

پتروگرافی، ژئوشیمی، تحولات ماگمایی و موقعیت تکتونوماگمایی سنگ‌های آذرین همراه با کانی‌سازی اپی‌ترمال نیکویی (غرب قزوین)

سهیلا آقاجانی؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین
مجید قاسمی سیانی*؛ دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین
محمد هاشم امامی، محمد لطفی؛ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور،
پژوهشکده علوم زمین
کاظم قلی‌زاده؛ دانشگاه شهید بهشتی تهران، دانشکده علوم زمین، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۹/۰۲/۲۷

دریافت ۹۷/۱۲/۰۸

چکیده

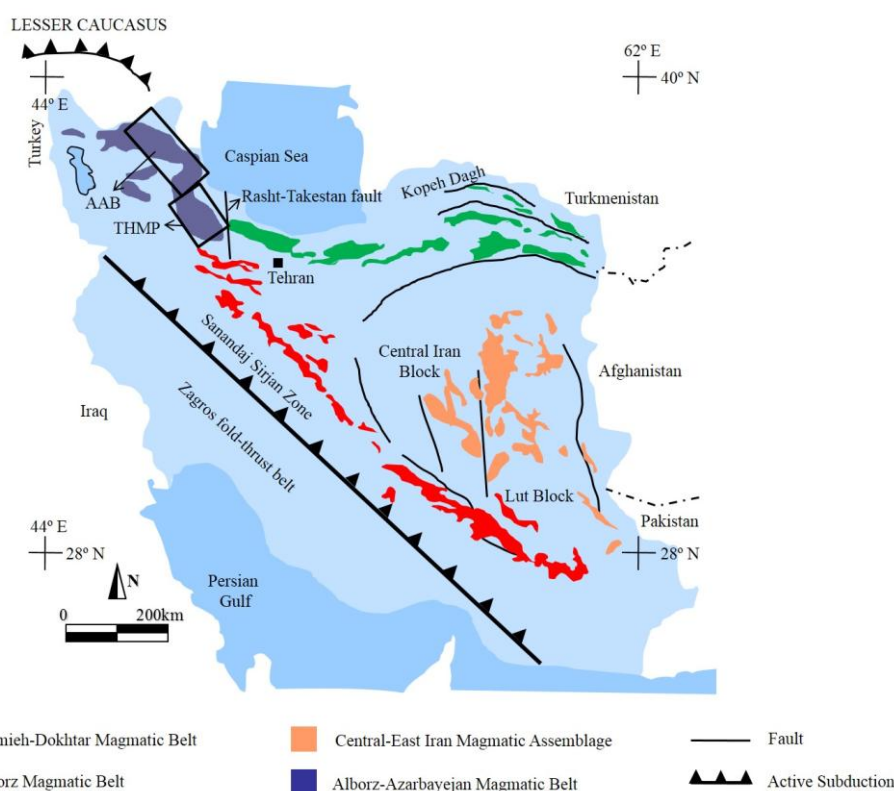
منطقه نیکویی در جنوب پهنه فلززایی طارم- هشتجین، در پهنه البرز باختری واقع شده است. توده‌های نیمه‌عمیق الیگومیوسن و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی با ترکیب داسیت (داسیت هیبریدی) تا آندزیت مهم‌ترین واحدهای آذرین همراه با کانی‌سازی پلی‌متال اپی‌ترمال نیکویی هستند. فازهای آذرین نیمه‌عمیق متشکل از سنگ‌های مونزدیوریت تا کوارتز مونزونیت و سیت پورفیری (کوارتز سیت) نوع I است و دارای مقدار $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ برابر ۴/۶۲ تا ۹/۹ درصد وزنی و مقدار $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ برابر ۰/۴۵ تا ۱/۶۶ هستند. ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه نیکویی در رده سنگ‌های متآلومین، کالک‌آلکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی قرار می‌گیرد. بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز، خوردگی و گردش فلوکریست‌ها، وجود گزنومورف‌های کوارتز، منطقه‌بندی و ترکیب بایمدال فلوکریست‌های کلینوپیروکسن و وجود داسیت هیبریدی و سه ترکیب شیشه متفاوت در آن نشان‌دهنده عدم تعادل فیزیکوشیمیایی و احتمالاً نتیجه اختلاط ماگمایی است. نمودارهای عنکبوتی نشان می‌دهد که سنگ‌های آذرین دارای غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی در Nb, Ta و Ti هستند، که این ویژگی‌ها از خصوصیات ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است. همچنین بالا بودن نسبت‌های LREE/HREE و LILE/HFSE ، میزان TiO_2 کم‌تر از یک درصد و نسبت زیاد Ba/Ta از مشخصات مناطق فرورانش محسوب می‌شوند. در نمودارهای محیط تکتونیکی، سنگ‌های آتشفشانی منطقه، خصوصیات کالک‌آلکالین پتاسیم بالا و سنگ‌های نیمه‌نفوذی در محدوده گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی (VAG) واقع می‌شوند.

واژه‌های کلیدی: غنی‌شدگی LILE، فرورانش، گرانیتوئیدهای کمان ماگمایی، تحولات ماگمایی، اختلاط ماگمایی، نیکویی.

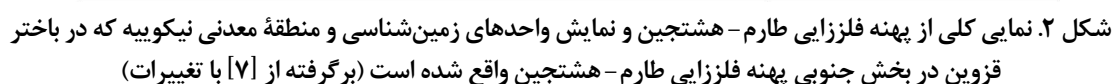
مقدمه

کانی‌سازی نیکویی در بخش جنوبی ایالت فلززایی طارم- هشتجین در کمربند ماگمایی البرز باختری (پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان) واقع شده است [۱]، [۲]، [۳] (شکل ۱). رشته کوه‌های البرز، جزئی از کمربند کوه‌زایی آلپ- هیمالیا هستند که از شمال به فروافتادگی جنوب کاسپین و از جنوب به پهنه ایران مرکزی و از جنوب باختر به کمربند ماگمایی ارومیه- دختر محدود شده‌اند [۴]، [۵]. چرخه ماگماتیسیم البرز در ائوسن- الیگوسن منجر به تشکیل مجموعه

عظیمی از سنگ‌های آذرین آتشفشانی، نفوذی، نیمه‌نفوذی و آذرآواری در ایالت فلزایی طارم- هشتجین شده که دربرگیرنده کانی‌سازی‌های سیستم پورفیری-اپی‌ترمال و ذخایر دیگر مثل کانسارهای آهن ماگمایی، آهن اسکارنی و کانسارهای غیرفلزی است [۶]، [۷] (شکل ۲). بخش عمده سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی کمربند ماگمایی البرز، طی فاز کششی در ائوسن آغازین تشکیل شده‌اند [۸]، [۹]، [۱۰]، [۱۱]. در ائوسن پایانی-لیگوسن، هم‌زمان با فاز کوه‌زایی پیرنه، نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر چین‌خورده و توده‌های آذرین نیمه‌عمیق، هم‌راستا با روند ساختاری ناحیه، جای گرفته‌اند [۱]. در نتیجه تشکیل فازهای آتشفشانی-نفوذی در پهنه البرز، به‌خصوص البرز باختری (پهنه ماگمایی البرز-آذربایجان)، کانی‌سازی‌های اپی‌ترمال-پورفیری متعددی تشکیل شده است. کانه‌زایی نیکویی در باختر استان قزوین، در بخش جنوبی ایالت فلزایی طارم- هشتجین قرار گرفته است. سنگ‌های آتشفشانی میزبان رگه‌های اپی‌ترمال نیکویی است و ارتباط ژنتیکی با سنگ‌های آذرین درونی دارند. واحدهای آتشفشانی-نفوذی ایالت فلزایی طارم- هشتجین ماهیت کالک‌آلکالین پتاسیک دارند و مرتبط با محیط فرورانش و یا تصادم قاره‌ای هستند و توده‌های نفوذی منطقه از نوع نیمه‌عمیق بوده است و با ماگمای سنگ‌های آتشفشانی دارای قرابت ژنتیکی هستند [۱۲]، [۱۳]، [۱۴]، [۱۵]. کانی‌سازی اپی‌ترمال در ارتباط با سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی است و بررسی‌های ژئوشیمی و تحولات ماگمایی سنگ‌های آذرین همراه با کانی‌سازی‌های اپی‌ترمال- پورفیری مورد علاقه زمین‌شناسان متعددی است. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژنز کانسار نیکویی قبلاً انجام شده است [۱۴]، در حالی که تاکنون پژوهش‌هایی روی پتروگرافی و پترولوژی سنگ‌های آذرین همراه با کانی‌سازی اپی‌ترمال نیکویی انجام نشده است و بر این اساس، این تحقیق به‌منظور تعیین ماهیت و تحولات ماگمایی و محیط تکتونوماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق طراحی شده است.



شکل ۱. تقسیم‌بندی واحدهای ساختاری- ماگمایی ایران که ایالت فلزایی طارم- هشتجین (THMP) در جنوب و کمربند اهر-ارسباران (AAB) در بخش شمالی کمربند ماگمایی البرز-آذربایجان واقع شده است. واحدهای ساختاری بر اساس [۳] و واحدهای آتشفشانی- نفوذی بر اساس [۱۰] با تغییرات



ایالت فلزرای طارم- هشتجین با روند شمال باختر-جنوب خاور در بخش باختری کمان البرز (البرز-آذربایجان) واقع شده و عمدتاً از چهار واحد چینه‌شناسی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین، سنگ‌های دگرگونی کامبرین و پرمین، سنگ-آهک و ماسه‌سنگ ژوراسیک تا کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی ائوسن تا الیگوسن تشکیل شده است (شکل ۲).

ایالت فلزرای طارم- هشتجین متشکل از دو قسمت کوه‌های هشتجین در قسمت شمال باختری و کوه‌های طارم در قسمت جنوب خاور است. منطقه معدنی نیکویی در بخش جنوب خاوری ایالت فلزرای طارم- هشتجین در رشته کوه‌های طارم قرار دارد (شکل ۲).

کوه‌های طارم عمدتاً از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری (معادل سازند کرج) مربوط به دوره سنوزوئیک تشکیل شده است. توده‌های نفوذی متعدد با روند شمال‌باختری-جنوب‌خاوری از قبیل تاکستان، خراسانلو، ذاکر و چال، عموماً با ترکیب مونزونیتی [۱۶] در امتداد هم و در دو ردیف موازی، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را قطع کرده است. در کوه‌های طارم، واحدهای پرکامبرین به‌صورت سنگ‌های دگرگونی و گرانیت در چند نقطه بیرون‌زدگی دارد. پالئوزوئیک زیرین (کامبرین و اردوئیسین) و دونین بالایی و کربونیفر در کوه‌های طالش دارای چندین رخنمون است. ژوراسیک به‌صورت سازند شمشک و آهک لار و کرتاسه به‌صورت آهک اربیتولین‌دار است. مهم‌ترین واحدهای سنگی در کوه‌های طارم متشکل از واحدهای آتشفشانی و آذرآواری ائوسن (آندزیت، ریولیت، بازالت، آندزیت بازالت و داسیتی همراه با توف-برشی و توف آندزیتی) است. در کوه‌های طارم نیز مانند ایران مرکزی و البرز مرکزی، حرکات پالئوسن با خروج سنگ‌های آتشفشانی، زیردریایی، پالئوسن ادامه یافته است [۱۶]، [۱۷].

از نظر زمین‌شناسی، رخنمون‌های سنگی منطقه نیکویی، متشکل از مجموعه سنگ‌های آتشفشانی- آذرآواری با ترکیب آندزیت تا داسیت و توف با سن ائوسن است [۱۸]، که تحت تأثیر نفوذ توده‌های نیمه‌عمیق واقع شده است. شکل ۳ مهم‌ترین واحدهای سنگی دارای رخنمون در منطقه نیکویی را نشان داده است. گدازه‌های بازالت به ضخامت ۵۰۰ متر در مرکز منطقه رخنمون دارد. این واحد در سطوح هوازده به‌رنگ خاکستری تا تیره و در سطوح تازه شکست نیز به رنگ تیره دیده می‌شود و از فنوکریست‌های الیوین تشکیل شده که به آن واحد الیوین بازالت هم گفته می‌شود. یکی از گسترده‌ترین واحدهای رخنمون در منطقه نیکویی، واحدی متشکل از سنگ‌های آذرآواری از جمله کریستال توف شیشه‌ای و لیتیک‌توف در قسمت جنوب منطقه است. سنگ نهشته‌های این واحد، بیشتر ردیفی از سنگ‌های آذرآواری شیشه‌ای (توف) است که در سطوح هوازده به‌رنگ‌های ارغوانی تا سیاه دیده می‌شود. واحدهای آتشفشانی داسیت هیبریدی همراه با واحدهای ایگنیمبریتی با ترکیب داسیتی به‌صورت میان‌لایه‌ای در این واحدهای آذرآواری رخنمون دارد. واحد آندزیت کوارتزدار، تراکی‌آندزیت و آندزیت‌بازالت قهوه‌ای تیره با ستبرایی بیش از ۸۰۰ متر در قسمت مرکزی و در داخل واحد داسیت هیبریدی، رخنمون دارد. لایه‌های نازک توف، توف برشی به ضخامت ۲۰۰ متر به‌صورت میان‌لایه در این واحد رخنمون دارند. رخنمون‌هایی از واحدهای آندزیتی با میان‌لایه‌های توف شیشه‌ای سنگی در شمال منطقه مشاهده می‌شوند. واحدهای نیمه‌عمیق منطقه نیکویی متشکل از مونوزودیوریت تا کوارتز مونزونیت و کوارتز سی‌نیت پورفیری هستند. واحدهای کواترنری شامل رسوبات سست و سخت نشده است که به‌شکل واریزه واحدهای آتشفشانی، خاک‌های برجا و رسوبات بستر آبراهه‌ها دیده می‌شوند و همراه با کنگلومرا بخش عظیمی از منطقه معدنی نیکویی را تشکیل داده است.

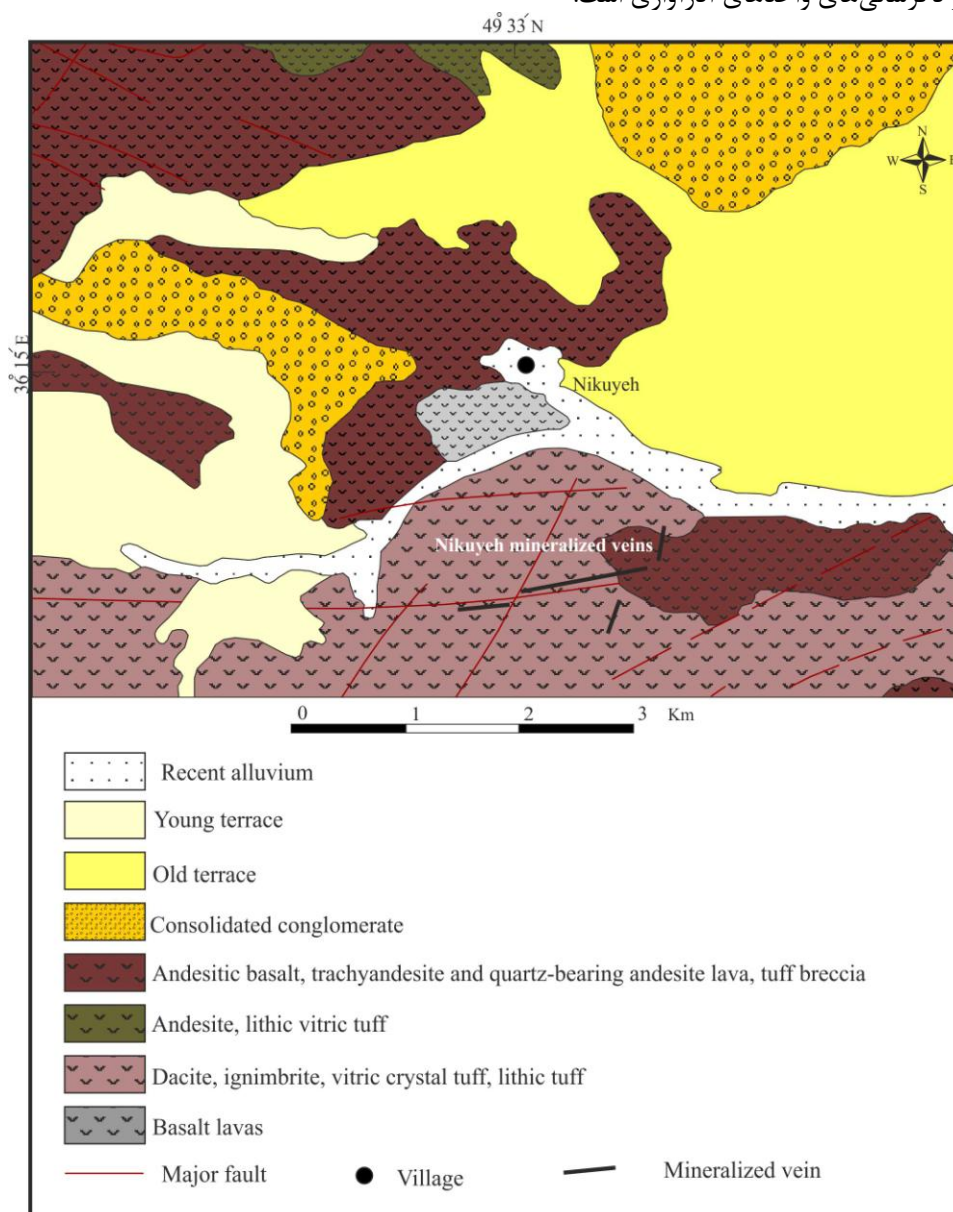
روش انجام پژوهش

بر مبنای پژوهش‌های صحرایی، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی، تعداد ۸۰ نمونه از سنگ‌های دارای رخنمون در منطقه برای بررسی‌های پتروگرافی و پترولوژی واحدهای آذرین منطقه نیکویی برداشت شد. تعداد ۳۰ مقطع نازک از واحدهای آتشفشانی- نیمه‌عمیق در ارتباط با کانی‌سازی پلی‌متال نیکویی تهیه و در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران به‌وسیله میکروسکوپ نور عبوری-انعکاسی زایس مدل Axioplan 2 به‌منظور پتروگرافی سنگ‌های آذرین، بررسی شد. به‌منظور تجزیه عناصر اصلی و فرعی تعداد ۱۲ نمونه به‌روش ICP-MS در آزمایشگاه ACME کانادا، تجزیه شد (جدول ۱). بررسی‌های میکروسکوپی در مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد.

پتروگرافی

بر اساس پژوهش‌های صحرایی و مشاهدات میکروسکوپی، واحدهای سنگی منطقه نیکویی شامل سنگ‌های آذرآواری، گدازه‌های آتشفشانی و سنگ‌های نیمه‌عمیق هستند. گسترش واحد ایگنیمبریتی ناچیز بوده است و دارای لامیناسیون جریان‌ی هستند (شکل ۴ آ) و در نمونه دستی به‌رنگ قرمز تا خاکستری و با بافت ویتروفریک است. سنگ‌های آذرآواری شامل نهشته‌های ایگنیمبریتی با ترکیبی در حد داسیت بوده است (شکل ۵ آ) و عمدتاً متشکل از شیشه است. فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شکل‌دار (الیگوکلاز) و کانی‌های فرومنیزین دگرسان شده و به کلریت و سریسیت تبدیل شده و بلورهای آلکالی‌فلدسپار در خمیره سنگ تشکیل شده است. بیوتیت دارای حاشیه اپاسیته است که در مواردی اپاسیته‌شدن شدید بوده است و کل بلور را فرا گرفته است. کوارتز به‌صورت فنوکریست در این واحد مشاهده

شده است. حالت جریان‌ی و بافت اوتاکسیتی در این سنگ‌ها مشهود بوده است و خمیره شیشه‌ای سنگ حاوی میکروولیت‌های بسیار ظریف است و به کانی‌های کوارتز-فلدسپار تبلور مجدد یافته است. این حالت به‌نظر می‌رسد پس از انجماد و در اثر ناپایداری ترمودینامیکی شیشه ایجاد شده باشد (شکل ۵ آ). کلریتی‌شدن، کربناتی‌شدن و ژئولیتی‌شدن دیگر دگرسانی‌های واحدهای آذرآواری است.



شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی منطقه معدنی نیکویه (براساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تاکستان با تغییرات [۱۶])

گدازه‌های آتشفشانی شامل واحدهای آندزیتی، داسیت هیبریدی و رخنمون‌های کوچکی از بازالت است و به‌عنوان سنگ میزبان کانی‌سازی پلی‌متال اپی‌ترمال نیکویه محسوب می‌شوند. واحد آندزیتی بیش‌ترین گسترش را داشته و متشکل از آندزیت، آندزیت‌بازالت، تراکی‌آندزیت و آندزیت کوارتزدار است و در نمونه دستی به‌رنگ خاکستری تا قهوه‌ای تیره مشاهده می‌شوند و گاهی نیز در نتیجه دگرسانی پروپیلیتی به‌رنگ سبز درآمده‌اند. بافت آمیگدالی در این سنگ‌ها با کربنات، سیلیس و یا ژئولیت پر شده است (شکل ۶ آ). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت تا الیگوکلاز و به‌مقدار کم‌تر آلبیت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ابعاد ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر فراوانترین کانی تشکیل‌دهنده این واحد است و

به طور بخشی به وسیله کلریت، اکسید آهن، اپیدوت و کلسیت جانشین شده‌اند. در بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز، بافت غربالی (شکل ۵ ب)، منطقه‌بندی و حاشیه رشد دوباره و گردش‌دگی مشاهده می‌شود که نشان‌دهنده تعادل نداشتن فیزیکوشیمیایی و احتمالاً نتیجه اختلاط ماگمایی است (شکل ۵ پ). پلاژیوکلاز متحمل دگرسانی کربناتی، سریستی و سیلیسی شده است. آلکالی فلدسپار در خمیره سنگ فراوان است و به مقدار کم به صورت فنوکریست نیز دیده می‌شود و گاه سریستی شده است. بلورهای پیروکسن (اوژیت و پیژونیت) شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار است و برخی از آنها ماکل دوتایی داشته و گاه منطقه‌بندی نیز از خود نشان می‌دهند (شکل ۵ ت). بلورهای کلینوپیروکسن دارای ابعادی تا ۰/۸ میلی‌متر نیز هستند و کلریتی‌شدن در آنها رخ داده است. الیوین به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و با فراوانی اندک (کمتر از یک درصد حجمی) در آندزیت بازالیت حضور دارد. ایدنگسیتی‌شدن و سرپانتینی‌شدن در الیوین مشاهده شده است. گاهی شدت ایدنگسیتی‌شدن به حدی افزایش یافته که فقط قالب این کانی باقی‌مانده است (شکل ۵ ث). بیوتیت دارای حاشیه‌های نامتعادل و اپاسیته بوده است که این حاشیه گاه کل بلور را فرا می‌گیرد. در مواردی که سنگ حالت جریان دارد، بیوتیت به خوبی در امتداد جریان قرار گرفته است. مگنتیت و تیتانومگنتیت (شکل ۶ ب) و به میزان اندک پیریت به صورت اشکال نیمه‌بلوری تا بی‌شکل به عنوان کانی‌های فرعی این سنگ‌ها تشکیل شده است. به طور کلی، بافت غالب در گدازه‌های آندزیتی منطقه، پورفیریتیک، میکرولیتیک، پورفیریتیک، هیالومیکرولیتیک و پورفیریتیک (شکل ۵ ج)، هیالوپورفیریتیک و زیکولار، ویتروفریتیک و گلومروپورفیریتیک (شکل ۵ چ) است.

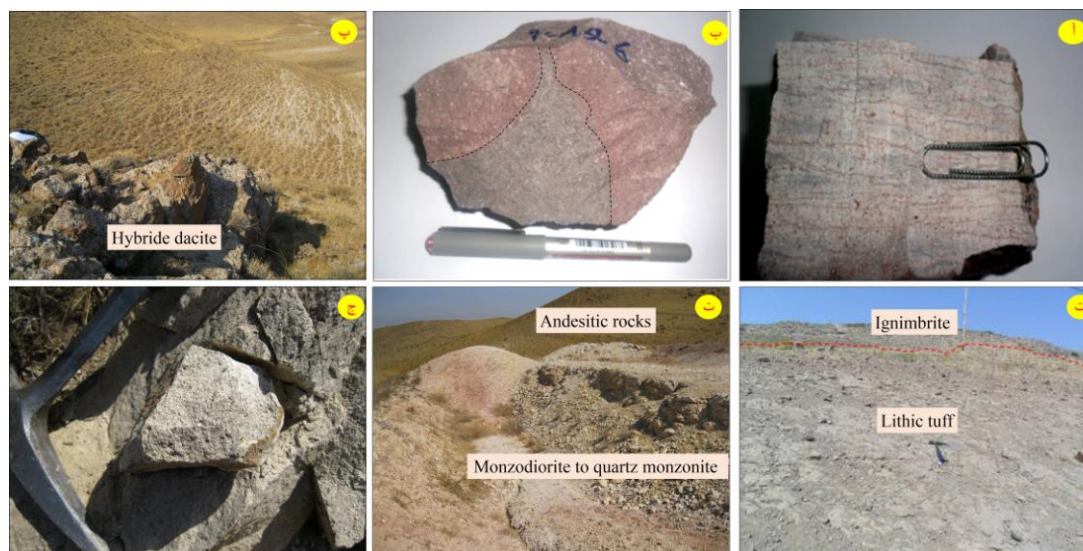
واحد داسیت هیبریدی با رنگ‌های روشن در نمونه دستی (شکل ۴ پ) دارای بافت ویتروکلاستیک و پورفیری است و شامل کانی‌های اولیه پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار (بسیار اندک)، هورنبلند، کوارتز و کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلریت، سریست، کلسیت و کانی‌های رسی است. از کانی‌های فرعی می‌توان به آپاتیت، اسفن و کانه‌های اپک (مگنتیت و تیتانومگنتیت) اشاره کرد. هورنبلند دارای حاشیه ناپایدار اپاسیتی است (شکل ۵ ح). کوارتز به صورت فنوکریست و در خمیره سنگ تشکیل شده است. این بلورها اشکال خلیجی و گردش‌دگی نشان می‌دهند که این حالت ممکن است به دلیل رشد غیرتعادلی یا تأثیرات انحلالی ناشی از کاهش فشار حین صعود ماگما به سطح ایجاد شده باشد. خمیره این سنگ‌ها از لحاظ ترکیبی شامل دو بخش متمایز بازیک (تیره) و بخش اسیدی (روشن) است. بخش بازیک دارای بافت میکرولیتی یا هیالومیکرولیتی است و شامل پلاژیوکلاز کلسیک، هورنبلند، کلینوپیروکسن، الیوین (بسیار اندک)، شیشه بازیک، کانه‌های اپک و تجمعات گلومروپورفیریتیک این کانی‌ها است. بخش اسیدی (رنگ روشن) دارای بافت میکروکریستالین پورفیریتیک است و شامل کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار است (شکل ۵ پ). واحد داسیت هیبریدی زمانی ایجاد می‌شود که اختلاط ماگمایی یک واحد آندزیت بازالیتی و ماگمای داسیتی در زمان انفجار رخ داده باشد و مجموعه سنگ‌های آندزیت، آندزیت بازالیت و داسیتی هیبریدی در یک منطقه تشکیل شوند [۱۹]، [۲۰].

بازالت دارای رخنمون کوچکی در منطقه نیکویییه است و متشکل از پلاژیوکلاز از نوع بیتونیت- لابرادور به عنوان فنوکریست است. پیروکسن از نوع کلینوپیروکسن شکل‌دار تا بی‌شکل بوده است و طی دگرسانی کلریتی‌شدن به کلریت تبدیل شده است (شکل ۵ خ). زمینه سنگ را بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز، بلورهای پیروکسن، کانی‌های اپک و کانی‌های ثانویه کلریت و کلسیت در بر می‌گیرند. الیوین به صورت بلورهای ایدینگسیتی‌شده مشاهده شده است.

لیتیک توف با رنگ هوازده خاکستری مایل به سبز و لایه‌بندی همراه با توف شیشه‌ای بلوری با رنگ هوازده ارغوانی تا سیاه و توف‌های برشی به صورت میان‌لایه‌ای همراه با واحدهای آتشفشانی و در زیر واحد ایگنیمبریتی مشاهده شده است (شکل ۳ ت). بافت لیتیک توف و توف شیشه‌ای بلوری به صورت کلاستیک است و در اثر دگرسانی کانی‌های کلریت، کلسیت و سریست در آنها تشکیل شده است. شدت دگرسانی در واحدهای لیتیک توف و توف شیشه‌ای بلوری بالا است و بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در خمیره شیشه‌ای همراه با کانی‌های ثانویه مشاهده شده است (شکل ۶ ت و

ث). توف برشی همراه با واحدهای داسیتی و آندزیتی به‌صورت میان لایه‌ای تشکیل شده و شدیداً دگرسان شده به‌طوری که کانی‌های اولیه آن از بین رفته‌اند. قطعات ولکانیکی همراه با پلاژیوکلاز و کوارتز در آنها قابل تشخیص است (شکل ۶ ج).

واحدهای نیمه‌عمیق در اطراف رگه‌های کانه‌سازی شده رخنمون کوچکی دارند و عامل اصلی دگرسانی‌های گرمایی و کانی‌سازی در منطقه هستند (شکل ۴ ث و ج). ترکیب عمومی این پورفیریت‌ها کوارتز مونزونیت تا مونزودیوریت پورفیری و سینیتی (کوارتز سینیت) است. بافت واحدهای نیمه‌عمیق، گرانولار تا میکروگرانولار پورفیریتیک است. کوارتز مونزونیت پورفیری متشکل از پلاژیوکلاز با ماکل‌های تکراری و دوتایی، منطقه‌بندی (شکل ۵ د و شکل ۶ چ)، بافت غربالی (شکل ۶ ح) و هم‌چنین رشد فلدسپار با بافت غربالی روی یک فنوکریست پیروکسن (شکل ۵ ذ) است. آمفیبول اورالیتی شده، پیروکسن ریزبلور، کوارتز و آلکالی فلدسپار دیگر کانی‌های تشکیل دهنده این واحد هستند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، بیوتیت قهوه‌ای دگرسان شده به کلریت، اسفن و کانی‌های اپک است. از کانی‌های ثانویه می‌توان به اپیدوت، کلریت، بیوتیت، اورالیت، سرپسیت و کلسیت اشاره کرد. هم‌چنین در مواردی تنها قالبی از کانی‌های فرومنیزین باقی‌مانده که با کانی‌های ثانویه از جمله کلریت پر شده است. مونزودیوریت متشکل از کانی‌های فنوکریست پلاژیوکلاز و فلدسپار آلکالن و بلورهای هورنبلند بوده است که در زمینه ریزبلورتری از این کانی‌ها همراه با مقادیر کوارتز و پیروکسن تشکیل شده است. سرپسیتی‌شدن در بلورهای پلاژیوکلاز مشاهده شده است (شکل ۶ خ). در برخی از نمونه‌ها کوارتز با حواشی پیروکسن مشاهده می‌شود، که نشان می‌دهد کوارتز به‌صورت گزنومورف است و از ماگمای اطراف وارد توده شده و سپس اطراف این گزنومورف‌های کوارتز، بلورهای ریز کلینوپیروکسن تشکیل شده (شکل ۵ ر)، که احتمالاً نتیجه هضم و آلودگی ماگمایی است. در کوارتز سینیت، دو نسل کوارتز دیده می‌شود. در نسل اول، کوارتز بی‌شکل به‌همراه بیوتیت و پلاژیوکلاز و در نسل دوم، کوارتز گرافیکی به‌همراه الکالی فلدسپار است (شکل ۶ د).



شکل ۴. تصاویر صحرایی و نمونه دستی از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق منطقه بررسی شده، (آ) واحد ایگنیمبریتی که دارای لایه‌بندی ظریفی است، (ب) آنکلاوها در نمونه‌های دستی که ترکیب این آنکلاوها دیوریتی است، (پ) واحد داسیت هیبریدی که همراه با سنگ‌های آندزیتی و آندزیت بازالتی مشاهده می‌شود، (ت) واحد لیتیک توف که در زیر واحد ایگنیمبریتی مشاهده شده و به‌صورت میان لایه‌ای در واحدهای آتشفشانی تشکیل شده‌اند (دید به سمت شمال)، (ث) رخنمون کوچک توده‌های نفوذی مونزودیوریت تا کوارتز مونزونیت که باعث دگرسانی در اطراف توده‌ها شده است (دید به سمت شمال)، (ج) نمونه دستی از کوارتز مونزونیت



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق در منطقه نیکویی، (آ) بلورهای پلاژیوکلاز در خمیره شیشه‌ای واحد ایگنیمبریتی آغشته به اکسیدهای آهن، (ب) بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز، (پ) پلاژیوکلاز با حاشیه رشد دوباره آلکالی فلدسپار در زمینه‌ای از میکرولیت‌های پلاژیوکلاز و خمیره شیشه‌ای، (ت) منطقه‌بندی در فنوکریست کلینوپیروکسن شکل‌دار، (ث) فنوکریست الیوین ایدنگیستی شده، (ج) بافت هیالومیکرولیتیک پورفیریتیک متشکل از فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن همراه با میکرولیت‌های پلاژیوکلاز، (چ) بافت گلوپورفیریتیک متشکل از بلورهای پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های اپیک، (ح) هورنبلند قهوه‌ای خودشکل با حاشیه اپاسیده شده در خمیره شیشه‌ای، (خ) کلینوپیروکسن خودشکل در خمیره شیشه‌ای، (د) منطقه‌بندی نوسانی در بلور پلاژیوکلاز، (ذ) رشد فلدسپار با بافت غربالی بر روی فنوکریست پیروکسن، (ر) کوارتز با حاشیه واکنشی از جنس پیروکسن. علامت اختصاری کانی‌ها بر اساس [۲۱] است: پلاژیوکلاز (Pl)، کلینوپیروکسن (Cpx)، الیوین (Ol)، کوارتز (Qtz)، هورنبلند (Hbl) و فلدسپار (Fsp)

کوارتز گرافیکی هم‌زمان با مذاب در مرحله تأخیری مذاب باقی‌مانده ترکیب اوتکتیکی داشته و به‌طور هم‌زمان با ریخت خط میخی (بافت گرافیکی) با آلکالی فلدسپار متبلور شده است. این بافت بازگوکننده عمق نسبتاً کم و در عین حال نشانه تبلور در نقطه اوتکتیک است و از این‌رو تصور براین است که این سنگ‌ها تقریباً در نزدیکی سطح زمین جای‌گزین شده‌اند [۲۲]. از انواع دگرسانی‌های موجود در بلور پلاژیوکلاز می‌توان به دگرسانی سریسیتی‌شدن و

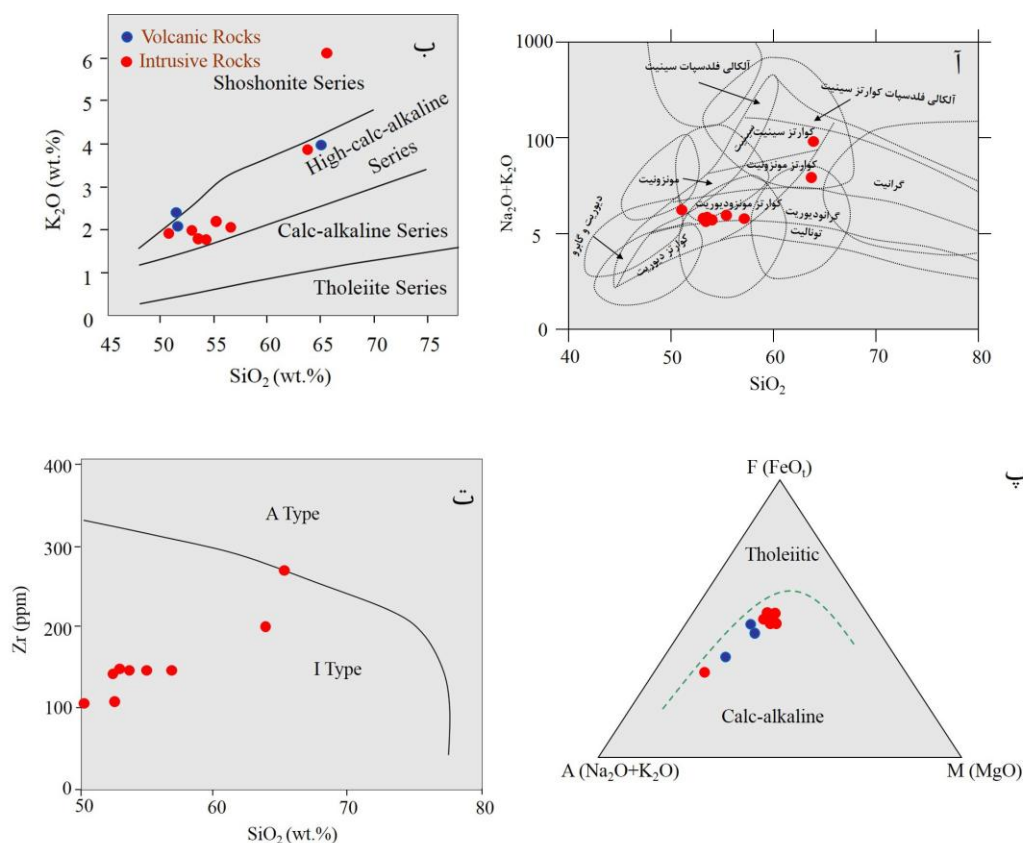
کربناتی‌شدن اشاره نمود (شکل ۶ ذ). آنکلاوهای دیوریتی در واحدهای نیمه‌عمیق مشاهده شده که می‌تواند نشان دهنده اختلاط ماگمایی باشد (شکل ۶ ر و شکل ۴ ب).



شکل ۶. تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آذرین در منطقه نیکویی، آ) بافت آمیگدالوئیدال در واحدهای آتشفشانی آندزیتی، ب) مگنتیت ماریتی‌شده همراه با تیغه‌های ایلمنیت، پ) خمیره سنگ‌های داسیت هیبریدی با دوترکیب اسیدی (روشن) و بازیک (تیره) مشاهده می‌شود، ت تا ج) واحدهای ولکانوکلاستیک در منطقه بررسی شده را نشان داده که به شدت دگرسان شده‌اند، قطعات ولکانیکی در شکل قسمت ت مشخص هستند، چ) بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز مرکز تصویر، ح) بافت غربالی در بخش مرکزی بلور پلاژیوکلاز، خ) سریسیتی‌شدن فنوکریست پلاژیوکلاز در واحد مونزودیوریتی، د) بافت هم‌رشدی گرافیکی کوارتز و فلدسپار و حضور دو نسل کوارتز در واحد کوارتز سینیت، ذ) سریسیتی‌شدن در بلورهای پلاژیوکلاز، ر) وجود آنکلاو دیوریتی در بافت میکرولیتیک پورفیریستیک کوارتز مونزونیت در زیر میکروسکوپ. علامت اختصاری کانی‌ها بر اساس [۲۱] است: پلاژیوکلاز (Pl)، کانی‌های اوپک (Op)، هورنبلند (Hbl)، خرده‌سنگ (Rf)، مگنتیت (Mag)، ایلمنیت (Ilm)، هماتیت (Hem) و سریسیت (موسکویت ریزبلور) (Ms).

ژئوشیمی

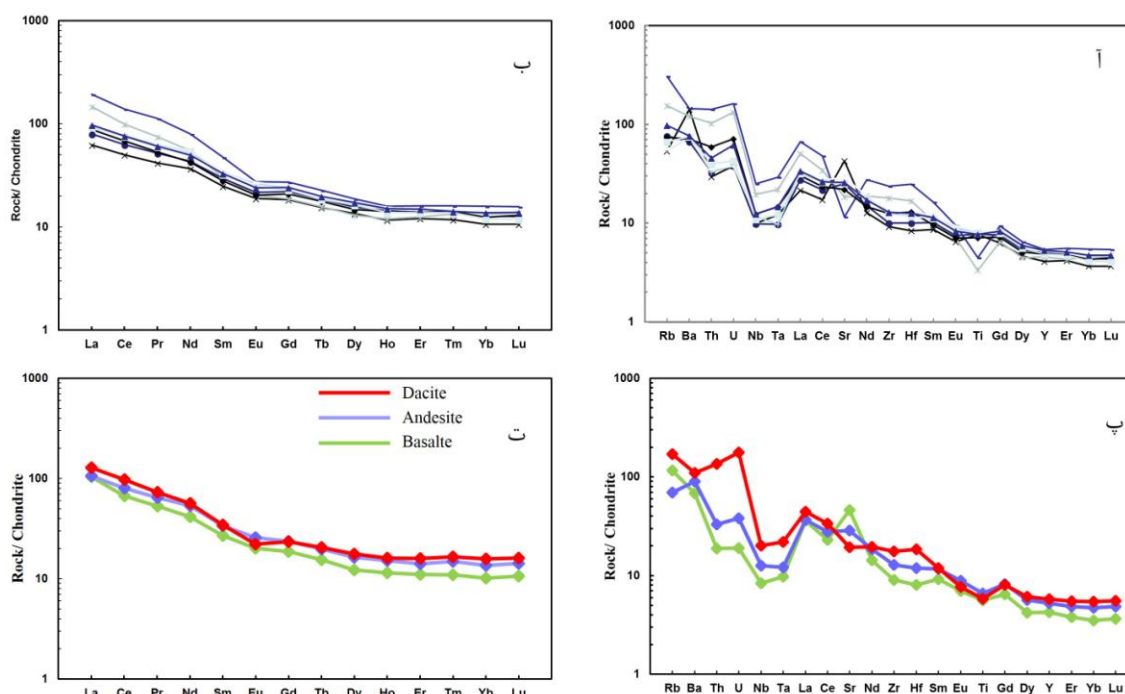
در روش طبقه‌بندی سنگ‌های آذرین با استفاده از نمودار TAS [۲۳] که در آن مجموع مقادیر درصد وزنی Na_2O و K_2O در برابر SiO_2 بررسی می‌شود، واحدهای نیمه‌عمیق در محدوده کوارتز مونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز سینیت قرار می‌گیرند (شکل ۷ آ). در نمودار TAS [۲۴]، نمونه‌های آتشفشانی در محدوده بازالت، آندزیت و داسیت و بر اساس مقدار عناصر فرعی آنها [۲۵]، در محدوده تراکی آندزیت، آندزیت و داسیت و در تعیین سری‌های ماگمایی، در نمودار SiO_2 در برابر K_2O ، نمونه‌ها عمدتاً در سری کالک‌آلکان پتاسیم بالا و یک نمونه در محدوده شوشونیتی قرار می‌گیرد [۲۶] (شکل ۷ ب). بر اساس نمودار سه‌تایی $A=\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و $M=\text{MgO}$ و $F=\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3$ [۲۷]، نمونه‌های سنگی در محدوده سنگ‌های کالک‌آلکان واقع می‌شوند (شکل ۷ پ). در نمودار $A/\text{CNK}-A/\text{NK}$ [۲۸] بیش‌تر نمونه‌ها در محدوده متآلومین است و بر اساس نمودار [۲۹] نمونه‌های منطقه بررسی شده متعلق به گرانیتوئید نوع I (اکسیدان) هستند (شکل ۷ ت).



شکل ۷. آ نمودار SiO₂ در برابر مجموع آلکالن [۲۳، ب) نمودار SiO₂ در برابر K₂O [۲۶ (قابل ذکر است برای نمونه‌های نیمه‌عمیق ترکیب معادل درونی آنها در نظر گرفته شده است، پ) نمودار سه‌تایی AFM برای تعیین سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه [۲۷، ت) سنگ‌های بررسی شده متعلق به گرانیتوئیدهای نوع I هستند [۲۸].

الگوهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده با کندریت [۳۰] و عناصر نادر خاکی به‌هنجار شده با کندریت [۳۱] برای سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق همراه با کانی‌سازی اپی‌ترمال نیکوبیه در شکل ۸ نشان داده شده است. سنگ‌های آتشفشانی منطقه به‌ویژه در سمت چپ کمی غنی‌شدگی از عناصر Pb, U, K, Cs را نشان می‌دهند که دلالت بر منشأ و تحت تأثیر قرار گرفتن از سنگ‌های قاره‌ای زیادی دارد. تهی‌شدگی عناصر Ti, P, Ta, Nb نشان‌دهنده منشأ

اولیه فرورانش و یا جدایش کانی‌های Ti دار مانند تیتانومگنتیت و اسفن است [۳۲]. تهی‌شدگی P نیز مربوط به تفکیک احتمالی بلور آپاتیت است [۳۳]. در سنگ‌های نیمه‌عمیق تفریق بلورین برای کانی‌های Ti دار (مانند تیتانومگنتیت، اسفن...)، آپاتیت (عنصر P) و تفریق پلاژیوکلاز (برای عنصر Sr) مشاهده می‌شود [۳۲]. غنی‌شدگی از عناصر LILE مانند Ba, Rb, K و عناصر نادر خاکی سبک (مانند La, Ce) امری عادی از نقطه‌نظر تفریق ماگمایی است، و شاید غنی‌شدگی شدید آنها بعضاً تا حدود ۶۰۰ برابر کندریت تا حدودی نشأت گرفته از آلودگی با پوسته قاره‌ای بالایی نیز باشد [۳۴]. تهی‌شدگی عناصر Nb-Ta طی تبلور تیتانومگنتیت، اسفن و آلودگی پوسته نیز می‌تواند باشد [۳۵]. الگوی پراکندگی فراوانی عناصر نادر خاکی نشان می‌دهد که سنگ‌های منطقه از عناصر نادر خاکی سبک (LREE) غنی‌شدگی و در عوض از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. تهی‌شدگی Eu در نمودارهای عنکبوتی ضعیف بوده است که می‌توان چنین برداشت کرد که Eu در ماگمای منطقه بیش‌تر سه ظرفیتی است و بنابراین فوگاسیته اکسیژن بالا بوده است [۳۴].



شکل ۸. (آ) نمودار عنکبوتی برای عناصر کمیاب [۳۰] و عناصر نادر خاکی [۳۱] به‌هم‌نگار شده با نسبت به کندریت برای سنگ‌های نیمه‌عمیق (الف و ب) و سنگ‌های آتشفشانی (پ و ت).

بحث و بررسی

شواهد فرورانش در منطقه

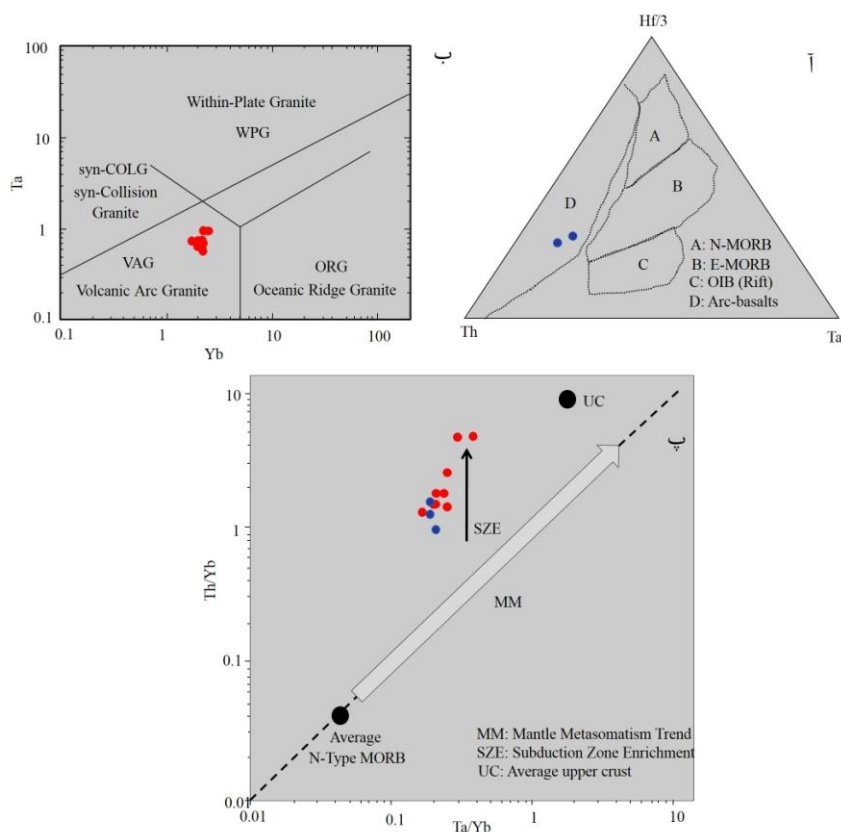
الگوی پراکندگی فراوانی عناصر نادر خاکی نشان داد که سنگ‌های منطقه نیکوبیه قزوین مقادیر زیادی LREE/HREE دارند که می‌تواند به دلیل اختلاف ناچیز اندازه یون‌ها باشد، که باعث می‌شود LREE تاحدی ناسازگارتر از HREE شده و در سیال بازممانده نهایی تبلور ماگما، عناصر LREE غلظتی بیش‌تر از عناصر سنگین داشته باشند [۳۶]. یکی از خصوصیات بارز سنگ‌های منطقه فرورانش، غنی‌شدگی از LREE در مقایسه با HREE است

[۳۷]، [۳۸]، که می‌تواند سبب غنی‌شدگی سنگ‌های منطقه بررسی شده از LREE شود. از شواهد دیگر، نسبت Ba/Ta بیش‌تر از ۴۵۰ است که از مهم‌ترین خصوصیات ژئوشیمیایی ماگماهای قوس آتشفشانی به‌شمار می‌رود [۳۹]. این نسبت در نمونه‌های بررسی شده، بین ۸۲۵ تا ۱۹۹۲ است. پیرس [۴۰] اظهار داشت که کمبود عناصر HFSE (نظیر Nb, Ti) مشخصه سنگ‌های مرتبط با فرورانش است. گودی Th و Nb می‌تواند معرف آرایش ماگمایی به‌وسیله سنگ‌های پوسته قاره‌ای تحتانی باشد. طبق نظر پیرس [۴۰] ویژگی ذکر شده مشخص‌کننده ماگمایی در ارتباط با پهنه فرورانش است. گرین [۴۱] معتقد است گدازه‌های منطقه فرورانش با تهی‌شدگی عناصر HFSE نسبت به عناصر LILE قابل تشخیص است و منشأ این تهی‌شدگی می‌تواند به‌دلیل تأثیر سیال‌ها یا مواد مذاب حاصل از صفحه فرورانده بر گوه گوشته‌ای باشد. میزان TiO_2 نیز یکی دیگر از شاخصه‌های ماگمای چنین مناطقی است [۴۱]. در بازالت و آندزیت‌های مناطق قوس به‌ندرت مقدار TiO_2 از ۱/۳ درصد وزنی افزایش پیدا می‌کند، این درحالی است که TiO_2 سایر محیط‌های تکتونیکی بیش‌تر از این مقدار است، در منطقه نیکویییه دامنه تغییرات TiO_2 از ۰/۴۳ تا ۱/۰۸ درصد است.

موقعیت تکتونوماگمایی و تحولات ماگمایی

محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی منطقه براساس نمودار مثلثی [۴۲] عناصر Ta, Hf/3 و Th در بخش D در قسمت $Hf/Th < 3$ قرار گرفته و خصوصیات کالک‌الکالن را نشان می‌دهند (شکل ۹ آ). نمونه‌های نیمه‌عمیق در نمودار Ta-Yb [۴۳] در محدوده محیط گرانیتوئید کمان ماگمایی (VAG) واقع می‌شوند (شکل ۹ ب). سنگ‌های آتشفشانی اسیدی و بازیک-حدواسط دارای مقادیر نسبت‌های عنصری مشابه و هم‌چنین نمودارهای عنکبوتی مشابه هستند که نشان می‌دهد تبلور تفریقی، فرایند تأثیرگذار در تحولات ماگمایی منطقه بررسی شده نیست [۴۴]. ویژگی‌های پتروگرافی منطقه نشان از تأثیر پدیده‌های اختلاط ماگمایی و به‌طور کلی شرایط غیرتعادلی، هضم و آلودگی پوسته‌ای دارد. از شواهد پتروگرافی اختلاط ماگمایی می‌توان به فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در سنگ‌های منطقه اشاره کرد که بافت غربالی بسیار مشخصی نشان می‌دهند. این بافت گاهی تنها حاشیه‌ها و گاهی کل بلور پلاژیوکلاز و در مواردی مرکز بلور را در بر می‌گیرد (شکل ۴). تشکیل بافت غربالی گاهی اوقات به هضم و اختلاط ماگمایی نسبت داده می‌شود [۴۵، ۴۶]. تغییرات ناگهانی غیرنوسانی، احتمالاً مبین تغییرات ناگهانی در محیط ماگمایی است که چنین بلورهایی در آن در حال تکامل هستند. منطقه‌بندی نوسانی در کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز به‌علت برقرار نبودن تعادل در خلال تبلور است که معمولاً این حالت در هنگام تبلور آتشفشانی رخ می‌دهد [۴۵]. خوردگی بلورها در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن منطقه، ممکن است نشانه به هم خوردن تعادل باشد که این می‌تواند در نتیجه تغییر فشار بخار آب یا تغییرات شیمیایی ماگما ضمن اختلاط باشد. حضور دو فاز متفاوت از کلینوپیروکسن نیز نشانه‌ای دیگر از اختلاط ماگمایی در منطقه است. یکی دیگر از شواهد اختلاط ماگمایی را می‌توان به دو ترکیب مختلف خمیره در سنگ‌های داسیت هیبریدی بیان کرد، چرا که این سنگ‌ها زمانی تشکیل می‌شوند که اختلاط ماگمایی در حین فوران رخ دهد و بقایایی از آندزیت و یا آندزیت بازالت در واحدهای داسیتی روشن قرار بگیرند. همراهی سنگ‌های بازالتی، آندزیتی و داسیتی در یک مرکز آتشفشانی خود شاهدهی بر پدیده اختلاط ماگمایی است [۴۷]. واحد داسیت هیبریدی زمانی ایجاد می‌شود که اختلاط ماگمایی یک واحد آندزیت بازالتی و ماگمای داسیتی در زمان انفجار رخ داده باشد و مجموعه سنگ‌های آندزیت، آندزیت بازالت و داسیتی هیبریدی در یک منطقه تشکیل می‌شوند [۴۷]. شواهد هضم و آلودگی در منطقه شامل کوارتز با حاشیه واکنشی و حضور گزنولیت‌ها است. در نمونه‌های آندزیتی منطقه، گزنوکریست‌های کوارتز

در متن سنگ نمایان بوده و حاشیه واکنشی با ترکیب پیروکسن در اطراف آن تشکیل شده که این مسئله آلودگی سنگ با مواد پوسته‌ای را نشان می‌دهد. آنکلاوهای با ترکیب دیوریتی در سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه مشاهده می‌شود که دلیل بر پدیده هضم و آلودگی در مسیر عبور ماگما است. تهی‌شدگی Th و Nb، غنی‌شدگی Rb و تهی‌شدگی LREE نسبت به HREE به‌ویژه تهی‌شدگی Lu نشان‌گر منشأ گوشته‌ای و یا آلیش پوسته‌ای در ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین منطقه است. بر اساس نمودار پیرس [۴۸] منشأ ماگمایی تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین در منطقه نیکوبیه گوشته بالایی تهی شده در محیط‌های فرورانس است (شکل ۹ پ). مقادیر زیاد باریم و روبیدیم علاوه بر نشان دادن مشخصه شوشونیتی سنگ‌های آذرین منطقه بیانگر آلیش به مواد پوسته‌ای ماگمای سازنده این سنگ‌ها است. همچنین در نمودارهای دوتایی Zr به Y و Nb به Y نسبت به Nb/Y روند اختلاط ماگمایی به‌خوبی مشخص است [۴۹].



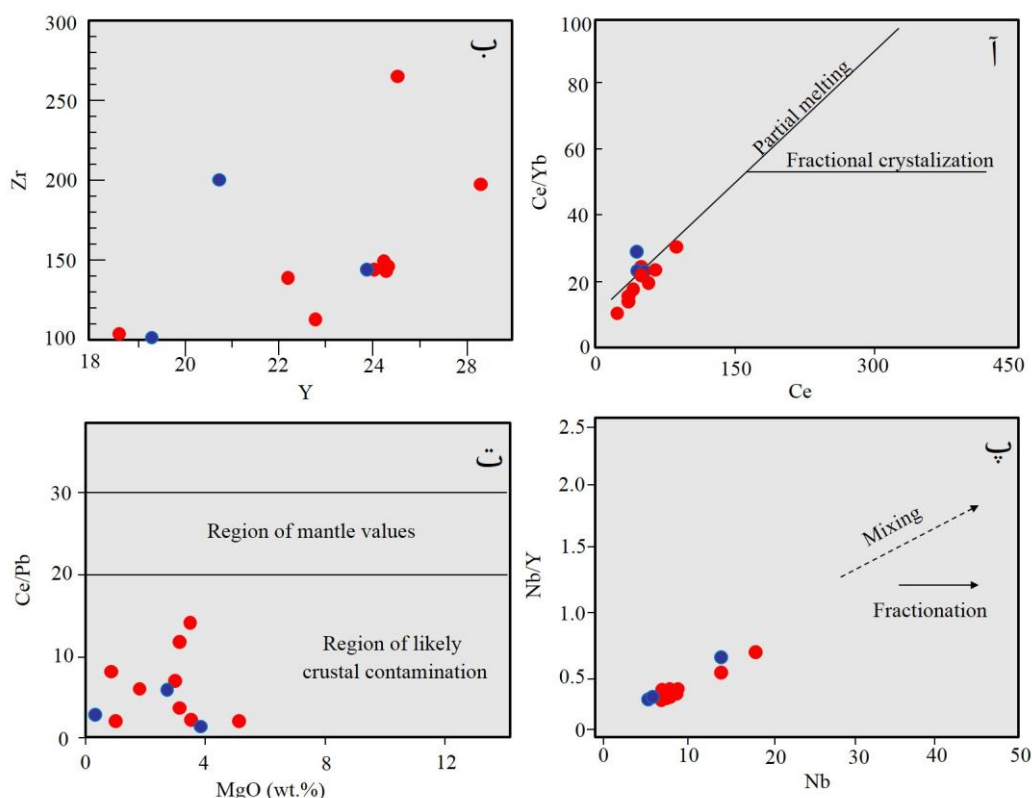
شکل ۹. (آ) نمودار مثلثی Ta, Hf/3 و Th برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های آتشفشانی [۴۲]، (ب) نمودار Ta و Yb برای تعیین محیط تکتونیکی سنگ‌های نیمه‌عمیق منطقه [۴۳]، (پ) بر اساس نمودار [۴۸] منشأ سنگ‌های آذرین در منطقه نیکوبیه، گوشته بالایی تهی شده است.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های آذرین منطقه نیکویی به روش ICP-MS در آزمایشگاه Acme کانادا

	Ag-2	Ag-8	Ag-42	Ag-1	Ag-13	Ag-39	Ag-nk-5	Ag-10	Ag-14	Ag-40	Ag-43	Ag-44
Rock Type	Andesite	Basalt	Dacite	Granitoid rocks								
SiO ₂ (wt.%)	۵۱/۵۰	۵۱/۵۰	۶۴/۰۰	۶۵/۲۰	۵۳/۳۰	۵۳/۶۰	۵۰/۴۰	۵۲/۷۰	۶۵/۸۰	۵۶/۸۰	۵۲/۶۰	۵۵/۳۰
Al ₂ O ₃	۱۸/۷۰	۱۷/۰۸	۱۶/۰۴	۱۶/۹۱	۱۸/۲۷	۱۸/۳۶	۱۷/۸۰	۱۸/۲۲	۱۵/۹۶	۱۷/۳۹	۱۸/۰۷	۱۷/۸۸
Fe ₂ O ₃	۸/۴۷	۷/۹۵	۴/۸۱	۳/۶۰	۹/۱۸	۸/۹۰	۸/۴۶	۸/۵۱	۳/۵۷	۷/۹۳	۸/۶۱	۸/۴۴
CaO	۶/۸۵	۶/۲۵	۳/۸۱	۲/۷۸	۷/۸۱	۷/۷۶	۹/۶۶	۶/۹۳	۰/۷۰	۶/۹۹	۷/۱۵	۷/۱۷
MgO	۳/۴۴	۲/۴۰	۱/۲۶	۰/۵۵	۳/۹۷	۳/۲۷	۴/۵۹	۳/۷۸	۱/۶۲	۳/۷۷	۳/۳۹	۳/۸۷
Na ₂ O	۳/۶۶	۲/۵۰	۳/۸۷	۴/۲۵	۳/۶۸	۳/۸۳	۴/۰۷	۳/۸۳	۳/۷۲	۳/۷۲	۳/۵۳	۴/۰۵
K ₂ O	۲/۳۵	۲/۱۲	۳/۸۳	۳/۹۹	۱/۷۳	۱/۷۳	۱/۸۸	۱/۹۶	۶/۱۸	۲/۰۳	۱/۹۳	۲/۱۲
MnO	۰/۳۱	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۱۷	۰/۱۶	۰/۱۳	۰/۱۸	۰/۰۹	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۱۸
TiO ₂	۰/۸۶	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۴۳	۱/۰۴	۱/۰۸	۱/۰۰	۱/۰۱	۰/۵۸	۰/۹۳	۱/۰۵	۱/۰۰
P ₂ O ₅	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۱	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۳۴	۰/۲۹	۰/۱۹	۰/۲۶	۰/۳۴	۰/۳۲
LOI	۴/۰۶	۹/۳۷	۱/۹۵	۲/۶۸	۰/۸۶	۱/۹۶	۲/۳۲	۲/۹۸	۲/۰۸	۰/۹۸	۳/۲۸	۰/۶۰
Total	۱۰۰/۴۵	۱۰۰/۳۲	۱۰۰/۷۴	۱۰۰/۶۸	۱۰۰/۲۲	۱۰۰/۹۵	۱۰۰/۴۹	۱۰۰/۳۷	۱۰۰/۴۳	۱۰۰/۹۰	۱۰۰/۰۹	۱۰۰/۸۶
Ba (ppm)	۶۲۹	۴۷۸	۷۷۱	۸۴۵	۵۱۲	۵۲۰	۹۹۶	۴۶۸	۱۰۱۵	۴۹۵	۵۲۶	۵۲۴
Be	<۱	۱	۲	۱	۱	۱	<۱	۱	۱	۲	۱	۲
Co	۲۱/۸۰	۱۶/۳۰	۸/۸۰	۳/۵۰	۲۶/۳۰	۲۲/۳۰	۲۶/۶۰	۲۲/۳۰	۴/۷۰	۲۱/۲۰	۲۳/۱۰	۲۳/۰۰
Cs	۰/۵۰	۱/۲۰	۱/۷۰	۰/۹۰	۱/۰۰	۱/۱۰	۲/۱۰	۱/۳۰	۲/۲۰	۰/۹۰	۰/۹۰	۱/۵۰
Ga	۱۹/۹۰	۱۶/۱۰	۱۶/۴۰	۱۶/۸۰	۱۸/۷۰	۱۸/۳۰	۱۶/۴۰	۱۸/۳۰	۱۵/۶۰	۱۶/۹۰	۱۷/۶۰	۱۷/۹۰
Hf	۳/۷۰	۲/۵۰	۵/۷۰	۵/۲۰	۳/۸۰	۴/۰۰	۲/۶۰	۳/۱۰	۷/۷۰	۴/۰۰	۳/۶۰	۳/۹۰
Nb	۹/۰۰	۶/۰۰	۱۴/۴۰	۱۴/۰۰	۸/۳۰	۸/۴۰	۷/۱۰	۷/۰۰	۱۷/۸۰	۸/۸۰	۷/۸۰	۸/۸۰
Rb	۴۴/۲۰	۷۳/۶۰	۱۰۷/۷۰	۹۷/۹۰	۳۵/۲۰	۳۵/۸۰	۳۴/۱۰	۴۸/۷۰	۱۹۴/۴۰	۴۷/۰۰	۴۲/۳۰	۶۲/۲۰
Sn	۱	<۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۲	۱	۱	۱
Sr	۶۰۶/۶۰	۹۷۶/۶۰	۴۰۸/۷۰	۳۸۹/۶۰	۶۱۳/۸۰	۶۱۷/۲۰	۹۰۴/۹۰	۵۲۷/۱۰	۲۴۴/۱۰	۴۶۴/۱۰	۵۳۳/۲۰	۵۴۵/۷۰
Ta	۰/۵۰	۰/۴۰	۰/۹۰	۰/۶۰	۰/۴۰	۰/۵۰	۰/۵۰	۰/۴۰	۱/۲۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۰/۶۰
Th	۲/۸۰	۱/۶۰	۱۱/۵۰	۸/۷۰	۲/۸۰	۳/۰۰	۲/۵۰	۲/۸۰	۱۲/۱۰	۵/۰۰	۳/۶۰	۳/۹۰
U	۰/۸۰	۰/۴۰	۳/۷۰	۲/۸۰	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۸۰	۰/۸۰	۳/۴۰	۱/۵۰	۰/۹۰	۱/۳۰
V	۲۱۲	۱۳۸	۱۰۷	۵۸	۲۶۲	۲۶۶	۲۵۶	۲۵۶	۶۷	۲۲۲	۲۴۰	۲۳۳
W	۰/۶۰	۰/۶۰	۱/۱۰	۱/۱۰	۰/۵۰	۰/۶۰	۰/۵۰	۱/۲۰	۱/۸۰	۱/۰۰	۰/۶۰	۰/۶۰
Zr	۱۴۴/۵۰	۱۰۰/۹۰	۱۹۷/۲۰	۲۰۰/۵۰	۱۴۷/۰۰	۱۴۴/۳۰	۱۰۲/۸۰	۱۱۲/۳۰	۲۶۵/۶۰	۱۴۰/۰۰	۱۴۰/۱۰	۱۴۴/۶۰
Mo	۰/۵۰	<۰/۱۰	۰/۴۰	۱/۱۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۲/۶۰	۰/۳۰	۱/۸۰	۰/۹۰	۰/۵۰	۰/۵۰
Cu	۱۳۱/۱۰	۴۷/۴۰	۲۰/۶۰	۷/۰۰	۴۱/۲۰	۷۸/۸۰	۱۰۶/۰۰	۵۹/۸۰	۹/۵۰	۱۲۰/۷۰	۶۱/۹۰	۱۰۸/۳۰
Pb	۳/۲۰	۵/۵۰	۲۲/۳۰	۱۷/۰۰	۳۹/۵۰	۷/۴۰	۱۱/۰۰	۱۲/۸۰	۱۰/۱۰	۳/۵۰	۱۱/۶۰	۳/۳۰
Ni	۴/۹۰	۳/۷۰	۱/۲۰	۰/۷۰	۶/۸۰	۴/۰۰	۱۸/۷۰	۷/۰۰	۲/۴۰	۵/۴۰	۶/۶۰	۵/۶۰
As	<۰/۵۰	۷/۰۰	۰/۷۰	۱/۵۰	<۰/۵۰	<۰/۵۰	۴۹/۵۰	۰/۹۰	۰/۷۰	<۰/۵۰	۱/۵۰	۰/۶۰
Sb	<۰/۱۰	<۰/۱۰	۰/۸۰	۰/۱۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۴۰	۰/۲۰	۰/۱۰	۰/۳۰	۰/۲۰	۰/۱۰
Au	۴/۶۰	<۰/۵۰	۱/۶۰	۵/۵۰	۱/۶۰	۴/۶۰	۵/۲۰	۱/۱۰	۱/۵۰	۱/۵۰	۰/۵۰	۲/۹۰
Y	۲۴/۰۰	۱۹/۳۰	۲۶/۳۰	۲۰/۷۰	۲۴/۳۰	۲۴/۱۰	۱۸/۶۰	۲۲/۷۰	۲۴/۵۰	۲۲/۲۰	۲۲/۳۰	۲۴/۲۰
La	۲۵/۱۰	۲۴/۸۰	۳۰/۵۰	۳۴/۷۰	۲۲/۹۰	۲۲/۸۰	۱۴/۸۰	۱۸/۹۰	۴۵/۹۰	۲۰/۸۰	۲۱/۹۰	۲۳/۱۰
Ce	۲۴/۳۰	۴۰/۹۰	۵۹/۷۰	۶۱/۰۰	۴۸/۱۰	۴۸/۳۰	۳۰/۶۰	۳۸/۶۰	۸۵/۲۰	۴۱/۸۰	۴۶/۲۰	۴۶/۷۰
Pr	۶/۱۵	۵/۰۲	۶/۹۱	۷/۱۰	۶/۰۲	۶/۱۲	۳/۹۶	۴/۹۲	۱۰/۶۷	۵/۰۶	۵/۶۹	۵/۷۶
Nd	۲۵/۰۰	۱۹/۴۰	۲۶/۵۰	۲۵/۶۰	۲۵/۲۰	۲۵/۶۰	۱۷/۲۰	۲۰/۲۰	۳۷/۲۰	۱۹/۹۰	۲۴/۱۰	۲۳/۱۰
Sm	۵/۱۷	۴/۱۱	۵/۲۹	۴/۶۱	۵/۳۲	۵/۳۰	۳/۸۱	۴/۵۲	۷/۲۳	۴/۲۷	۴/۹۴	۵/۰۵
Eu	۱/۴۹	۱/۱۷	۱/۳۹	۱/۱۸	۱/۵۲	۱/۵۸	۱/۰۹	۱/۲۵	۱/۵۹	۱/۱۸	۱/۴۳	۱/۳۹
Gd	۴/۸۸	۳/۸۵	۴/۸۱	۳/۸۶	۵/۰۲	۵/۰۶	۳/۷۶	۴/۵۱	۵/۵۸	۴/۲۷	۴/۷۱	۴/۹۵
Tb	۰/۷۴	۰/۵۸	۰/۷۷	۰/۵۹	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۵۸	۰/۶۹	۰/۸۵	۰/۶۶	۰/۶۹	۰/۷۴
Dy	۴/۱۸	۳/۱۲	۴/۵۰	۳/۲۹	۴/۲۸	۴/۳۵	۳/۴۱	۳/۹۷	۴/۷۶	۴/۷۵	۴/۱۳	۴/۳۸
Ho	۰/۸۶	۰/۶۵	۰/۹۱	۰/۶۸	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۶۶	۰/۸۱	۰/۹۰	۰/۸۰	۰/۷۸	۰/۸۵
Er	۲/۳۴	۱/۸۲	۲/۶۵	۲/۰۷	۲/۴۱	۲/۴۱	۲/۰۰	۲/۳۰	۲/۶۶	۲/۳۰	۲/۲۶	۲/۴۶
Tm	۰/۳۸	۰/۲۸	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۳۷	۰/۳۶	۰/۳۰	۰/۳۵	۰/۴۱	۰/۳۶	۰/۳۵	۰/۳۶
Yb	۲/۳۲	۱/۷۳	۲/۶۸	۲/۲۵	۲/۲۲	۲/۱۸	۱/۸۰	۲/۱۶	۲/۶۹	۲/۱۱	۲/۰۴	۲/۳۳
Lu	۰/۳۶	۰/۲۷	۰/۴۱	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۳۳	۰/۲۷	۰/۳۲	۰/۴۰	۰/۳۳	۰/۳۰	۰/۳۵
Nb/Y	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۵۴	۰/۶۷	۰/۳۴	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۳۰	۰/۷۲	۰/۳۹	۰/۳۵	۰/۳۶

چنان‌که اشاره شد، آمیختگی و اختلاط ماگمایی فرایندهای اصلی در تشکیل سنگ‌های نیکویی هستند که می‌توان انتظار داشت که مؤلفه‌های پوسته‌ای (از جمله آغشتگی و یا حتی ذوب‌بخشی پوسته) در تکوین ماگما نقش داشته باشد [۵۰]. مقادیر نسبتاً متوسط تا زیاد SiO₂ (۵۰/۴۰ تا ۶۵/۸۰ درصد وزنی)، La (۱۴/۸۰ تا ۳۴/۷۰ گرم در تن)، Ce

($24/30$ تا $85/20$ گرم در تن) و ($1/60$ تا $11/50$ گرم در تن) می‌تواند دخالت مواد پوسته‌ای در تحولات ماگمایی سنگ‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق نیکوبیه را مورد توجه قرار دهد [۵۱]. هرچند افزایش Ce نسبت Ce/Yb در نمونه‌های بررسی شده (شکل ۱۰ الف [۵۲]) منطبق بر روند ذوب بخشی مؤلفه‌های پوسته‌ای و تأثیر در تحولات ماگمایی است ولی به اعتقاد [۵۰] مشکل بتوان ذوب‌بخشی پوسته را از ذوب‌بخشی رسوب‌های بالای صفحه فرورونده تفکیک کرد. بر همین اساس، در نمودار Zr به Y [۵۳]، برای ماگمایی با یک منشأ باید به‌صورت خط مستقیم و با روندی مثبت باشد که در سنگ‌های منطقه چنین روندی مشاهده نمی‌شود، که این حالت می‌تواند دلیل بر وجود یک منشأ ناهمگن و اختلاط ماگمایی باشد (شکل ۱۰ ب). هم‌چنین در نمودار Nb نسبت به Nb/Y [۵۴] روند قرار گرفتن نمونه‌ها مثبت و در جهت اختلاط ماگمایی است (شکل ۱۰ پ). برای پی‌بردن به این نکته، از نمودار دوتایی Th در مقابل Y [۵۵] که در آن Y به‌عنوان عنصر غیرمتحرک و ضریب آرایش ماگمایی و Th به‌عنوان ضریب تفریق است بکار گرفته شد. نمونه‌های آتشفشانی و نیمه‌عمیق در منطقه نیکوبیه بیش‌تر محتوای Y کم‌تر از ۲۵ گرم در تن دارند که نشان‌دهنده روند آرایش ماگمایی بوده است و مربوط به منشأ گوشته تهی‌شده هستند (جدول ۱). یکی دیگر از شاخص‌های تعیین آلودگی پوسته‌ای، کم بودن مقادیر Ce/Pb و زیاد بودن نسبت Th/U است. زیرا سرب و توریم در مواد پوسته‌ای متمرکز هستند و طی ذوب‌بخشی یا تبلور تفریقی از یک‌دیگر تفکیک نمی‌شوند. بنابراین، نسبت‌های آنها بازتاب‌دهنده این نسبت در محل منبع ماگما و آرایش ماگمایی است [۵۶]. طبق نمودار Ce/Pb در برابر MgO [۵۵]، نمونه‌های بررسی شده در محدوده آرایش یافته با پوسته جای می‌گیرند (شکل ۱۰ ت).



شکل ۱۰. نمودارهای مربوط به اختلاط ماگمایی و نقش آلودگی مؤلفه‌های پوسته‌ای در تشکیل سنگ‌های بررسی شده، (آ) نمودار تمایز روندهای ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی [۵۰]، (ب) نمودار دوتایی Zr به Y [۵۱] و (پ) نمودار Nb نسبت به Nb/Y [۵۲] (ت) نمودار Ce/Pb در برابر MgO [۵۵] که نشان می‌دهد نمونه‌ها در محدوده آرایش یافته با پوسته قرار می‌گیرند.

نتیجه گیری

براساس پژوهش‌های انجام شده، واحدهای سنگی در منطقه به سنگ‌های آذرآواری، گدازه‌های آتشفشانی و سنگ‌های نیمه‌عمیق تقسیم می‌شوند. از لحاظ خصوصیات شیمیایی آنها متالومین، کالک‌الکالین پتاسیم بالا تا شوشونیتی هستند. رفتار عناصر کمیاب در نمودارهای عنکبوتی مشابهت بسیار زیادی با نمودارهای عنکبوتی مناطق کمان ماگمایی دارد. این نمودارها دارای غنی‌شدگی LILE و تهی‌شدگی در Nb, Ta و Ti را نشان می‌دهند که از خصوصیات ماگماهای وابسته به پهنه فرورانش است. هم‌چنین بالا بودن نسبت‌های LILE/HFSE و LREE/HREE را می‌توان از مشخصات مناطق فرورانش محسوب کرد. براساس پژوهش‌های پتروگرافی، فرایندهای اختلاط ماگمایی، هضم و آلودگی در تشکیل سنگ‌های منطقه نقش داشته است. بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی در پلاژیوکلاز، خوردگی و گردش‌دهی فنوکریست‌ها، منطقه‌بندی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن، حاشیه واکنشی و وجود دو ترکیب شیشه متفاوت در نمونه‌های داسیتی (داسیت هیبریدی) و در پایان همراهی مجموعه سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی، بازالتی، داسیتی و آندزیت بازالتی نشان‌دهنده تعادل نداشتن فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگما و در نتیجه اختلاط ماگمایی است. هم‌چنین نمودارهای دوتایی Zr-Y و Nb/Y-Nb نقش اختلاط ماگمایی را در تکوین سنگ‌های آذرین منطقه نشان می‌دهد.

منابع

1. Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran, A review", American of Petroleum Geologists Bulletin 52, No. 7 (1968) 1229-1258.
۲. افتخارنژاد جمشید، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از لحاظ وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲ (۱۳۵۹) ۱۹-۲۸.
3. Alavi M., "Tectonostratigraphic Synthesis and Structural Style of the Alborz Mountain System in Northern Iran": Journal of Geodynamics, 21 (1996) 1-33.
4. Brunet M. F. O., Korotaev M. V., Ershov A. V., Nikishin A.M., "The South Caspian Basin: a review of its evolution from subsidence modeling", Sedimentary Geology, 156 (2003) 119-148.
5. Zanchi F., Berra M., Mattei M. R., Ghassemi M. R., Sabouri J., "Inversion tectonics in central Alborz, Iran", Journal of Structural Geology, 28 (2006) 2023-2037.
۶. حاج علیلو بهزاد، "متالوژنی ترشیری البرزباختری-آذربایجان (میان‌ه سیه‌رود) بانگرشی بر منطقه هشتجین"، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۷۸).
7. Gorbani M., "The Economic Geology of Iran: Mineral Deposits and Natural Resources", Springer Science Business Media, Dordrecht (2013) 581.
8. Allen M. B., Ghassemi M. R., Shahrabi M., Qorashi M., "Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran", Journal of structural geology, 25 (2003) 659-672.

9. Vincent S. J., Allen M. B., Ismail-zadeh A. D., Flecker R., Foland K. A., Simmons M. D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", *Geological Society of America Bulletin*, 117 (2005) 1513-1533.
10. Verdel C., "Cenozoic geology of Iran: An Integrated study of extensional tectonics and related volcanism", Ph.D. Thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California, (2008).
11. Ballato P., Uba C. E., Landgraf A., Strecker M. R., Sudo M., Stockli D. F., Friedrich A., Tabatabaei S. H., "Arabia-Eurasia continental collision: Insights from late Tertiary foreland-basin evolution in the Alborz Mountains, northern Iran", *Geological Society of America Bulletin*, 1 (2011) 106-131.
۱۲. مؤید محسن، "بررسی نوار ولکانو-پلوتونیک ترشیری البرز غربی- آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین"، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی تهران (۱۳۸۰).
۱۳. چغانه نفیسه، "کانی‌سازی، ژئوشیمی، سیالات درگیر و ژنز آنومالی شماره ۴ کانسار گلوجه (شمال زنجان)"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۹۰).
۱۴. آقاجانی سهیلا، هاشم امامی محمد، لطفی محمد، قلی‌زاده کاظم، قاسمی سیانی مجید، "ژنز رگه‌های اپی‌ترمال در منطقه نیکویی (غرب قزوین) بر اساس مطالعات کانی‌شناسی، دگرسانی و سیالات درگیر"، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۹۹ (۱۳۹۵) ۱۵۷-۱۶۸.
15. Ghasemi Siani M., Mehrabi B., Azizi H., Wilkinson C. M., Ganerod M., "Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran, Central European", *Journal of Geosciences*, 7 (2015) 207-222.
16. Nabatian G., Ghaderi M., Neubauer F., Honarmand M., Liu X., Dong Y., Jiang S. Y., Von Qaudt A., Bernroider M., "Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz-Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U-Pb zircon and Sr-Nd-Pb isotopic constraints", *Lithos* 184-187 (2014) 324-345.
17. Mahabadi A. S., Fonodi M., "Geological map of Takestan at 1/100000 scale", *Geological Survey of Iran* (1998).
18. Moinevaziri H., "Introduction of magmatism in Iran", Kharazmi University, (1996) 440.
19. Clynne M.A., "A Complex Magma Mixing Origin for Rocks Erupted in 1915, Lassen Peak, California", *Journal of Petrology*, 40(1) (1999) 105-132.
20. Eichelberger J. C., "Origin of andesite and dacite: Evidence of mixing at Glass Mountain in California and at other circum-Pacific volcanoes" *Geological Society of America Bulletin* 86(10), (1974) 1381-1391.
21. Whitney D. L., Evans B. V., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist* 95 (2010) 185-187.

22. Fan W. M., Guo F., Wang Y. J., Lin G., Zhang M., "Post-orogenic bimodal volcanism along the Sulu Orogenic Belt in eastern China". *Physics and Chemistry of the Earth, A* 26, 733-746.
23. Middlemost E. A. K., "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology". Longman, London, (1985) 544.
24. Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The interpretation of igneous rocks". George Allen and Unwin, (1979) 450.
25. 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.
26. Peccerillo A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey", *Contribution of Mineralogy of Petrology*, 58 (1976) 63-81.
27. Irvine T. N., Barga W. R. A., "A guide to the Chemical classification of the common volcanic rocks". *Canadian Journal of Earth Science*, 8 (1971) 523-548.
28. Shand S. J., "Eruptive rocks, their genesis composition, classification and their relation to ore deposits", 3 edition, Johan Wiley and Sons, New York, (1979) 488.
29. Collins W. J., Beams S. D., White A.J. R., Chappell B. W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia". *Contribution of Mineralogy of Petrology*, 80 (1982), 189-200.
30. Thompson R. N., "British tertiary volcanic province", *Journal of Geology*, 18 (1982) 49-107.
31. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: *Magmatism in Ocean Basins* (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) ", Special Publication, Geological Society of London, 42 (1989) 313-345.
32. Rollinson H., "Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation", Singapore. Ongman, (1993) 352.
33. Gioncada A., Mazzuoli R., Bisson M., Pareschi M. T., "Petrology of volcanic products younger than 42 Ka on the Lipari-Volcano complex (Aeolian Island, Italy): an example of volcanism controlled by tectonics", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122 (2003) 191-220.
34. Pearce J. A., Peate D. W., "Tectonic implications of the composition off volcanic arc magmas", *Annual review Earth and Planetary Science Letters*, 23 (1995) 251-285.

35. Gorton M., Schandl E., "From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc- related and within- plate felsic to intermediate volcanic rocks", *The Canadian Mineralogist*, 38 (2000) 1065-1073.
36. Krauskopf K. P., Bird D. K., "Introduction to geochemistry", Mc Graw Hill (1976) 788.
37. Winter J. D., "An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology", Prentice Hall (2001) 697.
38. Hughes Ch. J., "Igneous petrology", Amsterdam, Elsevier Scientific (1982) 551.
39. Gill J.B., "Orogenic Andesites and Plate Tectonics", Springer, Berlin (1981) 389.
40. Pearce J. A., Norry M. J., "Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks", *Contribution to quadrangle* (1979) 33-47.
41. Green N. L., "Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system", *Lithos*, 87 (2006) 23-49.
42. Wood D. A., "The application 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 science*, 50 (1980) 11-30.
43. 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.
44. Sheth H. C., Choudhary A. K., Cucciniello C., Bhattacharyya S., Laishram R., Gurav T., "Geology, petrochemistry, and genesis of the bimodal lavas of Osham Hill, Saurashtra, northwestern Deccan Traps", *Journal of Asian Earth Sciences*, 43 (2012) 176-192.
45. Stephen T., Nelson S. T., Montana A., "Sieve-texture plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression", *American Mineralogist*, 77 (1992) 1242-1249.
46. Shelly D., "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall, University Press, Cambridge, Great Britain, 445.
47. Kovacs M., Fülöp A., Pécskay Z., Jurje M., "Magma-mixing and -mingling as key magmatic processes controlling the development of the volcanic events in the Gutâi Neogene Volcanic Zone, Eastern Carpathians, Romania", *IAVCEI 2013 Scientific Assembly Kagoshima, Abstracts*, 180 (2013).
48. Pearce J. A., "Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries", In, Thorpe, R.S. *Andesites*, Wiley, New York, (1982) 525-548.
49. Treuil M., Joron J. L., "Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques". *Exemples des L' Afar et de la Dorsale méditerranéenne*. *Social Italian Mineralogy and Petrology*, 31 (1975) 125-174.

50. Parker D. F., Ghosh A., Price C. W., Rinard B. D., Culler R. L., Ren M., "Origin of rhyolite by crustal melting and the nature of parental magmas in the Oligocene Conejos Formation, San Juan Mountains, Colorado, USA", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139 (2005) 185-210.
51. Temizel İ., Arslan M., "Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the İkizce (Ordu) area, NE Turkey: implications for the evolution of the eastern Pontide paleo-magmatic arc", *Journal of Asian Earth Sciences*, 31 (2008) 439-463.
52. McDermott F., Delfin F.G, Defant M. J., Turner S., Maury R., "The petrogenesis of magmas from Mt. Bulusan and Mayon in the Bicol arc, the Philippines", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 150 (2005) 652-670.
53. Temel A., Gündoğdu M. N., Gourgau A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calc-alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 327-354.
54. Treuil M. Joron J. L., "Utilisation des elements hygromagmatophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. Rend. Soc. Italy", *Mineralogy and Petrology*, 31 (1975) 125-174.
55. Doyon M., Berger J., "Distribution et contrôles structuraux des roches magmatiques Siluro-Dévonienues de la Gaspésie", *Ministère des Ressources Naturelles du Québec*, ET 97-01, (1997) 31.
56. Hofmann A. W., "Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust", *Earth and Planetary Science Letters*, 90 (1988) 297-314.
57. Furman T., "Geochemistry of East African Rift basalts: An overview", *Journal of African Earth Sciences*, 48 (2007) 147-160.