



ژئوشیمی اکلوزیت‌های شاندرمن، تأکیدی بر ماهیت پروتولیت آن

هادی عمرانی*^۱، محسن مؤید^۱، رولند ابرهنسلی^۲، رومین بوسکو^۳، تاتسوکى سوجیموری^۴

۱- دانشگاه تبریز، دانشکده علوم طبیعی، گروه زمین شناسی

۲- دانشگاه گلستان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

۳- دانشگاه پتسدام، انیستیتو علوم زمین، آلمان

۴- دانشگاه علوم اوکایاما، انیستیتو تحقیقاتی علوم زمین، ژاپن

(دریافت مقاله: ۸۸/۹/۲۲، نسخه نهایی: ۸۹/۲/۱)

چکیده: اکلوزیت‌های شاندرمن در غرب شهرستان شاندرمن، کوه‌های تالش، برونزد دارند. سنگ مادر این اکلوزیت‌ها، ترکیب بازالتی داشته است. بررسی‌های ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که بیشتر آن‌ها ماهیت تولیتی دارند. عدد منیزیم ($Mg^{\#}$) نسبت به Cr و Ni نمونه‌ها نشان می‌دهد که آن سنگ‌ها جدایش الیوین و پیروکسن را تجربه کرده‌اند. نمودار عنکبوتی اکلوزیت‌ها جدایش بیشتر الیوین در مقایسه با پیروکسن را نشان می‌دهد. بررسی عناصر کمیاب همراه با اکسیدهای اصلی نشان می‌دهد که این نمونه‌ها تغییرات مهمی در مقدار اکسیدهای اصلی، طی دگرسانی کف اقیانوس و فرورانش (بجز سدیم و آهن) را تجربه نکرده‌اند. بر اساس مجموع عناصر نادر خاکی (ΣREE)، این نمونه‌ها به دو دسته کلی قابل تقسیم‌اند. گروه اول دارای مجموع REE (میانگین حدود، ۳۱/۱ ppm) و مقدار $(La/Lu)_N$ میانگین ۰/۶ است. گروه دوم دارای مجموع REE (میانگین، ۱۳۹/۲ ppm) و نسبت $(La/Lu)_N$ آن میانگین ۲/۳ (ppm) است. الگوی REE بهنجار شده به کندریت این نمونه‌ها قابل مقایسه با N-MORB و E-MORB است. پیدایش هر دو نوع مورب تهی و غنی شده نشان می‌دهد که همهٔ گوشته‌ی تولیدکننده‌ی سنگ مادر اکلوزیت‌های شاندرمن همگن نبوده یا نرخ ذوب‌های مختلفی را تجربه کرده‌اند که همراه با تغییر رژیم از سرعت گسترش پایین (SSR) به بالا (FSR) بوده است.

واژه‌های کلیدی: البرز، شاندرمن، اکلوزیت، ژئوشیمی، پالئوتتیس.

مقدمه

پالئوتتیس و معادل روانه‌های حوالی ماسوله و نواحی اطراف آن وابسته دانست. بررسی‌های [۳] در بخش‌های مختلف البرز حقایق بیشتری از جمله اکلوزیت‌های شاندرمن، بررسی‌های دقیق‌تر ساختاری و شناسایی دنباله‌های مختلف آن را آشکار کرد. همچنین بررسی‌های آن‌ها [۳] نشان داد که سن اکلوزیت‌های شاندرمن ۳۱۵ میلیون سال است. [۴] به بررسی نرخ بالآمدگی بخش مرکزی و غربی البرز در دوران سنوزوئیک پرداخت. [۵] با بررسی گسل‌های بخش شرقی البرز و تقابل

رشته کوه البرز در شمال ایران، از غرب به شرق به طول ۱۲۰۰ کیلومتر امتداد دارد. این رشته کوه، ایران مرکزی را از خزر جنوبی جدا می‌کند. بررسی‌های بسیاری روی زمین‌ساختی، چینه‌شناسی و سنگ‌های آذرین رشته کوه البرز صورت گرفته است، [۱] و برای اولین بار نقشه‌ی زمین‌شناسی منطقه‌ی ماسوله تهیه شد. [۲] با بررسی روانه‌های بازالتی حوالی شاهرود می‌توان گفت که آن‌ها را می‌توان به فوران‌های اولیه و زایش

* نویسنده مسئول، تلفن - نامبر: ۰۰۷ ۳۳۹۶۰۰۷ (۰۲۷۳)، پست الکترونیکی: Omrani.hadi@yahoo.com

آن‌ها با بخش شرقی خزر، فرضیه فرورانش بخش شرقی خزر را مطرح کرد. در بخش شرقی البرز، دگرگونی‌های ناحیه‌ای، مجاورتی و توده‌های مافیک و اولترامافیک و گرانیتوئیدهای مشهد برونزد دارند. [۶،۷] گرانیت‌ها و اولترابازیک‌های مشهد را از لحاظ ژئوشیمیایی بررسی کردند و آنرا به پالئوتتیس وابسته دانستند. در بخش غربی، دگرگونی‌های اسالم - شاندرمن (شامل اکلوزیت، متاگابرو و سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، سرپانتینیت و متاپلیت‌ها) و دگرگونی و توده‌های ادخال گشت (شامل متاپلیت‌های نوع ناحیه‌ای و مجاورتی، آمفیبولیت، گابرو و مسکویت گرانیت) دیده می‌شوند. علاوه بر این‌ها، توده‌های افیولیتی موجود در حوالی املش نشان می‌دهند که رسوب‌های همراه آن‌ها، سن کرتاسه بالایی را دارند [۸]. در بخش مرکزی البرز، شیست‌های گرگان همراه با توده‌های مافیک و اولترامافیک برونزد دارند. [۹] به بررسی نرخ کوتاه شدگی البرز در بخش غربی (مرکزی به سمت غرب) پرداختند. همه‌ی این بررسی‌ها و بسیاری دیگر از این نوع مطالعات نشان از اهمیت بررسی سنگ‌های دگرگون در بخش‌های مختلف البرز مخصوصاً بخش غربی آن دارد. اکلوزیت‌های شاندرمن به شکل کنده‌های کوچک و بزرگ همراه با سرپانتینیت‌ها برونزد دارند. بررسی‌های ژئوشیمیایی آن‌ها در تعیین نوع سنگ مادر، فرایندهایی که طی تشکیل آن‌ها رخ داده است، نوع پوسته‌ی اقیانوسی و چگونگی زایش و فرورانش آن، مهم و در نهایت به شناخت هر چه بیشتر جایگاه زمین شناختی البرز منجر می‌شود.

جایگاه زمین‌شناسی منطقه

کوه‌های البرز در جنوب حاشیه‌ی دریای خزر، بخشی از کمربند چین خورده‌ی آلپ - هیمالیاست که دو ایر قاره‌ی اوراسیا و گندوانا را از هم جدا می‌کند [۱۰] و بخشی از زون گرگان - رشت است [۱۱]. اکلوزیت‌های شاندرمن در غرب شهرستان شاندرمن و در کوه‌های تالش در راستای رودخانه‌ی شاندرمن و جاده‌ی جنگلی درجه‌ی سه (جاده ۲۰۰)، برونزد دارند (شکل ۱ و ۲). از جمله توده‌های اولترابازی، بازی و دگرگونی‌های این ناحیه، می‌توان به اکتینولیت، گارنت، زئوئیزیت و مسکویت شیست، گنیس‌های ریز دانه، سنگ‌های اولترابازی خرد شده و سرپانتینی شده کوه‌های تالش [۱] و دگرگونی‌های گشت، توده‌های بازی حوالی روستای لچور (غرب شاندرمن) اشاره کرد. در ابتدا سن سنگ‌های دگرگون شده‌ی تالش را پرکامبرین می‌دانستند [۱۲،۱].

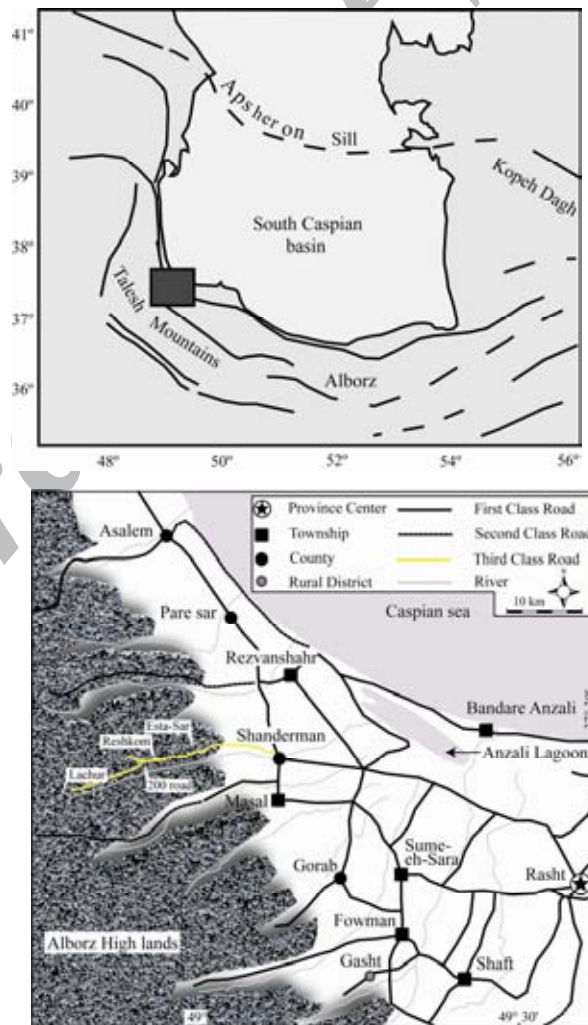
ولی در این ناحیه قدیمی‌ترین واحدی که روی آن‌ها قرار می‌گیرد، سازند شمشک است. با روش Rb-Sr سن 375 ± 12 میلیون سال برای شیست‌ها و سن 382 ± 47 میلیون سال برای گنیس‌ها به‌دست آمد که بر دگرگونی در زمان دونین میانی تا پسین دلالت دارد [۱۳]. قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه‌ی مورد بررسی را ردیفی از سنگ‌های تخریبی، شیل‌های ماسه‌ای و ماسه سنگ‌های آرژیلیتی نازک تا میان لایه به رنگ سبز زیتونی تشکیل می‌دهند. نهشته‌های یادشده در گذشته هم ارز سنگ نهشته‌های سازند لالون در نظر گرفته شده و به سبب نبود داده‌های سنی دقیق و چینه شناختی و جایگاه چینه‌ای، این واحد را می‌توان هم ارز بخش بالایی از سازند میلا و یا بخش میانی سازند لالون منظور کرد [۱۲]. این واحد قدیمی-ترین واحد چینه‌ای پالئوزوئیک نسبت به مناطق پیرامون آن مثل رشت، رضوانشهر، رودبار و جیرنده است. مجموعه‌ای از ماسه سنگ سیلتی و شیل با دگرگونی خفیف و حداکثر ضخامت ۲۰ سانتی‌متر و میان لایه‌هایی از سنگ آهک خاکستری تیره و افق‌هایی از سنگ‌های آندزیتی و دگرسان شده قابل توجهی در جنوب و غرب منطقه گشت دیده می‌شود. این نهشته‌های توریدایتی بر اساس ویژگی‌های چینه‌ای و سن نسبی منسوب به بخش‌های بالائی پالئوزوئیک بوده و در بالاترین بخش‌ها با سنگ آهک‌های دونین بالایی و ردیف‌های شیل و سنگ آهک کربونیفر با ناپیوستگی هم شیب پوشیده شده است. بین نهشته‌های یاد شده طبقاتی متوسط تا ضخیم از سنگ آهک خاکستری با رگچه‌های کلسیتی دیده می‌شوند که بر اساس کونودونت‌های موجود در آن سن سیلورین-دونین برای آن‌ها منظور شده است [۱]. در این ناحیه به دلیل پوشش فراوان، عدم وجود جاده‌های مناسب و دره‌های عمیق، نمونه-برداری و کارهای صحرایی با مشکلات فراوان همراه است.

سنگ نگاری اکلوزیت‌های شاندرمن

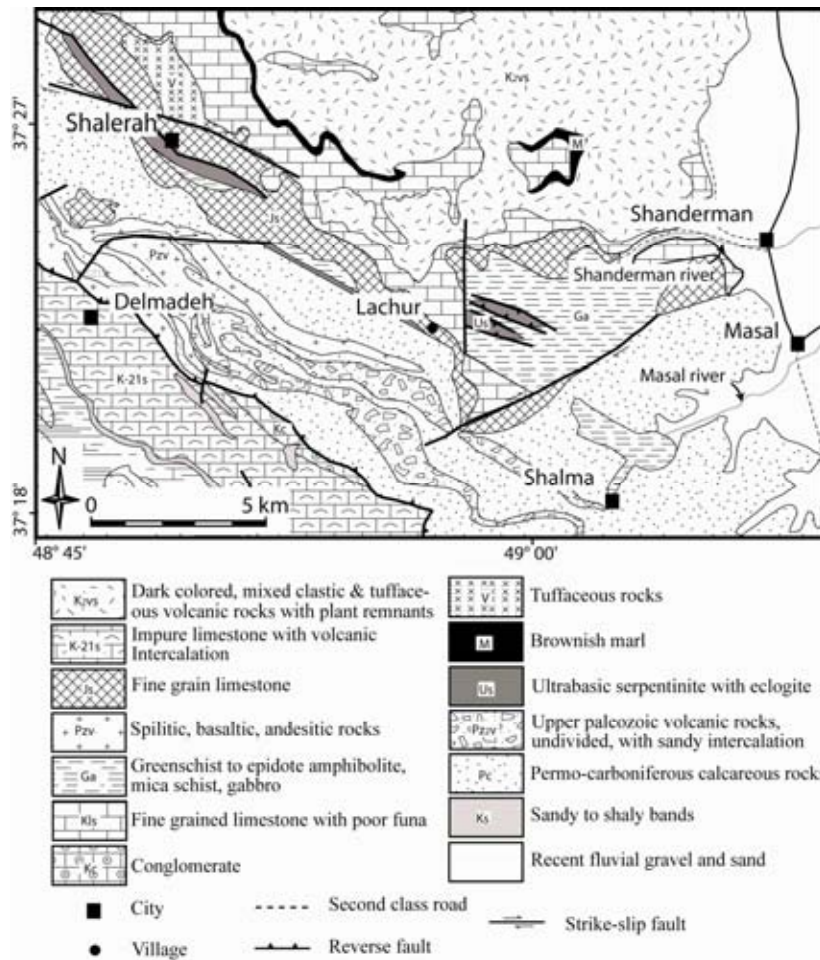
دگرگونی‌های با فشار بالای شاندرمن (اکلوزیت) در نمونه‌ی دستی به رنگ سبز مایل به خاکستری تا خاکستری دیده می‌شوند. این نمونه‌ها به نمونه‌های درشت دانه (حاوی کانی‌های رشته دانه‌ای مثل گارنت با بزرگی نزدیک یک سانتی‌متر) و ریز دانه‌ی (کانی‌های کوچکتر از یک میلیمتر) قابل تقسیم‌اند. فراوانی گارنت در نمونه‌های ریز و درشت دانه در حدود ۳۰-۲۵ درصد کل نمونه است. گارنت‌ها دارای دو بخش مرکزی و حاشیه‌ای هستند. بخش مرکزی پر از ادخال‌های آمفیبول، اپیدوت، روتیل، فنزیت و تیتانیت است (شکل ۳ الف). بخش-

گارنت‌ها متمایل به رنگ آبی هستند. برخی از آمفیبول‌های زمینه به شکل رشته‌ای و همراه کلریت دیده می‌شوند، و برخی از آن‌ها دارای منطقه‌بندی (بخش‌های حاشیه به رنگ سبز و در مرکز سبز کم رنگ) هستند (شکل ۳ پ). فنزیت‌ها زیر ۱ میلیمتر طول دارند و در آن‌ها ادخال‌های از روتیل دیده می‌شوند. در برخی نمونه‌ها در پیرامون فنزیت‌ها هاله‌ای از زوئیزیت دیده می‌شود (شکل ۳ ت). کانی‌های روتیل زیر ۰/۵ میلیمتر طول دارند و در اطراف آن‌ها هاله‌ای از تیتانیت شکل گرفته است. این کانی‌ها در گارنت، پیروکسن، فنزیت و به شکل آزاد در زمینه دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره، آپاتیت و کلریت از جمله کانی‌های فرعی هستند که به مقدار کم در برخی نمونه‌ها وجود دارند. در بعضی از نمونه‌ها کلریت‌های زمینه، درشت دانه و فراوانند. اپیدوت و زوئیزیت در تمام نمونه‌های اکلوزیتی وجود دارند.

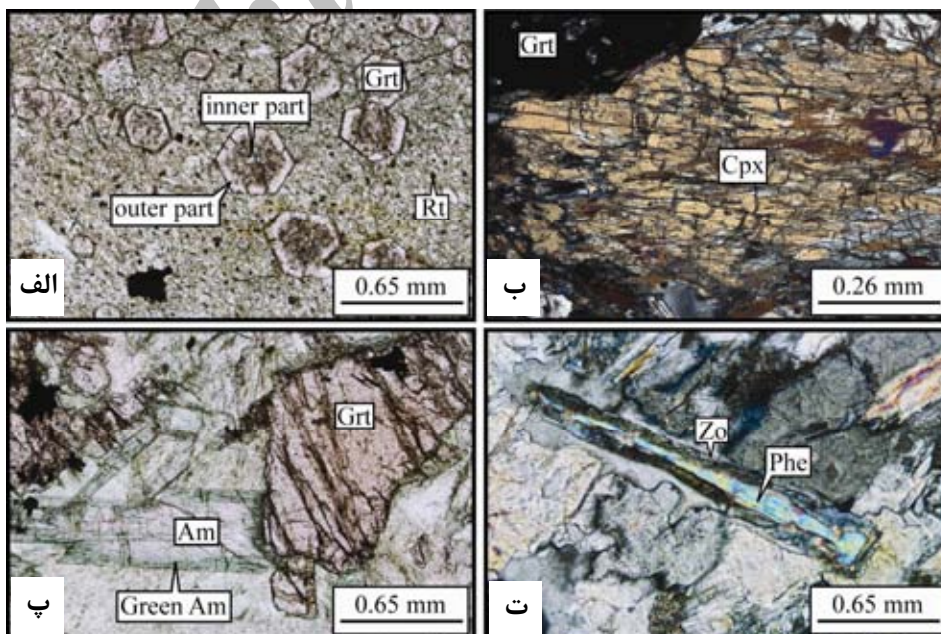
های خارجی دارای ادخال‌های کمتر و سالم‌تر از بخش میانی هستند. شکستگی در گارنت‌ها به دو شکل کلی شعاعی و موازی و گاهی تلفیقی از هر دو است. در برخی نمونه‌ها شکستگی‌های شعاعی درون گارنت‌ها به کوارتز ختم می‌شود. برخی نمونه‌ها دارای گارنت‌های بی‌شکل و برخی دیگر دارای گارنت‌های شکل‌دارند. در اطراف برخی از آن‌ها کلریت، آمفیبول، آلبیت و گاهی کلسیت قابل مشاهده است. پیروکسن‌ها در ارتباط و هم‌مرز با گارنت‌ها هستند (شکل ۳ ب). برخی از آن‌ها تا حدود ۱/۵ تا ۲ میلی‌متر طول دارند. در این کانی‌ها معمولاً انکلوزیون‌هایی از روتیل و کوارتز دیده می‌شوند. آمفیبول‌ها در نمونه‌های اکلوزیتی از فراوانی قابل توجهی برخوردارند. اندازه‌ی آمفیبول‌ها از چند صد میکرومتر تا بالای ۱ میلیمتر در تغییر است. این کانی در گارنت‌ها و در زمینه‌ی نمونه‌های بررسی شده وجود دارند. برخی از آن‌ها در مرکز



شکل ۱ موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی (شکل بالا) و راه‌های دسترسی به آن (شکل پایین).



شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از الکوژیت‌های شاندرمن، الف) نمایش بخش مرکزی و خارجی گارنت‌ها (PPI) ب) کلینوپیروکسن و گارنت‌های اوج دگرگونی (XPL) پ) آمفیبول‌های منطقه‌ای و شکستگی‌های موازی در گارنت (PPL) ت) رشد تأخیری زوئیزیت در اطراف فنژیت (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از [۱۴]: گارنت: Grt، روتیل: Rt؛ کلینوپیروکسن: Cpx؛ آمفیبول: Am؛ زوئیزیت: Zo؛ فنژیت: Phe.

شیمی کل اکلوزیت‌های شاندرمن

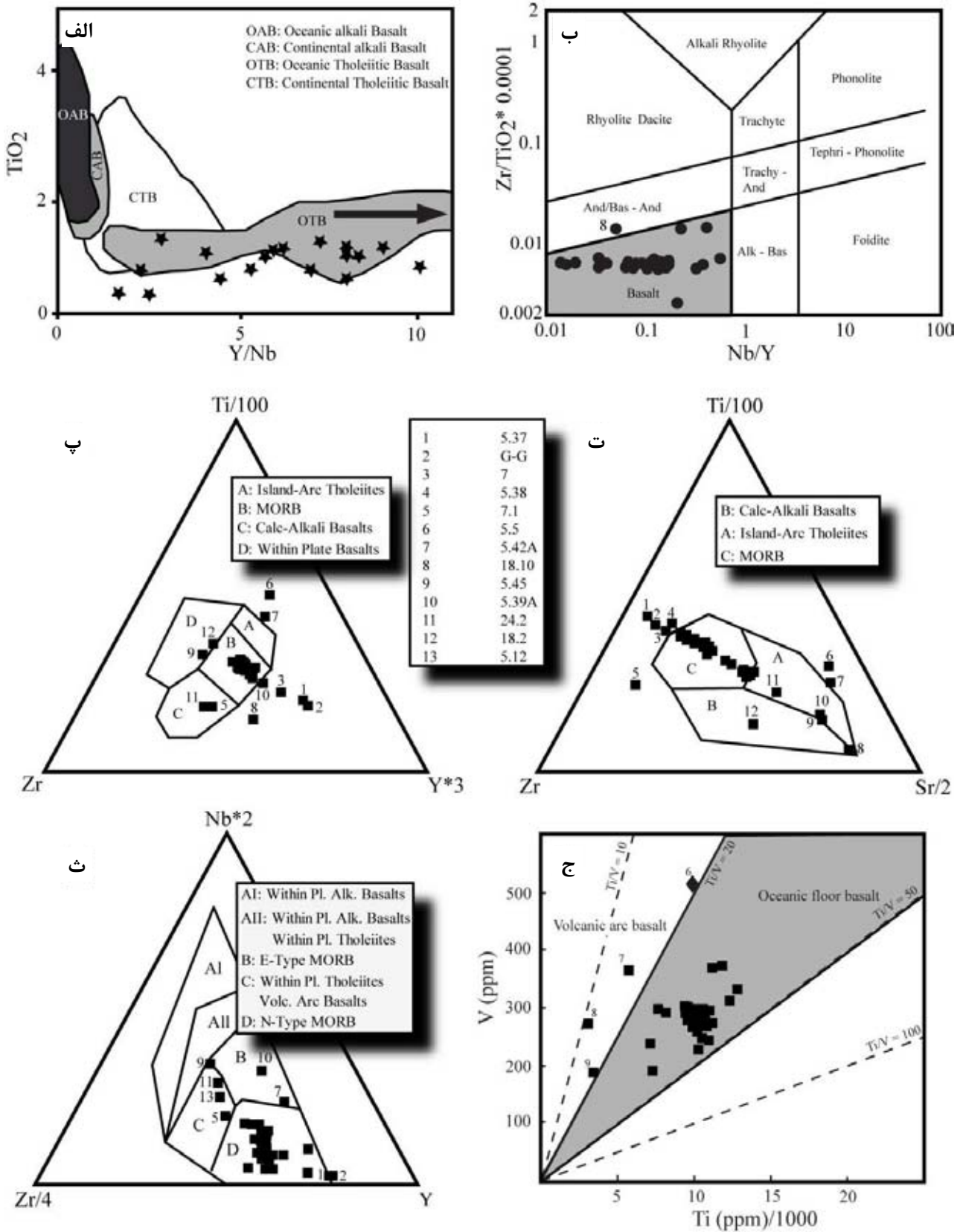
عناصر اصلی و کمیاب ۴۱ نمونه از اکلوزیت‌های شاندرمن با استفاده از پرتو ایکس فلوروسان (XRF، فیلیپس مدل PW ۲۴۰۰) و عناصر نادر خاکی با روش طیف‌سنجی گسیل پلاسمای جفت شده‌ی القائی (ICP-OES, Vista MPX) در دانشگاه پتسدام اندازه‌گیری شدند (جدول ۱ و ۲). مقدار سیلیس اکلوزیت‌های شاندرمن بین ۳۹/۸ تا ۵۴ درصد در تغییر است. بیشترین گستره‌ی تغییرات عناصر قلیایی و قلیایی خاکی (منیزیم: ۱۵/۱۳ - ۴/۰۵، کلسیم: ۱۹/۲۵ - ۴/۸۵، سدیم: ۰/۳۷ - ۵/۰۳، پتاسیم: ۰/۰۶ - ۱/۴۱) به غیر از یک نمونه با ۴/۸۱ درصد وزنی) است. بین این نمونه‌ها، برخی از آن‌ها دارای آهن و منیزیم بالا و برخی دیگر دارای آلومینیم بالا هستند. نمونه‌های دارای آلومینیوم کمتر، دارای منیزیم، آهن و کلسیم بیشتری از نمونه‌های دارای آلومینیوم بالا هستند. سیلیس بیشتر نمونه‌های آنالیز شده، بین ۴۵ تا ۵۲ درصد وزنی است. هر چند در این نوع سنگ‌ها، مقدار اکسیدهای اصلی باید دقت شود، زیرا این اکسید با شرایطی مثل دگرسانی، و دگرگونی با درجه‌ی بالا را تجربه کرده‌اند. مقدار پتاسیم در تمامی نمونه‌ها کم (زیر ۱ درصد وزنی، به غیر از چند نمونه با پتاسیم بالای ۱ درصد وزنی) است. مقدار تیتان در کل نمونه‌ها کم (حدود ۱ درصد وزنی) است. نمونه‌هایی که بالای ۵۲ درصد وزنی سیلیس دارند، دارای تیتان کمتر از ۱ درصد وزنی هستند. بر اساس نمودار TiO_2 نسبت به Y/Nb [۱۵] همه‌ی نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت‌های تولیتی اقیانوسی (۱ الف) و در نمودار $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ [۱۶] (۱b)، همه نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت تصویر شده‌اند (۱ ب). مقدار سدیم اکلوزیت‌های شاندرمن از ۰/۳۷ تا ۵ درصد وزنی در تغییر است. مقایسه‌ی شیمی این نمونه‌ها با بازالت‌های قلیایی محیط‌های اقیانوسی نشان می‌دهد که در آن‌ها مقدار اکسیدهای تیتان، پتاسیم، منیزیم و کلسیم فرق دارند. رفتار عناصر کمیاب شاخص بسیار خوبی در تعیین خاستگاه و محیط زمین‌ساختی سنگ‌های بازالتی است حتی اگر زمانی دگرگونی با درجه‌ی بالا را نیز تجربه کرده باشند [۱۷]. نمودارهای $Ti-Zr-Y$ ، $Ti-Zr-Sr$ [۱۸] و $Nb-Zr-Y$ [۱۹] برای تعیین نوع بازالت مورد استفاده قرار گرفته‌اند شکل ۴ (پ، ت، ث). بیشتر نمونه‌های شاندرمن در شکل ۴ (پ، ت، ث)، در گستره‌ی مورب تصویر شده‌اند.

نمونه‌هایی که در خارج از گستره‌های تعیین شده قرار گرفته‌اند، اغلب دارای سیلیس کمتر از ۴۵ درصد وزنی هستند. در نمودار $Nb-Zr-Y$ نیز بیشتر نمونه‌ها در گستره‌ی مورب نرمال قرار گرفته‌اند. مقدار وانادیم به استثنای یک نمونه ($V = ۵۱۸$ پی‌پی‌ام) بین ۱۹۰ تا ۳۶۸ پی‌پی‌ام در تغییر است. در نمودار TiO_2 نسبت به V جز چهار نمونه، بقیه نمونه‌ها در گستره‌ی بازالت-های کف اقیانوس (گستره‌ی بین $Ti/V=20$ و $Ti/V=50$) تصویر شده‌اند (شکل ۴ ج) [۲۰]. مقدار تغییر برخی اکسیدهای اصلی چشمگیر است. برای مثال آهن کل از ۷/۴۸ تا ۱۴/۵۵، کلسیم بین ۴/۸۵ تا ۱۳/۳۴ و مقدار منیزیم از حدود ۴ تا ۱۵/۱۶ درصد وزنی در تغییر است (جدول ۱). آیا این تغییرات در ارتباط با فرآیندهایی سنگ‌شناختی چون نرخ ذوب بخشی گوشته و جدایش در طول صعود ماگما است یا فرآیندهای ثانویه‌ای مثل دگرسانی باعث تغییر در محتوای اکسیدهای اصلی شده است؟ برای پاسخ به این پرسش باید مقدار تحرک اکسیدهای اصلی مورد بررسی قرار گیرند. برای این منظور برخی از اکسیدهای اصلی را با عناصر پایدارتر (در شرایط دگرسانی و دگرگونی) بررسی کرده و همزمان آن‌ها را با داده‌های مورب اقیانوس اطلس مقایسه می‌کنیم. داده‌های وابسته به اقیانوس اطلس از [۲۱، ۲۲] اقتباس شده‌اند. اثر شیمیایی تجزیه گرمایی مورب می‌تواند باعث تغییر اکسیدهای متحرکی مثل کلسیم، منیزیم، عناصر قلیایی مثل سدیم و پتاسیم و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مثل روبیدیم، باریم و استرانسیوم شود. [۲۱] معتقدند که بررسی عناصر اصلی و کمیاب با زیرکن می‌تواند گواه خوبی برای تعیین تغییر اکسیدها باشد. روندی که برخی از عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های شاندرمن (شکل ۵) نشان می‌دهند معادل روندی است که نمونه‌های مورب اقیانوس اطلس نشان می‌دهند. نمودار Mg نسبت به Zr هر دو نمونه، روند همپوشی خوبی نشان می‌دهند (شکل ۵ الف). Zr نسبت به TiO_2 ، Y و Cr همبستگی مثبت و معادل روند داده‌های حاصل از پوسته اقیانوسی اطلس است (شکل ۵ پ، ث). عدد منیزیم ($Mg^{\#} = 100 * Mg / (Mg + Fe)$) اکلوزیت‌های شاندرمن از ۰/۲۳ تا ۰/۵۲ (به‌طور متوسط ۰/۴) در تغییر است. در نمودار $Mg^{\#}$ نسبت به Cr و Ni روندی که نمونه‌های شاندرمن نشان می‌دهند معادل نمونه‌های اقیانوس اطلس ولی با کمی فاصله از محل آن‌ها قرار دارند (شکل ۵ چ،

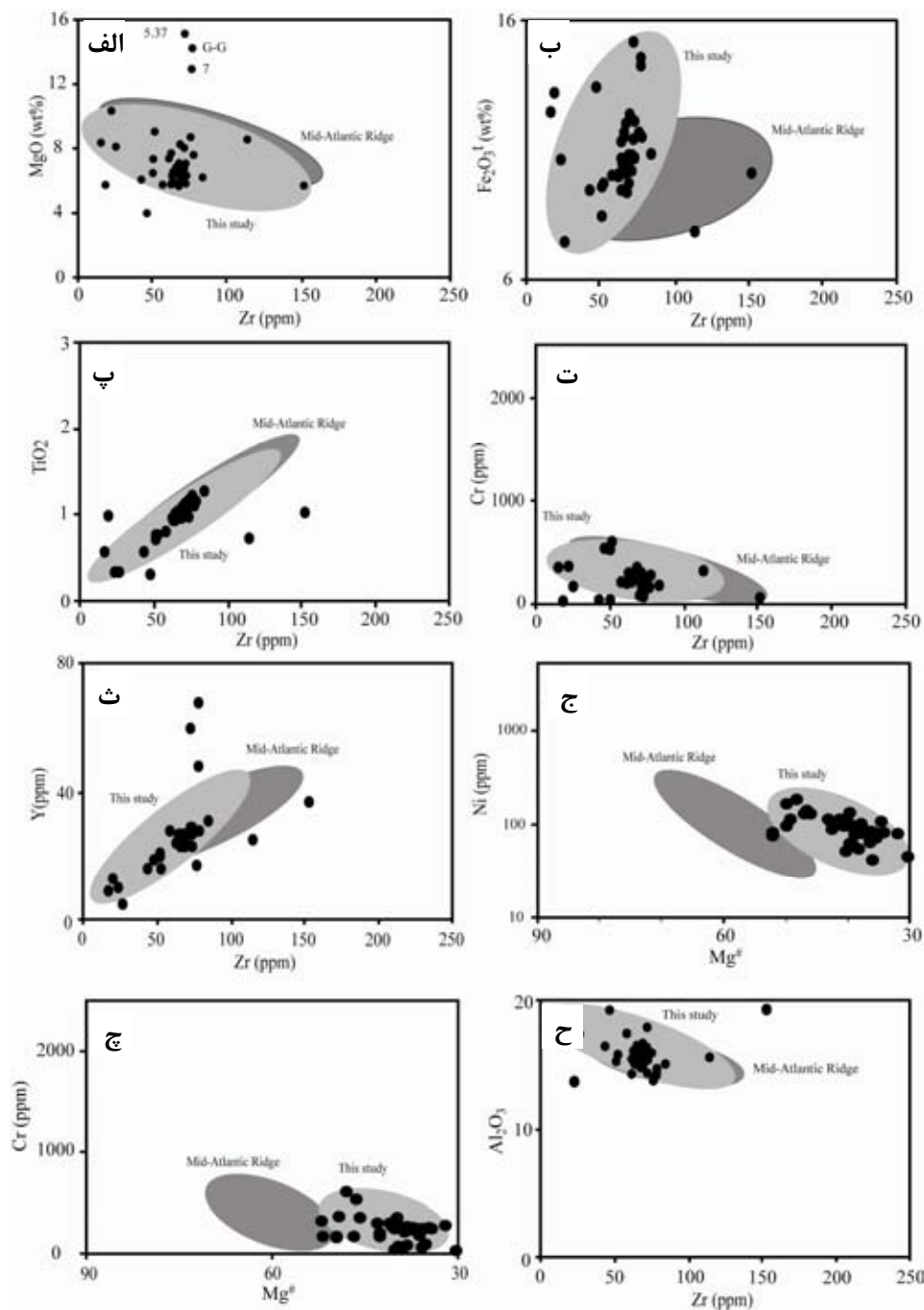
جدول ۲ داده‌های عناصر کمیاب و نادر خاکی (به‌علاوه SC) اکلوزیت‌های شاندرمن (داده‌ها بر اساس قسمت در میلیون است)

Sample	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴
Ba	۲۶	<۲	۱۰۴	۴۷	۶۳	۳۸	۸۴	۴۸	۳۱	۷۵	۳۹	۲۰	۲۵	۵۳
Cr	۳۴	۲۴۸	۲۷۹	۲۸۴	۲۵۹	۵۳۵	۲۶۸	۲۵۴	۲۵۵	۱۸۴	۱۷۸	۳۵۷	۱۷۷	۲۷۱
Ga	۲۲	۱۹	۱۷	۱۸	۱۶	۱۴	۱۷	۲۰	۱۶	۱۶	۱۸	۱۹	۸	۱۶
Nb	<۲	<۲	۲	۲	۳	۳	۲	۳	۴	۲	۶	۲	<۲	۴
Ni	۴۴	۸۳	۹۵	۷۹	۹۴	۱۳۹	۱۰۷	۱۱۰	۷۳	۷۷	۱۰۵	۱۰۳	۱۲۶	۷۸
Rb	<۲	<۲	<۳	<۳	<۳	<۳	۴	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳
Sr	۲۳۵	۷۰	۱۶۰	۹۱	۷۲	۱۲۷	۸۳	۹۶	۹۳	۶۸	۴۷	۱۷۰	۴۴	۱۰۲
V	۵۱۸	۲۷۴	۲۹۸	۲۹۹	۲۶۹	۲۴۰	۲۶۵	۲۹۷	۲۵۲	۳۳۵	۳۱۵	۳۶۸	۳۷۲	۲۷۹
Y	۱۳	۲۷	۲۶	۲۷	۲۷	۲۱	۲۷	۲۴	۲۴	۳۱	۱۷	۹	۴۸	۲۵
Zn	۲۷	۸۶	۷۷	۶۸	۹۹	۵۶	۷۱	۸۸	۸۵	۸۱	۹۶	۶۱	۴۹	۷۷
Zr	۱۹	۶۶	۶۷	۷۰	۷۱	۵۱	۶۴	۶۹	۶۶	۸۴	۷۶	۱۶	۷۷	۶۹
Sample	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰	۲۱	۲۲	۲۳	۲۴	۲۵	۲۶	۲۷	۲۸
Ba	۸۱	۵۳	۳۹	۴۳	۵۸	۳۱	<۲۰	۵۴	۴۸	۵۵	۱۲۳۳	۱۱۵	<۲۰	۱۱۱
Cr	۲۵۴	۲۲۵	۲۶۲	۲۶۳	۲۵۸	۲۴۲	۲۱۳	۲۳۳	۵۴۱	۲۵۸	۶۹	۳۶۱	۳۰۶	۵۰
Ga	۱۵	۲۱	۱۶	۱۵	۱۳	۱۸	۱۴	۱۷	۲۲	۱۵	۱۹	۱۸	۱۹	۱۷
Nb	<۲	۲	۲	۲	۴	۲	۳	۲	<۲	<۲	۹	۳	۳	۲
Ni	۸۱	۶۳	۷۸	۹۹	۸۲	۹۰	۸۸	۸۷	۷۷	۷۷	۴۱	۱۲۹	۱۱۲	۵۱
Rb	۴	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	۶۹	<۳	<۳	<۳
Sr	۶۸	۲۱۷	۵۸	۷۲	۹۳	۱۶۶	۷۳	۶۰	۴۴۶	۷۲	۶۳	۱۸۹	۱۲۸	۹۳
V	۲۶۰	۲۹۴	۲۷۵	۲۸۴	۲۸۲	۲۹۴	۲۹۹	۲۶۹	۲۷۵	۲۷۷	۲۳۰	۲۷۷	۳۰۴	۳۰۱
Y	۲۶	۲۸	۲۴	۲۴	۲۳	۲۴	۲۴	۲۳	۱۹	۲۷	۳۷	۲۷	۲۵	۲۰
Zn	۷۹	۵۴	۷۷	۷۴	۷۲	۶۰	۶۷	۸۳	۳۸	۸۶	۵۹	۵۸	۷۲	۸۸
Zr	۶۷	۵۸	۶۴	۶۸	۶۸	۶۴	۶۲	۶۵	۴۷	۶۶	۱۵۲	۶۹	۶۳	۵۱
Sample	۲۹	۳۰	۳۱	۳۲	۳۳	۳۴	۳۵	۳۶	۳۷	۳۸	۳۹	۴۰	۴۱	
Ba	۳۲	۲۶	۵۵	۱۰۷	۵۵	۵۵	۳۱۷	۴۸	۶۷	۴۱	۲۳	۳۱	۳۰	
Cr	۱۷۱	۱۶۸	۲۵۵	۳۰۲	۱۰۱	۱۷۴	۳۳۰	۸۱	۴۷	۳۷۵	۲۹۰	۶۰۹	۸۹	
Ga	۸	۹	۱۷	۱۸	۱۶	۱۶	۱۹	۱۶	۱۵	۱۵	۱۸	۱۶	۱۶	
Nb	<۲	<۲	<۲	۲	۴	۳	۱۱	<۲	۲	۴	<۲	۳	<۲	
Ni	۱۶۲	۹۶	۸۰	۱۱۱	۷۱	۸۱	۷۵	۶۱	۵۹	۱۱۰	۱۳۲	۱۸۰	۵۴	
Rb	<۲	<۲	<۳	۳	<۳	<۳	۳۲	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	<۳	
Sr	۱۹	۳۱	۵۹	۱۷۱	۴۵	۱۸۱	۲۹۹	۱۰۹	۴۶	۱۶۰	۱۵۹	۱۲۵	۶۰	
V	۲۹۸	۲۷۵	۲۴۶	۲۸۷	۳۷۶	۱۹۰	۱۹۳	۲۸۲	۲۷۷	۲۸۰	۳۲۶	۲۴۸	۳۲۴	
Y	۶۰	۶۸	۲۳	۲۹	۲۹	۵	۲۵	۲۷	۱۶	۱۰	۲۸	۱۶	۲۷	
Zn	۵۸	۵۹	۷۳	۶۹	۲۵	۲۸	۷۴	۴۶	۶۹	۹۳	۹۱	۷۳	۵۶	
Zr	۷۲	۷۷	۷۳	۷۲	۷۳	۲۶	۱۱۴	۷۳	۴۳	۲۳	۷۸	۵۲	۷۱	

Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Sc
۱۶-۱۰	۹/۱	۹/۹	۱۰/۴	۱۰/۹	۱۳/۸	۱۳/۹	۱۵/۶	۱۸/۱	۱۶/۸	۱۶/۳	۱۷/۲	۱۶/۴	۱۶/۴	۱۶/۲	۳۹/۷
۱۸-۶	۱۲	۱۱/۵	۱۲/۱	۱۲/۸	۱۶/۸	۱۷/۵	۱۸	۱۹/۳	۱۸/۵	۱۸/۲	۱۹/۱	۱۸/۱	۱۸/۵	۱۸/۶	۴۱
۱۶-۱۲	۹/۱	۸/۵	۹/۴	۹/۹	۱۳/۱	۱۴/۲	۱۵/۱	۱۵/۹	۱۶	۱۵/۹	۱۶/۸	۱۶/۳	۱۶/۷	۱۶/۹	۴۱/۳
۲۴-۲	۱۱/۵	۱۰/۹	۱۱/۶	۱۲/۳	۱۶/۶	۲۱/۶	۱۸/۲	۱۸/۲	۱۶/۴	۱۶/۳	۱۷/۳	۱۶/۵	۱۶/۹	۱۷	۳۳/۶
۱۶-۱۱	۴/۱	۴/۸	۴/۲	۴/۸	۶/۲	۵/۹	۶/۸	۸/۸	۶/۶	۶/۱	۶/۷	۶/۴	۶/۴	۶/۶	۱۹/۴
۷-۱	۸۳/۱	۶۰/۳	۵۴/۷	۴۶/۵	۳۳/۸	۲۵/۹	۲۱/۳	۳۱/۸	۲۵/۶	۲۳	۲۳/۳	۲۲/۳	۲۲/۶	۲۲/۹	۲۲
۱۷-۱	۱۰/۶	۱۰/۳	۱۰/۵	۱۱/۵	۱۴/۷	۱۶/۶	۱۶/۳	۱۷/۴	۱۶/۱	۱۵/۹	۱۶/۷	۱۵/۶	۱۶	۱۶	۳۹/۷
۵-۳۷	۴/۸	۴/۶	۴/۵	۵/۴	۱۲/۸	۲۵/۸	۲۸	۳۱/۸	۳۵/۱	۳۶/۶	۴۱	۴۰/۳	۴۳/۷	۴۴/۱	۴۶/۹
G-G	۷۷/۳	۷۱/۱	۷۷/۴	۶۷/۳	۵۹	۳۵/۸	۴۴/۲	۳۹/۹	۴۱/۱	۴۴/۶	۵۳/۲	۵۶	۶۷/۲	۷۵/۴	۴۴/۷
۵-۳۸	۱۵/۵	۱۲/۵	۱۱/۴	۱۲/۵	۱۴/۸	۱۴/۹	۱۶/۶	۱۸/۵	۱۸/۳	۱۷/۷	۱۸/۸	۱۹	۱۸/۵	۱۸/۶	۳۳/۹
۵-۳۹A	۵/۹	۴/۷	۳/۴	۴/۵	۵	۶/۳	۵/۸	۵	۶/۴	۵/۹	۶/۶	۶/۹	۶/۸	۷	۵۰/۵
۱۶-۱۶	۶/۹	۷/۳	۸/۱	۸/۶	۱۱/۴	۱۳/۶	۱۳/۲	۱۱/۱	۱۳/۳	۱۲/۷	۱۳/۵	۱۳/۱	۱۳/۱	۱۳	۴۳/۸
۱۰۰۲	۱۱/۴	۱۱/۴	۱۱/۹	۱۲/۹	۱۶/۱	۱۶/۹	۱۷/۷	۱۶/۲	۱۷/۹	۱۶/۹	۱۷/۹	۱۷/۲	۱۷/۴	۱۷/۵	۴۰/۱



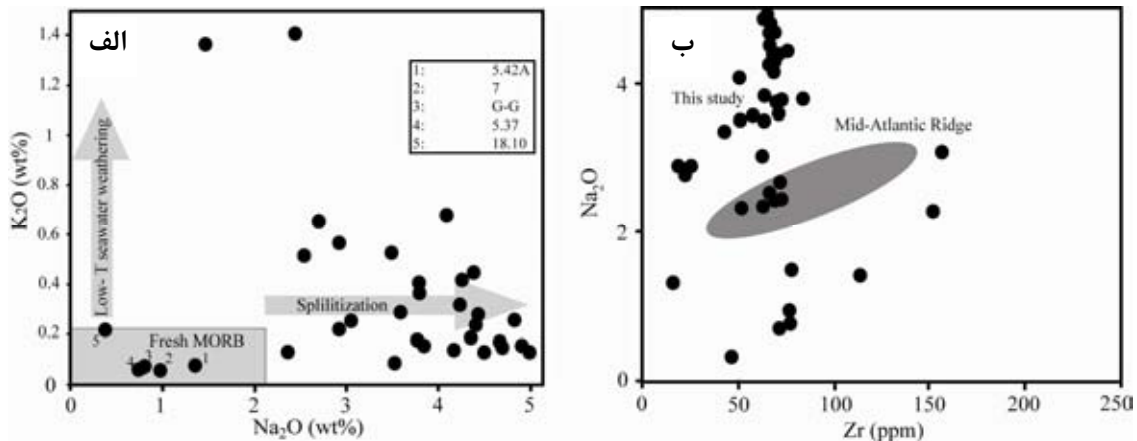
شکل ۴ تقسیم‌بندی شیمیایی سنگ مادر اکلوزیت‌های شاندرمن با استفاده از الف) نمودار $Y/Nb - TiO_2$ ، ب) $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ ، ج) $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ ، د) $Ti/100 - Zr$ ، ه) $Ti/100 - Sr/2$ ، و ت) $V - Ti$ (برای اطلاعات بیشتر به متن مقاله مراجعه کنید).



شکل ۵ نمودار اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب با Zr و $Mg^{\#}$ برای تعیین مقدار دگرسانی و تحرک اکسیدهای عناصر اصلی و کمیاب.

Na_2O [۲۳]، بیشتر نمونه‌های اسپیلیتی (آلبیتی) در سنگ مادر اکلوزیت‌ها را نشان می‌دهند (شکل ۶ الف). [۲۴] نشان داد که همبستگی مثبتی بین مقدار آب و افزایش سدیم در طی فرآیند اسپیلیتی شدن نمونه‌ها وجود دارد. در نمودار Na_2O نسبت به Zr (شکل ۶ ب)، داده‌ها پراکندگی نشان می‌دهند. این پراکندگی در مقایسه با روند منظم داده‌های اقیانوس اطلس قابل توجه است. که می‌توان آن را با فرآیند اسپیلیتی شدن توجیه کرد (۶ الف).

نمودار $Fe_2O_3^t$ (شکل ۵ ب) و Al_2O_3 (شکل ۵ ج) نسبت به Zr برخی از نمونه‌های مورد بررسی، در گستره‌ی مشترک با اقیانوس اطلس تصویر شده‌اند. ولی روند کلی نمونه‌ها با هم کمی فرق دارند. در نمودارهایی که برخی اکسیدها نسبت به Zr تصویر شده‌اند، مهم‌ترین مسئله، مشاهده‌ی روندی منظم (عدم پراکندگی نمونه‌ها) است. بنابراین در نمودار $Mg^{\#}$ نسبت به Cr اختلاف مکانی نمونه‌های شاندرمن با اقیانوس اطلس در ارتباط با $Fe_2O_3^t$ (شکل ۵ ب، ج). نمودار K_2O نسبت به



شکل ۶ الف) نمودار Na_2O نسبت به K_2O ، بیشتر نمونه‌ها روند اسپیلیتی شدن را نشان می‌دهند [۲۳] و ب) نمودار Zr نسبت به Na_2O و نمایش پراکندگی داده‌ها (برای توضیحات بیشتر به متن مراجعه شود).

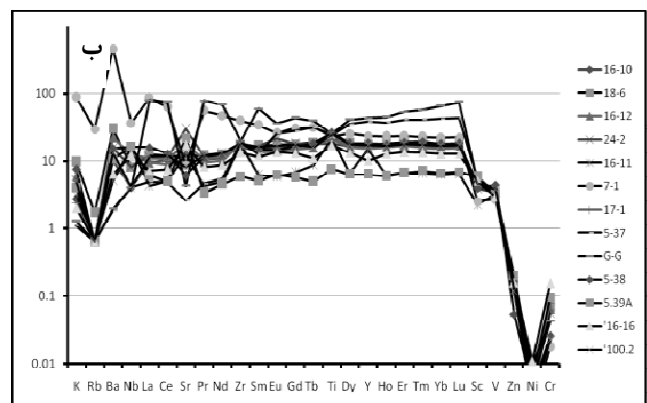
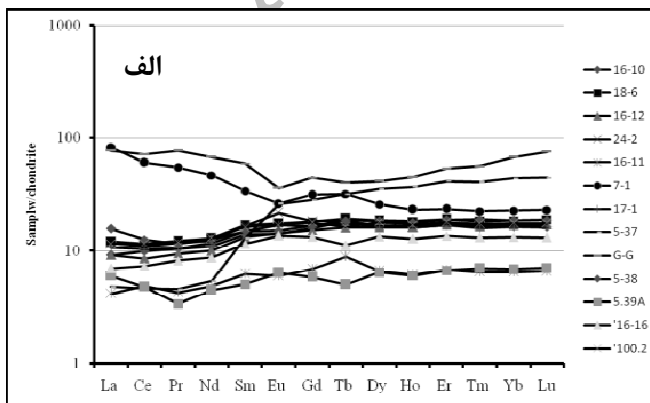
عناصر کمیاب و نادر خاکی

نشان می‌دهد که نمونه‌های شاندرمن از یک گوشته‌ی تهی شده ریشه گرفته‌اند. نمودار La/Sm نسبت به Sm/Yb (شکل ۸ الف) نشان می‌دهد که برخی از نمونه‌ها ویژگی‌های گوشته‌ی تهی شده (نرخ ذوب زیاد و عمق کم) و برخی دیگر ویژگی‌های گوشته‌ی اولیه (نرخ ذوب کمتر یا عمق بیشتر) را نشان می‌دهند. این مسئله با بررسی الگوی عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار، بهتر قابل درک است. بر اساس مجموع عناصر نادر خاکی نمونه‌های اکلوزیتی شاندرمن را می‌توان به دو گروه کلی تقسیم کرد. گروه اول دارای مجموع REE (۳۱/۱ پی‌پی‌ام) است که به ترتیب در $(\text{La}/\text{Lu})_N$ (۰/۶)، در Ni (۴۴) تا $\text{Eu}^\#$ (۰/۹۱) تا Cr (۳۴ تا ۶۰۹ پی‌پی‌ام) و در $\text{Eu}^\#$ (۱/۳ پی‌پی‌ام) وجود دارند. گروه دوم شامل دو نمونه‌ی ۷.۱ و G-G است که بالاترین مجموع REE را دارند و نسبت $(\text{La}/\text{Lu})_N$ به ترتیب (۳/۶۲ و ۱/۰۲) است. مجموع REE آن‌ها به ترتیب (۱۱۷ و ۱۶۱ پی‌پی‌ام)، مقدار Ni (۴۱ و ۹۶ پی‌پی‌ام)، مقدار Cr (۶۹ و ۱۶۸ پی‌پی‌ام) و $\text{Eu}^\#$ (۰/۷۹ و ۰/۷۰) است. مقدار $\text{Eu}^\#$ منفی می‌تواند نشان دهنده‌ی یکی از عوامل، جدایش پلاژیوکلاز ماگمای اولیه، فوگاسیته بالای اکسیژن باشد. نمونه‌های دارای به هنجاری مثبت $\text{Eu}^\#$ و Sr ، تجمع پلاژیوکلاز است. نمونه‌ی G-G در شکل (۷ الف) غنی‌شدگی HREE را نسبت به کندریت نشان می‌دهد و مقدار MREE در مقایسه با LREE و HREE کمتر و الگویی مقعر دارد. که می‌تواند در ارتباط با وجود مقداری تیتانیوم یا هورنبلند در

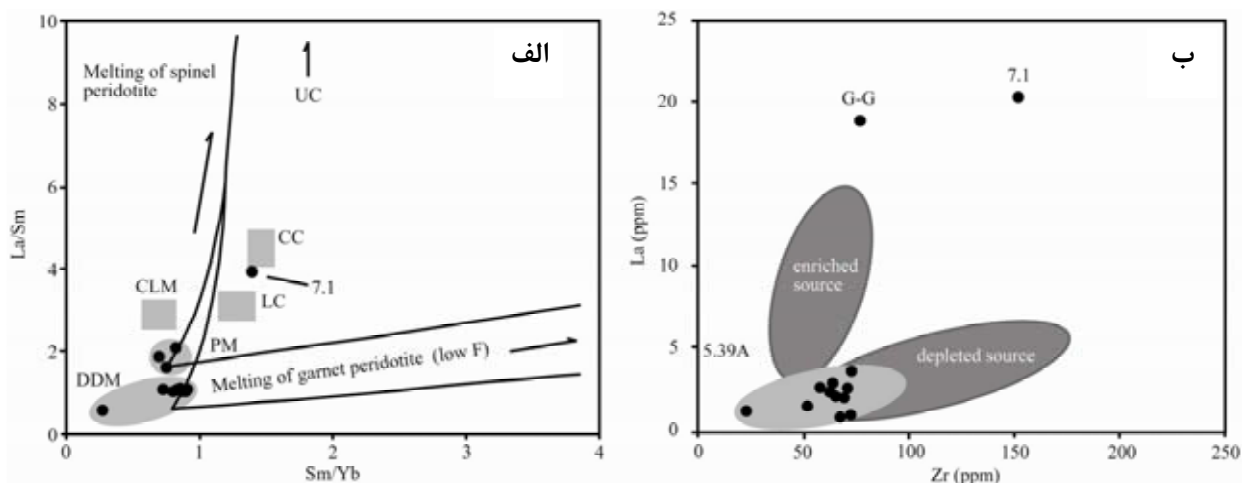
عناصر نادر خاکی نمونه‌های اکلوزیتی شاندرمن به کندریت [۲۵] (CI) به هنجار شده و در جدول (۲) نشان داده شده‌اند. شکل (۷ الف) REE نمونه‌های به هنجار شده به کندریت را نشان می‌دهد. در این نمودار بیشتر نمونه‌های شاندرمن الگوی تقریباً مسطح با عناصر نادر خاکی سبک (LREE) کمتر از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE)، نشان می‌دهند. نبود پی-هنجاری منفی Ce نشان می‌دهد که عناصر نادر خاکی سبک دستخوش تغییرات مهمی نشده‌اند و در نتیجه به‌طور قابل اعتمادی نسبت‌های $\text{La}_{(N)}/\text{Ce}_{(N)}$ حفظ شده است [۲۶]. با توجه به اینکه Yb عنصری فراوان در گارنت و Ce نیز عنصری نسبتاً سازگار است، نسبت Ce/Yb می‌تواند نشان دهنده‌ی عمق و نرخ ذوب سنگ مادر باشد. مقدار کم این نسبت نشان می‌دهد که ماگما از قسمت‌های بالایی گوشته (عمق کم) یا نرخ ذوب زیاد ریشه گرفته است. در مقابل ماگماهایی با نسبت بالای Ce/Yb نشان دهنده‌ی این است که ماگما از عمق زیاد (گستره‌ی پایداری گارنت) و نرخ ذوب کم (فشار زیاد) ریشه گرفته است. نسبت Ce/Yb نمونه‌هایی که در گستره‌ی گوشته-ی تهی شده شکل (۸) تصویر شده‌اند، حدود ۲ و خارج از آن گستره‌ی ۴ و ۱۰ است. برای بررسی این اختلاف بهتر است از عناصر نادر خاکی حدواسط (MREE) استفاده شود. زیرا مقدار عناصر خاکی حدواسط (MREE) بیشتر با ترکیب خاستگاه کنترل می‌شوند تا درجه‌ی ذوب بخشی [۲۷]. شکل (۸ ب)

شدت میدان بالا، تابعی از شیمی سنگ خاستگاه و فرآیندهای تبلور - ذوبند [۳۰]. تقریباً همه‌ی نمونه‌ها الگوی یکسان نشان می‌دهند به غیر از نمونه‌ی 7.1 که دارای بیشترین مقدار عناصر LIL است. این نمونه بیشترین مقدار Ba را بین نمونه‌های دیگر دارد که می‌تواند نشان دهنده‌ی بیشترین مقدار اثرهای فاز شاری بر آن باشد. تمامی نمونه‌ها دارای بیهنجاری منفی Ni و Cr هستند که می‌تواند به جدایش الیومین، پیروکسن یا اسپینل وابسته باشد (۷ ب). مقدار بی‌هنجاری منفی Ni بیشتر از Cr است. این مسئله نشان می‌دهد که جدایش الیومین نمونه‌ها بیشتر از پیروکسن یا اسپینل بوده است. پیدایش هر دو نوع مورب تهی و غنی شده را می‌توان در دو حالت بررسی کرد. حالت اول، گوشته‌ی تولید کننده سنگ مادر اکلوزیت‌های شاندرمن همگن نبوده است. وجود دو نوع مورب غنی و فقیر شده، حاکی از اقیانوسی با نرخ گسترش پایین است. این نکته در اقیانوس‌هایی با نرخ گسترش بالا به دلیل نرخ ذوب بالا و یکنواخت رخ نمی‌دهد [۳۱]. بررسی الگوی عناصر نادر خاکی (۷ الف) و فرعی اکلوزیت‌های شاندرمن نشان می‌دهد که نرخ گسترش اقیانوس پالتوتتیس در شمال ایران کم و نوسانی بوده است. حالت دوم، این پدیده به تغییر رژیم گسترش بستر اقیانوسی وابسته بوده است. به طوری که از نرخ ذوب کم (سرعت گسترش کم) به نرخ ذوب زیادتر (سرعت گسترش بیشتر) تغییر کرده است. سرعت گسترش پالتوتتیس در نقاط مختلف دنیا را با توجه به فرورانش و حواشی فعال، بالا آمدگی حاشیه‌ی فعال و جایگیری باتولیت‌ها از ۸ تا ۱۷ سانتی متر در نظر می‌گیرند [۳۲].

خاستگاه این نمونه باشد. گروه اول نمونه‌ها با الگوهای N-MORB و دوم با E-MORB قابل مقایسه‌اند. لازم به یادآوری است که در نمونه‌های G-G و 7.1، در زمینه‌ی کوارتز آزاد دیده نمی‌شود و مقدار عناصر کمیاب (مثل Cr و Ni) آن‌ها در مقایسه با نمونه‌های دیگر پایین است. علاوه بر این، این نمونه‌ها (7.1 و G-G) در نمودارهای (شکل ۵ پ تا ث) خارج از گستره‌ی مورب تصویر شده‌اند. در حوالی روستای شال راه (غرب شاندرمن) توده‌های گابرویی، سرپانتینیت‌ها نیز الگوی مشابه با اکلوزیت‌های شاندرمن نشان می‌دهند [۳]. بررسی‌های عناصر نادر خاکی و کمیاب برخی توده‌های گابرویی در این ناحیه نشان می‌دهد که این توده‌ها از LREE غنی و از HREE تهی هستند و ویژگی E-MORB نشان می‌دهند. ولی توده‌های بازی، اولترابازی دیگر ویژگی‌های N-MORB را نشان می‌دهند. گرچه زانکتا و همکاران [۳] وجود گابروهایی با ویژگی E-MORB را ناشی از فرآیندهای ثانویه‌ای چون سرپانتینیتی شده، و دگرگون در نظر می‌گیرند. همه‌ی نمونه‌ها دارای مقدار Tb متوسط به بالا هستند که در ارتباط با مقدار تیتانیت و روتیل در نمونه‌هاست. نمودار عنکبوتی (شکل ۷ ب) شامل عناصر بزرگ یون یا لیتوفیل (K, Rb, Ba, Sr)، عناصر با شدت میدان بالا (REE, Sc, Y, Zr, Ti, Nb) و عناصر تحولی (Cr, Ni, V) است. این عناصر به داده‌های [۲۹،۲۸] بهنجار شده‌اند. عناصر بزرگ یون عناصری ناسازگار و متحرکند در حالی که عناصر با شدت میدان بالا و برخی از عناصر تحولی در شرایط دگرگونی و دگرسانی، عناصری سازگار و تقریباً نامتحرکند [۳۰]. غلظت عناصر بزرگ یون (LIL) به عنوان تابعی از رفتار فاز شاری است در حالی که غلظت عناصر با



شکل ۷ نمودارهای عناصر نادر خاکی و عنکبوتی بهنجار شده به کندریت.



شکل ۸ نمودارهای الف) La/Sm نسبت به Sm/Yb [۲۷] و ب) Zr نسبت به La [۲۷] برای اکلوژیت‌های شاندرمن.

برداشت

اقیانوس پالئوتتیس در شمال ایران یا، از یک گوشته ناهمگن که ذوب نوسانی را تجربه کرده ریشه گرفته و یا طی تغییر رژیم‌زایشی پوسته‌ی اقیانوسی (از نرخ کم به زیاد) تشکیل شده است.

قدردانی

در انتها بر خود لازم می‌دانم سپاس و قدردانی خود را از زحمات اساتید محترم گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز و دانشگاه پتسدام ابراز دارم. از تذکرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم مقاله نیز تشکر و سپاسگزاری می‌شود.

مراجع

- [1] Clark G.C., Davies R.G., Hamzepour G., Jones C.R. "Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1:250,000". Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, (1975) 198.
- [2] Mehdizadeh shahri H., "Pre-rifting evidence of paleotethys in the southwest of Shahrood, Northeastern Iran". Word applied sciences Journal3 (1) (2008) 154-161.
- [3] Zanchetta S., Zanchi A., Villa I., Poli S., Muttoni G., "The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran)", Geological Society, London, Special Publications. 312 (2009) 57-78.
- [4] Axen G.J., Lam P.S., Grove M., Stockli D.F., "Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and

شیمی کل اکسیدهای اصلی و فرعی اکلوژیت‌های شاندرمن نشان می‌دهد که آن‌ها از دگرگونی سنگ مادر با ترکیب بازالت حاصل شده‌اند. بررسی عناصر کمیاب پایدار در کنار اکسیدهای اصلی نشان می‌دهد که اکسیدهای اصلی نمونه‌ها غیر از سدیم و تا حدودی آهن طی فرآیندهای دگرسانی کف اقیانوس و دگرگونی تقریباً پایدار بوده‌اند و تغییرات چندانی را تجربه نکرده‌اند. بررسی عدد منیزیم با کروم نشان می‌دهد که سنگ مادر اکلوژیت‌های شاندرمن، جدایش با نرخ‌های متفاوت برای الیومین و پیروکسن را تجربه کرده‌اند. این موضوع با ترکیب عناصر کمیاب دیگر اکلوژیت‌ها نیز قابل استناد است. الگوی عناصر نادر خاکی این نمونه‌ها نشان می‌دهد که مقدار عناصر نادر خاکی این اکلوژیت‌ها تقریباً ۱۰ برابر کندریتند و الگوی تقریباً مسطح دارند. مقایسه‌ی LREE با HREE این نمونه‌ها، وجود دو الگوی متناسب با مورب‌های غنی شده و تهی شده را نشان می‌دهند. این الگوها در گابروها، سرپانتینیت‌ها این منطقه نیز دیده می‌شوند. زانکتا و همکاران [۳] تنها ژئوشیمی یک نمونه از اکلوژیت‌های شاندرمن را بررسی کرده و در تعیین پروتولیت آن نیز از اکسیدهای اصلی استفاده شده است. با توجه به مطالب یاد شده در مورد سدیم و آهن، به نظر می‌رسد نتایج نمودارهایی با اکسید اصلی چندان مطمئن نیست. همچنین وجود دو نوع مورب خاکی از آن است که پوسته‌ی

- [14] Kertz R., "Symbols for rock forming minerals", *American mineralogist*. 68 (1983) 227-229.
- [15] Floyd P.A., Winchester J.A., "Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements". *Earth and Planetary Science letter*, 27 (1975) 211-218.
- [16] Winchester J.A., Floyd P.A., "Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements", *Chemical Geology*, 20 (1977) 325-343.
- [17] Volkova N.I., Frenkel A.E., Budanov V.I., Lepezin G.G., "Geochemical signatures for eclogite protolith from the Maksyutov Complex, South Urals". *Journal of Asian Earth Sciences*. 23 (2004) 745-759.
- [18] Pearce J.A., Cann J.R., "Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses". *Earth and Planetary Science letter*, 19 (1973) 290-300.
- [19] Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-Ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram". *Chem. Geol.*, 56 (1986) 207-218.
- [20] Shervais J.w., "Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas". *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59 (1982) 101-118.
- [21] Barth M.G., Gluhak T.M., "Geochemistry and tectonic setting of mafic rocks from the Othris Ophiolite, Greece". *Contribution of Mineralogy and Petrology*. 157 (2009) 23-40.
- [22] Debaille v., Blichert-Toft j., Agraniér A., Doucelance R., Schiano P., Albarede F., "Geochemical component relationships in MORB from the Mid-Atlantic Ridge, 22–35° N". *Earth and Planetary Science Letters*. 241 (2006) 844-862.
- [23] Usui T., Nakamura E., Helmstaedt H., "Petrology and geochemistry of eclogite xenoliths from the Colorado plateau: Implications for the evolution of subducted oceanic crust". *Journal of Petrology*. (2006) 1-36.
- [24] Pearce J.A., "Statistical Analysis of Major Element Patterns in Basalts". *Journal of Petrology*. 17 (1976) 15-43.
- [25] Evensen N.M., Hamilton P.J., O'niions R.k., "Rare earth abundances in chondritic meteorites". *Geochim. Cosmochim. Acta*. 42 (1978) 1199-1212.
- "collision-related tectonics", *Geological Society of America*. 29 (2001) 559-562.
- [5] Hollingsworth J., Jackson J., Walker R., Nazari H., "Extrusion tectonics and subduction in the eastern South Caspian region since 10 Ma", *The Geological Society of America*. 36 (2008) 763-766.
- [6] Majidi B., Etude pérostructurale de la région de Mashad (Iran). Les problèmes des méamorphites, serpentinites et granitoides hercyniens. Thèse de Docteur Ingenieur, Université Scientifique ed Médicale de Grenoble. 1978. 277 pp.
- [7] Karimpour M.H., Farmer L., Ashouri C., Saadat S., "Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys Collision-Related Granitoids from Mashhad, Iran", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*. 17(2) (2006) 127-145.
- [۸] صلواتی م.، کنعانیان ع.، صوفی ع.ص.، زعیمتیا ف.، "شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (خاور گیلان): شواهدی از تفریق بلور در فشار بالا". *مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران*. شماره ۱ (۱۳۸۸) ۱۴۹ تا ۱۶۶.
- [9] Guest B., Axen G.J., Lam P.S., Hassanzadeh J., "Late Cenozoic shortening in the west-central Alborz Mountains, northern Iran, by combined conjugate strike-slip and thin-skinned deformation", *Geosphere*. 2 (2006) 35-52.
- [۱۰] افتخارنژاد ج.، اسدیان ع.، راستگار میرزایی ع.، "سن مجموعه دگرگونه‌ها و افیولیت‌های شاندرمن - اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوسته شبه اقیانوسی دریای خزر"، *مجله علوم زمین*. شماره ۳. صفحه ۳۶ تا ۴۳.
- [۱۱] نبوی م.ح.، "دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران". انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۵۵)، ۱۰۹ صفحه.
- [12] Davies R. G., Jones C .R., Hamzepour B., Clark G., Ghorashi M., Nava I., "Geological map of the Masuleh area, 1:100,000". *Geological Survey of Iran*. (1975).
- [13] Crawford M.A., "A summary of isotopic age data for Iran, Pakistan and India", In : *Libre a la memoire del A.F. de Lapparent*. Mémoire hors-serie 8. Société Géologique de France, (1977) 251-260.

[29] Taylor St.R., McLennan S.M., *"The Continental Crust: its Composition and Evolution"*, Blackwell Scientific Publications. Geoscience texts. Oxford (1985).

[۳۰] رولینسون، ه. "کاربرد داده‌های ژئوشیمیایی، ارزیابی، نمایش". ترجمه علیرضا کریمزاده ثمرین. انتشارات دانشگاه تبریز. (۱۳۸۱).

[31] Sinton J.M., Detrick R.S., *"Mid-ocean ridge magma chambers"*, J Geophys Res. 97 (1992) 197-216.

[32] Stampfli G.M., Borel G.D., *"A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones"*, Earth and Planetary Science Letters, 196 (2002) 17-33.

[26] Cotten J., Le Dez A., Bau M., Caroff M., Maury R.C., Dulski P., Fourcade S., Bohn M., Brousse R., *"Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia"*. Chem. Geol., 119 (1995) 115-138.

[27] Xiao L., He Q., Pirajno F., Ni P., Du J., Wei Q., *"Possible correlation between a mantle plume and the evolution of Paleo-tethys Jinshajiang Ocean: Evidence from a volcanic rifted margin in the Xiaru-Tuoding area, Yunnan, SW China"*. Lithos. 100 (2007) 112-126.

[28] Sun S.S., McDonough W.F., *"Chemical and isotopic systematics of ocean basalts: Implication for mantle composition and processes"*, In: Saunders, A.D., Norry, M.J., (Eds.), *Magmatism in Ocean Basins*. Geological Society of London, Special publication. 42 (1989) 313-345.

Archive of SID