



ژئوشیمی و پتروژنر گابروئیدهای افیولیت‌های سلیمانیه، سبزوار

حديشه اسماعيل زاده مقدم، هادي شفائي مقدم*، قاسم قرباني

دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان، دامغان، ايران

(دریافت مقاله: ۹۲/۵/۱، نسخه نهایی: ۹۲/۹/۲)

چکیده: سری‌های سنگی مافیک-التراهامافیک کومولاپی منطقه‌ی سلیمانیه (شرق سبزوار) شامل یک دنباله‌ی شامل گابرونوریتها، آمفیبول گابرو نوریتها، گابروهای پگماتیتی، لوکوگابرونوریتها، نوریتها، دیوریتها و آمفیبول پریدوتیتها هستند. اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیتها منطقه‌ی سلیمانیه دارای عدد کروم (Cr#) بین ۰/۴۴ تا ۰/۴۵ بوده و در الیوین گابرونوریتها دامنه‌ی تغییرات Cr# بین ۰/۴۲ تا ۰/۴۴ تغییر می‌کند. از نظر ژئوشیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با عدد منیزیم متغیر (۵۰-۶۵ درصد) مشخص می‌شود. اکسید تیتان نمونه‌های سنگی مورد بررسی پایین، و نشان دهنده‌ی سرشت بونینیتی (تا تولئیت بسیار تهی شده جزایر قوسی) مانند اکسید آنهاست. نمونه‌های مورد بررسی دارای الگوی مسطح تا تهی شده در عناصر نادر خاکی سبک (نسبت به عناصر نادر خاکی ماگمای مادر آنهاست. نمونه‌های HFSE از ویژگی سنگ‌های گابرویی این منطقه است که نشان دهنده‌ی تشکیل آنها در محیط‌های وابسته به فرورانش است. در مقایسه با گابروها، گدازه‌های افیولیت‌های سبزوار دارای سرشت آهکی-قلایی بوده و همانند گابروها یک محیط فرورانش برای پیدایش آنها پیشنهاد می‌شود.

واژه‌های کلیدی: گابرونوریت؛ کومولاپاهای التراهامافیک-مافیک؛ بونینیت؛ محیط وابسته به فرورانش؛ سبزوار.

افیولیت‌ها از تردوس (قبرس) شروع شده و پس از گذشت از شرق مدیترانه و سوریه وارد ایران و سپس عمان می‌شوند. افیولیت‌های تیتیسی را می‌توان در دو گروه رده‌بندی کرد [۷۶]: ۱- افیولیت‌های قطعه قطعه شده ژوراسیک در ناحیه‌ی غربی و مرکزی کمربند افیولیتی تیتیسی مانند آلپ و Dinarides ۲- افیولیت‌های کرتاسه میانی تا پایانی در انتهای شرقی این کمربند مانند تردوس و عمان. گروه اول دارای خصوصیات مشابه با مورب بوده در حالی که گروه دوم ویژگی‌های چند فرورانشی را نشان می‌دهند که قابل مقایسه با حوزه‌های پشت قوس و یا نواحی جلو قوس جوانند [۹، ۸].

بهطور کلی افیولیت‌های مزوژوئیک ایران را می‌توان در پنج گروه مورد بررسی قرار داد [۱۰-۱۲] (شکل ۱) که شامل: ۱- افیولیت‌های خط درز زاگرس شامل افیولیت‌های نیریز و

مقدمه
افیولیت‌ها بقایایی از لیتوسفر اقیانوسی هستند که در حاشیه‌ی صفحات قاره‌ای دیده شده و خط درزهای قدیمی را نشان می‌دهند. از طرف دیگر افیولیت‌ها شاهدی بر فرآیندهای درگیر در حاشیه‌های همگرا در نظر گرفته شده و رخدادهای ماگمایی و زمین ساختی را از زمان ریفت‌زاویی اقیانوسی تا تکامل حوضه‌های وابسته به فرورانش و پس از آن برخورد قاره‌ای را در خود ضبط می‌کنند. افیولیت‌ها می‌توانند در حوضه‌های زمین ساختی متفاوت شامل مراکز در حال گسترش اقیانوسی، حوضه‌های کششی مرتبط با پلومهای گوشه‌ای تشکیل شوند [۱-۵]. یکی از مهم‌ترین و گسترده‌ترین مجموعه‌های افیولیتی، افیولیت‌های کرتاسه فوکانی کمربند زاگرس-بیتلیس بوده که نماینده لیتوسفر اقیانوسی نئوتیتیس است. این

* نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۷۶۲۳۶۱، پست الکترونیکی: hadishafaii@yahoo.com

شجاعت و همکاران [۱۳] و تکین [۱۰] صورت پذیرفته است. علاوه بر این در دهه‌ی اخیر، سنگ شناسی، پتروژنیز و ژئوشیمی این مجموعه افیولیتی، و نیز ارتباط واحدهای آن با یکدیگر و قیاس این دنباله‌ی افیولیتی با دیگر افیولیت‌های تنیسی توسط اهنستر [۱۴] و کامنتسکی و همکاران [۱۵] مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

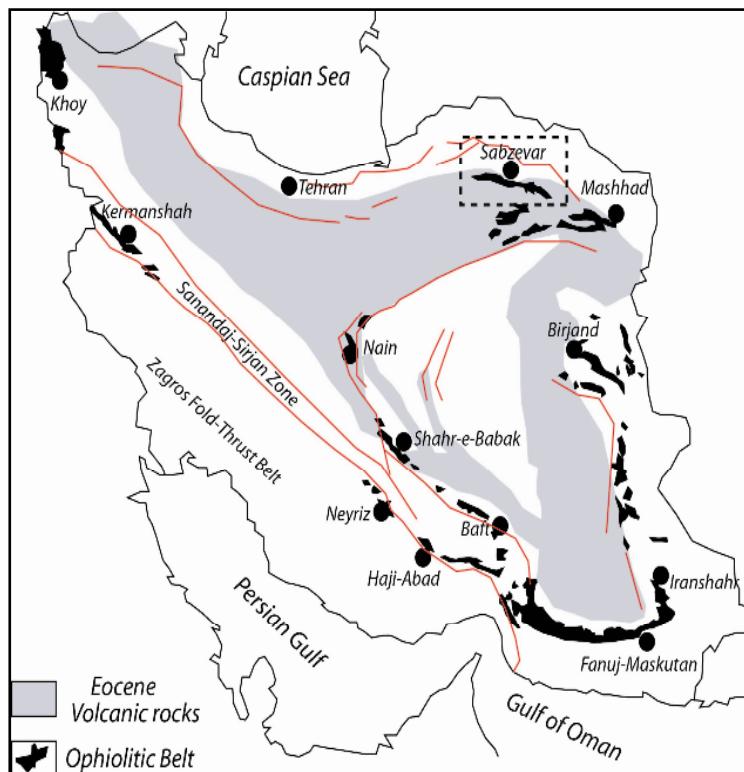
هدف اصلی این بررسی، بررسی سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و محیط تشکیل کومولاها ای الترامافیک-مافیک افیولیت‌های سلیمانیه در بخش شرقی افیولیت‌های سبزوار است.

روش بررسی

پس از نمونه برداری از واحدهای مافیک-الترامافیک کومولایی منطقه‌ی سلیمانیه، حدود ۷۰ نمونه برای بررسی‌های میکروسکوپی انتخاب شدند. به منظور تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیاب این سنگ، برخی از نمونه‌های سنگی برای آنالیز کل سنگ به روش ICP-AES برای عناصر اصلی در آزمایشگاه ALS کانادا و روش ICP-MS برای عناصر کمیاب و نادر خاکی در دانشگاه دورهمان انتخاب شدند. آنالیزهای شیمی کانیابی این سنگ‌ها نیز در دانشگاه نانسی فرانسه انجام گرفت است.

کرمانشاه که هم زمان با افیولیت عمان (اسماعیل) در حاشیه‌ی غیرفعال تختگاه عربی جایگزین شده‌اند، ۲- افیولیت‌های مکران در جنوب ایران ۳- افیولیت‌های اطراف میکروقاره‌ی ایران مرکزی شامل افیولیت‌های نائین، بافت و سبزوار ۴- افیولیت‌های شمال غرب ایران شامل افیولیت‌های خوی-ماکو ۵- افیولیت‌های شرق ایران (بیرجند-نهیندان).

مجموعه افیولیتی سبزوار از جمله افیولیت‌های تنیسی به سن مزوژنیک بوده که در طول نوار شمال-شمال شرق خردۀ قاره‌ی ایران مرکزی قرار گرفته است [۱۳]. بیشترین واحدهای سنگی این نوار افیولیتی عبارتند از پریدوتیت‌ها (هارزبورزیت)، دونیت، ورلیت، لرزولیت) که در این میان، هارزبورزیت‌ها از گسترش بیشتری برخوردارند. دنباله‌ی گابروی این مجموعه افیولیتی به صورت واحدهای پوسته‌ای و کومولایی بیرون زدگی داشته، هر چند دایک‌ها و لزهای میکروگابرویی (گابروی همسانگرد) به همراه دایک‌های دیابازی در دنباله‌ی گوشته‌ای این افیولیت‌ها نیز دیده می‌شوند. همبافت دایک‌های صفحه‌ای به همراه گدازه‌های بالشی، جریان‌های گدازه‌ای بازالتی تا آندزیتی، تراکی آندزیت‌ها، تراکیت‌ها (کراتوفیرها) از دیگر دنباله‌های سنگی این مجموعه افیولیتی هستند. به‌طور کلی اولین بررسی‌ها روی مجموعه افیولیتی شمال سبزوار توسط

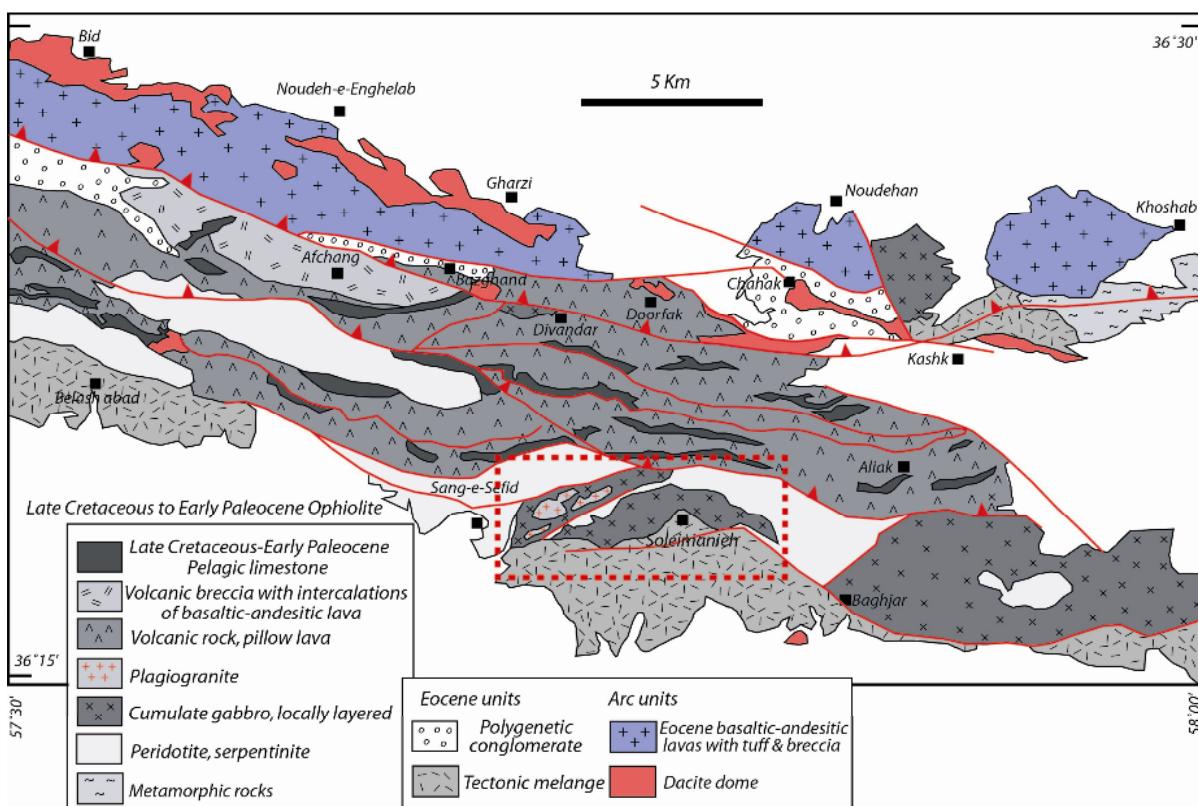


شکل ۱ پراکندگی افیولیت‌های مزوژنیک ایران با تکیه بر موقعیت افیولیت‌های سبزوار.

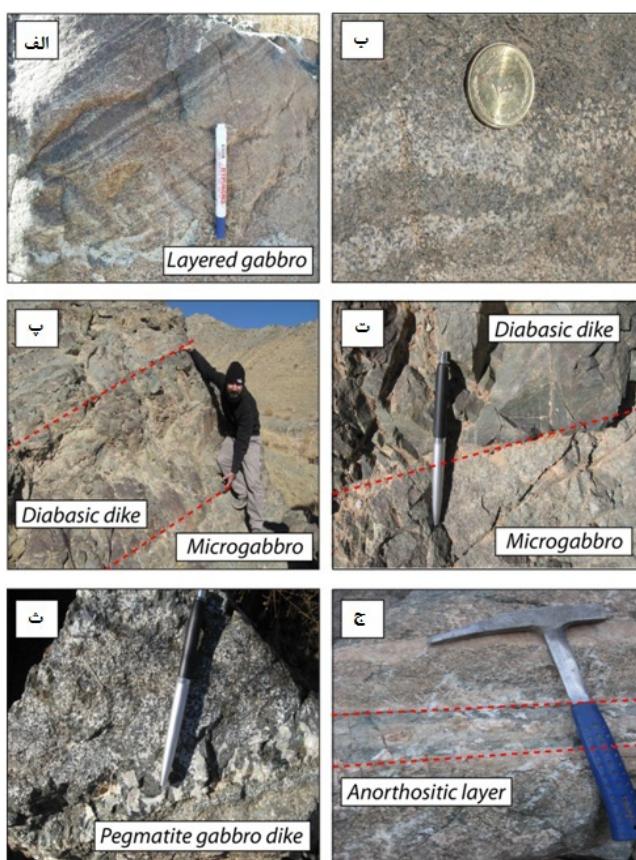
می‌شود [۱۶] سنگ‌های گابرویی کومولایی به دو شکل عدسی مانند در دنباله‌ی گوشه و یا به صورت دنباله‌های کومولایی پوسته‌ای در افیولیت‌های سبزوار بیرون زدگی دارند. گابروها و دیوریت‌های پگماتیتی نیز همراه با گابروئیدهای درشت دانه تا ریز دانه به صورت دنباله‌ی پوسته‌ای در مجموعه‌ی افیولیتی سبزوار دیده می‌شوند. بیشتر بیرون زدگی این دنباله‌های پوسته‌ای در منطقه‌ی باغ جر تا سلیمانیه بوده (شکل ۲)، و در این منطقه دنباله‌ای از گابروهای کومولایی ریز دانه تا درشت دانه و پگماتیتی همراه با گابرونوریت‌ها، نوریت‌ها، دیوریت‌ها و الترامافیک‌های کومولایی دیده می‌شوند. به طور کلی گابروهای کومولایی درشت دانه منطقه‌ی سلیمانیه دارای لایه‌بندی به صورت دنباله‌ی کانی‌های تیره و روشن (شکل ۳الف) و یا بریدگی‌ای مانند کانی‌های فنوکریست‌های پیروکسن و پلازیوکلاز هستند (شکل ۳ب). بر اساس شواهد بافتی و سنگ نگاری، سه زون کومولایی در منطقه‌ی سلیمانیه توسط [۱۴] تشخیص داده شده‌اند: ۱) کومولاھای زون پائینی که شامل ورلیت‌های فقیر از پلازیوکلاز همراه با الیوین، کلینوپیروکسنیت‌ها همراه با دایک‌های گابروپگماتیتی.

زمین‌شناسی افیولیت‌های سبزوار

به طور کلی واحدهای سنگی افیولیت‌های سبزوار را می‌توان در دو بخش مورد بررسی قرار داد: ۱) واحدهای گوشه‌ای (۲) واحدهای پوسته‌ای. بیشترین واحدهای گوشه‌ای این مجموعه عبارتند از افیولیتی مشتمل بر هارزبورزیت‌ها، لرزولیت‌ها، کلینوپیروکسنیت‌ها و دونیت‌ها به همراه کرومیت‌ها. هارزبورزیت‌ها از فراوانترین سنگ‌های گوشه‌ای بوده که گاهی به وسیله‌ی دایک‌ها و عدسی‌های دونیتی (به صورت نامنظم) قطع شده‌اند. دونیت‌ها به صورت هاله‌ای در اطراف کرومیت‌های انبانی در مناطقی مانند گفت، کوه سیاه و فرمود نیز دیده می‌شوند. دایک‌های دیابازی، میکروگابرویی، گابروپگماتیتی و پیروکسنیتی به همراه عدسی‌های گابروی همسانگرد واحدهای دیگرند که در دنباله‌ی گوشه‌ای این افیولیت‌ها دیده می‌شوند. دایک‌چه‌های الترامافیک پیروکسنیتی-ورلیتی که در اثر تغییر شکل پلاستیک گوشه‌ای آرایش تقریباً منظم نسبت به برگسانی گوشه‌ای نشان می‌دهند از دیگر واحدهای سنگی موجود در دنباله‌ی گوشه‌ای افیولیت‌های سبزوار بوده و ایجاد آن‌ها به حرکت گدازه در مجاري گوشه‌ای نسبت داده



شکل ۲ نقشه‌ی زمین‌شناسی افیولیت‌های سبزوار با توجه به موقعیت گابروئیدهای منطقه سلیمانیه (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱ منطقه سبزوار).



شکل ۳ (الف) لایه‌بندی مدی همراه با فولیاسیون ماقمایی موجود در گابروهای لایه‌ای منطقه سليمانیه، (ب) فولیاسیون ماقمایی همراه با کشیدگی فنوکریستهای پیروکسن و پلازیوکلاز در گابروهای کومولایی منطقه سليمانیه، (پ) تزریق دایک دیابازی در میکرو گابروهای منطقه سليمانیه، (ت) نمایی نزدیک از کنتاکت دایک‌های دیابازی با حاشیه انجامد سریع در میکرو گابروهای منطقه سليمانیه، (ث) دایک‌های پگماتیت گابرویی تزریق شده در گابروهای دانه متوسط کومولایی، (ج) لایه‌های آنورتوزیتی حاصل تجمع پلازیوکلاز در گابروهای لایه‌ای منطقه سليمانیه.

سانتی متر) نیز در نواحی محدودی داخل گابروهای لایه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۳ج). همیافت دایک‌های صفحه‌ای شامل دایک‌هایی با ترکیب دیابازی، میکرو گابرویی و آندزیتی از دیگر واحدهایی هستند که در افیولیت‌های سبزوار از گدازه‌های دارند. سنگ‌های آتش‌فشاری افیولیت‌های سبزوار از گدازه‌های بالشی، جریان‌های گدازه‌ای بازالتی تا آندزیت بازالتی تشکیل شده‌اند. دنباله‌های گدازه‌های بالشی با آهک پلازیک کرتاسه فوکانی-پالئوسن زیرین و نیز در برخی موارد با ماسه سنگ‌های توربیدایتی (همراه با میان لایه‌هایی از آهک‌های پلازیک) در این مجموعه افیولیتی دیده می‌شوند.

سنگ‌نگاری گابروئیدهای منطقه سليمانیه

از نظر سنگ‌نگاری، گروههای سنگی متعددی را در ترکیب دنباله‌ی مافیک-الترامافیک کومولایی افیولیت‌های سليمانیه (شرق سبزوار) تشخیص داد. به طور کلی از دیدگاه سنگ-

الیوین گابروها و گابرونوریت‌ها نیز در این زون دیده می‌شوند، ۲) زون میانی مشتمل بر ملانوکراتیک تا لوکوکراتیک گابروها و گابرونوریت‌ها با میزان مدی پائینی از الیوین، و ۳) زون بالایی مشتمل از گابرونوریت‌ها، گابروهای آمفیبولدار و دیوریت‌ها. به طور کلی دنباله‌ی تبلور در مجموعه‌ی کومولایی سليمانیه را می‌توان به صورت اسپینل + الیوین + کلینوپیروکسن + پلازیوکلاز (همراه با اورتوبیروکسن) + مگنتیت + آمفیبول + کوارتز تمام برد [۱۴]. دایک‌های دیابازی، داسیتی تا میکرودیوریتی (به ضخامت متوسط ۱ تا ۲ متر و با حاشیه‌ی سرد شده، شکل ۳پ و ۳ت) همراه با عدسی‌های پلازیوگرانیتی در این دنباله تزریق شده‌اند. در بعضی نقاط گابروهای پگماتیتی مرز تنیدی با میکرو گابروها داشته، و یا گاهی به صورت دایک‌هایی با ضخامت ۵-۱۰ سانتی متر در داخل میکرو گابروها تزریق شده‌اند (شکل ۳ث). همچنین لایه‌های آنورتوزیتی (به ضخامت متوسط ۱۰-۵

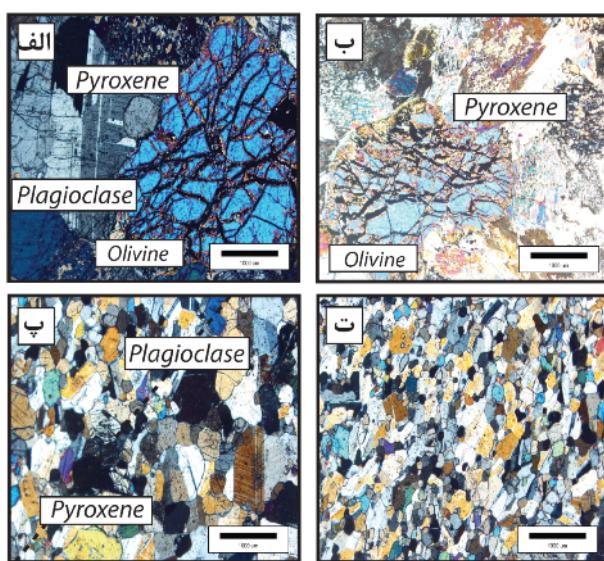
می‌شوند. علاوه بر کانی‌های یاد شده هورنبلندهای اولیه با دو دسته رخ‌های کاملاً مشخص در این پریدوتیت‌های کومولایی قابل تشخیص می‌باشند. الیوین گاهی به اکسید آهن و کلریت تبدیل می‌شود. با توجه به بررسی‌های سنگ نگاری می‌توان ترتیت تبلور کانی‌های این سنگ را می‌توان به صورت الیوین، پیروکسن و پلازیوکلاز به همراه آمفیبول نشان داد.

(۲) آنورتوزیت‌ها: این سنگ‌ها به صورت لایه‌هایی با ضخامت میانگین ۵ تا ۱۰ سانتی متر و حتی تا ۳۰ سانتی متر در گابروئیدهای لایه‌ای منطقه‌ی موردنی بررسی دیده شده و بیشتر از پلازیوکلاز و به مقدار کمتر کلینوپیروکسن (۱۰-۵ درصد وزنی) تشکیل شده‌اند. تیغه‌های پلازیوکلاز در اکثر موارد در این سنگ‌ها دارای بریدگی ماقمایی هستند.

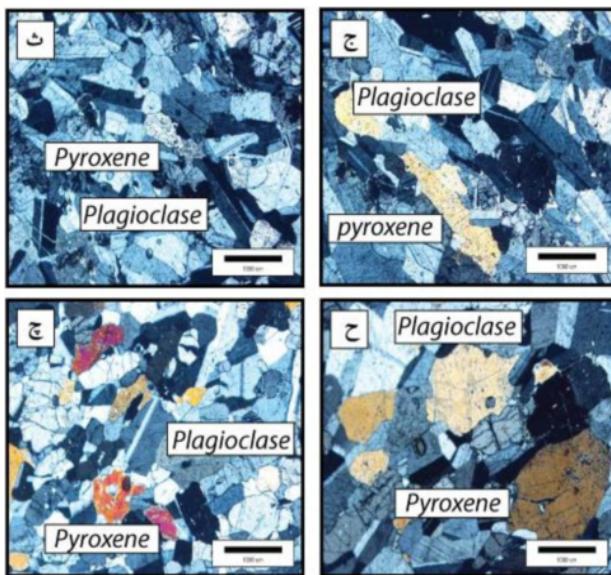
(۳) گابروهای پگماتیتی: گابروهای پگماتیتی به صورت دایک‌های کوچک با میانگین ضخامت ۴ تا ۵ سانتی متر در سری‌های کومولایی منطقه سلیمانیه دیده می‌شوند. این سنگ‌ها از لحاظ کانی‌شناسی نیز ترکیب پیچیده‌ای نداشته و شامل پلازیوکلاز و کلینو پیروکسن‌های درشت دانه (و گاهی همراه با اورتوبیروکسن) در ابعادی بزرگتر از ۱ سانتی متر وجود دارند. کلینوپیروکسن‌ها گاهی در اثر دگرسانی به ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند. علاوه بر این آمفیبول‌های اولیه قهوه‌ای رنگ نیز به صورت میان دانه‌ای و به عنوان یک فاز تاخیری فضای بین پلازیوکلازها و کلینوپیروکسن‌ها را اشغال کرده‌اند.

نگاری، این واحدهای کومولایی را می‌توان به انواع آمفیبول پریدوتیت‌ها، گابرونوریت‌ها (لوکوگابرونوریت، آمفیبول گابرونوریت)، گابروهای پگماتیتی (آمفیبول گابروی پگماتیتی، گابروی پگماتیتی ارتوبیروکسن‌دار)، لوکوگابروها، آمفیبول گابروها (دارای آمفیبول‌های سبز و قهوه‌ای)، نوریت‌ها و دیوریت‌های تاخیری تر رده‌بندی کرد. از نظر فراوانی، بافت‌های موجود در تمام این واحدهای سنگی عبارتند از ارتوكومولا، مزوکومولا و ادکومولا. دو بافت اول (ارتوكومولا و مزوکومولا) به خوبی در همه‌ی انواع گابروها گسترش یافته‌اند در حالی که بافت ادکومولایی فقط محدود به نمونه‌هایی مانند آنورتوزیت‌ها و یا کلینوپیروکسنیت‌ها می‌شوند. از دیگر بافت‌های موجود که به صورت فرعی در کنار بافت‌های اصلی دیده می‌شوند می‌توان بافت افیتیک و پوئی کیلیتیک و حتی هتروادکومولاًی را نام برد. از نظر کانی‌شناسی سه کانی پلازیوکلاز، ارتوبیروکسن و کلینوپیروکسن به عنوان کانی اصلی در تمام نمونه‌ها یافت می‌شوند در حالی که الیوین، آمفیبول و کانی‌های کدر (از جمله سولفیدها) به صورت فرعی حضور دارند. علاوه بر این در گابروهای تفریق یافته‌تر آپاتیت به همراه آمفیبول و اکسیدهای آهن نیز دیده می‌شوند.

(۱) آمفیبول پریدوتیت‌های پلازیوکلازدار: این سنگ‌ها علاوه بر دارا بودن الیوین، کلینوپیروکسن و ارتوبیروکسن حاوی مقدار کمی پلازیوکلاز هستند (شکل ۴ الف و ۴ب). پلازیوکلازها فضای بین پیروکسن‌ها را پر کرده و به صورت تاخیری دیده



شکل ۴ (الف) حضور الیوین، پلازیوکلاز و پیروکسن در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولایی (XPL)، (ب) آمفیبول پریدوتیت‌های پلازیوکلازدار که از الیوین و پیروکسن همراه با آمفیبول و پلازیوکلاز تشکیل شده‌اند (XPL)، (پ) برخوردگاه بین نوارهای برشی ماقمایی (گابرونوریت‌های ریزدانه) و گابرونوریت‌های درشت‌دانه با زمینه‌ی (XPL)، (ت) گابرونوریت‌های ریزدانه با بافت هترو ادکومولاًی (XPL).



ادامه شکل ۴ ث) لوکوگابرونوریت با درصد حجمی بالاتر پلازیوکلاز نسبت به پیروکسن و بافت ارتوكومولایی (XPL)، ج) بافت ارتوكومولایی در گابرونوریت‌های میان دانه و مشتمل بر پلازیوکلاز، اورتوبیروکلاز، کلینوپیروکسن و کلینوپیروکسن (XPL)، ج) گابرونوریت میان دانه با بافت مزوکومولایی (XPL)، ح) گابروهای درشت‌دانه مشتمل بر پلازیوکلاز، کلینوپیروکلاز، کلینوپیروکسن و مقدار کمی ارتوبیروکسن همراه با بافت پوئی کیلیتیک (حضور پلازیوکلاز داخل پیروکسن) که نشان‌دهنده‌ی ترتیب تبلور پلازیوکلاز و سپس پیروکسن است (XPL).

گابرونوریت‌هایست.

۵) نوریت‌ها: این گروه از سنگ‌ها دارای پلازیوکلاز و ارتوبیروکسن بوده و گاهی بریدگی ماقمایی نیز نشان می‌دهند. پیروکسن‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل دار در ابعاد ۲ تا ۴ میلی متر و حتی در مواردی بزرگتر از ۴ میلی‌متر قابل مشاهده‌اند. پلازیوکلازها در اندازه‌های ۲ تا ۱ میلی متر مشاهده شده و آثار سریسیتی شدن در آنها دیده می‌شوند. پلازیوکلازها در نوریت‌ها ۳۰ تا ۲۰ درصد حجمی و در لوکونوریت‌ها بیش از ۴۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند.

۶) گابروها (تا میکروگابروها): از نظر کانی‌شناسی گابروها شامل پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن به صورت فاز کومولوس-بوده، اما در برخی موارد آمفیبولهای قهقهه‌ای به صورت میان‌دانه‌ای و تأخیری (اما به صورت اولیه و ماقمایی) فضای بین کومولوس‌های پلازیوکلاز و کلینوپیروکسن را اشغال کرده‌اند. پیروکسن‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار گاهی ماکل دار بوده و منطقه بندی نیز نشان می‌دهند. فنوکریستهای پلازیوکلاز به صورت شکل‌دار تا تقریباً نیمه شکل‌دار بوده و در اطراف سدی-تر از مرکز هستند که به نظر می‌رسد این حاشیه سدی‌تر از یک گدازه اینترکومولوسی متبلور شده است. بافت غالب اورتوكومولا تا مزوکومولا است و گاهی بافت پوئی کیلیتیک (پلازیوکلازها داخل فنوکریستهای پیروکسن) نیز مشاهده می‌شود

۴) گابرونوریت‌ها: این گروه از سنگ‌ها را می‌توان به انواع درشت‌دانه (شکل ۴ پ) تا ریز‌دانه (شکل ۴ ت) تقسیم کرد. این سنگ‌ها در اکثر موارد دارای فولیاسیون ماقمایی هستند. علاوه بر این، گابرونوریت‌ها دارای باندهای برشی ماقمایی (با ترکیب گابرونوریت) همراه با پیروکسن‌ها و پلازیوکلازهای ریزدانه‌اند (شکل ۴ پ). کانی‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی آنها شامل پلازیوکلاز، ارتوبیروکسن و کلینوپیروکسن هستند که تغییر در فراوانی مودی این کانی‌ها باعث ایجاد طیفی از لوکوگابرونوریت‌ها تا ملاگابرونوریت‌ها شده است.

برای مثال پیروکسن‌ها ۴۰-۶۰ درصد حجمی را در ملاگابرونوریت‌ها و کمتر از ۲۰ درصد حجمی را در لوکوگابرونوریت‌ها تشکیل می‌دهند (شکل ۴ ث)، بافت این سنگ‌ها در اکثر موارد ارتوكومولایی است (شکل ۴ ج)، اما بافت‌های هتروادکومولایی (شکل ۴ ت)، مزوکومولایی (شکل ۴ ج) و پوئی کیلیتیک (پلازیوکلاز به صورت چادوکریست در ایکوکریست‌های پیروکسن) نیز در مواردی قابل مشاهده بوده که می‌تواند شاهدی بر تبلور اولیه‌ی پلازیوکلاز و بعد از آن تبلور پیروکسن باشد. علاوه بر کانی‌های یاد شده، آمفیبولهای قهقهه‌ای اولیه به صورت فاز اینترکومولوس در آمفیبول گابرونوریت‌ها نیز وجود دارند. حضور کانی الیوین به عنوان یک کانی فرعی محدود به آمفیبول پریدوتیت‌ها و گاهی الیوین

های سلیمانیه برابر با ۱/۹ تا ۲/۱ درصد وزنی و در الیوین گابرۇنورىت برابر با ۱/۱۳ تا ۱ درصد وزنی است. پلازیوکلاز: پلازیوکلازها در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولاپی سلیمانیه دارای ترکیبی از ۹۱/۴۶ تا ۸۹/۴۴ درصد آنورتیت، یعنی دارای ترکیب بیتونیت تا آنورتیت‌اند. فنوکریستهای پلازیوکلاز در الیوین گابرۇنورىت‌ها با ترکیبی از ۹۰/۷۱ تا ۸۹/۱۸ درصد آنورتیت در تغییرند.

آمفیبول: فنوکریستهای آمفیبول در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولاپی منطقه سلیمانیه سبزوار را می‌توان به دو دسته آمفیبول‌های اولیه‌ی ماقمایی و آمفیبول‌های ثانویه‌ی حاصل از دگرسانی رده‌بندی کرد (بر اساس ژئوشیمی و بررسی‌های میکروسکوپی). آمفیبول‌های نسل دوم در حاشیه‌ی آمفیبول‌های نسل اول تشکیل شده‌اند. ترکیب آمفیبول‌های نسل دوم در این نمونه‌های سنگی (در نمودار $Mg/(Mg+Fe)$ در مقابل سیلیس چهار رخ، نشان داده نشده) مگنزیو هورنبلند تا هورنبلند اکتینولیتی بوده، در حالی که آمفیبول‌های نسل اول دارای ترکیب پارگازیت هورنبلند تا هورنبلند ادنیتی هستند. میزان اکسید تیتان این آمفیبول‌ها پایین است و مقادیر ۰/۰۹ تا ۰/۶۸ را نشان می‌دهد.

ژئوشیمی گابرؤیدهای مورد بررسی

بررسی‌های ژئوشیمیایی روی دنباله‌ی مافیک و اولترامافیک افیولیت‌های سلیمانیه به منظور بی‌بردن به ترکیب شیمیایی دنباله‌های کومولاپی و سنگ‌زایی این سنگ‌ها صورت گرفته است. به طور کلی خصوصیات ژئوشیمیایی گابرؤیدهای کومولاپی و تغییرات عناصر اصلی و کمیاب در این سنگ‌ها تابعی از تغییر مذی و فراوانی سه کانی اصلی تشکیل دهنده‌ی آن‌ها یعنی ارتوبیروکسن، کلینوپیروکسن و پلازیوکلاز بوده، هر چند حضور کانی‌های حاصل از تبلور گدازه‌ی میان انباشتی (مانند آمفیبول‌های قهقهه‌ای و ماقماتیک) نیز می‌تواند تاثیر شدیدی روی رفتار عناصر نادر خاکی و کمیاب در این سنگ‌ها داشته باشد. در این بخش سعی شد تا علاوه بر بررسی ترکیب شیمیایی گابرۇهای منطقه‌ی سلیمانیه، از ترکیب گدازه‌ها و دایک‌های افیولیت‌های سبزوار نیز برای مقایسه استفاده کرد.

۱) تغییرات عناصر اصلی (همراه با Sc): به طور کلی تغییرات MgO در سنگ‌های مورد بررسی نسبتاً بالا بوده و میزان آن بین ۸/۷۱ تا ۱۹/۷۵ درصد وزنی در نوسان است. کمترین مقدار MgO به لوكوگابرۇنورىت‌ها و آمفیبول گابرۇها وابسته بوده و ۸/۷۱ و ۸/۹۸ درصد وزنی به ترتیب)، در حالی که آمفیبول

(شکل ۴ج). تغییر در فراوانی مودی کانی پلازیوکلاز باعث تشکیل لوکوگابرۇها شده است.

۷) دیوریت‌ها: این سنگ‌ها با بافت دانه‌ای همسان با اندازه‌ی متوسط مشخص می‌شوند. پلازیوکلاز و آمفیبول (قهقهه‌ای و سیز) از تشکیل دهنده‌های اصلی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند.

ژئوشیمی فازهای کانیایی

الیوین: درصد فورستریت ($F0\%$) الیوین‌های موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های کومولاپی منطقه سلیمانیه برابر با ۸۲/۲ تا ۸۱/۳ درصد است. میزان NiO این الیوین‌ها از ۰/۱۷ تا ۰/۰۱ (درصد وزنی) در تغییر است. درصد فورستریت الیوین در نمونه الیوین گابرۇنوریتی نیز تقریباً مشابه نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی بوده و از ۸۱/۱ تا ۸۲/۱ درصد در تغییر است. میزان NiO الیوین در الیوین گابرۇنوریت‌ها دارای تغییراتی بین ۰/۱۱ تا ۰/۰۷ می‌باشد.

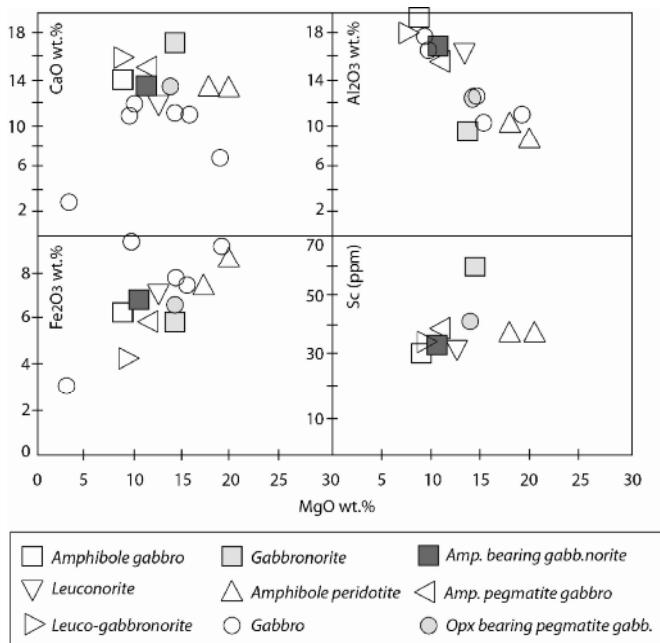
ارتوبیروکسن: ارتوبیروکسن در نمونه‌ی الیوین گابرۇنوریتی منطقه‌ی سلیمانیه دارای طیف انسنتانیت بوده و با ترکیب $\text{Wo}_{3.17} \text{En}_{86.07} \text{Fs}_{22.41}$ مشخص می‌شود. میزان اکسید آلومینیوم و عدد منیزیم این ارتوبیروکسن‌ها به ترتیب برابر ۱/۳۱ درصد وزنی و ۸۹ درصد است.

کلینو پیروکسن: کلینوپیروکسن در آمفیبول پریدوتیت‌ها و الیوین گابرۇنوریت‌های منطقه‌ی سلیمانیه از نوع دیوپسید بوده و تغییرات ژئوشیمیایی آن در نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی به صورت $\text{Wo}_{47.4} \text{En}_{50.39} \text{Fs}_{2.1}$ $\text{Wo}_{44.70} \text{En}_{753.52} \text{Fs}_{1.73}$ تا $\text{Wo}_{45.64} \text{En}_{54.35} \text{Fs}_{0.01}$ در تغییر $\text{Wo}_{47.74} \text{En}_{752.99} \text{Fs}_{2.03}$ است. میزان اکسید آلومینیوم این کلینوپیروکسن‌ها برای نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی بین ۲/۳۱ تا ۲/۱۶ و برای الیوین گابرۇنوریت‌ها بین ۲/۲ تا ۱/۸ در تغییر است. اکسید تیتان این کلینوپیروکسن‌ها نیز مقادیر ۰/۳ تا ۰/۲ (برای هر دو نمونه‌ی سنگی) را نشان می‌دهند.

اسپینل: اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های منطقه‌ی سلیمانیه دارای عدد کروم ($\text{Cr}\#$) بین ۰/۴۵ تا ۰/۴۴ و در الیوین گابرۇنوریت‌ها، دامنه‌ی تغییرات $\text{Cr}\#$ برابر با ۰/۴۴ تا ۰/۴۲ است. عدد منیزیم ($\text{Mg}\#$) نمونه‌ی آمفیبول پریدوتیتی بین ۰/۲۴ تا ۰/۱۹ در تغییر بوده، در حالی که در الیوین گابرۇنوریت‌ها عدد منیزیم بین ۰/۲۳ و ۰/۲۲ تغییر می‌کند. میزان اکسید تیتان اسپینل‌های موجود در آمفیبول پریدوتیت-

عنصر (MgO wt.%) در نمونه‌های گابرونوریتی بوده که این می‌تواند به دلیل حضور مدی بالاتر پیروکسن‌ها در نظر گرفته شود. علاوه بر این نمونه‌های آمفیبول گابرویی دارای کمترین میزان این عنصر (MgO ppm ۳۲/۷۳) هستند (شکل ۵). به طور کلی عدد منیزیم ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})^{+2}$) بیشتر نمونه‌های کومولاپی مورد بررسی بین ۰/۵۰ تا ۰/۶۵ درصد در تغییر بوده و اکثر نمونه‌ها در نمودار $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ نسبت به عدد منیزیم (شکل ۶) از روند جدایش الیوین و کلینوپیروکسن (و حتی پلاژیوکلاز) پیروی می‌کنند که این با تغییرات مدی این کانی‌ها در نمونه‌های مورد بررسی سازگاری دارد. نمونه‌های گابرونوریتی و آمفیبول پریدوتیتی نسبت به نمونه‌های جدایش یافته‌تر آمفیبول‌دار، دارای عدد منیزیم بالاتری بوده، علاوه بر این، تعدادی از نمونه‌های گابرویی که دارای عدد منیزیم کمتر از ۰/۵ درصدند، نسبت به سایر نمونه‌های گابروئیدی جدایش سلیمانیه دارای اکسید تیتان پایین بوده (۰/۱ تا ۰/۰۳ درصد وزنی) و با توجه به درصد تیتان پایین و مقدار بالای اکسید منیزیم، بیشتر نمونه‌ها خاصیت بونینیتی نشان داده و به نظر می‌رسد که گدازه‌ی مادر آن‌ها از یک گوشته تهی شده ریشه گرفته‌اند. برخی از نمونه‌های گابرویی دارای درصد تیتان بالاتر بوده (۰/۰۸ تا ۰/۰۵ درصد وزنی) و در گستره بونینیت‌ها قرار نمی‌گیرند (شکل ۷).

پریدوتیت‌ها بیشترین مقدار این اکسید را به خود اختصاص داده‌اند (۱۹/۷۵ درصد وزنی). در نمودار CaO/MgO نسبت به نمونه‌های لوکو نوریتی دارای بالاترین میزان اکسید کلسیم بوده (۱۷/۳ درصد وزنی)، در حالی که نمونه‌های گابرویی (SZ10-37) پایین‌ترین مقدار این اکسید را به خود اختصاص داده‌اند (۳/۱۸ درصد وزنی). به نظر می‌رسد که حضور پیروکسن‌های غنی از کلسیم و پلاژیوکلازهای کلسیک، باعث افزایش این عنصر در نمونه‌ی گابرو نوریتی تا میزان (۱۷/۳ MgO درصد وزنی) شده است. در نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ نسبت به اکسید آلومینیم را به دلیل درصد مدی پائین‌تر پلاژیوکلاز به خود اختصاص داده‌اند (به ترتیب ۸/۵۶ و ۹/۵۶ درصد وزنی)، در حالی که لوکوگابرونوریت‌ها و آمفیبول گابروها دارای بیشترین مقدار اکسید به دلیل اکسید این اکسید به دلیل داشتن درصد مدی بالاتر پلاژیوکلازهای کلسیک، (و نیز آمفیبول‌های ماقمایی) هستند (به ترتیب ۱۸/۳۵ و ۱۹/۴ درصد وزنی). بالاترین میزان FeO^t در نمونه‌های گابرویی و پریدوتیتی (به ترتیب ۸/۹۲ و ۷/۵ درصد وزنی) به دلیل وجود کانی‌های فرومیزین (الیوین و پیروکسن) دیده شده در حالی که کمترین میزان این اکسید به لوکوگابرونوریت‌ها و برخی از نمونه‌های لوکوگابرویی (نمونه SZ10-37) وابسته است. (به ترتیب ۴/۴۶ و ۳/۲۰ درصد وزنی). در نمودار Sc/MgO نسبت به Sc بیشترین مقدار این

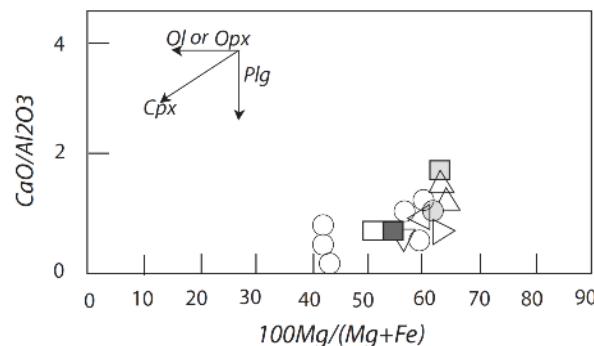


شکل ۵ نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و عنصر اسکاندیم نسبت به اکسید منیزیم برای گابروئیدهای منطقه‌ی سلیمانیه.

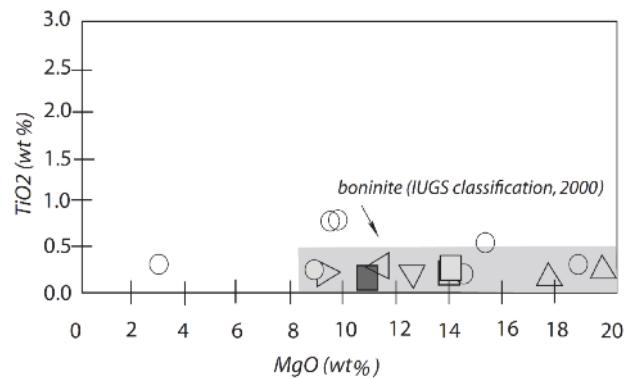
در این سنگ‌ها بین $4/9$ تا $1/1$ است که نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی در Nb در این گابروها است. اما دو نمونه- $SZ10-06$ و $SZ10-04$ با نسبت $0/50$ و $0/41$ تهی‌شدگی بسیار کمتری در این عنصر دارند. در نمونه‌ی لوکونوریتی، نسبت $(La_{(N)}/Yb_{(N)})$ برابر با $0/21$ بود که نشان از تهی‌شدگی این نمونه در REE نسبت به LREE است (شکل ۸). علاوه بر این بیهنجاری مثبت Eu در این نمونه سنگی به دلیل انباشت پلازیوکلاز است. در الگوی چند عنصری بیهنجار شده نسبت به N ، نسبت $(La_{(N)}/Nb_{(N)})$ برابر با $2/11$ است که نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی شدید عنصر Nb است. علاوه بر این غنی‌شدگی در LILE از دیگر ویژگی‌های این نمونه‌ی سنگی است (شکل ۸).

فراآنی عناصر نادر خاکی در آمفیبول گابروها، آمفیبول پگماتیت گابروها و گابروهای پگماتیتی ارتپیروکسن‌دار، مشابه با لوکوگابرونوریت‌ها پایین است. این سنگ‌ها به واسطه‌ی غنی‌شدگی جزئی از عناصر نادر خاکی متوسط، بر روی نمودار عنکبوتی یک الگوی صاف از عناصر نادر سنگین به سمت عناصر نادر خاکی متوسط نشان می‌دهند. این سنگ‌ها با داشتن نسبت $(La_{(N)}/Yb_{(N)})$ بین $0/36$ تا $0/23$ ، دارای تهی‌شدگی در REE نسبت به HREE هستند (شکل ۸). غنی‌شدگی در HREE (نسبت به LREE) تقریباً در تمامی گابروهای منطقه شدید شد که ناشی از فراوانی مدى کانی پیروکسن و ضربی شرکت‌پذیری زیاد این عناصر در ساختار این کانی است. نمونه‌های مورد بررسی دارای بیهنجاری مثبت Eu نیز هستند. در این نمونه‌های سنگی نسبت $(La_{(N)}/Nb_{(N)})$ در گستره‌ی $2/2$ تا $3/9$ در تغییر است که نشان دهنده‌ی تهی‌شدگی شدید در عنصر Nb است. همچنین در الگوی چند عنصری بیهنجار شده نسبت به N -MORB، نمونه‌های مورد بررسی دارای غنی‌شدگی در K , Sr , Ba LILE هستند (شکل ۸).

با توجه به نمودارهای عناصر کمیاب بیهنجار شده نسبت به مورب و نیز نمودارهای عناصر خاکی بیهنجار شده نسبت به کندریت، نمونه‌های گابرونوریتی، لوکوگابرونوریتی و گابرونوریت‌های آمفیبول دار دارای تهی‌شدگی در REE (به ترتیب با داشتن نسبت $(La_{(N)}/Yb_{(N)})$ برابر با $0/38$ ، $0/15$ ، $0/19$ ، تهی‌شدگی در عنصر Nb و نیز غنی‌شدگی در LILE) هستند (شکل ۸-ج). این ویژگی‌ها ژئوشیمیابی مشابه با سری‌های یونینیتی تا سری‌های تولئیتی جزایر قوسی تهی‌شده همخوانی دارد. گابرونوریت‌های آمفیبول دار با نسبت



شکل ۶ نمودار CaO/Al_2O_3 نسبت به عدد منیزیم برای گابروئیدهای مجموعه افیولیتی سلیمانیه. نشانه‌ها تغییر در ترکیب نسبت‌های فوق بر حسب جداش کانی‌های پلازیوکلاز، پیروکسن و الیوین را نشان می‌دهند.



شکل ۷ نمودار TiO_2 نسبت به MgO برای نمونه‌های گابروئیدی افیولیت‌های منطقه سلیمانیه. عالیم به کار گرفته شده همانند شکل ۵ انتخاب شدند.

۲) تغییرات عناصر کمیاب و نادر خاکی: به طور کلی میزان کل عناصر نادر خاکی در الگوی عناصر نادر خاکی بیهنجار شده نسبت به کندریت در تمامی نمونه‌های گابرویی پایین بوده که این ویژگی ژئوشیمیابی خاص دنباله‌های کومولایی است. الگوی عناصر نادر خاکی بیهنجار شده نسبت به کندریت برای این رشته از سنگ‌ها با تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک روشن است ($La_{(N)}/Yb_{(N)} = 0.2-0.8$). علاوه بر این، $SZ10-37$ که این مقدار برابر با $0/26$ است. بیهنجاری مشتبی از Eu نیز برای برخی از نمونه‌های گابرویی دیده شد که با انباشت مدى پلازیوکلاز در این سنگ‌ها رابطه‌ی مستقیم دارد (شکل ۸ الف). در نمودار عناصر کمیاب بیهنجار شده نسبت به N -MORB (شکل ۸ ب)، نمونه‌های گابرویی با غنی‌شدگی در Rb , Ba , K , Sr LILE دیده می‌شود. نسبت

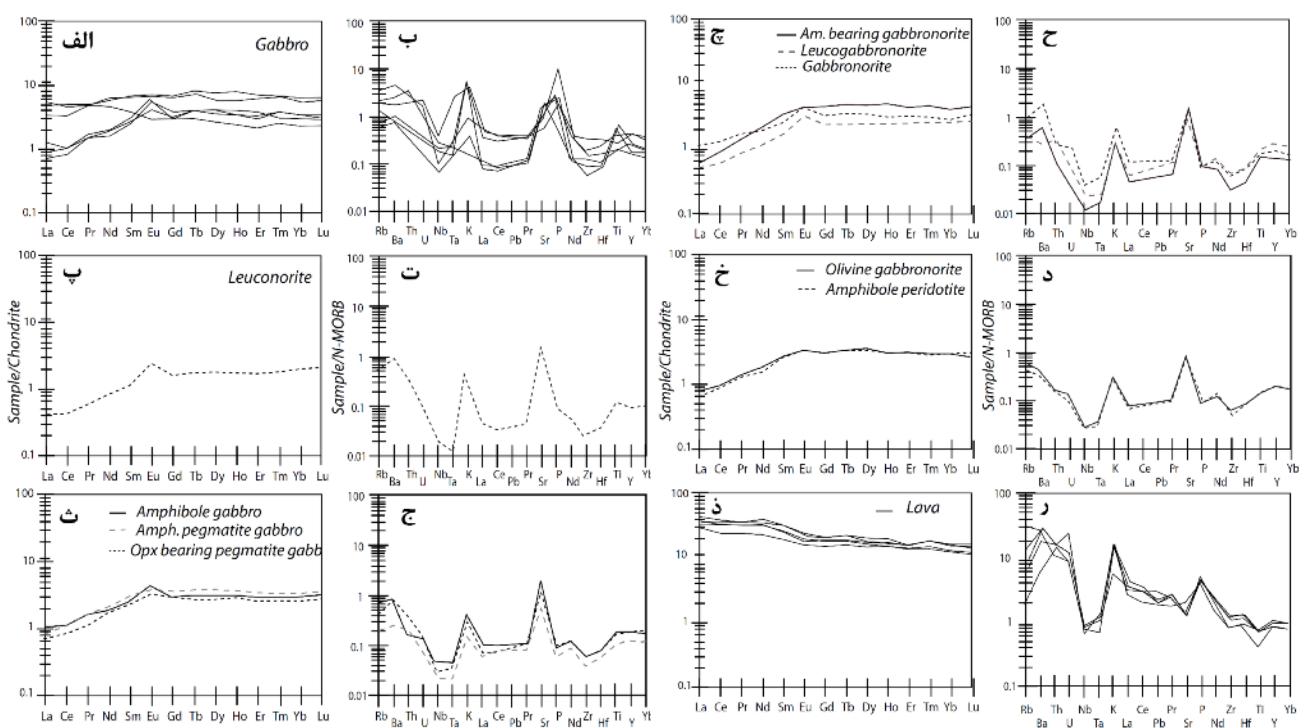
گدازه‌ها و دایک‌های افیولیت‌های سبزوار نیز برای مقایسه بررسی شده‌اند. گدازه‌های بازالتی تا بازالتی آندزیتی مورد بررسی، در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت، با غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک مشخص است (شکل ۸). علاوه بر این، نسبت $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Nb}_{(\text{N})}$ برای گدازه‌های مورد بررسی بین ۲/۲ تا ۱۳/۴ در تغییر است که نشان‌دهنده‌ی تهی‌شدگی بالا برای این عنصر در نمونه‌های مورد بررسی است. غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین) همراه با تهی‌شدگی در عناصر مانند Ti, Nb, Ta و شان‌دهنده‌ی گرایش واحدهای آتش‌فرشانی منطقه به سری‌های آهکی-قليایی است.

بحث پیرامون محیط تشکیل گابروئیدهای مورد بررسی
چنانکه در نمودارهای عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (شکل ۸) دیده می‌شود، اکثر سنگ‌های گابرویی منطقه‌ی سلیمانیه دارای تهی‌شدگی در کل عناصر نادر خاکی و نیز تهی‌شدگی در عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین‌اند. علاوه بر این تهی‌شدگی در Nb و Ta و غنی‌شدگی در عناصر LILE از دیگر ویژگی‌های ژئوشیمیایی این دنباله‌های گابرویی هستند.

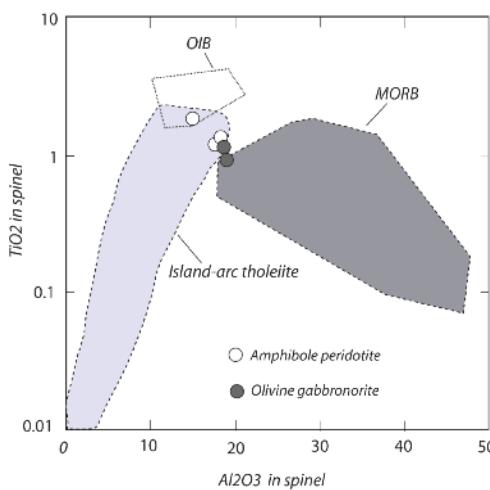
برابر با ۴/۶ دارای تهی‌شدگی بیشتری در عنصر Nb نسبت به گابرونوریتها (با نسبت $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Nb}_{(\text{N})}$ برابر با ۳/۲) و نیز لوکوگابرونوریتها (با نسبت $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Nb}_{(\text{N})}$ برابر با ۳/۱) است. خمیدگی رو به بالا بیشتر در منحنی عناصر نادر خاکی برای نمونه گابرونوریت آمفیبول‌دار می‌تواند به دلیل حضور آمفیبول (به همراه کلینوپیروسن مدی بالاتر) باشد که حتی باعث تعدیل بهنجاری مثبت Eu در این نمونه شده است. نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت برای نمونه‌های آمفیبول پریدوتیتی به واسطه‌ی غنی‌شدگی در عناصر نادر خاکی متوسط تا سنگین یک الگوی محدب رو به بالا را نشان می‌دهد. نسبت $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Nb}_{(\text{N})}$ در این نمونه‌ها برابر با ۰/۲۳ و ۰/۲۶ بوده که تهی‌شدگی شدیدی در LREE نشان می‌دهد (شکل ۸).

نسبت $\text{La}_{(\text{N})}/\text{Nb}_{(\text{N})}$ برای این نمونه‌های سنگی برابر با ۲/۹ و ۲/۷ است، بنابراین در این عنصر، نمونه‌های مورد بررسی تهی‌شدگی نشان می‌دهند. در نمودار چند عنصری بهنجار شده نسبت به N-MORB، غنی‌شدگی در LILE دیده می‌شود (شکل ۸).

علاوه بر بررسی گابروهای منطقه‌ی سلیمانیه، ترکیب



شکل ۸ نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۷] و نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به N-MORB [۱۸]. برای گابروئیدهای منطقه‌ی سلیمانیه.

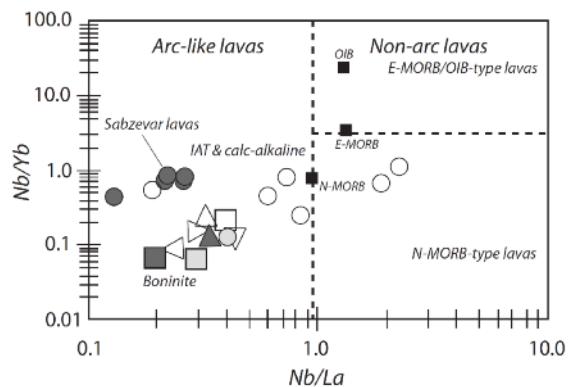


شکل ۱۰ دیاگرام TiO_2 در مقابل Al_2O_3 [۱۵] برای اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیتها و الیوین گابرونوریت‌های منطقه سلیمانیه.

برداشت

دباله‌ی مافیک-ترامافیک کومولایی افیولیت‌های منطقه سلیمانیه (شرق سبزوار) به طور بیشتر شامل آنورتوزیت‌ها، گابرونوریت‌ها، آمفیبول گابرونوریت‌ها، لوکوگابرونوریت‌ها، گابروهای پگماتیتی، نوریت‌ها، دیوریت‌ها به همراه آمفیبول پریدوتیت‌های پلاژیوکلازدارند. تنوع گابروهای مورد بررسی بیشتر از تغییر در فراوانی مدى کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپپروکسن، ارتوپپروکسن، آمفیبول و کمتر الیوین حاصل شده است. بافت‌های ارتوکومولایی، مزوکومولایی و کمتر ادکومولایی از جمله بافت‌های اصلی موجود در این نمونه‌های سنگی، و سولفیدها به همراه آمفیبول‌های قهقهه‌ای از دیگر تشکیل‌دهنده‌گان این گابروهای کومولایی هستند. دایک‌های داسیتی تا بازالی و حتی میکرودیوریتی این دباله‌ی کومولایی را قطع می‌نمایند. از نظر ژئوشیمیایی گابروهای کومولایی با عدد منیزیم ۶۵ تا ۵۰ درصد دیده شدند. برخی نمونه‌های گابرویی و آمفیبول پریدوتیت‌ها نسبت به نمونه‌های جدا شده‌تر آمفیبول‌دار، دارای عدد منیزیم بالاتری هستند. بیشتر نمونه‌ها دارای اکسید تیتان پایین بوده و با توجه به درصد تیتان پایین و مقدار بالای اکسید منیزیم بیشتر نمونه‌ها خاصیت بونینیتی (تا تولئیتی بسیار تهی شده جزایر قوسی) داشته و از یک گوشته تهی شده ریشه گرفته‌اند. این گابروها دارای الگوی مسطح تا تهی شده در عناصر نادر خاکی سبک بوده (در نمودار بهنجار-شده نسبت به کندریت)، که این ویژگی همراه با تهی شدگی از عناصری همچون نیوبیوم نشان‌دهنده و خاستگاه گدازه‌ی مادر آن‌ها از یک زون فرورانش دارد. بیشتر نمونه‌های گابروئیدی

این ویژگی‌های ژئوشیمیایی نشان‌دهنده‌ی گرایش گابروهای مورد بررسی به سری‌های بونینیتی و یا تولئیت‌های بسیار تهی-شده جزایر قوسی هستند. در مقابل گدازه‌های مورد بررسی در مقایسه با گابروها از عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین غنی‌شده بوده و با تهی شدگی در نیوبیوم و عناصر LILE به خوبی دیده می‌شوند. این خصوصیات ژئوشیمیایی برای گدازه‌های افیولیت‌های سبزوار نشان‌دهنده‌ی گرایش به سری‌های آهکی-قلیایی است. در نمودار Nb/Yb نسبت به Nb/La (شکل ۹) بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی سنگ-های وابسته به قوس‌های آتشفسانی واقع شده و اغلب گرایش بونینیتی تا تولئیت‌های تهی شده جزایر قوسی نشان می‌دهند، به جز دو مورد از نمونه‌های گابرویی (SZ10-6, SZ10-4) که گرایش به سری‌ها N-MORB دارند. نسبت به تمامی گدازه‌های منطقه سلیمانیه نیز گرایش به تولئیت‌های جزایر قوسی تا سری‌های آهکی-قلیایی نشان داده و به زون‌های فرورانش وابسته اند. اسپینل موجود در آمفیبول پریدوتیتها و الیوین گابرونوریت‌های منطقه‌ی سلیمانیه دارای عدد کروم (Cr#) به ترتیب بین ۰/۴۵ تا ۰/۴۴ و ۰/۴۲ تا ۰/۴۰ بوده، در حالی که عدد منیزیم (Mg#) آن‌ها به ترتیب بین ۰/۲۴ تا ۰/۱۹ و ۰/۲۳ تا ۰/۲۲ در تغییر است. میزان اکسید تیتان و اکسید آلومینیم اسپینل‌های موجود در آمفیبول پریدوتیت‌های سلیمانیه به ترتیب برابر با ۱/۹ تا ۲/۱ و درصد وزنی و در الیوین گابرونوریت برابر با ۱/۱۳ تا ۱ درصد وزنی است. با توجه به این ترکیب، در نمودار اکسید تیتان نسبت به اکسید آلومینیم [۱۵] اسپینل موجود در نمونه‌های مورد بررسی گرایش به تولئیت‌های جزایر قوسی تا متمایل به مورب را نشان می‌دهند (شکل ۱۰).



شکل ۹ نمودار Nb/Yb در مقابل Nb/La برای گابروئیدها و گدازه‌های منطقه سلیمانیه سبزوار (علائم به کار گرفته شده مانند شکل ۵ می‌باشد).

- [9] Pearce J.A., Alabaster T., Shelton A.W., Searle M.P., "The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications Philos", Trans. R. Soc. London A300 (1981) 299-317.
- [10] Takin M., "Iranian geology and continental drift in the Middle East", Nature 235 (1972) 147-150.
- [11] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C.A., Drake, C.L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*", Springer, New York. (1974) 873-887.
- [12] McCall G.J.H., "The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran ", Journal of Asian Earth Sciences. 15 (1977) 517-531.
- [13] Shojaat B., Hassanipak A.A., Mobasher K., Ghazi A.M., "Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran", Journal of Asian Earth Sciences. 21(2003) 1053-1067.
- [14] Ohnenstetter M., "The role of possible transverse faults in the development of the Sabzevar Ophiolites, North-East Iran, with special reference to magma chamber tectonics", these Sci.Geol., Bull., 36,1(1983)73-90, Strasbourg.
- [15] Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine, er-spinel and melt inclusion from primitive rocks", J. Petrol.42 (2001) 655-671.
- [16] Nicolas A., "Structure of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere", kluwer Academic Pub (1989) 367 P
- [17] McDonough W. F., Sun S. S., "The composition of the Earth", Chemical Geology. 120 (1995) 223-253.
- [18] Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalt: implications for mantle composition and process. In *Magmatism in Ocean Basins*", (eds A.D. Saunders, M.J. Norry), Geological Society, Special Publication, London, (1989) 313-345.

منطقه‌ی سلمانیه دارای غنی‌شدنگی در LILE نسبت به HFSE بوده و نشان‌دهنده‌ی جدا شدن آن‌ها از یک زون فرورانشی دارد.

مراجع

- [1] Dilek Y., Furnes H., Shallo M., "Suprasubduction zone ophiolite formation along the periphery of Mesozoic Gondwana", Gondwana Research. 11(2007) 435-475.
- [2] Kusky T.M., "Precambrian ophiolite and related rocks", Developments in Precambrian Geology 13(2004) Elsevier Publications.
- [3] Santosh M., Maruyama S., Sato K., "Anatomy of a Cambrian suture in Gondwana: Pacific-type orogeny in southern India?", Gondwana Research. 16 (2009) 321-341.
- [4] Pearce J.A., ROBINSON P.T., "The Troodos ophiolite complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting", Gondwana Research. 18 (2010) 60-81.
- [5] Yellappa T., Santosh M., Chetty T.R.K., Kwon S., Park C., Nagesh P., Mohanty D.P., Venkatasivappa V., "A Neoarchean dismembered ophiolite complex from southern India: Geochemical and geochronological constraints on its supra-subduction origin", Gondwana Research (2011). doi:10.1016/j.gr.05.300.
- [6] Rocci G., Ohnenstetter D., Ohnenstetter M., "La dualité des ophiolites Tethysiennes", Petrologie. 1(1975) 172-174.
- [7] Abbate E., Bortolotti V., Principi G., "Apennine ophiolites: a peculiar oceanic crust", Ophioliti. 1(1980) 59-96.
- [8] Pearce J.A., "Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Tethyan ophiolites", In: Panayiotou A. (Ed.), Ophiolites. Proc. Int. Ophiolite Symp., Nicosia, Geol. Surv. Dep. (1980) 261-272.