

رودنگیتی شدن گابروهای جنوب شرق صحنه (غرب ایران)، با تأکید بر روابط کانی شناسی و ژئوشیمی ایزوتوپی

فاطمه نوری؛ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، بخش زمین شناسی
حسین عزیزی*؛ دانشگاه کردستان، دانشکده مهندسی، گروه مهندسی معدن

پذیرش ۹۳/۹/۳

دریافت ۹۳/۳/۲۶

چکیده

در جنوب شرق صحنه و در شمال رودخانه گاماسیاب، در غرب ایران توده‌های پراکنده گابرویی با روند شمال شرق- جنوب غرب که بخشی از مجموعه افیولیتی زاگرس هستند رخمون دارند. این مجموعه از واحدهای مجاور به وسیلهٔ گسل- های عمیق جدا شده است و در بعضی بخش‌ها نیز دایک‌های پیروکسنیتی آن‌ها را قطع کرده‌اند. شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی این سنگ‌ها نشان می‌دهد که تغییرات شدیدی در مجموعه کانیایی و فراوانی عناصر این سنگ‌ها نسبت به گابروهای سالم روی داده است. به علاوه نسبت‌های ایزوتوپی زیاد $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (۰/۵۱۲۹۴۵-۰/۵۱۳۰۲۱) و نسبت‌های کم $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (۰/۷۰۳۳۴-۰/۷۰۶۵۶) از یک منشأ گوشته‌ای تهی شده زیراقیانوسی برای این سنگ‌ها حکایت دارد. ثابت ماندن تغییرات نسبت‌های ایزوتوپی $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ هم‌زمان با افزایش نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، هم‌چنین تهی شدن شدید این سنگ‌ها از SiO_2 و غنی شدن آن‌ها از CaO و Al_2O_3 دلالت بر واکنش شدید گابروها با آب دریا دارد. مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها شامل گراسولار/ هیدروگراسولار، آندرادیت، اپیدوت، پرهنیت، وزوونایت و دیوپسید است که نشان‌گر فرایند رودنگیتی شدن گابروها در آب‌های نه چندان عمیق در محیطی قلیایی است.

واژه‌های کلیدی: زاگرس، رودنگیت، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd، گوشته تهی شده.

azizi1345@gmail.com

*نویسنده مسئول

مقدمه

به گروهی از سنگ‌های غنی از کلسیم و تحت اشباع از سیلیس که حاوی سیلیکات‌های کلسیم-آلومینیوم و کلسیم-منیزیم هستند، رودنگیت گفته می‌شود [۱]، [۲]، [۳]، [۴]. به‌طور معمول رودنگیت‌ها از طریق متاسوماتیسم کلسیک سنگ‌های سیلیکاته‌ای که در ارتباط با سرپانتینیت‌ها هستند در محیط‌های زمین‌شناسی مختلف تشکیل می‌شوند [۵]، [۶]، [۷]، [۸]، [۹]، [۱۰]. سیالات آکالن حاوی یون‌های Ca^{2+} می‌توانند از سرپانتینیت شدن الترامافیک‌ها یا آب دریا آزاد شوند و کلسیم مورد نیاز برای رودنگیتی شدن را فراهم آورند [۱۱]، [۱۲]. اگرچه، نتیجه تحقیقات محققان مختلف آزاد شدن کلسیم ناشی از سرپانتینیت شدن الترامافیک‌ها را برای تولید مجموعه‌های کالک سیلیکاته در رودنگیت‌ها، لازم نمی‌دانند اما محلول‌های هیدروترمالی غنی از کلسیم و یا شستن گابروها را برای تشکیل این سنگ‌ها ضروری می‌دانند [۱۳]. به‌طور کلی سه فرضیه برای تشکیل رودنگیت‌ها مطرح شده است که عبارتند از: (۱) آزاد شدن سیالات غنی از کلسیم و فقیر از سیلیسیم ناشی از سرپانتینیت شدن الترامافیک‌ها و مهاجرت آن‌ها به سنگ‌های مافیک

مجاور [۲]، [۳]، [۶]، [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]، [۲] خروج سیلیسیم و عناصر آلکالن از سنگ‌های مافیک هم‌زمان یا پس از سرپانتینی شدن الترامافیک‌های مجاور و افزایش کلسیم در این سنگ‌ها [۱۱]، [۱۸]، [۳] فرایند خود متاسوماتیک ناشی از سیالات پایانی ماگماهای بازیک [۲۰].

در جنوب شرق صحنه، حجم زیادی از گابروهای درشت‌دانه وجود دارند که با مرفولوژی ملایم تقریباً در جهتی عمود بر گسل اصلی زاگرس کشیده شده‌اند. این مجموعه در بعضی بخش‌ها به شدت دگرسان و در بعضی بخش‌ها نیز تا حدودی ساختارهای اولیه خود را حفظ کرده‌اند. این سنگ‌ها از سمت شرق با ولکانیک‌ها و ساب ولکانیک‌های اسیدی و از سمت غرب با الترامافیک‌های منطقه در تماس گسله هستند و در شمال با سازند قم به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند (شکل ۱). گابروهای این منطقه به شدت دگرسان شده و با توجه به مجموعه کانپایی در قلمرو رودنگیت‌ها قرار می‌گیرند. با توجه به آن که شیمی گابروهای دگرسان شده به تنهایی نمی‌تواند برای تعیین رژیم تکتونیکی و ماگمایی این سنگ‌ها مناسب باشد، در این راستا علاوه بر شیمی سنگ از نسبت‌های ایزوتوپی و مجموعه کانی‌ها به دو منظور بررسی محیط ژئودینامیکی رودنگیت‌ها و فرایندهای متاسوماتیکی که این سنگ‌ها را بعد و یا در حین سرد شدن تحت تأثیر قرار داده است، استفاده شد.

زمین‌شناسی منطقه بررسی شده

افیولیت‌های زاگرس بخشی از بقایای نئوتتیس است که به صورت نوار باریکی بین ورقه عربی و سندج-سیرجان در راستای شمال‌غرب- جنوب‌شرق رخنمون دارند [۲۴]، [۲۵]. در خصوص محیط ژئودینامیکی این افیولیت‌ها محققان مختلف فرضیات گوناگونی مانند پشته‌های میان اقیانوسی و محیط‌های پشت قوس مطرح کرده‌اند [۲۲]، [۲۶]. گابروهای رودنگیتی در جنوب شرقی صحنه بخشی از افیولیت‌های هر سین (کرمانشاه) است. از لحاظ تقسیم‌بندی زون-های ساختاری ایران این منطقه جزئی از کمر بند کوه‌زایی زاگرس است که خود بخشی از کمر بند آلپ-همالیا است [۲۳]، [۲۴]، [۲۵]. غالب رخنمون‌های سنگی در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ هر سین، کمپلکس افیولیتی کرتاسه است [۲۳]، [۲۴]، [۲۵] که با واحدهای جوانتر میوسن پوشیده شده‌اند (شکل ۱ ب). الترامافیک‌ها از دیگر واحدهای افیولیتی در منطقه است که ارتباط آن‌ها با سایر واحدها بیش‌تر گسله است [۲۳]. این واحدها در برخی قسمت‌ها گابروهای رودنگیتی را دربر گرفته و در برخی قسمت‌ها به صورت دایک‌هایی در داخل گابروهای رودنگیتی دیده می‌شوند. بنا بر پژوهش‌های شهیدی و نظری [۲۳]، گابروهای مورد بحث بخشی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه است و به‌عنوان گابروهای ایزوتروپیک معرفی شده‌اند. الهیاری و همکاران (۲۰۱۰) نیز از این واحدها به‌عنوان گابروهای پگماتوئیدی یاد کرده‌اند و محیط تشکیل این واحدها را برمبنای پژوهش‌های ژئوشیمیایی پشته‌های میان اقیانوسی در نظر گرفته‌اند [۲۲].

روش پژوهش

به‌منظور بررسی رفتار ژئوشیمیایی گابروهای رودنگیتی گاماسیاب، نمونه‌های متفاوتی انتخاب شد که پس از بررسی مقاطع نازک، چند نمونه برای تجزیه شیمیایی و ایزوتوپی انتخاب و در دانشگاه ناگویا (ژاپن) تجزیه شد. عناصر

اصلی این سنگ‌ها با XRF (مدل Rigaku ZSX) اندازه‌گیری شدند. قرص‌های شیشه‌ای^۲ برای اندازه‌گیری عناصر به روش XRF، ابتدا به صورت مخلوطی از ۰/۷ گرم پودر سنگ با ۶ گرم از پودر لیتیم تترابورات و در دمای ۱۰۵۰ درجه سانتی‌گراد به مدت ۱۵-۲۰ دقیقه ذوب شد. میزان مواد فرار سنگ (LOI) نیز براساس اختلاف وزنی، پس از حرارت ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمد.

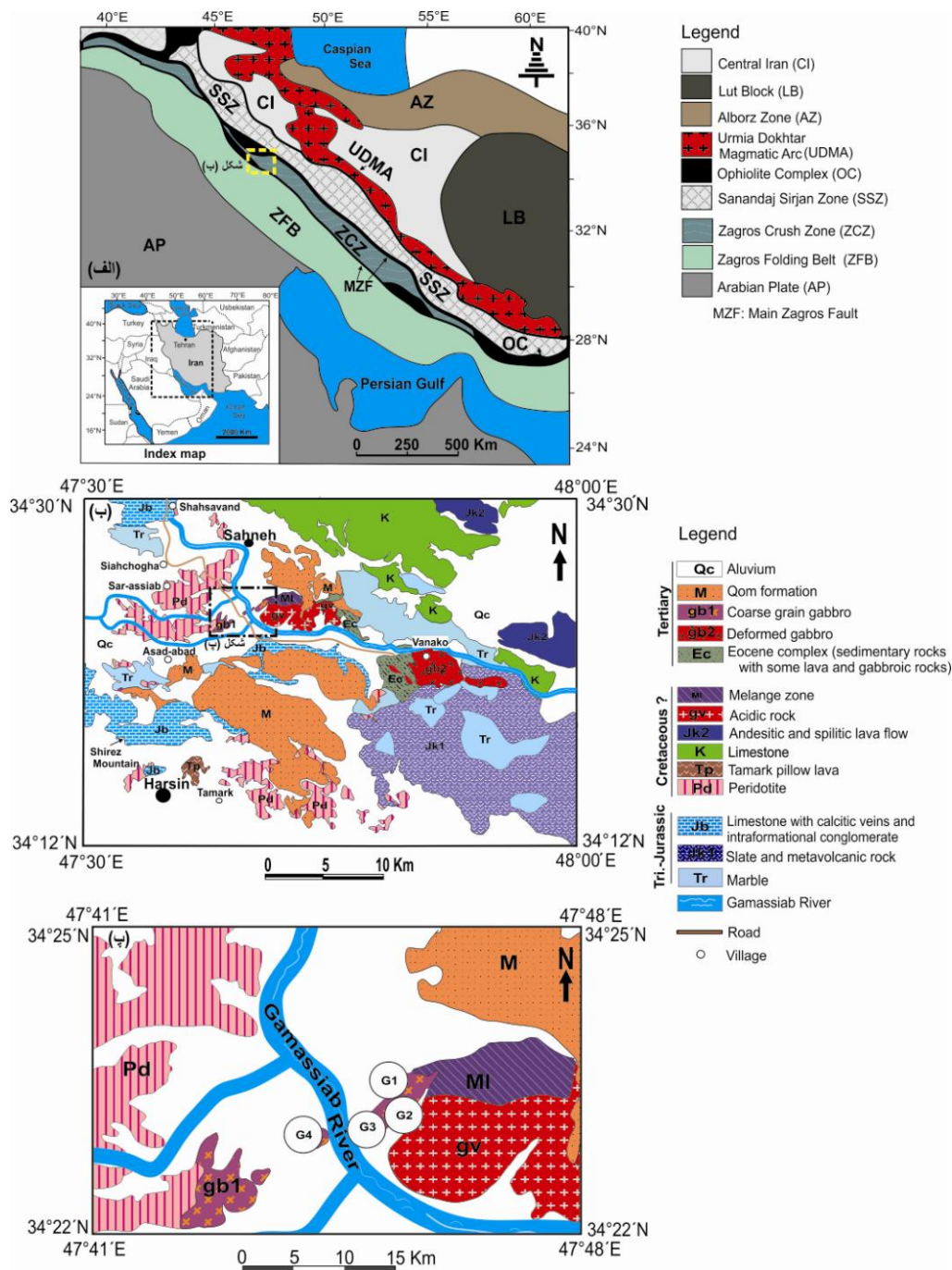
غلظت عناصر کمیاب و نادر خاکی نیز پس از آماده‌سازی نمونه‌ها با استفاده از ICP-MS (مدل Agilent 7700x)^۳ در دانشگاه ناگویا اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری این عناصر محلول‌های استاندارد با غلظت بین ۰/۱-۳۰ ppb آماده شد و محلول‌های نمونه با HNO₃ ۲٪ رقیق‌سازی شد. به دلیل هم‌پوشانی مجموعه ایزوتوپ‌های باریم با عناصر کمیاب، جداسازی باریم با روش ستون HNO₃ انجام شد. با توجه به غلظت کم عناصر نادر خاکی در این سنگ‌ها محلول نهائی بدون رقیق‌سازی تجزیه شد. برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی پس از جداسازی به روش ستون HCl و ستون HIBA، از دو دستگاه TIMS^۴ برای اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr و ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd استفاده شد. نتایج حاصل از این تجزیه‌ها در جدول ۱ و ۲ نشان داده شده است. در اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی از نمونه‌های استاندارد JNdi-1 و NBS987 استفاده شد [۲۷].

سنگ‌نگاری

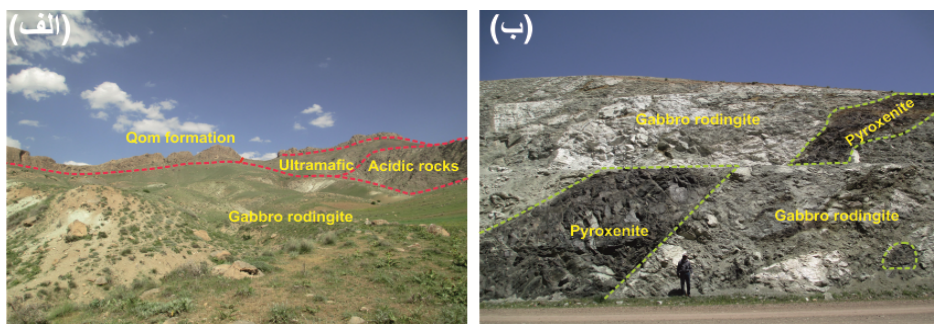
گابروهای رودنگیتی شده در حاشیه رود گاماسیاب، بیش‌ترین گسترش را نشان می‌دهند. این مجموعه در بین واحدهای الترامافیک و بعضاً اسیدی قرار گرفته (شکل ۲ الف) و ارتباط گسله با این واحدها نشان می‌دهد. در برخی قسمت‌ها نیز به وسیله دایک‌های پیروکسنیتی قطع شده‌اند (شکل ۲ ب). در بررسی‌های میکروسکوپی الترامافیک‌ها، حجم عمده این سنگ‌ها از سرپانتین تشکیل شده است. در برخی بخش‌ها نیز بقایایی از الیون‌های اولیه مشاهده می‌شود. الهیاری و همکاران (۲۰۱۰) [۲۲] براساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی ترکیب این واحدها را هارزبورژیت [۲۳] و بعضاً لرزولیت معرفی کرده است.

رودنگیت‌ها در نمونه دستی درشت‌بلور و ظاهری یک‌نواخت به رنگ سفید مایل به خاکستری دارند. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده رودنگیت‌ها شامل بقایایی از الیون، پیروکسن و پلاژیوکلاز در انواع کم‌تر دگرسان است و آمفیبول، سرپانتین، وزوویانیت، گارنت، پرنیت-پامپله‌ایت، کلریت، اسفن و اپیدوت نیز در بیش‌تر بخش‌ها جای‌گزین کانی‌های اولیه سنگ شده‌اند. بلورهای الیون در گابروهای رودنگیتی درشت‌دانه و بی‌شکل است و سرپانتینی شدن در بیش‌تر بخش‌های بلور مشاهده می‌شود (شکل ۳ الف). آمفیبول نیز از جمله کانی‌های موجود در این سنگ‌هاست که به صورت ریزبلورهای سوزنی وجود دارد. در برخی قسمت‌ها نیز به صورت مجموعه ریزبلورهای سودومورف‌هایی را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلاز نیز در انواع کم‌تر دگرسان شده حضور دارد (شکل ۳ ب). گارنت فراوان‌ترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها است که به صورت قطعات نسبتاً بزرگ و پورفیروکلاستی میزبان ریزبلورهای رگچه‌ای کلسیت و وزوویانیت هستند.

1. Rigaku ZSX PrimusII, Rigaku Company, Tokyo, Japan
2. Glass bead
3. Agilent 7700x, Agilent Technologies International Japan, Ltd, Tokyo, Japan
4. VG Sector 30-54 & GVI IsoProbe-T



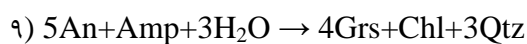
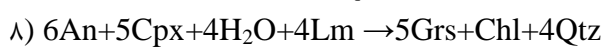
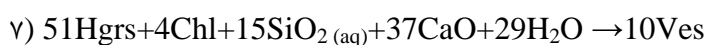
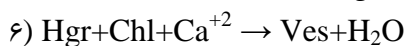
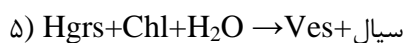
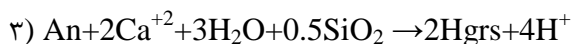
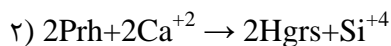
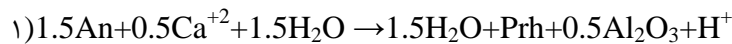
شکل ۱. الف) موقعیت زمین‌شناسی منطقه بررسی شده [۱۹]، ب) بخشی از نقشه ساده شده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین، موقعیت منطقه بررسی شده با مستطیل مشخص شده است، پ) نقاط نمونه‌برداری مشخص شده است



شکل ۲. الف) رخنمونی از رودنگیت‌های گاماسیاب که در بین واحدهای اسیدی و الترامافیکی قرار گرفته است، ب) دایک‌های پیروکسنیتی که رودنگیت‌ها را قطع کرده‌اند

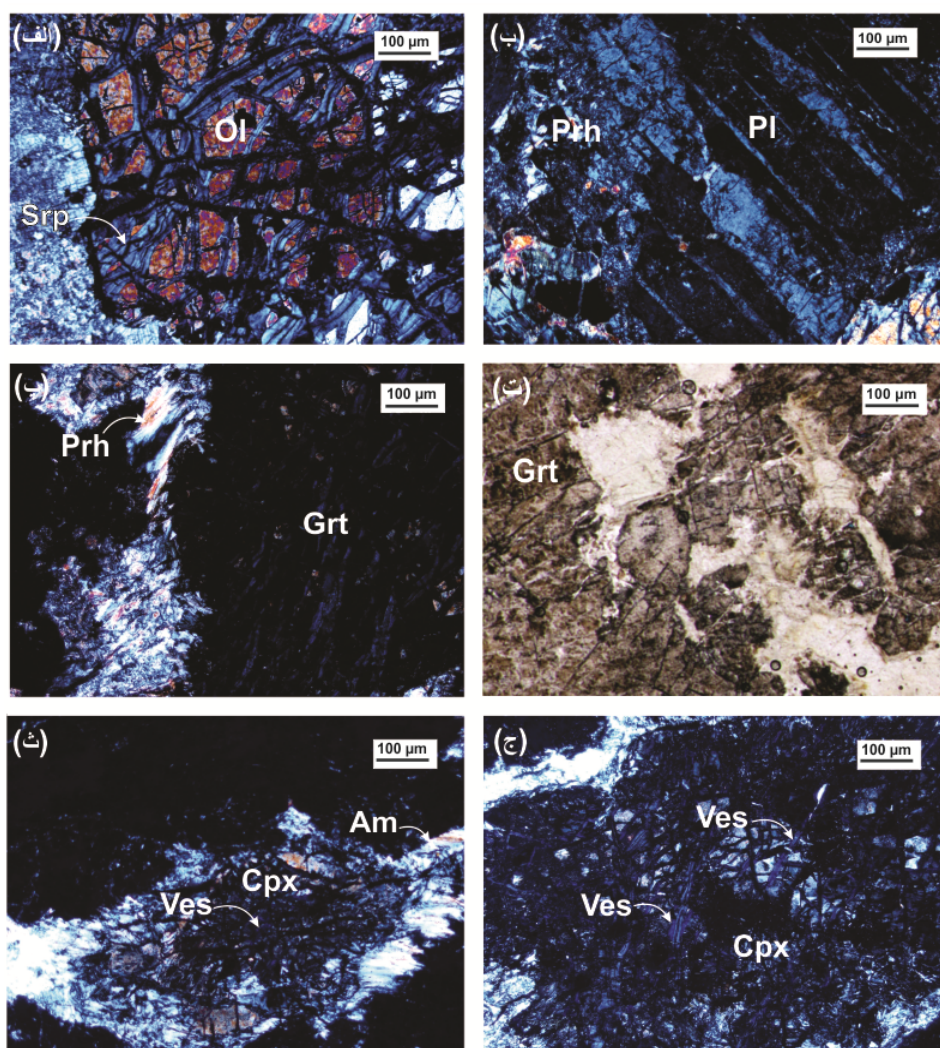
در برخی قسمت‌ها نیز بلورهای درشت گارنت به صورت بخشی با پره‌نیت- پامپله‌ایت جای‌گزین شده‌اند (شکل ۳ پ). گارنت‌ها از نظر اندازه درشت‌بلور هستند و بیش‌تر بلورها شکل مشخصی ندارند (شکل ۳ ت). شکستگی‌های درشت‌بلورهای گارنت با اپیدوت و کلریت نیز پر شده است. در برخی قسمت‌ها، پلاژیوکلازها و پیروکسن‌های اولیه حفظ شده است و در لابلائی شکستگی‌های پلاژیوکلازها اسفن‌های ریزدانه جای‌گرفته است. پیروکسن‌ها نیز در بیش‌تر موارد با کلریت و آمفیبول جای‌گزین شده‌اند (شکل ۳ ث، ج). وزوویانیت با بی‌فرزئانس ضعیف از دیگر کانی‌های تشکیل‌دهنده این گابروها است که به صورت بلورهای ریز در شکل‌های رگه‌ای در طول شکستگی‌های بلورهای گارنت و گاه پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۳ ث، ج). وزوویانیت در رودنگیت‌ها بیش‌تر همراه با هیدروگارنت‌ها دیده می‌شود. [۲۱]، این موضوع نشان‌دهنده هیدروگارنت بودن برخی از گارنت‌های موجود در گابروهای رودنگیتی گاماسیاب است. کلریتی‌شدن در پیروکسن‌ها و پره‌نیتی-پامپله‌ایتی شدن در هیدروگارنت‌ها دیده می‌شود که به صورت اشکال رگه‌ای در اغلب گابروها وجود دارد. به‌علاوه اگر رودنگیت‌ها حاوی گارنت باشند، سنگ غنی از کلریت و در مقابل رودنگیت‌های غنی از هیدروگارنت، غنی از پامپله‌ایت هستند [۲۱]. با توجه به قرار گرفتن نمونه‌های منطقه در محدوده پره‌نیت- پامپله-ایت در دیاگرام ACF، بنظر می‌رسد رودنگیت‌های منطقه غنی از هیدروگارنت باشند (شکل ۴ ث).

براساس واکنش‌های کانی‌شناسی که محققان مختلف در خصوص مراحل مختلف رودنگیتی شدن پیشنهاد کرده‌اند [۲۸]، [۳۰]، به‌نظر می‌رسد که این واکنش‌ها در مورد رودنگیت‌های گاماسیاب نیز با توجه به ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها سازگار باشد. براساس تحقیقات موگسی و همکاران (۱۹۹۴) [۲۸]، لی و همکاران (۲۰۰۸) [۳۰] مراحل مختلف رودنگیتی شدن در گابروهای رودنگیتی گاماسیاب به‌طور خلاصه شامل این واکنش‌ها است:



*An= Anorthite

**Lm= Limestone



شکل ۳. الف) بلورهای الیوین سرپانتینی شده در سنگ‌های کم‌تر دگرسان شده گابروی رودنگیتی، ب) بلورهای پلاژیوکلاز در انواع کم‌تر دگرسان شده که در برخی بخش‌ها با پره‌نیت‌ها جای‌گزین شده‌اند، پ) کانی‌های گارنت و پره‌نیت در رودنگیت‌های بررسی شده، ت) بلور گارنت در رودنگیت‌های بررسی شده، ث) کلینوپیروکسن‌های دگرسان شده که در حواشی اورالیتی شده‌اند و در برخی قسمت‌ها نیز رگچه‌هایی از کانی وزوویانیت در آن‌ها دیده می‌شود، ج) رگه‌های وزوویانیتی در پیروکسن‌های رودنگیتی منطقه بررسی شده

ژئوشیمی رودنگیت‌ها

نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی ۴ نمونه از گابروهای رودنگیتی شده گاماسیاب که عناصر اصلی، عناصر جزئی و نادر آن در دانشگاه ناگویا-ژاپن اندازه‌گیری شده است، در جدول ۱ و ۲ نشان داده شده است. براساس نتایج تجزیه‌های شیمیایی سنگ کل، در این سنگ‌ها میزان SiO_2 کم (۳۵-۳۹ درصد) و MgO بین ۴/۳ الی ۱۰/۳ درصد در تغییر است. مقادیر Na_2O و K_2O این سنگ‌ها به ترتیب (۰/۱ الی ۰/۳۹ درصد) و کم‌تر از ۰/۰۲ درصد است که در انواع غیردگرسان مقادیر بیشتری نشان می‌دهند.

جدول ۱. نتایج تجزیه ژئوشیمیایی سنگ کل گابروهای رودنگیتی گاماسیاب

نمونه	واحد	G1	G2	G3	G4
SiO ₂	%	۴۶/۶	۴۶/۰	۳۹/۸	۳۵/۶
TiO ₂	%	۰/۰۱۰	۰/۰۰۶	۰/۰۰۸	۰/۰۰۵
Al ₂ O ₃	%	۲۲/۴	۲۲/۲	۲۳/۴	۲۲/۴
Fe ₂ O ₃	%	۱/۰۷	۱/۶۵	۲/۹۲	۱/۵۶
MnO	%	۰/۰۴۷	۰/۰۲۹	۰/۰۳۹	۰/۰۳۱
MgO	%	۴/۳۵	۶/۱۶	۱۰/۳۲	۲۴/۶
CaO	%	۳۱/۴	۲۹/۴	۱۶/۷	۲۹/۲
Na ₂ O	%	۰/۱۰۵	۰/۰۸۱	۰/۳۹۰	۰/۰۷۴
K ₂ O	%	nd	nd	۰/۰۲۰	nd
P ₂ O ₅	%	۰/۰۰۹	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷	۰/۰۰۷
LOI	%	۴/۱۵	۴/۶۰	۶/۸۳	۵/۰۶
Total	%	۱۰۰/۱	۱۰۰/۲	۱۰۰/۴	۱۰۰/۲
V	ppm	۴/۴۰	۵/۳۳	۶/۵۴	۴/۴۱
Cr	ppm	۴۰/۹	۱۷۸	۱۷۸	۶۳/۰
Co	ppm	۷/۲۹	۱۷/۸	۳۲/۳	۱۷/۱
Ni	ppm	۶۵/۹	۲۲۰	۳۳۶	۲۲۶
Cu	ppm	۷/۰۵	۱۷/۴	۱۰۴	۱۳/۶
Zn	ppm	۴۵/۲	۱۱/۶	۱۷/۴	۳۴/۳
Ga	ppm	۴/۳۷	۴/۹۸	۸/۶۴	۵/۰۳
Rb	ppm	۰/۱۳۳	۰/۳۲۱	۰/۴۲۲	۰/۱۶۵
Sr	ppm	۴/۵۹	۲/۶۱	۱۷۴	۳/۶۲
Zr	ppm	۲/۱۴	۱۸/۷	۱/۴۳	۱/۵۴
Nb	ppm	۲/۲۸	۲۷/۹	۴/۵۹	۱/۹۱
Cs	ppm	۰/۰۳۴	۰/۰۶۶	۰/۰۶۶	۰/۰۱۹
Ba	ppm	۳/۲۵	۱/۸۳	۱۱/۹۲	۱/۷۴
Pb	ppm	۲/۷۱	۰/۶۶۶	۰/۴۴۶	۰/۳۲۵
Th	ppm	۰/۰۹۳	۳/۱۵	۰/۲۳۹	۰/۰۵۱
U	ppm	۰/۰۳۱	۰/۰۹۲	۰/۰۱۶	۰/۰۱۰
Ta	ppm	۰/۱۴۹	۰/۲۵۶	۰/۰۴۰	۰/۳۵۲
Y	ppm	۰/۶۱۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۸	۰/۲۸۸
La	ppm	۰/۱۹۱	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۰/۰۸۱
Ce	ppm	۰/۴۴۳	۰/۰۰۳	۰/۰۰۳	۰/۱۸۳
Pr	ppm	۰/۰۶۱	nd	nd	nd
Nd	ppm	۰/۲۹۱	۰/۰۰۲	nd	۰/۱۱۷
Sm	ppm	۰/۰۷۳	nd	nd	۰/۰۲۵
Eu	ppm	۰/۰۶۹	nd	nd	۰/۰۴۰
Gd	ppm	۰/۰۹۵	۰/۰۰۱	nd	۰/۰۳۵
Tb	ppm	۰/۰۱۷	nd	nd	۰/۰۰۷
Dy	ppm	۰/۱۱۱	nd	nd	۰/۰۴۸
Ho	ppm	۰/۰۲۴	nd	nd	۰/۰۱۱
Er	ppm	۰/۰۶۸	nd	nd	۰/۰۳۲
Tm	ppm	۰/۰۱۰	nd	nd	۰/۰۰۵
Yb	ppm	۰/۰۶۰	nd	۰/۰۰۱	۰/۰۳۱
Lu	ppm	۰/۰۰۸	nd	nd	۰/۰۰۴

* nd=not detected

جدول ۲. نتایج تجزیه ایزوتوپی گابروهای رودنگیتی گاماسیاب

نمونه	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _(meas)	1 sigma error	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹³⁴ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _(meas)	1 sigma error	$\epsilon^{0}\text{Nd}$
G1	۰/۰۸۳۶	۰/۷۰۶۵۶	۰/۰۰۰۰۰۷	۰/۱۵۲۲	۰/۵۱۳۰۲۱	۰/۰۰۰۰۴۶	۷/۴۷
G2	۰/۳۵۵۹	۰/۷۰۵۶۰	۰/۰۰۰۰۰۸	۰/۱۴۲۷	۰/۵۱۲۹۶۶	۰/۰۰۰۱۸۵	۶/۴۸
G3	۰/۰۰۷۰	۰/۷۰۳۳۴	۰/۰۰۰۰۰۸	۰/۶۰۷۵	۰/۵۱۲۹۶۵	۰/۰۰۰۱۹۵	۵/۵۶
G4	۰/۱۳۱۵	۰/۷۰۵۷۳	۰/۰۰۰۰۰۱	۰/۱۲۸۲			

* ایزوتوپ‌های Sr و Nd براساس نسبت‌های ایزوتوپی $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = ۰/۷۲۱۹$ و $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = ۰/۱۱۹۴$ نرمالیزه شده است.
 $\epsilon^{0}\text{Nd} = ((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{sample}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) * 10000$

در این سنگ‌ها میزان CaO حدود ۱۶ الی ۳۱ درصد و Al₂O₃ حدود ۲۲ درصد است که این افزایش در ارتباط با فراوانی هیدروگراسولار در این سنگ‌هاست [۲۱]. مقادیر کم CaO (۱۶~ درصد) در یکی از نمونه‌ها در ارتباط با

درصد اندک دگرسانی در این نمونه است (جدول ۱). برای رده‌بندی این سنگ‌ها از نمودارهای CaO در برابر برخی از عناصر اصلی [۲۸] استفاده شد. در این نمودارها، نمونه‌های تجزیه شده در نزدیکی محدوده رودنگیت قرار گرفتند و نمونه با میزان دگرسانی کم‌تر در نزدیکی محدوده گابرو و بازالت قرار گرفت [۲۸] (شکل ۴ الف، ب). در نمودار درصد وزنی CaO-SiO_2 و $\text{CaO-(Na}_2\text{O+K}_2\text{O)}$ [۲۸]، نمونه‌ها روند افزایشی از کلسیم و کاهشی در سدیم و پتاسیم دارند که نشان‌گر پیش‌رفت فرایند رودنگیتی شدن در گابروهای رودنگیتی گاماسیاب است (شکل ۴ پ، ت). به‌علاوه در نمودار ACF (شکل ۴ ث) رودنگیت‌های منطقه به‌دلیل غنی بودن از کلسیم به‌طرف قطب Ca کشیده شده و در محدوده پره‌نیت-پامپله‌ایت قرار می‌گیرند. به‌عبارتی در طول رودنگیتی شدن میزان نسبت A/F تقریباً ثابت است. نمونه کم‌تر دگرسان نیز در بخش میانی دو قطب C-A جای می‌گیرد که به‌نظر تحت تأثیر میزان دگرسانی کم‌تر قرار گرفته است. در نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده نسبت به کندریت [۲۹] (شکل ۵ الف)، نمونه‌های منطقه روند غنی‌شدگی ضعیفی از عناصر نادر خاکی سبک^۵ نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین^۶ نشان می‌دهند. نمونه‌های دگرسان و کم‌تر دگرسان مورد بحث نسبت به کندریت نیز تهی‌شدگی نشان می‌دهند. این موضوع نشان‌گر تهی بودن سنگ منشأ اولیه این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی است. به‌علاوه فرایندهای دگرسانی در شرایط طبیعی نمی‌توانند باعث شسته شدن سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی شوند. در نمودار عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده با گوشته اولیه [۲۹] (شکل ۵ ب)، نمونه‌های رودنگیتی غنی‌شدگی در Th, Cs, Zr, Nb و تهی‌شدگی در Nd, Ce, Ba, Rb نشان می‌دهند.

هم‌چنین روند غنی‌شدگی در Eu با آنومالی مثبت تا ملایم دیده می‌شود نمونه کم‌تر دگرسان شده نیز آنومالی منفی Eu نشان می‌دهد. در بررسی نسبت‌های ایزوتوپی این سنگ‌ها در نمودار $\text{Eu}-\epsilon^{0}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، گابروهای رودنگیتی گاماسیاب نزدیک به گوشته تهی‌شده قرار گرفته و روند غنی‌شدگی با آب دریا را نشان می‌دهند. گابروهای رودنگیتی گاماسیاب هیچ‌یک از روندهای آلودگی با پوسته قاره‌ای، رسوبات صفحه فرورو و غنی‌شدگی گوشته‌ای را نشان نمی‌دهند (شکل ۴ ج).

بحث

شرایط رودنگیتی شدن و تحرک عناصر شیمیایی در گابروهای رودنگیتی شده گاماسیاب:

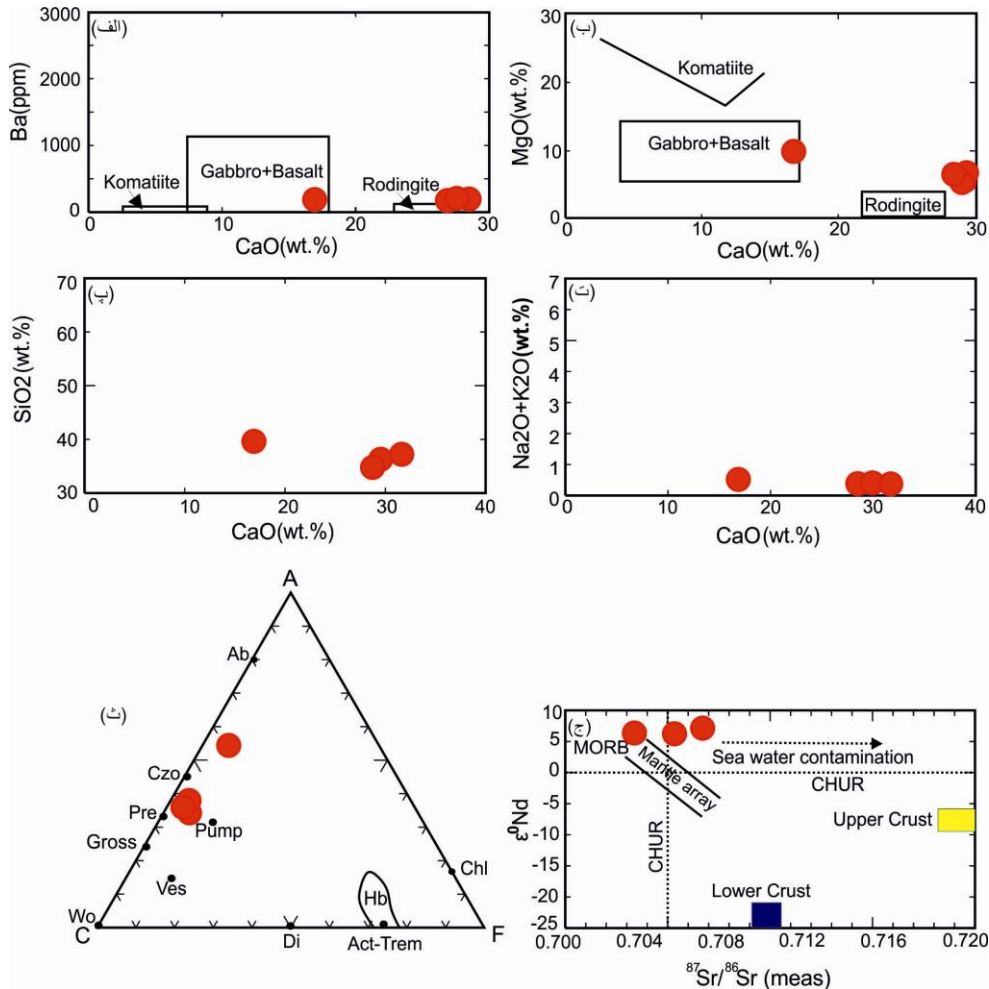
مطابق آن‌چه که محققان مختلف [۱]، [۴]، [۶]، [۹]، [۳۰] در باره ویژگی‌های ژئوشیمیایی رودنگیت‌ها بیان کردند، تجزیه ژئوشیمیایی رودنگیت‌ها، اهمیت غنی‌شدگی از Ca و تهی‌شدگی در سیلیس و آلکالی‌ها را طی پیش‌رفت فرایند رودنگیتی شدن نشان می‌دهد. با این توصیفات به‌نظر می‌رسد گابروهای منطقه تحت تأثیر فرایندهای رودنگیتی شدن پیش‌رفته‌ای قرار گرفته باشند، این موضوع با حضور اندک کانی‌های ماگمایی اولیه، وجود کانی وزوویانیت، حضور مجموعه کانی‌های رودنگیت‌زدا^۷ و غنی‌شدگی در Ca-تهی‌شدگی در سیلیس و عناصر آلکالن، تأیید می‌شود. طی پیش‌رفت فرایند رودنگیتی شدن، وزوویانیت به‌عنوان کانی مراحل انتهایی رودنگیتی شدن و افزایش میزان کلسیم در محیط معرفی شده است [۱۰]، [۳۱]. به‌علاوه سیلیس‌زدایی در گابروهای رودنگیتی، انحلال کامل فلدسپارها و شکستن بخشی از کلینوپیروکسن‌ها را به‌همراه دارد که منجر به تشکیل گارنت و پره‌نیت می‌شود [۳۲]، [۳۳]، [۳۴].

5. LREE

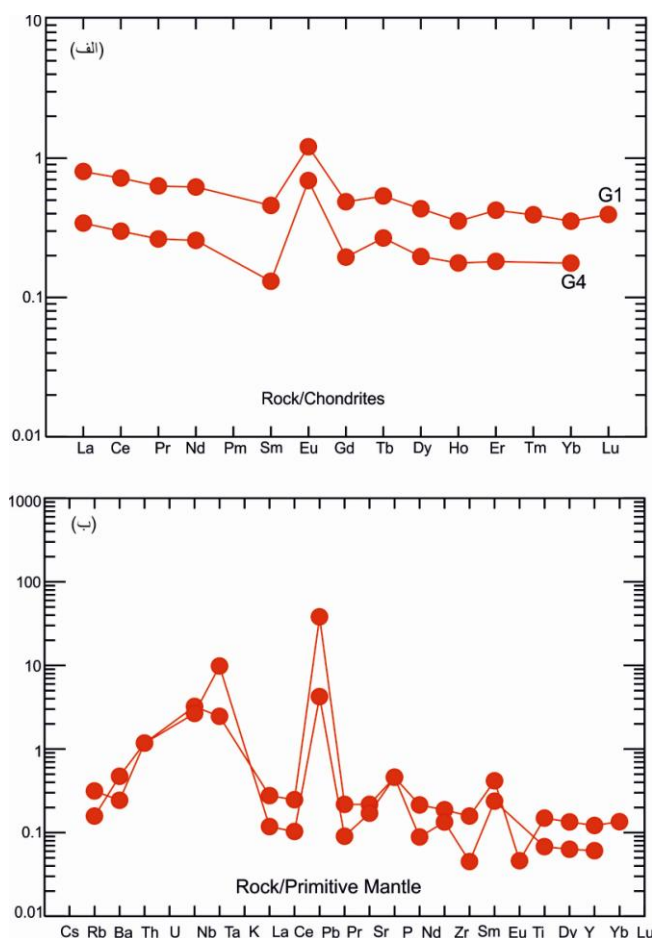
6. HREE

7. Derodngitization

برتری حضور گارنت نسبت به پرهنیت، با میزان شدت بیش‌تر فرایند سیلیس‌زدایی و غنی‌شدن از کلسیم توجیه می‌شود، چنین خصوصیتی در بارهٔ گابروهای رودنگیتی گاماسیاب بر اساس شواهد کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تأیید می‌شود. درحالی‌که محققان مختلف غنی‌شدگی کلسیم در رودنگیت‌ها را اغلب با شکستن کلینوپروکسن‌های موجود در سنگ‌های الترامافیک طی فرایند سرپانتینی شدن و انتقال سیالات حاوی CaOH^+ از این الترامافیک‌ها به گابروها نسبت می‌دهند [۳۲]، [۳۳]، [۳۴]. اما اهانلی و همکاران (۱۹۹۲) [۲]، اهانلی (۱۹۹۶) [۱۳] بر این عقیده‌اند که فرایند رودنگیتی شدن همیشه در ارتباط با مراحل مختلف سرپانتینی شدن و سرپانتینی که در الترامافیک‌ها تشکیل می‌شود،



شکل ۴. الف، ب) ارتباط بین عناصر اصلی و CaO در رودنگیت‌ها، کوماتیت‌ها و گابروها [۲۸]، پ) نمودار تغییرات $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$ [۲۱]، ت) نمودار دوتایی $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ برای رودنگیت‌ها و تغییرات ترکیبی آن‌ها. Chl = کلریت، Di = دیوپسید، Act-Trem = اکتینولیت-ترمولیت، Hb = هورنبلند، Wo = ووزوبانیت، Ves = پامپله‌ایت، Pump = پرهنیت، Pre = گراسولار، Ab = آل‌بیت، Czo = کلینوزئوزیت، Wob = وولاستونیت، Wo = وولاستونیت، Di = دیوپسید، Act-Trem = اکتینولیت-ترمولیت، Hb = هورنبلند، Chl = کلریت، F = فلوئید، MORB = مورب، Upper Crust = بالایی، Lower Crust = پوخته زیرین، Mantle array = روند گوشته‌ای، CHUR = کندریت، $\text{Sea water contamination}$ = آلودگی با آب دریا یا نشان می‌دهند.



شکل ۵. الف) الگوی فراوانی عناصر ناسازگار بهنجار شده با کندریت، ب) الگوی فراوانی عناصر کمیاب بهنجار شده با گوشته اولیه

نیست و این امکان وجود دارد که غنی‌شدگی کلسیم در رودنگیت‌ها منحصراً از الترامافیک‌ها (برای مثال هارزبورژیت‌ها) منشأ نگرفته باشد و احتمالاً غنی‌شدگی از کلسیم به‌طور مستقیم از پروتولیت رودنگیت‌ها (سنگ‌های مافیک) منشأ گرفته باشد. اهانلی و همکاران (۱۹۹۲) [۲]، اهانلی (۱۹۹۶) [۱۳] و کوسویتیس و همکاران (۲۰۱۳) [۲۱] بر این عقیده هستند زمانی که سنگ‌های الترامافیک سرپانتینی می‌شوند سیلیس از پروتولیت رودنگیت‌ها خارج می‌شود و با شکستن آنورتیت موجود در سنگ مافیک، غلظت کلسیم در مقادیر نسبتاً زیاد افزایش می‌یابد. سیالات سرپانتینی که با این سنگ‌های مافیک واکنش می‌دهند منجر به تشکیل رودنگیت‌ها که معمولاً آلکان - هیپرالکان هستند، می‌شوند. میزان این سیالات نیز به‌ویژه طی چرخش در مراکز گسترشی با سرعت کند، رو به کاهش می‌گذارد [۸]، [۱۷]، [۱۸]. به‌نظر می‌رسد غنی‌شدگی کلسیم در گابروهای رودنگیت گاماسیاب نیز به‌طور مستقیم و منحصراً از سنگ‌های اولترامافیکی منطقه بررسی شده منشأ نگرفته باشند. براساس پژوهش‌های [۲۲]، [۲۳] سنگ‌های الترامافیکی ورقه‌هرسین ترکیب هارزبورژیتی و بعضاً لرزولیتی دارند. به‌علاوه میزان سرپانتینی شدن و گسترش سنگ‌های الترامافیکی در منطقه بررسی شده به‌اندازه‌ای نیست که برای گسترش فرایند رودنگیتی شدن در گابروهای منطقه، قادر به تولید میزان زیاد کلسیم در این سنگ‌ها باشد. از طرف دیگر الترامافیک‌ها در برخی قسمت‌ها به‌صورت دایک در داخل گابروها دیده شده‌اند، با وجود سرپانتینی شدن الترامافیک‌ها و ارتباط گسله با سنگ‌های اطراف، تغییری در ترکیب

کانی‌شناسی گابروها ایجاد نکرده‌اند. بنا بر این، این موضوع منطقی به نظر می‌رسد که عوامل دیگری مانند خروج سیلیس و شکستن آنورتیت موجود در پروتولیت رودنگیت‌ها، در افزایش میزان کلسیم برای پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن در گابروهای رودنگیت شده گاماسیاب مؤثر هستند.

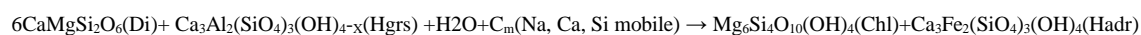
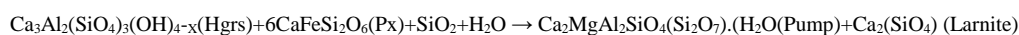
هم‌چنین فورست و همکاران (۲۰۰۸) [۱۸] نشان دادند که pH سیالات غنی از کلسیم ناشی از فرایند سرپانتینی شدن برای تشکیل رودنگیت‌ها، وابسته به دما است و نشان‌گر میزان پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن در این گروه از سنگ‌ها است. در دماهای بیش‌تر، pH محیط اسیدی است که باعث سرپانتینی شدن سنگ‌ها و افزایش عوامل مؤثر برای آغاز رخداد رودنگیتی شدن در سنگ‌های مافیک می‌شود. در این حالت، سیالات سرپانتینی با سنگ‌های مافیک واکنش داده و منجر به تشکیل رودنگیت‌ها می‌شوند که عموماً آلکان-هیپرالکان هستند. آلکالینیتی در این گروه از سنگ‌ها، نتیجه‌ای از تولید OH⁻ با انحلال الیوین و پیروکسن است. با کاهش دما و غالب شدن شرایط آلکان (pH قلیایی) میزان عوامل مؤثر برای رخداد رودنگیتی شدن کاهش می‌یابد. اما وجود هیدروگراسولار به‌علاوه حضور اندک کانی‌های غنی از Fe³⁺ نشان از کاهش شرایط لازم برای تشکیل فازهای اصلی رودنگیتی شدن دارد [۳۵]، [۳۶]. هم‌چنین رخداد وزوویانیت (کانی غنی از Fe³⁺) و پامپله‌ایت (کانی غنی از Fe³⁺) در مراحل انتهایی رودنگیتی شدن در نتیجه افزایش فوگاسیته اکسیژن، کاهش میزان CO₂ آب و نسبت زیاد میزان آب دریا به سنگ معرفی شده است که در نتیجه مواجه شدن رودنگیت‌ها در مراحل انتهایی با حجم زیاد آب دریا و واکنش آن‌ها با این گروه از آب‌های غنی از کلسیم در اعماق کم است [۳۷]، [۳۸]. براساس فرضیات مطرح شده، در خصوص شکل‌گیری رودنگیت‌ها و روند غنی‌شدگی گابروهای رودنگیتی گاماسیاب با آب دریا براساس شواهد ایزوتوپی، وجود کانی‌های وزوویانیت، هیدروگارت و پامپله‌ایت براساس بررسی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی (شکل ۴ ج)، به نظر می‌رسد گابروهای بررسی شده در مراحل انتهایی رودنگیتی شدن، کلسیم مورد نیاز برای پیشرفت رودنگیتی شدن را با توجه به حضور میزان زیاد کلسیم و افزایش شرایط آلکان در اعماق کم [۲۱]، در نتیجه واکنش با آب دریا تأمین کرده باشند.

در بارهٔ سیالات مؤثر در توزیع عناصر نادر خاکی در این سنگ‌ها نیز به نظر می‌رسد در pH کم، فازهای سیال غنی از CO₂ و فلوئورن در مراحل اولیه رودنگیتی شدن سبب تحرک قابل توجه عناصر نادر خاکی سبک شوند در حالی که به تدریج با غالب شدن شرایط آلکان و کاهش میزان CO₂، تحرک عناصر نادر خاکی نیز کم‌تر می‌شود [۱۴]، [۱۸]. بنا بر این تهی‌شدگی مشخص گابروهای منطقه از عناصر نادر خاکی ممکن است طی مراحل رودنگیتی شدن و به احتمال زیاد طی مراحل انتهایی دگرگونی رخ داده باشد. هم‌چنین در فازهای اولیه رودنگیتی شدن که شرایط اسیدی است و میزان زیاد CO₂ در محیط حاکم است این شرایط به خودی خود نیز باعث شسته شدن عناصر نادر خاکی از سنگ‌هایی می‌شود که خود از یک گوشته خیلی تهی شده پدید آمده است. از طرفی آمفیبول و کلینوپیروکسن در سنگ‌ها منبع عناصر نادر خاکی هستند، بنا بر این غلظت عناصر نادر خاکی در رودنگیت‌ها احتمالاً به حضور اولیه این کانی‌ها و میزان مشارکت این گروه از کانی‌ها طی فرایند رودنگیتی شدن وابسته است [۲۱]. با توجه به حضور اندک این کانی‌ها در گابروهای رودنگیتی گاماسیاب و پدید آمدن این گابروها از منشأ تهی‌شده، تهی‌شدگی این گابروها از عناصر نادر خاکی منطقی به نظر می‌رسد. به‌علاوه اگر آمفیبول یا کلینوپیروکسنی نیز در پروتولیت اولیه حضور داشته باشد به دلیل شکل‌گیری این سنگ‌ها از یک منشأ تهی‌شده، این کانی‌ها نیز تقریباً از عناصر نادر خاکی تهی‌شده هستند. از دیگر

عوامل مؤثر در میزان تحرک عناصر نادر خاکی، فوگاسیته اکسیژن فازهای سیال است. برای مثال در فوگاسیته پایین اکسیژن میزان تمرکز عناصر نادر خاکی در رودنگیت‌ها کم می‌شود و در مقابل، کاهش Ti و افزایش عناصر نادر خاکی سبک نشان‌دهنده رودنگیتی شدن در اعماق کم و فوگاسیته بالای اکسیژن است [۴]، [۳۹]، [۴۰]. این ویژگی‌ها در رابطه با گابروهای گاماسیاب به‌طور کامل صدق نمی‌کند. از طرفی میزان زیاد Cr و Ni در نمونه‌ها نیز نشان‌گر برقراری شرایط اکسیدان ملایم و کاهش شرایط اسیدی است [۴۳]. این ویژگی در میزان Cr و Ni گابروهای گاماسیاب هم دیده می‌شود که نشان‌گر ایجاد شرایط اکسیدان ملایم و افزایش آلکالینیتی محیط برای پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن در این سنگ‌هاست. اما [۴۴] بر این عقیده‌اند که در زون‌های فرورانش هیچ توافقی در رابطه با شرایط احیایی و یا اکسیدان سیالات وجود ندارد.

وزوویانیت در این سنگ‌ها، عمدتاً در محدوده دمایی بین ۳۰۰-۴۰۰ درجه سانتی‌گراد با میزان CO₂ اندک و pH قلیایی در طی فازهای متوالی رودنگیتی شدن، به‌ویژه در مراحل اولیه دگرگونی گزارش شده است [۲۱]. حضور این کانی نشان‌دهنده افزایش نسبت CaO/MgO تحت شرایط نسبی میزان اندک SiO₂ و فوگاسیته زیاد اکسیژن است [۱۰]. این کانی معمولاً در فشارهای کم در محدوده ۰/۲۵-۶ کیلوپار و به‌ندرت بیش‌تر از ۹ کیلوپار (در حدود ۳۰ کیلومتری) تشکیل می‌شود [۳]، [۳۰]، [۴۱]، [۴۲]، چنین شرایطی مؤید دما-فشار و عمق کم در ادامه فرایند تشکیل رودنگیت‌هاست. با توجه به میزان اندک CO₂ در اعماق کم [۹]، [۲۱]، [۴۵] چنین شرایطی برای تشکیل وزوویانیت در عمق کم منطقی به‌نظر می‌رسد. به‌علاوه در بخش‌های عمیق دریا علی‌رغم شروع فرایند رودنگیتی شدن به‌وسیله سیالات سرپانتینی، میزان Si و CO₂ آب دریا نسبت به بخش‌های بالاتر بیش‌تر است. هم‌چنین در بخش‌های عمیق‌تر میزان pH آب در محدوده اسیدی قرار دارد، چنین شرایطی برای تشکیل وزوویانیت در سنگ‌ها مناسب نیست. بنا بر این شرایط مساعد برای تشکیل این کانی در اعماق کم آب و در محدوده pH قلیایی است [۲۱]، [۴۶] نیز به تشکیل کانی وزوویانیت به‌وسیله هیدراسیون و خارج شدن سیلیکات‌ها از مجموعه کانی‌های موجود در گابروها در طی فرایند فرورانش اشاره کرده‌اند. به‌نظر می‌رسد سیالات غنی از کلسیم در اعماق کم قادر به ایجاد شرایط اکسیدان مجدد برای تشکیل وزوویانیت در این سنگ‌ها هستند [۲۱]، [۴۵]. سیالات غنی از کلسیم در این قسمت می‌توانند از آب دریا و یا صفحه فرورونده منشأ گرفته باشند. با توجه به روند آلودگی گابروهای رودنگیتی منطقه با آب دریا و عدم تبعیت روند آلودگی نمونه‌ها با صفحه فرورو یا گوشته اولیه، به‌نظر می‌رسد گابروهای دگرسان شده گاماسیاب، کلسیم مورد نیاز برای پیشرفت رخداد رودنگیتی شدن را از آب دریا تأمین کرده باشند. بنا بر این ویژگی‌هایی مانند حضور وزوویانیت در گابروهای رودنگیتی گاماسیاب، روند غنی‌شدگی نمونه‌ها با آب دریا، نفوذ سیالات غنی از کلسیم در نتیجه واکنش این سنگ‌ها با آب دریا و افزایش میزان کلسیم، پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن در رودنگیت‌های منطقه بررسی شده را منطقی نشان می‌دهد.

به‌نظر می‌رسد که فرایند رودنگیتی شدن در سنگ‌های منطقه با یک فرایند رودنگیت‌زدا نیز دنبال شده باشد غنی‌شدگی نسبی از پامپله‌ایت‌های غنی از آهن و کلریت، نشان از شکستن کانی‌های هیدروگارت و کلینوپیروکسن مطابق واکنش زیر در مراحل انتهایی رودنگیتی شدن دارد و خصوصیات اولیه فرایند رودنگیت‌زدایی در سنگ‌های رودنگیتی گاماسیاب را نشان می‌دهد.



هم‌چنین سنگ‌های بررسی شده اثراتی از رخساره شیست سبز-زیررخساره شیست سبز را نیز نشان می‌دهند، این موضوع باعث تشکیل کانی‌های رایج رخساره شیست سبز-زیررخساره شیست سبز (آلبیت + اکتینولیت + کلریت + پرهنیت + پامپله‌ایت + تیتانیت) در سنگ‌های دگرسان شده منطقه (رودنگیت‌ها) شده است. از طرفی این احتمال مطرح می‌شود که این دگرگونی در کف دریا نیز قابل وقوع باشد. اما میزان اندک سدیم در رودنگیت‌ها (دگرگونی طولانی مدت در پوسته اقیانوسی به دلیل تأثیر آب دریا مقدار سدیم را افزایش می‌دهد. نبود اسپیلیت‌ها، وزیکول‌های ژئولیتی و حضور کانی وزوویانیت در رودنگیت‌های مورد بحث نشان از افزایش شرایط آکالان، کاهش CO_2 و کاهش دما در طی پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن دارد. چنین شرایطی تنها در عمق کم امکان‌پذیر است.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از این تحقیق نشان می‌دهد که در این منطقه فرایند سرپانتینی شدن الترامافیک‌ها تأثیر زیادی در پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن در سنگ‌های گابرویی گاماسیاب نداشته و عوامل دیگری مانند خروج سیلیس و شکستن آنورتیت موجود در پروتولیت رودنگیت‌ها در افزایش میزان کلسیم برای پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن در گابروها مؤثرند. هم‌چنین با توجه به کاهش نسبت $\text{CO}_2/\text{H}_2\text{O}$ ، افزایش شرایط آکالان و میزان کلسیم با کاهش عمق آب، میزان رودنگیتی شدن در گابروها افزایش می‌یابد. به عبارتی با کاهش عمق آب میزان کلسیم و آلکالینیتی آب افزایش یافته و چنین شرایطی بستر لازم را برای گسترش فرایند رودنگیتی شدن مهیا می‌سازد. سیالات غنی از کلسیم در اعماق کم می‌توانند از صفحه فرورونده یا آب دریا منشأ گرفته باشند و منجر به پیشرفت رخداد رودنگیتی شدن در اعماق کم شوند. شواهد ایزوتوپی سنگ‌های بررسی شده منشأگیری این سیالات را از آب دریا نشان می‌دهد. هم‌چنین واکنش سیالات هیدروترمال آب دریا با این سنگ‌ها در مراحل انتهایی زمانی رخ می‌دهد که این سیالات به محدوده کف دریا یا ملائزها رسیده باشند. بنا بر این برای انجام چنین واکنش‌هایی عمق حوضه باید کم باشد تا واکنش مذکور رخ دهد و پیشرفت فرایند رودنگیتی شدن را باعث شود. این موضوع در گابروهای رودنگیتی شده منطقه با حضور کانی وزوویانیت، افزایش شرایط آکالان، افزایش میزان کلسیم و در نتیجه غنی‌شدگی گابروهای گاماسیاب با آب دریا (براساس شواهد ایزوتوپی) تأیید می‌شود. به علاوه به نظر می‌رسد، گابروهای رودنگیتی گاماسیاب، در ادامه یک فرایند رودنگیت‌زدایی را نیز پشت سر گذاشته باشند. این موضوع با حضور کانی‌های غنی از آهن - منیزیم (پرهنیت - پامپله - ایت، کلریت) تحت تأثیر رخساره‌های پس‌رونده دگرگونی (رخساره شیست سبز-زیررخساره شیست سبز) در طی بالا آمدگی تأیید می‌شود که شواهد ژئوشیمیایی و پتروگرافی نیز همخوانی دارد.

منابع

1. Capedri S., Garuti G., Rossi S., "Rodingites from Pindos. Constrains on the rodingiteproblem", *Neues Jahrbuch für Mineralogie (Abhandlungen)* 132 (1978) 242-263.
2. O'Hanley D.S., Schandl E.S., Wicks F.J., "The origin of rodingites from Cassiar, British Columbia, and their use to estimate T and P (H₂O) during serpentinization", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56 (1992) 97-108.
3. Schandl E.S., O'Hanley D.S., Wicks F.J., "Rodingites in serpentinized ultramafic rocks of the Abitibi greenstone belt. Ontario", *The Canadian Mineralogist* 27 (1989) 579-591.
4. Tsikouras B., Karipi, Rigopoulos I., Perraki M., Pomonis P., Hatzipanagiotou K., "Geochemical processes and petrogenetic evolution of rodingite dykes in the ophiolite complex of Othrys (Central Greece)", *Lithos* 113 (2009) 540-554.
5. Kelley D.S., Karson J.A., Blackman D.K., Früh-Green G.L., Butterfield D.A., Lilley M.D., Olson E.J., Schrenk M.O., Roe K.K., Lebon G.T., Rivizzigno P., "AT3-60 Shipboard Party, An off-axis hydrothermal vent field near the Mid-Atlantic Ridge at 30 N", *Nature* 412 (2001) 127-128.
6. Kelley D.S., Karson J.A., Früh-Green G.L., Yoerger D.R., Shank T.M., Butterfield D.A., Hayes J.M., Schrenk M.O., Olson E.J., Proskurowski G., Jakuba M., Bradley A., Larson B., Ludwig K., Glickson D., Buckman K., Bradley A.S., Brazelton W.J., Roe K., Elend M.J., Delacour A., Bernasconi S.M., Lilley M.D., Baross J.A., Summons R.E., Sylva S.P., "A serpentinite-hosted ecosystem: the Lost City Hydrothermal Field", *Science* 307 (2005) 1428-1434.
7. Barnes I., Lamarche V.S., Himmelberg G., "Geochemical evidence of present-day serpentine-zation", *Science* 156 (1967) 830-832.
8. Barnes I., O'Neil J.R., "The relationship between fluids in some fresh alpine-type ultramafics and possible modern serpentinization", *Western United States. Geological Society of America Bulletin* 80 (1969) 1948-1960.
9. Mottl M.J., Wheat C.G., Fryer P., Gharib J., Martin J.B., "Chemistry of springs across the Mariana fore-arc shows progressive devolatilization of the subducting slab", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68 (2004) 4915-4933.
10. Li X.P., Zhang L., Wei C., Ai Y., Chen J., "Petrology of rodingite derived from eclogite in western Tianshan, China", *Journal of Metamorphic Geology* 25 (2007) 363-382.

11. Hall A., "Ahmed, Rare earth content and origin of rodingites", *Chemie der Erde* 43 (1984) 45-56.
12. Hatzipanagiotou K., Tsikouras B., "Rodingite formation from diorite in the Samothraki ophiolite, NE Aegean, Greece", *Geological Journal* 36 (2001) 93-110.
13. O'Hanley D.S., "Serpentinities: Records of Tectonic and Petrological History", Oxford University Press, New York (1996).
14. Bocchio R., De Capitani L., Ottolini L., Cella F., "Trace element distribution in eclogites and their clinopyroxene/garnet pair: a case study from Soazza (Switzerland)", *European Journal of Mineralogy* 12 (2000) 147-161.
15. Hatzipanagiotou K., Tsikouras B., Migiros G., Gartzos E., Serelis K., "Origin of rodingites in ultramafic rocks from Lesvos island (NE Aegean", Greece). *Ofioliti* 28 (2003) 13-23.
16. Bach W., Klein F., "The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modeling", *Lithos* 112 (2009) 103-117.
17. Seyfried J.W.E., Foustoukos D.I.Q., "Redox evolution and mass transfer during serpentinization; an experimental and theoretical study at 200C, 500 bar with implications for ultramafic-hosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 7 (2007) 3872-3886.
18. Frost B.R., Beard J.S., McCaig A., Condliffe E., "The formation of micro-rodingites from IODP hole U1309D: key to understanding the process of serpentinization", *Journal of Petrology* 49 (2008) 1579-1588.
19. Alavi M., "Tectonic Map of the Middle East, Scale 1:5,000,000", 1 sheet, Geological Survey of Iran (1991).
20. Zharikov V., Pertsev N., Rusinov V., Callegari E., Fettes D., "Metasomatism and metasomatic rocks. In: Fettes, D., Desmons, J. (Eds.), *Metamorphic Rocks-Aclassification and glossary of terms*", Cambridge University Press (2007).
21. Kousvitis P., Magganas A., Pomonis P., Ntaflos T., "Subduction-related rodingites from East Othris, Greece: Mineral reactions and physicochemical conditions of formation", *Lithos*, 172-173 (2013) 139-157.
22. Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., "Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt,

- Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran", *Ofioliti* 35 (2010) 71-90.
23. Shahidi A., Nazari H., "Geological Map of Harsin", NO. 5558, Geological Survey of Iran (1997).
24. Ricou L.E., "Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mise en place au crétacé supérieur", *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 18 (1971).
25. Stocklin J., "Possible ancient continental margin in Iran, In: Burke, C.A., Drake, C.L.(Eds.)", *The Geology of Continental Margins*, Springer, New York. (1974) 873-887.
26. Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., "Evidence for Paleocene–Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back-arc to arc, Implications for regional geodynamics and obduction", *Lithos* 182-183 (2013) 11-32.
27. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimisu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C., "JNdi-1: A neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium", *Chemical Geology* 168 (2000) 279-281.
28. Mogessie A., Rammlmair D., "Occurrence of zoned uvarovite-grossular garnet in a rodingite from the Vumba Schist Belt, Botswana, Africa: implications for the origin of rodingites", *Mineralogical Magazine* 58 (1994) 375-386.
29. McDonough W.F., Sun S.S., "The composition of the Earth", *Chemical Geology* 120 (1995) 223-253.
30. Li X.P., Rahn M., Bucher K., "Eclogite facies metarodingites -phase relations in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$: an example from the Zermatt-Saas ophiolite", *Journal of Metamorphic Geology* 26 (2008) 347-364.
31. Normand C., Williams-Jones A.E., "Physicochemical conditions and timing of rodingite formation: evidence from rodingite-hosted fluid inclusions in the JM Asbestos mine, Asbestos, Québec", *Geochemical Transactions* 8 (2007).
32. Coleman R.G., "Ophiolites. Ancient Oceanic Lithosphere?", Springer, Berlin-Heidelberg-New York (1977).

33. Frost B.R., Beard J.S., "On silica activity and serpentinization", *Journal of Petrology* 48 (2007) 1351-1368.
34. Bach W., Klein F., "The petrology of seafloor rodingites: insights from geochemical reaction path modeling", *Lithos* 112 (2009) 103-117.
35. Barriga F., Fyfe W.S., "Development of rodingite in basaltic rocks in serpentinites, East Liguria, Italy", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 84 (1983) 146-151.
36. Liou J.G., Kim H.S., Maruyama S., "Prehnite-epidote equilibria and their petrologic applications", *Journal of Petrology* 24 (1983) 321-342.
37. Kelley K.A., Cottrell E., "Water and the oxidation state of subduction zoned magmas", *Science* 325 (2009) 605-607.
38. Li X.P., Rahn M., Bucher K., "Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt-Saas ophiolites", *International Geology Review* 46 (2004) 28-51.
39. Bocchio R., De Capitani L., Ottolini L., Cella F., "Trace element distribution in eclogites and their clinopyroxene/garnet pair: a case study from Soazza (Switzerland)" *European Journal of Mineralogy* 12 (2000) 147-161.
40. Verma S.P., "Seawater alteration effects on REE, K, Rb, Cs, Sr, U, Th, Pb and Sr-Nd-Pb isotope systematics in Mid-Ocean Ridge Basalt", *Geochemical Journal* 26 (1992) 159-177.
41. Galuskin E.V., Armbruster T., Malsy A., Galuskina I.O., Sitarz M., "Morphology, composition and structure of low-temperature P4/nnc high-fluorine vesuvianite whiskers from Polar Yakutia, Russia", *The Canadian Mineralogist* 41(2003) 843-856.
42. Knauss K.G., Dibley M.J., Bourcier W.L., Shaw H.F., "Ti (IV) hydrolysis constants Derived from rutile solubility measurements made from 100 to 300 °C", *Applied Geochemistry* 16 (2001) 1115-1128.
43. Reimann C., De Caritat P., "Chemical Elements in the Environment: Factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist", Springer, Heidelberg, Germany 1-398. Rice, J.M., 1983. Metamorphism of rodingites: part I. Phase relations in a portion of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂-H₂O. *American Journal of Science* 283 (1998) 121-150.
44. Malvoisin B., Chopin C., Brunet F., Galvez M.E., "Low-temperature wollastonite formed by carbonate reduction: a marker of serpentinite redox conditions", *Journal of Petrology* 53 (2012) 159-176.

45. Bebout G.E., "Ch. 3. Trace element and isotopic fluxes/subducted slab. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Isotope Geochemistry*", A Derivative of the Treatise on Geochemistry (2011) 39-86.
46. Halama R., Savov I.P., Schonberg D.G., Schenk V., "Vesuvianite in the high pressure-metamorphosed oceanic lithosphere (Raspas complex, Ecuador) and its role for transport of water and trace elements in subduction zones", *European Journal mineralogy* 25 (2013) 193-219.