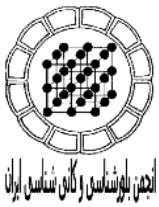
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

سال بیست و پنجم، شمارهٔ اول، بهار ۹۶، از صفحهٔ ۱۳۹ تا ۱۵۲



کانی‌شناسی و شناخت پروتولیت گنایس‌های شمال دریاچه‌ی سد زاینده‌رود، شمال شهرکرد (پهنه‌ی سنندج – سیرجان)

علیرضا داودیان دهکردی*، اشرف حیدری، ناهید شبانیان بروجنی، آرزو مرادی

دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد

(دریافت مقاله: ۹۵/۲/۲۵، نسخه نهایی: ۹۵/۵/۲۸)

چکیده: گنایس‌های حاشیه‌ی شمالی دریاچه‌ی سد زاینده‌رود از نظر ساختار زمین‌شناسی در پهنه‌ی زمین‌ساختی سنندج – سیرجان قرار گرفته است. این گنایس‌ها همراه با توده‌های متابازیت و مرمرهای فنژیت‌دار بخشی از واحدهای فشار بالای همتافت دگرگونی شمال شهرکرد را تشکیل می‌دهند. از نظر کانی‌شناسی این سنگ‌ها دارای کوارتز، گارنت، فنژیت، بیوتیت، فلدسپار قلیایی، آلبیت، تورمالین و روتیل به همراه دانه‌های زیرکن هستند. به منظور شناخت خاستگاه آذرین (ارتو) یا خاستگاه رسوبی (پارا) این گنایس‌ها، از شواهدی نظیر روابط صحرایی (تناوب واحدهای سنگی وابسته به گنیس‌های مورد بررسی)، کانی‌شناسی و از شواهد ژئوشیمیایی نظیر نمودار P_2O_5/TiO_2 در مقابل MgO/CaO، مقادیر نیگلی c در برابر al-alk، ti و al-alk، فراوانی Cr و Ni استفاده شدند که تمامی شواهد دال بر وجود پروتولیت رسوبی (پارا) برای گنیس‌های مورد بررسی است. مجموعه‌ی کانی‌شناسی یک پروتولیت رسوبی (پاراگنایس) را نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی سنگ خاستگاه، حاصل از منابع آذرین فلسیک پوسته‌ای تکامل یافته است که در نمودار Cr در مقابل Ni نمونه‌ها تماماً در گستره‌ی اواخر آرکئن تا بعد از آرکئن قرار گرفته‌اند. شواهد بدست آمده (بویژه شواهد ژئوشیمیایی) نشان می‌دهند که این سنگ‌ها برخلاف آنچه قبلاً ارتوگنایس‌هایی با سن اوایل نئوپروتروزوئیک تصور شده، دارای خاستگاه رسوبی هستند. پروتولیت این سنگ‌ها در موقعیت زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای یا حوزه‌ی پشت کمان تشکیل شده است.

واژه‌های کلیدی: *مقادیرنیکلی؛ پاراگنایس؛ حوضه‌ی پشت کمان؛ حاشیه‌ی فعال قاره؛ همتافت دگرگونی شمال شهرکرد؛ پهنه‌ی سنندج - سیرجان.*

مقدمه

منطقه‌ی مورد بررسی در شمال شهرکرد و حاشیه‌ی شمالی دریاچه‌ی سد زاینده‌رود در گستره‌ای به طول‌های جغرافیایی ″۴۴ ′۳۵ °۵۰ تا ″۴۶ ′۴۴ °۵۰ شرقی و عرض‌های جغرافیایی ″۳۷ ′۴۲ °۳۲ تا ″۴ ′۴۷ °۳۲ شمالی قرار گرفته است (شکل۱). با توجه به شواهد صحرایی مهم‌ترین سنگ‌های دگرگون و دگرشکل شده‌ی رخنمون یافته در همتافت دگرگونی شمال شهرکرد را می‌توان به دو دسته با خاستگاه آذرین و رسوبی رده‌بندی کرد. سنگ‌های دگرگون با خاستگاه آذرین شامل اکلوژیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، ارتوگنایس‌ها و متاگرانیتوئیدها بوده و سنگ‌های دگرگونی و دگرشکل شده با خاستگاه رسوبی منطقه، عبارتند از شیست‌ها، پاراگنایس‌ها و مرمرهای آهکی-دولومیتی هستند [۱]. گنایس مورد بررسی از نظر گسترش جغرافیایی نسبت به شیست‌ها گستردگی کمتری داشته و همانند سنگ‌های دگرگون دیگر با درجه‌ی بالا عبارتند از اکلوژیت‌ها و آمفیبولیت‌ها، محدود به قلمرو بخش مرکزی پهنه‌ی برشی شمال شهرکرد هستند.

*نویسنده مسئول، تلفن-نمابر:۰۳۸۳۲۳۴۴۲۳، پست الکترونیکی: alireza.davoudian@gmail.com

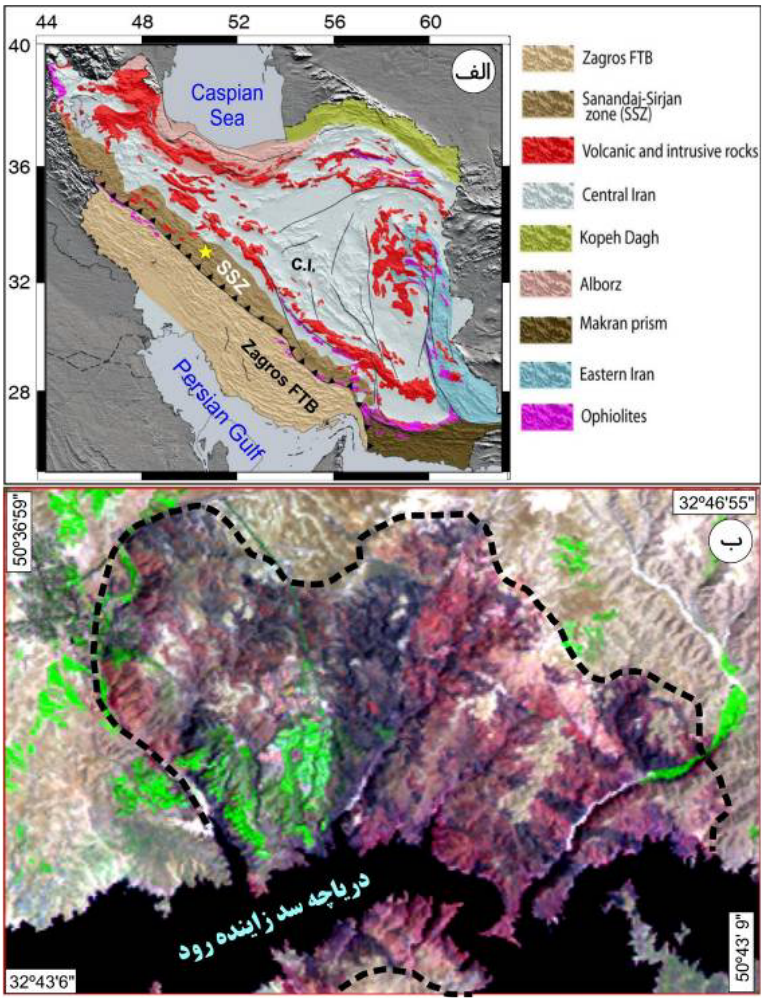
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

این پاراگنایس‌ها معمولاً میزبان اکلوژیت‌ها و آمفیبولیت‌ها هستند که غالباً این دو گروه سنگ به صورت عدسی یا بلوک-هایی با ابعاد چند متر تا چند ده متر دیده می‌شوند که به صورت سنگ‌های دگرگونی در ژوراسیک زیرین دگرگون شده‌اند [۲،۱].

در صورتی‌که [۳] سنگ‌های مورد بررسی در این پژوهش را ارتوگنایس فرض کرده و با سن‌سنجی به روش U-Pb روی کانی‌های زیرکن سن Ma ۱۷ ± ۶۳۷ (اوائل نئوپروتروزوئیک) را برای ارتوگنایس‌ها برآورد کرده است. همچنین بلورهای زیرکن را ماگمایی اولیه فرض می‌کند و اشتقاق پروتولیت ماگمایی ارتوگنایس‌ها را حاصل اختلاط مواد ناشی از ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ی نازک اوائل نئوپروتروزوئیک و سنگ-های آرکئن می‌داند.

تشخیص پروتولیت (سنگ خاستگاه یا سنگ مادر) یک سنگ دگرگون از جمله مهم‌ترین مراحل در تجزیه‌ی و تحلیل پهنه‌های دارای سنگ‌های دگرگونی با درجه‌ی بالاست [۵،۴]. این موضوع به ویژه در نواحی که دگرشکلی شدید تمامی ساختارها و بافت‌های اولیه را محو کرده است و یا در نواحی که یک لایه‌بندی فراگیر از ترکیب فرآیندهای دگرگونی و ساختاری حاصل شده باشد، امری مشکل و پیچیده خواهد بود. به عنوان مثال، برخی از مشکل‌ترین و پیچیده‌ترین مشکلات در این خصوص، عبارتند از تشخیص این نکته که آیا یک گنایس خاکستری لایه‌دار از یک سنگ رسوبی نوع گرایواک ریشه گرفته، یا از یک سنگ گرانیتوئید، و اینکه بین سنگ رسوبی آواری، توف یا گدازه در یک دنباله در سطح پوسته‌ای بتوان تمایز قائل شد [۵] .



شکل۱ الف: موقعیت منطقه‌ی مورد بررسی در تصویر واحدهای ساختاری ایران [۶] که با ستاره زرد نشان داده شده است. **ب:** نمایش گستره‌ی (خط چین) مورد بررسی (شمال دریاچه‌ی زاینده‌رود) روی تصویر ماهواره‌ای لندست ۷ (سنجنده +ETM، ترکیب نوارهای ۷۴۲ به منظور دستیابی به بهترین تفکیک‌پذیری سنگ‌شناسی در منطقه انتخاب شده است).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

شواهد پاراگنایس بودن و یا ارتوگنایس بودن سنگ‌های مورد بررسی را می‌توان در قالب سه گروه شاهد مورد ارزیابی قرار داد:

۱-شواهد صحرایی: از روابط صحرایی، تناوب واحدهای سنگی وابسته به گنایس مورد بررسی، ترکیبات سنگ‌های همراه، درجات مختلف دگرگونی و سن واحدهای سنگی منطقه، می‌توان به عنوان ابزاری برای شناسایی پروتولیت سنگ مورد بررسی استفاده کرد.

۲- حضور برخی از کانی‌ها می‌تواند شاهدی بر پارا و یا ارتو بودن گنایس‌ها باشد، به عنوان مثال پیدایش کانی‌های غنی از Al نظیر سیلیمانیت، کروندوم، سافیرین، کورنروپین و اسومیلیت معمولاً شاخص‌هایی در تشخیص سنگ‌های رسوبی هستند [۸،۷]، البته مشروط به آنکه سنگ رسوبی نظیر یک پلیت غنی از Al باشد. در برخی مواقع زیرکن‌های تخریبی معمولاً بخوبی گردشده هستند که این امر نیز بیانگر خاستگاه رسوبی آنهاست، که این درحالیست که زیرکن های با خاستگاه آذرین، به صورت خودشکل (ائوهدرال) هستند.

۳- شواهد ژئوشیمیایی: داده‌های ژئوشیمیایی علاوه بر آنالیز کانی‌های سنگین در تلفیق با سنگ‌شناسی، ممکن است الگویی را فراهم سازد که قادر به تشخیص و جدایی بین سنگ‌های رسوبی و آذرین گردد.

با توجه به شناسایی‌های متفاوت صورت گرفته روی پروتولیت گنایس، در این مقاله سعی براین است تا با استفاده از شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی به بررسی خاستگاه و موقعیت زمین‌ساختی گنایس‌های مورد بررسی پرداخته شود.

روش بررسی

پس از نمونه‌برداری از گنایس‌های منطقه که در برخی مواقع ظاهری چشمی نشان می‌دهند و ثبت مختصات جغرافیایی آنها با استفاده از GPS، تعداد ۳۵ مقطع نازک از نمونه‌های شاخص جهت دارد و ناجهت‌یافته تهیه شدند، و آنها با استفاده از میکروسکوپ قطبشی BX50 مورد بررسی دقیق سنگ‌نگاری قرار گرفتند. از بین نمونه‌های بررسی شده، ۹ نمونه که دارای کم‌ترین میزان تجزیه و تخریب و فاقد آثاری از رگه و رگچه بودند برای آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی انتخاب شدند. ابتدا در آزمایشگاه جدایش کانی دانشگاه شهرکرد با استفاده از آسیاب فکی نمونه‌ها در حد چند میلی‌متر خرد و سپس با استفاده از یک پودرساز دیسکی پنوماتیکی نمونه‌های خرد شده تا اندازه‌ی کوچک‌تر از ۲۰۰ مش پودر شدند. از این ۹ نمونه، تعداد ۷ نمونه به روش ICP-ES و ICP-MS در آزمایشگاه ACME ونکوور کشور کانادا و دو نمونه دیگر نیز به روش XRF در گروه زمین‌شناسی دانشگاه سالزبورگ اتریش مورد آنالیز سنگ کل قرار گرفتند که نتایج آنها در جدول ۱ ارایه شده‌اند. دقت تشخیص به روش ICP-ES و ICP-MS برای اکسید عناصر اصلی ۰/۰۱٪ تا ۰/۰۴ ٪ بوده و برای عناصر کمیاب بین ppm ۰/۱ تا ۰/۵ بوده‌اند.

موقعیت زمین‌شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی در پهنه‌ی ساختاری سنندج - سیرجان و زیرپهنه‌ی با دگرشکلی پیچیده قرار گرفته است [۹]. بخش عمده‌ای از زیر پهنه‌ی، با دگرشکلی پیچیده حاوی آواری‌های دگرگون شده مزوزوئیک، کربنات‌ها و برخی از سنگ‌های آتشفشانی هستند، هر چند یافته‌های جدید نشان می‌دهند که بسیاری از سنگ‌های دگرگون و دگرشکل در این زیرپهنه دارای پروتولیت آذرین یا رسوبی قدیمی یعنی به سن انتهای نئوپروتروزئیک هستند [۱۱،۱۰]. به عنوان مثال بر خلاف تصور [۱۲] سن پروتولیت سنگ‌های دگرگون و دگرشکلی همتافت ژان در غرب کشور، مزوزوئیک-پالئوزوئیک نبوده بلکه انتهای نئوپروتروزئیک می‌باشد [۱۳]. علاوه بر این در همتافت دگرگون سورسات واقع در شمال‌غرب ایران به عنوان بخشی از پهنه سنندج – سیرجان، مجموعه‌های پی‌سنگ مشتمل بر گرانیت‌ها و گرانیت‌های میلونیتی به نئوپروتروزوئیک و کامبرین زیرین حضور دارند که با استفاده از سن‌سنجی U-Pb در کانی زیرکن با دستگاه LA-ICP-MS بدست آمده است [۱۱]. بطور کلی درباره پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه‌ی مهم ساختاری اطلاعات روشنی در دست نیست. برخی از گزارش‌ها حاکی از آن است که این پی‌سنگ از آمفیبولیت، گنایس و آمفیبولیت-شیست تشکیل شده است. در پهنه‌ی سنندج – سیرجان از ناحیه‌ی شهرکرد به سمت بروجرد قدیمی‌ترین سنگ‌های شناخته شده، گرانیت‌ها و گنایس‌های پان-آفریکن پیش از کامبرین جدید هستند که اغلب بواسطه توالی‌های پالئوزوئیک، مزوزوئیک و واحدهای اوائل سنوزوئیک روانده شده‌اند [۱۰].

زیر پهنه‌ی با دگرشکلی پیچیده به موازات و در مجاورت تراست زاگرس (زمین‌درزه‌ی بین پهنه‌ی سنندج – سیرجان و صفحه‌ی

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

عربی) یک مجموعه از سنگ‌های دگرگونی به طول بیش از ۱۰۰ کیلومتر را شامل می‌شود، این مجموعه حاوی سنگ‌های پرکامبرین شمال شهرکرد به علاوه همتافت ژان در اطراف شهر ازنا و الیگودرز است [۳].

همتافت دگرگون شمال شهرکرد یک منطقه‌ی استثنایی است زیرا تنها منطقه‌ای در پهنه سنندج – سیرجان است که سنگ‌های دگرگون با فشار بالای رخساره‌ی اکلوژیت به صورت نسبتاً سالم در آن رخنمون دارند [۳، ۱۴]. این منطقه چندین فاز دگرگون و دگرشکل را پشت سر گذاشته است که سنگ‌های با خاستگاه رسوبی و آذرین را متأثر ساخته‌اند. مهم‌ترین فاز دگرگونی، یک دگرگونی با فشار بالا – دمای پایین تا متوسط بوده که بر منطقه اثر گذاشته است، این فاز دگرگون درجه‌ی بالا، در اثر فاز دگرگونی رخساره آمفیبولیت دنبال می‌شود که بر خلاف فاز اول، شواهد بیش‌تری از آن قابل رویت‌اند. این فاز دگرگون رخساره آمفیبولیت با دگرشکلی شدید داکتیل و میلونیتی شدن گسترده همراه بوده است [۱۴]. فاز سوم دگرگونی نیز سنگ‌های آتشفشانی جوان‌تر به سن ژوراسیک پایانی را متأثر ساخته و آنها را در حد رخساره‌ی درجه پایین پرهنیت-اکتینولیت دگرگون کرده است [۱]. آخرین فاز دگرشکلی نیز شکننده (بریتل) بوده و سبب خردشدگی

جدول۱ نتایج بررسی‌های ICP-MS و ICP-ES و دو نمونه از نتایج XRF (با علامت × مشخص شده است) پاراگنایس‌های مورد بررسی در منطقه‌ی شمال شهرکرد، مقادیر عناصر اصلی به صورت (wt٪) و عناصر کمیاب و نادرخاکی بصورت (ppm).

	Paragniesses								
Sample	HE 1-12	HE 1-1	HE 1-4	HE 2-4	HE 2-5	HE 3-3	HE 3-4	*M 20-12	*M 40-63
SiO_2	۶۰٫۹۱	۶۳٫۳۹	۶۶٫۸۴	۶۴٫۰۱	۶۳٫۳۳	۶۳٫۷۹	۶۷٫۴۷	۶۸٫۱۵	۶۵٫۵۳
TiO_2	۰٫۷۶	۰٫۸۰	۰٫۶۶	۰٫۷۸	۰٫۷۶	۱٫۱۸	۰٫۶۳	۰٫۷۰	۰٫۶۷
Al_2O_3	۱۶٫۵۰	۱۶٫۷۵	۱۵٫۱۵	۱۷٫۰۸	۱۶٫۹۳	۱۵٫۷۹	۱۵٫۰۱	۱۳٫۴۳	۱۶٫۰۶
Fe_2O_{3*}	۶٫۸۶	۶٫۰۳	۴٫۶۱	۵٫۸۷	۵٫۸۵	۶٫۴۴	۳٫۹۸	۵٫۴۴	۴٫۹۱
MnO	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۶
MgO	۳٫۴۹	۲٫۷۴	۲٫۸۷	۲٫۲۱	۲٫۲۵	۲٫۷۳	۲٫۶۲	۲٫۹۴	۳٫۱۳
CaO	۰٫۵۷	۰٫۵۳	۰٫۷۴	۰٫۴۰	۰٫۸۱	۰٫۹۳	۱٫۲۶	۰٫۸۵	۱٫۱۳
Na_2O	۱٫۶۸	۳٫۱۸	۳٫۷۲	۲٫۴۴	۲٫۹۲	۲٫۶۴	۴٫۹۱	۲٫۰۷	۳٫۸۳
K_2O	۴٫۰۷	۲٫۴۵	۲٫۰۸	۳٫۰۴	۲٫۸۰	۲٫۰۱	۰٫۸۷	۲٫۸	۱٫۹۸
P_2O_5	۰٫۳۱	۰٫۱۹	۰٫۱۷	۰٫۱۴	۰٫۳۴	۰٫۳۰	۰٫۱۷	۰٫۱۵	۰٫۲۵
L.O.I.	۴٫۱۰	۳٫۳۰	۲٫۶۰	۳٫۴۰	۳٫۴۰	۳٫۵۰	۲٫۸۳	۲٫۹۶	۲٫۵۵
Total	۹۹٫۷۷	۹۹٫۸۰	۹۹٫۷۸	۹۹٫۸۱	۹۹٫۷۹	۹۹٫۸۱	۹۹٫۷۸	۹۸٫۸۲	۱۰۰
Ba	۷۲۷	۵۶۶	۴۸۰	۵۲۴	۵۱۸	۴۴۴	۲۸۴	۵۰۳	۳۳۶
Rb	۱۳۹	۷۸٫۸۰	۶۵٫۶۰	۹۷٫۳۰	۹۱٫۴۰	۷۱٫۸۰	۲۲٫۸۰	۷۸	۶۲٫۲۰
Sr	۷۳٫۸۰	۱۲۱٫۷۰	۱۶۷٫۸۰	۱۱۴٫۱۰	۱۲۷	۸۸٫۱۰	۱۱۰٫۱۰	۷۸	۱۰۸٫۸۰
Zr	۱۷۸٫۹۰	۲۰۱٫۲۰	۲۰۷٫۴۰	۱۸۴٫۴۰	۲۰۱٫۸۰	۲۵۷٫۶۰	۲۸۹٫۳۰	۱۶۰	۲۱۰٫۶
Nb	۱۲٫۴۰	۱۲٫۶۰	۱۰٫۷۰	۱۲٫۵۰	۱۲٫۰	۱۳٫۸۰	۱۱٫۴۰	۱۰	۱۱٫۳۰
Ni	۵۵	۵۶	۴۷	۵۸	۵۳	۴۸	۲۲	۳۶	۳۵
Co	۲۲٫۳۰	۱۸٫۸۰	۱۳٫۱۰	۱۳٫۸۰	۱۲٫۵۰	۱۴٫۷۰	۷٫۰	۷٫۰	۱۱٫۹
Cr	۱۲۳	۱۳۰	۱۵۷	۲۴۶	۱۸۵	۱۶۴	۱۰۹٫۴۷	۵۳	۱۶۷
La	۴۱٫۶۰	۴۰٫۰۰	۲۷٫۵۰	۳۵٫۷۰	۳۵٫۴۰	۳۱٫۵۰	۴۴٫۷۰	-	۲۳٫۸۰
Hf	۵٫۰۰	۵٫۵۰	۵٫۵۰	۵٫۳۰	۵٫۵۰	۶٫۴۰	۷٫۸۰		
Th	۱۰٫۶۰	۱۱٫۶۰	۹٫۹۰	۱۰٫۵۰	۱۰٫۸۰	۷٫۸۰	۱۶	۱۱	۱۱٫۲۰
U	۲٫۷۰	۲٫۱۰	۱٫۵۰	۱٫۹۰	۲٫۰۰	۱٫۹۰	۱٫۵۰	۷	۱٫۱۰
V	۱۱۶	۱۰۹	۸۷	۱۱۱	۱۱۰	۱۴۴	۶۴	۸۲	۹۴٫۸۰
Sc	۱۴	۱۵	۱۱	۱۴	۱۴	۱۷	۱۰	-	۹٫۳۰

L. O. I= Loss-on-ignition; Fe_2O_3*= as Fe total

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

شدید سنگ‌های منطقه بررسی شده است. این منطقه بخشی از نقشه‌ی زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ شهرکرد [۱۵] و نقشه‌ی زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چادگان [۱۶] است. در گزارش نقشه زمین‌شناسی شهرکرد منطقه‌ی مورد بررسی به عنوان بخشی از واحد mt معرفی شده‌اند که مشتمل بر سنگ-های دگرگونی تفکیک نشده بوده و سن آنها به پرکامبرین نسبت داده شده است، ولی در نقشه‌ی زمین‌شناسی چادگان به عنوان واحد $\mathbf{J_{1,2}}^{met}$ معرفی شده‌اند که شامل سنگ‌های دگرگونی با خاستگاه ماسه‌سنگ، شیل، شیل ذغال‌دار به همراه گارنت‌آمفیبول‌شیست و گرانیت‌های گنایسی می‌شود [۱۷]. به علت حضور شواهد فسیلی (بلمنیت) در یک افق آهکی این واحد و نیز شباهت رخساره‌ای طبقات تخریبی موجود در زیر و روی این افق آهکی با سازندهای شمشک و هجدک ایران مرکزی باعث شده تا [۱۶] سن ژوراسیک زیرین- میانی را به این واحد نسبت دهند. اما یافته‌های سال‌سنجی مطلق به روش U-Pb کانی زیرکن [۳] نشان‌دهنده‌ی این است که سنگ‌های دگرگون شمال شهرکرد در واقع بخشی از پی‌سنگ پرکامبرین ایران زمین هستند که در حوادث وابسته به فرورانش نئوتتیس دگرگون و دگرشکل شده‌اند [۳، ۱۴]. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته توسط [۱] منطقه‌ی مورد بررسی در مقیاس بزرگ یک پهنه‌ی برشی شکل‌پذیر با روند WNW-ESE، تقریباً به موازات روند اصلی زاگرس است که علاوه بر حرکت راستا لغز دارای حرکت تراستی یا وارون نیز هست، بنابراین راستالغز محض نبوده و به یکی از دو حالت برخورد اقیانوس- قاره و یا برخورد قاره- قاره شباهت بیش‌تری دارد. از اینرو بیشتر سنگ‌های دگرگونی این منطقه دارای آثار دگرشکلی هستند [۱،۱۷]. با توجه به شواهد صحرایی، فابریک اصلی قابل رویت در گنایس‌های مورد بررسی فابریک S/C است که در واقع S وابسته به سطح برگواره و C به سطح برش است، که با توجه به رده‌بندی [۱۸] این نوارها یا نوارهای برشی از نوع C'-Type است و حرکت راست‌بر را نشان می‌دهد که احتمالاً در اثر فاز اصلی دگرشکلی حاکم بر سنگ‌های منطقه ایجاد شده است، علاوه بر این ریبون‌های کوارتز با حرکت برشی راست‌بر نیز قابل رویت هستند (شکل۲ الف و ب). علاوه بر این ظهور خطواره میلونیتی موازی با روند زاگرس نیز روی سطح گنایس‌های مورد بررسی قابل رویت است که در بسیاری موارد برگواره‌ها بصورت چین‌خورده هستند و در این حالت چندین نسل چین‌خورده را به نمایش می‌گذارند (شکل۳). لذا در بررسی‌های سنگ‌زایی و تعیین موقعیت زمین‌ساختی پروتولیت گنایس شمال شهرکرد بایستی به سن قدیمی سنگ خاستگاه آنها دقت کرد و از این منظر بایستی مستقل از رویدادهای بازشدن، گسترش، فرورانش و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس مورد بررسی و ارزیابی قرار گیرند.

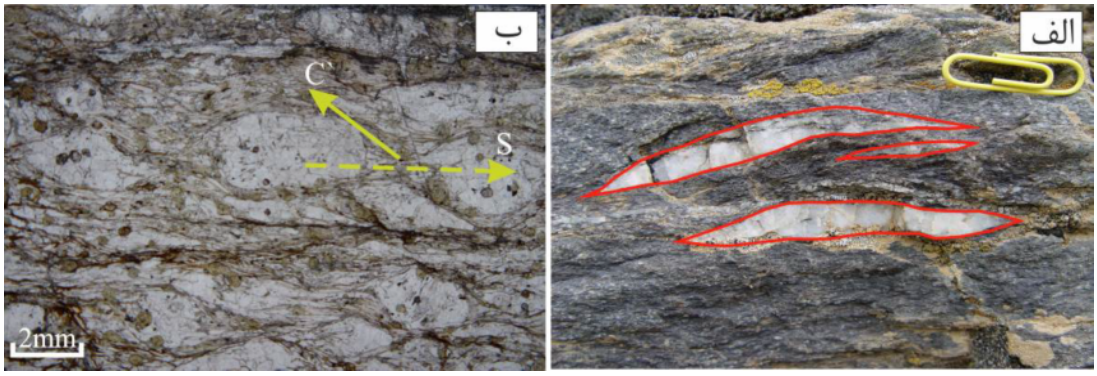
گنایس‌های مورد بررسی در منطقه همراه با سنگ‌های متابازیت و مرمر هستند ولی از فراوانی کم‌تری نسبت به شیست‌ها برخوردارند. شواهد صحرایی به خوبی نشان‌دهنده‌ی تناوب گنایس‌ها و مرمرهاست و هیچگونه شواهدی از نفوذ توده‌های گنایسی درون مرمرها مشاهده نشد. از آنجاییکه بدون هیچ تردیدی خاستگاه سنگ‌های مرمر که دارای کانی‌شناسی بسیار ساده‌ی کلسیت و به میزان نسبتاً کمی میکای سفید فنژیتی هستند، رسوبی بوده و احتمالاً سنگ خاستگاه این مرمرها، سنگ‌های آهکی با کمی رس هستند. گنایس‌های نامبرده دارای تناوب روشنی با این مرمرهای کربناتی هستند، تنها تفسیری که برای حضور توأمان این مجموعه می‌توان عنوان کرد حضور یک حوضه رسوبی بوده که در آن ماسه‌سنگ گریوکی به همراه آهک (کمی رس‌دار) ته نشست یافته و در ادامه در این حوضه‌ی رسوبی فوران‌های بازالتی رخ داده است. تناوب واحدهای سنگی فقط منحصر به مرمر و گنایس‌ها نبوده بلکه مرمرها و متابازیت‌های بصورت لایه‌ای نیز دارای تناوب بوده که می‌توان آن را به واسطه‌ی حضور یک حوضه رسوبی همراه با فوران گدازه‌های بازالتی توجیه و تفسیر کرد.

این گنایس‌ها از نظر کانی‌شناسی دارای کوارتز، فلدسپات‌های قلیایی و پلاژیوکلاز، موسکویت فنژیتی، گارنت، تورمالین، بیوتیت، آپاتیت، روتیل، زیرکن و نیز دارای کلریت به صورت کانی ثانویه هستند. موسکویت فنژیتی در این سنگ‌ها به رنگ صورتی و یا سبز کم رنگ بوده که ناشی از حضور آهن و یا کروم در این میکاست. مجموعه کانی‌شناسی فوق به همراه حضور کانی با فشار بالای روتیل نشان‌دهنده‌ی تشکیل آنها در شرایط دگرگونی فشار بالاست. حضور گارنت فراوان به همراه بلورهای میکا می‌تواند بیش‌تر بیانگر یک خاستگاه رسوبی برای این گنایس‌ها باشد.

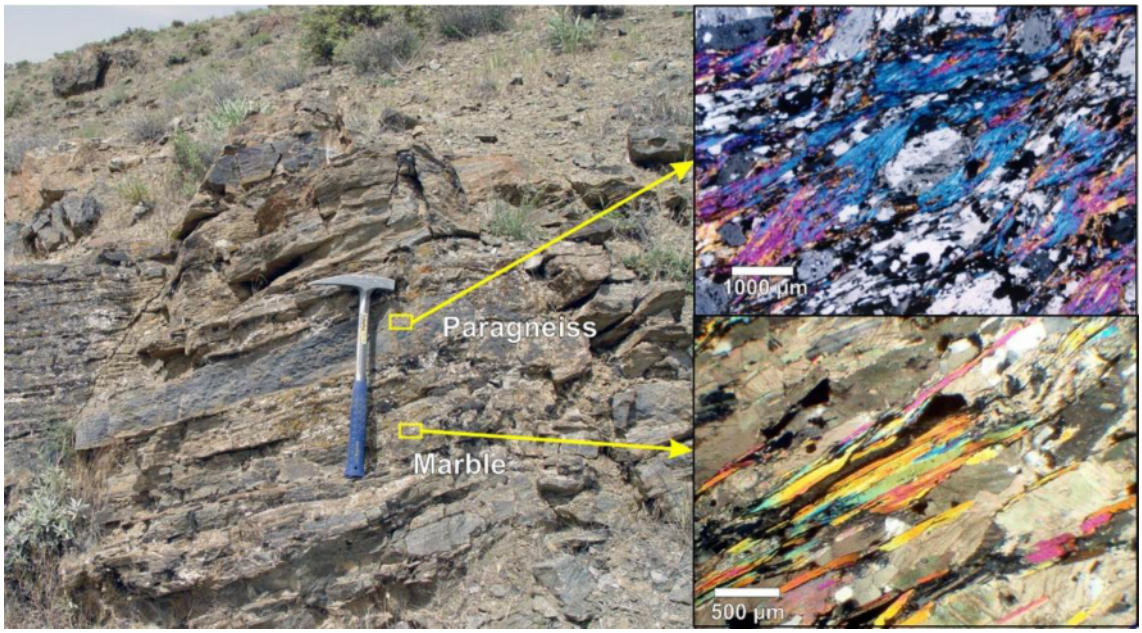
تشخیص پروتولیت (سنگ خاستگاه یا سنگ مادر)

چنانکه در مقدمه اشاره شد یکی از راه‌های تفکیک و شناسایی پروتولیت رسوبی و آذرین گنایس‌ها استفاده از شواهد صحرایی است، چنانکه در (شکل ۳) ملاحظه می‌شود گنایس‌ها با مرمرها دارای تناوب بوده که نشانه مهمی برای اشتقاق از پروتولیت رسوبی است. بی تردید خاستگاه لایه‌های مرمر، آهک بوده است.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]



شکل۲ الف: ریبون کشیده کوارتز با تقارن تک میل و دارای حرکت برشی راست‌بر، در یک نمونه از گنایس‌های مورد بررسی، ب: نوارهای برشی نوع C'- (از سمت چپ بالا به سمت راست پایین) که برگواره اصلی سنگ (افقی) را در یک نمونه از گنایس‌های شمال شهرکرد قطع می‌کند، PPL.



شکل۳ نمایی از رخنمون گنایس‌های منطقه‌ی شمال دریاچه‌ی سد زاینده‌رود که دارای برگوارگی گسترده، همچنین تناوب مرمر (رنگ روشن‌تر) و گنایس (رنگ تیره‌تر) در تصویر به همراه عکس‌های میکروسکوپی مشاهده می‌شود.

علی‌الرغم مفید بودن ژئوشیمی در شناسایی انواع سنگ‌ها و شناسایی تغییرات شیمیایی طی دگرگونی، هیچ راه منحصربفردی برای تشخیص و تمایز برخی انواع سنگ‌ها که در صحرا مشابه هستند، وجود ندارد. به عنوان نمونه ژئوشیمی عناصر اصلی سنگ‌های رسوبی نوع گرایوک مشابه با تونالیت‌ها و ترونجمیت‌ها است، تنها الگوهای REE ممکن است در برخی موارد امکان تمایز را میسر سازد [۱۹]. با این وجود تعداد زیادی از آنالیزها، اغلب این امکان را محتمل می‌سازند تا تغییرات منظم عناصر اصلی و کمیاب تشخیص داده شود که می‌تواند به روندهای جدایش آذرین نسبت داده شود (به عنوان مثال، [۲۰] که صرفاً در سنگ‌های با خاستگاه ماگمایی یافت شده است).

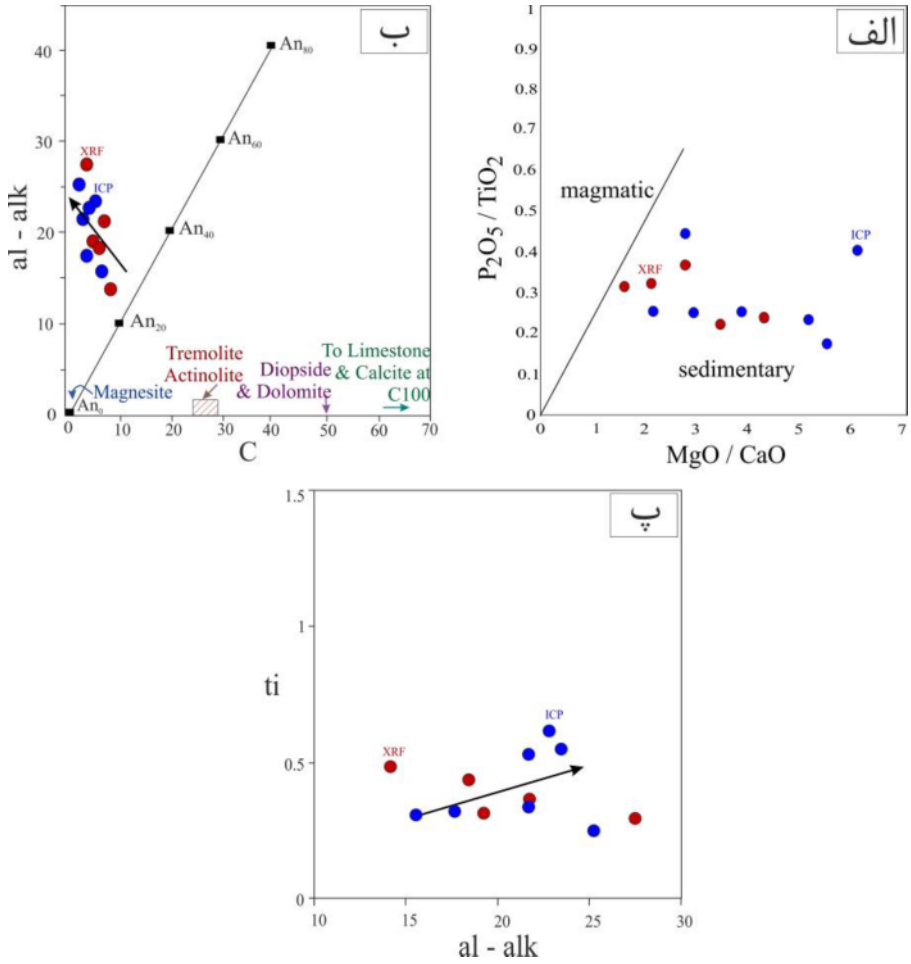
برای تعیین خاستگاه رسوبی یا آذرین بودن یک سنگ دگرگون گنایسی می‌توان از ویژگی‌های ژئوشیمیایی استفاده کرد [۵]، بر همین مبنا یک نمودار تفکیک عناصر اصلی ساده‌ای برای سنگ‌های حدواسط تا اسیدی پیشنهاد شده [۲۱] که در (شکل۴ الف) ارایه شده است. یک چنین نموداری ممکن است بتواند در تشخیص ارتو و پاراگنایس‌ها مفید باشد اما بایستی با احتیاط و دقت مورد استفاده قرار گیرد و شاید در پیوستگی و همراهی با دیگر پارامترها نظیر مقادیر نیگلی c در

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

برابر al-alk [۲۲] و معیارهای سنگ‌شناسی بایستی به کار رود [۵].

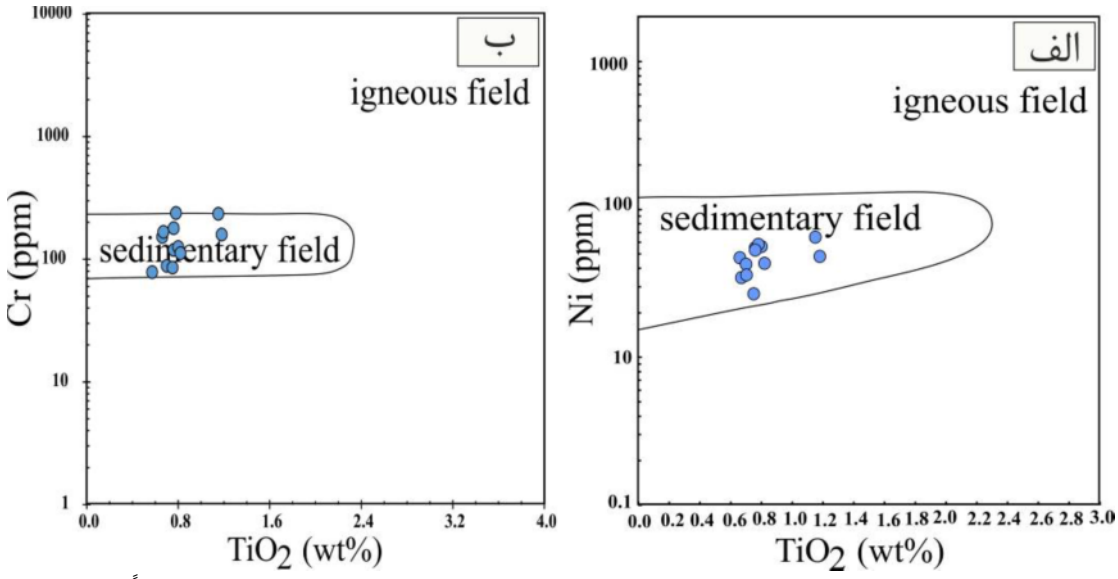
چنانکه در (شکل۴ الف) مشاهده می‌شود گنایس‌های مورد بررسی تماماً دارای خاستگاه رسوبی هستند. بنابراین یکی از روش‌های مؤثر و مفید برای تفکیک گنایس‌های با خاستگاه آذرین (ارتوگنایس) از گنایس‌های با منشاء رسوبی (پاراگنایس) استفاده از نمودارهای ژئوشیمیایی است که مبتنی بر آنالیز شیمیایی سنگ کل است. از طرف دیگر در سنگ‌های رسوبی، مقادیر نیگلی ti و al-alk در کانی‌های رسی متمرکز است [۲۴،۲۳] ولی رابطه مثبت بین ti و al-alk در رسوب‌های حاوی فلدسپارهای تخریبی نیز مشاهده می‌شود [۲۵].

مقادیر نیگلی C و al-alk در سنگ‌های آذرین شدیداً به مودال سنگ وابسته است، این بدان معنی است که اختلافات نشان داده شده در سنگ‌های آذرین مختلف، بستگی زیاد به حضور مقادیر الیوین، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز (بویژه پلاژیوکلاز کلسیک)، بیوتیت و غیره در سنگ دارد [۲۶]. در سنگ‌های با خاستگاه رسوبی (پارا) بر خلاف سنگ‌های با خاستگاه آذرین (ارتو) رابطه‌ی منفی بین al-alk و C [۲۷] و رابطه‌ی مثبت بین al-alk و ti است [۲۵]. گنایس‌های مورد بررسی در نمودار C در برابر al-alk [۲۸] روند منفی را نشان می‌دهند و در هیچ گروه از انواع مخلوط‌های رسوبی نظیر، پلیت – سنگ‌آهک، پلیت- دولومیت و روندهای متناوب حاصل از جدایش آذرین نیست، بنابراین دارای خاستگاه رسوبی بوده و جزء پاراگنایس‌ها هستند (شکل۴ ب) و در نمودار al-alk در مقابل ti روند مثبتی را به نمایش می‌گذارند که این فرایند نیز تأییدکننده پاراگنایس بودن آنهاست (شکل۴ پ).



شکل ۴ الف: در نمودار P_2O_5/TiO_2 در مقابل MgO/CaO [۲۱] تمامی نمونه‌های گنایس شمال شهرکرد در گستره‌ی با خاستگاه رسوبی واقع شده‌اند، **ب:** نمودار C در برابر al-alk [۲۸]، **پ:** نمودار al-alk در مقابل ti، تمامی نمونه‌های گنایس شمال شهرکرد در نمودار الف روند منفی و در نمودار ب روند مثبت را نشان می‌دهند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]



شکل۵ الف و ب: در نمودارهای Ni (ppm), Cr (ppm) در مقابل TiO_2 (wt.%) نمونه‌های گنایس شمال شهرکرد تماماً در محدوده رسوبی واقع شده‌اند.

باتوجه به عدم حضور کانی‌های رسی در پاراگنایس مورد بررسی، روند مثبت نمودار al-alk در مقابل ti حاصل از حضور فلدسپارهای تخریبی در سنگ است (شکل۴ پ). از فراوانی Cr و Ni نیز می‌توان به عنوان شاخص مفید دیگری برای بررسی خاستگاه سنگ‌های دگرگون استفاده کرد [۲۹]. چنانکه در نمودارهای Ni (ppm) و Cr (ppm) در مقابل TiO_2 (wt.%) مشاهده می‌شود (شکل ۵) نمونه‌های حاوی Cr بیش‌تر از ppm ۲۵۰ و Ni بیش از ۲۰۰ppm احتمالاً ارتوگنایس و نمونه‌هایی که کمتر دارای این مقادیر هستند احتمالاً خاستگاه رسوبی داشته و پاراگنایس هستند و در صورتیکه از حد معینی کمتر باشند باز هم دارای خاستگاه ارتو خواهند بود [۴] گنایس‌های مورد بررسی در نمودارهای Ni (ppm), Cr (ppm) در مقابل TiO_2 (wt.%) روند خاصی را نشان نمی‌دهند، بطوری‌که رابطه آشکاری بین Cr و Ni وجود ندارد ازینرو، نمونه‌ها تماماً در گستره‌ی سنگ‌های با خاستگاه رسوبی واقع شده و جزء پاراگنایس‌ها هستند (شکل ۵ الف و ب).

در مناطقی که نمی‌توان با استفاده از معیارهای زمین‌شناسی ماهیت و خاستگاه پیش از دگرگونی را تعیین کرد، به ویژه وقتی که پروتولیت‌ها آتشفشانی‌های سیلیسی و یا ماسه‌سنگ باشند، [۳۰] پیشنهاد داده است که معیارهای شیمیایی بکار گرفته شوند و به همین منظور این پژوهنده تابعی را برحسب درصد ارایه داده است که به قرار زیر محاسبه می‌شود:

$$DF = ۱۰/۴۴ - ۰/۲۱SiO_2 - ۰/۳۲Fe_2O_3\ (total\ Fe) - ۰/۹۸MgO + ۰/۵۵CaO + ۱/۴۶Na_2O + ۰/۵۴K_2O$$

مقادیر مثبت DF نشان‌دهنده‌ی یک خاستگاه احتمالی آذرین بوده، در حالی که مقادیر منفی یک خاستگاه رسوبی را آشکار می‌سازد. در نمونه‌های گنایس مورد بررسی تابع DF دارای مقادیر منفی است که از ۰/۸- درصد تا بیش از ۳- درصد متغیر هستند، بنابراین تمامی نمونه‌های گنایسی مورد بررسی به استناد این تابع دارای خاستگاه رسوبی بوده و درصد مشارکت مواد آذرین در آنها ناچیز و یا نزدیک به صفر بوده است.

بررسی کانی زیرکن در پاراگنایس شمال شهرکرد

زیرکن معمولاً کانی سنگین مشتق شده از گرانیت‌ها، آتشفشانی‌ها و منابع دگرگون شده بازیافتی است [۳۱]. غنی‌شدگی Zr به‌وسیله‌ی نسبت‌های بالای Zr/Sc و Zr/Sc در برابر SiO_2 در (شکل۶ الف و ب) نشان داد که از بازسازی و یا مرتب سازی انتخابی عناصر در سنگ ریشه گرفته‌اند [۳۱]. Th و Sc در فرآیندهای جدایش سنگ‌های آذرین رفتارهای متفاوتی رانشان می‌دهند بدین‌صورت‌که Th رفتار ناسازگار و Sc رفتار سازگار دارد ازینرو نسبت Th/Sc نشاندهنده‌ی درجه جدایش آذرین است [۳۲]. نمونه‌های پاراگنایس شمال شهرکرد

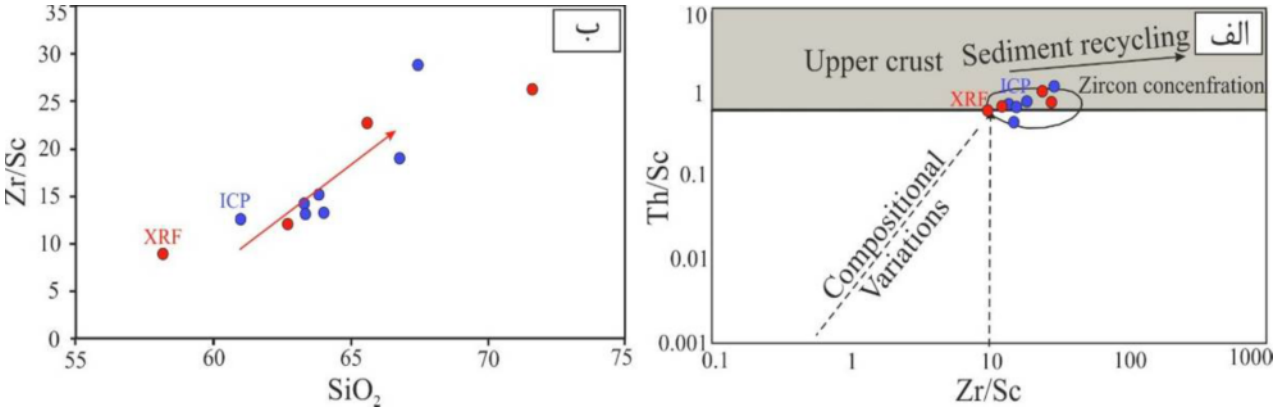
[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

دارای نسبت Th/Sc (۰/۴۵-۱/۶ ppm) است که این مقدار حاکی از ورود از منابع آذرین پوسته‌ای تکامل یافته است [۳۱] و در نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc [۳۲] تمرکز زیرکن این سنگ‌ها، در گستره‌ی رسوب‌های بازیافتی وجود دارد (شکل۶ الف) بنابراین کانی‌های زیرکن این سنگ‌ها موروثی بوده و سنگ خاستگاه فلسیک کانی زیرکن از یک پوسته‌ی آذرین نسبتاً تکامل یافته حاصل شده است که در موقعیت زمین-ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای و یا جزایر قوسی تشکیل شده است. نمونه‌های پاراگنایس شمال شهرکرد در نمودار Cr در مقابل Ni [۳۲] تماماً در گستره‌ی اواخر آرکئن تا پسا آرکئن قرار گرفته‌اند (شکل۷). این نمودار با سن‌سنجی [۳] روی کانی‌های زیرکن به روش U-Ph که سن ۶۳۷ ± ۱۷ Ma (اوائل نئوپروتروزوئیک) را برای پاراگنایس مورد بررسی با نام ارتوگنایس براورده، کاملاً سازگار هست.

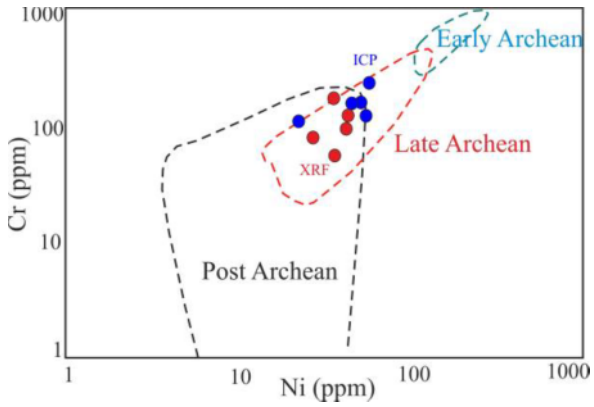
جایگاه تکتونیکی

در قوس‌های آتشفشانی ترکیبات فلسیکی که سنگ خاستگاه سنگ‌های رسوبی را تشکیل می‌دهند حاوی نسبت‌های La/Th کم و یکنواختی (کمتر از ۵ ppm) و حاوی Hf (حدود ۷-۳ ppm) هستند [۳۳].

نمونه‌های مورد بررسی حاوی La/Th (۱/۵۶-۴/۰۳ ppm) و Hf (۵-۷/۸ppm) هستند و در نمودار La/Th درمقابل Hf [۳۴] نمونه‌های پاراگنایس شمال شهرکرد در گستره‌ی اشتقاق از منابع فلسیک جزایر قوسی قرار گرفته‌اند (شکل ۸ الف). این سنگ‌های پاراگنایس حاوی Eu/Eu* کمتر از ۱ppm (۰/۴۵-۰/۷۱ppm) و نسبت‌های Lan/Ybn (۶/۰۸-۱۰/۰۴ppm) هستند. در نمودار برآوردی La_n/Yb_n در مقابل Eu/Eu* از [۳۵] نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی پشت کمان واقع شده‌اند که با لبه قاره‌ای و گستره‌های قوس قاره‌ای منطبق می‌باشد (شکل۸ ب).

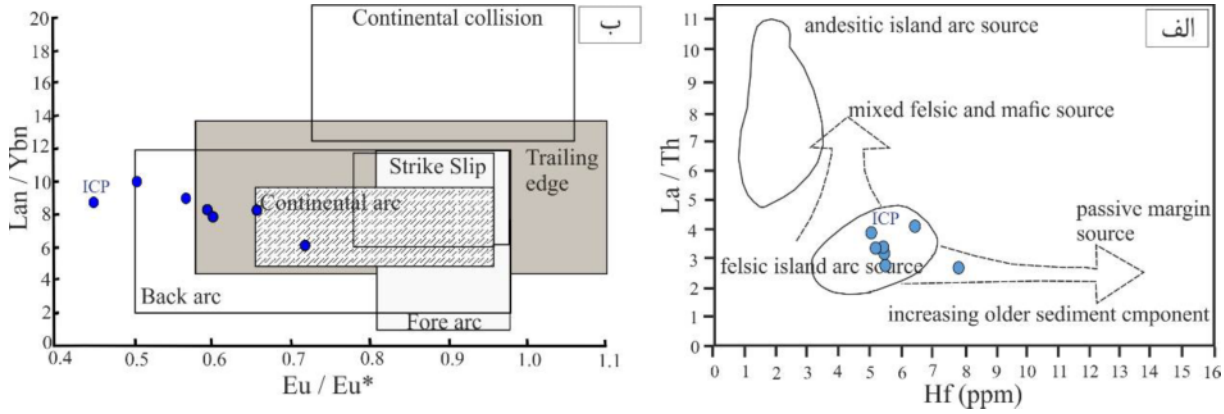


شکل۶ میزان تمرکز و غنی شدگی زیرکن در پاراگنایس شمال شهرکرد، الف: نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc [۳۲] حاکی از تمرکز زیرکن پاراگنایس شمال شهرکرد، در محدوده رسوبات بازیافتی می‌باشد، ب: نمودار Zr/Sc در برابر SiO_2.



شکل۷ Cr در مقابل Ni [۳۲] تمامی نمونه‌های پاراگنایس شمال شهرکرد در محدوده اواخر آرکئن تا بعد از آرکئن واقع شده‌اند.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]



شکل۸ الف: La/Th در مقابل Hf [۳۴] نمونه‌های پاراگنایس شمال شهرکرد در محدوده اشتقاق از منابع فلسیک جزایر قوسی واقع شده‌اند، ب: نمودار Lan/Ybn در مقابل Eu/Eu* از [۳۵].

سن نهشته‌گذاری پروتولیت رسوبی

سن‌نگاری U-Pb روی کانی‌های زیرکن تخریبی از رسوب‌های آواری و یا سنگ‌های دگرگونی با خاستگاه رسوبی با روش‌هایی نظیر TIMS, SIMS, LA-ICP-MS یک روش متداول در بررسی‌های شناخت خاستگاه همخوانی رسوبی است [۳۶، ۳۷] سن‌های U-Pb روی تک دانه‌های زیرکن تخریبی برای موارد زیر بکار رفته‌اند:

۱- شناسایی سازندگان خاستگاه یک واحد رسوبی [۳۸]، ۲- همخوانی بین دنباله‌های رسوبی [۳۹]، ۳- تعیین یک حد نهایی و بیشینه‌ای برای سن رسوبگذاری [۳۹-۴۱] و ۴- بررسی فرآیندهای شکل‌گیری در یک مقیاس گسترده‌ی قاره‌ای [۴۲-۴۶].

بنابراین یکی از راه‌های نسبتاً مطمئن برای تعیین سن رسوبگذاری و نهشته شدن یک واحد رسوبی که به شدت دگرگون شده باشد (منظور تعیین سن پروتولیت رسوبی یک سنگ دگرگونی) استفاده از این روش سن‌نگاری است. بر این مبنا سن جوان‌ترین دانه زیرکن تعیین سن شده به عنوان حد نهایی سن نهشته شدن پروتولیت رسوبی در نظر گرفته می‌شود و بایستی سن رسوبگذاری چند میلیون سال از این جوان‌ترین سن بدست آمده روی زیرکن‌های تخریبی در نظر گرفته شود.

چنانکه در مقاله [۳] ملاحظه می‌شود سن‌های بدست آمده به روش U-Pb بر روی ۱۴ دانه‌ی زیرکن از یک نمونه گنایس در شمال دریاچه‌ی زاینده‌رود بین ۲۱۵۹ تا ۵۸۱ میلیون سال پیش متغیر است. سن‌های خیلی قدیمی ۲۰۳۸ در مرکز و ۱۹۵۱ میلیون سال قبل در حاشیه یک بلور زیرکن، در حقیقت وابسته به زیرکن‌های موروثی است که می‌تواند چندین بار طی فرسایش و نهشته گذاری بازیافت شده باشد. از آنجاکه سن‌های ۵۹۶ ، ۵۹۱ و ۵۸۱ میلیون سال جوان‌ترین رده‌ی سنی بین زیرکن‌های بررسی شده است، در نتیجه می‌توان چنین فرض کرد که سن رسوبگذاری پروتولیت رسوبی (ماسه‌سنگ) این گنایس‌ها چند میلیون سال کم‌تر از این گروه سنی بوده است و واحدهای رسوبی پروتولیت این گنایس‌ها و مرمرها به همراه پروتولیت سنگ‌های شبه‌بازی (احتمالاً بازالت) همیافت در همبافت دگرگونی شمال شهرکرد، مربوط به انتهای نئوپروتروزوئیک یعنی ایدیاکارن بوده است. این سن دقیقاً مشابه با سن نهشته شدن پروتولیت شیست‌های همتافت دگرگون، سورسات در شمال‌غرب منطقه سنندج – سیرجان است که توسط [۴۷] گزارش شده است.

شرایط اکسیژن‌گیری قدیمی

اورانیوم در شرایط اکسیدی و غلظت بالا بصورت گونه‌ای از تری‌کربنات‌هاست در حالی‌که در غلظت کم، اورانیوم (VI) به اورانیوم (IV) تبدیل خواهد شد بگونه‌ای که می‌تواند به‌راحتی از آب دریا برداشته شود و روی سطوح ذرات رسوب کند [۴۸، ۴۹]. در اصل محتوای کم اورانیوم در رسوب‌های ته‌نشین شده در شرایط اکسیژن‌گیری محیط دریایی یافت می‌شود [۵۰، ۵۱]. در نتیجه این امر روی نسبت U/Th و محتوای اورانیوم اتوژنتیک بازتاب یافته است. محتوای U/Th (۰٫۲۵-۰٫۰۹) وU اتوژنتیک کم نمونه‌های مورد بررسی حاکی از آن است که سنگ خاستگاه رسوبی این گنایس‌ها در یک محیط اکسیدی ته نشین شده‌اند. از نسبت V/Cr به عنوان شاخص اکسیژن‌گیری قدیمی در بسیاری از پژوهش‌ها استفاده می‌شود [۵۲-۵۴]. مقدار V/Cr بالای ۲ نشان از شرایط غیر اکسیدی دارد درحالی که مقادیر کم‌تر از ۲ حاکی از شرایط اکسیدی بالاست [۵۵]. نسبت V/Cr نمونه‌های مورد بررسی (۱٫۵۵-

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

۰/۴۵) است که حاکی از شرایط اکسیدی زمان ته نشست رسوب‌های سازنده‌ی سنگ خاستگاه برای این پاراگنایس‌ها هستند. برخی از پژوهندگان [۵۶، ۵۷] از نسبت Ni/Co به عنوان شاخص ردوکس (اکسایش-کاهش) استفاده کردند. بنابر [۵۵] پیشنهاد آنها نسبت Ni/Co کمتر از ۵ شاخص محیط-های اکسیدی و نسبت‌های بالای ۵ شاخص محیط‌های غیراکسیدی و نیمه اکسیدی است. در این پژوهش نسبت Ni/Coدر پاراگنایس شمال شهرکرد (۲/۴۷-۵/۱۴) است که حاکی از یک محیط اکسیدی تا نیمه اکسیدی برای تشکیل سنگ خاستگاه این پاراگنایس‌هاست.

برداشت

پاراگنایس‌های کمپلکس دگرگون شمال شهرکرد به عنوان بخشی از پهنه‌ی سنندج - سیرجان محدود به منطقه‌ی برشی بوده و شواهدی از تأثیر چندین فاز دگرگونی و دگرشکلی را به نمایش می‌گذارند. با توجه به سن‌سنجی صورت گرفته روی پاراگنایس مورد بررسی سن اوائل نئوپروتروزوئیک را برای آن برآورد کرده‌اند که بیانگر سن قدیمی آنها و مستقل بودن فرآیند شکل‌گیری و تشکیل آنها از رویدادهای گسترش، فرورانش و بسته شدن اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس است، ولی پس از تشکیل این سنگ‌ها، فازهای دگرگونی و دگرشکلی بعدی به ویژه وابسته به کوهزایی زاگسرس بر روی آنها تأثیر گذاشته است. یکی از شواهد مهم این واقعیت ظهور خطواره میلونیتی موازی با روند زاگرس و فابریک اصلی قابل رویت در پاراگنایس‌های مورد بررسی فابریک S/C است که حرکت راست‌بر را نمایان می‌سازد. که احتمالاً در اثر فاز اصلی دگرشکلی منطقه متأثر از کوهزایی زاگرس ایجاد شده است. علیرغم تشخیص‌های متفاوت در مورد پروتولیت گنایس مورد بررسی، شواهد صحرایی و ژئوشیمیایی زیر موید پاراگنایس بودن و رد ارتوگنایس بودن سنگ‌های مورد بررسی هستند به گونه‌ای که:

۱-شواهد صحرایی: در منطقه‌ی مورد بررسی سنگ‌های همراه با گنایس مورد بررسی عبارتند از سنگ‌های متابازیت و مرمر. شواهد صحرایی به روشنی نشان‌دهنده‌ی تناوب گنایس‌ها، مرمرها و متابازیت‌ها هستند که هیچگونه شاهدی از نفوذ توده‌های گنایسی درون مرمرها و متابازیت‌ها نیست. این پدیده تأییدکننده حضور یک حوضه رسوبی بوده که در آن ماسه‌سنگ گریوکی به همراه آهک (کمی رس‌دار) ته‌نشست یافته و این نهشته‌گذاری توأم با فوران‌های بازالتی در این حوضه رسوبی رخ داده است.

۲- شواهد سنگ‌نگاری: در اکثر موارد زیرکن‌های تخریبی که معمولاً بخوبی گرد شده‌اند و آنهایی که دارای خاستگاه آذرین‌اند خودشکل (ائوهدرال) می‌باشند، ولی این فرآیند همواره صادق نیست زیرا علت حفظ شکل ظاهری و اولیه‌ی زیرکن‌های ماگمایی بصورت خودشکل می‌تواند بدلیل فاصله کم محل تولید رسوب (یعنی سنگ مادر گرانیتی این زیرکن‌ها) با حوضه رسوبی بوده باشد که سنگ خاستگاه در آن رسوبگذاری کرده و ته نشست شده است.

۳- شواهد ژئوشیمیایی: شواهد ژئوشیمیایی نظیر نمودار P_2O_5/TiO_2 در مقابل MgO/CaO، مقادیر نیگلی c در برابر al-alk، ti و al-alk، فراوانی Cr و Ni استفاده شد که تمامی شواهد دال بر وجود پروتولیت رسوبی (پارا) برای گنایس مورد بررسی است.

نمودارهای جدایشی ترکیب شیمیایی سنگ خاستگاه نیز حاکی از حصول سنگ خاستگاه از منابع آذرین فلسیک پوسته-ای تکامل‌یافته است و نیز کانی‌های زیرکن این سنگ‌ها نیز برخلاف تشخیص‌های قبلی که آنها را ماگمایی می‌دانستند، بر اساس نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc از نوع بازیافتی و موروثی تشخیص داده شد که تأییدکننده‌ی شکل‌گیری سنگ خاستگاه فلسیک کانی زیرکن از یک پوسته آذرین نسبتاً تکامل‌یافته است.

از نظر شرایط شکل‌گیری پاراگنایس شمال شهرکرد، شاخص ردوکس (اکسایش-کاهش) (نسبت Ni/Co) و نسبت‌های U/Th, V/Cr حاکی از یک محیط اکسیدی تا نیمه اکسیدی برای آنهاست. در نمودار Cr در مقابل Ni نمونه‌ها تماماً در گستره‌ی اوخر آرکئن تا بعد از آرکئن قرار گرفته‌اند ازینرو این نمودار با سن‌سنجی کانی‌های زیرکن به روش U-Pb که سن اوائل نئوپروتروزوئیک را برای پاراگنایس مورد بررسی با نام ارتوگنایس براورد کرده کاملاً سازگار است و از نظر موقعیت زمین‌ساختی در موقعیت زمین‌ساختی حاشیه‌ی فعال قاره‌ای، در گستره‌ی پشت کمان واقع شده‌اند که با لبه قاره‌ای و محدوده‌های قوس قاره‌ای مطابقت دارد. حاصل این پژوهش بخوبی نشان می‌دهد که سنگ خاستگاه گنایس‌های میزبان اکلوژیت‌های شمال شهرکرد، به عنوان تنها سنگ‌های با فشار بالای رخساره اکلوژیت در کوهزایی زاگرس رسوبی بوده است، و بنابراین فوران‌های گدازه‌های بازی پروتولیت این اکلوژیت‌ها در یک حوضه رسوبی به همراه رسوبات ته نشین شده‌اند. بنابراین گنایس‌های شمال دریاچه سد زاینده‌رود، منطقه‌ی چادگان، ارتوگنایس نبوده بلکه پاراگنایس هستند، در نتیجه سن‌های

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]
[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

اوائل نئوپروتروزوئیک در حقیقت سن تبلور پروتولیت گرانیتی برای ارتوگنایس نیستند بلکه این سن به زیرکن‌های تخریبی با خاستگاه آذرین است که در پروتولیت رسوبی این پاراگنایس‌ها یعنی ماسه‌سنگ، حضور یافته، که نکته‌ای بسیار مهم است زیرا اگر گنایس‌های این منطقه را ارتوگنایس فرض کنیم، این تصور غلط در این پژوهش صورت گرفته توسط [۳] پیش می‌آید که سن Ma ۱۷ ± ۶۳۷ مربوط به قدیمی‌ترین سنگ آذرینی است که در ایران تاکنون شناخته شده است، در حالی‌که چنین نیست و سن‌های مشابهی از زیرکن‌های تخریبی را [۵۸] از واحدهای ماسه‌سنگی قدیمی‌ترین سازندهای چینه‌شناسی ایران (کهر، بایندر، باروت، لالون و میلا) در منطقه‌های البرز و زاگرس گزارش کرده‌اند، که بین ۵۵۰ تا ۹۵۰ میلیون سال پیش با بیشترین فراوانی، ۶۰۰ میلیون سال قبل بوده است. این درحالیست که مهمترین سن‌های گزارش شده توسط [۳] نیز همین محدوده‌ی سنی را نشان می‌دهد. از طرف دیگر حتی حضور زیرکن‌های خود شکل در یک گنایس نمی‌تواند الزاماً دلیلی بر گرانیتی بودن سنگ مادر گنایس باشد، زیرا درصورتی‌که فاصله بین خاستگاه رسوب و حوزه‌ی رسوبی کوتاه باشد، همه‌ی بلورهای زیرکن لزوماً گرد شده نیستند و می‌توانند تا حدودی خود شکل نیز باقی بمانند.

قدردانی

این پژوهش با حمایت مالی دانشکده‌ی منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد به انجام رسیده است که بدین‌وسیله تشکر و قدردانی می‌شود.

مراجع

[۱] داودیان دهکردی ع. ر.، *"تحول تکتونو متامورفیسم و ماگماتیسم در ناحیه شهرکرد – داران (زون سنندج – سیرجان)"*، پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، (۱۳۸۴) ۲۱۸ صفحه.

[2] Davoudian, A.R., Genser, J., Neubauer, F., Shabanian, N., *"$^{40}Ar/^{39}Ar$ mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogeny"*, (2016) Gondwana Research, doi: 10.1016/j.gr.2016.05.013.

[3] Nutman A. P., Mohajjel M., Bennett V. C., Fergusson C. L., *"Gondwanan Eoarchean Neoproterozoic ancient crustal material in Iran and Turkey: zircon U–Pb–Hf isotopic evidence1"*, Canadian Journal of Earth Science 51(2014) 272–285.

[4] Leake B. E., *"The chemical distinction between ortho-and para-amphibolites"*, Journal of Petrology 5 (1964) 238-254.

[5] Paschier C. W., Myers J. S., Kroner A., *"Field geology of high grade gneiss terrains"*, Springer Verlag (1990) 151p.

[6] Paul A., Hatzfeld D., Kaviani A., Tatar M., Péquegnat C., *"Seismic imaging of the lithospheric structure of the Zagros mountain belt (Iran)"*, Geological Society, London, Special Publications 330 (2010) 5-18.

[7] Grew E. S., *"A review of Antarctic granulite-facies rocks"*, Tectonophysics 105 (1984) 177-191.

[8] Schreyer W., *"Metamorphism of crustal rocks at mantle depths-high-pressure minerals and mineral assemblages in metapelites"*, Fortschritte der Mineralogie 63 (1985) 227-261.

[9] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., *"Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran"*, Journal of Asian Earth Sciences 21 (2003) 397–412.

[10] Hassanzadeh J., Stockli D. F., Horton B. K., Axen G. J., Stockli L. D., Grove M., Schmitt A. K., Walker J. D., *"U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement"*, Tectonophysics 451 (2008) 71–96.

[11] Badr M. J., Collins A. S., Masoudi F., *"The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran"*, Turkish Journal of Earth Sciences 22 (2013) 1-31.

[12] Mohajjel M., Fergusson C. L., *"Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran"*, Journal of Structural Geology 22 (2000) 1125-1139.

[13] Shakerardakani F., Neubauer F., Masoudi F., Mehrabi B., Liu X., Dong Y., Mohajjel M., Monfaredi B., Friedl G., *"Panafrican basement and Mesozoic gabbro in the Zagros orogenic belt in the Dorud–Azna region (NW Iran): Laser-ablation ICP–MS zircon ages and geochemistry"*, Tectonophysics 647 (2015) 146-171.

[14] Davoudian A. R., Genser J., Dachs E., Shabanian N., *"Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran"*, Mineralogy and Petrology 92 (2008) 393-413.

[۱۵] زاهدی م.، *"نقشه زمین‌شناسی چهارگوش شهرکرد"*، مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور، (۱۳۷۱).

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

[۱۶] قاسمی ع.، حاج حسینی ا .، حسینی م.، *"نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ ورقه چادگان"*، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۵).

[۱۷] شبانیان بروجنی ن.، *"تحلیلی پترولوژیکی بر سنگ‌های دگرگونی شمال دریاچه زاینده‌رود با نگرشی ویژه به پلی-متامورفیسم"*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، (۱۳۷۷) ۲۵۸ صفحه.

[18] Passchier C. W., Trouw R. A. J., *"Microtectonics",* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg (2005) 289 p.

[19] Taylor S. R., McLennan S., *"The Continental Crust: Its Composition and Evolution",* Blackwell, Oxford (1985) 312 p.

[20] Tarney J., Weaver B. L., *"Geochemistry of the Scourian complex: petrogenesis and tectonic models: In: Park RG, Tarney J (eds) Evolution of the Lewisian and comparable Precambrian high grade terrains",* Geol Soc Spec Pub 127 (1987) 45-56.

[21] Werner C. D., *"Saxonian granulites - igneous or lithogenous: A contribution to the geochemical diagnosis of the original rocks in high-metamorphic complexes. In: Gerstenberger H (ed) Contributions to the geology of the Saxonian granulite massif (Sachsisches Granulitgebirge)",* Zfl-Mitteilungen Nr 133 (1987) 221-250.

[22] Burri C., *"Petrochemische Berechnungsmethoden auf aquivalenter Grundlage",* Birkenhauser, Basel (1959) 334 p.

[23] Lange J., *"Geochemische Untersuchungen an Sedimenten des Persischen Golfes",* Contrib. Mineral. Petrol 28 (1970) 288-395.

[24] Senior A., Leake B. E., *"Regionalm etasomatisma nd the geochemistry of the Dalradian metasedimentso f Connemara, western Ireland",* Journal of Petrol 19 (1978) 585-625.

[25] Bjdrlykke K., *"Petrology of Ordovician sediments from Wales"*, Norsk geol, Tidsskr 51 (1971) 123-139.

[26] Leak B. E., *"Some metasomaticc alc-magnesians ilicate rocks from Connemara, western lreland: mineralogical control of rock composition",* Journal of American Mineralogist 65 (1980) 26-36.

[27] Leak B. E., *"The discrimination of ortho and para charnockitic rocks, anorthosites and amphibolites",* Indian Minerals 10 (1969) 89-104.

[28] Evans B. W., Leake B. E., *"The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland",* Journal of Petrol 1 (1960) 337-63.

[29] Nagarajan R., Madhavaraju j., Nagendra R., Armstrong-Altrin j. S., Moutte j., *"Geochemistry of Neoproterozoic shales of the Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Northern Karnataka, southern India: implications for provenance and paleoredox conditions",* Revista Mexicana de Ciencias Geologicas 24 (2007) 150-160.

[30] Shaw D. M., *"The origin of the Apsley gneiss, Ontario",* Canadian Journal of Earth Sciences 9 (1972) 18-35.

[31] Cingolani C. A., Manassero M., Abre P., *"Composition, provenance, and tectonic setting of Ordovician siliciclastic rocks in the San Rafael block: Southern extension of the Precordillera crustal fragment, Argentina",* Journal of South American Earth Sciences 16 (2003) 91–106.

[32] McLennan S. M., Hemming S., McDaniel D. K., Hanson G. N., *"Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes Controlling the Composition of clastic sediments"*, GSA Special 284 (1993) 21–40.

[33] Cai G., Guo F., Liu X., Sui S., *"Elemental and Sr–Nd isotopic compositions of Cenozoic sedimentary rocks from the Dongying Sag of Jiyang depression, North China: Implications for provenance evolution",* Geochemical Journal 45 (2011) 33–55.

[34] Floyd P. A., Leveridge B. E., *"Tectonic environment of the Devonian Gramscatho basin, south Cornwall: framework mode and geochemical evidence from turbiditic sandstones",* Journal of the Geological Society London 144 (1987) 531-542.

[35] McLennan S. M., Taylor S. R., McCulloch M. T., Maynard J. B., *"Geochemical and Nd–Sr isotopic composition of deep-sea turbidites: Crustal evolution and plate tectonic associations",* Geochimica et Cosmochimica Acta 54 (1990) 2015–2050.

[36] Andersen T., *"Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation",* Chemical Geology 216 (2005) 249-270.

[37] Fedo C. M., Sircombe K. N., Rainbird R. H., *"Detrital zircon analysis of the sedimentary record",* Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53 (2003) 277-303.

[38] Haas G. J. L., de Andersen T., Vestin J., *"Detrital zircon geochronology: new evidence for an old model for accretion of the Southwest Baltic Shield",* Journal of geology 107 (1999) 569-586.

[39] Bingen B., Birkeland A., Nordgulen Q., Sigmond E. M., *"Correlation of supracrustal sequences and origin of terranes in the Sveconorwegian orogen of SW Scandinavia: SIMS data on zircon in clastic metasediments",* Precambrian Research 108 (2001) 293-318.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]

[40] Knudsen T. L., Andersen T., *"Petrology and geochemistry of the Tromoy gneiss complex, South Norway, an alleged example of Proterozoic depleted lower continental crust",* Journal of Petrology 40 (1999) 909-933.

[41] Williams I., *"Response of detrital zircon and monazite, and their U–Pb isotopic systems, to regional metamorphism and host-rock partial melting, Cooma Complex, southeastern Australia",* Australian Journal of Earth Sciences 48 (2001) 557-580.

[42] Davis Donald W., *"U–Pb geochronology of Archean metasedimentary rocks in the Pontiac and Abitibi subprovinces, Quebec, constraints on timing, provenance and regional tectonics",* Precambrian Research 115 (2002) 97-117.

[43] Goodge J. W., Myrow P., Williams I., Bowring S. A., *"Age and provenance of the Beardmore Group, Antarctica: constraints on Rodinia supercontinent breakup",* The Journal of geology 110 (2002) 393-406.

[44] Barr S., Davis D., Kamo S., White C., *"Significance of U–Pb detrital zircon ages in quartzite from peri-Gondwanan terranes, New Brunswick and Nova Scotia, Canada",* Precambrian Research 126 (2003) 123-145.

[45] Van Wyck N., Williams I., *"Age and provenance of basement metasediments from the Kubor and Bena Bena Blocks, central Highlands, Papua New Guinea: constraints on the tectonic evolution of the northern Australian cratonic margin",* Australian Journal of Earth Sciences 49 (2002) 565-577.

[46] Griffin W., Belousova E., Shee S., Pearson N., Oreilly S., *"Archean crustal evolution in the northern Yilgarn Craton: U–Pb and Hf-isotope evidence from detrital zircons",* Precambrian Research 131 (2004) 231-*282.*

[47] Jamshidi Badr M., "Dating of Precambrian Metasedimentary Rocks and Timing of their Metamorphism in the Soursat Metamorphic Complex (NW IRAN): Using LA–ICP-MS, U–Pb Dating of Zircon and Monazite", Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 21 (2010) 311-319.

[48] Barnes U.C., Cochran J. R., *"Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance"*, Earth and Planetary Science Letters 97 (1990) 94-101.

[49] Nath B. N., Bau M., Ramalingeswara Rao B., Rao Ch. M., *"Trace and rare earth elemental variation in Arabian Sea sediments through a transect across the oxygen minimum zone",* Geochimica et Cosmochimica Acta 61 (1997) 2375-2388.

[50] Somayajulu B. L. K., Yadav D. N., Sarin M. M., *"Recent sedimentary records from the Arabian Sea",* Proceedings of the Indian Academy of Sciences 103 (1994) 315-327.

[51] Madhavaraju J., Ramasamy S., *"Rare earth elements in limestones of Kallankurichchi Formation of Ariyalur Group, Tiruchirapalli Cretaceous, Tamil Nadu",* Journal of the Geological Society of India 54 (1999) 291-301.

[52] Ernst T. W., *"Geochemical facies analysis",* Elsevier, Amsterdam (1970)152 p.

[53] Bjorlykke K., *"Geochemical and mineralogical influence of Ordovician island arcs on epicontinental clastic sedimentation: a study of Lower Palaeozoic sedimentation in the Oslo region: Norway",* Sedimentology 21 (1974) 251-272.

[54] Dill H., Teshner M., Wehner H., *"Petrography, inorganic and organic geochemistry of Lower Permian Carboniferous fan sequences (Brandschiefer Series) FRG: constraints to their palaeogeography and assessment of their source rock potential",* Chemical Geology 67 (1988) 307-325.

[55] Jones B., Manning D. C., *"Comparison of geochemical indices used for the interpretation of paleo-redox conditions in Ancient mudstones",* Chemical Geology 111 (1994) 111-129.

[56] Dill H., *"Metallogenesis of early Paleozoic graptolite shales from the Graefenthal Horst (northern Bavaria-Federal Republic of Germany)",* Economic Geology 81 (1986) 889-903.

[57] Dypvik H., *"Geochemical compositions and depositional conditions of Upper Jurassic and Lower Cretaceous Yorkshire clays, England",* Geological Magazine 121 (1984) 489-504.

[58] Horton B. K., Hassanzadeh J., Stockli D. F., Axen G. j., Gillis R. j., Guest B., Amini A., Fakhari M. D., Zamanzadeh S. M., Grove M., "*Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics",* Tectonophysics 451 (2008) 97–122.

[Downloaded from ijcm.ir on 2025-07-04]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1396.25.1.11.0]