲٫۶۴	۱٫۸۵	۲٫۴۶	۲٫۷۳	۱٫۷۶	۳٫۲۹
Log	−۱٫۱۹	−۱٫۲۷	−۱٫۲۵	−۱٫۲۵	−۱٫۲۸	−۱٫۳۱	−۱٫۳۳	−۱٫۲۸	−۱٫۲۵	−۱٫۳۲	−۱٫۲۸	−۱٫۳۶	−۱٫۳۹	−۱٫۴۸
Log	−۱٫۶۲	−۱٫۶۶	−۱٫۴۷	−۱٫۶۶	−۱٫۸۱	−۱٫۵۷	−۱٫۶۵	−۱٫۷۲	−۱٫۶۷	−۱٫۵۹	−۱٫۶۷	−۱٫۷۹	−۱٫۶۳	−۲٫۰۰
Log (XF/XCl)	۰٫۴۳	۰٫۳۹	۰٫۲۲	۰٫۴۲	۰٫۵۲	۰٫۲۶	۰٫۳۲	۰٫۴۴	۰٫۴۲	۰٫۲۷	۰٫۳۹	۰٫۴۴	۰٫۲۵	۰٫۵۲
Log	۴٫۶۹	۴٫۷۵	۴٫۸۳	۴٫۷۳	۴٫۷۱	۴٫۷۶	۴٫۸۲	۴٫۷۸	۴٫۸۰	۴٫۹۰	۴٫۷۵	۴٫۸۸	۴٫۸۷	۴٫۹۷
Log	۳٫۸۰	۳٫۸۳	۳٫۶۹	۳٫۸۴	۳٫۹۵	۳٫۷۲	۳٫۸۲	۳٫۹۰	۳٫۸۸	۳٫۸۱	۳٫۸۳	۳٫۹۸	۳٫۸۱	۴٫۱۷
Log	−۰٫۶۱	−۰٫۶۲	−۰٫۸۹	−۰٫۶۰	−۰٫۴۳	−۰٫۷۲	−۰٫۷۱	−۰٫۵۹	−۰٫۶۷	−۰٫۸۶	−۰٫۶۱	−۰٫۶۲	−۰٫۷۶	−۰٫۵۰
oC(Celcius)	۷۳۴٫۳	۷۳۵٫۸	۷۱۵٫۴	۷۳۶٫۳	۷۴۴٫۰	۷۳۹٫۶	۷۳۳٫۴	۷۳۴٫۰۲	۷۲۰٫۹	۷۱۷٫۵	۷۳۵٫۶	۷۲۹٫۷	۷۳۵٫۲	۷۳۷٫۲
Kدما	۱۰۰۷٫۵	۱۰۰۹	۹۸۸٫۶	۱۰۰۹٫۴	۱۰۱۷٫۲	۱۰۱۲٫۸	۱۰۰۶٫۵	۱۰۰۷٫۲	۹۹۴٫۱	۹۹۰٫۷	۱۰۰۸٫۷	۱۰۰۲٫۹	۱۰۰۸٫۴	۱۰۱۰٫۳
Log fO_2	−۱۵٫۹	−۱۵٫۹	−۱۶٫۵	−۱۵٫۹	−۱۵٫۶	−۱۵٫۸	−۱۵٫۹	−۱۵٫۹	−۱۶٫۳	−۱۶٫۴	−۱۵٫۹	−۱۶٫۱	−۱۵٫۹	−۱۵٫۸

برپایه شکل ۱۳ الف [۵۲]، ترکیب بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت (آنیت-سیدروفیلیت) قرار دارد. روش مهم دیگر برای رده‌بندی میکاها، استفاده از نمودار سه متغیره Mg، $(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)$ و $(Fe^{2+}+Mn)$ [۵۳] است که براساس آن، بیوتیت‌های سامانه پورفیری ساری نو در گستره بیوتیت‌های منیزیوم دار جای دارد (شکل ۱۳ ب). بر پایه نمودار TiO_2–$(FeO_{tot}+MnO)$–MgO [۴۷]، بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های باز تعادل یافته قرار می‌گیرند (شکل ۱۳ پ). ویژگی‌های زمین شیمیایی بیوتیت‌ها می‌تواند به‌عنوان شاخصی برای تفکیک محیط‌های زمین ساختی گرانیتوئیدها به کار رود. همه بیوتیت‌های ساری نو بر نمودار Al_2O_3–FeO_{tot}–MgO [۵۴] جایابی شدند، که بر این اساس، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در گستره مجموعه‌های آهکی قلیایی کوه‌زایی قرار دارد (شکل ۱۳ ت). از نظر مقدار هالوژن‌ها، بیوتیت‌های سامانه پورفیری ساری نو، فلوئور بیشتری نسبت به کلر دارند. مقدار فلوئور موجود در بیوتیت‌های منطقه از حدود ۰/۳ تا ۰/۵ درصد وزنی و کلر از ۰/۲ تا ۰/۵ درصدوزنی متغیر است (جدول ۲).



شکل ۱۳ موقعیت بیوتیت‌های سامانه پورفیری ساری نو بر الف) نمودار Al نسبت به Fe/(Fe+Mg) [۵۲] که براساس آن، نمونه‌ها در گستره بیوتیت قرار دارند، ب) نمودار سه متغیره Mg، $(Al^{IV}+Fe^{3+}+Ti)$ و $(Fe^{2+}+Mn)$ [۵۳] که نمونه‌ها بیشتر در قلمرو بیوتیت‌های منیزیوم‌دار واقع هستند، پ) نمودار سه متغیره $10*TiO_2$، FeO و MnO-MgO [۴۷] که نمونه‌ها بیشتر در گستره بیوتیت‌های باز تعادل یافته قرار دارند و ت) نمودار سه‌گانه Al_2O_3–FeO_{tot}–MgO برای تفکیک محیط‌های زمین ساختی ماگمایی [۵۴].

گریزندگی هالوژن‌های فلوئور و کلر در سیال‌های گرمابی همراه بیوتیت

گریزندگی HCl، HF و H_2O در سیال های گرمابی در ارتباط با کانه‌زایی پورفیری و دگرسانی گرمابی را می‌توان با اندازه‌گیری مقادیر F و Cl موجود در بلورهای بیوتیت، که به‌جای گروه‌های هیدروکسیل جانشین می‌شوند، تعیین کرد [۵۵-۵۹]. تبادل یونی در جایگاه هیدروکسیل گسترده تر از جایگاه های هشت وجهی و چاروجهی کانی بیوتیت است که این ویژگی باعث تسهیل رابطه تقسیم‌بندی F-Cl–OH میان بیوتیت و سیال های گرمابی وابسته می‌شود [۶۰، ۶۱]. برآوردهای نظری تبادل F–Cl–OH بین بیوتیت و سیال های گرمابی بر اساس مدل واکنش تعادلی زیر انجام می‌شود [۵۳، ۵۸، ۵۹]:

$$OH_{biotite} + HX_{fluid} = X_{biotite} + H_2O_{fluid} \quad (۱)$$

در اینجا X نشان‌دهنده Cl یا F است. نسبت‌های گریزندگی هالوژن‌ها بر اساس ضرایب اصلاح شده برای تقسیم بندی F-Cl-OH بین بیوتیت و سیال گرمابی به‌دست آمده‌اند [۵۵، ۶۲]:

$$Log(fH_2O/fHF)_{fluid}=1000/T(2.37+1.1(X_{Mg})_{biotite})+0.43-log(X_F/X_{OH})_{biotite} \quad (۲)$$

$$Log(fH_2O/fHCl)_{fluid}=1000/T(1.15+0.55(X_{Mg})_{biotite})+0.68-log\,(X_{Cl}/X_{OH})_{biotite} \quad (۳)$$

$$Log(fHF/fHCl)_{fluid}=-1000/T(1.22+1.65(X_{Mg})_{biotite})+0.25+log(X_F/X_{Cl})_{biotite} \quad (۴)$$

که X_F، X_{Cl} و X_{OH} کسرهای مولی F، Cl و OH در جایگاه هیدروکسیل بیوتیت، X_{Mg} biotite نسیت منیزیم به مجموعه کاتیون‌ها در جایگاه هشت وجهی و دما به کلوین است [۶۰]. بر این اساس، نسبت‌های $log(fH_2O)/(fHF)$، $log(fH_2O)/(fHCl)$ و $log(fHF)/(fHCl)$ در سیال‌های گرمابی همراه بیوتیت‌های توده نفوذی سامانه پورفیری ساری نو محاسبه شدند که در جدول ۲ ارائه گردیده‌اند.

بحث

تحلیل جایگاه زمین‌ساختی

بر پایه بررسی‌های سنگ‌شناسی و تحلیل جایگاه زمین‌ساختی نمونه‌های توده نفوذی ساری‌نو، گرانیتوئیدها در گستره پسابرخوردی قرار دارند. داده‌ها نشان می‌دهند که فعالیت ماگمایی مولد این سنگ‌ها ناشی از تعامل پیچیده بین مذاب‌های شکل گرفته از گوشته و مواد برآمده از پوسته قاره‌ای بوده است [۶۳]. این فرآیند اغلب در پی برخورد قاره‌ای و به‌ویژه در مراحل پایانی کوهزایی رخ می‌دهد، زمانی که نازک‌شدگی سنگ کره و بازگشت هم ایستایی منجر به بالاآمدگی و ذوب دوباره پوسته پایینی و گاه گوشته سنگ کره-ای غنی‌شده می‌شود [۴۲، ۶۴]. فعالیت آذرین نفوذی پس‌برخوردی در مدت زمانی کوتاه تا متوسط (کمتر از ۱ تا حدود ۵۰ میلیون سال پس از برخورد) رخ داده و طیفی گسترده از ترکیب‌های زمین شیمیایی را شامل می‌شود که از گرانیتوئیدهای آهکی قلیایی پتاسیم‌دار تا گرانیت‌های پرقلیایی و حتی نوع S گسترش دارد [۶۵]. بر پایه تحلیل ساختار زمین شیمیایی این سنگ‌ها، حضور مقادیر بالای Rb و تهی‌شدگی نسبی از عناصر با شدت میدان بالا چون Nb، بازتابی از خاستگاه پوسته‌ای و تبلور جدایشی طولانی‌مدت در حضور فازهایی چون میکا و گارنت بوده که خود نشانگر فشار بالا هنگام تبلور و تشکیل سنگ است [۴۰، ۶۳]. زمانی که سنگ‌های آذرین پتاسیم‌دار وابسته به فرورانش در یک زمینه پس‌برخوردی یافت می‌شوند، این پدیده به‌طور ضمنی گویای صعود ماگما از درون پوسته قاره‌ای ضخیم‌شده و همچنین فاصله زمانی و مکانی گرفتن از پهنه فرورانش و گودال اقیانوسی است. چنین امری، شاخصی برای تداوم پالایش پوسته‌ای و فعالیت گرمایی باقی‌مانده از زمین ساخت همگرای پیشین برداشت می‌شود [۶۲، ۶۶، ۶۷].

دماسنجی بیوتیت

کانی بیوتیت از مهم‌ترین میزبان‌های تیتانیوم در سنگ‌های آذرین است. مقدار Ti در بیوتیت به‌طور قابل‌توجهی نسبت به تغییرهای دما و گریزندگی اکسیژن حساس است. از این رو، غلظت تیتانیوم در بیوتیت به‌عنوان یک شاخص کاربردی برای برآورد دمای تشکیل این کانی، هم در شرایط ماگمایی و هم در فرآیندهای گرمابی به کار می‌رود [۶۸-۷۰]. افزایش دما منجر به افزایش مقدار Ti در بیوتیت می‌شود، در حالی که، افزایش فشار باعث کاهش قابل توجه مقدار Ti در ترکیب بیوتیت می‌گردد. دمای بیوتیت‌ها در مناطق کانی‌سازی کانسارهای پورفیری اغلب بر اساس روابط تجربی بر پایه مقدار Ti در بیوتیت و روابط معتبر مانند رابطه ارائه‌شده توسط هنری و همکاران [۷۰] محاسبه می‌شود.

$$T=\{[\ln(Ti) - a - c(XMg)^3]/b\}^{0.333} \quad (۵)$$

T دما بر حسب درجه سانتی‌گراد و Ti تعداد اتم‌ها در هر واحد فرمولی (apfu) بهنجار بر پایه ۲۲ اتم اکسیژن و XMg برابر با Mg/(Mg+Fe) بوده و ثابت‌های به‌کار رفته در فرمول برابر با a = −2.3594، $b = 4.6482\times10^{-9}$ و c = −1.7283 هستند. گستره واسنجی برای استفاده از این رابطه عبارت است از XMg بین ۰٫۲۷۵ تا ۱۰۰۰، Ti بین ۰٫۰۴ تا apfu ۰٫۶۰ و دمای قابل اعتماد در گستره ۴۸۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد. دماهای محاسبه شده برای بیوتیت‌های ثانویه توده نفوذی در سامانه پورفیری ساری نو در گستره ۷۱۵ تا ۷۴۴ درجه سانتیگراد قرار دارد (جدول ۲).

گریزندگی اکسیژن

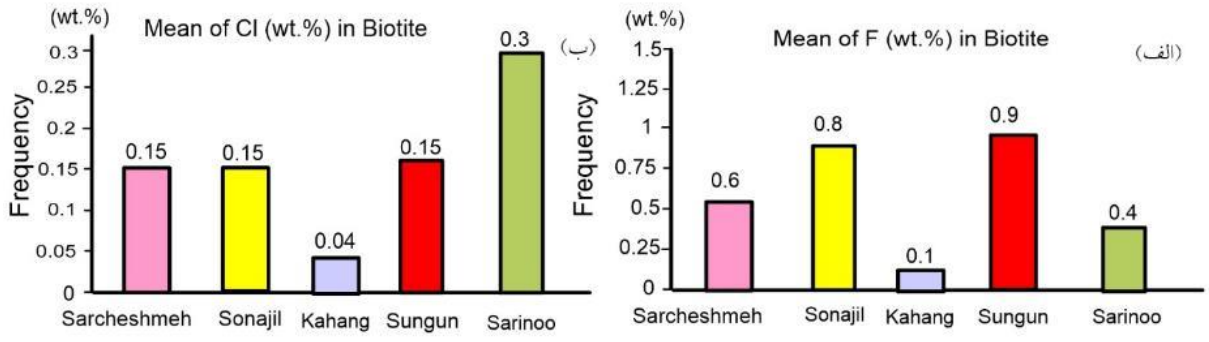
درباره حالت اکسایش ماگما می‌توان بر پایه مجموعه کانی‌ها و شیمی کانی‌ها برداشت‌هایی کرد. این امر، اساس استفاده از ترکیب شیمیایی برخی کانی‌ها و مجموعه‌های کانی همراه برای تفسیر پارامترهای فیزیکوشیمیایی (فشار و دمای تبلور و گریزندگی اکسیژن) غالب طی تبلور ماگما بوده است [۷۱]. وونز [۷۲] پیشنهاد کرد که مجموعه کانی‌های تیتانیت + مگنتیت + کوارتز در سنگ‌های گرانیتی امکان برآورد نسبی گریزندگی اکسیژن را فراهم می‌کند. او برآوردهای کمی از گریزندگی اکسیژن را بر اساس رابطه تعادلی زیر ارائه داد:

$$\log fO_2 = -30930/T + 14.98 + 0.142\,(P-1)/T \quad (۶)$$

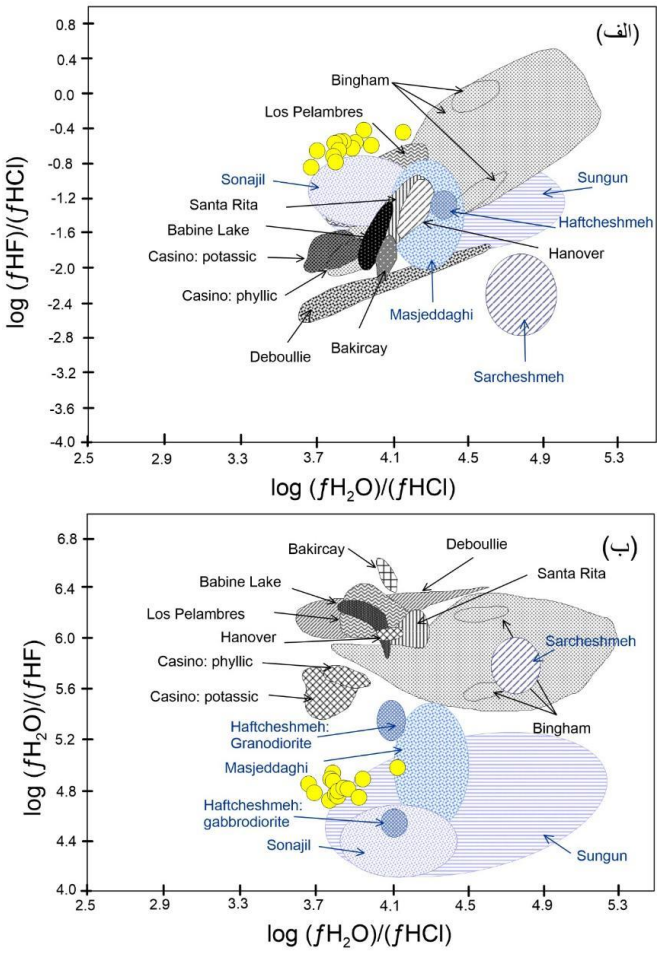
که در آن T دما (بر حسب کلوین) و P فشار (بر حسب بار) است. این رابطه برای برآورد گریزندگی اکسیژن غالب هنگام شکل‌گیری کمترین بیوتیت‌های ماگمایی استفاده شد. دماهای به‌دست‌آمده از دماسنجی در این محاسبه استفاده شده‌اند و فشار جایگیری ۱٫۵ کیلوبار در نظر گرفته شد. داده‌های به دست آمده که در جدول ۲ ارائه شده‌اند به گریزندگی اکسیژن (fO_2) در گستره $10^{-15/6}$ تا $10^{-16/5}$ بار اشاره دارند.

نسبت‌های هالوژن و گریزندگی آنها در سیال های گرمابی و مقایسه آنها با مقادیر سایر کانسارهای پورفیری

بررسی بیوتیت‌های پهنه پتاسیمی در سامانه پورفیری ساری‌نو نشان می‌دهد که اختلاف بین مقادیر F و Cl در این کانسار نسبت به سایر کانسارهای پورفیری کمتر بوده و مقدار Cl در آن در میان نمونه‌های مقایسه‌شده بیشینه است (شکل ۱۴). نسبت‌های گریزندگی هالوژن در سیال های گرمابی عامل کلیدی در کنترل فرآیندهای کانه‌زایی و دگرسانی این نوع کانسارها محسوب می‌شوند. نسبت‌های نام برده در این پژوهش با داده‌های مربوط به چند کانسار پورفیری شناخته‌شده، از جمله بینگهام، سانتاریتا، لاس پلامبرس، بابین لیک، هانوور، دبولی، کاپرز، سرچشمه، سونگون، سوناجیل و مسجدداغی مقایسه شده‌اند [۵۰، ۵۱، ۷۳-۷۶] (شکل ۱۵). ترکیب سیال ها در انواع مختلف کانسارها وابسته به مجموعه‌ای از عوامل بوده که مهم‌ترین آن‌ها ترکیب منبع ماگما و مقدار و نوع مواد فرار است [۴۵]. این عوامل به‌طور مستقیم با جایگاه زمین‌ساختی، عمق جایگیری، زمان خروج بخار و نسبت فلز به منبع مربوط هستند [۴۵، ۷۱]. مذاب‌های سیلیکاتی و سیال های گرمابی در ارتباط با بیوتیت‌های پهنه پتاسیمی سامانه پورفیری ساری نو، مقادیر $\log(fH_2O)/(fHCl)$ پایین‌تری نسبت به بسیاری از کانسارهای پورفیری ارائه‌شده در شکل ۱۵ نشان می‌دهند. نسبت به، مقادیر $\log(fH_2O)/(fHF)$ آن‌ها تقریباً مشابه کانسارهای پورفیری سونگون و سوناجیل است. به‌جز کانسار بینگهام که اغلب دارای نسبت‌های $\log(fHF)/(fHCl)$ با مقادیر منفی کمتر است، مقادیر محاسبه‌شده برای مذاب‌ها و سیال‌های گرمابی ساری نو بالاتر از سایر کانسارهای پورفیری مقایسه‌شده است.



شکل ۱۴ مقایسه مقادیر F و Cl در بیوتیت‌های سامانه پورفیری ساری نو در پهنه دگرسانی پتاسیمی نسبت به سایر کانسارهای پورفیری [۴۵، ۵۰، ۵۱، ۷۵].



شکل ۱۵ مقادیر $\log (fHF/fHCl)$ و $\log (fH_2O/fHCl)$ برای بیوتیت‌های پهنه پتاسیمی سامانه پورفیری ساری نو.

برداشت

دگرسانی‌ها، نوع کانی‌سازی و الگوهای بی‌هنجاری زمین شیمیایی در منطقه ساری‌نو شباهت‌های چشمگیری با کانی‌سازی‌های پورفیری طلا-مس دارند. گرانیتوییدهای موجود در این منطقه وابسته به کمان‌های قاره‌ای و محیط‌های پس‌برخوردی بوده و این ارتباط از غنی‌شدگی LILE و کاهش غلظت HFSE و HREE در تحلیل‌های زمین شیمیایی آشکار است. چنین ویژگی‌هایی اغلب نشان‌دهنده فرآیندهای ذوب جزئی در خاستگاه ماگمایی کانه‌زایی پورفیری و نیز اثر ساختاری محیط پس‌برخوردی بر ترکیب شیمیایی سنگ‌ها هستند. ترکیب بیوتیت‌های موجود در پهنه دگرسانی پتاسیمی منطقه ساری‌نو در گستره بیوتیت‌های وابسته به به سامانه آنیت-سیدروفیلیت قرار دارند. بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره بیوتیت‌های منیزیم‌دار هستند و از نوع بیوتیت‌های بازتعادلی محسوب می‌شوند. دماسنجی بیوتیت‌ها دماهایی بین ۷۱۵ تا ۷۴۴ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. همچنین گریزندگی اکسیژن (fO_2) در $10^{-15/6}$ تا $10^{-16/5}$ برآورد شده است.

قدردانی

این پژوهش با حمایت دانشگاه تبریز و شرکت آذرمسکان ایرانیان انجام شده است. نویسنده مراتب قدردانی و سپاس صمیمانه خود را از این دو نهاد محترم به‌خاطر تأمین منابع مالی مورد نیاز و فراهم ساختن زمینه‌های لازم برای انجام این تحقیق اعلام می‌دارد. همچنین از همکاری های صمیمانه خانم دکتر خدیجه میکاییلی و آقای دکتر مهدی قادری کمال تشکر بعمل می‌آید.

مراجع

[1] Calagari A.A., *"Fluid inclusion studies in quartz veinlets in the porphyry copper deposit at Sungun, East-Azarbaidjan, Iran"* J. Asian Earth Sci. 23 (2) (2004) 179–189.

[2] Mikaeili K., Leybourne M., Sharifiyan S., "*Evolution of the Magmatic-Hydrothermal System*

Western Mongolia" Contrib. Mineral. Petrol. 168 (5) (2014) 1072.
[19] Boynton W.V., "*Cosmochemistry of the rare earth elements: Meteorite studies*" in: Henderson P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry (1984) Elsevier, 63–114.
[20] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*" in: Magmatism in the Ocean Basins, Geol. Soc. Lond. Spec. Publ. 42 (1989) 313–345.
[21] Zhou L., Ma C., She Z., "*An Early Cretaceous garnet-bearing metaluminous A-type granite intrusion in the East Qinling Orogen, Central China: Petrological, mineralogical and geochemical constraints*" Geosci. Front. 3 (5) (2012) 635–646.
[22] Srivastava R. K., Singh R. K., "*Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub-alkaline mafic dikes from the central Indian craton: evidence for mantle metasomatism*" *Journal of Asian Earth Sciences 23*(3) (2004) 373-389.
[23] Taylor S. R., McLennan S. M., *"The geochemical evolution of the continental crust"* Reviews of geophysics 33(2) (1995) 241-265.
[24] Gill J.B., "*Mineralogy and Mineral Stabilities*" in: Orogenic Andesites and Plate Tectonics (1981) Springer, 168–205.
[25] Galoyan G., Rolland Y., Sosson M., Corsini M., Melkonyan R., "*Evidence for superposed MORB, oceanic plateau and volcanic arc series in the Lesser Caucasus (Stepanavan, Armenia*)" C. R. Geosci. 339 (7) (2007) 482–492.
[26] Hoyle J., Elderfield H., Gledhill A., Greaves M., "*The behaviour of the rare earth elements during mixing of river and sea waters*" Geochim. Cosmochim. Acta 48 (1) (1984) 143–149.
[27] Henderson P., (Ed.) "*Rare earth element geochemistry*" Vol. 2 (2013) Elsevier.
[28] Humphris S.E., "*The mobility of the rare earth elements in the crust*" in: Developments in Geochemistry, Vol. 2 (1984) Elsevier, 317–342.
[29] Zheng Y. F., "*Subduction zone geochemistry. Geoscience Frontiers*" 10(4) (2019).1223–125.
[30] Todd E., Gill J. B., "*Chemical constraints on subduction zone magmatism*" *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58(14) (1994) 3411–3423. https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90131-7
[31] Pearce J. A., Peate D. W., "*Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas*" *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23 (1995) 251–285.

of the Anjerd Porphyry Cu(-Mo) Deposit, East-Azarbaijan, NW Iran", Economic Geology 120 1 (2025) 119–135.
[3] Shokohi, H., Faridi, M., "*Geological and Tectonic Map of the Sari-Nou Porphyry Body, Scale 1:1000, North of Marand*" Project: Azarmeskan Iranian Company (2022). (In Persian).
[4] Whitney, D. L., Evans, B. W., "*Abbreviations for names of rock-forming minerals*" *American mineralogist, 95*(1) (2010) 185-187.
[5] Middlemost E. A. K., "*A contribution to the nomenclature and classification of volcanic rocks*" *Geological Magazine 117* (1980) 51-57.
[6] Morrison G. W., "*Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association*" *Lithos*13(1980) 97–108.
[7] Middlemost E.A.K., "*Naming material in the magma igneous rock system*" Earth – Science Reveiws 37 (1994) 215-224.
[8] Maniar P. D., Piccoli P. M., "*Tectonic discrimination of granitoids*" *Geological society of America bulletin, 101*(5) (1989) 635-643.
[9] Peccerillo A., Taylor S. R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*" *Contributions to mineralogy and petrology 58*(1) (1976) 63-81.
[10] Harker A., "*The natural history of igneous rocks*" Methuen & Company (1909).
[11] Wilson M., "*Igneous Petrogenesis*" (1989) Springer.
[12] Rollinson H.R., "*Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*" (1993) Longman.
[13] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "*A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*" Can. J. Earth Sci. 8 (5) (1971) 523–548.
[14] Winter J.D., "*Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*" 2nd edn (2015) Pearson.
[15] Best M.G., "*Igneous and Metamorphic Petrology*" 2nd edn (2002) Wiley-Blackwell.
[16] Philpotts A.R., Ague J.J., "*Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*" (2009) Cambridge Univ. Press.
[17] Villiger S., Ulmer P., Müntener O., "*Equilibrium and fractional crystallization experiments at 0· 7 GPa; the effect of pressure on phase relations and liquid compositions of tholeiitic magmas*" J. Petrol. 48 (1) (2007) 159–184.
[18] Bucholz C.E., Jagoutz O., Schmidt M.W., Sambuu O., "*Fractional crystallization of high-K arc magmas: biotite-versus amphibole-dominated fractionation series in the Dariv Igneous Complex,*

[44] Pearce J., *"Sources and settings of granitic rock", Episodes Journal of International Geoscience, 19*(4) (1996) 120-125.
[45] Afshooni S.Z., Mirnejad H., Esmaeily D., Haroni H.A., "*Mineral chemistry of hydrothermal biotite from the Kahang porphyry copper deposit (NE Isfahan), Central Province of Iran*" Ore Geol. Rev. 54 (2013) 214–232.
[46] Taghavi S.A., Sadeghi M., Yazdi M., "*Mineral chemistry of biotite and hornblende as indicators of magma evolution in granitoid plutons, Central Iran*" Lithos 412-413 (2022) 106636.
[47] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., "*Discrimination between primary magmatic biotites, re-equilibrated biotites, and neoformed biotites*" C. R. Geosci. 337 (16) (2005) 1415–1420.
[48] Tang P., Chen Y., Tang J., Wang Y., Zheng W., Leng Q., Wu C., "*Advances in research of mineral chemistry of magmatic and hydrothermal biotites*" Acta Geol. Sin. Engl. Ed. 93 (6) (2019) 1947–1966.
[49] Ashrafi N., Dabiri R., Jahangiri A., "*Some chemical variations in biotite, phlogopite, and muscovite, considering their tectonic setting*" Geopersia 14 (2) (2024) 307–325.
[50] Moshefi P., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M., Lentz D.R., "*Comparative study of mineral chemistry of four biotite types as geochemical indicators of mineralized and barren intrusions in the Sungun Porphyry Cu-Mo deposit, northwestern Iran*" Ore Geol. Rev. 97 (2018) 1–20.
[51] Moshefi P., Hosseinzadeh M.R., Moayyed M., Lentz D.R., "*Distinctive geochemical features of biotite types from the subeconomic Sonajil porphyry-type Cu deposit, northwestern Iran: Implications for analysis of porphyry copper deposit mineralization potential*" J. Geochem. Explor. 214 (2020) 106543.
[52] Rieder M., Cavazzini G., Yakonov Y.D., Frank-Kanetskii V.A., Gottardi G., Guggenheim S., Koval P.W., Müller G., Neiva A.M.R., Radoslovich E.W., Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., "*Nomenclature of the micas*" Clays Clay Miner. 36 (3) (1998) 905–912.
[53] Foster M.D., "*Interpretation of the composition of trioctahedral micas*" U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 354 (B) (1960) 11–49.
[54] Abdel-Rahman A.M., "*Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas*" J. Petrol. 35 (1994) 525–541.
[55] Munoz J.L., Swenson A., "*Chloride-hydroxyl exchange in biotite and estimation of relation* https://doi.org/10.1146/annurev.ea.23.050195.001343.
[32] Pearce J. A., Stern R. J. "*Origin of back-arc basin magmas: Trace element and isotope perspectives*" *Geophysical Monograph Series*166 (2006) 63–86. https://doi.org/10.1029/166GM06.
[33] Foley S.F., Tiepolo M., Vannucci R., "*Growth of early continental crust controlled by melting of amphibolite in subduction zones*" Nature 417 (2002) 837–840.
[34] Xu H., Zhang J., Wang Y., Liu W., "*Late Triassic alkaline complex in the Sulu UHP terrane: Implications for post-collisional magmatism and subsequent fractional crystallization*" Gondwana Res. 35 (2016) 390–410.
[35] Xiong X.L., Adam J., Green T.H., "*Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis*" Chem. Geol. 218 (3-4) (2005) 339–359.
[36] Chen W., Zhang G., Ruan M., Wang S., Xiong X., "*Genesis of intermediate and silicic arc magmas constrained by Nb/Ta fractionation*" J. Geophys. Res. Solid Earth 126 (3) (2021) e2020JB020708.
[37] Gill J.B., "*Orogenic andesites and plate tectonics*" (2012) Springer.
[38] Brenan J.M., Shaw H.F., Ryerson F.J., Phinney D.L., "*Mineral–aqueous fluid partitioning of trace elements at 900 °C and 2.0 GPa: constraints on the trace element chemistry of mantle melts*" Geochim. Cosmochim. Acta 59 (16) (1995) 3331–3350.
[39] Chappell B. W., White A. J. R., "*I- and S-type granites in the Lachlan fold belt*" Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences 83 (1992) 1–26.
[40] Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G., "*Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks*" J. Petrol. 25 (4) (1984) 956–983.
[41] Barbarin B., "*A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*" *Lithos, 46*(3) (1999) 605-626.
[42] Sylvester P. J., "Post-collisional strongly peraluminous granites" *lithos, 45*(1-4) (1998) 29-44.
[43] Müller D., Groves D. I., *"Tectonic settings of potassic igneous rocks*", In Potassic Igneous Rocks and Associated Gold-Copper Mineralization (1997) (pp. 11-38). Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg.

[67] Sun L., Wang Y., Fan W., Zi J., "*Post-collisional potassic magmatism in the Southern Awulale Mountain, western Tianshan Orogen: petrogenetic and tectonic implications*" Gondwana Res. 14 (3) (2008) 383–394.
[68] Abrecht J., Hewitt D.A., "*Experimental evidence on the substitution of Ti in biotite*" Am. Mineral. 73 (11-12) (1988) 1275–1284.
[69] Douce A.E.P., "*Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry, O_2 and H_2O barometers, and consequence for biotite stability*" Chem. Geol. 108 (1993) 132–162.
[70] Henry D.J., Guidotti C.V., Thomson J.A., "*The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms*" Am. Mineral. 90 (2005) 316–328.
[71] Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M., Ali S. M., *"Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications*", Journal of African Earth Sciences, 38(3) (2004) 255–268.
https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.01.002
[72] Wones D.R., "*Significance of the assemblage titanite+ magnetite+ quartz in granitic rocks*" Am. Mineral. 74 (7-8) (1989) 744–749.
[73] Jacobs D.C., Parry W.T., "*Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico*" Econ. Geol. 74 (4) (1979) 860–887.
[74] Loferski, P.J., Ayuso, R.A., *"Petrography and mineral chemistry of the composite Deboullie pluton, northern Maine, U.S.A.: implications for the genesis of Cu–Mo mineralization*", Chemical Geology, 123 (1995) 89–105.
[75] Boomeri M., Nakashima K., Lentz D.R., "*The Sarcheshmeh porphyry copper deposit, Kerman, Iran: A mineralogical analysis of the igneous rocks and alteration zones including halogen element systematics related to Cu mineralization processes*" Ore Geol. Rev. 38 (4) (2010) 367–381.
[76] Hassanpour S., Rahnama Z., Ebrahimi S., "*Determination of physicochemical conditions of causative intrusion in the Masjeddaghi Cu-Au porphyry-epithermal deposit: constraints on chemical composition of biotite*" Journal of Economic Geology 14, 4, (2022) 149–174.
HCl/HF activities in hydrothermal fluids" Econ. Geol. 76 (1981) 2212–2221.
[56] Munoz J.L., "*F–O–H, Cl–OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits*" in: Micas, Rev. Mineral. 13 (1984) Mineral. Soc. Am., 469–493.
[57] Yang X.M., Lentz D.R., "*Chemical composition of rock-forming minerals in gold related granitoid intrusions, southwestern New Brunswick, Canada: implications for crystallization conditions, volatile exsolution, and fluorine–chlorine activity*" Contrib. Mineral. Petrol. 150 (2005) 287–305.
[58] Zhang C., Wang L.X., Koepke J., Wolff P.E., Wilke S., Almeev R.R., Stechern A., Holtz F., "*A practical method for accurate measurement of trace level fluorine in Mg- and Fe-bearing mineral and glass using electron probe microanalysis*" Geostand. Geoanal. Res. 40 (3) (2016) 351–363.
[59] Idrus A., "*Petrography and mineral chemistry of magmatic and hydrothermal biotite in porphyry copper-gold deposits: a tool for understanding mineralizing fluid compositional changes during alteration processes*" Indones. J. Geosci. 5 (2018) 47–64.
[60] Selby D., Nesbitt B.E., "*Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu–Au–Mo deposit, Yukon, Canada: Evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry*" Econ. Geol. 95 (2) (2000) 183–196.
[61] Munoz J.L., Ludington S.D., "*Flouride-hydroxyl exchange in biotite*" Am. J. Sci. 274 (1974) 396–413.
[62] Parry W.T., Ballantyne J.M., Jacobs D.C., "*Geochemistry of hydrothermal sericite from Roosevelt Hot Springs and the Tictic and Santa Rita porphyry copper systems*" Econ. Geol. 79 (1984) 72–86.
[63] Chappell B.W., White A.J.R., "*Two contrasting granite types: 25 years later*" Aust. J. Earth Sci. 48 (4) (2001) 489–499.
[64] Bonin B., "*Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within-plate regimes necessarily imply two contrasting sources*?" Lithos 78 (1–2) (2004) 1–24.
[65] Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W., Powell R., "*A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis*" Contrib. Mineral. Petrol. 95 (4) (1987) 407–419.
[66] Küster D., Harms U., "*Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review*" Lithos 45 (1-4) (1998) 177–195.