

شیمی کانی و ژئوشیمی عناصر جزئی/نادرخاکی درالترامافیک‌های غرب ماکو

منیر مجرد^(۱)

۱. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۰۴/۲۷

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۵/۰۸

چکیده

سنگ‌های الترامافیک کرتاسه فوقانی در ناحیه غرب ماکو در نزدیکی مرز با ترکیه متعلق به افیولیت نئوتتیس و به صورت توده‌های کوچک و پراکنده، توزیع وسیعی دارند. این بخش از خاک ایران بخشی از بلوک ارمنستان جنوبی و گندوانایی و نزدیک به خطواره سیوان-اکرا است. در این مطالعه با استفاده از مشاهده دقیق روابط صحرایی، بررسی شیمی بلور و داده‌های سنگ‌کل که شامل عناصر جزئی و نادر خاکی است، به طبقه‌بندی این گروه سنگی، شناسایی ترکیب فازهای باقیمانده و تشخیص جایگاه تشکیل سنگ گشته‌ای پرداخته شده است. سنگ‌های الترامافیک این ناحیه به شدت سرپانتینی شده، کم کلسیم و هیدراته هستند. این سنگ‌های گشته‌ای درجه بالایی از ذوب بخشی را تجربه کرده و از عناصر ناسازگار تهی هستند. بنابراین اندازه‌گیری مقادیر این عناصر با روش خاصی صورت گرفت. فازهای اصلی شامل فورستریت، انستاتیت، دیوپسید و کروم اسپینل است و در یک متن غالب سرپانتینی از نوع کریزوتیل و لیزاردیت به چشم می‌خورند. الگوی عناصر نادر خاکی سنگ‌ها زنگوله‌ای است و نشانه‌ی آلیش با پوسته قاره‌ای را ثبت کرده است. بعلاوه سنگ‌های الترامافیک غرب ماکو بر اساس ژئوشیمی سنگ‌کل و با استفاده از نمودارها و نسبت‌های بین اکسید عناصر اصلی و جزئی، از دسته سرپانتینیت‌های فرورانده شده ارزیابی شده و درجات بالایی از باروری مجدد آنها توسط فرایندهای تبادل سنگ/سیال روی داده است. بنابراین فراوانی نسبی بالای عناصر محلول در سیال مانند اورانیم، سرب و استرانسیم در آنها حاصل فرایندهای ثانوی می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، الگوی عناصر نادر خاکی، سرپانتینیت، شیمی بلور، ماکو.

مقدمه

اقیانوسی قدیمی و موقعیت آن از لحاظ چرخه ویلسون در اختیار قرار می‌دهد (Uysal et al., 2015; Pearce and Robinson, 2010). کارهای پژوهشی اخیر بر روی افیولیت‌ها نشان داده است، اغلب سنگ‌های الترامافیک اقیانوسی در محیط جلوی قوس پدید آمده‌اند

مطالعه بخش گشته‌ای یک افیولیت می‌تواند اطلاعات مفیدی را درباره فرایندهای تکوین گشته فوقانی و محیط تکتونیکی پیدایش افیولیت در اختیار بگذارد (Uysal et al., 2009; 2008). افیولیت‌های مرتبط با جایگاه فرافورانشی^۱ یا جلوی قوسی^۲ اغلب دانشی درباره تاریخچه تحولات لیتوسفر

1. Supra Subduction Zone (SSZ)

2. Fore-arc

* نویسنده مرتبط: m.modjarrad@urmia.ac.ir

(Xin et al., 2021; Dilek and Furnes, 2014). ۱۳۹۸، نیک‌بخت و همکاران، ۱۳۹۹).

در مطالعه حاضر بر روی یک مجموعه نمونه جدید از سرپانتینیت‌های پراکنده غرب ماکو تحقیقات مربوط به شیمی بلور و نیز ترکیب سنگ کل سامان یافته و مهم‌تر از همه با تکنیک ویژه‌ای مقادیر بسیار اندک عناصر جزئی و نادر خاکی آن که نقش تعیین‌کننده‌ای در مطالعه پترولوژی دارد، به‌دشواری سنجیده و بررسی شده است. شواهد حاکی از این است که ناحیه ماکو قطعه‌ای از بلوک ارمنستان جنوبی و گندوانیک بوده (Nikogosian et al., 2023) و بیشتر به خطواره نئوتتیس شمالی نزدیک می‌باشد. در بخش شمال غربی ایران پیچیدگی این فرایندها بیشتر بوده است (شکل ۱) و بیشتر لکه‌ها در امتداد گسل تراسی مهم موسوم به سیه‌چشمه (چالدران)-خوی-تبریز به سطح رسیده‌اند (Mohammadi et al., 2020).

زمین‌شناسی ناحیه

سنگ‌های الترامافیک سرپانتینیتی شده افیولیتی در غرب ماکو به‌صورت توده‌های کوچک و پر تعداد در این ناحیه تا مرز بین ایران و ترکیه به همراه سنگ‌های متابازیتی با منشأ پشته میان اقیانوسی (Modjarrad et al., 2024b) و بازالت‌های جوان کواترنری ماکو (مجرد، ۱۴۰۱) سطح را پوشانده‌اند. البته درجه دگرگونی در سنگ‌های این ناحیه به اندازه بخش‌های شمالی در استپاناوان و آماسیا (Rolland et al., 2020) نیست. از آنجا که محصولات آتشفشانی طغیانی پلدشت تا ماکو با ترکیب مشابه آتشفشان آراتات بخش وسیعی از ناحیه را با سنگ‌های آندزیتی-توف و بازالت حفره‌دار جوان پوشانده‌اند. بنابراین رخنمون سنگ‌های الترامافیک در سطح کوچک و به‌صورت پراکنده است. همچنین سنگ‌های الترامافیک توسط رسوب‌گذاری آهک‌های پلاژیک پالئوسن نیز محفوظ شده و از دید پنهان هستند.

این ناحیه در خطواره افیولیتی نئوتتیس به‌صورت آمیزه رنگین تکتونیزه در کرتاسه فوقانی پدید آمده (آقانباتی،

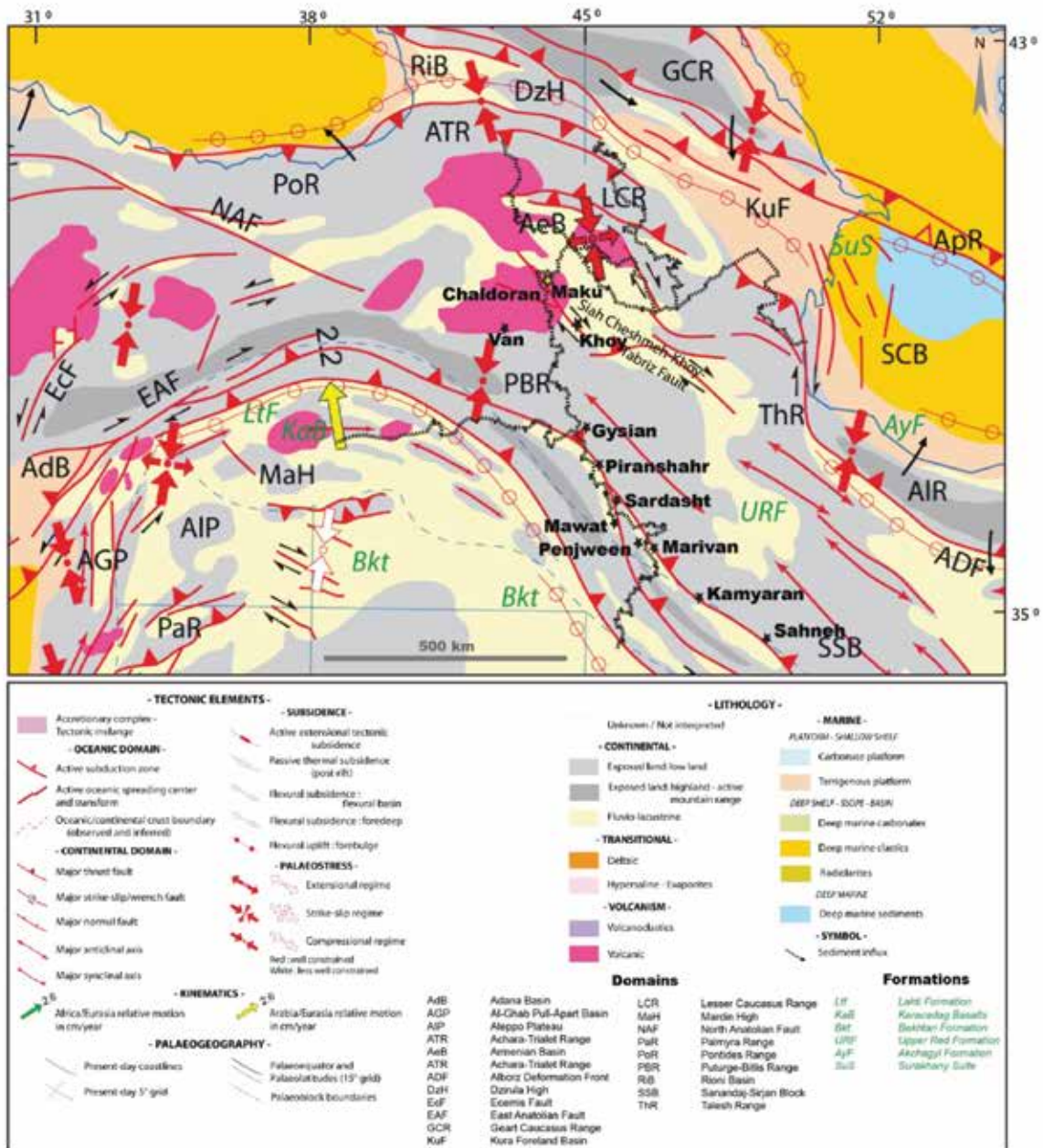
طبق یافته‌های نوین، افیولیت‌های جلوی قوسی بخشی از پوسته اقیانوسی هستند و در مراحل آغازین فرورانش ایجاد شده است (Whattam and Stern, 2011). این دسته از افیولیت‌ها اغلب به شکل یک آمیزه رنگین در سطح ظاهر می‌شوند (Wakabayashi, 2017).

در گوشه شمال غربی ایران فشارش مورب ورقه عربی به زیر خرد قاره ایران و بلوک ارمنستان جنوبی^۱ طی فرورانش نئوتتیس با شیب به سمت شمال شرقی در زمان تریاس تا ژوراسیک زیرین (Zhang et al., 2018) منجر به پیدایش قوس ماگمایی سنوزوئیک مشهور به نام ارومیه-دختر^۲ با نام معادل کمربند ماگمایی ترکیه-قفقاز کوچک-ایران^۳ شده است (Grosjean et al., 2022). این کمربند به موازات نوار دگرگونه سندنجد-سیرجان و نیز لکه‌های افیولیتی متعدد امتداد کوهزایی زاگرس^۴ از زمان ژوراسیک میانی تا برخورد عربی-اوراسیایی ظهور پیدا کرده است (Berberian and King, 1981; Mohajjel and Fergusson, 2000).

برخی زمین‌شناسان معتقدند نئوتتیس شامل دو شاخه شمالی (خطواره سیوان-آکرا) و جنوبی (خطواره بیتلیس-زاگرس^۵) بوده و شاخه شمالی دیرتر از شاخه جنوبی و در میوسن میانی بسته شده است (Neill et al., 2013). لکه‌های افیولیتی متعدد کمربند افیولیتی زاگرس متعلق به کرتاسه بالایی و ناشی از پدیده‌های مربوط به بسته شدن اقیانوس نئوتتیس جنوبی هستند. لکه‌های افیولیتی از شمال تا جنوب در ارمنستان، شرق ترکیه، شمال غرب ایران و شمال شرق عراق در سطح رخنمون پیدا کرده‌اند و مهم‌ترین آنها عبارتند از: آماسیا، استپاناوان، سیوان و ودی در ارمنستان، کاگیزمان، چادیران، تاشلیچای و شرق وان در ترکیه، آواجیق، چالدران، خوی، سرو، گیسیان، پیرانشهر، سردشت، مریوان، کامیاران و کرمانشاه در ایران و حسن بگ، پشتاشان، بولفات، ماوات و پنجوین در عراق (Modjarrad et al., 2024a and references therein; Modjarrad et al., 2025). مطالعه بخش گوشته‌ای توالی یک افیولیت در شناخت وقایع و منشأ آن کارایی زیادی دارد (مجرد و مؤید، ۱۴۰۳، جلال و کیل‌کندی و همکاران،

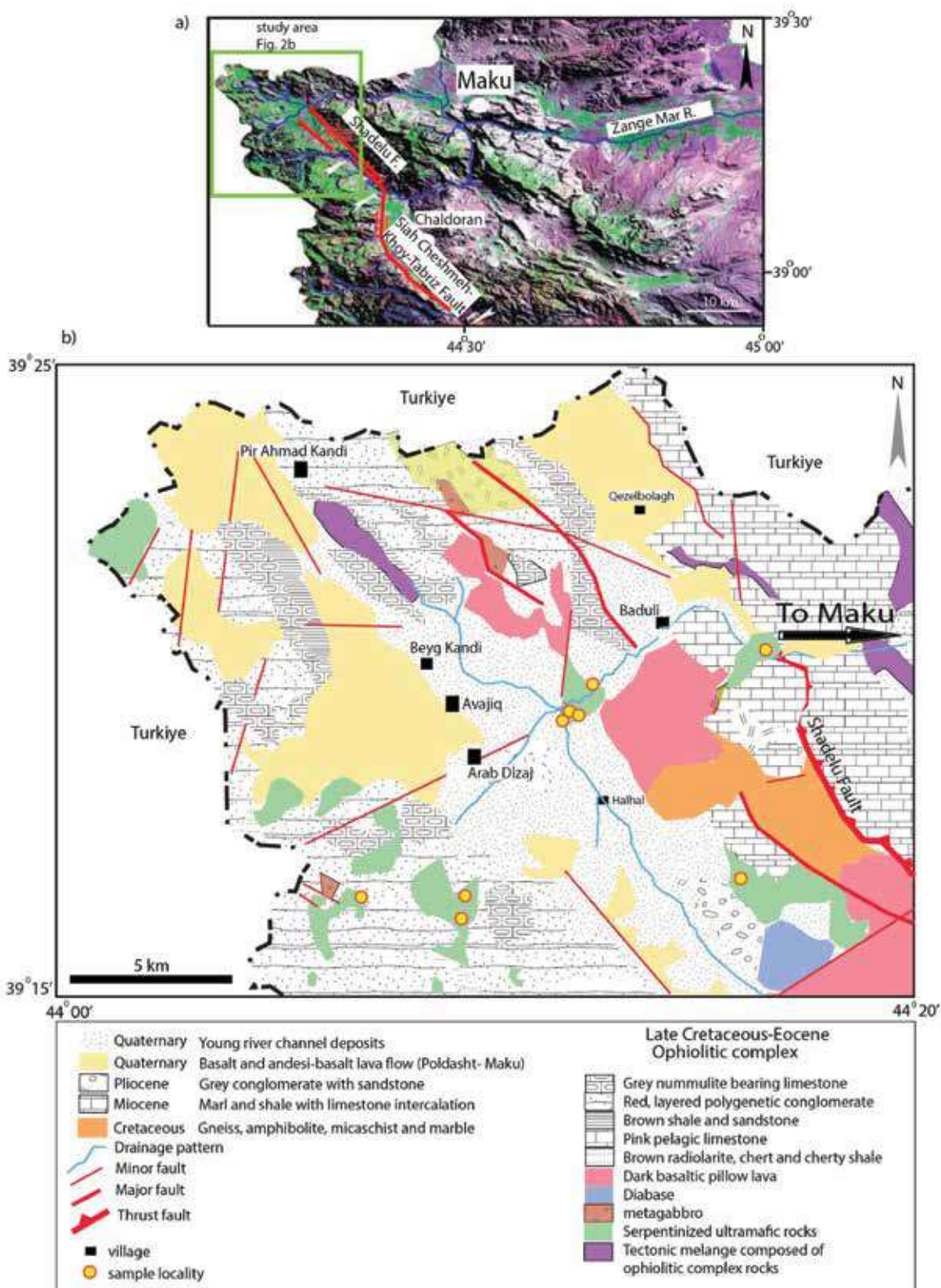
1. South Armenian Block (SAB)
2. Urmia-Dokhtar magmatic arc (UDMA)
3. Turkish-Lesser Caucasian-Iranian magmatic belt
4. Zagros Orogenic (ophiolitic) belt (ZOB)
5. Bitlis-Zagros

در امتداد گسل اصلی امتداد لغز سیه چشمه (چالدران) - خوی - تبریز (روستایی و همکاران، ۱۳۹۳) و گسل‌های تراسی نظیر شادلو (شکل ۲-ا) در سطح ظاهر شده است (Berberian, 1997). بیشتر تمرکز سرپانتینیت‌ها در اطراف روستاهای علوجنی، هال‌هال، دلیک‌وردی و شاه بندلو است و نمونه‌برداری از این مناطق صورت گرفت (شکل ۲-ب).



شکل ۱. نقشه کهن ساختاری خطواره نئوتنیس در زمان ۳/۶ تا ۲/۵۹ میلیون سال قبل^۲ اقتباس شده از نقشه شماره ۱۴ برنامه تکامل حوضه خاورمیانه^۲ (Barrier and Vrielynck, 2008). موقعیت کنونی برخی لکه‌های افیولیتی مهم افزوده شده و با ستاره مشکی مشخص شده است

1. Palaeotectonic map
2. The Piacenzian time
3. Middle East Basins evolution Programme (MEBE)



شکل ۲. (a) موقعیت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه بر روی عکس ماهواره‌ای شمال غرب ایران. گسل اصلی امتدادلغزی که پروند لکه‌ها در امتداد آن است، مشخص شده است، (b) نقشه زمین‌شناسی ناحیه غربی ماکو (اقتباس شده و تغییر یافته بر روی ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه‌چشمه از مجیدی، ۱۳۸۵) و توزیع لکه‌های الترامافیکی بر روی آن، همچنین محل نمونه‌برداری‌ها بر روی نقشه علامت‌گذاری شده است.

روش مطالعه

پetroگرافی و شیمی کانیها

سنگ‌های الترامافیک پراکنده در ناحیه غربی ماکو اغلب به شدت (بیش از ۷۰ درصد) سریانتینی شده‌اند و فقط بقایایی از الیوین، پیروکسن‌ها و اسپینل در زمینه‌ای از سریانتین وجود دارد (شکل ۳). بنابراین استفاده از پسوند سریانتینی برای این سنگ‌ها الزامی است. با توجه به نسبت فراوانی حجمی فازهای باقیمانده این سنگ‌ها از نوع هارزبورژیت سریانتینی می‌باشند.

الیوین در این سنگ‌ها از نوع فورستریتی بوده و حدود ۱۰-۲۰ درصد حجمی فراوانی دارد. این کانی بافت غربالی داشته و به صورت جزایری باقیمانده در متن سریانتین‌های رشته‌ای و توده‌ای لیزاردیتی، کریزوتیلی منیزیم بالا نمود دارد.

ارتوپروکسن از نوع انستاتیت با فراوانی حدود ۱۰ درصد حجمی و کلینوپروکسن دیوپسیدی بسیار کمتر (حدود ۵ درصد حجمی) در این سنگ‌ها وجود دارند. گاهی بافت نبود امتزاجی از دو پیروکسن در نمونه‌ها دیده می‌شود. ولی اغلب این دو کانی به صورت فازهای مجزا رشد کرده‌اند.

کانی تیره از نوع کروم اسپینل به صورت شکسته و تکه تکه شده در ابعاد ریز هم دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها کانی کلینوپروکسن ثانویه رشد کرده و نمی‌توان آن را جزء کانی‌های اصلی قلمداد و در طبقه‌بندی سنگ لحاظ کرد. خلاصه‌ای از نتایج بررسی شیمی کانی‌ها بر روی عکس‌های میکروسکوپ الکترونی درج شده تا مطالعه و مقایسه آسان‌تر شود (شکل ۳).

ژئوشیمی سنگ کل

به منظور درک شرایط تشکیل و نیز ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های الترامافیک سریانتینی غرب ماکو اقدام به تجزیه سنگ کل نمونه‌ها شد (جدول ۱). این نتایج نشان داد سنگ‌های مورد نظر هیدراته و فقیر از کلسیم بوده و با ترکیب نورماتیو بازمحاسبه شده متعلق به دسته هارزبورژیت و/یا الیوین-ارتوپروکسنیت کلینوپروکسن دار

از بین ده‌ها نمونه سنگی از سریانتینیت‌های پراکنده در غرب ماکو تعداد ۲۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب و توسط میکروسکوپ پلاریزان در گروه زمین‌شناسی دانشگاه ارومیه مورد مطالعه و بررسی قرار گرفت. پس از آن هشت نمونه از متنوع‌ترین نمونه‌ها از نظر کانی‌شناسی و بافتی که توزیع جغرافیایی مناسبی از ناحیه داشتند، جهت انجام تجزیه به‌وسیله دستگاه فلورسانس اشعه ایکس^۱ (برای دستیابی به اکسید عناصر اصلی) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفتیده القائی^۲ (برای اندازه‌گیری عناصر جزئی و نادر خاکی) در آزمایشگاه ساواآزما (معمد وزارت صمت در تهران) تجزیه شد (جدول 1S نتایج را نشان می‌دهد). از آنجاکه سنگ‌ها بسیار تهی شده بودند اغلب عناصر جزئی، همه عناصر نادر خاکی و نیز کل گروه پلاتین که با صرف هزینه بالا مورد تجزیه قرار گرفتند، زیر حد تشخیص دستگاه گزارش شد.

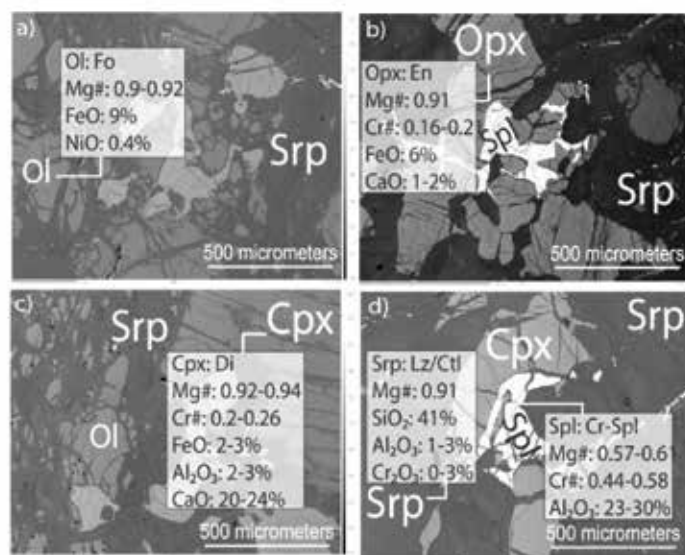
با عنایت به اینکه فراوانی برخی عناصر جزئی و نیز الگوی عناصر نادر خاکی در تعیین خاستگاه و بررسی سیر تکاملی پوسته نقش حیاتی دارند بنابراین چهار نمونه متنوع از نظر اکسید عناصر اصلی انتخاب و در آزمایشگاه GeoLab انتاریو (وزارت معدن کانادا) مورد تجزیه قرار گرفت (جدول 2S). در این تجزیه به صورت ویژه حد تشخیص دستگاه تا حد ده‌هزارم پی پی ام پایین آورده شد تا غلظت بسیار اندک عناصر پس از تغلیظ در اسید مرکب سنجیده شود. مجموع تمام عناصر نادر خاکی در این سنگ‌ها به سختی به دو پی پی ام می‌رسد و نشان از تهی‌شدگی شدید آنها دارد. استانداردهای مورد استفاده پیروکسنیت ISO 17025 و نیز OREAS 684 برای کالیبراسیون دستگاه است.

پس از پتروگرافی دقیق و نیز بررسی نتایج ژئوشیمی تعداد چهار نمونه برای انجام تجزیه نقطه‌ای ریزکاونده الکترونی^۳ در آزمایشگاه علوم زمین دانشگاه لودویگ ماکسی میلیان مونیخ در کشور آلمان انتخاب شد. دستگاه از نوع کامکا SX-100 و کانی‌های اصلی نظیر الیوین، پیروکسن، اسپینل و سریانتین در سنگ‌های مورد بحث مورد تجزیه قرار گرفتند. جدول 3S نتایج این تجزیه را خلاصه کرده است.

1. XRF

2. ICP-MS

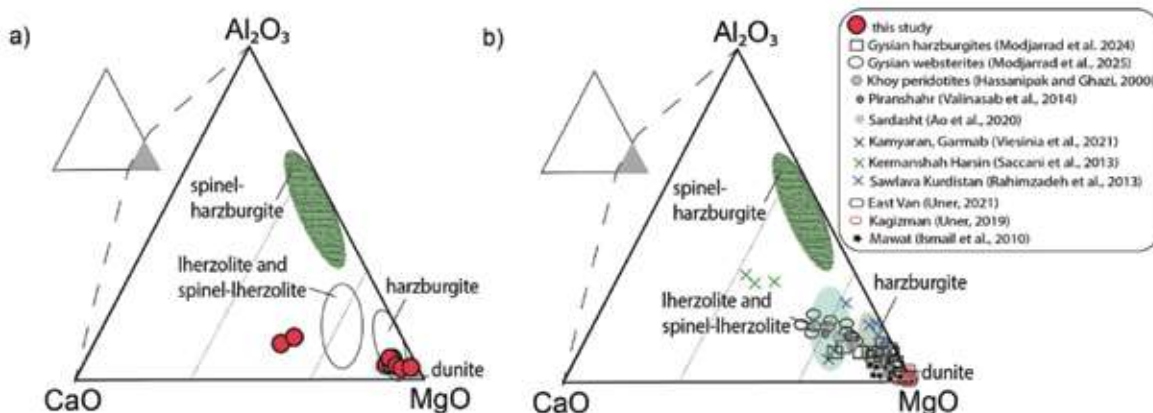
3. Electron Prob Micro Analyser (EPMA)



شکل ۳. تصاویر میکروسکوپ الکترونی نمونه‌های سریانیتینی غرب ماکو. خلاصه‌ای از نتایج شیمی بلور روی عکس‌ها قید شده است. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها از Whitney and Evans (2010) می‌باشد

سنگ‌های مورد مطالعه اغلب در گستره هارزبورژیت و کمتر در بخش لرزولیت گوشته‌ای واقع شده‌اند (شکل a-۴). با هدف قیاس الترامافیک‌های غرب ماکو با سایر افیولیت‌های شناخته شده امتداد نئوتتیس، برخی از موارد مهم در همین نمودار مشخص و تشابه موارد متعددی از آنها نظیر غرب وان ترکیه، خوی، کرمانشاه و پنجوین عراق با الترامافیک‌های حاضر تأیید می‌شود (شکل b-۴). البته بعضی از آنها بیشتر لرزولیتی هستند و یا بیشتر دگرگون شده و منیزیم از دست داده‌اند.

می‌باشند. این سنگ‌ها محتوای بالایی از مواد فرار داشته (LOI=12-15 wt.%) و به شدت سرپانتینی شده‌اند. محتوای بالای اکسید منیزیم (حدود ۳۰-۴۵ درصد) از ویژگی‌های سنگ‌های الترامافیک گوشته محسوب می‌شود (Pfeifer, 1990). میزان اندک اکسیدهای آلومینیم و کلسیم ناشی از حضور کم فاز کلینوپیروکسن به دلیل نرخ بالای ذوب بخشی در این تفاله گوشته‌ای است. در نمونه‌هایی که کلینوپیروکسن ثانویه به صورت متاسوماتیک در آنها پدید آمده این دو اکسید فراوانی بیشتری دارند. در نمودار مثلی اکسیدهای آلومینیم-کلسیم-منیزیم



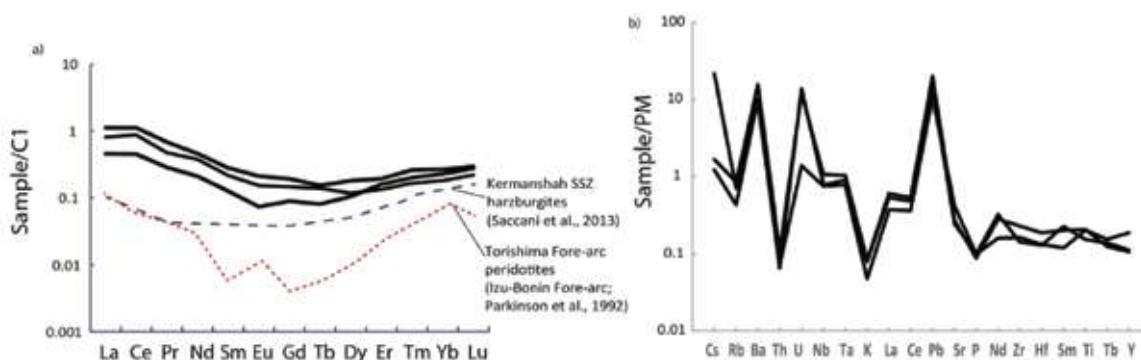
شکل ۴. (a) رابطه بین سرپانتینیت‌های غرب ماکو و پروتولیت آن در مثلث $MgO-Al_2O_3-CaO$ (wt.%), (b) همین نمودار برای سرپانتینیت‌های مهم نئوتتیس رسم شده است

دیده می‌شود. با هدف مقایسه، دو مورد الگوی مربوط به الترامافیک‌های جلوی قوسی از ناحیه بونین و کرمانشاه در این نمودار آورده شده که تشابه قابل ملاحظه‌ای با روندهای نمونه‌های غرب ماکو نشان می‌دهند.

همچنین رسم الگوی تغییرات عنکبوتی نمودارهای چندین عنصری به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه، بی‌هنجاری مثبتی از باریوم، اورانیوم، سرب و استرانسیم در کنار بی‌هنجاری منفی منسی از توریم، پتاسیم، فسفر و بیشتر عناصر با مقاومت یونی بالا مانند زیرکونیم و نئودیم را نشان می‌دهد (شکل ۵-b).

با توجه به شدت سرپانتینی شدن الترامافیک‌های غرب ماکو، فراوانی عناصر جزئی برای تعیین ژنز آنها می‌تواند بسیار ارزشمند باشد. فراوانی کروم بین ۲۸۵۰-۲۰۰۰، نیکل از ۲۰۶۰-۱۷۰۰، اسکاندیم بین ۲۰-۱۰، تیتانیوم ۲۰۰-۱۰۰، باریوم ۳۵۰-۸۰، لیتیم ۹-۲ و سرب زیر سه پی پی ام می‌باشد (جدول 2S).

برای رسم الگوی عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها از کندریت برای به هنجارسازی استفاده شد (شکل ۵-a). این الگو یک شکل زنگوله‌ای داشته و هم عناصر نادر خاکی سبک و هم سنگین بالا و مقادیر عناصر میانه گروه کم است. بی‌هنجاری منفی خفیفی از یورپیم در این الگو



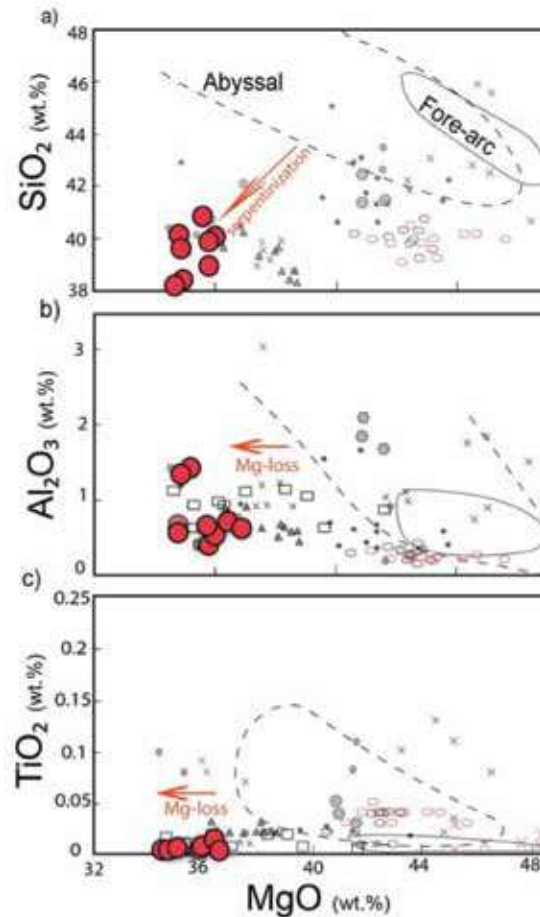
شکل ۵. (a) الگوی عناصر نادر خاکی به هنجار شده نسبت به کندریت (Taylor and McLennan, 1985)، بعلاوه دو روند از سرپانتینیت‌های جلوی قوس با هدف قیاس آورده شده است. منابع روی نمودار درج شده است. (b) نمودار عنکبوتی چندین عنصری به هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989).

بحث

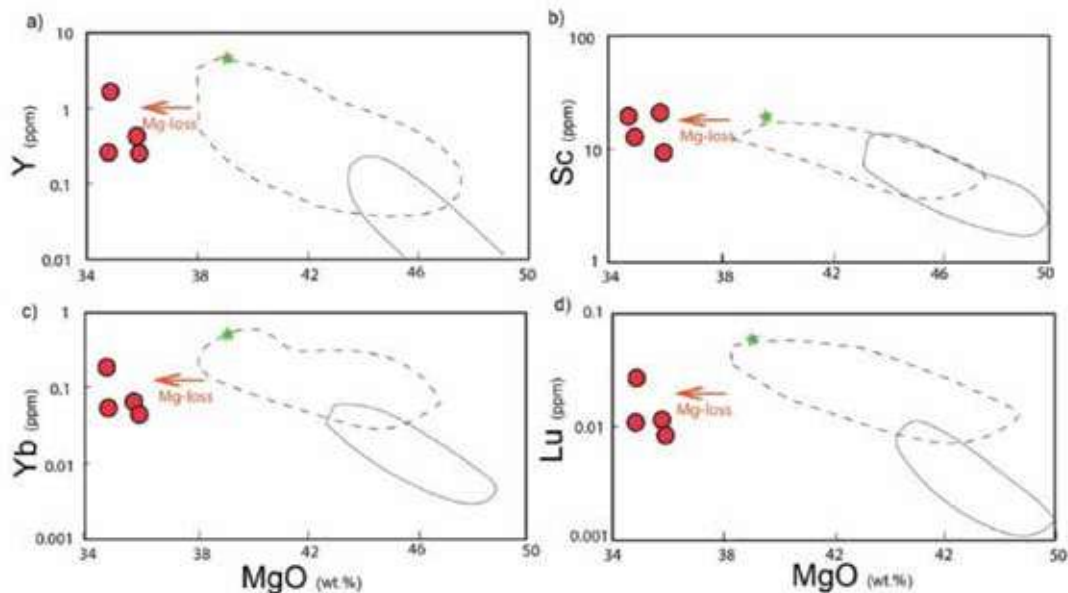
این مشخصه را خوب نشان می‌دهند. بقیه الترامافیک‌های مقایسه شده نفوتتیس نیز اغلب در جایگاه‌های تعیین شده استقرار نیافته و درجاتی از سرپانتینی شدن مانع از تعیین دقیق جایگاه تشکیل آنها می‌شود (شکل ۶).

با هدف طبقه‌بندی سرپانتینیت‌های غرب ماکو (جدول ۱) طبق دسته‌بندی دشامپ و همکاران (Deschamps, et al., 2013)، نمودارهایی بر پایه ایتربیم در برابر استرانسیم، لیتیم، اورانیوم، تیتانیوم، باریوم، سرب و نسبت لانتانیم به ایتربیم رسم شد (شکل ۸). این عناصر که از نوع متحرک در سیال محسوب می‌شوند به خوبی می‌توانند بیانگر تاریخچه وقایع مرتبط با غنی‌شدگی سرپانتینیت‌ها

برای تعیین محیط تکتونیکی پیدایش سنگ‌های الترامافیک‌ی پراکنده در ناحیه غرب ماکو به رسم نمودارهای هارکرگونه بر مبنای اکسید منیزیم برای برخی اکسیدها و عناصر انتخابی مانند اکسیدهای سیلیسیم، تیتانیوم، آلومینیم، ایتربیم، ایتربیم، اسکاندیم و لوتسیم اقدام شد (شکل‌های ۶ و ۷). از آنجا که نمونه‌ها به شدت منیزیم از دست داده‌اند، بنابراین نمونه‌ها در هیچ‌یک از محدوده‌های الترامافیک‌های مناطق عمیق و یا جلوی قوسی (فرافرورانشی) قرار نگرفتند. اگر مسئله افت محتوای منیزیم را در نظر بگیریم نمونه‌ها به خوبی روند موازی با مناطق جلوی قوسی را ثبت کرده‌اند (شکل ۶). بخصوص وانادیم و آلومینیم



شکل ۶. نمودار تغییرات اکسید منیزیم در برابر (a) سیلیس، (b) اکسید آلومینیم و (c) تیتانیم برای سرپانتینیت‌های غرب ماکو و نیز افیولیت‌های مهم خط‌درز نئوتتیس. افت محتوای منیزیم به‌واسطه سرپانتینی شدن مانع از جایگیری نقاط در محدوده‌های مورد نظر شده است. با این وجود موازات روند جلوی قوسی تا حدی دیده می‌شود. (محدوده‌های الترامافیک‌های مناطق عمیق و جلوی قوسی از Niu et al., 1997 و Parkinson and Pearce, 1998)



شکل ۷. نمودارهای تغییرات اکسید منیزیم در برابر عناصر جزئی (مانند a) ایتربیم، (b) اسکاندیم، (c) ایتربیم و (d) لوتسیم که روند کاهش منیزیم از استقرار نمونه‌ها در محدوده‌های مورد نظر ممانعت کرده است

باشند. شدت سرپانتینی شدن منجر به از دست رفتن شدید مقدار منیزیم در این سنگ‌ها شده و مانع از دسته‌بندی صحیح این سنگ‌ها شده است. با این وجود تعلق این سنگ‌ها به گروه سرپانتینیت‌های لیزاردیتی فرورانده شده از این نمودارها

جدول ۱. مشخصات ژئوشیمیایی انواع سرپانتینیت‌های محیط‌های مختلف (Deschamps et al., 2013)

سرپانتینیت‌های مناطق عمیق	سرپانتینیت‌های فرورانده شده	سرپانتینیت‌های گوه‌گوشته‌ای	سیالات مشتق شده از سرپانتینیت‌ها
محتوای Ti متوسط (۱۰۰-۱۰۰ ppm)	محتوای Ti بالا (۳۰-۵۰۰ ppm)	محتوای Ti کم تا متوسط (۵-۳۰ ppm)	غنی از عناصر متحرک در سیال (FME)
محتوای Yb به نسبت ثابت (ppm ۰/۰۵-۰/۰۵)	محتوای Yb غنی شده (ppm ۱<۰/۰۲)	محتوای Yb پایین (<۰/۰۵ ppm)	نسبت بالایی از عناصر جزئی شامل: U/Th, Sb/Ce, Sr/Nd و غنی از B
FMQ تا FMQ-2	LOI اندک	LOI بالا	
ناهنجاری مثبت Eu	FMQ-1, FMQ-2	FMQ+1-FMQ-1	
کروم اسپینل:	کروم اسپینل:	کروم اسپینل:	
Cr#<0.6, X _{Mg} >0.4	Cr#<0.6, X _{Mg} >0.4	Cr#>0.6, X _{Mg} <0.4	
غنی از Eu و Pb	الگوی عناصر نادر خاکی به نسبت مسطح	غنی از LILE مانند Cs, Rb, Sr	
	شواهد قوی مبنی بر غنی‌شدگی ثانویه/باروری مجدد		

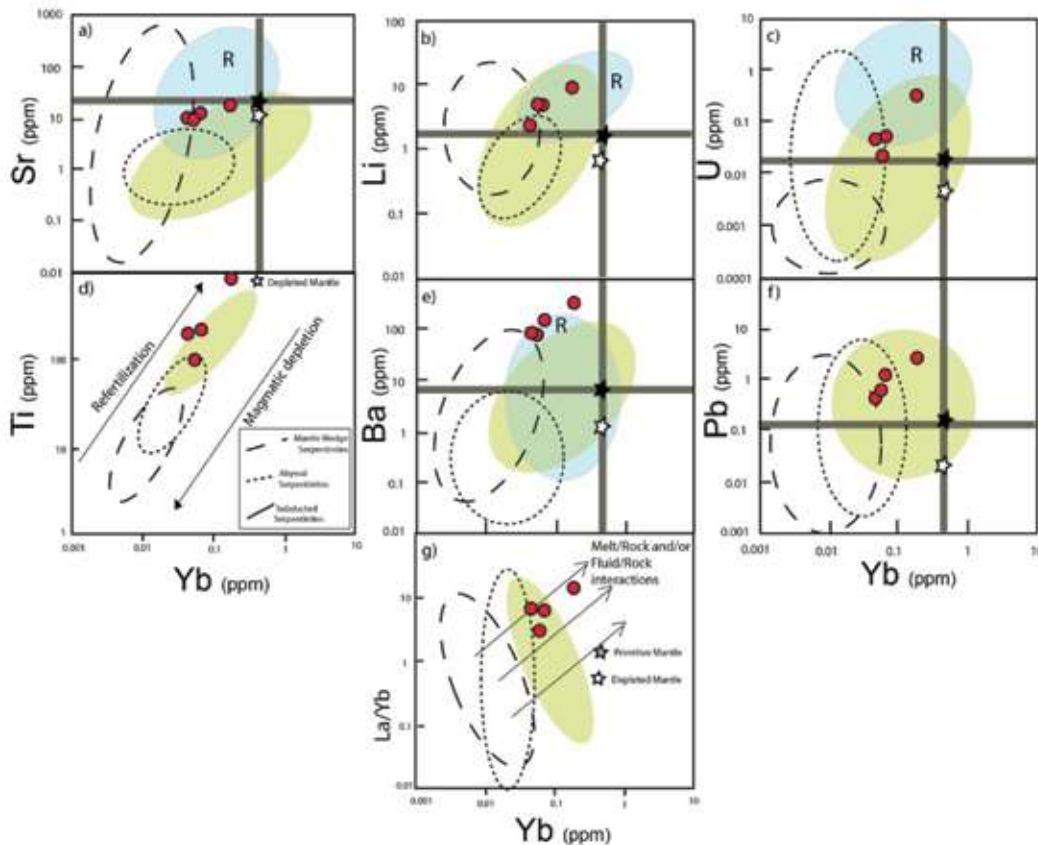
معناداری از عناصر اورانیوم، سرب و استرانسیم نسبت به گوشته اولیه در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود که همگی جزء عناصر محلول در سیال^۲ هستند. این مشخصه عمومی همه سرپانتینیت‌ها است و اغلب پترولوژیست‌ها فراوانی بالای عناصر ناسازگاری مانند استرانسیم و سرب را به وجود رگه‌های کربناته ثانویه داخل این گروه سنگ‌ها نسبت می‌دهند (Kochergina et al., 2016). اما درباره اورانیم باید در نظر داشت که غنی‌شدگی از آن در سرپانتینیت‌های حاشیه غیرفعال یا در پشته‌های میان اقیانوسی شایع است (Barnes et al., 2013). اغلب سرپانتین به‌عنوان یک حامل دینامیک برای اورانیم شناخته می‌شود (Kodolanyi et al., 2012). از این رو بالا بودن نسبی محتوای اورانیم را می‌توان به‌شدت سرپانتینی شدن سنگ‌های الترامافیک غرب ماکو نسب داد. علاوه بر سه عنصر اورانیم، سرب و استرانسیم باید به بالا بودن محتوای باریم نیز اشاره کرد (بیش از ۳۶۰-۱۵۰ پی پی ام) که خود یک مشخصه پوسته‌ای است.

درباره منشاء سیالات مؤثر در باروری سرپانتینیت‌ها لازم به ذکر است که با فرورانش تختال اقیانوسی که آنگیری و گرمایش آن توسط دگرگونی پیش‌رونده در کانال فرورانش (Green, 2007)، سیالات زیادی از این تختال آزاد شده و همین سیالات رها شده باعث ذوب بخشی گوه‌گوشته‌ای و وقوع ماگماتیسم قوس‌های فرورانشی می‌شود. میزان متوسط آب در پوسته اقیانوسی در رخساره تدفینی ژئولیتی حدود ۷ درصد است و در سنگ‌های رخساره اکلوزیت این عدد به ۰/۰۹ درصد کاهش می‌یابد (Rüpke et al., 2004). پس می‌توان نتیجه گرفت، به‌طور تقریبی کل آب پوسته اقیانوسی به درون گوه‌گوشته‌ای نفوذ و در آن انتشار می‌یابد. همین نکته باعث غنی‌شدگی متاسوماتیک (بارورسازی مجدد) سنگ‌های این ناحیه می‌شود.

به دلیل پایداری نسبی عناصری مانند اورانیم، سرب، زیرکونیم و نئوبیم سعی شد از نسبت‌های معرفی شده بین این عناصر برای شناخت ویژگی‌های ترکیبی نمونه‌های مورد مطالعه استفاده شود (شکل ۹). نمونه‌های یاد شده به‌خوبی روند سنگ‌های ماگمایی از گوشته تهی‌شده تا گوشته غنی‌شده و مورب غنی‌شده را دنبال کرده است. بی‌هنجاری

1. Refertilization

2. Fluid Mobile Elements (FMEs)



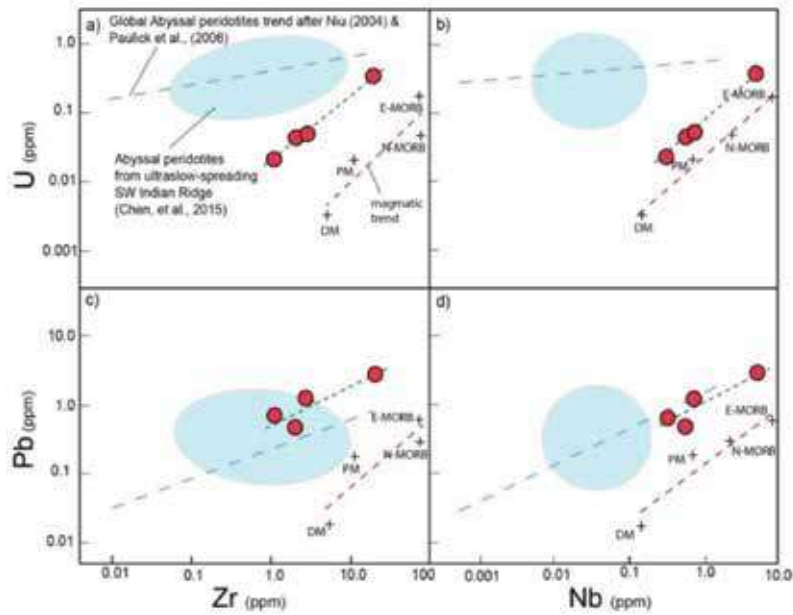
شکل ۸. نمودارهای تعیین نوع خاستگاه سریانتینیت‌های مناطق عمیق، فرورانده شده و گوه‌گوشته‌ای (Deschamps et al., 2013)، سریانتینیت‌های غرب ماکو در هر سه مورد در گستره نوع فرورانده شده قرار دارند. علامت‌های ستاره برای نشان دادن گوشته تهی‌شده و غنی‌شده و گستره خاکستری برای نمایش آرایه گوشته اقیانوسی استفاده شده است، نمودارهای برای بررسی غنی‌شدگی سریانتینیت‌ها از عناصر متحرک در سیال (Deschamps et al., 2013) نیز کارایی دارند، بخش آبی که با علامت R مشخص شده بیانگر سریانتینیت‌های دچار باروری مجدد شده طی فرایند سریانتینی شدن و تبادل سنگ/سیال است

دلیل پتانسیل یونی مشابه به هم شبیه است ولی توریم در سیالات نامتحرک و اورانیم متحرک است (Parkinson and Pearce, 1998). این مورد به‌ویژه در پریدوتیت‌های ناحیه فرورانشی بیشتر اهمیت پیدا می‌کند. اورانیم طی دگرسانی با سیالات از سنگ‌ها خارج شده ولی توریم به‌جا می‌ماند و این دو از هم جدا می‌شوند. پس می‌توان نتیجه گرفت، فراوانی نسبی اورانیم حاصل تعامل با سیالات کف اقیانوسی و دگرسانی هیدروترمال ایجاد شده است (Niu, 2004). در نمودارهای شکل ۱۰ نیز این دو عنصر همبستگی مثبت خوبی با هم نشان می‌دهند و به خاطر افزودگی بعدی اورانیم ایجاد شده است.

همخوانی مثبت بین اورانیم و سرب در الترامافیک‌های غرب ماکو نیز یک مشخصه همیشگی برای انواع سریانتینیت‌ها محسوب می‌شود و نشان از نقش پررنگ

الگوی زنگوله‌ای عناصر نادر خاکی در این سنگ‌ها می‌تواند نشانه‌ای از آلیش با سیالات یا مذاب‌های پوسته قاره‌ای در پی صعود (Gruau et al., 1998)، یا در اثر صعود گوشته و تبادلات متاسوماتیک با بخش‌های غنی‌شده آن به وجود آمده باشد. درجه بالای سریانتینی شدن این سنگ‌ها احتمال آلیش با سیالات دگرگونه قاره‌ای و یا حتی آب‌های جوی را نیز افزایش می‌دهد. در حقیقت سریانتینی شدن نوعی دگرسانی هیدروترمال سنگ‌های الترامافیک در شرایط دما پایین تا متوسط است (Huang et al., 2013). طی این فرایند فازهای مافیکی نظیر البوین و پیروکسن به گروه کانی‌های سریانتین تجزیه شده و از خلال واکنش بین بروسیت و کوارتز، مگنتیت و هیدروژن بجا می‌ماند (Wu et al., 2020).

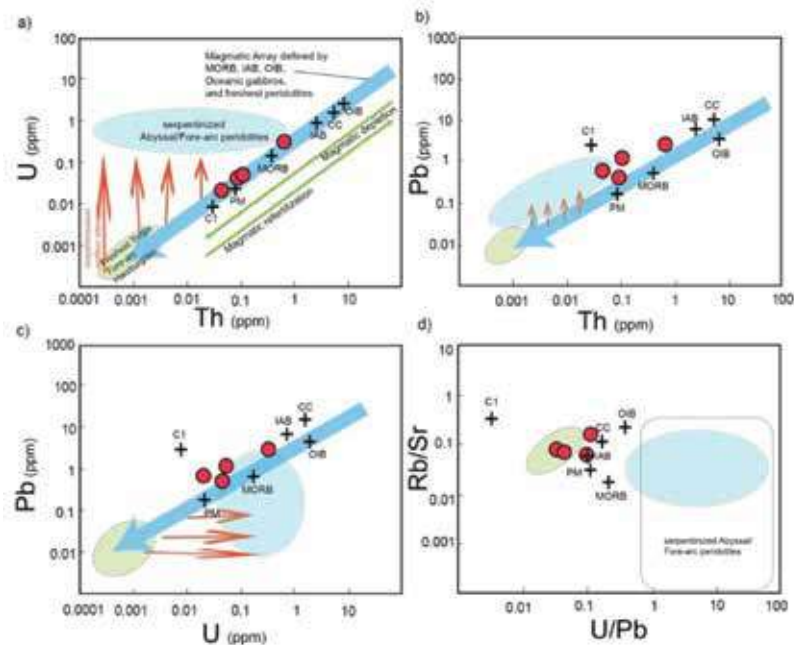
با وجود اینکه رفتار ژئوشیمیایی اورانیم و توریم اغلب به



شکل ۹. نمودارهای عناصر زیرکونیوم و نئوبیم در برابر اورانیم و سرب برای سریانتینیت‌های غرب ماکو که در آن روند تحولات ماگمایی و نیز موقعیت گوشته تهی شده، غنی شده و بازالت‌های پشته میان اقیانوسی عادی و غنی شده مشخص شده‌اند، بعلاوه پریدوتیت‌های اقیانوس‌های با گسترش کند با رنگ آبی مشخص شده و مرجع داخل شکل آمده است

فرایندهای ماگمایی در کانال فرورانشی برای افزایش سرب، مورد بحث مشخصاتی نظیر پوسته قاره‌ای یا محیط جلوی قوس از خود نشان می‌دهند (شکل d-۱۰).

فرایندهای ماگمایی در کانال فرورانشی برای افزایش سرب، مورد بحث مشخصاتی نظیر پوسته قاره‌ای یا محیط جلوی قوس از خود نشان می‌دهند (شکل d-۱۰).



شکل ۱۰. نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی برای سریانتینیت‌های غرب ماکو، بعلاوه موقعیت پریدوتیت‌های مناطق عمیق، بازالت پشته میان اقیانوسی، بازالت جزایر قوسی، گابروی اقیانوسی، پریدوتیت‌های جلوی قوسی گودال ماریانا و نیز پریدوتیت‌های جلوی قوسی تونگا مشخص شده است. MORB, Niu et al. (1999); IAB, Ewart et al. (1998) from Mariana and Tonga; oceanic gabbros, Bach et al. (2009), Niu et al. (2002), Niu and O'Hara (2003). Average OIB, PM and C1 values are from Sun & McDonough (1989) .. and CC (bulk continental crust) from Rudnick and Fountain (1995)

نتیجه‌گیری

- ۱۳ (۴۹): ۴۹-۶۱.
- روستایی، م.، زمانی، ب.، نواب پور، پ. و مؤید، م.، ۱۳۹۳. بررسی ساز و کار و نئوتکتونیک زون گسله سیه چشمه-خوی، علوم زمین، ۲۴ (۹۶): ۲۲۱-۲۳۴.
 - مجرد، م.، ۱۴۰۱. پترولوژی گدازه‌های جوان ماکو-پلدشت: با نگاهی به توزیع اندازه بلورهای الیوین و حفرات، زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۲ (۴): ۹۸۱-۱۰۰۰.
 - مجرد، م. و مؤید، م.، ۱۴۰۳. ژئوشیمی سرپانتینیت‌های قطعه مرکزی خط درز نئوتتیس (از شمالغرب ایران تا زاگرس عراقی و شرق آناطولی)، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۸ (۶۹): ۴۹-۶۶.
 - مجیدی، م.، ۱۳۸۵. ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیه چشمه، سازمان زمین‌شناسی کشور. تهران.
 - نیک‌بخت، س.، بیابانگرد، ح. و باقری، س.، ۱۳۹۹. پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه جنگل، شمال شرق آتشفشان تفتان، فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۱۴ (۵۶): ۸۷-۹۹.
 - Bellon, H. and Braud, J., 2003. Carbonate Sedimentary Environment, John Wiley, 360.
 - Cliff, R.A., Droop, G.T. and Rex, D., 1985. Alpine metamorphic in the south-east Tauern Window. *Journal of Metamorphic Geology*, 3(4), 403-415.
 - Bach, W. and Klein, F., 2009. The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling. *Lithos*, 112, 103-117.
 - Barnes, J. D., Eldam, R., Lee, C. T. A., Errico, J. C., Loewy, S. and Cisneros, M., 2013. Petrogenesis of serpentinites from the Franciscan Complex, western California, USA. *Lithos*, 178, 143-157. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.12.018>.
 - Barrier, E. and Vrielynck, B., 2008. Paleotectonic maps of the Middle East-Atlas of 14 maps, in: Middle East Basin Evolution Programme.
 - Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265. <https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- سنگ‌های الترامافیک سرپانتینی شده غرب ماکو در حد توده‌های کوچک و پراکنده در مرز با کشور ترکیه متعلق به مراحل بسته شدن اقیانوس نئوتتیس شمالی است. این ناحیه بخشی از بلوک ارمنستان جنوبی (SAB) و در زمره سرزمین‌های گندوانایی محسوب می‌شوند.
- فازهای کانیایی به صورت بقایایی حفظ شده با فراوانی حجمی اندک در یک متن سرپانتینی دیده می‌شوند و شامل الیوین غنی از فورستریت، ارتوپیروکسن غنی از انستاتیت، کلینوپیروکسن غنی از دیوپسید با فراوانی کم و نیز اسپینل تکه تکه شده غنی از کروم به میزان بسیار کمتر می‌باشد. بنابراین سنگ‌ها در گروه هارزبورژیت سرپانتینی قرار می‌گیرند. بخشی از کلینوپیروکسن‌ها نیز ثانویه و متاسوماتیک هستند بنابراین در نام سنگ دخالت داده نشده‌اند.
- الگوی عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها حالت زنگوله‌ای داشته، قابل قیاس با الترامافیک‌های جلوی قوسی و دارای شواهدی از تعامل با پوسته قاره‌ای است.
- با دقت در فراوانی‌ها، نسبت‌ها و نمودارهای متعدد بر مبنای اکسید عناصر اصلی، جزئی و نادر خاکی سرپانتینیت‌های غرب ماکو از نوع فرورانده شده طبقه‌بندی شد.
- فراوانی عناصری مانند اورانیم، سرب و استرانسیم که جزء عناصر متحرک در سیال (FME) هستند، در این سنگ‌ها نسبت به گوشته اولیه بالاتر است و این نشانه باروری مجدد حاصل از تبادل سنگ/سیال طی مراحل فرورانش می‌باشد و آن را به‌خوبی از انواع دیگر متمایز می‌کند.

منابع

- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- جلالت وکیل‌کندی، ص.، شاه‌پسندزاده، م.، هنرمند، م. و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۸. الگوی ساختاری بخش خاوری توده پردوتیتی ده شیخ، آمیزه افیولیتی اسفندقه، جنوب باختر ایران، فصلنامه زمین‌شناسی ایران،

- Berberian, M., 1997. Tectonic and Fault Reevaluation Study of the Bushehr Nuclear Power Plant Site. Khak-e Khub, Atomic Energy Organization of Iran (AEOI), April 1997, 98 pages, 5 Maps and Figures, 48 Plates in 13 Chapters (in English).
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2014. Ophiolites and their origins. *Elements*, 10, 93-100.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. and Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites. A review: *Lithos*, 178, 96-127.
- Ewart, A., Collerson, K. D., Regelous, M., Wendt, J. I. and Niu, Y., 1998. Geochemical evolution within the Tonga-Kermadec-Lau arc-backarc system: the role of varying mantle wedge composition in space and time. *Journal of Petrology*, 39, 331-368.
- Green II, H.W., 2007. Shearing instabilities accompanying high-pressure phase transformations and the mechanics of deep earthquakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104, 9133-9138.
- Grosjean, M., Moritz, R., Rezeau, H., Hovakimyan, S., Ulianov, A., Chiaradia, M. and Melkonyan, R., 2022. Arabia-Eurasia convergence and collision control on Cenozoic juvenile K-rich magmatism in the South Armenian block. Lesser Caucasus. *Earth-Science Reviews*, 226. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2022.103949>
- Gruau, G., Bernard-Griffiths, J. and Lecuyer, C., 1998. The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: Assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 21/22: 3545-3560.
- Huang, R. F., Sun, W. D., Ding, X. and Wang, Y. R., 2013. Mechanism for serpentinization of mafic and ultramafic rocks and the potential of mineralization. *Acta Petrologica Sinica*, 29(12): 4, 336-4,348 (in Chinese with English abstract).
- Kochergina, Y. V., Ackerman, L., Erban, V., Matusiak-Małek, M., Puziewicz, J., Halodová, P. and Magna, T., 2016. Rhenium-osmium isotopes in pervasively metasomatized mantle xenoliths from the Bohemian Massif and implications for the reliability of Os model ages. *Chemical Geology*, 430, 90-107. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2016.03.020>.
- Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B. S. and Gméling, K., 2012. Geochemistry of ocean floor and fore-arc serpentinites: Constraints on the ultramafic input to subduction zones. *Journal of Petrology*, 53(2), 235-270. <https://doi.org/10.1093/petrology/egr058>.
- Li, X. P., Rahn, M. and Bucher, K., 2004. Serpentinites of the Zermatt-Saas ophiolite complex and their texture evolution. *Journal of Metamorphic Geology*, 22, 159-177. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00503.x>
- Modjarrad, M., Whitney, D.L. and Omrani, H., 2024a. Petrologic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. *Acta Geochimica*, <https://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6>
- Modjarrad, M., Whitney, D.L. and Omrani, H., 2024b. The P-T-X conditions of staurolite-garnet metabasites, NW Iran: implications for metamorphism during Arabia-Eurasia collision. *Journal of Asian Earth sciences: X*, <https://doi.org/10.1016/j.jaesx.2024.100175>
- Modjarrad, M., Uysal, İ., Moghadam, H.S., Demir, Y. and Müller, D., 2025. Geochemical insights and petrogenetic processes of ophiolitic fragments from the Avajiq and Silvana: Implications for Neo-Tethyan Evolution in Northwest Iran. *International Geology Reviews*, <https://doi.org/10.1080/00206814.2025.2453979>
- Mohajjel, M., and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran.

- Journal of Structural Geology, 22, 1125-1139. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00023-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00023-7).
- Mohammadi, A., Burg, J.P. and Guillong, M., 2020. The Siah Cheshmeh-Khoy-Misho-Tabriz fault (NW Iran) is a cryptic neotethys suture: evidence from detrital zircon geochronology, Hf isotopes, and provenance analysis, International Geology Review, <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1845992>
 - Neill, I., Meliksetian, Kh., Allen, M.B., Navarsardyan, G. and Karapetyan, S., 2013. Pliocene-Quaternary volcanic rocks of NW Armenia: magmatism and lithospheric dynamics within an active orogenic plateau. Lithos, 180-181, 200-215
 - Nikogosian, I.K., Bracco Gartner, A.J.J., Mason, P.R.d., van Hinsbergen, D.J.J., Kuiper, K.F., Kirscher, U., Matveev, S., Grigoryan, A., Grigoryan, E., Israyelyan, A., van Bergen, M.J., Koornneef, J.M., Wijbrans, J.R., Davies, G.R. and Meliksetian, K., 2023. The South Armenian Block: Gondwanan origin and Tethyan evolution in space and time. Gondwana Research, 121, 168-195. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2023.03.023>
 - Niu, Y., Langmuir, C.H. and Kinzler, R.J., 1997. The origin of abyssal peridotites: a new perspective. Earth and Planetary Science Letters, 152, 251-265
 - Niu, Y., 1999. Comments on some misconceptions in igneous/ experimental petrology and methodology: a reply. Journal of Petrology, 40, 1195-1203
 - Niu, Y., Gilmore, T., Mackie, S., Greig, A. and Bach, W., 2002. Mineral chemistry, whole-rock compositions and petrogenesis of ODP Leg 176 gabbros: data and discussion. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 176. 60. [Online] Available at http://www-odp.tamu.edu/publications/176_SR/chap_08/chap_08.htm
 - Niu, Y. and O'Hara, M.J., 2003. The origin of ocean island basalts (OIB): a new perspective from petrology, geochemistry and mineral physics considerations. Journal of Geophysical Research, 108, 10.1029/2002JB002048, 19.
 - Niu, Y., 2004. Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. Journal of Petrology, 45, 2423-2458.
 - Parkinson, I.J. and Pearce, J.A., 1998. Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a suprasubduction zone setting. Journal of Petrology, 39 (9), 1577-1618.
 - Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G. and Harvey, J., 2006. Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15°20'N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. Chemical Geology, 234, 179-210.
 - Pearce, J. A. and Robinson, P. T., 2010. The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. Gondwana Research, 18(1), 60-81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2009.12.003>
 - Pfeifer, H. R., 1990. Major and Trace Element Discrimination Diagrams to Determine Possible Protoliths of Orogenic Ultramafic Rocks. Universite de Lausanne.
 - Rolland, Y., Hässig, M., Bosch, D., Bruguier, O., Melis, R., Galoyan, G., Topuz, G., Sahakyan, L., Avagyan, A. and Sosson, M., 2020. The East Anatolia-Lesser Caucasus ophiolite: An exceptional case of large-scale obduction, synthesis of data and numerical modelling. Geosciences Frontiers, 11, 83-108. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.12.009>
 - Rudnick, R. L. and Fountain, D. M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. Review of Geophysics, 33, 267-309.
 - Rüpke, L.H., Morgan, J.P., Hort, M. and

- Connolly, J.A.D., 2004. Serpentine and the subduction zone water cycle. *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 17-34.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes. In A. D. Saunders and M. J. Norry (Eds.), (42: 313-345). *Magmatism in the Ocean Basins: Geological Society Special Publication*. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its composition and evolution; an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*; Blackwell, Oxford. 312.
- Uysal, İ., 2008. Platinum-group minerals (PGM) and other solid inclusions in the Elbistan-Kahramanmaraş, mantle-hosted ophiolitic chromitites, south-eastern Türkiye: their petrogenetic significance. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 17, 729-740.
- Uysal, İ., Tarkian, M., Sadiklar, M.B., Zaccarini, F., Meisel, T., Garuti, G. and Heidrich, S., 2009. Petrology of Al- and Cr-rich ophiolitic chromitites from the Muğla, SW Türkiye: implications from composition of chromite, solid inclusions of platinum-group mineral, silicate, and base-metal mineral, and Os-isotope geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 659-674.
- Uysal, İ., Akmaz, R.M., Kapsiotis, A., Demir, Y., Saka, S., Avcı, E. and Müller, D., 2015. Genesis and geodynamic significance of chromitites from the Orhaneli and Harmancık ophiolites (Bursa, NW, Türkiye) as evidenced by mineralogical and compositional data. *Ore Geology Reviews*, 65, 26-41.
- Wakabayashi, J., 2017. *Structural context and variation of ocean plate stratigraphy, Franciscan Complex, California: Insight into mélange origins and subduction-accretion processes*. *Progress in Earth and Planetary Science*, 4., 18, <https://doi.org/10.1186/s40645-017-0132-y>.
- Whattam, S.A. and Stern, R.J., 2011. The 'subduction initiation rule': A key for linking ophiolites, intra-oceanic fore arcs, and subduction initiation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 162, 1031-1045. doi:10.1007/s00410-011-0638-z.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1), 185-187.
- Wu, K., Yuan, H. L., Lyu, N. and Zhang, L. P., 2020. The behavior of fluid mobile elements during serpentinization and dehydration of serpentinites in subduction zones. *Acta Petrologica Sinica*, 36(1), 141-153. (in Chinese with English abstract).
- Xin, G.Y., Chu, Y., Su, B.X., Lin, W., Uysal, I. and Feng, Z.T., 2021. Rapid transition from MORB-type to SSZ-type oceanic crust generation following subduction initiation: insights from the mafic dikes and metamorphic soles in the Pozantı-Karsantı ophiolite, SE Türkiye. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 176, 64 <https://doi.org/10.1007/s00410-021-01821-5>
- Zhang, Z., Xiao, W., Ji, W. and Majidi-fard, M.R., 2018. Geochemistry, zircon U-Pb and Hf isotope for granitoids, NW Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for Mesozoic-Cenozoic episodic magmatism during Neo-Tethyan lithospheric subduction. *Gondwana Research*, 62: 227-245. doi:10.1016/j.gr.2018.04.002.

جدول 1S. نتایج تجزیه اکسید عناصر اصلی در سنگهای الترامافیک سرپانتینی غرب ماکو به همراه محاسبه نورم. مخففها شامل:

D.L.: Detection Limit; SAV: Standard Analyses Values; S.D.: Standard Deviation

(wt.%)	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	D.L.	SAV	S.D.	
SiO ₂	۴۰/۱۲	۳۹/۹۸	۴۰/۷۹	۳۵/۳۲	۳۹/۵۸	۳۷/۵۸	۳۸/۸۹	۳۷/۸۹	۰/۰۵	Si	۲۲/۴۲	۰/۸۱۲
Al ₂ O ₃	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۴۲	۰/۶۸	۰/۶۳	۰/۵۹	۰/۶۱	۱/۲۸	۰/۰۵	Ti	۰/۱۴۴	۰/۰۰۷
Fe ₂ O ₃	۷/۸۲	۷/۸۹	۷/۹۱	۱۰/۵۳	۷/۹۵	۷/۹۳	۷/۹۹	۶/۹۱	۰/۰۵	Al	۶/۰۲	۰/۱۲۳
MnO	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۵	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۰۵	Cr	۱/۳۶	۰/۰۵۲
MgO	۳۴/۸۴	۳۵/۹۵	۳۵/۶۹	۳۶/۵۲	۳۴/۹۴	۳۶/۹۵	۳۵/۷۹	۳۴/۸۳	۰/۰۵	Fe	۸/۰۰	۰/۲۶۴
CaO	۰/۶۷	۰/۸۱	۰/۰۶	۰/۹	۰/۸۳	۰/۹۴	۰/۹۳	۴/۱۷	۰/۰۵	Mn	۰/۱۲۹	۰/۰۰۴
SO ₃	۰/۲۶	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۱۵	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۰۵	Ni	۰/۲۲۳	۰/۰۰۸
L.O.I.	۱۵/۵۲	۱۴/۰۳	۱۴/۲۶	۱۵/۵	۱۵/۲۲	۱۴/۸۹	۱۴/۸۶۸	۱۴/۱۷	۰/۰۵	Mg	۱۰/۸۵	۰/۳۵۴
Total	۹۹/۹۲	۹۹/۵۵	۹۹/۵۱	۹۹/۸۵	۹۹/۴۶	۹۹/۲۹	۹۹/۴۷۸	۹۹/۶۷		Ca	۴/۵۶	۰/۲۰۰
Anorthite(An)	۱/۵۳	۱/۴۲	۰/۳۰	۱/۸۶	۱/۷۲	۱/۶۱	۱/۶۶	۳/۴۹				
Diopside(Di)	۱/۴۰	۰/۶۶	۰	۲/۰۴	۱/۸۷	۲/۳۸	۲/۳۰	۱۳/۴۱				
Hypersthene(Hy)	۴۳/۱۴	۳۹/۸۳	۴۶/۹۸	۲۱/۵۶	۴۰/۱۶	۲۷/۹۱	۳۵/۲۲	۱۶/۲۱				
Olivine(Ol)	۳۰/۱۳	۳۴/۶۳	۲۹/۳۷	۴۷/۹۷	۳۲/۲۴	۴۴/۱۶	۳۷/۰۴	۴۵/۰۹				
Magnetite(Mt)	۰/۴۲	۰	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۴۹	۰/۳۹	۰/۴۲	۰/۴۶				
Hematite(Hm)	۷/۵۳	۷/۸۹	۷/۵۷	۱۰/۲۶	۷/۶۱	۷/۶۶	۷/۷۰	۶/۵۹				
Color Index	۸۲/۶۲	۸۳/۲۵	۸۴/۴۱	۸۲/۲۲	۸۲/۳۷	۸۲/۵۱	۸۲/۶۸	۸۱/۷۶				
Mg#	۹۷/۲۵	۹۷/۳۱	۹۷/۲۸	۹۶/۴۹	۹۷/۲۱	۹۷/۳۶	۹۷/۲۶	۹۷/۵۶				
PGE	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	BDL	۰/۰۱			

جدول 2S. نتایج تجزیه طیف سنجی جرمی بر روی عناصر جزئی و نادر خاکی در سرپانتینیت های غرب ماکو. فراوانی ها بر حسب پی پی ام می باشد.

	۱	۲	۳	۴
Ba	۳۶۰/۳۲۱	۹۸/۵۴۰	۹۱/۳۱۳	۱۴۷/۵۱
Cd	۰/۰۲۴	۰/۰۱۲	۰/۰۲۲	۰/۰۳۵
Ce	۷/۵۳۶	۰/۸۳۴	۰/۴۲۹	۱/۰۶۹
Co	۹۳/۵۴	۱۰۱/۷۱	۸۸/۰۶	۸۷/۹۳
Cr	۲۰۹۶/۶	۲۲۸۲/۹	۲۸۵۰/۹	۲۶۸۶/۵
Cs	۰/۱۷۱۱	۰/۰۵۸۱	۰/۲۲۳۹	۰/۲۰۳۳
Cu	۱۶/۸۵	۸/۳۲	۴/۳۷	۵/۳۶
Dy	۰/۳۳۹	۰/۰۴۵	۰/۰۴۰	۰/۰۶۸
Er	۰/۱۸۵۰	۰/۰۳۳۲	۰/۰۳۹۷	۰/۰۴۷۹
Eu	۰/۱۲۷۵	۰/۰۱۳۲	۰/۰۰۶۴	۰/۰۱۸۳
Ga	۲/۵۱۳	۰/۸۴۴	۱/۱۷۹	۱/۳۰۶
Gd	۰/۴۱۵	۰/۰۴۵	۰/۰۲۷	۰/۰۵۹
Hf	۰/۵۰۳	۰/۰۵۲	۰/۰۲۵	۰/۰۷۶
Ho	۰/۰۶۸۶	۰/۰۰۹۹	۰/۰۱۱۱	۰/۰۱۴۶
In	۰/۰۱۴۹	۰/۰۰۶۳	۰/۰۰۸۴	۰/۰۱۷۸
La	۲/۶۳۳	۰/۲۹۸	۰/۱۶۷	۰/۴۱۱
Li	۸/۹۹۸	۲/۲۴۱	۴/۸۷۲	۴/۷۸۰
Lu	۰/۰۲۶۷۸	۰/۰۰۸۳	۰/۰۱۰۴۶	۰/۰۱۱۲
Mo	۰/۴۸۴	۰/۳۵۱	۱/۵۱۸	۱/۵۱۲
Nb	۵/۲۰۳	۰/۵۷۲	۰/۳۲۱	۰/۷۱۶
Nd	۲/۳۰۶	۰/۲۶۷	۰/۱۴۸	۰/۳۲۶
Ni	۱۷۷۲/۱۸	۲۰۶۶/۹	۱۷۰۷/۳۵	۱۷۱۲/۰
Pb	۲/۸۳۵	۰/۴۶۱	۰/۶۵۴	۱/۲۰۷

ادامه جدول ۲S.

	۱	۲	۳	۴
Pr	۰/۶۱۲	۰/۰۶۵	۰/۰۳۹	۰/۰۹۳
Rb	۳/۴۸۵	۰/۵۸۲	۰/۷۲۵	۰/۹۵۱
Sc	۱۲/۴۳۵	۸/۹۷۸	۱۹/۵۵۴	۱۹/۴۸۶
Sm	۰/۴۵۸	۰/۰۵۰	۰/۰۲۹	۰/۰۶۵
Sr	۱۹/۸۳	۹/۷۴	۹/۶۲	۱۲/۷۲
Ta	۰/۲۸۷	۰/۰۳۹	۰/۰۳۰	۰/۰۴۶
Tb	۰/۰۵۹۴	۰/۰۰۸۰	۰/۰۰۴۷	۰/۰۰۸۹
Th	۰/۶۲۱۸	۰/۰۸۳۹	۰/۰۴۲۴	۰/۱۰۷۹
Ti	۱۶۰۷/۴	۱۹۵/۴	۱۰۰/۴	۲۲۸/۴
Tm	۰/۰۲۶۳۳	۰/۰۰۵۸	۰/۰۰۷۱۰	۰/۰۰۹۲
U	۰/۳۳۱۶	۰/۰۴۴۳	۰/۰۲۱۵	۰/۰۵۱۸
V	۵۷/۵۸	۳۷/۷۲	۷۲/۳۵	۷۱/۲۶
W	۰/۳۹۱	۰/۲۱۴	۱/۱۵۸	۱/۱۰۳
Y	۱/۶۶۷	۰/۲۵۴	۰/۲۵۷	۰/۴۱۲
Yb	۰/۱۸۲۸	۰/۰۴۴۷	۰/۰۵۶۲	۰/۰۶۵۸
Zn	۴۴/۸	۴۵/۴	۳۴/۸	۳۵/۴
Zr	۲۰/۰۱	۲/۱۴	۱/۰۷	۲/۹۱

جدول ۳S. نتایج تجزیه نقطه ای کانی‌ها توسط دستگاه ریزکاونده الکترونی از نمونه‌های غرب ماکو. محاسبه کاتیون‌ها توسط نرم افزار AX انجام گرفته و مخفف N به معنی تعداد نقاط مورد تجزیه است.

	Ol N=41	Opx N=48	Cpx N=56	Spl N=40	Srp N=9
SiO ₂	۳۹/۸۵۸	۵۶/۴۳۷	۵۲/۹۶۰۵	۰/۰۷۷۵	۴۱/۷۰۲۶
TiO ₂	۰/۰۰۵		۰/۰۰۲۸	۰/۰۰۵۴	۰/۳۲۷
Al ₂ O ₃		۲/۰۳۶۸	۲/۳۸۴۱	۲۷/۹۱۸۵	۱۳/۶۹۶
Cr ₂ O ₃	۰/۰۰۹	۰/۶۱۰۵	۰/۹۸۶۹	۳۹/۸۱۹۲	۰/۵۶۱۹
NiO	۰/۴۹۴	۰/۰۴۹۹	۰/۰۴۶۵	۰/۰۵۵۲	۰/۰۴۷
FeO	۹/۴۹۸۹	۵/۹۷۶۸	۲/۱۸۵	۲۱/۰۵۳۴	۵/۸۴۱۲
MgO	۵۰/۱۰۳۶	۳۳/۷۵۶۸	۱۷/۲۸۹۷	۱۰/۴۳۹۷	۳۵/۵۷۰۴
MnO	۰/۱۳۵۱	۰/۱۳۲۱	۰/۰۷۳۲	۰/۰۳۴۹	۰/۱۵۷۲
CaO	۰/۰۳۴۷	۱/۴۲۲۸	۲۳/۸۳۴۹	۰/۰۴۶۹	۰/۲۸۵۵
K ₂ O		۰/۰۲۸۳	۰/۰۲۰۸	۰/۰۱۴۹	
Total	۱۰۰/۱۷۶۸	۱۰۰/۴۵۱	۹۹/۷۸۸۹	۹۸/۶۷	۸۵/۶۱۱۷
Si	۰/۹۸	۱/۹۴۱	۱/۹۳	۰/۰۰۳	۲/۰۱۵
Al		۰/۰۸۳	۰/۱۰۲	۰/۹۸۶	۰/۰۷۸
Cr		۰/۰۱۷	۰/۰۲۸	۰/۹۷۱	۰/۰۲۱
Fe ³⁺	۰/۰۱	۰/۱۷۲	۰/۰۶۷	۰/۰۳۸	
Fe ²⁺	۰/۱۸۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۵۱۳	۰/۲۳۶
Mn	۰/۰۰۳	۰/۰۰۴	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۰۶
Mg	۱/۸۳۶	۱/۷۳	۰/۹۳۹	۰/۴۸۷	۲/۵۶۲
Ca	۰/۰۰۱	۰/۰۵۲	۰/۹۳۱	۰/۰۰۲	۰/۰۱۵
Total	۳/۰۱۵	۴	۴	۳	۴/۹۳۵
Mg #	۰/۹۰۴	۰/۹۲۷	۰/۹۳۴	۰/۴۹	۰/۹۲
Cr #		۰/۱۷	۰/۲۲	۰/۵	