

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی منطقه مهریز یزد

محسن مؤید*^۱، حمیده جوادی^۱، حمید هراتی^۲، Gultekin Topuz^۳

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

۲- گروه علوم زمین، دانشگاه پیام نور، ایزد

۳- گروه علوم زمین، دانشگاه استانبول

(دریافت مقاله: ۱۴۰۴/۱۱/۱۸، نسخه نهایی: ۱۴۰۴/۱۲/۲۷)

چکیده: سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه مهریز از تناوب گدازه و مواد آذرآواری تشکیل شده‌اند. بررسی‌های زمین‌شیمیایی و سنگ‌نگاری نشانگر ترکیب بازیک تا حد واسط برای ماگمای سازنده این سنگ‌هاست که به طور عمده از بازالت، آندزیت بازالتی و آندزیت تشکیل شده‌اند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و الیون هستند و بافت غالب آنها ریزسنگی پورفیری است. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی است. بررسی نمودارهای عنکبوتی نشان دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) است. ناهنجاری‌های منفی عناصر Nb، Ta و Ti نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی مهریز یک خاستگاه گوشته‌ای وابسته به محیط‌های فرورانش دارد. همچنین نمودارهای زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که سنگ‌های آتشفشانی منطقه در یک محیط زمین‌ساختی منطبق بر قوس‌های ماگمایی پس از برخورد شکل گرفته‌اند.

واژه‌های کلیدی: مهریز؛ ائوسن؛ سنگ‌های آتشفشانی؛ کمان ماگمایی؛ پس از برخورد.

مقدمه

تشکیل شده‌اند [۶، ۷]. این سن پیشنهادی با میان‌لایه‌های سنگ‌های رسوبی سنگواره‌دار ائوسن نیز تأیید شده است [۸]. در این زمان، فوران‌های اولیه، آهکی قلیایی و زیردریایی بوده، سپس انواع سنگ‌های آتشفشانی چون آندزیت، ربولیت، لاتیت-آندزیت، ریوداسیت، توف و ایگنمبریت فوران کرده‌اند که گاهی قلیایی و گاهی آهکی قلیایی بوده‌اند. در ائوسن پسین، ترکیب گدازه‌ها به طرف قلیایی (شوشونیتی) میل می‌کند، به طوری که در جنوب نائین با سری پتاسیمی شوشونیت آنالسیم‌دار همراه است [۹]. در این پژوهش، سنگ‌های آتشفشانی منطقه مهریز از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و همچنین محیط زمین‌ساختی بررسی شده‌اند.

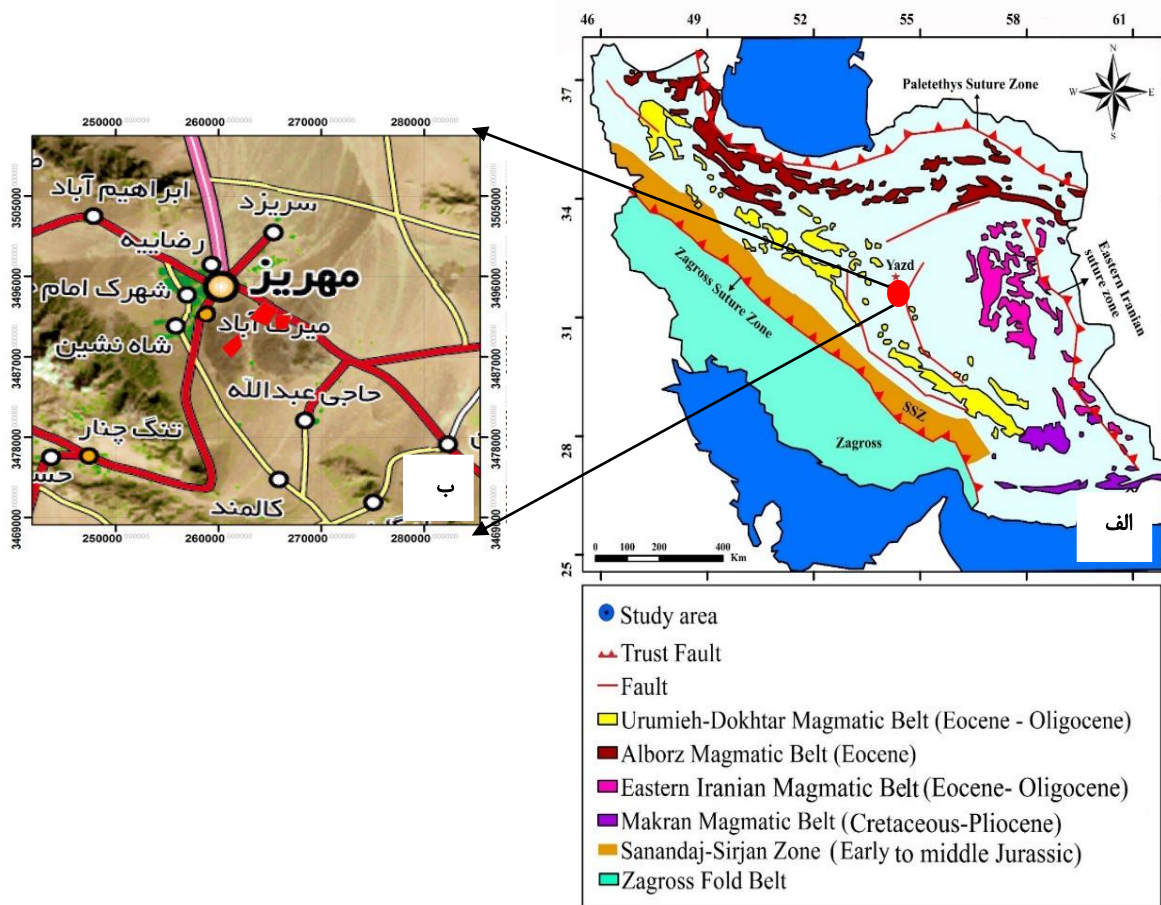
منطقه مورد بررسی بخشی از قطعه یزد و از خرده قاره ایران مرکزی است و در بخش غربی پهنه ساختاری پهنه مرکزی قرار دارد [۱]. نوار ماگمایی ارومیه-دختر در این منطقه با روند شمال‌غرب-جنوب‌شرق قطعه یزد از خرده قاره ایران مرکزی را قطع می‌کند که منطقه مورد بررسی نیز بخش کوچکی از این نوار محسوب می‌شود (شکل ۱ الف). کمان ماگمایی ارومیه-دختر که با فعالیت ماگمایی ترشیری مشخص می‌گردد، یا نتیجه فعالیت‌های کمان قاره‌ای است [۲-۴] و یا حوضه‌های پشت کمائی و یا قوس ماگمایی پسا برخوردی است [۵]. سنگ‌های آتشفشانی کمان ارومیه-دختر اغلب در دوره ائوسن

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۱۳۳۳۹۹۲۶۲۱، پست الکترونیک: Moayyed@tabrizu.ac.ir

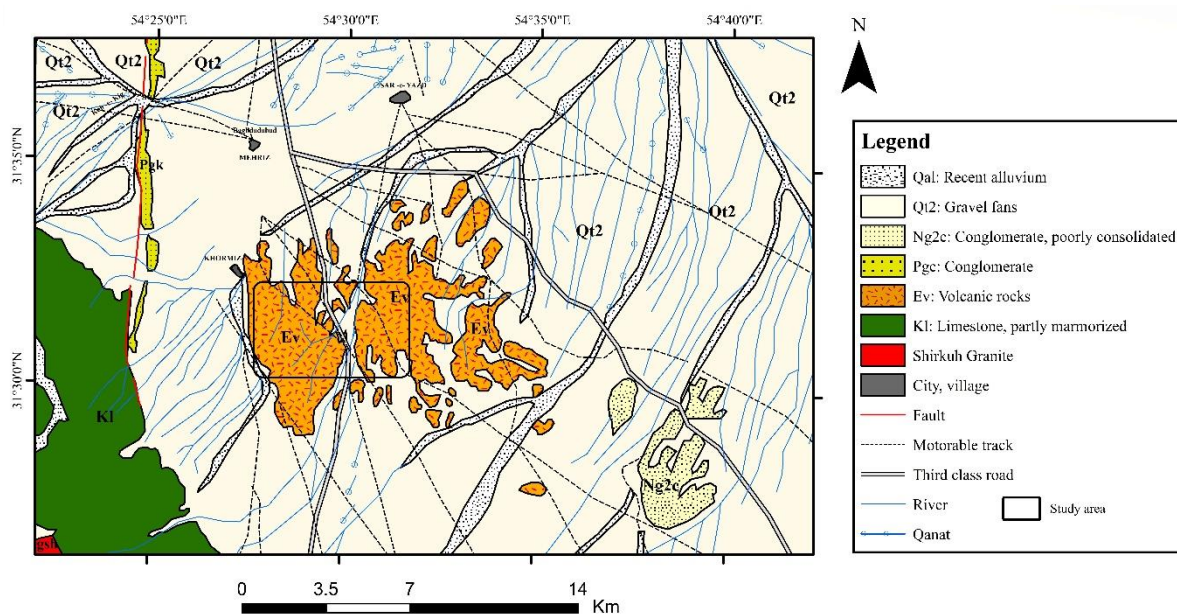
زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در استان یزد و ۳۵ کیلومتری جنوب شرقی یزد، در شهرستان مهریز و در کنار جاده مهریز به انار یا همان جاده ترانزیت یزد به کرمان بین طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}31'10''$ و $54^{\circ}32'42''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $31^{\circ}31'17''$ و $31^{\circ}31'54''$ شمالی واقع است. روستاهای خورمیز، سریزد و مخلصون نزدیکترین روستاها به این منطقه هستند (شکل ۱ ب). بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰ یزد [۱۰]، رخنمون غالب در منطقه مورد بررسی وابسته به سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشان آواری ائوسن هستند و در ارتفاع‌های تل داغ مخاناتون رخنمون یافته‌اند (شکل ۲). بر اساس بررسی‌های صحرایی فعالیت آتشفشانی در این منطقه انفجاری بوده و تناوبی از واحدهای آذرآواری ضخیم، شامل تناوبی از توف سنگی، توف بلوری با ترکیب حدواسط، توف ماسه‌ای، توف برشی و ایگنمبریت را در منطقه بوجود آورده

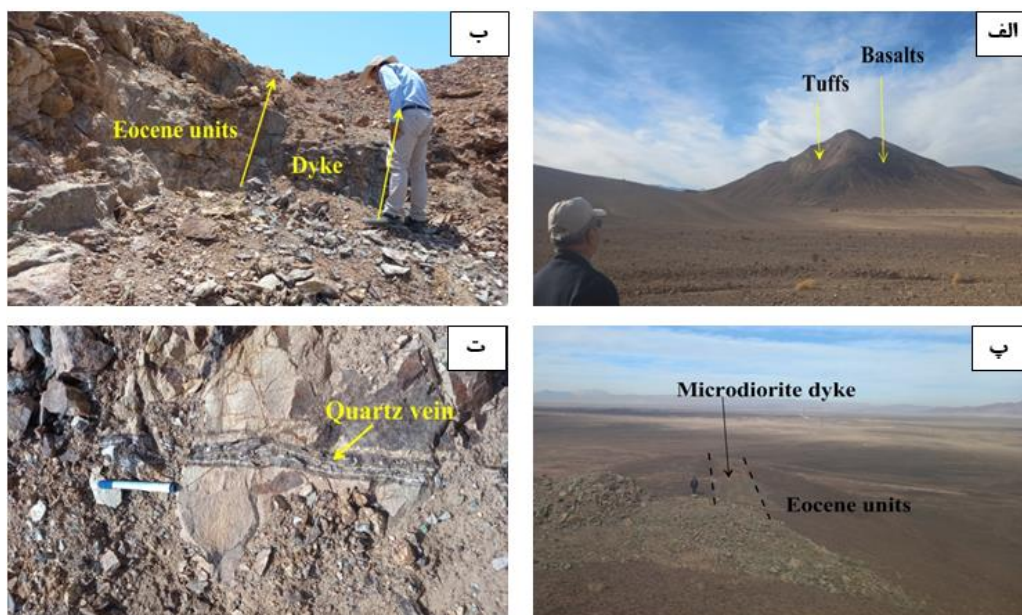
است. واحد بعدی که به طور همشیب بر روی این مجموعه قرار می‌گیرد، شامل گدازه‌هایی با ترکیب بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیت است که در بعضی نقاط با رسوب‌های نئوژن و توف‌های جوانتر پوشیده شده‌اند (شکل ۳ الف). رخنمون‌های این واحد-های آتشفشانی دارای خردشدگی‌ها و شکستگی‌های بسیاری است. رنگ این واحدها خاکستری روشن تا خاکستری تیره بوده که به دلیل اکسایش صحرا، به رنگ قهوه‌ای روشن تا قهوه‌ای تیره مایل به سیاه در آمده است. این واحدهای بیشتر به دلیل نفوذ و اثر توده پورفیری گرانیتوئیدی [۱۴] دچار دگرگونی مجاورتی در حد رخساره آل‌بت- اپیدوت هورنفلس و گاه دگرسانی شده‌اند. همچنین این مجموعه با دایک‌های منشعب از توده پورفیری و دایک‌های پس از کانی‌سازی قطع شده‌اند (شکل‌های ۳ ب و پ). رگه‌های سیلیسی کانی‌سازی شده درون این واحدها گسترش یافته‌اند (شکل ۳ ت).



شکل ۱ الف) نقشه ساده شده زون‌های زمین‌ساختی ایران و توزیع مجموعه‌های ماگمایی، موقعیت منطقه مورد بررسی روی آن [۱۱، ۱۲، ۱۳]. ب) موقعیت راه‌های دسترسی به منطقه مورد بررسی در حوضه جنوب یزد (منطقه مورد بررسی با رنگ قرمز مشخص شده است).



شکل ۲ نقشه زمین شناسی منطقه مورد بررسی برگرفته از نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ یزد [۱۰].



شکل ۳ الف) واحدهای آئوسن شامل تناوبی از توف و سنگ‌های آتشفشانی (بازالت)، دید به سمت غرب، ب) قطع واحدهای آئوسن (آندزیت و توف) با دایکی از توده پورفیری، پ) قطع واحدهای آئوسن (بازالت و توف) با دایک پس از کانی‌سازی (دایک میکرودیوریتی)، ت) سنگ آتشفشانی قطع شده با رگچه سیلیسی کانه‌دار.

روش پژوهش

به اطلاعات دقیق‌تر از سنگ‌های آتشفشانی، از بین سالم‌ترین نمونه‌های برداشت شده (با کمترین میزان دگرسانی) که معرف ترکیب سنگ‌شناسی منطقه مورد بررسی هستند، تعداد ۱۰ نمونه انتخاب شد. این نمونه‌ها در آزمایشگاه زرآرما، به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS)

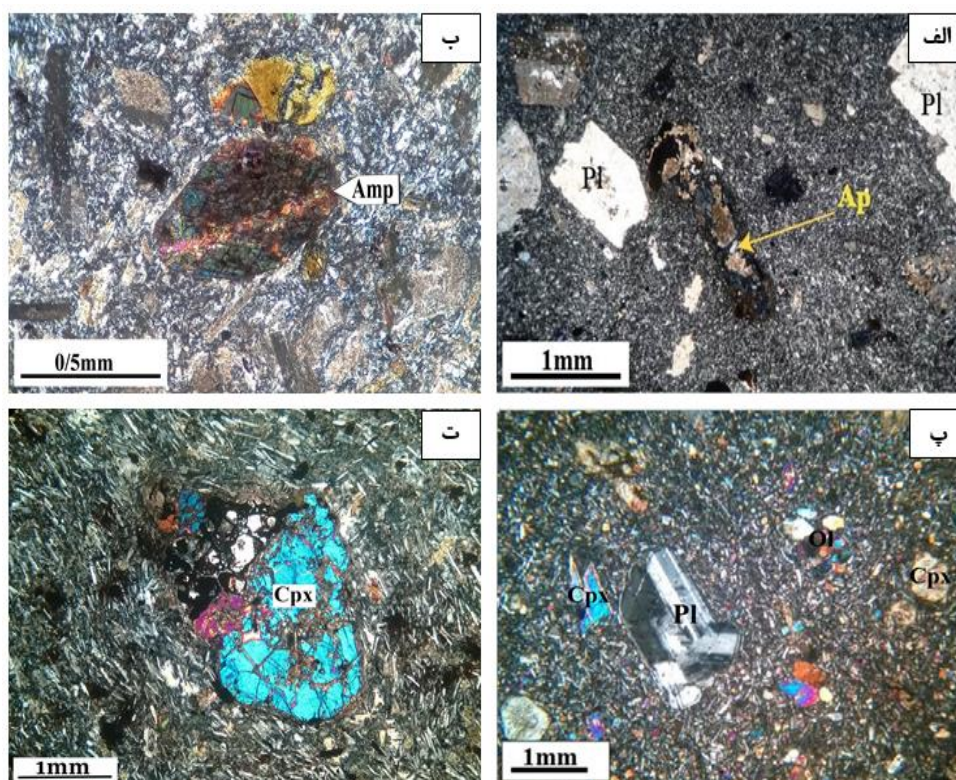
پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری از بخش‌های مختلف واحدهای آتشفشانی منطقه، نمونه‌های مناسب برای تهیه مقاطع نازک انتخاب گردید و دقیق سنگ‌نگاری شدند. همچنین به منظور انجام بررسی‌های زمین‌شیمیایی و دستیابی

و آمفیبول هستند. بافت اصلی سنگ ریزسنگی پورفیری است (شکل ۴ الف). بلورهای پلاژیوکلاز تا ۳۰ درصد حجمی درشت بلورهای سنگ را تشکیل می‌دهند. دارای ماکل چندریختی و کارلسباد و پری‌کلین و منطقه‌بندی ترکیبی و گاهی شکستگی و خوردگی درون و در لبه بلور هستند. اندازه بلورهای آنها ۰/۱ تا ۵ میلی‌متر است. پلاژیوکلازها در مرکز یا لبه بلور یا در راستای رخ‌ها و شکستگی‌ها، به کانی‌های ثانویه سریسیت، کلسیت و کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. آمفیبول تا ۱۲ درصد حجمی و بیوتیت به طور میانگین ۷ درصد حجمی درشت بلورهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند. اندازه بلوری آمفیبول‌ها از ۰/۱ تا ۵ میلی‌متر متغیر است و به شکل‌های تخت، لوزی، شش ضلعی و بی‌شکل دیده می‌شوند. این کانی‌ها به کانی‌های ثانویه کلسیت، کلریت، اپیدوت، سریسیت و اکسید آهن دگرسان شده‌اند، ولی گاهی تقریباً سالم و شکلدار دیده می‌شوند (شکل ۴ ب) و انبوهه‌هایی از آنها در سنگ دیده می‌شود که بافت گلومروپورفیری را ایجاد کرده‌اند.

تجزیه شیمیایی شدند و با استفاده از نتایج تجزیه‌های شیمیایی و با بررسی رفتارهای زمین شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و نادر موجود در سنگ‌های آتشفشانی منطقه و استفاده از آنها در نمودارهای ویژه زمین‌شیمیایی، ویژگی‌های سنگ‌شناسی، ماگمای سازنده، نوع ماگما و روند تغییر و دگرگونی ماگمای سازنده تعیین شد. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی پس از انجام تصحیح‌های مربوط به حذف مواد فرار (L.O.I) و تفکیک FeO و Fe₂O₃ و تصحیح نسبت Fe₂O₃/FeO، در جدول ۱ ارائه شده است. در پایان، برای تحلیل داده‌های زمین‌شناسی از نرم افزارهای GCD-kit و Surfex و برای رسم نقشه‌های زمین‌شناسی از نرم افزار Arc GIS 10.5 استفاده شد.

سنگ‌نگاری

مهم‌ترین سنگ‌های آتشفشانی در منطقه مورد بررسی ترکیب آندزیتی تا بازالتی دارند. سنگ‌های آندزیتی به رنگ خاکستری مایل به سبز مشخص می‌شوند و کانی‌های اصلی آنها پلاژیوکلاز



شکل ۴ الف) بافت ریزسنگی پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلاز و کانی فرومنیزین دگرسان شده به کلریت و کرنات و دارای بلور آپاتیت در زمینه ریزسنگی در آندزیت، ب) بلور آمفیبول سالم و شکل‌دار در آندزیت، پ) بافت شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری با درشت بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اولیوین در بازالت، ت) بافت گلومروپورفیری ناشی از انباشت بلورهای کلینوپیروکسن و بافت جریان‌ی در زمینه سنگ در بازالت. همه تصاویر در نور قطبیده متقاطع (XPL) نشانه‌های اختصاری شده بر اساس ویتنی و اوانز [۱۵] هستند. (Pl: پلاژیوکلاز، Amp: آمفیبول، Cpx: کلینوپیروکسن، Ol: الیوین).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی اکسیدهای عناصر اصلی، نادر و خاکی نادر نمونه سنگ‌های آتشفشانی منطقه مورد بررسی، پس از حذف مواد فرار و تصحیح مقادیر نسبت $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (عناصر اصلی بر حسب Wt% و عناصر فرعی بر حسب ppm).

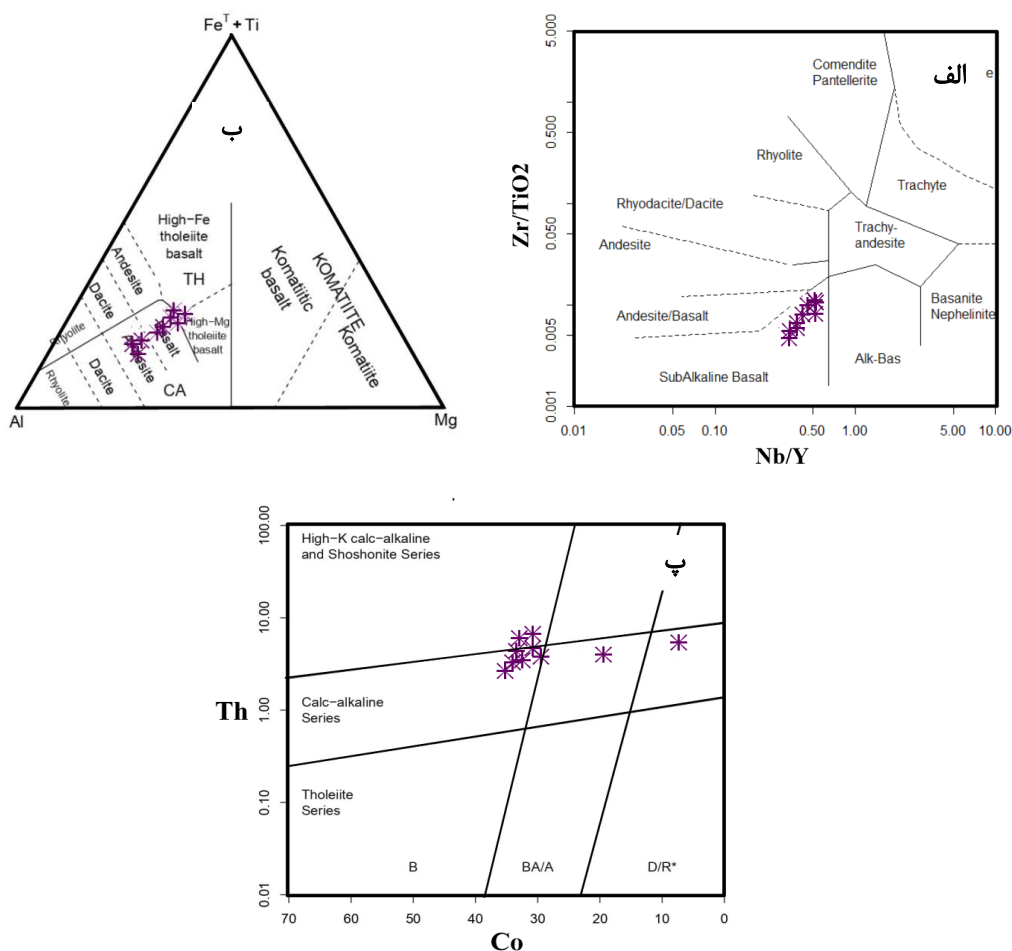
نمونه	HJ1	HJ2	HJ3	HJ4	HJ5	HJ6	HJ7	HJ8	HJ9	HJ10
SiO_2	۵۷٫۱۱	۵۵٫۳۲	۵۴٫۸۳	۴۷٫۸۹	۴۸٫۲۶	۴۷٫۳۱	۴۸٫۹۵	۴۹٫۸۳	۵۲٫۳۳	۵۴٫۴۹
TiO_2	۰٫۶۲	۰٫۷	۰٫۴۸	۰٫۹۷	۱٫۲	۰٫۸۲	۱٫۴۲	۱٫۴۲	۰٫۸	۰٫۸۲
Al_2O_3	۱۵٫۷۸	۱۷٫۲۸	۱۱٫۳۷	۱۶٫۸۲	۱۷٫۷۵	۱۴٫۷۸	۱۵٫۸۲	۱۶٫۲	۱۵٫۱۴	۱۶٫۳۱
Fe_2O_3	۲٫۲۵۴	۳٫۵	۱٫۸۸	۳٫۸۷	۳٫۸۰	۴٫۳۳	۴٫۱۳	۳٫۹۶	۳٫۳	۳٫۱۵
FeO	۲٫۳۴۶	۴٫۰۹	۱٫۸۸	۶٫۵۵	۵٫۴۵	۶٫۲۸	۶٫۸۴	۵٫۹۳	۵٫۶	۳٫۲۵
MnO	۰٫۱۰۳	۰٫۱۷	۰٫۱۱	۰٫۱۵	۰٫۱۸	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۱۴	۰٫۱۹	۰٫۱۹
MgO	۳٫۳	۳٫۱۵	۲٫۵۵	۶٫۴۵	۵٫۹۱	۵٫۹۵	۶٫۷۵	۶٫۸۳	۴٫۱۱	۳٫۸۹
CaO	۴٫۰۴	۴٫۷۹	۱۸٫۴۶	۸٫۴۸	۸٫۴۸	۱۰٫۸۸	۹٫۸۸	۸٫۹۶	۹٫۷۵	۸٫۲۸
Na_2O	۳٫۸۱	۳٫۹۳	۱٫۸۷	۲٫۲۳	۲٫۱۸	۳٫۱۴	۲٫۳۳	۲٫۱۴	۳٫۶۱	۳٫۵۲
K_2O	۳٫۹۵	۲٫۶۶	۳٫۳۸	۲٫۲۸	۲٫۱۵	۲٫۹۵	۲٫۹۱	۲٫۰۴	۲٫۸۳	۲٫۸۵
P_2O_5	۰٫۲۱۶	۰٫۱۷	۰٫۱	۰٫۲۳	۰٫۳۸	۰٫۳۶	۰٫۴۱	۰٫۳۵	۰٫۱۷	۰٫۳۲
مجموع	۹۳٫۵۲	۹۶٫۷۱	۹۶٫۸۱	۹۷٫۴۵	۹۵٫۷۴	۹۶٫۹۵	۹۹٫۴۳	۹۷٫۸۰	۹۷٫۸۳	۹۶٫۹۷
Cr	۵۳	۱۱	۴۶	۱۲۸	۱۱۰	۹۸٫۴	۹۲٫۴	۱۰۰۲	۱۶	۱۵
Ni	۲۸	۲۰	۲۱	۴۲	۵۴	۶۲	۵۵	۶۷	۱۸	۲۲
Co	۱۲	۲۱٫۱۴	۷٫۳	۳۳٫۲	۳۱٫۴	۳۰٫۸	۳۲٫۷	۳۱٫۶	۲۱	۱۷
V	۸۹	۱۶۱	۴۷	۲۳۲	۲۶۸	۲۵۴	۲۳۴	۲۵۶	۱۷۵	۱۳۵
Cu	۵۶	۸۹	۱۳	۸۲	۸۴	۹۶	۹۲	۸۵	۴۹	۶۹
Pb	۵۴٫۳	۲۷٫۴	۹۲٫۱	۱۹٫۲	۲۲٫۶	۲۳٫۴	۲۵٫۱	۱۹٫۸	۱۵٫۹	۲۱٫۸۷
Zn	۱۱۲	۶۹	۴۰	۱۴۲	۱۵۴	۱۳۲	۱۶۴	۱۴۲	۹۶	۱۱۰
Cd	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۱٫۱۲	۱٫۰۳
Sn	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲۰
W	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱
Mo	۰٫۹	۰٫۹	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۸	۰٫۲	۰٫۷	۰٫۸۳	۰٫۶
As	۱۰٫۶	۷٫۴	۷٫۹	۱۲٫۴	۱۰٫۸	۹٫۶	۸٫۲	۱۰٫۸	۷٫۴۹	۱۲٫۹۳
Sb	۱	۱٫۸	۰٫۹	۱٫۲	۱٫۳	۰٫۸	۱٫۴	۰٫۹	۳٫۲	۱٫۱۳
Ag	۰٫۳	۰٫۱	۰٫۹	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۱	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳
Rb	۶۹	۷۸	۷۹	۶۸	۷۲	۶۶	۶۹	۷۹	۴۷	۴۶
Cs	۶٫۷	۲٫۷	۱٫۵	۱٫۸	۱٫۲	۲٫۳	۱٫۴	۱٫۶	۲٫۱۹	۳٫۵۹
Ba	۳۶۶	۳۳۴	۴۵۷	۴۵۲	۴۶۲	۴۴۴	۴۶۴	۴۲۸	۴۰۳	۳۷۰
Sr	۱۱۴۰	۳۷۵	۳۵۳	۱۱۲۰	۸۸۴	۸۵۲	۹۲۶	۷۴۲	۵۱۶	۵۴۰
Ta	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۵	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۴	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۱۵	۰٫۱۲
Nb	۱۳٫۲	۱۱٫۵	۱۱	۸٫۱۲	۷٫۸۸	۸٫۲۶	۷٫۹۴	۷٫۵۸	۱۰٫۵	۷٫۷
Hf	۲٫۳	۲٫۴	۱٫۲	۲٫۰۴	۲٫۱۲	۲٫۳۲	۲٫۰۸	۲٫۱۴	۲٫۲۱	۲٫۸۱
Zr	۹۵	۸۳	۷۴	۷۳	۷۵	۸۲	۸۴	۷۳	۷۲	۹۱
Y	۱۰	۱۹	۱۳	۱۸	۲۲	۱۹	۲۰	۲۴	۲۰	۲۳
Th	۸۳	۴۵	۴٫۹	۴٫۳	۶٫۴	۵٫۲	۴٫۸	۵٫۱	۳٫۲۹	۴٫۲۵
U	۱٫۴	۱٫۱	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۸	۱٫۹	۱٫۴	۱٫۶	۰٫۹۴	۱٫۲۲
La	۲۰	۱۲	۱۷	۱۸٫۲	۱۹٫۴	۱۷٫۸	۲۰٫۱	۱۹٫۴	۱۰٫۱۳	۱۳٫۲۱
Ce	۳۵٫۲۴	۲۲٫۳۵	۳۱٫۵۲	۳۸٫۴	۴۲٫۶	۴۸٫۲	۳۷٫۴	۴۶٫۲	۲۴٫۵۱	۲۹٫۸۵
Nd	۱۶٫۶	۱۶	۱۶٫۳	۱۹٫۲۵	۲۲٫۶۲	۲۵٫۳۶	۲۲٫۴۱	۲۰٫۴۵	۱۲٫۸۲	۱۶٫۱۱
Sm	۳٫۵	۴٫۲	۳٫۹	۴٫۶۲	۵٫۴۶	۴٫۸۸	۵٫۲۴	۵٫۶۶	۳٫۴۳	۳٫۹۵
Eu	۰٫۹۸	۱٫۰۸	۰٫۹۳	۱٫۲۸	۲٫۰۲	۲٫۲۶	۱٫۸۹	۲٫۰۸	۱٫۲۸	۱٫۳۳
Gd	۲٫۵۵	۳٫۳۷	۲٫۹۲	۴٫۱۲	۵٫۲۶	۴٫۴۲	۴٫۶۸	۵٫۰۲	۳٫۶۷	۴٫۰۹
Tb	۰٫۵	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۶	۰٫۴	۰٫۶
Dy	۳٫۷	۳٫۳	۲٫۴	۴٫۱	۳٫۵	۴٫۲	۳٫۶	۳٫۷	۳٫۲۹	۳٫۹۱
Er	۲٫۲	۲٫۱	۲٫۴	۱٫۹۲	۲٫۳۶	۲٫۱۲	۱٫۸۹	۲٫۰۸	۲٫۱۱	۲٫۶۳
Tm	۰٫۲	۰٫۴	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۳۷
Yb	۱	۱٫۷۲	۱٫۱۳	۱٫۷۲	۲٫۱۶	۱٫۸۸	۲٫۰۸	۲٫۲۴	۱٫۶۵	۲٫۶
Lu	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۲	۰٫۳۶

انباشت بلورهای پیروکسن، اولیوین و پلاژیوکلاز و بافت جریانی در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۴ ت).

شیمی سنگ کل

نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه مهریز در جدول ۱ آورده شده است. بر اساس نمودار Nb/Y-Zr/TiO_2 [۱۶] نمونه‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌ها قرار دارند (شکل ۵، الف). همچنین بر اساس نمودار نسبت کاتیونی $\text{Fe}^{T+}\text{Ti} - \text{Al} - \text{Mg}$ [۱۷] نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی و دارای ترکیب بازالت و آندزیت هستند (شکل ۵ ب). به منظور شناسایی نوع ماگمای مولد سنگ‌های آتشفشانی مهریز از نمودار Th-Co [۱۸] استفاده شد که بر اساس آن، نمونه سنگ‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیت واقع شده‌اند (شکل ۵ پ).

سنگ‌های بازالتی به رنگ سبز تیره تا سیاه هستند و کانی‌های اصلی آنها را درشت‌بلورها و ریزبلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و الیوین در زمینه‌ای ریزسنگی تا شیشه‌ای تشکیل می‌دهند (شکل ۴ پ). بلورهای پلاژیوکلاز حدود ۵۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند و اغلب به صورت درشت‌بلور شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و همچنین به صورت ریز بلور در خمیره سنگ دیده می‌شوند. بلورهای کلینوپروکسن در این سنگ‌ها تقریباً سالم هستند و درشت بلورهای الیوین به آنتوفیلیت و کربنات و گاهی ایدنگسیت دگرسان شده‌اند. انبوهه‌هایی از کلریت و کربنات در متن این سنگ‌ها به چشم می‌خورد و دچار دگرسانی پروپلیتی ضعیف شده‌اند. بافت این سنگ‌ها ریزسنگی پورفیری تا شیشه‌ای ریزسنگی پورفیری است (شکل‌های ۴ الف و پ) و بافت گلومروپورفیری ناشی از



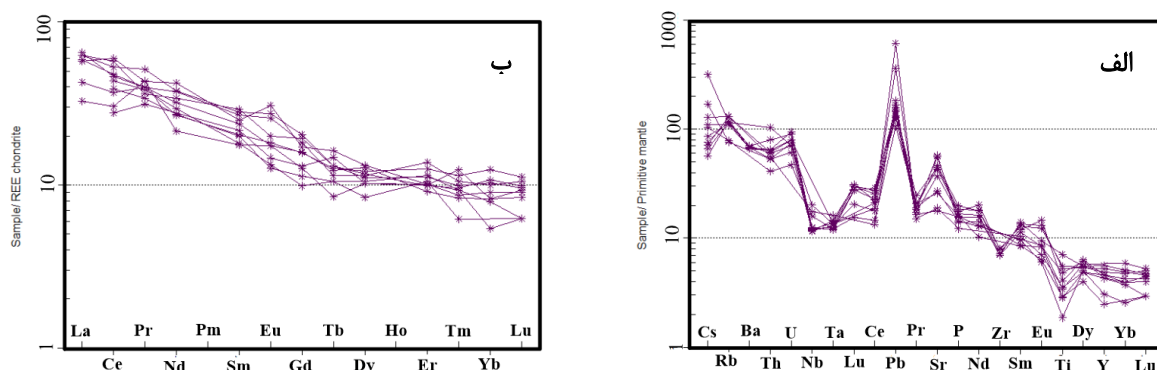
شکل ۵ نمودارهای تفکیک و تعیین سری ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مهریز: الف) نمودار $[\text{Nb/Y-Zr/TiO}_2]$ ۱۶ و موقعیت نمونه‌های مورد بررسی در آن، ب) نمودار نسبت کاتیونی $\text{Fe/Ti} + \text{Al} - \text{Mg}$ ۱۷ که براساس آن، نمونه‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی و دارای ترکیب بازالت و آندزیت هستند. پ) نمودار $[\text{Th-Co}]$ ۱۸ برای تعیین سری ماگمایی که بر پایه آن سنگ‌های آتشفشانی مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی، پتاسیم بالا و شوشونیت قرار دارند.

غلظت عناصر خاکی نادر (REE) نمونه‌های سنگی مورد بررسی نسبت به مقادیر گوشته اولیه [۱۹] (شکل ۶ الف) و همچنین نسبت به متئوریت کندریتی [۲۰] بهنجار شده است (شکل ۶ ب). بر اساس این نمودارهای عنکبوتی، نمونه سنگ‌های آتشفشانی منطقه مهریز بطور کلی غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE)، تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می‌دهند، تهی‌شدگی از HFSE اگر چه ممکن است تا حدی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر طی صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش و پس از آن باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون (دگرنهاد) گوشته و باقی ماندن آنها در فازهای پسمانده دیرگداز موجود در سنگ‌کره فرورونده (چون روتیل، ایلمنیت، آمفیبول تیتاندار، اسفن، آپاتیت و زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. تحرک و حلالیت بالای LILE در این سیال‌ها و شستشو و حمل و نقل آنها از سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده به درون گوه گوشته‌ای محل خاستگاه ماگما و همچنین نامحلول و نامتحرک بودن HFSE در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق قوسی دارد [۲۱-۲۴]. بی‌هنجاری منفی HFSE از ویژگی‌های برجسته محیط‌های قوسی است [۲۵، ۲۶]. در این محیط‌ها، فراوانی فازهای تیتانیوم‌دار چون اسفن و روتیل و همچنین فرورانش عمیق قطعه فرورونده در حضور اکلوزیت دارای روتیل و یا گارنت-آمفیبولیت در خاستگاه ماگما دلیل تهی‌شدگی از HFSE است [۲۴، ۲۷، ۲۸]. کانسارهای مس پورفیری مناطق برخوردی و پس‌برخوردی نیز دارای تهی‌شدگی از HFSE هستند [۲۹]. برای بیان و مقدار ناهنجاری Eu از نسبت Eu/Eu^* استفاده گردیده است. اگر نسبت Eu/Eu^* کمتر از یک باشد، ناهنجاری منفی و اگر بیشتر از یک باشد ناهنجاری مثبت است. در الگوی REE به دست آمده، عنصر Eu در بیشتر نمونه‌ها نسبت بالای یک را نشان می‌دهد E (به طور میانگین $u/Eu^* = 1.045$) و دارای ناهنجاری مثبت است. ناهنجاری‌های Eu با فلدسپارها کنترل می‌شود، زیرا Eu در حالت دوظرفیتی در پلاژیوکلاز و فلدسپار پتاسیم سازگار است، در حالیکه سایر REE سه‌ظرفیتی ناسازگار هستند. ناهنجاری مثبت Eu نتیجه انباشت پلاژیوکلاز است [۳۰] که این امر نیز با بررسی‌های سنگ‌نگاری که نشان‌دهنده حضور زیاد بلورهای پلاژیوکلاز

است، تأیید می‌شود. همچنین ناهنجاری مثبت $Eu/Eu^* > Eu$ (۱) بیانگر تشکیل ماگما در عمق پایداری گارنت است [۳۱]. بر اساس شکل ۶ الف، در نمونه‌های مورد بررسی عناصر سنگ دوست درشت یون (LILE) چون Th، Cs، U، Ce و La ناهنجاری مثبت و عناصر با میدان پایداری بالا (HFSE) چون Zr، Nb، Ta، Y، Ti و P ناهنجاری منفی نشان می‌دهند.

ناهنجاری مثبت Pb که در نمونه‌ها آشکارا دیده می‌شود، به دگرنهادی گوه گوشته‌ای و یا آرایش ماگما با پوسته قاره‌ای ارتباط دارد [۳۲]. همچنین ناهنجاری منفی P و Ti و ناهنجاری مثبت Pb از ویژگی‌های روشن سنگ‌های کمان‌های آتشفشانی کرانه قاره‌هاست. ناهنجاری منفی ماگماهای گوشته-ای این مناطق از HFSE ناشی از مشارکت این عناصر در ساختار کانی‌های دیرگدازی چون اسفن، ایلمنیت، روتیل، فلوگوپیت و بعضی از آمفیبول‌ها (چون پارگازیت) در پوسته اقیانوسی فرو رونده دگرگون شده است. این فازهای فرعی دیرگداز در پوسته اقیانوسی فرو رنده دگرگون شده (اکلوزیت) پایدار هستند و HFSE چون P، Nb، Ti و Ta را در خود نگه می‌دارند و از حل شدن آنها در سیال‌های آزاد شده از این پوسته و مشارکت آنها در سیال‌های دگرنهاد کننده گوه گوشته‌ای روی آن جلوگیری می‌کنند. در نتیجه، ماگمای برآمده از ذوب این منابع (پوسته اقیانوسی فرورونده و گوه گوشته‌ای روی آن)، دارای ناهنجاری منفی از این عناصر است [۳۳، ۳۴].

غنی‌شدگی LILE چون Th در مقایسه با HFSE چون Yb و Y می‌تواند ناشی از تمرکز این عناصر در مرحله پایانی جدایش نیز باشد. همچنین بی‌هنجاری منفی عناصر Y و Yb نشانگر تبلور بخشی و جدایش کانی‌های آهن و منیزیم‌دار چون آمفیبول در مراحل آغازین جدایش است. بی‌هنجاری منفی Nb به فعالیت ماگمایی در ارتباط با مشارکت پوسته [۳۵] و همچنین فقر این عنصر در خاستگاه، پایداری فازهای دارای این عنصر چون آمفیبول در طی ذوب بخشی و یا جدایش آنها طی فرآیند تفریق وابسته است [۳۶]. ناهنجاری منفی دیده شده در Sr، می‌تواند ناشی از دگرسانی فلدسپارها چون پلاژیوکلازها (جانشینی آن با Ca و K) باشد. این ویژگی‌ها نشان دهنده وابستگی این سنگ‌ها به سری ماگمایی آهکی قلیایی [۳۷] و شبیه ویژگی‌های کمان ماگمایی در محیط فرورانش هستند [۳۸، ۳۹].

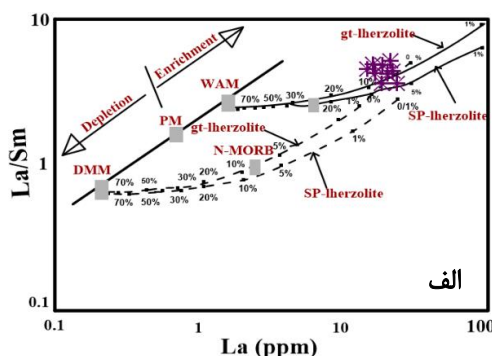
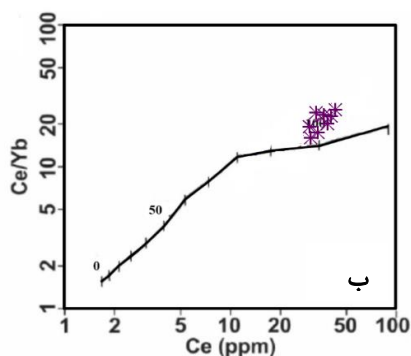


شکل ۶ نمودارهای عنکبوتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه مهریز بهنجار شده نسبت به (الف) مقادیر گوشته اولیه [۱۹] و (ب) کندریت [۲۰].

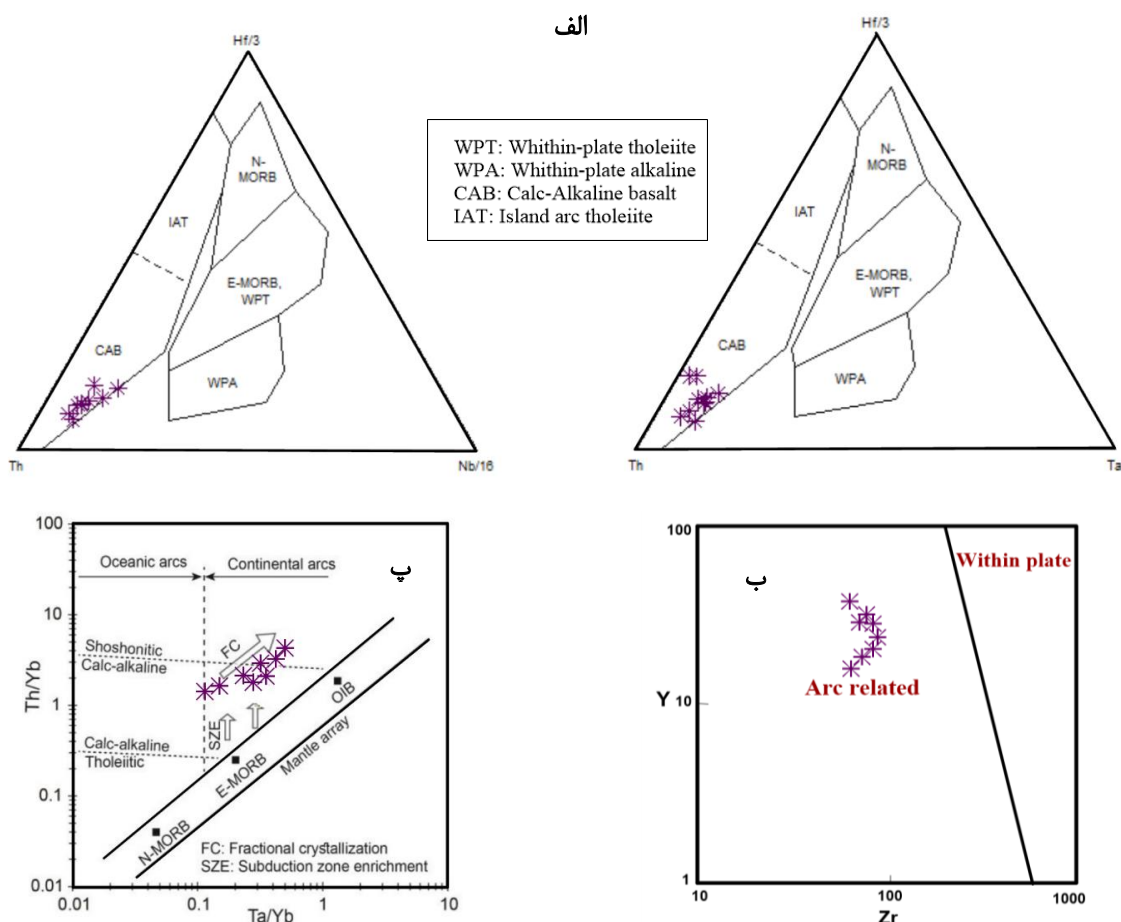
از سوی دیگر، بازالت‌های محیط‌های کمانی به دو گروه بازالت-های آهکی قلیایی و توله‌ایت‌های جزیره‌های کمانی تفکیک می‌شوند. بر اساس این نمودارها، همه سنگ‌های مورد بررسی در گستره بازالت‌های آهکی قلیایی (CAB) که بیانگر جایگاه بازالت‌های آهکی قلیایی کرانه فعال قاره ای (پهنه فرورانش) است، قرار دارند (شکل ۸ الف). برپایه نمودار Y نسبت به Zr [۴۴] نیز، سنگ‌های مورد بررسی در گستره کمان‌های ماگمایی ناشی از فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۸ ب). جایگاه کمانی قاره‌ای نمونه‌ها از نسبت‌های Th/Yb و Ta/Yb نیز مشخص می‌شود. بر پایه تغییرهای نسبت‌های یاد شده نیز می‌توان ردپای فرآیندهای پهنه فرورانش در پیدایش مذاب را برداشت کرد. از آنجا که افزایش نسبت Th/Yb و بیرون رفتن روند نمونه‌ها از آرایه گوشته‌ای پیامد دخالت مواد فرورانشی (پوسته-ای) در ترکیب مذاب دانسته شده است، افزایش نسبت Th/Yb عاملی برای غنی‌شدگی ناشی از فرآیندهای پهنه فرورانش شمرده می‌شود [۴۵]. همه نمونه سنگ‌ها از این نظر بیرون از گستره آرایه گوشته‌ای واقع شده‌اند و از این رو آثار پهنه فرورانش را نشان می‌دهند (شکل ۸ پ).

با توجه به نمودار La/Sm نسبت به La [۴۰] که برای کانی‌شناسی و شناسایی درجه ذوب‌بخشی خاستگاه سنگ‌ها استفاده شده است، نمونه‌های مورد بررسی از ذوب‌بخشی منبع گارنت-لرزلیتی با نرخ ذوب ۵ تا ۱۰ درصدی شکل گرفته‌اند (شکل ۷ الف). از آنجا که عمق پایداری گارنت بیش از ۸۰ کیلومتر است، می‌توان نتیجه گرفت که عمق تشکیل ماگمای مادر بازالت‌های مورد بررسی بیشتر از این باشد. همچنین موقعیت قرارگیری نمونه‌های مورد بررسی بر نمودار Ce/Yb نسبت به Ce [۴۱]، نشان دهنده عمق رخداد ذوب بخشی و تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی، حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری، یعنی منطبق بر بخش‌های زیرین گوشته سنگ کره‌ای [۴۲] و عمق پایداری لرزولیت گارنت‌دار است (شکل ۷ ب).

برای تعیین جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های مورد بررسی، از نمودارهای طراحی شده بر اساس عناصر نادر چون Nb, Ta, Hf و Th [۴۳] استفاده شد. در این نمودارها، محیط‌های کمانی از بازالت‌های محیط‌های درون صفحه‌ای (بازالت‌های قلیایی و تولیتی) و بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی (انواع عادی، N-MORB، غنی شده، E-MORB) تفکیک می‌شوند.



شکل ۷ الف) نمودار La/Sm - La برای تعیین خاستگاه و درجه ذوب بخشی که بر اساس آن، سنگ‌های آتشفشانی مهریز در بخش گارنت-لرزلیت با نرخ ذوب بخشی ۵ تا ۱۰ درصد قرار دارند [۴۰]، ب) نمودار Ce/Yb نسبت به Ce [۴۱] که نشان می‌دهد که عمق رخداد ذوب بخشی و تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی مهریز، حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است.



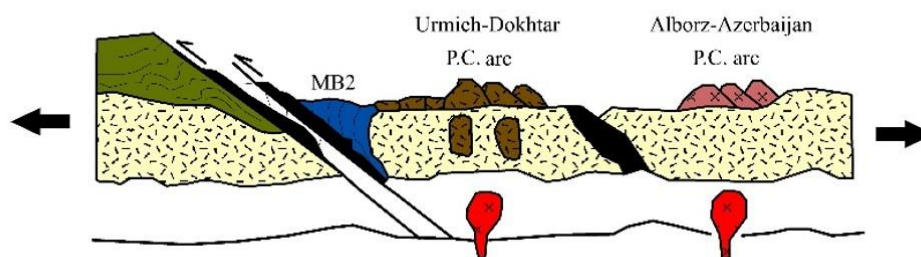
شکل ۸ الف) نمودارهای زمین‌ساختی طراحی شده بر اساس عناصر کمیاب چون Nb، Ta، Hf و Th [۴۳] که بر اساس آن‌ها، نمونه سنگ‌های مورد بررسی در گستره CAB که بیانگر جایگاه بازالت‌های آهکی قلیایی (پهنه فرورانش) است، واقع شده‌اند، ب) نمودار Y نسبت به Zr [۴۴]، پ) نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb [۴۵].

الگوی زمین‌ساختی

پژوهشگران مختلف برای فعالیت ماگمایی ترشیری پهنه ارومیه-دختر موقعیت‌های مختلف زمین پویا را عنوان کرده‌اند. بر اساس ویژگی‌های زمین‌شیمیایی نمونه سنگ‌های بررسی شده در منطقه مهریز که بخشی از نوار ماگمایی ترشیری ارومیه-دختر است، به احتمال بسیار جایگاه زمین پویای قوس ماگمایی پس از برخورد، آرمانی‌ترین مدل پیشنهادی برای این نوار است که با شواهد زمین‌شناسی منطقه نیز همخوانی دارد. بر اساس شواهد مختلف، پهنه ماگمایی ارومیه-دختر نمی‌تواند جزایر قوسی و یا قوس کرانه فعال قاره‌ای و در ارتباط با فرورانش فعال پوسته اقیانوسی نتوتیس باشد. فرورانش فعال پوسته اقیانوسی نتوتیس به زیر ایران مرکزی طی مزوزوئیک (اوایل ژوراسیک) در جریان بوده و برخورد قاره-قاره و پایان فرورانش در کرتاسه پسین-پالئوسن رخ داده است [۴۶]. بر اساس این نظریه، در پی بسته شدن کامل حوضه اقیانوسی

نتوتیس و حوضه کششی پشت قوس سیالیک خوی و نائین-بافت و بالازدگی پوسته، شکستگی‌های پی‌سنگی در کرانه ایران مرکزی و در بخش‌های مختلف بر اثر اعمال فرسایش بر مناطق بالا زده در منطقه برخوردی و به هم خوردن تعادل هم‌ایستایی در ایران مرکزی و پیامد آن بالازدگی پهنه‌های فرسایش یافته و نازک شده و گسترش نظام زمین ساخت کششی پس از برخورد در اوایل ائوسن در ایران مرکزی و البرزغربی-آذربایجان بوده است. این فعالیت کششی منجر به شدیدترین فعالیت آتشفشانی در پوسته ایران زمین و در راستای شکستگی‌های اصلی موازی با پهنه برخوردی شد که نتیجه آن ظهور نوارهای ماگمایی هم‌زمان البرزغربی-آذربایجان و ارومیه-دختر بوده است [۵]. فعالیت آتشفشانی نفوذی در این نوارها که قوس‌های ماگمایی پس‌برخوردی محسوب می‌شوند، باعث تزریق توده‌های پورفیری حامل کانی‌سازی مس و مس-مولیبدن پورفیری در این نوارها شد (شکل ۹) [۴۶].

Eocene to Lower Miocene



شکل ۹ تصویر بریده شده از الگوی زمین‌ساختی پیشنهادی برای فعالیت ماگمایی ائوسن تا میوسن پیشین در پهنه ارومیه-دختر: پس از بسته شدن کامل حوضه اقیانوسی نئوتتیس و حوضه کششی پشت قوس سیالیک و بالازدگی پوسته، شکستگی‌های پی سنگی در کرانه ایران مرکزی و در بخش‌های مختلف آن فعال شده‌اند و در اثر کشش پوسته‌ای در پی فشارش و کاهش فشار بر روی گوشته دگرپهناده زیر پوسته قاره‌ای، ذوب بخشی انجام شده و مقدمات فعالیت ماگمایی ترشیری پهنه‌های ارومیه-دختر و البرز آذربایجان فراهم شده است [۵].

برداشت

بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی بیانگر حضور گدازه‌هایی با ترکیب غالب آندزیت و بازالت در منطقه است که با توده پورفیری گرانیتوئیدی قطع گردیده‌اند. مهم‌ترین کانی‌های تشکیل دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلینوپیروکسن و الیون هستند. سرشت ماگمایی این سنگ‌ها آهکی قلیایی تا آهکی قلیایی پتاسیم بالا و شوشونیتی است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LILE و LREE و فقیر شدگی آنها از HFSE و HREE و ناهنجاری منفی عناصر Nb, Ta و Ti نشان می‌دهد که ماگمای مادر سنگ‌های آتشفشانی مهریز یک خاستگاه گوشته‌ای وابسته به محیط‌های فرورانش دارد. همچنین بررسی‌های زمین‌شیمیایی نشانگر تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی منطقه از ذوب بخشی حدود ۵ تا ۱۰ درصدی یک خاستگاه گوشته‌ای گارنت-لرزلولیت غنی شده زیر قاره‌ای، در اعماق ۱۰۰ تا ۱۱۰ کیلومتری است. بر اساس بررسی‌های زمین‌شیمیایی و الگوهای زمین‌ساختی ارائه شده، برداشت می‌شود که سنگ‌های آتشفشانی ائوسن این منطقه به کمان‌های ماگمایی پس از برخورد وابسته است.

قدردانی

نگارندگان از مسئولین محترم مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران و داوران محترم مجله برای نظرها و پیشنهادهای سازنده آنها قدردانی می‌نمایند.

مراجع

- [1] Aghanabati S.A., "Geology of Iran. Ministry of Industries and Mines", Organization of Geology and Exploration of Minerals (In Persian) (2004) 586 p.
- [2] Berberian M., "Late Cretaceous and Early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", Journal of the Geological Society, 139(5) (1982) 605–614.
- [3] Emami M.H., "Magmatism in Iran. Geological Survey of Iran", Tehran. Report 1 (2000) 608 pp.
- [4] Alirezaei A., Arvin M., Dargahi S., "Adakite-like signature of porphyry granitoid stocks in the Meiduk and Parkam porphyry copper deposits, NE of Shahr-e-Babak, Kerman, Iran", constraints on geochemistry. Ore Geology Reviews, 88 (2017) 370–383.
- [5] Moayyed M., "Petrologic studies of Tertiary volcano-plutonic belt in Western Alborz-Azerbaijan, with a special focus on Hashtchin area, Iran. PhD dissertation (In persian)", Shahid Beheshti University (2002) 328 p.
- [6] Farhoudi G., "A comparison of Zagros geology to island arcs", The Journal of Geology, 86(3) (1978) 323–334.
- [7] Shahabpour J., "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz", Journal of Asian Earth Sciences, 24(4) (2005) 405–417.
- [8] Verdel C., Wemicke B.P., Hassanzadeh J., Guest B., "A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", Tectonics, 30 (3) (2011) TC3008.

- P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, (1984) 63–114.
- [21] Pearce J. A., Harris N. B. W., Tindle A. G., “Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks”, *Journal of petrology* 25 (1984) 956-983.
- [22] Ionov D. A., Hofman A. W., “Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionation”, *Erth. Planet. Sci. Lett* 131 (1995) 341-356.
- [23] Ayers J.C., “Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite interaction in the wedge of subduction zones”, *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132 (1998) 390-404.
- [24] Stalder R., Foley S. F., Brey G. P., Horn I., “Mineral-aqueous fluid partitioning of trace - Elements at 900-1200 °C and 3-5.7 GPa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism”, *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (1998) 1781-1801.
- [25] Gill J., “Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Minerals, Rocks and Mountains. Goldstein, R.H., Reynolds, T.J., 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. Short Course 31, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Tulsa (1981) 199 p.
- [26] Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J.M., Mcdermott F., “Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts”, *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* 342 (1993) 171-191.
- [27] Brenan J.M., Shaw H.F., Phinney Ryerson D.L. F.J., “Rutile-aqueous fluid partitioning of Nb, Ta, Hf, Zr, U and Th: implications for high field strength element depletions in island-arc basalts”, *Earth Planet. Sci. Lett.* 128 (1994) 327 – 339.
- [28] Foley S.F., Barth M.G., Jenner G.A., “Rutile/melt partition coefficients for trace elements and an assessment of the influence of rutile on the trace element characteristics of subduction zone magmas”, *Geochim. Cosmochim. Acta* 64 (2000) 933 – 938.
- [29] Hou Z.Q., Zhang H.R., Pan X.F., Yang Z.M., “Porphyry Cu(-Mo-Au) deposits related to melting of thickened mafic lower crust: examples from the eastern Tethyan metallogenic domain”, *Ore Geology Reviews* 39 (2011) 21–45.
- [9] Ghorbani M. R., Graham I. T., Ghaderi M., “Oligocene-Miocene geodynamic evolution of the central part of Urumieh-Dokhtar Arc of Iran”, *International Geology Review*, 56(8) (2014) 1039-1050.
- [10] Nabavi M.H., Haqipour A., Valeh S., “Geological map 1:250000 of Yazd”, Iran's Geological and Mineral Exploration Organization (In Persian) (1972).
- [11] Sepidbar F., Mirnejad H., Ma C., Moghadam H.S., “Identification of Eocene-Oligocene magmatic pulses associated with flare-up in east Iran”, *Timing and sources. Gondwana Research* 57 (2018) 141-156.
- [12] Alavi M., “Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain System in Iran”, *Journal of Geodynamics* 21/1 (1996) 1-33.
- [13] Stocklin J., “Structural history and tectonics of Iran”, a review. *AAPG Bulletin*, 52 (1968) 1229– 1258.
- [14] Javadi H., Moayyed M., Harati H., Topuz G., “Petrography, geochemistry and emplacement environment of sub volcanic intrusives in Mehriz region of Yazd”, *Iranian journal of crystallography and mineralogy*. A-10-701-1 (R₁). (In Persian with English abstract) (2025).
- [15] Whitney D.L., Evans B.W., “Abbreviations for names of rock -forming minerals”, *American Mineralogist* 95 (2010) 185–187.
- [16] Winchester J.A., Floyd P.A., “Geochemical discrimination of different magma Series and their differentiation products, using immobile elements”, *Chem Geol*, 22 (1977) pp. 325-343.
- [17] Jensen L.S., “A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks”, *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper* 66 (1976).
- [18] Hastie A. R., Kerr A. C., Pearce J. A., Mitchell S. F., “Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram”, *Journal of Petrology*, 48 (12) (2007) 2341-2357.
- [19] McDonough W.F., Sun S.S., “The composition of the Earth”, *Chem. Geol.*, 120, 223 – 253.
- [20] Boynton W.V., “Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson”,

- [39] Ulmer P., "Partial melting in the mantle wedge - the role of H₂O in the genesis of mantle derived arc-related magmas", *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 127 (2001) 215-232. DOI : 10.1017/CBO9781139164467.
- [40] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., "Petrigenetic evolution of late Cenozoic, post collision volcanism in western Anatolia, Tirkey", *Journal of volcanology and geothermal Reasearch*, 102 (2000) 67-97.
- [41] Ellam R. M., Cox K. G., "An interpretation of Karoo picrate basalts in terms of interaction between asthenospheric magmas and the mantle lithosphere", *Earth and Planetary Science Letters* 105 (1991) 330-342.
- [42] Lallemand S., Huchon P., Jolivet L., Prouteau G., *Convergence lithosphe'rique Vuibert*, Paris.
- Martin H., "Adakitc magmas: modern analogues of Archaean granitoids", *Lithos* 46 (1999) 411-429.
- [43] Wood D. A., "The applications of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", *Earth and Planetary Science Letters*, 50 (1980) 11-30.
- [44] Muller D., Groves D.I., "Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization", Springer. Berlin (1997) P 311.
- [45] Pearce J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: *Continental Basalts and Mantle Xenoliths* (Eds. Hawkesworth", C. J. and Norry, M. J.) 230-249 (1983) Shiva, Nantwich, UK.
- [46] Moayyed M., "New Attitude On Evolution of Neo-Tethys and its Relationship with Tertiary Magmatism in Urmia-Dokhtar and West Alborz - Azerbaijan (In persian)", *Proceedings of the 6th Conference of the Geological Society of Iran, Shahid Bahonar University, Kerman* (2002) 374-378.
- [30] Jung S., Hffer E., Hoernes S., "Neo-Proterozoic rift-related syenites (North Damara Belt, Namibia): Geochemical and Nd-Sr-PB-O isotope constraints for mantle sources and petrogenesis", *Lithos*, 96 (2007) 415-435.
- [31] Henderson P., "Rare earth element geochemistry", Elsevier, Amsterdam (1984).
- [32] Kamber B. S., Ewart A., Collerson K. D., Bruce M. C., McDonald G. D., "Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 144 (2002) 38-56.
- [33] Nagudi N., Koberl Ch., Kurat G., "Petrography and geochemistry of the sigo granite, Uganda and implications for origin", *Journal of African Earth Sciences* 36 (2003) pp 1-14.
- [34] Glenn A.G., "The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus", *Contrib Mineral Petrol.* 147 (2003) 511-527p.
- [35] Rollinson H.R., "Using Geochemical Data: Evolution, Presentation, Interpretation", Longman Scientific and Technical, England (1993).
- [36] Wu F.Y., Jahn B.M., Wilde S.A, Lo C.H, Yui T.F., Lin Q., Ge W.C., Sun D.Y., "Higly fractionated I-type granites in NE China (I): Geochronology and petrogenrsis", *Lithos*, 66 (2003) Pp 241-273.
- [37] Machado A., Lima E.F., Chemale J.F., Morta D., Oteiza O., Almeida D.P.M., Figueiredo A.M.G., Alexandre F.M., Urrutia J.L., "Geochemistry constraints of Mesozoic-Cenozoic calc-alkaline magmatism in the south Shetland arc, Antarctica", *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4) (2005) 407-425.
- [38] Pearce J. A., Bender J. F., De Long S. E., Kidd W. S. F., Low P. J., Guner Y., Saroglu F., Yilmaz Y., Moorbath S., Mitchel J. G., "Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia", Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44(1-2) (1990) 189-229. DOI: 10.1016/0377 0273(90)90018-B.