ژئوشیمی گلسنگها و ماسهسنگهای میوسن پسین --پلئیستوسن منطقه ساحلی چابهار: با نگرشی بر سنگ منشأ و جایگاه زمینساختی

محمد آفرین^(او»)، محمد بومری^۲، اسداله محبوبی^۳ و محمدنبی گرگیج^۴ ۱. کارشناس ارشد رسوبشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان ۲. دانشیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد ۲. استاد گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد ۲. استادیار گروه زمینشناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

تاریخ دریافت: ۹۰/۱۰/۱۳ تاریخ پذیرش: ۹۱/۱۱/۲۴

چکیدہ

منطقه ساحلی چابهار در پهنه ساختاری رسوبی مکران واقع شده است. پی سنگ ناحیه مکران متشکل از پوسته های اقیانوسی و واحدهای فلیش بوده که در منطقه چابهار بوسیله توالی های ضخیمی از مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا پوشیده شده است. تعداد ۵۰ نمونه از برش های تیس، رمین، لیپار، گورانکش و خور گریندر برداشت و مورد آزمایش کلسیمتری و آنالیزهای ژئوشیمی XRF، ICP و XRS قرار گرفت. میزان کربنات کلسیم نمونه های مورد مطالعه از واحد مارنی بین ۹ الی ۲۱ درصد متغیر و بهتر است به آنها گلسنگ اطلاق نمود. مقادیر موره مطالعه از واحد مارنی بین ۹ الی ۲۱ درصد متغیر و بهتر است به آنها کلمش یافته است. ضریب متوسط اندیس هوازدگی شیمیایی (888ه / 2011) شرایط آب و هوای خشک تا نیمه خشک را در منطقه منشأ نشان می دهد. بر اساس داده های ژئوشیمی، گلسنگها و ماسه سنگهای منطقه ساحلی چابهار از سنگهای رسوبی غنی از کوارتز منشأ گرفته اند. مشخصات ژئوشیمی سنگهای مورد مطالعه و استفاده از دیاگرامهای تفکیک کننده محیطهای زمین ساختی بر اساس عناصر اصلی و معرفی مین رسوب گذاری این سنگها در بخش های حاشیه قاره ای فعال (ACM) است. این نتیجه منطقی به نظر می رسد زیرا زون مکران یک زون فرورانشی فعال حاشیه قاره است.

واژەھايكليدى: چابھار، ماسەسنگ، مارن، مكرانساحلى، ژئوشىمى، گلسنگ

مقدمه

۱۳۸۹؛ بایت گل و حسینی برزی، ۱۳۹۰). ترکیب سنگهای سیلیسی آواری متأثر از عوامل حمل و نقل، نرخ هوازدگی، ویژگی های سنگ منشأ، پستی و بلندی، اقلیم، فعالیت های (Whitmore et al., 2004; ست یو بلندی، اقلیم، فعالیت های تکتونیکی و اثرات دیاژنزی است (Von Eynatten, 2004; McBride, 1985) در سنگهای سیلیسی آواری مکمل خوبی برای مطالعات سنگ شناسی و یا زمانی که فر آیندهای زمین شناسی، کانی شناسی

اخیراً ترکیب رسوبات سیلیسی آواری نظیر ماسهسنگها و گلسنگها و رابطه میان موقعیت زمین ساختی وبرخاستگاه توسط پژوهشگران زیادی مورد مطالعه قرار گرفته است -Armstrong Altrin and Verma, 2005; Osae et al., 2006; Jafarzadeh and Hosseini-Barzi, 2008; Al-Juboury et al., 2009; ۱۳۹۰ آدابی، ۱۳۸۰ و همکاران، ۱۳۸۷؛ حسینی برزی و شادان، ۱۳۸۸ اعتمادسعید و حسینی برزی، ۱۳۸۸؛ حسینی برزی و سعیدی،

^{*} نویسنده مرتبط Mohammad.afarin@yahoo.com

(آقانباتی، ۱۳۸۵). تاکنون هیچگونه مطالعهای در مورد سنگ منشأ، جایگاه زمینساختی و شرایط هوازدگی سنگ منشأ ماسهسنگها و گلسنگهای ناحیه چابهار انجام نشده و اکثر مطالعات در خصوص سنگشناسی، تأثیر زمینساخت بر رسوبگذاری و دیاژنز (حسینی برزی، ۱۳۸۲) و چینهنگاری سکانسی (احراریرودی، ۱۳۸۵) بوده است. در این تحقیق سعی بر این است تا پراکندگی عناصر اصلی در ماسهسنگها و گلسنگهای منطقه ساحلی چابهار را با میانگینهای استاندارد تعریف شده مقایسه نموده و شرایط هوازدگی ناحیه منشأ و جایگاه زمینشناسی این سنگها تفسیر گردد.

موقعیت جغرافیایی و زمین شناسی

منطقه مورد مطالعه در جنوب شرقی ایران، جنوب استان سیستان و بلوچستان و در منتهی الیه جنوب زون مکران ساحلی با مختصات جغرافیایی ۶۰ درجه و ۳۷ دقیقه تا ۶۰ درجه و ۵۰ دقیقه طول شرقی و ۲۵ درجه و ۲۲ دقیقه تا ۲۵ درجه و ۱۴ دقیقه عرض شمالی واقع شده که بخشی از محدوده شهرستان چابهار را در بر می گیرد (شکل ۱).





شکل ۱. موقعیت جغرافیایی و محل برش های مورد مطالعه که با علامت دایره توپر نشان داده شده است.

بر پایه تقسیم بندی زمین شناسی ایران توسط آقانباتی (۱۳۸۵)، منطقه مورد بررسی، بخشی از زون زمین ساختی مکران است. این ناحیه در نقشه زمین شناسی ۱۰۰۰۰۰۰ چابهار (جعفریان و صمدیان، ۱۳۷۵) واقع شده و جنوبی ترین بیرونزدگی های ساحلی را از پهنهی ساختاری رسوبی مکران شامل می شود (شکل ۲). مرز غربی این زون توسط گسل میناب از زون برخوردی زاگرس جدا می گردد. از شمال نیز بوسیله کوههای بشاگرد و گودال جازموریان از زونهای فلیشی شرق ایران (نهبندان – خاش) و سنندج – سیرجان منفک گردیده و ادامه شرقی این زون در خاک پاکستان به گسل چمن می رسد. جنوب این زون نیز به دریای عمان محدود می شود (آقانباتی، ۱۳۸۵).

واحدهای چینه شناسی دوران سوم و کواترنر در منطقه مورد مطالعه رخنمون داشته که شامل مارن، سیلتستون، ماسه سنگ و کنگلومرای دانه ریز است (آقانباتی، ۱۳۸۵). پی سنگ ناحیه مکران نوعی پوسته اقیانوسی با میانگین ضخامت حدود ۷ کیلومتر بوده که با توالی ضخیمی از رسوب های فلیش گونه و گاه شبیه مولاس پوشیده شده که ممکن است تا حدود ۱۰ هزار متر ضخامت داشته باشد. در حوضه مکران رسوب گذاری از الیگوسن تا میوسن به طور ممتد صورت گرفته است. در این حوضه کم عمق حالت فرونشینی' برقرار بوده به نحوی که رسوبات بسیار ضخیمی از میوسن زیرین شامل مارن ژیپسی و گلسنگ برجای مانده است

.(Berberian and King, 1981)

به دلیل تداوم فرورانش در ناحیه مکران، گسل ها هنوز فعال بوده و زمین به بالا آمدن ادامه می دهد که این عمل با چین خوردگی، کوتاه شدگی و با پسروی خط ساحلی همراه است. خطی بودن حاشیه شمالی پادگانه های دریایی و همچنین بالا آمدن سواحل مکران نتیجه عملکرد این گسل هاست و حرکت قائم این گسل ها سبب شده تا پادگانه های دریایی در سطوح تراز گوناگون شکل گیرند (آقانباتی، ۱۳۸۵). فرورانش در ناحیه مکران از زمان کرتاسه پسین آغاز شده ولی هنوز برخورد نهایی صفحه ها صورت نگرفته است و فرورانش ادامه دارد (Lepichon, 1968). میزان فرورانش کنونی مکران ۴ تا ۵ سانتی متر در سال دانسته شده است (Jacob and Quittmeyer, 1979).

روش مطالعه

برای انجام پژوهش حاضر پس از پیمایشهای مقدماتی و صحرایی، پنج برش مناسب و قابل دسترس به نامهای تیس، رمین، لیپار، گورانکش و خورگریندر انتخاب و ستون چینه شناسی آنها بوسیله نرمافزار CoreIDRAW ترسیم گردید (شکل۳). مجموعاً تعداد ۵۰ نمونه برداشت شده است. ابتدا به منظور سنجش میزان کربنات – کلسیم، ۱۲ عدد از نمونه ها به وسیلهی هاون آگاتی پودر گردید و میزان کربناتکلسیم آنها به روش کلسیمتر – برنارد



شکل۲. بخشی از نقشه زمینشناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چهارگوش چابهارکه ناحیه مورد مطالعه در آن قرار می گیرد (جعفریان و صمدیان، ۱۳۷۵).

بحث و نتایج کربنات سنجی

منطقه مورد مطالعه از یک واحد رسوبی معروف به مارن^۲ تشکیل شده که میان لایههایی از سیلتستون نیز در آن دیده می شود (جعفریان و صمدیان، ۱۳۷۵). واحد مارنی به وسیله طبقات ماسهسنگی و کنگلومرایی پلیو – پلئیستوسن پوشیده می شود (آقانباتی، ۱۳۸۵). با توجه به نتایج کربنات سنجی نمونهها، واحدهای سنگی (برشهای گورانکش و خورگریندر) که در منطقه مورد مطالعه توسط جعفریان و صمدیان (۱۳۷۵)، به عنوان مارن معرفی شده و گسترش زیادی نیز در منطقه دارند، به دلیل داشتن ۹ الی ۲۱ درصد آهک (جدول ۱) گلسنگ (Pettijohn, داشتن ۹ الی ۲۱ درصد آهک (جدول ۱) گلسنگ (Muller and Gatsner, 1971) و بر حسب درصد تعیین گردید (جدول۱). افزون بر این، ۵۲ مقطع نازک میکروسکوپی توسط میکروسکوپ پلاریزان مطالعه شده و نامگذاری ماسهسنگها بر مبنای مطالعات (Folk (1980) Folk صورت گرفته است. برای انجام مطالعات ژئوشیمی نیز ۱۲ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۶ نمونه ماسهسنگ) به روش (۳۸ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۶ ماسهسنگ) به روش (۳۸ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۵ نمونه ماسهسنگ) به روش (۲۰ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۵ نمونه ماسهسنگ) بهروش ۲۵ ICP-EAS جهت تجزیه عناصر فرعی و نادرخاکی (جدول ۳) به آزمایشگاه سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال و مورد آنالیز قرار گرفته است. برای شناسایی کانی های رسی نیز ۱۰ نمونه (۶ نمونه گلسنگ و ۴ نمونه ماسهسنگ) پس از پودر شدن توسط هاون آگاتی به کشور زاپن ارسال و در دانشگاه یاماگاتای این کشور به روش پراش پرتو ایکس' مورد آنالیز قرار گرفتند (آفرین، ۱۳۹۱).



شکل۳. ستون چینه شناسی بر ش های تیس (A)، خورگریندر (B)، لیپار (C)، رمین (D) و گورانکش (E).

جدول ۱. نتایج کلسیمتری نمونههای مورد مطالعه.

Sample N.	E-1	E-3	E-5	E-6	E-7	E-10	E-12	A-1	A-3	A-6	A-8	A-15
CaCO ₃ (%)	16	16	17	11	15	21	18	13	17	12	12	9

پتروگرافی

مطالعات پترو گرافی نشان داد که سنگهای سیلیسی آواری مورد مطالعه بر اساس اندازه ذرات به دو مجموعه رخساره ی ماسهسنگ و گلسنگ تقسیم می شوند. رخساره ماسهسنگی متشکل از ماسهسنگهای سبز مایل به خاکستری، دارای ساختمانهای رسوبی طبقهبندی مورب و تدریجی است (آفرین، ساختمانهای رسوبی طبقهبندی مورب و تدریجی است (آفرین، دا۳۹۱). ماسهسنگها به ترتیب فراوانی از کوارتز (۶۵ درصد)، خردهسنگ (۳۰ درصد)، فلدسپار (۴ درصد)، کانیهای سنگین و اوپاک (۱ درصد) تشکیل شده است. کوارتزها عمدتاً از نوع منوکریستالین با خاموشی مستقیماند که تماس بین دانهها از نوع خطی تا مضرس است. اندازه دانههای کوارتز بین ۲/۰ تا ۹/۰ میلیمتر در تغییر است. همچنین این دانه ما دارای جورشدگی

متوسط تا خوب و زاویه دار تا نیمه زاویه دار می باشند. دومین جزء آواری فراوان در ماسه سنگها، قطعات سنگی است که شامل خرده های ماسه سنگی، سیلتستونی و آهکی است که اندازه آنها از ۸/۰ تا ۱/۵ میلیمتر متغیر است. فلد سپارها نیز به ترتیب فراوانی شامل فلد سپارهای پتاسیم و به میزان کمتر پلاژیو کلازها هستند. از کانی های فرعی نیز می توان به میکا (مسکوویت) و کانی های سنگین اشاره نمود. بنابراین، رخساره ماسه سنگی بطور عمده از نوع لیتآرنایت (Folk, 1980)، است (شکل ۲. ۹. م.). رخساره تشکیل دهنده رخساره مذکور شامل کوار تزهای بسیار ریز با قطر متوسط ۵۰/۰ میلیمتر، زاویه دار، با خاموشی مستقیم و ذرات در اندازه سیلت و رس (گل) است (شکل ۲. ۴.).



شکل۴. تصاویر میکروسکوپی از رخسارههای آواری (XPL):

a. کوارتزهای مونو کریستالین با خاموشی مستقیم و خردههای ماسهسنگ و سیلتستون به علاوه مقداری فلدسپات (لیتاًرنایت).
 b. دانه های کوارتز مونو کریستالین با خاموشی مستقیم، خردههای رسوبی و مقداری فلدسپات (لیتاًرنایت).
 c. قطعات سنگی از نوع خردههای فسیلی بازوپایان (Bioclast)، گل آهکی، کوارتزهای میکرو کریستالین (لیتاًرنایت).
 d. حاوی ذرات کوارتز دانه ریزتر از مقاطع قبلی و خردههای رسوبی بزرگ از نوع سیلتستون (لیتاًرنایت).
 e. مارت میکرو کریستالین در زمینه ای رسوبی بزرگ از نوع سیلتستون (لیتاًرنایت).
 e. مارت کوارتزهای بسیار ریز و میکرو کریستالین در زمینه ای از سیلت و رس (گل) است (گلسنگ یا مادستون).

ماسەسىنگى						نمونەھاي گلسنگي						Oxids
D-3	C-6	C-2	B-3	B-1	E-12	E-6	E-2	E-1	D-5	A-6	A-5	%Wt
۵٩/٧٢	۵٩/۵۰	69/67	۵۸/۱۴	۵۷/۹۹	64/69	00/17	00/94	۵۴/۸۶	64/61	23/91	۵۳/۸۹	SiO ₂
۱۰/۷۹	11/31	٩/VV	1./07	11/47	۱۴/۴۸	۱۴/۳۸	10/11	14/39	14/47	14/90	10/17	Al_2O_3
٣/9V	4/•7	٣/٧۵	٣/٩	4/11	9/43	۵/۵۱	۶/۴۹	۶/۱۵	۵/۹۴	۶/۴۹	9/*9	Fe ₂ O ₃
•/17	_	•/17	-	<•/1	<•/\	-	_	<•/1	<•/\	_	<•/\	MnO
۲/٩٨	٣/٣٩	٣/٢٢	٣	٣/•۶	٣/۶.	37/93	٣/٧٩	37/97	۴/•۷	٣/۵٢	37/87	MgO
٧/٩٣	٧/۶٢	۱ • /۵V	٩/٢	٨/۴٣	0/98	9/94	0/19	۵/۷۳	0/47	0/14	۵/•۷	CaO
1/90	١/٨٩	١/۵٩	۲/•۲	۲/•۷	١/٣٢	1/79	1/79	1/99	١/٣٨	1/47	1/80	Na ₂ O
۱/۵۵	۱/۸۶	1/00	1/89	۱/۷۶	Y /9V	۲/۴۸	۲/۸۶	۲/۵V	Y/0V	۲/۸۶	7/9V	K ₂ O
•/91	•/۵۹	*/۵V	*/۵V	• /۵V	•/\/۴	•/9٨	•/99	•/99	•/94	•/V٣	• 199	TiO ₂
•/19	•/19	•/٢•	•/10	•/14	•/1٨	•/19	•/\٨	•/19	•/1A	./1A	•/\A	P_2O_5
٩/٧٢	٩/•٢	٨/۶٢	٩/٩	٩/۴۴	٩/۴۴	٩/۵.	٧/٩٨	٩/۵۰	1./14	٩/۵۶	٩/٨٢	LOI
۹۹/۲۳	۹۹/۳۶	٩٩/۴٨	٩٩/•۶	٩٩/•٩	99/10	٩٩/۴	99/09	99/57	99/47	99/19	٩٨/٨٩	Total
۶/۶۵	٧/۴١	۶/۹V	۶/٩	V/IV	۱۰/۰۳	٩/١۴	١٠/٢٨	٩/٧٧	1./.1	1•/07	٩/۶٨	Fe ₂ O ₃ +MgO
•/\A	•/19	•/19	•/\A	•/٢•	•/YV	•/79	•/7٧	./19	•/۲۶	•/۲٨	•/۲٨	Al ₂ O ₃ /SiO ₂
۰/۷۹	•/٩٨	•/٩V	• /٨٢	•/\\	۲/•۲	HAV	7/77	1/00	۱/۸۶	1/07	1/88	K ₂ O/Na ₂ O
۵/۵	۵/۲	۶/۱	۵/۵	۵/۱	۳/V	٣/٨	٣/٧	Υ/Λ	Υ/Λ	٣/۶	٣/۵	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
1/14	١/٧١	۳۲/۲	۱/۶۰	1/79	1/17	1/4.	1/41	1/47	١/٣٩	١/٣٧	۱۳۱	CIV
Λ۴/٧	$\Lambda \Delta / V$	٨۶	٨۵	14/9	91/8	٩٢	٩١	٨٩/۶	٩١	٨٩	٩٠	CWI′

جدول۲. مقادیر عناصر اصلی و نسبتهای محاسبه شده برای گلسنگها و ماسهسنگهای ناحیه شرق چابهار.

ژئوشيمى

از داده های ژئوشیمی عناصر اصلی و فرعی می توان جهت طبقه بندی شیمیایی سنگها، تعیین شرایط هوازدگی اولیه سنگهای رسوبی، تفکیک رسوبات بالغ از نابالغ، تعیین سنگ منشأ و جایگاه زمین ساختی اصلی سنگهای آذرین و بعضی از سنگهای رسوبی استفاده نمود (Rollinson, 1993). مقادیر عناصر اصلی ۱۲ نمونه از ماسه سنگها و گلسنگهای ناحیه مورد مطالعه در جدول ۲ به علاوه مقادیر عناصر فرعی ۱۱ نمونه دیگر نیز در جدول ۳ ارائه شده است. با استفاده از اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و پلات آنها بر روی نمودارهای مختلف، نتایجی حاصل شده که در ادامه به بیان آنها خواهیم پرداخت.

P، K، Na، Ca، عناصر اصلی اغلب به ۱۰ عنصر Mg، Mn، Fe، Al، Ti و Mg، Mn، Fe، Al، Ti (Rol- در تجزیه شیمیایی به صورت اکسید بیان می شوند Na₂O، CaO، MgO و Na₂O ، CaO، MgO و Iinson, 1993 و K₂O متحرک و اکسیدهای K_2O و K₂O غیرمتحرک هستند K₂O

موجود در سنگهای رسوبی را میتوان با استفاده از نمودارهای به هنجارسازی شبیه به نمودارهای عنکبوتی بررسی کرد -Rol) (linson, 1993). مطالعات نشان داده که غلظت بسیاری از عناصر در سنگهای رسوبی دانه ریز فلات قاره سراسر جهان به دلیل آمیختگی ناشی از چرخههای مکرر فرسایشی شبیه به یکدیگر میباشند. از این رو پر استفادهترین مقادیر بههنجارسازی در سنگهای رسوبی مربوط به میانگین قسمت بالایی پوسته قارهای ا است (Rollinson 1993). بهنجارسازی نمونهها نسبت به میانگین قسمت بالایی پوسته قارهای (Taylor and McLennan, 1985) در شکل ۵ نشان داده شده است.

بر این اساس ماسهسنگها و گلسنگهای مورد مطالعه نسبت به UCC، تخلیه محسوسی در میزان Fe₂O₅ ، Na₂O و Fe₂O₅ نشان میدهند و سایر عناصر تقریباً در محدوده UCC قرار می گیرند. کاهش میزان P₂O₅ · Na₂O و Fe₂O₃ سنگهای مورد مطالعه را میتوان به تحرک زیاد این عناصر در طی هوازدگی شیمیایی، فرآیندهای دیاژنزی و دگرسانی ثانویه نسبت داد ,Das et al.

1. Upper Continental Crust

جدول۳. مقادیر عناصر فرعی موجود در گلسنگها و ماسهسنگهای ناحیه شرق چابهار.

	نگی	ەھاي گلسن	نمون			Elements					
D-4	C-3	C-1	В-3	B-2	E-4	E-2	D-3	A-4	A-2	A-1	(ppm)
۱۹۳/۳	101/7	176/6	184/4	180	77V/9	747/7	737	۱۸۳/۴	700/V	۲۳۷/۵	Ba
180/5	٩١/۶	144/1	٨٦/۴	٨۵/٩	147/7	۱۵۸/۸	197	123/7	141/9	100/٣	Cr
۲۰/۲	13/1	17/4	14/4	14/0	۱۸/۹	۲۱/۹	۲۰/۸	11/7	11/9	19/V	Nb
AY/V	$\Lambda\Lambda/\Psi$	٧۶/٢	VA/T	V٨	۹۸/V	٩./١	٩١/۶	٨٣/۴	٩٣/۴	٩ • / ٢	Rb
۱۳/۴	A/V	Λ/Υ	٩/٩	٩/٧	14/V	۱V/V	18/1	۱۳/۶	۱۳/۹	14	Sc
۱۰/۵	9/9	۶/٣	٩/٣	٩	١٣/٣	1 F/V	١٣	17/7	17/1	17/7	Th
۴/۸	۳/۶	٣/۴	۴/۷	۴/۷	۵/۹	۶/۲	۶/۲	919	919	۶/۵	U
١١٣	VV	V9/1	97/8	٩٢/۵	١٢٧/٨	140/3	۱۴۱/۸	۱)٣/٨	119/1	110	V
۳۲/۴	۲١/۵	۲۵/۸	۲۴/۸	۲۵	YV/A	۳۱/۸	79 /4	۲۳/۸	10/1	۲۸	Y
Y 1 A/A	141/4	108/V	184/4	194	۲•۳/۹	270/0	TWV	197/٣	116/9	120/2	Zr
۲۳/۱	19/9	11/7	۲ • /۶	۲ • /۵	7//7	۳۳/۵	٣٣/٣	27/9	344/7	٣٣/۴	Co
14/0	V/Δ	۱۵/۴	74	TT/Λ	۳١/٣	WT/V	77/9	4.19	WV/4	٣٩	Cu
1.9/4	۹۴/۵	۷۱/۵	۱۰۵/۴	1.4	101/9	107	181/8	109/0	181/0	۱۶۰/۵	Ni
221/0	191/1	۳•٣/۱	014/1	010	7 I V/I	۳/۱۱۲	177/9	149/0	$1 \text{mV}/\Lambda$	۱۳۸/۴	Sr
AV/9	۵۶/۱	۴۸/۴	97	۶۳	91/2	1.V	1.4	۹۵/۹	۹۳/۵	94	Zn
29/0	١٩/٨	74/3	۲۱/۴	۲۱/۵	YV/9	۳۲/۱	۲٩/٣	74/4	20/6	79	La
۵۵/۴	34/1	41/V	39/9	۴.	57/1	94/4	$\Delta V/9$	Λ/Λ	۵١/٢	۵./۲	Ce
۳۰/۱	74/4	٢۵	79/V	70	19/V	YA/V	20/8	74/7	۲٧/۵	۲۵	Nd
۲	١/۵	۲/۱	١/۵	1/V	١/٨	١/٩	١/٩	۲/۵	۲/۵	۲/۳	Eu
۶/۹	۵/۵	۶	۶/٩	v	٨	A/V	$\Lambda/9$	٩/٣	٩	٩/٢	Gd
۵/۸	٣	۳/۶	۳/V	γ/Λ	9/9	V/A	٧/٢	9/9	۵/٩	۶	Dy
۲/۵	۲/۸	۲/۸	۲/۳	۲/۵	۲/V	۲/۴	۲/۵	۲/۵	۲/۴	۲/۵	Er
۲/۲	۲/۱	۲/۲	۲/۳	۲/۲	٣/١	٣/۵	٣/٣	٣/٢	٢/٩	٣	Yb
۰/۴	• /٣	• /٣	۰/۴	۰/۴	•/۵	•/۶	•/9	•/9	• /V	• /9	Lu

با منشأ پلاژیوکلازهای سدیمدار مرتبط دانست (Rashid, 2002). مقادیر بالای CaO در نمونهها نیز می تواند به دلیل حضور قطعات اسکلت آهکی دوکفهایهایی نظیر اویستر^۱ و پکتن^۱ باشد که به وفور در رسوبات منطقه مشاهده گردید.

اکسید آلومینیوم (Al₂O₃) معمولاً به عنوان فاکتوری مناسب جهت مقایسه بین اقسام مختلف سنگها به کار برده می شود (Cardenas et al., 1996)، زیرا این عنصر در طول فرآیندهای هوازدگی، دیاژنز و دگرگونی نسبتاً بدون تغییر است. این در حالی است که Na₂O، K₂O و CaO به عنوان بیشترین فازهای متغیر در

ماسه سنگها و گلسنگها شناخته می شوند (Gateneh, 2000). در ماسه سنگها و گلسنگهای مورد مطالعه که روند تغییرات Gateneh, 2003 در برابر دیگر اکسیدها بررسی شده است (شکل ۶)، میزان SiO₂ و CaO با Al₂O₃ K₂O، K₂O، Fe₂O₃ MgO، معکوس و O، MgO، در CaO با CaO با CaO با میزان می دهند. تبعیت بیشتر میدها از روند Al₂O₁ نشان دهنده فراوانی کانی های رسی در این سنگهاست، زیرا عنصر آلومینیوم به طور ویژه در ساختمان رس ها حضور دارد (K₂O ا د شان دهنده تمرکز کانی های انطباق مثبت بین C₂O و Al₂O د Al₂O د شان دهنده تمرکز کانی های

1. Oyester



شکل۵. به هنجارسازی نمونه ها نسبت به پوسته قارهای بالایی (UCC) (Taylor and McLennen, 1985) در ماسه سنگها و گلسنگهای مورد مطالعه.



شکل⁶. بررسی روند تغییرات عناصر اصلی نسبت به Al₂O₃ در ماسهسنگها و گلسنگهای مورد مطالعه.

یتاسیمدار در نمونههای مورد بررسی است که تأثیر مهمی بر روی پراکندگی آلومینیوم دارد.

نمونههای ماسهسنگی و گلسنگی که درصد بالایی از K2O۰ Fe₂O₃ و MgO را نشان می دهند حاوی مسکوویت، سریسیت و کلریت زیادی هستند (شکل۷)، که در بررسی های کانی شناسی بەروش يراش يرتو ايكس (XRD) نيز ديده شدهاند (آفرين، (۱۳۹۱). در نتیجه وجود اکسیدیتاسم (K,O) بالا در مسکوویت و سریسیت و همچنین وجود اکسیدهای آهن (Fe₂O₃) و منیزیم (MgO) بالا در كلريت موجب رابطه مستقيم بين ،(MgO) MgO و Al₂O شده است.

از تحرک عناصر اصلی در طی هوازدگی، حمل و نقل و دیاژنز، مي توان در تعيين درجه بلوغ رسوبات استفاده نمود -McLen) nan, 1993). مقادیر پایین Na₂O در ماسهسنگهای مورد مطالعه مي تواند مبين بلوغ بالاي أنها باشد. به علاوه نسبت SiO₂/Al₂O₃ نيز يک انديس مورد استفاده براي تعيين بلوغ است (Potter) 1978). این میزان در طی هوازدگی، حمل و نقل و چرخهمجدد، در نتیجه افزایش کوارتز نسبت به اجزای ناپایدار مثل فلدسیار و قطعاتسنگی افزایش می یابد. نسبت SiO₂/ALO₃ بیشتر از ۵ تا ۶ در سنگهای رسوبی، نشان دهنده بلوغ بالای سنگ است Roser) et al.,1996). میانگین این کسر در ۶ نمونه ماسهسنگی ۵/۵ و در ۶ نمونه گلسنگی از سنگهای مورد مطالعه ۳/۷ است (جدول۲). این اعداد بیانگر بلوغ متوسط به بالا در سنگهای مورد مطالعه

جهت تعيين رسوبات مربوط به سيكل اول رسوبي يا رسوبات حاصل از چرخه مجدد رسوبی، کاکس و همکاران ,Cox et al) 1995) اندیس تنوع ترکیبی' را بر اساس عناصر اصلی پیشنهاد دادند که از طریق فرمول زیر محاسبه می شود:

ICV=[(Fe₂O₂+K₂O+Na₂O+CaO+MgO+MnO+TiO₂)/Al₂O₂]

این اندیس فراوانی آلومینیوم را نسبت به سایر کاتیونهای اصلی در یک سنگ یا کانی اندازه می گیرد. به عقیده (1995) Cox et al. کانی های فاقد رس، ICV بالاتری نسبت به کانی های رسی دارند و نمونههای حاوی کانیهای رسی فراوان، ICV کمتر از ۱ دارند و در نواحی با فرآیش ٔ خیلیکم، همراه با هوازدگی شیمیایی شدید تشکیل می شوند. نمونه های که ICV بالاتر از ۱ دارند، به احتمال زیاد رسوبات سیکل اول هستند و آنهایی که ICV کمتر از ۱ دارند، ممکن است رسوبات چرخه مجدد یا رسوبات به شدت هوازده از سیکل اول رسوبی باشند (Cullers and Podkovyrov) 2002). البته در صورتی می توان به این اندیس مطمئن بود که دیاژنز میزان Na₂O، K₂O و CaO را تغییر نداده باشد Cox et) al., 1995; Cullers and Podkovyrov, 2002). ميزان ICV در ماسهسنگها و گلسنگهای مورد مطالعه به طور میانگین ۱/۵۷ می باشد و نشان می دهد که از رسوبات سیکل اول نتیجه شده و شدت هوازدگی روی آنها به طور متوسط عمل کرده است.

هوازدگی سنگ منشأ

تجزیههای ژئوشیمیایی عناصر اصلی سنگهای آواری، وسیله مناسبی برای تعیین جایگاه زمینساختی در ماسهسنگهایی هستند که تحت تأثیر شدید دیاژنز و دگرگونی یا دیگر فرآیندهای دگرسانی و هوازدگی قرار نگرفتهاند (McLennan et al., 1993). بنابراین، لازم است برای ارزیابی انواع برخاستگاه رسوبات، نقش هوازدگی نیز بررسی شود McLennan et al., 1993; Nesbitt) and Young, 1982; Nesbitt et al., 1980; Ohta and Sakai, 2004). تعیین میزان هوازدگی در سنگهای رسوبی با استفاده از دادهای ژئوشیمیایی از ارتباط بین عناصر قلیایی با قلیایی خاکی انجام مي گيرد (Nesbitt and Young, 1982). تاريخچه هوازدگي سنگهای آواری را اغلب توسط محاسبه نسبت اکسیدهای



شکل ۷. نمودار XRD که وجود کانیهای رسی کلریت، سریسیت و نیز کوارتز، کلسیت و پلاژیوکلاز را نشان میدهد.

عناصر اصلى نيز تاييد مي گردد (آفرين، ١٣٩١).

سنگ منشأ

از نشانههای ژئوشیمیایی ثبت شده در سنگهای آواری می توان جهت مطالعه سنگ منشأ استفاده نمود -Taylor and McLen) nan, 1985; Condie et al., 1992; Cullers, 1995; Cullers and Podkovyrov, 2002). با استفاده از دیاگرام تفکیک کننده Roser and Korsch (1988) بر یایه اکسیدهای اصلی در ماسهسنگها و گلسنگها، ۴ برخاستگاه معرفی شده است که ۴ سنگ مادر اوليه آذرين مافيك، آذرين حدواسط، آذرين فلسيك و رسوبي کوارتزی را برای آنها نشان میدهد. این نمودارها بر اساس اکسیدهای اصلی Ti، Na، Ca، Mg، Fe، Al و K چهار منشأ مذکور را از یکدیگر تفکیک می کنند. دادههای اکسیدی نمونههای مورد مطالعه، در دیاگرامهای تابع تمایزی در محدوده با منشأ رسوبی کوارتزی قرار می گیرند (شکل A-A). رسوبات مشتق شده از منشأ رسوبی کوارتزی از نظر سنگشناسی، ماسهسنگهای غنی از کوارتز میباشند که در ناحیه درون کراتونی یا کوهزایی با چرخه مجدد دیاگرام (Dickinson et al. (1983) قرار می گیرند. همچنین، Roser and Korsch (1988)، جهت جلوگیری از تأثیر Si و Si بیوژنیک، دیاگرام تفکیکی دیگری بر اساس نسبت اکسیدهای TiO₂، Fe₂O₃, MgO، Na₂O و K₂O به Al₂O, va₂O معرفی نمو دند که بر اساس آن نیز کلیه نمونهها درمحدوده با منشأ رسوبی کوارتزی قرار مي گيرند (شكلA–B).

متحرک Na_2O ، K_2O و نسبت به اکسید غیرمتحرک Nesbitt and Young, 1984; 1989) میزنند (Nesbitt and Young, 1984; 1984). از اندیس های معمول هوازدگی میتوان به اندیس هوازدگی (CIA = $[Al_2O_3 / Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O]$)

و انديس هوازدگی پلاژيوکلاز (Harnois, 1988) (PIA = $[(Al_2O_3 - K_2O) / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O - K_2O)])$

(Fedo et al., 1995) اشاره نمود. نکته قابل توجه در محاسبه این اندیسها، قرارگیری تنها مقادیر CaO موجود در کانیهای سیلیکاتی در این فرمولها است. حضور سیمانهای کربناتی و میزان CaO متغیر، خطای مقادیر حاصل از CIA·PIA و CIW را افزایش میدهد. بنابراین، برای حذف اثر نامطلوب سیمان کربناتی، در محاسبه اندیس هوازدگی سیلیسی آواریهای مورد مطالعه از فرمول (Cullers (2000) استفاده شده است.

 $CWI' = [(Al_2O_2 / Al_2O_2 + Na_2O)]$

مقادیر عددی بدست آمده (۸/۸ = CWI) بیانگر هوازدگی شیمیایی متوسط به بالای سنگ منشأ ماسهسنگها و گلسنگهای منطقه چابهار میباشد. این امر میتواند به دلیل تغییر شرایط آب و هوایی در طی نهشت این رسوبات در منطقه باشد، به گونهای که آب و هوا در بخش عمدهای از این رسوبات از خشک به نیمه خشک تغییر کرده است و با توجه به نمودار ژئوشیمیایی Suttner میدهای (1986)



شکل۸ دیاگرامهای تابع تمایزی بر اساس مقادیر عناصر اصلی (Roser and Korsch, 1988)؛ (آدابی، ۱۳۹۰). A) نمونههای ماسهسنگی و گلسنگی مورد مطالعه در محدوده خاستگاه رسوبی کوارتزی قرار گرفتهاند. B) دیاگرام تفکیک کننده تابعی بر اساس اکسیدهای اصلی جهت جلوگیری از تأثیر Sa و Si بیوژنیک، که مبین قرارگیری نمونهها در محدوده منشأ رسوبی-کوارتزی است.

Discrimination function 1= -1.773 TiO₂+0.607 Al₂O₃ +0.76 Fe₂O₃ -1.5 MgO +0.616 CaO +0.509 Na₂O -1.224 K₂O -9.09 Discrimination function 2= 0.445 TiO₂+0.07 Al₂O₃ -0.25 Fe₂O₃ -1.142 MgO +0.438 CaO +1.475 Na₂O +1.426 K₂O -6.861 تابع تفکیکی نمودار B:

Discrimination function 1= $30.638 \operatorname{TiO}_2/\operatorname{Al}_2O_3 - 12.541 \operatorname{Fe}_2O_3/\operatorname{Al}_2O_3 + 7.329 \operatorname{MgO}/\operatorname{Al}_2O_3 + 12.031 \operatorname{Na}_2O/\operatorname{Al}_2O_3 + 35.402 \operatorname{K}_2O/\operatorname{Al}_2O_3 - 6.382$ Discrimination function 2= $56.500 \operatorname{TiO}_2/\operatorname{Al}_2O_3 - 10.879 \operatorname{Fe}_2O_3/\operatorname{Al}_2O_3 + 30.875 \operatorname{MgO}/\operatorname{Al}_2O_3 - 5.404 \operatorname{Na}_2O/\operatorname{Al}_2O_3 + 11.112 \operatorname{K}_2O/\operatorname{Al}_2O_3 - 3.89$

جایگاه زمینساختی

با توجه به درصد اکسیدهای اصلی در ماسهسنگها و گلسنگهای ناحیه شرق چابهار و استفاده از نمودارهای Roser and Korsch (1986) فلمنگ و Roser and Korsch (1986) می توان جایگاه نرمین ساختی این سنگها را مشخص نمود. بر اساس دیاگرام K₂O/Na₂O-SiO₂ (شکل ۹–۵) مقادیر SiO در برابر نسبت /K₂O Na₂O محیط حاشیه قارهای فعال ¹ را نشان می دهد. نسبت پایین Na₂O محیط حاشیه قارهای فعال ¹ را نشان می دهد. نسبت پایین بیانگر عدم حضور فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز و تهی شدگی بیانگر عدم حضور فلدسپارهای پتاسیم و پلاژیوکلاز و تهی شدگی دورد مطالعه در دیاگرام MgO+Fe₂O3+MgO در نزدیک و خارج این سنگها از سدیم و پتاسیم است. مقادیر عنصری نمونههای مورد مطالعه در دیاگرام MgO+Fe₂O3+MgO در نزدیک و خارج از محدوده حاشیه قارهای فعال قرار گرفتهاند (شکل ۹–۵). در محدوده حاشیه قارهای فعال و نمونههای گلسنگی در محدوده جزایر قوسی قارهای ⁵ قرار گرفتهاند (شکل ۹–۵). از نکات قابل محدوده حاشیه قارهای فعال و نمونههای گلسنگی در محدوده

سیلیسیم می باشد (Al₂O₃/SiO₂=۰/۳-۰/۲).

حذف فلدسپارها و وجود کانیهای رسی میتواند دلیل بر افزایش نسبت Al₂O₃/SiO₂ در نمونهها باشد. در دیاگرام /SiO₂ نسبت تقریباً متوسط سیلیسیم به آلومینیوم (۶-۴ = SiO₂/Al₂O₃-K (SiO₂/Al₂O₃ = ۶-9). بطور در محدوده حاشیه قارهای فعال قرار گرفتهاند (شکل ۹-۵). بطور کلی رسم نمونهها بر روی نمودارهای مختلف (شکل ۹)، نشان میدهد که ماسه سنگها و گلسنگهای ناحیه شرق چابهار در یک

از طرفی در سنگهای رسوبی آواری، عناصر فرعی نظیر Co، V، Ni، Cs، Nb، Ti، Zr، Sc، Th، La و Y تحت شرایط هوازدگی، دیاژنز و حتی فرآیندهای دگرگونی درجه متوسط، Bhatia and میشود (Crook, 1986; McLennan et al., 1993) شاخص های خوبی برای تعیین منشأ اصلی و جایگاه زمین ساختی (Bhatia and Crook, میآیند, Madia and Crook)



شکل ۹. a) SiO₂-Na₂O/K₂O (a) نمونههای ماسهسنگی و گلسنگی مورد مطالعه در محدوده حاشیه قارهای فعال قرار گرفتهاند. Al₂O₃/SiO₂-Fe₂O₃+MgO (c) نمونههای ماسهسنگی در نزدیکی حاشیه قارهای فعال قرار گرفتهاند. Al₂O₃/SiO₂-Fe₂O₃+MgO (c) (b) نمونههای ماسهسنگی در محدوده حاشیه قارهای فعال و نمونههای گلسنگی در محدوده جزایر قوسی قارهای قرار گرفتهاند (آدابی، ۱۳۹۰). (Bhatia, 1983) نمونههای ماسهسنگی در محدوده حاشیه قارهای فعال و نمونههای گلسنگی در محدوده جزایر قوسی قارهای قرار گرفتهاند. (Bhatia, 1983) نمونههای ماسهسنگی در محدوده حاشیه قارهای فعال و نمونههای گلسنگی در محدوده جزایر قوسی قارهای قرار گرفتهاند (آدابی، ۱۳۹۰). (ACM=active continental margin, PM=passive margin, CIA=continental island arc, iز دار گرفتهاند (IA=island arc, IA=island arc, A1=arc setting, basaltic and andesitic detritus, A2=evolved arc setting, felsitic-plutonic detritus

1. Active Continental Margin

2. Continental Island Arc

1986; McLennan, 2001). رسم مقادیر عناصر فرعی نمونههای ماسهسنگی و گلسنگی مورد مطالعه بر روی نمودارهای دوتایی (Bhatia and Crook, 1986; Schandl and Gorton, 2002) نیز حاکی از تشکیل این سنگها در یک محیط زمینساختی حاشیه قارهای فعال است (شکل ۱۰).

نتيجه گيري

در منطقه ساحلی چابهار سیلیسی آواری های متعلق به سنوزوئیک رخنمون دارند که شامل مارن های میوسن – پسین، ماسه سنگ ها و کنگلومراهای پلئیستوسن می باشند. مقادیر آهک اندازه گیری شده نمونه های نسبت داده شده به مارن (برش های گورانکش و خورگریندر) بین ۹ تا ۲۱ درصد می باشد و بهتر است به جای مارن از واژه گلسنگ برای این نهشته ها استفاده نمود. زیرا مارن به مخلوطی از رس و کربنات کلسیم اطلاق می گردد که میزان کربنات کلسیم آن بین ۳۵ تا ۶۵ درصد در تغییر است. ماسه سنگ ها به ترتیب فراوانی ذرات تشکیل دهنده از کوارتر، قطعات سنگی

رسوبی (سنداستونآرنایت) و مقدار کمی فلدسپار تشکیل شده و بیشتر ترکیب لیتآرنایت دارند. به هنجارسازی عناصر اصلی با میانگین پوسته قارهای بالایی⁷، نشان دهنده کاهش میزان $O_{\rm s}$ $P_{\rm 2}O_{\rm 5}$ و Fe₂O₃ نسبت به پوسته قارهای بالایی (UCC) میباشد. این امر می تواند به علت تحرک این عناصر در طی فرآیندهای پس از رسوبگذاری و یا به علت سنگمادر⁴ فاقد پلاژیوکلازهای سدیمدار باشد.

بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی و محاسبه اندیسهای هوازدگی^ه و تنوع ترکیبی² نشان داد که گلسنگها و ماسهسنگهای منطقه چابهار دارای هوازدگی و بلوغ شیمیایی متوسط میباشند. این نتایج با شرایط اقلیمی منطقه مورد مطالعه که از نوع بیابانی گرم میانه تا خشک است انطباق دارد، زیرا در آب و هوای گرم و خشک شدت هوازدگی شیمیایی پایین بوده، ذرات و کانیهای ناپایدار بطور کامل از بین نمی روند. حضور آلبیت با توجه به مطالعات کانی شناسی به روش پراش پرتو ایکس⁷، در ترکیب این سنگها نیز مؤید این موضوع است. ماسهسنگها و گلسنگهای منطقه



شکل ۱۰. نمودارهای تفکیک کننده محیط تکتونیکی بر اساس عناصر فرعی: Bhatia and Crook, 1986) La-Th-Sc (و Bh-Sc-Zr/D (a و آدابی، Th-Sc-Zr/D) نسبت Th/Ta در مقابل d y و d) نسبت Th/Hf در مقابل Schandl and Gorton, 2002) Ta/Hf). محدودههای تعریف شده عبارتند از: جزایر قوسی اقیانوسی (A)، جزایر قوسی قارهای (B)، حاشیههای فعال قارهای (C) و حاشیههای غیر فعال (D).

1. Marl

- 2. Mudstone
- 3. Upper Continental Crust
- Source Rock
 CWI'
- 6. ICV
- 7. X-Ray Diffraction

ساحلی چابهار بر اساس اکسیدهای عناصر اصلی و دیاگرامهای تابعی در محدوده سنگمادر رسوبی کوارتزی قرار می گیرند که حضور کوارتزهای مونو کریستالین، قطعاتسنگی رسوبی و عدم وجود قطعاتسنگی آتشفشانی و دگرگونی در نمونهها نشان از مطابقت دادهها با سنگمنشأ رسوبی – کوارتزی دارد. همچنین، دادههای ژئوشیمی و استفاده از نمودارهای تفکیکی مختلف بر پایه عناصر اصلی و فرعی، رسوبگذاری در یک محیط زمین ساختی وابسته به حوضه حاشیه قارهای فعال^۱ را برای این نهشتهها تداعی می کند که با فرورانش زون مکران قابل انطباق است. زیرا به دلیل تداوم فرآیند فرورانش در مکران، گسل های منطقه هنوز فعال بوده و زمین به بالا آمدن ادامه می دهد که این عمل با چین خوردگی، کوتاه شدگی و با یسروی خط ساحلی همراه است.

سپاسگزاری

از داوران محترم جهت ارائه نظرات بسیار ارزنده و مفید که به ارتقای سطح علمی این مقاله کمک نمودهاند، سپاسگزاریم. همچنین از مسئولین محترم مؤسسه ملی اقیانوس شناسی دریای عمان و اقیانوس هند – مرکز چابهار، به ویژه از آقایان مهندس محمدعلی حمزه و مهندس غلامرسول بسکله جهت فرآهم آوردن امکانات آزمایشگاهی نهایت تشکر و قدردانی می شود.

منابع

 احراریرودی، م.، ۱۳۸۵. چینه نگاری سکانسی و بررسی تغییرات سطح آب دریا در رسوبات (پلیو- پلئیستوسن) ناحیه شرق چابهار. پایاننامه کارشناسیارشد، دانشگاه فردوسی مشهد، دانشکده علوم، ۱۴۰.

– اعتمادسعید، ن. و حسینیبرزی، م.، ۱۳۸۸. ژئوشیمی عناصر اصلی ماسهسنگ های سازند لالون در مقطع باهمو، ایران مرکزی: با نگرشی بر سنگ منشأ، شرایط هوازدگی قدیمه و جایگاه زمینساختی. فصلنامه زمین شناسیایران، ۹، ۶۵–۵۳.

– آدابی، م.ح.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی رسوبی. انتشارات آرین زمین، چاپ دوم، ۵۰۳.

– آفرین، م.، ۱۳۹۱. ژئوشیمی و کانی شناسی مارن های میوسن منطقه ساحلی چابهار، جنوب شرق سیستان و بلوچستان. پایان نامه کار شناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد زاهدان، دانشکده علوم، ۱۱۲.

– آقانباتی، ع.، ۱۳۸۵. زمینشناسی ایران. سازمان زمینشناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶.

 بایتگل، آ. و حسینیبرزی، م.، ۱۳۹۰. ژئوشیمی عناصر اصلی نهشتههای سیلیسیآواری سازند شیرگشت، بلوک کلمرد، ایران مرکزی برای تعیین برخاستگاه زمینساختی و هوازدگی سنگمنشأ. فصلنامه علومزمین، ۲۹، ۱۱۲–۱۰۱.

حسینی برزی، م.، ۱۳۸۲. سنگ شناسی رسوبی پرتگاههای
 ساحلی چابهار (پلیو – پلئیستوسن) با نگرشی بر تأثیر زمین ساخت

بر رسوبگذاری، دیاژنز و چرخههای رسوبی. رساله دکترای تخصصی، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، ۲۹۰.

- حسینی برزی، م.، جعفرزاده، م. و آدابی، م.ح.، ۱۳۸۷. ژئوشیمی بخش ماسه سنگی اهواز از سازند آسماری در میدان نفتی اهواز: کاربردهایی در تعیین جایگاه زمین ساختی و هوازدگی سنگ منشأ. مجله علوم دانشگاه شهید چمران اهواز، ۱۹، ۴۵–۳۴. - حسینی برزی، م. و سعیدی، م.، ۱۳۸۹. برخاستگاه زمین ساختی ماسه سنگ های سازند پادها در برش سمیر کوه، ایران مرکزی: با در نظر گرفتن تأثیر فرآیندهای دیاژنزی بر ترکیب ماسه سنگها. فصلنامه علومزمین، ۸۷، ۱۵۸–۱۴۷.

– حسینیبرزی، م. و شادان، م.، ۱۳۸۸. برخاستگاه و هوازدگی سنگمادر ماسهسنگهای سازند خان بر اساس پتروگرافی، آنالیز مدال و ژئوشیمی عناصر اصلی در برش چاه روف، بلوک پشت بادام. فصلنامه زمینشناسی ایران، ۱۲، ۳۷–۲۷.

 جعفریان، م.ب. و صمدیان، م.ر.، ۱۳۷۵. گزارش نقشه زمین شناسی چابهار با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

- Al-Juboury, A.I., McCann, T. and Ghazal, M.M., 2009. Provenance of Miocene sandstones innorthern Iraq: constraints from framework petrography, bulk-rock geochemistry and mineral chemistry. Russian Geology and Geophysics, 50, 517–534.

- Armstrong-Altrin, J.S. and Verma, S.P., 2005. Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic Settings. Sedimentary Geology, 177, 1-2, 115-129.

- Batumilke, M.J., Kampunzu, A.B. and Cailteux, J.H., 2006. Petrology and geochemistry of the Neoproterozoic Nguba and Kundelungu Groups, Katangan Supergroup, southeast Congo: Implications for provenance, paleoweathering and geotectonic setting. African Earth Sciences, 44, 97-115.

- Bauluz, B., Mayayo, M. J., Fernandez-Nieto, C. and Lopez, J. M. G., 2000. Geochemistry of Percambrian Paleozoic siliciclastic rock from the Iberian Range (NE Spain): implications for source-area weathering, sorting, provenance and tectonic setting. Chemical Geology, 168, 135-150.

-Berberian, M. and King, C.P., 1981. Towards a paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Canadian Earth Sciences, 18, 210-265.

- Bhatia, M.R. and Crook, K.A.W., 1986. Trace element

^{1.} Active Continental Margin

characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. Contributions to Mineralogy and Petrology, 92, 181-193.

- Bhatia, M.R., 1983. Plate tectonics and geochemical composition of sandstone. Geology, 91, 611-627.

- Blatt, H., 1985. Provenance studies and mudrocks. Sedimentary Petrology, 55, 69–75.

- Cardenas, A., Girty, G.H., Hanson, A.D. and Lahren, M. M., 1996. Assessing differences in composition between low metamorphic grade mudstone and high-grade schists using logratio techniques. Geology, 104, 279-293.

- Condie, K. C., Boryta, M. D., Liu, J. and Qian, X., 1992. The origin of khondalites: Geochemical evidence from the Archean to Early Proterozoic granulite belt in the North China craton. Precambrian Research, 59, 207-223.

- Condie, K. C., Dengate, J. and Cullers, R. L., 1995. Behavior of rare earth elements in paleoweathering profile on granodiorite in the front range, Clorado, USA. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 279-294.

- Cox, R., Low, D.R. and Cullers, R.L., 1995. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States. Geochimica et Cosmochimica Acta, 59, 2919-2940.

- Cullers, R.L., 1994. The chemical signature of source rock in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rock in the Wet Mountains region, USA. Chemical Geology, 113, 327-343.

- Cullers, R.L., 1995. The controls on the major and trace element evolution of shales, siltstone and sandstone of Ordovician to Tertiary age in the Wet Mountains region, Colorado, USA. Chemical Geology, 123, 1-4, 107-131.

- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: Implication for provenance and metamorphic studies. Lithos, 51, 181-203.

- Cullers, R. L. and Podkovyrov, V. N., 2002. The source and origin of terrigenous sedimentary rock in the MesoproterozoicUi group, southeastern Russia. Precambrian Research, 117, 157-183.

- Das, B.K., AL-Mikhlafi, A.S. and Kaur, P., 2006. Geochemistry of Mansar Lake sediment, Jammu, India, Implication for source-area weathering, provenance, and tectonic setting. Journal of Asian Earth Sciences, 26, 649-668. - Dickinson, W.R., Beard, L.S., Brakenridge, G.R., Evjavec, J.L., Ferguson, R.C., Inman, K.F., Knepp, R.A., Lindberg, F.A. and Ryberg, P.T., 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstons in relation to tectonic sitting. Geological Society of America Bulletin, 94, 222-235.

- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. Geology, 23, 921-924.

- Folk, R.L., 1980. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing, Austin, TX, 184.

- Garcia, D., Ravenne, C., Marechal, B. and Moutte, J., 2004. Geochemical variability induced by entrainment sorting: quantified signals for provenance analysis. Sedimentary Geology, 171, 113-128.

- Gateneh, W., 2000. Geochemistery provenance and depositional tectonic setting of the Adigrat Sandstone northern Ethiopia. African Earth Sciences, 35, 185-198.

- Gu, X.X., Liu, J.M., Zheng, M.H., Tang, J.X. and Qi, L., 2002. Provenance and tectonic setting of the Proterozoic turbidites in Hunan, south China: Geochemical evidence. Sedimentary Research, 72, 393-407.

- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. Sedimentary Geology, 55, 319-322.

-Herron, M.M., 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. Sedimentary Petrology, 58, 820-829.

- Hessler, A.M. and Lowe, D.M., 2006. Weathering and sediment generation in the Archean: An integrated study of the evolution of siliciclastic sedimentary rocks of the 3.2 Ga Moodies Group, Barberton Greenstone Belt, South Africa. Precambrian Research, 151, 185-210.

- Jacob, K.H and Quittmeyer, R.C., 1979. The Makran region of Pakistan and Iran trench-arc system with active plate sabduction. Geodynamics of Pakistan, 305-318.

- Jafarzadeh, M. and Hosseini-Barzi, M., 2008. Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran, implications on provenance and tectonic setting. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 25, 247-260.

- Kroonenberg, S.B., 1994. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments. Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A, 69–81.

- Lee, J.I., Park, B., Jea, Y., Yoon, H.I., Yoo, K.C. and Kim, Y., 2005. Geochemical characteristics and the Provenance of sediments in the Bransfield Strait, West Antarctica. Marine Geology, 219, 81-98.

- Lepichon, X., 1968. Sea-floor spreading and continental drift. Geology Research, 73, 12, 3661-3697.

- McBride, Earle F., 1985. Diagenetic processes that affect provenance determination in sandstone. In Zuffa G. G. (ed.), Provenance in Arenites. Reidel Publishing Company, 407, 95-113.

- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K. and Hanson, G.N., 1993. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes Controlling the Composition of clastic sediments. GSA Special Paper, 284, Boulder, 21-40.

- McLennan, S.M., 1993. Weathering and global denudation. Geology, 101, 295-303.

- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. Geochemistry Geophysics Geosystems, 2, 4, 1021, doi:10.1029/2000GC000109.

- Muller, G. and Gatsner, M., 1971, Chemical analysis. Neues Jahrbuch fu" r Mineralogie Monatshefte, 10, 466– 469.

- Nesbitt, H.W., Markovics, G. and Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalies and alkaline earths during continental weathering. Geochimica et Cosmochimica Acta, 44, 1659–1666.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature, 299, 715-717.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1984. Prediction of some weathering trends of plutonic and volcanic rock based upon thermodynamic and kinetic consideration. Geochimica et Cosmochimica Acta, 48, 1523-1534.

- Nesbitt, H.W. and Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profile. Geology, 97, 129-147.

- Osae, S., Asiedu, D.K., Yakubo, B., Koeberl, C. and Dampare, S.B., 2006. Provenance and tectonic setting of Late Proterozoic Buem sandstones of southeastern Ghana: Evidence from geochemistry and detrital modes. African Earth Sciences, 44, 85–96.

- Ohta, T. and Sakai, T., 2004. Deep-marine sedimenta-

tion and sequence evolution of the Toyora Group in the Nagato Basin, Inner Zone of SW Japan. Geological Society of Thailand, 1, 45–60.

- Pettijohn, F.J., Potter, P.E. and Siever, R., 1987. Sand and Sandstone. (2nd ed.) Springer-Verlag, New York, 553.

- Pettijohn, F.J., 1975. Sedimentary Rocks 3rd edition. Harper and Row, New York, 628.

- Potter, P.E., 1978. Petrology and chemistry of modern big river sands. Geology, 86, 423-449.

- Rashid, S.A., 2002. Geochemical characteristics of Mesoproterozoicclastic Sedimentary Rocks from the Chakrata Formation, Lesser Himalaya. Asian Earth Sciences, 21, 283-293.

- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical Data: Evoluation, Presentation, Interpretation. Longman, 352.

- Roser, B.P., Cooper, R.A., Nathan, S. and Tulloch, A.J., 1996. Reconnaisance sandstone geochemistry, provenance and tectonic setting of the lower Paleozoic terranes of the West Coast and Nelson, New Zealand. New Zealand Geology and Geophysics, 39, 1-16.

- Roser, B. P. and Korsch, R.J., 1986. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO2 content and K,O/Na,O ratio. Geology, 94, 635–650.

- Roser, B.P. and Korsch, R.J., 1988. Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. Chemical Geology, 67, 119-139.

- Schandl, E.S. and Gorton, M.P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environments. Economic Geology, 97, 629-642.

- Suttner, L.J. and Dutta, P.K., 1986. Alluvial sandstone composition and paleoclimate, Framework mineralogy. Sedimentary Petrology, 56, 329-345.

- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1985. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Blackwell, Oxford, 312.

- Von Eynatten, H., 2003. Petrography and chemistry of sandstone from the Swiss Molasse Basin: An archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. Sedimentology, 50, 703-724.

- Von Eynatten, H., 2004. Statistical modeling of compositional trends in sediments. Sedimentary Geology, 172, 251-268.

- Whitmore, C.P. Crook, K.A.W. and Johnson, D.P.,

ژئوشيمي گلسنگها و ماسهسنگهاي ميوسن پسين - پلئيستوسن...

2004. Grain size control of mineralogy and geochemistry in modern river sediment, New Guinea Collision, Papua New Guinea. Sedimentary Geology, 171,129-157.

- Zimmermann, U. and Bahlburg, H., 2003. Provenance

analysis and tectonic setting of the Ordovician clastic deposits in the southern Puna Basin, NW Argentina. Sedimentology, 50, 1079–1104.