

ژئوشیمی سرپانتینیت‌های قطعه مرکزی خط درز نئوتتیس (از شمال غرب ایران تا زاگرس عراقی و شرق آناتولی)

منیر مجرد^(۱) و محسن مؤید^(۲)

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

۲. استاد گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۰۱/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۲/۰۳/۰۱

چکیده

فرورانش و بسته شدن اقیانوس وسیع نئوتتیس مابین ورقه‌های عربی و اوراسیایی آثار افیولیتی متعددی بجای گذاشته که موقعیت کم‌نظیر ایران در بخش مرکزی آن قابل ملاحظه است. کمبود اطلاعات، درست در مرز ایران با عراق و ترکیه به دلیل ملاحظات امنیتی تاکنون مانع بررسی اجمالی این خط درز در منتهی‌الیه شمال غربی ایران شده است. افزودن افیولیت گیسپان در جنوب ارومیه به‌عنوان حلقه گم شده در این امتداد می‌تواند تا حدودی این نبود اطلاعات را پوشش دهد. مطالعه تطبیقی شیمی سنگ‌کل سرپانتینیت‌های بخش مرکزی افیولیت‌های نئوتتیس با در نظر گرفتن چندین لکه از ایران (کامیاران، مریوان و گیسپان)، عراق (پنجوبین و ماوات) و ترکیه (گولمان و عثمانیه) در این مقاله، بیانگر تعلق آنها به انواع سرپانتینیت فرورانده اعم از تشکیل اولیه در محیط جلوی قوسی یا محیط عمیق اقیانوسی می‌باشد. ترکیب سرپانتینیت‌های قطعه مرکزی خط‌درز، مشابه متوسط سرپانتینیت‌های جهانی است و بیشتر دارای لیزاردیت/کریزوتیل می‌باشند. در همه آنها تهی‌شدگی از منیزیم به سبب دگرسانی کف اقیانوسی طی فرآیندهای سرپانتینی شدن روی داده است. همین امر ممکن است منجر به انحراف داده‌ها از بخش پریدوتیت‌های پهنه‌های عمیق اقیانوسی شده باشد. با در نظر گرفتن این نکته فراوانی فلزات واسطه مختصات چنین پهنه‌ای را تأیید می‌کند. بیشتر سرپانتینیت‌های امتداد نام‌برده از نوع فرورانده ارزیابی می‌شوند. باروری مجدد عناصر با شعاع یونی بزرگ، از طریق تبادل سنگ/سیال حین سرپانتینی شدن در آنها مشهود است.

واژه‌های کلیدی: افیولیت، پریدوتیت، فرورانش، سرپانتینیت، نئوتتیس.

مقدمه

ژئودینامیکی آن گستره بکار برده می‌شود، البته می‌بایست در کنار تعیین سن برای ارزیابی نهایی مورد استفاده قرار گیرد. کم‌وبیش همه افیولیت‌ها تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی کف دریا و نیز دگرگونی ناشی از جایگیری ثانوی بر روی قاره، واقع می‌شوند. البته باید به این نکته توجه کرد،

افیولیت‌ها اجزاء لیتوسفر اقیانوسی هستند؛ با عملکرد تکتونیک بر روی قاره‌ها رانده شده‌اند و از آنها برای شناسایی مرز ورقه‌های قدیمی استفاده می‌شود. ویژگی‌های ژئوشیمیایی افیولیت‌ها به‌عنوان کلیدی برای درک جایگاه

* نویسنده مرتبط: monir.modjarrad@gmail.com

هر مجموعه مافیک-الترامافیک دگرگون شده‌ای به‌طور حتم یک افیولیت نیست و ممکن است در موقعیت زمین‌شناختی دیگری ایجاد شده باشد.

حوضه اقیانوس نئوتتیس در دوره پرمین تا تریاس زیرین با جدایش کافتی قطعات قاره‌ای از حاشیه شمالی گندوانا تا فاز سیمین شروع به بازگشایی و گسترش کرد (Richards, 2015) و در نهایت با تصادم آفری-عربی و هندوستان با اوراسیا بسته شده و خط درز طویلی را در بخش بزرگی از خشکی‌های کره زمین از اروپا تا خاورمیانه و آسیای شرقی ایجاد کرده است. این قطعات قاره‌ای امروزه به‌صورت کشورهای ترکیه، ایران، تبت و هند و چین در آمده و به سمت شمال و اوراسیا حرکت کرده‌اند. در این امتداد اجزاء فرافروانش¹ به سنین ژوراسیک و کرتاسه پایانی به‌طور متعدد گزارش شده است (مانند سیستان، مکران و هرمزگان: نیکبخت و همکاران، ۱۳۹۹، تاجور و همکاران، ۱۳۹۹، جلال‌ت و همکاران، ۱۳۹۸). برای نمونه از آناتولی در دو خط درز (Goncuoglu et al., 2007) که با افیولیت‌های یونان و بالکان در ارتباط است و یا کمربند سیوان-آکرا در ارمنستان (Rolland et al., 2020). در مکران ایران نیز افیولیت‌های ژوراسیک شناسایی شده‌اند (McCall, 2002). در بخش مرکزی ایران افیولیت‌های ژوراسیک غایب هستند (Moghadam et al., 2018). افیولیت‌های نوع فرافروانشی به سن کرتاسه پسین در آناتولی غربی تا غرب ایران (در امتداد کمربند بیتلیس-زاگرس) و عمان مورد اشاره قرار گرفته‌اند (Moghadam et al., 2020). بیشتر افیولیت‌های غرب ایران به‌زعم دانشمندان سنی معادل کرتاسه پایانی دارند (Moghadam et al., 2020). بحث درباره افیولیت خوی پیچیده‌تر است. ولی افیولیت‌های جوان‌تر خوی نیز سن کرتاسه فوقانی را ثبت کرده‌اند (Khalatbari-Jafari et al., 2003).

با وجود اینکه زمین‌شناسی و تقدم و تأخر رویدادها در طول نوار طویل نئوتتیس کم‌وبیش یکی است ولی به‌صورت محلی وقایعی در هر بخش رخ داده که بایستی توسط زمین‌شناسان هر کشور مورد دقت قرار گرفته و

سپس به‌منظور تطبیق نوار در مرز کشورها مورد استفاده قرار گیرد. البته سطح مستندسازی و مطالعات چاپ شده در کشورهای گوناگون متفاوت است و برای مثال در ترکیه بهتر از همه انجام شده (Yilmaz and Yilmaz, 2013; Gunay and Colakoglu, 2016). در رتبه بعدی در ایران حجم مطالعات بسیار بالاست (به‌عنوان مثال: مؤید، ۱۳۸۱، Moghadam et al., 2020; Ao et al., 2016; Monsef et al., 2018). ولی در بعضی کشورها بسیار ضعیف و دسترسی به داده‌ها محدود و گاهی غیرممکن است، مانند عراق (به‌جز موارد معدودی که در چند سال اخیر به دلیل پی‌جویی‌های معدنی انتشار یافته) یا پاکستان، آذربایجان و ارمنستان. مدل فرورانش اقیانوس نئوتتیس هنوز هم یک موضوع بحث‌برانگیز است. برخی دانشمندان شواهد ماگمایی با تعیین سن دقیق برای فرورانش و بسته شدن آن ارائه کرده‌اند (Wang et al., 2022). تولید ماگما در نتیجه فرورانش ناشی از ذوب پوسته اقیانوسی به همراه رسوبات روی آن و با تأثیرپذیری از سیالات ناحیه گوه گوشته‌ای روی داده است. این ماگمازایی‌ها در موارد متعددی در طول خط درز نئوتتیس مدت‌ها بعد از برخورد قاره-قاره منجر به تولید آداکیت نیز شده است (مجرد، ۱۳۹۶ و ۱۴۰۰). محققین کوتاه‌شدگی پوسته ایران را از آثار بسته شدن نئوتتیس بین دو ورقه عربی-اوراسیایی می‌دانند. یافته‌های نوین نشان می‌دهد نرخ همگرایی این دو ورقه کم‌وبیش ثابت است (دو تا سه سانتیمتر در سال) و این در کنار نرخ‌های متغیر تولید مذاب در قوس ارومیه-دختر، بیانگر این نکته مهم است که علی‌رغم تصور قبلی، نرخ تولید ماگما تابع مستقیمی از نرخ فرورانش نیست (McQuarrie et al., 2003). گستره مورد مطالعه حاضر، درست در محل مرز سه کشور ایران، ترکیه و عراق واقع شده جایی که لکه‌های افیولیتی متعددی در سمت غرب (ترکیه) و جنوب غرب (عراق) و نیز در ایران به‌عنوان حلقه مفقوده این بخش (Modjarrad et al., 2024) مورد بررسی قرار گرفته است. بنابراین درباره زمین‌شناسی این موقعیت جغرافیایی ذکر توضیحاتی به‌طور خلاصه لازم است.

1. Supra Subduction Zone (SSZ)

این موقعیت باعث شده ایران از شمال غرب تا جنوب شرق به طول صدها کیلومتر برونزد سنگ‌های افیولیتی به سن اواخر مزوزوئیک را در خود جای دهد. چنین موقعیتی یک آزمایشگاه طبیعی برای درک نحوه تکوین و تکامل خشکی ایران محسوب می‌شود. در بخش شمال غربی ایران پیش‌از این فقط به افیولیت خوی پرداخته شده است. درباره لکه خوانده شده بنام افیولیت خوی باید به نکاتی توجه داشت از جمله فاصله قابل توجه آن پهنه از گسل‌های تراستی و محور اصلی فرورانش نئوتتیس. البته تحقیقات اخیر نیز نشان می‌دهد این پهنه در واقع چیزی غیر از یک افیولیت است (Moghadam et al., 2018). در گذشته تصور بر این بود لکه خوی متشکل از افیولیت‌های دوگانه ژوراسیک و کرتاسه است. در حالی که ارتباط افیولیت‌های

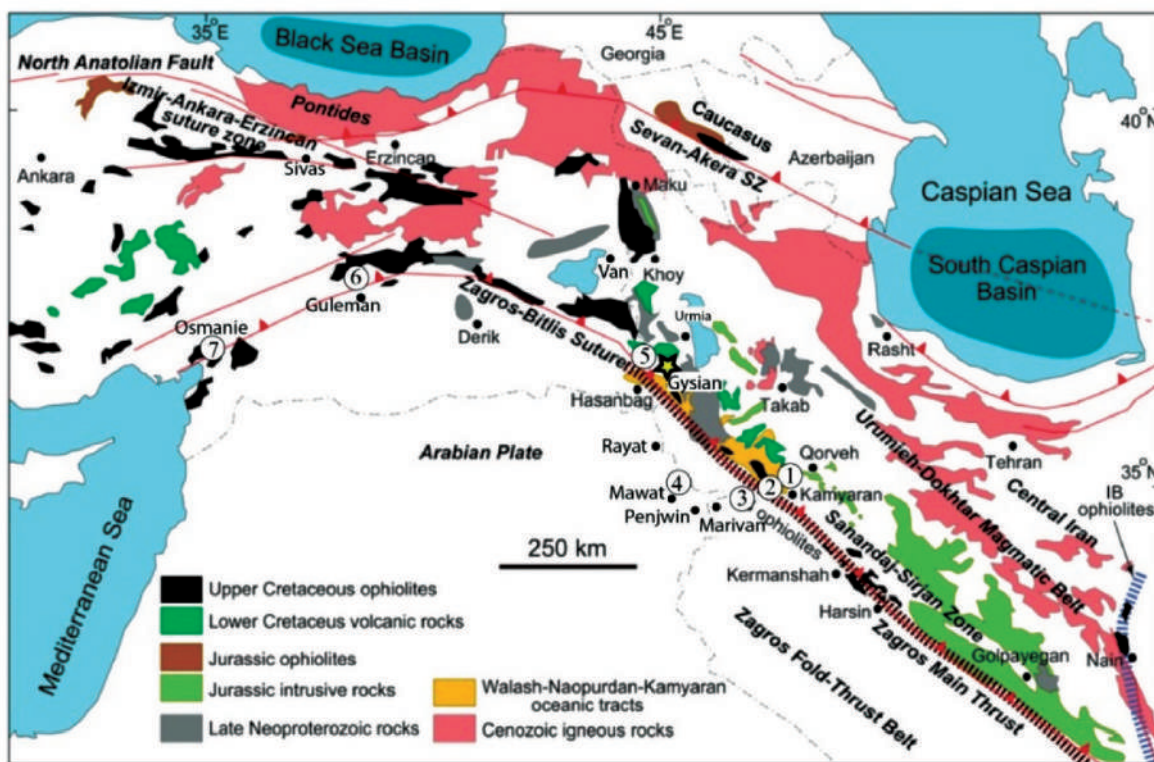
اواخر کرتاسه با توده‌های ژوراسیکی آن نامعلوم بود.

نگاهی به افیولیت‌های قطعه مرکزی نئوتتیس

در این نوشتار سعی شده است ویژگی‌های ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های گیسپان در ارتباط با افیولیت‌های مجاور از گرماب کامیاران و مریوان در ایران تا پنجوین، ماوت و رایات در شمال شرق عراق موسوم به زاگرس عراقی و گولمان تا پهنه افیولیت عثمانیه در آناتولی شرقی در ترکیه (شکل ۱) تا حد مقدور با هم قیاس شده و درباره نحوه برونزد یافتن آنها نتیجه‌گیری شود. بدین منظور لازم است ابتدا کلیاتی درباره مشخصات افیولیت نئوتتیس در هر کشور به‌طور خلاصه توضیح داده شود.

نئوتتیس در غرب ایران

ایران درست در مرکز طولانی‌ترین کوهزایی ناشی از برخورد قاره-قاره قرار گرفته و پس از بسته شدن نئوتتیس از آلپ در اروپا تا هیمالیا در آسیای شرقی کشیده شده است.



شکل ۱. نقشه ساده شده نمایشگر خط‌دز نئوتتیس به همراه لکه‌های افیولیتی بزرگ در ایران، ترکیه و عراق که در آن کمر بند خارجی زاگرس OB نیز نشان داده شده است. به علاوه کمر بند سنندج-سیرجان و گروه والاش-نئوپوردان-کامیاران نیز علامت‌گذاری شده است. نقشه اولیه از Dilek et al. (2010) گرفته شده و بر روی آن اعداد یک تا هفت بیانگر لکه‌های افیولیتی مقایسه شده در این مقاله است. پهنه گیسپان توسط ستاره زرد رنگ علامت‌گذاری شده است

پشت قوس هم برای این موقعیت افیولیتی صحبت به میان آمده که نشان از ضعف داده و تفسیر در مطالعات قبلی این ناحیه و پیچیدگی موضوع است. در پهنه گرماب (مابین هرسین صحنه و سروآباد) تنها پریدوتیت‌های هارزبورژیتی-لرزولیتی سرپانتینی شده به همراه گابروهای ملائز شده، برونزد دارند. در بررسی‌های محققین نرخ ذوب بخشی بالا از منشأ تهی شده برای این سنگ‌های الترامافیک پیشنهاد شده است (میری و همکاران، ۱۳۹۹). همچنین تعلق این واحد به سنگ‌های مناطق عمیق اقیانوسی با نرخ ذوب بخشی زیاد در کنار شکل‌گیری به صورت پسماندی در یک حوضه قوس-پشت قوس از احتمالات ذکر شده دیگر در این باره است (ویسی نیا و همکاران، ۱۴۰۰).

افیولیت مریوان: افیولیت‌های ناحیه مرزی کردستان در ایران از حیث شیمی سنگ کل مورد مطالعه قرار گرفته و به تعلق آنها به هر دو نوع پریدوتیت‌های عمیق^۱ یا نوع فرافروانشی^۲ اشاره شده است (کریمی و همکاران، ۱۳۹۹). تبادل بین مذاب-سنگ و نیز سیال-سنگ در این سنگ‌ها منجر به درجه‌های مختلف تهی‌شدگی در آنها شده است. بدین شرح ماهیت پریدوتیت‌های عمیق اقیانوسی پهنه مریوان طی فرآیند تبادل مذاب-سنگ دستخوش تغییر شده و علامت‌های نوع فرارانشی را ثبت کرده است.

افیولیت گیسیان: این پهنه در شمال غرب ایران در محل مرز سه کشور ایران با ترکیه و عراق (شکل ۱) یک قطعه از این کمر بند تراستی است. در این بخش، خط درز افیولیتی از برخورد ورقه عربی با لبه قاره اوراسیا با شیب به سمت شمال و شرق حاصل شده است. داده‌های سن سنجی Ar-Ar سنی حدود ۹۸ میلیون سال برای این سنگ‌ها نشان داده است (علی زاده، ۱۳۹۰). متاپلیت‌های ناحیه کچله در غرب گیسیان با کانی‌شناسی ساده میکا+کوارتز+فلدسپار و دانه اپک از یک پروتولیت اسیدی (شبه پوسته فوقانی) با سنگ مولد آذرین در حد

سن سنجی اورانیوم-سرب بر روی زیرکن-روتیل-تیتانیات سنگ‌هایی که تصور می‌شد افیولیت ژوراسیک هستند، با دو هدف صورت گرفته یکی اینکه معلوم شود، آیا آنها اجزاء یک افیولیت واقعی هستند یا خیر و دوم اینکه ارتباط آنها با افیولیت‌های کرتاسه پایانی (نظیر افیولیت‌های زاگرس-بیتلیس در غرب ایران-آناتولی جنوبی یا کمر بند سیوان-آکرا در شمال ارمنستان یا از میر-آنکارا در پونتید جنوبی) مشخص شود (Moghadam et al., 2018). داده‌های سن‌یابی نشان داد افیولیت فرضی در حقیقت مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین دگرگون شده است که سنی مشابه سنگ‌های آذرین کمر بند سنج-سیرجان داشته (کامبرین تا ژوراسیک) و در ریفت قاره‌ای ژوراسیک ایجاد شده‌اند. شاید این ریفت مقدمه پیدایش حوضه پشت قوسی است و افیولیت خوی طی آن شکل گرفته است. برونزدهای متعددی از سنگ‌های مافیک در کمر بند ارومیه-دختر نیز به ثبت رسیده که سن مشابهی دارند (Modjarrad, 2022). این سنگ‌های آذرین واجد مقادیر زیادی زیرکن به ارث رسیده کامبرین، اردویسین، سیلورین و کربونیفر تا پرمین هستند و بیانگر پوسته قاره‌ای قدیمی در این پهنه است (Moghadam et al., 2018). لکه‌های افیولیتی مهم غرب ایران در ارتباط با نئوتتیس شامل هرسین صحنه (فلاح و همکاران، ۱۳۹۸)، کامیاران (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲؛ میری و همکاران، ۱۳۹۹)، مریوان (کریمی و همکاران، ۱۳۹۹)، سردشت (Ao et al., 2020)، پیرانشهر (Ao et al., 2017) و مورد اخیر معرفی شده گیسیان (Modjarrad et al., 2024) می‌باشند. در این بخش به توضیح برخی افیولیت‌های مهم در غرب ایران می‌پردازیم.

افیولیت کامیاران: سهول‌آوا در نزدیکی کامیاران استان کردستان (شکل ۱) شامل اجزاء مختلف توالی افیولیتی است و در این مجال پریدوتیت‌های سرپانتینی آن مورد نظر می‌باشد. برای این پریدوتیت‌ها جایگاه تشکیل پهنه‌های عمیق اقیانوسی تا پهنه مرتبط با فرافروانش با نرخ ذوب بخشی زیاد پیشنهاد شده است (رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲). در واقع علاوه بر تفکیک نشدن دو محیط عمیق و جلوی قوسی، حتی از محیط حوضه

1. Abyssal

2. Supra-Subduction-Zone (SSZ)

در ناحیه وان (Mehmatalan-Mollatopuz) از نقطه نظر تمام اجزاء افیولیتی نظیر دگرگونه‌ها، فیلیش‌ها و دایک‌های دیابازی به‌دقت مورد مطالعه قرار گرفته است (Gunay et al., 2012) و واجد کرومیت‌های با کروم زیاد است و در یک محیط فرافروانش شکل گرفته است (Gunay and Colakoglu, 2016). ورقه آناتولی نظیر ورقه ایران از اجزاء مهم کمربند آلپ-همیالیاست و در آن لکه‌های متعدد افیولیتی با روند شرقی-غربی در میان توالی‌های ضخیم کربناته و توده‌های دگرگونی ناحیه‌ای برونزد یافته‌اند. در بخش آناتولی اعتقاد بر این است که نئوتتیس دارای دو شاخه اقیانوسی شمالی و جنوبی است. شاخه شمالی نئوتتیس شامل اقیانوس از میر-آنکارا-ایرینجان و تورید-پونتید بوده (Sengor and Yilmaz, 1981) و شاخه جنوبی شامل تتیس جنوبی و بروت در جنوب آناتولی است (Robertson, 2002). هم‌زمان با آغاز بسته شدن نئوتتیس در کرتاسه پسین، افیولیت‌های هر دو شاخه شمالی و جنوبی بر روی حاشیه غیرفعال قاره جایگیری کرده‌اند. البته این نکته انتقادی را باید ذکر کرد، به‌احتمال زیاد شاخه جنوبی همان روند اصلی نئوتتیس است و شاخه شمالی مربوط به حوضه پشت قوس^۱ می‌باشد. این لکه‌ها بیشتر از نوع جلوی قوسی و فرافروانشی با سن کرتاسه پایانی می‌باشند (Parlak et al., 2002). البته در آناتولی مرکزی نظیر سیواس در کوه‌های اولاش نیز پریدوتیت‌های افیولیتی از همین محیط جلوی قوسی برونزد دارند (Bilici and Kolayli, 2018).

پریدوتیت‌های شرق دریاچه وان از ذوب بخشی با نرخ زیاد، علامت‌های پریدوتیت‌های قوسی را ثبت کرده‌اند. فراوانی قابل ملاحظه عناصر نادر حاکی نشانه غنی‌شدگی طی فروانش است. داده‌ها حاکی از این است که پریدوتیت‌های شرق وان در کمربند فروانشی لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس با درجه بالایی از ذوب‌بخشی که منجر به غنی‌شدگی مجدد پریدوتیت‌های جلوی قوس شده، تشکیل شده‌اند (Uner, 2021). از این لحاظ می‌توان پریدوتیت‌های یاد شده را با افیولیت‌های جنوبی ترکیه و افیولیت‌های ایران قابل

تراکیت با درجه بالای شاخص هوازدگی حاصل شده‌اند (مجرد، ۱۴۰۰). این رسوبات در موقعیت تکتونیکی حاشیه فعال قاره تکامل یافته و سپس طی تصادم قاره-قاره دچار دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین (LT/LP-MP) طی دو مرحله دگرشکلی شده‌اند (مجرد، ۱۴۰۰). در تداوم لکه‌های ترکیه و عراق، در این بخش از کمربند نیز پریدوتیت‌های هارزبورژیتی سرپانتینی شده برونزد دارند. هیچ آنتی‌گوریتی در این سنگ‌ها دیده نشده و مجموعه کانایی لیزاردیت+کریزوتیل+اسپینل کروم‌دار به همراه بقایایی از کلینوپیروکسن و مقادیر اندکی از ارتوپیروکسن و الیون فازهای غالب می‌باشد (مجرد، ۱۴۰۱). با توجه به نبود آنتی‌گوریت در پریدوتیت‌های سرپانتینی گسیان، عمق تشکیل سرپانتینیت‌ها کمتر از ۵۰ کیلومتر تخمین زده شده است (مجرد، ۱۴۰۱). مینرال‌شیمی نمونه‌های گسیان تعلق این افیولیت‌ها را به محیط جلوی قوس تأیید می‌کند (Modjarrad and Omrani, under review).

نئوتتیس در شرق ترکیه

سنگ‌های افیولیتی و آمیزه‌های رنگی مناطق وسیعی از سطح ترکیه را پوشانده‌اند و در ارتباط با عملکرد اقیانوس پالئوتتیس و نئوتتیس و در امتداد خط درز آناتولی می‌باشد (Sengor and Yilmaz, 1981). در این رابطه آناتولی به واحدهای تکتونیکی متعددی در امتداد شرقی-غربی تقسیم شده است. در سمت شرق ترکیه و اطراف دریاچه وان، واحدهای افیولیتی با نام آناتولید-تورید (Anatolid-Tauride) شناخته می‌شوند (Okan and Tuysuz, 1999). به عقیده برخی این ناحیه از شرق آناتولی، در بخش منشورهای افزایشی (EAAC) واقع شده و حین فروانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر قاره اوراسیا به سمت شمال در بازه کرتاسه تا الیگوسن تشکیل شده است (Sengor et al., 2008). این محل در موقعیت اتصال قطعات مختلف پوسته‌های قاره‌ای و اقیانوسی واقع شده و حالت گنبدی گرفته و در مرحله تصادم از ائوسن تاکنون با افزایش ارتفاع روبروست. مناطقی از شرق ترکیه

1. Back Arc Basin (BAB)

نئوتتیس در شمال شرق عراق

در بخش شمال شرقی عراق در بخشی که امتداد رشته کوه تراستی زاگرس ایران وارد کشور عراق می‌شود و زاگرس عراقی خوانده می‌شود، این کمر بند افیولیتی وجود دارد (شکل ۱). در این خطواره، آمیزه رنگی به سن مزوزوئیک درون واحدهای رسوبی برونزد دارد (Moore et al., 2000). گروه سنگی والاش، شامل پریدوتیت‌های سرپانتینیت است و در امتداد محدوده تراستی بر روی رسوبات آهکی چین خورده دگرگونی قرار گرفته است. بر روی این امتداد در شمال شرق عراق لکه‌های مهمی نظیر پنجوین، بولفات، ماوات، رایات، قلندر و حسن بگ به سن حدود ۱۰۰ میلیون سال برونزد دارند (Asward et al., 2011; Ali et al., 2012). این لکه‌ها بیشتر با افیولیت نیریز و کرمانشاه در ایران و سمعیل در عمان هم‌زمان هستند. فرارانش افیولیت‌های زاگرس عراقی در کرتاسه بالایی آغاز و جایگیری آنها طی ماستریشتین رخ داده است (Leturmy and Robin, 2010). سنگ‌های متاپریدوتیتی پنجوین در پهنه کردستان عراق در شمال غرب محدوده تراستی زاگرس، مهمترین افیولیت مطالعه شده در عراق است. این سنگ‌ها دو مرحله دگرگونی متوالی درجه پایین را پشت سر گذاشته‌اند و در حد رخساره آمفیبولیت دگرگون شده است. سپس در ترشیری، هم‌زمان با صعود مجدد و فرارانش افیولیت پنجوین بر روی توالی سازند قرمز مرگا مجدد به صورت پیشرونده دگرگون شده‌اند (Mohammad, 2011). واحد افیولیتی رایات عراق شامل پریدوتیت‌های سرپانتینیت و کرومیتیت است و به شدت سرپانتینیت شده ولی اسپینل‌های کروم‌دار مصون مانده، نشانگر هارزبورژیتی بودن پروتولیت مشابه افیولیت عمان برای این واحد است (Ismail et al., 2009). در نزدیکی اربیل عراق پهنه حسن بگ در مرز با ایران در اثر برخورد قوس ماگمایی نئوتتیس با حاشیه قاره‌ای ورقه عربی در عراق ناحیه بسیار مرتفع قندیل در این پهنه شکل گرفته است. مطالعات نشان داده این افیولیت‌ها در کرتاسه پایانی تا پالئوسن (به سن حدود ۱۰۰ میلیون) در این پهنه با درجاتی

قیاس دانست. مسئله دیگر درباره افیولیت‌های وان فاصله قابل توجه از نوار افیولیتی زاگرس-بیتلیس است. به نظر می‌رسد این لکه‌ها نظیر افیولیت خوی در ایران با نوارهای شمالی مانند قفقاز کوچک در ارتباط باشد. نواحی از بلا فصل مرز ایران از پهنه حکاری و یوکسکوا ترکیه، مانند شمدنلی و کورگان لکه‌های افیولیتی به سن ماستریشتین در خود جای داده‌اند (Parlak et al., 2000). متأسفانه داده‌ای از سنگ کل سرپانتینیت‌های پهنه اخیر منتشر نشده، بنابراین در این پژوهش نمی‌توان بیشتر درباره آن بحث کرد.

دو پهنه گولمان و یارپوز از آناتولی با توجه به در دسترس بودن داده سنگ کل پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده، و نیز تعلق به کمر بند زاگرس-بیتلیس (نوار اصلی افیولیت نئوتتیس) با سنگ‌های مشابه از گیسیان در جنوب ارومیه قیاس شده‌اند، درباره آنها بیشتر توضیح داده می‌شود:

- افیولیت گولمان: این پهنه در جنوب شرق ترکیه واقع شده (شکل ۱) و برونزد هارزبورژیت‌ها با عدسی‌های دونیتی همراه توده‌های کرومیتی وسیع در آن دیده می‌شود. بر اساس مطالعات کانی‌شناختی و پترولوژیکی این سنگ‌ها از یک گوشته تهی شده حاصل و به یک محیط فرافروانشی متعلق هستند (Eren Rizele et al., 2016). تهی‌شدگی از CaO و TiO_2 , Al_2O_3 برای هارزبورژیت‌های گولمان نشانه پریدوتیت‌های تهی شده در محیط جلوی قوس یا پریدوتیت‌های مناطق عمیق تهی شده می‌باشد و در حین فرورانش رو به شمال شاخه جنوبی نئوتتیس حین برخورد ورقه‌های آناتولی-عربی ایجاد شده است.

- افیولیت یارپوز: این افیولیت‌ها موسوم به عثمانیه در شمال ورقه عربی و در محل برخورد نئوتتیس جنوبی با ورقه عربی و برخورد پلتفرم تورید با ورقه عربی در کرتاسه پایانی تا میوسن شکل گرفته و از رشته کوه آمانوس تا آنکارا تداوم دارد (شکل ۱). این افیولیت بیشتر شامل تکتونایت گوشته‌ای هارزبورژیتی و سنگ‌های کومولایی است و در بعضی بخش‌ها به شدت سرپانتینیت شده و در طول بسته شدن نئوتتیس در اواخر کرتاسه بر روی حاشیه شمالی ورقه عربی رانده شده است (Rizaoglu et al., 2019).

1. Guleman-Elazig

2. Yarpuz-Kaypak

رخساره‌های دگرگونی دما پایین گسترش می‌یابد. در این میان بافت‌های منحصربه‌فردی هم در سرپانتینیت‌ها ایجاد می‌شوند. هنگامی که بلورهای ارتوپیروکسن باستیتی شده و یا بقایای بلورهای الیوین سالم، به‌صورت پورفیروکلاست عمل کرده و سرپانتین‌های نواری در اطراف بلور قرار گیرند، بافت چشمی ایجاد می‌شود. تشکیل بافت‌های شبکه‌ای و پرشدگی رگه‌ها با کلسیت نیز در این مرحله و نزدیک سطح صورت می‌گیرد. بافت‌های شبکه‌ای و باستیتی در اولین مراحل سرپانتینی شدن ایجاد می‌شوند (Boudier et al., 2009).

بررسی اکسید عناصر اصلی و نیز مقادیر عناصر جزئی در سنگ‌های الترامافیک و مافیک لیتوسفر اقیانوسی می‌تواند در ارزیابی و تفسیر وقایع ژئودینامیکی دخیل در تشکیل این سنگ‌ها بسیار کمک‌کننده باشد (Pearce and Stern, 2006). گرچه باید به این نکته توجه داشت که فرارانش افیولیت‌ها بر روی قاره‌ها و نیز تکامل طولانی مدت آنها طی فرورانش آنها تا زمانی که افیولیت‌ها در موقعیت کنونی خود جایگیری کنند، ترکیب ژئوشیمیایی این سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهد (Putnis and Austrheim, 2010). به‌عنوان مثال سرپانتینی شدن کلینوپیروکسن‌های دیوپسیدی می‌تواند با فعالیت سیالات منجر به افزایش اکسید کلسیم در مقابل کاهش سیلیس در این سنگ‌ها شود (Bach and Klein, 2009). بنابراین عمده کارهای ژئوشیمی بر روی چنین سنگ‌هایی می‌بایست بر روی عناصری باشد که کمتر در اثر این فرایندها دستخوش تغییر می‌شوند.

ژئوشیمی سرپانتینیت‌ها

جدول ۱ داده‌های معرف مربوط به پریدوتیت‌های سرپانتینیتی هر یک از افیولیت‌های ۷ گانه مقایسه شده را خلاصه کرده است. هر ستون از بین تعداد زیادی (برای مثال درباره گیسسیان از بین ۱۶ مورد تجزیه) نمونه انتخاب شده و میانگین گرفته نشده است. سعی شده میزان سرپانتینی شدن در همه موارد کم‌وبیش یکسان و نمونه‌ها هارزبورژیته باشند. در ضمن با عنایت به چاپ مقاله‌ها در مجله‌های معتبر، داده‌ها از اعتبار کافی و قابل قیاس برخوردارند.

از دگرگونی برونزد یافته‌اند (Mohammad, 2011). یکی از لکه‌های افیولیتی بخش شمال شرق زاگرس عراقی به‌عنوان معرف که داده‌های سنگ کل آن در دسترس بود برای قیاس با سرپانتینیت‌های گیسسیان برگزیده شده که بیشتر در رابطه با آن توضیح داده می‌شود:

- افیولیت ماوات: افیولیت ماوات در ناحیه تراستی زاگرس عراقی در سلیمانیه کردستان عراق جایگیری کرده و در آن عدسی‌ها و توده‌های پراکنده کرومیتیتی با دونیت‌ها به همراه سنگ‌های الترامافیک هارزبورژیته برونزد دارند. مطالعات نشانگر تشکیل این مجموعه از ذوب بخشی گوشته فوقانی است. فراوانی زیاد عناصر گروه پلاتین در این واحد و نیز نسبت بین این عناصر، نشانه درجات بالای ذوب بخشی منبع گوشته‌ای است و در یک محیط فرافروانش تشکیل شده است (Ismail et al., 2010). مطالعات ایزوتوپی نشان داده سرپانتینیت‌های پنج‌جین در اثر یک رخداد تکتونیک جایگیری کرده‌اند در حالی که سرپانتینیت‌های ماوات پس از آبیگری در گوه گوشته^۲ توسط فرآیند گنبدی شدن در توالی آتشفشانی-رسوبی والاش استقرار یافته است (Aqrabi et al., 2007).

فرآیند سرپانتینی شدن

سرپانتینی‌شدن در گستره بسیار وسیعی از دما و فشار اتفاق می‌افتد، سرپانتینی‌شدن دما پایین سنگ‌های اولترامافیک تیپ آلیپی در اثر نفوذ آب‌های جوی یا نفوذ آب‌های شور خارج شده از رسوبات اتفاق می‌افتد. این مورد بیشتر سرپانتینی‌شدن پس‌رونده خوانده می‌شود. در مقابل سرپانتینی‌شدن پیش‌رونده در بسیاری از فرآیندهای دگرگونی در طی تدفین و گرم شدن سنگ‌های اولترامافیک اتفاق می‌افتد و شامل فرآیندهای خشک بی‌آب است. طی این فرآیند از واکنش کریزوتیل، آنتی‌گوریت و بروسیت یا از واکنش آنتی‌گوریت با بروسیت، فورستریت+آب تشکیل می‌شود (Klein et al., 2014; Evans et al., 2013). سرپانتینی‌شدن این سنگ‌ها از کف اقیانوس جایی که نفوذ آب در شکستگی‌های پوسته اقیانوسی جوان و در رگه‌های هیدروترمالی صورت گرفته، آغاز و با فرورانش تختال در

1. Mawat

2. Mantle wedge

با یک نگاه اجمالی معلوم می‌شود ترکیب این پریدوتیت‌های سریانتینی شده مشابه بیشتر پریدوتیت‌های امتداد خط درز نئوتتیس مانند سریانتینیت‌های ولتری در آلپ ایتالیا (Cannaò, 2016) و یا متوسط سریانتینیت‌های فرورانشی معرفی شده توسط دشامپا^۱ (۲۰۱۳) می‌باشد. بعضی اکسیدها مانند Na_2O , K_2O , P_2O_5 , MnO بیشتر موارد زیر حد سنجش دستگاه‌های آنالیزی است و در مقابل SiO_2 و MgO تا ۰.۴۵٪ و آهن کل تا ۰.۱۰٪ فراوانی قابل توجهی در آنها دارد. برخی اکسیدهای دیگر مانند CaO , Al_2O_3 و TiO_2 با اینکه فراوانی کمی دارند ولی در تعیین صفات سنگ‌ها نقش آفرینی می‌کنند. بر پایه یک پیش‌فرض کلاسیک، مقادیر مجموع اکسیدهای خشک در برابر سیلیس، طی سریانتینی شدن ثابت باقی می‌ماند

(Bogolepov, 1970) درحالی‌که CaO به‌طور منظم تهی می‌شود (Palandri and Reed, 2004). میزان LOI بالا در این واحدها بین ۰.۷٪ تا ۱.۳٪ بیانگر شدت سریانتینی شدن در آنها می‌باشد (جدول ۱).

فراوانی فلزات واسطه مانند Cu و Sc , V , Co , Ni , Cr در این سنگ‌ها قابل ملاحظه است. به دلیل حضور بیون و پیروکسن زیاد در سنگ اولیه، به‌جز تیتانیم در مورد بقیه عناصر بسیار مشابه گوشته اولیه است (جدول ۱). کمبود تیتانیم در این سنگ‌ها شاید به خاطر، سنگ مادر دنییتی تا هارزبورژیتی (Zhihong and Huaifu, 1998) است. محتوای عنصرهای نادر خاکی در سریانتینیت‌های مورد بحث به‌جز چند مورد زیر حد تشخیص دستگاه و علامت تهی‌شدگی شدید این سنگ‌هاست^۱.

جدول ۱. ترکیب متوسط سنگ کل پریدوتیت‌های سریانتینی شده در امتداد بخش مرکزی خط درز نئوتتیس. منابع مربوط به هر پهنه در متن آمده است. لکه ۱: رحیم‌زاده و همکاران، ۱۳۹۲، لکه ۲: میری و همکاران، ۱۳۹۹، لکه ۳: کریمی و همکاران، ۱۳۹۹، لکه ۴: Ismail et al., 2010، لکه ۵: مجرد، ۱۴۰۱، لکه ۶: Eren Rizeli et al., 2016، لکه ۷: Rizaoglu et al., 2019.

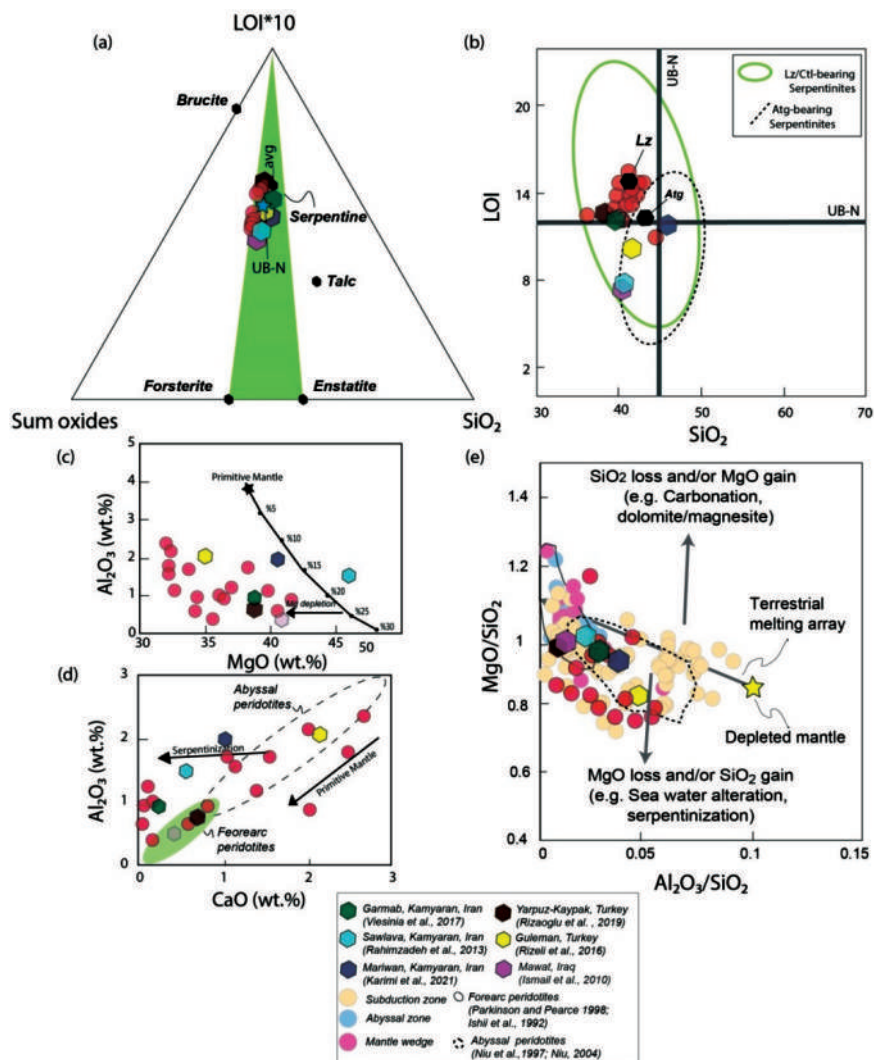
شماره پهنه بر روی نقشه	سول‌آوا	کامیاران (ایران)	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷
SiO_2	۴۰/۵۸	۳۹/۲۰	۴۵/۹۳	۴۰/۶۴	۳۹/۸۶	۴۲/۲۲	۳۹/۱۷	۰/۱	۰/۱
TiO_2	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۱	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al_2O_3	۱/۵	۰/۹۲	۲/۱	۰/۵۶	۱/۲۱	۲/۲۳	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۸
Cr_2O_3	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۵	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰	۰/۴۰
tFe_2O_3	۱۰/۷۶	۸/۳۰	۸/۹۱	۸/۸۳	۷/۵۲	۷/۹۱	۸/۲۵	۸/۲۵	۸/۲۵
MnO	۰/۱۷	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱
NiO	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵	۰/۲۵
MgO	۴۶/۳۷	۳۷/۷۳	۴۱/۱۳	۴۱/۳۸	۳۷/۰۴	۳۴/۷۲	۳۸/۴۷	۳۸/۴۷	۳۸/۴۷
CaO	۰/۵۶	۰/۰۳	۱/۰۶	۰/۳۴	۰/۱۳	۲/۳۰	۰/۷۱	۰/۷۱	۰/۷۱
L.O.I	۷/۶۶	۱۳/۱۱	۱۲/۱۰	۶/۹۹	۱۳/۳۱	۹/۷۰	۱۲/۰۰	۱۲/۰۰	۱۲/۰۰
Total	۹۹/۹۳	۹۹/۰۶	۱۰۰/۰۲	۹۹/۰۱	۹۹/۹	۹۹/۹۵	۱۰۰/۱۱	۱۰۰/۱۱	۱۰۰/۱۱
(ppm)									
Co	۹۹/۴	۹۳/۶	۱۲۹	۴۷	۱۰۸	۹۱	۱۲۰	۱۲۰	۱۲۰
Zn	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸	۳۰/۸
Cr	۱۹۶۰	۱۹۶۰	۲۶۰۱	۲۸۳۳	۲۲۱۲	۲۲۱۲	۲۹۲۹	۲۹۲۹	۲۹۲۹
V	۳۰	۴۷	۶۰/۰۳	۳۸	۴۴	۵۸	۴۵	۴۵	۴۵
Sc	۰/۲	۱۰	۱۶/۵۳	۹	۱۴/۳	۱۳	۳۱	۳۱	۳۱
Cu	۱۱	۰/۲	۸	۸	۵۸	۲۴/۲	۹	۹	۹
Sr	۰/۸	۰/۸	۶/۹۰	۴/۳	۴/۳	۴/۳	۲	۲	۲
Y	۰/۲۸	۰/۲۸	۱/۰۵	۳/۴	۳/۴	۳/۴	۲	۲	۲
Cd	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Ba	۳/۱	۳/۱	۲/۲۶	۱۶	۱۶	۱۶	۷۴	۷۴	۷۴
Yb	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۱۴	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۱
Ti	۵۳	۵۳	۵۳	۵۳	۵۳	۵۳	۵۳	۵۳	۵۳
Pb	۰/۲	۰/۲	۴/۵	۹	۹	۹	۱۸	۱۸	۱۸

1. Deschamps et al. (2013)

خاستگاه پریدوتیت‌ها

در گیسپان ارومیه، یارپوز ترکیه و گرماب کامیاران در بقیه موارد دارای آنتی‌گوربت تعیین شده است (شکل ۲-ب). نمودارهای وابسته به اکسید آلومینیوم درجه ذوب بخشی از ۱۰ تا ۲۵٪ را برای این سنگ‌ها از غرب ایران تا شمال شرق عراق تا شرق ترکیه، با وجود تأثیرات ناشی از سرپانتینی

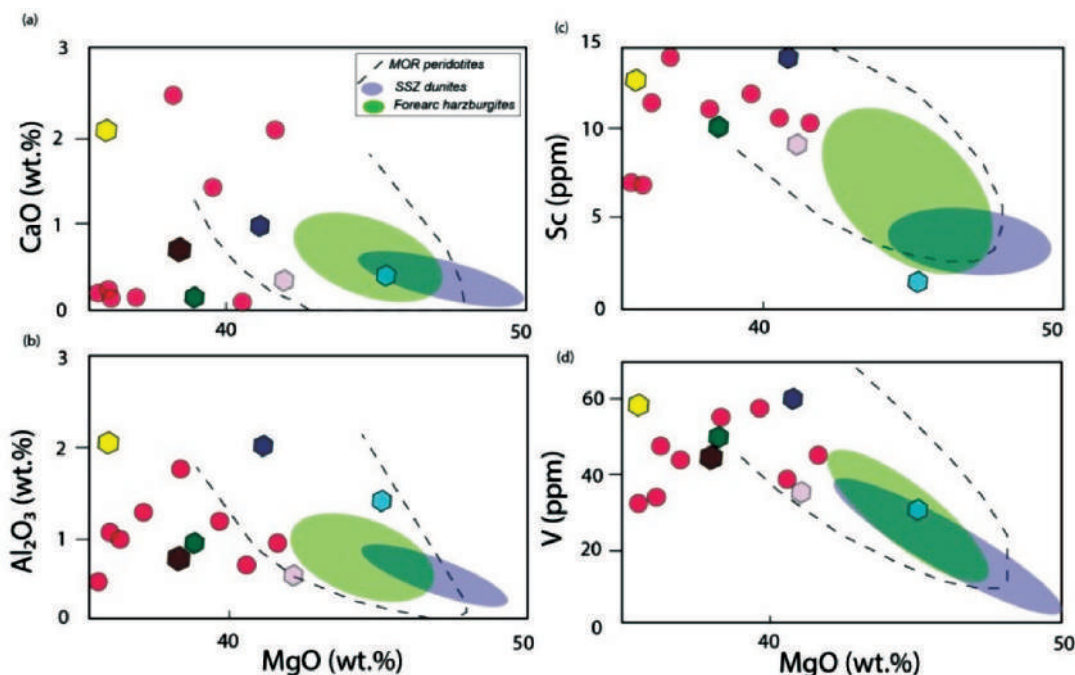
در نمودار مثلثی LOI-سیلیس-مجموع سایر اکسیدها معلوم شد، سرپانتینیت‌های این بخش از نتوتیس ترکیبی مشابه میانگین جهانی (UB-N) و شبیه به هم دارند (شکل ۲-ا). سرپانتینیت‌های پهنه‌های مطالعه شده به جز



شکل ۲. ا) نمودار سه‌تایی از ده برابر LOI-سیلیس-مجموع اکسیدهای دیگر برای نمایش ترکیب سنگ کل پریدوتیت‌های سرپانتینی مطالعه شده. با این پیش‌فرض که سرپانتینی شدن و به تبع آن افزایش LOI نمی‌توانسته فراوانی سایر اکسیدها را تغییر دهد (البته به‌جز سنگ‌های غنی از تالک). استاندارد بین‌المللی با نماد UB-N از Georem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>) اخذ شده است، b) نمودار LOI در مقابل سیلیس که در آن با وجود همپوشانی میدان سرپانتینیت‌های لیزاردیتی با انواع آنتی‌گوربتی، مشخص شد که به‌جز کامیاران و یارپوز ترکیه که مانند گیسپان فاقد آنتی‌گوربت هستند بقیه موارد آنتی‌گوربت دار می‌باشند (Deschamps et al., 2013)، c) نمودار تغییرات فراوانی Al₂O₃ در مقابل MgO که در آن روند تهی‌شدگی از منیزیم و نیز نرخ ذوب بخشی گوشته اولیه (Niu, 1997) نیز آورده شده است، d) نمودار تغییرات Al₂O₃ در برابر CaO (محدوده‌ها از Pearce et al. (1992)، نماد دایره قرمز برای گیسپان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است، e) نمودار MgO/SiO₂ در برابر Al₂O₃/SiO₂ که بیانگر محدوده افیولیت‌های جلوی قوسی و مناطق عمیق است. روند مربوط به فرآیندهای ثانوی نظیر کربناتی شدن (افزایش اکسید منیزیم) و دگرسانی کف دریا (افزایش سیلیس) با فلش علامت‌گذاری شده است. نماد دایره قرمز برای گیسپان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است. همین نمادها در کل مقاله استفاده شده است

بنابراین بیشتر پریدوتیت‌های پهنه‌های ۷ گانه مطالعه شده از نوع عمیق تا جلوی قوسی ارزیابی می‌شوند (شکل ۲-۲). نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی و فلزات واسطه در برابر اکسید منیزیم نشانگر روندی به موازات پریدوتیت‌های پشته میان اقیانوسی برای همه پهنه‌های مورد بحث است. با وجود این برای جدایش دو محیط جلوی قوسی و عمیق کارایی نداشته است (شکل ۳-۳-۴-۳).

شدن، نشان می‌دهد (شکل ۲-۳). تفکیک محیط پیدایش پریدوتیت‌ها با استفاده از ترکیب سنگ کل، کار دشواری است و در نمودارهای متمایزکننده نیز بیشتر این دو نوع دارای همپوشانی هستند (شکل ۲-۴). نسبت MgO/SiO_2 فاکتور خوبی برای تشخیص نوع جلوی قوسی از انواع عمیق اقیانوسی پریدوتیت‌هاست ولیکن با دگرسانی کف اقیانوسی و سرپانتینیتی شدن پریدوتیت‌ها اعتبار خود را از دست می‌دهد.

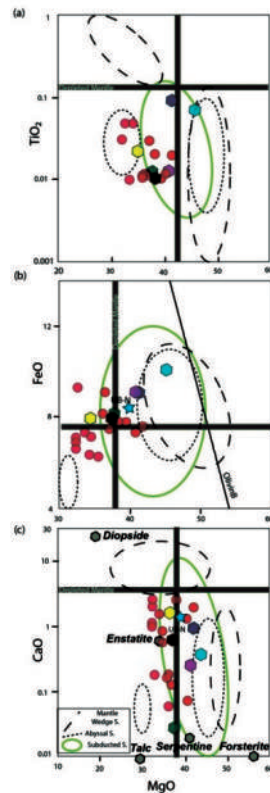


شکل ۳. (a-d) نمودارهای عناصر اصلی (CaO , Al_2O_3) و فلزات واسطه (Sc , V) در برابر اکسید منیزیم که در آنها میدان پریدوتیت‌های پشته‌میان اقیانوسی (Niu, 2004) و جایگاه هارزبورژیت‌های جلوی قوسی و دونیت‌های فرافورانشی (Parkinson and Pearce, 1998) مشخص شده است. نماد دایره قرمز برای گیسپان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است

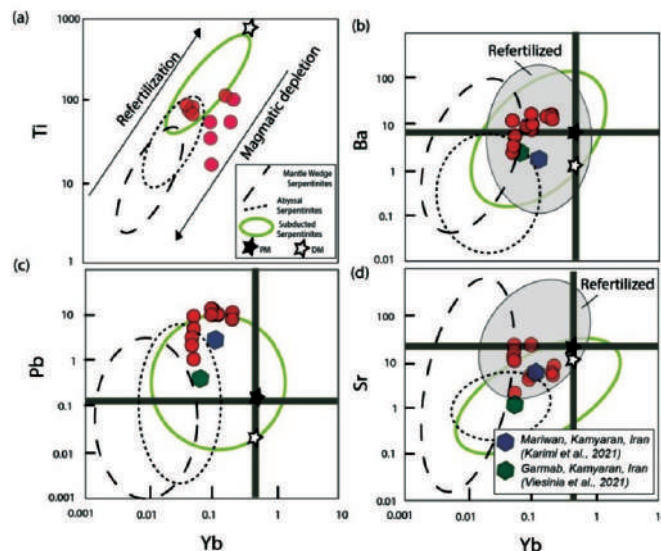
تعیین جایگاه تشکیل سرپانتینیت‌ها

سهول‌آوا کامیاران از نوع عمیق تعیین شده است. همین نتیجه با استفاده از نسبت عناصر جزئی نیز تأیید می‌شود (شکل ۴-۵a-d). گرچه همپوشانی با نوع عمیق در این دست نمودارها هم وجود دارد و درباره پریدوتیت‌های گرماب کامیاران نیز با تردید تعلق به انواع عمیق روبرو هستیم. همچنین پدیده باروری دوباره حین سرپانتینیتی شدن توسط تبادلات سنگ/سیال در این سنگ‌ها اتفاق افتاده است (شکل ۴-۵b-d).

به‌تازگی با مطالعه ده‌ها مورد سرپانتینیت از مکان‌های مختلف جهان، اقسام سرپانتینیت به سه دسته مرتبط با پهنه‌های عمیق اقیانوسی، فرورانده و گوه گوشته‌ای تقسیم شده است (Deschamps et al., 2013). بر خلاف تفکیک نشدن موفق انواع پریدوتیت‌های مناطق عمیق و جلوی قوسی برای بخش مرکزی خط درز نئوتتیس در مطالب بالا، با مطالعه گروه‌های یاد شده توسط نمودارهای ویژه سرپانتینیت‌ها (شکل ۴-۳a-c)، بیشتر سرپانتینیت‌های ذکر شده از نوع فرورانده ارزیابی می‌شوند. تنها پریدوتیت‌های



شکل ۴. نمودارهای تغییرات اکسیدهای TiO_2 , FeO و CaO در مقابل MgO برای قیاس ترکیب سریانتینیت‌های مطالعه شده. مقصود از اکسید آهن، آهن کل بوده است. جایگاه مربوط به گوشته تهی شده (Salters and Stracke, 2004) و پریدوتیت‌های مناطق عمیق، گوه‌گوشته و فرورانده (Deschamps et al., 2013; Niu, 2004) نیز در آن معین شده است. همچنین جایگاه ترکیبی کانی‌های مهم در سنگ‌های الترامافیک با شش‌گوش خاکستری و متوسط سریانتینیت‌های استاندارد با ستاره آبی نشان داده شده است. در یک نگاه اجمالی همه انواع پریدوتیت‌های سریانتینی مطالعه شده در بخش مرکزی نئوتتیس از نوع فرورانده شده ارزیابی می‌شود. نماد دایره قرمز برای گیسبان استفاده شده و بقیه روی شکل درج شده است



شکل ۵. نمودار تغییرات مقادیر Sr و Ti , Ba , Pb در برابر Yb برای سنگ‌های مورد بحث. ترکیب حدودی گوشته تهی شده از (Salters and Stracke, 2004) و گوشته اولیه از (McDonough and Sun, 1995) گرفته شده است. جایگاه باروری دوباره در حین وقایع فرو/فرارانش با رنگ خاکستری از افزوده شده است (Deschamps et al., 2013). دایره‌های قرمز نمونه‌های افیولیت گیسبان و نمادهای دیگر روی شکل مندرج است، گرچه بیشتر پهنه‌ها فاقد داده برای پیاده‌سازی در این نمودارها بودند ولی درباره نمونه‌های ایران می‌توان آثار باروری مجدد را علاوه بر نوع فرورانده برای سریانتینیت‌ها به‌خوبی رؤیت کرد. گرچه همپوشانی گسترده‌ها با نوع عمیق، مانع تصمیم قطعی می‌شود

بحث

سربانتینیت‌های عمیق با پریدوتیت‌های سالم‌تر تبادل عنصری انجام می‌دهند (Van Keken et al., 2011). دو گونه سنگ مادر اصلی برای سربانتینیت‌های فرورنده معرفی شده است: پریدوتیت‌های اقیانوسی فرورانشی و پریدوتیت‌های قاره‌ای که در طول فاز کششی توسط آب دریا هیدراته شده‌اند. با این حال، چون همه سربانتینیت‌ها از نظر ظاهری شبیه هستند به‌طور معمول شناسایی و جدایش این دو گروه در صحرا غیرممکن است (Skelton and Valley, 2000).

سربانتینیت در یک لیتوسفر اقیانوسی فرورونده بخش تحتانی پوسته اقیانوسی را تشکیل می‌دهد و در حفاصل پوسته و گوشته لیتوسفری است. برای سربانتینیت شدن این بخش لازم است در مدل گردش سیالات داغ فرورونده، نفوذ سیالات تا بخش نکتونیت قاعده در نظر گرفته شود. اما زمانی که یک لیتوسفر اقیانوسی و بخصوص حوضه جلو قوس بر روی حاشیه غیرفعال رانده می‌شود، مدت‌ها در زیر آب اقیانوس حرکت کرده و بر روی مواد آبدار که همراه با اصطکاک است متحمل آبیگری و سربانتینیت شدن می‌شود. در بخش‌های مختلف سیستم نئوتتیس نرخ گسترش یکنواخت نبوده است. همچنین دو فرورانش متوالی یکی فرورانش به زیر پوسته اقیانوسی و دیگری فرورانش به زیر پوسته قاره‌ای روی داده است (مؤید، ۱۳۸۱). پس احتمال وجود سنگ‌های دگرگونی و نوارهای افیولیتی متوالی در این امتداد دور از ذهن نیست. این خود باعث پیچیدگی در تصمیم‌گیری مبنی بر تعلق لکه‌های الترامافیک به فرآیندهای بخصوص می‌باشد. بنابراین تعیین دقیق جایگاه تشکیل سربانتینیت‌ها با دشواری روبروست.

از دیگر فرآیندهای پژوهش حاضر ترسیم دقیق خط درز نئوتتیس در مرز سه کشور ایران، عراق و ترکیه است. به این ترتیب که برخلاف آنچه در مقاله دیلک و همکاران^۱ (۲۰۱۰) ادعا شده و بعدها در مقاله‌های زیادی به آن استناد شده (e.g., Moghadam et al., 2018)، در حقیقت امتداد فرورانش اصلی و گسل‌های تراستی (مسئول برگرداندن سربانتینیت‌ها به سطح)، در طول مرز ایران با

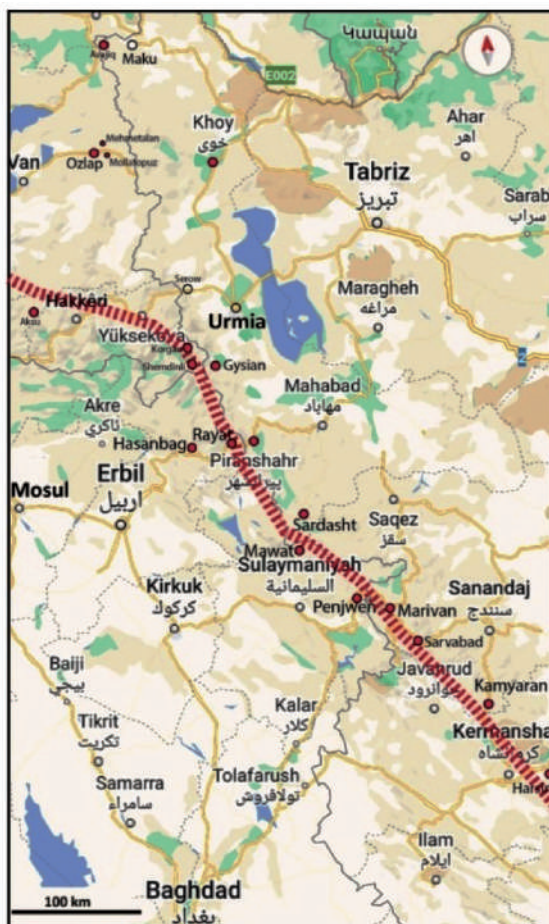
عناصر متحرک در سیال (FME) در سربانتینیت‌ها اطلاعات مفیدی درباره شناخت بهتر نحوه تبادل سنگ/سیال حین دگرسانی و سربانتینیت شدن به دست می‌دهد و در بیشتر انواع سربانتینیت‌ها روی می‌دهد (Sharp and Barnes, 2004). با یک بررسی کلی فراوانی FME مانند Sr, Ba, Pb در این پریدوتیت‌ها زیاد است و نقش چنین سربانتینیت‌هایی در تولید ماگمای قوس پر رنگ است (مانند: Lafay et al., 2013). البته باید دقت داشت این غنی‌شدگی در انواع فرورنده چشمگیر است (Tonarini et al., 2007) و در نتیجه تعاملات ثانوی سنگ/سیال (مشترک شده از رسوبات)، حین باروری مجدد روی داده است.

با فرورانش رو به پایین لیتوسفر اقیانوسی هیدراته و گرم شدن آن به دلیل دگرگونی پیش‌رونده، سیالات از تختال مشتق شده و با افت نقطه ذوب سنگ‌ها منجر به ذوب بخشی در گوه گوشته‌ای و تولید ماگمای قوسی می‌شود (Green, 2007). آزدایی از تختال بیشتر در ۱۰۰ تا ۱۷۰ کیلومتری ابتدای محل فرورانش صورت می‌گیرد (بسته به شیب زمین گرمایی و پایداری کانی‌های کلیدی آبدار مثل آمفیبول و سربانتین) (Pawley and Holloway, 1993). آب رها شده می‌تواند به گوه گوشته‌ای فوقانی ورود کرده و با پریدوتیت‌های گوشته‌ای آمیخته و کانی‌های آبدار بسازد. آب در این محیط به شکل‌های مختلفی حضور دارد: آب مولکولی در ماگماها و یا سیالات سیلیکاته برخاسته از تختال، فاز هیدروکسیل به‌عنوان بخشی از فازهای آبدار، هیدروژن به‌صورت نقص نقطه‌ای در کانی‌های غیر آبدار (مثل الیون، پیروکسن و گارنت) و در نهایت به‌صورت سیالات فوق بحرانی در شرایط فشار و دمای بالا. پترولوژی تجربی به‌خوبی میدان پایداری کانی‌های آبدار و میزان آب موجود در آنها را برآورد کرده است (Hacker, 2003). به‌طور متوسط لیتوسفر اقیانوسی در رخساره ژئولیتی حدود ۷٪ آب دارد که در رخساره اکلوزیتی این میزان به ۰.۹٪ کاهش می‌یابد. بدین معنی که نزدیک به تمام آب پوسته اقیانوسی در دمای ۳۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد در فشار کمتر از ۱۵ کیلوبار به درون گوه گوشته نفوذ می‌کند (Rupke et al., 2004).

1. Dilke et al. (2010)

شده و به آناتولی ترکیه پیوسته است (شکل ۶). البته باید در نظر داشت برخی از این لکه‌ها، مانند پیرانشهر (Ao et al., 2017)، در واقع بقایای دگرگونی قوس ماگمایی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر پوسته اقیانوسی است و قبل از هرگونه تصادم قاره-قاره به وجود آمده‌اند.

عراق قرار داشته و پس از عبور از مریوان (پنجویں عراق) و رسیدن به سردشت (ماوات عراق) به پیرانشهر (رایات و حسن بگ عراق) و در شمال به گسیان در جنوب ارومیه (مناطق معادل در ترکیه شمذنی و گورکان در حکاری و یوکسکوا) ختم شده و در این ناحیه از ایران خارج



شکل ۶. روند اصلاح شده امتداد خط درز نئوتتیس در مرز سه کشور ایران، عراق و ترکیه بر اساس مستندات

نتیجه‌گیری

در امتداد کانال فرورانشی سرپانتینیتی شده باشد. بنابراین این نمی‌تواند منجر به تعیین تکلیف قطعی این پدیدتیت‌ها شود. این نکته که برخی سنگ‌های مذکور فاقد آنتی‌گوریت هستند (نظیر گسیان)، نشان از عمق کم تشکیل در گستره خط درز می‌باشد. تأیید نهایی این نتیجه البته مستلزم کار ایزوتوپی و نیز مطالعه روی عناصر گروه پلاتین بر روی پهنه‌های یاد شده می‌باشد.

در این پژوهش سرپانتینیت‌های هفت پهنه از امتداد خط درز نئوتتیس در سه کشور ایران، عراق و ترکیه از نقطه نظر ترکیب سنگ کل مورد بررسی و مقایسه قرار گرفتند. با در نظر گرفتن داده‌های ژئوشیمی سنگ کل و مرور اطلاعات قبلی درباره سرپانتینیت‌های بخش مرکزی خط درز نئوتتیس، به نظر می‌رسد بیشتر این پدیدتیت‌های سرپانتینی از نوع فرورانده باشند. البته باید در نظر داشت انواع پدیدتیت‌های عمیق و جلوی قوسی نیز می‌توانسته

منابع

- تاجور، ع.، خطیب، م. و زرین کوب، م.، ۱۳۹۹. جایگاه نکتونوماگمایی دیابازها و جریان‌های بازالتی افیولیت مکران، جنوب شرقی ایران. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۵ (۱۴): ۶۷-۷۹.
- جلالت وکیل کندی، ص.، شاه پسندزاده، م.، هنرمند، م. و احمدی پور، ح.، ۱۳۹۸. الگوی ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده شیخ، آمیزه افیولیتی اسفندقه. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹ (۱۳): ۴۹-۶۱.
- فلاح، س.، احمدی خلجی، ا.، ویسی نیا، ا.، طهماسبی، ز. و رحیم‌زاده، ب.، ۱۳۹۹. بررسی شیمی کانی هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی نورآباد-هرسین: شواهدی بر تحول ذوب‌بخشی گوشته پریدوتیتی از منطقه ژرف اقیانوسی به سوی پهنه فرورانش. پترولوژی، ۱۱ (۴۱): ۲۸-۱.
- رحیم‌زاده، ب.، مسعودی، ف. معین وزیری، ح. و الهیاری، خ.، ۱۳۹۲. سنگ‌شناسی، پتروژنز و ژئودینامیک مجموعه افیولیتی سه ول آوا شمال غرب ایران. پترولوژی، ۴ (۱۴): ۹۳-۱۱۴.
- علی زاده، ا.، ۱۳۹۰. سن جایگیری آمیزه‌های رنگین در جنوب باختری ارومیه. سی‌امین گردهمایی علوم زمین سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.
- کریمی، آ. احمدی، ع. خیرخواه، م. و پرتابیان، ع.، ۱۳۹۹. سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی پریدوتیت‌های افیولیتی پهنه مریوان-کامیاران، زاگرس (باختر ایران). علوم زمین، ۳۰ (۱۱۸): ۲۵-۳۶.
- مجرد، م.، ۱۴۰۱. پتروگرافی و ژئوشیمی سرپانتینیت‌های افیولیت گیسبان سیلوانا-جنوب ارومیه؛ ارتباط با فرورانش نئوتتیس در مرز شمال غربی ایران. پژوهش‌های دانش زمین، ۱۳ (۵۲): ۷۵-۹۸.
- مجرد، م.، ۱۴۰۰. مطالعه زادگاه و دگرگونی درجه پایین میکاشیست‌های حاشیه قاره‌ای مرتبط با آمیزه رنگین گیسبان-جنوب ارومیه. فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین، ۱۲ (۴۸): ۱-۱۹.
- میری، م.، ابراهیمی، م. و ویسی نیا، ا.، ۱۳۹۹. بررسی پتروژنز سرپانتینیت‌های پهنه گرماب در پهنه افیولیت کرمانشاه (غرب ایران) با استفاده از شیمی کانی‌ها و نمودارهای فازی. زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، ۱۰ (۴): ۶۳۴-۶۵۱.
- مؤید، م.، ۱۳۸۱. نگرشی نو بر تکوین و تکامل نئوتتیس و ارتباط آن با ماگماتیسیم ترشیری ارومیه-دختر و البرز غربی-آذربایجان. ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. ۵۲-SGSI-۰۵۲.
- نیکبخت، س.، بیابانگرد، ح. و باقری، س.، ۱۳۹۹. پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت سیاه جنگل شمال شرق آتشفشان تفتان. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۶ (۱۴): ۸۷-۹۹.
- ویسی نیا، ا.، ابراهیمی، م. رحیم‌زاده، ب. و اسمعیلی، ر.، ۱۴۰۰. بررسی ژئوشیمی مجموعه افیولیتی گرماب، شمال شرق کامیاران: سیر تحولی مورب به قوس اقیانوسی. علوم زمین، ۳۱ (۱): ۱۳۵-۱۴۸.
- Ali, S. A., Buckman, S., Aswad, K. J., Jones, B. G., Ismail, S. A. and Nutman, A. P., 2012. Recognition of Late Cretaceous Hasanbag ophiolite-arc rocks in the Kurdistan region of the Iraqi Zagros thrust zone: a missing link in the paleogeography of the closing Neo Tethys Ocean. *Lithosphere*, 4, 395-410.
- Ao, S., Xiao, W., Jafari, M. K., Talebian, M., Chen, L., Wan, B., Ji, W. and Zhang, Z., 2016. U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern NeoTethys. *Gondwana Research*, 31, 305-318.
- Ao, S., Jafari, M. K. and Xiao, W., 2017. U-Pb zircon age of the Piranshahr ophiolite in NW Iran: enigmatic relict of an arc in NeoTethys before the Arabia and Eurasia collision. *GSA Annual Meeting in Seattle, Washington, USA*. DOI:10.1130/abs/2017AM-302778.
- Ao, S., Mao, Q. Jafari, M. K. and et al., 2020. U-Pb age, Hf-O isotopes, and geochemistry of the Sardasht ophiolite in the NW Zagros orogen: Implications for the tectonic evolution of NeoTethys. *Geological Journal*, 1-15. DOI: 10.1002/gj.4011.
- Aqrawi, A. M., Elias, E.M. and Moham-

- med, Y. O., 2007. Oxygen and Hydrogen Isotope Study of Serpentinized Peridotite Rocks, Thrust Zone, North East Iraq. *Iraqi Journal of Earth Sciences*, 7 (1), 13-20.
- Aswad, K. J., Aziz, N. R. H. and Koyi, H. A., 2011. Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros suture zone, Kurdistan Region, Iraq *Geological Magazine*, 148, 802-818.
 - Bach, W. and Klein, F., 2009. The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modelling. *Lithos* 112, 103-117.
 - Beard, J.S., 1986. Characteristic mineralogy of arc-related cumulate gabbros: implications for the tectonic setting of gabbroic plutons and for andesite genesis. *Geology*, 14, 848-851.
 - Bilici, Ö. and Kolayli, H., 2018. Mineral records of the pyroxenites formed within harzburgites (Ulaş, Sivas, Turkey): implications on petrogenesis and tectonic setting. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 27, 384-404.
 - Bogolepov, V.G., 1970. Problem of serpentinization of ultrabasic rocks: *International Geology Review*, 12, 421-32.
 - Boudier, F., Baronnet, A. and Mainprice, D., 2009. Serpentine mineral replacements of natural olivine and their seismic implications: Oceanic lizardite versus subduction-related antigorite: *Journal of Petrology*, 51(1-2), 495-512.
 - Cannò, E., Scambelluri, M., Agostini, S., Tonarini, S. and Godard, M., 2016. Linking serpentinit geochemistry with tectonic evolution at the subduction plate-interface: The Voltri Massif case study (Ligurian Western Alps, Italy): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 116, 115-133.
 - Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. and Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos*, 178, 96-127.
 - Dilek, Y., Imamverdiyev, N. and Altunkaynak, S., 2010. Geochemistry and tectonics of Cenozoic volcanism in the Lesser Caucasus (Azerbaijan) and the peri-Arabian region: collision-induced mantle dynamics and its magmatic fingerprint. *International Geology Review*, 52, 536-578. <https://doi.org/10.1080/00206810903360422>
 - Eren Rizeli, M., Wang, K.L., Bingol, A.F. and Beyarslan, M., 2016. Mineral chemistry and petrology of mantle peridotites from the Guleman ophiolite (SE Anatolia, Turkey): evidence of a forearc setting: 13th International Conference on Gondwana to Asia, At: Trivandrum, India Volume: 22.
 - Evans, B. W., Hattori, K. and Baronnet, A., 2013. Serpentinite: what, why, where?: *Element*, 9(2), 99-106.
 - 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.
 - Günay, K. and Çolakoğlu, A., 2016. Spinel compositions of mantle-hosted chromitite from the Eastern Anatolian ophiolite body, Turkey: Implications for deep and shallow magmatic processes. *Ore Geology Reviews*, 73, 29-41.
 - Günay, K., Çolakoğlu, A.R. and Çakır, Ü., 2012. Geochemical properties and rodingitization of diabase dykes cutting peridotites in Yüksekova complex (Özalp, Van-Turkey). *Bulletin of Mineralogy and Exploration*, 144, 1-22.
 - Hacker, B., Abers, G. and Peacock, S., 2003. Subduction factory 1. Theoretical mineralogy densities, seismic wave speeds, and H₂O contents. *Journal of Geophysical Research* 108 (B1). <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001127>.
 - Ismail, A. A., Mirza, T. M. and Carr, P. F., 2010. Platinum-group elements geochemistry in podiform chromitites and associated peridotites of the Mawat ophiolite, northeastern Iraq. *Journal of Asian Earth Sciences*, 37, 31-41.
 - Ismail, S. A., Arai, S., Ahmed, A. H.

- and Shimizu, Y., 2009. Chromitite and peridotite from Rayat, northeastern Iraq, as fragments of a Tethyan ophiolite. *Island Arc*, 18, 175-183.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Vanke, H., 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 11 (2), 2031-2050
 - Klein, F., Bach, W., Humphris, S. E., Kahl, W. A., Jöns, N., Moskowicz, B. and Berquó, T. S., 2014. Magnetite in seafloor serpentinite some like it hot. *Geology*, 42(2), 135-138.
 - Lafay, R., Deschamps, F., Schwartz, S., Guillot, S., Godard, M., Debret, B. and Nicollet, C., 2013. High-pressure serpentinites, a trap-and-release system controlled by metamorphic conditions: Example from the Piedmont zone of the western Alps. *Chemical Geology*, 343, 38-54.
 - Leturmy, P. and Robin, C., 2010. Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: introduction. In: Leturmy, P., Robin, C. (eds.) *Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic*. Geol. Soc. London Sp. Publ. 330. Geological Society of London, London, 1-4.
 - McDonough, W.F. and Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120, 223-253.
 - McQuarrie, N., Stock, J.M., Verdel, C. and Wernicke, B., 2003. Cenozoic evolution of NeoTethys and implications for the causes of plate motions. *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2036.
 - Modjarrad, M., Whitney, D.L. and Omrani, H. (2024) Petrologic evolution of the Gysian ophiolitic serpentinites, NW Iran. *Acta Geochimica*, <https://doi.org/10.1007/s11631-024-00682-6>
 - Modjarrad, M., 2022. Geochemistry and crystal shape, size and spatial distribution in arc-related gabbro, Urmia, NW Iran. *Acta Geochim*, DOI: 10.1007/s11631-022-00557-8.
 - Moghadam, H., Corfu, F., Stern, R. J. and Lotfi Bakhsh, A., 2018. The Eastern Khoy metamorphic complex of NW Iran: a Jurassic ophiolite or continuation of the Sanandaj-Sirjan Zone? *Journal of the Geological Society*, DOI: 10.1144/jgs2018-081.
 - Moghadam, H., Li, Q.L., Stern, R. J., Chiaradia, M., Karsli, O. and Rahimzadeh, B., 2020. The Paleogene Ophiolite Conundrum of the Iran-Iraq Border Region. *Journal of the geological society*, DOI: <https://doi.org/10.1144/jgs2020-009>.
 - Mohammad, Y. O., 2011. P-T evolution of meta-peridotite in the Penjwin ophiolite, northeastern Arabian journal of Geosciences, 6(2).
 - Monsef, I., Monsef, R., Mata, J., Zhang, Z., Pirouz, M., Rezaeian, M., Esmaeli, R. and Xiao, W. (2018) Evidence for an early-MORB to fore-arc evolution within the Zagros suture zone: constraints from zircon U-Pb geochronology and geochemistry of the Neyriz ophiolite (South Iran). *Gondwana Res*, 62: 287-305.
 - Moores, E. M., Kellogg, L. H. and Dilek, Y., 2000. Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic 'historical contingency': A resolution of the 'ophiolite conundrum'. In Dilek Y., Moores E. M., Elthon D. and Nicolas A. (eds.) *Ophiolites and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and the Ocean Drilling Program*, pp. 3-12. Geological Society of America Special Paper 349.
 - 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.
 - Niu, Y. and Hekinian, R., 1997. Spreading rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges. *Nature* 385, 326-329.

- Okay, A.I. and Tüysüz, O., 1999. Tethyan sutures of northern Turkey. In: Durand, B., Jolivet, L., Horvath, F., Serane, M. (Eds.). Mediterranean Basins. Tertiary Extension within the Alpine Orogen. Geol. Soc. London Spec. Publ., 156: 475-515.
- Palandri, J. L. and Reed, M. H., 2004. Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 68(5), p. 1115-1133.
- 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.
- Parlak, O., Höck, V. and Delaloye, M., 2002. The suprasubduction zone Pozanti-Karsanti ophiolite, southern Turkey: evidence for high-pressure crystal fractionation of the ultramafic cumulates. *Lithos*, 65: 205-224.
- Pawley, A. R. and Holloway, J. R., 1993. Water sources for subduction zone volcanism: New experimental constraints. *Science*, 260(5108): 664-667.
- Pearce, J.A. and Stern, R.J., 2006. Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. *Geophysical Monograph series* 166, American Geophysical Union, Washington, 63-86.
- Pearce, J.A., van der Laan, S.R., Arculus, R. J., Murton, B. J., Ishii, T., Peate, D.W. and Parkinson, I.J. 1992. Boninite and harzburgite from LEG125 (Bonin-Mariana Forearc): a case study of magma genesis during the initial stages of subduction. In: Fryer P, Pearce JA, Stokking LB (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Ocean Drilling Program, College Station, 125, 623-657.*
- Putnis, A. and Austrheim, H., 2010. Fluid-induced processes: metasomatism and metamorphism. *Geofluids*, 10:254-269.
- Richards, J.P., 2015. Tectonic, magmatic, and metallogenic evolution of the Tethyan orogen: From subduction to collision. *Ore Geology Reviews*, 70:323-345.
- Rizaoglu, T., Bagci, U. and Parlak, O., 2019. Geochemistry and tectonic significance of the ophiolitic rocks of the Yarpuz-Kaypak (Amanoslar, Osmaniye) area. *Bull. Min. Res. Exp.*, 159: 99-116.
- Robertson, A.H.F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of mesozoic ophiolites in the eastern mediterranean tethyan region. *Lithos*, 65: 1-67.
- 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.
- Salters, V.J.M. and Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5 (5). <http://dx.doi.org/10.1029/2003GC000597>.
- Şengör, A. C., Özeren, M. S., Keskin, M., Sakiñç, M., Özbakır, A. D. and Kayan, I., 2008. East Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens: *Earth-Science Reviews*, v. 90(1-2), p. 1-48.
- Sengor, A.M.C. and Yılmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey, a plate tectonic approach. *Tectonophysics*, 75: 181-241.
- Sharp, Z.D., Barnes, J.D., 2004. Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones: *Earth and Planetary Sciences Letters*, 226:243-254.
- Skelton, A. D. and Valley, J. W., 2000. The relative timing of serpentinisation and mantle exhumation at the ocean-continent transition, Iberia: constraints from oxygen isotopes: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 178(3), p. 327-338.

- Tonarini, S., Agostini, S., Doglioni, C., Innocenti, F. and Manetti, P., 2007. Evidence for serpentinite fluid in convergent margin systems: the example of El Salvador (Central America) arc lavas: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 8 (9). [http:// dx.doi.org/10.1029/2006GC001508](http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001508).
- Uner, T., 2021. Supra-subduction zone mantle peridotites in the Tethyan Ocean (East Anatolian Accretionary Complex-Eastern Turkey): Petrological evidence for melting and melt-rock interaction. *Mineralogy and Petrology* , 115: 663-685.
- Van Keken, P. E., Hacker, B. R., Syracuse, E. M. and Abers, G. A., 2011. Subduction factory: 4. Depth dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide: *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 116(B1).
- Yilmaz, A. and Yilmaz, H., 2013. Ophiolites and Ophiolitic Mélanges of Turkey: A Review. *Geological Bulletin of Turkey*, 56 (2): 61-114.
- Zhihong, W. and Huafu, L., 1998. Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in Fujian coastal region, southeastern China, and their genesis. *Ophiolite*, 23(1):1-6.
- Wang, X., Lang, X., Klemd, R., Deng, Y. and Tang, J., 2022. Subduction initiation of the Neo-Tethys oceanic lithosphere by collision-induced subduction transference. *Gondwana Research*, 104:54-69.