

سال بیست و سوم، شماره دوم، تابستان ۹۴، از صفحه ۳۰۹ تا ۳۲۰

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گدازه‌های بالشی و سنگ‌های مافیک در بخش میانی پهنه‌ی گسلی نصرت آباد- کهورک، شرق ایران

حلیمه مجددی مقدم*، علی احمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۲/۱۱/۱۵، نسخه نهایی: ۹۳/۴/۲۹)

چکیده: سنگ‌های مافیک واقع در پهنه‌ی گسلی نصرت آباد- کهورک، در یکصد کیلومتری غرب زاهدان، شرق ایران، به ردیفی از سنگ‌های پریدوتیت، گابرو، دیاباز، بازالت بالشی و رادیولاریت وابسته‌اند که نشان دهنده‌ی ماهیت افیولیتی آنهاست. بنابراین، سنگ‌های مافیک یاد شده نشان دهنده‌ی بخشی از پوسته‌ی اقیانوسی فسیل شده بوده و از نظر ترکیب شیمیایی قابل مقایسه با بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند. این سنگ‌ها از پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت، کلسیت و مگنتیت تشکیل شده و فاقد الیوبین هستند. میانگین عدد منیزیمی برابرست با ۵۲ با مقادیر متوسط $MgO = 6.24wt\%$ ، $Ni = 109ppm$ و $Cr = 371ppm$ که نشان دهند این است که ماگمای تشکیل دهنده این سنگ‌ها اولیه نبوده و جدایش بلورین را از سر گذرانده است. مقادیر نسبتاً بالای Na_2O این سنگ‌ها نشان‌دهنده‌ی واکنش ماگمای سازنده‌ی آنها با آب دریا و اسپلیتی شدن خفیف سنگ‌هاست. نسبت‌های پایین LILE/HFSE نشان دهنده شباهت ژئوشیمیایی ماگماهای سازنده این سنگ‌ها به بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی (MORB) و شیب ملایم در نمودارهای عنکبوتی و عناصر نادر خاکی و نیز پایین بودن نسبت‌های LREE/HREE حاکی از نزدیکی آنها به ماگماهای مورب عادی (N-MORB) است. بنابراین، چنین انگاشته می‌شود که پهنه‌ی گسلی نصرت آباد- کهورک در آغاز پیدایش به صورت یک شکافت میان اقیانوسی عمل کرده است.

واژه‌های کلیدی: مورب؛ سنگ‌های مافیک؛ افیولیت؛ پهنه‌ی گسلی نصرت آباد - کهورک.

مقدمه

البرز، افیولیت‌ها و آمیزه‌های رنگین در مرزهای خرد قاره ایران مرکزی و شرق ایران. [۴] افیولیت‌های موجود در گستره‌ی ایران را در سه گروه بزرگ قرار دادند که از نظر سن، ترکیب و محیط زمین‌شناسی نسبت به هم متفاوتند، این سه گروه عبارتند از:

بسیاری از پژوهشگران، افیولیت‌های ایران را از جنبه‌های مختلف مورد بررسی قرار داده‌اند [۲، ۱]. اولین بار [۳] افیولیت‌های ایران را به چهار گروه تقسیم کرد: افیولیت‌های زاگرس، افیولیت‌های شمال غربی ایران، افیولیت‌های شمال رشته کوه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۷۱۰۳۰۴۴، شماره: ۰۵۴۳۳۴۴۶۵۶۵، پست الکترونیکی: Halimeh.mojadadi@gmail.com

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، که به صورت اکسید بیان شده است.

sampel	N-K-1	N-K-3	N-K-5	N-K-7	N-K-9	N-K-11	N-K-13	N-K-15	N-K-17
Rock Type	G	B	B	D	B	D	B	D	B
SiO ₂	۴۵٫۷۷	۴۵٫۴۵	۵۲٫۲۴	۴۴٫۷۴	۵۱٫۵۲	۴۴٫۹۶	۴۸٫۸۲	۴۴٫۳۰	۴۶٫۵۹
Al ₂ O ₃	۱۳٫۳۶	۱۳٫۲۳	۱۰٫۲۱	۱۳٫۸۶	۱۱٫۸۲	۱۱٫۶۳	۱۲٫۳۱	۱۵٫۱۴	۱۲٫۷۲
Fe ₂ O ₃	۲٫۱۸	۳٫۲۰	۳٫۰۲	۳٫۷۸	۳٫۱۱	۳٫۸۸	۳٫۳۴	۳٫۳۳	۲٫۸۷
FeO	۶٫۹۱	۶٫۰۲	۵٫۹۲	۹٫۰۴	۵٫۴۲	۸٫۲۶	۷٫۱۰	۸٫۰۰	۴٫۲۲
MgO	۹٫۲۶	۴٫۷۱	۲٫۸۹	۵٫۸۷	۳٫۴۲	۶٫۱۷	۴٫۹۵	۶٫۶۳	۲٫۸۷
CaO	۱۵٫۹۱	۱۶٫۵۶	۱۲٫۰۷	۱۳٫۴۶	۱۱٫۸۵	۱۴٫۳۰	۱۰٫۲۹	۱۴٫۶۹	۲۰٫۰۹
Na ₂ O	۲٫۲۵	۴٫۰۴	۵٫۳۰	۳٫۲۰	۵٫۷۰	۳٫۲۵	۵٫۷۹	۲٫۵۲	۴٫۳۴
K ₂ O	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۰۲	۰٫۰۷	۰٫۰۱	۰٫۰۳	۰٫۰۱
TiO ₂	۰٫۶۲	۱٫۵۸	۱٫۴۱	۲٫۲۴	۱٫۵۰	۲٫۲۹	۱٫۷۳	۱٫۷۹	۱٫۲۶
P ₂ O ₅	۰٫۰۶	۰٫۲۵	۱٫۶۲	۰٫۳۳	۰٫۲۹	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۲۷	۰٫۲۶
MnO	۱٫۸۰	۱٫۴۹	۱٫۱۲	۲٫۳۵	۱٫۳۷	۲٫۱۲	۱٫۷۳	۲٫۲۴	۱٫۳۶
LOI	۲٫۵۸	۶٫۸۵	۵٫۵۹	۲٫۶۰	۶٫۳۸	۲٫۴	۶٫۰۹	۲٫۳	۷٫۰۴
SUM	۹۶٫۳	۹۲٫۹	۹۲٫۶۱	۹۷٫۶۹	۹۲٫۸۲	۹۴٫۳۵	۹۳٫۱۴	۹۷٫۶۴	۹۳٫۱۵
Mg#	۶۸٫۹۴	۵۳٫۵۹	۴۲٫۶۲	۴۹٫۵۵	۴۷٫۴۸	۵۲٫۰۴	۵۱٫۶۳	۵۵٫۶۷	۴۷٫۶۶

B: بازالت، G: گابرو، D: دیاباز؛ مقادیر به صورت مجموع صد (۱۰۰) برای مقادیر بدون LOI نشان داده شده است تا مقایسه برای خواننده آسان گردد و مقادیر LOI و مجموع واقعی آمده است؛ - عدد منیزیمی (Mg#) بر اساس $FeO = 0.85 \sum Fe$ حساب شده است.

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی عناصر کم مقدار (ppm).

sampel	N-K-1	N-K-3	N-K-5	N-K-7	N-K-9	N-K-11	N-K-13	N-K-15	N-K-17
Rock Type	G	B	B	D	B	D	B	D	B
La	۱٫۱۳	۲٫۹۲	۴٫۲۱	۳٫۲۷	۳٫۲۰	۴٫۱۶	۳٫۸۲	۳٫۰۴	۴٫۰۲
Ce	۲٫۸۸	۸٫۱۳	۸٫۲۳	۹٫۹۸	۸٫۵۷	۱۲٫۳۹	۹٫۲۳	۸٫۹۲	۹٫۶۹
Pr	۰٫۵۷	۱٫۴۲	۱٫۶۰	۱٫۷۹	۱٫۵۳	۲٫۰۹	۱٫۶۹	۱٫۶۴	۱٫۶۱
Nd	۲٫۸۵	۷٫۰۳	۷٫۷۹	۹٫۱۴	۷٫۳۰	۱۰٫۱۷	۸٫۳۵	۸٫۶۹	۷٫۸۸
Sm	۱٫۰۹	۲٫۳۴	۲٫۳۷	۳٫۱۷	۲٫۲۸	۳٫۲۶	۲٫۵۹	۲٫۸۶	۲٫۳۲
Eu	۰٫۴۹	۰٫۸۳	۰٫۸۱	۱٫۰۸	۰٫۷۹	۱٫۱۷	۰٫۹	۱٫۰۳	۰٫۷۹
Dy	۲٫۱۶	۳٫۹۷	۳٫۶۴	۵٫۵۴	۳٫۵۶	۵٫۲۸	۴٫۰۴	۵٫۰۰	۳٫۶۸
Yb	۱٫۴۸	۲٫۴۷	۲٫۴۹	۳٫۵۴	۲٫۴۷	۳٫۵۰	۲٫۶۷	۳٫۳۵	۲٫۴۰
Lu	۰٫۲۷	۰٫۵۱	۰٫۴۸	۰٫۶۴	۰٫۴۶	۰٫۶۴	۰٫۵۱	۰٫۶۴	۰٫۴۷
Y	۱۴٫۱۹	۲۸٫۰۶	۲۶٫۶۲	۳۵٫۴۴	۲۳٫۳۱	۳۱٫۳۳	۲۴٫۳۲	۲۹٫۱۲	۲۰٫۷۷
Cs	۱٫۳۷	۰٫۰۴	۰٫۰۱	۰٫۴۰	۰٫۰۱	۰٫۹۸	۰٫۰۰	۰٫۳۳	۰٫۰۲
Rb	۱۴٫۸۱	۰٫۷۳	۴٫۰۷	۱٫۲۱	۱٫۴۹	۱٫۷۵	۱٫۸۲	۱٫۹۱	۱٫۴۷
Ba	۶۹٫۰۰	۷۰٫۰۰	۱۰۳٫۰۰	۱۱۲٫۰۰	۱۱۴٫۰۰	۱۲۵٫۰۰	۱۱۲٫۰۰	۱۱۹٫۰۰	۱۰۲٫۰۰
Th	۰٫۰۰	۰٫۰۷	۰٫۱۲	۰٫۰۳	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۱۵
U	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۳۰	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۰۶	۰٫۱۳	۰٫۰۴	۰٫۳۳
Ta	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۳۵	۰٫۲۶	۰٫۳۷	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۲۶	۰٫۲۶
Nb	۰٫۳۸	۱٫۵۸	۱٫۴۸	۱٫۵۹	۱٫۸۶	۲٫۵۹	۱٫۹۰	۱٫۹۴	۱٫۹۶
La	۱٫۱۳	۲٫۹۲	۴٫۲۱	۳٫۲۷	۳٫۲۰	۴٫۱۶	۳٫۸۲	۳٫۰۴	۴٫۰۲
Ce	۲٫۸۸	۸٫۱۳	۸٫۲۳	۹٫۹۸	۸٫۵۷	۱۲٫۳۹	۹٫۲۳	۸٫۹۲	۹٫۶۹
Sr	۱۷۲٫۹۳	۱۱۸٫۹۰	۸۴٫۹۱	۲۰۳٫۶۰	۱۳۶٫۸۷	۲۴۵٫۵۲	۱۲۲٫۵۷	۱۳۱٫۴۲	۴۷٫۴۹
Nd	۲٫۸۵	۷٫۰۳	۷٫۷۹	۹٫۱۴	۷٫۳۰	۱۰٫۱۷	۸٫۳۵	۸٫۶۹	۷٫۸۸
Hf	۱٫۲۲	۳٫۵۲	۳٫۳۰	۳٫۶۴	۳٫۸۵	۴٫۹۰	۴٫۲۱	۳٫۴۶	۳٫۴۱
Zr	۲۶٫۱۹	۹۸٫۳۷	۹۳٫۱۰	۹۲٫۴۳	۹۳٫۷۸	۱۲۵٫۱۲	۱۱۰٫۲۴	۷۵٫۷۵	۹۰٫۵۰
Sm	۱٫۰۹	۲٫۳۴	۲٫۳۷	۳٫۱۷	۲٫۲۸	۳٫۲۶	۲٫۵۹	۲٫۸۶	۲٫۳۲

۱- نوار زاگرس - عمان، ۲- نوار ایران مرکزی، ۳- نوار مکران - زاهدان.

گدازه‌های بالشی موجود در افیولیت‌ها نشانه‌ای از برون ریزی گدازه‌ها در محیط‌های آبی دریایی هستند و اطلاعات ارزشمندی در مورد خاستگاه گدازه‌ی اولیه، درصد گداخت بخشی، محیط زمین‌ساختی و فرایندهای آتشفشانی زیر دریایی در اختیار محققان قرار می‌دهند [۵]. گدازه‌های بالشی واحد پراهمیت مجموعه‌های افیولیتی هستند که افق خاصی را در بخش پوسته‌ای افیولیت‌ها، مستقیماً زیر بخش رسوبی و روی دایک‌های دیابازی اشغال می‌کنند [۷،۶]. وجود گدازه‌های بالشی در مجموعه‌های افیولیتی نشان دهنده‌ی تشکیل آن‌ها در یک موقعیت و خاستگاه گسترش بستر دریاست. در این پژوهش، گدازه‌های بالشی و دایک‌های دیابازی مجموعه‌ی افیولیتی نصرت آباد، واقع در غرب زاهدان، بر پایه‌ی بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی مورد بررسی قرار گرفته و نیز با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی واحدهای مافیک از افیولیت نامبرده خاستگاه احتمالی ماگما و جایگاه زمین‌ساختی این سنگ‌ها تعیین شده است.

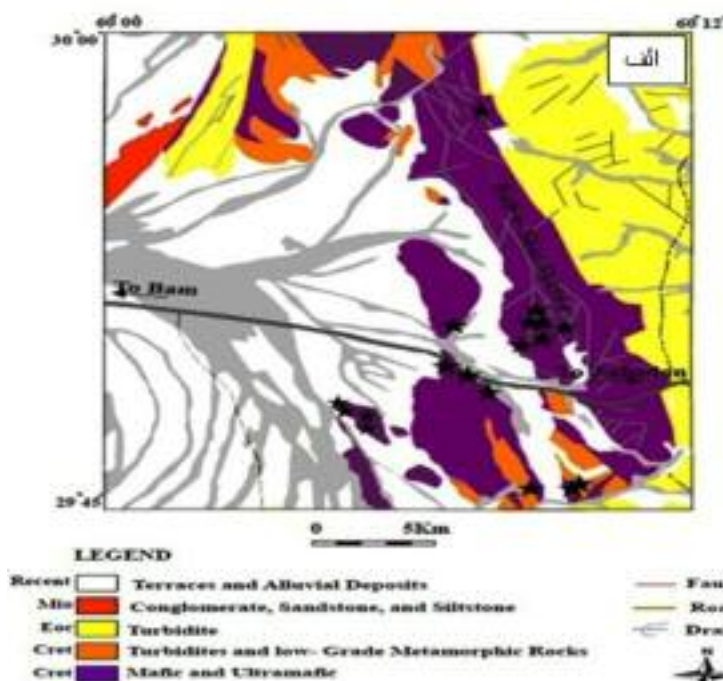
نمونه برداری و روش بررسی

به‌منظور بررسی سنگ‌های مافیک منطقه نصرت آباد بازالت‌های بالشی، دیابازها و گابروها مورد بررسی صحرایی قرار گرفتند و سپس نمونه‌برداری از رخنمون‌ها انجام شد. بیش از ۷۰ نمونه دستی برای بررسی‌های دقیق‌تر به آزمایشگاه منتقل شده و از بین آن‌ها حدود ۴۰ نمونه برای تهیه مقاطع نازک انتخاب شدند. سپس بررسی‌های سنگ‌نگاری انجام شد. برای بررسی‌های ژئوشیمیایی، تعداد ۹ نمونه (۵ نمونه بازالت، ۳ نمونه دیاباز و ۱ نمونه گابرو) از نمونه‌های یاد شده انتخاب شدند. نمونه‌ها پودر شده و به روش طیف‌سنجی پرتو X (XRF) در آزمایشگاه طیف‌کارساران بینالود مورد بررسی قرار گرفتند. علاوه بر این، ۳۱ عنصر کم مقدار به روش ICP-AES در مرکز پژوهش‌های کاربردی زمین‌شناسی اندازه‌گیری شدند (جدول‌های ۱، ۲).

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در شرق ایران، در حاشیه جنوب شرقی پهنه‌ی لوت و مرز جنوب غربی زمیندرز سیستان، و حدود ۹۵ کیلومتری غرب زاهدان قرار گرفته است. در این منطقه دو پهنه‌ی زمین‌شناختی لوت و زمیندرز سیستان به‌وسیله‌ی پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک از هم جدا شده‌اند (شکل ۱ب). افیولیت‌های نصرت آباد در راستا این پهنه‌ی گسلی واقع شده‌اند. در غرب این افیولیت‌ها، بلوک لوت با پوسته‌ی قاره‌ای و پی‌سنگ پرکامبرین و در شرق آن، ردیف چین‌خورده-گسله و دگرگونه رسوب‌های فلیشی خاور ایران قرار دارد. دنباله‌ی فلیش کرتاسه بالایی، قدیمی‌ترین دنباله‌ی سنگی رخنمون یافته در زمیندرز سیستان بوده که واجد دگرگونی اندک با دگرریختی بسیار است و از: شیل سبز، ماسه‌سنگ آرکوزی، گریوک، سیلتستون، توفیت و کوارتزیت تشکیل شده است. ردیف رسوبی با شدت دگرگونی کم و دگر ریختی زیاد با سن ائوسن، بخش اصلی این زیر زون است. تشکیل دهنده‌های مهم این ردیف، شیل‌های سبز و خاکستری با میان لایه‌های آهک‌های آرژیلیتی است. سنگ‌های افیولیتی با پوشش رسوب-های پلاژی به شکل واحدهای آمیزه‌ی رنگین و یا آمیزه‌ی رنگین زمین‌ساختی به همراه رسوب‌های ائوسن در این زیر زون رخنمون دارند. افیولیت‌های نصرت آباد در صحرا به صورت نوارهای باریک و طویل گسترش دارند. در منطقه‌ی

مورد بررسی، گدازه‌های بالشی روی گابروها، دیابازها و پریدوتیت‌ها قرار گرفته‌اند. در بیشتر نقاط رادیولاریت‌ها روی گدازه‌های بالشی قرار دارند یا با آن‌ها آمیزه تشکیل داده‌اند، که نشان دهنده‌ی فوران گدازه‌های بالشی در اعماق آب است. بر اساس این شواهد در صحرا، به نظر می‌رسد که پهنه‌ی گسلی نصرت آباد-کهورک در اصل یک شکاف میان اقیانوسی باشد (شکل ۱ الف). سنگ‌های گابرویی موجود در مجموعه افیولیتی به رنگ خاکستری تیره تا سبزی تیره و با دانه‌بندی متوسط است. این سنگ‌ها به شدت تحت تأثیر فرایندهای زمین‌ساختی قرار گرفته و گسله شده‌اند، که همین عامل در تسریع هوازدگی و تجزیه این واحد (واحد گابرویی) نقش بسزایی داشته است (شکل ۲ الف). مرز این سنگ‌ها با واحدهای مجاور اغلب به صورت گسله است. واحد دیابازی دارای رنگ هوازده سیاه و نمونه‌ی تازه‌ی آن به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری تیره و ریزدانه است (شکل ۲ب). گابروها به طور فرعی، همراه این واحد دیده می‌شوند. ترکیب کانی‌شناسی دیابازها، تا حدودی با گابروها یکسان است. واحد بازالت‌های بالشی از جنس گدازه‌های بازالتی است که ساختار بالشی دارند. بازالت‌های بالشی نسبتاً تازه هستند. این روانه‌ها را آگلومرا که جورشدگی ضعیفی دارد و دارای خاستگاه بازالتی بوده، همراهی می‌کنند. ضخامت قابل دید این واحد در حدود ششصد متر است، ولی امکان دارد بیش از این نیز باشد. این واحد تجزیه



شکل ۱ الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی مورد بررسی، برگرفته از [۸]. ب) عکس هوایی از منطقه نصرت آباد.



شکل ۲ الف) رخنمون گابرو در منطقه‌ی نصرت آباد. دید به سمت شمال غرب. ب) نمایی از دایک‌های دیابازی درون توده‌های گابرویی منطقه‌ی نصرت آباد. دید به سمت غرب. پ) نمایی از بازالت‌های بالشی و تصویر بزرگ شده آن در منطقه‌ی نصرت آباد. دید به سمت جنوب غرب.

پیروکسن‌ها بعد از پلاژیوکلازها دومین کانی مهم این مقاطع را تشکیل می‌دهند. کلینوپیروکسن موجود در گابروها، بی‌شکل و بیشتر از نوع اوژیت است که به کانی کلریت دگرسان شده است (شکل ۳ الف). کانی‌های منیتیت نیز درصد حجمی کمی از سنگ را به صورت کانی فرعی تشکیل می‌دهند. در مقاطع میکروسکوپی گابروها علاوه بر کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن، به صورت کانی‌های ثانویه کوارتز، کلریت و سرپانتین مشاهده می‌شوند.

در مقاطع میکروسکوپی دیابازها به صورت کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت، کلسیت و مگنتیت مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلاز بیشترین حجم دیاباز را تشکیل می‌دهند. این بلورها شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و به صورت بلورهای سوزنی تا تیغه‌ای باریک تغییر می‌کنند. در بسیاری موارد، پلاژیوکلازها به کلریت و اپیدوت تجزیه شده‌اند. بافت غالب میان دانه‌ای و افیتیک است. این بافت نشان می‌دهد که پلاژیوکلاز و پیروکسن تقریباً هم‌زمان متبلور شده‌اند. پلاژیوکلاز با درصد حجمی ۴۰ درصد با توجه به زاویه‌ی خاموشی از نظر ترکیبی در حد

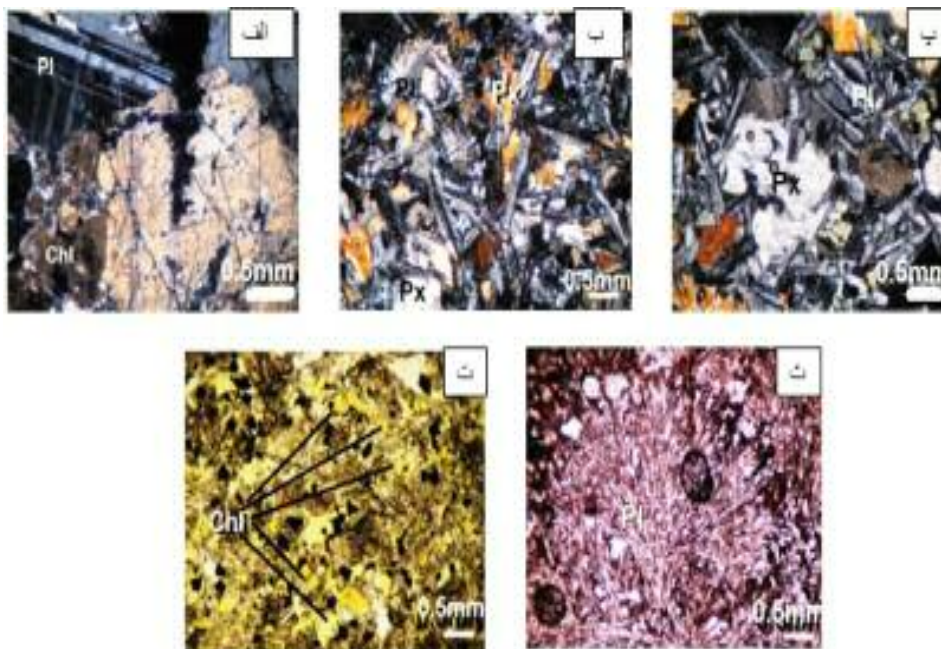
شدگی شدیدی نشان می‌دهد. در بیشتر رخنمون‌ها حاشیه‌ی هر کدام از این ساخت‌های بالشی، کلریتی و سریستی شده است. در این واحد گدازه‌های بالشی سبزرنگ گسترش بیشتری داشته و به شدت تکتونیزه شده‌اند (شکل ۲ پ). کانی‌های اصلی گدازه‌های بالشی شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیون هستند. کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و کوارتز، نتیجه‌ی دگرگونی کم درجه گرمایی کف اقیانوس با هضم رسوب‌های کربناتی و چرت‌های رادیولاریتی به وسیله گدازه‌ها صورت گرفته و آثار این پدیده در ترکیب کانی شناختی و شیمیایی این سنگ‌ها تبلور یافته است.

سنگ نگاری

بر اساس مشاهدات صحرایی و ویژگی‌های کانی‌شناسی، بخش مافیک مجموعه‌ی افیولیتی نصرت آباد از سنگ‌های مافیک بازالت، گابرو و دیابازی تشکیل شده است. در مقاطع میکروسکوپی گابروها پلاژیوکلاز بیشترین کانی بوده و با تیغه‌های ریز تا درشت مشخص می‌شوند و اغلب به صورت بی‌شکل هستند. بسیاری از این بلورها به شدت سریستی شده‌اند.

افیتیک نیز قابل مشاهده است. در مقاطع میکروسکوپی بازالت-های بالشی کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کلسیت، کلریت و مگنتیت مشاهده می‌شود. پلاژیوکلاز در این مقاطع به صورت ریز بلور در اندازه‌ی میانگین ۰/۲-۰/۱ میلی‌متر قابل تشخیص و حدود ۴۰ درصد حجمی را به خود اختصاص داده است. بلورهای سوزنی پلاژیوکلاز به حالت دسته جارویی و باد بزی و با بافت آبله‌گونی مشاهده می‌شوند (شکل ۳ث). در این بافت کانی‌های اسکلتی (توخالی) در زمینه‌ی شیشه‌ای وجود دارند. کلینوپیروکسن موجود در بازالت‌های بالشی بی‌شکل بوده و بیشتر از نوع اوژیت است و فضای بین پلاژیوکلازهای دسته جارویی را پر کرده است. کلسیت با ابعاد ۱-۶ میلی‌متر و به صورت تخته‌ای و نیمه شکل‌دار است که حاصل دگرسانی پلاژیوکلازها بوده و ثانویه است (شکل ۳ث). کانی منیتیت حداکثر تا ۵ در صد حجمی، کانی فرعی موجود در این سنگ‌ها است و بیشتر به صورت نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. با توجه به شواهد سنگ نگاری و نبود نفلین و الیون و حضور پیروکسن در تمامی مقاطع میکروسکوپی، می‌توان گفت نمونه‌های مورد بررسی از نوع تولیتیتی هستند.

بایتونیت-لابرادوریت است و به صورت متوسط و درشت بلور دیده می‌شود. بلورهای درشت به شکل تخته‌ای با ماکل آلبیتی دیده شدند. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت بخشی به کانی‌های ثانویه از قبیل سریسیت، آلبیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. بعضی بلورهای پلاژیوکلاز در داخل بلورهای پیروکسن قرار گرفته‌اند. کانی پیروکسن با فراوانی ۳۰-۲۵ درصد، پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین بلور موجود در مقاطع نازک است. این کانی به صورت شکل‌دار در تمامی مقاطع قابل مشاهده است. اکسیدهای آهن را می‌توان به‌عنوان کانی کدر در این سنگ‌ها نام برد که حدود ۷ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی بیشتر نیمه شکل‌دار است و فضای بین پلاژیوکلازهای زمینه را پر کرده است. کانی‌های کدر در این مقاطع هم به صورت کانی مستقل و هم به صورت ادخال در بلورها دیده شده‌اند. بیشترین کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها کلریت، کلسیت و سرپانتین بوده که حاصل دگرسانی پلاژیوکلاز و کانی‌های فرومنیزیمی هستند (شکل ۳ب، پ، ت). در برخی موارد، کانی‌های ثانویه فضای خالی سنگ را پر می‌کنند. بافت غالب این سنگ‌ها افیتیک بوده که معرف وجود بلورهای ریز پلاژیوکلاز در یک میزبان از جنس پیروکسن است [۹]. بافت دیابازی و ساب

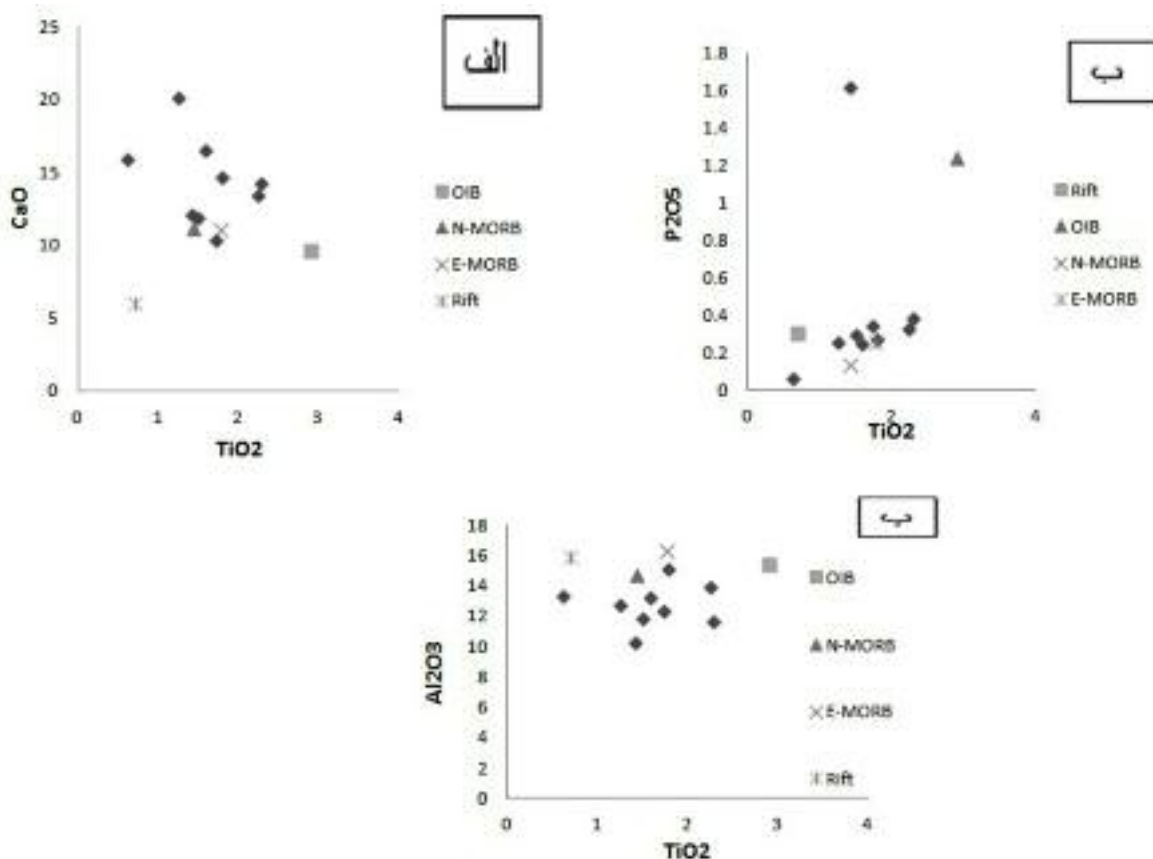


شکل ۳ الف) تصویر میکروسکوپی از پیروکسن کلریتی شده به همراه پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیتیک در گابرو. ب) تصویر میکروسکوپی از پیروکسن و پلاژیوکلاز به همراه بافت ساب افیتیک و میان دانه‌ای در دیاباز. پ) تصویر میکروسکوپی پلاژیوکلاز و پیروکسن و بافت میان دانه‌ای و افیتیک که در این بافت بلورهای پلاژیوکلاز در یک میزبان از جنس پیروکسن در نمونه دیاباز قرار گرفته‌اند. ت) تصویر میکروسکوپی از کلریتی شدن پیروکسن و پلاژیوکلاز در دیاباز. ث) تصویر میکروسکوپی از پلاژیوکلاز به همراه بافت واریولیتی، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز در این نمونه به گونه‌ای آرایش یافته‌اند که نشان‌دهنده یک حالت بادبزی است و کانی کدر در بازالت (۰/۵mm).

ژئوشیمی

عدد منیزیمی نزدیک به ماگمای اولیه (۶۹ تا ۴۲) و مقادیر متوسط $MgO = 6.24wt\%$ ، $Ni = 109ppm$ و $Cr = 371ppm$ نشان می‌دهند که از نظر شیمیایی نزدیک به ماگمای اولیه نبوده و محصول تفریق جدایش بلوری هستند [۱۲]. مقادیر پایین پتاسیم و مقادیر نسبتاً بالای سدیم در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند نتیجه واکنش این سنگ‌ها با آب دریا و اسپیلیتی شدن خفیف آن‌ها باشد. به‌طور کلی مقدار اکسید تیتانیوم در مناطق قاره‌ای نسبت به مناطق اقیانوسی پایین است. اکسید تیتانیوم در جزایر قوسی نیز نسبت به محیط‌های دیگر زمین ساختی پایین است [۱۳، ۱۴]. با رسم نمودار اکسید کلسیم نسبت به اکسید تیتانیوم، نمونه‌های مورد بررسی به مورب تمایل دارند و همبستگی منفی بین این دو اکسید وجود دارد (شکل ۴ الف). فراوانی P_2O_5 به خاستگاه ماگما یا میزان ذوب بخشی نسبت داده می‌شود. Ti به آسانی در فازهای در حال جدایی از بازالت‌ها جای می‌گیرد، این فازهای در حال جدایی شامل تیتانومگنتیت و پیروکسن‌ها هستند [۱۵].

بازالت‌ها، سنگ‌های آتشفشانی بازی، نسبتاً فقیر از سیلیس (SiO_2 کمتر از ۵۳ درصد)، با مقدار متوسط SiO_2 حدود ۵۰ درصد و غنی از منیزیم (بیش از ۵ درصد) هستند، ولی در بعضی بازالت‌های غیر اشباع مقدار سیلیس به ۴۰ تا ۴۵ درصد می‌رسد [۱۰]. در نمونه‌های مورد بررسی میزان سیلیس بین ۴۵ تا ۵۲ است. به‌علاوه مقدار اکسید منیزیم بازالت‌ها بسیار متغیر است و ممکن است به ۲۵ درصد هم برسد. منیزیم عنصر سازگاری است که به‌خصوص در الیوین یعنی کانی اصلی پریدوتیت‌های گوشته متمرکز می‌شود. کانی مزبور در مراحل اولیه تبلور ماگماهای بازی به صورت درشت بلور ظاهر می‌شود. فراوانی زیاد اکسید منیزیم در یک بازالت ممکن است نشانه‌ی آن باشد که بازالت مستقیماً از خاستگاه گوشته‌ای به وجود آمده یا ماگمایی است که در آن درشت بلورهای الیوین بر اثر تفکیک مکانیکی از یک مخزن ماگمایی یا به هنگام استقرار، در آن متمرکز شده است [۱۱]. اکثر نمونه‌ها به دلیل نداشتن



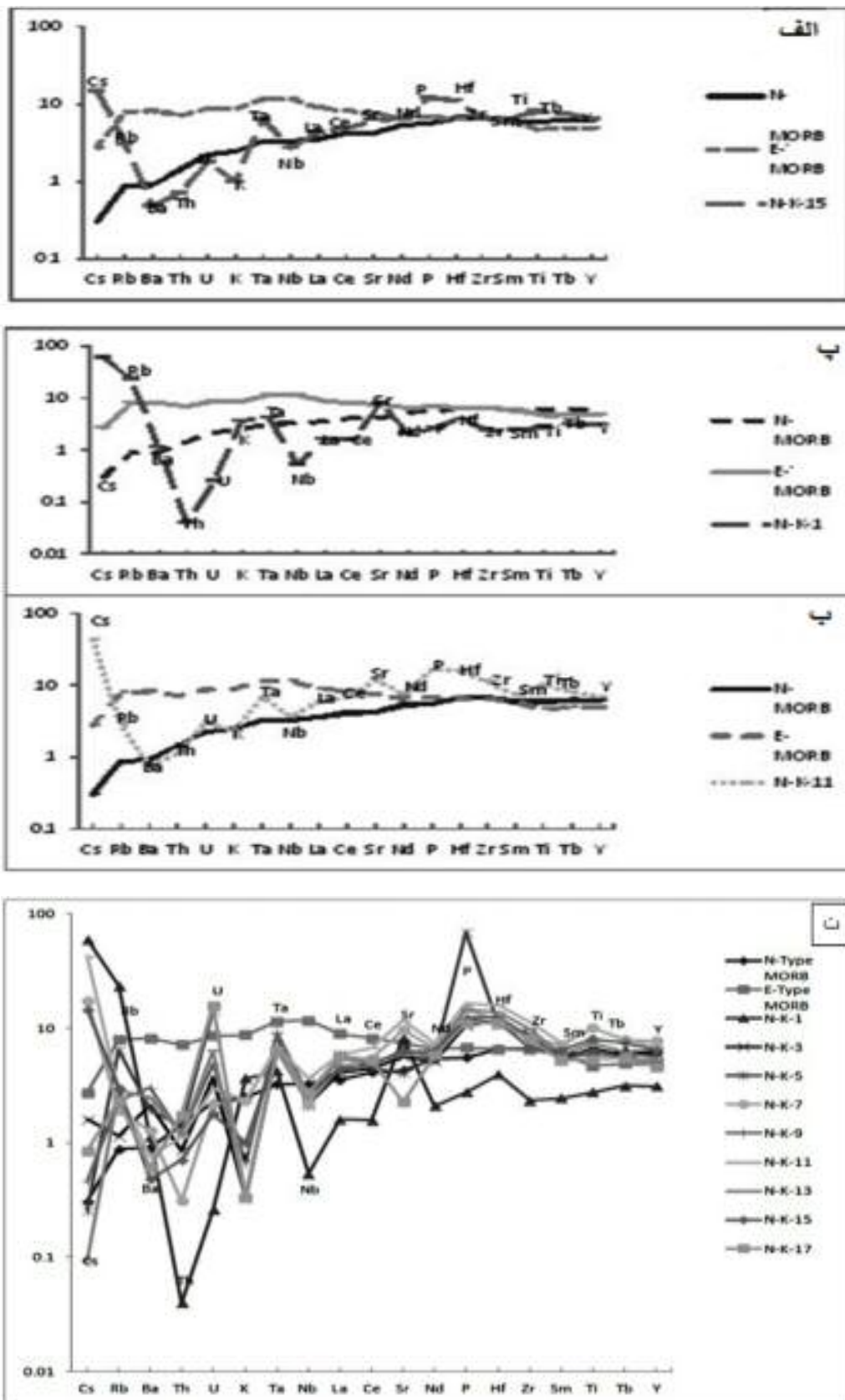
شکل ۴ الف) نمودار تغییرات اکسید تیتانیوم نسبت به اکسید کلسیم، تمایل نمونه‌ها را به مورب نشان می‌دهد. ب) نمودار تغییرات اکسید تیتانیوم نسبت به اکسید فسفر، تمایل نمونه‌ها را به مورب و ریفت نشان می‌دهد. پ) نمودار تغییرات اکسید تیتانیوم به اکسید آلومینیوم، تمایل نمونه‌ها را به مورب و ریفت نشان می‌دهد.

عناصر K, Nb و بیهنجاری مثبت در عناصر U, Ta, Hf، میانگین سنگ‌های دیابازی مورد بررسی بیهنجاری منفی در عناصر Ba, Nd, Sm و بیهنجاری مثبت در عناصر Ta, Sr, Ti و نیز در نمونه‌ی گابروی مورد بررسی بیهنجاری منفی در عناصر Th, Nb, Zr و بیهنجاری مثبت در عناصر Sr, Hf دیده می‌شود (شکل ۵). ولی بیهنجاری‌های مثبت نسبتاً کوچک عناصر HFS (Ti, Zr, Ta, Hf) نشان دهنده‌ی غنی‌شدگی نسبی عناصر HFS نسبت به عناصر LIL در خاستگاه گوشته‌ای ماگماهای مربوط (خاستگاه گوشته‌ای تهی شده ماگماهای مورب) است. بیهنجاری تیتانیوم به‌وسیله‌ی کانی‌های تیتان‌دار مانند اسفن، ایلمنیت و تیتانومگنتیت کنترل می‌شود. با افزایش فشار، حلالیت کانی‌های تیتان‌دار کاهش می‌یابد، بنابراین طی فرایند ذوب بخشی در اعماق، این کانی‌ها می‌توانند به صورت فاز برجا باقی بمانند و بیهنجاری منفی تیتانیوم را به وجود آورند [۲۰-۲۲]. از طرف دیگر بیهنجاری منفی تیتانیوم می‌تواند ناشی از جدایش بلورین اکسیدهای Ti-Fe باشد [۲۳-۲۶].

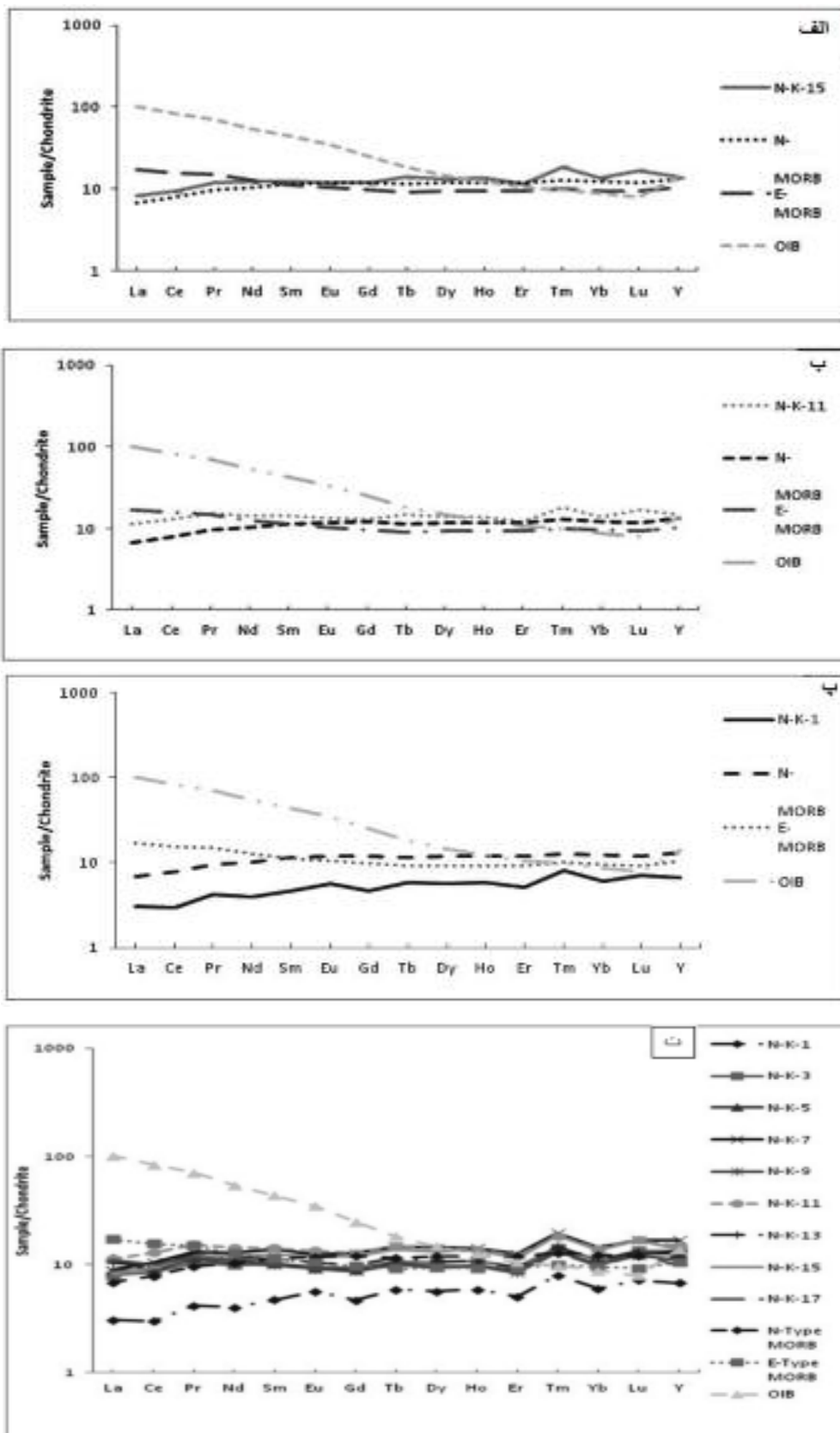
عناصر خاکی کمیاب کمتر تحت تأثیر فرآیندهای هوازدگی و دگرسانی قرار می‌گیرند، به همین دلیل برای تعیین خاستگاه سنگ‌ها کاربرد مناسبی دارند. از این نمودارها برای تعیین خاستگاه سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی استفاده شده است. این عناصر مفیدترین عناصر جزئی‌اند و بررسی آن‌ها کاربرد مهمی در سنگ‌شناسی آذرین، رسوبی و دگرگونی دارد [۱۹، ۲۷]. غلظت عناصر خاکی کمیاب در بررسی جزئیات تاریخچه سنگ‌های آذرین بسیار سودمند است [۲۸، ۲۹]. فاکتور مهم در عناصر REE نسبت این عناصر است که به صورت نسبت LREE/HREE بیان می‌شود. بررسی الگوهای عناصر خاکی کمیاب که نسبت به کندریت بهنجار شده، نشان می‌دهد که شیب عمومی تغییرات دارای روند صعودی است که نشانگر غنی‌شدگی سنگ‌های بازالت، دیاباز و گابرو از عناصر خاکی کمیاب سنگین و تهی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک است و روندی مشابه به بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (N-MORB) دارد (شکل ۶).

عناصر Ti و P نسبتاً نامتحرک‌اند و نسبت به فرایندهای گرمایی گسترده‌ی دمایی رخساره‌ی شیب سبز حساس نیستند [۱۶]. در این نمودار، نمونه‌ها در گستره‌ی بین بازالت‌های شکاف قاره‌ای و OIB و نزدیک به مورب هستند و همبستگی مثبت بین این دو اکسید وجود دارد (شکل ۴ب). کانی‌های متبلور شده در مراحل اولیه جدایی مثل الیوین، پیروکسن و منیتیت فاقد آلومینیم هستند. این کانی‌ها در گابروها به فراوانی دیده می‌شوند. بیشترین میزان مصرف Al_2O_3 در پلاژیوکلازهاست. مقدار Al_2O_3 در جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای بیشتر از MORB و در OIB دارای مقدار نامشخصی است، در حالی که مقدار اکسید تیتانیوم در MORB و شکاف قاره‌ای زیاد و در جزایر قوسی و حاشیه‌ی فعال قاره‌ای پایین‌تر است [۱۳]. بنابراین این نمودار می‌تواند جدا کننده‌ی خوبی برای محیط‌های مختلف زمین‌ساختی است. نتایج حاصل از این نمودار نیز تأیید کننده‌ی نتایج قبلی است و چنانکه از شکل (۴پ) پیداست، نمونه‌ها به بازالت‌های مربوط به محیط‌های درون صفحات اقیانوسی مربوط می‌شوند و همبستگی مثبت بین اکسید آلومینیم و اکسید تیتانیوم وجود دارد.

نمودارهای عنکبوتی از جمله نمودارهایی هستند که عناصر کمیاب را مورد استفاده قرار می‌دهند. در این نمودارها معمولاً از داده‌های گوشته و یا کندریت برای بهنجار کردن استفاده می‌شود که در واقع سنجشی برای انحراف از ترکیب اولیه سنگ خاستگاه است. به طور کلی سه ترکیب مرجع برای بهنجار کردن داده‌های عناصر کمیاب، برای رسم نمودارهای عنکبوتی وجود دارد که عبارتند از: ترکیب تخمینی گوشته‌ی اولیه، شهاب‌سنگ‌های کندریتی و MORB. نمودارهایی که در برابر MORB بهنجار شده‌اند [۱۷، ۱۸]، برای بازالت‌ها، آندزیت‌ها و سنگ‌های پوسته‌ای (سنگ‌هایی که MORB می‌تواند خاستگاه آنها باشد) بسیار مناسب هستند. در تمام این نمودارها، عناصر از چپ به راست بر اساس افزایش سازگاری مرتب شده‌اند [۱۹]. نمودار عنکبوتی (بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه) میانگین سنگ‌های بازالتی مورد بررسی بیهنجاری منفی در عناصر Ba,



شکل ۵ نمودار عنکبوتی عناصر کم مقدار، بهنجار شده نسبت به گوشته‌ی اولیه برای الف) میانگین بازالت‌ها، ب) دیاپازها، پ) گابرو و و) ت) گابرو، بازالت‌ها و دیاپازها.



شکل ۶ نمودار REE رسم شده بهنجارشده نسبت به کندریت برای الف) میانگین بازالت‌ها، ب) میانگین دیابازها، پ) میانگین گابرو و ت) گابرو، بازالت‌ها و دیابازها.

منطقه‌ی نصرت‌آباد وابسته به مجموعه‌های افیولیتی و بازالت-های منطقه نصرت‌آباد از نوع بازالت‌های رشته‌های میان اقیانوسی (MORB) هستند.

(۲) عدد منیزیمی نمونه‌ها بین ۴۲ تا ۶۹ و مقادیر متوسط $\text{Cr} = 371\text{ppm}$ و $\text{Ni} = 109\text{ppm}$, $\text{MgO} = 6.24\text{wt}\%$ است، بنابراین بیشتر نمونه‌ها از مقدار عدد منیزیمی ایده‌ال برای ماگماهای اولیه که بین ۶۷ تا ۷۳ است [۳۲] فاصله دارند، بنابراین محصول جدایش بلورین الیوین در اتاق ماگمایی انگاشته می‌شوند. لازم به یادآوری است که بخش‌های کومه‌ای افیولیت‌ها شامل گابروهای نواری و پریدوتیت‌های کومه‌ای در منطقه‌ی نصرت‌آباد مشاهده نشده‌اند و ممکن است رخنمون نیافته باشند.

(۳) مقادیر پایین پتاسیم و مقادیر نسبتاً بالای سدیم در نمونه‌های مورد بررسی می‌تواند تأیید کننده‌ی واکنش این سنگ‌ها با آب دریا و اسپیلیتی شدن خفیف آن‌ها باشد.

(۴) نسبت‌های پایین برای LILEs/HFSEs و LREEs/HREEs نشان دهنده‌ی شباهت‌های ژئوشیمیایی بازالت‌های منطقه و بازالت‌های رشته‌های میان‌اقیانوسی است.

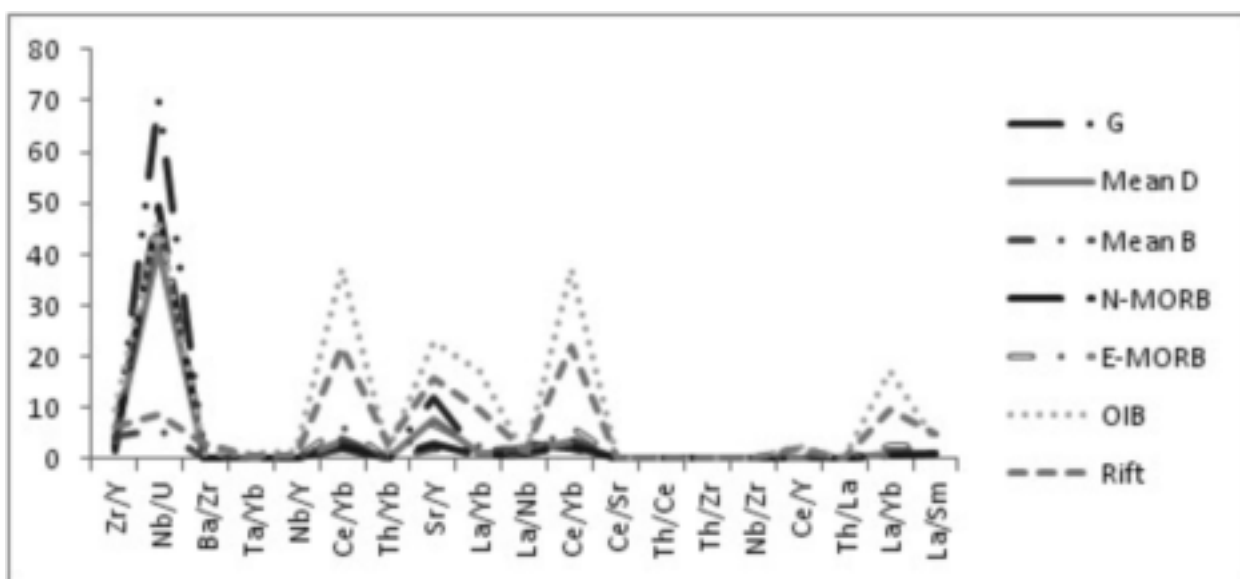
(۵) شیب مثبت نمودارهای REE (شکل ۶) نشان‌دهنده‌ی بالا بودن نسبت عناصر خاکی کمیاب سنگین به عناصر خاکی کمیاب سبک است. بنابراین، روندهای یاد شده به روند ماگماهای مورب نرمال (N-MORB) نزدیک است.

مقایسه نسبت عناصر فرعی در نمونه‌های مورد بررسی با Rift، E-MORB، N-MORB و OIB

نسبت Zr/Y در بعضی نمونه‌های بازالتی، دیابازی و گابرویی شبیه E-MORB (بازالت بستر اقیانوس که از عناصر جزئی ناسازگار غنی شده) و در سایر نمونه‌ها شبیه N-MORB (بازالت بستر اقیانوس که از عناصر جزئی فقیر شده) است. نسبت Nb/U مقادیری بین (۵-۷۰) را در بر می‌گیرد که این نسبت در N-MORB برابر با ۵۰ و در E-MORB برابر با ۴۶ است. نسبت‌های La/Nb , Sr/Y , Th/Yb , Ce/Yb , Nb/Y , Ta/Yb , Ba/Zr , Th/La , Ce/Y , Ba/La , Nb/Zr , Th/Zr , N-MORB شبیه Sm/Yb , La/Yb , Th/Ce , Ce/Sr هستند و نسبت‌های Rb/Nb , Zr/Y , La/Sm نزدیک به E-MORB و نسبت‌های Sr/Y , Ta/Yb , Zr/Y , Dy/Yb شبیه به N-MORB و E-MORB است. نسبت Nb/Th در نمونه‌ها دارای مقادیر بالاتری نسبت به N-MORB و E-MORB بوده و نسبت La/Yb , Sr/Y , Ce/Yb , Nb/U , Zr/Y در شکاف (کافت قاره‌ای) دارای مقادیر بالاتری نسبت به نمونه‌های مورد بررسی است، شکل (۷). مقادیر داده‌های OIB از [۳۰] و Rift از [۳۱] اقتباس شده است.

برداشت

(۱) شواهد صحرائی و همراهی سنگ‌ها به صورت پریدوتیت، گابرو، دیاباز، بازالت و سنگ‌های رادیولاریتی و شکل بازالت‌ها به صورت گدازه‌ی بالشی نشان می‌دهد که سنگ‌های مافیک



شکل ۷ نمودار نسبت عناصر کم مقدار در نمونه‌های مورد بررسی در مقایسه با N-MORB، E-MORB، OIB و Rift.

مراجع

- and Nuussuaq, West Greenland", Journal of petrology 50 (2009) 1667-1711.
- [15] Hickey R. L., Frey R. A., "Geochemical characteristics of boninite series volcanics: implications for their source chromitites". *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 46: (1982) 2099-2115
- [16] Cann J. R., "Spilites from the Carsberg ridge", Indian ocean. *J Petrol*, 10: (1969) 1.
- [17] Pearce, J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thorpe RS (ed) *Andesites*": Orogenic andesites and related rocks. Wiley, Chichester, (1982) 525-548.
- [18] 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*. Geol Soc, London Special Pub, 42 : (1989) 313-345.
- [19] Rollinson H. R., "Using geochemical data": Evaluation, Presentation, interpretation. Longman, Singapore, 353 p, (1993).
- [20] Bjarte H, Rolf B. P., "Magma Ascent and Crustal Accretion at Ultraslow-Spreading Ridges: Constraints from Plagioclase Ultraphyric Basalts from the Arctic Mid-Ocean Ridge", *Journal of petrology* 49 (2008) 267-294.
- [21] Claude H., "Partial Crystallization of Mid-Ocean Ridge Basalts in the Crust and Mantle", *Journal of petrology* 45 (2004) 2389-2405.
- [22] Glenn A. G., "The Influence of Melt Structure on Trace Element Partitioning Near the Peridotite Solidus", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 147 (2004) 511-527.
- [23] Benothman D, White W. M, Patchett J., "The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling". *Earth and Planetary Science Letters* 94 (1989) 1-21.
- [24] Plank T, Langmuir C., "The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle". *Chemical Geology* 145 (1998) 325-394.
- [25] Elliott T., "Tracers of the slab. Inside the subduction factory". *Geophysical Monograph* 138 (2003) 23-45.
- [26] Wanless V. D, Perfitm M. R, Ridley W. I, Klein E., "Dacite Petrogenesis on Mid-Ocean Ridges: Evidence for Oceanic Crustal Melting and Assimilation". *Journal of petrology* 51 (2010) 2377-2410.
- [27] Luigi B, Gianluca B, Claudio N, Franca S., "Continental Flood Basalts and Mantle Plumes: a
- [1] Hassanipak A. A., Ghazi A. M., Wampler J. M., "REE characteristics and K/Ar ages of the Band Ziarart ophiolite complex, southeastern Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences* 33 (1996) 1534-1542.
- [2] Lippard S. J., Shelton A. W., Gass I. G., "The ophiolite of Northern Oman", *Geological Society of London Memoire* 11 (1986) 178.
- [3] 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.
- [۴] آقا نباتی س. ع., "زمین شناسی ایران", انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳)، ص ۵۸۶.
- [5] Dilek Y., Newcomb S., "Ophiolite concept and the evolution of geological thought". *Geological Society of America, Special Paper* (2003) 373-504.
- [6] Coleman R. G., "Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?", *Spinger-Verlag, New York* (1977) 229.
- [7] Penrose Conference (participants), "Penrose Field Conference on Ophiolites", *Geotimes* 1 (1972) 24-25.
- [۸] شهرابی م., "شرح نقشه زمین شناسی چهار گوش الله‌آباد"، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، K11 (۱۳۷۳).
- [۹] معین‌وزیری ح، احمدی ع., "پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین"، انتشارات دانشگاه تربیت معلم تهران، (۱۳۷۱)، ص ۵۳۹.
- [10] Albared F., "An Introduction to Geochemical Modelling". *Camb. Univ. Press, Cambridge (UK)*, (1995).
- [11] Frey F. A, Green D. H, Roy S. D., "Integrated models of basalt petrogenesis: a study of quartz tholeiites to olivine melilites from southeastern Australia utilising geochemical and experimental petrological data". *Journal of Petrology*, 19 (1978) 463-513.
- [12] Green D. H., "Compositions of basaltic magmas as indicators of conditions of origin: applications to oceanic volcanism". *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series A* 268 (1971) 707-725.
- [13] Winter J., "An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology". *Pearson Prentice Hall*, 702p, (2010).
- [14] Lotte M. L, Asger K. P., "Petrology of the Paleocene Picrites and Flood Basalts on Disko

- [30] 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*. Geol Soc, London Special Pub 42 (1989) 313–345.
- [31] Rudnick R. L., Fountain D. M., "*Nature and composition of the continental crust - a lower crustal perspective*". *Reviews in Geophysics* 33 (1995) 267-309.
- [32] Wilson M., "*Igneous Petrogenesis*": A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman, (1989) 466p .
- Case Study of the Northern Ethiopian Plateau*", *Journal of petrology* 50 (2009) 1377-1403.
- [28] Krauskopf K. P, Bird D. K., "*Introduction to geochemistry*": Mc Graw Hill, Third Edition, (1976), 788 p.
- [29] Dufek J, Bergantz G.W., "*Lower Crustal Magma Genesis and Preservation: a Stochastic Framework for the Evaluation of Basalt–Crust Interaction*", *Journal of petrology* 46 (2005) 2167–2195.