

# مطالعه ژئوشیمیایی زادگاه خاک‌های منطقه افیولیتی گسیان سیلوانا-ارومیه

زینب صادقی<sup>۱</sup>، حسین پیرخراطی<sup>۲\*</sup>، منیر مجرد<sup>۲</sup> و رضا دهبندی<sup>۳</sup>

۱. دانشجوی دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران
۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ایران
۳. استادیار، گروه جغرافیا، علوم زمین و محیط‌زیست، دانشگاه بیرمنگهام، انگلستان
۴. استادیار، مرکز تحقیقات فناوری‌های زیست‌محیطی، پژوهشکده علوم پایه پزشکی، دانشگاه علوم پزشکی جندی‌شاپور اهواز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۱۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۱۲/۱۲

## چکیده

افیولیت گسیان بازمانده‌ای از نئوتتیس است که در شمال باختری ایران در تقاطع کمربندهای افیولیتی جنوب‌شرقی ترکیه، شمال شرقی عراق و ایران قرار گرفته است. مقایسه ژئوشیمیایی خاک‌ها با میانگین سنگ‌های جهانی و منطقه مطالعاتی به تعیین گروه ترکیبی خاک‌های منطقه انجامید. شواهد ژئوشیمیایی گروه اول از نمونه‌های خاک با درصد سیلیس پایین توسط نمودارهای هارکر و مثلثی، نزدیک به موقعیت سنگ‌های اولترامافیک (سریپانتیت‌ها) و گوشته اولیه است و شباهت ترکیبی آن‌ها را توجیه می‌کند. گروه دوم از خاک‌ها در گستره‌ی بین پوسته زمین و بازالت جهانی هستند و بیش‌تر نزدیک بازالت پراکندگی نشان می‌دهند. الگوی به‌هنجار شده عناصر نادرخاکی REE در این گروه از خاک‌ها مشابه الگوی سنگ‌های مافیک منطقه است و در نمودار عناصر جزئی نیز در گروه مافیک طبقه‌بندی شده است. خاک‌هایی با درصد سیلیس بالا در نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی نزدیک جایگاه سنگ‌های متاپلیتی منطقه و در محدوده بین پوسته زمین و شیل جهانی قرار گرفته است و ترکیب حدواسط منشأ آن‌ها را پیشنهاد می‌کند. به احتمال زیاد محیط تکتونیکی سنگ منشأ سه گروه خاک بر مبنای اکسیدهای عناصر اصلی حاشیه فعال قاره‌ای است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، ژئوشیمی خاک‌ها، گسیان، محیط تکتونیکی.

## مقدمه

به‌صورت منسجم یا قطعات تکه‌تکه شده از توالی افیولیت اصلی ایجاد می‌شوند (Fu et al., 2020, 2022). افیولیت آمیزه رنگین از اجزاء متنوعی شامل سنگ‌های اولترامافیک، گابرو، بازالت، چرت، سنگ آهک و ماتریس‌های رسوبی/سریپانتینی تشکیل شده است (Fu et al., 2018). بخش‌های اولترامافیک افیولیت‌ها

افیولیت‌ها با توجه به نحوه و سبک قرارگیری، به دو دسته تقسیم می‌شوند (Alexeiev et al., 2016; Faure et al., 2016). افیولیت‌های حاشیه فعال قاره که همواره به‌صورت آمیزه رنگین رخ می‌دهند، و افیولیت‌های مناطق برخوردی که همواره پهنه زمین‌درز را مشخص می‌کنند،

\* نویسنده مرتبط: pirkharrati2002@yahoo.com

همواره به‌طور کامل سرپانتینی شده‌اند و حاوی یک یا چند عضو از کانی‌های گروه سرپانتین هستند: کریزوتیل، لیزاردیت و/یا آنتی‌گوربت (Ulmer and Trommsdorff, 1995; Frost et al., 2013).

در طول بسته شدن اقیانوس نئوتتیس قطعات بسیاری از لیتوسفر اقیانوسی (افیولیت‌ها) در پهنه زمین درز کوهزایی آلپ-همیالیا، از جمله در بخش مرکزی (ترکیه، عراق، ایران) قرار گرفتند که به‌عنوان کمربند افیولیتی کرتاسه‌پسین جنوب‌غربی آسیا (LCOBSWA, Moghadam and Stern, 2011) به طول ۳۰۰۰ کیلومتر از قبرس تا عمان در ایران امتداد یافته و به طرز قابل توجهی منسجم و پیوسته است.

در افیولیت گیسیان که بازمانده‌ای از نئوتتیس است، مجموعه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک، پریدوتیت‌ها یا پیروکسنیت‌ها و دونیت‌ها همراه با حجم گسترده سرپانتینیت‌ها رخنمون دارند. همچنین مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین از جمله گرانیت‌های تیپ S و I و نیز گابروهای کوه‌بنار (Modjarrad, 2024) و متاپلیت‌ها در منطقه وسعت بزرگی را اختصاص داده‌اند (مجرد، ۱۴۰۱).

در این نوشتار سعی شده است با بررسی ژئوشیمی خاک و مقایسه آن‌ها با میانگین سنگ‌های منطقه و سنگ جهانی، زادگاه و محیط تکتونیکی سنگ منشأ خاک‌های منطقه مطالعاتی تشخیص داده شود. در این راستا از عناصر کمیاب و نادر خاکی بهره گرفته شد، ولی مانع استفاده وسیع از اکسیدهای عناصر اصلی و نسبت بین آنها برای تشخیص خاستگاه مواد نشده است (Long et al., 2008; Hofmann, 2005; Garzanti et al., 2007; Kasanzu et al., 2008; Kutterolf et al., 2008). این مطالعه به بررسی مسائل ذکر شده می‌پردازد.

### زمین‌شناسی منطقه

نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسیان با اقتباس از ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا تهیه شده است (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵؛ شکل ۱). این منطقه در جنوب ارومیه بین طول‌های جغرافیایی ۴۷° ۴۴' و ۴۷° ۵۸' و عرض‌های جغرافیایی ۳۷° ۱۶' و ۳۷° ۷' واقع شده است.

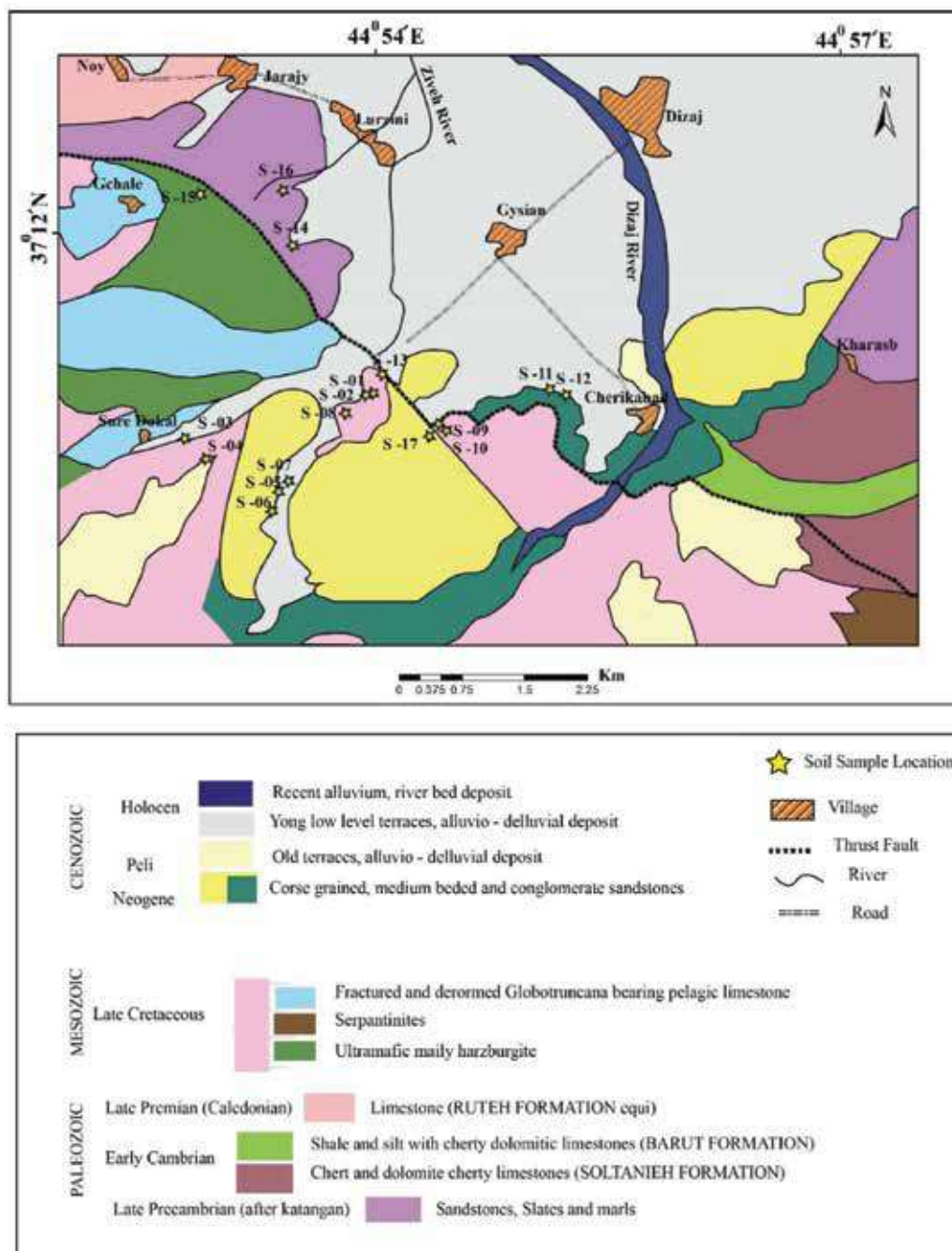
مناطق زمین‌درز نئوتتیس نشان‌دهنده برخورد صفحه عربستان-اوراسیا در بخش مرکزی کوهزایی آلپ-همیالیا در رشته کوه‌های زاگرس ایران و عراق و مناطق تکتونیکی آناتولی در شرق و جنوب‌شرق ترکیه است. در ایران، پهنه زمین‌درز از شمال‌غربی ایران در نزدیکی ارومیه، کردستان، تا کرمانشاه و مکران در جنوب امتداد دارد (Falcon, 1974; Dercourt et al., 1986; Bröcker et al., 2021). زاگرس شمال‌غربی در امتداد مرز ایران و عراق، افیولیت‌های بین‌موات-حسن‌بگ (عراق) و کرمانشاه (ایران) در معرض دید قرار گرفتند که به مجموعه افیولیتی والاش-کرمانشاه معروف است (Ghorbani et al., 2022). این افیولیت‌ها به‌عنوان برشی از کمربند افیولیتی مزوزوئیک نئوتتیس به ترکیه گسترش می‌یابند.

با توجه به موقعیت منطقه گیسیان (سیلوانا) در انتهای شمال‌غربی SaSZ، به احتمال قوی سن تشکیل این افیولیت‌ها کرتاسه‌پسین تا پالئوسن باشد. نتایج سن‌سنجی به روش  $Ar^{40}-Ar^{39}$  آمفیبول‌های گابرو از بخش توالی افیولیتی کوه دالامپر (سیلوانا) دارای سن ۹۴ میلیون سال (Alizadeh, 2012) است. شایسته ذکر است که جوان‌ترین سنگ‌های رسوبی تکتونیزه و آمیخته با آمیزه افیولیتی مکران، اسفندقه، نیریز و کرمانشاه نیز دارای سن کرتاسه‌پسین (ماستریشین) هستند که در این صورت آخرین قطعه پوسته اقیانوسی نئوتتیس در این زمان فرورانده شده است (Berberian and King, 1981).

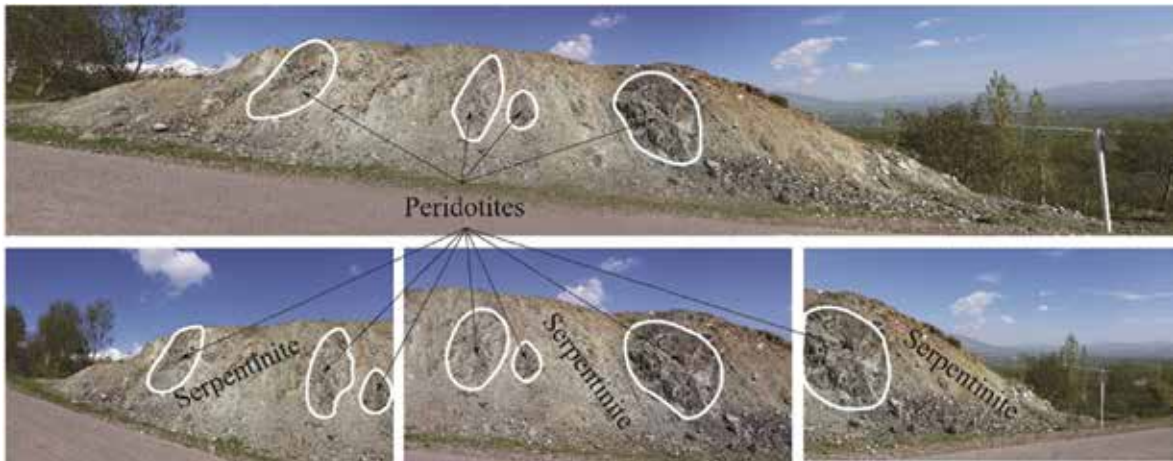
در بررسی صحرایی مجموعه اولترامافیک منطقه گیسیان، پریدوتیت‌ها یا پیروکسنیت‌ها و دونیت‌ها همراه با حجم گسترده سرپانتینیت‌ها رخنمون دارند (شکل ۲). اولترامافیک‌های سرپانتینی شده با ساختار ورقه‌ای به رنگ سبز روشن تا تیره، بیش‌تر از سنگ منشأ لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت می‌باشند. پریدوتیت‌های گیسیان درجات مختلفی از سرپانتینی شدن را تجربه کرده‌اند و حاوی کانی‌های سرپانتین لیزاردیت و کریزوتیل با ۰/۹۳-۰/۹۰ XMg هستند (Modjarrad, 2024). همچنین مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین از جمله

گابروهای دره‌بنار ظاهری تیره دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها آمفیبول، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاژ هستند. فراوان‌ترین کانی‌ها از گابروها آمفیبول است که در بیشتر مقاطع بین ۳۰-۴۰ درصد و پلاژیوکلاژ با ۱۰-۲۰ درصد مودال است. بیوتیت و آپاتیت کانی‌های جزئی هستند. زیرکن، تیتانیت فازهای متفرقه هستند (Modjarrad, 2024).

گرانیت‌های تیپ S و I و نیز گابروهای کوه‌بنار غرب گیسیان (Modjarrad, 2024) و متاپلیت‌های گیسیان در منطقه وسعت بزرگی را اختصاص داده‌اند (مجرد، ۱۴۰۱). پتروگرافی متاپلیت‌ها در آمیزه رنگین گیسیان بسیار ساده است و هیچ‌گونه پورفیروبلاستی در آن دیده نمی‌شود. پاراژنز کوارتز، موسکویت، کلریت، بیوتیت و کانی‌های کدر با حضور کم‌وبیش پلاژیوکلاژ و تورمالین در نمونه‌ها رایج است (مجرد، ۱۴۰۱).



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسیان سیلوانا (اقتباس شده از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا، حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵)



شکل ۲. نمایی از پریدوتیت‌های مورد مطالعه در میان سرپانتینیت‌ها که در کنار جاده برونزد دارد

## روش مطالعه

پلاسمما جفت شده القایی (ICP-MS) تعیین شدند. آنالیز XRF با استفاده از طیف‌سنجی فلورسانس اشعه ایکس مدل واریان 735 radial و نیولایزر V-Groove با قدرت یک کیلووات با روش ذوب قلیایی در آزمایشگاه زرآما (تهران) تعیین شدند.

## بحث

### بررسی ترکیب خاک منطقه

نتایج آنالیز ICP-MS و XRF هفده ایستگاه نمونه‌برداری در جدول ۱ آورده شده است. مجموع شواهد ژئوشیمیایی خاک‌های نمونه‌برداری با میانگین سنگ‌های منطقه و جهانی بررسی شدند. مقایسه خاک‌ها بر اساس ژئوشیمی آن‌ها با میانگین سنگ‌های منطقه منجر به تفکیک ترکیبی آن‌ها شد، که با گروه یک، دو و سه نام‌گذاری شدند. با توجه به نتایج تجزیه ژئوشیمیایی گروه اول خاک‌های منطقه (S-۰۱، S-۰۲، S-۰۷، S-۰۹، S-۱۰، S-۱۳)، مقادیر  $\text{SiO}_2$  بین (۳۸-۴۶ wt.%) است. اکسیدهای آلومینیم نیز در این نمونه‌های خاک در محدوده بین (۰/۳-۴/۶ wt.%) قرار گرفته که مقادیر کمتری را نسبت به گروه‌های دیگر نمونه‌برداری (۶/۶-۱۵/۶ wt.%) نشان می‌دهد. این نمونه‌ها بالاترین مقادیر (۲۶-۳۶ wt.%) Cr، MgO (۲۶۵۸-۱۰۶۳ ppm)،

برای مطالعات ژئوشیمیایی خاک منطقه مورد مطالعه در مجموع ۱۷ نمونه خاک سطحی از عمق (صفر تا ۱۵ سانتی‌متر) با استفاده از بیل فولادی ضد زنگ جمع‌آوری و به‌طور کامل مخلوط شد تا حدود یک کیلوگرم به دست آید. نمونه‌ها در کیسه‌های پلاستیکی نگهداری شدند. سپس نمونه‌های خاک در دمای اتاق در هوا خشک شد، سپس از الک دو میلی‌متری عبور داده شدند. بخشی از نمونه‌های الک شده به اندازه ۲۰۰ مش با استفاده از آسیاب چرخان برای تعیین محتویات عنصری پودر شدند (Chen et al., 2014; D'Alessandro et al., 2012). عناصر اصلی، کمیاب و نادرخاکی (REE) پس از هضم کامل نمونه‌ها به روش چهار اسید<sup>۱</sup> با استفاده از طیف‌سنجی جرمی پلاسمما جفت شده القایی (ICP-MS) و فراوانی اکسیدهای اصلی با استفاده از طیف‌سنجی فلورسانس اشعه ایکس (XRF) با روش ذوب قلیایی<sup>۲</sup> در آزمایشگاه زرآما (تهران) تعیین شد. در این آزمایشگاه از روش اعتبارسنجی CRM استفاده می‌شود که با استانداردهای مرجع قابل مقایسه است. حد تشخیص دستگاه برای تجزیه اکسید عناصر اصلی ۰/۰۵ درصد و برای عناصر جزئی و نادر خاکی ۰/۰۵ تا ۰/۱ درصد بخش در میلیون بوده است.

در تجزیه ژئوشیمیایی گروه سنگ‌های منطقه مطالعاتی عناصر کمیاب و نادرخاکی (REE) پس از هضم کامل نمونه‌ها به روش چهار اسید با استفاده از طیف‌سنجی جرمی

1. HF-multi acid digest  
2. Lithium borate fusion

دارای مقادیر  $\text{SiO}_2$  بین (۶۵-۵۸ wt.%) بوده است. مقادیر اکسید آهن (۴-۲ wt.%) بوده که مقادیر کمی را نشان می‌دهد و نیز دارای مقادیر اکسید آلومینیم بین (۱۴-۶ wt.%) است. با توجه به نمودار هارکر این گروه از خاک‌های منطقه در موقعیت شیست‌های گیسین قرار گرفته است که بیانگر ترکیب مشابه این گروه از خاک‌ها به شیست‌های گیسین می‌باشد (شکل ۳). با توجه به اینکه شیست‌های منطقه گیسین ترکیب اسیدی دارند. این گروه از خاک حدواسط نام‌گذاری شد به دلیل مقادیر به نسبت کم اکسید آلومینیم و سلیس، غلظت به نسبت بالایی از عناصر کمیاب Hf، Zr و Ni آن‌ها نسبت به شیست‌های منطقه و نیز موقعیت آن در نمودارهای مثلثی (بین پوسته زمین و شیل‌ها) که ترکیب مخلوط خاک را نشان داده‌اند (شکل ۴).

از آنجایی که نمودار مثلثی ابزار مفیدی برای منشأیابی خاک هستند (Negrel et al., 2008; Kasanzu et al., 2015). در این مطالعه از نمودار مثلثی La-Th-Sc در شکل ۴ برای تفکیک منشأ مافیک از فلسیک در سنگ‌های رسوبی آواری استفاده شده است (Taylor and McLennan, 1985). نمونه‌های گروه اول از خاک منطقه بین جایگاه گوشته اولیه و بازالت قرار گرفته و میل زیادی به سمت گوشته اولیه دارند. خاک‌های گروه دوم در گستره‌ی بین پوسته زمین و بازالت هستند و بیش‌تر نزدیک گابرو پراکندگی نشان می‌دهند. گروه سوم از نمونه‌های خاک با درصد سیلیس بالا نزدیک‌تر به پوسته زمین و شیل جهانی قرار گرفته‌اند. این نمودار گروه‌های ترکیبی نمودار هارکر را توجیه می‌کند.

همچنین نمودار مثلثی Sc-Th-Ta در شکل ۴ نیز بیانگر مطالب ذکر شده فوق است. می‌توان گفت که ترکیب خاک‌های نمونه‌برداری در گستره بین سنگ‌های مادر عضو انتهایی شامل بازالت، اسیدی و اولترامافیک (گوشته اولیه) هستند که ترکیب منشأ آن‌ها را نشان می‌دهد.

Ni (۱۴۳۷-۲۰۵۰ ppm) و Co (۷۸-۱۳۷ ppm) را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  آن‌ها بین (۹-۶ wt.%) است، و اکسیدهای  $\text{P}_2\text{O}_5$  (۰/۰۲-۰/۰۵ wt.%) و  $\text{TiO}_2$  (۰/۰۱-۰/۰۹ wt.%) مقادیر بسیار کمی را نشان می‌دهند. لازم به ذکر است در این بخش عناصر کمیاب و اصلی میانگین سنگ‌های منطقه و سنگ‌های جهانی روی نمودارهای مربوطه پیاده شده است. نمودار هارکر کاربرد گسترده‌ای در مطالعات ژئوشیمیایی خاک و سنگ دارد. در یکی از مطالعات صورت گرفته توسط صالحی و همکاران (۱۳۹۲)، از نمودار هارکر تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب برای بررسی ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی استفاده شده است.

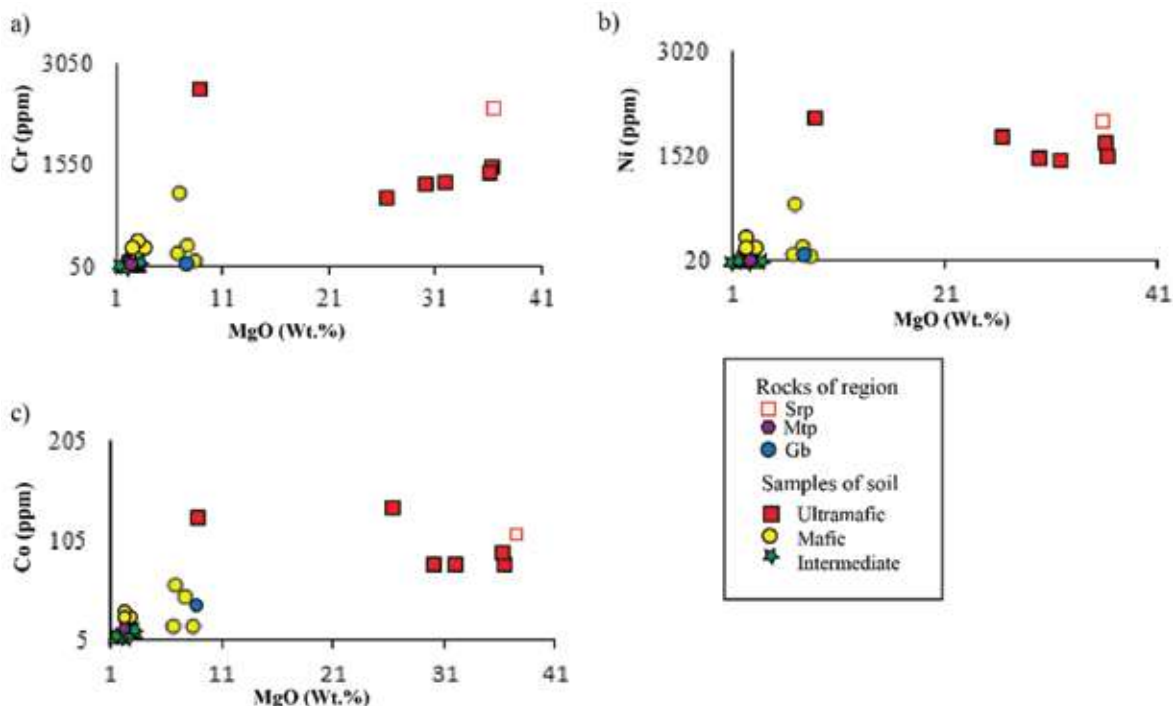
نمودار هارکر تغییرات عناصر کمیاب نیکل، کروم و کبالت نسبت به اکسید منیزیم در گروه اول از خاک‌ها، میل زیادی به سمت جایگاه سنگ‌های اولترامافیکی منطقه (سریانتیت‌ها) نشان می‌دهند که می‌تواند نمایانگر سنگ منشأ این دسته از خاک‌ها محسوب شود (شکل ۳).

گروه دوم از خاک منطقه (S-۰۳، S-۰۴، S-۰۵، S-۰۸، S-۱۱، S-۱۲، S-۱۴) با مقادیر  $\text{SiO}_2$  بین (۴۸-۴۶ wt.%) در تغییر است. مقادیر اکسید آهن در این گروه از خاک (۵-۹ wt.%) بوده است، به جز نمونه (S-۰۸) با مقدار بالای اکسید آهن (۱۲/۳ wt.%). با توجه به نمودار هارکر این نمونه‌های خاک بین موقعیت گابروهای دره بنار و شیست‌های گیسین قرار گرفته‌اند (شکل ۳). البته میل زیادی به ترکیب گابرو را نشان می‌دهند. بررسی دقیق عناصر کمیاب این گروه از خاک‌ها با شیست‌های منطقه بیانگر غلظت بالایی از عناصر کمیاب Hf، Zr، Ni و Cr و Co این خاک‌ها نسبت به شیست‌ها است. البته در ادامه مطلب با بررسی بیش‌تر توسط نمودارهای مثلثی و تعیین سنگ منشأ (برحسب اکسیدهای سیلیس نسبت به عناصر جزئی) ترکیب مافیک این گروه از خاک تأیید می‌شود.

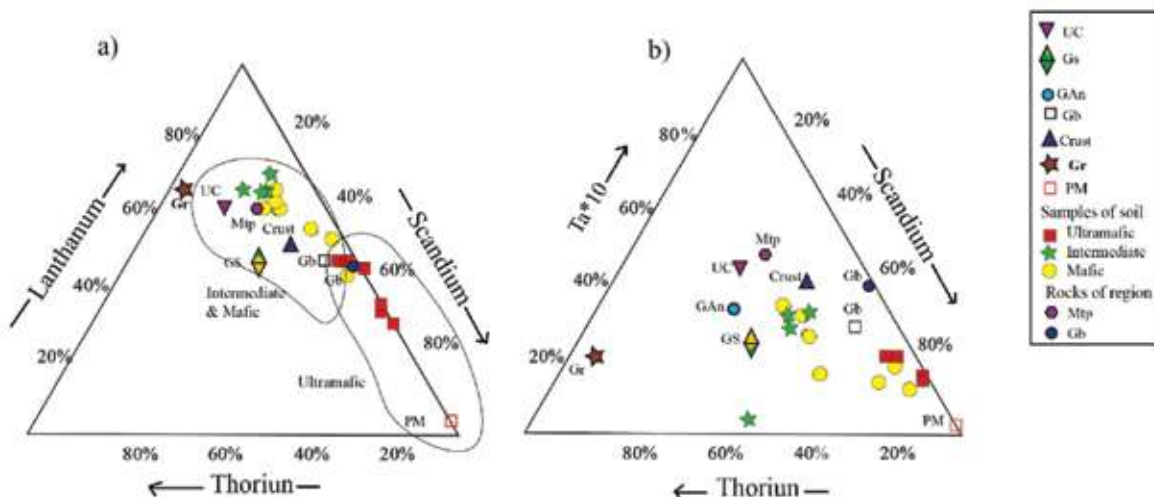
گروه سوم از خاک منطقه (S-۰۶، S-۱۵، S-۱۶، S-۱۷)

جدول ۱. غلظت عناصر سنگین و نادرخاکی بر اساس نتایج آنالیز ICP-MS و اکسید عناصر اصلی برحسب XRF، اکسیدهای اصلی برحسب wt% و عناصر کمیاب برحسب ppm آورده شده است

sample	S-01	S-02	S-03	S-04	S-05	S-06	S-07	S-08	S-09	S-10	S-11	S-012	S-013	S-014	S-015	S-16	S-17
SiO <sub>2</sub>	۴۱/۷۲	۴۶/۱۸	۴۷/۰۱	۴۷/۸۶	۴۸/۴	۶۳/۱	۴۱/۶	۴۸/۴۴	۴۰/۴۵	۳۸/۶۲	۴۶/۰۱	۴۸/۲۶	۳۹/۸۵	۴۸/۳	۵۸/۲	۵۷	۶۵/۳
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۳/۶	۱/۳۱	۱۵/۶	۱۰	۱۳/۱	۱۴/۳	۰/۸	۱۳/۱	۴/۶	۰/۳	۱۲/۵۲	۱۲/۲	۰/۹۹	۱۴/۴	۱۳/۳	۸/۲	۶/۶
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۷/۸	۹/۷۴	۵/۱	۹/۸	۶/۳	۳/۷	۶/۵	۱۲/۳	۷/۳	۶/۳	۵/۹۲	۵/۴	۶/۹۸	۷/۳	۴/۶	۲/۸	۲/۶
MnO	۰/۲	۰/۲	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۲	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۳۷	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۲۲	۰/۰۳	۰/۰۸
MgO	۲۶/۵	۹	۸/۴۲	۶/۸۵	۲/۵	۲/۳	۳۶/۵	۷/۶۸	۳۰/۱۲	۳۲/۰۵	۶/۶۸	۲/۷۱	۳۶/۳	۲/۶	۳/۱	۱/۸	۱/۵
Na <sub>2</sub> O	۰/۰۵	۰/۲	۳/۸	۰/۷۶	۰/۹	۱/۸	۰/۰۲	۱/۴	۰/۳	۰/۰۸	۱/۱۸	۱/۶	۰/۱۲	۱/۷	۱/۹	۰/۲	۱
CaO	۱/۵۶	۱/۰۵۷	۱/۹	۴/۳	۱/۳	۱/۰۶	۲	۲/۴	۱/۷	۱/۸	۶/۲۳	۱/۸	۱/۸۸	۱/۵	۱/۲	۱۲/۶	۱۳/۳
K <sub>2</sub> O	۰/۳	۰/۰۲	۲	۰/۷	۲/۴	۱/۷	۰/۲	۲/۵	۰/۷	۰/۴	۲/۱	۲/۲	۰/۲۳	۲/۵	۲/۸	۱/۳	۱/۴
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۲	۰/۱۷	۰/۰۲	۰/۲۴	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۴۴	۰/۳	۰/۰۳	۰/۱۹	۰/۱۲	۰/۱	۰/۱
TiO <sub>2</sub>	۰/۰۹	۰/۰۳	۰/۵	۰/۸	۰/۷۳	۰/۵	۰/۰۱	۱/۷	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۷۲	۰/۶۳	۰/۰۱	۱	۰/۵	۰/۳	۰/۳
LOI	۱۸/۲	۲۲/۷۶	۱۵/۵	۱۸/۷۲	۲۳/۹	۱/۸	۱۲/۳	۹/۸۷	۱۴/۵۱	۲/۰۱	۱۷/۹۴	۲۴/۸	۱۳/۳۴	۲۰/۴	۱۴/۰۶	۱۵/۷	۷/۸۵
Total	۱۰۰/۰۵	۹۹/۹۳	۱۰۰/۰۶	۱۰۰/۰۱	۹۹/۹۳	۱۰۰/۰۲	۱۰۰/۰۴	۱۰۰	۱۰۰/۰۳	۹۹/۸۱	۹۹/۸۸	۱۰۰/۰۱	۹۹/۸۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۰۳	۱۰۰/۰۳
La	۶	۵	۱۶	۱۷	۳۶	۲۵	۴	۳۱	۱۰	۷	۳۰	۲۵	۵	۳۳	۳۸	۱۹	۲۱
Ce	۱۴	۱۷	۳۱	۳۵	۶۴	۴۶	۱۴	۶۱	۲۶	۱۹	۵۷	۵۰	۱۴	۶۵	۷۷	۳۷	۳۳
Pr	۰/۲	۰/۰۵	۲/۴۷	۲/۸۳	۶/۲۱	۳/۳۹	۰/۰۵	۶/۶۵	۱/۲۱	۰/۵۴	۵/۳	۴/۱۱	۰/۰۵	۶/۲۹	۸/۰۹	۲/۷۹	۳/۶
Nd	۱/۲	۰/۵	۱۰/۱	۱۱/۴	۲۶/۴	۱۱/۸	۰/۵	۲۷/۶	۳/۹	۲/۵	۱۹/۵	۱۷/۲	۰/۵	۲۲/۱	۳۰/۲	۱۰/۷	۱۲/۳
Sm	۰/۱	۰/۱	۱/۸	۱/۷	۵	۱/۵	۰/۱	۴/۷	۰/۳	۰/۱	۳	۲/۷	۰/۱	۴/۴	۶	۱/۴	۱/۷
Eu	۰/۱	۰/۱	۰/۴۷	۰/۳۵	۰/۹۴	۰/۴	۰/۱	۱/۲۷	۰/۱	۰/۱	۰/۵۶	۰/۵۳	۰/۱	۰/۸۱	۱/۲۳	۰/۱۵	۰/۳۲
Gd	۱/۳۳	۱/۲۶	۲/۷۶	۳/۱۵	۵/۵۲	۲/۸	۱/۱	۵/۸۳	۱/۷۲	۱/۳۸	۴/۳	۳/۸۶	۱/۰۹	۵	۵/۷۹	۲/۶۵	۲/۸۸
Tb	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳	۰/۵	۰/۱	۰/۱	۰/۸	۰/۱	۰/۱	۰/۵	۰/۳	۰/۱	۰/۵	۰/۷	۰/۱	۰/۲
Dy	۱/۱	۰/۸	۲/۱	۳	۴/۷	۲/۱	۰/۷	۵/۲	۱/۵	۱/۲	۳/۹	۳/۴	۰/۸	۴/۵	۴/۵	۲/۲	۲/۷
Er	۰/۲	۰/۱	۰/۷	۱/۱	۲/۲	۰/۷	۰/۱	۲	۰/۶	۰/۲	۱/۶	۱/۳	۰/۱	۱/۹	۱/۷	۰/۷	۱/۱
Yb	۰/۷	۰/۵۴	۰/۹۶	۱/۹۱	۲/۴	۰/۸۹	۰/۲۵	۲/۴۸	۰/۸۴	۰/۴۸	۱/۸۵	۱/۵	۰/۲۲	۲/۲	۱/۴۴	۰/۶۹	۱/۰۸
Lu	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۲
Cs	۰/۵	۱/۸	۲/۱	۲/۳	۷	۱۲/۷	۰/۵	۱۲/۴	۱/۸	۰/۵	۳/۳	۳/۶	۰/۵	۲/۹	۷/۷	۲	۲/۵
Rb	۳۰	۲۸	۴۵	۳۴	۷۶	۴۹	۲۷	۷۹	۳۸	۳۲	۶۶	۷۰	۲۸	۷۵	۹۶	۴۲	۵۲
Ba	۶۱	۵۶	۲۸۵	۸۱	۴۴۲	۴۱۴	۲۸	۲۴۳	۱۱۳	۶۶	۳۲۳	۳۳۲	۳۸	۴۶۵	۷۴۹	۴۰۷	۱۷۶
Sr	۱۵	۲۷۳/۷	۲۷۵/۹	۲۰۴/۱	۲۰۹/۲	۳۱۹	۱۳/۷	۸۷/۴	۴۲/۱	۳۰/۲	۱۳۷/۳	۱۰۹/۹	۲۸/۸	۱۳۷/۷	۱۲۰/۷	۹۳/۸	۳۴۷/۵
Tl	۵۵۰	۱۴۹	۲۶۹۵	۴۹۵۸	۴۴۰۰	۳۲۰۷	۵۲	۱۰۱۲۴	۱۰۲۶	۵۵۸	۳۹۰۹	۳۷۵۹	۸۸	۵۷۵۲	۲۶۷۳	۱۶۵۱	۱۶۴۰
Y	۳/۲	۲	۸/۶	۱۵	۲۶/۹	۹/۳	۱/۱	۲۲/۴	۶/۱	۳/۴	۲۱/۵	۱۶	۱/۱	۲۲/۵	۱۷/۶	۷/۹	۱۴/۴
Th	۰/۱	۰/۱	۰/۸	۱/۵	۵/۷	۴/۵	۰/۱	۳/۴	۰/۹	۰/۴	۵/۱	۵/۴	۰/۱	۶/۳	۹/۲	۳/۴	۲/۴
Pb	۱	۲	۱۵	۷	۱۶	۲	۴	۶	۳	۳	۱۴	۱۲	۷	۱۳	۱۱	۱۱	۶
U	۰/۱	۰/۱	۰/۷	۰/۵	۱	۱	۰/۱	۰/۷	۰/۴	۰/۲	۱/۱	۰/۹	۰/۱	۱	۱/۴	۱/۹	۰/۶
Sc	۱۰/۸	۱۱	۱۳/۱	۲۱	۱۳/۴	۸/۵	۷/۶	۲۱/۵	۱۰/۴	۷/۵	۱۲/۲	۱۰	۵/۸	۱۴/۹	۹/۶	۶/۴	۶/۱
Ag	۱/۵	۰/۲	۰/۳	۰/۷	۰/۳	۰/۲	۲/۱	۰/۸	۱/۲	۱/۶	۰/۵	۰/۲	۲/۴	۰/۱	۰/۲	۰/۹	۰/۲
Zr	۱۲	۷	۳۹	۷۵	۸۶	۶۳	۵	۱۵۸	۳۰	۱۶	۸۱	۵۵	۵	۳۱	۲۱	۵۰	۶۰
Hf	۰/۵	۰/۵	۱/۳	۱/۶	۲	۱/۴	۰/۵	۳/۲	۰/۸	۰/۵	۱/۸	۱/۶	۰/۵	۰/۹	۰/۸	۱/۴	۱/۲
Sb	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۲	۲/۳	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۸	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۰/۸	۰/۵
Ta	۰/۲	۰/۱	۰/۲	۰/۵	۰/۷	۰/۶	۰/۲	۰/۴	۰/۳	۰/۲	۰/۸	۰/۸	۰/۱	۰/۴	۰/۱	۰/۴	۰/۴
Nb	۲/۱	۱/۵	۳/۷	۸/۱	۱۰/۸	۱۱/۶	۱/۸	۸/۷	۳/۶	۲/۷	۹/۸	۱۰/۴	۲/۱	۹/۴	۲/۴	۴/۸	۵/۳
Cr	۱۰۶۳	۲۶۵۸	۱۴۶	۱۱۵۰	۲۰۷	۷۹	۱۵۰۲	۳۵۵	۱۲۶۱	۱۲۸۸	۲۶۴	۲۱۶	۱۴۲۵	۲۰۰	۷۰	۵۰	۹۵
Co	۱۳۷/۱	۱۲۵/۹	۱۹/۷	۶۰/۲	۲۵	۱۳	۸۰	۴۹/۲	۷۹/۷	۷۸/۷	۱۹	۱۹/۸	۹/۱۵	۲۲/۷	۱۴/۶	۹	۹/۱
Ni	۱۷۷۶	۲۰۵۰	۷۲	۸۲۱	۱۶۳	۴۹	۱۵۰۰	۲۱۷	۱۴۶۰	۱۴۳۷	۱۲۲	۱۳۱	۱۶۹۲	۱۰۲	۳۵	۲۷	۶۱
Cu	۲۳	۹	۱۲۵	۵۰	۶۷	۵۵	۹	۹۴	۲۳	۱۴	۳۸	۳۷	۹	۴۵	۶۲	۳۶	۳۴
V	۶۵	۴۴	۱۲۱	۱۴۱	۱۲۷	۸۲	۳۶	۱۵۴	۶۶	۴۴	۱۰۱	۹۸	۲۷	۱۴۸	۶۷	۹۰	۵۳
Zn	۴۶	۴۰	۱۱۸	۷۹	۸۸	۴۱	۳۶	۱۴۴	۴۳	۳۵	۹۲	۸۰	۳۶	۸۶	۶۳	۳۰	۳۳
As	۱۰/۲	۲/۵	۲/۰۳	۱۴/۴	۲۸/۸	۱۳/۷	۷/۵	۱۵/۱	۱۷/۲	۱۲/۴	۹/۹	۱۰/۵	۴/۷	۲۲	۴/۷	۶/۸	۷/۷



شکل ۳. نمودار تغییرات عناصر نیکل، کروم و کبالت نسبت به اکسید منیزیم نمونه‌های خاک منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن‌ها با سه گروه سنگ منطقه، گابرو دره بنار Gb، سربانتیت‌ها Srp، متاپلیت‌ها Mtp



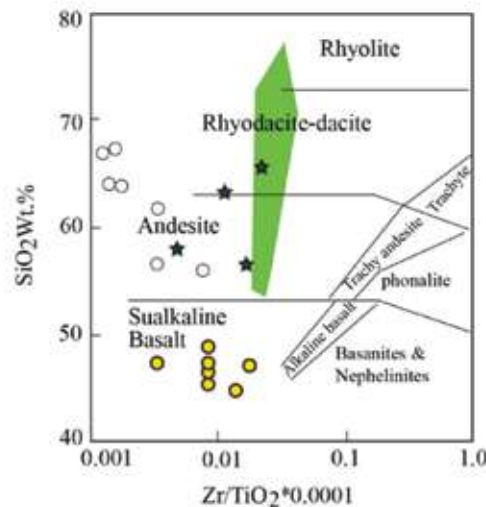
شکل ۴. نمودار مثلثی (a) و (b) برای تعیین منشأ خاک‌های منطقه مورد مطالعه، غلظت در پوسته از ویدپول (Wedepohl, 1995): GS: غلظت میانگین در شیل‌های جهانی، Gb: غلظت میانگین در سنگ‌های بازالتی جهان، GAN: غلظت میانگین در سنگ‌های آندزیتی جهان، Gr: غلظت میانگین در سنگ‌های گرانیتی جهان (Mason and Moore, 1982)، PM: غلظت عناصر در گوشته اولیه (Jagoutz et al., 1979)، Gb: غلظت میانگین در سنگ‌های گابرو دره‌بنار (گیسیان) که با دایره به رنگ سرمه‌ای در شکل نشان داده شده است، Mtp: متاپلیت‌های گیسیان که نزدیک پوسته زمین و موقعیت نمونه‌های خاک با درصد سیلیس بالا قرار گرفته است، مقادیر عناصر کمیاب La و Th سربانتیت‌های گیسیان زیر حد تشخیص دستگاه بودند و در نمودار نمایش داده نشدند

با استفاده از نمودار عناصر جزئی (نسبت  $\text{SiO}_2$  wt.٪) لازم به ذکر است که نمونه‌های خاک با ترکیب فوق بازیک به در برابر  $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \times 0.0001$  در شکل ۵ سنگ منشأ آذرین نمونه‌های گروه دوم و سوم خاک منطقه به ترتیب در گروه بازالت، آندزیت و داسیت قرار گرفته‌اند (Floyd et al., 1989).

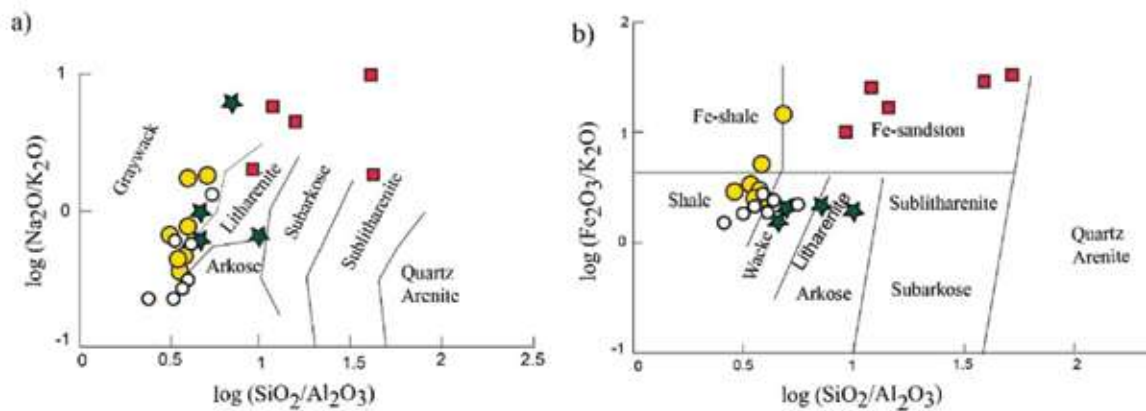
لازم به ذکر است که نمونه‌های خاک با ترکیب فوق بازیک به دلیل مقادیر کم اکسید سیلیس در این نمودار قابل نمایش نبودند. بر اساس نمودارهای اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی سنگ رسوبی مولد خاک‌های با ترکیب مافیک و حد



واسط بین گریوک تا لیتارنایت و شیل تا گریوک، و سنگ مادر خاک‌هایی با ترکیب اولترامافیک در محدوده آهن ماسه‌سنگ قرار گرفته‌اند (شکل ۶-a-b). یکی از مطالعات صورت گرفته در تعیین منشأ متاپلیت‌ها (محامد و همکاران، ۱۳۹۸) نشان‌دهنده ماهیت آندزیتی و داسیتی سنگ منشأ و سنگ رسوبی مادر (شیل و ماسه‌سنگ) آن‌ها است که با سنگ منشأ خاک‌های حدواسط منطقه مطالعاتی یکسان است.



شکل ۵. طبقه‌بندی سنگ آذرین مولد نمونه‌های خاک بر اساس نمودار ارائه شده توسط فلویید و همکاران (Floyd, et al., 1989)، دایره‌های تو خالی موقعیت نمونه‌های سنگ متاپلیت گیسپان را نشان می‌دهند که در بخش حدواسط و اسیدی قرار گرفته است و با ترکیب حدواسط خاک‌های منطقه (علامت ستاره) در نمودارهای قبلی (نزدیک به ترکیب شیست و پوسته زمین قرار داشته‌اند) مطابقت نشان می‌دهد



شکل ۶. نمودار طبقه‌بندی رسوبات سیلیسی-آواری با استفاده از اکسید عناصر اصلی (Pettijohn et al., 1972)، (a) نمودار طبقه‌بندی نمونه‌های رسی (Herron, 1988)، بر اساس نمودارها سنگ مادر خاک‌های مافیک و حدواسط منطقه از نوع شیل و ماسه‌سنگ است، سنگ مادر اولترامافیک خاک‌های منطقه (سریانتینیت‌ها) در محدوده آهن ماسه‌سنگ قرار گرفته‌اند، موقعیت میکاشیست‌های گیسپان-کچله (شیل و ماسه‌سنگ) با دایره توخالی در این نمودار و شکل‌های بعدی نمایش داده شده است

نمونه‌های خاک منطقه فاکتور بیش از یک را نشان می‌دهند، که نشان‌دهنده رسوبات نابالغ و محیطی فعال از نظر تکتونیکی به شمار می‌رود (Cox et al., 1995).

1. CIA: Chemical Index of Alteration, and PIA: Plagioclase Index of Alteration
2. ICV: Index of Chemical Variability

از نقطه نظر شاخص‌های هوازدگی<sup>۱</sup> خاک‌های مذکور درجه هوازدگی متوسط تا زیاد (۰.۶۰-۰.۸۰) را نشان می‌دهند (شکل ۷؛ Fedo et al., 1995). در جدول ۲ مقادیر و روش محاسبه این شاخص‌ها در نمونه‌های خاک گیسپان آورده شده است. همچنین از نظر اندیس تغییرپذیری شیمیایی<sup>۲</sup>

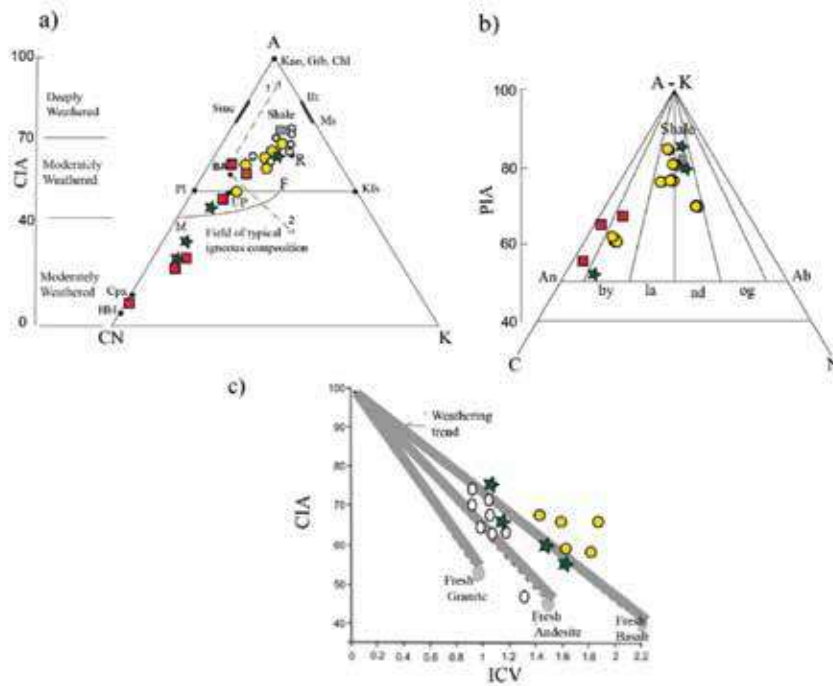


جدول ۲. مقادیر شاخص‌های هوازدگی (CIA، ICV، PIA) در نمونه‌های خاک منطقه گیسپان و مراجع مورد استفاده

samples	PIA	CIA	ICV
S-01	۹۵/۷۱	۸۵/۷۱	۱۱/۴۲
S-02	۶۷/۷۶	۶۷/۱۱	۱۹/۶۴
S-03	۶۱/۲۳	۵۸/۶۱	۱/۷۹
S-04	۸۰/۶۹	۷۵/۵۶	۲/۴۹
S-05	۴۱/۱۲	۶۷/۵۴	۱/۳۹
S-06	۶۹/۷۵	۶۴/۹۸	۱/۱
S-07	۸۹/۶۶	۶۷/۸۴	۶۳/۷۱
S-08	۶۹/۶۸	۶۲/۰۵	۲/۶۷
S-09	۸۰/۶۴	۷۰/۲۲	۱۰/۰۴
S-10	۸۹/۷۹	۷۵/۵۴	۱۷/۵۶
S-11	۷۳/۶۱	۶۵/۵۱	۱/۸۲
S-12	۶۶/۱۱	۶۰/۰۶	۱/۵۵
S-13	۶۵/۱۶	۵۸/۲۴	۵۲/۲۲
S-14	۷۰/۳۹	۶۳/۳۴	۱/۵۳
S-15	۶۷/۵۳	۶۰/۵۳	۱/۴۲
S-16	۹۱/۶۶	۷۵/۹۳	۱/۰۲
S-17	۶۱/۱	۵۶/۸۵	۱/۶۱

$$CIA=100[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O)]$$

$$PIA=100[Al_2O_3-(K_2O)/(Al_2O_3+CaO+Na_2O-K_2O)]$$

$$ICV=(Fe_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO+MgO+TiO_2)/ Al_2O_3$$


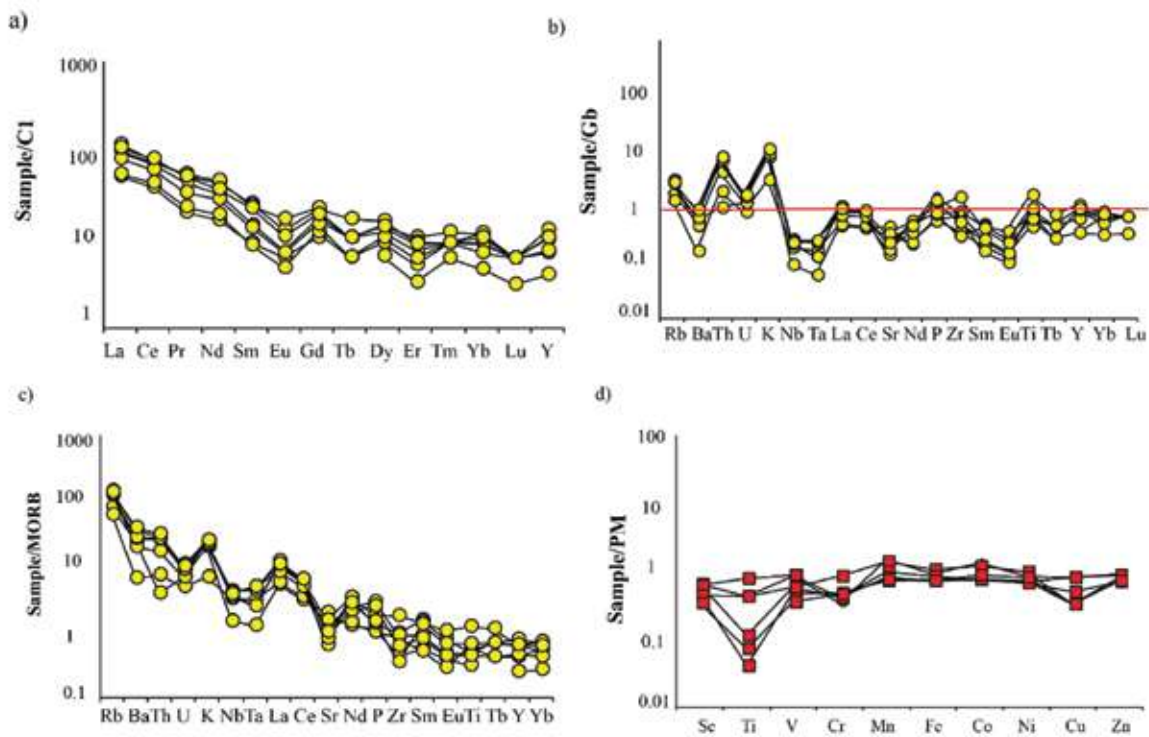
Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks

شکل ۷. نمودار مثلثی ACNK طراحی شده توسط نسبیت و یانگ (Nesbitt and Young, 1984) و ورگارا و همکاران (Vergara et al., 1995)، برای تعیین منشأ آذرین و نیز درصد هوازدگی آن استفاده شده است، در این نمودار  $A=Al_2O_3$ ؛  $CN=CaO+Na_2O$ ؛  $K=K_2O$  است، هوازدگی حدود ۶۰٪-۸۰٪ برای نمونه‌های خاک ارزیابی می‌شود، (b) نمودار مثلثی (PIA) برای تعیین نوع پلاژیوکلاز منشأ خاک‌ها و درصد هوازدگی پلاژیوکلاز (Fedo et al., 1997؛ 1995)، (c) نمودار CIA در برابر ICV (Potter et al., 2005)، در این نمودار به دلیل بالا بودن مقادیر ICV برای خاک‌های فوق بازیگ قابل نمایش نبودند

با توجه به اینکه محتوای عناصر نادرخاکی در نمونه‌های خاک با ترکیب فوق بازیک به‌جز چند مورد زیر حد تشخیص دستگاه بوده، اندازه‌گیری نشد. به‌منظور بررسی بیش‌تر در ژئوشیمی خاک‌هایی با گروه ترکیبی اولترامافیک، از الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده فلزات واسطه نسبت به گوشته اولیه استفاده شد. (شکل ۸-d). روند این الگو مشابه الگوی به‌هنجار شده عناصر واسطه سرپانتینیت‌های گیسبان به‌گوشته اولیه است (مجرد، ۱۴۰۱). در این نمودار محتوای قابل توجه فلزات واسطه نظیر Sc, V, Co, Ni, Cr, و Cu، به‌احتمال زیاد بیانگر میزان الیوین و ارتوپروکسن زیاد در سنگ مادر اولیه است و با توجه به مقادیر پایین تیتان Ti (تهی‌شدگی نسبی) سنگ مادر از نوع دونیتی تا هارزبورژیتی ارزیابی می‌شود (Zhihong and Huaifu, 1998) که با ترکیب سنگ‌های منطقه مورد مطالعه (Modjarrad, 2024) همخوانی دارد.

برای تعیین ترکیب سنگ منشأ نمونه‌های خاک منطقه گیسبان، از الگوی عنکبوتی عناصر کمیاب و نادرخاکی نیز استفاده شد. الگوی عناصر نادرخاکی نمونه‌های خاک در گروه ترکیبی بازیک (شکل ۸-a) که نسبت به کندریت به‌هنجار شده است، مشابه الگوی به‌هنجار شده عناصر نادرخاکی سنگ گابرو منطقه نسبت به کندریت است (Modjarrad, 2024) و منشأ یکسان آن‌ها را پیشنهاد می‌کند (نیک بخت و همکاران، ۱۳۹۹).

هم‌زمان از الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده این گروه ترکیبی نسبت به میانگین سنگ‌های گابروی منطقه استفاده شد. روند الگوی عناصر کمیاب بیش‌تر نزدیک خط یک پراکندگی نشان می‌دهند و به ترکیب سنگ‌های گابروی منطقه شباهت دارند (شکل ۸-b). همچنین الگوی ژئوشیمیایی به‌هنجار شده عناصر کمیاب نسبت به MORB و گابروی منطقه کم‌وبیش مشابه است (شکل ۸-b-c).



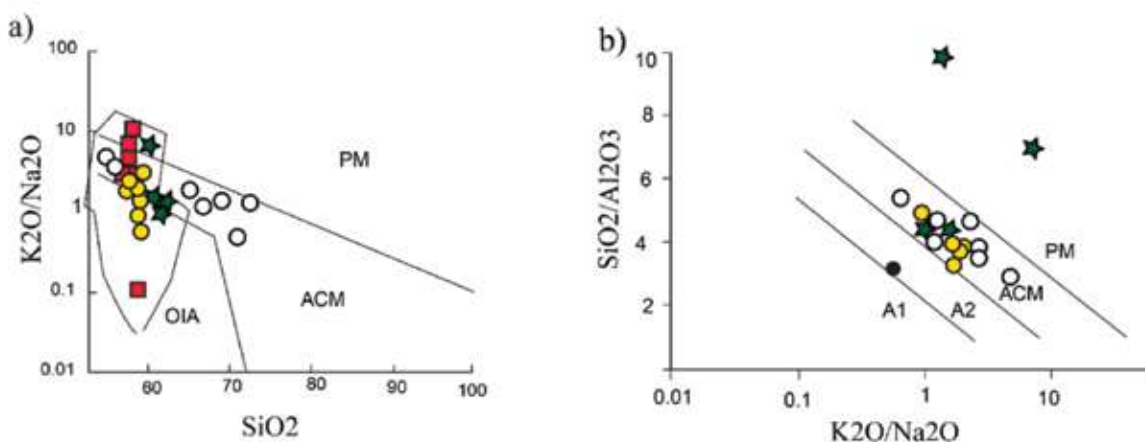
شکل ۸. a) الگوی عنکبوتی عناصر نادرخاکی نمونه‌های خاک نسبت به کندریت (Boynnton, 1984) و عنصر Y (Taylor and McLennan, 1985) برای خاک‌هایی با گروه ترکیبی بازیک، b) الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده عناصر کمیاب نسبت به میانگین سنگ‌های گابروی منطقه مطالعاتی، c) الگوی عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به MORB، مقادیر نرمالیز (برگرفته از Sun, 1980; Saunders and Tarney, 1984)، d) الگوی عنکبوتی نرمالیز شده عناصر واسطه با گوشته اولیه برگرفته از جاگوتز و همکاران (Jagoutz et al., 1979) برای خاک‌هایی با گروه ترکیبی اولترابازیک

در محیط تکتونیکی حاشیه فعال ACM قرار گرفته‌اند. به احتمال زیاد فرایند آلتراسیون سنگ منشأ منجر به از دست رفتن پتاسیم (K) آن شده باشد و به همین دلیل در نمودار بعضی از نمونه‌های خاک در موقعیت محیط قوس<sup>۱</sup> قرار گرفته‌اند. همچنین نمونه‌های خاک در نمودار ۹-b محیط حاشیه فعال قاره را نشان می‌دهد. همخوانی نمونه‌های میکاشیست گیسیان تا کچله با بیش‌تر نمونه‌های خاک منطقه مطالعاتی، یکسان بودن محیط تکتونیکی برای تکامل سنگ‌های رسوبی مولد منطقه را پیشنهاد می‌کند. این پژوهش بر پایه پیش فرض بسته بودن نسبی سیستم استوار است (مجرد و همکاران، ۱۴۰۰).

### بررسی خاستگاه ژئوشیمیایی خاک‌های منطقه مطالعاتی

در مطالعه حاضر به دلیل موقعیت یکسان منطقه کچله با گیسیان (واقع شده در سیلوانا) و هم‌جواری آن‌ها با افیولیت‌های سیلوانا، موقعیت نمونه‌های میکاشیست گیسیان تا کچله (مجرد، ۱۴۰۰) در بعضی از نمودارها پیاده شده است.

برای تعیین محیط تکتونیکی نمونه‌های خاک مادر منطقه مطالعاتی از اکسیدهای عناصر اصلی، (Roser and Maynard et al., 1982; Korsch, 1986) استفاده شده است. با توجه به نمودار ۹-a-b بیش‌تر نمونه‌های خاک



شکل ۹. نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات مادر (Roser and Korsch, 1986) (a) و نمودار تعیین محیط تکتونیکی رسوبات بر پایه اکسیدهای اصلی (Maynard et al., 1982)، علائم: P: passive margin، A1: arc setting، A2: evolved arc setting، ACM: active margin

### نتیجه‌گیری

الگوی ژئوشیمیایی عناصر واسطه نسبت به گوشته اولیه، مشابه الگوی به‌هنجار شده سرپانتینیت‌های گیسیان است. خاک‌هایی با درصد سیلیس بالا در نمودار اکسیدهای عناصر اصلی و جزئی نزدیک جایگاه سنگ‌های متاپلیتی منطقه و در محدوده بین پوسته زمین و شیل جهانی قرار گرفته است و ترکیب حدواسط منشأ آن‌ها را پیشنهاد می‌کند. نسبت‌های ژئوشیمیایی بیانگر محیط حاشیه فعال قاره برای زادگاه احتمالی بیش‌تر نمونه‌های خاک می‌باشد.

مجموع شواهد ژئوشیمیایی شامل نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و جزئی و نیز نسبت‌های بین عناصر جزئی برای تعیین منشأ خاک‌های منطقه افیولیتی گیسیان مورد بررسی قرار گرفتند. شواهد ژئوشیمیایی حکایت از سنگ‌های منشأ اولترامافیک، مافیکی و حدواسط به‌عنوان مولد خاک‌های نقاط نمونه‌برداری با نرخ هوازدگی بالا می‌باشد. الگوی به‌هنجار شده REE و کمیاب در گروه ترکیبی مافیکی مشابه الگوی سنگ منشأ آن‌ها است و می‌تواند منشأ یکسان آن‌ها را بازگو کند. روند

1. OIA: Oceanic Island Arc

## منابع

- the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63-114.
- Brocker, M., Omrani, H., Berndt, J. and Moslempour, M.E., 2021. Unravelling metamorphic ages of suture zone rocks from the Sabzevar and Makran areas (Iran), Robust age constraints for the larger Arabia-Eurasian collision zone. *Journal of Metamorph Geology*, 39, 1099-1129. <https://doi.org/10.1111/jmg.12603>
  - Chen, Q., Lu, Q., Song, Z., Chen, P., Cui, Y. and Zhang, R., 2014. The levels of fluorine in the sediments of the aquifer and their significance for fluorosis in coastal region of Laizhou Bay, China. *Environ. Earth Science*, 71 (10), 4513e4522.
  - Cox, R., Lowe, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mud rock chemistry in the southwestern United States. *Journal of Geochim Cosmochim Acta*, 59, 2919-2940. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00185-9](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00185-9).
  - D'Alessandro, W., Bellomo, S. and Parello, F., 2012. Fluorine adsorption by volcanic soils at Mt. Etna, Italy. *Journal of Applied Geochemistry*, 27 (6), 1179e1188.
  - Dercourt, J.E.A., Zonenshain, L.P., Ricou, L.E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geysant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. and Pechersky, D.H., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the LIAS. *Journal of Tectonophysics*, 123, 241-315.
  - Falcon, N.L., 1974. Southern Iran, Zagros Mountains. *Journal of Geological Society London Special Publications*, 41, 199-211.
  - Faure, M., Lin, W., Chu, Y. and Lepvrier, M., 2016. The rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, Elsevier, 63-114.
  - حاج ملاعلی، ا. و شهرابی، م.، ۱۳۸۵. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا. سازمان زمین-شناسی کشور، شماره ۴۹۶۴، تهران.
  - صالحی، ل.، رساء، ا.، علیرضایی، س. و کاظمی، ا.، ۱۳۹۲. پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی عباس‌آباد (شرق شاهرود) با تأکید بر دگرسانی و کانه‌زایی مس همراه آن. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۸(۳۱)، ۴۹-۶۳.
  - محامد، ا.، مؤید، م. و مجرد، م.، ۱۴۰۰. متاپلیت‌های گرمی چای، شمال غرب ایران: شیمی سنگ کل، زادگاه رسوبی و شرایط دگرگونی. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۵(۵۷)، ۸۵-۵۹.
  - مجرد، م.، ۱۴۰۱. پتروگرافی و ژئوشیمی سریانتینیت‌های افیولیت گیسیان سیلوانا-جنوب ارومیه؛ ارتباط با فرورانش نئوتتیس در مرز شمال‌غربی ایران. پژوهش‌های دانش زمین، ۱۳ (۵۲): ۷۵-۹۸.
  - مجرد، م.، ۱۴۰۰. مطالعه زادگاه و دگرگونی درجه پائین میکاشیست‌های حاشیه قارهای مرتبط با آمیزه رنگین گیسیان-جنوب ارومیه. فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، ۱۲(۴۸)، ۱-۱۹.
  - نیک‌بخت، س.، بیابانگرد، ح و باقری، س.، ۱۳۹۹. پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه جنگل شمال شرق آتش‌فشان تفتان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴(۵۶)، ۹۹-۸۷.
  - Alexeiev, D.V., Kröner, A., Hegner, E. and Rojas-Agramonte, Y., 2016. Middle to Late Ordovician arc system in the Kyrgyz Middle Tianshan, From arc-continent collision to subsequent evolution of a Palaeozoic continental margin. *Journal of Gondwana Research*, 39, 261-291.
  - Alizadeh, A., 2012. Emplacement dating of SW Urmia ophiolite melanges: Tehran, Iran. In 30th National Congress of Earth Sciences.
  - Berberian, M. and King, G.C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian. *Journal of Earth Sciences*, 18(2), 210-265.
  - Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of

- Fu, D., Huang, B., Kusky, T.M., Li, G., Wilde, S.A., Zhou, W. and Yu, Y., 2018. A middle permian ophiolitic melange belt in the solonker Suture Zone, Western Inner Mongolia, China, implications for the evolution of the Paleo-Asian Ocean. *Journal of Tectonics*, 37(5), 1292-1320. <https://doi.org/10.1029/2017TC004947>.
- Garzanti, E., Doglioni, C., Vezzoli, G. and Ando, S., 2007. Orogenic belts and orogenic sediment Provenance. *Journal of Geology*, 115, 315-334.
- Ghorbani, R., Mahmoudi, H., Sepidbar, F., Barth, M., Zaki Khedr, M., Iwata, N., Shinjo, R. and Ahmadi, P., 2022. Geochemical and geochronological constraints on origin of the Sawlava ophiolite (NW Iran), Evidence for oceanic mantle evolution beneath Iran-Iraq border. *Journal of Lithos* 418-419, 106695. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2022.106695>.
- Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*, 58, 820-829.
- Hofmann, A., 2005. The geochemistry of sedimentary rocks from the Fig Tree Group, Barberton greenstone belt, implications for tectonic, hydrothermal and surface processes during mid-Archaean times. *Journal of Precambrian Research*, 143, 23-49.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spottel, B., Lorenz, V. and Wänke, H., 1979. The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules, Paper presented at the Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.
- Kasanzu, C., Maboko, M.A.H. and Manya, S., 2008. Geochemistry of fine-grained clastic sedimentary rocks of the Neoproterozoic Ikorongo Group, NE Tanzania: Implications for provenance and source rock weathering. *Journal of Precambrian Research*, 161(1-2), 1-14.
- Fedo, C. M., Young, G. M., Nesbitt, H. W. and Hanchar, J. M., 1997. Potassic and sodic metasomatism in the Southern Province of the Canadian Shield, evidence from the Paleoproterozoic Serpent Formation, Huronian Supergroup. *Journal of Canadian Precambrian Research*, 84, 17-36.
- Fedo, C. M., Nesbitt, H. W., and Young, G. M., 1995. Unravelling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Journal of Geology*, 23, 921-924.
- Floyd, P. A., Winchester, J. A. and Park, R. G., 1989. Geochemistry and tectonic setting of Lewisian clastic metasediments from the early Proterozoic Lock Marie Group of Gairlock, Scotland. *Journal of Precambrian Research*, 45, 203-214.
- Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S. and Mothersole, F.E., 2013. The process of serpentinization in dunite from New Caledonia. *Journal of Lithos*, 178, 24-39.
- Fu, D., Huang, B.o., Johnson, T.E., Wilde, S.A., Jourdan, F., Polat, A., Windley, B.F., Hu, Z. and Kusky, T., 2022. Boninitic blueschists record subduction initiation and subsequent accretion of an arc-fore-arc in the northeast Proto-Tethys Ocean. *Journal of Geology*, 50 (1), 10-15. <https://doi.org/10.1130/G49457.1>
- Fu, D., Kusky, T.M., Wilde, S.A., Windley, B.F., Polat, A., Huang, B. and Zhou, Z., 2020. Structural anatomy of the early Paleozoic Laohushan ophiolite and subduction complex, Implications for accretionary tectonics of the Proto-Tethyan North Qilian orogenic belt, northeastern Tibet. *Journal of Geological Society of America Bulletin*, 132 (9-10), 2175-2201. <https://doi.org/10.1130/B35442.1>.

- brian Research. 164, 201-213.
- Kutterolf, S., Diener, R., Schacht, U. and Krawinkel, H., 2008. Provenance of the Carboniferous Hochwipfel Formation-Geochemistry versus petrography. *Journal of Sedimentary Geology*, 203, 246-266.
  - Long, X., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W. and Cai, K., 2008. Early Paleozoic sedimentary record of the Chinese Altai; Implications for its tectonic evolution. *Journal of Sedimentary Geology*, 208, 88-100
  - Mason, B. and Moore, C.B., 1982. Principles of Geochemistry. John Wiley, Hoboken, N. J, 344.
  - Maynard, J.B., Valloni, R. and Yu, H., 1982. Composition of modern deep sea sands from arc-related basin. *Geology Society of London, Special Publication*, 10, 551-561.
  - Modjarrad, M., 2024. Intrusive rocks petrogenesis related to the Gysian ophiolitic area, NW Iran. Islamic Republic of Iran, in press.
  - Modjarrad, M., Whitney, Donna. L. and Omrani, Hadi., 2024. Petrologic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. *Acta Geochim*, in press. <https://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6>.
  - Moghadam, S.H. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous fore-arc ophiolites of Iran. *Journal of Island Arc*, 20, 1-4. <https://doi.org/10.1111/j.1440-1738.2010.00745.x>
  - Negrel, P., Sadeghi, M., Ladenberger, A., Reimann, C. and Birke, M., 2015. Geochemical fingerprinting and source discrimination of agricultural soils at continental scale. *Journal of Chemical Geology*, 396, 1e15.
  - Nesbitt, H. W. and Young, G. M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rocks based on thermodynamic and kinetic considerations. *Journal of Cosmochimica Acta*, 48, 1523-1534.
  - Potter, P.E., Maynard, J.B., and Depetris, P.J., 2005. *Mud and Mudstones: Introduction and Overview*, Heidelberg, Springer-Verlag, 297
  - Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1972. *Sand and sandstone*. Springer-Verlag, New York.
  - Roser, B. P. and Korsch, R. J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO<sub>2</sub> contents and K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O ratio. *Journal of Geology*, 94, 635-650.
  - Saunders, A.D. and Tarney, J., 1984. Origin of MORB and chemically depleted mantle reservoirs: trace element constraints. of *Petrol, Special Lithosphere Issue*, 415-445.
  - Sun, S.S., 1980. Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A297, 409-445.
  - Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The continental crust: its composition and evolution*, Blackwell Scientific Publications Ltd., 312.
  - Ulmer, P. and Trommsdorff, V., 1995. Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science*, 268(5212), 858-861
  - Vergara, M., Levi, B., Nystrom, J. O. and Cancino, A., 1995. Jurassic and Early Cretaceous island arc volcanism, extension, and subsidence in the Coat Range of central Chile. *Geology Society of American Bulltain*, 107, 1427-1440.
  - Wedepohl, K.H., 1995. The composition of the continental crust. *Journal of Geochim. Journal of Cosmochim. Acta*, 59 (7), 1217e1232.
  - Zhihong, W. and Huaifu, I., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region Southeastern China, and their genesis. *Journal of Ofioliti*, 23, 1-6.