

تعیین سن زیرکن به روش U-Pb-Th، ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Sr و Nd و تعیین منشأ پبل‌های گرانیتوئیدی کنگلومرای سازند قره‌قیطان در منطقه آق‌دربند

محمدحسن کریم‌پور^{۱*}، آزاده ملک‌زاده شفاوردی^۱، فرزین قائمی^۱، جی. لنگ فارمر^۲ و چارلز استرن^۲
^۱ گروه پژوهشی اکتشاف ذخایر معدنی شرق ایران، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران
^۲ گروه علوم زمین‌شناسی، دانشگاه کلرادو، بولدر، آمریکا

چکیده

کنگلومرای سازند قره‌قیطان (پرمین فوقانی تا تریاس آغازین) بخشی از پی‌سنگ حوضه رسوبی کپه‌داغ در ناحیه آق‌دربند در شمال‌شرقی ایران است. قطعات پلوتونیک کنگلومرا عمدتاً از گرانیت، آلکالی‌گرانیت و کمتر مونزونیت تشکیل شده است. این پبل‌ها عمدتاً غنی از پتاسیم بوده، ماهیتی شدیداً پرآلومین تا متآلومین دارند. پذیرفتاری مغناطیسی (SI) 2×10^{-5} تا 27×10^{-5} ، ترکیب کانی‌شناسی، طیف ترکیبی عمدتاً گرانیتی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی، نشان می‌دهد که همه پبل‌ها به گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت (احیایی) تعلق دارند. سن‌سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن میانگین ۳۴۳ میلیون سال (کربونیفر) را برای تبلور پبل گرانیتی مشخص کرد. مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه با توجه به سن به‌دست آمده از زیرکن بین 0.7068 و 0.7062 ، مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بین 0.511936 و 0.511938 و ϵNd اولیه -5.03 تا -4.99 متغیر است. بنابراین، ماگما از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است. بر اساس مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ و ϵNd حداقل سن سنگ منشأ رسوبی دگرگون شده ۱۴۰۰ میلیون سال بوده است. در مرکز زیرکن‌ها نسل‌های متفاوت زیرکن (گرد شده) با سن‌های ۱۹۸۶، ۱۰۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال شناسایی شدند. این زیرکن‌ها از سنگ منشأ به‌همراه ماگما بالا آورده شده‌اند. در زمان تشکیل سنگ منشأ در منطقه سنگ‌هایی با سن‌های پروتروزوییک به‌عنوان پی‌سنگ قدیمی در ناحیه وجود داشته است. مقایسه سن توده‌های گرانیتی نوع احیایی دهنو، کوهسنگی و خواجه مراد (اواخر تریاس) که نتیجه برخورد صفحات ایران و توران هستند با سن پبل گرانیتی (کربونیفر)، نشان می‌دهد که پبل‌ها حاصل یک برخورد بسیار قدیمی‌تر بین خرده قاره‌های موجود در محل تشکیل آن‌ها (در شمال منطقه آق‌دربند و احتمالاً در کشور ترکمنستان) بوده‌اند.

واژه‌های کلیدی: آق‌دربند، ایزوتوپ ناپایدار، سن‌سنجی، کنگلومرای قره‌قیطان، گرانیتوئید سری ایلمنیت

مقدمه

و استوک یافت می‌شوند. حدود ۲۰ روش مختلف

برای تقسیم‌بندی گرانیتوئیدها در دهه‌های گذشته ارائه شده است که بر اساس مبانی مختلفی، مانند

گرانیتوئیدها فراوان‌ترین سنگ‌های آذرین

درونی پوسته قاره‌ای هستند که به‌صورت باتولیت

نسبت $Al_2O_3:CaO+K_2O+Na_2O$ ، درصد ارتوکلاز، آلبیت و آنورتیت، عناصر اصلی و فرعی، ترکیب کانی‌شناسی، پذیرفتاری مغناطیسی، اکسیدان یا احیایی بودن و یا ترکیبی از این عوامل بوده است (Shand, 1947; Chappell and White, 1974; Ishihara, 1977; Barker, 1979; Pearce *et al.*, 1984; Harris *et al.*, 1986; Maniar and Piccoli, 1989; Barbarin, 1999; Frost *et al.*, 2001 and etc.)

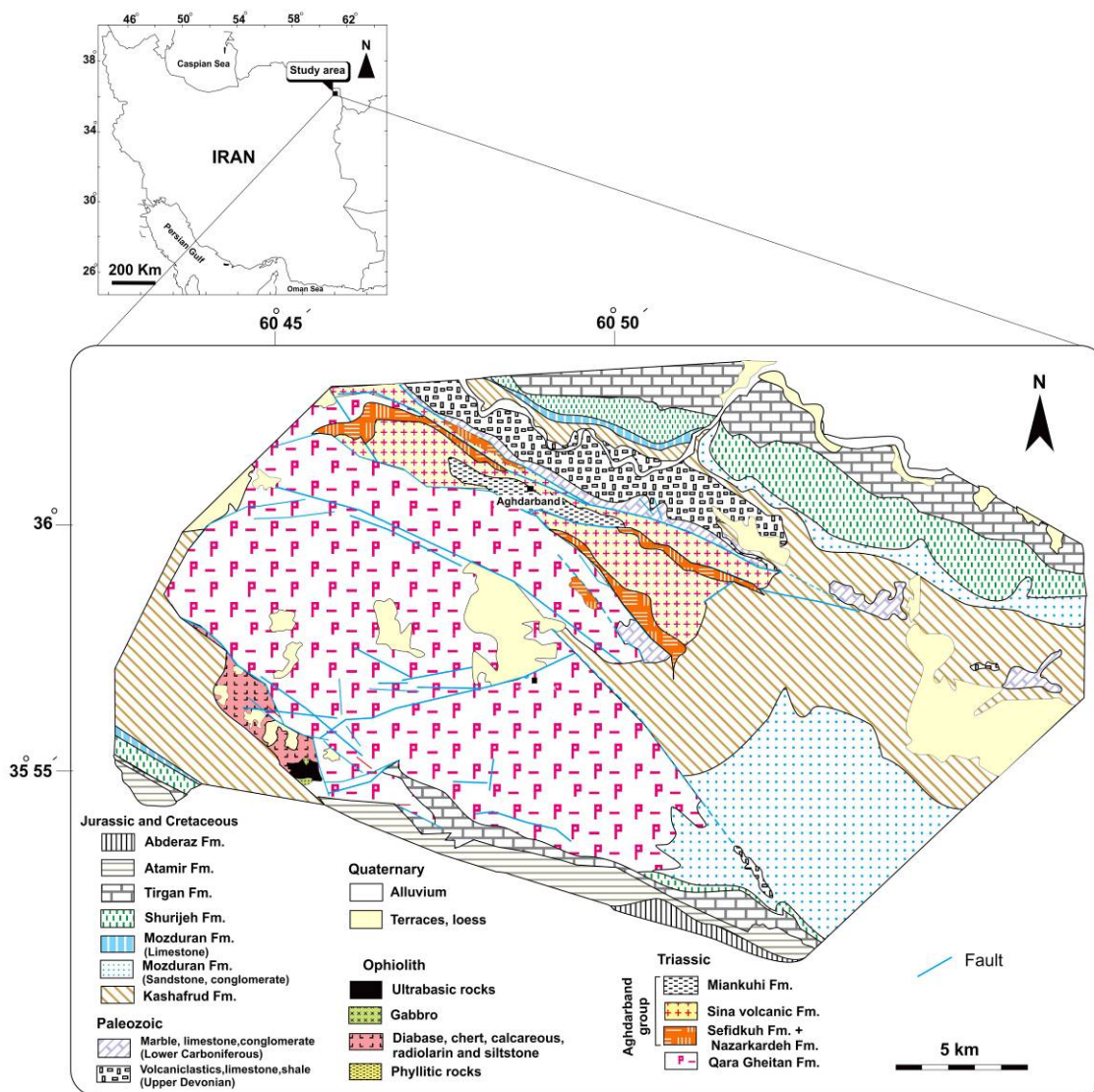
با وجود گروه‌بندی‌های مختلف گرانیتوئیدها، تقسیم‌بندی Chappell و White (۱۹۷۴) به دو گروه I و S که بعدها گرانیتوئیدهای نوع A و M نیز به آن اضافه شد، مهم‌ترین و پرکاربردترین تقسیم‌بندی به‌شمار می‌آید. گرانیتوئیدهای نوع I در زون فروورانش حاشیه قاره‌ها یا جزایر قوسی از تفریق ماگمای کالک‌آلکان یا بازالت‌های جزایر قوسی تشکیل می‌شوند. بر اساس نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ منشأ آن‌ها خارج از محدوده پوسته قاره‌ای است. این گرانیتوئیدها عمدتاً از نوع متآلومین بوده، کانی‌های شاخص آن‌ها هورنبلند، بیوتیت، مگنتیت و اسفن است. دامنه تغییرات ترکیب این گرانیتوئیدها در محدوده دیوریت، کوارتز مونزونیت، گرانودیوریت تا گرانیت است (Chappell and White, 1974, 1992 and 2001). بر اساس تقسیم‌بندی Ishihara (۱۹۷۷)، گرانیتوئیدهای نوع I جزو سری مگنتیت و اکسیدان بوده، پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها بیشتر از $SI \times 10^{-5}$ است. گرانیتوئیدهای نوع S در زون برخورد قاره‌ها از ذوب آناتکسی سنگ‌های رسوبی دگرگون شده پوسته قاره‌ای منشأ گرفته‌اند. این گرانیتوئیدها عمدتاً از نوع پرآلومین بوده، کانی‌های شاخص آن‌ها مسکوویت، بیوتیت و

ایلمنیت است. ترکیب این گرانیتوئیدها عمدتاً در محدوده گرانیت است (Chappell and White, 1974 and 1992). بر اساس تقسیم‌بندی Ishihara (۱۹۷۷) گرانیتوئیدهای نوع S جزء سری ایلمنیت و احیایی بوده، پذیرفتاری مغناطیسی آن‌ها کمتر از $SI \times 10^{-5}$ است.

سازند قره‌قپطان بخشی از پی‌سنگ حوضه رسوبی کپه‌داغ در ناحیه آق‌دریوند در شمال شرقی ایران است که در فاصله صد کیلومتری شرق- جنوب شرقی شهر مشهد دیده می‌شود (شکل ۱). این سازند در بخش‌های شمالی، شامل افق‌های کنگلومرایی و تناوب کنگلومرا و ماسه سنگ با لایه‌بندی بسیار ضخیم است. کنگلومرا بیشتر شامل گرانودیوریت تا گرانیت، داسیت، ریولیت و به مقدار کم سنگ‌های بازیک، چرت، ماسه سنگ کوارتزی و سنگ آهک‌های حاوی فسیل‌هایی با سن کربونیفر و پرمین پیشین است. مطالعاتی که قبلاً در این منطقه انجام شده است، عمدتاً شامل بررسی‌های چینه‌شناسی و فسیل‌شناسی هستند (Stocklin, 1968, 1974; Ruttner, 1983, 1984, 1991, 1993; Eftekharneshad and Behrooz, 1991). قایم (۱۳۸۸) جایگاه تکتونیکی رخساره‌های رسوبی مجموعه پی‌سنگی حوضه کپه‌داغ را بررسی نموده است. وی قطعات آواری ماگمایی کنگلومرای قره‌قپطان را در حد گرانودیوریت تا تونالیت کالک‌آلکان و قطعات آتشفشانی آن را از نوع ریولیت تا داسیت با پتاسیم بالا معرفی نموده است. قایم (۱۳۸۸) معتقد است که آن‌ها حاصل فرسایش کمان ماگمایی هستند که بر روی لبه بلوک توران در طی زمان پرمین و پیش از آن فعال بوده‌اند. این فرسایش به احتمال فراوان به دلیل بالا آمدگی تدریجی کمان، هم سنگ‌های آتشفشانی و هم توده‌های نفوذی را شامل شده است. بررسی‌های سن سنجی به

(۲۰۱۰) سن ۳۱۳/۷ میلیون سال را مشخص کرده است.

روش U-Pb بر روی کانی زیرکن در یک نمونه از پیل گرانیتی سازند قره‌قپطان توسط Zanchi و همکاران



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی کلی پنجره آق‌در بند (Eftekharnezhad and Behrooz, 1991)

فراوانترین نوع پیل گرانیتی تشکیل‌دهنده کنگلومرا (بیوتیت گرانیت پورفیری) به روش U-Pb و بر روی کانی زیرکن و تعیین منشأ ماگما با استفاده از نسبت‌های ایزوتوپی Sr و Nd (در دو نوع پیل بیوتیت گرانیت پورفیری و آلکالی گرانیت پورفیری) انجام شده است. سرانجام با توجه به نتایج تجزیه‌ها، بر روی نوع

پیل‌های گرانیتی کنگلومرای قره‌قپطان متنوع هستند. هدف از انجام این پژوهش، تفکیک پیل‌ها با توجه به مطالعات دقیق پتروگرافی و بررسی ژئوشیمیایی آن‌ها است. همچنین، اندازه‌گیری خواص فیزیکی (پذیرفتاری مغناطیسی) پیل‌ها برای تعیین نوع سری گرانیتوئیدی صورت پذیرفت. سن سنجی بر روی

ماگما و نحوه تشکیل آن در این پنجره مهم تکتونیکی در شمال شرق ایران بحث شده است.

زمین‌شناسی

کمپلکس آق‌دربند برای اولین بار توسط Goldschmidt (۱۹۵۶) معرفی شده است و با یک ناپیوستگی زاویه‌دار در زیر رسوبات آواری سازند کشف-رود با سن ژوراسیک میانی قرار گرفته است (شکل ۱). این کمپلکس از واحدهای رسوبی آواری پالئوزویک تا تریاس پسین تشکیل شده، شامل سه بخش عمده است (قائمی، ۱۳۸۸): (۱) رسوبات دگرگون شده پالئوزویک که بر اساس شواهد رسوبی پروتولیت آنها رسوبات فلیشی هستند که در اعماق نسبتاً زیاد و توسط جریان‌های توریدیتی در یک محیط شیب قاره‌ای نهشته شده‌اند؛ (۲) سازند قره‌قیطان که بیشترین رخنمون‌های سنگی در پنجره آق‌دربند را به خود اختصاص داده‌اند (شکل ۱). ساخت‌های رسوبی موجود در این سازند (کانال‌های رودخانه‌ای، محیط رسوبی اکسیداسیونی قاره‌ای و پاراکنگلومرای فراوان)، نشان‌دهنده وجود جریان‌های واریزه‌ای در مخروط افکنه‌ها و پهنه‌های طغیانی است. تمامی شواهد بیانگر این است که افق‌های کنگلومرای سازند قره‌قیطان به‌ویژه در بخش‌های شمالی پنجره آق‌دربند، به‌وسیله رودخانه‌های بریده بریده و در یک محیط نزدیک به منشأ و با جریان قدیمی از شمال به سمت جنوب نهشته شده‌اند. این سازند در بخش‌های شمالی شامل کنگلومرای است که قطعات آن در حد گرانیات تا مونزونیت و قطعات آتشفشانی آن از نوع ریولیت تا داسیت با پتاسیم بالا است؛ (۳) سازند سینا بیشتر شامل توالی شیل و ماسه سنگی است و توسط توریدایت‌های کلاسیک و در محیط شیب قاره نهشته شده‌اند.

ماسه‌سنگ‌های موجود در سازندهای آواری قره‌قیطان و سینا دارای ترکیب لیتیک‌آرکوز تا فلدسپاتیک لیت‌آرنایت هستند که بیشتر از یک کمان تقسیم شده (Dissected arc) تا حد واسط منشأ گرفته‌اند.

رسوبات آواری که در حد فاصل پالئوزویک میانی تا تریاس پسین در پی‌سنگ حوضه کپه‌داغ نهشته شده‌اند، حاصل رسوب‌گذاری در یک حوضه پیشانی (foreland) بوده، در پیشانی کمان ماگمایی تشکیل شده‌اند (قائمی، ۱۳۸۸).

پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای سازند قره‌قیطان دارای انواع بافت‌ها مانند هیپیدومورف گرانولار، سرایت و پورفیری است. رنگ آن‌ها صورتی تا گوشتی بوده، عمدتاً شامل کوارتز، ارتوکلاز، آلبیت، بیوتیت و به مقدار کم‌تر مسکوویت در نمونه دستی هستند. با توجه به این که سن این کنگلومرا اواخر پرمین تا اوایل تریاس تعیین شده است (Eftekharneshad and Behroozi, 1991)، سنگ منشأ آن را که شامل مجموعه‌ای از سنگ‌های آذرین با سن قدیمی‌تر است، در شمال این ناحیه و در زیر پوشش ضخیم رسوبی حوضه کپه‌داغ باید جستجو کرد (قائمی، ۱۳۸۸). همچنین، جریان گدازه‌ای با ترکیب حد واسط بر روی کنگلومرای سازند قره‌قیطان قرار گرفته است و نیز دایک حد واسطی با ترکیب دیوریتی این سازند را قطع نموده است. رابطه سن نسبی دایک با جریان گدازه به‌واسطه دوری از یکدیگر قابل تشخیص نیست.

روش انجام پژوهش

برای رسیدن به اهداف پژوهش و انتخاب درست نمونه‌ها برای تعیین سن و مطالعات ایزوتوپ‌های ناپایدار عملیات زیر انجام گرفت:

(۱) مطالعه ۳۵ مقطع نازک از پیل‌های

بر سانتی‌متر مکعب برای جدایش کانی‌های سنگین از جمله زیرکن استفاده شد؛

(۵) مطالعه نمونه با استفاده از میکروسکوپ دوچشمی: کانی‌های سنگین جمع شده در ته مایع برموفرم پس از خشک شدن نمونه در زیر میکروسکوپ دوچشمی به دقت مطالعه شدند و زیرکن‌ها به روش دستی جدا شدند. از نمونه PG-3 تعداد ۵۰ زیرکن با اندازه‌های بین ۴۰ تا ۱۴۰ میکرون استخراج شد. زیرکن‌های جدا شده برای تعیین سن به مرکز Laser Chron آریزونا در دانشگاه آریزونای امریکا فرستاده شدند. در آنجا از روش Laser-Ablation multi collector ICP-MS برای سن‌سنجی استفاده شد. زیرکن‌ها ابتدا در یک پلاک اپاکسی به قطر ۱ اینچ همراه با خرده‌هایی از زیرکن استاندارد ID-TIMS و شیشه‌های NIST SPM610 قالب‌گیری شده، سپس این پلاک‌ها نصف شده و صیقل می‌خورند. عکس زیرکن‌ها در نور عبوری، انعکاسی و نیز در زیر میکروسکوپ کاتدولومینسانس (CL) گرفته می‌شود. تصویر CL ساختار داخلی دانه‌های زیرکن برش‌خورده را نشان می‌دهد و با استفاده از آن مکان‌های مناسب برای اشعه لیزر در قسمت‌های هموزن بلور، حاشیه و مرکز بلور انتخاب می‌شوند. روش Laser-Ablation ICP-MS قادر است تا سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری U-Pb را با صحت بهتر از ۰.۲٪ (۲ سیگما) و تفکیک مکانی چند میکرون انجام دهد. این روش معمولاً با یک اشعه به قطر ۳۵ یا ۲۵ میکرون و اگر لازم باشد در دانه‌های ریزتر به قطر ۱۵ یا ۱۰ میکرون صورت می‌پذیرد. در هر دو حالت ذکر شده مواد برانگیخته شده توسط اشعه لیزر از یک اتاقک گاز هلیوم عبور می‌کنند. گاز هلیوم و نمونه برانگیخته شده قبل از ورود به محیط پلاسما ICP-MS با گاز آرگون مخلوط می‌شوند. مقدار Pb ایزوتوپی نسبت

گرانیتویدی و نیز چند نمونه از جریان گدازه و دایک؛
(۲) اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌ها با دستگاه پذیرفتاری سنج مدل GMS2 با دقت SI^{-۵} ۱۰×۱، ساخت شرکت سینترکس کانادا در دانشگاه فردوسی مشهد؛

(۳) تجزیه ژئوشیمیایی ۱۴ نمونه از پیل‌های گرانیتویدی به روش XRF برای اکسیدهای اصلی در دانشگاه فردوسی مشهد (نوع دستگاه فیلپس مدل X'Unique II است)؛

(۴) تجزیه ژئوشیمیایی ۹ نمونه از پیل‌های گرانیتویدی به روش ICP-MS برای عناصر فرعی و نادرخاکی در آزمایشگاه ACME کانادا (روش آماده‌سازی نمونه ذوب قلیایی بوده است)؛

(۵) انتخاب یک نمونه از فراوانترین نوع پیل (واحد بیوتیت گرانیت پورفیری، PG-3) برای سن‌سنجی به روش اندازه‌گیری ایزوتوپ U-Pb بر روی کانی زیرکن. جداسازی زیرکن‌ها در دانشگاه فردوسی مشهد و آنالیز در آزمایشگاه دانشگاه آریزونای امریکا انجام شده است. به‌منظور جداسازی زیرکن از دیگر کانی‌های سنگ مراحل زیر به ترتیب انجام شد:

(۱) خردایش: در این مرحله نمونه‌های سنگی به وزن تقریبی ۹ تا ۱۰ کیلوگرم حدود ۲ تا ۳ مرحله خردایش شدند تا بیش از ۶۰ درصد نمونه به سایز کمتر از ۴۰ مش برسد؛

(۲) الک‌کردن: پس از هر مرحله خردایش، محصول سنگ‌شکن از یک الک ۴۰ مش عبور داده می‌شد؛

(۳) لاوک‌شویی: ذرات عبور کرده از الک، لاوک‌شویی شدند تا بخش زیادی از کانی‌های سبک جدا شده و کانی‌های سنگین باقی بمانند؛

(۴) استفاده از مایع سنگین: در این مرحله از مایع سنگین بروموفرم (CHBr₃) با وزن مخصوص ۲/۸۴ گرم

آنالیز با dynamic mode-three-collector measurements انجام گرفت و در طول انجام آنالیز نمونه استاندارد LaJolla Nd نیز تا ۵ بار تکرار شد که مقدار $(2\sigma \text{ mean}) 0.511838 \pm 8$ را مشخص کرد.

پتروگرافی

بر اساس مطالعات آزمایشگاهی ۷ نوع پبل آذرین درونی در کنگلومرای قره‌قپطان قابل تشخیص است که عبارتند از: ۱- بیوتیت-گرانیت پورفیری؛ ۲- مسکوویت-بیوتیت-گرانیت؛ ۳- مسکوویت-بیوتیت-گرانیت پورفیری؛ ۴- آلکالی-گرانیت پورفیری؛ ۵- گرانیت پورفیری؛ ۶- بیوتیت-آلکالی-گرانیت؛ و ۷- بیوتیت-کوارتز-مونزونیت پورفیری. واحد گدازه روی کنگلومرا به دو بخش لاتیت آندزیت و بیوتیت-کوارتز لاتیت قابل تقسیم است. دایک قطع کننده کنگلومرای قره‌قپطان نیز یک هورنبلند دیوریت پورفیری است. مطالعات پتروگرافی واحدها که بر اساس شمارش کانی‌ها انجام شده، به شرح زیر است:

بیوتیت-گرانیت پورفیری

این واحد فراوان‌ترین نوع پبل در کنگلومرای قره‌قپطان است. دارای بافت پورفیری تا سرایت است. پبل‌ها دارای ۴۵ تا ۵۰ فنوکریست بوده، شامل ۱۹ تا ۲۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۳ میلی‌متر (عمدتاً خلیجی شکل)، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۲/۲ میلی‌متر، ۳ تا ۵ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱/۴ میلی‌متر و ۵ تا ۱۰ درصد بیوتیت تا اندازه ۲/۲ میلی‌متر هستند. زمینه سنگ نیز از فلدسپار، کوارتز و بیوتیت تشکیل شده است. گاهی بافت گرافیک بین فلدسپار پتاسیم و کوارتز در متن مشاهده می‌شود. در برخی نمونه‌ها کانی زیرکن دیده

به Th و U به کمک نمونه استاندارد که همراه با زیرکن‌ها قالب‌گیری شده و هر بار با اندازه‌گیری سه تا پنج نمونه مجهول، اندازه‌گیری آن تکرار می‌شود، محاسبه می‌شود. نمونه استاندارد زیرکن ID-TIMS نمونه زیرکنی از سریلانکا با سن $563.5 \pm 3.2 \text{ Ma}$ است. همچنین، مقدار Th و U نمونه‌های مجهول با شیشه‌های NIST SRM610 مورد سنجش قرار می‌گیرد. مقدار U این شیشه‌ها ۴۶۲ گرم در تن و مقدار Th آن ۴۵۷ گرم در تن است. قطعیت آنالیزهای انجام شده حدود ۲ سیگما (تقریباً ۱ درصد) برای $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ است. پس از اتمام کار، رسم نمودارهای تراکمی و محاسبات سن‌های میانگین از داده‌های $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ و $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ توسط ISOPLOT/EX (Ludwig, 2003) انجام می‌گیرد. سن‌های میانگین $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ با حد اطمینان ۹۵/۹ تا ۹۶/۹ درصد در این روش محاسبه می‌شود.

۶ تجزیه دو نمونه از پبل‌ها (بیوتیت-گرانیت پورفیری (PG-3) و آلکالی-گرانیت پورفیری (PG-6)) برای ایزوتوپ‌های Rb/Sr و Sm/Nd در دانشگاه کلرادوی آمریکا. آنالیز ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd نیز بر روی نمونه کل سنگ توسط دستگاه 8-collector Finnigan MAT 261 Thermal Ionization Mass Spectrometer در دانشگاه کلرادوی آمریکا صورت پذیرفت. نمونه‌ها پس از خردایش و نرمایش برای این دانشگاه ارسال شد. مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با استفاده از four-collector static mode measurements اندازه‌گیری شد و نتیجه با نمونه استاندارد SRM-987 با مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.71028$ (خطای ۲ سیگما از میانگین) که هنگام اندازه‌گیری نمونه‌های مجهول آنالیز شده بود و مقدار 0.71032 ± 2 را نشان داده بود، تصحیح شد. همچنین، مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ نمونه استاندارد به‌هنجار شد.

آلکالی‌گرانیت پورفیری

بافت آن پورفیری با زمینه دانه‌متوسط تا درشت است. کانی‌های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۲۰ تا ۲۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و شامل ۸ تا ۱۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۱/۸ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۴ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۲ میلی‌متر و ۱ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۲ میلی‌متر هستند. زمینه سنگ از فلدسپار و کوارتز تشکیل شده است. حدود ۰/۵ درصد کانی کدر شکل‌دار نیز دیده می‌شود (شکل ۲-ت).

گرانیت پورفیری

بافت آن سرآیت است. کانی‌های آن شامل ۴۵ تا ۵۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۴ میلی‌متر، ۴۰ تا ۴۲ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۶ میلی‌متر و ۵ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱/۸ میلی‌متر هستند. در حد ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت‌ها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به‌عنوان کانی ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۲-ث).

بیوتیت‌آلکالی‌گرانیت

بافت آن هپیدومورف گرانولار است. کانی‌ها شامل ۴۰ تا ۴۲ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۳ میلی‌متر، ۳۵ تا ۴۰ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۲ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱/۲ میلی‌متر و ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۱/۴ میلی‌متر هستند. دارای ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل از تبدیل بیوتیت‌ها، و ۱ درصد سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به‌عنوان کانی ثانویه است (شکل ۲-ج).

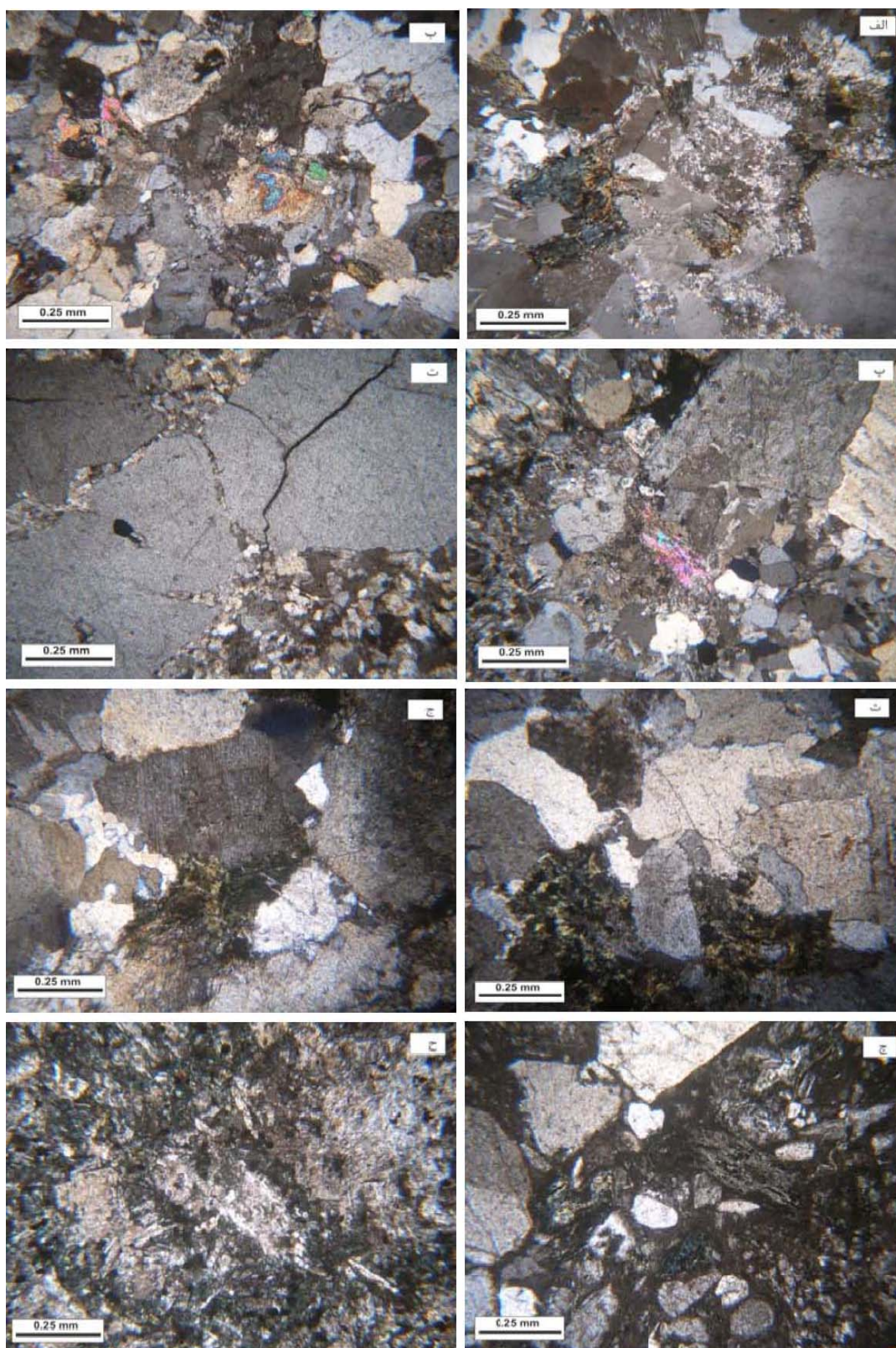
می‌شود. در حد ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت‌ها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به‌عنوان کانی ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۲-الف).

مسکوویت‌بیوتیت‌گرانیت

بافت آن هپیدومورف گرانولار تا کمی گرافیک است. کانی‌ها شامل ۴۰ تا ۴۷ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۲/۴ میلی‌متر، ۳۵ تا ۴۰ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۱/۴ میلی‌متر، ۵ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱ میلی‌متر، ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۰/۸ میلی‌متر و ۱ تا ۲ درصد مسکوویت تا اندازه ۰/۸ میلی‌متر هستند. در حد ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت‌ها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به‌عنوان کانی ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۲-ب).

مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری

بافت آن پورفیری با زمینه دانه‌درشت است. کانی‌های درشت بلور (فنو کریست) که جمعاً ۲۸ تا ۳۱ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند، شامل ۸ تا ۱۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۱/۸ میلی‌متر، ۱ تا ۲ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۳ میلی‌متر، ۱۰ تا ۱۵ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۲/۲ میلی‌متر، ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۰/۸ میلی‌متر و حدود ۱ درصد مسکوویت تا اندازه ۰/۴ میلی‌متر هستند. زمینه سنگ نیز از فلدسپار، کوارتز، بیوتیت و مسکوویت تشکیل شده است. حدود ۰/۵ درصد کانی کدر شکل‌دار نیز دیده می‌شود. در حد ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت‌ها، و سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به‌عنوان کانی ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۲-پ).



شکل ۲- تصاویر مقاطع میکروسکوپی پیل‌های گرانیتوئیدی و دایک در نور XPL. الف) واحد بیوتیت-گرانیت پورفیری، ب) واحد مسکوویت-بیوتیت-گرانیت، پ) واحد مسکوویت-بیوتیت-گرانیت پورفیری، ت) واحد آلكالی-گرانیت پورفیری، ث) واحد گرانیت پورفیری، ج) واحد بیوتیت-آلكالی-گرانیت، چ) واحد بیوتیت-کوارتز-مونزونیت پورفیری، ح) واحد دایک هورنبلند دیوریت پورفیری

بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری

بافت آن پورفیری با زمینه دانه‌ریز است. کانی‌های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۵۰ تا ۵۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و شامل ۱۵ تا ۲۰ درصد کوارتز با اندازه حداکثر تا ۵ میلی‌متر (عمدتاً خلیجی شکل)، ۱۰ تا ۱۵ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۱/۷ میلی‌متر، ۸ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز در حد آلبیت تا اندازه ۱/۴ میلی‌متر و ۸ تا ۱۰ درصد بیوتیت تا اندازه ۱/۶ میلی‌متر هستند. زمینه سنگ از فلدسپار، کوارتز و بیوتیت تشکیل شده است. در حدود ۸ تا ۱۰ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت‌ها، و ۲ درصد سرسیت محصول تجزیه فلدسپارها به‌عنوان کانی ثانویه مشاهده می‌شود (شکل ۲-چ).

لاتیت آندزیت

بافت آن پورفیری با زمینه بسیار دانه‌ریز است. کانی‌های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۱۰ تا ۱۵ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و شامل ۶ تا ۷ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۱/۴ میلی‌متر و ۷ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۲ میلی‌متر هستند. ۴ تا ۵ درصد کانی کدر نیمه شکل‌دار نیز دیده می‌شود. زینولیت‌هایی از یک واحد دیوریتی با بافت تراکیتی داخل گدازه وجود دارد. این واحد شدیداً سیلیسی شده، ۱۰ تا ۱۵ درصد کوارتز در متن و به‌صورت رگچه‌های ظریف مشاهده می‌شود.

بیوتیت کوارتز لاتیت

بافت آن پورفیری با زمینه بسیار دانه‌ریز است. کانی‌های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۸ تا ۱۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و شامل ۱ درصد فلدسپار پتاسیم با اندازه حداکثر تا ۰/۸ میلی‌متر، ۲ تا ۳

درصد پلاژیوکلاز تا اندازه ۱/۶ میلی‌متر، ۲ تا ۳ درصد کوارتز تا اندازه ۲ میلی‌متر و ۲ تا ۳ درصد بیوتیت تا اندازه ۰/۸ میلی‌متر است. ۲ درصد کانی کدر نیمه شکل‌دار نیز دیده می‌شود. این واحد شدیداً سیلیسی شده، بیش از ۴۰ درصد کوارتز در متن و به‌صورت رگچه‌های ظریف و ۲ تا ۳ درصد کلریت حاصل تبدیل بیوتیت مشاهده می‌شود.

هورنبلند دیوریت پورفیری

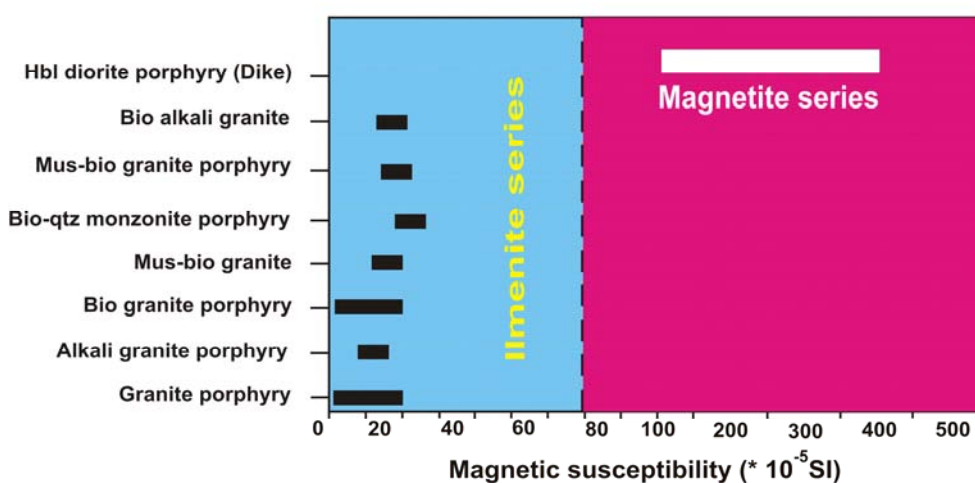
بافت آن پورفیری با زمینه تقریباً جریان‌ی، دانه‌درشت است. کانی‌های درشت بلور (فنو کریست) جمعاً ۸ تا ۱۰ درصد سنگ را به خود اختصاص داده‌اند و شامل ۶ تا ۸ درصد پلاژیوکلاز (آندزین) تا اندازه ۲/۴ میلی‌متر و ۱ تا ۲ درصد هورنبلند تا اندازه ۲/۲ میلی‌متر است. زمینه سنگ نیز متشکل از فلدسپار، هورنبلند و کوارتز هستند. تا ۴ درصد کانی کدر نیمه شکل‌دار نیز دیده می‌شود. در حد ۱۵ تا ۲۰ درصد کلریت و ۲ تا ۳ درصد اپیدوت حاصل تبدیل کامل هورنبلند، و ۱۰ تا ۱۵ درصد کربنات و ۱ درصد سرسیت محصول تجزیه پلاژیوکلاز به‌عنوان کانی ثانویه مشاهده می‌شود. این واحد متحمل دگرسانی شدید پروپلیتیک شده است (شکل ۲-ح).

پذیرفتاری مغناطیسی

Ishihara (۱۹۷۷) مقدار پذیرفتاری مغناطیسی گرانیتوئیدهای سری مگنتیت (اکسیدان) را (به‌دلیل حضور کانی فرعی مگنتیت) بیش از $SI \times 10^{-5}$ و گرانیتوئیدهای سری ایلمنیت (احیایی) را کم‌تر از این مقدار می‌داند. اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی در نمونه‌ها در دانشگاه فردوسی مشهد و با استفاده از دستگاه پذیرفتاری سنج مدل GMS2 با دقت $SI \times 10^{-5}$ ، ساخت شرکت سینترکس کانادا انجام شده

علاوه بر پذیرفتاری مغناطیسی پیل‌ها، ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها که عمدتاً شامل درشت بلورهایی از بیوتیت و کم‌تر مسکوویت بوده، کانی کدر مگنتیت دیده نشده است، طیف ترکیبی عمدتاً گرانیتی آن‌ها و ویژگی‌های پتروشیمیایی که در ادامه بحث می‌شود، نشان می‌دهد که همه پیل‌ها متعلق به سری ایلمنیت (احیایی) هستند.

است. مقدار پذیرفتاری مغناطیسی پیل‌های گرانیتویدی از 2×10^{-5} SI تا 27×10^{-5} SI و دایک دیوریتی از 100×10^{-5} SI تا 400×10^{-5} SI متغیر است که نشان می‌دهد پیل‌های گرانیتی و مونزونیتی همگی از نوع گرانیتویدهای احیایی سری ایلمنیت و دایک قطع کننده آن‌ها از نوع گرانیتویدهای اکسیدان سری مگنتیت هستند (شکل ۳).



شکل ۳- پذیرفتاری مغناطیسی پیل‌های گرانیتویدی کنگلومرای قره‌قپطان و دایک دیوریتی جوان‌تر از آن

ژئوشیمی پیل‌ها

اکسیدهای اصلی

مقابل Na_2O نیز اغلب پیل‌ها در محدوده سری پتاسیک، بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری (PG-8) و بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-5) در مرز پتاسیم متوسط تا پتاسیم بالا و مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-16) در محدوده سری سدیک ترسیم شده‌اند (شکل ۵). در نمودار Villaseca و همکاران (۱۹۹۸) نمونه PG-7 (بیوتیت گرانیت پورفیری) در محدوده شدیداً پرآلومین، نمونه‌های بیوتیت گرانیت پورفیری PG-3، PG-9 و PG-13، بیوتیت کوارتز مونزونیت پورفیری (PG-8) و مسکوویت بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-16) در محدوده متوسط پرآلومین، مسکوویت بیوتیت گرانیت (PG-11) و گرانیت پورفیری (PG-12) در محدوده کم پرآلومین و پیل‌های دیگر که

نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی پیل‌ها و دایک دیوریتی در جدول ۱ آورده شده است. مقدار SiO_2 پیل‌ها از ۶۶/۴۷ تا ۷۵/۳۷ درصد متغیر است. این اکسید در نمونه دایک در حد ۵۰ درصد است. برای نام‌گذاری سنگ‌ها بر اساس اکسیدهای اصلی از نمودار سنگ‌های پلوتونیک $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 (Middelmost, 1994) استفاده شد. بر اساس این رده‌بندی پیل‌ها در محدوده گرانیت، آلکالی گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند. دایک نیز در محدوده کوارتز دیوریت قرار گرفته است (شکل ۴). میزان K_2O از ۱/۳۲ تا ۵/۸ درصد متغیر است (جدول ۱). در نمودار K_2O

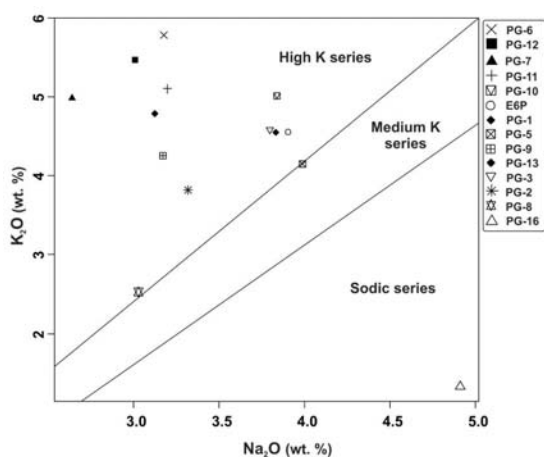
هستند در محدوده متآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۶).
این مسئله نشان‌دهنده ترکیب شیمیایی گرانیتوئیدهای
احیایی است.

شامل واحدهای بیوتیت‌گرانیت پورفیری (PG-2, PG-5)،
(PG-10)، آلکالی‌گرانیت پورفیری (PG-6)،
بیوتیت‌آلکالی‌گرانیت (E6P) و گرانیت پورفیری (PG-1)

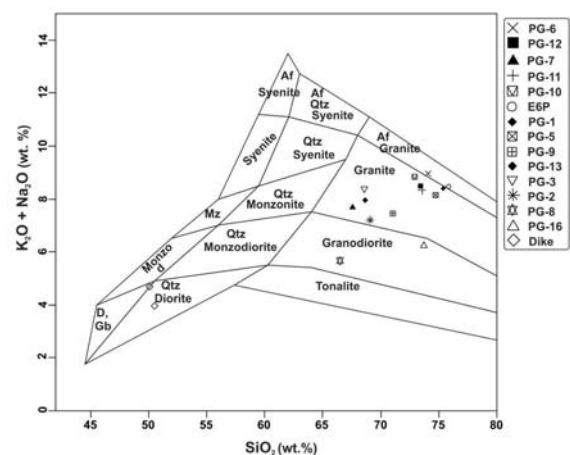
جدول ۱- نتایج تجزیه اکسیدهای اصلی (بر حسب درصد وزنی) پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای قره‌قپطان و دایک جوان‌تر از آن

Sample No.	PG-12	PG-7	PG-1	PG-8	PG-13	PG-2	PG-3	PG-10	PG-16	PG-9	PG-11	PG-5	PG-6	E6P	PG-17	PG-18
Rock Type*	GP	GP	GP	MP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	DD	DD
X	292211	292210	292207	292214	292208	292210	292210	292211	295634	292209	292210	292211	292209	292210	295634	295634
Y	3988490	3988489	3988485	3988492	3988493	3988492	3988492	3988494	3986891	3988491	3988489	3988490	3988493	3988490	3986890	3986890
SiO ₂	73.41	67.59	75.37	66.47	68.67	69.06	68.59	72.93	73.75	71.02	73.55	74.71	74.11	75.89	50.07	50.52
TiO ₂	0.19	0.39	0.1	0.42	0.47	0.28	0.38	0.21	0.18	0.4	0.17	0.12	0.1	0.13	0.92	0.85
Al ₂ O ₃	13.21	14.98	12.16	13.29	14.16	13.68	14.87	12.87	13.52	13.01	12.95	11.78	12.09	11.99	14.95	14.72
FeO [†]	1.56	5.87	1.23	7.71	4.67	4.14	4.14	2.32	2.54	4.06	1.9	2.09	2.47	1.35	11.58	11.52
MnO	0.01	0.02	0.03	0.11	0.08	0.08	0.06	0.05	0.07	0.08	0.04	0.03	0.01	0.03	0.23	0.19
MgO	0.42	1.02	0.23	2.74	1.15	0.78	0.97	0.54	1.18	1.22	0.55	0.21	0.08	0.21	4.01	4.56
CaO	0.91	1.21	1	2.32	1.41	2.42	1.17	0.97	1.23	0.89	1.01	1.55	0.96	0.79	10.23	11.03
Na ₂ O	2.99	2.64	3.78	3.02	3.11	3.3	3.76	3.79	4.92	3.15	3.18	3.94	3.16	3.86	2.84	3.61
K ₂ O	5.49	5.03	4.61	2.64	4.84	3.91	4.63	5.05	1.32	4.31	5.14	4.21	5.8	4.59	1.84	0.35
P ₂ O ₅	0.06	0.11	0.02	0.1	0.15	0.08	0.1	0.06	0.07	0.13	0.09	0.02	0.02	0.02	0.47	0.48

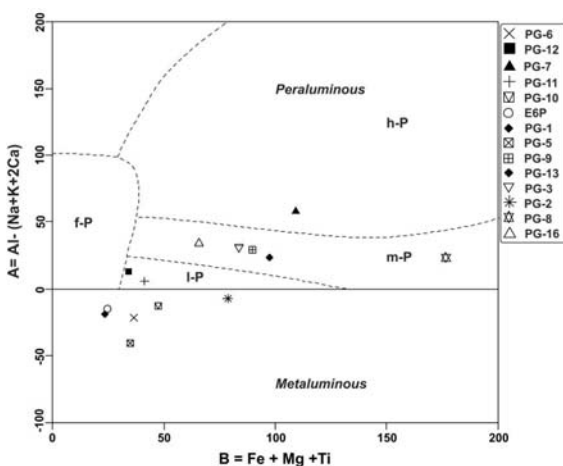
* GP= Granitic Pebble, MP= Monzonitic pebble, DD= Dioritic dike



شکل ۵- موقعیت قرارگیری پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای
قره‌قپطان در نمودار Middlemost (۱۹۷۵) برای تفکیک
توده‌های سری سدیک، پتاسیم متوسط و پتاسیم بالا



شکل ۴- نام‌گذاری پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای قره‌قپطان و
دایک جوان‌تر از آن در نمودار Middlemost (۱۹۹۴)



شکل ۶- موقعیت قرارگیری پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای قره‌قپطان
در نمودار Villaseca و همکاران (۱۹۹۸) برای تفکیک توده‌های
پرآلومین و متآلومین (h-p= شدیداً پرآلومین، m-p= متوسط پرآلومین،
l-p= کم پرآلومین، f-p= پرآلومین شدیداً فلسیک)

عناصر فرعی و خاکی کمیاب

نتایج تجزیه عناصر فرعی و خاکی کمیاب بر حسب گرم در تن در جدول ۲ آورده شده است. در نمودار تفکیک گرانیتوئیدهای A از I و S بر اساس اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی گالیم و آلومینیم، پیل‌ها در محدوده I و S ترسیم شده، ماهیت شیمیایی آن‌ها با گرانیتوئیدهای A متفاوت است (شکل ۷).

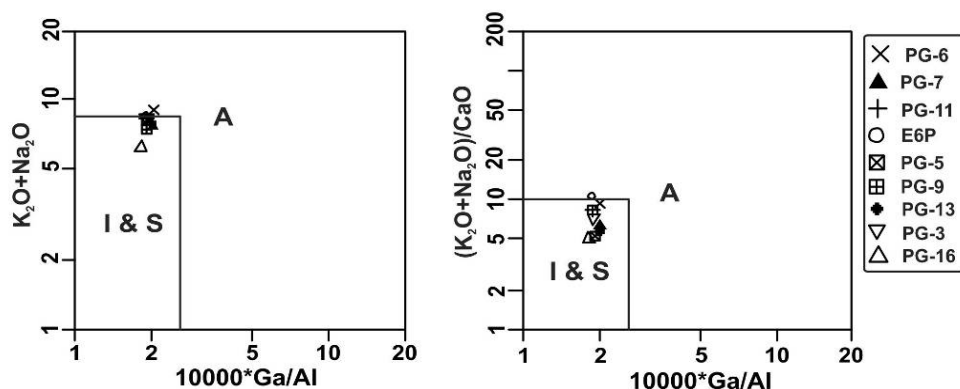
شکل ۸ الگوی عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده نسبت به کندریت، بر اساس داده‌های Boynton (۱۹۸۵) را نشان می‌دهد. با توجه به نوع و میزان آنومالی عناصر خاص در الگوهای عناصر نادر خاکی می‌توان مواردی مانند: عمق نسبی تشکیل ماگما، تعیین نوع و درصد کانی‌های سنگ منشأ، شرایط ذوب، درصد ذوب و نوع ذوب را مشخص نمود. ضریب توزیع عناصر بین کانی و ماگما مهم‌ترین عامل تغییرات در ترکیب ماگمای تولید

شده (ذوب) و همچنین، تفریق در زمان تبلور است. توزیع عناصر در کانی توسط شعاع یونی، بار یونی، عدد کئوردیناسیون و الکترونگاتیوتیه کنترل می‌شوند. ضریب توزیع عناصر بین کانی و ماگما به عوامل متعددی بستگی دارد که مهم‌ترین آن‌ها عبارتند از: نوع کانی، تغییرات در ترکیب کانی، شرایط ذوب (فشار، میزان آب، فوگاسیته اکسیژن - CO_2). عناصری که داری ضریب توزیع کمتر از یک هستند (مانند Lu, Y, Yb در کانی گارنت) در هنگام ذوب بخشی با نرخ پایین، بخش اعظم این عناصر وارد ماگما می‌شوند. بر عکس عناصری که دارای ضریب توزیع بیش از یک هستند (مانند La, Ce در کانی گارنت) با ذوب بخشی کم، مقدار جزیی این عناصر وارد ماگما می‌شوند، بنابراین، از نسبت $(La/Yb)_N$ می‌توان حضور گارنت و در نتیجه عمق ذوب را برآورد نمود.

جدول ۲- نتایج تجزیه عناصر فرعی و نادر خاکی (بر حسب ppm) پیل‌های گرانیتوئیدی کنگلومرای قره‌قیطان

Sample No.	PG-7	PG-13	PG-3	PG-16	PG-9	PG-11	PG-5	PG-6	E6P
Rock Type*	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP	GP
X	292210	292208	292210	295634	292209	292210	292211	292209	292210
Y	3988489	3988493	3988492	3986891	3988491	3988489	3988490	3988493	3988490
Ba	962	893	1448	300	831	678	309	116	543
Rb	132	113	111	46	103	157	135	88	101
Sr	105	208	170	148	162	123	67	35	102
Zr	208	230	271	109	190	103	54	133	125
Nb	10	14	11	10	12	10	12	5	9
Ni	11	6	8	6	6	4	2	2	3
Co	6	6	6	5	5	2	1	1	1
Zn	54	72	51	37	58	24	9	4	7
Y	14	15	13	12	14	21	10	5	11
Cs	22	16	26	1	24	9	2	9	2
Ta	0.8	1	0.6	1	1	1	2	0.3	1
Hf	6	7	8	3	5	4	3	5	5
Ga	16	15	15	13	13	13	12	13	12
La	24.3	33.3	24.8	24.9	22.4	29.3	14.3	13.9	34.1
Ce	54.3	76	54.2	49.6	48.8	64.6	31	33.3	71.4
Pr	6.16	8.41	6.25	5.03	5.09	7.08	3.39	4.40	7.6
Nd	23.2	30.5	22.8	17.6	19.1	24.8	11.7	17	27.4
Sm	3.99	4.82	3.63	2.81	3.45	4.49	2.21	2.92	4.33
Eu	0.52	0.86	0.9	0.60	0.61	0.72	0.32	0.44	0.9
Gd	3.18	3.48	2.98	2.27	3.06	3.71	1.74	1.84	3.17
Tb	0.49	0.52	0.46	0.38	0.50	0.64	0.30	0.24	0.46
Dy	2.68	2.86	2.62	2.15	2.64	3.73	1.76	1.21	2.38
Ho	0.5	0.55	0.50	0.42	0.51	0.73	0.35	0.20	0.44
Er	1.51	1.69	1.52	1.30	1.46	2.10	1.05	0.58	1.25
Tm	0.23	0.27	0.23	0.21	0.21	0.32	0.18	0.10	0.20
Yb	1.53	1.89	1.53	1.46	1.35	2.16	1.40	0.71	1.24
Lu	0.23	0.29	0.23	0.23	0.20	0.32	0.21	0.12	0.19
Eu/Eu*	0.45	0.64	0.84	0.73	0.57	0.54	0.50	0.58	0.74
$(La/Yb)_N$	10.71	11.88	10.93	11.50	11.19	9.15	6.89	13.20	18.54

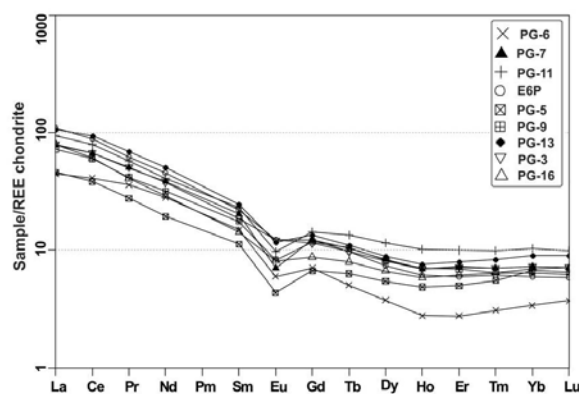
* GP= Granitic Pebble, MP= Monzonitic pebble, DD= Dioritic dike



شکل ۷- پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای قره‌قپطان در نمودار Whalen و همکاران (۱۹۸۷) در محیط گرانیتوئیدهای نوع I و S ترسیم شده‌اند.

این اساس در مناطق فروانش، در عمقی که گارنت حضور دارد و در ذوب‌بخشی مشارکت می‌کند، گارنت باید غنی از پیروپ باشد. بازالت‌های E-MORB (آنومالی منفی Nb دیده نمی‌شود) از اعماق زیاد که در آنجا گارنت پایدار است تشکیل می‌شوند، اما به دلیل تفاوت در ترکیب گارنت و در نتیجه ضریب توزیع کاهیدگی Nb دیده نمی‌شود.

ضریب توزیع عناصر La, Hf, Sr و Ti در کانی گارنت با کاهش در میزان پیروپ، مشابه Nb افزایش یافته است (جدول ۳). ضریب توزیع عناصر Yb و Lu در کانی گارنت با کاهش در میزان پیروپ کاهش یافته است (جدول ۳). تغییرات در میزان پیروپ گارنت تاثیر فوق‌العاده زیادی بر ضریب توزیع عناصر La, Nb و Sr در گارنت دارد (جدول ۳). به‌طور کلی ضریب توزیع عناصر LREE در کانی گارنت همیشه خیلی کوچک‌تر از عناصر HREE است. حضور گارنت و کلینوپیروکسن در منطقه ذوب‌بخشی موجب افزایش نسبت $(La/Yb)_N$ می‌شود. درباره استفاده از نسبت $(La/Yb)_N$ برای برآورد عمق باید در نظر داشت که علاوه بر تاثیر درصد ذوب‌بخشی، میزان پیروپ گارنت نیز تاثیر مهمی دارد (Klemme et al., 2002; Westrenen et al., 1999).

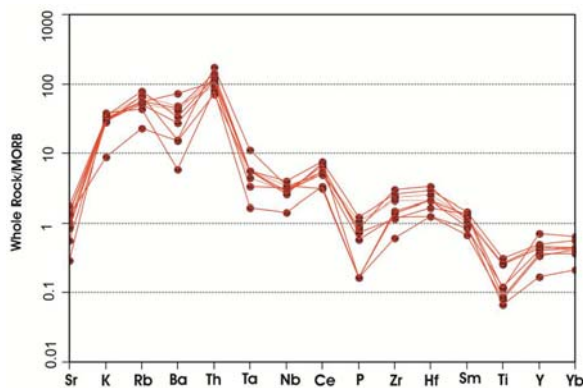


شکل ۸- الگوی عناصر نادرخاکی به‌هم‌نچار نسبت به کندریت شده بر اساس داده‌های Boynton (۱۹۸۵)

عنصر Nb شاخص بسیار خوب در تشخیص موقعیت تکتونیکی ماگماتیسم است. نمودار عنکبوتی سنگ‌های آذرین تشکیل شده در کمربندهای ماگمایی منطبق بر زون‌های فروانش جزایر قوسی و حاشیه قاره‌ها در مقایسه به ماگماتیسم زون گسترش MORB و E-MORB و سایر مناطق تکتونیکی دارای آنومالی منفی (کاهیدگی) از این عنصر است.

مطالعات انجام شده توسط Westrenen و همکاران (۱۹۹۹) درباره گارنت با ترکیب پیروپ - گروسولار نشان داد که با افزایش میزان پیروپ گارنت از ۹ درصد مولی به ۸۴ درصد، ضریب توزیع Nb بین گارنت و ماگما از ۰/۴ به ۰/۰۳ کاهش یافته است (جدول ۳). بر

به دلیل حضور فلدسپار پتاسیم بالا، K و Rb نیز در اغلب پیل‌ها بالا است.



شکل ۹- نمودار عنکبوتی پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای قره‌قپطان که نسبت به MORB به‌هنگار شده است (مقادیر MORB از Pearce و Parkinson، ۱۹۹۳)

سن سنجی

کانی زیرکن کاربرد گسترده‌ای در تعیین سن مطلق گرانیتوئیدها دارد. تعیین سن زیرکن به روش U-Pb-Th (دمای پایداری ایزوتوپی زیرکن تا ۹۵۰ درجه سانتی‌گراد) بهترین روش سن سنجی سنگ‌های گرانیتوئیدی است. تعیین سن زیرکن به روش fission track برای سن سنجی پدیده‌های حرارتی کمتر از ۲۷۰ درجه سانتی‌گراد کاربرد دارد. برای تعیین سن رسوبات عهد حاضر از کانی زیرکن به روش U-He استفاده می‌شود.

تصویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های بیوتیت‌گرانیت پورفیری (PG-3) در شکل ۱۰ نشان داده شده است. در شکل ۱۰ زیرکن‌ها دارای منطقه‌بندی منظم (سطوح رشد بلور دارای نظم و پیوستگی است) از مرکز به سمت حاشیه هستند (به استثنای نمونه‌های ۱۲، ۱۳ و ۱۹). این منطقه‌بندی خاص زیرکن‌های ماگمایی است. نمونه‌های ۱۲، ۱۳ و ۱۹ در مرکز دارای زیرکن گرد شده هستند (شکل ۱۰). این زیرکن‌ها به‌همراه ماگما از سنگ

جدول ۳- ضریب توزیع چند عنصر بین گارنت و ماگما با ۸۴ و ۹ درصد مول پیروپ (Westrenen *et al.*, 1999)

	Py(84)	Py (9)
La	0.004	0.19
Nb	0.03	0.4
Sr	0.002	0.1
Hf	0.68	1.3
Ti	0.2	0.8
Yb	3.3	2.8
Lu	5.4	2.7

همان‌طور که مشخص است غنی‌شدگی نسبی در عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) نسبت به الگوی مسطح عناصر خاکی کمیاب متوسط (MREE) و سنگین (HREE) در کلیه نمونه‌های پیل گرانیتی دیده می‌شود، اما این مقدار زیاد نیست. مقدار کم $(La/Yb)_N$ نمونه‌ها (حداکثر ۱/۵) این موضوع را تایید می‌کند (جدول ۲). بنابراین، گارنت در منطقه ذوب‌بخشی این‌ها حضور نداشته است. لازم به ذکر است که نمونه آلکالی‌گرانیت پورفیری (PG-6) الگوی کمی متفاوت با بقیه نشان می‌دهد و تهی‌شدگی بیشتری در عناصر HREE دارد که ممکن است در اثر تفریق‌یافتگی باشد. عنصر Eu نیز ناهنجاری منفی واضحی نشان می‌دهد و مقدار Eu/Eu^* از ۰/۴۵ تا ۰/۸۴ متغیر است (شکل ۸). ناهنجاری منفی Eu، احیایی بودن ماگما را تایید می‌کند (جدول ۲).

در شکل ۹ نمودار عنکبوتی پیل‌های آذرین درونی (گرانیتوئید احیایی سری ایلمنیت) کنگلومرای قره‌قپطان به‌هنگار شده نسبت به MORB نشان داده شده است. پیل‌های به‌هنگار شده نسبت به MORB دارای غنی‌شدگی در عناصر K، Rb و Ta و تهی‌شدگی در عناصر P و Ti و کمتر Ba است. از نکات مهم نبود تهی‌شدگی عنصر Nb در پیل‌ها است که نشان می‌دهد در زون فروران‌ش تشکیل نشده‌اند. همچنین، کاهیدگی شدیدی در Sr در پیل‌ها وجود دارد که می‌تواند مربوط به تشکیل آن‌ها در عمق پایداری پلاژیوکلاز باشد.

مناسب برای تعیین پتروژنز است، زیرا به‌طور معمول در زیرکن‌های دگرگونی نسبت U/Th بیش از ۵ تا ۱۰ و در زیرکن‌های آذرین کمتر از ۵ تا ۱۰ است (Rubatto *et al.*, 2001; Rubatto, 2002). این نسبت در زیرکن‌های مطالعه شده کمتر از ۵ بوده که تایید دیگری بر ماهیت ماگمایی زیرکن‌هاست. این ویژگی همراه با حرارت بسته شدن ایزوتوپی زیرکن تا ۹۰۰ درجه سانتی‌گراد (Cherniak and Watson, 2000) به ما اجازه می‌دهد تا اطلاعات U-Pb به‌دست آمده را نماینده سن تبلور توده آذرین بدانیم. سه زیرکن شماره ۱۲، ۱۳ و ۱۹ (شکل ۱۰)، در مرکز دارای زیرکن گرد شده هستند. سن هسته زیرکن بسیار بالاتر از سن حاشیه است (۱۹۸۶، ۱۰۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال، شکل ۱۲). برای جلوگیری از هرگونه خطا در آزمایش، به سفارش نویسندگان، آزمایش تا سه مرتبه در مرکز و حاشیه این زیرکن‌ها تکرار شد و نتایج یکسانی گرفته شد (جدول ۵).

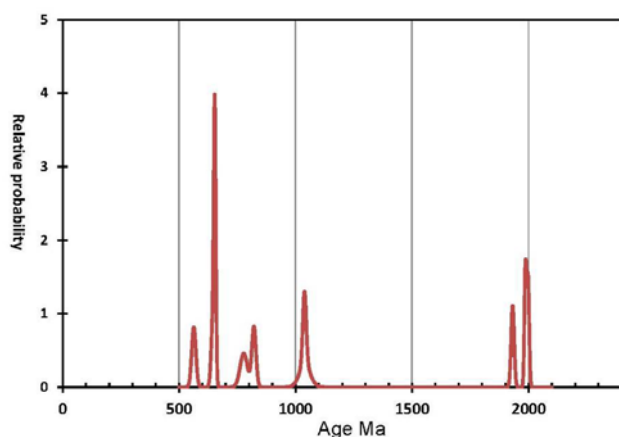
منشأ (به‌دلیل نقطه ذوب بالای زیرکن بیش از ۲۰۰۰ درجه سانتی‌گراد) حمل شده و هنگام تبلور زیرکن جدید (با سن تبلور ماگما) در اطراف آن متبلور شده است. نتایج آنالیز سن-سنجی بر روی این قطعه که فراوان‌ترین نوع پیل در کنگلومرای قره‌بطان است در جدول ۴ آورده شده است. با توجه به تغییرات در میزان اورانیم زیرکون در یک بلور و در بلورهای مختلف یک سنگ برای سن سنجی حداقل ۲۵ تا ۳۰ بلور زیرکن (یک نقطه در مرکز و یک نقطه در حاشیه) اندازه‌گیری می‌شوند. در صورتی که اختلاف سن‌های اندازه‌گیری زیاد شوند، حداقل باید ۵۰ بلور زیرکن اندازه‌گیری شوند. در این مطالعه آنالیز روی ۲۵ دانه زیرکن انجام شده است که در هر دانه یک نقطه از حاشیه و یک نقطه از مرکز آن تجزیه شده است. میانگین سن توده ۳۴۳ میلیون سال (کربونیفر) به‌دست آمد (جدول ۴، شکل ۱۱). از طرفی نسبت U/Th در زیرکن، یک وسیله



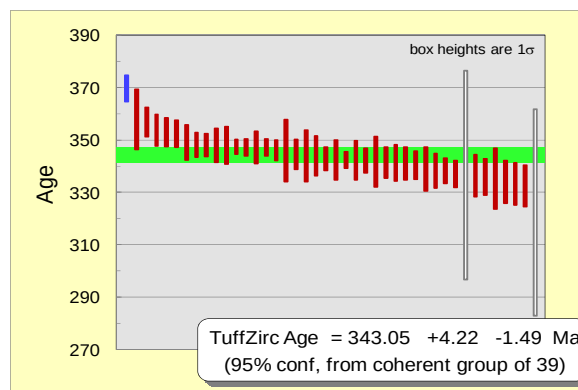
شکل ۱۰ - تصویر کاتدولومینسانس زیرکن‌های بیوتیت‌گرانیت پورفیری (نمونه PG-3)

جدول ۴- نتایج آنالیز سن سنجی توده بیوتیت گرانیت پورفیری (نمونه PG-3)

Sample No.	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^*$	$\pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^*$	$\pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm(\%)$	Best Age (Ma)	$\pm(\text{Ma})$
PG-3-1C	141	12828	1.6	17.5581	6.2	0.4029	13.9	0.0513	12.5	322.5	39.3
PG-3-1R	343	299209	2.5	18.9744	2.4	0.3966	2.6	0.0546	0.9	342.6	3.1
PG-3-2C	741	128340	1.2	18.4660	0.9	0.4025	2.2	0.0539	2.0	338.4	6.5
PG-3-2R	385	71153	2.1	18.3608	1.2	0.4082	2.2	0.0544	1.8	341.3	6.1
PG-3-3C	162	115200	1.8	18.3146	5.3	0.4129	6.1	0.0548	2.9	344.2	9.8
PG-3-3R	215	399329	2.2	18.4460	3.9	0.4413	4.1	0.0590	1.4	369.8	5.0
PG-3-4C	138	134215	1.8	19.0604	6.9	0.3947	7.3	0.0546	2.2	342.5	7.5
PG-3-4R	70	48193	2.4	19.6312	11.9	0.3874	12.4	0.0552	3.5	346.1	11.8
PG-3-5C	236	203631	2.2	18.7843	2.3	0.3898	3.4	0.0531	2.5	333.6	8.0
PG-3-5R	168	186841	2.8	18.5040	4.4	0.4125	4.5	0.0554	1.0	347.4	3.3
PG-3-6C	197	179998	1.7	19.2797	2.9	0.3902	3.2	0.0546	1.4	342.4	4.6
PG-3-6R	384	563612	3.0	18.5833	2.2	0.4118	2.6	0.0555	1.3	348.3	4.4
PG-3-7C	810	71256	1.1	18.5452	1.7	0.4034	2.3	0.0543	1.6	340.6	5.4
PG-3-7R	313	432962	1.6	18.1012	1.9	0.4227	2.7	0.0555	1.9	348.2	6.4
PG-3-8R	774	644538	2.9	18.6153	1.4	0.3942	2.8	0.0532	2.5	334.3	8.1
PG-3-9C	525	368811	1.6	18.5863	1.0	0.3970	2.4	0.0535	2.1	336.1	6.9
PG-3-9R	262	472071	2.7	18.5306	2.5	0.4067	2.8	0.0547	1.3	343.0	4.4
PG-3-10C	302	482765	1.7	18.7516	2.0	0.4079	2.9	0.0555	2.1	348.1	7.1
PG-3-10R	529	501213	2.0	18.7443	1.2	0.4039	2.1	0.0549	1.7	344.6	5.6
PG-3-11R	294	265277	1.8	18.6889	2.5	0.3977	2.9	0.0539	1.4	338.4	4.7
PG-3-14C	315	393132	1.2	19.0625	3.1	0.3864	4.7	0.0534	3.5	335.5	11.5
PG-3-14R	398	418610	1.3	19.1236	2.6	0.3990	2.8	0.0553	1.0	347.3	3.2
PG-3-15R	326	24428	1.2	17.6786	3.3	0.4248	4.4	0.0545	2.9	341.9	9.6
PG-3-16C	118	106313	1.7	18.2598	5.7	0.4109	6.0	0.0544	1.8	341.6	5.8
PG-3-16R	99	55300	2.8	18.2669	8.0	0.4120	8.3	0.0546	2.2	342.6	7.5
PG-3-17R	436	174413	2.9	18.5563	2.2	0.4114	2.8	0.0554	1.8	347.4	6.1
PG-3-18R	308	609270	1.4	18.7127	2.2	0.3958	2.7	0.0537	1.6	337.3	5.1
PG-3-20C	158	202631	2.5	19.0967	3.5	0.4009	3.8	0.0555	1.4	348.3	4.7
PG-3-20R	398	390501	2.4	18.5738	2.0	0.4114	2.2	0.0554	0.8	347.7	2.8
PG-3-21C	206	112786	2.6	18.5161	4.4	0.4252	5.5	0.0571	3.3	357.9	11.4
PG-3-21R	124	265840	2.5	18.3597	6.0	0.4117	6.4	0.0548	2.2	344.1	7.5
PG-3-22C	389	239288	1.9	18.6882	2.5	0.4163	3.1	0.0564	1.7	353.9	6.0
PG-3-22R	463	405027	2.0	18.3319	3.2	0.4229	3.5	0.0562	1.5	352.6	5.1
PG-3-23C	85	79375	1.5	19.6761	9.9	0.3784	10.2	0.0540	2.5	339.1	8.3
PG-3-23R	155	243789	1.9	19.0948	5.4	0.4066	5.6	0.0563	1.6	353.1	5.5
PG-3-24C	649	277898	2.0	18.5425	1.7	0.4046	2.7	0.0544	2.1	341.5	6.9
PG-3-24R	826	716222	2.3	18.7343	0.9	0.4061	1.4	0.0552	1.2	346.3	3.9
PG-3-25C	417	494409	1.0	18.1533	5.7	0.4071	6.2	0.0536	2.4	336.6	7.9
PG-3-25R	384	167337	1.7	18.4151	1.3	0.4168	2.4	0.0557	2.0	349.2	6.7



شکل ۱۲- نمودار سن زیرکن‌های واقع در هسته



شکل ۱۱- نمودار میانگین سن تعیین شده از اطلاعات ایزوتوپی U-Pb در بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-3)

جدول ۵- نتایج آنالیز سن‌سنجی توده بیوتیت‌گرانیت پورفیری (نمونه PG-3)

Sample No.	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}^*/^{207}\text{Pb}^* \pm(\%)$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}^* \pm(\%)$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U} \pm(\%)$	Best Age (Ma)	$\pm(\text{Ma})$			
PG-3-12 Core (A)	105	870159	1.1	8.1939	0.5	5.8939	1.5	0.3503	1.4	1986.3	9.1
G-3-12-Core (B)	106	35638	1.1	8.1426	0.6	6.1958	2.1	0.3659	2.0	1997.4	10.0
G-3-12-Core (C)	259	71028	1.6	8.4496	0.7	5.0239	9.1	0.3079	9.1	1931.4	13.1
PG-3-12Rim	487	291565	4.3	17.3651	7.0	0.4259	14.0	0.0536	12.1	336.8	39.7
PG-3-13 Core (A)	79	152595	1.4	15.8285	5.9	0.9179	6.4	0.1054	2.5	645.8	15.1
G-3-13-Core (B)	106	9670	1.6	16.1792	0.9	0.9072	1.6	0.1064	1.3	652.1	8.3
G-3-13-Core (C)	212	22383	2.5	16.5640	1.1	0.7597	3.5	0.0913	3.3	563.0	17.8
G-3-13-Core (D)	100	7494	1.7	16.3864	1.8	0.8984	2.2	0.1068	1.4	653.9	8.5
PG-3-13Rim	282	185689	1.8	18.6603	2.5	0.3914	3.5	0.0530	2.4	332.7	7.9
PG-3-19 Core (A)	164	180732	2.3	13.5281	2.3	1.5190	4.7	0.1490	4.1	1039.3	46.7
G-3-19-Core (B)	677	56409	19.0	14.3132	1.9	1.2348	4.7	0.1282	4.3	777.5	31.5
G-3-19-Core (C)	171	18736	1.1	13.5355	0.7	1.8222	4.4	0.1789	4.3	1038.2	14.6
G-3-19-Core (D)	358	30860	14.4	14.3283	2.3	1.3071	3.3	0.1358	2.3	821.0	17.7
PG-3-19Rim	355	234956	4.8	18.4904	2.2	0.4247	2.7	0.0570	1.6	357.1	5.5

به‌همراه ماگما بالا آورده شده و زیرکن جدید (۳۴۳ میلیون سال) روی نسل قدیم متبلور شده‌اند. این ویژگی (دو یا چند نسل زیرکن) معمولاً در گرانیت‌های نوع احيایی سری ایلمنیت وجود دارد.

ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd

به‌منظور تعیین منشأ ماگما، دو نمونه بیوتیت گرانیت پورفیری (PG-3) و آلکالی‌گرانیت پورفیری (PG-6) مورد آنالیز ایزوتوپ‌های ناپایدار Rb-Sr و Sm-Nd قرار گرفتند (تجزیه کل سنگ) که نتایج آن در جدول‌های ۶ و ۷ آورده شده‌اند.

این اطلاعات نشان می‌دهد که حداقل سه توده آذرین با سن‌های ۱۹۸۶، ۱۰۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال مربوط به پروتروزویک به‌عنوان پی‌سنگ قدیمی در ناحیه وجود داشته که در طی زمان تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته، کانی‌های آن‌ها و از جمله زیرکن به‌صورت آواری وارد حوضه رسوبی شده و تشکیل یک سنگ رسوبی را داده است. بعدها بر اثر برخورد خرد قاره‌ها و افزایش ضخامت پوسته، سنگ‌های رسوبی پس از طی مراحل دگرگونی شروع به ذوب‌بخشی نموده و ماگمای گرانیتی را به‌وجود آورده است (۳۴۳ میلیون سال قبل). زیرکن کانی دیرگداز است. لذا زیرکن‌های از سنگ منشأ

جدول ۶- نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های Rb-Sr در پل‌های بیوتیت‌گرانیت پورفیری و آلکالی‌گرانیت پورفیری

Sample No.	AGE (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m (2\sigma)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$
PG-3	343	106.61	157	1.9625	0.716442 (1)	0.706804
PG-6	343	84.93	32.97	7.4441	0.742799 (1)	0.706241

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit). The initial ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculated using $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$ and an age of 343 (age based on zircon).

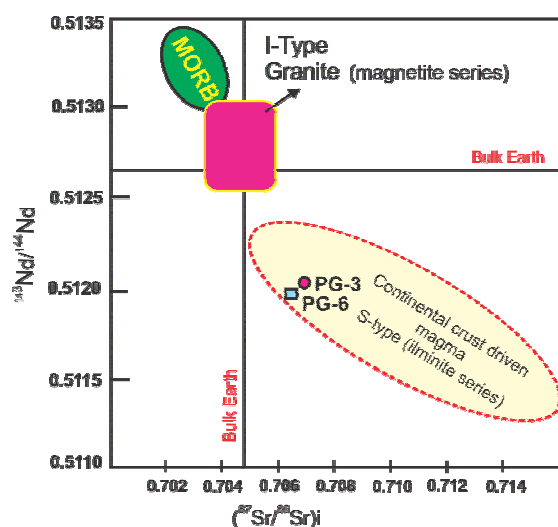
جدول ۷- نتایج آنالیز ایزوتوپ‌های Sm-Nd در پل‌های بیوتیت‌گرانیت پورفیری و آلکالی‌گرانیت پورفیری

Sample No.	AGE (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m (2\sigma)$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$	ϵNd_M	ϵNd_I	T_{DM}
PG-3	343	3.65	21.79	0.0746	0.512165 (1)	0.511936	-9.23	-5.03	1.19
PG-6	343	2.90	16.15	0.1850	0.512184 (1)	0.511938	-8.86	-4.99	1.25

m= measured. Errors are reported as 1σ (95% confidence limit). The initial ratio of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ calculated using $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ and an age of 343 (age based on zircon). ϵNd_I = initial ϵNd value

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در نمونه بیوتیت‌گرانیت پورفیری ۰/۵۱۱۹۳۶ و ϵNd اولیه برابر با ۵/۰۳- و در نمونه آلکالی‌گرانیت پورفیری میزان همین مقادیر به‌ترتیب

مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه با توجه به ۳۴۳ میلیون سال سن به‌دست آمده از زیرکن به‌ترتیب ۰/۷۰۶۸۰۴ و ۰/۷۰۶۲۴۱ محاسبه شد (جدول ۶). مقدار



شکل ۱۳ ب- موقعیت دو پبل گرانیته کنگلومرای قره‌قپطان در نمودار $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$ در برابر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ که در محیط ماگمایی مشتق شده از پوسته قاره‌ای واقع شده‌اند (نمودار اولیه از Zindler و Hart، ۱۹۸۶ و Winter، ۲۰۰۱)

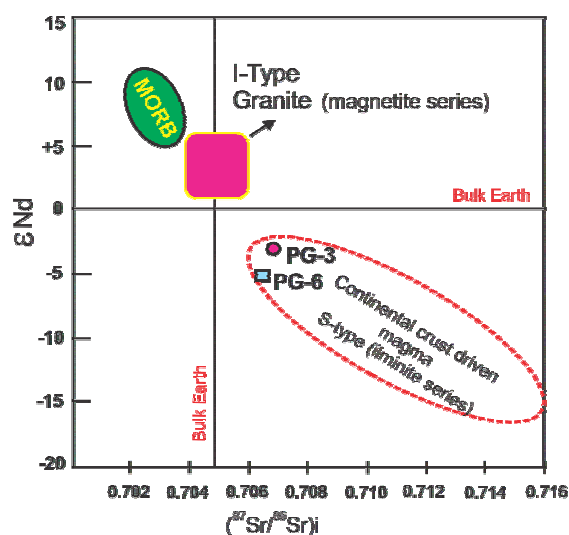
سن سنگ منشأ ماگمای پبل‌های گرانیته را می‌توان با استفاده از نتایج ایزوتوپ‌های $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$ ، $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\epsilon}$ و ϵNd_m به دو روش محاسباتی و ترسیم به‌دست آورد (Depaolo, 1981, 1988). بر اساس روش محاسباتی سن سنگ منشأ ۱/۱۹ تا ۱/۲۵ میلیارد سال مشخص شد (جدول ۷).

در روش ترسیمی از روش ارائه شده توسط (Depaolo, 1981, 1988) استفاده شد. با استفاده از داده‌های جدول ۷ در نمودار شکل ۱۴ ابتدا با استفاده از سن ۳۴۳ میلیون و ϵNd_i (۵/۰۳) نقطه A مشخص می‌شود. از نقطه A و ϵNd_m (-۹/۲۳) خطی ترسیم می‌کنیم و ادامه داده تا منحنی رشد گوشته تهی شده را قطع کند (نقطه B در شکل ۱۴). نقطه B سن گوشته تهی شده (T_{DM}) در حدود ۱۲۵۰ میلیون سال قبل است که در آن زمان میزان $\epsilon\text{Nd}_m = +5$ بوده است. از آنجایی که منشأ ماگمای پبل‌های گرانیته‌یابی از پوسته قاره‌ای بوده، بنابراین، باید از منحنی رشد ایزوتوپی

۳۴۳ میلیون سال سن به‌دست آمده از زیرکن محاسبه شد (جدول ۷). دامنه تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و ϵN اولیه در گرانیته‌یابی اکسیدان نوع I، احیایی نوع S و بازالت‌های MORB در جدول ۸ آورده شده‌اند. با مقایسه داده‌های ایزوتوپی پبل‌های گرانیته کنگلومرای قره‌قپطان با جدول ۸ و شکل‌های ۱۳-الف و ۱۳-ب می‌توان نتیجه گرفت، منشأ ماگما قطعات گرانیته‌ی (پبل‌های گرانیته‌ی) از ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای بوده است.

جدول ۸- $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و ϵN اولیه (اطلاعات از Zindler و Hart، ۱۹۸۶ و Winter، ۲۰۰۱)

نوع سنگ	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه	ϵN اولیه
پبل‌های گرانیته کنگلومرای قره‌قپطان	۰/۷۰۶۸۰۴	-۵/۰۳
	۰/۷۰۶۲۴۱	-۴/۹
بازالت‌های MORB	کمتر از ۰/۷۰۵	بیش از ۴+
گرانیته‌یابی اکسیدان نوع I	کمتر از ۰/۷۰۷	بیش از ۵+
گرانیته‌یابی احیایی نوع S	بیش از ۰/۷۰۶	کمتر از ۱-



شکل ۱۳ الف- موقعیت دو پبل گرانیته کنگلومرای قره‌قپطان در نمودار ϵNd در برابر $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ که در محیط ماگمایی مشتق شده از پوسته قاره‌ای واقع شده‌اند (نمودار اولیه از Zindler و Hart، ۱۹۸۶ و Winter، ۲۰۰۱)

پوسته‌های قاره‌ای و همچنین، تهیه نقشه پی‌سنگ قاره‌ها نیز بهره گرفته می‌شود (Bor-ming *et al.*, 2000; Zeh *et al.*, 2007; Mikhalsky, 2008; Cordani and Sato, 1999; Sharma and Pandit, 2003).

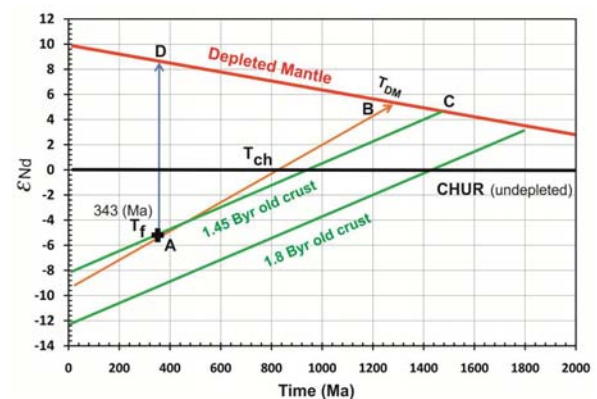
بحث و نتیجه‌گیری

مطالعات پتروگرافی-ژئوشیمیایی بر روی پیل‌های آذرین درونی کنگلومرای قره‌قپطان نشان می‌دهد که ترکیب این قطعات عمدتاً در حد گرانیت، آلکالی‌گرانیت و کمتر مونزونیت است. قطعه بیوتیت گرانیت پورفیری فراوان‌ترین نوع پیل است. این پیل‌ها عمدتاً پتاسیم بالا هستند و از نظر اندیس شاند از شدیداً پرآلومین تا مت‌آلومین متغیر هستند. الگوی به‌هنگار شده عناصر نادر خاکی پیل‌های گرانیتی قره‌قپطان معرف تشکیل ماگما در حضور فلدسپار است. مقایسه این پیل‌ها با توده‌های نفوذی تیپیک تشکیل شده در زون فرورانش از نظر نمودارهای عنکبوتی به‌هنگار شده نسبت به MORB نشان می‌دهد که الگوی آن‌ها متفاوت بوده، کاهیدگی Nb که از ویژگی‌های ماگماهای زون فرورانش است در آن‌ها دیده نمی‌شود.

پذیرفتاری مغناطیسی پیل‌ها (2×10^{-5} SI) تا 27×10^{-5} SI، ترکیب کانی‌شناسی آن‌ها که عمدتاً شامل درشت بلورهایی از بیوتیت و به اندازه کمتر مسکوویت بوده، کانی کدر مگنتیت دیده نشده است، طیف ترکیبی عمدتاً گرانیتی آن‌ها و ویژگی‌های پتروشیمیایی، نشان می‌دهد همه پیل‌ها متعلق به سری ایلمنیت (احیایی) هستند.

سن سنجی بیوتیت گرانیت پورفیری به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن، سن میانگین ۳۴۳ میلیون سال (کربونیفر) را برای تبلور توده مشخص کرد.

پوسته قاره‌ای استفاده شود. منحنی رشد ایزوتوپی پوسته قاره‌ای با قدمت ۱/۸ میلیارد سال توسط (Depaolo, 1981, 1988) مشخص شده است. از نقطه A خطی به موازات منحنی رشد ۱/۸ میلیارد سال ترسیم شد (شکل ۱۴). این خط منحنی گوشته تهی‌شده (DM) را در نقطه C قطع نمود (شکل ۱۴). در نقطه C سن پوسته قاره‌ای که پیل‌های گرانیتیوید از آن منشأ گرفته (۱۴۵۰ میلیون سال) مشخص می‌شود (شکل ۱۴).

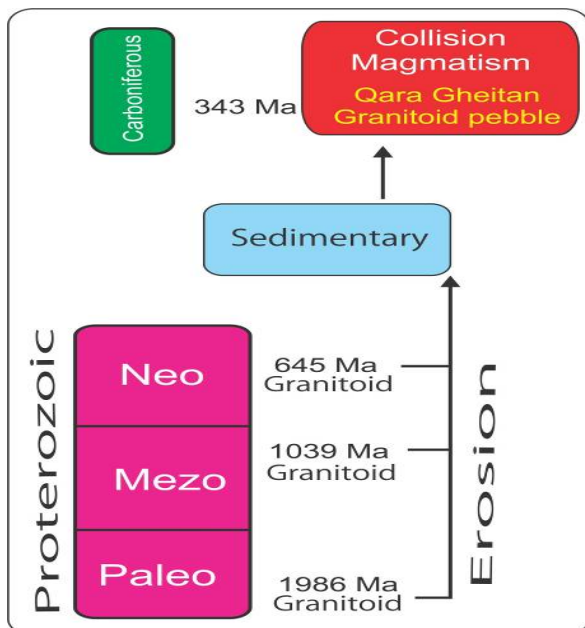


شکل ۱۴- نمودار تعیین سن سنگ منشأ پیل‌های گرانیتیویدی کنگلومرای قره‌قپطان (T_f = سن پیل گرانیتی، T_{DM} سن گوشته تهی شده، T_{ch} سن گوشته تهی نشده)

در صورتی که ماگمای پیل‌های گرانیتی در ۳۴۳ میلیون سال قبل مستقیماً از گوشته تهی شده منشأ گرفته باشد، از نقطه A و سن ۳۴۳ میلیون سال خطی ترسیم نموده تا منحنی گوشته تهی شده را قطع کند (نقطه D در شکل ۱۴). در این صورت میزان ϵNd_m باید برابر با ۹+ باشد (شکل ۱۴) در حالی که میزان $-9/23$ ϵNd_m است و این تاییدی بر این است که ماگمای پیل‌های گرانیتی منشأ مستقیم گوشته‌های نداشته است.

از T_{DM} به‌منظور تعیین مراحل شکل و تکامل

از نوع S تولید شود.



شکل ۱۵- نمودار نحوه تشکیل پیل‌های گرانیتویدی قره‌قپطان

توده‌های تونالیت دهنو، گرانودیوریتی کوهسنگی و بیوتیت-مسکوویت لوکوگرانیت خواجه مراد نتیجه همین تصادم هستند. نتایج سن سنجی به روش U-Pb بر روی کانی زیرکن این توده‌ها، میانگین سن گرانودیوریت کوهسنگی را 4 ± 217 میلیون سال، تونالیت دهنو را 4 ± 215 میلیون سال و بیوتیت-مسکوویت لویکوگرانیت خواجه مراد را $4 \pm 205/9$ میلیون سال نشان داده است. بر این اساس سن این توده‌ها اواخر تریاس (نورین) است (کریم‌پور و همکاران، ۲۰۱۰ و ۲۰۱۱).

بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که قطعات گرانیتی نوع احیایی کنگلومرای قره‌قپطان در نتیجه تصادم صفحات ایران و توران به وجود نیامده‌اند و حاصل یک برخورد بسیار قدیمی‌تر (کربونیفر) بین خرده قاره‌های موجود در محل تشکیل آن‌ها (در شمال منطقه آق‌در بند و احتمالاً در کشور ترکمنستان) بوده‌اند.

این توده‌ها پس از تشکیل در کربونیفر با

مقدار نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه به ترتیب 0.706804 و 0.706241 و مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه در نمونه بیوتیت گرانیت پورفیری 0.511936 و εN برابر با $-5/03$ و در نمونه آلکالی گرانیت پورفیری میزان همین مقادیر به ترتیب 0.511938 و $-4/99$ به دست آمده است. این مقادیر نشان می‌دهد که ماگما از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای منشأ گرفته است

سن سنجی هسته و حاشیه دانه‌های زیرکن در بیوتیت گرانیت پورفیری وجود نسل‌های متفاوت زیرکن را در این پیل نشان داد. این اطلاعات نشان می‌دهد که حداقل سه توده آذرین با سن‌های ۱۹۸۶، ۱۰۳۹ و ۶۴۵ میلیون سال مربوط به پروتروزوئیک به عنوان پی‌سنگ قدیمه در ناحیه وجود داشته که در طی زمان تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته، کانی‌های آن‌ها و از جمله زیرکن به صورت آواری وارد حوضه رسوبی شده و تشکیل یک سنگ رسوبی را داده است.

بعدها بر اثر برخورد خردقاره‌ها و افزایش ضخامت پوسته، سنگ‌های رسوبی پس از طی مراحل دگرگونی شروع به ذوب بخشی نموده و ماگمای گرانیتی را به وجود آورده است (۳۴۳ میلیون سال قبل). زیرکن کانی دیرگداز است. لذا زیرکن‌های از سنگ منشأ به همراه ماگما بالا آورده شده و زیرکن جدید (۳۴۳ میلیون سال) روی نسل قدیم متبلور شده‌اند. این ویژگی (دو یا چند نسل زیرکن) معمولاً در گرانیت‌های نوع احیایی سری ایلمنیت وجود دارد. در نمودار شکل ۱۵ مراحل فرسایش، تشکیل سنگ رسوبی و ماگماتیسم ارائه شده است. در پی بسته شدن اقیانوس پالئوتتیس و تصادم صفحات ایران و توران، کوتاه‌شدگی و ضخیم‌شدگی در پوسته قاره‌ای در محل برخورد اتفاق افتاده است. این افزایش ضخامت باعث می‌شود تا سنگ‌های رسوبی پوسته ذوب شده و ماگمای اسیدی- حد واسطی احیایی

سپاسگزاری

این پروژه با حمایت مالی دانشگاه فردوسی مشهد در ارتباط با طرح پژوهشی شماره ۲ به شماره ۲/۱۵۷۰۳ مورخ ۸۹/۷/۱۱ از طرح پژوهش انجام شده است. از جورج گرلز و ویکتور ولنسیا از گروه علوم زمین دانشگاه آریزونا به خاطر انجام آنالیز سن‌سنجی تشکر می‌کنیم.

گذشت زمان دچار فرسایش شده، پیل‌هایی از آن‌ها به سمت جنوب حرکت کرده، در حوضه رسوبی قرار گرفته و کنگلومرای قره‌قیطان را در فاصله زمانی اواخر پرمین تا اوایل تریاس به وجود آورده است. پس از آن نیز فعالیت ماگمایی اکسیدان (سری مگنتیت) در منطقه به وقوع پیوسته و دایک دیوریتی را به وجود آورده که این کنگلومرا قطع نموده است.

منابع

قائمی، ف. (۱۳۸۸) جایگاه تکتونیکی رخساره‌های رسوبی مجموعه پی‌سنگی حوضه کپه‌داغ. مجله رخساره‌های رسوبی ۲(۱): ۶۱-۸۰.

- Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* 46: 605-622.
- Barker, F. (1979) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, Amsterdam.
- Bor-ming, J., Wu, F. and Chen, B. (2000) Massive granitoid generation in Central Asia: Nd isotope evidence and implication for continental growth in the Phanerozoic. *Episodes* 23: 82-92.
- Boynton, W. V. (1985) Cosmochemistry of the rare earth elements. *Meteorite studies*, In: P. Henderson (Ed.): *Rare Earth Element Geochemistry. Developments in Geochemistry* 2: 115-1522, Elsevier, Amsterdam.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-74.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 83: 1-26.
- Chappell, B. W. and White, A. J. R. (2001) Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences* 48(4) 489-499.
- Cherniak, D. J. and Watson, E. B. (2000) Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology* 172: 5-24.
- Cordani, U. G. and Sato, K. (1999) Crustal evolution of the South American Platform, based on Nd isotopic systematics on granitoid rocks. *Episodes* 22: 167-173.
- Eftekharneshad, J. and Behroozi, A. (1991) Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dag). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 38: 89-100.
- Depaolo, D. J. (1981) Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust-mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291: 193-196.
- DePaolo, D. J. (1988) *Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction*. Springer, New York.
- Goldschmidt, K. T. (1956) Report on the coal deposit of Aghdarband. Iranian Oil Company. Tehran (Unpublished).
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: Coward, M. P. and Reis, A. C., (Eds.): *Collision tectonics*. Special published in

- Geological Society 19: 67- 81.
- Ishihara, S. (1977) The magnetite- series and ilmenite- series granitic rocks. *Mining Geology* 27: 43-300.
- Karimpour, M. H., Stern, C. R. and Farmer, L. (2010a) U-Pb-Th (zircon) Geochronology, Rb-Sr & Sm-Nd Isotopic Composition and Petrogenesis of Dehnow Kuhsangi Paleo-Tethys Diorite-Granodiorite, Mashhad, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 37: 384-393.
- Karimpour, M. H., Stern, C. and Farmer, G. L. (2011) Rb-Sr and Sm-Nd isotopic compositions, U-Pb Age and Petrogenesis of Khajeh Mourad Paleo-Tethys Leuco-granite, Mashhad, Iran. *Scientific Quarterly Journal Geosciences* 20: 171-182
- Klemme, S., Jonathand, D., Blundy, J. and Bernard, W. (2002) Experimental constraints on major and trace element partitioning during partial melting of eclogite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66: 3109-3123.
- Ludwing, K. R. (2003) User,s manual for Isoplot/Ex, version 3.0, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, CA, Special Publication No.4.
- Maniar, P. and Piccoli, P. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: 635- 643.
- Middlemost, E. A. K. (1975) The basalt clan. *Earth Sciences Reviews* 11: 337-364.
- Middlemost, E. A. K. (1985) Magmas and magmatic rocks. Longman Publication Company: 221-226.
- Middlemost, E. A. K. (1994) Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews* 37: 215-224.
- Mikhalsky, E. V. (2008) Age of the earth's crust and the Nd isotopic composition of the mantle sources of East Antarctic Complexes. *Geochemistry International* 46: 168-174.
- Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: H. M., Prichard, T., Alabaster, N. B. W. Harris and Neary, C. R. (Eds.): *Magmatic Processes in Plate Tectonics*. Geological Society of London Special Publication 76: 373-403.
- Rubatto, D., Williams, I. S. and Buick, I. S. (2001) Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds Range Central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140: 458-468.
- Rubatto, D. (2002) Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184: 123-138.
- Ruttner, A. W. (1983) The pre-Liassic basement of the Aqdarband area, eastern Kopet Dag. *Geological Survey of Iran, Report No. 51*.
- Ruttner, A. W. (1984) The pre-Liassic basement of the eastern Kopet Dag range. *Neues Jahrbuch fur geologie und palantologie, Abhandlungen* 168: 256-268.
- Ruttner, A. W. (1991) Geology of the Aqdarband area (Kopet-Dagh, NE Iran). *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 38: 7-79.
- Ruttner, A. W. (1993) Southern borderland of Triassic Laurasia in northeast Iran. *Geologische Rundschau* 82: 110-120.
- Shand, S. J. (1947) *Eruptive rocks*. T. Murby, London.
- Sharma, R. S. and Pandit, M. K. (2003) Evolution of early continental crust. *Current Science* 84: 995-1001.
- Stocklin, J. (1968) Structural history and tectonic of Iran. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 52: 1229-1258.
- Stöcklin J. (1974) Possible ancient continental margins in Iran. In: Burke, C. A. and Darke C. L. (Eds.):

The geology of continent margins, Springer, New York.

- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) The continental crust, its composition and evolution, an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell, Oxford.
- Villaseca, C., Barbero, L. and Herreros, V. (1998) A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intra continental orogenic belts. Transaction of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 89: 113-119.
- Westrenen, W. V., Blundy, J. and Bernard W. (1999) Crystal-chemical controls on trace element partitioning between garnet and anhydrous silicate melt. American Mineralogist 84: 838-847.
- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W. (1987) A-type granites. geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology 95: 407-419.
- Winter, J. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- Zanchi, A., Balini, M., Ghassemi, M. R. and Zanchetta, S. (2010) From thrusting to transpressional tectonics in the Aghdarband basin (NE Iran): Evidence for Cimmerian oblique convergence. Geological Survey of Iran, Mashhad.
- Zeh, A., Gerdes, A., Klemm, R., Jakson, M. and Barton, J. R. (2007) Archaean to Proterozoic Crustal Evolution in the Central Zone of the Limpopo Belt (South Africa Botswana): Constraints from Combined U-Pb and Lu-Hf Isotope Analyses of Zircon. Journal of Petrology 48: 1605-1639.
- Zindler, A. and Hart, S. R. (1986) Chemical geodynamics. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 14: 493- 571.

U-Pb-Th (zircon) geochronology, Sr and Nd isotopic composition and petrogenesis of granitoid pebbles of Qara Gheitan conglomerate, Aghdarband area, northeast Iran

**Mohammad Hassan Karimpour^{1*}, Azadeh Malekzadeh Shafaroudi¹, Farzin Ghaemi¹,
G. Lang Farmer² and Charles Stern²**

¹ Research Center for Ore Deposit of Eastern Iran, Ferdowsi University of Mashhad, Mashhad, Iran

² Department of Geological Sciences, University of Colorado, CB-399, Boulder, CO, USA

Abstract

The Qara Gheitan conglomerate (Late Permian-Early Triassic), is a part of Kopeh Dagh basement, situated in Aghdarband, northeast of Iran. The plutonic pebbles of conglomerate predominantly contain granite, alkali-granite and minor monzonite. Granitoids are highly potassic and strongly per to metaluminous nature. Magnetic susceptibility of granitoids are between $2\text{--}27 \times 10^{-5}$ (SI units), chemical and mineralogical composition indicate that they belong to ilmenite-series (reduced type) granitoids. The results of U-Pb zircon age dating of the granitoids pebbles are 343 Ma (Carboniferous). They have a range of initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from 0.7062 to 0.7068, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial between 0.511938- 0.511936, initial ϵNd isotope values from -5.03 to -4.99 when recalculated to an age of 343 Ma (zircon age). These values could be considered as representative of continental crust-derived magmas. Based on $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and ϵNd isotope values, the meta-sedimentary source rock had a minimum age of 1400 Ma. Within the core of some zircons, there are rounded zircons with an age of, 1986, 1039 and 645 Ma. These zircons were brought with magma from the source rock. At the time of formation of source rock, rocks from Proterozoic were exposed. When compare the age of Dehnow-Kuhsangi and Khajeh Mourad granitoids (reduced S-Type) formed (Late Triassic) due to collision of Turan and Iran plates with the age of granitoid pebble (Carboniferous), it seems that the pebbles are the results of the much older continental collision taking place somewhere in their formation site (in the north of Aghdarband possibly in Turkmenistan).

Key words: Aghdarband, Qara Gheitan conglomerate, Ilmenite-series granitoid, Geochronology, Radiogenic isotope

* mhkarimpour@yahoo.com