



سنگ‌زایی گدازه‌های بالشی با تکیه بر داده‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی در بخش شرقی افیولیت سبزوار

زهرا رضائی^۱، موسی نقره‌ئیان^{۱*}، امیلیو ساکانی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

۲- گروه فیزیک و علوم زمین، دانشگاه فرارا، ایتالیا

(دریافت مقاله: ۹۷/۶/۱۷، نسخه نهایی: ۹۷/۱۰/۱۰)

چکیده: گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار دارای بافت‌های واربولیتی، پورفیری با خمیره ریزسنگی، میان دانه‌ای و بادامی و کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت-دیوپسید)، اولیوین، آمفیبول (منیزیه‌استینگزیت) و کانی‌های کدر هستند. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن‌ها سری ماگمایی آهکی-قلیایی و محیط زمین‌ساختی بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای نشان می‌دهند. این سنگ‌ها از نظر زمین‌شیمیایی، دو گروه (۱) در اصل آندزیت، آهکی-قلیایی و دارای TiO_2 پایین و (۲) بازالت‌های قلیایی با TiO_2 بالا تقسیم می‌شوند. با توجه به نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی مورب عادی (N-MORB)، گروه ۱ غنی‌شدگی در La، U، Th و تهی‌شدگی در Ta، Nb و Ti و گروه ۲ غنی‌شدگی در Ta، Th و Nb نشان می‌دهند. سنگ‌های آهکی-قلیایی در محیط زمین‌ساختی فروانش و در اثر پوسته قاره‌ای تولید شده و در جنوب صفحه توران فوران یافته‌اند. برخلاف آن، سنگ‌های قلیایی در صفحه اقیانوسی تشکیل می‌شوند و سپس به طور زمین‌ساختی به مجموعه جلوی قوس افزوده می‌گردند.

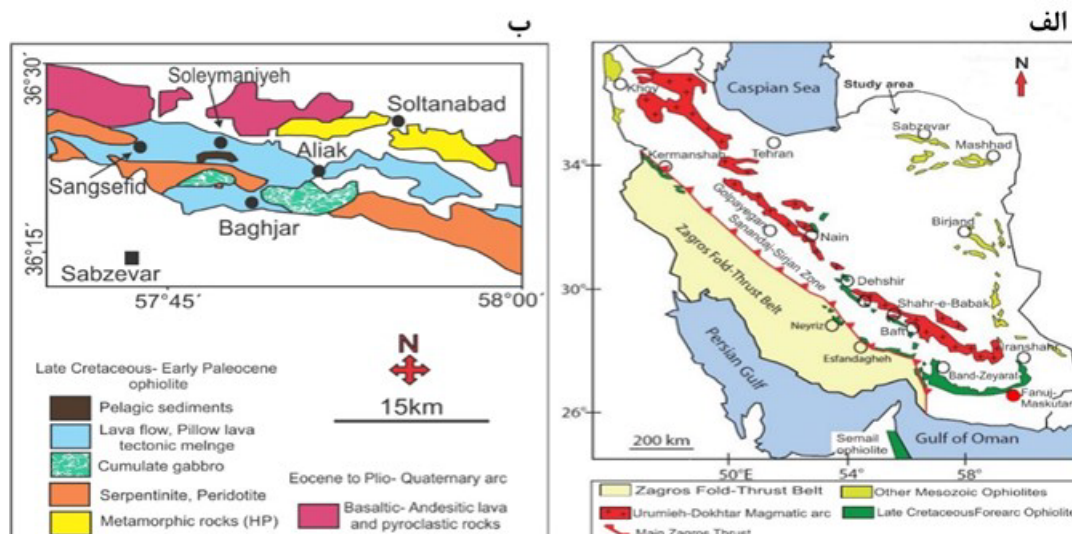
واژه‌های کلیدی: افیولیت سبزوار؛ گدازه بالشی؛ شیمی کانی؛ مزوزوئیک؛ شمال شرق ایران.

مقدمه

زاگرس شامل افیولیت‌های ماکو-خوی-سلماس (کمر بند خوی-ماکو) در شمال غرب ایران و نیز کرمانشاه-کردستان، افیولیت‌های نیریز و اسفندقه (حاجی آباد) (کرتاسه پسین-پالئوسن پیشین)، هم‌چنین افیولیت‌های واقع در طول مرز ایران-عراق (کرتاسه پسین)، (۴) افیولیت‌های کمر بند داخلی زاگرس شامل نائین، دهشیر، شهر بابک و افیولیت‌های پیرامون جنوب بلوک ایران مرکزی (کرتاسه پسین)، (۵) افیولیت‌های سبزوار- تربت حیدریه در شمال شرق ایران (کرتاسه پسین-پالئوسن پیشین). یکی از بخش‌های سازنده و مهم در توالی افیولیتی سبزوار، گدازه‌های بالشی هستند که در بخش‌های پسین پوسته اقیانوسی قرار می‌گیرند [۴]. در این مقاله تمرکز اصلی بر تفسیر داده‌های کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار است.

افیولیت‌های ایران بقایای اقیانوس‌های پالئوتتیس (سن پالئوزوئیک) و نئوتتیس (سن مزوزوئیک) هستند که به دلیل موقعیت جغرافیایی بی‌مانند خود از اهمیت ویژه‌ای برخوردارند (شکل ۱ الف) [۱]. افیولیت‌های پالئوزوئیک در شمال ایران در مرز بین قطعه توران (اوراسیا) و سیمریا (قطعه‌های ایران مرکزی و البرز) رخنمون دارند [۲، ۳]. این در حالی است که افیولیت‌های مزوزوئیک ایران بر اساس سن و جغرافیا به ۵ کمر بند تقسیم می‌شوند: (۱) افیولیت‌های منشور افزایشی مکران در جنوب شرق ایران شامل افیولیت‌های کهنوج (ژوراسیک پسین-کرتاسه)، (۲) افیولیت‌های بیرجند-نهبندان-چهل کوره (کمر بند بیرجند-نهبندان در شرق ایران بین قطعه‌های لوت و افغان) (کرتاسه پیشین تا پسین)، (۳) افیولیت‌های کمر بند خارجی زاگرس (کرتاسه پیشین) در طول رواندگی اصلی

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۵۲، نمابر: ۰۳۱۳۷۹۳۲۱۵۳، پست الکترونیکی: moussanoghrean@yahoo.com



شکل ۱ الف- پراکندگی افیولیت‌های ایران [۱]. و ب- نقشه زمین‌شناسی منطقه سبزوار برگرفته از نقشه ماگمایی ۱:۱۰۰۰۰۰ [۱].

روش بررسی

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری اصولی، مقاطع نازک از نمونه‌ها در آزمایشگاه دانشکده علوم زمین دانشگاه اصفهان تهیه و برای تجزیه شیمیایی انتخاب شدند. تجزیه به روش ریزپردازش نقطه‌ای کلینوپیروکسن و آمفیبول در گدازه‌های بالشی در آزمایشگاه تحقیقاتی دانشگاه نانس فرانسه به وسیله دستگاه‌های CAMEBAX و MS-46 در شرایط ولتاژ ۱۵ کیلوولت و جریان ۲۰ نانو آمپر و زمان تجزیه ۶ ثانیه و اندازه پرتو ۱ تا ۳ میکرومتر انجام شد. هم‌چنین برای تجزیه شیمیایی سنگ‌کل قرص‌های فشرده‌ای از پودرها انتخاب و از دستگاه طیف‌سنج فلئورسانس پرتو ایکس (XRF) ARL-Advant-XP در دانشکده علوم زمین دانشگاه فرارا در کشور ایتالیا، استفاده شد. مواد فرار (L.O.I) در دمای 1100°C اندازه‌گیری شدند. عناصری چون Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U و عناصر خاکی نادر (REE) با استفاده از دستگاه طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) مجهز به طیف سنج گرمایی سری X-1 اندازه‌گیری شدند.

زمین‌شناسی منطقه

توالی افیولیتی سبزوار با روند تقریباً شرقی- غربی مرز بین دو پهنه ساختاری ایران مرکزی و البرز- بینالود رخنمون دارد و مشخص‌کننده بخشی از شاخه شمالی اقیانوس نئوتتیس محسوب می‌شود [۵]. این مجموعه افیولیتی شامل پریدوتیت‌های گویسته‌ای و توالی پوسته‌ای است که اغلب پریدوتیت‌ها سرپانتینی شده‌اند. بخش‌های سالم آن دارای

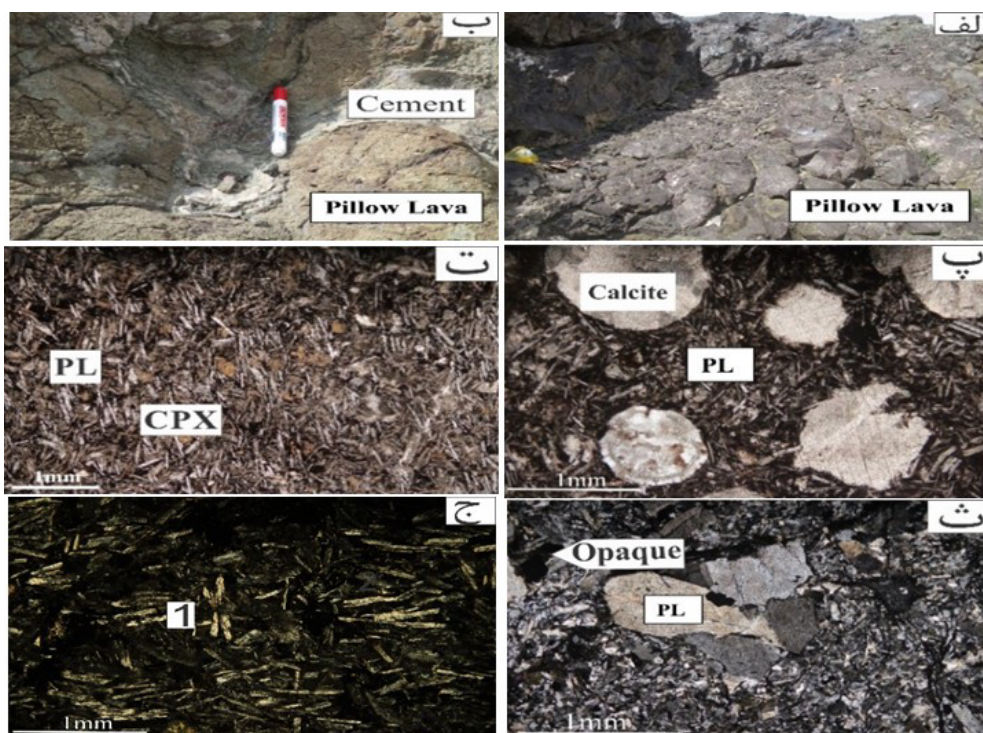
ترکیب هارزبورژیت و هارزبورژیت غنی از کلینوپیروکسن و کمی لرزولیت بوده و همراه با عدسی‌های دونیتی دربردارنده کرومیت هستند و توسط دایک‌های گابروی پگماتی، میکروگابرو و دیابازی منفرد و بودینه قطع شده‌اند. توالی پوسته‌ای آذرین درونی شامل ورلیت، گابروی لایه‌ای و گابروی همسانگرد است و به طور تدریجی در بالا به مجموعه دایک‌های صفحه‌ای تبدیل شده و توسط پلاژیوگرانیت قطع گردیده است. توالی پوسته‌ای خروجی شامل گدازه‌های بالشی، برش، توف و روانه بازالتی است که به صورت بین‌لایه‌ای با آهک‌های گودابه- ای دارای ریزفسیل‌های کرتاسه پسین (ماستریشین- ماستریشین پسین) قرار گرفته‌اند که بیانگر سن کرتاسه پسین برای گدازه‌های بالشی هستند [۶]. در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار توده‌هایی از سنگ‌های دگرگونی شامل شیست سبز، میکاشیست، شیست آبی، آمفیبولیت، گرانولیت و مرمر وجود دارد که بیشتر در بخش مرکزی و شرقی توالی واقع شده‌اند (شکل ۱ ب) [۱، ۷-۱۲]. منطقه مورد بررسی در گستره طول‌های جغرافیایی 40° تا 58° شرقی و عرض‌های جغرافیایی 30° تا 36° شمالی رخنمون دارند.

سنگ‌نگاری

گدازه‌های بالشی در منطقه مورد بررسی دارای شکل‌های مدور، کشیده و بیضوی بوده و به رنگ‌های تیره تا سبز و قهوه‌ای هستند و پستی و بلندی خشن را نمایان می‌سازند (شکل ۲ الف). سطح بالایی گدازه‌های بالشی اغلب محدب است، در حالی که سطح زیرین به پیروی از سطح بالایی گدازه‌های

گدازه‌های بالشی و بافت میان دانه‌ای در بخش‌های درونی‌تر گدازه‌های بالشی هستند. هم چنین بافت حفره‌ای ناشی از خروج گازها و مواد فرار هنگام سرد شدن در این گدازه‌ها تشکیل شده است. حفره‌ها با کلسیت، کلریت و سرسیت پر شده‌اند (شکل ۲ پ تا ث). در گدازه‌های بالشی با بافت واریولیتی، درشت بلورهای پلاژیوکلاز کوچکتر از سانتی‌متر دیده می‌شوند. بیشتر ریزدرشت بلورهای پلاژیوکلاز سوسوریتی شده‌اند. درشت بلورهای پلاژیوکلاز گاه دارای بافت‌های انحلالی بوده، در موارد اندک، زمینه به صورت خلیجی به داخل پلاژیوکلاز میزبان گسترش یافته است و لبه‌های واکنشی دگرسان شده‌ای دیده می‌شود. پلاژیوکلازها به صورت بلورهای سوزنی دسته جارویی و بادبزی، با بافت آبله‌گونی، کانی‌های اسکلتی (توخالی) در زمینه شیشه‌ای، شاخه‌ای و دم‌چلچله‌ای (شکل ۲ ج) هستند و برخی نیز ساختار ظاهری شبیه قلاب کمربند دارند که فضای خالی در آن توسط یک یا چند کلینوپیروکسن اشغال شده و نشانه سرد شدن سریع ماگماست.

بالشی پیشین شکل گرفته است. اغلب بین گدازه‌های بالشی فضاهایی وجود دارند که توسط موادی در قالب سیمان پر شده‌اند (شکل ۲ ب) و در اثر دگرسانی کف اقیانوس، گدازه‌های بالشی در بخش‌هایی تبدیل به اسپیلیت شده‌اند. در مقایسه با انواع مواد آذرین که در سطح زمین منجمد می‌شوند، انجماد گدازه‌های بالشی به دلیل تعامل با آب دریا بسیار سریع و ناگهانی است به طوری که موجب شکستگی‌های شعاعی در درون بالش‌ها و هم‌چنین شکستگی‌های منشوری با شکل چندوجهی در سطح گدازه‌های بالشی شده است. این شکستگی‌ها موجب تسریع اسپیلیتی شدن آنها می‌شود. از کانی‌های موجود در گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار می‌توان از اولیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و مگنتیت نام برد. اولیوین‌های شکل‌دار در اثر دگرسانی تبدیل به ایدنگزیت شده‌اند. پلاژیوکلاز هم به صورت درشت بلور و هم به صورت ریزسنگ حضور دارد. گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار بیشتر دارای بافت‌های میکروپورفیری با خمیره شیشه‌ای ریزسنگی و حالت جریان‌ی، گلومروپورفیریتی، واریولیتی در لبه



شکل ۲ تصاویر صحرایی و میکروسکوپی از گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار. الف- نمایی از گدازه‌های بالشی ب- گدازه‌های بالشی که به وسیله سیمان به هم متصل شده‌اند. پ- بافت حفره‌ای، که حفره‌ها به طور عمده از کلسیت پر شده‌اند (10X). ت- بافت ریزسنگی جریان‌ی که پلاژیوکلازها (PL) به همراه کلینوپیروکسن‌ها (CPX) جهت‌یافتگی دارند (5X). ث- بافت گلومروپورفیری، بلورهای درشت خوشه‌ای پلاژیوکلاز در یک زمینه دانه‌ریز ریزسنگی پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و کانی‌های کدر (10X). ج- سنگ بازالتی دربردارنده پلاژیوکلازهای با شکل دم‌چلچله‌ای (۱) (10X).

بلورها سالم‌ترند. خمیره از ریزسنگ‌های پلاژیوکلاز و بلورهای ریز کلاینوپیروکسن همراه با بقایای شیشه آتشفشانی کلریتی‌شده تشکیل یافته است. پیروکسن‌ها بیشتر اورالیتی شده‌اند. مگنتیت کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها، بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شود.

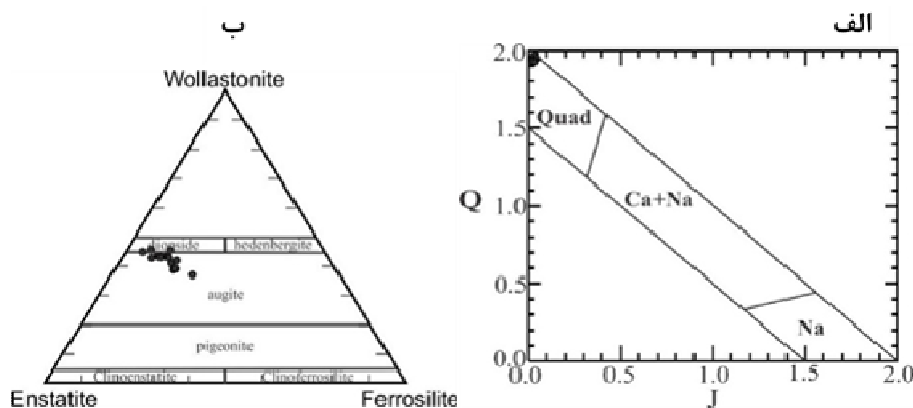
شیمی کانی‌ها

بر اساس نتایج تجزیه کانی به روش ریزپردازش نقطه‌ای (جدول ۱) و با توجه به نمودار رده‌بندی مرجع [۱۵]، ترکیب اعضای نهایی کانی کلاینوپیروکسن‌ها در گستره $\text{Fs}_{47/7-22/57}$ و در نمودار Q-J در گستره $\text{Wo}_{37/45-1/82}\text{En}_{40/50-38/33}$ پیروکسن‌های Ca-Mg-Fe دار (Quad) قرار می‌گیرد و ترکیب دیوپسید تا اوژیت را نشان می‌دهد (شکل‌های ۳ الف و ب). این کانی‌ها در اصل غنی از SiO_2 و MgO و فقیر از TiO_2 هستند.

رخداد این شکل‌های بلوری سرد شده در گدازه‌های بالشی امکان تبلور درجا را فراهم می‌کند [۱۳]. بلورهای کلاینوپیروکسن نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل هستند و بیشتر در زمینه سنگ یافت می‌شوند. در بالش‌های واربولیتی، کانی کلاینوپیروکسن اغلب اسکلتی بوده یا همراه با پلاژیوکلازها به صورت اسفرولیتی کروی درون فضای بسته رشته‌های پلاژیوکلازها رشد یافته است. کلاینوپیروکسن‌ها گاهی در مرکز بالش‌ها به صورت شاخه‌مانند دیده می‌شوند و به صورت بافت خال خال همراه با میانبارهای پلاژیوکلازها هستند. درشت بلورهای کلاینوپیروکسن توسط مجموعه‌ای از کلریت، اکتینولیت و کلسیت جانشین شده‌اند. ریزدرشت بلورها اغلب به صورت خوشه‌هایی از پلاژیوکلاز و کلاینوپیروکسن دیده می‌شوند که به صورت تداخلی و همزمان تشکیل شده‌اند و در مقایسه با درشت

جدول ۱ نتایج تجزیه به روش ریزپردازش نقطه‌ای کانی کلاینوپیروکسن بر اساس ۶ اکسیژن در نمونه‌های گدازه‌های بالشی مورد بررسی [۱۴].

نمونه	77BIR.33	77BIR.33	77BIR.33	77BIR.33	77BIR.33	77BIR.20B	77BIR.20B	77BIR.48	77BIR.48	77BIR.48	77BIR.48	77BIR.48	77BIR.48	77BIR.129
نقطه	۹	۱۰	۸	۱۱	۱۲	۱۶	۱۹	۴۱	۲	۳	۴	۵	۷	۳۲
SiO ₂	۵۰٫۶۳	۵۱٫۵۴	۵۱٫۸۴	۵۰٫۹۶	۵۰٫۴۱	۵۰٫۸۲	۴۹٫۸	۵۱٫۳۸	۵۲٫۵۹	۵۱٫۸۹	۵۱٫۲۱	۵۲٫۵۴	۵۳٫۲۲	۵۰٫۴۱
Al ₂ O ₃	۳٫۵	۳٫۲۶	۱٫۸۸	۲٫۳۹	۲٫۵۱	۲٫۹	۳	۱٫۹۹	۱٫۹۸	۲٫۵۶	۲٫۶۷	۱٫۷۴	۱٫۵	۳٫۱۵
FeO	۷٫۱۸	۷٫۹	۱۰٫۱	۱۰٫۶	۹٫۱۵	۱۰	۹٫۸۹	۸٫۶	۴٫۳۶	۵٫۸۸	۶٫۰۸	۵٫۳۲	۲٫۹۴	۷٫۲۸
MnO	۰٫۲۳	۰٫۱۷	۰٫۴۲	۰٫۴۶	۰٫۵	۰٫۴۳	۰٫۳۴	۰٫۳۳	۰٫۱۲	۰٫۲۹	۰٫۵۲	۰	۰٫۱	۰٫۳۱
MgO	۱۵٫۱۹	۱۵٫۶۱	۱۵٫۳۶	۱۴٫۹۶	۱۴٫۵۶	۱۶٫۰۶	۱۵٫۱۷	۱۵٫۴۲	۱۵٫۸۲	۱۶٫۳۲	۱۶٫۱۵	۱۷٫۳۹	۱۷٫۵۴	۱۴٫۴۱
CaO	۲۰٫۷۳	۲۱٫۲۹	۱۹٫۰۶	۱۹٫۲۴	۲۰٫۱۶	۱۹٫۳۸	۱۸٫۸	۱۹٫۸۸	۲۲٫۸۸	۲۱٫۴۸	۲۱٫۲۳	۲۱٫۴۱	۲۱٫۹۴	۲۱٫۶۴
Na ₂ O	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۷	۰٫۲۹	۰٫۳۲	۰٫۲	۰٫۰۹	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۲۶	۰٫۱۴	۰٫۲۵
K ₂ O	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰٫۰۲	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
TiO ₂	۰٫۲۶	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۰٫۳۴	۰٫۵	۰٫۷۵	۰٫۶۳	۰٫۳۶	۰٫۰۲	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۰۶	۰٫۰۹	۰٫۵۵
مجموع اکسید های کاتیونی	۹۷٫۸۹	۱۰۰٫۳۱	۹۹٫۲۴	۹۹٫۲۳	۹۹٫۰۶	۱۰۰٫۷۳	۹۷٫۹۷	۹۸٫۱۶	۹۸٫۸۶	۹۸٫۶۳	۹۸٫۱۲	۹۸٫۷۲	۹۷٫۳۸	۹۸
Si	۱٫۹۰۷	۱٫۹۰۳	۱٫۹۴۴	۱٫۸۸۶	۱٫۸۹۶	۱٫۹۵۵	۱٫۹۴۳	۱٫۹۳۱	۱٫۹۲۱	۱٫۹۴۱	۱٫۹۶۷	۱٫۹۲۱	۱٫۹۱۷	۱٫۹۰۷
Al(IV)	۰٫۰۹۳	۰٫۰۹۷	۰٫۰۵۶	۰٫۱۱۴	۰٫۱۰۴	۰٫۰۴۵	۰٫۰۵۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۷۹	۰٫۰۵۵	۰٫۰۳۳	۰٫۰۷۹	۰٫۰۸۳	۰٫۰۹۳
Al(VI)	۰٫۰۶۲	۰٫۰۴۳	۰٫۰۲۷	۰٫۰۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۴۴	۰٫۰۲۵	۰٫۰۴۳	۰٫۳۹	۰٫۱۶	۰٫۰۳۲	۰٫۰۲۷	۰٫۰۲۹	۰٫۰۴۸
Cr	۰	۰	۰	۰٫۰۰۲	۰	۰	۰	۰٫۰۰۴	۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱۸		۰	
Ti	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۹۷	۰٫۰۰۹	۰٫۰۲	۰٫۰۱۸	۰٫۰۱	۰٫۰۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۳	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۶
Fe(+2)	۰٫۲۲۶	۰٫۲۴۳	۰٫۳۱۵	۰٫۳۰۸	۰٫۳۱۳	۰٫۲۷۳	۰٫۱۳۴	۰٫۱۸۲	۰٫۱۹	۰٫۱۶۴	۰٫۰۹۱	۰٫۳۳۳	۰٫۲۹	۰٫۲۲۹
Mn	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰۵	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۹	۰٫۰۱۶	۰	۰	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۹
Mg	۰٫۸۶	۰٫۸۶۴	۰٫۸۶۴	۰٫۸۹۲	۰٫۸۶۶	۰٫۸۸	۰٫۹۳۶	۰٫۹۱۱	۰٫۹۰۹	۰٫۹۶۴	۰٫۹۷۲	۰٫۸۴۶	۰٫۸۳	۰٫۸۱۸
Ca	۰٫۸۳۸	۰٫۸۴۲	۰٫۷۶۶	۰٫۷۶۹	۰٫۷۶۷	۰٫۸۱	۰٫۹۰۵	۰٫۸۵۶	۰٫۸۵۳	۰٫۸۴۸	۰٫۸۶۸	۰٫۷۷۷	۰٫۸۲۱	۰٫۸۷۷
Na	۰٫۰۱۳	۰٫۰۱۴	۰٫۰۱۹	۰٫۰۲	۰٫۰۲۴	۰٫۰۱۵	۰٫۰۰۶	۰٫۰۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱۹	۰٫۰۱۹
K	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰	۰
کاتیون های کل	۴٫۰۱۳	۴٫۰۰۷	۴٫۰۱۳	۴٫۰۳۱	۴٫۰۲۹	۴٫۰۴۲	۴٫۰۱۲	۴٫۰۱۸	۴٫۰۲	۴٫۰۲۲	۳٫۹۹۳	۴٫۰۲۶	۴٫۰۱۸	۴٫۰۱۵
ولاستونیت	۴۳٫۴۹	۴۳٫۱	۳۹٫۱۲	۳۸٫۸	۳۹٫۱۳	۴۱٫۰۵	۴۵٫۸۲	۴۳٫۷	۴۲٫۹۱	۴۲٫۹۱	۴۵	۳۷٫۱	۴۱٫۹۷	۴۵٫۵۸
انستاتیت	۴۴٫۸۳	۴۴٫۲۱	۴۴٫۱۳	۴۵٫۰۵	۴۴٫۱۸	۴۴٫۶	۴۷٫۴	۴۶٫۵۲	۴۶٫۱۹	۴۸٫۷۶	۵۰٫۳۳	۴۰٫۳۸	۴۲٫۴۳	۴۲٫۴۹
فروسیلیت	۱۲٫۰۷	۱۲٫۶۹	۱۶٫۷۵	۱۶٫۱۵	۱۶٫۴۷	۱۴٫۳۴	۶٫۷۵	۹٫۷۵	۱۰٫۵	۸٫۳	۴٫۷	۲۲٫۵۷	۱۵٫۵۹	۱۱٫۹۲



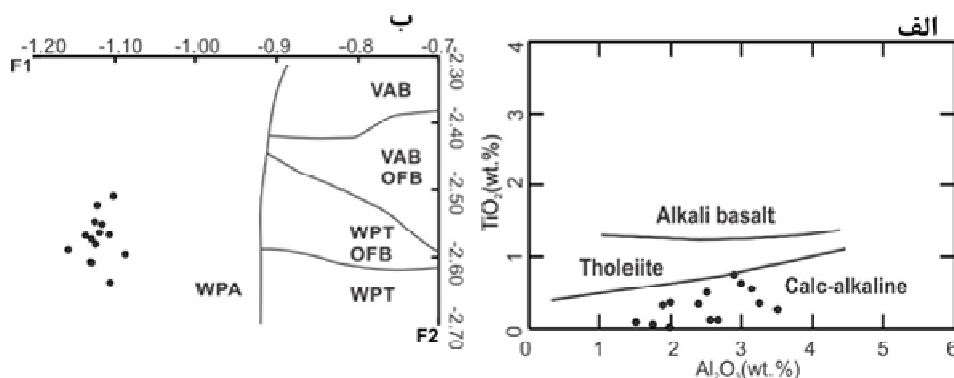
شکل ۳ الف- نمودار Q-J، که براساس آن کلینوپیروکسن‌ها در گستره Quad قرار می‌گیرند [۱۵]. ب- نمودار Wo-En-Fs که نشان دهنده ترکیب اوژیت و دیوپسید برای کلینوپیروکسن‌هاست [۱۵].

بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۴ ب).
F1 و F2 بر پایه تجزیه نقطه‌ای کانی کلینوپیروکسن به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$$F1 = -0.12SiO_2 - 0.807TiO_2 + 0.26Al_2O_3 - 0.12FeO^* - 0.26MnO + 0.87MgO - 0.128CaO - 0.419Na_2O$$

$$F2 = -0.469SiO_2 - 0.818TiO_2 - 0.212Al_2O_3 - 0.41FeO^* - 0.435MnO - 0.29MgO + 0.88CaO + 0.160Na_2O$$

به منظور تعیین عناصر اصلی سازنده آمفیبول‌ها، این کانی‌ها با ریزپردازشگر نقطه‌ای بررسی قرار شدند که دارای SiO_2 (۴۱/۵ - ۴۲/۷۴ درصد وزنی) و MgO (۱۴/۸۹ - ۱۵/۷۱ درصد وزنی) هستند (جدول ۲). این آمفیبول‌ها با توجه به نمودار رده‌بندی مرجع [۱۸] در گروه آمفیبول‌های کلسیمی قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف) و ترکیب منیزیوهایستینگزیت (شکل ۵ ب) نشان می‌دهند.

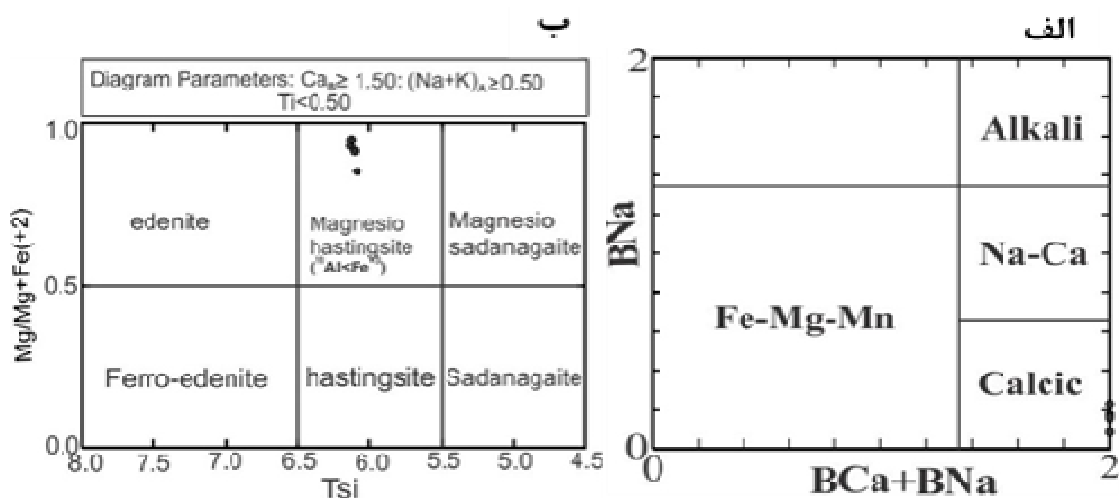


شکل ۴ الف- نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 که براساس آن کلینوپیروکسن‌ها در گستره آهکی-قلیایی قرار می‌گیرند [۱۶] و ب- نمودار F1-F2 که با استفاده از ترکیب کلینوپیروکسن‌ها محیط زمین ساختی بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای (WPA) نشان می‌دهد [۱۷].

از بین کانی‌های موجود در سنگ‌ها، کانی کلینوپیروکسن می‌تواند همه عناصر موجود در ماگما را در خود جای دهد، بنابراین ترکیب آن می‌تواند نماینده نوع ماگمایی باشد که این کانی از آن ناشی می‌شود. بر این اساس، نمودار Al_2O_3 نسبت به TiO_2 [۱۶] نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در گستره آهکی-قلیایی واقع شده‌اند (شکل ۴ الف). از جمله نمودارهایی که برای تشخیص محیط زمین ساختی ماگما از ترکیب کلینوپیروکسن استفاده می‌شود، می‌توان به نمودار F1-F2 [۱۷] اشاره کرد. این نمودار کلینوپیروکسن‌های بازالت‌های قلیایی درون صفحه‌ای (WPA) را از سایر انواع ماگما جدا می‌کند. جدایش ماگمای درون صفحه‌ای تولیتی (WPT) از ماگمای قوس آتشفشانی (VAB) نیز به خوبی صورت می‌گیرد؛ ولی همپوشی قابل ملاحظه‌ای بین بازالت‌های کف اقیانوس (OFB) و WPT دیده می‌شود. نتایج بررسی نمونه‌ها نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌ها در گستره

جدول ۲ نتایج تجزیه به روش ریزپردازش نقطه‌ای کانی آمفیبول بر اساس ۲۳ اکسیژن نمونه سنگ (77BIR.129) [۱۴].

نقطه	37	29	31	30
SiO ₂	۴۱٫۷۹	۴۲٫۷۴	۴۲٫۰۴	۴۱٫۵
Al ₂ O ₃	۱۳٫۰۸	۱۳٫۲۱	۱۲٫۸	۱۲٫۹۶
FeO	۹٫۹۵	۹٫۱۴	۸٫۹۳	۹٫۰۱
MnO	۰٫۱۳	۰	۰٫۰۴	۰
MgO	۱۴٫۸۹	۱۵٫۷۱	۱۵٫۵۵	۱۵٫۳
CaO	۱۲٫۲۷	۱۱٫۵۳	۱۱٫۶۷	۱۱٫۶۷
Na ₂ O	۲٫۲۱	۲٫۱۹	۲٫۱۳	۲٫۱۱
K ₂ O	۰٫۵۱	۰٫۵۲	۰٫۵۳	۰٫۴۸
مجموع کاتیونی	۹۴٫۸۳	۹۵٫۰۴	۹۳٫۶۹	۹۳٫۰۳
Si	۶٫۰۸۸	۶٫۱۳	۶٫۱۳۵	۶٫۱۰۷
Al(IV)	۱٫۹۱۱۳	۱٫۸۷	۱٫۸۶۵	۱٫۸۹۳۵
Site T	۸	۸	۸	۸
Al(VI)	۰٫۳۳۰۷	۰٫۳۵۸	۰٫۳۳۱۹	۰٫۳۶۱۲
Ti	۰٫۱۹۱۷	۰٫۱۶۶۶	۰٫۱۷۴	۰٫۱۶۹۹
Fe(+3)	۰٫۶۴۳۸	۰٫۹۲۴	۰٫۸۲۹	۰٫۸۲۲۸
Mg	۳٫۲۳۴	۳٫۳۷۹۷	۳٫۴۰۳۶	۳٫۳۷۷
Fe(+2)	۰٫۵۶۳۵	۰٫۱۷۱	۰٫۲۵۵۴	۰٫۲۸۱
Mn	۰٫۰۱۵۸	۰	۰٫۰۰۵	۰
جایگاه C	۴٫۹۹۹۵	۴٫۹۹۹۳	۴٫۹۹۸۹	۵٫۰۱
Ca	۱٫۹۱۵۴	۱٫۷۷۱	۱٫۸۲۴۷	۱٫۸۳۹۸
Na	۰٫۰۸۴۵	۰٫۲۲۹	۰٫۱۷۵۳	۰٫۱۶۰۲
جایگاه B	۱٫۹۹۹۸	۲	۲	۲
Na	۰٫۵۳۸۴	۰٫۳۷۹	۰٫۴۲۶	۰٫۴۴۰۶
K	۰٫۰۹۴۶	۰٫۰۹۵	۰٫۰۹۶۷	۰٫۰۸۹۹
جایگاه A	۰٫۶۳۳	۰٫۴۷۴	۰٫۵۲۳	۰٫۵۳۰۵
Mg/Mg+Fe(+2)	۰٫۸۵۲۳	۰٫۹۵۱	۰٫۹۳	۰٫۹۱۳۶



شکل ۵ الف- نمودار تقسیم‌بندی کلی و نامگذاری آمفیبول‌ها [۱۸] و ب- نمودار ب که براساس آن آمفیبول‌های موجود در گستره کلسیمی و از نوع منیزوهایستینگزیت هستند [۱۸].

شیمی سنگ کل

بر اساس نتایج تجزیه شیمیایی سنگ کل (جدول ۳)، گروه ۱ مربوط به سنگ‌های منطقه علیک بیشتر از نوع آندزیت و یک نمونه داسیت و گروه ۲ سنگ‌های منطقه باغجر و سلیمانیه از نوع بازالت و یک نمونه آندزیت تراکی هستند. مقادیر عناصر اصلی گروه ۱ عبارتند از SiO_2 ۶۲/۶۹ - ۶۷/۶۹٪، $\text{Mg\#}$ ۴۵/۳۰ - ۵۶/۸۰٪، TiO_2 ۰/۷۱ - ۰/۸۱٪ و P_2O_5 ۰/۲۶ - ۰/۳۲٪ و مقدار عناصر فرعی Y : ۱۵-۲۶ ppm و Zr : ۱۶۷-۱۳۶ ppm است. همچنین برای گروه ۲ نمونه سنگ‌های گدازه بالشی SiO_2 ۴۶/۲۰ - ۵۵/۰۳٪، $\text{Mg\#}$ ۳۳ - ۴۴/۳۰٪، TiO_2 ۱/۵۴ - ۳/۳۶٪، P_2O_5 ۰/۴۰ - ۱/۱۸٪ و Y : ۵۱/۹ - ۱۸/۱ ppm و Zr : ۴۵۷-۱۵۱ ppm است. مقدار قابل توجه L.O.I. این سنگ‌ها در اثر دگرسانی کف دریا و به دلیل حضور کانی‌های آبدار مانند آمفیبول است (جدول ۳). عنصر ناسازگار و غیرمتحرک Zr معیار مناسبی برای تشخیص فرایندهای ماگمایی در نمودارهای دوتایی است [۱۹]. بنابراین برای نامگذاری سنگ‌ها و تعیین سری ماگمایی از مقادیر Nb/Y نسبت به Zr/Ti [۲۰] استفاده شد (شکل ۶). بررسی گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار بر نمودار $100\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ نسبت به $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [۲۱] نشان می‌دهد که سنگ‌های گروه ۱ بیشتر دستخوش سدیمی شده‌اند (شکل ۷). نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده به N-MORB (شکل ۸ الف) [۲۲] برای هر دو گروه ۱ و ۲ رسم شده است که جدایش کمی به ویژه در عناصر خاکی نادر سنگین (HREE)ها دارند، اما از نظر عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE): (Th , Ba , Sr , Cs , Rb) و Ta دچار جدایش بیشتری شده‌اند و غنی‌شدگی نشان می‌دهند.

ترکیب سنگ کل نمونه‌های گروه ۱ به دلیل وجود دگرسانی برای عناصر LILE، U و Ta پراکندگی نشان می‌دهند، اما از نظر مقدار عناصر کمیاب به ویژه عناصر خاکی نادر سنگین همبستگی شیمیایی بیشتری با هم دارند. در مقایسه با گروه ۱، نمونه‌های گروه ۲ پراکندگی شیمیایی کمتری از نظر عناصر LILE دارند. الگوهای فراوانی عناصر

ناسازگار ناهنجاری مثبت در Th ، U ، La ، Ce و ناهنجاری‌های منفی در Ta ، Nb و Ti نشان می‌دهند. نمودار عناصر کمیاب بهنجار شده کندریت (شکل ۸ ب) [۲۳] از این سنگ‌ها، با شیبی ملایم از عنصر خاکی نادر سبک (LREE) به سمت HREE کاهش دارند. این الگوها برای گروه ۱ و ۲، به ترتیب غنی‌شدگی از مرتبه ۵۰-۷۰ و ۳۰۰-۱۲۰ برابر کندریت و تهی‌شدگی از مرتبه ۸-۱۵ و ۱۰-۳۰ برابر کندریت برای LREE و HREE دارند. نمودار $\text{Zr-Ti}/100 - \text{Y}^*$ [۲۴]، به طور بسیار مؤثری بازالت‌های درون صفحه‌ای و سایر انواع بازالت‌ها را از هم تفکیک می‌کند. هم‌چنین گستره تولیث جزایرقوسی و بازالت‌های آهکی-قلیایی جدا شده‌اند. نمونه‌های گدازه‌های بالشی مناطق مورد بررسی در گستره بازالت‌های آهکی-قلیایی (گروه ۱) و بازالت‌های درون صفحه‌ای (گروه ۲) واقع شده‌اند (شکل ۹).

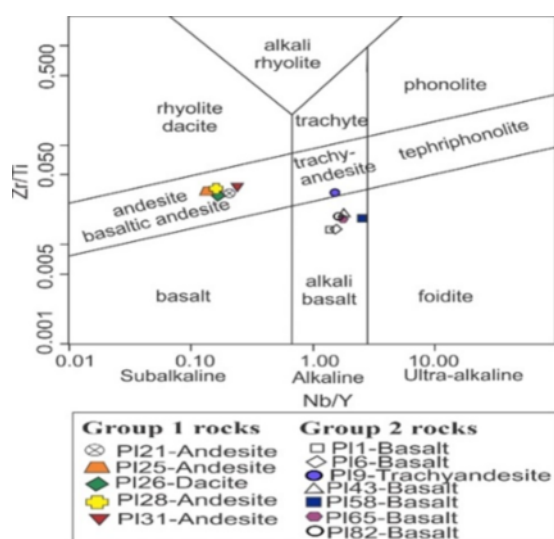
محیط زمین ساختی

بر اساس بررسی‌های پیشین [۲۵-۳۱] با توجه به تنوع زمین شیمیایی و سنگ‌شناسی این سنگ‌ها چندین رخداد زمین-ساختی ماگمایی متفاوت در حوضه اقیانوسی سبزوار روی داده است و مدل‌های زمین ساختی مختلفی برای تشکیل سنگ‌های ماگمایی متفاوت افیولیت سبزوار پیشنهاد شده است. یافته‌های جدید به بهبود مدل‌های زمین ساختی کمک می‌کند. شیمی سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی (گروه ۱) نشان می‌دهند که آنها به شدت متأثر از عناصر شیمیایی پوسته قاره‌ای هستند و پیشنهاد می‌شود که این سنگ‌ها در گستره جنوب حوضه قاره‌ای توران فوران کرده‌اند. هم چنین با توجه به ترکیب زمین شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی افیولیت سبزوار (گروه ۲) پیشنهاد می‌شود که خاستگاه آنها درون صفحه اقیانوسی است و این بازالت‌ها هنگامی که در اثر فعالیت زمین ساختی به منطقه گودال می‌رسند، به ناحیه جلوی قوس افزوده می‌شوند. آنها به طور موضعی با رسوب‌های آتشفشان آواری و تهنشست‌های آذرآواری ناشی شده از جلوی قوس پوشیده می‌شوند.

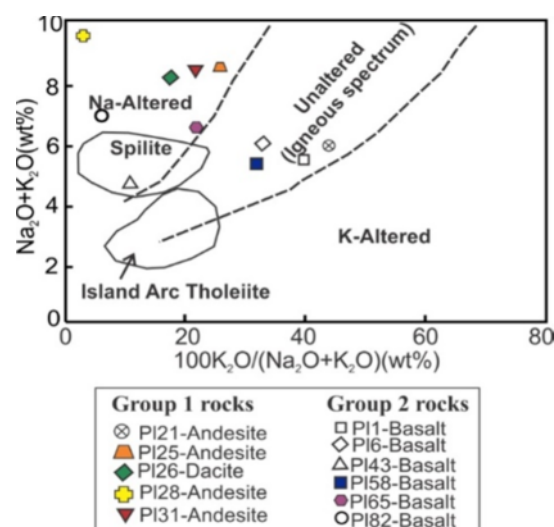
جدول ۳ نتایج تجزیه شیمیایی گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار (عناصر اصلی برحسب wt% و عناصر کمیاب برحسب ppm).

Tr: آندزیت تراکی، Bas: بازالت، Dac: داسیت، AND: آندزیت

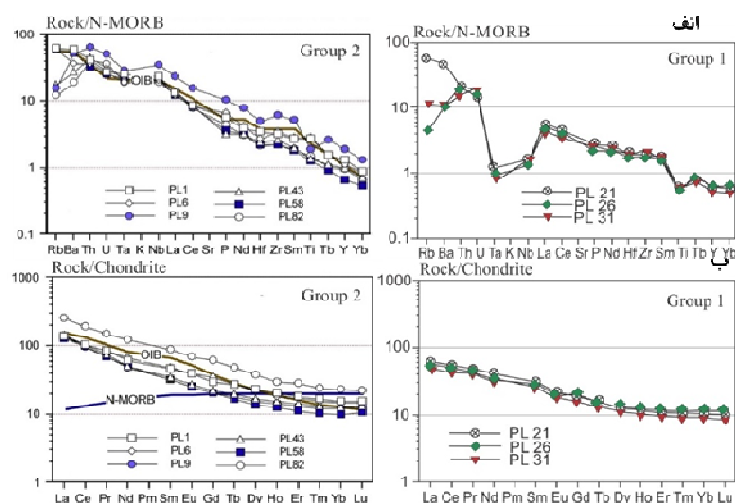
واحد سنگی	اگره					2گروه						
	علیک	علیک	علیک	علیک	علیک	باغجر	باغجر	باغجر	سلیمانیه	سلیمانیه	سلیمانیه	سلیمانیه
نماد	⊗	▲	◆	⬢	▼	□	◇	●	△	■	⬢	○
نمونه	PL21	PL25	PL26	PL28	PL31	PL1	PL6	PL9	PL43	PL58	PL65	PL82
سنگ	And.	And.	Dac.	And.	And.	Bas.	Bas.	Tr. And.	Bas.	Bas.	Bas.	Bas.
SiO ₂	۶۵.۴۰	۶۲.۶۹	۶۷.۶۹	۶۴.۳۱	۶۴.۱۰	۴۶.۲۰	۴۶.۷۸	۵۵.۰۳	۴۷.۰۲	۴۷.۲۸	۵۰.۴۰	۴۵.۵۶
TiO ₂	۰.۷۲	۰.۸۱	۰.۷۱	۰.۷۶	۰.۷۶	۳.۳۶	۳.۴۵	۲.۳۵	۱.۶۱	۱.۵۴	۱.۸۷	۱.۸۳
Al ₂ O ₃	۱۴.۲۴	۱۴.۸۱	۱۳.۱۳	۱۴.۱۷	۱۴.۱۹	۱۳.۳۲	۱۴.۰۴	۱۳.۷۸	۱۵.۱۶	۱۵.۱۸	۱۴.۸۲	۱۵.۶۶
Fe ₂ O ₃	۰.۵۵	۰.۶۳	۰.۴۶	۰.۶۰	۰.۴۷	۱.۶۴	۱.۶۹	۰.۵۲	۱.۰۳	۰.۹۷	۱.۱۰	۱.۰۱
FeO	۳.۶۵	۴.۲۲	۳.۰۷	۳.۹۷	۳.۱۴	۱۰.۹۵	۱۱.۲۶	۳.۴۷	۶.۸۵	۶.۸۸	۷.۳۲	۶.۷۲
MnO	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۰۹	۰.۱۱	۰.۰۸	۰.۱۹	۰.۱۵	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۲۰	۰.۲۴
MgO	۱.۹۸	۳.۱۱	۱.۴۳	۲.۵۷	۱.۷۹	۴.۸۹	۳.۱۱	۱.۹۲	۸.۱۰	۸.۲۰	۲.۳۱	۲.۶۱
CaO	۳.۰۵	۳.۱۵	۲.۶۹	۳.۳۴	۳.۹۷	۹.۸۳	۹.۴۶	۸.۱۰	۱۰.۰۵	۹.۵۶	۱۴.۳۱	۱۲.۲۸
Na ₂ O	۶.۳۵	۶.۷۱	۹.۳۶	۶.۵۸	۸.۸۸	۳.۳۲	۳.۹۹	۱۰.۸۸	۴.۱۵	۳.۴۹	۵.۰۶	۶.۵۵
K ₂ O	۲.۱۱	۱.۴۰	۰.۲۱	۱.۷۳	۰.۴۵	۲.۱۷	۱.۹۳	۰.۴۳	۰.۴۹	۱.۶۵	۱.۳۹	۰.۳۷
P ₂ O ₅	۰.۳۲	۰.۳۰	۰.۲۶	۰.۳۲	۰.۲۸	۰.۶۵	۰.۷۵	۱.۱۸	۰.۳۶	۰.۴۰	۰.۵۱	۰.۵۱
LOI	۱.۵۹	۲.۱۸	۰.۹۷	۱.۶۴	۱.۹۱	۳.۳۵	۳.۳۸	۲.۲۳	۵.۱۰	۵.۲۷	۳.۴۶	۱.۶۹
مجموع	۱۰۰.۰۵	۱۰۰.۱۱	۱۰۰.۰۷	۱۰۰.۰۹	۱۰۰.۰۱	۹۹.۸۹	۹۹.۹۹	۱۰۰.۰۳	۱۰۰.۰۵	۱۰۰.۱۵	۹۹.۹۲	۹۹.۹۷
Mg#	۴۹.۲	۵۶.۸	۴۵.۳	۵۳.۵	۵۰.۴	۴۴.۳۰	۳۳.۰۰	۴۹.۷۰	۶۷.۸۰	۶۹.۳۰	۳۶.۰۰	۴۰.۹۰
Zn	۵	۱۷	۲۸	۸	۱۶	۵۴	۴۰	۹۳	۳۷	۲۸	۴	۱۷
Cu	۱۷	۵۱	۴۸	۲۶	۳۳	۲۳	۳۴	-	۶۴	۳۲	۵۰	۲۳
Sc	۱۵	۱۷	۱۴	۱۶	۱۵	۲۳	۳۵	۱۳	۲۴	۲۶	۲۴	۲۴
Ga	۱۷	۱۷	۱۵	۱۷	۲۰	۲۵	۲۷	۲۷	۲۲	۲۰	۲۰	۲۲
Ni	۲	-	-	-	-	۲۴	۲۹	-	۳۰	۳۶	۱۰	۲۳
Co	۱۶	۲۰	۱۹	۱۷	۱۸	۳۹	۳۸	۱۸	۴۲	۳۹	۳۸	۴۱
Cr	۱۷	۱۵	۱۷	۱۲	۱۵	۵۹	۵۷	۶	۴۱	۳۶	۲۲	۲۷
V	۱۱۲	۱۲۳	۱۳۴	۱۲۱	۱۶۱	۲۹۱	۲۹۸	۱۲۷	۲۵۵	۲۴۶	۳۰۲	۳۴۱
Ba	۲۹۸	۱۹۹	۶۹	۲۵۴	۶۶	۳۷۸	۲۲۶	۳۳۵	۱۷۷	۳۳۳	۲۲۱	۱۲۲
Pb	۳	۳	۴	-	۴	۳	۳	۳	۳	۲	۲	۲
Rb	۳۱.۷	۱۹	۲.۳۵	۲۷	۶.۳۷	۲۴.۳	۳۲.۹۴	۸.۸۶	۹.۸۸	۲۳.۱	۱۲	۶.۸۷
Sr	۳۷۱	۳۰۳	۱۶۶	۳۵۰	۱۴۶	۵۵۵	۴۴۳	۳۷۸	۵۰۹	۸۸۳	۹۳۷	۴۱۵
Y	۱۷.۹	۲۶	۱۷.۵	۲۴	۱۵.۱	۳۷.۴	۳۱.۳	۵۱.۹	۲۷.۵	۱۸.۱	۲۲	۲۶.۲
Zr	۱۳۸	۱۶۵	۱۳۶	۱۵۴	۱۶۷	۲۴۰	۲۵۳	۴۵۷	۱۹۱	۱۶۶	۱۵۱	۱۶۷
Nb	۳.۷۷	۴	۳.۰۷	۴	۳.۶۸	۵۵.۴	۴۹.۱	۸۱.۰	۵۰.۵	۵۰.۰	۳۹	۴۴.۳
La	۱۴.۸	۳۵	۱۳.۳	۲۸	۱۱.۲	۳۲.۸	۳۱.۰	۵۹.۸	۳۴.۱	۳۰.۴	۳۱	۳۲.۴
Ce	۲۳.۴	۵۷	۲۰.۱	۵۹	۲۶.۴	۶۳.۶	۶۴.۴	۱۱۸	۶۳.۵	۶۱.۷	۶۷	۵۸.۰
Pr	۴.۵۵	-	۴.۱۰	-	۳.۸۵	۷.۹۶	۸.۰۰	۱۴.۵	۷.۰۹	۶.۶۱	-	۶.۶۹
Nd	۱۹.۲	۳۶	۱۵.۹	۳۰	۱۶.۵	۲۸.۶	۳۰.۹	۵۷.۱	۲۳.۶	۲۳.۶	۲۴	۲۲.۴
Sm	۴.۷۰	-	۴.۳۱	-	۴.۰۷	۷.۲۰	۷.۴۵	۱۳.۵	۵.۲۲	۴.۸۱	-	۴.۸۹
Eu	۱.۲۶	-	۱.۱۵	-	۱.۰۶	۲.۲۴	۲.۲۷	۴.۰۷	۱.۵۶	۱.۴۶	-	۱.۴۶
Gd	۳.۸۲	-	۳.۹۷	-	۳.۱۷	۶.۰۵	۷.۰۱	۱۲.۴	۴.۵۱	۴.۲۶	-	۴.۱۴
Tb	۰.۵۷۳	-	۰.۵۷۹	-	۰.۴۹۰	۱.۰۱	۱.۰۲	۱.۷۸	۰.۷۳۶	۰.۶۱۸	-	۰.۶۷۷
Dy	۳.۱۹	-	۳.۲۰	-	۲.۷۸	۵.۸۰	۵.۶۹	۹.۶۸	۴.۲۳	۳.۴۷	-	۳.۹۳
Ho	۰.۶۴۸	-	۰.۶۷۳	-	۰.۵۹۰	۱.۱۶	۱.۰۲	۱.۷۰	۰.۸۶۰	۰.۷۲۶	-	۰.۸۱۰
Er	۱.۷۶	-	۱.۹۰	-	۱.۵۴	۳.۰۲	۲.۹۲	۴.۷۹	۲.۳۲	۱.۸۶	-	۲.۱۸
Tm	۰.۲۷۲	-	۰.۲۹۰	-	۰.۲۳۵	۰.۴۲۰	۰.۳۹۱	۰.۶۲۲	۰.۳۳۲	۰.۲۶۵	-	۰.۳۱۳
Yb	۱.۷۵	-	۱.۹۴	-	۱.۵۳	۲.۶۵	۲.۵۴	۳.۹۷	۲.۱۶	۱.۶۵	-	۲.۰۴
Lu	۰.۲۵۰	-	۰.۲۹۷	-	۰.۲۱۷	۰.۳۹۹	۰.۳۷۱	۰.۵۷	۰.۳۳۵	۰.۲۶۷	-	۰.۳۱۴
Hf	۳.۹۶	-	۳.۷۸	-	۴.۰۰	۷.۰۴	۵.۵۹	۱۰.۱۸	۵.۰۴	۴.۶۴	-	۴.۴۰
Ta	۰.۱۶۲	-	۰.۱۲۲	-	۰.۰۹۹	۳.۳۲	۲.۴۸	۳.۷۹	۲.۸۴	۲.۸۸	-	۲.۵۷
Th	۲.۳۵	۱	۲.۶۲	-	۱.۸۶	۵.۰۴	۴.۴۱	۷.۶۶	۵.۳۸	۳.۸۹	۵	۵.۰۴
U	۰.۷۱۱	-	۰.۸۸	-	۰.۹۴۵	۰.۵۶۰	۱.۲۷	۲.۴۰	۱.۴۷	۱.۲۲	-	۰.۷۲۸
Ti	۴۳۰۰	۴۹۰۰	۴۳۰۰	۴۶۰۰	۴۵۰۰	۱۷۳۰۰	۱۸۳۰۰	۱۴۱۰۰	۹۷۰۰	۹۲۰۰	۸۴۰۰	۸۹۰۰
TiV	۳۹	۴۰	۳۲	۳۸	۳۹	۷۲	۷۲	۱۱۴	۴۰	۳۹	۳۳	۲۹
TiCr	۲۵۳	۳۲۷	۲۵۳	۳۸۳	۳۰۰	۲۹۳	۳۲۱	۲۳۵۰	۲۳۷	۲۵۶	۳۸۲	۳۳۰
NbY	۰.۱۷	۰.۱۷	۰.۱۵	۰.۱۸	۰.۱۴	۱.۱۱	۱.۲۹	۱.۴۷	۱.۸۸	۲.۲۴	۱.۷۵	۱.۹۳
ZrTi	۰.۰۴	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱
(LaSm) _N	۲۰.۳	-	۱.۹۹	-	۱.۷۸	۲.۴۴	۲.۶۹	۲.۸۵	۴.۲۲	۴.۰۷	-	۴.۲۷
(SmYb) _N	۲.۹۹	-	۲.۴۴	-	۲.۹۵	۳.۰۲	۳.۲۶	۳.۸۰	۲.۶۹	۳.۲۵	-	۲.۶۷
(LaYb) _N	۶.۰۸	-	۴.۹۲	-	۵.۲۶	۸.۹۰	۸.۷۷	۱۰.۸۲	۱۱.۳۴	۱۳.۲۱	-	۱۱.۴۰
Na ₂ O+K ₂ O	۵.۹۳	۸.۴۶	۸.۱۱	۹.۵۷	۸.۳۱	۵.۵	۵.۹۲	۱۱.۳۱	۴.۶۴	۵.۱۴	۶.۴۵	۶.۹۲
100K ₂ O	۲۵۶	۲۱۱	۱۴۰	۲۱	۱۷۳	۲۱۷	۱۹۳	۴۳	۴۹	۱۶۵	۱۳۹	۳۷



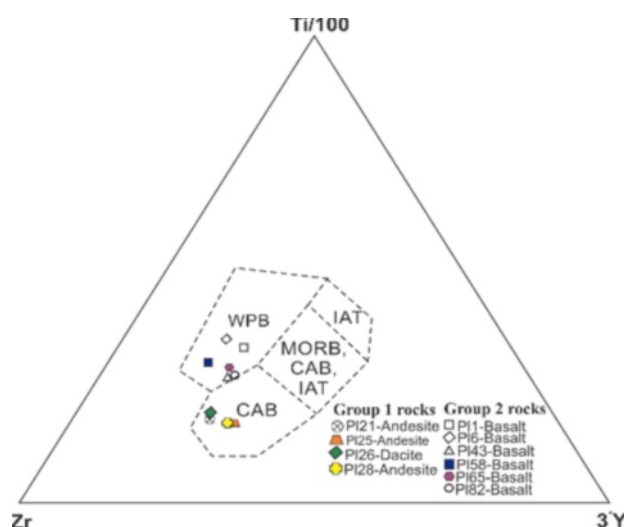
شکل ۶ نمودار Nb/Y نسبت به Zr/TiO_2 [۲۰] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن نشان داده شده‌اند.



شکل ۷ نمودار $100K_2O / Na_2O + K_2O$ نسبت به $Na_2O + K_2O$ [۲۱] که نمونه‌های مورد بررسی بر آن نشان داده شده‌اند.



شکل ۸ الف- نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده گدازه‌های بالشی افیولیت سبزوار نسبت به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی مورب عادی (NMORB) [۲۲] و ب- نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده گدازه‌های بالشی نسبت به کندریت [۲۳].



شکل ۹ نمودار $Zr, Ti/100, Y^*3$ [۲۴] که نشان دهنده قلمروهای جزایر قوسی، کف اقیانوس، آهکی قلیایی و درون صفحه‌ای است.

برداشت

با توجه به ترکیب زمین‌شیمیایی گدازه‌های بالشی مبنی بر اسیدی‌تر شدن و کاهش مقدار منیزیم مذاب اولیه طی صعود، نتیجه می‌شود که مذاب اولیه احتمالاً دارای ترکیب بازی‌تری بوده است. همراهی دراز مدت بازالت‌های کف اقیانوسی با آب دریا و همچنین اثر سیال‌های گرمایی صعود کننده بر روی آنها موجب دگرسانی در این سنگ‌ها شده و همبندی‌های دگرسانی در حد رخساره دگرگونی ضعیف تا حد رخساره شیت‌سبز است. با توجه به طبیعت آهکی-قلیایی و اثر مواد پوسته قاره‌ای، تشکیل سنگ‌های گروه ۱ در یک مجموعه زمین‌ساختی قوس قاره‌ای پیشنهاد می‌شود. سازوکار سنگ‌زایی تشکیل ماگماهای گروه ۲ همراه با شروع ذوب‌بخشی از گوشته عمیق و ادامه ذوب‌بخشی در گوشته کم‌عمق است. این ماگماها در مجموعه زمین‌ساختی درون صفحه اقیانوسی تشکیل می‌شوند.

مراجع

- [4] Coleman R.G., "Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere", Springer-Verlag, New York, (1977) 229 p.
- [5] Stocklin J., "Possible ancient continental margins in Iran", In C.A. Burk and C.L. Drake (Eds.), "The Geology of Continental Margins", Springer-Verlag, New York (1974) 873-887.
- [6] Vaziri-Tabar F., "Geologie und petrographie der ophiolithe und ihrer Volcanosedimentaren Folge-produkte im Ostteil des Bvergzuges nordlich Sabzevar/Khorasan (Iran)", Theses unive. Saarbuckten (1976) 152 p.
- [7] Macaudi J., "Les roches metamorphiques au chainon ophiolitique de Sabzevar. Etude structural du domaine de Soltanabad (NE Iran)", Ofioliti 8 (1983) 127-152.
- [8] Sahandi R., "Geological Map of Sabzevar Quadrangle, Scale 1:250,000", Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1993).
- [9] Majidi J., "Sabzevar Geological Map and Report, 1:100,000", Geological Survey and Mining Exploration of Iran (1999).
- [10] Sadredini E., "Geologie und petrographieim Mittelteil des Ophiolith zugesnordlechen Sabzevar (Khorasan/Iran)", Thesis University of Saaubrucken (1974) 120 p.
- [11] Alavi-Tehrani N., "Geology and petrography in the ophiolitic range NW of Sabzevar

- [1] Emami M.H., Sadeghi M.M., Omrani S.J., "Magmatic map of Iran, Scale 1:1,000,000", Geological Survey of Iran (1993).
- [2] Shafaii Moghadam H., Stern R.J., "Ophiolites of Iran: Keys to understanding the tectonic evolution of SW Asia: (1) Paleozoic ophiolites", Journal of Asian Earth Sciences 91 (2014) 19-38.
- [3] Alavi M., "Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin 103 (1991) 983-992.

- [20] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology* 20 (1977) 249-284.
- [21] Hughes C.J., "Spilites, keratophyres and the igneous spectrum", *Geological Magazine* 109 (1973) 513-527.
- [22] Sun S.S., McDonough W.F., "A chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implication for mantle composition and processes". In: Saunders A.D., Norry M.J. (Eds.), "Magmatism in oceanic basins", Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313-345.
- [23] Thompson R.N., "Magmatism of the British Tertiary volcanic province", *Scottish Journal of Geology* 18 (1982) 49-107.
- [24] Pearce J.A., Cann, J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses", *Earth and Planetary Science Letters* 19 (1973) 290-300.
- [25] Baroz F., Macaudière J., Montigny R., Noghreyan M., Ohnenstetter M., Rocci G., "Ophiolites and related formations in the central part of the Sabzevar (Iran) and possible geotectonics reconstructions". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie (Abhandlungen)* 168 (1984) 358-388.
- [26] Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N., "Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran)". *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 131 (1977) 156-178.
- [27] Lensch G., Mihm A., Alavi-Tehrani N., "Major element geochemistry of the ophiolites north of Sabzevar (Iran)". *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 7 (1979) 415-447.
- [28] 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 Science* 21 (2003) 1053-1067.
- [29] Khalatbari Jafari M., Babaie H.A., Mirzaie M., "Geology, petrology and tectonomagmatic evolution of the plutonic crustal rocks of the (Khorasan/Iran), with special regard to metamorphism and genetical relations in an ophiolite suite", Thesis University of Saarbrücken (1976) 147 p.
- [12] Noghreyan M., "Evolution géochimique, mineralogique et structurale d'un édifice ophiolitique singulier: le massif de Sabzevar (partie centrale)", NE de l'Iran, These Doc. d'Etat, Université de Nancy I, France (1982) 239 p.
- [13] Drever H.I., Johnston R., "The petrology of picritic rocks in minor intrusions a Hebridean Group", *Trans Roy Soc Edinburgh* 63 (1958) 459-99.
- [14] Aarab E.M., "Essai de caracterisation d'une serie volcanosedimentaire au voisinage d'une complexe ophiolitique (Sabzevar, Iran)", D.E.A. Petrogenese et metallogenese profondes, universite de Nancy I, France (1981) 32 p.
- [15] Morimoto N., Fabrice J., Ferguson A., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Akoi K., Gottardi G., "Nomenclature of pyroxenes", *American Mineralogist* 173 (1988) 1123-1133.
- [16] Lebas N.J., "The rule of aluminous in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage", *American Journal of Science* 260(4) (1962) 267-88.
- [17] Nisbet E.G., Pearce J.A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic setting", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 63(2) (1977) 161-173.
- [18] Leak B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G., "Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names", *Canadian Mineralogist* 35 (1997) 219-246.
- [19] Miyashita S., Adachi Y., Umino S., "Along-axis magmatic system in the northern Oman ophiolite: Implications of compositional variation of the sheeted dike complex", *An Electronic Journal of the Earth Sciences* (2003) 1-26.

the Albanian–Greek ophiolites and sub-ophiolitic mélanges. New constraints for the Triassic–Jurassic evolution of the Neo-Tethys in the Dinaride sector". Lithos 124 (2011) 227-242.

[32] Chauvet F., Lapierre H., Maury R.C., Bosch D., Basile C., Cotton J., Brunet P., Campillo S., "Triassic alkaline magmatism of the Hawasina Nappes: Post-breakup melting of the Oman lithospheric mantle modified by the Permian Neotethyan Plume". Lithos 122 (2011) 122-136

Sabzevar ophiolite, NE Iran". Geological Magazine 150 (2013b) 862-884.

[30] Omrani H., Moazzen M., Oberhansli R., Altenberger U., Lange M., "The Sabzevar blueschists of the North-Central Iranian micro-continent as remnants of the Neotethys related oceanic crust subduction". International Journal of Earth Science 102 (2013) 1491-1512.

[31] Saccani E., Beccaluva L., Photiades A., Zeda O., "Petrogenesis and tectono-magmatic significance of basalts and mantle peridotites from