

تعیین نوع، شرایط هوازدهی و جایگاه زمین‌ساختی سنگ مادر شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی درهٔ سوردی‌دوشا، شمال شرق دریاچه زاینده‌رود، پهنهٔ سنندج-سیرجان

فرزانه ولیپور هفشجانی، ناهید شبانیان بروجنی*، علیرضا داودیان دهکردی، محسن کریمی دهکردی؛
دانشگاه شهرکرد

پذیرش ۹۷/۰۴/۲۵

دریافت ۹۶/۱۱/۰۳

چکیده

شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی درهٔ سوردی دوشا واقع در پهنه برشی شمال‌شهرکرد در قسمت مرکزی پهنه سنندج - سیرجان قرار دارند. این سنگ‌های دگرگونی بافت لپیدوگرانوبلاستیک نشان می‌دهند و فراوان‌ترین کانی‌های آن‌ها عبارت از کوارتز، فلدسپار و بیوتیت است. نمونه‌ها در نمودار $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ ماهیت گریوک تا شیلی را برای سنگ مادرشان نشان می‌دهند. بر اساس مشخصه‌های ژئوشیمیایی، مواد منشأ این سنگ‌ها حاصل فرسایش، حمل و نقل و رسوب‌گذاری سنگ‌های فلسیتی آذرین و گرانیتوئیدی تحول یافته هستند. میانگین اندیس شیمیایی دگرسانی CIA و اندیس شیمیایی هوازدهی CIW علاوه بر نمودار دوبعدی Al/Na در برابر CIA برای سنگ مادر این شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی، بیان‌گر هوازدهی متوسط در زمان تشکیل منشأ رسوبی آن‌ها است. رسم نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ دیرین آب و هوای منطقه در زمان تشکیل این نهشته‌ها را خشک نشان می‌دهد. بر اساس اندیس Mn^* و نسبت U/Th روشن می‌شود که محیط رسوب‌گذاری در گذشته شرایط اکسیدان داشته است. داده‌های ژئوشیمیایی جایگاه تکتونیکی حوضهٔ رسوبی تشکیل سنگ مادر این سنگ‌ها را در ارتباط با جزایر کمانی قاره‌ای و حاشیه قاره‌ای فعال آشکار می‌سازد.

واژه‌های کلیدی: شیست کوارتز-فلدسپاتی، سنگ منشأ، شرایط هوازدهی، کمان قاره‌ای، سوردی‌دوشا، شمال شهرکرد، پهنه سنندج-سیرجان.

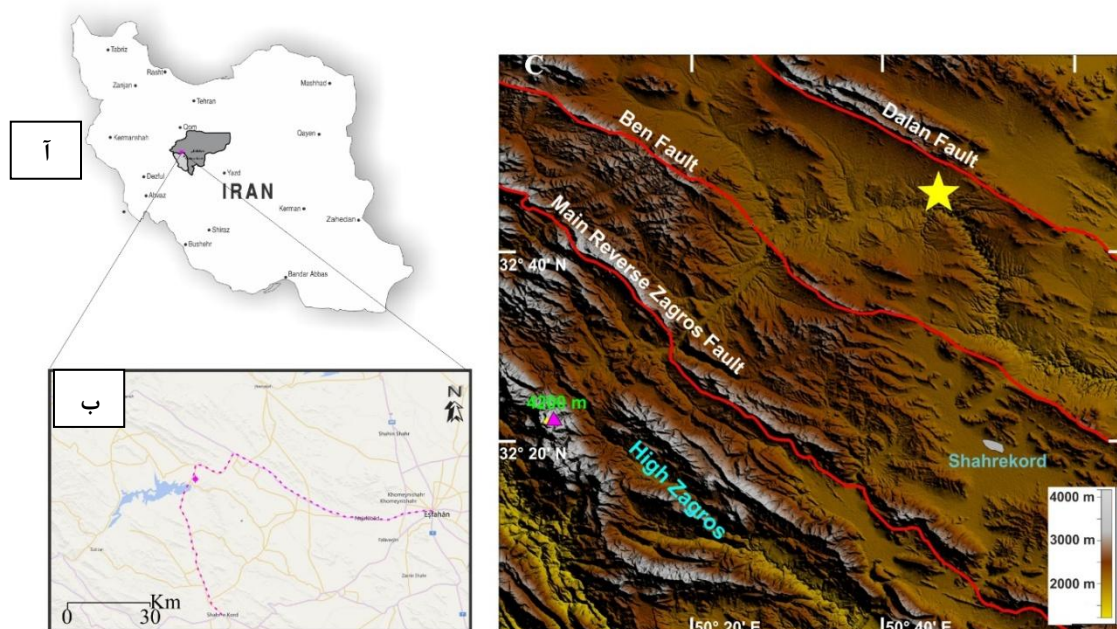
مقدمه

به‌طور کلی فراوانی عناصر اصلی و فرعی بازتابی از کانی‌شناسی نمونه‌های ماسه‌سنگ را نشان می‌دهد [۲۸]. ژئوشیمی سنگ‌های رسوبی تابعی از متغیرهایی نظیر ترکیب سنگ مادر، پارامترهای محیطی مؤثر بر هوازدهی سنگ منشأ (مانند ترکیب اتمسفر، دما و توپوگرافی)، مکانسیم‌های انتقال رسوبات از منشأ به محیط رسوب‌گذاری، طول مدت هوازدهی و فرآیندهای پس از رسوب‌گذاری مانند دیاژنز و دگرگونی است [۱۰]، [۲۶]، [۳۴]. با وجود تأثیر این عوامل، ژئوشیمی کل سنگ می‌تواند اطلاعات با ارزشی در مورد موقعیت زمین‌ساختی، خاستگاه و حتی جایگاه ژئودینامیکی گذشته ارائه دهد [۳۹]. در این پژوهش از آنالیز ژئوشیمیایی برای تعیین سنگ منشأ، جایگاه تکتونیکی و تفسیر شرایط آب و هوای قدیمی و فرآیندهای هوازدهی مؤثر بر تشکیل سنگ مادر اولیه شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی شمال شرق دریاچهٔ زاینده‌رود به‌عنوان بخشی از کمپلکس دگرگونی شهرکرد استفاده شده است.

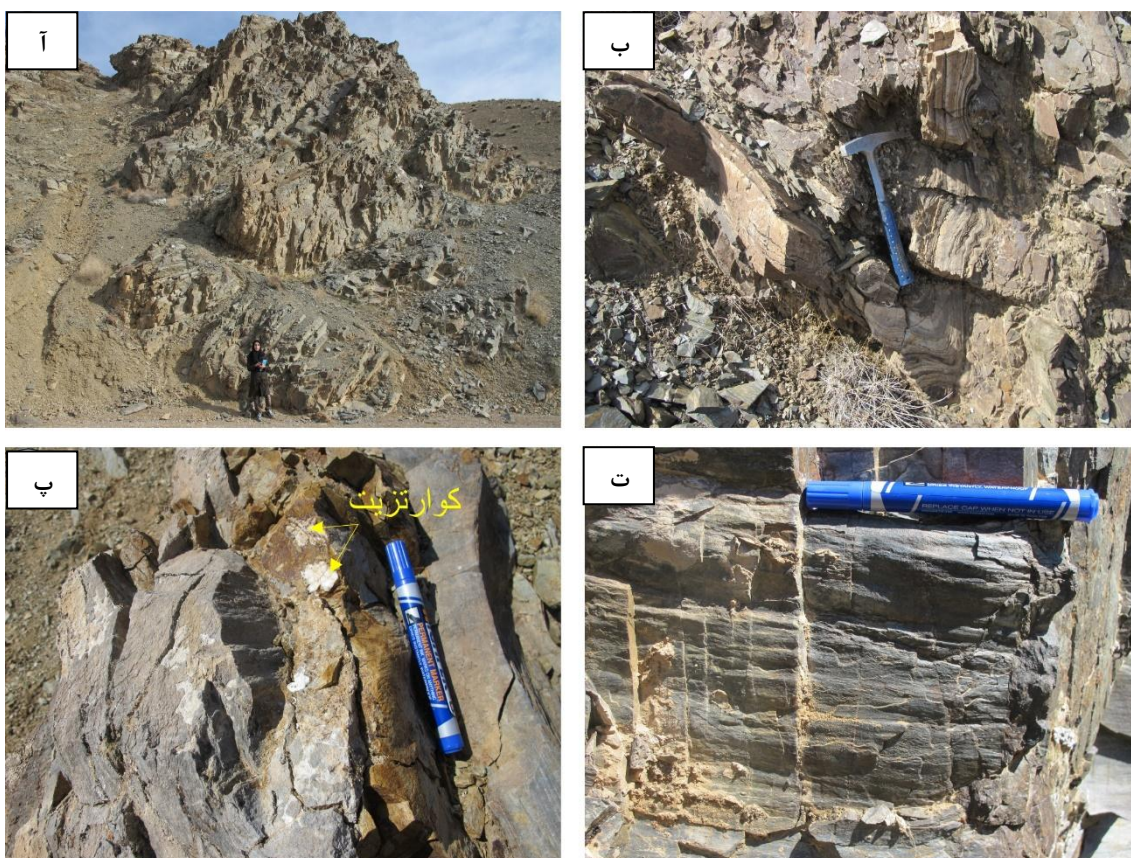
*نویسنده مسئول nahid.shabanian@gmail.com

زمین‌شناسی منطقه بررسی شده

منطقه بررسی شده در شمال شرق دریاچه زاینده‌رود در محدوده طول جغرافیایی $50^{\circ}46'21''$ تا $50^{\circ}44'40''$ شرقی و عرض جغرافیایی $32^{\circ}44'47''$ تا $32^{\circ}47'26''$ شمالی و تقریباً در مرز دو استان اصفهان و چهارمحال و بختیاری (شکل ۱ آ و ب) قرار دارد و از نظر زمین‌ساختاری در قسمت مرکزی پهنه سنج-سیرجان در منطقه کوهزاد زاگرس، بین دو گسل دالان و بن واقع شده است (شکل ۱ پ). این منطقه بخشی از کمپلکس دگرگونی شمال شهرکرد است. این کمپلکس به عنوان پهنه‌ای برشی بزرگ شکل‌پذیر شامل مجموعه متنوعی از سنگ‌های دگرگونی بوده است که کم و بیش میلونیتی شده‌اند، سنگ‌های دگرگونی درجه زیاد شامل پاراگنایس، آمفیبولیت، مرمر، کالک شیست، ارتوگنایس، اکلوزیت و متاگرانیت است که به همراه سنگ‌های با درجه دگرگونی کم‌تر شامل شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی، شیست، فیلیت، مرمر و متادولریت مهم‌ترین و فراوان‌ترین سنگ‌های این کمپلکس هستند. تصور می‌شود که بعد از زمان تریاس پسین، پهنه سنج سیرجان حاشیه‌ای فعال همراه با منشورهای برافزایشی بوده است و در ژوراسیک زیرین فرورانش نئوتتیس به زیر این پهنه شروع شده است [۱۷]. در این منطقه حداقل دو فاز مهم دگرگونی عمل کرده [۱] و تشکیل شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی در منطقه پیامد احتمالاً فاز دوم دگرگونی است و از طرف دیگر متحمل دگرشکلی شکل‌پذیر به صورت میلونیتی شدن نیز شده‌اند. شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی‌دوشا به صورت لایه‌هایی با رنگ روشن تا خاکستری تیره هستند و بیش‌تر برجستگی‌های منطقه را شامل می‌شوند (شکل ۲ آ). این سنگ‌ها تحت تأثیر دگرشکلی شکل‌پذیر دارای برگواره و خطواره است و گاهی به شدت چین خورده‌اند (شکل ۲ ب). در خط‌الراس و خط‌القعر چین‌ها معمولاً کوارتزیت مشاهده می‌شود (شکل ۲ پ). هم‌چنین چین‌های شکنجی در سطح سنگ قابل مشاهده‌اند (شکل ۲ ت).



شکل ۱. آ) منطقه بررسی شده در مرز دو استان اصفهان و چهارمحال و بختیاری قرار دارد، ب) نمایش راه‌های دسترسی اصلی به منطقه بررسی شده از مراکز دو استان‌های اصفهان و چهارمحال و بختیاری با خط چین نشان داده شده است، پ) گسل‌های اصلی منطقه بررسی شده [۱۷]



شکل ۲) نمایش شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی منطقه که بخش سنگی منطقه را تشکیل می‌دهند، (ب) نمایش چین‌خوردگی در شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده، (پ) تجمع بلورهای کوارتز و تشکیل کوارتزیت در خط الراس و خط القعر چین‌خوردگی‌ها، (ت) نمایش چین‌های شکنجی در سطح سنگ

روش انجام پژوهش

در این پژوهش تعداد ۱۰۰ نمونه شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی تازه از منطقه فراهم و پس تهیه مقطع پتروگرافی با میکروسکوپ نوری بررسی شدند. به‌منظور بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی، ده نمونه کمترین درجهٔ هوازدگی از بین نمونه‌ها انتخاب و پس از پودر کردن در دانشگاه شهرکرد، به آزمایشگاه ACME و نکور کانادا فرستاده شد و با دستگاه پلاسمای القایی جفتی طیف سنج نشری و جرمی (ICP-MS, ICP-ES) تجزیه شدند و درصد عناصر اصلی و فرعی و نادر در نمونه‌ها مشخص شد که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. روش‌های مذکور به‌دلیل دقت و صحت زیاد، امروزه متداول‌ترین روش آنالیز ژئوشیمیایی سنگ‌ها هستند.

پتروگرافی

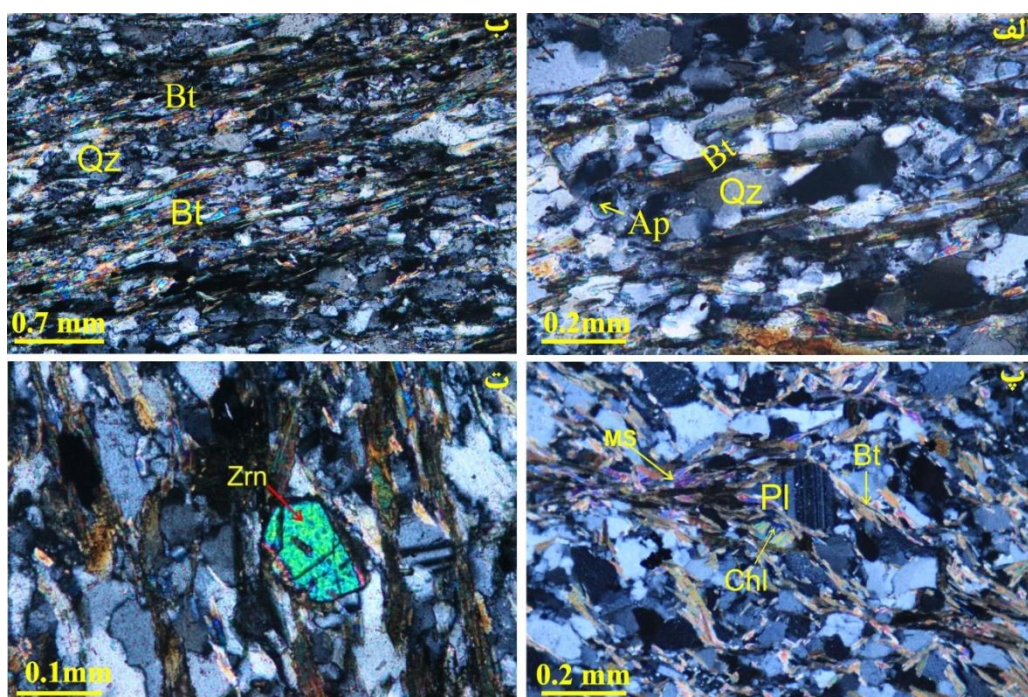
بررسی‌های میکروسکوپی نشان داد که بافت عمومی شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی لپیدوگرانوبلاستیک است (شکل

۳ ب). کانی‌های تشکیل‌دهندهٔ این سنگ‌ها به‌ترتیب فراوانی عبارتند از:

کوارتز: که غالباً بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است، اکثر آن‌ها در امتداد جهت فولیاسیون کشیدگی نشان می‌دهند (شکل ۳ آ). گاهی تشکیل ساب‌گرین می‌دهند. بیش‌تر دارای خاموشی موجی هستند و گاهی خاموشی تخته‌شطرنجی هم نشان می‌دهند.

بیوتیت: دومین کانی فراوان در ترکیب شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده است. از نظر اندازه ریز است و تشکیل فولیاسیون در سنگ را داده (شکل ۳ ب) در برخی مقاطع در حال تشکیل و در برخی در حال تجزیه به کلریت هستند.

فلدسپات‌ها: به‌ترتیب فراوانی شامل پلاژیوکلاز با ماکل تکراری و فلدسپارپتاسیم است که آثار تجزیه آن‌ها به سریسیت کاملاً مشهود است. پلاژیوکلازها نیمه‌شکل‌دار است (شکل ۳ پ) اما ماکل کارلسباد و آلیت را هم نشان می‌دهند. از کانی‌های فرعی در شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی می‌توان زیرکن (شکل ۳ ت)، کلریت، آلانیت، موسکویت، آپاتیت، تورمالین و کانی کدر را نام برد. گاهی کلسیت به‌صورت کانی ثانویه در سنگ حضور دارد.



شکل ۳. الف) نمایش بلورهای کوارتز با خاموشی موجی که در امتداد فولیاسیون کشیده شده‌اند، XPL، 10X، ب) نمایش کانی بیوتیت و تشکیل فولیاسیون فضا‌دار، XPL، 4X، پ) نمایش بلور پلاژیوکلاز با ماکل تکراری، 10x، ت) نمایش کانی زیرکن، XPL، 20X

بررسی‌های ژئوشیمیایی

داده‌های عناصر اصلی حکایت از زیاد بودن میزان SiO_2 (به‌طور میانگین ۶۵/۱۱ درصد وزنی)، میزان متوسط Al_2O_3 (به‌طور میانگین ۱۵/۷۰ درصد وزنی) در شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی درهٔ سوردی‌دوشا دارند که تقریباً برابر با میانگین SiO_2 و Al_2O_3 (مقادیر $\text{Al}_2\text{O}_3=15.8\% \text{Wt.}$ ، $\text{SiO}_2=64.8\% \text{Wt.}$ در پوستهٔ بالایی، [۴۸] است.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-ES و ICP-MS از شیست های کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی دوشا

	V-2-1	Va-1-2	Va-12-1	Va-15-1	Va-16-1	Va-16-2	Va-2-1	Va-4-1	Va-5-2	Va-6-1
SiO ₂	۶۹/۶۸	۵۹/۵۳	۷۰/۸۳	۶۳/۳۷	۷۰/۹۹	۵۹/۸۹	۵۹/۳۱	۶۶/۵۳	۶۱/۹	۶۶/۲۴
Al ₂ O ₃	۱۳/۸۲	۱۸/۶	۱۳/۳۴	۱۴/۰۹	۱۳/۳۵	۱۸/۴۳	۱۴/۵۸	۱۶/۴۷	۱۷/۵۵	۱۵/۶۵
Fe ₂ O ₃	۵/۲۴	۷/۳۹	۴/۷۲	۴/۹۴	۴/۴۴	۷/۲۱	۹/۶۱	۳/۷۲	۶/۲۷	۵/۰۹
MgO	۲/۰۱	۳/۱۸	۲/۴۱	۱/۹۴	۱/۶۰	۳/۱۶	۲/۶۹	۱/۶۹	۲/۸۳	۲/۱۶
CaO	۰/۹۸	۰/۳۶	۰/۶۶	۱/۲۰	۱/۳۳	۰/۹۷	۲/۶۰	۱/۰۸	۰/۳۷	۰/۶۵
Na ₂ O	۳/۷۲	۲/۳۶	۴/۳۵	۳/۰۷	۳/۳۵	۱/۹۵	۵/۴۲	۲/۱۲	۲/۶۳	۳/۴۳
K ₂ O	۱/۹۸	۳/۵۸	۰/۸۵	۲/۳۷	۲/۱۱	۴/۵۱	۰/۱۲	۴/۱۳	۳/۷۱	۳/۴۶
TiO ₂	۰/۵۹	۰/۷۸	۰/۵۴	۰/۶۳	۰/۶۸	۰/۸۳	۱/۱۹	۰/۷۶	۰/۷۹	۰/۷۴
P ₂ O ₅	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۵۳	۰/۱۹	۰/۱۷	۰/۱۹
MnO	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۱۴	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶
LOI	۱/۶	۳/۸	۱/۹	۲/۰	۱/۷	۲/۶	۳/۶	۳/۱	۳/۲	۲/۱
Sum	۹۹/۸۸	۹۹/۸۶	۹۹/۸۶	۹۹/۸۸	۹۹/۸۵	۹۹/۸۴	۹۹/۸۰	۹۹/۹۰	۹۹/۸۷	۹۹/۸۹
Ba(ppm)	۲۹۵	۵۲۷	۱۸۴	۴۹۹	۴۸۰	۷۵۵	۳۱	۳۸۷	۵۹۲	۵۰۶
Ni	۳۸	۴۷	۳۴	۳۷	۲۲	۴۵	<۲۰	۲۰	۴۲	۳۷
Sc	۹	۱۷	۹	۱۰	۱۰	۱۸	۱۴	۱۳	۱۶	۱۲
Cr	۱۱۹	۱۱۹/۲۲	۱۰۵/۹۷	۱۳۹/۰۹	۱۵۲/۳۴	۱۱۹/۲۲	۱۹/۸۷	۱۰۵/۹۷	۱۰۵/۹۷	۱۱۲/۶۰
Co	۱۳/۱	۱۳/۸	۱۲/۱	۱۱/۳	۷/۲	۱۷/۰	۲۲/۸	۱۱/۶	۹/۹	۱۱/۱
Cs	۳/۶	۳/۴	۰/۵	۲/۹	۲/۲	۷/۶	<۰/۱	۸/۷	۷/۲	۸/۹
Ga	۱۴/۴	۲۲/۸	۱۲/۶	۱۴/۸	۱۳/۳	۲۴/۵	۲۳/۳	۱۹/۱	۲۱/۷	۱۸/۲
Hf	۵/۴	۴/۵	۵/۳	۶/۳	۱۱/۵	۴/۶	۱۱/۹	۵/۹	۴/۸	۶/۶
Nb	۱۰/۲	۱۱/۹	۸/۳	۱۰/۱	۱۰/۶	۱۲/۸	۴۴	۱۲/۲	۱۲/۰	۱۰/۸
Rb	۷۹/۳	۱۱۶/۱	۲۹/۱	۸۷/۱	۶۵/۷	۱۶۱	۲/۳	۱۶۳/۳	۱۳۳/۳	۱۴۳/۲
Sn	۲	۳	۱	۲	۲	۳	<۱	۳	۳	۳
Sr	۲۱۰/۶	۸۲/۴	۱۱۵/۷	۲۱۹/۳	۲۴۳	۱۷۷/۸	۱۹۰/۶	۷۳/۲	۱۰۵/۳	۱۳۲/۶
Ta	۰/۸	۱/۰	۰/۵	۰/۹	۰/۷	۱/۲	۲/۹	۰/۸	۱/۰	۰/۷
Th	۸/۱	۱۲/۱	۷/۷	۱۰/۸	۱۴/۱	۱۲/۲	۱۰/۶	۱۱/۷	۱۰/۸	۱۰/۱
U	۲/۱	۲/۵	۲/۰	۱/۹	۲/۸	۳	۳/۶	۳/۲	۳/۲	۲/۷
V	۶۹	۱۳۵	۶۳	۷۴	۷۳	۱۳۷	۶۰	۱۰۳	۱۲۲	۹۴
W	۰/۷	۲/۴	۰/۵	۰/۹	۱/۱	۲/۱	۰/۹	۱/۶	۲/۴	۱/۴

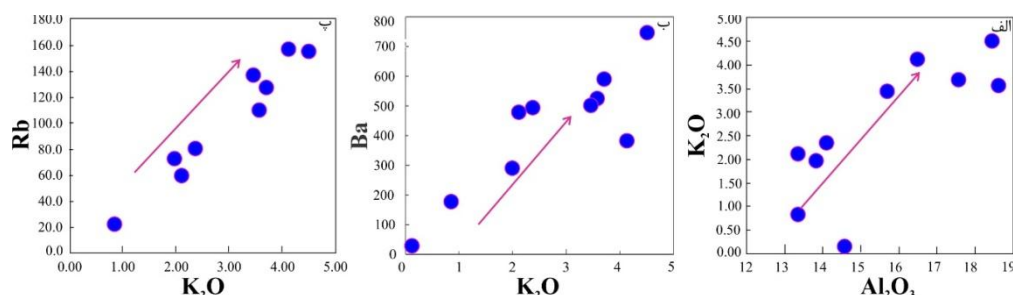
	V-2	1Va-1	2Va-12	1Va-15	1Va-16	1Va-16	2Va-2	1Va-4	1Va-5	2Va-6	1
Zr	۱۹۸/۶	۱۵۷/۲	۲۰۳	۲۳۷/۵	۴۳۳/۹	۱۵۷/۲	۴۶۵/۸	۲۰۸/۷	۱۶۶/۵	۲۴۶/۶	
Y	۱۸/۶	۲۶/۶	۲۵/۷	۲۳/۶	۲۶/۶	۳۰	۴۵/۶	۲۶/۹	۲۴/۳	۱۹/۷	
La	۳۴	۳۳/۸	۲۶/۳	۳۳/۸	۳۹/۲	۳۸/۴	۵۷/۷	۳۳/۴	۳۴/۱	۳۱/۳	
Ce	۷۰/۷	۶۹/۴	۶۱/۵	۷۵	۸۴/۲	۸۱/۵	۱۲۵/۱	۷۰	۷۰/۹	۶۵/۵	
Pr	۷/۷۶	۸	۶/۶۳	۷/۷۳	۸/۹۷	۹/۰۷	۱۵/۲۹	۷/۸	۸/۰۲	۷/۱۱	
Nd	۲۹/۵	۳۱/۴	۲۴/۷	۲۹/۶	۳۲/۷	۳۴/۲	۵۹/۳	۲۹/۹	۲۹/۹	۲۷	
Sm	۵/۳۵	۵/۸۶	۴/۸۶	۵/۵۴	۶/۳	۶/۷۵	۱۲/۴۷	۵/۵۲	۵/۸۳	۴/۹۱	
Eu	۰/۹۷	۱/۱۶	۰/۹۷	۱/۰۶	۱/۲۴	۱/۳۸	۳/۱۶	۱/۱۷	۱/۲۱	۱/۰۳	
Gd	۴/۶	۵/۰۳	۴/۷۶	۴/۷۴	۵/۴۹	۶/۰۳	۱۱/۶۳	۵/۲۲	۵/۰۳	۴/۲۶	
Tb	۰/۶۲	۰/۷۴	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۸۳	۰/۹۷	۱/۷۹	۰/۸۶	۰/۸۴	۰/۷	
Dy	۳/۶۷	۴/۷۷	۴/۴۱	۴/۱۹	۴/۸۵	۵/۵۲	۹/۵۳	۴/۹۵	۴/۵۷	۳/۸۴	
Ho	۰/۶۷	۰/۹	۰/۹	۰/۷۶	۰/۸۸	۱/۰۳	۱/۶۷	۰/۹۵	۰/۸۸	۰/۷۱	
Er	۱/۹۸	۲/۸۵	۲/۴۶	۲/۴	۲/۶۳	۳/۰۹	۴/۴۹	۲/۹۷	۲/۵۵	۲/۰۵	
Tm	۰/۲۹	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۴	۰/۴۴	۰/۶۳	۰/۴۳	۰/۴	۰/۳۱	
Yb	۱/۹۵	۲/۷۲	۲/۲۴	۲/۲۷	۲/۷۷	۲/۹۹	۴/۰۶	۲/۸۵	۲/۶۳	۲/۱۵	
Lu	۰/۳	۰/۴۲	۰/۳۴	۰/۳۸	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۶۱	۰/۴۲	۰/۳۸	۰/۳۳	

L.O.I: Loss on Ignition

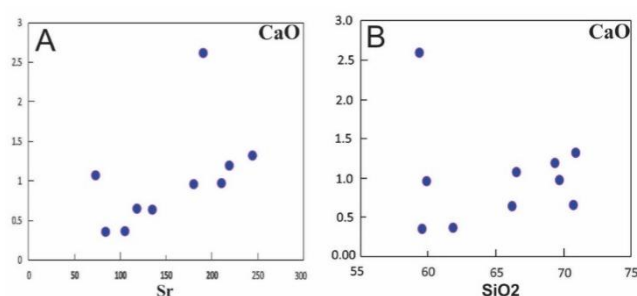
Fe₂O₃*: Fe₂O₃ as a total Iron reported as total iron

توزیع عناصر اصلی در رسوبات دگرگون شده، نشان دهنده مناسب ترین کانی شناسی و مقدار نسبی هر یک از فازهای تشکیل دهنده سنگ است. میزان نسبتاً کم آلومین بیان گر نبود کانی های آلومینیوسیلیکاته (آندالوزیت، سیلیمانیت و دیستن) طی دگرگونی (در صورت فراهم بودن شرایط دگرگونی) است. میزان زیاد Na₂O نسبت به PAAS (Post Archean Australian Shale) می تواند مربوط به حضور آلبیت در سنگ باشد [۴۳]. میانگین CaO در این سنگ ها (۰/۸۴ درصد وزنی) کم تر از میانگین CaO در پوسته بالایی است که می تواند نشان از نبودن سیمان کربناتی در این سنگ ها باشد. مقادیر Al₂O₃/SiO₂ (۰/۳۱-۰/۱۹) بیان گر غنی شدگی از کوارتز است [۳۲]. مقدار بیش تر درصد اکسیدهای MgO و Fe₂O₃ نسبت به پوسته قاره ای بالایی به علت وجود کانی های مافیک در سنگ های بررسی شده است که در تطابق با حضور کانی بیوتیت فراوان در این سنگ ها است. رسوبات با نسبت K₂O/Al₂O₃ بیش تر از ۰/۵ حکایت از میزان چشم گیر کانی آلکالی فلدسپار در مقایسه با دیگر کانی ها در سنگ منشأ دارد، در حالی که مقادیر کم تر از ۰/۴ دال بر وجود حداقل کانی آلکالی فلدسپار در سنگ منشأ است [۱۳]. میانگین این نسبت در سنگ های بررسی شده ۰/۱۶۶ است که بیان گر میزان بسیار کم کانی آلکالی فلدسپار نسبت به پلاژیوکلاز در این سنگ ها است. هم بستگی مثبت زیاد بین Al₂O₃ و K₂O نشان می دهد که آلکالی فلدسپار به عنوان یکی از اجزاء اصلی سازندگان شایسته های کوارتز- فلدسپاتی بررسی شده است و این موضوع با رابطه مثبت بالای Rb و K₂O تأیید می شود [۲۹]. (شکل ۴ الف و ب). فلدسپات ها میزبان اصلی Ba و Rb هستند. انطباق خوب Ba و K₂O نشان می دهد که Ba در کانی K فلدسپار در رسوبات حضور دارد [۴۹۰] (شکل ۴ پ).

همبستگی خوب و مثبت CaO با Sr نشان می دهد که Sr در کانی مانند آپاتیت حضور دارد [۴۹] (شکل ۵ آ). هم چنین ترسیم پراکندگی CaO در برابر SiO_2 نشان دهنده حضور کربنات های ثانویه در سنگ است [۱۹] (شکل ۵ ب).



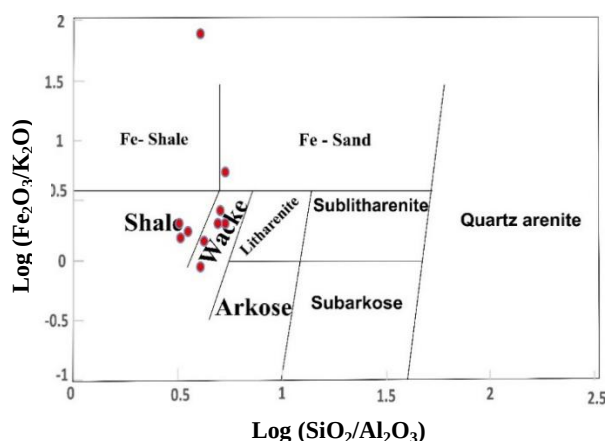
شکل ۴ الف) نمودار تغییرات K_2O در برابر Al_2O_3 ب و پ) نمودار تغییرات روبیدیم و باریوم در برابر K_2O



شکل ۵. دیاگرام تغییرات CaO در برابر Sr و SiO_2

تعیین ماهیت رسوبات

به منظور تشخیص ماهیت رسوبات، نتایج حاصل از آنالیز ژئوشیمی عناصر اصلی در نمودار دو متغیره $\log(\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O})$ در برابر $\log(\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3)$ [۲۸] ترسیم شدند که نمونه ها ترکیبی مشابه گریوک و شیل را نشان دادند (شکل ۶).



شکل ۶. طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ مادر شیست های کوارتز-فلدسپاتی [۴۰]، نمونه ها ترکیب گریوک و شیل را نشان می دهند.

سنگ منشأ

ترکیب سنگ منشأ، ترکیب رسوبات منتج شده از آن‌ها را کنترل می‌کند [۳۱]. هرچند فرایندهای بعدی مثل هوازگی، حمل و نقل و دیاژنز روی ترکیب شیمیایی رسوبات تأثیر می‌گذارد [۱۵]، [۵۲].

برخی محققان نشان دادند که نمودارهای تشخیص سنگ منشأ بر اساس عناصر اصلی به دلیل تحرک آن‌ها در طی هوازگی و آلتراسیون نمی‌توانند قابل اعتماد باشند [۷]، [۴۷]. بنابراین یکی از مطمئن‌ترین راه‌ها، در نظر گرفتن عناصری است که در شرایط مختلف زمین‌شناسی تحرک کمی دارند، مانند عناصر نادر خاکی، توریم و اسکاندیم [۴۸]. عناصر REEs و Th در سنگ‌های فلسیک و محصولات هوازگی آن‌ها تجمع می‌یابد در صورتی که Co, Sc, V, Ni و Ti بیش‌تر در سنگ‌های بازیک و محصولات هوازگی آن‌ها تمرکز می‌یابند، هم‌چنین این عناصر در طی هوازگی غیرمترکند [۳]، [۹]، [۳۴]، [۴۹].

بنابراین مقادیر La/Sc و Al_2O_3/TiO_2 , Th/Sc , Th/Co , Th/Cr , Cr/Th در سنگ‌های اسیدی و مافیک متفاوت است و می‌تواند برای تعیین سنگ منشأ رسوبات منتج شده از سنگ‌های آذرین به کار رود [۵۱]، [۵۲]، [۱۴]. این مقادیر در جدول ۲ آورده شده است.

مقدار Gd_n/Yb_n در سنگ‌های رسوبی آرکئن، بیش‌تر از ۲ و نشان‌دهنده سنگ منشأ تهی‌شده از عناصر سنگین است. برای سنگ‌های رسوبی پس از آرکئن^۱ این نسبت (Gd_n/Yb_n) بین ۱ تا ۲ است و دال بر تهی‌شدگی کم‌تر سنگ منشأ، از عناصر سنگین است [۴۸]. میانگین این نسبت در شلیست‌های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده ۱/۶۹ است. معمولاً مقدار Eu/Eu^* رسوبات، مستقیماً تابع مقدار آن در سنگ منشأ است و معمولاً رسوبات پس از آرکئن دارای آنومالی منفی Eu/Eu^* هستند [۳۴]. در نمودار Eu/Eu^* در برابر Gd_n/Yb_n به استثنا یک مورد تمامی نمونه‌ها در منطقه مربوط به رسوبات پس از آرکئن واقع شدند (شکل ۷).

در نمودار سه‌تایی V, Ni و $Th*10$ نمونه‌های بررسی شده در نزدیک محدوده سنگ‌های اسیدی قرار می‌گیرند [۸]، [۸]، شکل ۸).

جدول ۲. میانگین نسبت‌های عناصر کمیاب محاسبه شده در شلیست‌های کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی‌دوشا در مقایسه همان مقادیر با سنگ‌های آذرین فلسیتی، سنگ‌های آذرین مافیک، پوسته فوقانی قاره و شیل پس از آرکئن استرالیا (استاندارد شناخته شده جهانی برای سنگ‌های رسوبی)

Element ratio	*Felsic rocks	*Mafic rocks	**CCU (upper Continental rock)	**PAAS (post-Archean Australian)	**ΠΑΑΣ (post-Archean Australian)
Th/Sc	۰/۸۸	۲۰/۵-۰/۸۴	۰/۲۲-۰/۰۵	۰/۷۹	۰/۹
Th/Co	۱/۰۳	۱۹/۴-۰/۶۷	۱/۴-۰/۰۴	۰/۶۳	۰/۶۳
Th/Cr	۰/۱۴	۲/۷-۰/۱۳	۰/۰۴۷-۰/۰۱۸	۰/۱۳	۰/۱۳
Cr/Th	۱۰/۳۷	۱۵/۰-۴/۰	۲۵-۵۰۰	۷/۷۶	۷/۵۲
La/Sc	۲/۹۶	۱۶/۳-۲/۵	۰/۸۶-۰/۴۳	۲/۲۱	۲/۴
Al_2O_3/TiO_2	۲۱/۳۴	۷۰-۲۱	۸-۳	۳۰/۳۴	

[14]*, [48]**

ترکیبات فلسیتی قوس‌های آتشفشانی که سنگ منشأ سنگ‌های رسوبی را تشکیل می‌دهد، حاوی نسبت‌های La/Th کم و یک‌نواخت (کم‌تر از ۵ppm) و دارای Hf (حدود ۳-۷ ppm) هستند [۹] و در نمودار La/Th در برابر Hf [۲۰] نمونه‌های شلیست‌های کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی‌دوشا در محدوده منابع فلسیک جزایر قوسی قرار گرفتند

1. Post-Archean

(شکل ۹).

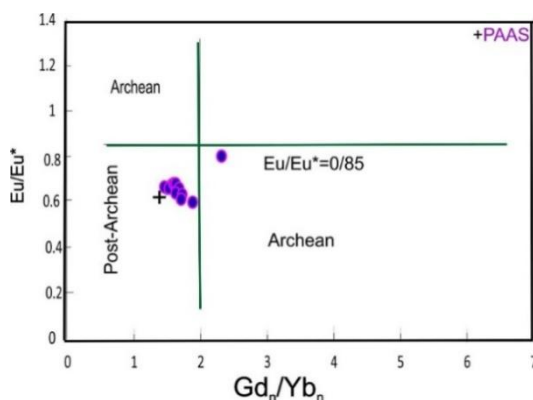
در نمودار Th/Sc در برابر Zr/Sc [۴۷]، (شکل ۱۰ آ) نمونه های شیست کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی دوشا در محدوده منابع فلسپیک قرار گرفتند. همچنین در نمودار Eu/Eu* در برابر Th/Sc [۴۷]، (شکل ۱۰ ب) نمونه های شیست کوارتز-فلدسپاتی در محدوده منابع سنگ های فلسپیک تحول یافته قرار گرفته اند.

درجه هوازدگی سنگ منشأ

به طور کلی شدت هوازدگی سنگ منشأ بستگی به ترکیب سنگ منشأ، مدت زمان هوازدگی، شرایط آب و هوایی و میزان بالآمدگی زمین ساختی منطقه دارد [۵۲]. هوازدگی شیمیایی باعث تخلیه عناصر خاکی و قلیایی شده و به نسبت باعث افزایش Al_2O_3 می شود [۲۲]. مقدار این عناصر در محصولات هوازدگی مشتق شده از سنگ، به عنوان اندیس تعیین درجه هوازدگی به کار می رود. اندیسی که برای سنجش درجه هوازدگی بیشترین کاربرد را دارد، اندیس شیمیایی دگرسانی CIA^1 است که نسبت پیشنهاد کرد [۳۸]. این اندیس با این فرمول به دست می آید و اکسیدها در آن به صورت نسبت مولی بیان می شوند:

$$CIA = \{Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO^* + Na_2O + K_2O)\} * 100$$

مقادیر CIA بالا، حکایت از حذف کاتیون های ناپایدار Ca^{2+} ، Na^+ و K^+ و تمرکز کاتیون هایی نظیر Al^{3+} طی فرآیند هوازدگی دارد [۲۲]. محاسبات نشان داد که مقادیر CIA در نمونه های بررسی شده در بازه ای از ۶۴/۱٪ تا ۷۴/۶٪ متغیر است (میانگین ۶۹/۰۳ درصد). بنابراین می توان شدت هوازدگی متوسط را برای تکوین ماسه سنگ ها در نظر گرفت. جهت ارزیابی بیش تر شدت هوازدگی سنگ منشأ، داده های مربوط به شیست های کوارتز-فلدسپاتی در نمودار دویعدی Al/Na در برابر CIA [۴۴] قرار گرفتند (شکل ۱۱). بر اساس این نمودار درجه هوازدگی شیمیایی سنگ منشأ متوسط تعیین شد.



شکل ۷. رسم نمودار Eu/Eu^* در برابر Gd/Yb_n [۴۴] برای شیست های کوارتز-فلدسپاتی منطقه بررسی شده. تقریباً تمام نمونه ها در محدوده سنگ های پس از آرکئن قرار گرفتند.

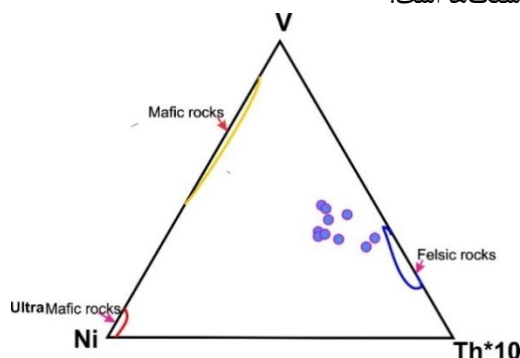
تنها مشکل استفاده اندیس CIA، متحرک بودن پتاسیم طی دیاژنز و دگرگونی است و برای سنگ هایی که تحت تأثیر دیاژنز، غنی یا فقیر از پتاسیم شده اند، مقدار دقیقی نیست [۱۸] از این رو کندی و همکاران [۱۲] اندیس

1. Chemical of Alteration index

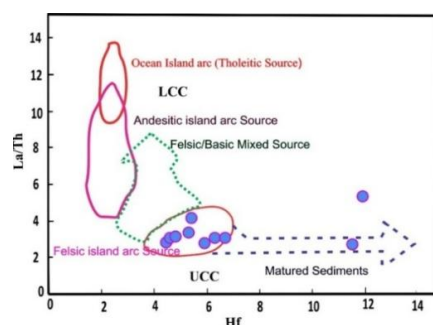
شیمیایی هوازدگی را که هارنویس [۲۶] ارائه کرد را به عنوان بهترین اندیس اندازه گیری شدت هوازدگی پیشنهاد می کند که از این فرمول به دست می آید و در آن از K_2O استفاده نشده است:

$$CIW = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + (CaO + Na_2O))] \times 100$$

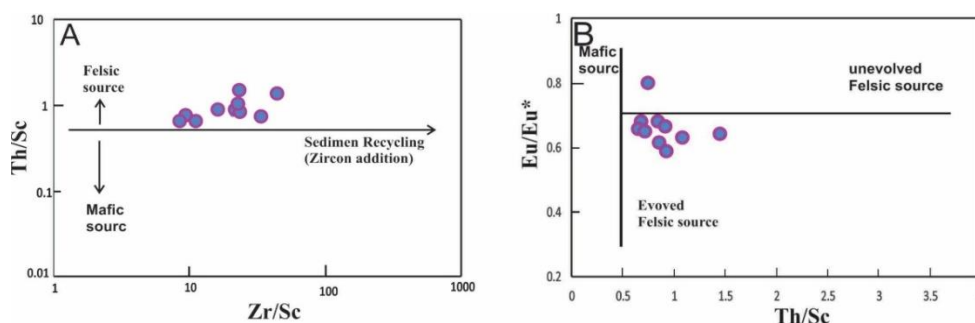
این اندیس برای دامنه وسیعی از سنگ ها (فلسیک تا بازیک) کاربرد دارد و با افزایش درجه هوازدگی افزایش می یابد. مقادیر CIW شیست های کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی دوشا بین ۶۴/۵ تا ۸۷/۲ (میانگین ۷۸/۴) است که بیانگر درجه هوازدگی متوسط در این سنگ ها است.



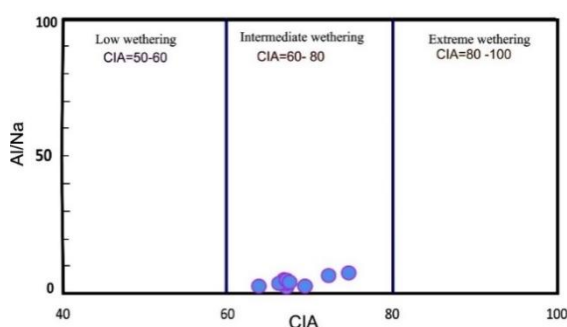
شکل ۸. نمودار سه تایی V, Ni و $Th*10$ [۸] نمونه های بررسی شده در نزدیک محدوده سنگ های اسیدی قرار می گیرند.



شکل ۹. نمودار La/Th در مقابل Hf (اقتباس از [۲۰]) نمونه های شیست کوارتز-فلدسپاتی در محدوده اشتقاق از منابع فلسیک جزایر قوسی قرار گرفته اند.



شکل ۱۰. (آ) Th/Sc در برابر Zr/Sc و (ب) Eu/Eu^* در برابر Th/Sc نمونه های شیست کوارتز-فلدسپاتی به ترتیب در محدوده منابع سنگ های فلسیک و سنگ های فلسیک تحول یافته قرار گرفته اند [۴۶].



شکل ۱۱. نمودار Al/Na در برابر CIA درجه هوازدگی متوسط را برای شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده مشخص می‌کند [۴۴].

شرایط اکسیدان محیط رسوب‌گذاری

تعیین شرایط اکسیداسیون برای تعیین این‌که آیا رسوبات در محیط دریایی ته‌نشین شده‌اند یا محیط غیردریایی، مهم است. علاوه بر این، تجمع برخی عناصر کمیاب در رسوبات مستقیم یا غیرمستقیم به وسیله شرایط اکسیداسیون دریا کنترل می‌شود. در این بین Mn^* یک اندیس شیمیایی قدیمی برای تشخیص شرایط اکسیدان محیط رسوب‌گذاری قدیمی به کار می‌رود [۳۲]، [۱۴]، [۵]. در شرایط اکسیدان منگنز تمایل به ته‌نشینی دارد [۵] برای محاسبه Mn^* از این فرمول استفاده می‌شود:

$$Mn^* = \log[(Mn_{\text{sample}} / Mn_{\text{shales}}) / (Fe_{\text{sample}} / Fe_{\text{shales}})]$$

مقدار Mn_{shales} و Fe_{shales} به ترتیب 600×10^{-6} و 46150×10^{-6} است [۵۰]. بنابراین مقدار مثبت Mn^* نشان‌دهنده محیط اکسیدان است. در نمونه‌های بررسی شده مقدار Mn^* بین ۱/۶۱ تا ۲/۲۱ (میانگین ۱/۹۲) محاسبه شد که دال بر ته‌نشینی رسوبات در شرایط اکسیدان است.

یکی دیگر از اندیس‌های تعیین شرایط اکسیداسیون محیط رسوب‌گذاری قدیمی استفاده از نسبت U/Th است [۴۵]، [۳۰]. زیرا که این دو عنصر (اورانیم و توریم) طی هوازدگی رفتار متفاوتی دارند. در شرایط غیراکسیدان U^{+6} به U^{+4} تبدیل می‌شود که در این حالت تحرک بیشتری پیدا کرده، همچنین قابلیت انحلال کم‌تری دارد و به راحتی می‌تواند از آب دریا جدا شده و در سطح ذرات رسوب کند [۳۶]، [۳۷]، [۴]. و این منتج به افزایش نسبت U/Th در رسوبات می‌شود. در اصل میزان اندک اورانیم در رسوبات ته‌نشین شده در شرایط اکسیدی محیط دریایی یافت می‌شود. نسبت U/Th کمتر از ۰/۷۵ نشان‌دهنده ته‌نشینی رسوبات در محیط اکسیدان و نسبت U/Th بیش‌تر از ۱/۲۵ نشان‌دهنده ته‌نشینی در شرایط احیا است [۳۰]. این نسبت در شیست‌های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده بین محدوده ۰/۱۸ تا ۰/۳۴ (میانگین ۰/۲۵) متغیر است و حاکی از ته‌نشینی رسوبات در یک محیط اکسیدان است.

درجه رسیدگی رسوبات

برای تعیین درجه رسیدگی رسوبات از نسبت SiO_2/Al_2O_3 استفاده می‌شود [۴۱]. این نسبت طی حمل و نقل و فرآیند هوازدگی و چرخه مجدد، در نتیجه افزایش کوارتز نسبت به کانی‌های نامقاوم مثل فلدسپات‌ها افزایش می‌یابد.

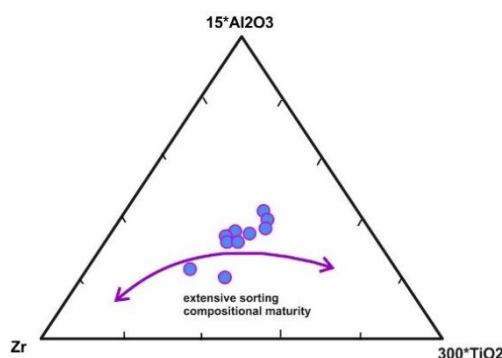
به طوری که مقادیر بیش تر از ۵-۶ از این نسبت، نشان دهنده رسیدگی رسوبی زیاد و مقادیر کم تر از آن رسیدگی کم رسوبات را نشان می دهد [۴۲]. میانگین این نسبت در شیست های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده ۴/۲۹ است که نشان دهنده بلوغ کم آن ها است. هم چنین به منظور اندازه گیری بلوغ رسوبات و درجه جورشدگی از دیاگرام سه تایی $Zr - Al_2O_3 (x15) - TiO_2 (x300)$ [۲۱] استفاده می شود. بر اساس این نمودار هر قدر نمونه های ترسیم شده در طول فلش گسترش بیش تری داشته باشند، نشان از رسیدگی بیش تر و بنابراین جورشدگی بیش تر آن ها است [۲۱]. نمونه های بررسی شده در طول فلش گسترش پیدا نکرده و بیش تر در یک منطقه قرار گرفته اند که بیان گر درجه رسیدگی کم رسوبات است (شکل ۱۲). درجه رسیدگی اندک رسوبات، نشان از مسافت کم حمل و نزدیک بودن حوضه رسوب گذاری به منطقه منشأ رسوبات است.

شرایط آب و هوایی گذشته

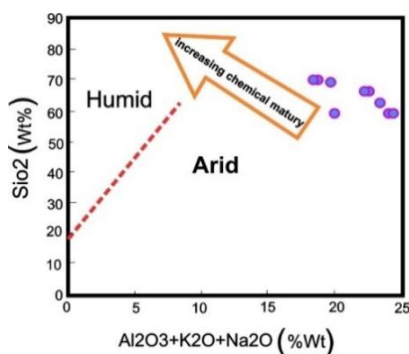
برای تعیین آب و هوا در طی رسوب گذاری از نمودار دوتایی SiO_2 در برابر $(Al_2O_3 + K_2O + Na_2O)$ [۴۷] استفاده می شود و این نمودار آب و هوا را در زمان ته نشینی رسوبات شیست های کوارتز-فلدسپاتی خشک نشان می دهد (شکل ۱۳).

تعیین محیط تکتونیکی

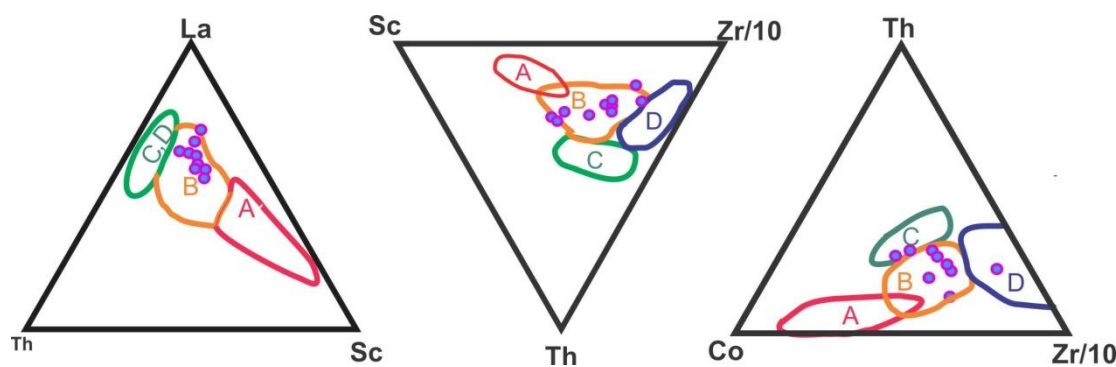
ترکیب شیمیایی سنگ مادر متأثر از محیط تکتونیکی است. بنابراین ژئوشیمی رسوبات و سنگ های رسوبی دگرگون شده مستقیماً با فرآیند تکتونیک ورقه ای مرتبط است و از گذشته تا امروز محققان مختلف برای تعیین محیط تکتونیکی استفاده می کنند [۴۰]. عناصر نادر به خصوص آن هایی که نسبتاً غیرمتحرک هستند و زمان اقامت کوتاهی در آب دریا دارند مانند Nb, Th, Zr, La, Hf با اطمینان زیادی برای تشخیص محیط تکتونیکی به کار می روند [۳۵]، [۲۴]، [۲۵]. در نمودار سه تایی $Th - Sc - Zr/10$ ، $Th - Co - Zr/10$ و $La - Th - Sc$ [۶] اکثر نمونه ها در محدوده B یعنی کمان قاره ای قرار می گیرند (شکل ۱۴).



شکل ۱۲. نمودار سه تایی $Zr - Al_2O_3 (x15) - TiO_2 (x300)$ [۲۲]. جورشدگی اندک در رسوبات شیست های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده.



شکل ۱۳. نمودار دوتایی SiO_2 در برابر $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ [۴۷] آب و هوای گذشته زمین در زمان رسوب گذاری شیست های کوارتز-فلدسپاتی خشک بوده است.



شکل ۱۴. نمودارهای سه تایی Th-Co-Zr/10 ، Th-Sc-Zr/10 و La-Th-Sc [۶] برای تعیین جای گاه زمین ساختی تشکیل سنگ مادر نمونه های بررسی شده (A) جزایر اقیانوسی، (B) کمان قاره، (C) حاشیه فعال قاره ای، (D) حاشیه غیر فعال

A= oceanic island arc; B= continental island arc; C= active continental margin; D=passive margin.

نتیجه گیری

در بررسی های پتروگرافی و ژئوشیمیایی شیست های کوارتز-فلدسپاتی دره سوردی دوشا واقع در قسمت مرکزی پهنه سنندج-سیرجان، برای تشخیص ماهیت رسوبات، سنگ منشأ، درجه هوازدگی، درجه رسیدگی رسوبات، شرایط اکسیدان حوضه رسوب گذاری، آب و هوای دیرینه و جای گاه زمین ساختی نتایج زیر حاصل شده است:

- کانی های تشکیل دهنده شیست های کوارتز-فلدسپاتی شامل کوارتز، فلدسپارو بیوتیت است. این سنگ ها دارای بافت لپیدوگرانولاستیک هستند.

- شیست های کوارتز-فلدسپاتی بررسی شده حاصل دگرگون شدن ماسه سنگ گریواکی تا شیل هستند.
- بر اساس شواهد ژئوشیمیایی این ماسه سنگ ها حاصل فرسایش و رسوب گذاری سنگ های دارای سیلیس نسبتاً زیاد است و منشأ سنگی آذرین و فلسیتی تحول یافته ای در یک محیط کمان قاره را نشان می دهند. محیط رسوب گذاری این سنگ ها، یک محیط اکسیدان بوده است.

- با توجه به اندیس شیمیایی آلتراسیون و هوازدگی، درجه هوازدگی در این منطقه متوسط است. همچنین درجه رسیدگی رسوبات اندک و آب و هوای دیرینه در زمان رسوبگذاری خشک بوده است

سپاسگزاری

از حمایت دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین دانشگاه شهرکرد در به ثمر رساندن این پژوهش قدردانی می‌کنیم.

منابع

۱. داودیان دهکردی علیرضا، پترولوژی سنگ‌های دگرگونی شمال شهرکرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان، ایران، (۱۳۷۲).
2. Akontoh F. A., "Petrography and Geochemistry of the Anyaboni Formation of Kwahu Group, Voltaian Supergroup, Ghana: Implications for Provenance and Uranium Exploration" (Doctoral dissertation, University Of Ghana) (2015) 86.
3. Armstrong-Altrin J. S., Lee Y. I., Verma S. P., Ramasamy S., "Geochemistry of sandstones from the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: Implications for provenance, weathering, and tectonic setting", Journal of sedimentary Research, 74 (2004) 285-297.
4. Barnes C. E., Cochran J. K., "Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance", Earth and Planetary Science Letters, 97 (1990) 94-101.
5. Bellanca A., Claps M., Erba E., Masetti D., Neri R., Silva I. P., Venezia F., "Orbitally induced limestone/marlstone rhythms in the Albian—Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): Sedimentology, calcareous and siliceous plankton distribution, elemental and isotope geochemistry", Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 126 (1996) 227-260.
6. Bhatia M. R., Crook K. A., "Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins, Contributions to Mineralogy and Petrology", 92 (1986) 181-193.
7. Bhatia M. R., "Plate tectonics and geochemical composition of sandstones", The Journal of Geology, 91 (1983) 611-627.
8. Bracciali L., Marroni M., Luca P., Sergio R., "Geochemistry and petrography of Western Tethys Cretaceous sedimentary covers (Corsica and Northern Apennines): from source areas to configuration of margins", Geological Society of America Special Papers, 420 (2007) 73-93.

9. 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.
10. Condie K. C., Dengate J., Cullers R. L., "Behavior of rare earth elements in paleoweathering profile on granodiorite in the front range, Colorado, USA", *Geochimica et Cosmochim Acta*, 59 (1995) 279-294
11. Condie K. C., Martell C., "Early Proterozoic metasediments from north-central Colorado: Metamorphism, provenance, and tectonic setting", *Geological Society of America Bulletin*, 94 (1983) 1215-1224.
12. Condie K. C., Noll P.D., Conway C. M., "Geochemical and detrital mode evidence for two sources of Early Proterozoic sedimentary rocks from the Tonto Basin Supergroup, central Arizona", *Sedimentary Geology*, 77 (1992) 51-76.
13. Cox R., Lowe D. R., Cullers R. L., "The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 59 (1995) 2919-2940.
14. Cullers R. L., "Implications of elemental concentrations for provenance, redox conditions, and metamorphic studies of shales and limestones near Pueblo, CO, USA". *Chemical Geology*, 191(2002) 305-327.
15. Cullers R. L., Barrett T., Carlson R., Robinson B., "Rare-earth element and mineralogic changes in Holocene soil and stream sediment: a case study in the Wet Mountains, Colorado, USA", *Chemical Geology*, 63 (1987) 275-297.
16. Cullers R. L., Basu A., Suttner L. J., "Geochemical signature of provenance in sand-size material in soils and stream sediments near the Tobacco Root batholith, Montana, USA", *Chemical Geology*, 70 (1988) 335-348.
17. Davoudian A. R., Genser, J., Neubauer F., Shabanian N., "⁴⁰Ar/³⁹Ar mineral ages of eclogites from North Shahrekord in the Sanandaj-Sirjan Zone, Iran: Implications for the tectonic evolution of Zagros orogen", *Gondwana Research* 37 (2016) 216-240.
18. Fedo C. M., Nesbitt H. W., Young G. M., "Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance", *Geology*, 23 (1995) 921-924.

19. Feng R., Kerrich R., "Geochemistry of fine-grained clastic sediments in the Archean Abitibi greenstone belt, Canada: implications for provenance and tectonic setting", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54 (1990) 1061-1081.
20. 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*, 144 (1987) 531-542.
21. Garcia D., Fonteilles M., Moutte J., "Sedimentary fractionations between Al, Ti, and Zr and the genesis of strongly peraluminous granites", *The Journal of Geology*, 102(1994) 411-422.
22. Garcia D., Ravenne C., Maréchal B., Moutte J., "Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis", *Sedimentary Geology*, 171 (2004) 113-128.
23. Gonzalez Lopez J. M. G., Bauluz B., Fernandez Nieto C., Oliete A., "Factors controlling the trace- element distribution in fine-grained rocks: the Albian Kaolinite-rich deposits of the Oliete Basin (NE Spain) ", *Chemical Geology*, 1-2 (2005) 1-19.
24. Gu X. X., "Geochemical characteristics of sediments and tectonic setting analysis of sedimentary basins", *Developments in Geosciences and Technology* (1995) 205-212.
25. Gu X. X., "Geochemical characteristics of the Triassic Tethys sediments in NW-Sichuan and its implications to the weathering conditions in source regions: Mineralogy", *Petrology and Geochemistry Bulletin*, 15(1996) 23-27.
26. Harnois L., "The CIW index: a new chemical index of weathering." *Sedimentary Geology* 55, 3-4 (1988) 319-322.
27. Hayashi K. I., Fujisawa H., Holland H. D., Ohmoto H., "Geochemistry of ~ 1.9 Ga sedimentary rocks from northeastern Labrador, Canada", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61(1997) 4115-4137.
28. Herron M. M., "Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data." *Journal of Sedimentary Research* 58, No. 5 (1988).
29. Hossain I., Roy K. K., Biswas P. K., Alam M., Moniruzzaman M., Deeba F., "Geochemical characteristics of Holocene sediments from Chuadanga district, Bangladesh: implications for weathering, climate, redox conditions, provenance and tectonic setting", *Acta Geochimica*, 33 (2014) 336.
30. Jones B., Manning D. A., "Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones", *Chemical Geology*, 111 (1994) 111-129.

31. Kalsbeek F., Frei R., "Geochemistry of Precambrian sedimentary rocks used to solve stratigraphical problems: An example from the Neoproterozoic Volta basin, Ghana", *Precambrian Research*, 176 (2010) 65-76.
32. Linnemann U. and Rome, R. L., "The Cadomian Orogeny in Saxo-Thuringia, Germany: geochemical and Nd–Sr–Pb isotopic characterization of marginal basins with constraints to geotectonic setting and provenance", *Tectonophysics*, 352 (2002) 33-64.
33. Machhour L., Philip J., Oudin J. L., "Formation of laminite deposits in anaerobic—dysaerobic marine environments", *Marine Geology*, 117 (1994) 287-302.
34. McLennan S. M., Hemming S., McDaniel D. K., Hanson G. N. "Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics", *Geological Society of America Special Papers*, 284 (1993) 21-40.
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. Nagarajan R., Armstrong-Altrin J. S., Nagendra R., Madhavaraju J., Moutte J., "Petrography and geochemistry of terrigenous sedimentary rocks in the Neoproterozoic Rabanpalli Formation, Bhima Basin, Southern India: implications for paleoweathering conditions, provenance and source rock composition", *Journal -Geological Society of India*, 70 (2007) 297.
37. Nath B. N., Bau M., Rao B. R., Rao C. 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.
38. Nesbitt H., Young G. M. "Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites", *Nature*, 299 (1982) 715-717.
39. Pettijohn F. J., Potter P. E., Siever, R., "Sand and Sandstone", New York, Springer-Verlag (1987) 553.
40. Piñán-Llamas A., Escamilla-Casas J. C., "Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic to Early Cambrian metasedimentary rocks from the Cordillera Oriental and Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina", *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 65 (2013).
41. Potter P. E. "Petrology and chemistry of modern big river sands", *The Journal of Geology*, 86 (1978) 423-449.

42. Roser B. P., Cooper R. A., Nathan S., Tulloch A. J., "Reconnaissance sandstone geochemistry, provenance, and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand", *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39 (1996) 1-16.
43. Sahraeyan M., Bahrami M., "Geochemistry of sandstones from the Aghajari Formation, Folded Zagros Zone, southwestern Iran: implication for paleoweathering condition, provenance, and tectonic setting", *International Journal of Basic and Applied Sciences*, 1(2012) 390-407.
44. Selvaraj K., Chen C. T. A. "Moderate chemical weathering of subtropical Taiwan: constraints from solid-phase geochemistry of sediments and sedimentary rocks", *The Journal of Geology*, 114 (2006) 101-116.
45. Shaltami O. R. O. "Mineral composition and environmental geochemistry of the beach sediments along the mediterranean coast from Benghazi to Bin Jawwad, Northeast Libya" (2012) 139.
46. Slack J. F., Dumoulin J. A., Schmidt J. M., Young L. E., Rombac C. S., "Paleozoic sedimentary rocks in the red dog Zn-Pb-Ag district and vicinity, Western Brooks Range, Alaska: provenance, deposition, and metallogenic significance", *Economic Geology*, 99 (2004) 1385-1414.
47. Suttner L. J., Dutta P. K., "Alluvial sandstone composition and paleoclimate, I. Framework mineralogy", *Journal of Sedimentary Research*, 56 (1986) 329-345.
48. Taylor S. R., McLennan S. M., "The continental crust: its composition and evolution". Blackwell Scientific (1985) 1-328.
49. Veizer J., "Secular variations in the composition of sedimentary carbonate rocks, II. Fe, Mn, Ca, Mg, Si and minor constituents", *Precambrian Research*, 6 (1978) 381-413.
50. Wedepohl H. K., "Abundance in common sediments and sedimentary rocks", Wedepohl HK (ed) *Handbook of Geochemistry* (1978).
51. Wronkiewicz D. J., Condie K. C. "Geochemistry and provenance of sediments from the Pongola Supergroup, South Africa: evidence for a 3.0-Ga-old continental craton", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53 (1989) 1537-1549.
52. Wronkiewicz D. J., Condie K. C., "Geochemistry of Archean shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51(1987) 2401-2416.