



مطالعات پترولوژی، ژئوشیمی و جایگاه زمین‌ساختی مجموعه ماگمایی مولد کانسار اسکارن آهن تخت، شمال شرق همدان

سید نعمت‌اله حقیقی بردینه، رضا زارعی سهامیه*، حسن زمانیان و احمد احمدی خلجی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

دریافت مقاله: ۱۳۹۶/۰۶/۱۷، پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۲۷

چکیده

مجموعه ماگمایی و کانسار آهن تخت در شمال شرق شهر همدان و در شمال کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر قرار دارد. این مجموعه شامل سنگ‌های آتشفشانی- درونی است که سنگ‌های آتشفشانی از داسیت، ریوداسیت، تراکی آندزیت و سنگ‌های آذرآواری (توف و آگلومرا) تشکیل شده‌اند و سنگ‌های درونی به‌طور غالب عبارتند از: گرانودیوریت و دیوریت آنکلاودار و به‌مقدار کمتر گابرو. نفوذ توده‌های درونی یادشده به‌درون آهک کرتاسه، کانی‌سازی آهن اسکارن کلسیک را سبب شده است. سنگ‌های آذرین درونی اغلب از نوع متآلومین و گروه کالک آلکالن هستند. نسبت‌های Sr/Nd، Nb/La و Th/U نشان می‌دهد گرانودیوریت اغلب از ذوب پوسته قاره‌ای شکل گرفته است و آنکلاوها بیشتر منشأ ماگمای مافیک جبه‌ای را نشان می‌دهند. نمودارهای عنکبوتی عناصر کمیاب و REE در نمونه‌ها دارای آنومالی منفی Nb, Sr, Ti, P و Eu و آنومالی مثبت در Th, K, Yb و Rb بوده که بیانگر نقش مواد جبه‌ای و پوسته‌ای در منشأگیری ماگماست. ویژگی‌های هم‌زمان گرانیتوئیدهای I و A و نیز ویژگی ماگماتیسیم درون و حاشیه قاره نشان می‌دهد، ماگمای تخت هیبریدی است و امکان حضور هم‌زمان مذاب‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای وجود دارد (سطح بالایی از HFSEs و LILEs). سن سنجی U-Pb زیر کن برای توده گرانودیوریتی، سن 0.7 ± 0.2 تا 16.8 ± 0.7 میلیون سال (دوره میوسن) را نشان می‌دهد. در مجموعه ماگمایی تخت مقادیر ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین 0.70678 تا 0.70778 در هزار است و مقدار ϵNd نیز مقادیر منفی داشته و بین -0.79398 تا -5.83370 هستند. ویژگی‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان از منشأ گرفتن مجموعه ماگمایی تخت از پوسته اقیانوسی شکسته شده همراه با آرایش پوسته قاره‌ای در مرحله پس از برخورد است. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد برخورد صفحه عربی و ایران قبل از میوسن رخ داده و ماگماتیسیم در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر بعد از بسته شدن نئوتیس نیز ادامه داشته است؛ به‌طوری که بررسی‌های ایزوتوپی، سن سنجی و ژئوشیمیایی منطقه مورد بررسی که بخشی از کمر بند ارومیه- دختر شمالی محسوب می‌شود، بیانگر این موضوع است.

واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت، ژئوشیمی، سن سنجی، ایزوتوپ Sr-Nd، پس از برخورد، اسکارن آهن تخت

مقدمه

طول‌های جغرافیایی $48^{\circ}35'$ و $48^{\circ}48'$ شرقی و عرض‌های $35^{\circ}30'$ و $35^{\circ}38'$ شمالی قرار گرفته است. منطقه مورد بررسی از نظر تقسیمات کشوری در بخش سردرود، شهر دمنق از توابع

مجموعه ماگمایی تخت در حدود ۱۲۰ کیلومتری شمال شرق همدان، در ۴۲ کیلومتری غرب شهر رزن و در گستره‌ای بین

می دهد که برخورد اولیه و ابتدایی در ائوسن بالایی تا الیگوسن رخ داده است (Jolivet and Faccenna, 2000; Agard et al., 2005; Vincent et al., 2005; Ballato et al., 2010). هدف از این پژوهش، تعیین ویژگی‌های ژئوشیمیایی-ایزوتوپی و تعیین منشأ مجموعه ماگمایی تخت به صورت دقیق و مستند است که این اطلاعات می‌تواند در شناخت تاریخچه و ارائه مدل زمین‌ساختی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر مفید و مؤثر واقع شود.

روش مطالعه

در طی بررسی‌های صحرایی، حدود ۸۰ نمونه از سنگ‌های مختلف منطقه اعم از آذرین درونی، بیرونی و اسکارن برداشت شد. این نمونه‌ها برای بررسی مقاطع نازک و صیقلی و انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی، سن‌سنجی U-Pb روی زیرکن و ایزوتوپ‌های ناپایدار Rb-Sr و Sm-Nd استفاده شد. از بین این نمونه‌ها، تعداد ۱۶ نمونه که دارای کمترین میزان دگرسانی بودند و با اهداف موردنظر در پژوهش سازگاری بیشتری داشتند، برای انجام آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب شدند. عناصر اصلی این نمونه‌ها با استفاده از روش XRF و با استفاده از دستگاه Optima 700DV در آزمایشگاه Lab West کشور استرالیا مورد آنالیز قرار گرفتند. مقادیر عناصر فرعی نیز توسط دستگاه ICP مدل NeXION 300 در همان آزمایشگاه اندازه‌گیری شدند که نتایج آنها در بخش ژئوشیمی ارائه شده است. آماده‌سازی نمونه‌ها در این آزمایشگاه توسط روش AF02 انجام شد که در آن ۰/۱ گرم از نمونه با لیتیم بورات یا لیتیم تترابورات مخلوط شده است و در دمای ۱۰۰۰ درجه سانتی‌گراد ذوب می‌شود تا گلوله‌ای شیشه‌ای به دست آید. سپس این گلوله در اسید رقیق حل و محلول توسط دستگاه آنالیز شد. با توجه به حضور زیرکن‌ها تنها در نمونه‌های گرانودیوریتی مورد بررسی و نبود این کانی در دیگر سنگ‌ها، گرانودیوریت‌ها برای انجام آنالیز ایزوتوپی U-Pb جهت سن‌سنجی انتخاب شدند. زیرکن‌ها از سه نمونه با وزن حدود ۴/۵ کیلوگرم در

شهرستان رزن در شمال استان همدان قرار دارد. در تقسیم‌بندی پهنه‌های زمین‌ساختی ایران (Alavi, 1994)، محدوده تخت جزئی از بخش شمالی کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر است که در حاشیه غربی این زون قرار گرفته است. یکی از ویژگی‌های این مجموعه که اهمیت بررسی آن را دوچندان کرده، وجود کانی‌زایی آهن تخت است که به صورت اسکارن در سنگ‌های آهکی مجاور توده‌های نفوذی مجموعه تخت با ترکیب مافیک و حدواسط رخنمون دارد. مجموعه سنگ‌های آذرین بیرونی و درونی منطقه تخت در ارتباط با فعالیت ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس است. زون ماگمایی ارومیه- دختر از جمله مهم‌ترین عوارض ناشی از نئوتتیس است (Berberian and King, 1981).

فرورانش پوسته اقیانوس نئوتتیس به زیر صفحه ایران در دوره ترشیری عامل تشکیل کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر شده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Kananian et al., 2017). کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر با امتداد شمال غرب- جنوب شرق با طول حدود ۱۷۰۰ کیلومتر و عرض حدود ۱۰۰ کیلومتر اغلب از سنگ‌های آتشفشانی به همراه توده‌های نفوذی کوچک تشکیل شده است که ویژگی‌های کمان‌های ماگمایی نوع آند را دارند (Berberian and Berberian, 1981; Alavi, 1994; Mohajjel et al., 2003; Rasouli et al., 2017). تاریخچه زمین‌ساختی نئوتتیس بسیار پیچیده است. بازشدگی ریفت و تولد اقیانوس نئوتتیس در زمان پرمین- تریاس بوده است (Agard et al., 2005). زمان شروع فرورانش در نئوتتیس توسط محققان مختلف از تریاس بالایی تا ژوراسیک ابتدایی یا ژوراسیک پایانی در نظر گرفته شده است (Berberian and King, 1981; Mohajjel et al., 2003; Arvin et al., 2007). برای زمان برخورد نهایی و بسته شدن نئوتتیس زمان‌های مختلفی ارائه شده است که از کرتاسه بالایی (Berberian and King, 1981) تا میوسن (Berberian and Berberian, 1981) را در بر می‌گیرد و حتی توسط برخی از پژوهشگران زمان ارائه شده برای برخورد، پلیوسن است (Stocklin, 1968). با این حال شواهد نشان

بررسی به‌عنوان بخشی از پهنه ارومیه- دختر شامل واحدهای رسوبی، آذرین و دگرگونی است که قدیمی‌ترین واحد، سنگ‌های دگرگون شیست و مرمر ژوراسیک بوده که توسط کربنات‌های سنگ آهکی کرتاسه پوشیده شده است (شکل ۱). واحدهای سنگی ترشیاری با دگرشیبی بر روی واحدهای قدیمی تر قرار گرفته است که با کنگلومرای سازند فجن آغاز می‌شود. بخشی زیادی از وسعت محدوده مورد بررسی را سنگ‌های آتشفشانی ترشیاری و توده‌های نفوذی تشکیل می‌دهد که سازنده مجموعه ماگمایی تخت و هدف اصلی این پژوهش هستند. واحدهای سنگی آتشفشانی شامل داسیت، ریوداسیت، تراکی آندزیت همراه با آگلومرا و توف بوده که با ماسه‌سنگ، کنگلومرا (احتمالاً سازند فجن) پوشیده شده‌اند. سازند قم (با سن الیگو- میوسن) شامل رسوبات دریایی سنگ آهک، مارن، توف و با میان‌لایه‌های تبخیری است که با مرز ناپیوسته روی دیگر واحدها قرار گرفته است. توده‌های نفوذی دیوریتی و گرانودیوریتی مجموعه تخت درون واحدهای قدیمی تر از خود نفوذ کرده است. کانی‌سازی آهن در بخش شرقی منطقه مورد بررسی در بین توده نفوذی و لایه‌های سنگ آهکی کرتاسه برون‌زد دارد (شکل ۲). سیالات کانساز سبب دگرسانی وسیعی شده است که آثار آن به‌صورت لایه‌های نازکی از اپیدوت بر روی سنگ‌های هم‌جوار کانساز دیده می‌شود. در درون گرانودیوریت‌های منطقه، انکلاوهای با شکل کشیده و مدور، دارای مرز مشخص و به‌رنگ خاکستری مایل به سیاه به چشم می‌خورند (شکل ۲). واحدهای آبرفت کواترنری، جوان‌ترین واحد زمین‌شناسی در منطقه است.

کانی‌سازی

در کانساز آهن تخت ارتباط ژنتیکی مشخصی بین سنگ‌های گرانودیوریتی، کربنات‌های کرتاسه و کانی‌زایی آهن به‌صورت اسکارن وجود دارد (شکل ۳). ژئومتری ماده معدنی به شکل رگه‌ای، توده‌ای و عدسی شکل بوده و بافت آن توده‌ای، برشی، پراکنده است. شکل حضور ماده معدنی تابع رابطه آهک و سیال

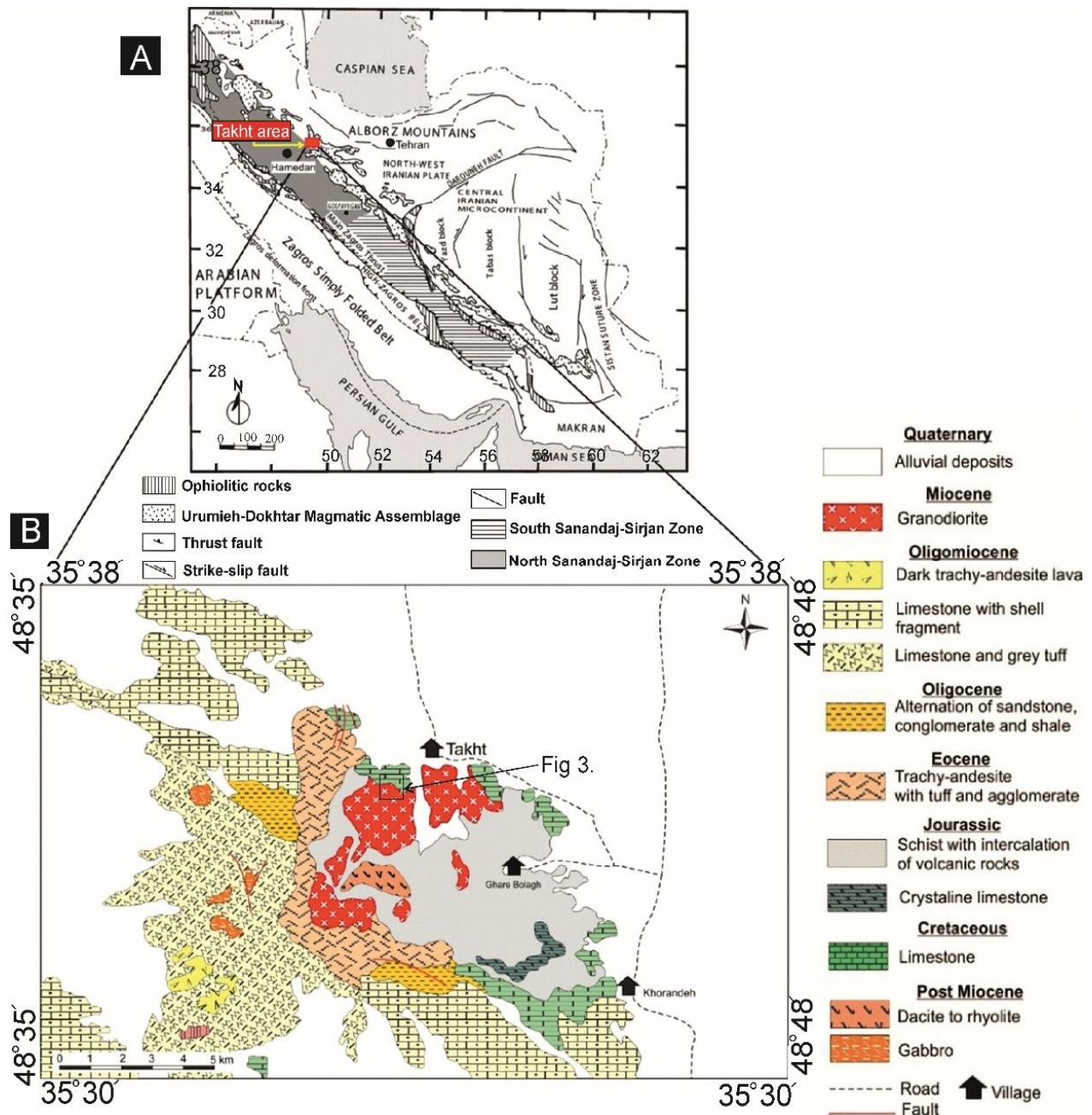
سازمان زمین‌شناسی کشور با روش‌های استاندارد خردایش، جداسازی و از طریق انتخاب کردن کانی‌های زیرکن سالم زیر میکروسکوپ بیناکولار جدا شدند. زیرکن‌ها برای انجام آنالیزهای مربوطه به دانشگاه آریزونا فرستاده شدند. در آنجا زیرکن‌ها بر روی اپکسی قرار گرفته و صیقل داده شدند و از آنها با استفاده از میکروسکوپ الکترون میکروپروب مدل Hitachi S-3400N پویشی (SEM) مجهز به یک شناساگر کاتودولومیناسانس (CL) مدل Gatan Chroma CL2، عکس‌های CL تهیه شد. پیش از آنالیز ایزوتوپی، مقاطع تهیه شده در حمامی پر شده از محلول‌های HNO_3 ۱٪ و HCl ۱٪ شست‌وشو داده شدند تا هرگونه آلودگی ممکن سرب از آنها زدوده شود. سن سنجی هریک از زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌ها با استفاده از روش LA-ICPMS در محل Arizona Laser Chron Center انجام شد. برای تعیین منشأ ماگما تعداد ۱۴ نمونه سنگ کل جهت انجام آنالیز ایزوتوپ‌های Sr و Nd انتخاب شدند که ۴ نمونه از گرانودیوریت‌ها و تعداد ۲ نمونه از سایر سنگ‌ها بوده است. انتخاب نمونه‌ها بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، نتایج داده‌های XRF و ICP-MS صورت گرفت. این نمونه‌ها به دانشگاه Cape Town کشور افریقای جنوبی ارسال شدند و در آنجا مورد آنالیز ایزوتوپی قرار گرفتند. نمونه‌ها در ابتدا توسط دستگاه آسیاب تا اندازه ۶۰ میکرون خرد شدند. سپس پودرهای به‌دست آمده به مدت ۴۸ ساعت در محلول HNO_3 : HF با دمای ۱۴۰ درجه سانتی‌گراد در ظرف تفلونی حل و سپس خشک و نیترا ته شدند. در مرحله بعد نمونه‌ها در محلول HNO_3 در دمای ۱۴۰ درجه سانتی‌گراد به مدت یک ساعت دوباره حل شدند و سپس مورد آنالیز قرار گرفتند. تمامی مقادیر ایزوتوپی توسط دستگاه ICP-MS مدل NuPlasma HR اندازه‌گیری شد.

زمین‌شناسی

مجموعه ماگمایی تخت در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰۰ مرزبان قرار دارد (Majidifar and Shafeie, 2006). منطقه مورد

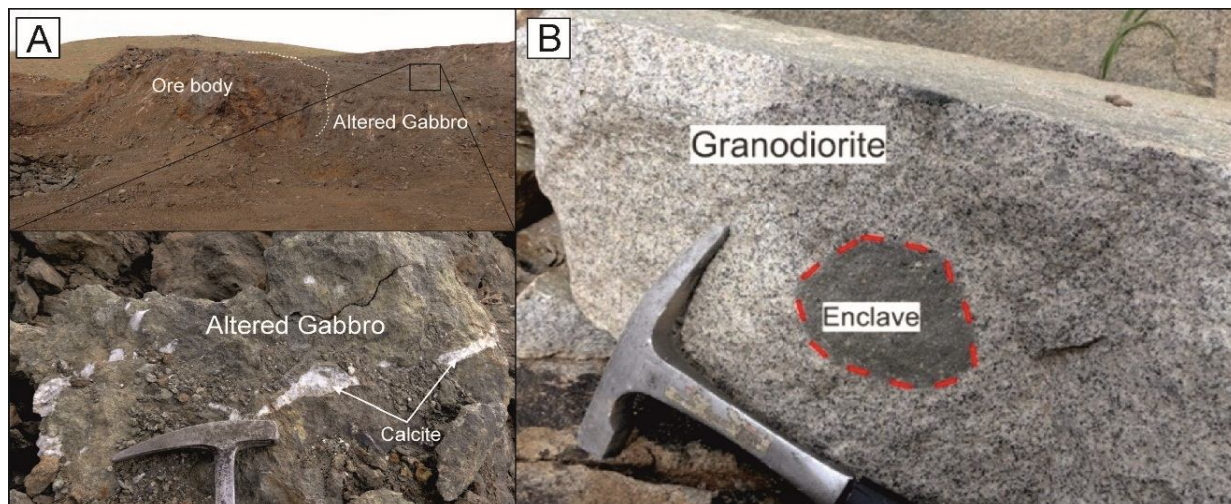
به‌عنوان فضای خالی مناسب باعث جای‌گیری ماده معدنی شده است. پس از ته‌نشست ماده معدنی این عملکرد زمین‌ساختی تأثیر داشته و باعث جابه‌جایی ماده معدنی و سنگ میزبان در برخی نقاط شده است.

گرمابی است؛ به‌طوری‌که در وهله اول شکستگی و گسل‌ها تعیین‌کننده محل و شکل کانی‌سازی هستند و در وهله دوم سیال گرمابی با جانشینی آهک و انحلال آن باعث قرارگیری ماده معدنی شده است. گسل‌ها هم به‌عنوان مجرای حرکت و هم



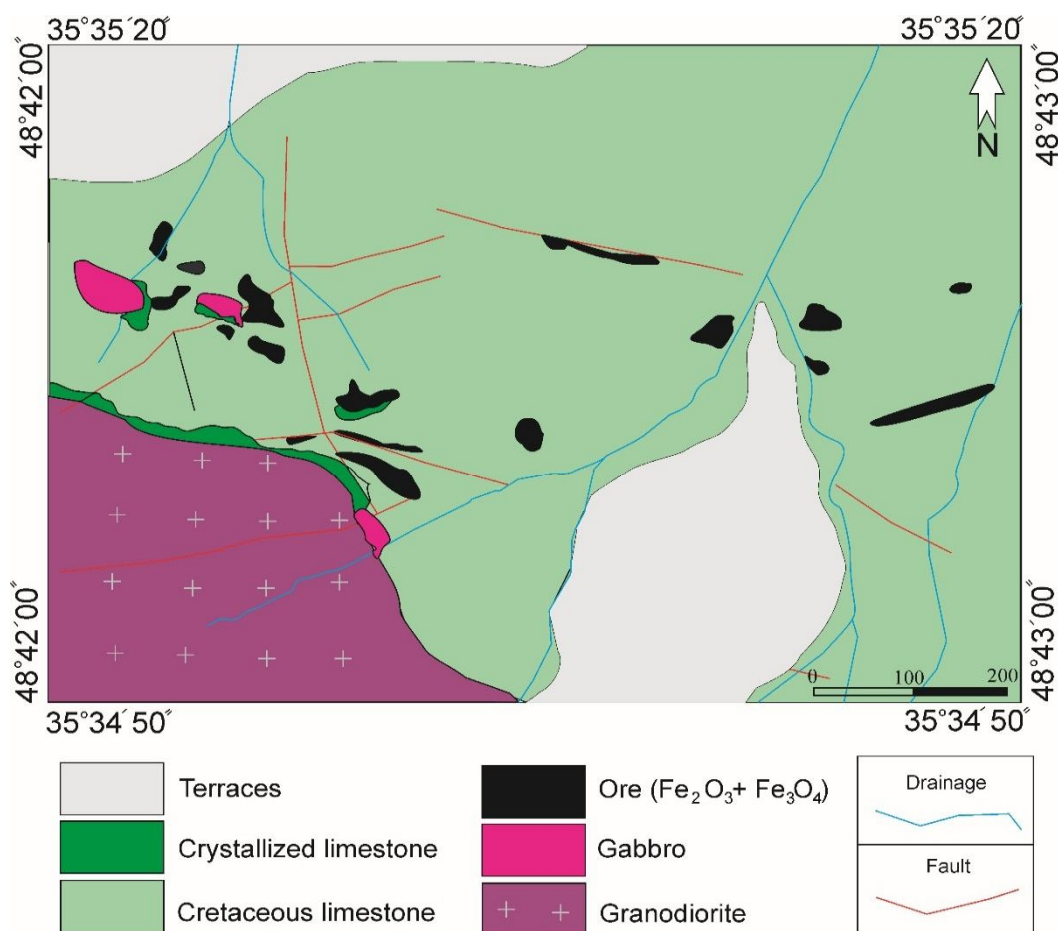
شکل ۱. A: موقعیت قرارگیری محدوده تخت در زون‌های ساختاری ایران و درون مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر (Ghasemi and Talbot, 2006) و B: نقشه زمین‌شناسی منطقه تخت (Majidifar and Shafeie, 2006)

Fig. 1. A: Lithotectonic map of Iran (Ghasemi and Talbot, 2006) and location of the Takht area in Urumieh-Dokhtar magmatic assemblage (UDMA), and B: Geology map of the Takht area (after Majidifar and Shafeie, 2006).



شکل ۲. A: کانی‌سازی اسکارن آهن در مجاورت توده گابرویی تخت و B: آنکلاو مافیک میکرو گرانولار درون گرانودیوریت تخت

Fig. 2. A: Fe-skarn mineralization next to the Takht gabbro intrusion, and B: Mafic micro-granular enclaves in the Takht granodiorite



شکل ۳. نقشه کانی‌سازی کانسار آهن تخت

Fig. 3. Minealization map of Takht iron deposit

آهن تخت شامل کانی‌های فلزی مگنتیت، پیریت، کالکوپیریت و کانی‌های باطله از جمله کلسیت، کوارتز، کلریت، اپیدوت، فلوگوپیت و گارنت است. در زون اکسیدان و برون‌زاد کانی‌هایی مانند همتایت، لیمونیت، گوتیت و مالاکیت از اکسیداسیون کانی‌های درون‌زاد حاصل شده است (شکل ۴).

پتروگرافی

الف) سنگ‌های آذرین درونی

گرانودیوریت: این سنگ‌ها به صورت توده‌های نفوذی بزرگ در جنوب و جنوب‌غربی روستای تخت برون‌زد دارد. اندازه دانه‌های گرانودیوریت‌ها در نمونه دستی متوسط (۱-۲ میلی‌متر) است و می‌توان ساخت پورفروئید را در آنها مشاهده کرد. کانی‌های روشن شامل پلاژیوکلاز (حدود ۵۰-۵۵ درصد حجمی)، کوارتز (حدود ۱۵-۲۰ درصد حجمی) و ارتوکلاز (حدود ۱۰-۱۵ درصد حجمی) است. در گرانودیوریت‌ها، پلاژیوکلاز هم به صورت فنوکریست (اندازه بزرگ‌تر از ۱ میلی‌متر) و هم بلورهای کوچک (اندازه ۰/۱-۰/۵ میلی‌متر) دیده می‌شود. گاهی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلازهای کوچک‌تر از خود هستند که نشان می‌دهد این بلورها از دو نسل متفاوت هستند. این فنوکریست‌ها همچنین زونینگ نشان می‌دهند (شکل ۵-A). با توجه به حضور انکلاو و شواهد رخداد آرایش بین ماگمای این سنگ‌ها و انکلاو می‌توان انتظار داشت که فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در نتیجه همین فرایند شکل گرفته باشند. بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها دارای اندازه ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر و بی‌شکل هستند. بلورهای ریزتر کوارتز گاهی توسط درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند. بلورهای ارتوکلاز تقریباً هم اندازه با کوارتز نیز به صورت پراکنده در بیشتر بخش‌های سنگ به چشم می‌خورند. مقدار این کانی همواره کمتر از پلاژیوکلاز است؛ ولی به هر حال از کانی‌های مهم در این سنگ‌ها به حساب می‌آید. این ارتوکلازها در برخی نمونه‌ها اندکی درشت‌تر شده‌اند و به صورت فنوکریست هم دیده می‌شوند.

ابعاد کانی‌سازی از ۵ تا ۱۰۰ متر به صورت کشیده و هم‌بعد بوده که بر اساس گمانه‌های حفاری تا اعماق حدود ۵۰ نیز کانی‌سازی قابل ردیابی است. میزان ذخیره قطعی کانسار تخت ۱۷۶۲۱۹۰ تن و ذخیره احتمالی ۱۳۹۳۶۰ تعیین شده که در مجموع بالغ بر ۱۹۰۱۵۵۰ تن (کمتر از ۲ میلیون تن) بوده است. عیار آهن در نمونه‌ها بسیار متغیر بوده و از ۲۰ تا ۵۶ درصد اندازه‌گیری شده است. نمونه‌های سطحی اغلب از نوع همتایتی و نمونه‌های عمقی از نوع مگنتیتی هستند که تأثیر هوازدگی نیز در همه نقاط یکسان نبوده است. در قسمت‌هایی که کربنات دارای ضخامت بیشتری بوده، اسکارن آهن‌دار نیز دارای گستردگی بیشتر است. در کانسار تخت اسکارن درون سنگ آهک‌های کرتاسه به صورت برون اسکارن و به صورت ناچیز درون توده به صورت درون اسکارن تشکیل شده است. در مورد منشأ کانسار تخت باید گفت که در مرحله دگرگونی پس‌رونده، فلزات تحرک یافته همراه با سیالات فلزدار حاصل از سرد شدن توده نفوذی با آب‌های جوی سولفوردار مخلوط شده و در سنگ آهک‌های کرتاسه دارای فضای خالی، ساختار کانی‌سازی اسکارن کلسیک آهن تخت را به وجود آورده است. دمای سیال مولد کانی‌سازی بین ۱۵۳/۲ تا ۳۳۸/۳ درجه سانتی‌گراد و شوری آن از ۰/۸۲۷ تا ۲۵/۳۶ درصد وزنی نمک طعام به دست آمده است (Haghighi Bardineh et al., 2017). مقدار $\delta^{18}\text{O}$ کانی مگنتیت بین -۰/۴۶ تا +۲/۳۱ ‰ و مقدار $\delta^{18}\text{O}_{\text{water}}$ سیال مولد کانی‌سازی بین +۸/۱ تا +۱۰/۹ ‰ متغیر است. این مقدار مشابه با سیالات ماگمایی متعادل شده با منبع دارای ^{18}O بالاست؛ همچنین مقدار $\delta^{34}\text{S}$ در کانی پیریت ماده معدنی بین +۷/۳ تا +۱۲/۵ ‰ و مقدار $\delta^{34}\text{S}_{\text{H}_2\text{S}}$ سیال مولد کانی‌سازی بین +۵/۷ تا +۱۰/۹ ‰ است. این مقادیر مثبت دخالت منشأ سولفات‌های تبخیری را در تأمین گوگرد نشان می‌دهد (Haghighi Bardineh et al., 2017). دگرسانی‌های آرژیلیک، کربناتی، کلریتی، اپیدوتی و سیلیسی از دگرسانی‌های اصلی در این کانسار هستند که وسعت دگرسانی آرژیلیک و کربناتی از بقیه دگرسانی‌ها بیشتر است. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده کانسار

Minerals	Skarnization		Supergene
	Prograde	Retrograde	
Garnet	██████████		
Pyroxene	██████████		
Amphibolite	██████████		
Biotite		—————	
Phlogopite		██████████	
Serpentine		██████████	
Tremolite-actinolite		██████████	
Epidote		██████████	
Chlorite		██████████	
Sericite		—————	—————
Kaolinite		—————	—————
Magnetite	—————	██████████	
Pyrite		██████████	
Chalcopyrite		—————	
Specularite		—————	
Quartz	██████████	██████████	
Calcite	██████████	██████████	
Hematite			—————
Limonite			—————
Goethite			—————
Covellite			—————
Malachite			—————
	High ██████████	Medium ██████████	Low —————

شکل ۴. توالی همیافتی کانسار تخت

Fig. 4. Paragenetic sequence of Takht deposit

نمونه‌ها اندازه اوژیت‌ها بزرگ‌تر است و شکل آنها نیز کشیده‌تر می‌شود. اوژیت‌ها تا حدی اکتینولیتی و کلریتی شده‌اند که حاصل از آب‌گیری این کانی‌هاست. در بین نمونه‌های بررسی شده، برخی از آنها دارای بیوتیت بودند که یک فاز غنی از پتاسیم به حساب می‌آید. این بیوتیت‌ها حضور اندک داشته و دارای اندازه‌ای نسبتاً کوچک و با رنگ قهوه‌ای هستند. کانی‌های فرعی در گرانودیوریت‌های تخت شامل اپیدوت، اسفن و کانی‌های کدر می‌شوند. مقادیر این کانی‌ها در نمونه‌های مختلف متفاوت است. بافت‌های غالب در گرانودیوریت‌ها شامل پورفیروئیدی، انهدارال، گرانولار و پوئیکلیتی و آنتی راپاکیوی است. بافت دیگری که در این سنگ‌ها به چشم می‌خورد، بافتی است که در آن درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز توسط گوشته‌ای از ارتوکلاز در بر گرفته می‌شوند.

به نظر می‌رسد در این نمونه‌ها ارتوکلازها تحت تأثیر محلول‌های گرمابی بزرگ‌تر شده باشند؛ زیرا مقدار دگرسانی کانی‌های تیره نیز در این نمونه‌ها بالاست. کانی‌های تیره این نمونه‌ها شامل هورنبلند (حدود ۵-۱۰ درصد حجمی)، اوژیت (۰-۲۰ درصد حجمی) و بیوتیت (۰-۲۰ درصد حجمی) هستند که تا حدی دچار دگرسانی شده‌اند. هورنبلندها اغلب بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار بوده و دوقلویی‌های تکراری نیز گاهی در آنها دیده می‌شود. در نمونه‌های با دگرسانی شدیدتر، هورنبلندها تا حد زیادی با کلریت جایگزین شده‌اند (شکل ۵-B). هورنبلندها گاهی بلورهای کوچک‌تر کوارتز را در برمی‌گیرند که نشان می‌دهد پس از آنها متبلور شده‌اند. اوژیت نیز به صورت بلورهای کوچک و بی‌شکل در این سنگ‌ها دیده می‌شود. البته عمده حضور اوژیت در نمونه‌های دارای انکلاو مافیک است. در این

اثریت سازگار است. کانی‌های اویک و اپیدوت، کانی‌های فرعی مهم این سنگ‌ها هستند. کانی‌های ثانویه در این نمونه‌ها شامل کلریت و اکتینولیت می‌شود که در نتیجه دگرسانی هورنبلند و اوژیت شکل گرفته‌اند (شکل ۵-D). بافت‌های عمده این نمونه‌ها اینترگرانولار، پورفیروئید، اینترسرتال و پوئیکلیتیک هستند. بافت اینترسرتال در نمونه‌هایی به چشم می‌خورد که در آنها میزان دگرسانی بالاست و فضای بین پلاژیوکلازها را کانی‌های کلریت و اکتینولیت حاصل از دگرسانی اشغال کرده‌اند. حضور بافت اینترگرانولار که از ویژگی‌های سنگ‌های نیمه عمیق است، نشان می‌دهد که این دیوریت‌ها در نزدیکی سطح زمین سرد شده‌اند.

گابرو: گابروها مافیک‌ترین واحد سنگ آذرین در منطقه به حساب می‌آیند. این سنگ‌ها برون‌زدهای زیادی در منطقه ندارند؛ اما بیشتر در کنار کانسار آهن و نیز در بخش جنوب‌غربی منطقه به صورت بیرون‌زدگی‌های کوچک دیده می‌شوند. در اطراف کانسار، شدت دگرسانی به اندازه‌ای است که سبب تغییر رنگ و دگرسانی شدید سنگ شده؛ به گونه‌ای که گابرو تبدیل به سنگی ثانویه تجمع‌یافته از کانی‌های دگرسانی مانند کلریت و اپیدوت شده است (شکل ۵-E). پلاژیوکلاز (۶۰-۷۰ درصد حجمی) کانی روشن اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ بوده و مهم‌ترین کانی تیره آن پیروکسن (۲۰-۳۰ درصد حجمی) است. کانی فرعی این سنگ‌ها شامل کانی‌های کدر می‌شود که در مقادیر اندک در سنگ به چشم می‌خورند. سریسیت، اپیدوت، کلریت و اکتینولیت کانی‌های ثانویه این سنگ هستند. این کانی‌ها ثانویه حاصل دگرسانی کانی‌های پلاژیوکلاز و اوژیت تحت دگرسانی عمده پروپلیتیک هستند. شدت دگرسانی در برخی از نمونه‌های این سنگ‌ها نسبتاً شدید بوده که به دلیل قرار گرفتن در نزدیکی کانسار و تأثیر محلول‌های کانسار ساز است. بافت غالب گابروهای تخت سابه‌درال گرانولار تا انهدرال گرانولار است (شکل ۵-F). البته در برخی نمونه‌ها که پلاژیوکلازها کشیده‌تر هستند، بافت اینترگرانولار نیز دیده می‌شود. در نمونه‌هایی که شدت دگرسانی آنها زیاد است،

این بافت در نزدیکی مرز انکلاو-گرانودیوریت برخی نمونه‌ها به چشم می‌خورد و به‌عنوان شاهدهی برای رخداد آلیش ماگمایی در نظر گرفته شده است.

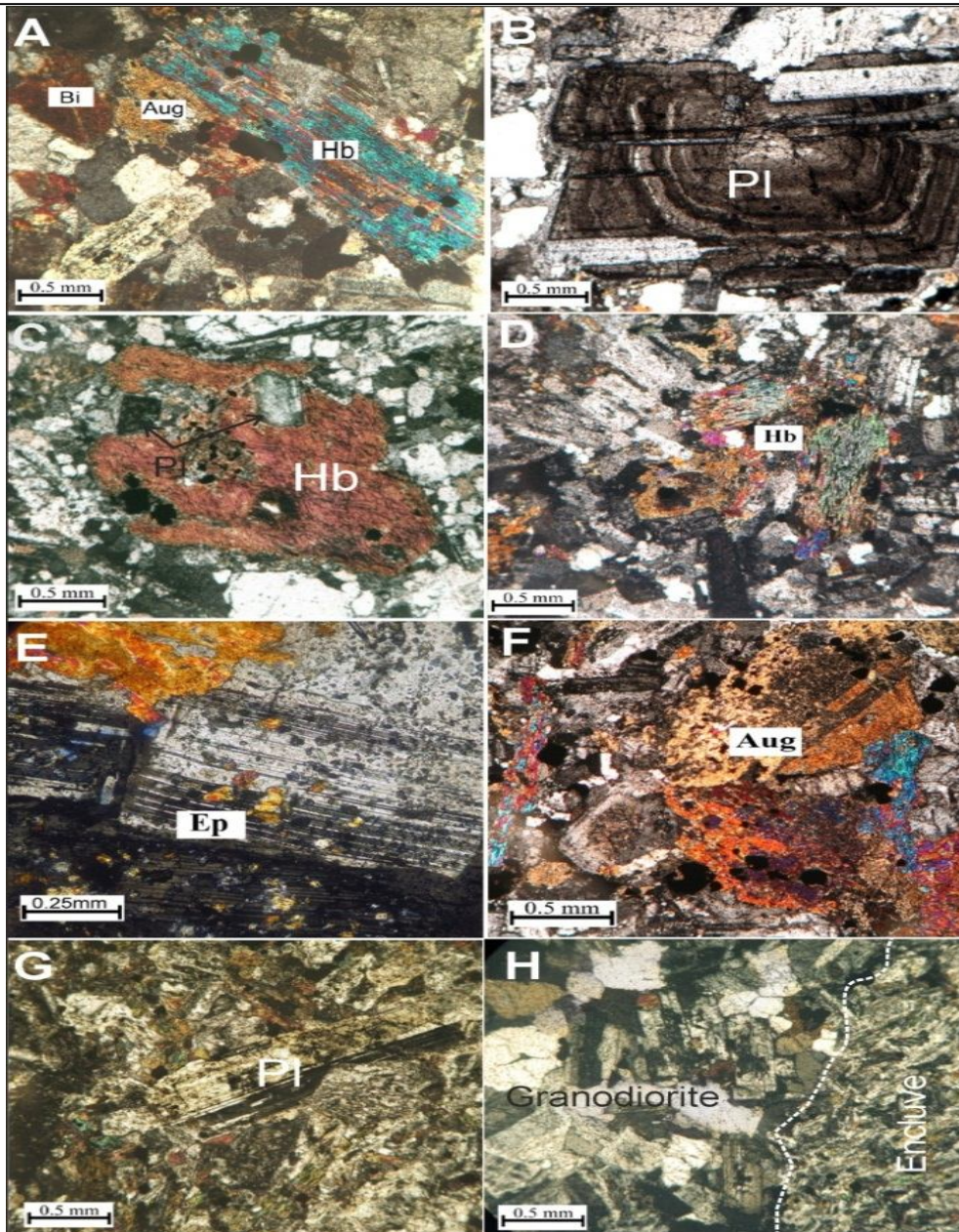
دیوریت: دیوریت پس از گرانودیوریت فراوان‌ترین سنگ آذرین درونی منطقه به‌شمار می‌آید. کانی‌های روشن شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۶۵ درصد حجمی)، ارتوکلاز (حدود ۵ درصد حجمی در بیشتر نمونه‌ها) و کوارتز (۰-۵ درصد حجمی) می‌شوند. پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست (اندازه ۲-۴ میلی‌متر) و نیز به صورت دانه‌های تشکیل‌دهنده زمینه در این سنگ‌ها حضور دارد (شکل ۵-C). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای زونینگ نسبی هستند؛ اما در همه نمونه‌ها به صورت مشخص دیده نمی‌شوند. به هر حال، این زونینگ شیمیایی نشان می‌دهد که تبلور این بلورها نیز به یک‌باره نبوده و در طی چندین مرحله به وجود آمده‌اند. در برخی از این کانی‌ها می‌توان تبدیل شدن به اپیدوت را مشاهده کرد. ارتوکلاز نیز در برخی از نمونه‌های دیوریت به صورت بسیار کمیاب و نادر دیده می‌شود. ارتوکلازها بی‌شکل و نسبتاً کوچک (۱-۲ میلی‌متر) هستند و تا حدی به سریسیت دگرسان شده‌اند. بلورهای بی‌شکل و ریز کوارتز (کوچک‌تر از ۱ میلی‌متر) نیز در برخی نمونه‌ها به صورت پراکنده، معمولاً در فضای خالی بین بلورهای پلاژیوکلاز، حضور دارند. کانی‌های فرومیزین شامل هورنبلند (۲۰-۳۰ درصد حجمی) و کلینوپروکسن (حدود ۲-۵ درصد حجمی) هستند. هورنبلندها به صورت بلورهای نیمه شکل‌دار و بیشتر به شکل فنوکریست در دیوریت‌ها دیده می‌شوند که به صورت بافت پوئیکلیتی دانه‌های کوچکی از پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌اند. این هورنبلندها در کنار و هم‌جوار با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شوند؛ اما گاهی شامل میان‌بارهای پلاژیوکلازها کوچک نیز هستند. هورنبلندها تا حدی به کلریت دگرسان شده‌اند که مقدار این دگرسانی در نمونه‌ها متفاوت است. کلینوپروکسن به صورت بلورهای ریز و بی‌شکل فضاهای بین دانه‌ای پلاژیوکلازها را اشغال کرده است. این بلورها زاویه خاموشی ۴۲-۴۶ درجه نشان می‌دهند که با کلینوپروکسن نوع

بافت اینترسرتال حضور دارد.

انکلاو: انکلاوها با مرز تدریجی درون گرانودیوریت‌ها حضور دارند (شکل ۵-G و H). کانی‌های روشن در این انکلاوها شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۶۵ درصد حجمی)، کوارتز (۰-۲۰ درصد حجمی) و ارتوکلاز (۲-۵ درصد حجمی) است. پلاژیوکلاز هم به صورت فنوکریست (اندازه ۱-۳ میلی‌متر) و هم به صورت بلورهای ریز تشکیل‌دهنده زمینه سنگ حضور دارد. فنوکریست‌های پلاژیوکلازها دارای زونینگ بوده؛ اما همیشه واضح نیست. با این حال در بلورهای قرار گرفته در نزدیکی مرکز گرانودیوریت مشخص‌تر می‌شود. در نتیجه تنش‌های برشی وارد شده به انکلاوها که سبب بیضوی شکل شدن آنها شده است، پلاژیوکلازهای زمینه تا اندازه‌ای جهت‌گیری نشان می‌دهند. در نزدیکی مرز انکلاو-میزبان می‌توان درشت‌بلورهای ارتوکلاز (اندازه ۰/۵-۱ میلی‌متر) بی‌شکل و کوارتز را مشاهده کرد. حضور فنوکریست‌های ارتوکلاز و کوارتز در نزدیکی مرز انکلاو-میزبان به رخداد آلیش و اختلاط ماگمایی نسبت داده شده است (Vernon, 2004). هورنبلند (۲۰-۲۵ درصد حجمی) و کلینوپروکسن (حدود ۵ درصد حجمی) کانی‌های تیره این نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند. این دو کانی بی‌شکل تا نیمه شکل دار بوده و در فضای بین پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند. عمده کانی فرعی انکلاوها اپیدوت، اسفن و کانی‌های کدر بوده که در بیشتر بخش‌های این سنگ‌ها به چشم می‌خورند. کانی‌های اکتینولیت، کلریت و سربیسیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند که در نتیجه دگرسانی هورنبلند، اوژیت و فلدسپات‌ها شکل گرفته‌اند. بافت غالب انکلاوها اینترگرانولار است که در برخی نقاط با درشت‌بلورهایی از پلاژیوکلاز و یا ارتوکلاز همراه شده است و به بافت پورفیروئید تبدیل می‌شود. شکل گرد و مدور انکلاوها نشان می‌دهد که آنها به صورت مایع یا نیمه جامد در درون ماگمای گرانودیوریتی افتاده‌اند و امکان آمیزش بین آنها وجود داشته؛ اما این آمیزش به اندازه‌ای نبوده است که ترکیب کانی‌شناسی هر دو را به‌طور کلی دچار تغییر و تحول کند.

ب) سنگ‌های آذرین بیرونی

داسیت: سنگ‌های با ترکیب داسیتی، قدیمی‌ترین بخش از ت آتشفشانی را تشکیل داده است و در مرکز منطقه مورد بررسی حضور دارد. این سنگ‌ها در بعضی از مناطق در زیر واحد آندزیتی و در برخی مناطق در بالای آندزیت بوده و این خود بیانگر توالی فوران آتشفشانی و غنی‌شدگی و فقیرشدگی اتاق ماگمایی از سیلیس است. کانی‌های روشن این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز (۶۵-۷۰ درصد حجمی)، کوارتز (۲۰-۲۵ درصد حجمی) و سانیدین (۲-۵ درصد حجمی) است (شکل ۶-A). پلاژیوکلازهای این سنگ‌ها به صورت فنوکریست و همچنین به صورت ریز بلور در زمینه دیده می‌شوند و در اغلب مواقع به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. برخی از کانی‌های پلاژیوکلاز تحت تأثیر دگرشکلی قرار گرفته و در آنها درز و شکاف‌هایی ایجاد شده است که با کلسیت پر شده‌اند. به‌طور کلی میزان دگرسانی در این نمونه‌ها بیشتر از تراکی آندزیت‌هاست. سانیدین‌های قابل تشخیص در مقطع همگی به صورت فنوکریست هستند و نمی‌توان آنها را در زمینه مقاطع شناسایی کرد. سانیدین‌ها تا حدی دگرسان شده‌اند که نسبت به پلاژیوکلازها شدت کمتری دارند. کوارتزهای این سنگ‌ها هم به صورت فنوکریست دیده می‌شوند و هم به صورت دانه‌های ریز در زمینه سنگ حضور دارند. از آنجایی که کوارتز دگرسان نمی‌شود، می‌توان در زمینه این سنگ‌ها، این کانی را به راحتی از سایر کانی‌ها تشخیص داد. فراوانی کوارتز در نمونه‌های مختلف اندکی متفاوت است؛ اما در همه آنها حضور مشخصی دارد. مهم‌ترین کانی تیره قابل تشخیص داسیت‌های منطقه تخت کانی هورنبلند (۵-۱۰ درصد حجمی) است. این کانی‌ها در بسیاری از مواقع دگرسان و به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۶-B). این دگرسانی موجب تغییر رنگ تداخلی آنها و ظاهری رشته‌مانند شده است. هورنبلندهای کمتر دگرسان شده نیمه شکل دار بوده و اندازه متوسطی دارند (۰/۵-۲ میلی‌متر). اوژیت در برخی نمونه‌ها به صورت بسیار پراکنده در اندازه‌های ریز و به صورت شکسته شده دیده می‌شود.



شکل ۵. سنگ‌های آذرین درونی منطقه تخت. A: دگرسان‌شدن هورنبلند به کلریت و اپیدوت در سنگ گرانودیوریت، B: فنوکریست پلاژیوکلاز زونینگ‌دار درون نمونه‌های مطالعه‌شده، C: بافت پوئیکلیتی در دیوریت که بلورهای هورنبلند بلورهای ریزتر پلاژیوکلاز را در بر گرفته‌اند، D: تبدیل هورنبلندها به کلریت، E: اپیدوتی‌شدن پلاژیوکلازها در گابروهای منطقه مورد بررسی، F: اوژیت‌های کلریتی و اپیدوتی‌شده، G: بافت پورفیروئید در انکلاو میکرودیوریتی، درشت‌بلور پلاژیوکلاز قرار گرفته در زمینه‌ای دانه‌ریز متشکل از پلاژیوکلاز، هورنبلند و اوژیت و H: مرز تدریجی بین انکلاو میکرودیوریتی و میزبان گرانودیوریتی. Hb: هورنبلند، Aug: اوژیت، Pl: پلاژیوکلاز، Ep: اپیدوت و پیروکسن، Bi: بیوتیت. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 5. The Takht plutonic rocks. A: Hornblende altered to epidote and chlorite in Takht granodiorite, B: Large zoned plagioclase phenocryst in the studied samples, C: poikilitic texture in diorite. Large hornblende encompass small plagioclases, D: hornblende altered to chlorite, E: epidotization of plagioclases in Takht gabbro, F: augite altered to chlorite and epidote, G: porphyroid texture in microdiorite enclave. Large plagioclase in fine crystal of plagioclase, hornblende and augite, and H: Gradational granodiorite-enclave boarder. Hb: hornblende, Aug: augite, Pl: plagioclase, Ep: epidote, Bi: biotite. (Whitney and Evans, 2010)).

است. کلینوپیروکسن (۱۰-۱۵ درصد حجمی) مهم‌ترین کانی تیره تراکی آندزیت‌هاست. بلورهای شکل‌دار و درشت (۲-۴ میلی‌متر) کلینوپیروکسن معمولاً به‌صورت درشت‌بلور و نیز ریزبلور در زمینه این سنگ‌ها حضور دارد. با توجه به مقدار زاویه خاموشی می‌توان این کلینوپیروکسن‌ها را از نوع اوژیت دانست. برخی از بلورهای اوژیت دچار دگرسانی شده و تا حدی به اکتینولیت و کلریت تبدیل شده‌اند و ظاهری رشته‌ای شکل یافته‌اند. هورنبلند به مقدار کم در این سنگ‌ها دیده می‌شود؛ اما به دلیل حضور بسیار اندک، بهتر است آن را جزو کانی‌های فرعی بدانیم. کانی‌های فرعی تراکی آندزیت منطقه تخت شامل اپیدوت، کوارتز و کانی‌های کدر می‌شوند. کوارتز در همه نمونه‌ها دیده نمی‌شود؛ اما گاهی می‌توان آن را به‌صورت بلورهای ریز و خردشده دید که به احتمال فراوان به‌صورت زینوکریست در این سنگ‌ها وارد شده است. کلریت و اکتینولیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند که در نمونه‌های دگرسان‌شده بیشتر دیده می‌شوند. نکته دیگر در مورد تراکی آندزیت‌ها، حضور خرده سنگ‌هایی کوچک اندازه (کوچک‌تر از ۲ سانتی‌متر) با ترکیب کوارتز و فلدسپاتی و شبیه به ماسه‌سنگ در برخی از آنهاست. در واقع می‌توان آنها را زینولیت‌هایی دانست که در هنگام بالا آمدن، ماگما با خود از بخش‌های زیرین آتشفشان کنده و بالا آورده است.

این زینولیت‌ها از کوارتز و پلاژیوکلاز ساخته شده و بسیار ریزبلور هستند. بافت‌های غالب این کانی‌ها شامل پورفیری، گلومروپورفیری و در بخش‌های کوچکی بافت ویتروفیری نیز دیده می‌شود. نمونه‌های دارای بافت میکروولیتی پیش از سرد شدن بر روی دامنه‌ها جریان داشته‌اند که در نتیجه آن بلورهای ریز پلاژیوکلاز و سانیدین آرایش پیدا کرده‌اند.

سنگ‌های آذرآواری: لایه‌های آذرآواری بالاترین بخش توالی آتشفشانی منطقه تخت را تشکیل می‌دهند. این لایه‌ها از توف و آگلومرا تشکیل شده‌اند.

الف) توف بلوری: در مقاطع نازک، بخش عمده این توف‌ها از خرده بلورها تشکیل شده‌اند و خرده سنگ‌ها در مرتبه دوم قرار

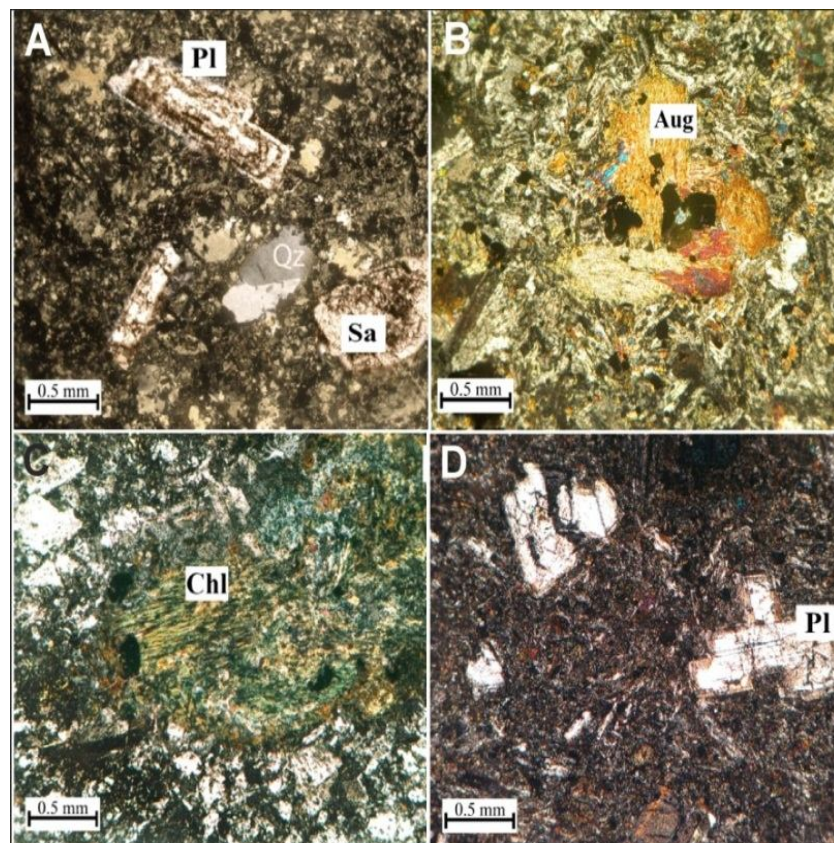
با توجه به شکل بلورها، این احتمال زیاد است که در این سنگ‌ها به‌صورت زینوکریست حضور داشته باشند. کانی‌های فرعی شامل اپیدوت، کلسیت، کانی‌های کدر و اوژیت هستند که در مقادیر متفاوتی در نمونه‌ها حضور دارند. سریسیت و کلریت عمده کانی‌های ثانویه داسیت‌ها را تشکیل می‌دهند و چنان‌که پیش از این هم آورده شد، حاصل دگرسانی هورنبلند و فلدسپات‌ها هستند.

بافت‌های غالب داسیت‌ها شامل پورفیری، گلومروپورفیری و تدریجی است. در همه بافت‌ها درشت‌بلور عمده پلاژیوکلاز است که مقداری سانیدین نیز آنها را همراهی می‌کنند؛ اما روی هم رفته مقدار فنوکریست‌های پلاژیوکلاز خیلی بیشتر از سانیدین است. برخی از نمونه‌ها زمینه شیشه‌ای دارند و بافت آنها به ویتروفیری تغییر می‌کند. به‌طور کلی می‌توان گفت که زمینه داسیت‌ها از تراکی آندزیت‌ها ریزدانه‌تر بوده که نشان می‌دهد داسیت‌ها با سرعت بیشتری سرد شده‌اند. شکل‌دار نبودن هورنبلندها نیز می‌تواند دلیلی بر این پدیده در نظر گرفته شود.

تراکی آندزیت میکروگرانولار: این سنگ‌ها اغلب به‌صورت دانه‌ریز است و دومین توالی سنی سنگ‌های ولکانیکی را شکل می‌دهند. کانی‌های روشن شامل پلاژیوکلاز (۶۵-۷۰ درصد حجمی) و سانیدین (۱۰-۱۵ درصد حجمی) هستند. در این سنگ‌ها پلاژیوکلازها و سانیدین‌ها در اندازه‌های مختلف حضور دارند و برخی از این کانی‌ها در زمینه قرار گرفته‌اند و برخی درشت‌بلورها را تشکیل می‌دهند (شکل ۶-C و D). به‌طور کلی مقدار درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر از سانیدین است. هر دو این کانی‌ها دگرسان‌شده و به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند. به‌طور کلی می‌توان گفت که میزان دگرسانی سنگ‌های بیرونی بیشتر از سنگ‌های درونی است. میزان دگرسانی این کانی‌ها متفاوت است؛ اما به‌طور کلی سانیدین‌ها دگرسانی شدیدتری از پلاژیوکلازها دارند. درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز در حاشیه به کانی‌های رسی تبدیل شده‌اند و در مرکز به نسبت سالم‌تر هستند که این پدیده نشان می‌دهد در بخش‌های حاشیه‌ای این کانی مقدار سدیم بیشتر از مرکز بوده

آتشفشانی به حساب آورد و از نمودار مربوط به سنگ‌های آتشفشانی برای نام‌گذاری آنها استفاده کرد. کانی‌های روشن در توف‌های مورد بررسی شامل پلاژیوکلاز (۶۰-۶۵ درصد حجمی)، سانیدین (۱۰-۱۵ درصد حجمی) و کوارتز (حدود ۵-۱۰ درصد حجمی) است. بر این اساس می‌توان این توف‌ها را یک توف کوارتز تراکی آندزیتی به حساب آورد. هر سه کانی موجود در توف بلوری منطقه تخت، خرد شده و زاویه‌دار هستند، این پدیده نشان‌دهنده شکل گرفتن آنها در طی انفجار آتشفشانی است.

دارند. زمینه این توف‌ها از بلورهای بسیار دانه‌ریز و خرد شده ساخته شده است که جهت‌یافتگی مشخصی در آنها دیده نمی‌شود. در برخی نمونه‌ها اندکی شیشه نیز به چشم می‌خورد. حدود ۸۵ درصد این توف‌ها از خرده‌های بلوری، ۱۰ درصد از خرده‌سنگ و ۵ درصد آنها از شیشه ساخته شده است و از این رو، این سنگ‌ها بر اساس نمودارهای ارائه شده برای رده‌بندی توف‌ها بر اساس محتوای بلور، خرده‌سنگ و شیشه آنها در محدوده توف‌های بلوری واقع می‌شوند (Cook, 1965; Pettijohn 1975). توف‌ها را می‌توان بر اساس کانی‌شناسی آنها نیز نام‌گذاری کرد که در این مورد باید آنها را یک سنگ



شکل ۶. سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه تخت. A: بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در داسیت، B: دگرسانی هورنبلند به کلریت در سنگ داسیت، C: بافت گلومروپورفیری در تراکی آندزیت و D: بافت پورفیری با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و سانیدین در تراکی آندزیت. Aug: اوژیت، Pl: پلاژیوکلاز، Sa: سانیدین، Chl: کلریت، Qz: کوارتز. علایم اختصاری کانی‌ها از ویتنی و اوانز (Whitney and Evans, 2010)

Fig. 6. The Takht volcanic rocks. A: Porphyry texture with plagioclase and quartz phenocryst in dacite, B: hornblende altered to chlorite in dacite, C: gelomero porphyry texture in trachyandesite, and D: porphyry texture with plagioclase and sanidine phenocryst in trachyandesite. Pl: plagioclase, Qz: quartz; Aug: augite, Sa: sanidine, Chl: chlorite (Whitney and Evans, 2010)

کمی نیز در این سنگ‌ها به چشم می‌خورند که در مجموع با دانه‌های بلوری کوارتز حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را می‌سازند. با توجه به حضور فراوان شیشه در این سنگ‌ها، در نمودارهای رده‌بندی توف‌ها، این نمونه‌ها در بخش توف شیشه‌ای قرار می‌گیرند. از آنجایی که کانی‌های این توف‌ها قابل تشخیص نیستند، نمی‌توان آنها را بر اساس ترکیب کانی‌شناسی نام‌گذاری کرد. حضور بافت شیشه‌ای نشان از سرد شدن یک‌باره این سنگ‌ها دارد که امکان تشکیل هرگونه بلور را از آنها گرفته است. چنین وضعیتی بیشتر در مکان‌هایی رخ می‌دهد که ماگمای داغ با آب دریا برخورد می‌کند. کلسیت در بسیاری از نقاط سنگ به چشم می‌خورد که احتمالاً از محیط رسوبی وارد این توف‌ها شده و یا در محیط رسوبی وجود داشته است. از آنجایی که این کلسیت‌ها نیز به نظر شکسته شده می‌رسند، احتمال دارد که در طی انفجار از سنگ‌های اطراف کنده شده و به داخل توف‌ها آمده باشند. این شکل رخداد کلسیت برعکس توف‌های بلوری بوده که کلسیت به صورت خمیره و سیمان در توف بلوری حضور داشت.

(ج) آگلومرا: از آنجایی که دانه‌های این سنگ‌ها درشت هستند، امکان تهیه مقطع نازک از همه این سنگ‌ها وجود نداشته و تنها نمونه‌هایی که دانه‌های آنها دارای اندازه مناسب بودند، به‌طور میکروسکوپی بررسی شدند. در مقاطع نازک بیشتر این دانه‌ها از کوارتز و فلدسپات بسیار ریز ساخته شده‌اند که ممکن است قطعاتی از توف‌های بلوری و شیشه‌ای پیش از خود باشند. دانه‌هایی متشکل از بلورهای ریز کلسیت نیز در این سنگ‌ها به چشم می‌خورد. فضای بین این دانه‌های درشت را بلورهای بسیار ریز کوارتز و فلدسپات و کلسیت پر می‌کنند که به دلیل ریز بودن نمی‌توان آنها را کاملاً از هم تفکیک کرد. در برخی بخش‌های سنگ آثار جریان‌یافتگی اندکی دیده می‌شود که موجب شده است کانی‌های زمینه تاحدی در اطراف دانه‌ها آرایش یابند. علاوه بر دانه‌های درشت، تعدادی دانه خرد شده و لهدار نیز در این سنگ‌ها حضور دارند که این سنگ‌ها را هرچه

این دانه‌ها از نظر اندازه تفاوت زیادی با یکدیگر ندارند و همگی آنها در گستره ۱ میلی‌متر تا کوچک‌تر از ۰/۲ میلی‌متر قرار می‌گیرند. پلاژیوکلاز و سانیدین تا حدی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند؛ اما شدت دگرسانی به‌طور کلی پایین است. کانی‌های تیره مهم در این توف‌ها اوژیت (۵-۱۰ درصد حجمی) است که به صورت بلورهای بی‌شکل و شکسته شده با دگرسانی نسبی در سنگ به چشم می‌خورد. اپیدوت، کلسیت و کانی‌های کدر، کانی‌های فرعی این سنگ‌ها هستند. کلسیت به احتمال فراوان در محیط رسوبی تشکیل توف‌ها در آنها وارد شده است؛ چراکه این کانی متبلور و پرکننده درز و شکاف نبوده و بیشتر به صورت سیمان در برخی بخش‌های سنگ دیده می‌شود. کلریت و سریسیت کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند که در نتیجه دگرسانی فلدسپات‌ها و اوژیت شکل گرفته‌اند. بافت غالب این سنگ‌ها بافت توفی بوده است که در آن دانه‌های زاویه‌دار و شکسته شده در زمینه‌ای دانه ریزتر از خود قرار می‌گیرند. این خردشدگی و زاویه‌دار بودن بلورها نشان‌دهنده رخداد انفجار در هنگام و یا پیش از تشکیل این سنگ‌هاست و آنها را در گروه سنگ‌های آذرآواری قرار می‌دهد. شواهدی مبنی بر جریان‌یافتگی در این سنگ‌ها دیده نمی‌شود و این موضوع اثبات می‌کند که این سنگ‌ها در محیطی آبی نهشته شده‌اند؛ زیرا در روی دامنه‌های آتشفشان به‌طور یقین خاکسترها اندکی جهت‌یافتگی می‌یابند. در برخی از بخش‌های سنگ، کانی‌ها در زمینه‌ای شیشه‌ای قرار گرفته‌اند و بافتی شبیه به ویتروفیری را شکل داده‌اند. در این نقاط فرایند شیشه‌زایی^۱ نیز رخ داده است که در نتیجه آن تعدادی بلور درشت‌تر شکل گرفته‌اند.

(ب) توف‌های شیشه‌ای: در مقاطع نازک بیشتر قسمت‌های این سنگ از بافت شیشه‌ای ساخته شده است و کانی‌های آنها را نمی‌توان به درستی تشخیص داد. تعداد اندکی دانه شکسته شده و ریز کوارتز را می‌توان شناسایی کرد که احتمالاً به همراه ماگمای سازنده این توف‌ها به سطح زمین حمل شده‌اند. خرده سنگ‌های

بیشتر به سنگ‌های آتشفشانی نزدیک می‌کند.

ژئوشیمی

با توجه به تعداد بالای نمونه‌های آنالیز شده و برای دریافتی بهتر و مشخص‌تر از سنگ‌های آذرین درونی و آذرین بیرونی، نمونه‌های منطقه تخت به صورت جداگانه در دو بخش مورد بررسی قرار می‌گیرند.

الف) ژئوشیمی سنگ‌های آذرین درونی

تعداد ۱۲ نمونه گرانودیوریت، ۶ نمونه دیوریت، ۵ نمونه انکلاو میکرودیوریتی و ۵ نمونه گابرو برای انجام آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب شدند. نتایج حاصل از آنالیز این نمونه‌ها در جدول ۱ آمده است. مقدار SiO_2 در گرانودیوریت برابر با ۶۸/۱ تا ۶۹/۳ درصد، در دیوریت ۵۹/۳ تا ۶۱/۲ درصد، در انکلاو ۵۷/۴ تا ۵۸/۸ درصد و در گابرو ۴۷/۲ تا ۴۸/۳ درصد است. بر این اساس می‌توان نمونه‌های مورد بررسی را به سه گروه اسیدی، حدواسط و بازیک تقسیم‌بندی کرد. در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین درونی ارائه شده گرانودیوریت‌ها اغلب در محدوده‌های گرانیت تا گرانودیوریت ترسیم می‌شوند و دیوریت‌ها در محدوده‌های دیوریت تا تونالیت واقع شده است و گابروها در محدوده گابرو تا سنگ‌های اولترامافیک قرار می‌گیرند. انکلاوها اندکی پراکندگی دارند؛ اما به طور کلی می‌توان گفت که در محدوده مونزودیوریت تا مونزوگابرو و در یک مورد گابرو واقع می‌شوند. این به دلیل آرایش این نمونه‌ها با ماگماهای اسیدی است که سبب بالاتر رفتن مقدار پتاسیم و سدیم شده است (شکل ۷-A و B).

در نمودار شند (Shand, 1947) مقدار مؤلفه A/CNK همگی نمونه‌ها کمتر از یک است (به جز یک نمونه گرانودیوریت) که همه آنها را جزو سنگ‌های متاآلمین طبقه‌بندی می‌کند. همچنین مقدار مؤلفه A/NK آنها نیز بالاتر از یک است که باز هم آنها را در محدوده متاآلمین قرار می‌دهد (شکل ۸-A). در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) بیشتر نمونه‌ها کالک‌آلکالن است؛ با این حال، در تعدادی نمونه‌های گابرو تمایلات تولیتی وجود دارد (شکل ۸-۸).

B). در نمودارهای هارکر (Harker, 1909) نمونه‌های گرانودیوریت، دیوریت، انکلاو و گابرو در موقعیت‌های متفاوتی ترسیم می‌شود و بین آنها پیوستگی وجود ندارد. در واقع گپ‌های موجود در مقدار SiO_2 سبب بروز این موضوع شده است و این سبب شده است تا روندی بر روی این نمودارها شکل نگیرد.

چنین روندهایی با تبلور تفریقی بلورها سازگاری زیادی ندارند و بیشتر به دلیل اختلاف در مقدار ذوب‌بخشی و یا ذوب‌بخشی منشأهای مختلف شکل می‌گیرند. نمودارهای عنکبوتی عناصر جزئی نمونه‌های درونی مورد بررسی که با مقادیر گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده‌اند، در شکل ۹-A ارائه شده‌اند. ناهنجاری‌های مثبت و منفی ایجاد شده در این نمودارها تقریباً یکسان است؛ اگرچه نمونه‌های گرانودیوریتی ناهنجاری‌های قوی‌تری نسبت به سایرین دارند. به طور کلی می‌توان گفت که این سنگ‌ها دارای ناهنجاری مثبت در عناصر Rb, Th, U و Zr و ناهنجاری منفی در P, Y, Ti و Nb هستند. این چنین تهی‌شدگی‌ها و غنی‌شدگی‌ها در سنگ‌های آذرین شکل یافته در نواحی حاشیه قاره‌ها رایج است.

کاهیدگی Nb، از ویژگی‌های شاخص ماگماهای مشتق شده از پوسته اقیانوسی در زون فرورانش است و افزایش آن، اختلاط هرچه بیشتر پوسته قاره‌ای را در ماگما آشکار می‌کند (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989; Winter, 2001; Zhang et al., 2006; Asran et al., 2012; Ma et al., 2014).

مقادیر پایین عناصر با شدت میدان بالا^۱ مانند Ta و Ti، Nb دلالت بر باقی‌ماندن این عناصر در منشأ در طی ذوب دارد و نشان‌دهنده فازهای دیرگداز حاوی این عناصر (نظیر روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان دار، اسفن و آپاتیت) در پوسته اقیانوسی فرورانده شده و یا گوه گوشته‌ای ذوب نشده است (Tatsumi et al., 1986; Keppler, 1996). برخی از پژوهشگران مقادیر پایین عناصر Ta، Ti، Nb را همچنین به فرایندهای تهی‌شدگی قبلی در سنگ‌های گوشته نیز نسبت داده‌اند (Gust et al., 1977; Woodhead et al., 1993).

جدول ۱. آنالیز ژئوشیمیایی نمونه سنگ‌های آذرین درونی منطقه تخت (Di: دیوریت، Gb: گابرو، Gr: گرانودیوریت، En: انکلاو)

Table 1. Results of Takht plutonic rocks analysis (Di: diorite, Gb: gabbro, Gr: granodiorite, En: enclave)

	HI-6	HI-9	HI-10	HI-31	HI-36	HI-11	HE-13	HE-17	HE-5	HI-15	HE-26
type	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Gb	Gb	Gb	Gb	Gb
SiO ₂ (%)	59.3	61.2	59.7	59.65	60.45	60	47.2	48.2	48.32	47.25	47.76
TiO ₂	0.67	0.67	0.64	0.68	0.655	0.69	0.96	0.94	1.08	0.96	1.02
Al ₂ O ₃	14.4	14.6	14.1	14.35	14.35	14.3	10.89	10.5	10.8	10.4	10.84
Fe ₂ O ₃	8.65	7.93	8.42	8.57	8.175	8.49	15.5	15.53	15.37	15.92	15.43
MnO	0.05	0.08	0.04	0.035	0.06	0.02	0.06	0.16	0.07	0.25	0.06
MgO	3.4	3.55	3.37	3.415	3.46	3.43	6.51	6.88	6.23	6.8	6.37
CaO	6.95	6.27	7.24	7.375	6.755	7.8	15.6	14.1	14.92	15.5	15.26
Na ₂ O	3.36	3.17	3.8	3.41	3.485	3.46	2.92	2.06	2.21	2.95	2.56
K ₂ O	1.23	1.63	1.08	1.26	1.355	1.29	0.51	0.67	0.75	0.22	0.63
P ₂ O ₅	0.04	0.04	0.1	0.065	0.07	0.09	0.04	0.11	0.09	0.08	0.06
Total	98.05	99.14	98.49	98.81	98.81	99.57	100.1	99.15	99.85	100.3	100.0
LOI	1.36	1.24	0.9	1.05	1.07	0.74	0.14	0.67	1.06	1.1	1.12
Ba(ppm)	330	270	220	355	245	380	240	240	160	200	220
Sr	270	310	250	320	280	370	360	210	360	360	360
Zr	210	190	210	325	200	440	135	121	146	172	112
Ce	50.3	54.9	86.5	59.9	70.7	69.5	93.3	49.2	78.8	86.05	89.65
Co	14.1	22.6	8.4	8.55	15.5	3	8.3	24.6	8.6	8.45	8.35
Cs	0.7	1.8	0.3	0.65	1.05	0.6	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1
Cu	45	40	29	31.5	34.5	18	57	81	33	45	51
Dy	5.59	5.02	7.3	5.44	6.16	5.29	16.5	7.39	5.53	11.01	13.75
Er	3.24	2.88	4.47	< 2	< 2	3.43	8.76	4.56	3.24	6	7.38
Eu	1.52	1.43	2.59	1.715	2.01	1.91	2.4	1.66	2.1	2.25	2.35
Ga	22	21	20	20.5	20.5	19	21	21	18	19.5	20.25
Gd	5.33	5.02	7.22	< 5	< 5	5.03	17.7	6.58	5.83	11.76	14.73
Hf	5	4	6	8	5	11	5	5	8	6.5	5.75
Ho	1.07	0.98	1.42	1.105	1.2	1.14	3.07	1.45	1.12	2.09	2.58
La	26	29.1	42.8	32.45	35.95	38.9	43.1	23.9	42.7	42.9	43
Lu	0.43	0.41	0.63	0.495	0.52	0.56	1.02	0.64	0.45	0.73	0.87
Nb	16	15	21	20	18	24	28	22	17	22.5	25.25
Nd	22.9	22.6	33.8	24.25	28.2	25.6	24.4	24.6	29.6	27	35.7
Ni	12	13	10	9	11.5	6	13	16	9	11	12
Pr	5.42	5.76	8.88	6.305	7.32	7.19	12.8	5.7	8.19	10.49	11.64
Rb	58.8	79.9	18.2	36.95	49.05	15.1	8.6	46	5.9	7.25	7.9
Sm	5	4.8	7.2	5.05	6	5.1	17.4	5.8	5.8	11.6	14.5
Sn	6	6	8	< 5	< 5	< 5	8	7	3	5.5	6.75
Ta	0.7	0.7	1.1	< 1	< 1	1.6	1.3	0.9	1	1.15	1.22
Tb	0.88	0.78	1.11	0.885	0.945	0.89	2.64	1.1	0.94	1.79	2.21
Th	5.7	6.5	11.6	10.25	9.05	14.8	9.1	6.2	8.8	8.95	9.02
Tm	0.46	0.41	0.63	0.49	0.52	0.52	1.22	0.65	0.45	0.83	1.02
U	1.98	1.9	3.72	2.23	1.88	2.64	2.33	1.97	2.24	2.28	2.307
V	272	227	142	163	184.5	54	202	225	251	226.5	214.2
Y	28.2	25.9	36.9	22.5	26.8	29	76.1	38.1	50.3	63.2	69.6
Yb	3.1	2.7	4.5	3.4	3.34	3.7	7.8	4.5	2.9	5.35	6.5
Eu_Eu*	0.9	0.891	1.098			1.153	0.418	0.822	1.104	0.589	0.486
LaN/YbN	5.655	7.266	6.412	6.435	7.257	7.088	3.725	3.581	9.927	5.406	4.409

ادامه جدول ۱. آنالیز ژئوشیمیایی نمونه سنگ‌های آذرین درونی منطقه تخت (Di: دیوریت، Gb: گابرو، Gr: گرانودیوریت، En: انکلاو)

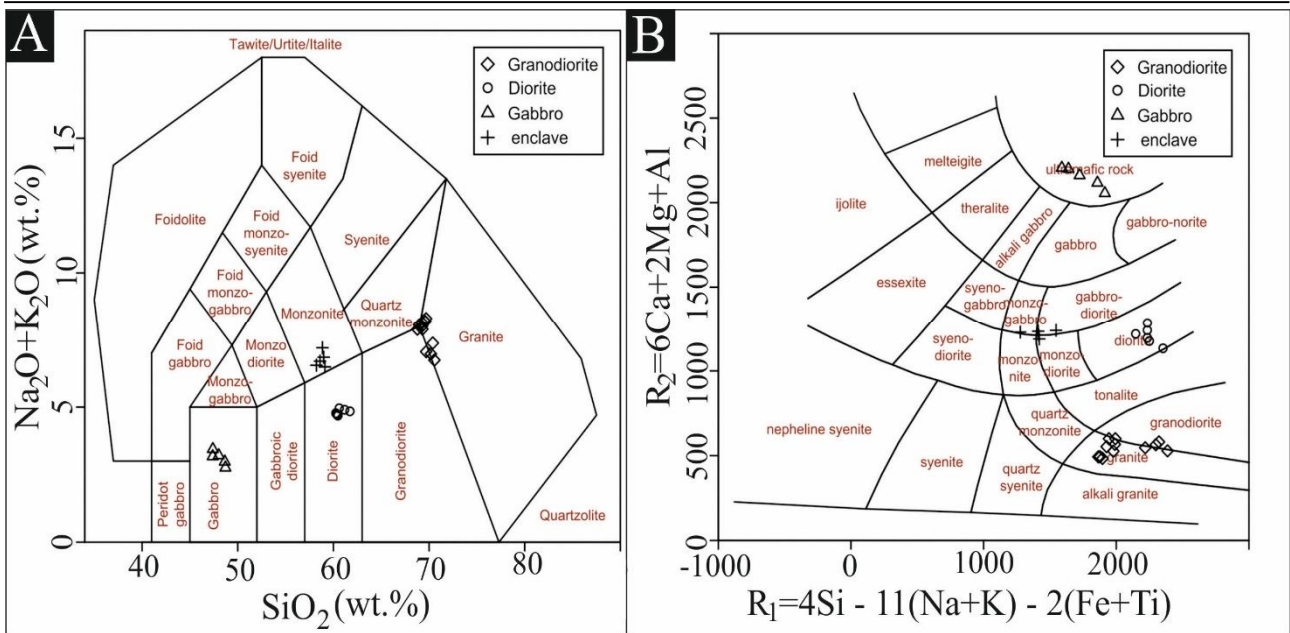
Table 1 (Continued). Results of Takht plutonic rocks analysis (Di: diorite, Gb: gabbro, Gr: granodiorite, En: enclave)

	HI-12	HI-3	HI-4	HI-13	HE-20	HI-16	HI-18	HI-7	HI-5	HE-16	HI-1	HI-14
type	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr	Gr
SiO ₂ (%)	68.1	68.52	68.59	68.64	68.7	68.79	68.89	69.1	69.2	69.2	69.3	69.32
TiO ₂	0.37	0.6	0.49	0.77	0.43	0.67	0.51	0.67	0.65	0.41	0.55	0.74
Al ₂ O ₃	13.3	12.98	12.84	13.64	13.52	13.12	14.3	12.68	13.71	12.8	12.69	13.3
Fe ₂ O ₃	5.11	4.98	4.74	4.29	4.2	4.76	3.84	4.85	4.2	4.75	4.22	4.59
MnO	0.02	0.04	0.04	0.06	0.03	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.03	0.06
MgO	2.05	1.99	2.73	2.47	2.33	2.3	2.13	2.45	2.4	2.63	2.92	2.37
CaO	1.53	1.22	1.99	1.96	1.06	1.96	1.56	1.48	1.67	1.71	1.43	1.07
Na ₂ O	5.01	5.32	5.09	5.04	5.52	4.09	5.44	4.4	5.17	4.74	4.78	5.76
K ₂ O	2.74	2.73	2.93	2.83	2.66	2.87	2.65	2.2	2.83	2.13	2.48	2.45
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.11	0.12	0.1	0.07	0.06	0.06	0.06	0.04	0.03	0.03
Total	98.42	98.51	99.44	99.82	98.55	98.66	99.4	97.88	99.92	98.44	98.43	99.69
LOI	0.6	0.69	0.3	0.49	0.49	0.81	0.71	0.73	0.52	0.82	0.3	0.63
Ba(ppm)	610	587	510	649	490	600	690	580	540	567	552	504
Sr	120	97	90	79	80	110	120	120	80	107	92	94
Zn	12	19	13	13	31	29	26	12	19	17	31	31
Zr	370	347	420	339	350	280	380	295	370	271	382	364
Ce	38.9	85.9	85.9	29.6	63.7	92.8	47.6	35.5	76.6	72.5	88.6	77.7
Co	2.7	1.2	1.4	1.82	2.3	3	3.4	1.7	2.7	2.7	2.3	1.4
Cs	0.5	0.72	0.9	0.91	0.8	0.65	0.95	0.7	0.7	0.62	0.63	0.82
Cu	15	28	16	30	20	19	11	9	22	44	34	34
Dy	5.03	5.02	6.25	6.18	4.17	4.35	4.9	2.49	4.28	4.25	5.23	4.63
Er	3.14	1.99	4.04	2.79	2.69	2.92	3.2	1.7	2.74	3.23	3.53	2.85
Eu	0.57	0.87	0.98	0.91	0.79	0.65	0.84	0.67	0.85	0.72	0.83	0.63
Ga	19	18	19	17	17	18	17	16	20	18	19	15
Gd	4.22	2.56	5.85	4.89	3.9	4.26	4.16	2.13	4.31	4.15	3.25	3.63
Hf	9	12	11	11	8	8	10	7	10	10	9	10
Ho	0.98	1.02	1.34	0.95	0.87	0.91	1.04	0.55	0.9	0.87	0.98	0.79
La	34	53.6	44.4	49.2	32.2	55.4	33.4	24.2	41.6	43.2	53.6	46.2
Lu	0.54	0.52	0.64	0.64	0.45	0.5	0.52	0.31	0.44	0.49	0.51	0.48
Nb	27	27	27	31	17	24	25	18	20	18	22	25
Nd	15.1	25.7	31.6	29.1	20.8	27.8	14.5	11.1	24.9	22.3	15.01	24.6
Ni	<5	<5	5	<5	6	8	8	6	<5	<5	<5	<5
Pr	3.46	9.81	9.15	10.02	5.82	8.82	3.58	3.3	7.16	8.13	7.15	6.43
Rb	98.7	75.7	46	80	149	96.5	121	108	130	95	142	163
Sm	3.8	6.32	6.3	3.32	4.1	4.7	3.7	2.1	4.5	4	3.2	32
Sn	6	<1	2	<1	6	<1	<1	<1	5	<1	<1	<1
Ta	1.8	1.45	2.1	1.87	1.1	2	2	2.3	1.5	2.02	1.98	2
Tb	0.71	0.57	1.03	0.78	0.62	0.7	0.76	0.39	0.67	0.82	0.63	0.59
Th	23.8	25.6	22.4	24.5	28.8	24.7	25.1	27.3	32.1	28	32.56	27.3
Tm	0.48	0.56	0.61	0.49	0.44	0.45	0.52	0.28	0.43	0.44	0.48	0.32
U	5.83	6.8	4.93	6.2	4.83	5.96	6.33	4.36	6.11	6.89	5.95	7.32
V	20	15	30	18	31	15	31	21	39	32	21	28
Y	29.1	26.1	33.2	25.5	25.4	23.7	25.5	14.5	24.2	21.5	36.2	39.4
Yb	3.6	3.97	4.2	4.01	3.1	3	3.5	2	3.1	3.32	2.6	3.45
Eu_Eu*	0.435	0.787	0.662	0.494	0.693	0.604	0.444	0.655	0.969	0.59	0.54	0.461
LaN/YbN	8.24	13.899	9.102	7.127	8.272	7.003	12.45	7.397	11.529	9.047	8.773	9.028

ادامه جدول ۱. آنالیز ژئوشیمیایی نمونه سنگ‌های آذرین درونی منطقه تخت (Di: دیوریت، Gb: گابرو، Gr: گرانودیوریت، En: انکلاو)

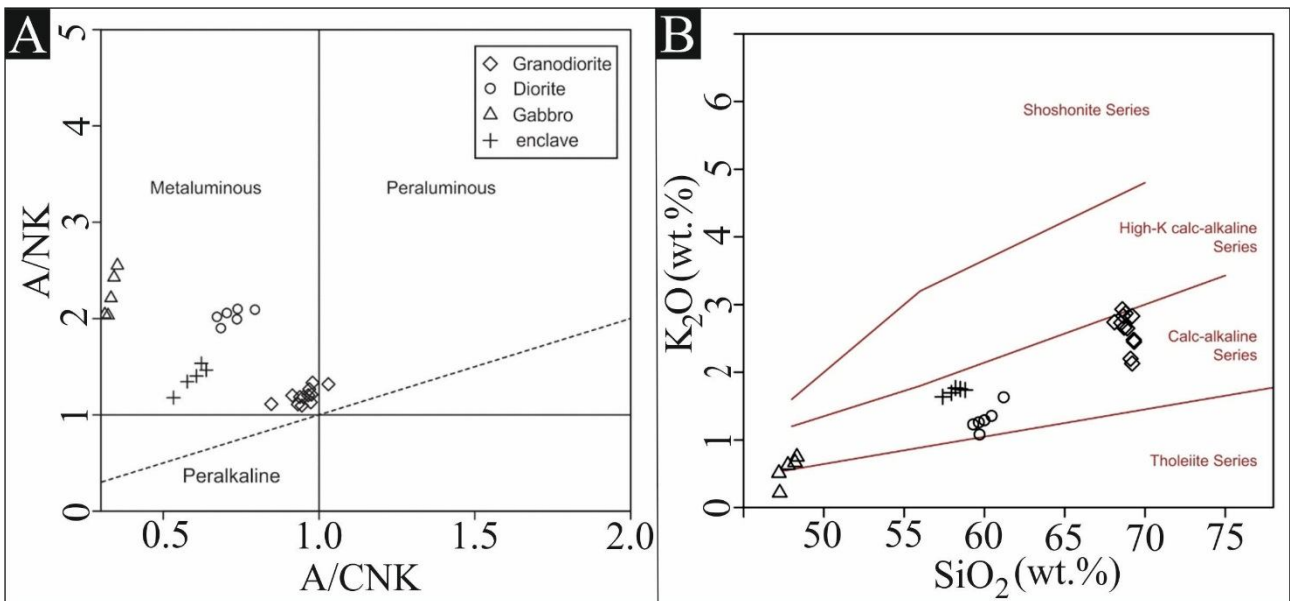
Table 1 (Continued). Results of Takht plutonic rocks analysis (Di: diorite, Gb: gabbro, Gr: granodiorite, En: enclave)

	HI-26	HE-2	HI-19	HI-23	HI-28
type	En	En	En	En	En
SiO ₂ (%)	58.2	57.4	58.8	58.5	57.95
TiO ₂	0.58	0.74	0.75	0.665	0.7025
Al ₂ O ₃	15	14.6	13.1	14.05	14.325
Fe ₂ O ₃	8.14	9.28	8.82	8.48	8.88
MnO	0.13	0.02	0.06	0.095	0.0575
MgO	2.06	2.88	3.64	2.85	2.865
CaO	7.88	7.1	7.4	7.64	7.37
Na ₂ O	5.09	5.29	5.92	5.505	5.3975
K ₂ O	1.3	1.17	1.27	1.285	1.2275
P ₂ O ₅	0.08	0.11	0.15	0.115	0.1125
Total	98.46	98.59	99.91	99.185	98.8875
LOI	1.235	1.11	0.6	0.36	1.175
Ba(ppm)	385	440	445	330	355
Sr	267.5	265	235	270	287.5
Zn	43.25	41.5	38.5	45	46.75
Zr	240	290	275	198	230
Ce	53.4	56.5	51.2	52.3	55.7
Co	13.05	12	13.6	14.3	17.3
Cs	0.825	0.95	1.3	0.74	1.375
Cu	38.75	32.5	25	55	36.25
Dy	5.6675	5.745	5.99	5.69	5.3825
Er	3.33	3.42	3.61	3.14	3.15
Eu	1.65	1.78	1.24	1.62	1.605
Ga	21.5	21	19	21.5	21
Gd	5.57	5.81	5.78	5.39	5.41
Hf	6	7.2	6.8	6.1	5.5
Ho	1.11	1.16	1.23	1.1	1.07
La	24.5	29	27.4	24.8	29
Lu	0.45	0.48	0.53	0.36	0.44
Nb	25	26	25	26	27
Nd	26.1	27.3	26.4	25.9	26.2
Ni	10.2	8.5	13	11.1	10.7
Pr	5.87	6.33	6.1	5.72	6.04
Rb	60.5	62.3	95.4	68.8	71.1
Sm	5.2	5.45	5.35	5.04	5.12
Sn	4.75	3.5	6.5	5.14	4.75
Ta	0.975	1.25	1.25	0.87	0.975
Tb	0.9	0.92	0.965	0.82	0.85
Th	6.55	7.4	8.4	5.27	6.95
Tm	0.4775	0.495	0.54	0.66	0.4525
U	2.125	2.27	3.185	2.98	2.085
V	224	176	129.5	192	201.5
Y	28.7	29.2	33.8	31.2	27.55
Yb	3.22	3.35	3.45	3.1	3.02
Eu_Eu*	0.937	0.967	0.682	0.95	0.932
LaN/YbN	5.13	5.836	5.354	5.394	6.474



شکل ۷. رده بندی ژئوشیمیایی سنگ های آذرین درونی منطقه تخت. A: نمودار TAS (Middlemost, 1985) و B: نمودار R1-R2 (De La Roche et al., 1980).

Fig. 7. Classification of the Takht plutonic rocks. A: TAS diagram (Middlemost, 1985), and B: R1-R2 diagram (De La Roche et al., 1980)



شکل ۸. A: نمودار $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (نمودار A/CNK-A/NK) (Shand, 1947) نشان دهنده ماهیت متآلومینوس برای نمونه سنگ های درونی منطقه تخت است و B: نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) برای تعیین سری ماگمایی نمونه ها به کار رفته است که اغلب نمونه های منطقه تخت در سری کالک آلکان قرار می گیرد.

Fig. 8. A: $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ diagram (A/CNK-A/NK diagram) (Shand, 1947) showing metaluminous nature of the Takht samples, and B: K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) to identify magma series of the samples. The most samples of the Takht area mostly fall in calc-alkaline series.

(2010). این نسبت در ماگمایی که منشأ آن گارنت باشد بیش از ۲۰ است (Martin, 1987). در نمونه‌های توده نفوذی گرانودیوریتی عناصر LREE غنی‌شدگی بسیار بیشتری نسبت به عناصر HREE دارند و سبب ایجاد الگوهای تفریق یافته شده می‌شوند (۶/۳۷ - ۱۳/۹۰ - LaN/YbN (جدول ۱). این نسبت پایین در سنگ‌های مورد بررسی نشان‌دهنده نبود گارنت در محل منشأ و عمق کم تشکیل ماگماست (Karsli et al., 2010).

ب) ژئوشیمی سنگ‌های آذرین بیرونی

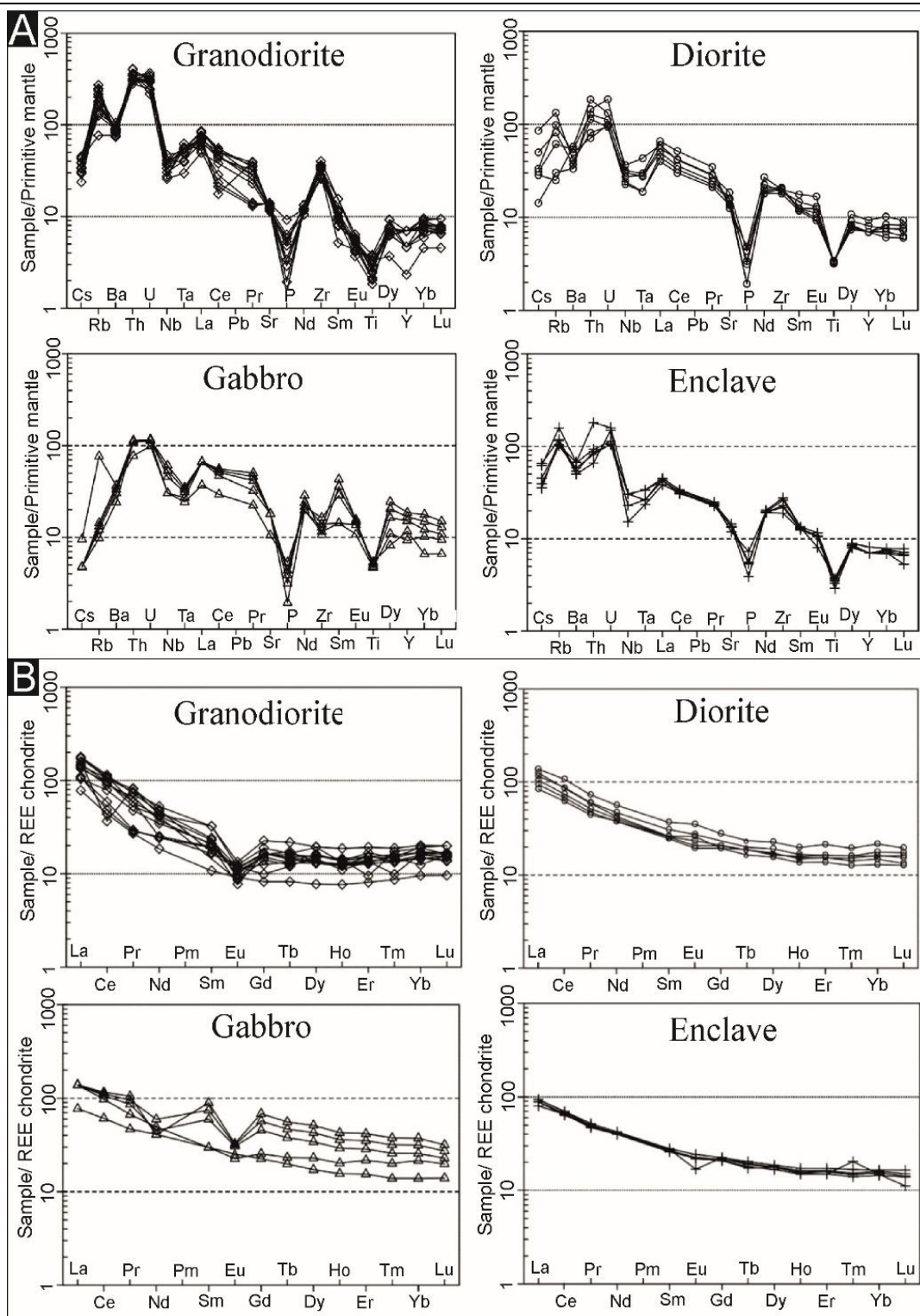
تعداد ۶ نمونه داسیت، ۴ نمونه تراکی آندزیت و ۴ نمونه توف برای آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب شدند که نتایج آنها در جدول ۲ آمده است. سنگ‌های منطقه را بر اساس مقدار سیلیس می‌توان به دو گروه تقسیم کرد: نمونه‌های با SiO_2 ۵۹ تا ۶۲ درصد وزنی و نمونه‌های با SiO_2 ۶۶ تا ۷۰ درصد وزنی.

این گروه‌ها تفاوت‌های دیگری نیز با یکدیگر دارند که از آن جمله می‌توان به بالاتر بودن مقدار Fe_2O_3 در گروه اول و بالاتر بودن مقادیر K_2O , Na_2O و CaO در نمونه‌های گروه دوم اشاره کرد. در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی ارائه شده، نمونه‌های داسیتی همگی در محدوده داسیت و نزدیک به مرز ریولیت قرار گرفته‌اند که به دلیل محتوای بالای پتاسیم آنهاست. تراکی آندزیت‌ها نیز اغلب در محدوده تراکی آندزیت تا آندزیت قرار می‌گیرند و گاهی به سمت داسیت‌ها متمایل می‌شوند. اما توف‌های مورد بررسی در محدوده‌های مختلفی از تراکیت گرفته تا تراکی آندزیت و آندزیت ترسیم می‌شوند. با توجه به میزان دگرسانی این توف‌ها و نیز ریزدانه بودن آنها این آشفستگی طبیعی به نظر می‌رسد (شکل ۱۰-A و B). مقدار درجه اشباع‌شدگی از آلومینیم در نمونه‌ها بسیار متفاوت است (Debon and Le Fort, 1983). نمونه‌های داسیت بیشترین مقدار A/CNK را به خود اختصاص داده (۱/۳ تا ۱/۶) و توف‌ها کمترین را داشته است (۰/۶۹ تا ۰/۷۶) و نمونه‌های تراکی آندزیت نیز در میانه این گستره قرار دارند (۰/۹۱ - ۱) (جدول ۲ و شکل ۱۱-A).

احتمال اینکه عناصر HFSE در فازهایی مانند روتیل و یا ایلمینیت وارد شوند، بسیار زیاد است که این مطلب به وجود ورقه فرورانده شده اشاره می‌کند (Ryerson and Watson, 1987). علت تخلیه Ti در ماگماتیسیم، می‌تواند مرتبط با فرورانش و فوگاسیته اکسیژن باشد. وقتی فوگاسیته اکسیژن بالا باشد، دمای زیادتری لازم است تا فازهای حاوی Ti در مذاب‌های مشتق شده از منطقه فرورانش تخلیه شود. بنابراین Ti تخلیه نمی‌شود و این عنصر ناهنجاری منفی نشان می‌دهد. همچنین بی‌هنجاری منفی Ti می‌تواند منعکس کننده نقش اکسیدهای Fe-Ti باشد (Rollinson, 1993). تهی‌شدگی فسفر در نمونه‌ها به تفریق آپاتیت از ماگما مربوط است (Wu et al., 2003). غنی‌شدگی در عناصر LILE نسبت به HFSE و LREE نسبت به HREE نشان‌دهنده ماگمای مرتبط با مناطق فرورانش است (Gill, 1981; Pearce, 1983; Wilson, 1989; Rollinson, 1993; Zanetti et al., 1999; Winter, 2001).

نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی نمونه‌های گرانودیوریت، دیوریت، انکلاو و گابرو منطقه تخت که با مقادیر این عناصر در کندریت (Boynton, 1984) بهنجار شده‌اند، در شکل ۹-B نشان داده شده‌اند. در این نمودار الگوی پراکندگی عناصر خاکی کمیاب در سنگ‌های مختلف تقریباً با یکدیگر مشابه و از عناصر کمیاب سبک غنی شده‌اند. تطابق الگوی تغییرات عناصر نادر خاکی می‌تواند نشانه خاستگاه مشترک این سنگ‌ها باشد (Henderson, 1984). آنومالی منفی Eu به دو دلیل اتفاق می‌افتد: ۱- کم بودن فوگاسیته اکسیژن؛ چراکه Eu^{+2} در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپات وارد می‌شود و ۲- جدایش فلدسپات‌ها چه به علت پدیده تفریق و چه به علت ذوب بخشی که در آن این کانی‌ها در تفاله حاصل از ذوب باقی می‌ماند (Rollinson, 1993). غنی‌شدگی ضعیف عناصر LREE نسبت به عناصر HREE نشان‌دهنده نبود گارنت در منشأ است.

برای تخمین میزان تفریق واحدهای مختلف از نسبت LERR/ HREE و به‌ویژه نسبت LaN/YbN استفاده می‌شود (Gill,



شکل ۹. A: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های درونی منطقه تخت نرمال شده نسبت به مقادیر جبه اولیه (McDonough and Sun, 1995) و B: نمودار عناصر نادر خاکی سنگ‌های درونی منطقه تخت نرمال شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

Fig. 9. A: Trace element spider diagram on the Takht plutonic rock samples normalized to primitive mantle values (McDonough and Sun, 1995), and B: Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth Element (REE) patterns for the Takht plutonic rock samples

جدول ۲. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه تخت (Tr-An: تراکی‌اندزیت، Tuff: توف، Dac: داسیت)

Table 2. Results of Takht volcanic rocks (Tr-An: trachyandesite, Tuff: tuff, Dac: dacite)

Sample	HE-3	HE-11	HE-8	HE-17	HE-9	HE-19	HE-20	HE-15
type	Tr-An	Tr-An	Tr-An	Tr-An	Tuff	Tuff	Tuff	Tuff
SiO ₂ (%)	59.7	60.3	61.6	62	61.6	62.175	62.25	62.9
TiO ₂	0.64	0.59	0.75	0.87	0.53	0.65	0.55	0.57
Al ₂ O ₃	17.02	17.1	17.3	17.8	15.8	15.92	15.55	15.3
Fe ₂ O ₃	3.36	3.7	3.69	3.86	4.61	4.73	4.35	4.1
MnO	0.04	0.14	0.07	0.05	0.09	0.04	0.09	0.09
MgO	1.66	1.74	1.92	1.28	1.59	1.7	1.31	1.03
CaO	4.88	4.65	4.45	4.06	5.5	5.15	5.1	4.7
Na ₂ O	2.56	2.12	1.46	1.52	2.55	2.83	2.62	2.69
K ₂ O	6.52	6.97	6.28	6.34	7.32	7.52	7.23	7.14
P ₂ O ₅	0.16	0.14	0.15	0.12	0.18	0.24	0.12	0.11
Total	96.54	97.45	97.52	97.9	99.59	99.263	99.155	98.63
Ba (ppm)	930	407	464	720	602	540	527	452
Ce	38.7	45.9	36.1	22.5	36.3	39.5	41.6	46.9
Co	24.2	25.5	32.8	38.1	4	4	5	6
Cs	0.5	0.2	4.1	0.1	0.7	0.35	0.55	0.4
Cu	14	12	22	8	8	7.2	6.5	5
Dy	2.25	3.92	3.29	2.13	4.16	3.89	3.93	3.7
Er	1.44	2.46	1.93	1.55	2.63	2.25	2.39	2.15
Eu	0.56	1.05	1.06	0.51	0.86	0.82	0.92	0.98
Ga	12	18	16	12	11	13.2	12.5	14
Gd	2.35	4.14	3.79	1.99	4.11	3.98	4.2	4.29
Hf	3	4	5	3	5	5.1	4.5	4
Ho	0.47	0.8	0.65	0.48	0.85	0.91	0.8	0.75
La	14	21.9	17.4	11.6	18	23.5	20.35	22.7
Lu	0.21	0.42	0.28	0.31	0.42	0.43	0.375	0.33
Nb	11	10	14	7	12	10	11	10
Nd	15.6	19.5	17.5	16.8	18.1	21.1	19.4	20.7
Ni	30	< 5	21	< 5	30	39.2	36.5	43
Pr	3.2	5.13	4.44	2.47	4.5	4.6	4.9	5.38
Rb	172	60.7	118	116.4	82	122	97	112
Sm	2.7	3.7	3.9	3.8	5.2	5.6	4.6	4
Sn	1	2	2	< 1	2	2	2	2
Sr	438	301	705	385	658	486	516	374
Ta	0.8	0.8	1	0.6	0.8	0.8	0.8	0.8
Tb	0.37	0.63	0.57	0.32	0.65	0.56	0.63	0.62
Th	4.8	6.5	5.2	6.8	7.3	7.1	7.7	8.1
Tm	0.21	0.47	0.3	0.26	0.4	0.42	0.36	0.33
U	1.34	1.76	1.61	2.28	1.57	2.05	1.91	2.25
Y	14	24	18	15	25	29	23	21
Zr	133	167	176	113	183	145	159	136
Yb	1.4	2.6	1.9	1.9	2.8	2.1	2.5	2.2
Zn	32	56	37	15	70	61	53	37
Eu_Eu*	0.68	0.82	0.843	0.567	0.569	0.531	0.64	0.723
LaN/YbN	6.742	5.679	6.174	4.116	4.334	7.545	5.488	6.956

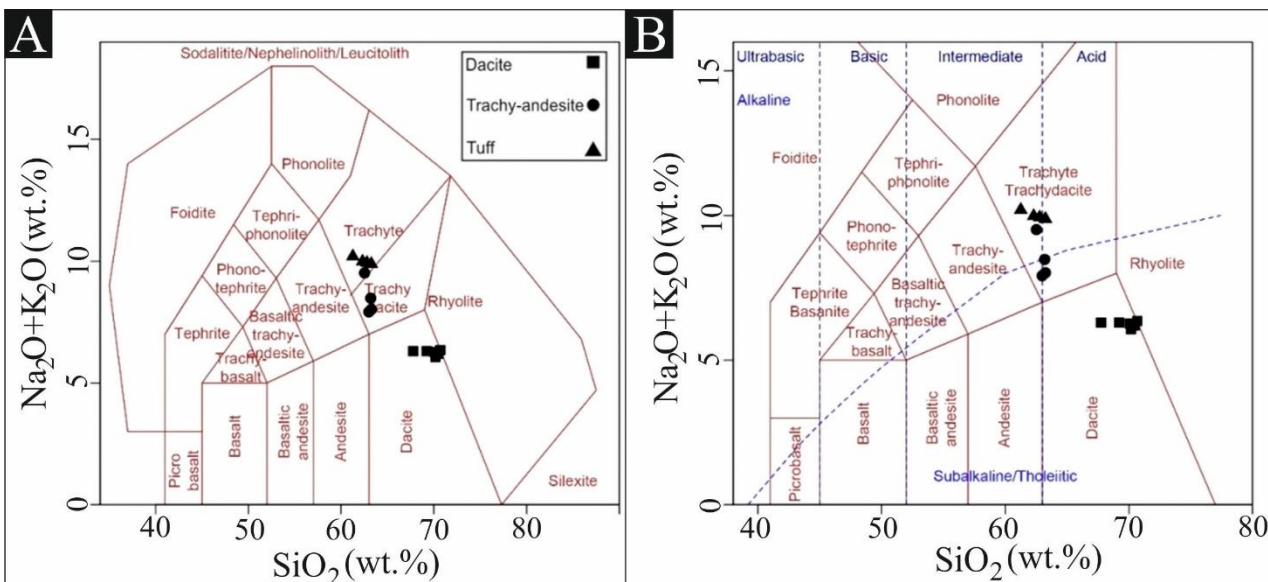
ادامه جدول ۲. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌های آتشفشانی منطقه تخت (Tr-An: تراکی‌آندزیت، Tuff: توف، Dac: داسیت)

Table 2 (Continued). Results of Takht volcanic rocks (Tr-An: trachyandesite, Tuff: tuff, Dac: dacite)

Sample	HE-6	HE-4	HE-18	HE-1	HE-12	HE-10
type	Dac	Dac	Dac	Dac	Dac	Dac
SiO ₂ (%)	66.9	67.2	68.7	69.6	70.05	70.25
TiO ₂	0.72	0.63	0.64	0.65	0.77	0.69
Al ₂ O ₃	15.8	15	14.5	14.7	15.45	16.2
Fe ₂ O ₃	5.24	4.75	4.695	4.86	4.505	4.15
MnO	0.06	0.03	0.06	0.03	0.045	0.06
MgO	1.63	1.56	1.505	1.22	1.3	1.38
CaO	1.96	1.79	1.68	1.4	1.32	1.14
Na ₂ O	1.46	1.82	1.625	1.72	1.755	1.79
K ₂ O	4.76	4.3	4.52	4.53	4.405	4.28
P ₂ O ₅	0.14	0.13	0.12	0.11	0.1	0.1
Total	98.67	97.21	98.045	98.82	99.7	100.04
Ba (ppm)	719	1510	824.5	929	629.5	1230
Ce	66.2	51.7	64.5	49.2	56	62.8
Co	12.9	1.7	7.1	10.4	5.85	1.3
Cs	8.1	0.3	4.85	0.2	0.9	1.6
Cu	14	8	14	9	9	< 5
Dy	5.15	2.74	5.555	4.31	5.135	5.96
Er	2.94	1.58	3.345	2.54	3.145	3.75
Eu	1.27	0.67	1.315	0.49	0.925	1.36
Ga	20	11	18.5	17	17	17
Gd	5.62	4.34	6.025	4.34	5.385	6.43
Hf	5	4	6	6	6.5	7
Ho	1	0.53	1.1	0.86	1.03	1.2
La	31.5	25.6	30.6	20.7	25.2	29.7
Lu	0.47	0.25	0.545	0.4	0.51	0.62
Nb	12	11	15	12	15	18
Nd	29.7	21.7	28.55	24.3	25.85	27.4
Ni	32	13	32	25	25	< 5
Pr	7.65	5.83	7.375	6.04	6.57	7.1
Rb	141	167	131.5	118.3	120.15	122
Sm	5.7	3.5	5.65	5	5.3	5.6
Sn	3	1	2.5	< 1	2	2
Sr	383	400	343.5	215	259.5	304
Ta	1	0.8	1.1	1	1.1	1.2
Tb	0.83	0.43	0.895	0.74	0.85	0.96
Th	11.2	10.7	11.65	11.6	11.85	12.1
Tm	0.46	0.24	0.52	0.4	0.49	0.58
U	2.38	1.56	2.745	2.39	2.75	3.11
Y	28	15	31	24	29	34
Zr	193	160	228	232	247.5	263
Yb	3	1.7	3.5	2.7	3.35	4
Zn	65	19	43.5	11	16.5	22
Eu_Eu*	0.686	0.526	0.689	0.322	0.529	0.693
LaN/YbN	7.079	10.153	5.894	5.169	5.072	5.006

ناپوستگی ماگمایی این سنگ‌هاست. نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی برای نمونه‌های داسیت، تراکی آندزیت و توف مورد بررسی قرار گرفته که با مقادیر این عناصر در گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995) بهنجار شده است (شکل ۱۲-۱۲). تمامی نمونه‌ها در Ba, Rb, Th, U, Sr و Zr دارای ناهنجاری مثبت بوده و در عناصر Cs, Nb, P و Ti ناهنجاری منفی نشان می‌دهند.

در نمودار K_2O در برابر SiO_2 (شکل ۱۱-۱۱-B)، نمونه‌های داسیتی از سایر نمونه‌ها تفکیک شده است و در محدوده دسته کالک‌آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند؛ در حالی که نمونه‌های تراکی آندزیت و توف در محدوده شوشونیت واقع می‌شوند. نمودارهای هارکر (Harker, 1909) عناصر فرعی نیز روندهای خیلی مشخص و منظمی نمی‌سازند و آشفتگی را در بسیاری از آنها می‌توان مشاهده کرد که به نوعی دیگر تأییدکننده



شکل ۱۰. رده‌بندی سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه تخت. A: نمودار TAS (LeBas et al., 1986) و B: نمودار TAS (Middlemost, 1994)

Fig. 10. Classification of the Takht volcanic rocks. A: TAS diagram (LeBas et al., 1986), and B: TAS diagram (Middlemost, 1994)

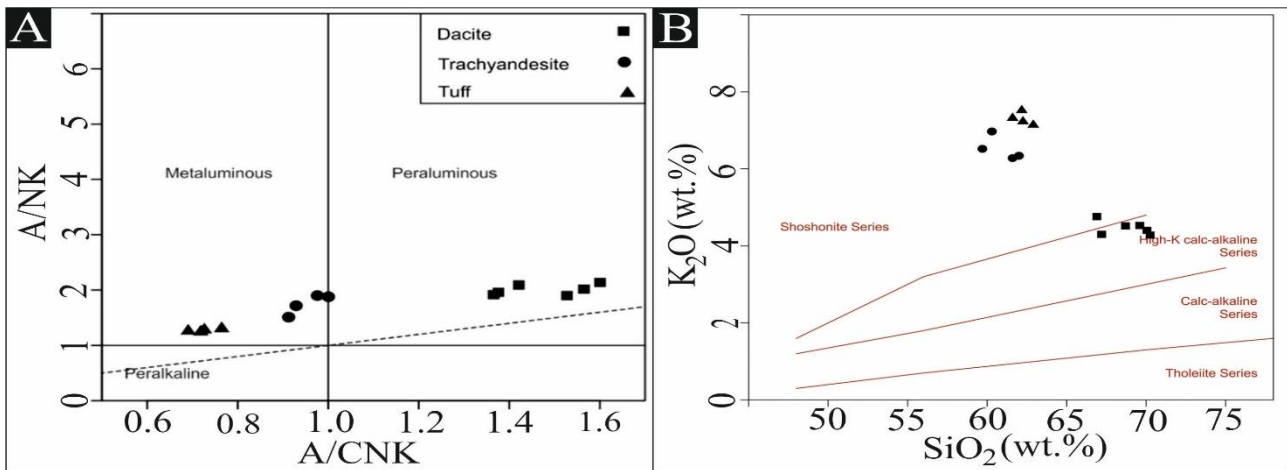
و Rb از ویژگی‌های بارز کمان‌های آتشفشانی است (Castillo, 2006). نمودارهای REE بهنجار شده با کندریت (Boynton, 1984) برای سنگ‌های آذرین بیرونی منطقه مورد بررسی در شکل ۱۲-۱۲ آمده است. در نمودارها تفریق بین عناصر سنگین و سبک وجود دارد. در این نمودارها شیب الگوها از سمت La به سمت Sm (LREE) بیشتر از قسمت سمت راست نمودار (HREE) است که این نشان‌دهنده رخداد تفکیک بین عناصر نادر خاکی سبک و سنگین در طی شکل‌گیری این سنگ‌هاست.

الگوی سنگ‌های آذرین بیرونی مشابه با الگوهای نمونه‌های درونی است و چنان‌که پیش از این نیز گفته شد، چنین ناهنجاری‌هایی در سنگ‌های ماگمایی مناطق حاشیه فعال قاره‌ای به چشم می‌خورند. تهی‌شدگی Nb از ویژگی‌های بارز ماگماهای مشتق شده در زون فرورانش است و افزایش آن اختلاط پوسته قاره‌ای را در تشکیل ماگما نشان می‌دهد (Wilson, 1989). تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا مانند Nb و فراوانی عناصر واسطه با شدت میدان پایین^۱ نظیر Ba

1. LILE

نشان‌دهنده سرگذشت مشابه آنهاست. نسبت پایین LaN/YbN در سنگ‌های آذرین بیرونی مشابه توده‌های نفوذی است و نشان‌دهنده حضور گارنت به‌عنوان فاز بازماندی در منشأ است (Karsli et al., 2010).

همچنین تمامی نمونه‌ها دارای ناهنجاری منفی Eu هستند که مقدار Eu/Eu^* دار آنها از ۰/۵۳ تا ۰/۸۴ تغییر می‌کند که ناهنجاری شدیدی به حساب نمی‌آید. این آنومالی منفی در سنگ‌های آذرین بیرونی مشابه سنگ‌های درونی بوده و



شکل ۱۱. A: نمودار $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ در برابر $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ (نمودار A/CNK-A/NK) (Shand, 1947) نشان‌دهنده ماهیت متآلومینوس برای نمونه سنگ‌های بیرونی منطقه تخت است و B: نمودار K_2O در برابر SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) برای تعیین سری ماگمایی نمونه‌ها به کار رفته که اغلب نمونه‌های منطقه تخت در سری کالک‌آلکالین قرار می‌گیرد.

Fig. 11. A: $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ vs. $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ diagram (A/CNK-A/NK diagram) (Shand, 1947) showing metaluminous and peraluminous nature of the Takht volcanic samples, and B: K_2O vs. SiO_2 diagram (Peccerillo and Taylor, 1976) to identify magma series of the samples. The Takht samples mostly fall in calc-alkaline and shoshonite series.

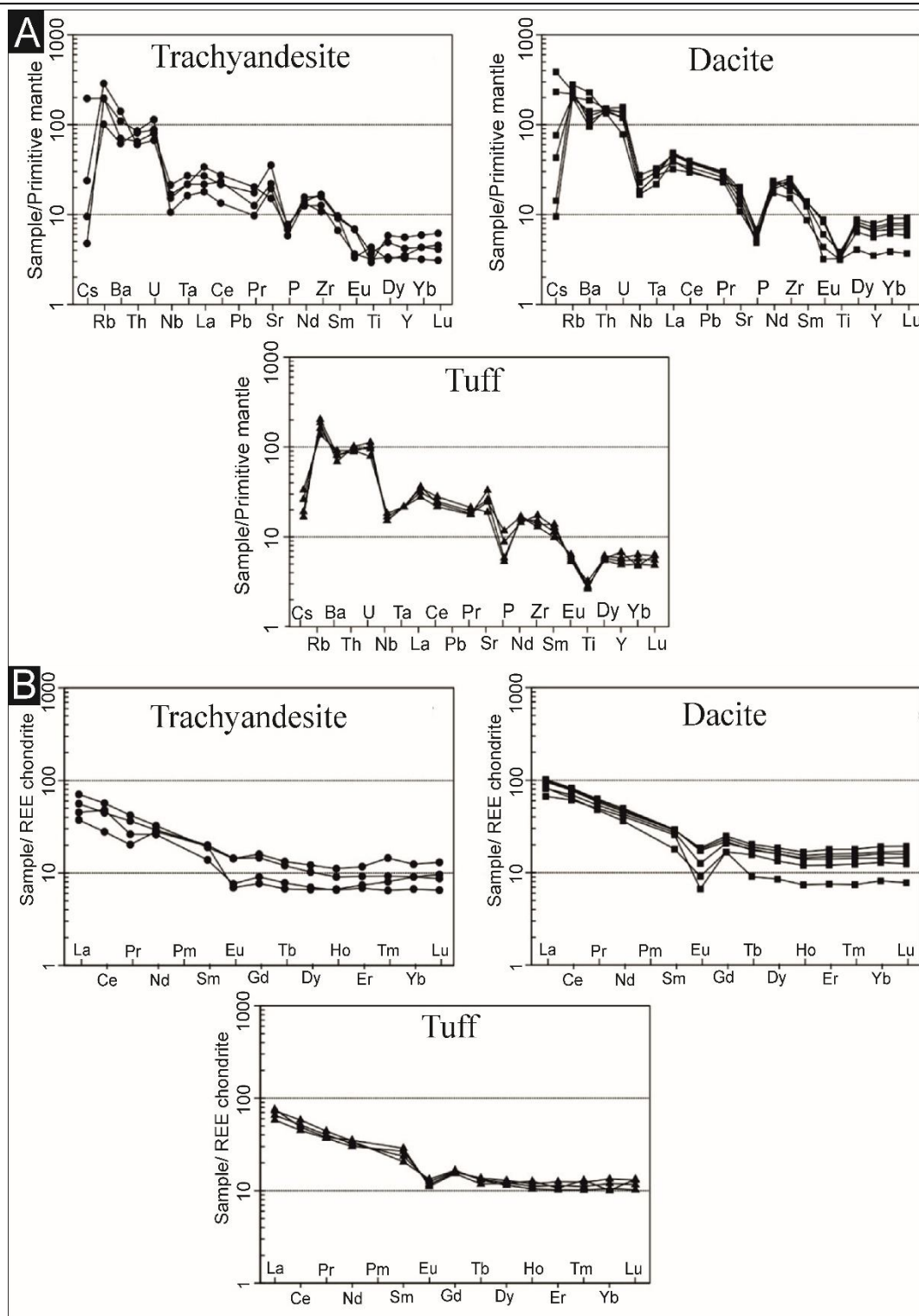
میزان خطای کمتر، نتایج آنالیزهای $^{206}Pb/^{238}U$ و $^{207}Pb/^{237}U$ بر روی یک نمودار کنکوردیای مشترک به صورت هم‌زمان ترسیم شدند. سن به‌دست آمده از مجموع آنالیزهای انجام‌شده برابر با $۱۶/۸ \pm ۰/۲$ میلیون سال است که می‌توان آنرا میوسن (اشکوب بوردیگالین) در نظر گرفت (شکل ۱۴).

ژئوشیمی ایزوتوپی Sr-Nd

تعداد ۱۴ نمونه سنگ کل برای انجام آنالیز ایزوتوپ‌های Nd و Sr انتخاب شدند. از گرانودیوریت‌ها تعداد ۴ نمونه و از سایر سنگ‌ها تعداد ۲ نمونه برداشت‌شده که نتایج حاصل از آنالیزهای ایزوتوپی در جدول‌های ۴ و ۵ آمده است.

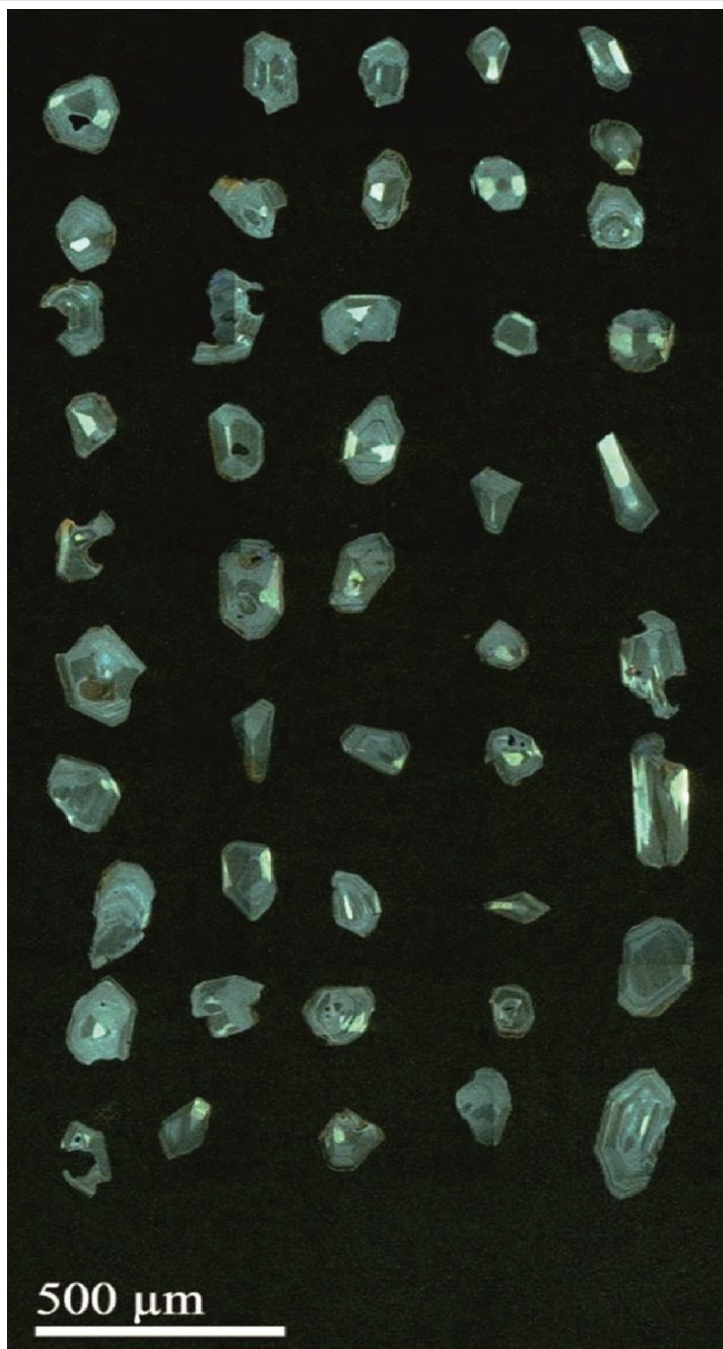
سن سنجی زیرکن (U-Pb)

کانی‌های زیرکن مناسب سن‌سنجی تنها در گرانودیوریت‌ها حضور داشت و لذا این سنگ‌ها برای انجام آنالیز ایزوتوپی U-Pb جهت سن‌سنجی انتخاب شدند. زیرکن‌های مورد بررسی در گرانودیوریت‌های منطقه تخت شفاف و شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار و بدون هسته بوده و زونینگ ظریف و مستقیم را که از ویژگی‌های رشد عادی ماگمایی است، دارا هستند (Zhu et al., 2013) (شکل ۱۳). در مجموع ۳۵ نقطه مورد آنالیز قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۳ آورده شده است. با توجه به اینکه همه نمونه‌های گرانودیوریت برداشت‌شده برای این آنالیز دارای ترکیب کانی‌شناسی و ویژگی‌های بافتی یکسان بوده و ترکیب شیمیایی مشابهی داشتند و برای دستیابی به سن قابل اعتمادتر با



شکل ۱۲. A: نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب سنگ‌های بیرونی منطقه تخت نرمال شده نسبت به مقادیر جبه اولیه (McDonough and Sun, 1995) و B: نمودار عناصر نادر خاکی سنگ‌های بیرونی منطقه تخت نرمال شده نسبت به کندریت (Boynton, 1984)

Fig. 12. A: Trace element spider diagram on the Takht volcanic rock samples normalized to primitive mantle values (McDonough and Sun, 1995), and B: Chondrite normalized (Boynton, 1984) rare earth Element (REE) patterns for the Takht volcanic rock samples



شکل ۱۳. تصویر کاتودولومینسانس (CL) زیرکن‌های گرانودیوریت تخت

Fig. 13. Cathodoluminescence (CL) images of zircon grains from the Takht granodiorite

مجموعه ماگمایی تخت مقادیر ایزوتوپ اولیه $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بین $0/70678$ تا $0/70778$ در هزار و مقدار ϵNd نیز مقادیر منفی داشته و بین $-0/79398$ تا $-5/83370$ هستند.

مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بر مبنای سن $16/8$ میلیون سال گرانودیوریت‌ها محاسبه شده است؛ چراکه تنها سن قابل اعتماد در دسترس برای این منطقه است و از طرفی همه سنگ‌های منطقه تخت مربوط به یک مجموعه هستند. در

جدول ۳. نتایج آنالیز سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های جداسده از گرانودیوریت منطقه تخت

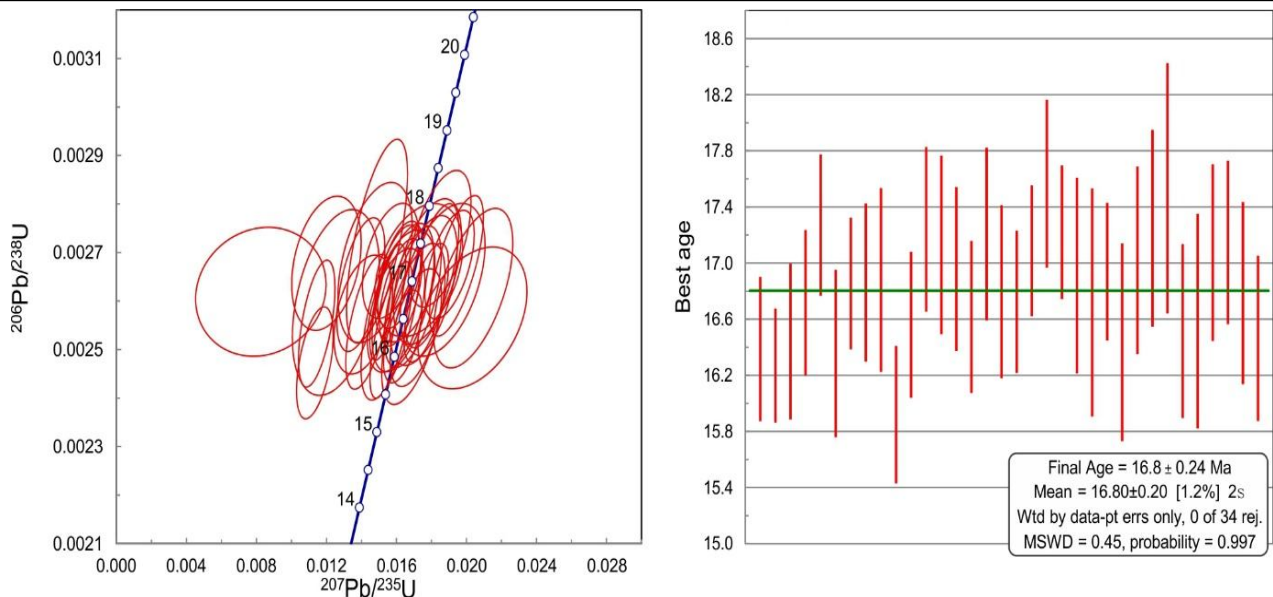
Table 3. U-P geochronologic analyses for the studied zircons of the Takht granodiorite

	U(ppm)	Isotope ratios								error
		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}}$	U/Th	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	±(%)	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	±(%)	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	±(%)	
Spot 1	147.09	4809.40	1.77	20.51	4.73	0.02	5.68	0.00255	3.15	0.55
Spot 2	247.82	3931.47	1.19	21.29	3.63	0.02	4.41	0.00253	2.50	0.57
Spot 3	86.57	2324.49	2.40	30.75	4.96	0.01	6.00	0.00255	3.38	0.56
Spot 4	173.38	4016.23	2.54	20.22	3.60	0.02	4.75	0.00260	3.10	0.65
Spot 5	219.45	3289.64	1.54	23.61	6.11	0.02	6.77	0.00268	2.92	0.43
Spot 6	230.45	6026.50	1.57	22.31	3.54	0.02	5.09	0.00254	3.65	0.72
Spot 7	186.70	2761.10	2.15	22.20	4.11	0.02	4.96	0.00262	2.79	0.56
Spot 8	104.33	784.57	2.52	43.75	29.64	0.01	29.83	0.00262	3.35	0.11
Spot 9	138.66	4590.47	1.51	20.59	6.09	0.02	7.22	0.00262	3.89	0.54
Spot 10	128.06	825.80	2.81	30.05	5.27	0.01	6.10	0.00247	3.08	0.50
Spot 11	113.15	3490.11	2.35	25.13	7.17	0.01	7.83	0.00257	3.15	0.40
Spot 12	98.27	1241.57	2.38	30.76	10.36	0.01	10.91	0.00268	3.41	0.31
Spot 13	124.53	3625.20	1.43	20.64	6.15	0.02	7.19	0.00266	3.72	0.52
Spot 14	114.27	1858.22	1.64	25.99	5.49	0.01	6.48	0.00263	3.45	0.53
Spot 15	182.59	3990.57	1.52	22.26	5.95	0.02	6.79	0.00258	3.26	0.48
Spot 16	242.59	22438.84	2.30	18.96	3.80	0.02	5.22	0.00267	3.58	0.69
Spot 17	95.90	164843.63	2.29	21.24	5.17	0.02	6.35	0.00261	3.68	0.58
Spot 18	259.09	2336.20	1.26	8.55	4.65	0.05	5.48	0.00284	2.91	0.53
Spot 19	280.36	9573.68	1.35	23.09	3.14	0.02	4.37	0.00260	3.04	0.69
Spot 20	160.25	3838.93	2.06	22.56	4.50	0.02	5.26	0.00265	2.74	0.52
Spot 21	105.54	4445.66	1.76	20.35	5.36	0.02	6.35	0.00273	3.40	0.54
Spot 22	183.29	13928.13	2.38	19.36	4.02	0.02	4.88	0.00267	2.77	0.57
Spot 23	97.83	41603.68	2.19	17.76	6.07	0.02	7.34	0.00263	4.13	0.56
Spot 24	81.45	1082.85	2.34	28.54	12.15	0.01	13.09	0.00260	4.87	0.37
Spot 25	126.60	1368.26	2.20	21.99	6.22	0.02	6.86	0.00263	2.90	0.42
Spot 26	93.05	5046.03	2.57	20.74	5.59	0.02	7.04	0.00255	4.29	0.61
Spot 27	61.40	16112.23	1.99	19.55	7.61	0.02	8.57	0.00264	3.93	0.46
Spot 28	98.78	852.87	2.40	24.98	8.57	0.01	9.49	0.00268	4.07	0.43
Spot 29	89.20	1110.15	2.40	25.21	5.81	0.01	7.73	0.00272	5.09	0.66
Spot 30	63.66	1178.33	2.43	17.38	9.38	0.02	10.10	0.00257	3.76	0.37
Spot 31	96.23	3978.82	2.25	22.64	5.50	0.02	7.19	0.00258	4.62	0.64
Spot 32	124.56	6439.48	1.50	20.28	4.23	0.02	5.62	0.00265	3.69	0.66
Spot 33	72.38	1235.79	2.26	21.25	8.97	0.02	9.59	0.00266	3.40	0.35
Spot 34	102.89	1276.80	2.31	21.94	6.02	0.02	7.15	0.00261	3.87	0.54
Spot 35	117.90	2365.28	1.82	24.49	4.68	0.01	5.89	0.00256	3.59	0.61

ادامه جدول ۳. نتایج آنالیز سن‌سنجی U-Pb زیرکن‌های جداشده از گرانودیوریت منطقه تخت

Table 3 (Continued). U-P geochronologic analyses for the studied zircons of the Takht granodiorite

	Apparent ages (Ma)					
	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm (Ma)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm (Ma)	Best age (Ma)	\pm (Ma)
Spot 1	16.39	0.51	17.22	0.97	16.39	0.51
Spot 2	16.27	0.41	16.48	0.72	16.27	0.41
Spot 3	16.44	0.56	11.55	0.69	16.44	0.56
Spot 4	16.72	0.52	17.82	0.84	16.72	0.52
Spot 5	17.27	0.50	15.78	1.06	17.27	0.50
Spot 6	16.36	0.60	15.81	0.80	16.36	0.60
Spot 7	16.86	0.47	16.37	0.81	16.86	0.47
Spot 8	16.86	0.56	8.34	2.48	16.86	0.56
Spot 9	16.88	0.66	17.66	1.26	16.88	0.66
Spot 10	15.92	0.49	11.45	0.69	15.92	0.49
Spot 11	16.56	0.52	14.22	1.11	16.56	0.52
Spot 12	17.24	0.59	12.11	1.31	17.24	0.59
Spot 13	17.13	0.64	17.88	1.27	17.13	0.64
Spot 14	16.96	0.58	14.08	0.91	16.96	0.58
Spot 15	16.62	0.54	16.10	1.08	16.62	0.54
Spot 16	17.21	0.62	19.54	1.01	17.21	0.62
Spot 17	16.80	0.62	17.04	1.07	16.80	0.62
Spot 18	18.31	0.53	45.51	2.44	18.31	0.53
Spot 19	16.72	0.51	15.62	0.68	16.72	0.51
Spot 20	17.09	0.47	16.33	0.85	17.09	0.47
Spot 21	17.57	0.60	18.59	1.17	17.57	0.60
Spot 22	17.22	0.48	19.15	0.93	17.22	0.48
Spot 23	16.91	0.70	20.49	1.49	16.91	0.70
Spot 24	16.72	0.81	12.65	1.65	16.72	0.81
Spot 25	16.94	0.49	16.61	1.13	16.94	0.49
Spot 26	16.44	0.70	17.08	1.19	16.44	0.70
Spot 27	17.02	0.67	18.75	1.59	17.02	0.67
Spot 28	17.25	0.70	14.90	1.40	17.25	0.70
Spot 29	17.53	0.89	15.01	1.15	17.53	0.89
Spot 30	16.52	0.62	20.45	2.04	16.52	0.62
Spot 31	16.59	0.76	15.80	1.13	16.59	0.76
Spot 32	17.07	0.63	18.14	1.01	17.07	0.63
Spot 33	17.15	0.58	17.39	1.65	17.15	0.58
Spot 34	16.79	0.65	16.49	1.17	16.79	0.65
Spot 35	16.46	0.59	14.51	0.85	16.46	0.59



شکل ۱۴. نمودار کنکوردیا و نمودار میانگین سن تعیین‌شده ایزوتوپ‌های U-Pb برای نمونه‌های گرانودیوریتی منطقه تخت که بر طبق آن سن توده 16.8 ± 0.24 میلیون سال تخمین زده می‌شود.

Fig. 14. U-Pb concordia diagram and average age diagram from zircon minerals separated from the Takht granodiorite samples. These diagrams give the age of 16.8 ± 0.24 Ma for the Takht granodiorite.

دیوریت‌ها دچار آرایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند. گرانودیوریت‌ها در بخش پوسته‌ای قرار می‌گیرند؛ اما نزدیک به آرایش گوشته‌ای هستند. این موضع نشان می‌دهد که گرانودیوریت‌ها از ذوب‌بخشی مواد پوسته‌ای شکل گرفته‌اند که عامل این ذوب‌بخشی می‌توانسته ماگماهای داغ منشأ گرفته از گوشته باشند. نکته قابل تأمل دیگر حضور انکلاوها در بخش آرایش گوشته‌ای است که نشان می‌دهد ماگمای مولد آنها از منشأهای بسیار عمیق‌تر نسبت به گرانودیوریت‌ها شکل گرفته است. این ماگما در طی بالآ آمدن موجب افزایش گرادیان زمین‌گرایی پوسته و رخداد ذوب‌بخشی شده؛ اما بخشی از آن نیز در مذاب حاصله به دام افتاده است.

نمودار مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر ϵNd نمونه‌های آتشفشانی در شکل ۱۵-B نشان داده شده است. چنان‌که مشخص است، نمونه‌های داسیت در بخش پوسته‌ای قرار گرفته است و نمونه‌های تراکی‌آندزیت در نزدیکی آرایش گوشته‌ای ترسیم می‌شوند. در مقایسه این نمودار و نمودار توده‌های نفوذی می‌توان گفت که تقریباً داسیت‌ها محتوای ایزوتوپی مشابه با گرانودیوریت‌ها دارند

این مقادیر ایزوتوپی می‌توانند اطلاعاتی مناسب از نحوه شکل‌گیری و منشأ مذاب‌های سازنده سنگ‌های منطقه را در اختیار ما قرار دهند. همه نمونه‌ها اعم از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی، ترکیب ایزوتوپی تقریباً مشابهی دارند که نشان‌دهنده منشأ مشابه آنهاست (Weis et al., 1987; Zhang et al., 2006; Mao et al., 2014). با ترسیم مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر ϵNd می‌توان این سنگ‌ها را منشأیابی کرد (Rollinson, 1993). این نمودار برای سنگ‌های درونی در شکل A-15 ارائه شده است. نمونه‌های گرانودیوریت در پوسته‌ای، دیوریت در بخش پوسته‌ای و نزدیک به آرایش گوشته‌ای و نمونه‌های گابرو و انکلاو در بخش آرایش گوشته‌ای واقع می‌شوند. بر این اساس می‌توان نتیجه‌گیری کرد که گابروها از ماگمای منشأ گرفته از گوشته تشکیل شده‌اند و با توجه به موقعیت زمین‌ساختی منطقه به‌عنوان یک حاشیه فعال قاره‌ای منشأ، این ماگما می‌توانسته از گوه گوشته‌ای باشد. دیوریت‌ها می‌توانند از چنین منشأی به‌وجود آمده باشند. اختلاف مقادیر ایزوتوپی دیوریت با گابروها نشان می‌دهد که به احتمال بسیار زیاد

و تراکی آندزیت‌ها شبیه به دیوریت‌ها هستند که این موضوع
 گفت که این سنگ‌های آتشفشانی معادل‌های بیرونی
 احتمال هم منشأ بودن آنها را تقویت می‌کند و به عبارتی می‌توان
 گرانودیوریت و دیوریت هستند.

جدول ۴. نسبت جفت ایزوتوپی Rb-Sr نمونه‌های منطقه تخت

Table 4. Rb-Sr couples isotope ratios for the Takht area samples

Sample	Age	Rb	Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _m	±2s	(⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr) _i	±2s
HI-1	16.8	142	118	3.48124	0.70775	9.32000	0.70692	0.02462
HI-7	16.8	108	120	0.65428	0.70790	10.88000	0.70774	0.00463
HI-18	16.8	121	130	2.69263	0.70790	9.72000	0.70725	0.01904
HI-12	16.8	98.7	120	2.37941	0.70790	12.54000	0.70733	0.01683
HI-6	16.8	62.3	265	1.21013	0.70782	13.99000	0.70754	0.00856
HI-9	16.8	79.9	310	1.06034	0.70790	11.15000	0.70764	0.00750
HE-17	16.8	46	210	0.14463	0.70691	12.13000	0.70688	0.00102
HE-13	16.8	8.6	360	0.24794	0.70688	9.54000	0.70682	0.00175
HE-2	16.8	58.6	360	0.68064	0.70775	15.44000	0.70759	0.00481
HI-23	16.8	62.3	265	0.47090	0.70790	12.58000	0.70778	0.00333
HE-12	16.8	120.1	259	0.63365	0.70742	10.18000	0.70727	0.00448
HE-18	16.8	131.5	343.5	1.26847	0.70766	11.36000	0.70736	0.00897
HE-17	16.8	116.4	385	1.26847	0.70766	11.36000	0.70736	0.00897
HE-11	16.8	60.7	301	1.21404	0.70782	10.95000	0.70753	0.00858

جدول ۵. آنالیز جفت ایزوتوپی Sm-Nd نمونه‌های منطقه تخت

Table 5. Sm-Nd couples isotope ratios for the Takht area samples

Sample	Age	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _m	±2s	(¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd) _i	±2s	εNd
HI-1	16.8	3.2	15	0.12885	0.51254	10.92000	0.51254	0.00000	-1.49325
HI-7	16.8	2.1	11.1	0.13080	0.51254	8.86000	0.51254	0.00000	-1.42483
HI-18	16.8	3.7	14.5	0.15422	0.51254	7.70000	0.51254	0.00000	-1.56047
HI-12	16.8	3.8	15.1	0.15209	0.51250	8.64000	0.51250	0.00000	-2.33359
HI-6	16.8	5.4	25.3	0.13820	0.51244	8.36000	0.51243	0.00000	-3.68190
HI-9	16.8	4.8	22.6	0.17245	0.51246	7.84000	0.51244	0.00000	-3.44056
HE-17	16.8	5.8	24.6	0.41165	0.51236	8.00000	0.51232	0.00000	-5.83370
HE-13	16.8	17.4	28	0.24890	0.51238	8.91000	0.51235	0.00000	-5.15980
HE-2	16.8	7.4	24.4	0.12993	0.51236	8.08000	0.51246	0.00000	-5.04225
HI-23	16.8	5.4	25.3	0.18328	0.51234	7.98000	0.51234	0.00000	-5.30479
HE-12	16.8	5.3	15	0.14250	0.51258	8.96000	0.51258	0.00000	-0.79398
HE-18	16.8	5.6	15	0.13670	0.51257	9.23000	0.51256	0.00000	-1.10953
HE-17	16.8	3.8	16.8	0.13612	0.51248	8.52000	0.51247	0.00000	-2.91791
HE-11	16.8	3.7	19.5	0.16255	0.51246	9.45000	0.51244	0.00000	-3.41292

پتروژنر مجموعه ماگمایی تخت

ویژگی‌های ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی و به‌ویژه توده گرانودیوریتی در منطقه مورد بررسی تا حد زیادی شکل‌گیری آنها در طی رژیم زمین‌ساختی پس از برخوردی را نشان می‌دهد. در نمودارهای پیرس و همکاران (Pearce et al., 1984)، برمبنای عناصر فرعی، محیط زمین‌ساختی سنگ‌های درونی را تعیین می‌کند که این نمودارها برای سنگ‌های منطقه تخت استفاده شده است (شکل ۱۶). چنان‌که در نمودارها مشخص است، در هر نمودار ارائه شده، تمامی نمونه‌ها در مرز محدوده گرانیت‌های کمان قاره‌ای^۱ و گرانیت‌های درون قاره‌ای^۲ و همگی در درون محدوده در نظر گرفته شده پس از کوه‌زایی^۳ (Förster et al., 1997) قرار گرفته‌اند.

در نمودارهای ارائه شده توسط والن و همکاران (Whalen et al., 1987) نیز نمونه‌های تخت مورد آنالیز قرار گرفت که گرانودیوریت‌ها اغلب در مرز محدوده‌های نوع A و نوع I و S قرار می‌گیرند (شکل ۱۷). گاهی نمونه‌ها کاملاً در محدوده A قرار می‌گیرند. ویژگی‌های I-type و A-type هم‌زمان آنها نیز بیانگر شکل‌گیری آنها در طی چنین رویدادی است که در آن امکان حضور هم‌زمان مذاب‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای وجود دارد. با توجه به نمودارهای ارائه شده این سنگ‌ها ترکیبی از ویژگی‌های ماگماتیسیم‌های نوع S، I و A را نشان می‌دهند. گرانودیوریت‌ها ویژگی‌های نوع I دارند که می‌توانند در رژیم زمین‌ساختی خاص ویژگی‌های نوع A را نیز به‌دست آورند. نتایج محاسبات دما و فشارسنجی نیز نشان از تغییر عمق تبلور نمونه‌ها از سمت گابرو به گرانودیوریت دارد. در واقع می‌توان اعماق متوسط ۱۵ کیلومتر برای گابرو، ۱۰ کیلومتر برای دیوریت و ۶ کیلومتر برای گرانودیوریت‌ها را لحاظ کرد که نشان می‌دهد ماگماهای سازنده این سنگ‌ها در چند مرحله مختلف شکل گرفته و هر یک در عمق متفاوتی تبلور یافته‌اند. این ماگما پیش از تبلور کامل سبب ذوب در پوسته اطراف خود و رخداد آلاش پوسته‌ای شده است (Haghighi Bardineh et al., 2012).

(al., 2017). مقادیر فشار به‌دست آمده برای این نمونه‌ها از طریق محاسبات فشارسنجی نیز نشان می‌دهد که در واقع این سنگ‌ها از نوع ساب‌ولکانیک هستند که فرضیه بالا را قوت می‌بخشد. سنگ‌های آتشفشانی را نیز می‌توان معادل‌های بیرونی انواع گرانودیوریت و دیوریت در نظر گرفت؛ چراکه دارای ویژگی‌های ایزوتوپی مشابه با آنها هستند و با توجه به قرارگیری آنها بر روی سنگ‌های درونی در منطقه می‌توان این فرضیه را مدنظر قرارداد. ماگماتیسیم پس از برخوردی در پهنه ارومیه - دختر در نئوژن پیش از این نیز گزارش شده است (Monsef et al., 2010; Honarmand et al., 2014). مهم‌ترین دلیل برای رخداد این نوع ماگماتیسیم، نازک‌شدگی پوسته و جداسدن لیتوسفر^۴ و واپسین مراحل فرورانش نئوتیس به زیر ایران و پس از برخورد با ایران در نظر گرفته شده است (Ghasemi and Talbot, 2006; Dargahi et al., 2010; Honarmand et al., 2014).

فازهای کششی ایجاد شده در مراحل پس از برخورد می‌توانند سبب تشکیل گسل‌های عمیقی شوند که زمینه‌های بالآ آمدن مذاب‌های گوشته‌ای تا سطوح بالای پوسته را فراهم آورد. از سوی دیگر، این موضوع به‌خوبی پذیرفته شده است که تزریق مذاب‌های گوشته‌ای به درون پوسته قاره‌ای سازوکاری مهم و عمده در تشکیل مذاب‌های سیلیسی است (Atherton and Petford, 1993; Grunder, 1995; Petford and Gallagher, 2001).

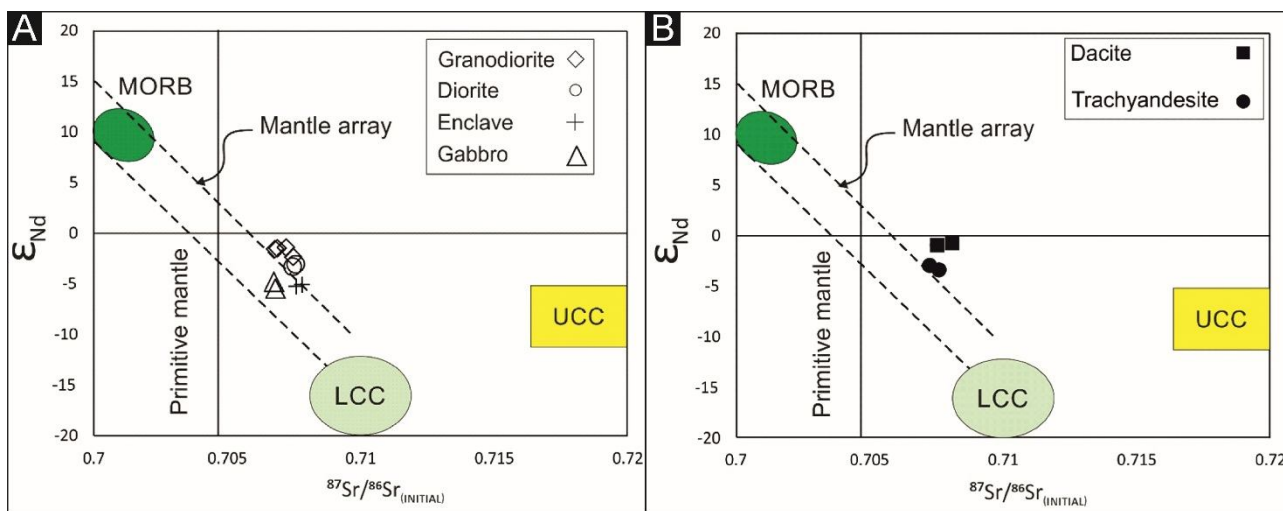
سنگ‌های مورد بررسی در منطقه تخت از نظر نسبت‌های $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در برابر $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه با سایر توده‌های کمر بند ارومیه - دختر مقایسه شده است (شکل ۱۸). توده‌های برگزیده برای این کار شامل توده‌های پس از برخوردی نیاسر با سن میوسن (Honarmand et al., 2014)، توده‌های نوع A منطقه جنوب شرق کرمان با سن ائوسن (Dargahi et al., 2010) و توده‌های نوع I مرتبط با فرورانش از جمله توده‌های کوه دُم با سن ائوسن (Sarjoughian et al., 2012)، گرانیتوئیدهای خلخاب - نشوه با سن ائوسن (Rezaei-

1. volcanic arc granite, VAG
2. within plate granite, WPG

3. post-collision
4. lithosphere delamination

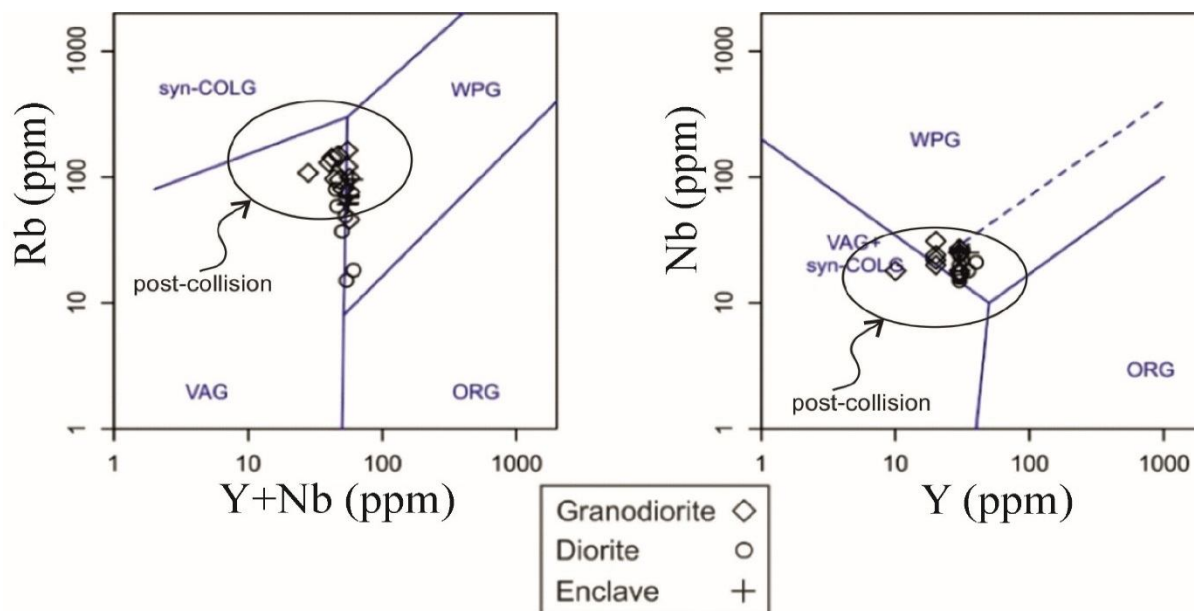
(2017) و ساب‌ولکانیک‌های منطقه کاجان با سن میوسن (Golkaram et al., 2016) هستند.

(Kahkhaei et al., 2011)، توده‌های گرانئیدی اردستان با سن الیگوسن پایانی- میوسن آغازین (Babazadeh et al.,)



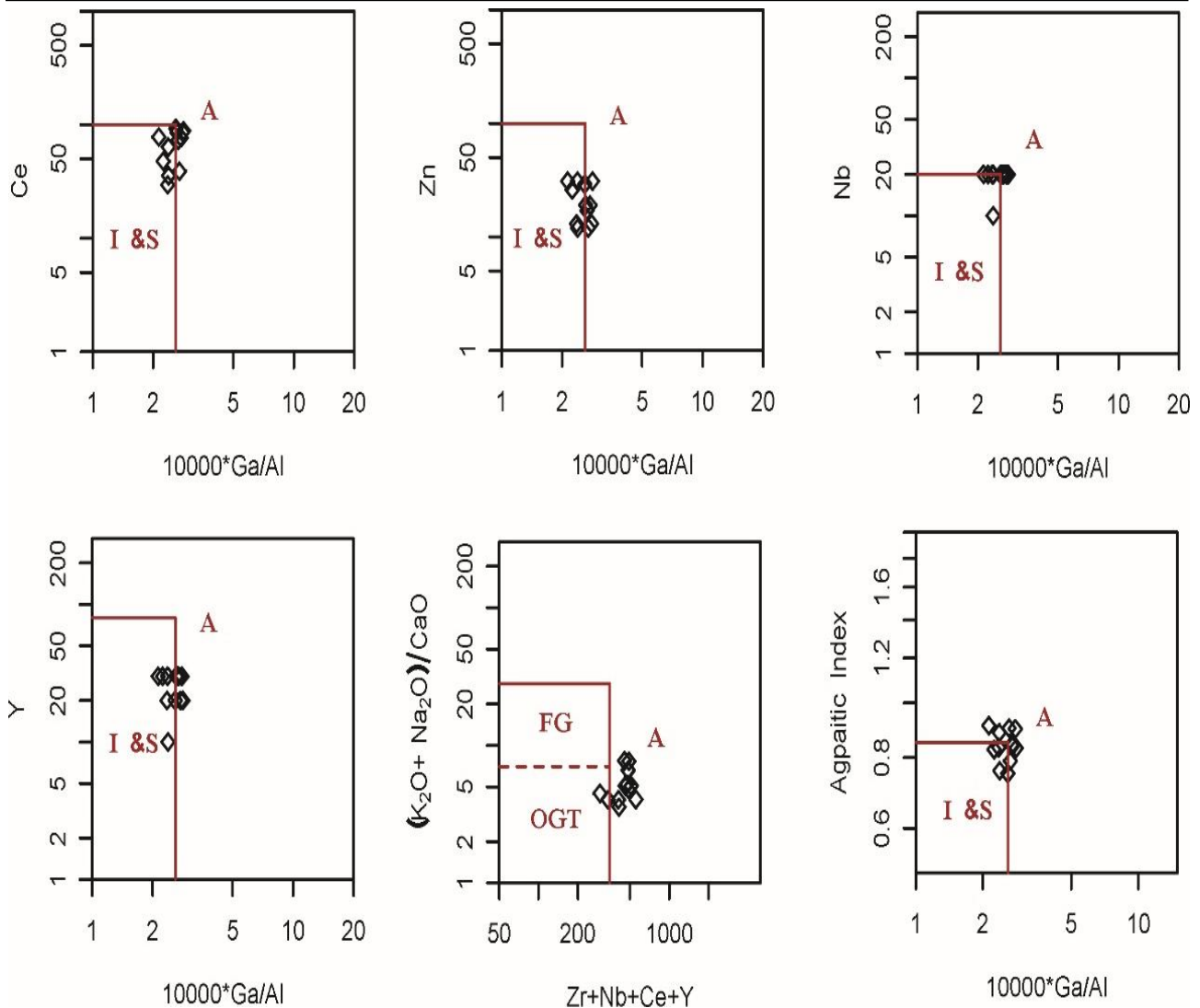
شکل ۱۵. تعیین منشأ با استفاده از نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در برابر ϵNd در منطقه تخت. A: سنگ‌های درونی و B: سنگ‌های بیرونی (UCC: پوسته قاره‌ای بالایی (Taylor and McLennan, 1995)، LCC: پوسته قاره‌ای پایینی (Rudnick and Fountain, 1995))

Fig. 15. discriminating diagram source of magma based on initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios vs. ϵNd of the Takht area samples. A: plutonic rocks, and B: volcanic rocks (UCC = Upper Continental Crust (Taylor and McLennan, 1995), LCC = Lower Continental Crust (Rudnick and Fountain, 1995))



شکل ۱۶. نمودار تعیین محیط زمین‌ساختی نمونه‌های مورد بررسی منطقه تخت (Pearce et al., 1984)، محدوده پس از برخورد از Forster et al., 1997

Fig. 16. Tectonic discriminating diagram (Pearce et al., 1984) for the studied samples of Takht area. The field of post-collision is from Förster et al. (1997).



شکل ۱۷. نمودار تفکیک‌کننده گرانیت I-S و A (Whalen et al., 1987) نمونه‌های گرانودیوریت تخت اغلب در مرز محدوده A قرار دارد.

Fig. 17. Discrimination diagram between I-S and A-type granite (Whalen et al., 1987). The Takht granodiorite samples are plotted in border of A-type field.

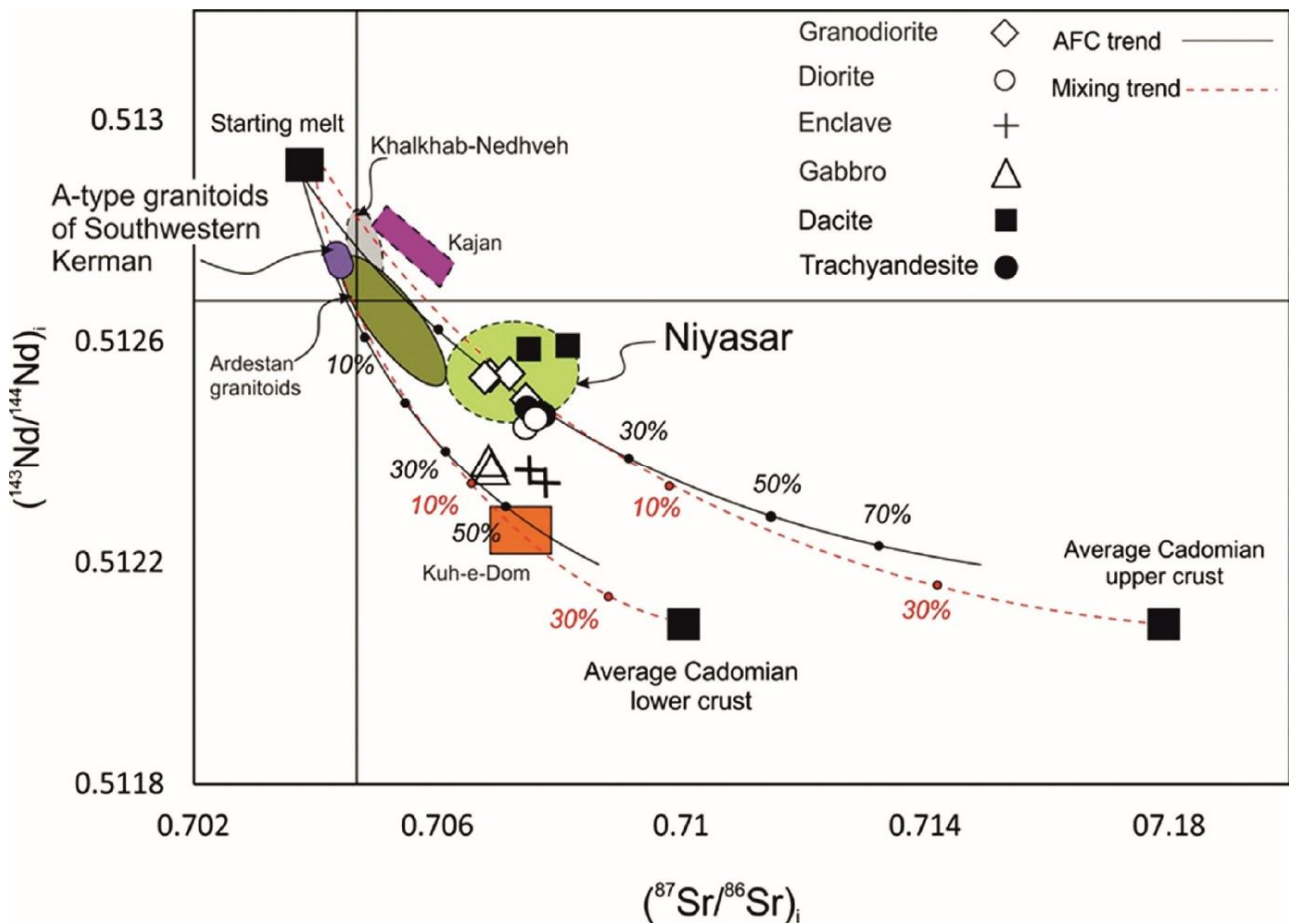
از ۱۰ درصد).

در حالی که گابروها و انکلاوها بر روی این روندها، ACF با مقدار ۴۰ درصد و اختلاط ۱۰ درصد نشان می‌دهند. این نمودار چند نکته را تأیید می‌کند، اول اینکه سنگ‌های آتشفشانی به احتمال فراوان در مرحله پس از برخورد شکل گرفته‌اند و دیگر اینکه هم منشأ بودن سنگ‌های درونی و بیرونی را تا اندازه زیادی اثبات می‌کند. هنرمند و همکاران (Honarmand et al., 2014) بیان کرده‌اند که توده گرانیتوئیدی نیاسر با شرکت ۶۰ -

گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها، داسیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌های منطقه تخت تناسب بسیار خوبی با محدوده توده پس از برخوردی نیاسر دارند. از طرفی گابروها و انکلاوها با هیچ‌کدام از این توده‌ها شباهت مستقیم ندارند؛ اما در نزدیکی محدوده گرانیتوئید کوه دم قرار می‌گیرند. مورد دیگر در این نمودار، قرارگیری نمونه‌های گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها، داسیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها در راستای روندهای AFC و اختلاط با مواد پوسته بالایی است (ACF حدود ۲۰ درصد و در اختلاط کمتر

نمودارهای نسبت عناصر فرعی قابل درک است و از طرفی با توجه به شباهت ایزوتوپی توده‌های نیاسر با نمونه‌های مورد بررسی می‌توان این مدل را برای منطقه تخت نیز در نظر گرفت.

۷۰ درصد مذاب منشأگرفته از پوسته زیرین و ۳۰-۴۰ درصد مذاب منشأگرفته از گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای ایجاد شده است. این موضع برای نمونه‌های منطقه تخت نیز تا اندازه‌ای توسط

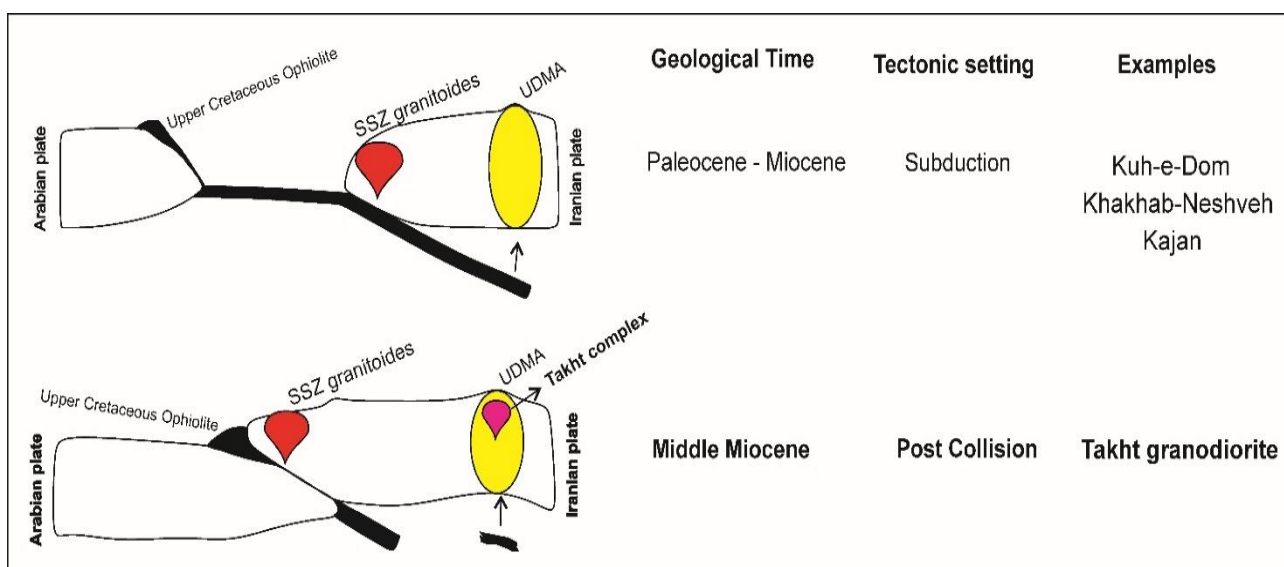


شکل ۱۸. نمودار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ در برابر $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ برای مقایسه سنگ‌های درونی- بیرونی محدوده تخت در مقایسه با برخی توده‌های نفوذی UDMA شامل گرانیتوئید پس از برخوردی نیاسر (Honarmand et al., 2014)، گرانیتوئید نوع A در کرمان (Dargahi et al., 2010) و توده‌های مرتبط با فرورانش کوه‌دم (Sarjoughian et al., 2012)، گرانیتوئید ائوسن خلخاب-نشوه (Rezaei-Kahkhaei et al., 2011)، گرانیتوئید الیگوسن پایانی- میوسن در جنوب اردستان (Babazadeh et al., 2017)، ساب‌ولکانیک میوسن کاجان (Golkaram et al., 2016). مدل AFC بر اساس ارسوی (Ersoy, 2013)، مقایسه میانگین Cadomian پایینی و پوسته بالایی بر اساس شفیع‌مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2015)، منشأ جبه و مذاب (مشابه با جبه سبزوار) بر اساس شفیع‌مقدم و همکاران (Shafaii Moghadam et al., 2015)

Fig. 18. Plot of $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ vs. $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ for comparison of the Tkaht plutonic-volcanic rocks with some other plutonic bodies of the UDMA including post-collision middle Miocene Niyasar granitoid (Honarmand et al., 2014), Eocene A-type granitoids of Kerman (Dargahi et al., 2010) and subduction related Eocene granitoids of the Kuh-e-Dom area (Sarjoughian et al., 2012), Eocene Khalkhab-Neshveh granitoids (Rezaei-Kahkhaei et al., 2011), late Oligocene-early Miocene southern Ardestan granitoids (Babazadeh et al., 2017) and Miocene Kajan subvolcanics (Golkaram et al., 2016). AFC model according to Ersoy (2013). The composition of average Cadomian lower and upper crust is according to Shafaii Moghadam et al. (2015). Mantle source and melt (similar to the Sabzevar mantle) is from Shafaii Moghadam et al. (2015)

پوسته زیرین راه خود را برای صعود باز کرده‌اند. مدل زمین‌ساختی تشکیل مجموعه ماگمایی تخت در شکل ۱۹ آمده است. مجموعه آذرین تخت در مرحله آخر کوه‌زایی زاگرس و در زمان بعد از بسته شدن نئوتیس شکل گرفته است.

همچنین این نمودار نشان می‌دهد که مذاب‌های سازنده انکلاوها و گابروها آلودگی پوسته‌ای زیادی را متحمل شده‌اند. این موضوع با مدل ارائه‌شده در بالا برای تحول پس از برخوردی منطقه تخت سازگاری مناسبی دارد؛ زیرا نشان می‌دهد این مذاب‌ها در منشأ گوشته‌ای داشتند و با هضم بخشی از مواد



شکل ۱۹. سیر تکامل اقیانوس نئوتیس و چگونگی تشکیل مجموعه ماگمایی تخت (SSZ: Sanandaj-Sirjan Zone)

Fig. 19. Tectonic setting evaluation of Neo-thetys and Takht magmatic complex (SSZ: Sanandaj-Sirjan Zone).

هم‌زمان مذاب‌های گوشته‌ای و پوسته‌ای وجود دارد. سن توده نفوذی گرانودیوریتی ۱۶/۸ میلیون سال مربوط به ماگماتیسم میوسن است. مقادیر ایزوتوپی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد نمونه‌های گرانودیوریت‌ها، دیوریت‌ها، داسیت‌ها و تراکی‌اندزیت‌ها تقریباً هم‌زاد است؛ درحالی‌که گابروها و انکلاوها منشأ متفاوتی دارند. ویژگی‌های ایزوتوپی Sr و Nd نشان‌دهنده منشأ گرفتن گرانودیوریت از پوسته اقیانوسی شکسته‌شده^۱ همراه با آرایش پوسته قاره‌ای است. سن به‌دست آمده و نیز ویژگی‌های ایزوتوپی - ژئوشیمیایی نشان‌دهنده پس از برخورد^۲ بودن ماگماتیسم منطقه تخت است و بنابراین بسته‌شدن نئوتیس مربوط به قبل از این زمان بوده است.

نتیجه‌گیری

نتایج بررسی‌های انجام‌شده بر روی مجموعه ماگمایی تخت عبارتند از: سنگ‌های درونی اغلب از نوع متاآلومین و گروه کالک‌آلکان هستند. سنگ‌های بیرونی نیز از متاآلومین تا پرآلومین بوده و از کالک‌آلکان تا شوشونیتی هستند. سنگ‌های مجموعه ماگمایی تخت دارای ناهنجاری مثبت در عناصر Rb, Zr و Th, U و ناهنجاری منفی در P, Y, Ti و Nb هستند. نسبت‌های Sr/Nd, Nb/La و Th/U نشان می‌دهد گرانودیوریت اغلب از ذوب پوسته قاره‌ای شکل گرفته است و انکلاوها منشأ ماگمای مافیک جبه‌ای دارند. ویژگی‌های هم‌زمان گرانیتوئید I و A و نیز ویژگی ماگماتیسم درون قاره و حاشیه قاره نشان می‌دهد ماگمای تخت هیبریدی بوده و امکان حضور

1. lithosphere delamination
2. post-collision

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005. Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences*, 94(3): 401–419.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation. *Tectonophysics*, 229(3–4): 211–238.
- Arvin, M., Pan, Y. M., Dargahi, S., Malekizadeh, A. and Babaei, A., 2007. Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: implications for initiation of neotethys subduction. *Journal of Asian Earth Sciences*, 30(3–4): 474–489.
- Asran, M., Asran, A.M. and Rahman, E.M.A., 2012. The Pan-African calc-alkaline granitoids and the associated mafic microgranular enclaves (MME) around Wadi Abu Zawal area, North Eastern Desert, Egypt: geology, geochemistry and petrogenesis. *Journal of Biology and Earth Sciences*, 2(1): 1–16.
- Atherton, M.P. and Petford, N., 1993. Generation of sodium-rich magmas from newly underplated basaltic crust. *Nature*, 362: 144–146.
- Babazadeh, Sh., Ghorbani, M.R., Bröcker, M., D'Antonio, M., Cottle, J., Gebbing, T., Carmine Mazzeo, F. and Ahmadi, P., 2017. Late Oligocene–Miocene mantle upwelling and interaction inferred from mantle signatures in gabbroic to granitic rocks from the Urumieh–Dokhtar arc, south Ardestan, Iran. *International Geology Review*, 59(12): 1590–1608.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M.R., Dalconi, M.C., Friedrich, A. and Tabatabaei, S.H., 2010. Middle to late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letters*, 300(1–2): 125–38.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectono-plutonic episodes in Iran. In: H.K. Gupta and F.M. Delany, (Editors), *Zagros Hindukosh, Himalaya Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington, D.C., *Geodynamics Series*, 3, pp. 5–32.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265.
- Boynton, W.V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.
- Castillo, P.R., 2006. An overview of adakite petrogenesis. *Chinese Science Bulletin*, 51(3): 257–268.
- Cook, E., 1965. Stratigraphy of Tertiary volcanic rocks in eastern Nevada. Nevada Bureau of Mines, Nevada, Report 11, 66 pp.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y. and Babae, A., 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, south western Kerman, Iran: Constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1–4): 190–204.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major element analyses-its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1–4): 183–210.
- Debon, F. and Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 73(3): 135–149.
- Ersoy, E.Y., 2013. PETROMODELER (Petrological Modeler): A Microsoft (R) Excel (R) spreadsheet program for modelling melting, mixing, crystallization and assimilation processes in magmatic systems. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22: 115–125.
- Forster, H.J., Tischendorf, G. and Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40(2–4): 261–293.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic andesites and plate tectonic*. Springer, Berlin, Heidelberg, 354 pp.
- Gill, R., 2010. *Igneous rocks and processes*. Wiley-Blackwell, New York, 428 pp.

- Golkaram, S., Rashidnejad-Omran, N., Azizi, H., Asahara, Y., Buchs, D.M., McDonald, I. and Santos, J.F., 2016. Petrogenesis and geodynamic evolution of the Kajan Neogene subvolcanic rocks, Nain, Central Iran. *Chemie der Erde - Geochemistry*, 76(4): 567–578.
- Grunder, A.L., 1995. Material and thermal roles of basalt in crustal magmatism: case study from eastern Nevada. *Geology*, 23(10): 952–956.
- Gust, D.A., Arculus, R.A. and Kersting, A.B., 1997. Aspects of magma sources and processes in the Honshu arc. *The Canadian Mineralogist*, 35(2): 347–365.
- Haghighi Bardineh, S.N., Zarei sahamieh, R., Zamanian, H. and Ahmadi khalaji, A., 2017. Mineralization, Geochemistry, Fluid inclusion and Stable Isotopes (O, S) studies in the Takht Fe-skarn Deposit, NE Hamedan. *Scientific Quarterly Journal, Geosciences*, 27(107): 99–112. (in Persian with English abstract)
- Harker, A., 1909. *The natural history of igneous rock*. Methuen and Co., London, 344 pp.
- Henderson, P., 1984. *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, 510 pp.
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Neubauer, F., Emami, M.H., Nabatian, G., Liu, X., Dong, X., Dong, Y., Quadt, A. and Chen, B., 2014. Laser-ICP-MS U–Pb zircon ages and geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Niyasar plutonic complex, Iran: Constraints on petrogenesis and tectonic evolution. *International Geology Review*, 56(1): 104–132.
- Jolivet, L. and Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, 19(6): 1095–1106.
- Kananian, A., Ghahramani, F., Sarjoughian, F., Ahmadian, J. and Kazemi, K., 2017. Geochemistry and petrogenesis of the Feshark intrusion (NE Isfahan city). *Journal of Economic Geology*, 9 (2): 313–334. (in Persian with English abstract)
- Karsli, O., Dokuz, A., Uysal, I., Aydin, F., Kandemir, R. and Wijbrans, J., 2010. Generation of the early Cenozoic adakitic volcanism by partial melting of mafic lower crust, eastern Turkey: implications for crustal thickening to delamination. *Lithos*, 114(1–2): 109–120.
- Keppler, H., 1996. Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature*, 380: 237–240.
- Lebas, M.J., Lemaitre, R.W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic-Rocks Based on the Total Alkali Silica Diagram. *Journal of Petrology*, 27(3): 745–750.
- Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B., 2014. Geochemistry of early cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton. *Gondwana research*, 25(2): 859–872.
- Majidifar, M.R. and Shafeie, A., 2006. Geological map of Marzban, scale 1:100,000. Geological Survey of Iran.
- Mao, Q., Xiao, W., Fang, T., Windley, B.F., Sun, M., Ao, S., Zhang, J. and Huang, X., 2014. Geochronology, geochemistry and petrogenesis of Early Permian alkaline magmatism in the Eastern Tianshan: Implications for tectonics of the Southern Altaids. *Lithos*, 190-191: 37–51.
- Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archaean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Journal of Petrology*, 28(5): 921–953.
- McDonough, W. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3–4): 223–253.
- Middlemost, E.A.K., 1985. *Magma and Magmatic Rocks*. Longman, London & New York, 266 pp.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37(3–4): 215–224.
- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21(4): 397–412.
- Monsef, R., Emami, H., Rashidnejad Omran, N. and Monsef, I., 2010. Petrogenetic evolution of Neogene volcanism in northern Uromieh-Dokhtar Magmatic Belt: Insights on the origin of post-collision magmatism. 8th Swiss Geoscience Meeting, University of Fribourg, Fribourg, Switzerland.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental

- lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*, Shiva, Nantwich, pp. 230–249
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 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(1): 63–81.
- Petford, N. and Gallagher, K., 2001. Partial melting of mafic (amphibolitic) lower crust by periodic influx of basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 193(3–4): 483–499.
- Pettijohn, F.J., 1975. *Sedimentary Rocks*. Harper and Row Publishers, New York, 628 pp.
- Rasouli, J., Ghorbani, M. and Ahadnejad, V., 2017. Geochemical studies, magmatic evolution, mechanisms in Jebale-Barez granitoid Complex (East and Southeast Jiroft) microstructures and replacement. *Journal of Economic Geology*, 9(1): 175–195. (in Persian with English abstract)
- Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R.J. and Esmaeily, D., 2011. Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 42(3): 499–514.
- Rollinson, H.R., 1993. *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, New York, 352 pp.
- Rudnick, R.L. and Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics*, 33(3): 267–309.
- 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(2–4): 225–239.
- Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W.L. and Zong, K.Q., 2012. Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 54–55: 49–63.
- Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R.J., Santos, J.F. and Wu, Y., 2015. Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): Magmatism along the northern active margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 27(1): 439–452.
- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks*. John Wiley & Sons, New York, 444 pp.
- Stocklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 52: 1229–1258.
- Tatsumi, Y., Hamilton, D.L. and Nesbitt, R.W., 1986. Chemical Characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: evidence from high pressure experiments and natural rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 29(1–4): 293–310.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33(2): 241–265.
- Vernon, R.H., 2004. *A practical guide to rock microstructures*. Cambridge University Press, Cambridge, 580 pp.
- Vincent, S.J., Allen, M.B., Ismail-zadeh, A.D., Flecker, R., Foland, K.A. and Simmons, M.D., 2005. Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region. *Geological Society of America Bulletin*, 117(11): 1513–1533.
- Weis, D., Demaiffe, D., Cauet, S. and Javoy, M., 1987. Sr, Nd, O and H isotopic ratios in Ascension Island lavas and plutonic inclusions; cogenetic origin. *Earth and Planetary Science Letters*, 82(3–4): 255–268.
- Whalen, J.B., Curie, K.L. and Chappel, B.W., 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Harper Collins Academic, London, 466 pp.
- Winter, J.D., 2001. *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall, New Jersey, 697 pp.
- Woodhead, J., Eggins, S. and Gamble, J., 1993. High field strength and transition element

- systematic in island arc and back-arc basin basalts: evidence for multi-phase melt extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters*, 114(4): 491–503.
- Wu, F.Y., Jahn, B.M., Wilde, S.A., Lo, C.H., Yui, T.F., Lin, Q., Ge, W.C. and Sun, D.Y., 2003. Highly fractionated I-type granites in China (I): geochronology and petrogenesis. *Lithos*, 66(3–4): 241–273.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G. and Vannuci, R., 1999. The Finero phlogopite-peridotite massif: An example of subduction-related metasomatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 134(2–3): 107–122.
- Zhang, H., Zhang, L., Harris, N., Jin, L. and Honglin, Y., 2006. U–Pb zircon ages, geochemical and isotopic compositions of granitoids in Songpan-Garze fold belt, eastern Tibetan Plateau: constraints on petrogenesis and tectonic evolution of the basement. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152(1): 75–88.
- Zhu, Q.Q., Xie, G.Q., Wang, J., Li, W. and Yu, B., 2013. The relationship between the evaporate and skarn-type iron deposit: a case study of the Jinshandian iron skarn deposit in Hubei. *Acta Geologica Sinica*, 87(9): 1419–1428. (in Chinese with English abstract)



Petrology, geochemistry and tectonic setting studies in magmatic complex generating the Takht Fe-skarn deposit, NE Hamedan

Seyed Nematollah Haghghi Bardineh, Reza Zarei Sahamieh^{*}, Hassan Zamanian and Ahmad Ahmadi Khalaji

Department of Geology, Faculty of Science, Lorestan University, Khorramabad, Iran

Submitted: Sept. 8, 2017

Accepted: Sept. 18, 2017

Keyword: *Granodiorite, Geochemistry, Geochronology, Sr-Nd Isotope, Post-collisional, Takht Fe-skarn*

Introduction

The Urumieh-Dokhtar Magmatic Assemblage (UDMA) forms a distinct NW-SE linear intrusive-extrusive complex. Magmatism of the UDMA that occurred from Eocene to Quaternary, although the maximum activity was in the middle Eocene (Berberian and King, 1981; Ghasemi and Talbot, 2006). Collision of Arabian and Iranian plates led to termination of Neo-Tethys crust subduction and magmatism activity was abated in the UDMA, although there is no common agreement on collision timing. The Takht magmatic complex is located in the north of the Hamedan province (west Iran), and it belongs to the UDMA. The assemblage of volcano-plutonic rocks is present in the study area. The volcanic rocks include dacite, rhyodacite and trachyandesite with some tuff and agglomerated and the plutonic rocks are mostly occupied by granodiorite and diorite (containing mafic micro-granular enclaves) with some gabbro. These bodies are mostly intruded in Jurassic schists and are in contact with Cretaceous limestone leading to the formation of a skarn iron-ore deposit. The detailed geochemical and isotopic data is lacking and the age of the Takht granodiorite has not been determined. In the present study, the authors mainly have focused on the geochemistry and Sr-Nd isotopic ratios of the Takht magmatic complex to clarify questions regarding pterogenesis and its geodynamic evolution. We also reported U-Pb zircon ages for Takht granodiorite to study the relationship between its

genesis and geological evolution history of the UDMA.

Materials and methods

A total of about 80 samples from the Takht plutonic-volcanic rocks were collected. 16 plutonic-volcanic samples were selected for whole-rock chemical analysis. Major element oxides were analyzed by the X-ray fluorescence spectrometry (XRF) method using an Optima 7300DV XRF instrument in the Lab West laboratory, Australia. Trace elements were also analyzed in this laboratory with the inductively-coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) method using a NeXION 300 ICPMS instrument. Three chip samples with equal weight (4.5 kg) were collected from the Takht granodiorite. Then upon mixing, average samples were obtained for U-Pb dating of zircon. Hand-picked zircon crystals were supplied to the ALC (Arizona Laser Chron Center) in Arizona University. The 14 selected samples for Nd-Sm and Rb-Sr isotope analysis were crushed to less than 60 μm. All isotope analyses were performed on a Nu Instruments Nu Plasma HR in the MC-ICP-MS facility, in the University of Cape Town, Rondebosch, South Africa.

Results

The plutonic rocks have metaluminous nature and are of calc-alkaline affinity. The Sr/Nd, Nb/La and Th/U ratios of the granodiorite show that its magma

^{*}Corresponding authors Email: zarei.r@lu.ac.ir

was formed mainly by melting of continental crust, and that its enclaves were formed from a mantle derived mafic magma. The samples have negative anomalies in Nb, Sr, Ti, P and Eu and positive anomalies in Th, K, Zr, Yb and Rb thus indicating contribution of mantle and crustal materials in their generation. The Takht granodiorite has geochemical features of I and A-type granites and also shows properties of both volcanic arc and within plate magmatism association granitoids (high levels of LILEs and HFSEs). In order to obtain better results, all the data were plotted on a common $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ versus $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ diagram. The results show an age of 16.8 ± 0.24 Ma (Middle Miocene) for the Takht granodiorite. Based on the results, the Takht granodiorite was generated in Miocene. In the Takht magmatic complex initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ range from 0.70678 to 0.70778 and ϵNd also changes from -0.79398 to -5.83370. Nd-Sm isotopic contents and trace element ratios indicate that the Takht magmatic complex has originated from oceanic slab break-off with continental crust mingling in the post-collision stage. The ϵNd (16.8 Ma) vs. initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios diagram reveals, the role of continental crust materials in the generation of the granodiorite samples, while where the enclaves lie are plotted in the mantle evolution array field.

Discussion

The Takht magmatic complex has geochemical properties of arc related igneous rocks such as Ba, Nb, Sr, P, Ti and Y negative anomalies and for Rb, Th, U, K, Nd and Zr positive anomalies. Most of the Takht area samples are plotted in the triple junction of volcanic arc granites (VAG), within plate granites (WPG) and syn-collision (syn-COLG) on Y versus Nb and the Y+Nb versus Rb diagrams (Pearce et al., 1984). These data suggest post-collisional tectonic setting for the Takht magmatic complex. Field, microscopic and geochemical evidences indicate that simple fractional crystallization of a mafic magma was not

the only processes involved in the generation of the studied rocks. On this basis, continental crust material had extensive contribution in the generation of the granodiorites whereas the enclaves are from mantle derived magmas. Relatively high fractionated REE patterns of the granodiorite samples with high LREE/HREE indicate an amphibole-bearing, garnet-free source for the samples while small to moderate negative Eu anomalies require residual plagioclase in the source. The granodiorite samples basically have geochemical properties of I-type granites and it is confirmed by their Nd and Sr isotopic ratios. However, relatively high HFSE contents make them similar to A-type granites. Melting of a former continental arc crust and contamination with mantle derived magmas led to both volcanic arc and within plate geochemical properties of the granodiorites that make them similar to I-type and A-type granitoids. The age of 16.8 ± 0.24 Ma (Middle Miocene) of the Takht granodiorite is consistent with the other post-collisional igneous rocks of the area and regarding its post-collisional geochemical properties the age of collision and related orogeny must be considered at least before Miocene.

References

- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26(6): 683–693.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4): 956–983.