

## زمین‌شیمی، سن‌سنجی U-Pb زیرکن و ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd سنگ‌های مونزونیتی نجم‌آباد، جنوب گناباد

محراب مرادی نقندر<sup>۱</sup>، محمدحسن کریم‌پور<sup>۱\*</sup>، آزاده ملک‌زاده شفارودی<sup>۱</sup>، جی. لنگ فارمر<sup>۲</sup> و چارلز استرن<sup>۲</sup>  
<sup>۱</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران  
<sup>۲</sup> گروه زمین‌شناسی، دانشگاه کلرادو، بولدر، امریکا

### چکیده

نجم‌آباد در جنوب شهر گناباد، استان خراسان رضوی، و در شمال بلوک لوت واقع شده است. دو مجموعه گرانیتوئیدی سری ایلمنیت به سن ژوراسیک و سری مگنتیت به سن ترشیری در منطقه شناسایی شدند. هدف از این مطالعه تعیین سن دقیق و بررسی پتروژنز توده‌های سری مگنتیت است. بر اساس سن‌سنجی به روش U-Pb در کانی زیرکن، سن توده‌های مونزونیتی منطقه نجم‌آباد معادل ۳۹/۹ میلیون سال (اوسن میانی) است. این توده‌ها عمدتاً ماهیت متاآلمینوس تا کمی پراآلمینوس دارند و به گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (نوع I) تعلق دارند. غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE و غنی‌شدگی عناصر Rb، Ba، Sr و K نسبت به HFSE (Ti و Nb، Ta) شواهد مهمی است که ماگمای مونزونیتی در کمربند ماگمایی زون فرورانش تشکیل شده است. میانگین مقدار SiO<sub>2</sub> (۶۶/۵۲ درصد)، Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (۱۵/۲۶ درصد)، MgO (۱/۱۳ درصد)، Na<sub>2</sub>O (۴/۷ درصد)، K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (۰/۳۱)، غنی‌شدگی شدید عناصر LREE، ناهنجاری مثبت Eu، مقدار بالای Sr (میانگین ۴۹۲ گرم در تن)، بالا بودن نسبت (La/Yb)<sub>N</sub> (بیش از ۱۳/۵۸) و مقدار Y (کمتر از ۷/۹ گرم در تن) و Yb (کمتر از ۰/۷ گرم در تن) کم نشان می‌دهد که ماگمای این توده‌ها ماهیت ماگماهای آداکتی به ویژه نوع پر سیلیس را دارند. بر اساس نسبت ایزوتوپ اولیه <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (۰/۵۱۲۸۵۱) و <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (۰/۷۰۵۱۲)، ماگمای توده مونزونیتی از پوسته اقیانوسی صفحه فرو رونده مشتق شده است. الگوی عناصر REE، نبود ناهنجاری منفی Eu و مقدار بالای Sr، نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری گارنت است. ماگمای توده‌های مونزونیتی از ذوب بخشی آمفیبولیتی که بین ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت داشته است، تشکیل شده است. بر مبنای داده‌های زمین‌شیمی عناصر جزئی، نادر خاکی و مقادیر ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، توده‌های نیمه عمیق ترشیری بلوک لوت در زون فرورانش تشکیل شده‌اند. سن گرانیتوئیدها بین اوسن میانی تا الیگوسن تحتانی است. سن گرانیتوئیدها از شمال بلوک لوت به جنوب کاهش می‌یابد. گرانیتوئیدهای کبیرکوه با سن ۴۳/۳ میلیون سال، در شمال و چاه‌شلجی با سن ۳۳/۳ میلیون سال، در جنوب رخنمون دارند. مقدار نسبت <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr اولیه نیز از شمال به جنوب همراه با کاهش سن توده‌های نفوذی از کبیرکوه به طرف چاه‌شلجی، از ۰/۷۰۷۷ به ۰/۷۰۴۷ کاسته می‌شود. ماگمای مونزونیتی نجم‌آباد برخلاف دیگر توده‌های نفوذی بلوک لوت، غنی از سدیم بوده و با توجه به مقدار Nb کمتر از ۸ ppm و مقادیر ایزوتوپی، کم‌ترین آلودگی را با پوسته قاره‌ای داشته است.

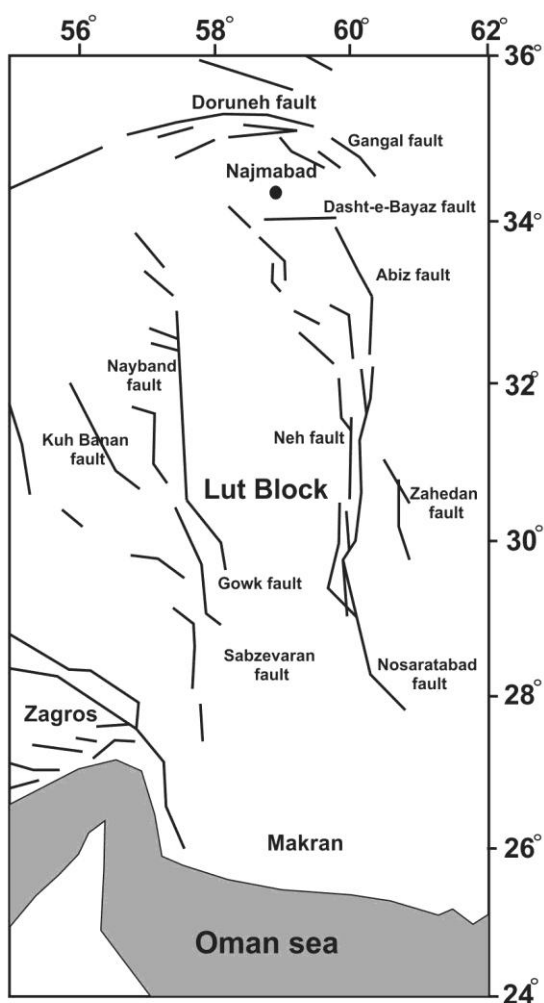
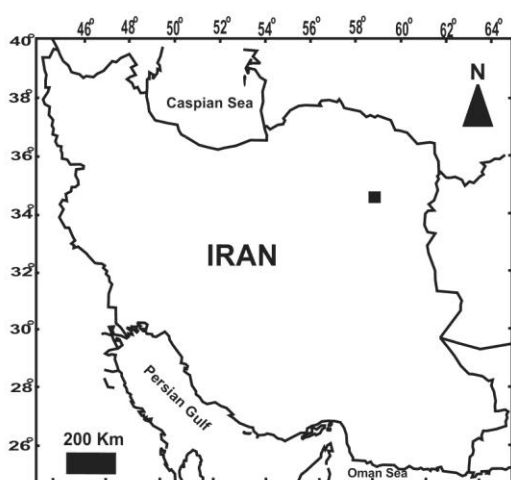
واژه‌های کلیدی: نجم‌آباد، بلوک لوت، مونزونیت، سن‌سنجی زیرکن، ماگمای آداکتی

## مقدمه

آذرین ترشیری، به خصوص ائوسن، به ۲۰۰۰ متر می‌رسد (آقناباتی، ۱۳۸۳). شرق ایران و به‌ویژه بلوک لوت با داشتن موقعیت‌های تکتونیکی مختلف در زمان‌های گذشته، دارای حجم عظیم ماگماتیسم با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متفاوت است که بعضاً پتانسیل‌های بسیار مناسبی برای تشکیل کانی‌سازی‌های مختلف را فراهم آورده است. درک بهتر از زمین‌شیمی، سن و منشأ ماگما در توده‌های نفوذی مرتبط و یا بدون کانی‌سازی، گام مثبتی در جهت بررسی جایگاه تکتونوماگمایی لوت در زمان‌های مختلف و نیز اکتشاف کانسارهای مختلف در شرق ایران است.

منطقه نجم‌آباد در فاصله ۲۵ کیلومتری جنوب شهر گناباد و در محدوده بین طول‌های جغرافیایی  $58^{\circ} 47' 31''$  تا  $58^{\circ} 53' 37''$  شرقی و عرض‌های جغرافیایی  $34^{\circ} 15' 58''$  تا  $34^{\circ} 5' 12''$  شمالی واقع شده است. منطقه مورد مطالعه در شرق ایران و در قسمت شمالی بلوک لوت قرار دارد (شکل ۱).

از ویژگی‌های مهم بلوک لوت، ماگماتیسم گسترده آن به‌ویژه در بخش‌های شمالی است که از ژوراسیک آغاز شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است، به طوری که ضخامت واحدهای



شکل ۱- موقعیت محدوده اکتشافی نجم‌آباد در ایران و بلوک لوت

به روش U-Pb و ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd توده‌های مونزونیتی اکسیدان (سری مگنتیت) ترشیری منطقه نجم‌آباد است. بدون شک سن‌سنجی و پتروژنز انواع مختلف توده‌های نفوذی این منطقه نیز کمک شایانی به مشخص شدن هر چه بیشتر جایگاه فعالیت‌های تکتونوماگمایی بلوک لوت خواهد کرد.

### زمین‌شناسی منطقه

قدیمی‌ترین لیتولوژی در منطقه، شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند ششمک هستند که تحت تأثیر کوه‌زایی اواسط ژوراسیک به اسلیت و کوارتزیت دگرگون شده‌اند. این واحدهای دگرگونی ناحیه‌ای در اثر نفوذ توده گرانودیوریتی نجم‌آباد به سن ژوراسیک میانی، مجدداً تحت تأثیر دگرگونی همبری قرار گرفته و بر اساس موقعیت نسبت به توده، به انواع شیست، هورنفلس و اسلیت لکه‌ای دگرگون شده‌اند. رخنمون توده بیوتیت گرانودیوریت و واحدهای دگرگونی در بخش جنوبی منطقه دیده می‌شود (شکل ۲). سنگ آهک کرتاسه که در معرض دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین نیز قرار گرفته است، رخنمون کوچکی در شرق محدوده دارد (شکل ۲). مطالعات پالینولوژی بر روی نمونه‌های برداشت شده از این واحد، سن Rhaetian تا Liassic را برای آن مشخص می‌کند. این فسیل‌ها شامل *Cycadopites*، *Classopollis*، *sp.* و *sp.* *Duplexixporites*، *Punctatosporites* و *Alisporites* هستند (قائمی، ۱۳۸۴).

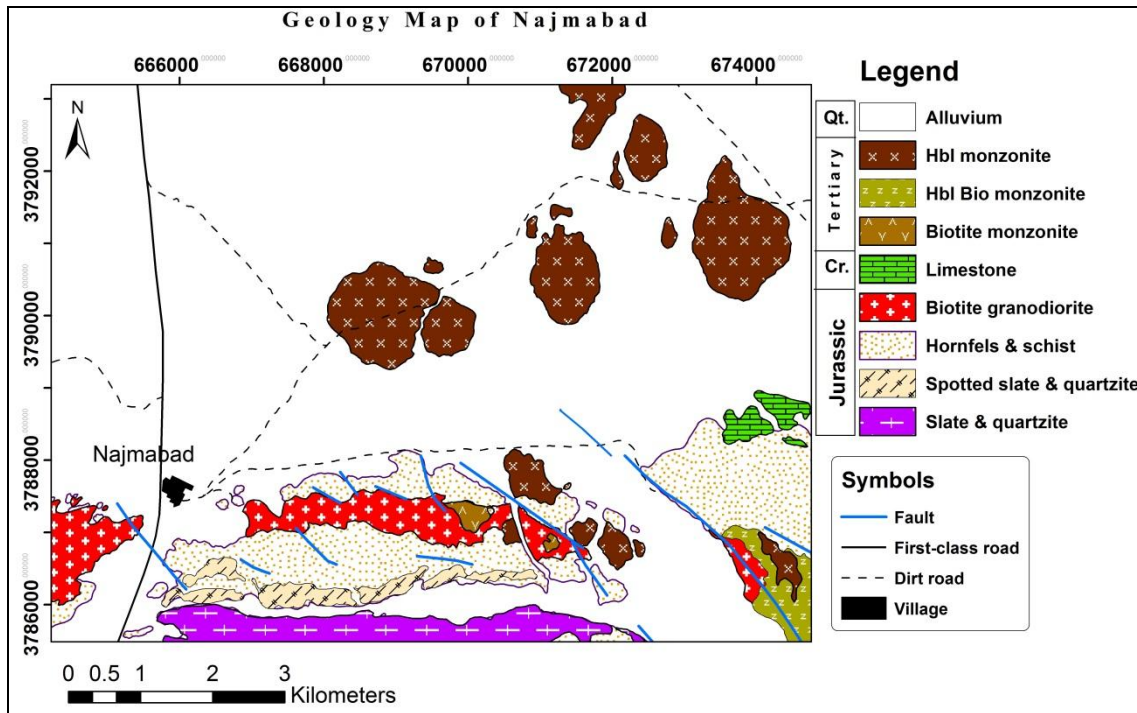
توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد عمدتاً در شمال، جنوب‌شرقی و جنوب منطقه دیده می‌شوند. این توده‌های نیمه‌عمیق بر اساس نوع و مقدار کانی‌های آهن و منیزیم‌دار به سه نوع بیوتیت مونزونیت پورفیری، هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری و هورنبلند مونزونیت پورفیری قابل تقسیم هستند. توده بیوتیت مونزونیت پورفیری رخنمون بسیار کوچکی در جنوب منطقه دارد و در باتولیت گرانودیوریتی ژوراسیک

تاکنون مطالعات پتروژنزی و سن‌سنجی متعددی در بخش‌های مختلف بلوک لوت به‌ویژه بر روی توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به مناطق ماهرآباد و خوییک (ملک‌زاده سفارودی، ۱۳۸۸؛ ملک‌زاده سفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰)، شوراب (Lotfi, 1982)، کبیرکوه (سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱) و چاه‌شلجی (Arjmandzadeh et al., 2011) اشاره کرد. سن این گرانیتوئیدها بین ائوسن میانی تا الیگوسن تحتانی بوده و زمین‌شیمی آن‌ها نشان‌دهنده تشکیل ماگماتیسم در زون فرورانش است. بر اساس نسبت‌های ایزوتوپی رادیوژنیک، ماگما از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی منشاء گرفته و با پوسته قاره‌ای نیز با نسبت‌های مختلف آلودگی پیدا کرده است (ملک‌زاده سفارودی، ۱۳۸۸؛ ملک‌زاده سفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰؛ سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Lotfi, 1982; Arjmandzadeh et al., 2011).

در منطقه مطالعاتی نجم‌آباد دو مجموعه ماگماتیسم مختلف حضور دارد که شامل گرانیتوئیدهای احيایی (سری ایلمنیت) و گرانیتوئیدهای نوع اکسیدان (سری مگنتیت) هستند. زمین‌شیمی، تعیین سن و بررسی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd باتولیت گرانودیوریتی-گرانیتی احيایی (سری ایلمنیت) نجم‌آباد توسط مرادی و همکاران (۱۳۹۰) انجام شده است. سن آن بر اساس اندازه‌گیری U-Pb در زیرکن، ۱۶۱/۸۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی) تعیین شده است. بر پایه مقادیر نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه (۰/۷۰۹۱۳۱) و نسبت  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه (۰/۵۱۲۰۹۵) ماگمای این گرانیت از پوسته قاره‌ای منشاء گرفته است و هم‌زمان با توده‌های نفوذی احيایی شاه‌کوه و سرخ‌کوه در طی کوه‌زایی ژوراسیک میانی (۱۶۲ تا ۱۶۴ میلیون سال قبل) در بلوک لوت به‌وجود آمده است (مرادی و همکاران، ۱۳۹۰). هدف از این نوشتار، بررسی زمین‌شیمی، سن‌سنجی زیرکن

ترشیری منطقه است که عمدتاً در شمال و شمال شرقی مشاهده می‌شود (شکل ۲).

نجم‌آباد نفوذ کرده است. هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری در جنوب شرقی ناحیه رخنمون دارد. توده هورنبلند مونزونیت پورفیری بزرگ‌ترین رخنمون



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی منطقه نجم‌آباد

## روش انجام پژوهش

تهیه نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۵۰۰۰، مطالعه ۹۰ مقطع نازک از توده‌های نفوذی منطقه و مطالعه پتروگرافی، انتخاب ۹ نمونه از توده‌های مونزونیتی بدون آلتراسیون و هوازدگی و تجزیه برای اکسیدهای اصلی با دستگاه XRF فیلیپس (مدل X Unique II) در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد، تجزیه ۹ نمونه برای عناصر فرعی و نادر خاکی (REE) در آزمایشگاه ACME (کانادا) به روش ذوب قلیایی با دستگاه ICP-MS، انجام مطالعه سن‌سنجی به روش U-Pb با استفاده از تکنیک Laser-Ablation در کانی زیرکن در دانشگاه آریزونا (در این روش بهترین نمونه از توده‌های مونزونیتی منطقه مورد مطالعه (KC-3) که فاقد هرگونه هوازدگی و آلتراسیون بود، انتخاب شد. پس از انجام عملیات خردایش، لاوک‌شویی

و جداسازی کانی‌های سنگین با مایع برموفورم، تعداد ۳۰ عدد زیرکن با طول بزرگتر از ۳۰ میکرون در زیر میکروسکوپ بینوکولار به روش دست‌چینی جدا شد. زیرکن‌های جدا شده برای تعیین سن به مرکز Chron Laser-Ablation multi در دانشگاه آریزونا فرستاده شدند. در آنجا از روش ICP-MS collector برای سن‌سنجی استفاده می‌شود. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورند. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکن برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکان‌های مناسب برای اشعه

دستگاه 6-collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه بولدر کرادو (امریکا) انجام شد. نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  با استفاده از اندازه‌گیری چهار حالت کلکتور استاتیک به‌دست آمد. بر طبق ۳۰ اندازه‌گیری مختلف SRM-987 در طول مدت مطالعه، نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  بین  $0.71032 \pm 2$  تعیین شد (با محاسبه خطای میانگین ۲ سیگما). نسبت اندازه‌گیری شده  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  توسط  $\text{SRM-987} = 0.71028$  تصحیح شد. نسبت  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اندازه‌گیری شده با  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  به‌هنجار شد. اندازه‌گیری‌ها به‌صورت تکراری نیز انجام شد. در طول مطالعات، ۳۳ آنالیز با استاندارد La Jolla Nd انجام شد که میانگین  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511838 \pm 8$  به‌دست آمد (بر مبنای محاسبه خطای ۲ سیگما).

#### پتروگرافی مونزونیت‌ها

بیوتیت مونزونیت دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. درصد درشت‌بلورها حدود ۲۰ تا ۲۲ درصد و شامل ۵ تا ۷ درصد پلاژیوکلاز (آندزین) تا اندازه ۰/۴ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۲ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۰/۸ میلی‌متر و ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۰/۵ میلی‌متر است. کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و بیوتیت در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. کانی‌های اپاک بی‌شکل، تا اندازه ۰/۲ میلی‌متر بوده و به مقدار ۰/۲ درصد است. زیرکن کانی فرعی این واحد است (شکل ۳-الف). این توده فاقد آلتراسیون است.

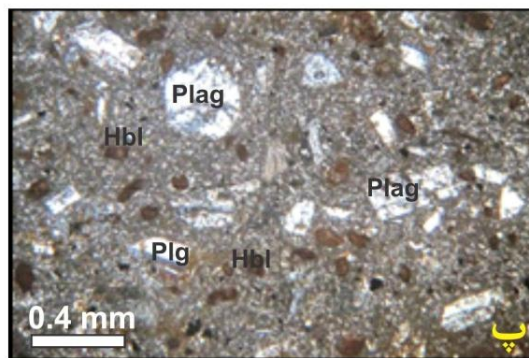
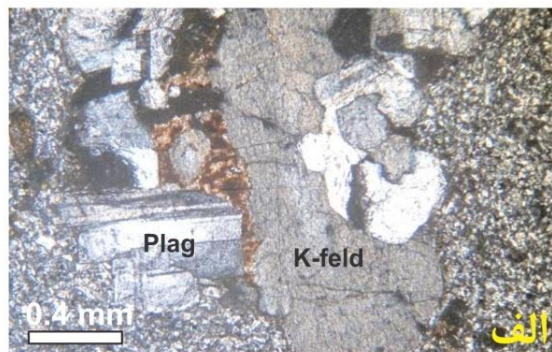
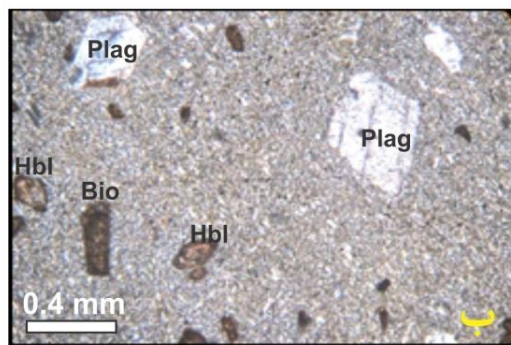
هورنبلند بیوتیت مونزونیت دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. درصد درشت‌بلورها حدود ۱۸ تا ۲۱ درصد است. کانی‌های درشت‌بلور شامل ۸ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز (آندزین) تا اندازه ۰/۸ میلی‌متر، ۵ تا ۸ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۰/۸ میلی‌متر، ۲ درصد بیوتیت تا اندازه ۰/۳ میلی‌متر و ۱ درصد هورنبلند تا اندازه ۰/۳

لیزر در قسمت‌های هموزن بلور انتخاب می‌شوند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۲ درصد (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. اشعه ۳۵ یا ۲۵ میکرونی با نرخ تکرار ۸ هرتز و انرژی ۱۰ میکروژول تنظیم می‌شود که می‌تواند یک سیگنال تقریباً  $100000$  cps در گرم در تن برای U در زیرکن تولید کند. برای اندازه‌های کوچکتر اشعه لیزر، انرژی (۶۰ میکروژول) و نرخ تکرار (۴ هرتز) کاهش می‌یابد. در هر دو حالت ذکر شده، مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت به Th و U به کمک نمونه استاندارد که همراه با زیرکن‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌شود. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سیریلانکا با سن  $563/5 \pm 3/2$  Ma است. همچنین مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  است. پس از اتمام کار، رسم نمودار Concordia، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین از داده‌های  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  و  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  توسط ISOPLLOT/EX انجام می‌گیرد. سن‌های میانگین  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود. و مطالعه ایزوتوپ‌های ناپایدار Rb/Sr و Nd/Sm در دانشگاه کرادو، بولدر امریکا (آنالیز ایزوتوپ‌های Nd و Sr با

اندازه ۱/۲ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپات پتاسیم تا ۰/۵ میلی‌متر و ۵ تا ۱۰ درصد هورنبلند تا اندازه ۰/۵ میلی‌متر است. کانی‌های زمینه سنگ نیز شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم و هورنبلند است. کانی‌های اپاک بی‌شکل تا اندازه ۰/۲ میلی‌متر بوده و مقدار آن‌ها تا ۰/۳ درصد می‌رسد. زیرکن، کانی فرعی این واحد است (شکل ۳-پ). حدود ۲ درصد کلریت از آلتره‌شدن هورنبلند در این واحد دیده می‌شود.

میلی‌متر است. کانی‌های زمینه سنگ نیز شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، فلدسپات پتاسیم، بیوتیت و هورنبلند است (شکل ۳-ب). مقدار جزئی کلریت از آلتره‌شدن بیوتیت و هورنبلند در این واحد دیده می‌شود.

هورنبلند مونزونیت دارای بافت پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. درصد درشت‌بلورها حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد است. کانی‌های درشت‌بلور شامل ۲۰ تا ۲۵ درصد پلاژیوکلاز (آندزین-الیگوکلاز) تا

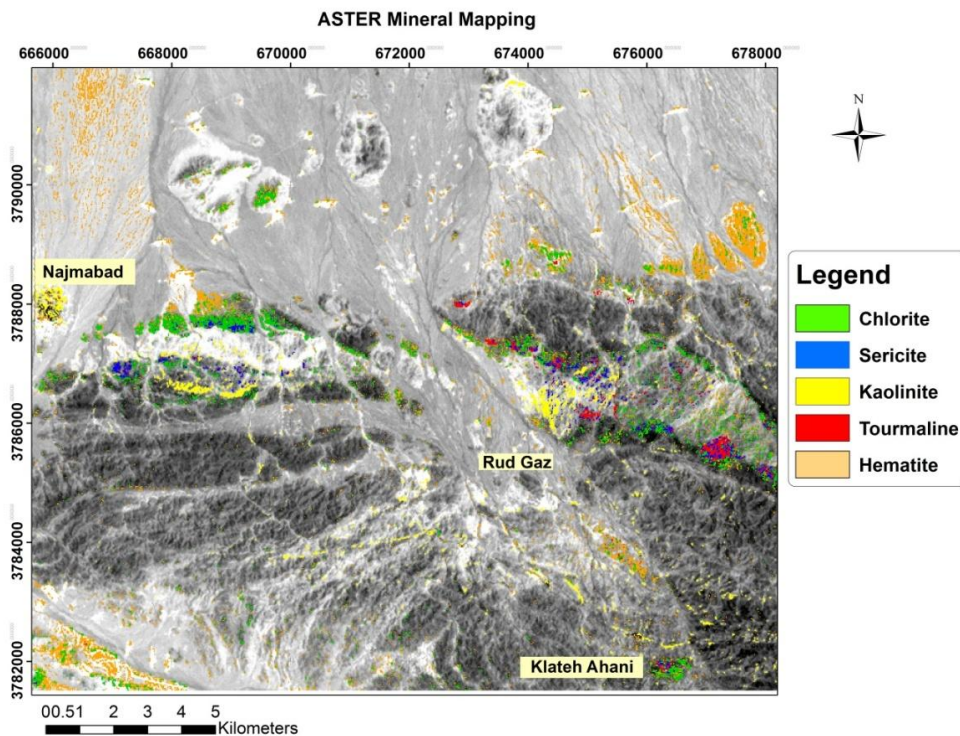


شکل ۳- الف) واحد بیوتیت مونزونیت پورفیری (KAP-26)، ب) واحد هورنبلند بیوتیت مونزونیت پورفیری (KAP-7)، پ) واحد هورنبلند مونزونیت پورفیری (KAP-50) در نور XPL (Plag = پلاژیوکلاز، K-feld = فلدسپات پتاسیم، Bio = بیوتیت و Hbl = هورنبلند)

پروپیلیتیک، سریسیتیک و آرژیلیک را در محدوده نشان می‌دهد. اما همان‌طور که مشخص است در محل توده‌های مونزونیتی مورد بحث در این مقاله، فقط مقداری کلریت آشکار شده است که حاصل تجزیه بیوتیت و هورنبلند است (شکل ۴). دیگر آلتراسیون‌های مشاهده شده در منطقه و کانی‌سازی آن خارج از بحث این نوشتار است.

### پردازش داده‌های آستر

پردازش داده‌های سنجنده آستر برای شناسایی زون‌های آلتراسیون منطقه نجم‌آباد به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی انجام شد (شکل ۴). در این روش کانی‌های کلریت، سریسیت، کائولینیت، تورمالین و هماتیت در بخش‌های مختلف منطقه بارزسازی شدند. بررسی‌های صحرائی نیز حضور آلتراسیون‌های سیلیسی،



شکل ۴- بارزسازی کانی‌های کلریت، سریسیت، کائولینیت، تورمالین و هماتیت به روش نقشه‌برداری زاویه طیفی بر روی داده‌های سنجنده آستر در منطقه نجم‌آباد و مناطق مجاور

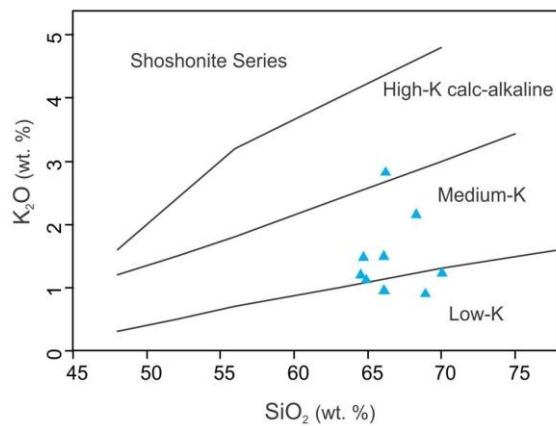
### زمین‌شیمی توده‌های مونزونیتی

نتایج آنالیز اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی توده‌های مونزونیتی با حداقل آلتراسیون یا بدون آلتراسیون منطقه نجم‌آباد در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس نمودار  $Al_2O_3/Na_2O+K_2O$  به  $Al_2O_3/CaO+Na_2O+K_2O$  (Maniar and Piccoli, 1989)، توده‌ها مت‌آلومینوس تا کمی پ‌آلومینوس هستند و به واسطه مقدار  $A/CNK < 1.1$  در محدوده گرانیتوئیدهای سری I قرار می‌گیرند (شکل ۵). مقدار  $K_2O$  توده‌ها نیز از ۰/۹ تا ۲/۸۲ درصد متغیر است. بر اساس نمودار  $K_2O$  در مقابل  $SiO_2$  (Peccerillo and Taylor, 1976)، توده‌های نفوذی منطقه نجم‌آباد عمدتاً در محدوده پتاسیم کم تا متوسط واقع می‌شوند (جدول ۱ و شکل ۶).

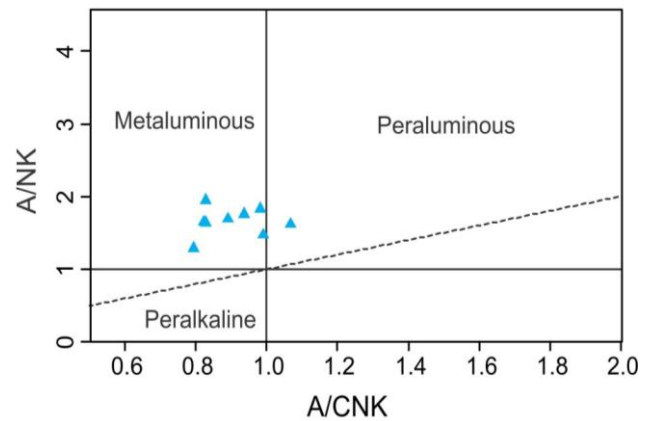
بر پایه مقدار عناصر Nb، Yb، Rb، Y و Ta در نمودارهای Pearce و همکاران (۱۹۸۴)، موقعیت

تکتونیکی تشکیل توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد، کمربندهای آتشفشانی زون فرورانش (VAG) است (شکل ۷).

نمودار عنکبوتی عناصر فرعی و برخی عناصر کمیاب به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه برای توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد، در شکل ۸ نشان داده شده است. غنی‌شدگی از عناصر LILE (Sr، Ba، Rb و K) و تهی‌شدگی از عناصر HFSE (Ta، Nb و Ti) در همه نمونه‌ها نسبت به گوشته اولیه دیده می‌شود (شکل ۸). غنی‌شدگی در LILE نسبت به HFSE نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با زون فرورانش است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989; Rollinson, 1993). کاهیدگی Nb و Ti، منعکس‌کننده حضور کانی‌های Ti-Nb در (Pearce and Parkinson, 1993) و یا Ti-Nb دار در منشاء است (Reagan and Gill, 1989). تهی‌شدگی سفر در نمونه‌ها مربوط به تفریق آپاتیت از ماگماست.



شکل ۶- موقعیت توده‌های نفوذی نجم‌آباد در نمودار  $K_2O-SiO_2$  اقتباس از Taylor و Peccerillo (۱۹۷۶)

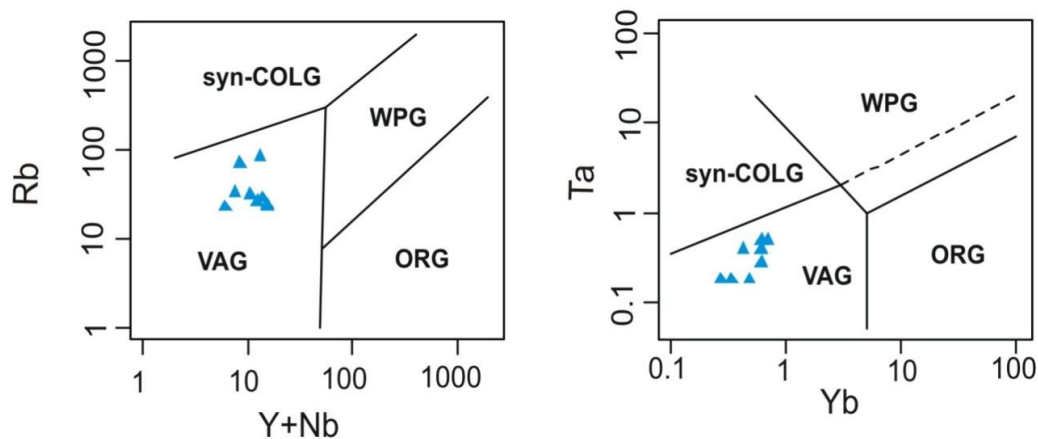


شکل ۵- توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد در نمودار A/NK در مقابل A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989)

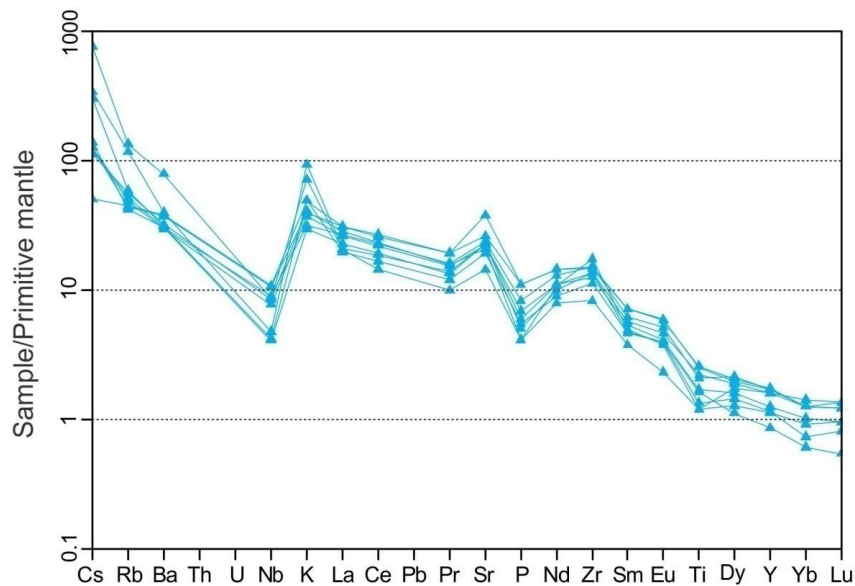
جدول ۱- نتایج زمین‌شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد

	KAP-7	KAP-24	KAP-26	KAP-34	KAP-35	KAP-37	KAP-40	KAP-49	KAP-56
X	674219	672210	672100	672276	672139	673747	674352	674867	674599
Y	3786828	3787244	3787103	3784947	3784854	3784753	3785247	3784634	3783498
wt%									
SiO <sub>2</sub>	66.10	63.45	64.70	70.05	64.88	66.11	66.23	68.89	68.30
TiO <sub>2</sub>	0.29	0.56	0.55	0.26	0.48	0.45	0.37	0.35	0.26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.31	14.94	15.50	15.61	15.85	15.75	14.93	14.63	14.85
FeO <sup>T</sup>	4.50	3.8	3.51	2.41	3.66	3.21	2.43	2.16	2.86
MnO	0.07	0.03	0.02	n.d	n.d	n.d	0.05	0.01	0.04
MgO	1.14	2.18	1.79	0.20	1.29	0.61	0.91	0.99	1.10
CaO	3.99	4.92	5.20	2.74	4.63	4.32	3.97	5.59	2.70
Na <sub>2</sub> O	4.1	4.74	4.75	5.06	4.96	4.82	5.20	3.97	4.72
K <sub>2</sub> O	2.5	1.20	1.48	1.23	1.12	0.95	2.82	0.90	2.15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.12	0.24	0.24	0.09	0.15	0.18	0.13	0.11	0.09
ppm									
Sr	409	798	550	438	466	503	484	482	304
Rb	37	28	28	36	31	33	75	27	86
Nb	3	8	8	6	6	6	3	3	6
Ba	218	258	265	225	206	214	278	214	550
Zr	126	166	170	195	153	170	142	152	92
Co	4	9	8	2	7	6	6	2	4
Hf	3	4	5	4	4	4	4	4	3
Ta	0.2	0.4	0.4	0.4	0.3	0.5	0.2	0.2	0.5
Cs	2	1	0.4	0.9	1	1	3	1	7
Sr/Y	79	101	71	86	64	65	85	124	42
La	13.6	21.2	21.3	19.5	18.1	18.3	14.3	15.6	14.1
Y	5.2	7.9	7.8	5.1	7.3	7.8	5.7	3.9	7.3
Ce	29.7	45.9	47.6	41.0	39.0	40.2	33.1	34.1	25.8
Pr	3.32	5.33	5.33	4.29	4.25	4.46	3.83	3.71	2.74
Nd	12.2	19.5	19.7	14.6	15.1	17.5	14.9	13.4	10.7
Sm	2.08	3.17	3.16	2.20	2.53	2.75	2.41	2.09	1.67
Eu	0.66	0.98	1.00	0.64	0.78	0.87	0.69	0.67	0.39
Gd	1.50	2.27	2.35	1.40	1.86	2.22	1.82	1.52	1.49
Tb	0.20	0.33	0.31	0.19	0.28	0.29	0.23	0.19	0.23
Dy	1.06	1.52	1.44	0.94	1.39	1.57	1.18	0.82	1.27
Ho	0.17	0.25	0.25	0.17	0.23	0.25	0.19	0.14	0.23
Er	0.47	0.71	0.71	0.42	0.62	0.71	0.54	0.35	0.61
Tm	0.07	0.10	0.11	0.07	0.10	0.10	0.07	0.05	0.10
Yb	0.36	0.62	0.62	0.45	0.62	0.62	0.50	0.30	0.70
Lu	0.06	0.09	0.10	0.07	0.09	0.09	0.07	0.04	0.10
Eu/Eu*	1.14	1.12	1.13	1.11	1.10	1.07	1.08	1.15	0.76
(La/Yb) <sub>N</sub>	25.47	23.05	23.16	29.22	19.68	19.9	19.28	35.06	13.58





شکل ۷- موقعیت توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد در نمودار Pearce و همکاران (۱۹۸۴)،  $VAG =$  گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی،  $WPG =$  گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای،  $ORG =$  گرانیتوئیدهای پشته میان اقیانوسی،  $syn-COLG =$  گرانیتوئیدهای هم‌زمان با تصادم قاره‌ها



شکل ۸- نمودار به‌هنجار شده برخی عناصر فرعی و نادر خاکی توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد نسبت به گوشته اولیه (مقادیر گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹)

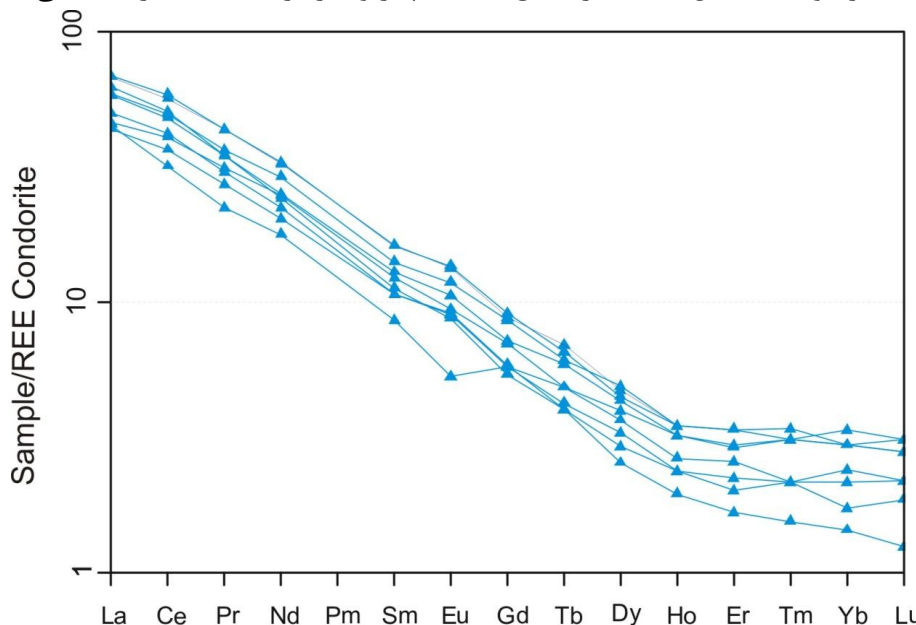
می‌دهد (شکل ۹). این روند غنی‌شدگی در LREE نسبت به HREE، شاخص ماگمای تشکیل شده در زون فرورانش است (Wilson, 1983; Pearce, 1983; Gill, 1981; Rollinson, 1993; Rollinson, 1989). همچنین این الگوی عناصر نادر خاکی، نشان‌دهنده حضور گارنت به‌عنوان کانی باقی‌مانده در سنگ منشاء ماگما است (Rollinson, 1993).

Taylor و McLennan (۱۹۸۵) بیان داشتند که

عناصر REE نسبت به سایر عناصر به مقدار کمتری در معرض هوازدگی و آلتراسیون‌های هیدروترمال قرار می‌گیرند، بنابراین الگوی فراوانی آن‌ها می‌تواند نشانه‌هایی از منشاءهای آذرین سنگ‌ها را اثبات کند (Rollinson, 1993; Boynton, 1985). نمودار عناصر نادر خاکی (REE) توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد که نسبت به کندریت به‌هنجار شده‌اند، یک غنی‌شدگی شدید در LREE ها را نسبت به HREE ها نشان

پایداری گارنت است (Henderson, 1984). بالا بودن نسبت  $(La/Yb)_N$  (۱۳/۵۸ تا ۳۵/۰۶) در همه نمونه‌ها نیز تشکیل ماگما در عمق پایداری گارنت را اثبات می‌کند. همچنین بالا بودن مقدار Sr توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد (تا ۷۹۸ گرم در تن)، عدم وجود پلاژیوکلاز در سنگ منشأ را تایید می‌کند (جدول ۱).

هرگاه مقدار  $Eu/Eu^*$  بیش از یک باشد، ناهنجاری مثبت و هرگاه کمتر از یک باشد، ناهنجاری منفی است. به طور کلی توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد دارای ناهنجاری Eu مثبت هستند و فقط نمونه KAP-56 دارای  $Eu/Eu^*$  منفی است (جدول ۱ و شکل ۹). ناهنجاری Eu مثبت نیز گویای تشکیل ماگما در عمق



شکل ۹- به‌هنجار کردن عناصر نادر خاکی نسبت به کندریت در توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد (مقادیر کندریت از Boynton (۱۹۸۵))

کمتر از ۵ بوده که نشان‌دهنده ماهیت ماگمایی زیرکن‌هاست. این ویژگی همراه با خصوصیت حرارت خاتمه بالای زیرکن (Cherniak and Watson, 2000) به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به‌دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم. مونزونیت نجم‌آباد در ائوسن میانی (بارتونی) در منطقه نفوذ نموده است.

#### ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

اطلاعات ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd یک نمونه توده مونزونیتی به‌ترتیب در جدول‌های ۳ و ۴ ارائه شده است. نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}Sr/^{86}Sr$  و  $^{143}Nd/^{144}Nd$  (با توجه به سن ۳۹/۹ میلیون سال) به‌ترتیب برابر با ۰/۷۰۵۱۲۲ و ۰/۵۱۲۸۵۱ است (جدول‌های ۳ و ۴). میزان ایزوتوپ اولیه

#### سن سنجی U-Pb زیرکن

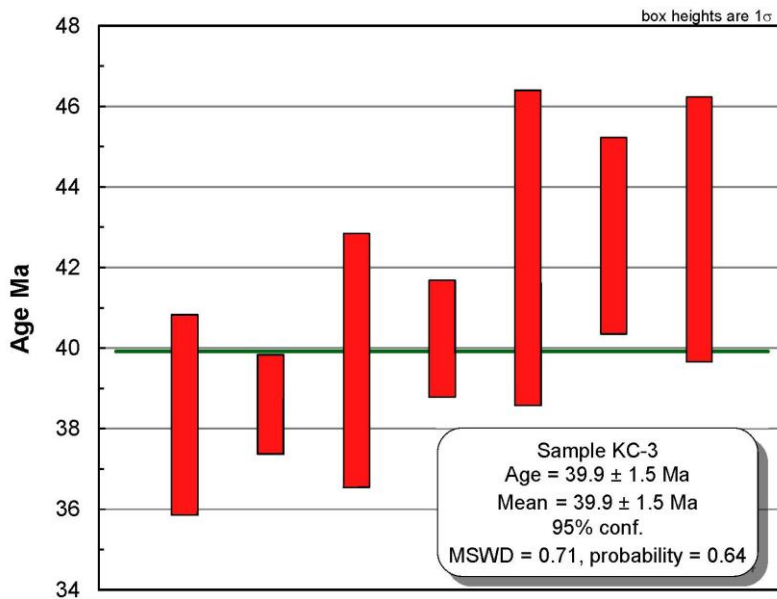
بعد از مطالعات دقیق پتروگرافی و زمین‌شیمیایی، از نمونه‌های برداشت شده از توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد یک نمونه برای سن‌سنجی انتخاب شد. نتایج آنالیز سن‌سنجی U-Th-Pb در کانی زیرکن در جدول ۲ آمده است. همچنین نمودار میانگین سن تعیین شده آن در شکل ۱۰ نشان داده شده است. بر پایه ۱۵ نقطه آنالیز روی دانه‌های زیرکن، سن توده مونزونیتی برابر با  $39.9 \pm 1.5$  میلیون سال به‌دست آمد. از طرفی نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا به‌طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی، نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین، کمتر از ۵ است (Rubatto et al., 2001; Williams, 2001; Rubatto, 2002). این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده

مقادیر نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  و  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  توده مونزونیتی ائوسن میانی با توده گرانودیوریتی ژوراسیک نجم‌آباد، نشان می‌دهد که ماگمای توده گرانودیوریتی از پوسته قاره‌ای منشأ گرفته و احیایی است (مرادی و همکاران، ۱۳۹۰).

$\epsilon\text{Nd}_i$  در نمونه مورد نظر برابر با ۵/۱۶ است (جدول ۴). بر اساس نمودار نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  نسبت به  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ، ماگمای توده مونزونیتی از پوسته اقیانوسی صفحه فرورانش کرده نشأت گرفته است (شکل ۱۱). مقایسه

جدول ۲- نتایج آنالیز سن‌سنجی نمونه مونزونیتی منطقه نجم‌آباد

Samples	U (ppm)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/Th	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{207}\text{Pb}^*}$	±(%)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}^*}$	±(%)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}^*}$	±(%)	Best age (Ma)	±(Ma)
KC-3-1T	107	984	2.5	24.5585	41.8	0.0374	42.2	0.0067	5.7	42.8	2.4
KC-3-2T	158	1200	4.3	22.9572	66.4	0.0376	66.5	0.0063	3.6	40.3	1.5
KC-3-6C	100	2079	1.0	15.7711	109.3	0.0522	109.5	0.0060	6.5	38.4	2.5
KC-3-6T	84	1126	1.6	13.0638	167.5	0.0698	167.8	0.0066	9.2	42.5	3.9
KC-3-12C	38	2463	1.7	22.4842	21.4	0.0410	22.8	0.0067	7.7	43.0	3.3
KC-3-9C	100	2054	1.0	15.7767	109.8	0.0527	109.5	0.0062	6.7	39.4	2.3
KC-3-8T	84	1126	1.6	13.0638	168.5	0.0698	167.8	0.0066	9.2	41.5	3.7
KC-3-5C	100	2032	1.1	15.7901	109.3	0.0522	107.5	0.0061	6.5	39.5	2.5



شکل ۱۰- تصویر میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb برای نمونه مونزونیتی نجم‌آباد

جدول ۳- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Rb-Sr توده مونزونیتی نجم‌آباد

SAMPLE	AGE (ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ uncertainty	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measured	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial
KC-3	39.9	17.5	365	0.1385	0.000009	0.705200	0.705122

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit)

The initial ratio of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  calculated using  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  and ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )m and an age 161.85 (age based on zircon)

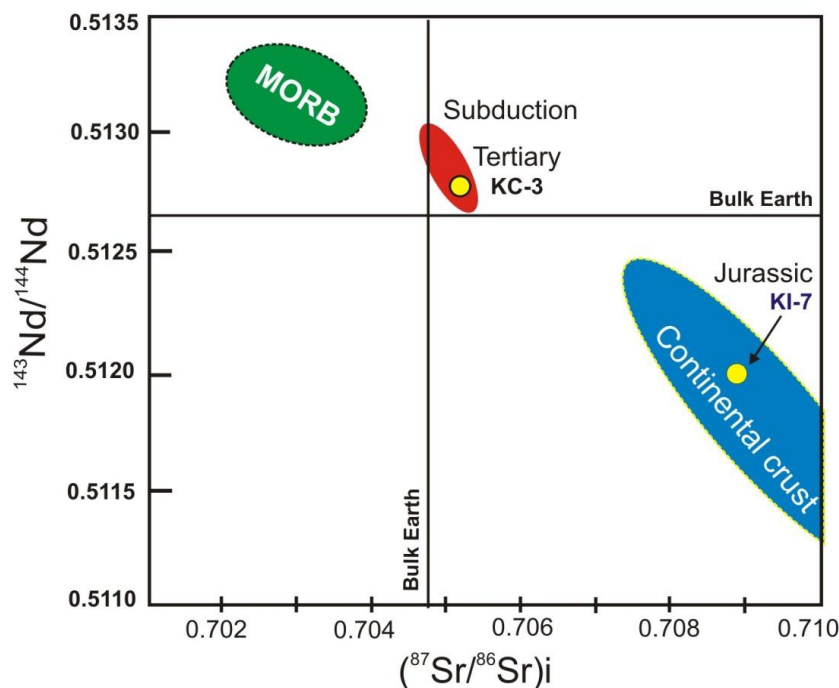
جدول ۴- داده‌های ایزوتوپی مربوط به ایزوتوپ‌های Sm-Nd توده مونزونیتی نجم‌آباد

SAMPLE	AGE (ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ measured	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial	$^{145}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon\text{Nd}_i$
KC-3	39.9	2.69	11.6	0.1407	0.512888	0.512851	0.3484	5.16

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit)

The initial ratio of  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  calculated using  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  and ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ )m and an age of 161.85 (age based on zircon)

$\epsilon\text{Nd}_i$ , initial  $\epsilon\text{Nd}$  value



شکل ۱۱- موقعیت توده مونزونیتی نجم‌آباد و مقایسه آن با توده احيایی گرانودیوریتی نجم‌آباد در نمودار  $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$  در برابر  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$  محیط MORB، فرورانش و پوسته قاره‌ای از Zindler و Hart (۱۹۸۶)

## بحث

### ماهیت ماگمای سازنده و موقعیت تکتونیکی توده مونزونیتی

توده مونزونیتی نجم‌آباد در ائوسن میانی ( $39/9 \pm 1/5$ ) در منطقه نفوذ کرده است. مقادیر نسبت‌های  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه،  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  اولیه و  $\epsilon\text{Nd}$  در این توده‌ها نشان می‌دهد که ماگما منشاء گوشته‌ای داشته و از ذوب صفحه اقیانوسی فرورانش کرده تشکیل شده است. الگوی غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به HREE و نیز عناصر LILE در مقابل HFSE نیز این موضوع را تأیید می‌کند. الگوهای یادشده بیانگر منشاء گرفتن ماگما از یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه گوشته‌ای متاسوماتیزم شده روی آن، تحمل فرآیند تبلور تفریقی و همچنین هضم و آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای و باقی‌ماندن عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا در سنگ منبع است (Pearce *et al.*, 1984; Tatsumi and Kogiso, Pearce and Parkinson, 1993)

این‌که عناصر HFSE در فازهایی مانند روتیل و یا ایلمنیت وارد شوند بسیار زیاد است که این مطلب به وجود ورقه فرورانده شده اشاره می‌کند (Ryerson and Watson, 1987). دو مدل می‌تواند کاهیدگی عناصر HFSE را در زون فرورانش توضیح دهد (Munker *et al.*, 2004):

(الف) حضور کانی‌های غنی از عناصر HFSE در زون‌های فرورانش

(ب) تحرک کمتر عناصر HFSE در مدت متاسوماتیزم گوشته در زون‌های فرورانش

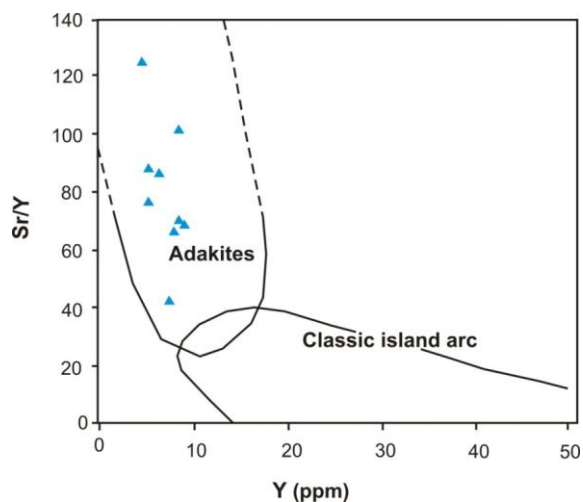
همچنین مقدار نسبت  $\text{Sr}/\text{Y}$  توده‌ها نیز از ۶۴ بیشتر بوده و تا ۱۲۴ می‌رسد. همچنین میزان  $\text{Y}$  کمتر از ۸ گرم در تن است (جدول ۱). موقعیت نمونه‌ها در نمودار  $\text{Sr}/\text{Y}$  در مقابل  $\text{Y}$  گویای آن است که ماگمای این توده‌های نفوذی، ماهیت ماگماهای آداکیتی را دارد (شکل ۱۲).

علاوه بر مقدار نسبت  $Sr/Y$  و  $(La/Yb)_N$  بالا و  $Y$  و  $Yb_N$  کم، دیگر ویژگی‌های توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد نیز مانند مقدار  $SiO_2$ ،  $Al_2O_3$ ،  $K_2O$ ، نبود بی‌هنجاری منفی  $Eu$  و غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به HREE شباهت زیادی به آداکیت‌ها دارد (جدول ۵). همچنین در مقایسه با آداکیت‌های پرسیلیس و کم‌سیلیس، از نوع ماگماهای آداکیتی پرسیلیس هستند (جدول ۶). مذاب‌های آداکیتی معمولاً از تبلور بخشی سنگ‌های گارنت‌دار حاصل می‌شوند (Macpherson *et al.*, 2006) و این کانی فاز باقی‌مانده حاضر در فشار بیشتر یا مساوی یک گیگاپاسکال و حرارت ۸۵۰ تا ۱۱۵۰ درجه سانتیگراد است (Rapp and Watson, 1995; Prouteau *et al.*, 2001). آداکیتی، عمدتاً در زون‌های فرورانش و به‌ویژه جایی که قطعه فرورانده شده جوان باشد (زون‌های فرورانش جوان یا فرورانش پوسته اقیانوسی جوان) تشکیل می‌شوند (Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999). چند که از ذوب بخشی پوسته تحتانی بازالتی ضخیم‌شده (Xu *et al.*, 2002)، ذوب پوسته تحتانی هضم‌شده در گوشته لیتوسفری (Gao *et al.*, 2004) و ذوب مواد بازالتی در فشار معادل با ضخیم‌شدگی پوسته (بیش از ۴۰ کیلومتر) (Rapp *et al.*, 1999) نیز گزارش شده‌اند.

#### مقایسه ماگماتیسیم مونزونیتی منطقه نجم‌آباد با دیگر

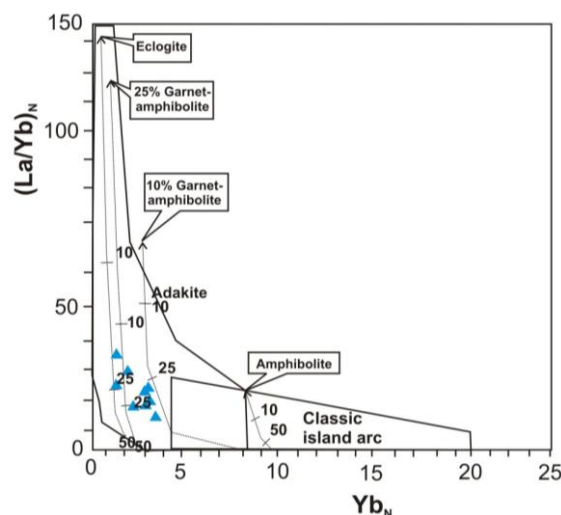
##### ماگماهای ترشیری بلوک لوت

سن و مقدار نسبت اولیه  $^{87}Sr/^{86}Sr$  برخی از توده‌های حدواسط نیمه‌عمیق ترشیری بلوک لوت شامل مناطق ماهرآباد و خوپیک، شوراب، کبیرکوه و چاه‌شلجمی (ملک‌زاده سفارودی، ۱۳۸۸؛ ملک‌زاده سفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰؛ سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Lotfi, 1982; Arjmandzadeh *et al.*, 2011) با توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد در جدول ۷ مقایسه شده است.



شکل ۱۲- توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد در نمودار  $Sr/Y$  در مقابل  $Y$  در محیط آداکیت قرار می‌گیرند (Defant and Drummond, 1990).

دیاگرام  $(La/Yb)_N$  در مقابل  $Yb_N$  (Martin, 1995) نیز نشان می‌دهد که به علت مقدار بالای  $(La/Yb)_N$  نمونه‌ها (تا ۳۵/۰۶) و میزان  $Yb_N$  (بین ۱/۴۳ تا ۳/۴۹)، توده‌ها در محیط ماگمای آداکیتی قرار می‌گیرند (شکل ۱۳). بر اساس این نمودار، توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد می‌توانند از حدود ۲۵ درصد ذوب بخشی آمفیبولیتی که بین ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت داشته است، تشکیل شده باشند (شکل ۱۳).



شکل ۱۳- توده‌های نفوذی مونزونیتی نجم‌آباد در نمودار  $(La/Yb)_N$  و  $Yb_N$  در محیط آداکیت قرار گرفته‌اند.

گرم در تن است (جدول ۱). عناصر Rb، Nb و Ta از عناصر فراوان در پوسته قاره‌ای هستند (Bonin *et al.*, 1978). کاهیدگی Nb ویژه ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط هر چه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Wilson, 1989). بنابراین ماگمای منطقه کبیرکوه بیش‌ترین آرایش با پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهد و کم‌ترین آلودگی نیز مربوط به ماگمای توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد است.

در مجموع مقایسه ویژگی‌های زمین‌شیمیایی ماگماتیسیم مونزونیتی نجم‌آباد با دیگر ماگماهای ائوسن میانی تا الیگوسن تحتانی در بلوک لوت (ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۸؛ ملک‌زاده شفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰؛ سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Lotfi, 1982؛ Arjmandzadeh *et al.*, 2011)، وقوع یک فرورانش به زیر این بلوک در این زمان را تأیید می‌کند. ماگماهای آداکیتی که در زون فرورانش تشکیل می‌شوند، پتانسیل خوبی برای تشکیل کانی‌سازی مس و طلای پورفیری و اپی‌ترمال وابسته به آن دارند (Mungall, 2002). کریم‌پور و همکاران (۱۳۹۱) نیز فاصله زمانی بین ۴۲ تا ۳۳ میلیون سال قبل (ائوسن میانی تا اوایل الیگوسن) را مهم‌ترین پنجره زمانی کانی‌سازی در شرق ایران معرفی کرده‌اند. اما توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد فاقد کانی‌سازی هستند که این موضوع نیاز به بحث بیشتری دارد که خارج از موضوع این نوشتار است.

مطالعات نشان می‌دهد که سن گرانیتوئیدها بین ائوسن میانی تا الیگوسن تحتانی بوده و از ۴۳/۳ میلیون سال در کبیرکوه در شمال تا ۳۳/۳ میلیون سال در چاه‌شلجمی در جنوب کاهش می‌یابد (شکل ۱۴). همچنین مقدار نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه نیز از شمال به جنوب همراه با کاهش سن توده‌های نفوذی از کبیرکوه به طرف چاه‌شلجمی، از ۰/۷۰۷۷ به ۰/۷۰۴۷ کاسته می‌شود (شکل ۱۵). تمامی توده‌های نفوذی یاد شده، مقدار نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه کمتر از ۰/۷۰۵۵ دارند که نشان‌دهنده ماگمای مشتق شده از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی است.

مقایسه زمین‌شیمی عناصر اصلی و فرعی توده مونزونیتی نجم‌آباد با توده‌های بحث شده نشان می‌دهد که این توده‌ها غنی از سدیم هستند. به طوری که نسبت  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  در آن‌ها اغلب بیشتر از ۲ است (جدول ۱). در حالی که این نسبت در بقیه مناطق کمتر از ۲ است (ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۸؛ ملک‌زاده شفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰؛ سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱؛ Lotfi, 1982؛ Arjmandzadeh *et al.*, 2011). همچنین بیش‌ترین مقادیر Nb در توده‌های نیمه‌عمیق کبیرکوه دیده می‌شود (بیش از ۱۷ گرم در تن) (سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱) و پس از آن توده‌های نفوذی چاه‌شلجمی Nb بالایی دارند (۱۱ تا ۲۰ گرم در تن در چاه‌شلجمی) (Arjmandzadeh *et al.*, 2011). در حالی که توده مونزونیتی نجم‌آباد دارای Nb کمتر از ۸

جدول ۵- مقایسه میانگین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد با ماگماهای آداکیتی

(Defant and Drummond, 1990; Martin, 1999; Martin *et al.*, 2005; Rollinson and Tarney, 2005; Moyen, 2009)

میانگین توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد	میانگین آداکیت‌ها
66.52%	$\text{SiO}_2 \geq 56\%$
15.26%	$\text{Al}_2\text{O}_3 \geq 15\%$
1.13%	$\text{MgO} < 3\%$
4.70%	$3.5\% \leq \text{Na}_2\text{O} \leq 7.5\%$
0.31	$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \leq 0.42$
492	$\text{Sr} > 400 \text{ ppm}$
Low HREE	Low HREE
Positive anomaly of Eu	Positive anomaly of Eu
$(\text{La}/\text{Yb})_N > 13.58$	$(\text{La}/\text{Yb})_N > 10$
$\text{Yb} \leq 0.70 \text{ ppm}$	$\text{Yb} \leq 1.8 \text{ ppm}$
$\text{Y} \leq 7.9 \text{ ppm}$	$\text{Y} \leq 18 \text{ ppm}$
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.70512$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i < 0.7045$

جدول ۶- مقایسه میانگین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد با ماگماهای آداکیتی پر سیلیس و کم‌سیلیس (Martin *et al.*, 2005)

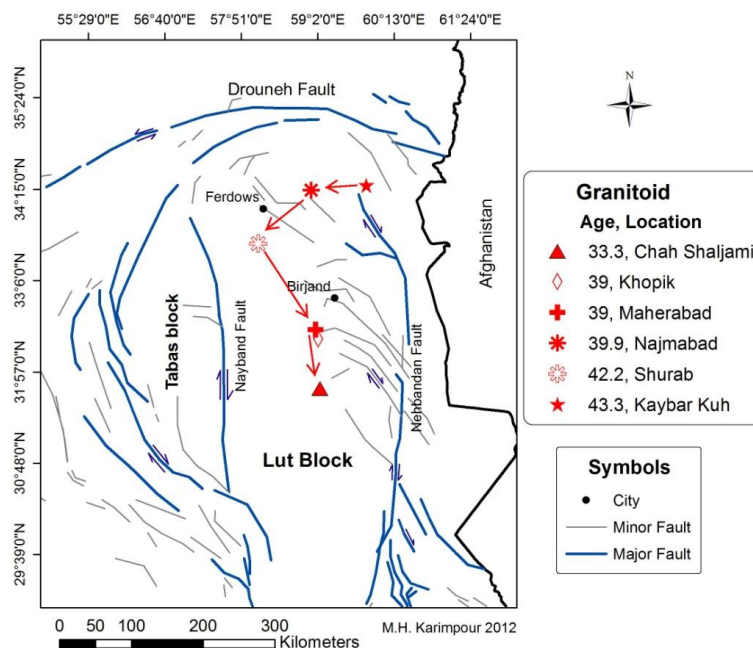
میانگین آداکیت‌های پر سیلیس	میانگین آداکیت‌های کم سیلیس	میانگین توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد
SiO <sub>2</sub> > 60%	SiO <sub>2</sub> < 60%	66.52%
MgO = 0.5-4%	MgO = 4-9%	MgO = 0.2-2.18%
CaO + Na <sub>2</sub> O < 11%	CaO + Na <sub>2</sub> O > 10%	CaO + Na <sub>2</sub> O < 9.95%
Sr < 1100 ppm	Sr > 1000 ppm	Sr < 798 ppm
TiO <sub>2</sub> < 0.9%	TiO <sub>2</sub> > 3%	TiO <sub>2</sub> < 0.56%

جدول ۷- مقایسه سن و مقدار ایزوتوپ Rb-Sr توده‌های نفوذی ترشیری بحث شده

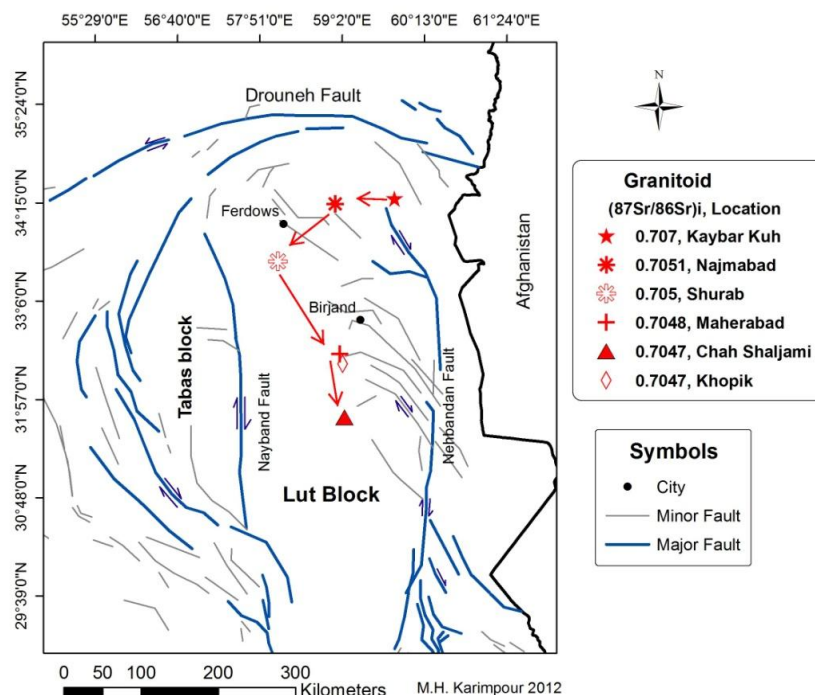
Sample	AGE (ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	<sup>87</sup> Rb/ <sup>86</sup> Sr	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>m</sub>	( <sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr) <sub>i</sub>	Uncertainty initial ratio	Ref.
Khopik	39	66.1	493	0.3873	0.704970	0.704755	0.000009	۱
Maherabad	39	49.1	906	0.1565	0.704950	0.704863	0.000010	۲
Najmabad	39.9	17.5	365	0.1385	0.705200	0.705122	0.000009	این مقاله
Kayber Kuh	42	71.691	520.12	0.3983	0.706391	0.706153	0.000007	۳
Chah Shaljami	33	101.8	717.6	0.41	0.705251	0.705251	0.000013	۴
Chah Shaljami	33	65.3	518.6	0.364	0.705097	0.705097	0.000013	۴
Chah Shaljami	33	109	361	0.87	0.705226	0.705226	0.000013	۴
Chah Shaljami	33	109	811	0.39	0.705627	0.705627	0.000018	۴
Chah Shaljami	33	222.5	598.2	1.076	0.706007	0.706007	0.000014	۴
Chah Shaljami	33	131.7	700.5	0.544	0.705129	0.705129	0.000011	۴
Shurab	43.7	81.7	602.5	0.3927	0.70583	0.70542	0.00019	۵
Shurab	41.3	40.2	597.3	0.1951	0.70491	0.70480	0.00051	۵
Shurab	42.2	89.2	854.3	0.3023	0.70557	70539		۵
Shurab	42.2	109.7	1041.2	0.3052	0.70536	0.70518		۵
Shurab	42.2	89.8	4332	0.6006	0.70585	0.70549		۵
Shurab	42.2	56.8	816	0.2015	0.70540	0.70528		۵

m= measured. Errors are reported as 2σ (95% confidence limit)

مراجع: ۱- ملک‌زاده شفارودی، ۱۳۸۸، ۲- ملک‌زاده شفارودی و کریم‌پور، ۱۳۹۰، ۳- سلاطی و همکاران، ۱۳۹۱، ۴- Arjmandzadeh *et al.*, 2011، ۵- Lotfi, 1982



شکل ۱۴- مقایسه سن توده‌های نفوذی ترشیری بحث شده در مقاله همراه با موقعیت مکانی آن‌ها. کاهش سن از شمال به جنوب در گرانیتوئیدها دیده می‌شود.



شکل ۱۵- مقایسه مقدار  $i(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  توده‌های نفوذی ترشیری بحث شده در مقاله همراه با موقعیت مکانی آن‌ها کاهش  $i(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$  از شمال به جنوب در گرانیتوئیدها دیده می‌شود.

۱۳/۵۸)، و مقدار Y (کمتر از ۷/۹ گرم در تن) و Yb (کمتر از ۰/۷ گرم در تن) کم نشان می‌دهد که ماگمای این توده‌ها ماهیت ماگمای آداکیتی به‌ویژه نوع پر سیلیس را دارند. بر اساس نسبت ایزوتوپ اولیه  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (۰/۵۱۲۸۵۱) و  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (۰/۷۰۵۱۲)، ماگمای توده مونزونیتی از پوسته اقیانوسی صفحه فرورانش کرده مشتق شده است. الگوی عناصر REE، نبود بی‌هنجاری منفی Eu و مقدار بالای Sr، نشان‌دهنده تشکیل ماگما در عمق پایداری گارنت است. ماگمای این توده‌ها از ذوب بخشی (حدود ۲۵ درصد) آمفیبولیتی که بین ۱۰ تا ۲۵ درصد گارنت داشته است، تشکیل شده است.

مقایسه سن، زمین‌شیمی و مقادیر ایزوتوپی توده‌های نیمه‌عمیق ترشیری بلوک لوت، وقوع فرورانش در شرق ایران را تأیید می‌کند. سن گرانیتوئیدها بین ائوسن میانی تا الیگوسن تحتانی بوده و از ۴۳/۳ میلیون سال در کبیرکوه در شمال تا ۳۳/۳ میلیون سال در

## نتیجه‌گیری

در منطقه نجم‌آباد دو نوع توده مختلف با سن و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی متفاوت وجود دارد: ۱) توده گرانودیوریتی نجم‌آباد به سن ژوراسیک میانی (۱۶۱/۸۵ میلیون سال) که از نوع احیایی (سری ایلمنیت) است و هنگام تصادم، از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای تشکیل شده است، ۲) توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد به سن ائوسن میانی (۳۹ میلیون سال) که از نوع اکسیدان (سری مگنتیت) است و از ذوب بخشی پوسته اقیانوسی فرورانش کرده حاصل شده‌اند.

توده‌های مونزونیتی ائوسن میانی نجم‌آباد، عمدتاً پتاسیم کم تا متوسط بوده و ماهیت متاآلومینوس تا کمی پراآلومینوس دارند. مقادیر اکسیدهای اصلی، غنی‌شدگی شدید عناصر LREE نسبت به HREE، بی‌هنجاری مثبت Eu، مقدار بالای Sr (میانگین ۴۹۲ گرم در تن)، بالا بودن نسبت  $(\text{La}/\text{Yb})_N$  (بیش از



است. به‌طور کلی، توده‌های مونزونیتی نجم‌آباد در بازه سنی ماگماتیسیم مهم وابسته به کانی‌سازهای مس-طلای پورفیری و طلای اپی‌ترمال در شرق ایران و بلوک لوت تشکیل شده‌اند و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی مشابهی دارند، اما کانی‌سازی با آن‌ها دیده نمی‌شود که این مسأله نیاز به بحث بیشتری دارد که خارج از موضوع این مقاله است.

چاه‌شلجی در جنوب کاهش می‌یابد. مقدار نسبت  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه نیز از شمال به جنوب همراه با کاهش سن توده‌های نفوذی از کبیرکوه به طرف چاه‌شلجی، از  $0.7077$  به  $0.7047$  کاسته می‌شود. ماگمای مونزونیتی نجم‌آباد برخلاف دیگر توده‌های نفوذی بلوک لوت، غنی از سدیم بوده و با توجه به مقدار  $\text{Nb} < 8 \text{ ppm}$  و مقادیر ایزوتوپی، کم‌ترین آلودگی با پوسته قاره‌ای را داشته

## منابع

- آقائاتی، ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- سلاطی، الف، کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده شفارودی، الف.، حیدریان شهری، م.، ر.، فارمر، ل. و استرن، ج. (۱۳۹۱) سن‌سنجی زیرکن (U-Pb)، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و پتروژنز گرانیتوئیدهای اکسیدان منطقه کبیرکوه (جنوب‌غربی خواف). مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۴(۲): ۲۸۵-۳۰۱.
- قائمی، ف. (۱۳۸۴) نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ گناباد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.
- کریم‌پور، م. ح.، ملک‌زاده شفارودی، الف.، فارمر، ج. ل. و استرن، ج. (۱۳۹۱) پتروژنز گرانیتوئیدها، سن‌سنجی زیرکن به روش U-Pb زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های Sr-Nd و رخداد مهم کانی‌سازی ترشیری در بلوک لوت، شرق ایران، مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۴(۱): ۱-۲۷.
- مرادی، م.، کریم‌پور، م. ح.، فارمر، ل. و استرن، ج. (۱۳۹۰) زمین‌شیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و پتروژنز باتولیت گرانودیوریتی - گرانیت نجم‌آباد، گناباد. مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۳(۲): ۱۲۷-۱۴۵.
- ملک‌زاده شفارودی، الف. (۱۳۸۸) زمین‌شناسی، کانی‌سازی، آلتراسیون، زمین‌شیمی، میکروترمومتری، مطالعات ایزوتوپی و تعیین منشأ کانی‌سازی مناطق اکتشافی ماهرآباد و خوپیگ، استان خراسان جنوبی. رساله دکتری، دانشگاه فردوسی مشهد، ایران.
- ملک‌زاده شفارودی، الف.، کریم‌پور، م. ح. (۱۳۹۰) سن‌سنجی زیرکن به روش اورانیم-سرب در منطقه اکتشافی مس-طلا پورفیری ماهرآباد: شاهی بر دوره متالوژنیک ائوسن میانی ذخایر پورفیری در شرق ایران. مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۳(۱): ۴۱-۶۰.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M. and Homam, S. M. (2011) Sr-Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut block, eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 283-296.
- Ayers, J. C. (1998) Trace modeling for aqueous fluid- peridotite interaction in the wedge of subduction zones. *Contribution of Mineralogy and Petrology* 132: 390-404.
- Bonin, B., Grelou-Orsini, C. and Vialette, Y. (1978) Age, origin and evolution of the anorogenic complex of Evisa (Corsica): A K-Li-Rb-Sr study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 65: 425-435.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements. In: Henderson, P. (Eds.): *Meteorite studies, rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 115-1522.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172: 5-24.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* 347: 662-665.

- Gao, S., Rudnick, R. L., Yuan, H. L., Liu, X. M., Liu, Y. S., Xu, W. L., Lin, W. L., Ayerss, J., Wang, X. C. and Wang, Q. H. (2004) Recycling lower continental crust in the North China craton. *Nature* 432: 892-897.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer, New York.
- Henderson, P. (1984) *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam.
- Lotfi, M. (1982) Geological and geochemical investigations on the volcanogenic Cu, Pb, Zn, Sb ore-mineralizations in the Shurab-GaleChah and northwest of Khur (Lut, east of Iran). Unpublished Ph.D. Thesis, der Naturwissenschaften der Universität Hamburg, Germany.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: high pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 581-593.
- Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635-643.
- Martin, H. (1995) The Achaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. The Achaean grey gneisses and the genesis of the continental crust. In: Condie, K. C. (Eds.): *The Achaean Crustal Evolution*. Elsevier, 205-259.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46(3): 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79:1-24.
- Moyen, J. F. (2009) High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the adakitic signature. *Lithos* 112: 556-574.
- Mungall, J. E. (2002) Roasting the mantle: slab melting and the genesis of major Au and Au-rich Cu deposits. *Geology* 30: 915-918.
- Munker, C., Worner, G., Yogodzinski, G. and Churikova, T. (2004) Behavior of high field strength elements in subduction zones: constraints from Kamchatka-Aleutian arc lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 224: 275-293.
- Pearce, J. A. (1983) Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C. J. and Norry, M. J. (Eds.): *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva, Nantwich, 230-249.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Prichard, H. M., Albaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R. (Eds.): *Magmatic Processes in Plate Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 76: 373-403.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* 25: 956-983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58: 63-81.
- Prouteau, G., Scaillet, B., Pichavant, M. and Maury, R. (2001) Evidence for mantle metasomatism by hydrous silica melts derived from subducted oceanic crust. *Nature* 410: 197-200.
- Rapp, P. R., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S. (1999) Reaction between slab-derived melt and peridotite in the mantle wedge: Experimental constraints at 3.8 GPa. *Chemical Geology* 160: 335-356.
- Rapp, R. P. and Watson, E. B. (1995) Dehydration melting of metabasalt at 8-32 kbar: implications for continental growth and crust-mantle recycling. *Journal of Petrology* 36: 891-931.

- Reagan, M. K. and Gill, J. B. (1989) Coexisting calc-alkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research* 94: 4619-4633.
- Rollinson, H. (1993) *Using geochemical data: evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Rollinson, H. R. and Tarney, J. (2005) Adakites- the key to understanding LILE depletion in granulites. *Lithos* 79: 61-81.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184: 123-138.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 458-468.
- Ryerson, F. J. and Watson, E. B. (1987) Rutile saturation in magmas: implications for Ti Nb-Ta depletion in island-arc basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 86: 225-239.
- Stadler, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, L. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900- 1200°C and 3-5.7 Gpa: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, an implication for mantle metasomatism. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 65: 1781-1801.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) *Chemical and isotopy systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. The Geological Society of London, Special Publication 42.
- Tatsumi, Y. and Kogiso, T. (1997) Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 148: 207-221.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford.
- Williams, I. S. (2001) Response of detrital zircon and monazite and their U-Pb isotopic systems to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia. *Australian Journal of Earth Sciences* 48: 557-580.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis*. Uniwin Hyman, London.
- Xu, J. F., Shinjo, R., Defant, M. J., Wang, Q. and Rapp, R. P. (2002) Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust? *Geology* 30: 1111-1114.



## Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and Rb-Sr & Sm-Nd isotopes of Najmabad monzonitic rocks south of Ghonabad

Mehrab Moradi Noghondar <sup>1</sup>, Mohammad Hassan Karimpour <sup>1\*</sup>,  
Azadeh Malekzadeh Shafaroudi <sup>1</sup>, G. Lang Farmer <sup>2</sup> and Charles Stern <sup>2</sup>

<sup>1</sup> Department of Geology, Faculty of Sciences, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

<sup>2</sup> Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO, USA

### Abstract

Najmabad is located south of Ghonabad in the province of Khorasan Razavi. This area is situated in the northern part of Lut Block. Two types of granitoid, ilmenite series (Jurassic), and magnetite series (Tertiary) are recognized in the study area. The aim of this research is to find out the age and petrogenesis of granitoid (magnetite series). The result of U-Pb zircon age dating of monzonite is 39.9 Ma (Middle Eocene time). Chemically, Monzonitic rocks are meta-aluminous to moderately peraluminous. They are classified as the magnetite-series (I-Type granitoid). Based on enrichment of LREE relative to HREE, enrichment of LILE (K, Rb, Ba and Sr) and depletion of HFSE (Nb, Ti and Ta) monzonitic magma originated in subduction zone. The average of SiO<sub>2</sub> (66.52%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, (15.26%), MgO (1.13%), Na<sub>2</sub>O (4.7%), K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O (0.31), as well as LREE enrichment, positive Eu, high Sr (492 ppm), high ratio of (La/Yb)<sub>N</sub> (>13.58), Y (<7.9 ppm) and Yb (<0.7 ppm) all are indicative of silica rich adakitic magma. The initial (<sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd)<sub>i</sub> = 0.512851 and (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> = 0.70512 could be considered as representative of oceanic slab subducted derived magmas. The monzonitic magma originated from partial melting of amphibolites having 10 to 25% garnet. Based on the geochemistry of trace-REE and radiogenic isotopes (Rb-Sr & Sm-Nd) all of the Tertiary granitoid within the Lut Block formed in subduction zone. The age of the granitoid rocks are between Middle Eocene to lower Oligocene. The age of granitoid within the Lut Block, decreases from north to south. Kaybar Kuh with 43.3 Ma located to the north and Chah Shaljami 33.3 Ma to the south. The (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr)<sub>i</sub> also decreases from the north (Kaybar Kuh 0.707) to the south (Chah Shaljami 0.7047). In comparison with Tertiary granitoid rock within the Lut Block, Najmabad monzonitic rocks are high in Na and based on Nb<8 ppm and isotopic composition the magma show lower crustal contamination.

**Key words:** Najmabad, Lut block, Monzonite, Zircon geochronology, Adakitic magma

\* karimpur@um.ac.ir