

ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های نفوذی کانسار آهن چادرملو، تأکیدی بر ویژگی‌های ژئوشیمیایی ایزوتوپ‌های Sr–Nd–Pb

نیلوفر نایی^۱، داریوش اسماعیلی^{۱*}، سروش مدبری^۱، ریوکی شینجو^۲، رضا دیوسالار^۳ و برند لمان^۴

^۱ دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۲ دانشکده فیزیک و علوم زمین، دانشگاه ریوکیوس، اوکیناوا، ژاپن

^۳ دانشکده علوم زمین، دانشگاه ساسکچوان، ساسکتون، کانادا

^۴ دانشکده کانی‌شناسی و منابع معدنی، دانشگاه صنعتی کلاستال، کلاستال-زلفلد، آلمان

چکیده

آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ کل و ایزوتوپ‌های Sr–Nd–Pb سنگ‌های نفوذی منطقه چادرملو، ارتباط با تاریخچه ماگمایی کوهزایی کادومین حاشیه شمالی گندوانا در طول پرکامبرین پایانی-اوایل پالئوزویک را نشان می‌دهد. گرچه این آنالیزها نشان‌دهنده شباهت‌های ژئوشیمیایی از جمله کالک آلکالن بودن، غنی‌شدگی در عناصر لیتوفیل درشت‌یون مانند K، Ba، Rb و Cs، تهی‌شدگی عناصری مانند Nb، Ta، P، Ti و الگوهای عناصر خاکی کمیاب را از خود نشان می‌دهند، اما داده‌های ایزوتوپی Sr–Nd سنگ‌های مورد مطالعه منطقه آشکارا گویای ناهم‌منشأ بودن نمونه‌های بازیک (گابرویی) و فلسیک (گرانیتی) می‌باشند به گونه‌ای که، این داده‌های Sr–Nd سنگ کل ($\epsilon_{\text{Nd}(t)} = -3/6 - 1/8$) به همراه نسبت بالای $(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})_i$ نشان‌دهنده یک مذاب مشتق شده از پوسته قاره‌ای برای گرانیتوئیدها و منشأ گوشته‌ای برای گابروهاست. سن‌های به‌دست آمده از این دو گروه سنگی نیز نشان می‌دهد که گابروها قدیمی‌تر از گرانیتوئیدها می‌باشند. رژیم زمین‌ساخت کششی به‌وسیله عقب‌نشینی یا دی‌لامیناسیون صفحات ذوب مجدد سنگ‌های آذرین قدیمی مربوط به کمان و برهم‌کنش با پی‌سنگ قاره‌ای کامبرین شده و مذاب‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه را شکل می‌دهد. در الگوهای بهنجار شده عناصر خاکی کمیاب گابروها نسبت به کندریت‌ها، اختلاط ژئوشیمیایی و ایزوتوپی و افزایش نسبت‌های LREE/HREE به خوبی دیده می‌شوند که شواهدی بر ناهمگنی گوشته و برهم‌کنش با پی‌سنگ پالئوپروتروزویک است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۰۶/۲۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۱۲/۰۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۱۰/۰۱

کلیدواژه‌ها:

ایران مرکزی

سنگ‌های نفوذی

ایزوتوپ Sr–Nd–Pb

کادومین

۱- پیش‌نوشتار

است. در ارتباط با منشأ کانسارهای آهن-آپاتیت کمر بند فلز زایی (متالوژنی) آهن باقی‌تاکون نظرات متعددی ارائه شده است که شامل منشأ مرتبط با کربناتیت‌ها (سامانی، ۱۳۷۱)، ماگمای امتزاج ناپذیر (Förster and Jafarzadeh, 1994)، ماگمایی (Moore and Modabberi, 2003)، مرتبط با فعالیت ماگمایی آلکالن (Mokhtari et al., 2013)، مرتبط با مذاب مگنتیتی نوع کایرونا (Williams and Houshmandzadeh, 1966)، مرتبط با سیال‌های گرمایی نوع کایرونا (Torab and Lehman, 2007) و کانسارهای آهن نواری (Aftabi et al., 2009) است. از دیدگاه ماگماتیسیم برخی از پژوهشگران این ناحیه را یک کافت درون قاره‌ای (Moor and Modabberi, 2003) معرفی کرده‌اند در حالی که پژوهشگران دیگر، آن را به محیط حاشیه قاره‌ای نسبت داده‌اند (Ramezani, 1997). از نقطه نظر پتروژنز، حیدریان و همکاران (Heidarian et al., 2017, 2018) با مطالعات ایزوتوپی گوگرد بر روی کمر بند فلز زایی آهن باقی و نهشته‌های تیپ کایرونا نتیجه گرفتند که این نهشته‌ها

کمر بند متالوژنی آهن باقی در قسمت خاوری منطقه ساختاری ایران مرکزی و مرکز پهنه زمین‌ساختی کاشمر-کرمان بین دو بلوک ساختاری یزد و طبس در ایران مرکزی قرار گرفته است (Ramezani and Tucker, 2003; Haghipour and Pelissier, 1977). این کمر بند میزبان بیش از ۳۴ بی‌هنجاری آهن با ذخیره‌ای بیش از ۱۵۰۰ میلیون تن است. تناژ این ذخایر از ۱۰ تا بیش از ۴۰۰ میلیون تن متغیر و عیار آهن بیشتر آنها بیش از ۵۵٪ است که معادن آهن-آپاتیت چادرملو، چغارت، سه‌چاهون و اسفوردی مهم‌ترین آنها به‌شمار می‌روند (Förster and Jafarzadeh, 1994; Torab, 2008). با توجه به گستردگی رخداد کانسارهای آهن، این زون از دیرباز مورد توجه زمین‌شناسان و معدنکاران بوده است (Torab and Lehman, 2007; Peters et al., 2020). تا افزون بر دیدگاه‌های اکتشافی از دید پتروژنتیکی و بررسی تاریخچه تحولات پوسته زمین‌شناسی ایران نیز بررسی گردد که در این زمینه پژوهش‌های متعددی توسط محققان مختلف انجام شده

آهن چادرملو میزبان سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی پرکامبرین- کامبرین است، که با سنگ‌های ریولیت، ریوداسیت، گابرو، گرانیت، دیوریت و دایک‌های دیابازیک و همچنین سنگ‌های دگرگونی با انواع مختلف شیست نمود پیدا کرده است (شکل‌های ۲ و ۳). کانسنگ‌های آهن به صورت نوع توده‌ای و یا رگه‌ای؛ آپاتیت به صورت رگه‌های نامنظم در قسمت‌های مختلف یک توده معدنی بزرگ؛ و همچنین رگه‌های آپاتیت- مگنتیت و دانه‌های پراکنده آپاتیت در قسمت‌های حاشیه‌ای ماده معدنی و در نزدیک سنگ دیواره قابل مشاهده هستند. به طور کلی، معدن چادرملو از دو توده شمالی و جنوبی تشکیل شده است. توده شمالی که بزرگ‌ترین توده معدنی است، حدود ۸۰ درصد کل ذخیره را در بر می‌گیرد. ژرفای عمودی توده معدنی تا ۴۱۰ متر و بیشترین ژرفای آن تا ۴۹۰ متر نیز می‌رسد. توده شمالی دارای طول ۹۰۰ متر و عرض ۳۰۰ متر است. قسمت مرکزی توده شمالی را سنگ‌های آذرین درونی دربرگرفته‌اند. طول و عرض توده جنوبی به ترتیب ۸۰۰ و ۳۰۰ متر و ژرفای آن به مراتب کم‌تر از توده شمالی است و در حدود ۱۵۰ متر است. در توده جنوبی آهک‌های مارنی دیده می‌شود. واحدهای نفوذی اصلی در منطقه چادرملو همان گونه که بیان شد، شامل گابرو، دیوریت گابرو، دیوریت و گرانیت می‌باشند. واحد دیوریتی در محدوده پیت شمالی دارای گسترده‌ترین رخنمون در بین سایر انواع سنگ‌ها بوده که به رنگ سبز-خاکستری رخنمون یافته‌اند و اندازه بلوری آن از ریز تا دانه متوسط در نوسان می‌باشد. میزان دگرسانی در این سنگ‌ها دارای گستره متفاوتی از دیوریت‌های غیر دگرسان تا دیوریت‌های کاملاً دگرسان است. گرانیت صورتی‌رنگ نیز در محدوده پیت شمالی گسترش زیادی داشته که در طیف رنگی صورتی تا سفید قابل مشاهده می‌باشد. نمونه‌ها در ابعاد دانه‌درشت (≤ 5 میلی‌متر) تا بسیار ریز دانه متغیر بوده به طوری که در نمونه‌های دگرسان ابعاد کانی‌ها غیرقابل تشخیص با چشم غیرمسلح است. میزان دگرسانی در این سنگ‌ها در گستره‌ای بین گرانیت‌های بدون دگرسانی تا گرانیت‌های کاملاً دگرسان و پودر شده متغیر می‌باشد.

۳-روش کار

پس از مطالعه و نمونه‌برداری صحرائی، ۴۰ نمونه با کمترین آثار دگرسانی و متأثر از فرایند متاسوماتیسم به منظور تهیه مقاطع نازک و انجام مطالعات سنگ‌نگاری (پتروگرافی) انتخاب شدند. پس از سنگ‌نگاری، از میان مقاطع موجود ۱۴ نمونه از سنگ‌های نفوذی برای انجام آنالیز ICP-OES و ICP-MS به آزمایشگاه ACME کانادا ارسال و عناصر اصلی، جزئی و خاکی کمیاب آنها اندازه‌گیری شد. استفاده از روش‌های تجزیه شیمیایی (ICP-OES، ICP-MS) میزان اکسیدهای اصلی به درصد وزنی و عناصر فرعی و خاکی کمیاب به ppm تعیین شدند. اندازه‌گیری داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb در آزمایشگاه ریوکیوس کشور ژاپن انجام شده است.

۳-۱- آنالیز سنگ کل

عناصر اصلی و جزئی به ترتیب با استفاده از طیف‌سنجی پلاسمای جفت‌شده القایی انتشار اتمی (ICP-OES) و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی (ICP-MS) در آزمایشگاه ACME (ونکوور) کانادا اندازه‌گیری شدند. نمونه‌های پودر شده (۵۰ میلی گرم) به وسیله مخلوط اسید $\text{HF}+\text{HNO}_3$ در ظروف تفلونی فشار قوی حل شدند. دقت آنالیز، براساس آنالیزهای تکراری، برای عناصر اصلی ۱٪ است در حالی که بیشتر عناصر جزئی دارای عدم اطمینان ۵٪ هستند.

۳-۲- ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb

آنالیزهای ترکیبات ایزوتوپی Sr، Nd و Pb با استفاده از یک دستگاه طیف‌سنج جرمی Thermo Scientific Neptune Plus (MS-ICP-MS) در دانشگاه ریوکیوس انجام شد. محاسبه مقادیر Sr، Nd و Pb پس از آماده سازی از یک محلول

می‌تواند به موجب سیالات در ارتباط با سولفات‌های دریایی پرکامبرین-اوایل کامبرین باشند. به‌هرحال، تاکنون هیچ اجماعی بر روی نهشته‌های مگنتیت-آپاتیت این زون وجود ندارد. افزون بر این، این پژوهشگران بر اساس نتایج سن‌سنجی اورانیم-سرب دو نسل آپاتیت را گزارش دادند: نسل قدیمی‌تر در 490 ± 21 میلیون سال و نسل جدیدتر در 246 ± 17 میلیون سال. به‌رغم مطالعات گسترده صورت پذیرفته بر روی ماگماتیسیم زون ایران مرکزی، نبود داده‌های ایزوتوپی کافی به منظور مطالعه دقیق منشأ ماگمای مادر را به‌خوبی نشان می‌دهند. بنابراین در این مطالعه سعی شده است که با استناد به نتایج حاصل شده از مطالعات ژئوشیمیایی سنگ کل، داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd-Pb و نیز تلفیق آنها با سایر حوضه‌های ماگماتیسیم ابرقاره گندوانا واقع در ایران، تحولات ماگمایی-پتروژنتیکی ایران مرکزی را در زمان کامبرین مورد تفسیر و بازسازی قرار داد.

۲-زمین‌شناسی زون بافق

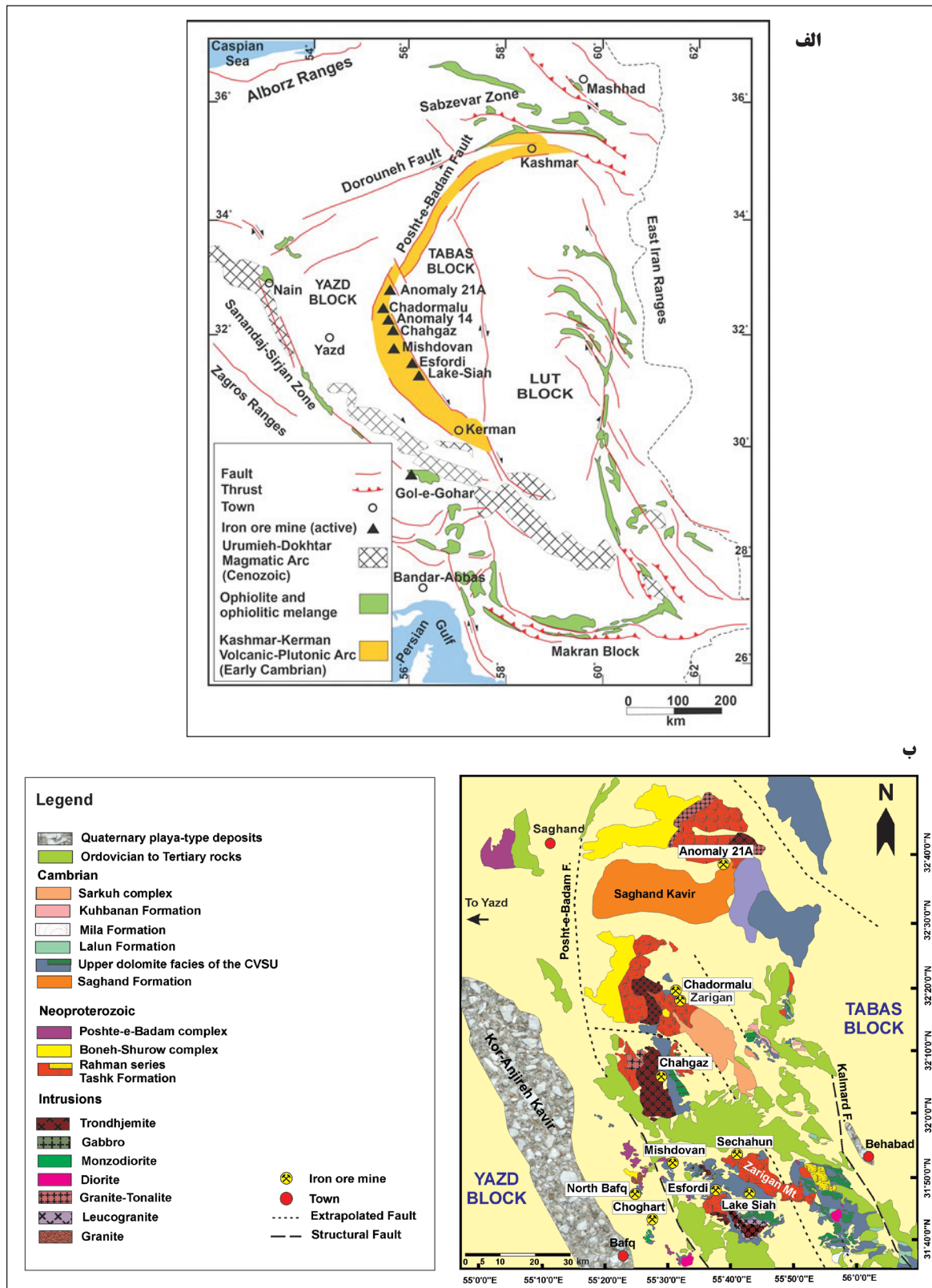
ناحیه معدنی بافق (شکل ۱-الف و ب) از نظر ساختاری بین دو گسل کوهبنان در خاور و گسل بافق- پشت بادام در باختر واقع شده است. این محیط آتشفشانی- رسوبی از نظر چینه‌شناسی شامل توالی‌های پراکنده دگرگونی، سنگ‌های آتشفشانی بازیک تا فلیسک، آهک‌های دولومیتی، شیل، ماسه‌سنگ و ژپس است (Haghipour and Pelissier, 1977). واحدهای کربناتی بخش بالایی مجموعه آتشفشانی- رسوبی به‌طور دگرشیب در زیر کنگلومراها و ماسه‌سنگ‌های سرخ با سن کامبرین زیرین قرار می‌گیرند که در منطقه زیرگان به خوبی رخنمون دارند (Förster and Jafarzadeh, 1994). اغلب سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه متعلق به سری ماگمایی کلسیمی - قلیایی هستند (Jami, 2005). سازندهای بنه‌شورو و پشت‌بادام به سن پروتروزیوئیک پسین متشکل از واحدهای دگرگونی فیلیت، اسلیت، کوارتزیت و سنگ‌های آتشفشانی با ترکیب بازالت می‌باشند که اساساً پی‌سنگ این ناحیه را تشکیل می‌دهند و به‌وسیله سازند تاشک که تا حد رخساره شیست سبز دگرگون شده‌اند و در حدود ۳ کیلومتری جنوب کانسار اسفوردی رخنمون دارند، پوشیده می‌شوند (آقائباتی، ۱۳۸۳). بر روی واحدهای پروتروزیوئیک بالایی سن پرکامبرین بالایی یک مجموعه آتشفشانی- رسوبی سبتر رخنمون دارد (Ramezani, 1997). این واحد در کمربند فلزایی بافق میزبان کانسنگ‌های اکسید آهن- آپاتیت است و پیش‌تر به سن اینفراکامبرین در نظر گرفته شده بود (Haghipour and Pelissier, 1977) و با عناوین مختلفی از جمله سازند ساغند (سامانی، ۱۳۷۱) سری ریزو و سری دزو (Berberian and King, 1981) و سازند اسفوردی (Borumandi, 1973) نیز شناخته می‌شود. سری‌های ریزو و دزو در ناحیه زیرکوه را پیش‌تر به فعالیت‌های کامبرین آغازین نسبت داده‌اند (Sahandi et al., 1984)، این درحالی‌است که، مطالعات تکمیلی گویای تعلق این توالی‌ها به زمان کامبرین است (Ramezani, 1997). سنگ‌های نفوذی اصلی کمربند شامل گرانیتوئیدهای نارینگان، زیرگان و سفید هستند که با بهره‌مندی از آنالیز سن سنجی اورانیم-سرب سن‌های 529 ± 16 و 529 ± 2 به دست آمده‌اند (Ramezani and Tucker, 2003). وصالی و همکاران (Vesali et al., 2021) با مطالعه بر روی واحدهای ماگمایی جلال‌آباد ماگماتیسیمی پتاسیم بالا تا شوشونیتی به سن ۵۳۷ تا ۵۵۲ میلیون سال را ارائه داده‌اند که این ماگماتیسیم کادمین با مقادیر ایزوتوپ نئودیمیم ۸/۲-۳- عمدتاً در ارتباط با ماگمای مشتق شده از گوشته لیتوسفری و تعامل آن با پوسته قاره‌ای می‌باشند.

۲-۱- معدن آهن چادرملو

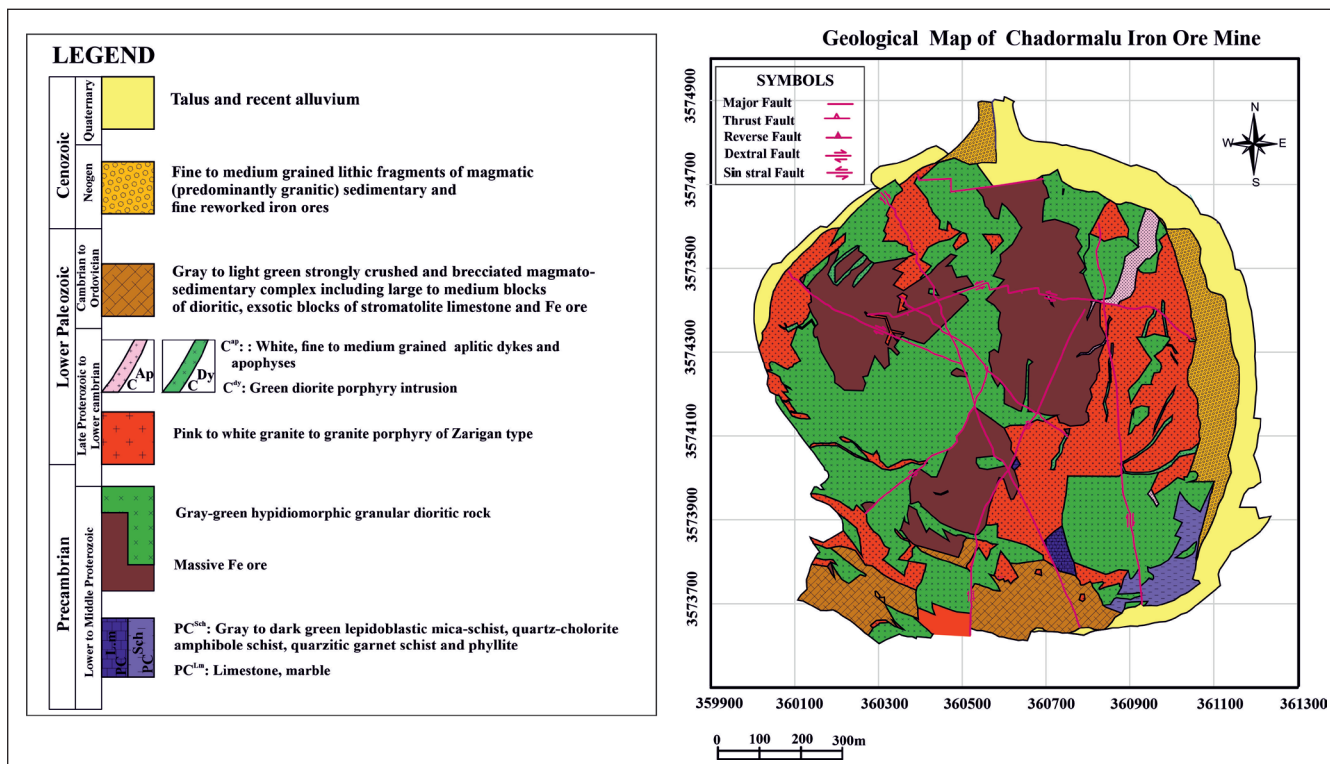
چادرملو یکی از بزرگ‌ترین نهشته‌های آهن شناخته شده منطقه معدنی بافق در کمربند کاشمر- کرمان ایران مرکزی است. این کانسار با مقدار ذخیره اصلی ۴۰۰ Mt با آهن ۵۵٪ و P_2O_5 ۲/۱۵٪ یکی از نهشته‌های اکسید آهن- آپاتیت در ناحیه بافق در کمربند کاشمر- کرمان ایران مرکزی است (Torab, 2008). کانسار

مشابه، اندازه‌گیری شده‌اند. Sr و Pb با استفاده از یک ستون رزین ۰/۱ میلی‌لیتر (Eichrom Technologies) براساس روش ارائه شده توسط پین و همکاران (Pin et al., 1994) و پین و دنیل (Daniel and Pin, 2001) تصفیه شدند. جداسازی Nd با تکنیک استفاده از ستون مجزا و به کارگیری ۱ میلی‌لیتر رزین Ln-spec Eichrom صورت گرفت. این روش جداسازی شامل چندین مرحله جداسازی ستون‌ها برای هر عنصر است؛ و با تغییرات توسط شینجو (Shinjo et al., 2010) برای جداسازی Hf و شر و دلانی (Scher and Delaney, 2010) و هوانگ و همکاران (Huang et al., 2012) توسعه داده شده است.

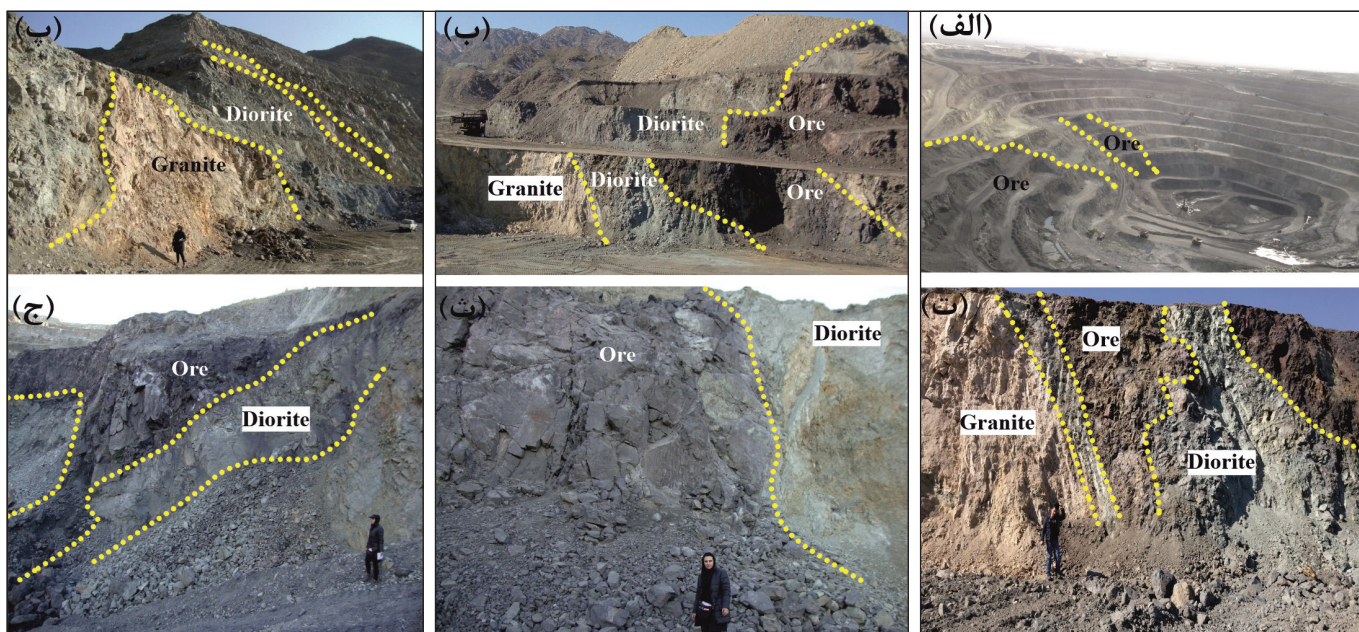
مشابه، اندازه‌گیری شده‌اند. Sr و Pb با استفاده از یک ستون رزین ۰/۱ میلی‌لیتر (Eichrom Technologies) براساس روش ارائه شده توسط پین و همکاران (Pin et al., 1994) و پین و دنیل (Daniel and Pin, 2001) تصفیه شدند. جداسازی Nd با تکنیک استفاده از ستون مجزا و به کارگیری ۱ میلی‌لیتر رزین Ln-spec Eichrom صورت گرفت. این روش جداسازی شامل چندین مرحله جداسازی ستون‌ها برای هر عنصر است؛ و با تغییرات توسط شینجو (Shinjo et al., 2010) برای جداسازی Hf و شر و دلانی (Scher and Delaney, 2010) و هوانگ و همکاران (Huang et al., 2012) توسعه داده شده است.



شکل ۱- الف) نقشه ساختاری بخش خاوری ایران- موقعیت کمر بند کاشمر- کرمان، بی‌هنجاری و کانسارهای آهن بر روی نقشه مشخص شده است (برگرفته از رمضانی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003))؛ ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده از کانسارها و بی‌هنجاری‌های مهم در ایران مرکزی (کمر بند فلزایی باقی).



شکل ۲- نقشه سنگ‌شناسی، ساختاری پیت اصلی کانسار آهن چادرملو (برگرفته از شرکت کانی کاوان شرق (۱۳۹۰) با تغییرات).



شکل ۳- تصاویر صحرایی از معدن چادرملو: الف) نمایی از نهشته آهن-آپاتیت در بخش شمالی پیت، ب) نهشته‌های آهن و سنگ میزبان آن در پیت جنوبی، پ) گرانیت زیرگان نفوذ کرده در سنگ‌های میزبان دیوریتی زیرگان، ت) کانی‌زایی نوع رگچه‌ای در میزبان دیوریتی، ث و ج) کانه‌زایی در مرز بین سنگ‌های میزبان دیوریتی (تصاویر برگرفته از ناییبی و همکاران (Nayebi et al., 2021)).

۴- نتایج

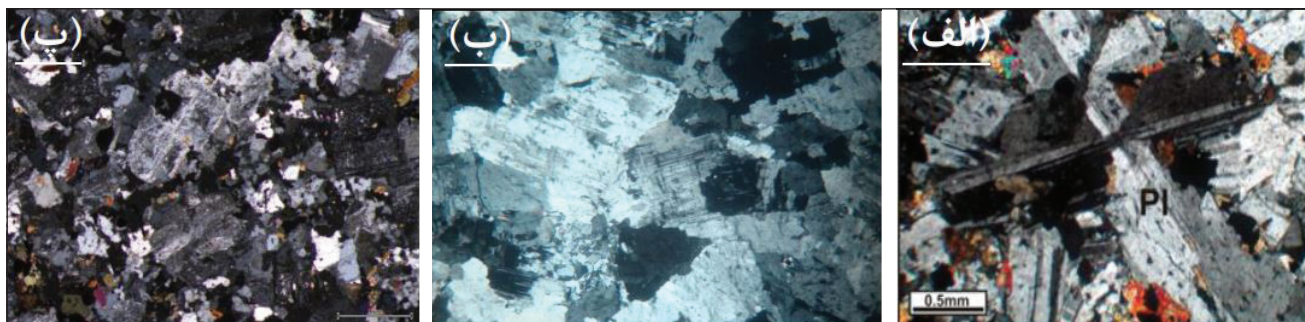
۴-۱- سنگ‌نگاری

میزان کمتر کلینوپروکسن (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و آمفیبول (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) و همچنین مقادیر اضافی از مگنتیت، بیوتیت، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اوپاک هستند (شکل ۴). پلاژیو کلازا عمدتاً به صورت بلورهای کشیده خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار به صورت دوقلویی هستند. پلاژیو کلازهایی که دچار دگرسانی شده‌اند تاحدی توسط سریسیت و آلپیت جایگزین شده‌اند. دانه‌های پروکسن اغلب

عمده سنگ‌های نفوذی در منطقه مورد مطالعه آنچنان که بیان گردید شامل دیوریت، گابرو و گرانیت می‌باشند. سنگ‌های دیوریتی تا گابرویی به طور کلی دانه متوسط بوده و بافت‌های گرانولار و اینترگرانولار را نشان می‌دهند و شامل تجمعات کانی‌های حاوی پلاژیو کلازهای زونینگ‌دار به عنوان فاز اصلی فنوکریست (۷۰-۷۵٪) و به

دید می‌شوند، از مهم‌ترین سنگ‌های مورد مطالعه در منطقه هستند. این گرانیت‌ها بافت‌های گرانولار، پرتیتی و میرمکتیتی نشان می‌دهند و شامل کوارتز (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، ارتوکلاز (۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی)، پلازیوکلاز (عمدتاً ارتوکلاز؛ ۲۲ تا ۲۵ درصد حجمی) و آمفیبول (۱۰ درصد حجمی) و همچنین مقادیر متغیری از بیوتیت، اکسیدهای آهن-تیتان، آپاتیت، زیرکن و کانی‌های اوپاک هستند.

تا حدودی به اورالیت دگرسان شده‌اند و در هسته کانی‌های هورنبلند باقی مانده‌اند. افزون بر این، کانی‌های آمفیبول تا حدودی به ترمولیت و اکتینولیت دگرسان شده‌اند. با وجود این درجه از دگرسانی، بافت ماگمایی و کانی‌شناسی هنوز به خوبی در آنها حفظ شده است. گرانیت‌هایی که به صورت گرانیت روشن و دانه صورتی کم‌رنگ تا خاکستری



شکل ۴- الف) واحد گابرو، ب) واحد دیوریت، پ) واحد گرانودیوریت (مقیاس مشابه تصویر الف).

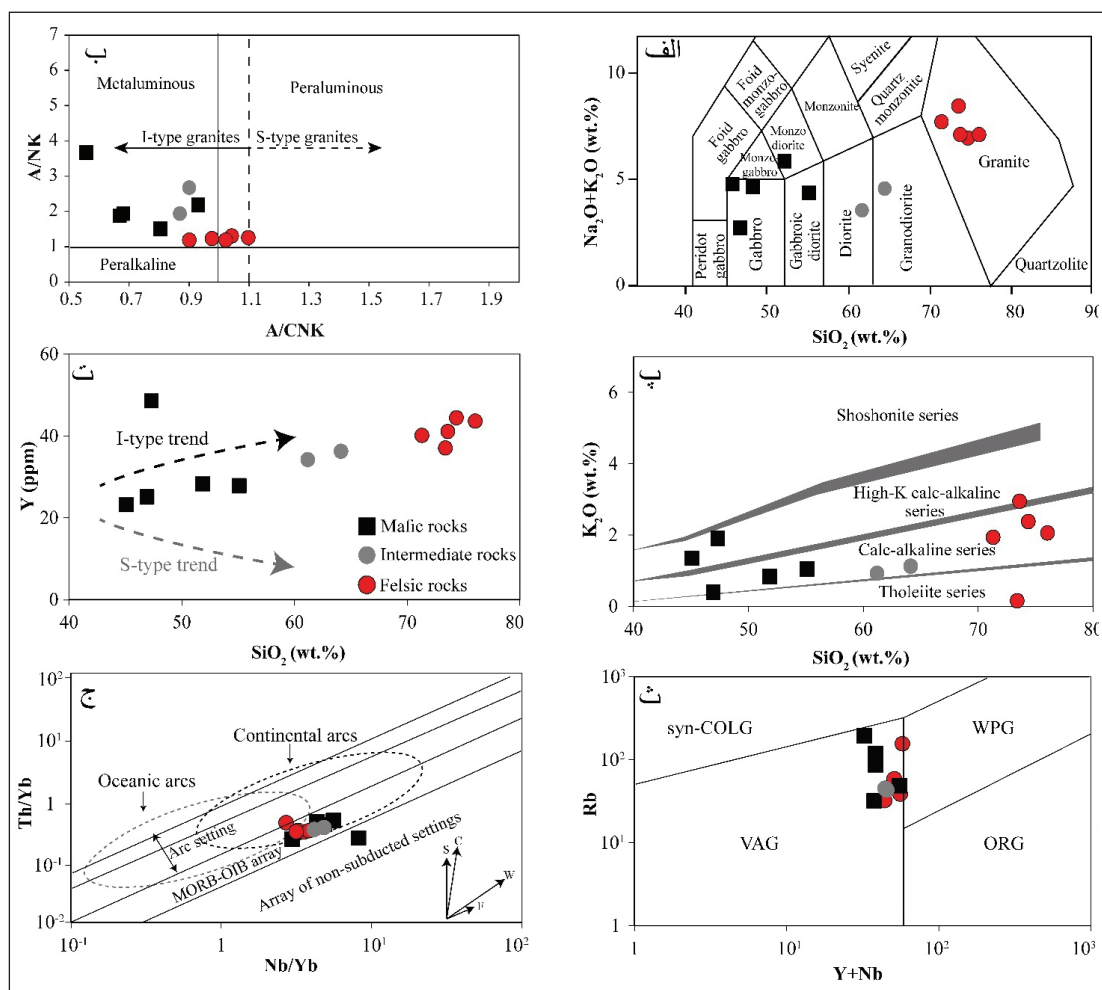
افزایش تفریق (افزایش SiO_2)، کاهش می‌یابد. فرایند جدایش Zr از مذاب مادامی رخ می‌دهد که ماگما فوق اشباع از زیرکن باشد که این امر دمای کمی بیشتر از ۸۸۵ درجه سانتی‌گراد را نشان می‌دهد. تا هنگامی که گرانیت مراحل تفریق جزء به جزء را طی می‌کند، میزان زیرکن در مذاب کاهش می‌یابد که این امر نیز سبب فلسیک‌تر شدن مذاب و همراه با کاهش دما است (Watson, 1979). بر روی نمودار Rb در برابر Y+Nb، سنگ‌های پلوتونیک منطقه چادرملو ویژگی‌های کمان ماگمایی را از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-ث). افزون بر این، نمونه‌های منطقه مورد مطالعه در نمودار Th/Yb در برابر Nb/Yb نیز در محدوده کمان قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۵-ج). نمودارهای بهنجار شده عناصر فرعی (trace elements) و عناصر خاکی کمیاب (REE) به گوشته اولیه و کندریت در شکل ۶ نشان داده شده است. براین اساس، سنگ‌های گابرویی و دیوریتی با ویژگی ژئوشیمیایی فراوانی پایین عناصر جزئی ناسازگار (incompatible elements) مشخص می‌شوند. این درحالی است که سنگ‌های گرانیتی فراوانی بالاتری از عناصر جزئی ناسازگار همزمان با مقادیر پایین تر P، Ti، Sr و از خود نشان می‌دهند. در نمودارهای بهنجار شده به گوشته اولیه، نمونه‌های مورد مطالعه منطقه غنی‌شدگی متوسطی از LREE، Rb، Th، U، K و تهی‌شدگی از HFSE، Nb، Ta، Ti را از خود نشان می‌دهند (شکل ۶-الف). چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی دلالت بر این دارد که، جدا از هم منشأ یا غیرهم‌منشأ بودن این سنگ‌ها، یک رژیم زمین‌ساختی فرورانش در زمان تشکیل آنها حاکم بوده که در آن ماگمایی با ماهیت کالک‌آلکان در یک محیط حاشیه فعال قاره‌ای فوران و جایگیری انجام داده است (Baier et al., 2008; Pearce and Peate, 1995). نمونه‌های پلوتونیک منطقه چادرملو همچنین الگوهای REE بهنجار شده به کندریت مشابهی را از خود نشان می‌دهند که براین اساس، غنی‌شدگی از عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) در این نمونه‌ها به خوبی قابل مشاهده است (شکل ۶-ب). از این رو، سنگ‌های گابرویی و دیوریتی چادرملو با ویژگی‌های ژئوشیمیایی همچون $(\text{La/Yb})_N = 1/4 - 1/7$ و بدون بی‌هنجاری منفی Eu از نمونه‌های گرانیتی که دارای الگوهای تفریق یافته‌تر REE و بی‌هنجاری منفی مشخص Eu می‌باشند، قابل تفکیک هستند. به‌طور کلی، سنگ‌های منطقه مورد مطالعه از یک روند واحد تفریق ماگما (افزایش مقدار عناصر ناسازگار از گابرو به دیوریت و گرانیت) پیروی نمی‌کنند که این موضوع احتمالاً دلالت ضمنی بر غیرهم‌منشأ بودن آنها دارد. روند پراکنده عناصر لیتوفیل را می‌توان تا حدی به دگرسانی گرمایی موجود در منطقه نسبت داد.

۲-۴- ژئوشیمی

نتایج حاصل از آنالیزهای ژئوشیمیایی سنگ کل سنگ‌های پلوتونیک منطقه چادرملو در جدول ۱ ارائه شده است. بر اساس نتایج حاصل از این آنالیزها، SiO_2 در گستره تغییرات ۷۶/۵ - ۴۵/۱ wt. %، MgO در گستره تغییرات ۹/۱۹ - ۰/۱۰ wt. %، Al_2O_3 در گستره تغییرات ۱۶/۱ - ۱۲ wt. %، Fe_2O_3 در گستره تغییرات ۱۴/۱ - ۰/۲۶ wt. %، Na_2O در گستره تغییرات ۸/۷۷ - ۲/۲۱ wt. % و K_2O در گستره تغییرات ۲/۴۴ - ۰/۱۵ wt. % واقع شده‌اند. بر اساس نمودارهای طبقه‌بندی ژئوشیمیایی سیلیس در برابر مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)، نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در محدوده گابرو، دیوریت و گرانیت واقع شده‌اند (شکل ۵-الف). برپایه شاخص اشباع‌شدگی از آلومینیم (ASI)، مقادیر A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$) نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در گستره ۰/۶۷ - ۱/۱۲ قرار گرفته‌اند و بر روی نمودار در محدوده متاآلومینوس رسم می‌شوند (شکل ۵-ب). در نمونه‌های گرانیتی، به تدریج از مقادیر A/NK کاسته شده و به سمت ماهیت پرآلومین و پرآلکال تمایل پیدا می‌کنند که این امر به دلیل افزایش نسبی میزان عناصر قلیایی، تفریق گسترده هورنبلند (Zen, 1986) و یا ناهمگنی آب در پروتولیت (Waight et al., 1998) می‌باشد. در نمودار SiO_2 در برابر K_2O ، نمونه‌های منطقه میزان K_2O متغیری را از خود نشان داده به‌طوری که گرانیت‌ها و دیوریت‌ها در محدوده کالک آلکال و گابروها در محدوده کالک آلکال تا کالک آلکال بالا قرار می‌گیرند (شکل ۵-پ). ویژگی‌های ژئوشیمیایی این نمونه‌ها همچون $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$ ، $\text{A}/\text{CNK} < 1$ و نیز همبستگی مثبت بین SiO_2 و Y دلالت بر ماهیت I-Type بودن سنگ‌های پلوتونیک منطقه چادرملو است (شکل ۵-ث، White and Chappell, 1983). ماهیت I-Type این نمونه‌ها همچنین با حضور کانی‌های مافیک موجود در سنگ‌های منطقه (مانند آمفیبول و تا حدی نیز کلینوپیروکسن) هم‌خوانی دارد. گفتنی است که برپایه حضور یا عدم حضور مواد باقی‌مانده جامد، به‌ویژه بلورهای باقی‌مانده زیرکن در مخزن ماگمایی و رفتار برخی عناصر در برابر تغییرات SiO_2 ، گرانیت‌های I-Type به دو دسته دما بالا و دما پایین تقسیم می‌شوند (Chappell et al., 1998). در گرانیت‌های I-Type دما بالا، در ماگمای اولیه به دلیل دمای بالا و حلالیت بالای Zr، زیرکن به صورت محلول است و ماگما تحت اشباع از زیرکن است و بنابراین همزمان با آغاز تفریق و جدایش بلورهای کومولایی مقدار Zr در مذاب افت می‌کند. این درحالی است که در گرانیت‌های I-Type دما پایین، ماگما اشباع از زیرکن است و در نتیجه همزمان با شروع تفریق ماگما، جدایش بلورهای آن آغاز می‌شود و مقدار Zr با

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی نمونه سنگ‌های نفوذی معدن سنگ آهن چادرملو.

Sample	Zr-14	ZR-6	Zr-17	CH-11	B1	CH-10	B2	ZR-28	Zr-32	ZR-22	CH-1	ZR-31
نام سنگ	گابرو	گابرو	گابرو	مونزو-دیوریت	گابرو-دیوریت	دیوریت	دیوریت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت	گرانیت
SiO ₂	45.09	46.94	47.34	51.86	55.11	61.20	64.14	71.32	73.4	73.62	74.37	76.05
Al ₂ O ₃	14.71	15.08	13.88	16.08	14.87	14.21	13.95	12.37	15.43	12.78	12.01	12.06
Fe ₂ O ₃	14.08	12.30	13.83	10.44	9.54	7.95	5.11	4.50	0.26	2.74	2.97	2.49
MgO	5.93	9.19	6.09	5.35	6.24	6.27	5.26	2.07	0.1	1.23	1.36	1.05
CaO	7.78	12.54	7.36	4.99	5.11	5.76	4.82	0.75	0.32	0.40	0.44	0.35
Na ₂ O	3.86	2.21	3.28	5.94	3.47	2.63	3.67	6.23	8.77	4.69	4.98	5.63
K ₂ O	1.34	0.39	1.89	0.83	1.04	0.92	1.12	1.93	0.15	2.94	2.37	2.05
TiO ₂	2.49	0.76	2.49	1.54	1.84	0.71	1.02	0.83	0.86	0.11	0.21	0.18
P ₂ O ₅	0.63	0.08	0.32	0.42	0.34	0.08	0.10	0.07	0.01	0.07	0.07	0.08
MnO	0.18	0.15	0.23	0.16	0.12	0.10	0.10	0.12	0.01	0.17	0.17	0.12
LOI	3.5	1.20	3	2.53	2.11	1.14	1.48	0.47	0.5	1.43	1.31	0.56
Total	99.59	100.84	99.71	100.14	99.79	100.97	100.77	100.66	99.81	100.18	100.26	100.62
Ni	97.00	11.20	20.00	45.60	49.30	62.31	36.90	22.11	15.00	8.05	4.18	6.20
Cr	88.95	121.60	61.58	93.11	71.45	50.64	60.28	32.36	20.53	28.94	20.16	22.17
V	147	289.1	339	211.3	147.9	189.6	111.7	121.3	16	54.3	24.1	31.6
Cs	0.30	0.52	0.10	1.66	1.42	2.84	2.78	2.57	0.91	3.69	2.78	3.13
Ba	416	374	428	387	362	411	423	467	410	482	512	586
Rb	31.70	192.60	48.50	118.90	86.20	45.07	42.90	47.00	32.00	58.60	155.00	38.40
Th	5.20	10.19	10.40	10.34	11.90	11.27	11.10	11.26	14.60	12.16	13.06	12.34
U	1.40	0.64	0.80	2.71	2.92	2.69	3.47	3.11	0.70	3.31	2.68	4.16
Nb	14.45	7.30	6.60	10.11	10.80	10.34	9.41	9.98	7.10	10.11	13.35	12.30
Ta	0.27	0.24	0.35	0.61	0.53	0.62	0.58	0.69	0.71	0.68	0.62	0.74
Ce	81.00	37.69	43.00	36.40	41.39	44.20	46.97	55.46	55.80	59.80	51.14	58.94
Pb	5.80	6.25	3.00	5.30	7.19	11.52	6.91	4.70	1.10	8.94	1.80	2.12
Sr	671.3	440.2	217.9	109.3	315.1	258.7	274.3	471	61.2	238.4	128.1	490
Zr	230.3	69	209.1	84.3	144.6	111.2	176.4	129.8	322	274	257.8	311.6
Hf	5.50	2.58	5.20	4.15	5.62	8.14	7.22	8.33	9.30	11.40	10.85	11.97
Eu	2.42	1.91	2.41	1.76	1.43	1.73	1.98	1.47	1.45	1.63	1.73	1.84
Y	23.20	25.11	48.60	28.20	27.80	34.15	36.20	40.10	37.00	41.02	44.40	43.60
Ho	0.31	0.61	0.69	0.81	0.78	0.83	0.88	0.94	0.89	1.13	1.29	1.34
La	43.50	10.18	19.90	16.11	17.78	18.50	20.12	17.12	25.90	24.10	26.80	25.90
Ce	81.00	37.69	43.00	36.40	41.39	44.20	46.97	55.46	55.80	59.80	51.14	58.94
Pr	9.54	4.84	6.03	5.43	6.11	5.90	6.39	7.01	6.01	7.84	7.57	8.10
Nd	38.50	26.14	29.50	37.10	40.17	22.80	34.08	42.20	21.00	34.70	48.17	38.50
Sm	7.57	6.15	7.21	6.94	7.58	12.10	9.85	10.26	4.00	13.60	13.42	9.81
Eu	2.42	1.91	2.41	1.76	1.43	1.73	1.98	1.47	1.45	1.63	1.73	1.84
Gd	7.03	5.11	9.03	6.14	6.02	6.54	6.11	5.87	7.07	6.48	6.10	6.74
Tb	0.94	0.63	1.46	0.58	0.60	0.69	0.75	0.81	0.90	0.63	0.97	1.10
Dy	5.02	2.61	9.32	3.26	3.14	3.37	3.50	4.18	0.71	4.63	4.97	5.10
Ho	0.89	0.61	1.96	0.81	0.78	0.83	0.88	0.94	0.13	1.13	1.29	1.34
Er	2.11	1.84	5.68	2.15	2.36	2.31	2.46	3.27	0.53	2.81	3.18	3.46
Yb	1.76	1.68	5.32	2.08	1.93	2.14	2.26	2.80	0.62	3.11	3.48	3.89
Lu	0.24	0.21	0.80	0.24	0.29	0.30	0.38	0.44	0.10	0.51	0.54	0.62



شکل ۵- الف) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار رده بندی TAS (SiO_2 در برابر K_2O+Na_2O) (Middlemost, 1994). ب) موقعیت متاآلمینوس تا پرآلمینوس نمونه‌های مورد مطالعه منطقه بر روی نمودار شاخص درجه اشباع از آلومینیم (Shand, 1943). پ) نمودار سه تایی $Al_2O_3-Na_2O-K_2O$ گویای ماهیت کالک آلکان نمونه‌ها است. ت) موقعیت نمونه‌های پلوتونیک مورد مطالعه منطقه بر روی نمودارهای تفکیک کننده تیپ I و S (Th). سنگ‌های پلوتونیک چادرملو بر روی نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی (برگرفته از پیرس و همکاران (Pearce, 1984)). ج) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک چادرملو بر روی نمودارهای محیط زمین‌ساختی Th/Yb در برابر Nb/Yb (Pearce and Peate, 1995).

تهی شده (TDM) سنگ‌های منطقه مورد مطالعه در گستره زمانی ۱/۳۵ - ۰/۹۳ Ga قرار گرفته شده‌اند که این دامنه سنی به دست آمده در تطابق کامل ماگمای منشا گرفته شده از یک پوسته قاره‌ای قدیمی‌تر کادومین است. نمونه‌های پلوتونیک چادرملو از نظر نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd شباهت زیادی با نمونه‌های کادومین ایران مرکزی همچون مناطق زرنند و ساغند دارند (Ramezani and Tucker, 2003) با این تفاوت که مناطق یاد شده، نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ نسبتاً بالاتری نسبت به نمونه‌های آتشفشانی خوش ییلاق (واقع در زون ساختاری البرز) دارند (شکل ۷-الف).

نسبت ایزوتوپی Pb نمونه‌های پلوتونیک چادرملو در جدول ۴ ارائه شده است. این سنگ‌ها ترکیب ایزوتوپی محدودی از Pb را از خود نشان می‌دهند که شامل $^{206}Pb/^{204}Pb=19/45-20/37$ و $^{207}Pb/^{204}Pb=15/64-15/92$ می‌دهند و $^{208}Pb/^{204}Pb=39/56-44/33$ است. این مقادیر ایزوتوپی بالاتر از مقادیر گزارش شده از دیگر نقاط ایران مرکزی مانند زرنند و جلال آباد هستند (Sepidbar et al., 2020). نمونه‌های چادرملو اساساً در محدوده رسوبات دریایی مدرن و پوسته قاره‌ای بالایی قرار گرفته که این امر دلالت بر منشأ سرب از پوسته بالایی دارد (شکل ۷-ب و پ).

۴-۳- ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Sr-Nd-Pb

نتایج نسبت‌های ایزوتوپی استرنسیم (Sr) و نئودیمیم (Nd) اندازه‌گیری شده از نمونه‌های پلوتونیک چادرملو در جدول‌های ۲ و ۳ ارائه شده است. مقادیر Rb، Nd، Sr، Sm برای محاسبات ایزوتوپی با استناد بر سن‌های اورانیم-سرب کانی زیرکن در سنگ‌های نفوذی منطقه با حدود ۵۳۳ میلیون سال محاسبه شده است (Nayebi et al., 2021). رفتار به شدت نامتحرک ایزوتوپ‌های Nd نسبت به Sr طی فرایندهای دگرسانی از مقادیر متغیر Rb و Sr و نیز وجود LOI در سنگ‌های منطقه قابل مشاهده است. نسبت $^{87}Rb/^{86}Sr$ نمونه‌ها در گستره‌ای بین ۳/۵۱۴ - ۰/۲۲۷ قرار می‌گیرند. از این رو، مقادیر اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ نمونه‌های مورد مطالعه منطقه در یک گستره تغییرات محدود ۰/۷۰۹۰ تا ۰/۷۰۸۵ (به استثنای یک نمونه با مقدار ۰/۷۱۲۶) واقع شده‌اند. نمونه‌های پلوتونیک آنالیز شده منطقه کاهش معناداری در میزان اولیه $^{143}Nd/^{144}Nd$ از سنگ‌های گابرویی به سمت سنگ‌های گرانیتی را از خود نشان داده که معادل $\epsilon Nd(0) = -3/6 - 1/8$ در نمونه‌های یاد شده است. بر همین اساس، نمونه گابرویی با دارا بودن بالاترین میزان $\epsilon Nd(0)$ ماهیت گوشته‌ای ماگما را آشکارتر از نمونه گرانیتی از خود نشان می‌دهد (شکل ۷). به بیان دیگر، نقش پوسته قاره‌ای در پتروژنز سنگ‌های گرانیتی منطقه چادرملو به خوبی آشکار می‌باشد. سن مدل گوشته

جدول ۲- نتایج داده های ایزوتوپی Rb-Sr نمونه سنگ‌های نفوذی معدن سنگ آهن چادرملو.

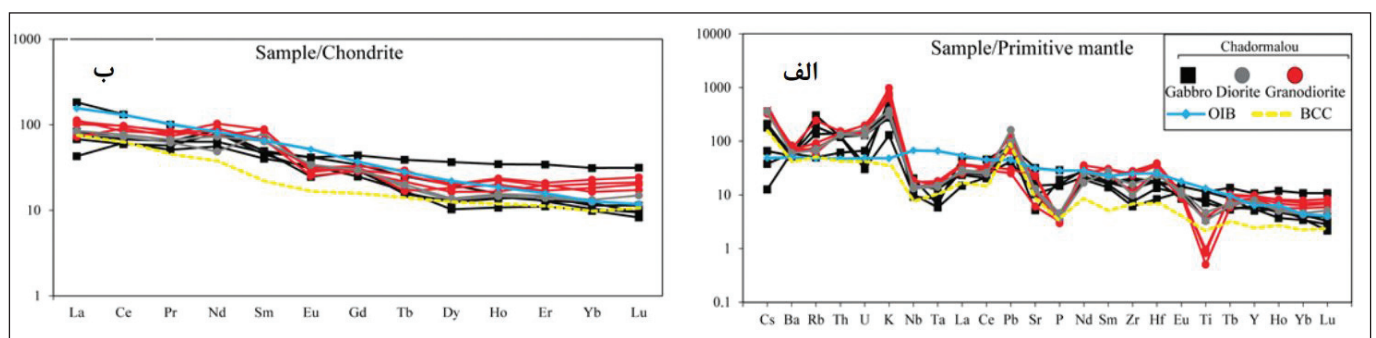
Sample	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\epsilon_{\text{Sr}0}$
CH-11	118.9	109.3	3.155	0.732116	0.000026	533	0.708534	392.73
CH-1	155	128.1	3.514	0.739209	0.000016	539	0.712643	493.42
ZR-28	47	471	0.289	0.710904	0.000028	537	0.708729	91.62
ZR-31	38.4	490	0.227	0.710708	0.000028	531	0.709019	88.84

جدول ۳- نتایج داده های ایزوتوپی Sm-Nd نمونه سنگ‌های نفوذی معدن سنگ آهن چادرملو.

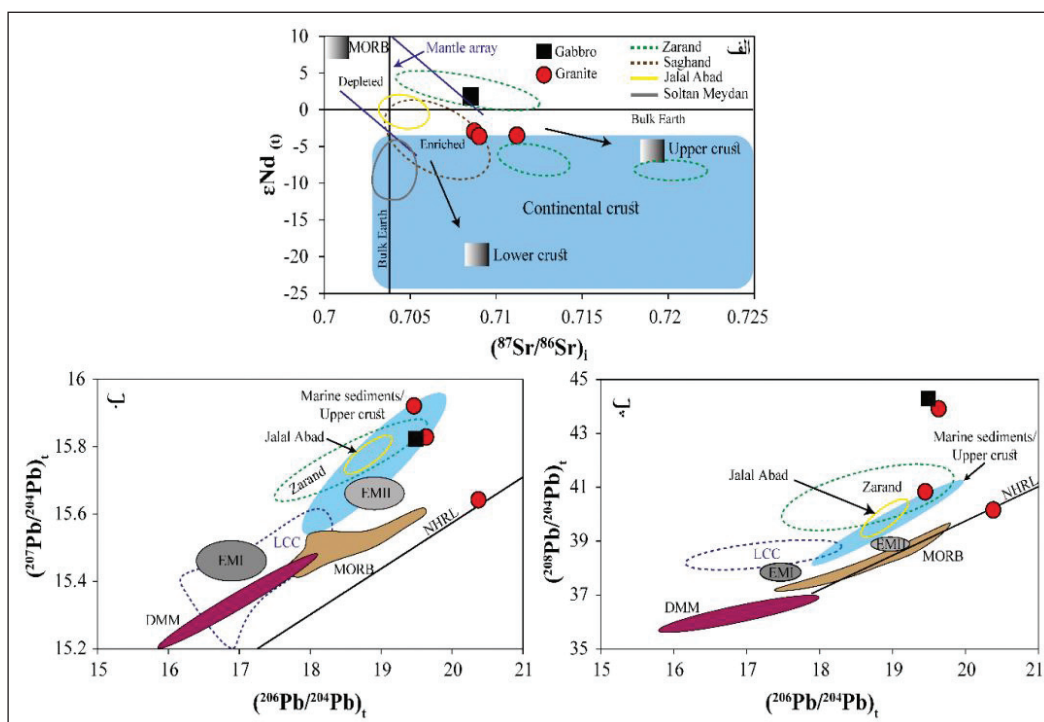
Sample	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	Age (Ma)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	$\epsilon_{\text{Nd}(t)}$	TDM (Ga)
CH-11 (Gabbro)	6.94	37.10	0.113087	0.512438	0.000009	533	0.512043	1.8	0.93
CH-1 (Granite)	13.42	48.17	0.168421	0.512374	0.000009	539	0.511779	-3.2	1.32
ZR-28 (Granite)	10.26	42.20	0.146977	0.512311	0.000009	537	0.511794	-3.0	1.30
ZR-31 (Granite)	9.81	38.5	0.154036	0.512303	0.000011	531	0.511767	-3.6	1.35

جدول ۴- نتایج داده های ایزوتوپی Pb نمونه سنگ‌های نفوذی معدن سنگ آهن چادرملو.

Sample	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_i$
CH-11	20.3877	15.8289	45.2288	19.485	15.822	44.331
CH-1	23.3777	15.6580	40.1495	20.367	15.635	39.556
ZR-28	20.8651	15.8365	45.0854	19.637	15.827	43.865
ZR-31	23.5271	15.9525	44.8894	19.451	15.922	40.836



شکل ۶- الف) نمودار عنکبوتی بهنجار شده به گوشته اولیه، ب) نمودار عناصر نادر خاکی (REE) بهنجار شده به کندریت (Sun and McDonough, 1989). BCC = پوسته قاره‌ای.



شکل ۷- قرارگیری نمونه‌ها بر روی نمودار ایزوتوپی: الف) $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$ در برابر (ϵ_{Nd}) محدوده MORB از شینجو و همکاران (Shinjo et al., 2010). ب، پ) $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ و $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ در برابر $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

۵- بحث

۵-۱- منشأ ماگما و ارتباط آنها

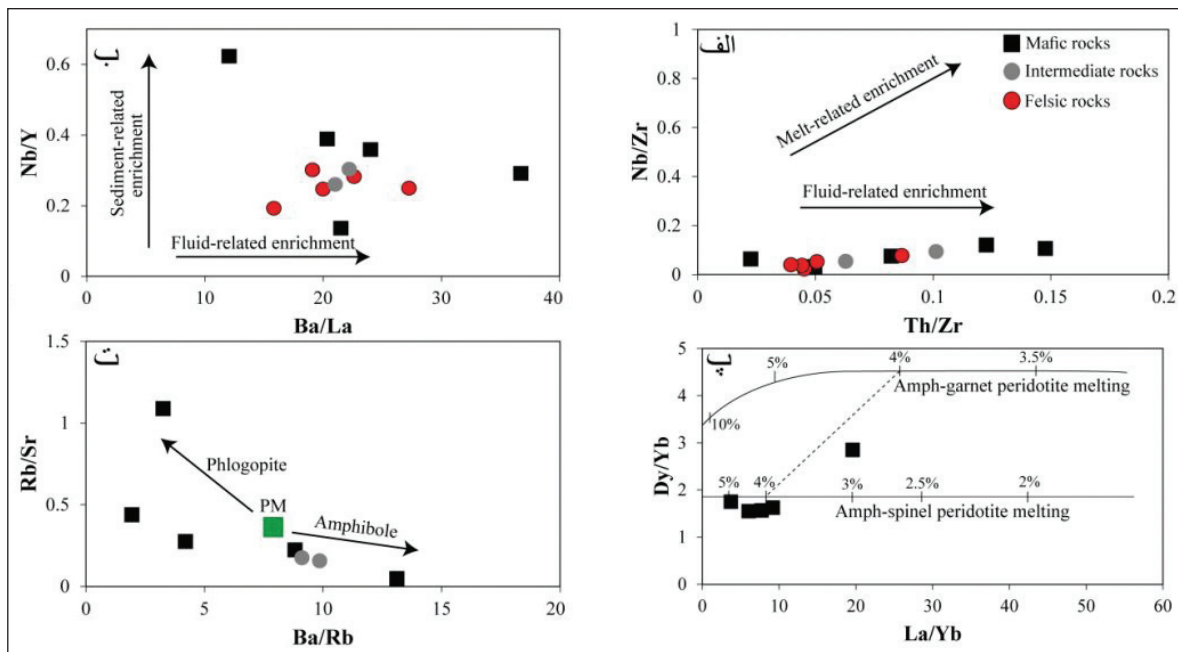
مطالعه منطقه، را دارد. از این رو، بی‌هنجاری ضعیف منفی Eu در نمودارهای REE بهنجار شده سنگ‌های گابرویی به کندریت (در مقایسه با سنگ‌های گرانیتی) تأییدی بر نقش جزئی ترکیبات پوسته‌ای در این سنگ‌های بازیک طی فرایند پتروژنز ماگما دارد (Rudnick and Gao, 2003). نسبت‌های عناصر فرعی همراه با نسبت‌های عناصر متحرک- سیال به منظور درک تأثیر ترکیبات مذاب/ سیال به کار می‌رود. مقادیر پایین نسبت‌های Th/Zr و Nb/Zr نمونه‌های مورد مطالعه منطقه ($\text{Nb}/\text{Zr} = 0.02 - 0.11$ ، $\text{Th}/\text{Zr} = 0.02 - 0.15$) گویای نقش سیالات مرتبط با فروانش در پتروژنز ماگما دارد (شکل ۸-الف، Kepezhinskis et al., 1997). افزون بر این، دامنه گسترده تغییرات $\text{Ba}/\text{La} = 12 - 38$ و به استثنای یک نمونه، نسبت $\text{Nb}/\text{Y} = 0.14 - 0.36$ تغییرات نمونه‌های پلوتونیک چادرملو تأییدی بر سیالات مشتق شده از صفحه فرورونده است (شکل ۸-ب، Moritz et al., 2016; Pearce and Peate, 1995). به علت رفتارهای متفاوت Yb (به عنوان یک عنصر سازگار) و La (به عنوان یک عنصر ناسازگار) در گارنت، نسبت La/Yb می‌تواند مرجع تشخیص گارنت بازماندی در مذاب منشأ مورد استفاده قرار گیرد. ذوب در محدوده پایداری اسپینل (بدون حضور گارنت) نسبت‌های تقریباً تفریق نیافته La/Yb را به وجود می‌آورد. افزون بر این، ذوب بخشی یک لرزولیت اسپینل‌دار الگوهای همواری از REE بهنجار شده به کندریت را به وجود می‌آورد که بر این اساس $(\text{Dy}/\text{Yb})_N \leq 1/0.6$ می‌باشد. این درحالی است که ذوب لرزولیت گارنت‌دار همراه با ماگمایی با $(\text{Dy}/\text{Yb})_N \geq 1/0.6$ است. پیاده کردن نمونه‌های بازیک منطقه مورد مطالعه بر روی نمودار La/Yb در برابر Dy/Yb (شکل ۸-پ)، حاکی از کمتر از ۴ درصد ذوب یک گوشته لرزولیت اسپینل‌دار است که معادل منشأ گوشته سنگ کره زیر قاره‌ای (SCLM) است. به منظور پژوهش‌های بیشتر بر روی ترکیبات ناحیه منشأ و تأثیر فازهای کانی‌های آب‌دار (آمفیبول یا فلوگوپیت) در فرایند ذوب و غنی‌شدگی LILE، نسبت‌های Ba/Rb در برابر Rb/Sr می‌تواند مورد استفاده قرار می‌گیرد (Duggen et al., 2005). باریم (Ba) و روبیدیم

مقادیر نیکل ($425 - 22 \text{ ppm}$) در نمونه‌های گابرویی مورد مطالعه پایین تر از مذاب گوشته اولیه است ($> 400 \text{ ppm}$) که گویای این است که گابروهای چادرملو اساساً در تعادل کامل با گوشته بالایی نبوده‌اند. برخی از ویژگی‌های ژئوشیمیایی مانند پایین بودن مقادیر MgO ، Ni ، Cr و V نیز اشاره به تبلور پیروکسن $\pm$ الیون و مگنتیت طی تحول ماگمایی اشاره دارد. ویژگی‌های ایزوتوپی برخی از نمونه‌های آنالیز شده از منطقه، همچون $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i = 0.708 - 0.712$ و $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = -3.6 - +1.8$ دلالت بر منشأ پوسته‌ای این سنگ‌ها دارد. از این رو، مقادیر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ نمونه‌های گرانیتی مورد مطالعه منطقه نیز دلالت بر یک منشأ غیرآدیوژنیک پوسته قاره‌ای دارد. مقادیر نسبتاً بالای $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ یکی از نمونه‌های آنالیز شده منطقه را می‌توان به دلیل دگرسانی گرمایی موجود در منطقه توجیه کرد. همان‌طور که پیش‌تر نیز اشاره گردید، داده‌های ایزوتوپی Nd گویای ناهم‌منشأ بودن نمونه‌های بازیک (گابرویی) و فلسیک (گرانیتی) می‌باشند، زیرا نمونه گابرویی CH11 دارای $\epsilon_{\text{Nd}(0)} = +1.8$ است؛ این درحالیست که، سه نمونه گرانیتی منطقه دارای مقادیر منفی اپسیلون نئودیمیم (-3.6 تا -3) هستند. رفتار عناصر ناسازگار برخی عناصر جزئی مانند Ta، Nb، La، Y طی فرایند تفریق کمک به شناخت منشأ ماگمایی و تأثیر پوسته قاره‌ای طی فرایند پتروژنز ماگما دارد (Morata et al., 2005). براین اساس، ماگمایی مشتق یافته از یک منبع گوشته‌ای با نسبت $\text{Nb}/\text{Ta} = 17/5$ مشخص می‌شود، در حالی که ماگمای مشتق یافته از یک منبع پوسته‌ای مقادیر پایین تری را در مقایسه با نوع گوشته‌ای خود دارد ($\text{Nb}/\text{Ta} = 11 - 12$). افزون بر این، متوسط نسبت Nb/La گوشته اولیه در دامنه تغییرات 0.7 تا 1 است، در حالی که در سنگ‌های قاره‌ای این مقدار کمتر از 0.2 است (Morata et al., 2005). سنگ‌های مورد مطالعه چادرملو دامنه گسترده‌ای از تغییرات $\text{Nb}/\text{Ta} = 9 - 19$ و $\text{Nb}/\text{La} = 0.3 - 0.7$ را از خود نشان می‌دهند که این مقادیر دلالت بر نقش ترکیبات پوسته‌ای طی فرایند پتروژنز ماگما، به‌ویژه در نمونه‌های گرانیتی مورد

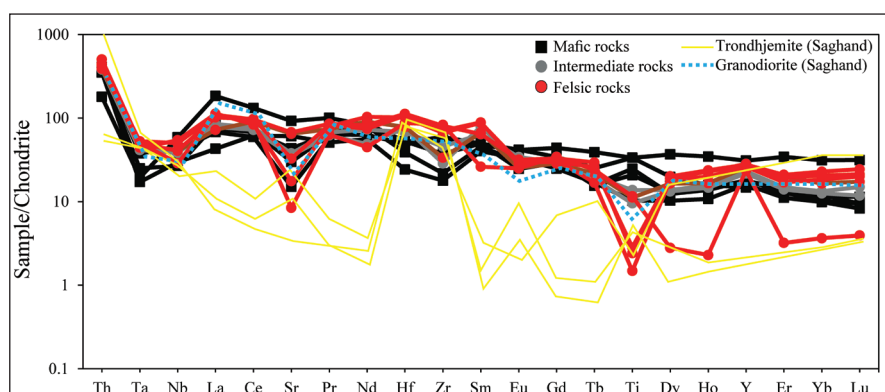
از یک منشأ مشابه آمفیبول-اسپینل لرزولیتی نشأت گرفته‌اند که تداعی کننده گوشته لیئوسفری زیر قاره‌ای می‌باشد. این در حالیکه، تهی‌شدگی مشخص عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) همراه با بی‌هنجاری مثبت یورپیم (Eu) مشاهده شده در ترونجمیت‌های ساغند بر کومولایی بودن بلورهای پلاژیوکلاز و نیز حضور بقایای گارنت در منشأ این سنگ‌ها دلالت دارد. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی (تهی‌شدگی MREE) نمی‌تواند به سادگی تشکیل سنگ‌های ترونجمیتی را از یک فرایند تفریق یا اختلاط ماگمایی را توضیح دهد. از این رو، اختلاط یک ماگمای غنی از هورنبلند اختلاط یافته با مذاب اسپینل-گارنت لرزولیتی را می‌توان به تشکیل این ترونجمیت‌ها نسبت داد. از سوی دیگر، برخلاف نمونه‌های چادرملو، نسبت بالای Sr/Y در ترونجمیت‌ها نسبت داد. از این رو، می‌توان به ذوب پوسته سبتر در ژرفای بیش از ۴۰ کیلومتری نسبت داد. از این رو، می‌توان نتیجه گرفت که به‌رغم برخی از فرایندهای پتروژنتیکی مشابه، درجات مختلف غنی‌شدگی گوه گوشته‌ای (مذاب لرزولیتی) با افزودن سیالات یا رسوبات مشتق شده از صفحه فرورونده را می‌توان برای ماگماتیسیم اوایل کامبرین ایران مرکزی متصور شد.

(Rb) در فلوگوپیت رفتاری سازگار دارند، درحالی‌که Ba, Sr و Rb تقریباً اندکی سازگار با آمفیبول هستند. بنابراین، مذاب در حال تعادل با فلوگوپیت مقادیر بالاتری از Rb/Sr و پایین‌تری از Ba/Rb نسبت به مذاب مشتق شده از منشأ حاوی آمفیبول دارد (Furman and Graham, 1999). مقادیر $Rb/Sr = 0.05 - 0.12$ و $Ba/Rb = 0.3 - 0.4$ در نمونه‌های بازیک و حدوداً چادرملو حاکی از حضور عمدتاً آمفیبول و تا حدی فلوگوپیت در ناحیه منشأ است (شکل ۸-ت).

سنگ‌های ماگمایی مورد مطالعه منطقه در مقایسه با سنگ‌های گرانیتیویدی ساغند (Ramezani and Tucker, 2003) الگوهای بهنجار شده مشابهی را از خود نشان می‌دهند که این تشابه را می‌توان در غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE) نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) نشان داد (شکل ۹). این درحالیست که، سنگ‌های ترونجمیتی ساغند با ۱۰ تا ۱۰۰ برابر غنی‌شدگی را بر روی نمودارهای بهنجار شده عنکبوتی، در مقایسه با سنگ‌های چادرملو کم‌تری را از خود نشان می‌دهند. تشابه الگوهای چادرملو با گرانیتیویدی ساغند گویای این امر است که این سنگ‌ها احتمالاً



شکل ۸- الف و ب) موقعیت سنگ‌های پلوتونیک مورد مطالعه بر روی نمودارهای تفکیک کننده نقش رسوب/سیال (Hawkesworth et al., 1999)، پ) موقعیت نمونه‌های بازیک منطقه مورد مطالعه بر روی نمودارهای ذوب بخشی (Thirlwall, 1994). ت) موقعیت نمونه‌های بازیک در نمودار آمفیبول و فلوگوپیت در ناحیه منشأ (Furman and Graham, 1999) Rb/Sr در برابر Ba/Rb استناد نمودار



شکل ۹- مقایسه سنگ‌های مورد مطالعه منطقه با واحدهای گرانودیوریتی و ترونجمیتی ساغند (داده‌ها برگرفته از رضایی و تاکر (Ramezani and Tucker, 2003)).

۲-۵- محیط زمین‌ساختی-ماگمایی

قدیمی‌ترین سن رادیومتریکی از زیرکن‌های تاکتون گزارش شده ایران شامل سن‌های آرکئن-پالئو پروتروزیویک در سنگ‌های ماگمایی نوپرو تروزیویک زون سندانج-سیرجان (Nutman et al., 2014) و زیرکن‌های موروئی پیش از نوپرو تروزیویک در سنگ‌های رسوبی دگرگون شده نوپرو تروزیویک (Honarmand et al., 2016) هستند. این سن‌های قدیمی به یک پوسته قاره‌ای قدیمی آشکار نشده (پنهان) نسبت داده شده است (Chiu et al., 2017; Chaharlang and Ghorbani, 2020). حضور ترکیبات پوسته قاره‌ای قدیمی در ماگماتیسیم اواخر نوپرو تروزیویک تا اوایل کامبرین که از شواهد زیرکن‌های موروئی آنها به دست آمده است، را می‌توان به فرورائش اقیانوس پروتوتتیس به زیر بخش شمال خاوری ابرقاره گندوانا نسبت داد (Stampfli et al., 2013). حضور بخش‌هایی از کمان قاره‌ای در بخش‌های شمالی ابرقاره گندوانا طی اواخر ادیاکاران تا اوایل پالئو زیویک (مانند خاور آمریکای شمالی، اروپا، ترکیه و ایران) می‌تواند به عنوان شواهدی بر حاشیه فعال قاره‌ای نوع آندی باشد (Shafaii Moghadam et al., 2015). رخنمون واحدهای کادومین در جنوب خاور آتاتولی عمدتاً گرانیتوئیدهایی به سن ۵۲۹ تا ۵۷۲ میلیون سال هستند که عمدتاً در میزبان‌های سنگ‌های دگرگونی نوپرو تروزیویک و به نسبت کم‌تر در سنگ‌های آتشفشانی به سن ۵۵۹ تا ۵۸۱ میلیون سال می‌باشند (Beyarslan et al., 2016). رخنمون‌های کادومین ایران در محدوده‌هایی از جمله شمال باختر ایران (محدوده‌های زنجان-سلماس و خوی-ماکو به سن ۵۰۰ تا ۶۲۰ میلیون سال (Honarmand et al., 2018)، شمال باختر ایران (به سن ۵۲۵ تا ۵۶۰ میلیون سال (Bagherzadeh et al., 2015)، سندانج-سیرجان (به سن ۵۴۰ تا ۵۹۶ میلیون سال؛ Hassanzadeh et al., 2008) و ایران مرکزی (به سن ۵۲۵ تا ۵۹۹ میلیون سال (Sepidbar et al., 2020; Nayeibi et al., 2021) رخنمون یافته‌اند. شباهت سنی بین سنگ‌های ماگمایی کادومین ایران و ترکیه گویای یک ماگماتیسیم گسترده در اواخر نوپرو تروزیویک تا اوایل کامبرین است. از این رو سپیدبر و همکاران (Sepidbar et al., 2020) یک ماگماتیسیم گسترده را پیشنهاد کرده‌اند که در ۶۲۰ میلیون سال پیش آغاز و در ۵۵۰ میلیون سال پیش به تکامل رسیده و شواهد آن در ایران مرکزی و به سمت جنوب خاور تا شمال باختر ایران ادامه داشته است. داده‌های ژئوکرونولوژی چادرملو (به سن ۵۳۱ تا ۵۴۰ میلیون سال) همچنین تأییدی بر تکامل فرورائش در طول بخش شمالی گندوانا در زمان ادیاکاران هستند. این فرورائش بسته شدن شاخه اقیانوس پروتوتتیس بین خرده قاره ایران را به دنبال داشته است. شواهدی مبنی بر یک رژیم زمین‌ساختی کششی به دنبال عقب‌نشینی صفحه فرورونده شده در پی سنگ ترکیه و ایران وجود دارد که این امر سبب تشکیل مجموعه‌هایی از حوضه‌های کششی در ایران و ترکیه به موجب این برگشت صفحه فرورونده شده است. همچنین، شواهدی از بالاآمدگی گسترده گرانیتوئیدهای کادومین از ژرفا به سطح در نواحی از اروپای مرکزی (Iberia) تا نواحی خاور مدیترانه، ترکیه و ایران وجود دارد (Ramezani and Tucker, 2003). داده‌های به دست آمده از این پژوهش در تطابق کامل با اتفاق نظر بر روی تحول پی سنگ کادومین در ایران مرکزی است که نمونه‌های مورد مطالعه بی‌هنجاری‌های Nb-Ta و ترکیبات ایزوتوپی Sr-Nd-Pb نزدیک به حوضه‌های کادومین زرد و جلال

کتابنگاری

آقاباتی، س.ع، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.

سامانی، ب، ۱۳۷۱، معرفی سازند ساغند با رخساره‌ای ریفتی و جایگاه چینه‌نگاری آن در پرکامبرین پسین ایران مرکزی، فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، دوره ۲، شماره ۶، ص. ۳۲-۴۵.

شرکت مهندسين مشاور کانی کاوان شرق، آذر، ۱۳۹۰، گزارش زمین‌شناسی و ژئو کانسار سنگ آهن چادرملو.

References

Aftabi, A., Mohseni, S., Babeki, A., and Azaraien, H., 2009. Fluid inclusion and stable isotope study of the esfordi apatite-magnetite deposit, central, IRAN-A discussion. *Economic geology*, 104(1), pp.137-139. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.041>.

- Bagherzadeh, R.M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L., Stern, C.R., Santos, J.F., Rahimi, B., and Heidarian Shahri, M.R., 2015. U-Pb zircon geochronology, petrochemical and Sr-Nd isotopic characteristic of Late Neoproterozoic granitoid of the Bornaward Complex (Bardaskan-NE Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 111, 54–71. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.05.019>.
- Baier, J., Audetat, A., and Keppler, H., 2008- The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 267, 290–300. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.032>.
- Berberian, M., and King, G.C.P., 1981. Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran, *Can. J. Earth Sci.* 18, No. 2. Pp. 210-265.
- Beyarslan, M., Lin, Y.C., Bingol, A.F., and Chung, S.L., 2016. Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin and tectonic implication of Cadomian (Ediacaran-Early Cambrian) magmatism in SE Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 130, 223–238. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.08.006>.
- Borumandi, H., 1973. Petrographische und Lagerst Attenkundliche Untersuchungen der Esfordi-Formation Zwischen Mishdovan und Kushk bei Yazd/Zentral Iran, Unpublished Ph.D. thesis. University of Aachen, Germany.
- Chaharlang, R., and Ghorbani, M.R., 2020. A hidden crust beneath the central Urumieh-Dokhtar Magmatic Arc revealed by inherited zircon ages, Tafresh, Iran: *Geological Journal* 55, 3770-3781. <https://doi.org/10.1002/gj.3631>.
- Chappell, B.W., Bryant, C.J., Wyborn, D., White, A.J.R., and Williams, I.S., 1998. High and low temperature I-type granites. *Resource Geology*, 48(4), pp.225-235.
- Chiu, H.Y., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Melkonyan, R., Pang, K.N., Lee, H.Y., Wang, K.L., Mohammadi, S.S., and Khatib, M.M., 2017. Zircon Hf isotopic constraints on magmatic and tectonic evolution in Iran: Implications for crustal growth in the Tethyan orogenic belt. *Journal of Asian Earth Sciences* 145, 652-669. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2017.06.011>.
- Daniel, C., and Pin, C., 2001. Single-stage method for the simultaneous isolation of lead and strontium from silicate samples for isotopic measurements. *Analytica Chimica Acta* 426(1), 95-103. [https://doi.org/10.1016/S0003-2670\(00\)01185-5](https://doi.org/10.1016/S0003-2670(00)01185-5).
- Duggen, S., Hoernle, K., van den Bogaard, P., and Garbe-Schönberg, D., 2005. Post-collisional transition from subduction-to intraplate-type magmatism in the westernmost Mediterranean: Evidence for continental-edge delamination of subcontinental lithosphere: *Journal of Petrology*, 46, 1155–1201. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi013>.
- Förster, H., and Jafarzadeh, A., 1994. The Bafq mining district in central Iran; a highly mineralized Infracambrian volcanic field. *Economic Geology*, 89(8), 1697-1721.
- Furman, T., and Graham, D., 1999. Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: Geochemical evidence from the Kivu volcanic province. *Lithos* 48, 237-262. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00031-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00031-6).
- Haghipour, A., and Pelissier, G., 1977. Geological map of the Biabanak-Bafq area. Geological Survey of Iran.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D.F., Horton, B.K., Axen, G.J., Stockli, L.D., Grove, M., Schmitt, A.K., and Walker, J.D., 2008. U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic–Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. *Tectonophysics*, 451(1-4), pp.71-96.
- Hawkesworth, C., Kelley, S., Turner, S., Le Roex, A., and Storey, B., 1999. Mantle processes during Gondwana break-up and dispersal. *Journal of African Earth Sciences*, 28(1), pp.239-261. [https://doi.org/10.1016/S0899-5362\(99\)00026-3](https://doi.org/10.1016/S0899-5362(99)00026-3).
- Heidarian, H., Alirezaei, S., and Lentz, D.R., 2017. Chadormalu Kiruna-type magnetite-apatite deposit, Bafq district, Iran: Insights into hydrothermal alteration and petrogenesis from geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope data. *Ore Geology Reviews*, 83, pp.43-62.
- Heidarian, H., Lentz, D.R., Alirezaei, S., McFarlane, C.R., and Peighambari, S., 2018. Multiple stage ore formation in the Chadormalu Iron Deposit, Bafq Metallogenic Province, Central Iran: Evidence from BSE imaging and apatite EPMA and LA-ICP-MS U-Pb geochronology. *Minerals*, 8(3), p.87.
- Honarmand, M., Li, X.H., Nabatian, G., Rezaeian, M., and Etemad-Saeed, N., 2016. Neoproterozoic-Early Cambrian tectono-magmatic evolution of the Central Iranian terrane, northern margin of Gondwana: Constraints from detrital zircon U-Pb and Hf-O isotope studies. *Gondwana Research* 37, 285-300. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2016.05.007>.
- Honarmand, M., Xiao, W., Nabatian, G., Blades, M.L., dos Santos, M.C., Collins, A.S., and Ao, S., 2018. Zircon U-Pb-Hf isotopes, bulk-rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes from late Neoproterozoic basement in the Mahneshan area, NW Iran: Implications for Ediacaran active continental margin along the northern Gondwana and constraints on the late Oligocene crustal anatexis. *Gondwana Research* 57, 48–76. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2017.12.009>.
- Huang, K.F., Blusztajn, J., Oppo, D.W., Curry, W.B., and Peucker-Ehrenbrink, B., 2012. High-precision and accurate determination of neodymium isotopic compositions at nanogram levels in natural materials by MC-ICP-MS. *J. Anal. At. Spectrom.* 27, 1560–1567. <https://doi.org/10.1039/C2JA30123G>.
- Jami, M., 2005. *Geology, Geochemistry and Evolution of the Esfordi Phosphate - Iron Deposit, Bafq Area, Central Iran*. NSW University, Ph.D. thesis, 328 P.
- Kepezhinskas, P., McDermott, F., Defant, M., Hochstaedter, A., Drummond, M.S., Hawkesworth, C.J., Koloskov, A., Maury, R.C., and Bellon, H., 1997. Trace element and Sr-Nd-Pb isotopic constraints on a three-component model of Kamchatka Arc petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (3), 577-600. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00349-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00349-3).
- Middlemost, E.A., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-science reviews*, 37(3-4), pp.215-224.
- Mokhtari, M.A.A., Zadeh, G.H., and Emami, M.H., 2013. Genesis of iron-apatite ores in Posht-e-Badam Block (Central Iran) using REE geochemistry. *Journal of earth system science*, 122(3), pp.795-807. <https://doi.org/10.1007/s12040-013-0313-z>.
- Moore, F., and Modabberi, S., 2003. Origin of Choghart iron oxide deposit, Bafq mining district, Central Iran: new isotopic and geochemical evidence. *Journal of Sciences Islamic Republic of Iran*, 14(3), 259-270.
- Morata, D., Oliva, C., de la Cruz, R., and Suarez, M., 2005. The Bandurrias gabbro; late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian cordillera. *J. S. Am. Earth Sci.* 18, 147–162. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2004.09.001>.

- Moritz, R., Rezeau, H., Ovtcharova, M., Tayan, R., Melkonyan, R., Hovakimyan, S., Ramazanov, V., Selby, D., Ulianov, A., Chiaradia, M., and Putlitz, B., 2016- Long-lived, stationary magmatism and pulsed porphyry systems during Tethyan subduction to post-collision evolution in the southernmost Lesser Caucasus, Armenia and Nakhitchevan. *Gondwana Research* 37, 465–503. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2015.10.009>.
- Nayebi, N., Esmaeili, D., Chew, D.M., Lehmann, B., and Modabberi, S., 2021. Geochronological and geochemical evidence for multi-stage apatite in the Bafq iron metallogenic belt (Central Iran), with implications for the Chadormalu iron-apatite deposit. *Ore Geology Reviews*, 132, p.104054.
- Nutman A.P, Mohajjel, M., Bennett, V.C., and Fergusson, C.L., 2014. Gondwanan Eoarchean-Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence. *Canadian Journal of Earth Science* 51, 272-285. <https://doi.org/10.1139/cjes-2013-0138>.
- Pearce, J.A., and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science Letters* 23, 251-285. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.23.050195.001343>.
- Pearce, T. H., 1984. The analysis of zoning in magmatic crystals with emphasis on olivine. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 86 (2), 149–154. <https://doi.org/10.1007/BF00381841>.
- Peters, S.T., Alibabaei, N., Pack, A., McKibbin, S.J., Raeisi, D., Nayebi, N., Torab, F., Ireland, T., and Lehmann, B., 2020. Triple oxygen isotope variations in magnetite from iron-oxide deposits, central Iran, record magmatic fluid interaction with evaporite and carbonate host rocks. *Geology*, 48(3), pp.211-215. <https://doi.org/10.1130/G47858Y.1>.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., and Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298, 209–217. [https://doi.org/10.1016/0003-2670\(94\)00274-6](https://doi.org/10.1016/0003-2670(94)00274-6).
- Ramezani, J., 1997. Regional geology, geochronology and geochemistry of the igneous and metamorphic rock suites of the Saghand area, Central Iran. Washington University in St. Louis.
- Ramezani, J., and Tucker, R.D., 2003. The Saghand region, Central Iran: U–Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. *Am J Sci* 303, 622–665. <http://dx.doi.org/10.2475/ajs.303.7.622>.
- Rudnick, R.L., and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In *The Crust* (3) (ed. R. L. Rudnick), 1-64. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(95\)00038-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(95)00038-2).
- Sahandi, M., Baumgartner, S., and Schmidt, K.T., 1984. Contributions to the stratigraphy and tectonics of the Zeber-Kuh range (east Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie-Abhandlungen*, pp.345-357. DOI: 10.1127/njgpa/168/1984/345.
- Scher, H. D., and Delaney, M. L., 2010. Nd isotope composition of fossil fish teeth of ODP Hole 119-738B. *PANGAEA*, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.780523>.
- Sepidbar, F., Moghadama, H.S., Li, C., Stern, R.J., Jiantang, P., and Vesali, Y., 2020. Cadomian Magmatic Rocks from Zarand (SE Iran) Formed in a Retro-Arc Basin. *Lithos* 366–367. 105569. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2020.105569>.
- Shafaii Moghadam, H., Li, X.H., Ling, X.X., Santos, J.F., Stern, R.J., Li, Q.L., and Ghorbani, G., 2015. Eocene Kashmar granitoids (NE Iran): Petrogenetic constraints from U–Pb zircon geochronology and isotope geochemistry. *Lithos*, 216, pp.118-135. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.12.012>.
- Shand, S.J., 1943. Eruptive rocks: their genesis, composition, and classification, with a chapter on meteorites. J. Wiley & sons, Incorporated.
- Shinjo, R., Ginoza, Y., and Meshesha, D., 2010. Improved method of Hf separation from silicate rocks for isotopic analysis using the Ln–spec resin column. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences* 105, 297–302. <https://doi.org/10.2465/jmps.091011>.
- Stampfli, G.M., Hochard, C., Vêrard, C., Wilhem, C., and Von Raumer, J.V., 2013. The formation of Pangea: Tectonophysics, 593, 1–19. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.037>.
- Sun, S.S., and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society (London) 42, 313–345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>.
- Thirlwall, A.P., 1994. Growth And Development: With Special Reference To Developing: with Special Reference to Developing Economies. Macmillan International Higher Education.
- Torab, F. M., 2008. Geochemistry and Metallogeny of Magnetite Apatite Deposits of the Bafq Mining District, Central Iran. Univ.-Bibliothek.
- Torab, F.M., and Lehmann, B., 2007. Magnetite-apatite deposits of the Bafq district, Central Iran: apatite geochemistry and monazite geochronology. *Mineralogical Magazine* 71, 347–363.
- Vesali, Y., Sepidbar, F., Palin, R.M., and Chiaradia, M., 2021. Crustal architecture studies in the Iranian Cadomian arc: Insights into source, timing and metallogeny. *Ore Geology Reviews*, p.104280. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104280>.
- Waight, T.E., Weaver, S.D., Muir, R.J., Maas, R., and Eby, G.N., 1998. The Hohonu Batholith of North Westland, New Zealand: granitoid compositions controlled by source H₂O contents and generated during tectonic transition. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 130(3-4), pp.225-239. <https://doi.org/10.1007/s004100050362>.
- Watson, E.B., 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70(4), pp.407-419.
- White, A.J.R., and Chappell, B.W., 1983. Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Roddick, J. A. (ed.) *Circum-Pacific Plutonic Terranes*. Geological Society of America, Memoir, 159, 21-34. <https://doi.org/10.1130/MEM159-p21>.
- Williams, G.J., and Houshmand Zadeh, A., 1966. A petrological and genetic study of the Choghart iron ore body and the surrounding rocks. *Geological Survey of Iran*, 18p.
- Zen, E.A., 1986. Aluminum enrichment in silicate melts by fractional crystallization: some mineralogic and petrographic constraints. *Journal of Petrology*, 27(5), 1095-1117. <https://doi.org/10.1093/petrology/27.5.1095>.

Original Research Paper

Geochemistry and petrogenesis of intrusive rocks of Chadormalu deposit; an implication on whole rock geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopes

Niloofer Nayeibi¹, Dariush Esmaily^{1*}, Soroush Modabberi¹, Ryuichi Shinjo², Reza Deevsalar³ and Bernd Lehmann⁴

¹ School of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

² Department of Physics and Earth Sciences, University of the Ryukyus, Okinawa, Japan

³ Department of Geological Sciences, University of Saskatchewan, Saskatoon, SK S7N 5E2, Canada

⁴ Institute of Mineralogy and Mineral Resources, Technical University of Clausthal, Clausthal-Zellerfeld, Germany

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 September 11

Accepted: 2022 February 21

Available online: 2022 December 22

Keywords:

Central Iran

Plutonic rocks

Sr-Nd-Pb isotopes

Cadomian

ABSTRACT

Sr-Nd-Pb isotopes and whole-rock geochemical analyses were carried out on plutonic rocks of the Chadormalu district to constrain the magmatic history of the Cadomian orogeny of the northern Gondwana margin during Late Precambrian–Early Paleozoic times. Despite the similarities in the geochemical data, i.e., calc-alkaline affinity, enrichment in large ion lithophile elements (e.g., Rb, Ba, K, and Cs), and depletion in high field strength elements, e.g., Nb, Ta, P, Ti, and rare earth element patterns, bulk rock Sr-Nd isotope data rule out the co-magmatic nature of investigated basic (gabbro) and felsic (granite) magmas. Sr-Nd isotopic data (e.g., $\epsilon Nd_{(t)} = -3.6$ to $+1.8$) along with rather high $(^{207}Pb/^{206}Pb)_t$ attest to the crust-dominant, and mantle-derived melts for the granitoids and gabbros, respectively. The investigated zircons yielded the older ages for the gabbroic samples. The extensional tectonic regime is followed by slab retreat or delamination brought flare-up of the oldest arc-related igneous rocks and interacted with Cadomian basement to form the investigated granitoid melts. The gabbroic rocks show geochemical and isotopic disruption and elevation of L-MREE/HREE ratios on the chondrite-normalized rare earth element (REE) patterns; interpreting the evidences of mantle heterogeneity and interaction with Paleoproterozoic basement.

* Corresponding author: Dariush Esmaily; E-mail: dsmaeli@ut.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2022.301762.1930

 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.4.5.1

