

## پتروگرافی و ژئوشیمی سرپانتینیت‌های افیولیت گیسپان سیلوانا – جنوب ارومیه؛ ارتباط با فرورانش نئوتتیس در مرز شمال غربی ایران

منیر مجرد\*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(پژوهشی)

پذیرش مقاله: ۱۴۰۱/۲/۲۴ تأیید نهایی مقاله: ۱۴۰۱/۱۱/۱۸

### چکیده

یکی از اجزاء افیولیت گیسپان سیلوانا در جنوب ارومیه (نزدیکی مرز ایران با ترکیه و عراق) و در ادامه سوچر نئوتتیس در شمال غرب ایران، سرپانتینیت‌ها هستند که با دارا بودن فازهای لیزاردیت/کریزوتیل و مگنتیت به‌عنوان کانی اصلی و اسپینل کرومیتی، الیوین و پیروکسن‌ها به صورت فرعی و با ظاهر سبز و لمس صابونی شناخته می‌شوند. ریزساختارهای متنوعی از قبیل شبکه‌ای، غربالی، رشته‌ای، چشمی و ساعت‌شنی در آنها شناسایی شد. براساس ژئوشیمی سنگ کل و با استفاده از نمودارها و نسبت‌های بین اکسید عناصر اصلی و جزئی، تعلق این سنگ‌ها به نوع سرپانتینیت‌های فرورانده شده معلوم شد. همچنین باروری مجدد این سنگ‌ها به‌واسطه تبادل سنگ/سیال در کانال فرورانشی با غنی‌شدگی شدید از عناصر متحرک در سیال (FME) نظیر Pb، U، As، Ba، Li، Sr اثبات شد. با توجه به عدم مشاهده آنتی‌گوریت در این سنگ‌ها ممکن است عمق فروراندگی تختال نئوتتیس در این بخش از ایران به دلیل پرشیب بودن صفحه فرورانشی، کمتر از ۵۰ کیلومتر بوده باشد.

**واژه‌های کلیدی:** افیولیت، سرپانتینیت، سیلوانا، گیسپان، نئوتتیس.

## مقدمه

از نظر نحوه و سبک جای‌گیری افیولیت‌ها را به دو دسته زیر تقسیم می‌کنند (Alexeiev et al, 2016; Faure et al, 2016). افیولیت‌های حواشی فعال که در آن لکه‌های افیولیتی به صورت گسیخته در داخل و حواشی فعال قاره‌ها یافت می‌شوند و اغلب فرم ملانژ دارند و دوم افیولیت‌های مناطق تصادمی که در محل برخورد ورقه‌ها یافت می‌شوند. سرپانتینی شدن یکی از فرآیندهای رایج دگرسانی در افیولیت‌ها است که از طریق آن واکنش‌های شیمیایی آب با سنگ‌های اولترامافیک باعث تولید کانی‌های گروه سرپانتین یعنی کریزوتیل، لیزاردیت و آنتی‌گوریت می‌شود (McCullom and Bach, 2009; Frost et al, 2013). به اعتقاد برخی از پژوهشگران، بررسی چگونگی تشکیل سرپانتینیت‌ها می‌تواند کاربردهای مهمی برای درک ژئودینامیک بزرگ مقیاس آن منطقه داشته باشد (Hattori and Guillot, 2003; Hilairet et al, 2007). تشکیل آنتی‌گوریت ممکن است از واکنش کریزوتیل/لیزاردیت با تالک نیز رخ دهد (Murzin et al, 2013; Lacinska et al, 2016). در نتیجه سرپانتینی شدن کامل یک سنگ پریدوتیتی میزان آب ۱۳ تا ۱۵ درصد بالا رفته و افزایش حجم تا ۴۰ درصد رخ می‌دهد (Rudge and Kelemen, 2010). همچنین این تغییرات باعث افزایش تغییر شکل شده و بدین ترتیب نقش مهمی در تشکیل گسل‌های مجزا و کششی در طول صفحات گسلی سرپانتینی شده ایفا می‌کند (Guillot et al, 2015). سرپانتین‌های به وجود آمده در سیستم‌های هیدروترمال منجر به تولید مقادیر بالایی CH<sub>2</sub> و CO<sub>2</sub> در سیالات بین منفذی می‌شود (Eren Rizeli et al, 2016). یکی از مهم‌ترین ویژگی‌های مناطق فرورانش، بازگشت (بازچرخش) سنگ‌های هیدراته به داخل گوشته و به اصطلاح "کارخانه فرورانش"

است (Tatsumi, 2005). این مکانیزم بازیافت، پیامدهای مهمی در چرخه ژئوشیمیایی و ژئودینامیک جهانی دارد. حرکت رو به پایین لیتوسفر اقیانوسی هیدراته و گرمایش آن، سبب دگرگونی پیشرفته می‌شود و در نهایت مایعات به تدریج از تختال فرورانده شده آزاد شده و باعث تبادل سنگ/سیال شده، منجر به ذوب بخشی گوه گوشته‌ای می‌شود (Green, 2007). پیشرفت سرپانتینی شدن باعث افت سرعت لرزه‌ای سنگ‌ها شده (Mevel, 2003) و رفتار فرومغناطیسی سنگ‌ها نیز به دلیل تولید مگنتیت که جزء آهن‌دار باقیمانده از البوین و پیروکسن است، افزایش می‌یابد (Bach et al, 2004). همچنین رئولوژی پوسته اقیانوسی نیز تنها با حضور بیش از ۱۰٪ سرپانتین در سنگ‌های اولترامافیک از شکنندگی به شکل‌پذیری تغییر یافته (Escartin et al, 2001) و این منجر به کشش بیشتر و توزیع زون‌های برشی در لیتوسفر اقیانوسی و در نتیجه امکان نفوذ سیالات بیشتر به سنگ‌ها می‌شود. سرپانتینی شدن حتی در ایجاد حیات در کره زمین و گسترش آن نیز احتمالاً نقش داشته است. زیرا منجر به تولید مقدار قابل توجهی هیدروژن، متان و مقدار کمتری از هیدروکربن‌های با زنجیره بلند می‌شود (Charlou et al, 2002). ملاحظات امنیتی تاکنون مانع مطالعات تفصیلی در ناحیه گسیان شده لذا این نوشتار اولین معرفی افیولیت گسیان سیلوانا در جنوب ارومیه به جامعه زمین‌شناسی ایران محسوب می‌شود. تاکنون در نقشه‌های بزرگ مقیاس از منتهی‌الیه افیولیت‌های جنوب شرق ترکیه در استان حکاری (شرق ترکیه) شامل افیولیت‌های گولمان (Eren Rizeli et al, 2016) و ایلازیک (Goncuoglu, 2010)، پس از ورود به ایران تا افیولیت‌های پالوژن کرمانشاه (Shafaii Moghadam et al, 2020) و کردستان

جنوب خاوری آناتولی ادامه می‌یابد (شکل ۱). احتمالاً شروع فرورانش نئوتتیس در کرتاسه اتفاق افتاده است (Golanka, 2004). هر چند این احتمال هم وجود دارد که فرورانش از اواخر ژوراسیک فعال بوده باشد. فرورانش به سمت شمال نئوتتیس (به زیر سکوی توران در حاشیه جنوبی اوراسیا) در ژوراسیک پیشین باعث جدا شدن مجموعه جدیدی از مناطق با روند شمال غربی از حاشیه غیر فعال گندوانا شامل خرد قاره سنندج-سیرجان و قفقاز کوچک (Golanka et al, 2000; Adamia, 1991) و خرد قاره‌های کیرشهر و ساکاربا (Kirsehir and Sakarya) در ترکیه (Robertson et al, 1991) شده و منجر به تشکیل اقیانوس پیندوس (Pindos) شده است (Golanka et al, 2000). در رابطه با زمان بسته شدن نهایی نئوتتیس و برخورد قاره‌ای در ایران محققان نظرات متفاوتی را ارائه داده‌اند (Alavi, 2004; Berberian and King, 1974; Stöcklin, 1974). جوان‌ترین سنگ‌های رسوبی تکتونیزه و مخلوط شده با آمیزه افیولیتی مکران، اسفندقه، نیریز و کرمانشاه دارای سن کرتاسه پسین (ماستریشین) است که در این صورت آخرین قطعه پوسته اقیانوسی نئوتتیس در این زمان مصرف شده است (Ricou, 1971; Berberian and King, 1981).

#### افیولیت گیسپان سیلوانا و روابط صحرایی

واحد اولترامافیک گیسپان از مجموعه سنگ‌های دگرگون شده با منشاء آمیزه رنگین در کوه‌های بز سینا و بنار رخنمون داشته (شکل A۲) و شامل پیروکسنیت‌های سرپانتینی نشده (با فراوانی کمتر) و الترامافیک‌های سرپانتینی شده (عبداله و مجرد، ۱۳۹۶) با ساختار ورقه‌ای به رنگ سبز روشن تا تیره و خاکستری تا سیاه‌رنگ می‌باشند که بیشتر از سنگ مادر لرزولیت، هارزبورژیت و دونیت هستند. در این سنگ‌ها که تحت تجزیه کانی‌شناسی-

(Mohammadi et al, 2013) در جنوب آذربایجان غربی) لکه افیولیتی وجود نداشته و دچار فقدان داده و اطلاعات بوده‌ایم (شکل ۱). نویسنده امیدوار است ارائه نتایج این تحقیق شروعی برای پژوهش روی افیولیت‌های سیلوانا باشد.

#### منطقه مورد مطالعه

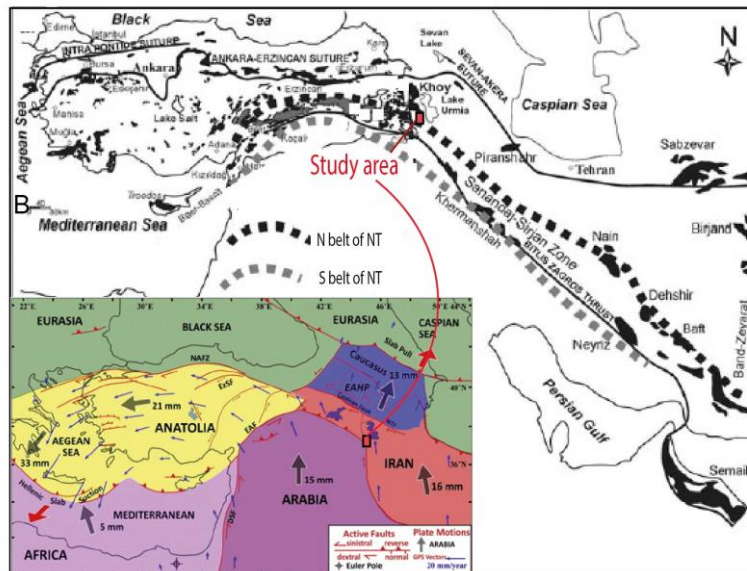
منطقه گیسپان در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰ سیلوانا (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵) در جنوب ارومیه بین طول‌های جغرافیایی  $44^{\circ} 44'$  و  $44^{\circ} 56'$  و عرض‌های جغرافیایی  $37^{\circ} 7'$  و  $37^{\circ} 16'$  قرار دارد (شکل ۲). این منطقه از نظر جایگاه ساختاری ادامه شمال باختری سنندج-سیرجان می‌باشد. ناحیه سنندج-سیرجان به عنوان پرتکاپوترین پهنه ساختاری در ایران بخشی از کوهزاد زاگرس و سامانه کوهزاد آلپ-همالیاست (شکل ۱) که در اثر همگرایی میان بخش شمالی گندوانا با جنوب اوراسیا شکل گرفته است (Berberian and King, 1981; Şengör, 2008; Alavi, 2004; Brunet et al, 2009). راستای مستقیم این پهنه در فاصله میان ارومیه و اسفندقه به‌طور محلی نمایانگر سامانه‌ای راستالغز می‌باشد که نشان از چیرگی رژیم زمین‌ساختی برشی (راست‌بر) در محل برخورد دو صفحه زمین‌ساختی عربی-ایرانی است (Nadimi, 2010; Sheikholeslami, 2015; Allen et al, 2011; Azizi and Asahara, 2013; Nadimi and Konon, 2012). برخی دانشمندان اعتقاد دارند که آهنگ فرورانش نئوتتیس در بخش جنوبی بیش از بخش شمالی زون سنندج-سیرجان بوده (Talebian and Jackson, 2004) که خود منجر به شیب متفاوت فروراندگی تختال در بخش‌های شمالی و جنوبی شده است. پهنه سنندج-سیرجان از گسل سبزواران در جنوب خاوری تا مرز ترکیه-ایران در شمال باختری، شمال عراق و از آن‌جا تا

واحد‌های کرتاسه به سن سنومانین عبارتند از هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های سرپانتینیت شده متورق و لیستونیت‌ها، واحد‌های ماستریشین شامل گدازه‌های تراکی‌آندزیتی/تراکی‌بازالتی پورفیری، توف، چرت‌های رادیولیت‌دار و سنگ آهک‌های پلاژیک گلوبوترونکانایی و پلاژیوگرانیت‌های میلیونیتی ائوسن. گسل‌های راندگی منطقه گسیان سیلوانا عبارتند از: گسل‌راندگی زردکوه دارای روندی شمال خاوری، جنوب باختری که سبب همبری واحد‌های دگرگونه رخساره آمفیبولیتی و کهن با خاستگاه آمیزه رنگین و واحد‌های سنگی افیولیتی کرتاسه پسین-ائوسن از یکسو و واحد‌های دگرگونه مزبور و نهشته‌های رسوبی پالئوژن از سوی دیگر گردیده است، شیب این راندگی به نسبت زیاد و به سوی شمال-شمال باختری است. ادامه خاوری-باختری این گسل به مناطق مجاور می‌رسد ولی در محدوده این برگه در طولی در حدود ۲۰ کیلومتر رخنمون دارد. گسل راندگی بزسینا که نام این گسل از کوه بزسینا (بلندترین چکاد منطقه) گرفته شده است، گسلی از نوع روراندگی با روندی شمال باختری-جنوب خاوری که ادامه آن از سمت خاور وارد محدوده برگه اشنویه و از سمت باختر وارد خاک ترکیه می‌شود. شیب گسل به سمت شمال خاوری است و سبب راندگی سازندهای مختلفی چون واحد‌های سنگ آهکی پرمین، هم‌تافت سیلوانا و سازندهای سلطانیه-باروت، روی مجموعه افیولیتی این منطقه شده است. طول این گسل بیش از ۲۵ کیلومتر است که ادامه باختری آن را در خاک ترکیه می‌توان پی‌گیری نمود. گسل-راندگی سیلوانا با شیب به نسبت کم که در قسمت اعظمی از طول خود سبب راندگی سنگ‌های پرمین روی هم‌تافت سیلوانا شده است. این گسل طولی بیش از ۳۰ کیلومتر دارد و در ادامه وارد خاک ترکیه گشته و در طول مسیر خود توسط گسل‌های

شیمیایی قرار گرفته‌اند، کانی‌هایی چون سرپانتین، کلریت، تالک و اکسید آهن ایجاد شده است. هارزبورژیت‌های سرپانتینیتی شده نسبت به دونیت‌ها، از فراوانی بیشتری برخوردارند. سنگ‌های منطقه در مجاورت با گسل بوده و به شدت خرد شده و تحت‌تاثیر محلول‌های هیدروترمال، دگرسانی را مکرر متحمل شده و گاهی پرشدگی این شکستگی‌ها توسط رگه‌های کربناته رخ داده است. سایر واحد‌های منطقه عبارتند از: پیروکسنیت‌های کمتر سرپانتینیتی شده (رضایی و مجرد، ۱۳۹۶)، گابروهای کوه بنار در غرب گسیان (بابایی و مجرد، ۱۳۹۶)، میکاشیست‌های کوه مرزی کچله (عزیزی و مجرد، ۱۳۹۶)، گرانیت‌های نوع S ناحیه نوی سوسن آباد (گیلانی و مجرد، ۱۳۹۶)، گرانیت‌های نوع I در شرق گسیان به اسم لولکان (ایران نژاد، ۱۳۹۸). همچنین واحدهایی به روی نقشه بزرگ مقیاس سیلوانا مانند واحد سنگ‌های دگرگونه و واحد افیولیتی و بازالت‌های بالشی و دیابازها مشخص شده است (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵). با مطالعه زادگاه رسوبی متاپلیت‌های این ناحیه معلوم شده است که سنگ‌های والد، آذرین اسیدی بوده و رسوبات گریوکی با تحمل دما تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد در فشار ۳ تا ۵ کیلو بار حین تصادم قاره-قاره در حاشیه فعال قاره نفوتتیس دگرگون شده‌اند (مجرد، ۱۴۰۰). با توجه به قرارگیری منطقه گسیان سیلوانا در انتهای شمال غربی زون سنندج - سیرجان به احتمال قوی سن تشکیل افیولیت‌ها همان اواخر کرتاسه پسین تا پالئوسن است. سن سنجی به روش Ar-Ar روی سنگ‌های افیولیتی کوه دالامپر سیلوانا سن حدود ۹۴ میلیون سال را به دست داده است (علی زاده، ۱۳۹۰). لازم به ذکر است در ورقه ۱:۲۵۰۰۰ سیلوانه ۱ (عربشاهی و سبزه‌ای، ۱۳۹۱) در آمیزه رنگی این منطقه که نواحی غربی کچله و سوسن آباد را شامل می‌شود

عملکرد این گسل سبب همبری واحدهای مختلف پرکامبرین و پالئوزوئیک گردیده و آنچه که از طول این گسل در برکه سیلوانا قرار می‌گیرد حدود ۱۲ کیلومتر می‌باشد.

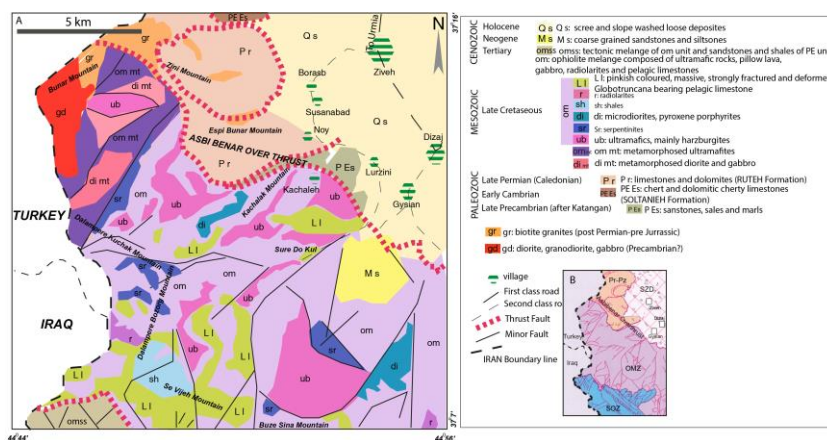
راست‌لغز راستگرد جابجا شده است. گسل‌راندگی شهیدان با راستای شمال باختری- جنوب خاوری از سمت باختر به خاک ترکیه وارد شده و از سمت خاور توسط گسلی راست‌گرد قطع شده است.



شکل ۱: نمایش موقعیت منطقه گیسبان سیلوانا در نقشه ایران و در تداوم روند سوچر نئوتتیس در ترکیه، در شکل منطقه مورد نظر با مربع قرمز مشخص شده است.

که عبارتند از: آمیزه افیولیتی (OMZ)، فروافتادگی سیلوانه-زیوه (SZD)، واحد پرکامبرین-پالئوزوئیک (Pr-Pz) و واحد مولاس (Mo)، آمیزه افیولیتی-رسوبی (SOZ) و پهنه دگرگونه (MZ) (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵).

افزون بر گسل‌های اصلی یاد شده، تعداد بی‌شماری گسل از انواع مختلف آن در محدوده قرار گرفته و جابجایی‌هایی در حد چندین متر تا چند ده متر نیز در سازندها ایجاد نموده‌اند. از نظر ساختاری منطقه سیلوانا به پنج پهنه تقسیم‌بندی شده (شکل B۲)



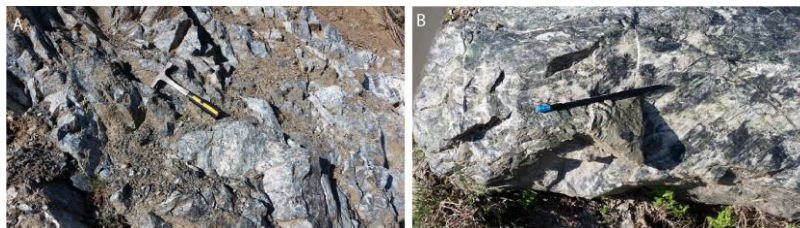
شکل ۲: نقشه زمین‌شناسی منطقه گیسبان سیلوانا اقتباس شده از (حاج ملاعلی و شهرابی، ۱۳۸۵). B: پهنه‌های ساختاری منطقه. ناحیه گیسبان سیلوانا در پهنه OMZ یا زون اولترامافیک قرار گرفته است.

پریدوتیت‌های سالم‌تر به صورت عدسی در میان آنها برونزد دارند (شکل ۳ و ۴).

در منطقه گیسیان سیلوانا در عمده برونزها عملکرد گسل‌ها منجر به خردشدگی سرپانتینیت‌ها شده و



شکل ۳: A: نمایی از برونزد سرپانتینیت‌ها و عدسی‌های پیروکسنیتی سالم‌تر درون آنها در نزدیکی روستای گیسیان، B: ارتفاعات دالامپر در جنوب‌غربی روستای سوره دو کل.



شکل ۴: برونزد سرپانتینیت‌های گیسیان سیلوانا از نمای نزدیک، حالت متورق و لمس صابونی سرپانتینیت‌ها در تصاویر مشخص است.

فرستاده شد و تجزیه ICP-MS و انحلال در چهار اسید (HF-multi acid digest) برای عناصر نادر خاکی و عناصر واسطه انجام شد. در این آزمایشگاه از روش اعتبارسنجی CRM که قیاس با استانداردهای مرجع می‌باشد، استفاده می‌شود. برای به دست آوردن اکسید عناصر اصلی از دستگاه XRF مدل واریان 735 radial و نبولایزر V-Groove با قدرت ۱ کیلووات با روش ذوب قلیایی (Lithium borate fusion) و حد تشخیص ۰/۰۵٪ استفاده شد (جدول ۲).

#### پتروگرافی و ریزساختارها

در سنگ‌های مورد نظر سرپانتین در اکثر مقاطع مطالعه شده جزء کانی‌های اصلی می‌باشد که دارای شکل‌های متفاوت رشته‌ای و توده‌ای است. تنها در برخی از موارد، الیوین، ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن (شکل A-C۵) و کمی اپک باقی دیده می‌شود که ترکیب آنها تا حدی تعیین شده است (به بخش شیمی کانی رجوع شود). بلورهای

#### مواد و روش‌ها

نمونه‌برداری در منطقه گیسیان سیلوانا در جنوب ارومیه به صورت تصادفی انجام گرفت و سپس در راستای مطالعات کانی‌شناسی و ریزساختاری تعداد ۳۰ نمونه از سالم‌ترین و متنوع‌ترین نمونه‌ها جدا و پس از بررسی و مقایسه مجدد، مقطع نازک تهیه شد. تجزیه کانی‌ها با استفاده از دستگاه میکروآنالایزر اشعه‌ی ایکس (XPMA) X-Ray Probe Micro Analyzer مدل Horiba XGT-7200 توسط شرکت کانساران بینالود صورت گرفته است (جدول ۱). این دستگاه یک دسته تشعشع به باریکی ۱۰ و یا ۱۰۰ میکرون را بر روی نقطه‌ای از نمونه تابانده و آنرا با دقت زیاد مورد تجزیه شیمیایی قرار می‌دهد. محدوده تجزیه شیمیایی عناصر از سدیم تا اورانیم بوده و دستگاه می‌تواند در محیط خلاء و یا در شرایط اتمسفر معمولی به کار خود ادامه دهد. با هدف بررسی ژئوشیمی سنگ کل، ۱۱ نمونه معرف به شرکت زرآزما تهران

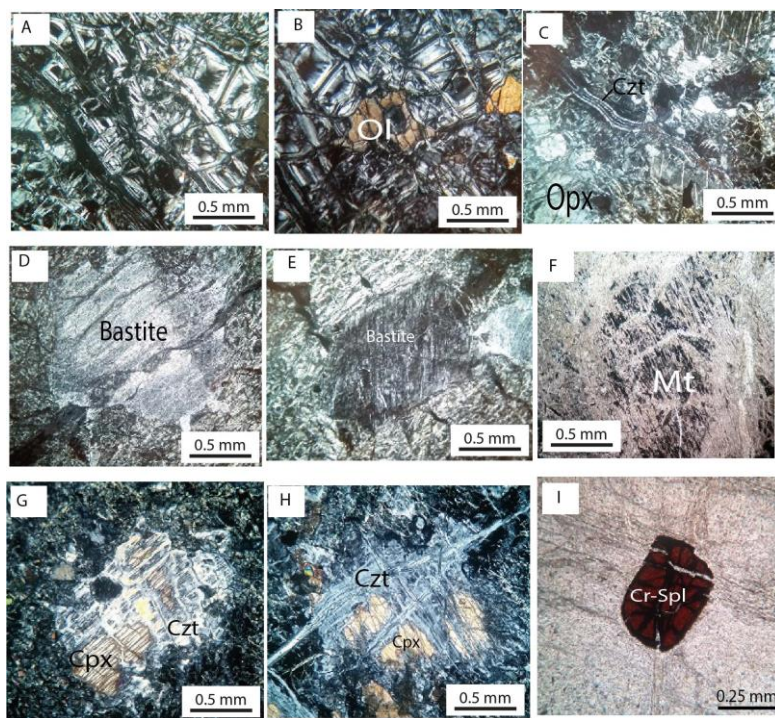
شکل فیبری و بی رفرنزانس پایین قابل تشخیص بوده و بیشتر در شکستگی‌ها و شکاف‌ها به شکل تیغه‌های نازک کاملاً عمود بر دیواره شکاف رشد کرده است (شکل G۵ و H). حضور کریزوتیل‌ها به صورت فیبرهای متقاطع در زمینه سایر کانی‌های سرپانتین نشان‌دهنده تشکیل تأخیری کریزوتیل‌ها تحت شرایط پایا می‌باشد (شکل C۵). بافت‌های غالب مشاهده شده در سرپانتینیت‌های گیسپان عبارتند از شبکه‌ای (Mesh)، ساعت شنی (Hourglass)، پوئی‌کلیتیک (غربالی)، نواری، کینک‌شدگی، چند وجهی، رشته‌ای، جهت یافتگی ترجیحی، پورفیروکلاستی و چشمی (شکل ۵). در محل شکستگی‌های شعاعی، منظم و یا نامنظم اولیه در الیوین، سرپانتین ایجاد و به ترتیب، در شکستگی‌های نامنظم تشکیل بافت شبکه‌ای و در شکستگی‌های منظم‌تر، بافت ساعت شنی را می‌سازند (Wicks et al, 1997). بافت شبکه‌ای در این سنگ‌ها بسیار رایج است. شکل رگه‌های لیزاردیتی پیرامون الیوین، کاملاً از شکل اولیه بلور پیروی کرده است. هرگاه شکستگی‌های اولیه در دانه‌های الیوین به صورت منظم و موازی ایجاد شده باشد، سرپانتینیتی‌شدن و تشکیل رگه‌های لیزاردیت نیز به موازات همین شکستگی‌های منظم صورت می‌گیرد و در نهایت بافت نواری از ردیف‌های الیوین و سرپانتین را می‌سازد (Francis, 1956). با برداشته شدن فشار و افزایش حجم سنگ‌های پریدوتیتی، شکستگی‌های منظم و چندوجهی در الیوین ایجاد می‌شود (Hopkinson et al, 2004). با شارش سیال به درون شکستگی‌ها، تجزیه الیوین شروع و رگه‌های لیزاردیت در راستای شکستگی‌ها، شروع به رشد می‌کنند، با نفوذ بیشتر سیال به درون شکستگی‌ها و ادامه فرآیند سرپانتینیتی‌شدن، لیزاردیت، با همان روند قبلی رشد و به سمت مرکز الیوین پیش روی می‌کند. این چرخه آن قدر ادامه

ارتوپروکسن، معمولاً از اطراف یا در طول شکستگی‌ها، دگرسان و به باستیت و یا دیگر کانی‌های ثانویه تبدیل شده‌اند (شکل D۵ و E). باستیتی‌شدن در راستای شکستگی‌های موجود شروع شده و به تدریج کل بلور را گرفته است. آهن مازاد بصورت مگنتیت در اطراف بلور پخش شده که باعث تشخیص راحت‌تر حدود کانی می‌شود (اجزاء منیزیم‌دار به سرپانتین مهاجرت کرده‌اند). این مورد در سرپانتینیت‌ها طبیعی است (Page et al, 1999). لیزاردیت‌ها جزء کانی‌های سرپانتینی دما پایین هستند که در دماهای کمتر (۲۶۰ درجه) به وجود می‌آیند و یکی از شایع‌ترین کانی تشکیل شده در سودومورف‌های الیوین است (Guillot et al, 2015). این کانی به‌طور بارز در درجات دگرگونی پایین در حد رخساره شیست سبز یافت شده و در اثر دگرگونی پیشرونده تا بالای رخساره شیست سبز به پلی مورف‌های دمای بالای سرپانتین تبدیل می‌شوند (Azer et al, 2005). در مقاطع میکروسکوپی منطقه مورد مطالعه، سرپانتینی‌شدن الیوین‌ها به‌طور مشخص از دور بلور و شکستگی‌های آن شروع شده و گسترش یافته و تبدیل به لیزاردیت شده است (شکل B۵). به دلیل سرپانتینیتی‌شدن پیشرونده اثری از سودومورف الیوین باقی نمانده و تنها کانی سرپانتین همراه با مگنتیت دیده می‌شود. رشد کریزوتیل زمانی در سنگ شروع می‌شود که دیگر هیچ الیوینی در سنگ باقی نمانده باشد و به لیزاردیت تبدیل شده باشند، در این مرحله، کریزوتیل به صورت رشته‌های بسیار نازکی در رگه‌ها شروع به رشد می‌کند. رشته‌های کریزوتیل برای هسته‌بندی و رشد به یک تکیه‌گاه نیاز دارند و هنگامی که بخواهند از سطح دیواره رشد کنند، از همان محل به عنوان تکیه‌گاه استفاده می‌کنند. به این نوع هسته‌بندی، هسته‌بندی ناهمگن می‌گویند (Higgins, 2006). کریزوتیل با



مگنتیت هستند (Mohammadi et al, 2013). فرایک جهت یافتگی ترجیحی نسبی در این سنگ‌ها نیز مشاهده شده است. شیبستوزیته در نتیجه جهت یافتگی دانه‌های سرپانتین به وجود می‌آید که می‌تواند حاصل رشد همزمان با تکتونیک آن‌ها باشد (Reinen, 2000). در مرز قطعات الیوین در اثر تنش‌های کششی، فضاهای خالی ایجاد شده که برای رشد هر نوع کانی سرپانتین مناسب هستند. به علت وجود کانی‌های ورقه‌ای، در هنگام دریافت تنش، ورقه‌ها بر روی یکدیگر لغزیده و روندهای مرتبی را ساخته است. همچنین رشد نواری یا روبانی کریزوتیل‌ها در نمونه مزو- و میکروسکوپی که معمولاً با رگه‌ها و توده‌های مگنتیت همراه است در سنگ‌ها دیده شده است. این بافت ممکن است به دگرشکلی‌های همزمان با جایگیری سنگ‌ها در سطح زمین مرتبط باشد (Andreani et al, 2005).

می‌یابد که یا هیچ الیوینی باقی نماند و یا ورود سیال تمام شود. مرحله بعد، الیوین‌های باقیمانده در میان بافت‌های شبکه‌ای، ساعت شنی، چندوجهی و یا نواری، دوباره تحت تأثیر فرآیند سرپانتینیتی شدن قرار گرفته‌اند و به‌طور کامل از بین رفته‌اند، به‌طوری که هیچ دانه الیوین سالمی در سنگ باقی نمانده و با سرپانتین و مگنتیت جایگزین شده‌اند. تشکیل لیزاردیت در بخش مرکزی می‌تواند به عواملی همچون تفاوت ترکیب شاره در این مرحله نسبت به مرحله قبل، تفاوت شرایط دما و فشار حاکم در حین انجام واکنش و یا تفاوت ترکیب الیوین در مرکز نسبت به حاشیه، بستگی داشته باشد (Boudier et al, 2009). سنگ‌های مورد مطالعه، مشابه با آن دسته از پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت عمان و افیولیت‌های سرپانتینیتی‌شده بافت استان کرمان می‌باشد که ۶۰ درصد سرپانتینیتی‌شدن را تحمل کرده و شامل بافت‌های شبکه‌ای و شبه ریختی حاوی رگه‌های کریزوتیل و



شکل ۵: تصاویر میکروسکوپی سرپانتینیت‌های گیسپان سیلوانا. به جز موارد I, F بقیه در حالت XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها از کریتز (Kretz, 1983) گرفته شده است.



## بحث و نتایج

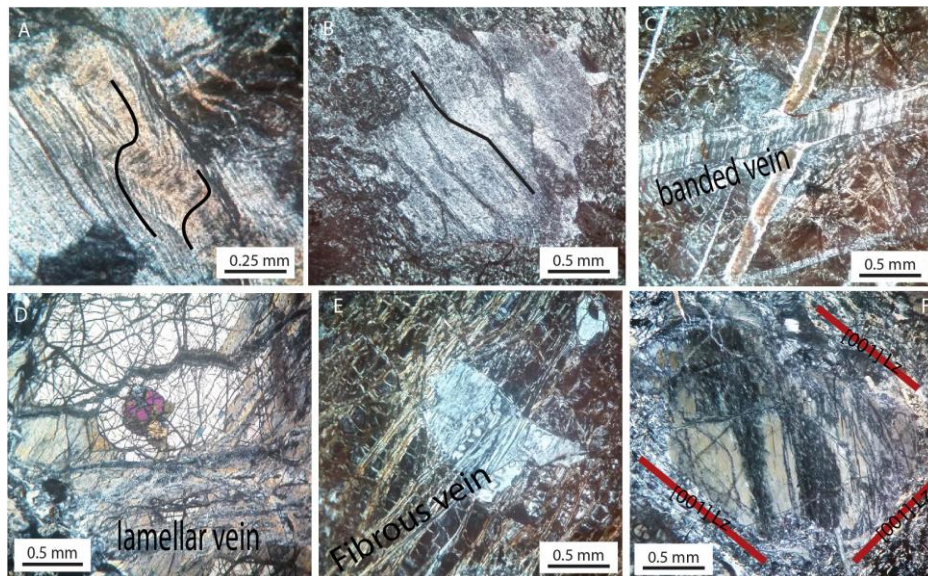
### ساز و کار ایجاد ریزساختارها

از آنجا که در سنگ‌های مورد مطالعه کانی‌های اصلی کریزوتیل همراه با مگنتیت می‌باشد (عبداله و مجرد، ۱۳۹۶)، لذا مشخص است عمق فروراندگی آنها کم بوده است. این کانی‌شناسی مشابه سرپانتینیت‌های آلیپ اوکلند است (O'Brien and Rodgers, 1974) و نشان می‌دهد این سنگ‌ها فراتر از مرز تشکیل آنتی‌گوریت فرورانده نشده و در دماهای کمتر از ۳۰۰ درجه سانتیگراد (Evans, 2004) تغییرات در آن رخ داده و در مراحل بعدی با عملکرد تکتونیک و گسلش تراستی در منطقه و آبگیری و افزایش حجم (Ieyr, 2008) و به تبع آن کاهش چگالی (Christensen, 2004)، صعود به سطح اتفاق افتاده است. این مرحله با دگرشکلی و وقوع شکستگی‌های عرضی در مرز اولترامافیک‌ها توأم بوده و احتمالاً برخی فابریک‌های قبلی را تخریب و سیمای متورق سنگ‌ها را تشدید نموده و باعث تکه تکه شدن کروم اسپینل‌ها شده است (شکل 15). در غیاب دگرشکلی واضح، سرپانتینیت‌ها به صورت سنگ‌های ایزوتروپ دارای بافت شبکه‌ای در متن هستند که میزبان تیغه‌های باستیتی می‌باشند. شبکه‌ها معمولاً هسته‌ها و حاشیه‌های مشخصی دارند. باستیت‌ها و هسته شبکه‌ها اغلب کانی‌شناسی مشابهی دارند که ترکیبی از کانی‌های گروه سرپانتین شامل کریزوتیل، سرپانتین چندوجهی، پروتوسرپانتین و تیغه‌های ظریف لیزاردیتی می‌باشد. این تفاوت‌های کانی‌شناسی و ریزساختاری ظریف و دقیق در محل کانی‌ها تأثیر قابل توجهی در میزان استحکام موضعی سرپانتینیت‌ها داشته و باعث بروز پاسخ‌های ناهمگن از سوی سنگ در برابر تنش‌ها می‌شود (Viti et al, 2018). سودومورف‌های باستیتی که ترکیبی شبیه هسته شبکه‌ها دارند، اگرگاتی از انواع

سرپانتین با درجات مختلف تبلور یافتگی هستند که از آبگیری پیروکسن‌ها حاصل شده‌اند. در برخی نمونه‌های گسیان آثار دگرشکلی شکل‌پذیر در باستیت‌ها پیدا شده است (شکل A۶ و B) که عبارت از چین‌خوردگی و کینک‌شدگی در تیغه‌های باستیتی که توسط سطوح کلیواژ پیروکسن‌ها مشخص شده، می‌باشد. رد کلیواژها به وسیله رگه‌های کریزوتیل پر شده و باعث قطعه قطعه شدن باستیت‌ها در امتداد کلیواژها شده است. همچنین دگرشکلی شکننده نیز گاهی رؤیت شد که منجر به ترک خوردگی‌هایی در باستیت‌ها شده و رگه‌های کریزوتیل از نوع نواری یا تیغه‌ای (Roumejon et al, 2015) از آن عبور کرده است (شکل C۶ و E). پیشرفت دگرشکلی منجر به گردشگی بیشتر باستیت‌ها (Vritri et al, 2018) و دور زدن صفحات [001] لیزاردیتی در اطراف آنها شده که خود حالت چشمی ایجاد کرده است (شکل F۶). به دلیل همین ویژگی‌های فیزیکی و رئولوژیکی، سرپانتینیت‌ها، نقش اساسی در طیف وسیعی از فرایندهای ژئودینامیکی در زون‌های گسله و مناطق فرورانش ایفاء می‌کنند (Amiguet et al, 2012). مطالعات اخیر نشان می‌دهد پدیده‌های انحلال فشاری و لغزش اصطکاکی (Frictional Sliding) از سازوکارهای اصلی دگرشکلی سرپانتینیت‌ها می‌باشد و آنها از نظر اصطکاکی ضعیف بوده و ثابت اصطکاک آنها حدود ۰/۳ است (Viti et al, 2018) که به خصوص در لرزه‌ها فاکتور با اهمیتی است. این فاکتور با توسعه دگرشکلی‌ها و رگه‌های رشته-ای سرپانتین در سنگ‌ها کاهش یافته و سستی بیشتر سنگ را در پی خواهد داشت. پس درک رفتار مکانیکی این سنگ‌ها که وابسته به مسائل بلورشناسی در مقیاس میکروسکوپی است در کنار مطالعات زمین‌شناسی و ژئوشیمی مهم است (Chernak and Hirth, 2010). با در نظر داشتن فاز

(کمتر از ۱۰ کیلومتر) می‌باشد (Evans, 2004). بنابراین در غیاب آنتی‌گوریت در این سنگ‌ها، عمقی که سرپانتینیت‌های گسیان در آن ایجاد شده‌اند کمتر از ۵۰ کیلومتر بوده است.

غالب کریزوتیل و با رجوع به شبکه‌های پتروژنتیکی (Bromiley and Pawley, 2003) برای دانستن میدان پایداری کانی کریزوتیل معلوم می‌شود بیشینه دمای دوام این کانی در حد ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتیگراد در فشارهای پایین تا متوسط



شکل ۶: تصاویر از ریزساختارهای سرپانتینیت‌های گسیان همه در حالت XPL گرفته شده است. A و B: دگرشکلی شکل‌پذیر شامل ریزچین و کینک‌شدگی، C-E: در شکلی شکننده شامل ترک‌ها و رگه‌های نواری، رشته‌ای و تیغه‌ای سرپانتینیت‌ها که باستیت‌ها را شکسته و در امتداد ترک خوردگی‌ها توسعه یافته‌اند، F: پیشرفت دگرشکلی و ایجاد دگرشدگی در باستیت که توسط صفحات [001] لیزاردیتی دور زده شده و حالت چشمی ایجاد نموده است.

به جا مانده از سرپانتینی شدن فروسیلیتی بوده‌اند. با توجه به تعداد اندک نقاط تجزیه شده و عدم اطمینان کافی از ترکیب کانی‌ها، درباره شیمی کانی هیچ نموداری آورده نشده و صرفاً برای ایجاد یک دید کلی درباره ترکیب، این بخش در متن گنجانده شده است.

### شیمی کانی‌ها

جهت دستیابی به ترکیب کانی‌های اصلی موجود در سنگ‌ها، چند نمونه به صورت XPMA مورد تجزیه قرار گرفته و نتایج در جدول ۱ آورده شده است. بر این اساس الیوین‌های باقیمانده ترکیب فرو-هورتونولیتی، اسپینل‌ها ترکیب کرومیتی، کلینوپیروکسن‌ها هدرنگیتی و اورتوپیروکسن‌های

جدول ۱: داده‌های معرف مربوط به XPMA کانی‌ها

الیوین	اسپینل	کلینوپیروکسن	ارتوپیروکسن					
۳۳/۲۵	۳۱/۱۴	۰/۹۶	۱/۵۶	۲۱/۵۱	۲۳/۰۶	۲۷/۴۷	۲۹/۵۷	SiO <sub>2</sub>
-	-	۰/۱۲	۰/۱۶	۰/۷۶	۰/۶	۰/۳۸	۰/۴۵	TiO <sub>2</sub>
-	-	۵/۱	۴/۶۶	-	۰/۵۸	-	-	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۰/۷۴	۰/۵۶	۰/۱۷	۰/۱۷	۲۸/۷۷	۲۷/۷۷	۲/۰۵	۲/۱۴	CaO

۱/۰۶	۱/۳۷	-	۰/۵۸	۲/۵	۱/۰۶	۰/۷۱	۰/۴۳	MnO
۱۲/۳۵	۱۲/۶۱	۳۹/۸	۴۱/۴۳	۱۸/۶۴	۱۲/۶۸	۵/۳۲۵	۵/۰۸۹	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۴۴/۴۴	۴۵/۴	۱/۸۸	۱/۹۶	۲۹/۱۹	۳۰/۶۳	۴۷/۹۲۵	۴۵/۸۰۱	FeO
۶/۱۷	۴/۶۲	-	-	۱/۸۸	۱/۳۶	۹/۷۶	۹/۹۴	MgO
-	-	-	-	-	-	۴/۰۵	۴/۲۸	NiO
۴/۸۵	۶/۵۴	۵/۳۷	۵/۸۶	۴۱/۴۸	۴۷/۶۸	-	-	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۱۰/۱۳	۱۰۰/۳۴	۹۹/۰۶	۱۰۰/۸۷	۱۰۰/۲۴	۹۹/۷۶	۹۹/۴۷	۹۹/۵۳	Total
۱/۳۷۲	۱/۳۱۲	۱/۰۵۹	۰/۹۸۶	۰/۰۵۶	۰/۰۳۵	۰/۹۴۹	۱/۰۳۵	Si
۰/۰۱۶	۰/۰۱۴	۰/۰۲۱	۰/۰۲۶	۰/۰۰۴	۰/۰۰۳	-	-	Ti
-	-	۰/۰۳۱	-	۰/۱۹۷	۰/۲۱۷	-	-	Al
۰/۱۰۶	۰/۱۰۵	۱/۳۶۶	۱/۴۱۴	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۱۶	۰/۰۲۴	Ca
۰/۰۴۲	۰/۰۵۱	-	۰/۰۲۳	۰/۰۷۶	۰/۰۳۲	۰/۱۸۳	۰/۰۱۱	Mn
۰/۴۳۱	۰/۵۴۳	۱/۳۷۵	۱/۴۳	۰/۵۰۴	۰/۳۴۵	۰/۱۱۸	۰/۱۱۲	Fe <sup>3+</sup>
۱/۷۲۴	۱/۸۱۳	۰/۰۷۲	۰/۰۷۵	۰/۸۷۷	۰/۹۲۶	۱/۲۰۸	۱/۱۶۸	Fe <sup>2+</sup>
۰/۴۲۷	۰/۳۲۹	-	-	۰/۱۰۱	۰/۰۷۳	۰/۴۴۳	۰/۴۶	Mg
-	-	-	-	-	-	۰/۰۹۸	۰/۱۰۶	Ni
۰/۱۷۸	۰/۲۴۷	۰/۱۹۵	۰/۲۱۲	۱/۱۷۸	۱/۳۶۲	-	-	Cr
						۰/۲۶	۰/۲۸	Fo
						۰/۷۱	۰/۷۳	Fa
	فروسلیت	هدنبرژیت	کرومیت	فرو-ورتونولیت	اعضای نهایی			

### ژئوشیمی سنگ کل

فراوانی اکسید عناصر اصلی و میزان عناصر جزئی به همراه LOI در سرپانتینیت‌های گیسپان در جدول ۲ آورده شده است. ژئوشیمی این سنگ‌ها مشابه سرپانتینیت‌های گوشته‌ای مطالعه شده در امتداد نئوتتیس است. به‌طور مثال با سرپانتینیت-های ماسیو Voltri در آلپ ایتالیا (Cannaò, 2016) با متوسط سرپانتینیت‌های فرورانده شده (Deschamps et al, 2013)، است. در این سنگ‌ها سیلیس و اکسیدهای منیزیم و آهن زیاد بوده و اکسیدهای آلومینیوم، کلسیم، تیتانیوم کم و

اکسیدهایی نظیر سدیم، پتاسیم، فسفر و منگنز زیر حد تشخیص دستگاه بوده است. در سه نمونه اکسید کلسیم بالا رفته (تا ۲ درصد وزنی) که نشانه وجود بقایای کلینوپیروکسن و یا حضور رگه‌های ثانوی کربناته در آنهاست (جدول ۲). باید در نظر داشت طی سرپانتینیت شدن نسبت مجموع اکسیدها در برابر سیلیس تقریباً ثابت باقی می‌ماند (Bogolepov, 1970). همچنین طی فرایند فوق تهنی‌شدگی سیستماتیکی در اکسید کلسیم روی می‌دهد (Palandri and Reed, 2004).

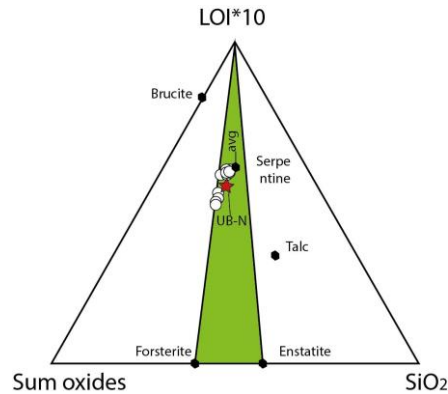
جدول ۲: فراوانی اکسید عناصر اصلی به wt.% و عناصر جزئی به ppm برای سرپانتینیت‌های گیسپان سیلوانا

GS-1	GS-5	GS-7	GS-12	GS-14	GS-18	GS-21	GP-11	GP-17	GP-19	GS-15	
۳۶/۰۱	۴۰/۴۷	۳۹/۸۶	۳۹/۳۷	۳۹/۲۱	۴۰/۲	۳۹/۲۳	۴۱/۷۹	۴۱/۹۳	۴۱/۵۷	۴۱/۶۹	SiO <sub>2</sub>
۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱۲	۰/۰۱۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	TiO <sub>2</sub>
۰/۸۷	۰/۹۸	۱/۲۱	۱/۱۵	۱/۷۴	۰/۶۳	۰/۹۳	۱/۷۲	۰/۹۳	۰/۶۳	۰/۴۱	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۰/۴	۰/۴	۰/۴۵	۰/۴	۰/۴۱	۰/۴۵	۰/۵۳	۰/۳۷	۰/۳۴	۰/۳۶	۰/۴۷	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۷/۵۱	۸/۲	۷/۵۲	۷/۸۳	۷/۸۲	۷/۳۲	۹/۰۹	۷/۲۶	۷/۱۴	۶/۳۹	۶/۲۴	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>
۰/۱۳	۰/۱	۰/۱	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	MnO

۰/۲	۰/۲۴	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۲۸	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۲	۰/۲۴	NiO
۴۱/۶۴	۳۶/۱۴	۳۷/۰۴	۳۹/۶۸	۳۸/۳۵	۴۰/۶۴	۳۶/۳۳	۳۳/۶۶	۳۴/۳۳	۳۴/۲۵	۳۵/۵۳	MgO
۲/۰۷	۰/۱۹	۰/۱۳	۱/۴	۲/۴۸	۰/۰۷	۰/۰۶	۱/۵۶	۰/۸۲	۰/۵۸	۰/۱۸	CaO
۱۲/۴۸	۱۳/۳۵	۱۳/۳۱	۱۲/۵۴	۱۲/۵۸	۱۲/۲۱	۱۳/۳۶	۱۳/۰۹	۱۴/۰۳	۱۵/۶۲	۱۴/۹۸	L.O.I.
۱۰/۱۳	۱۰۰/۱	۹۹/۹	۱۰۲/۳	۱۰۲/۴	۱۰۱/۷	۹۹/۹۸	۹۹/۸۶	۹۹/۸۹	۹۹/۷۷	۹۹/۹۳	Total
											(ppm)
۰/۸۲	۰/۹۱	۰/۷	۰/۸۹	۰/۷۵	۰/۸۸	۰/۸۴	۲	<۱	<۱	<۱	Li
۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۳	۰/۳	۰/۳	Be
۸۶/۲	۹۳/۶	۱۰۸	۹۷/۱	۹۵/۱	۱۰۸	۱۱۵	۱۰۰/۵	۹۶/۸	۹۹/۸	۱۰۱	Co
۴۸	۴۷	۵۶	۵۴	۵۰	۵۰	۸۶	۶۶	۶۴	۷۱	۶۸	Zn
۳۳۰۵	۱۷۰۵	۲۲۱۲	۱۸۴۹	۱۹۱۶	۱۹۰۱	۲۸۹۶	۱۶۸۶	۱۷۵۶	۱۸۰۹	۳۳۰۳	Cr
۴۵	۳۴	۴۴	۵۸	۵۵	۳۹	۴۸	۵۰	۴۴	۳۶	۳۲	V
۱۰/۴	۷	۱۴/۳	۱۲/۳	۱۱/۴	۱۰/۸	۱۱/۷	۱۱/۹	۱۰/۵	۹/۳	۷/۱	Sc
۳۱	۱۴	۵۸	۲۹	۲۴	۱۹	۱۳	۲۴	۸	۱۳	۵	Cu
۹/۱	۹/۹	۱۳/۳	-	-	-	۱۴/۲	<۰/۱	۰/۳	<۰/۱	<۰/۱	As
۲۲/۵	۳/۷	۴/۳	۵/۸	۷/۷	۳/۷	۴/۵	۷/۸	۱۹	۶/۷	۱/۹	Sr
۳/۳	۳/۱	۳/۴	۳/۶	۳/۸	۳/۱	۳/۱	۱/۴	۰/۸	۰/۶	<۰/۵	Y
۰/۱	۰/۱	-	-	-	-	۰/۱	۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	۰/۱	Cd
۱۳	۱۱	۱۶	۱۴	۱۰	۸	۱۳	۲	۲	۵	<۱	Ba
۰/۱	۰/۱۱	۰/۲	۰/۱۲	۰/۱۴	۰/۱	۰/۱۷	<۱	<۱	<۱	<۱	La
۰/۹	۰/۹	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	۰/۸	<۰/۵	<۰/۵	<۰/۵	Nd
-	-	۰/۰۴	۰/۰۸	۰/۱۳	-	-	<۰/۰۲	<۰/۰۲	<۰/۰۲	<۰/۰۲	Dy
۰/۲۶	۰/۲۳	۰/۲۹	۰/۳۳	۰/۳۸	۰/۲۳	۰/۲۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	Er
۰/۱	۰/۱	۰/۲	۰/۲	۰/۲	۰/۱	۰/۱	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	<۰/۰۵	Yb
۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۹	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۱/۰۹	۱/۰۹	۱/۱	۱/۰۷	Hf
۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۶	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	<۰/۱	Ta
۳۵	-	۵۳	۱۱۵	۱۱۳	۵۲	۱۷	<۱۰	۷۶	<۱۰	۷۱	Ti
۱۰	۱۳	۹	۱۰	۱۱	۹	۱۴	۴	۳	۴	<۱	Pb
۸۳	۷۸	۳۳۳	۳۳۵	۱۴۸	۲۵۴	۹۱	۵۳۴	۵۳۰	۸۵۹	۲۰۶	S
۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۳	۰/۲	۰/۵	۰/۲	Sn
۰/۸	۰/۳	۰/۱	-	-	-	-	<۰/۱	۰/۱	۰/۱	<۰/۱	U

این سنگ‌ها ۹۵ تا ۱۰۰٪ سرپانتینیت شده و LOI آنها حدود ۱۲ تا ۱۳ درصد وزنی است. این عدد بیانگر سرپانتینیت شدن در حد متوسط تا شدید آنهاست (Malakhov, 1956). در نمودار سه تایی بر پایه میزان LOI ترکیب سرپانتینیت‌های گیسبان دقیقاً شبیه به متوسط سرپانتینیت‌های جهان بوده و بسیار نزدیک به ترکیب استاندارد جهانی (UB-N) می‌باشد (شکل ۷). نسبت MgO/SiO<sub>2</sub> در این سنگ‌ها حدود ۰/۹ تا ۱ می‌باشد که نزدیک به عدد اعلامی برای پریدوتیت‌هاست (Coleman, 1971). براساس نسبت RO/SiO<sub>2</sub> نیز مشابهت سنگ مادر با پریدوتیت‌ها معلوم می‌شود (Steinberg, 1960). صورت این کسر از کم کردن مجموع اکسیدهای آلومینیوم و کروم از مجموع اکسیدهای آهن، منیزیم، کلسیم و نیکل حاصل می‌شود. این فاکتور در سنگ‌های مورد بحث ۱/۲ بوده و مشابه سرپانتینیت‌های کوه المیت صحرای شرقی سینا در مصر (Ghoneim and Hamdy, 2003) است.

این سنگ‌ها ۹۵ تا ۱۰۰٪ سرپانتینیت شده و LOI آنها حدود ۱۲ تا ۱۳ درصد وزنی است. این عدد بیانگر سرپانتینیت شدن در حد متوسط تا شدید آنهاست (Malakhov, 1956). در نمودار سه تایی بر پایه میزان LOI ترکیب سرپانتینیت‌های گیسبان دقیقاً شبیه به متوسط سرپانتینیت‌های جهان بوده و بسیار نزدیک به ترکیب استاندارد جهانی (UB-N) می‌باشد (شکل ۷). نسبت MgO/SiO<sub>2</sub> در این سنگ‌ها حدود ۰/۹ تا ۱ می‌باشد که نزدیک به عدد اعلامی برای پریدوتیت‌هاست (Coleman, 1971). براساس نسبت RO/SiO<sub>2</sub> نیز مشابهت سنگ مادر با پریدوتیت‌ها معلوم می‌شود (Steinberg, 1960). صورت این کسر از کم کردن مجموع اکسیدهای آلومینیوم و کروم از مجموع اکسیدهای آهن، منیزیم، کلسیم و نیکل حاصل می‌شود. این فاکتور در سنگ‌های مورد بحث ۱/۲ بوده و مشابه سرپانتینیت‌های کوه المیت صحرای شرقی سینا در مصر (Ghoneim and Hamdy, 2003) است.



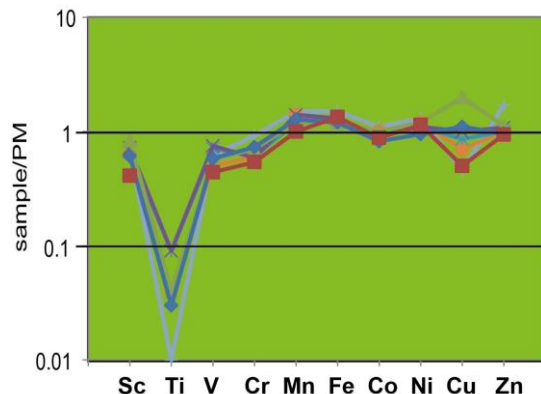
شکل ۷: نمودار مثلثی برای نمایش ترکیب کلی سرپانتینیت‌ها که در رئوس آن LOI\*10، سیلیس و مجموع اکسیدهای خشک منهای سیلیس قرار گرفته‌اند. متوسط سرپانتینیت‌ها از دسچامپز و همکاران (Deschamps et al, 2013) و UB-N با ستاره قرمز نماد ترکیب استاندارد بین‌المللی است که از Georem (<http://georem.mpch-mainz.gwdg.de>) گرفته شده است. جایگاه ترکیب کانی‌ها با نماد ۶ ضلعی‌های کوچک سیاه نشان داده شده است. سرپانتینیت‌های گیسپان بسیار با ترکیب استاندارد بین‌المللی و نیز متوسط جهانی (avg) تطابق دارد.

فراوانی تیتانیم (بیش از ۳۰ تا ۱۵۰ ppm)، میزان بالای Yb (۰/۱ تا ۰/۲ ppm) و غنی‌شدگی قابل توجه از FME طی باروری مجدد، سرپانتینیت‌های گیسپان از انواع فرورانده شده می‌باشند (Deschamps et al, 2013). این مطلب در ادامه با استفاده از نمودارهایی مورد تأیید قرار گرفته است. در سه نمودار اکسید عناصر اصلی (اکسیدهای کلسیم، تیتانیم و آهن) در برابر اکسید منیزیم، تعلق سرپانتینیت‌های گیسپان به انواع فرورانده شده مشخص می‌شود (شکل ۹). از نظر میزان LOI در مقابل سیلیس نیز سرپانتینیت‌های گیسپان در محدوده همپوشانی دو نوع فرورانده شده و گوه گشته‌ای قرار گرفته و از نوع کریزوتیل/لیزاردیت‌دار ارزیابی شده‌اند (شکل ۱۰). از میان عناصر جزئی Yb زیاد این سنگ‌ها که ناشی از باروری مجدد آنها در خلال تبادلات سنگ با مذاب یا سیال می‌باشد، باعث تفکیک مناسب سرپانتینیت‌های گیسپان از دو گروه دیگر شده (جدول ۳) و در کنار تیتانیم زیاد (شکل A۱۱) و نسبت La/Yb، آنها را به خوبی در جایگاه انواع فرورانده شده قرار داده است (شکل B۱۱).

محتوای فلزات واسطه نظیر Cr، Ni، Co، V، Sc و Cu در این سنگ‌ها قابل توجه بوده بیانگر میزان الیوین و ارتوپروکسن زیاد در سنگ مادر اولیه و به جز ناهنجاری منفی تیتانیم در مورد بقیه عناصر مشابه گوشته اولیه است (شکل ۸). با عنایت به مقادیر پایین تیتان در این سنگ‌ها، سنگ مادر از نوع دونیتی تا هارزبورژیته ارزیابی می‌شود (Zhihong and Huafu, 1998). به احتمال زیاد محتوای کم تیتانیم مربوط به خروج این عنصر در حین فرورانش جهت ساختن آمفیبول‌های متاسوماتیک و روتیل نوظهور در گوه‌گوشته‌ای و منها شدن آن از تختال باشد. محتوای عناصر نادر خاکی در سرپانتینیت‌های گیسپان اندازه‌گیری نشده و به جز چند مورد زیر حد تشخیص دستگاه است. لذا امکان ترسیم الگوی عناصر نادر خاکی وجود نداشته لیکن چند مورد موجود نسبت به مقادیر گوشته اولیه تهی شدگی نشان می‌دهند.

#### خاستگاه سرپانتینیت‌ها

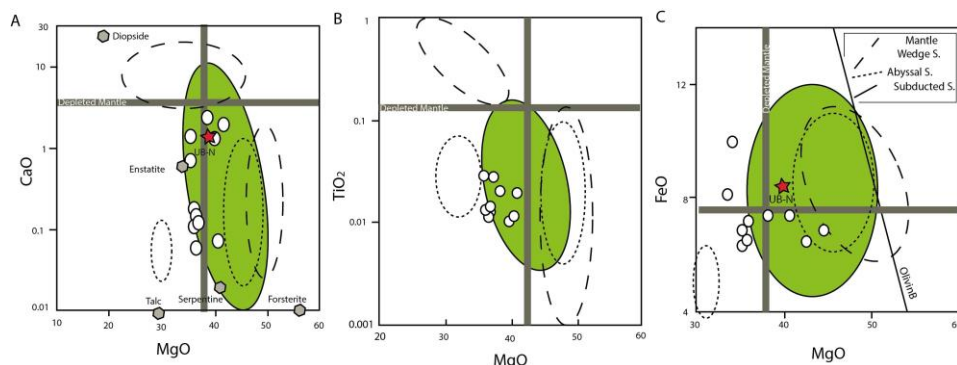
با رجوع به مشخصات ژئوشیمیایی سه نوع سرپانتینیت شامل انواع آبیسال، گوه‌گوشته‌ای و فرورانده شده (جدول ۳)، معلوم می‌شود با توجه به



شکل ۸: الگوی فلزات واسطه سرپانتینیت‌های گیسبان بهنجار شده به گوشته اولیه. مقادیر بهنجارسازی از جاگوتز و همکاران (Jagoutz et al, 1979) گرفته شده است. به جز تیتانیوم بقیه عناصر از نظر ترکیب فلزات واسطه مشابه گوشته اولیه هستند. خروج تیتانیوم به دلیل تشکیل آمفیبول متاسوماتیک و روتیل نوظهور در گوه گوشته‌ای صورت گرفته است.

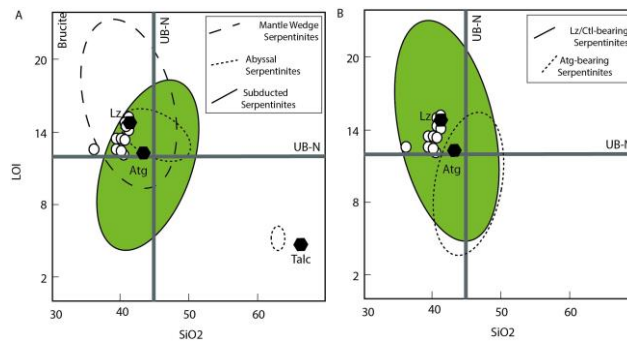
جدول ۳: مشخصات ژئوشیمیایی مناطق فرورانشی (Deschamps et al, 2013)

سرپانتینیت های مناطق عمیق	سرپانتینیت های فرورانده شده	سرپانتینیت های گوه گوشته‌ای	سیالات مشتق شده از سرپانتینیت ها
محتوای Ti متوسط (10-100 ppm)	محتوای Ti بالا (30-500 ppm)	محتوای Ti کم تا متوسط (5-30 ppm)	غنی از عناصر متحرک در سیال (FME)
محتوای Yb به نسبت ثابت (0.005-0.05 ppm)	محتوای Yb غنی شده (0.02>1 ppm)	محتوای Yb پایین (<0.05 ppm)	نسبت بالایی از عناصر جزئی شامل: U/Th, Sb/Ce, Sr/Nd و غنی از B
FMQ تا FMQ-2 ناهنجاری مثبت Eu کروم اسپینل: Cr#<0.6 X <sub>Mg</sub> >0.4 غنی از Eu و Pb	LOI اندک FMQ-1, FMQ-2 کروم اسپینل: Cr#<0.6 X <sub>Mg</sub> >0.4 الگوی عناصر نادر خاکی به نسبت مسطح شواهد قوی مبنی بر غنی شدگی ثانویه/باروری مجدد	LOI بالا FMQ+1- FMQ-1 کروم اسپینل: Cr#>0.6, X <sub>Mg</sub> <0.4 غنی از LILE مانند Cs, Rb, Sr	



شکل ۹: نمودارهای تعیین نوع خاستگاه آبیسال، فرورانده شده و گوه گوشته‌ای (Deschamps et al, 2013) سرپانتینیت‌های گیسبان شامل CaO, TiO<sub>2</sub>, FeO در برابر MgO. خطوط خاکستری نشانگر ترکیب گوشته تهی شده از سالترز و استریک (Salters and Stracke, 2004) و علامت ستاره بیانگر ترکیب استاندارد بین‌المللی Georem سرپانتینیت هاست. در هر سه نمودارها سرپانتینیت‌های گیسبان در محدوده نوع فرورانده شده قرار گرفته و بخوبی از بقیه بخش‌ها تفکیک شده‌اند.

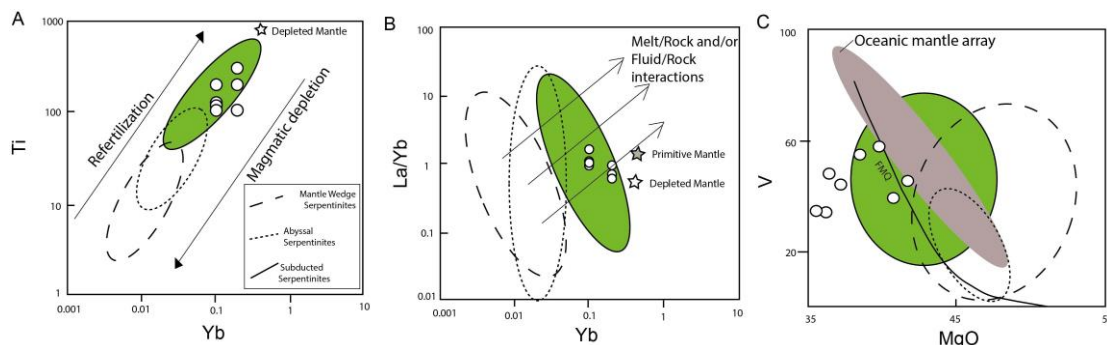




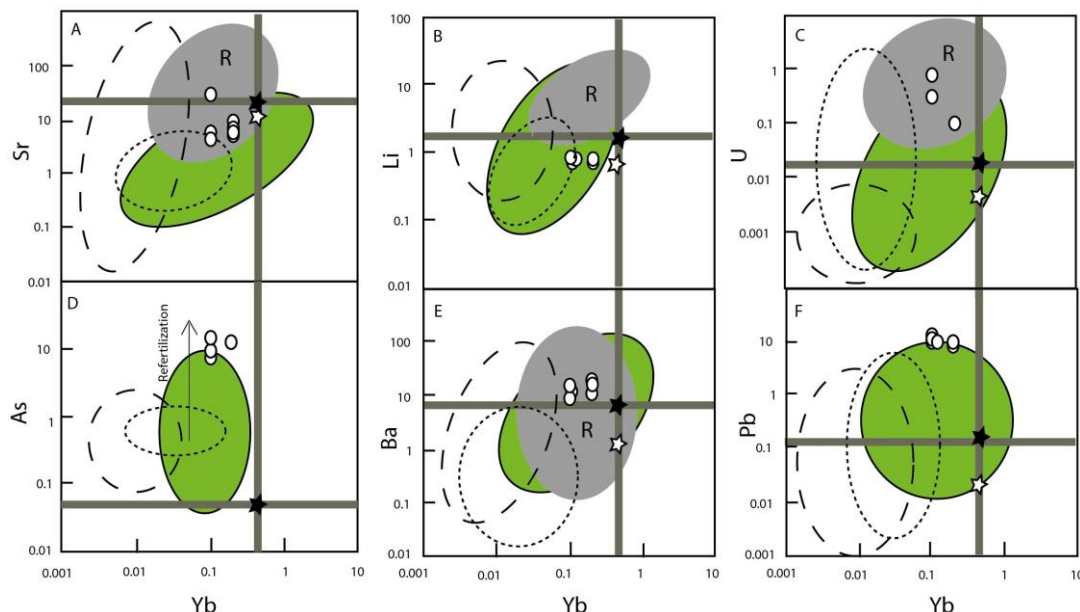
شکل ۱۰: A: نمودار تعیین نوع خاستگاه آبیسال، فرورانده شده و گوه گوشته‌ای (Deschamps et al, 2013) سرپانتینیت-های گیسپان از تقابل LOI با سیلیس در محدوده فرورانشی قرار گرفته و B: مقادیر LOI هم بیانگر لیزاردیتی/اکریزوتیلی بودن سرپانتینیت‌های گیسپان می‌باشد.

در باره سیالات مداخله کننده در تشکیل سرپانتینیت‌ها حائز اهمیت است. طی حرکت رو به پایین لیتوسفر اقیانوسی هیدراته و گرم شدن آن به واسطه دگرگونی پیشرونده، سیالات به صورت فزاینده‌ای از تختال رهاسازی شده و منجر به ذوب بخشی گوه گوشته‌ای و ماگماتیسم قوسی می‌شوند (Green, 2007). پوسته اقیانوسی به‌طور متوسط دارای حدود ۷٪ آب در رخساره زئولیت و در حدود ۰/۰۹٪ آب در رخساره اکلوزیت است. پس معلوم می‌شود تقریباً تمام آب پوسته اقیانوسی در دمای ۳۰۰-۶۰۰ درجه سانتیگراد و فشار کمتر از ۱/۵ گیگاپاسکال (Rüpkе et al, 2004) بدون بازگشت به پوسته به گوه گوشته‌ای نفوذ می‌کند. سرپانتینیت‌های فرورانشی داخل زون فرورانشی به پایین کشیده شده و سپس در سوچر زون‌ها توسط گسل‌های راندگی مجدد به بیرون رانده می‌شوند. در طول فرورانش، رسوبات و پوسته‌های اقیانوسی دگرگون شده به تدریج آب خود را از دست داده و با سرپانتینیت‌های آبیسال فرورانشی و پریدوتیت‌هایی که به‌طور جزئی هیدراته شده‌اند، تعامل برقرار می‌کنند (Van Keken et al, 2011). زمانی که ورقه نزدیک گودال فرورانشی خم می‌شود سرپانتینی شدن ثانویه در طول گسل‌ها اتفاق می‌افتد (Kerrick, 2002).

همچنین با استفاده از نمودار V در برابر MgO نیز سنگ‌های مورد نظر در محدوده انواع فرورانده شده قرار گرفته (شکل C۱۱). نظر عناصر جزئی دیگر نظیر عنصر سبک Li، عناصر کالکوفیل As و Pb، عناصر با شعاع یونی بزرگ مثل Sr و Ba و عنصر با میدان پایداری قوی مثل U نیز سرپانتینیت‌های گیسپان در محدوده انواع فرورانده شده قرار گرفته و به خوبی از سایر گروه‌ها تفکیک شده‌اند (شکل ۱۲). همچنین در همه این نمودارها نمونه‌های گیسپان در محدوده بارور شده مجدد توسط تبادلات سنگ/سیال در سرپانتینیت‌های گیسپان قرار گرفته‌اند (شکل ۱۲). غنی‌شدگی از FME در سرپانتینیت‌های گیسپان بسیار قابل توجه بوده است (مانند: U, Pb, As, Ba, Li و Sr). بررسی عناصر متحرک در سیال (FME) در سرپانتینیت‌ها اطلاعاتی در مورد شناخت بهتر سازو کار تبادل سنگ/سیال طی سرپانتینی شدن فراهم می‌کند. سرپانتینیت‌ها منبع FME نظیر Ba, Sr, Cs, U, Pb, Sb, As, Li و Cl در مناطق فرورانشی بوده و نقش آنها در ساختن ترکیب ماگماهای قوس با اهمیت است (Kodolányi et al, 2012; Lafay et al, 2011; Vils et al, 2013). این غنی‌شدگی در انواع فرورانده شده بیشتر بوده و دلیل آن تعاملات بعدی سنگ/سیال (مشتق شده از رسوبات)، طی باروری مجدد (refertilization) می‌باشد. بحث



شکل ۱۱: نمودارهای تعیین نوع خاستگاه آبیسال، فرورانده شده و گوه‌گوشته‌ای (Deschamps et al, 2013) سرپانتینیت-های گیسبان که در هر سه مورد نمونه‌ها در محدوده نوع فرورانده شده قرار گرفته‌اند. همچنین غنی‌شدگی در این سنگ‌ها به دلیل باروری مجدد با توجه به روند فلش‌ها درک می‌شود. علامت‌های ستاره برای نشان دادن گوشته تهی شده و غنی‌شده و محدوده خاکستری برای نمایش آرایه گوشته اقیانوسی و FMQ برای تعیین نوع بافر آورده شده است (به متن رجوع شود).



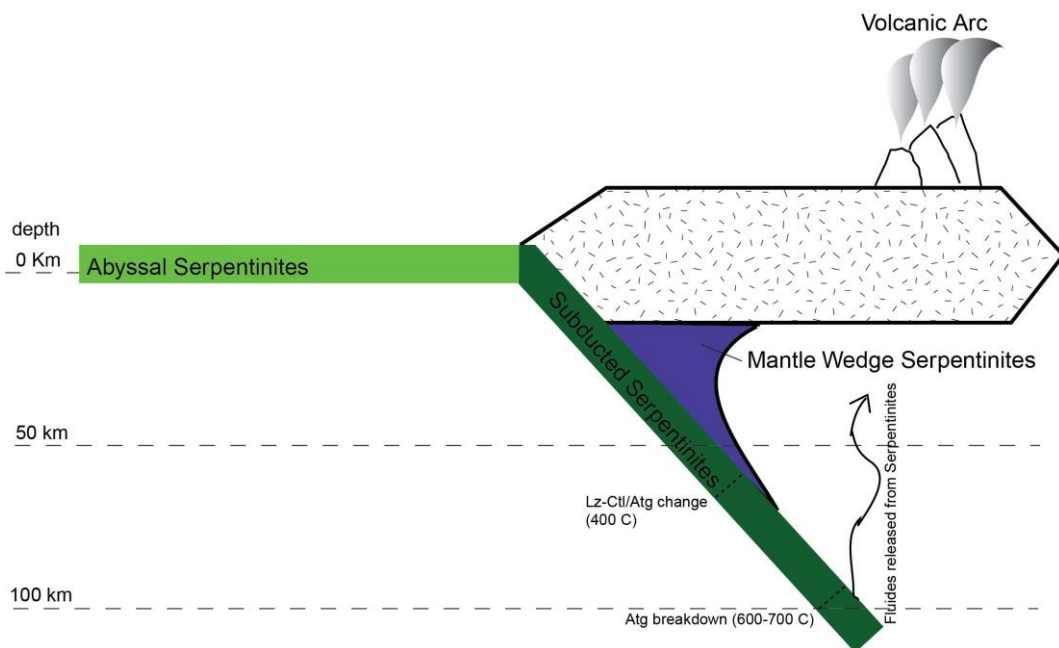
شکل ۱۲: نمودارهای مربوط به بررسی غنی‌شدگی سرپانتینیت‌ها از عناصر متحرک در سیال (FME) به همراه تعیین خاستگاه سرپانتینیت‌ها (Deschamps et al, 2013). محدوده خاکستری که با علامت R مشخص شده بیانگر محدوده سرپانتینیت‌های دچار باروری مجدد شده طی فرایند سرپانتینی شدن و تبادل سنگ/سیال است. علامت‌های ستاره مانند شکل قبلی نشانه گوشته تهی و غنی‌شده است. نمونه‌های گیسبان در همه نمودارهای فوق در محدوده نوع فرورانده شده و نیز با درجه بالای باروری مجدد قرار گرفته‌اند.

کریزوتیل با تبلور مجدد به لیزاردیت تبدیل می‌شود در اعماق پایین‌تر، با افزایش دما و فشار، لیزاردیت به تدریج در دمای ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد به آنتی‌گوریت تبدیل می‌شود (چیزی که درباره سرپانتینیت‌های گیسبان اتفاق نیفتاده) و با

این فرآیندها اجازه نفوذ سیال مشتق شده از آب دریا که به‌طور فیزیکی توسط رسوبات آلوده شده‌اند را در طول ترک‌ها و گسل‌های نرمال پوسته‌ای می‌دهد (Contreras-Reyes et al, 2007). در این فرآیندها که در اعماق کم اتفاق می‌افتد (<20 km)

است در جوار همین نوع، گروه‌های دیگر آبیسال و به خصوص گوه گوشته‌ای که با هم در کانال فرورانشی قرار گرفته‌اند (شکل ۱۳)، در آینده کشف شود. باید گفت همان‌طور که آهنگ گسترش بستر و فرورانش نئوتتیس در بخش‌های جنوبی (عمان) و بیشتر از بخش‌های شمالی بوده (Talebian and Jackson, 2004)، در نتیجه شیب زون بنیوف در محل فرورانش کم بوده (Vannucchi et al, 2003) است. در حالی که زاویه فروراندگی تختال در بخش‌های شمالی پر شیب بوده (نرخ گسترش بستر پایین بوده) و در نتیجه عمق فرورانده شدن تختال در بخش شمالی کم بوده است. بنابراین عدم رؤیت آنتی‌گوریت در این نمونه‌ها را می‌توان به نرسیدن به عمق مناسب تشکیل این کانی مربوط دانست. گرچه باید در نظر داشت تأیید نهایی این امر مستلزم تقویت داده از نظر عناصر گروه پلاتین یا داده‌های ایزوتوپی می‌باشد.

رسوبات هیدراته بخش‌های اطراف تعامل برقرار می‌کنند (Lafay et al, 2013). همه سرپانتینیت‌ها صرف‌نظر از نوع آنها، طی سرپانتینینی شدن، در حد متوسط تا زیاد از عناصر متحرک در سیال غنی می‌شوند (Sharp and Barnes, 2004). در انواع فرورانده شده غنی شدگی از FME تحت تأثیر شدید سیالات برخاسته از رسوبات و در نتیجه فرایندهای شیمیایی تأخیری در طول کانال فرورانشی صورت می‌گیرد (Tonarini et al, 2007). با توجه به مطالب مطرح شده، سرپانتینیت‌های گیسپان در منتهی‌الیه شمال‌غربی ایران از نوع فرورانده شده می‌باشند. در امتداد سوچر اصلی نئوتتیس در ایران، سرپانتینیت‌های فرورانشی دیگری نیز در عراق و شمال‌غرب آناتولی در ترکیه گزارش شده‌اند (Azizi et al, 2011; Aldanmaz et al, 2006). سرپانتینیت‌های گیسپان می‌تواند در ادامه همین قطعات رخنمون کرده باشد. البته باید گفت ممکن



شکل ۱۳: برش عرضی شماتیک برای نمایش انواع مختلف سرپانتینیت‌های آبیسال، فرورانده شده و گوه گوشته‌ای در زون فرورانشی (Deschamps et al, 2013). با عنایت به تعلق سرپانتینیت‌های گیسپان به نوع فرورانده شده و نبود آنتی‌گوریت در سنگ‌ها، مشخص است که عمق فرورانده شدن سرپانتینیت‌های گیسپان کمتر از ۵۰ کیلومتر در طول کانال فرورانشی بوده است.

### نتیجه‌گیری

رگه‌های رشته‌ای سرپانتین‌ها در نتیجه دگرشکلی شدید منجر به افت ثابت اصطکاکی سرپانتینیت‌ها شده و باعث کاهش مقاومت آنها در برابر برش و تنش شده است. در مجموع ریزساختارهای مشاهده شده مؤید جایگاه فرورانشی و فعالیت شدید تکتونیکی بر روی آنهاست.

- با دقت در فراوانی‌ها، نسبت‌ها و نمودارهای متعدد، سرپانتینیت‌های گیسین از نوع فرورانده شده ارزیابی شد.

- محتوای FME در این سنگ‌ها بسیار بالا بوده و نشانه باروری مجدد حاصل از تبادل سنگ/سیال طی مراحل فرورانش می‌باشد که آنرا به خوبی از انواع دیگر متمایز می‌کند.

- با توجه به فقدان آنتی‌گوریت عمق فرورانش نئوتتیس در این بخش از ایران زیاد نبوده (کمتر از ۵۰ کیلومتر) که ممکن است در اثر شیب زیاد زاویه فروراندگی تختال به تبع آهنگ اندک فرورانش آن باشد.

سرپانتینیت‌های افیولیت گیسین سیلوانا در این نوشتار مورد موشکافی دقیق از منظر ریزساختاری و ترکیبی قرار گرفته‌اند. نتایج حاصله عبارتند از:

- سرپانتینیت‌های گیسین سیلوانا متعلق به افیولیت نئوتتیس در منتهی‌الیه شمال غربی ایران می‌باشد که ادامه آن در خاک ترکیه در مجاورت مرز در مناطق گولمان و ایلازیک قابل ردیابی است.

- سرپانتینیت‌های گیسین متشکل از لیزاردیت/کریزوتیل و مگنتیت به عنوان فاز اصلی و اسپینل (کرومیتی) و بقایای الیوین (فرو-هورتونولیتی) و پیروکسن‌ها (هدنبرگیتی و فروسیلیتی) به عنوان کانی فرعی می‌باشند.

- ریزساختارهای متعدد شناسایی شده در این سنگ‌ها عبارتند از شبکه‌ای، غربالی، چشمی، نواری، ساعت شنی و ... و آثار دگرشکلی شکل‌پذیر (ریزچین‌ها و کینک شدگی‌ها) و شکننده. از دید

### منابع

ژئودینامیک مجموعه افیولیتی سه ول آوا شمال-غرب ایران، مجله پترولوژی، سال ۴، شماره ۱۴، ص ۹۳-۱۱۴.

-رضایی موسی درق، ع. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. سنگ‌های اولترامافیک افیولیت سیلوانا جنوب ارومیه، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، یزد، ایران.

-عبدالله، ک. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. ژئوشیمی سرپانتینیت‌های گیسین-زیوه، جنوب ارومیه، سی و ششمین همایش ملی و سومین کنگره بین‌المللی علوم زمین، تهران، ایران.

-عربشاهی، ا. و سبزه‌ای، م.، ۱۳۹۱. نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ سیلوانا ۱، شماره ۴(۲)، ۴۹۶۴، شمال غرب، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

-ایران نژاد، س.، ۱۳۹۸. پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی لولکان شمال اشنویه، پایان‌نامه کارشناسی-ارشد، دانشگاه ارومیه، ارومیه.

-بابایی، آ. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. پترولوژی و ژئوشیمی گابروهای دره بنار زیوه، جنوب ارومیه، بیست و پنجمین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، یزد، ایران.

-حاج ملاعلی، ا. و شهرابی، م.، ۱۳۸۵. نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ سیلوانا، شماره ۴۹۶۴، سازمان زمین‌شناسی کشور، تهران.

-رحیم زاده، ب.، مسعودی، ف.، معین وزیری، ح. و الهیاری، خ.، ۱۳۹۲. سنگ‌شناسی، پتروژنز و

ارومیه، سی و ششمین همایش ملی و سومین همایش بین‌المللی علوم زمین، تهران، ایران.  
-مجرد، م.، ۱۴۰۰. مطالعه زادگاه و دگرگونی درجه پائین میکاشیست‌های حاشیه قاره‌ای مرتبط با آمیزه رنگین گیسپان- جنوب ارومیه، فصلنامه پژوهش‌های دانش زمین.

Doi: 10.29252/ESRJ.2021.215184.0

-Adamia, S.A., 1991. The Caucasus oil and gas province, occasional publications: ESRI, NewSeries, v. 7(I-II), p. 53-74.  
-Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution: American journal of science, v. 304(1), p. 1-20.  
-Aldanmaza, E., Koprubas, N., Gurer, O.F., Kaymakc, N. and Gourgaud, A., 2006. Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes: Lithos, v. 86, p. 50-76.  
-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: Gondwana Research, v. 39, p. 261-291.  
-Allen, M.B., Kheirkhah, M., Emami, M.H. and Jones, S.J., 2011. Right-lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia—Eurasia collision zone: Geophysical Journal International, v. 184(2), p. 555-574.  
-Amiguet, E., Reynard, B., Caracas, R., Van de Moortele, B., Hilariet, N. and Wang, Y.B., 2012. Creep of phyllosilicates at the onset of plate tectonics: Earth Planetary Science Letters, v. 345, p. 142-150.  
-Arabshahi, A.H. and Sabzeie, M., 2013. Geological 1:25000 map of Silvaneh1,

-علیزاده، ا.، ۱۳۹۰. سن جایگیری آمیزه رنگی جنوب‌غرب ارومیه، سی امین گردهمایی علوم زمین، تهران، ایران.

-گیلانی، ن. و مجرد، م.، ۱۳۹۶. پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئید سوسن آباد زیوه، جنوب

No. 4964 II NW: Geological Survey of Iran, Tehran.

-Azer, M.K. and Khalil, A.E.S., 2005. Petrological and mineralogical studies of Pan-African serpentinites at Bir Al-Edeid area, central Eastern Desert, Egypt: Journal of African Earth Sciences, v. 43(5), p. 525-536.

-Azizi, H. and Asahara, Y., 2013. Juvenile granite in the Sanandaj–Sirjan Zone, NW Iran: Late Jurassic–Early Cretaceous arc–continent collision: International Geology Review, v. 55, p. 1523-1540.

-Azizi, N.R.H., Aswad, K.J.A. and Koyi, H.A., 2011. Contrasting settings of serpentinite bodies in the northwestern Zagros Suture Zone, Kurdistan region, Iraq: Geological Magazine, v. 148, p. 819-837.

-Bach, W., Garrido, C.J., Paulick, H., Harvey, J. and Rosner, M., 2004. Seawater–peridotite interactions: first insights from ODP Leg 209, MAR 15°N: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 5 (9), p. 22-39.

-Barnes, J.D. and Sharp, Z.D., 2006. Achlorine isotope study of DSDP/ODP serpentinitized ultramafic rocks: Insights into the serpentinization process: Chemical Geology, v. 228(4), p. 246-265.

-Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Canadian journal of earth sciences, v. 18(2), p. 210-265.

-Bogolepov, V.G., 1970. Problem of serpentinization of ultrabasic rocks:

- International Geology Review, v. 12, p. 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, v. 51(1-2), p. 495-512.
- Bromiley, G.D. and Pawley, A.R., 2003. The stability of antigorite in the systems MgO–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O (MSH) and MgO–Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–SiO<sub>2</sub>–H<sub>2</sub>O (MASH): the effects of Al<sup>3+</sup> substitution on high pressure stability: American Mineralogist, v. 88, p. 99-108.
- Brunet, M.F., Granath, J. and Wilmsen, M., 2009. South Caspian to Central Iran basins: Introduction: Geological Society London Special Publications, v. 312, p. 1-6.
- Cannà, 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, v. 116, p. 115-133.
- Charlou, J.L., Donval, J.P., Fouquet, Y., Jean-Baptiste, P. and Holm, N., 2002. Geochemistry of high H<sub>2</sub> and CH<sub>4</sub> vent fluids issuing from ultramafic rocks at the Rainbow hydrothermal field (36 14' N, MAR): Chemical geology, v. 191(4), p. 345-359.
- Chernak, L.J. and Hirth, G., 2010. Deformation of antigorite serpentinite at high temperature and pressure: Earth and Planetary Science Letters, v. 296, p. 23-33.
- Christensen, N.I., 2004. Serpentinites, peridotites, and seismology: International Geology Review, v. 46(9), p. 795-816.
- Coleman, R.G., 1971. Petrologic and geophysical nature of serpentinites: Geological Society of America Bulletin, v. 82(4), p. 897-918.
- Contreras Reyes, E., Grevemeyer, I., Flueh, E.R., Scherwath, M. and Heesemann, M., 2007. Alteration of the subducting oceanic lithosphere at the southern central Chile trench–outer rise: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 8(7), p. 19-35.
- Deschamps, F., Godard, M., Guillot, S. and Hattori, K., 2013. Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review: Lithos, v. 178, p. 96-127.
- 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: 13<sup>th</sup> International Conference on Gondwana to Asia, At: Trivandrum, India, v. 22.
- Escartin, J., Hirth, G. and Evans, B.W., 2001. Strength of slightly serpentinitized peridotites: Implications for the tectonics of oceanic lithosphere: Geology, v. 29, p. 1023-1026.
- Evans, B.W., Hattori, K. and Baronnet, A., 2013. Serpentine: what, why, where?: Element, v. 9(2), p. 99-106.
- Faure, M., Lin, W., Chu, Y. and Lepvrier, C., 2016. Triassic tectonics of the southern margin of the South China Block: Comptes Rendus Geoscience, v. 348(1), p. 5-14.
- Evans, B.W., 2004. The serpentinite multisystem revised: chrysotile is metastable: International Geology Review, v. 46, p. 479-506.
- Francis, G.H., 1956. The serpentinite mass in Glen Urquhart, Inverness-shire, Scotlan: American Journal of Science, v. 254(4), p. 201-226.
- Frost, B.R., Evans, K.A., Swapp, S.M., Beard, J.S. and Mothersole, F.E., 2013. The process of serpentinitization in dunite from New Caledonia: Lithos, v. 178, p. 24-39.



- Ghoneim, M.F. and Hamdy, M.M., 2003. Origin of magnesite veins in serpentinites from Mount El-Rubshi and Mount El-Maiyit, Eastern Desert, Egypt: *Archiwum Mineralogiczne*, p. 41-63.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic: *Tectonophysics*, v. 381(1-4), p. 235-273.
- Golonka, J., Oszczypko, N. and Ślaczka, A., 2000. Late Carboniferous-Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas: In *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, v. 70(2), p. 107-136.
- Goncuglu, M.C., 2010. Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic Evolution of the Pre-Alpine and Alpine Terranes: Publisher: General Directorate of Mineral Research and Exploration, ISBN: 978-605-4075-74.
- Green, H.W., 2007. Shearing instabilities accompanying high-pressure phase transformations and the mechanics of deep earthquakes: *Proceedings of the National Academy of Science*, v. 104(22), p. 9133-9138.
- Guillot, S., Schwartz, S., Reynard, B., Agard, P. and Prigent, C., 2015. Tectonic significance of serpentinites: *Tectonophysics*, v. 646, p. 1-19.
- Hattori, K.H. and Guillot, S., 2003. Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge: *Geology*, v. 31(6), p. 525-528.
- Higgins, M., 2006. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology, Cambridge University Press New York, 277 p.
- Hilalret, N., Reynard, B., Wang, Y., Daniel, I., Merkel, S., Nishiyama, N. and Petitgirard, S., 2007. High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction: *Science*, v. 318(5858), p. 1910-1913.
- Hirth, G. and Guillot, S., 2013. Rheology and tectonic significance of serpentinite: *Elements*, v. 9(2), p. 107-113.
- Hopkinson, L., Beard, J.S. and Boulter, C.A., 2004. The hydrothermal plumbing of a serpentinite-hosted detachment: evidence from the West Iberia non-volcanic rifted continental margin: *Marine Geology*, v. 204(3-4), p. 301-315.
- Iyer, K., Austrheim, H., John, T. and Jamtveit, B., 2008. Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway: *Chemical Geology*, v. 249, p. 66-90.
- 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.
- Kerrick, D., 2002. Serpentine seduction: *Science*, v. 298(5597), p. 1344-1345.
- 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*, v. 42(2), p. 135-138.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals: *American Mineralogist*, v. 68, p. 277-279.
- Kodolányi, J., Pettke, T., Spandler, C., Kamber, B.S. and Gméling, K., 2012. Geochemistry of ocean floor and forearc serpentinites: constraints on the ultramafic input to subduction zones: *Journal of Petrology*, v. 53, p. 235-270.
- Lacinska, A.M., Styles, M.T., Bateman, K., Wagner, D., Hall, M.R., Gowing, C. and Brown, P.D., 2016. Acid-dissolution of antigorite, chrysotile and lizardite for

- ex situ carbon capture and storage by mineralization: *Chemical Geology*, v. 437, p. 153-169.
- 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*, v. 343, p. 38-54.
- Mével, C., 2003. Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Géoscience*, v. 335, p. 825-852.
- Mohammadi, N., Ahmadipour, H. and Peighambari, S., 2013. Investigation of deformational behavior of serpentinites in Baft ophiolitic malange (Kerman) and its effects on the seismic potential of the region: *Iranian Journal of Geology*, v. 6(24), p. 3-17.
- Malakhov, I.A., 1956. Criteria of degree of serpentinization of ultramafic rocks (Abst.): *Geochemistry International*, v. 214, p. 678-694.
- McCullom, T.M. and Bach, W., 2009. Thermodynamic constraints on hydrogen generation during serpentinization of ultramafic rocks: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 73(3), p. 856-875.
- Müntener, O., Manastchal, G., Desmurs, L. and Pettke, L., 2010. Plagioclase peridotites in ocean-continent transitions: refertilized mantle domains generated by melt segregation in the shallow mantle lithosphere: *Journal of Petrology*, v. 51, p. 255-294.
- Murzin, V.V., Varlamov, D.A., Ronkin, Y.L. and Shanina, S.N., 2013. Origin of Au-bearing rodingite in the Karabash massif of alpine-type ultramafic rocks in the southern Urals, *Geology of Ore Deposits*, v. 55(4), p. 278-297.
- Nadimi, A., 2010. Active strike-slip faults in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone of Zagros Orogen (Iran): Doctoral dissertation, PhD thesis, Faculty of Geology, University of Warsaw, Poland.
- Nadimi, A. and Konon, A., 2012. Strike-slip faulting in the central part of the Sanandaj-Sirjan Zone, Zagros Orogen, Iran: *Journal of Structural Geology*, v. 40, p. 2-16.
- O'Brien, J. and Rodgers, K.A., 1974. Alpine-type serpentinites from the Auckland Province—III. Petrography, mineralogy, petrochemistry, and petrogenesis: *Journal of the Royal Society of New Zealand*, v. 4(2), p. 141-159.
- Page, B.M., De Vito, L.A. and Coleman, R.G., 1999. Tectonic emplacement of serpentinite southeast of San Jose, California: *International Geology Review*, v. 41, p. 494-505.
- 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.
- Reinen, L.A., 2000. Seismic and aseismic slip indicators in serpentinite gouge: *Geology*, v. 28(2), p. 135-138.
- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnan, P.J. and Jones, G., 1991. Palaeogeographic and palaeotectonic evolution of the Eastern Mediterranean Neotethys: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 87(1-4), p. 289-343.
- Roumejon, S., Cannat, M., Pierre Agrinier, P., Godard, M. and Andreani, M., 2015. Serpentinization and Fluid Pathways in Tectonically Exhumed Peridotites from the Southwest Indian Ridge (62–65\_E): *Journal of Petrology*, v. 56(4), p. 703-734.
- Rudge, J.F., Kelemen, P.B. and Spiegelman, M., 2010. A simple model of reaction-induced cracking applied to serpentinization and carbonation of

- peridotite: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 291(1-4), p. 215-227.
- Salters, V.J. and Stracke, A., 2004. Composition of the depleted mantle: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 5(5), p. 27-46.
- Şengör, A.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıncı, M., Özbakır, A.D. and Kayan, I., 2008. Easte 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.
- Shafaii 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>.
- Sharp, Z.D. and Barnes, J.D., 2004. Water-soluble chlorides in massive seafloor serpentinites: a source of chloride in subduction zones: *Earth and Planetary Sciences Letters*, v. 226, p. 243-254.
- Sheikholeslami, M.R., 2015. Deformations of Palaeozoic and Mesozoic rocks in southern Sirjan, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 106, p. 130-149.
- Steinberg, D.S., 1960. Novye dannye o serpentinizatsii dunitov i peridotitov Urala (new data concerning the serpentinitization of dunite and peridotite of the Urals): Report of 21<sup>th</sup> International Geology Congress, *Doklady Soviet Geology Problem*, v. 13, p. 250-260.
- Stocklin, J., 1974. Possible Ancient Continental Margin in Iran. In: Burke, C.A. and Drake, C.L., Eds., *the Geology of Continental Margins*, Springer, New York, p. 873-887. [https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6\\_64](https://doi.org/10.1007/978-3-662-01141-6_64).
- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake focal mechanisms and active shortening in the Zagros mountains of Iran: *Geophysical Journal International*, v. 156(3), p. 506-526.
- Tatsumi, Y., 2005. The subduction factory: how it operates in the evolving Earth: *GSA today*, v. 15(7), DOI: 10.1130/1052-5173.
- 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>.
- Van Keken, P.E., Hacker, B.R., Syracuse, E.M. and Abers, G.A., 2011. Subduction factory: 4. Depth dependent flux of H<sub>2</sub>O from subducting slabs worldwide: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, v. 116, DOI: [10.1029/2010JB007922](https://doi.org/10.1029/2010JB007922).
- Vannucchi, P., Ranero, C.R., Galeotti, S., Straub, S.M., Scholl, D.W. and McDougall-Ried, K., 2003. Fast rates of subduction erosion along the Costa Rica Pacific margin: Implications for nonsteady rates of crustal recycling at subduction zones: *Journal of Geophysical Research*, v. 108. DOI: [10.1029/2002JB002207](https://doi.org/10.1029/2002JB002207).
- Vils, F., Müntener, O., Kalt, A. and Ludwig, T., 2011. Implications of the serpentine phase transition on the behaviour of beryllium and lithium-boron of subducted ultramafic rock: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 75(5), p. 1249-1271.
- Viti, C., Collettini, C., Tesei, T., Tarling, M.S. and Smith, S., 2018. Deformation Processes, Textural Evolution and Weakening in Retrograde Serpentinites: *Minerals*, v. 8. DOI: [10.3390/min8060241](https://doi.org/10.3390/min8060241)
- Wicks, F.J. and Whittaker, E.J.W., 1977. Serpentine textures and

serpentinization: Canadian Mineralogist, v. 15, p. 459-488.  
-Zhihong, W. and Huafu, I., 1998. Geology, petrology and geochemistry of

the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region Southeastern China, and their genesis: Ofioliti, v. 23, p. 1-6.